



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

**“ESTUDIO GEOLÓGICO, GEOQUÍMICO Y
GEOCRONOLÓGICO DE LA ISLA MARÍA MADRE, NAYARIT”**

T E S I S

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA)**

**P R E S E N T A
VALERIE POMPA MERA**

**Director de tesis:
DR. PETER SCHAAF
Instituto de Geofísica**

**Jurado examinador:
Dr. Román Álvarez Béjar (Instituto de Investigaciones en
Matemáticas Aplicadas y en Sistemas)
Dr. Mariano Elías Herrera (Instituto de Geología)
Dr. Ricardo Vega Granillo (Instituto de Geología)
Dra. Laura Mori (Facultad de Ingeniería)**

México D.F., Septiembre de 2014



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.

**Con todo mi cariño y admiración,
dedico este trabajo a mi familia, amigos
y a quienes día con día me permiten caminar a su lado
brindándome fortaleza y esperanza.**

Si por conquistar lo conquistado tuve que sufrir lo sufrido

Si por recobrar lo recobrado tuve que haber llorado lo llorado

Doy por bien sufrido lo sufrido y por bien llorado lo llorado

Porque después de todo he comprendido que lo que el árbol tiene de florido

vive de lo que tiene sepultado.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, especialmente al Instituto de Geofísica por permitirme realizar mis estudios de posgrado durante todos estos años.

A mi asesor, el Dr. Peter Schaaf por sus enseñanzas, su paciencia y confianza para permitirme participar en este proyecto.

A los miembros de mi comité tutorial: Dr. Dante Jaime Morán Zenteno y Gustavo Tolson Jones, por su orientación durante el desarrollo de este trabajo.

Al programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra por las facilidades otorgadas en los trámites durante mi permanencia en el mismo. Gracias a CONACYT por la beca otorgada para realizar mis estudios de doctorado. Gracias también a los proyectos DGAPA-PAPIIT IN139002 e IN112314 por el apoyo económico otorgado.

A la Secretaría de Marina, Secretaría de Seguridad Pública y a la Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales por los permisos otorgados y apoyo logístico durante la estancia en las Islas Marías.

Este trabajo de tesis ha sido mejorado notablemente por las sugerencias y comentarios aportados por los miembros del comité evaluador: Dra. Laura Mori, Dr. Román Álvarez, Dr. Mariano Elías Herrera y Dr. Ricardo Vega Granillo.

Muchas gracias al personal académico del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica: Ing. Vianney Meza García por su apoyo en la medición de muestras, a la M. en C. Gabriela Solís Pichardo por sus enseñanzas y colaboración en el procesamiento y análisis de muestras. Al Ing. José Teodoro Hernández Treviño por su participación en los trabajos de molienda, separación de minerales y preparación de muestras, además de su contribución durante el trabajo de campo. Al Dr. Bodo Weber por el apoyo durante el trabajo de campo y análisis geocronológico de U-Pb en zircones. Gracias también a Daniel Villanueva y Josué Salazar por su apoyo durante el trabajo de campo.

Gracias a Rufino Lozano Santa Cruz (LUGIS), por los análisis de elementos mayores y traza, a Ofelia Pérez Arvizú por el análisis de elementos traza (CGEO). A la M. en C. Consuelo Macías y a la Dra. Bárbara Martiny por su apoyo durante la separación de minerales. Al Ing. Carlos Linares y al M. en C. Ángel Ramírez Luna, por su apoyo en el análisis de minerales para fechamiento mediante Ar-Ar.

Un agradecimiento especial al Dr. Paul William Layer de la Universidad de Alaska en Fairbanks, por los fechamientos mediante Ar-Ar.

A mis profesores: Dr. Dante J. Morán Zenteno, Dr. Enrique González, Ing. Javier Arellano por brindarme su confianza y solidaridad desde siempre. Gracias a la Dra. Beatriz Ortega, a la Biol. Guadalupe Soqui e Ing. Alberto Arias por sus consideraciones y apoyo en mis actividades de docencia.

También quiero expresar mi agradecimiento a todo el personal administrativo del Posgrado en Ciencias de la Tierra: Lic. Graciela Solache, Araceli Chaman y Laura Mendoza, por la ayuda brindada en los trámites durante mis estudios. Al personal de cómputo del Instituto de Geofísica: Daniel, Joaquín y Héctor por su apoyo y permanente disposición de ayudar.

A mis compañeros M. en C. Bernardo García Amador y Dr. Mario Alfredo Ramos por su apoyo en la discusión final de datos y análisis petrográfico, pero sobre todo por su amistad, entusiasmo y solidaridad. Gracias a Vianney Meza: tu compañía y amistad me fortalecieron de manera significativa en este proceso.

A mis compañeros del Posgrado: Sac-Nicte Valadez, Gloria P. Tovar, Bethania Palacios, Karla Juárez, Valentina Shchepetilnikova., Fanis Abdullin., Fabián Durán, Elia Escobar, Alberto García, Gabriel Chávez, Alejandro Rodríguez, Diana Flores, Fernando Núñez, Edith Fuentes, Brenda O. R., Sandra Briceño, Alan Rivera, Manuel Bravo, Isaac Hernández, Alberto García, Alejandro Ortega, Roberto Maldonado, Gerardo Arrieta, Lucero Hernández, Denis Avellán, Elisa Fitz, Abigail Jiménez y Luis Felipe Rodríguez por las experiencias y aventuras compartidas a lo largo de este camino.

Gracias a mis grandes amigas y hermanas: Ana Mendoza, Clara Mejía y Beatriz Díaz por su comprensión y compañía en todos estos años (y los que nos faltan). A mis queridos amigos: Javier Díaz, David Blanco, Ernesto Rubio, Carlos Ortega, Christian Moya, José Antonio Oliver, Francesco Gerali, Perla E. Sánchez, Diana Tapia, Iván Rufino, Erick Ramírez, Silvestre Ruíz, Armando Chávez, Becket Lailson, Alfredo Picazo, Aarón Schroeder, Javier Flores, Luis Gutiérrez, Wendy Morales, Francisco Ruíz y Ana Caccavari. Cerca o lejos de ustedes... aquí o allá, bien dicen que “todos los caminos llevan a Roma...”

A mis queridos alumnos, por regalarme la aventura de aprender a enseñar...

Índice de contenido

	Pág.
Resumen.....	9
Abstract.....	11
1. INTRODUCCIÓN.....	13
1.1. Ubicación y acceso al área de estudio.....	16
1.2. Antecedentes.....	18
1.3. Planteamiento del problema e hipótesis de trabajo.....	20
1.4. Objetivos.....	21
2. GEOLOGÍA REGIONAL.....	22
2.1. Provincias geológicas en la Península de Baja California.....	23
2.1.1. Batolito de Juárez-San Pedro Mártir.....	23
2.1.2. Faja Volcánica de La Giganta.....	25
2.1.3. Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita.....	26
2.1.4. Cuenca de Viscaíno-Purísima.....	26
2.1.5. Complejo Plutónico de La Paz (Bloque Los Cabos).....	27
2.2. Provincias geológicas del oeste de México (continental).....	32
2.2.1. Sonorense.....	32
2.2.2. Faja Ignimbrítica Mexicana (Sierra Madre Occidental).....	33
2.2.3. Cuenca Deltáica de Sonora-Sinaloa.....	37
2.2.4. Cinturón Orogénico Sinaloense.....	39
2.2.5. Cuenca de Nayarit.....	40
2.2.6. Batolito de Jalisco.....	42
3. GEOLOGÍA DE LA ISLA MARÍA MADRE.....	44
3.1. Rocas metamórficas.....	44
3.1.1. Ortogneises.....	45
3.1.1.1. Ortogneis migmatítico.....	45
3.1.1.2. Ortogneis bandeado.....	46
3.1.2. Rocas metasedimentarias.....	47
3.1.2.1. Paragneis.....	47
3.1.2.2. Rocas calcisilicatadas.....	48
3.2. Rocas plutónicas.....	50
3.2.1. Tonalitas y cuarzo-monzodioritas.....	50
3.2.2. Granitos y granodioritas.....	52
3.2.3. Diques félsicos.....	54
3.2.4. Diques máficos y enclaves.....	55
3.3. Rocas volcánicas.....	56
3.3.1. Rocas volcánicas explosivas.....	56
3.3.2. Rocas volcánicas efusivas.....	58

3.4.	Rocas sedimentarias.....	61
3.4.1.	Arenisca Isla Magdalena.....	61
3.4.2.	Secuencia Ojo de Buey.....	62
3.4.2.1.	Secuencia Ojo de Buey inferior.....	63
3.4.2.2.	Secuencia Ojo de Buey superior.....	64
4.	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	67
4.1.	Rasgos estructurales.....	67
4.1.1.	Rocas Metamórficas.....	69
4.1.2.	Rocas plutónicas.....	69
4.1.3.	Diques.....	70
4.1.4.	Rocas volcánicas.....	71
4.1.5.	Rocas sedimentarias.....	73
5.	ANÁLISIS PETROGRÁFICO	75
5.1.	Rocas metamórficas.....	75
5.1.1.	Ortogneises.....	75
5.1.1.1.	Ortogneis migmatítico.....	75
5.1.1.2.	Ortogneis bandeado.....	77
5.1.2.	Rocas metasedimentarias.....	78
5.1.2.1.	Paragneis.....	78
5.1.2.2.	Unidades calcisilicatadas.....	79
5.1.2.3.	Esquistos de biotita.....	81
5.2.	Rocas plutónicas.....	83
5.2.1.	Tonalitas.....	84
5.2.2.	Cuarzo-monzodioritas.....	85
5.2.3.	Granodioritas.....	86
5.2.4.	Granitos.....	89
5.3.	Diques y enclaves máficos.....	90
5.3.1.	Diques félsicos.....	90
5.3.2.	Enclaves máficos.....	92
5.3.3.	Diques diabásicos.....	94
5.3.4.	Dique máfico alterado.....	95
5.4.	Rocas volcánicas.....	96
5.4.1.	Rocas volcánicas explosivas.....	97
5.4.1.1.	Ignimbritas.....	97
5.4.1.2.	Brecha volcánica.....	98
5.4.2.	Rocas volcánicas efusivas.....	100
5.4.3.	Depósitos coluviales asociados a unidades volcánicas.....	106
5.5.	Rocas sedimentarias.....	107
5.5.1.	Arenisca Isla Magdalena.....	107
5.5.2.	Secuencia Ojo de Buey.....	107

5.5.2.1.	Secuencia Ojo de Buey inferior.....	108
5.5.2.2.	Secuencia Ojo de Buey superior.....	109
6.	METODOLOGÍA ANALÍTICA.....	111
6.1.	Preparación de muestras.....	111
6.1.1.	Molienda.....	112
6.1.2.	Separación de minerales.....	112
6.2.	Análisis de elementos mayores mediante Fluorescencia de Rayos X.....	114
6.3.	Análisis de elementos traza mediante ICP-MS.....	115
6.4.	Metodología analítica para análisis isotópico de Sr y Nd.....	115
6.4.1.	Preparación de las muestras.....	115
6.4.2.	Separación de elementos.....	116
6.4.3.	Espectrometría de masas para isotopía de Sr y Nd.....	118
6.5.	Metodología para fechamiento de zircones mediante U-Pb.....	119
6.5.1.	Preparación de las muestras.....	119
6.5.2.	Espectrometría de masas mediante LA-MC-ICP-MS.....	119
6.6.	Metodología para fechamientos mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	121
6.6.1.	Preparación de las muestras.....	121
6.6.2.	Espectrometría de masas.....	122
7.	GEOQUÍMICA.....	123
7.1.	Elementos mayores.....	123
7.2.	Resultados.....	124
7.2.1.	Rocas metamórficas.....	124
7.2.2.	Rocas ígneas.....	125
7.2.2.1.	Rocas plutónicas, diques y enclaves máficos.....	125
7.2.2.2.	Rocas volcánicas.....	130
7.3.	Elementos traza.....	133
7.4.	Elementos de tierras raras.....	134
7.5.	Resultados.....	134
7.5.1.	Elementos traza en ortogneises.....	134
7.5.2.	Elementos de tierras raras en rocas metamórficas.....	135
7.5.3.	Elementos traza en rocas plutónicas, diques y enclaves máficos.....	137
7.5.4.	Elementos traza en rocas volcánicas.....	141
7.5.5.	Elementos de tierras raras en rocas ígneas.....	143
8.	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Y GEOCRONOLOGÍA.....	146
8.1.	Isótopos de Sr y Nd.....	146
8.2.	Geocronología.....	149
8.3.	Fechamientos mediante el sistema U-Pb en Zircones.....	150
8.3.1.	Ortogneis migmatítico.....	150
8.3.2.	Ortogneis bandeado.....	151
8.3.3.	Rocas metasedimentarias.....	152

8.3.4.	Cuarzo-monzodiorita 0911.....	155
8.3.5.	Granodiorita 0902.....	156
8.3.6.	Granito 0932.....	157
8.3.7.	Flujo de lava 0921 (Cuarzo-traquita).....	158
8.3.8.	Flujo de lava 0945a (Riolita).....	159
8.3.9.	Arenisca Isla Magdalena.....	160
8.3.10.	Secuencia Ojo de Buey inferior.....	161
8.3.11.	Secuencia Ojo de Buey superior.....	162
8.4.	Fechamientos mediante ^{40}Ar - ^{39}Ar	163
8.5.	Fechamientos mediante Rb-Sr.....	165
8.5.1.	Edades de biotita.....	166
8.5.2.	Edades de roca total.....	167
9.	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	169
9.1.	Estratigrafía de la Isla María Madre.....	169
9.2.	Discusión de las características petrográficas, geoquímicas y su relación con las Provincias geológicas adyacentes.....	171
9.2.1.	Características de las rocas metamórficas y eventos asociados.....	171
9.2.2.	Origen y evolución de las rocas ígneas.....	176
9.2.2.	Origen de las secuencias sedimentarias.....	182
9.3.	Implicaciones regionales y modelo evolutivo.....	187
9.4.	Conclusiones.....	200
	Referencias Bibliográficas.....	204
	Lista de figuras.....	220
	Lista de tablas mostradas en el texto.....	227
	Anexo.....	228
	Mapa Geológico de la Isla María Madre	

Resumen

El archipiélago de las Islas Marías se ubica a 130 km al este de San Blas, Nayarit, bajo las coordenadas 21°51'N/21°48'N y 106°80'W/106°40'W, en la desembocadura del Golfo de California. El archipiélago está formado por las islas San Juanito, María Madre, María Magdalena y María Cleofas. La ubicación de estas islas representa un punto clave en las reconstrucciones paleogeográficas y paleotectónicas del noroeste de México y para la evolución tectónica de la Península de Baja California. El presente estudio fue desarrollado en la Isla María Madre, que es la isla más grande y abarca una superficie de 145 km², e incluyó la elaboración del primer mapa geológico detallado de la isla. Así mismo, se realizó el análisis petrográfico, geoquímico y geocronológico de las unidades litológicas identificadas. Las rocas más antiguas se exponen en afloramientos de dimensiones reducidas a lo largo de la costa oeste, y consisten en migmatitas y ortogneises de composición granodiorítica a granítica con edades U-Pb del Jurásico de 163 y 170 Ma, respectivamente, además de una edad calculada a partir de una isócrona de Rb-Sr en roca total de 4 muestras a 181 Ma. Las características geoquímicas de los ortogneises indican que estas rocas se originaron en un ambiente orogénico asociado a subducción y que posteriormente experimentaron metamorfismo regional así como procesos de re-homogenización parcial reflejados en edades obtenidas mediante Rb-Sr (roca entera-biotita) con valores de 70.3 y 96.9 Ma. Los datos isotópicos de Sr y Nd de 6 muestras de ortogneises recalculadas para 163 y 170 Ma presentan valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inic}}$ entre 0.70348 y 0.70669, y de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inic}}$ de 0.51214 a 0.51256, con valores $\epsilon_{\text{Nd}_{\text{inic}}}$ de -5.6 a 2.6 y edades modelo (T_{DM}) entre 0.6 y 1.6 Ga, indicando la participación de fuentes mantélicas con la incorporación de materiales corticales. En la parte centro-oeste de la isla, una secuencia metasedimentaria se observó como un colgante de rocas intrusivas cretácicas que la afectaron ocasionando metamorfismo de contacto. Los metasedimentos consisten de paragneises de biotita \pm granate y calco-silicatos bandeados y/o deformados con o sin bandas de granate e intercalaciones de esquistos de biotita. Las edades (U-Pb) de procedencia de zircones detríticos en estas rocas, mostraron picos mayores entre 79 y 83 Ma, reflejando una contribución importante de fuentes de edad cretácica. Otras edades más antiguas reflejan la presencia de componentes reciclados, que junto con los zircones cretácicos, fueron depositados en una cuenca de intra-arco durante el Santoniano-Maastrichtiano, mientras el magmatismo en la región se encontraba activo. Edades de Rb-Sr de biotita de paragneises y esquistos de biotita registran dos eventos de re-homogenización parcial de estas secuencias a los 59.3 y 68.5 Ma, atribuidas a la actividad magmática continua en la región.

Las rocas intrusivas, poseen edades U-Pb entre 80.8 y 84.2 Ma, además de una edad de 80.2 Ma calculada con una isócrona de Rb-Sr de roca total. La composición de estos cuerpos es muy variable e incluye cuarzo-monzodioritas, tonalitas, granodioritas y granitos cuyo porcentaje de peso en SiO₂ se encuentra entre 60.4 y 73.5%. Estos cuerpos presentan algunos enclaves de composición máfica (53.7-59.6 wt. % SiO₂), y están afectados por diques máficos (51.2-57.9 wt. % SiO₂) y félsicos (68.2 wt. % SiO₂), emplazados en planos de falla. Además de los cuerpos intrusivos, se identificaron unidades volcánicas efusivas y explosivas con edades del Cretácico (71.6-80.6 Ma, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ y 79.6-82.2, U-Pb) y del Eoceno (55.5 Ma, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$), clasificadas como riolitas, traquitas y cuarzo-traquitas (67.2-78.2 wt. % SiO₂) que constituyen ignimbritas, brechas volcánicas y flujos de lava con y sin evidencias de deformación posterior a su emplazamiento, sugiriendo una actividad volcánica contemporánea con el ensamble plutónico. Esta inferencia se confirmó mediante la observación de patrones similares de elementos de tierras raras en ambas unidades con

distribuciones típicas para un ambiente de arco magmático relacionado a subducción. Los valores isotópicos de Sr y Nd recalculados en 21 muestras de rocas ígneas para 80 Ma mostraron relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inic}} = 0.70399\text{-}0.70539$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inic}} = 0.51246$ a 0.51267 , y parámetros $\epsilon_{\text{Nd}_{\text{inic}}}$ entre -1.5 y 2.7 , con edades modelo variables (0.6 a 0.9 Ga), evidenciando su derivación a partir de magmas mantélicos con la participación de corteza continental.

El extremo sur de la ista está cubierta localmente por una secuencia de areniscas del Mioceno temprano, intercaladas con algunos cuerpos de composición máfica asociados a diques diabásicos ($54.7\text{-}57.9$ wt. % SiO_2). Esta unidad presenta características similares a unidades observadas en la isla vecina María Magdalena, donde se les ha nombrado de manera informal como “arenisca Isla Magdalena”. Edades U-Pb de zircones detríticos de la arenisca Isla Magdalena colectada en la Isla María Madre, presentaron picos prominentes a ~ 22 , 27 y 34 Ma, indicando la presencia de detritos procedentes de una fuente ígnea asociada a la Sierra Madre Occidental, o bien, al magmatismo miocénico del Grupo Comondú, distribuido a través del Golfo de California. La parte este de la isla está cubierta por depósitos marinos del Mioceno tardío – Pleistoceno, nombrados informalmente “secuencia Ojo de Buey”, la cual ha sido dividida en un miembro inferior y uno superior. Edades de zircones detríticos de la secuencia Ojo de Buey muestran un pico mayor a *ca.* 83 Ma, que concuerdan con las edades de las rocas plutónicas y volcánicas. Finalmente, una unidad ígnea de gran dimensión y con estructura de dique expuesta en el extremo sur de la isla, afecta a toda la secuencia estratigráfica y posiblemente represente la última etapa de actividad magmática en el área de estudio.

La litología de la Isla María Madre es muy similar a la del Bloque Los Cabos en Baja California Sur y a la de Sinaloa Central (Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental), y los rasgos estructurales observados están relacionados con la tectónica registrada durante diversas etapas de la región desde el Jurásico hasta el Pleistoceno-Reciente. Los eventos registrados tanto en el área de estudio como en las provincias geológicas en el noroeste del México continental, reflejan una parte importante de la dinámica regional desarrollada desde el Mesozoico hasta el Reciente, así como la relación entre el magmatismo y la tectónica evidenciando los cambios en la cinemática de las placas de Farallón y Pacífica con el borde occidental de Norteamérica, y por consiguiente en el occidente de Mexicano. El área en su totalidad forma parte de un cinturón cretácico común, lo cual definitivamente excluye grandes desplazamientos latitudinales para el sur de la Península de Baja California.

Abstract

The Marias Islands archipelago is located 130 km west of San Blas, Nayarit (21° 51'N / 21° 48'N and 106° 80'W / 106° 40'W) in the mouth of the Gulf of California. The archipelago is formed by San Juanito, María Madre, María Magdalena and María Cleofas islands. The position of these islands represents a key point for paleotectonic and paleogeographic reconstructions of northwestern Mexico and for the tectonic evolution of Baja California Peninsula. The present study was carried out in María Madre Island, which is the largest island with an area of 145 km², and includes the first detailed geological map of the island. In addition, petrographical, geochemical and geochronological analyses of lithological units were performed. The oldest rocks are exposed in smaller outcrops along the western coast and consist of migmatites and orthogneisses of granodioritic to granitic composition that yielded U-Pb Jurassic ages of 163 and 170 Ma, respectively. An Rb-Sr whole rock isochron from 4 samples yielded an age of 181 Ma. Geochemical characteristics of orthogneisses indicate that these rocks originated in subduction-related orogenic environments and subsequently underwent regional metamorphism and partial re-homogenization processes reflected by Rb-Sr (whole rock-biotite) ages of 96.9 and 70.3 Ma. Sr and Nd isotopic data from 6 orthogneiss samples calculated for 163 and 170 Ma show ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_{init} values between 0.70348 and 0.70669, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_{init} from 0.51214 to 0.51256, $\epsilon_{Nd_{init}}$ parameters between of -5.6 and 2.6, and model ages (T_{DM}) between 0.6 and 1.6 Ga, indicating a mantle source with some crustal assimilation. In the west-central part of the island, a metasedimentary sequence younger than orthogneisses and older than intrusive rocks was observed as a roof pendant which was affected by contact metamorphism caused by a Cretaceous intrusive body. The metasediments consist of biotite ± garnet paragneisses and banded and/or deformed calc-silicate rocks with or without interbedded garnet and biotite schists. Detrital zircon U-Pb ages in these rocks showed major peaks between 79 and 83 Ma, reflecting an important contribution from Cretaceous sources. Older ages give evidence for the presence of recycled components deposited together with the Cretaceous zircons in an intra-arc basin during Santonian-Maastrichtian, when the magmatism in the region was still active. Rb-Sr ages of biotite paragneisses and biotite schists record two subsequent events of partial re-homogenization at 59.3 and 68.5 Ma.

Plutonic rocks show U-Pb ages between 80.8 and 84.2 Ma, as well as a whole-rock isochron age of 80.2 Ma. The composition of these bodies is very variable and includes quartz-monzodiorites, tonalites, granodiorites and granites with SiO₂ contents between 60.4 and 73.5 wt. %. In turn, these bodies show some mafic enclaves (53.7-59.6 wt. % SiO₂) and are affected by mafic (51.2-57.9 wt. % SiO₂) and felsic dikes (68.2 wt. % SiO₂), emplaced along fault planes. Besides the intrusive bodies, Cretaceous (71.6-80.6 Ma, ⁴⁰Ar-³⁹Ar y 79.6-82.2 Ma, U-Pb) and Eocene (55.5 Ma, ⁴⁰Ar-³⁹Ar) effusive and explosive volcanic units were identified and classified as rhyolites, trachytes and quartz-trachytes (67.2-78.2 wt. % SiO₂) forming ignimbrites, volcanic breccias and lava flows with or without deformation after their emplacement, suggesting the occurrence of a contemporaneous volcanic and plutonic activity. This inference is confirmed by the similar REE patterns in both volcanic and plutonic units with typical distributions of subduction-related magmatic arc environments. Sr-Nd isotopic values for 21 igneous rock samples recalculated at 80 Ma show ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_{init} = 0.70399 to 0.70539, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_{init} = 0.51246 to 0.51267 ratios and $\epsilon_{Nd_{init}}$ values between -1.5 y 2.7, with variable Nd model ages (T_{DM}) (0.6 to 0.9 Ga), suggesting mantle-derived magmas with the participation of continental crust.

The southern part of the island is locally covered by an early Miocene sandstone sequence interbedded with some mafic bodies, in form of diabasic dikes (54.7-57.9 wt. % SiO₂). This unit has similar features to units observed in the neighboring island Maria Magdalena (informally named "Magdalena Island sandstone"). Detrital zircon U-Pb ages of the Magdalena Island sandstone collected in María Madre Island show prominent peaks at ~22, 27 and 34 Ma, indicating that the sediments derive from an igneous source associated to Sierra Madre Occidental, or, the Miocenic magmatism of the Comondú Group, distributed across Gulf of California. The eastern part of the island is covered by marine late Miocene-Pleistocene deposits, informally named "Ojo de Buey sequence" and subdivided into a lower and upper member. Detrital zircon ages in the Ojo de Buey sequence display a major peak at *ca.* 83 Ma, consistent with the ages of plutonic and volcanic rocks. Finally, a large dike unit exposed at the southern end of the island affects the entire stratigraphic sequence and probably reflects the last magmatic event in the study area.

The lithology on Isla Maria Madre is very similar to the Los Cabos Block in Baja California Sur and Central Sinaloa (Lower Volcanic Complex of the Sierra Madre Occidental), and the observed structural features are related to tectonic processes recorded during diverse events occurring in the region from Jurassic to Pleistocene-Recent times. The events recorded in study area, as well as in geological provinces of northwestern continental Mexico, reflect an important part of the regional dynamics developed from the Mesozoic to the present. Relationships between magmatism and tectonics are related to kinematic changes of the Farallon and Pacific plates on the western edge of North America, and therefore also in western Mexico. The entire area is part of a common Cretaceous magmatic belt, which definitely excludes large latitudinal displacements of southern Baja California Peninsula.

1. INTRODUCCIÓN

La evolución tectónica y magmática del Noroeste de México se caracteriza por una historia geológica compleja cuyos procesos han sido registrados en la margen occidental del continente norteamericano. Entre los eventos más importantes se pueden mencionar el magmatismo y la subducción de la placa oceánica de Farallón (y sus microplacas derivadas: Guadalupe, Magdalena, Cocos y Rivera) por debajo de la placa Norteamericana, así como la apertura del Golfo de California del Plioceno y hasta el presente.

De acuerdo con los registros más antiguos, la subducción del piso oceánico por debajo de la margen continental de Norteamérica inició en el Triásico Medio-Tardío como consecuencia de la extensión asociada al rompimiento de Pangea (Dickinson y Lawton, 2001; Dickinson, 2006). En dicho periodo, la dinámica estuvo representada por la subducción de las placas de Kula y Farallón por debajo del continente norteamericano. Durante el Cenozoico y hasta el Mioceno, esta región fue marcada por una actividad magmática relativamente móvil asociada a la Orogenia Laramide, un periodo marcado por una paleogeografía compleja con procesos de subducción, colisión e importantes cizallamientos al final del Triásico y durante el Cretácico.

En el Cretácico Temprano, los procesos de subducción permitieron el emplazamiento de una gran cantidad de rocas magmáticas en la porción norte de la Península de Baja California conformando la mayor parte del Terreno Alisitos (Campa y Coney, 1983), el cual a su vez, es considerado como una extensión del Terreno Guerrero (Dickinson y Lawton, 2001). A través del estado de Sinaloa, el arco volcánico Alisitos posee una clara continuidad, donde el rango de edades para rocas de la misma naturaleza son de ~139 a 101 Ma (Henry *et al.*, 2003). Sin embargo, a pesar de la cercanía de los afloramientos conocidos en Baja California y Sinaloa, rocas ígneas en este rango de edades no han sido reportadas en Sonora. Adicionalmente, en los estados de California y Baja California, se expone el Batolito de las Sierras Peninsulares, cuyas rocas presentan una tendencia composicional cálcica (e. g. Gastil, 1975; Silver *et al.*, 1979; Todd y Shaw, 1979; Gromet y Silver, 1987), y fueron emplazadas de oeste a este entre ~140 a 90 Ma (Ortega-Rivera, 2003). De manera general, las edades a través del batolito decrecen en dirección noreste del foco de magmatismo cenozoico (p.ej. Krummenacher *et al.*, 1975; Coney y Reynolds, 1977; Ortega-Rivera, 1997 y 2003). Además, los datos geocronológicos en estudios previos sugieren que este arco se mantuvo relativamente estático entre ~140 y 105 Ma (Silver y Chappell, 1988). Posteriormente, la actividad magmática migró hacia la porción oriental de las Sierras Peninsulares, desarrollando un arco más extenso en el interior del continente. Más recientemente, Ortega-Rivera (1997 y 2003) observó que el rango de edades U-Pb en zircones muestran una migración del arco magmático aparentemente continua de SW a NE desde los ~140 Ma a los 80 Ma.

A mediados del Cretácico, tanto el arco Alisitos como el arco que originó el Batolito de las Sierras Peninsulares, se amalgamaron a lo largo de la Cordillera oeste de América del Norte debido al cierre de la cuenca Alisitos localizada entre ambos arcos (Busby *et al.*, 1998; Johnston *et al.*, 1999; Busby 2004). Durante el fin del Cretácico y el principio del Terciario, el magmatismo en el norte de México estuvo dominado por la actividad de un arco nombrado “Laramide” por ser contemporáneo con el periodo en que se desarrolló la deformación laramídica en Norteamérica. De acuerdo con Damon *et al.* (1983b), este proceso pudo haber tenido una duración mayor en Sonora entre 90 y 40 Ma. En el norte de Sinaloa, la edad sugerida para este magmatismo oscila entre los ~78 y 45 Ma (Henry *et al.*, 2003). Además del emplazamiento de rocas plutónicas y volcánicas, el evento orogénico Laramide dejó registradas otras evidencias en el occidente de América del Norte, como el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras (*foreland fold and thrust belt*), y el levantamiento tectónico de grandes bloques corticales en la región suroeste-centro de Estados Unidos, además de una serie de cuencas sedimentarias originadas durante la deformación del basamento en la región (Dickinson *et al.*, 1988).

En el Paleoceno, el magmatismo Laramide cesó y la actividad ígnea resurgió durante el Oligoceno con una gran explosión ignimbrítica asociada a la construcción de la provincia volcánica Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaugh, 1979), representada por una secuencia de rocas riolíticas e ignimbríticas de gran espesor cuyas edades varían entre 35 y 23 Ma (Sawlan y Smith, 1984; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). Los grandes volúmenes de magma extruidos durante este evento, cubrieron parcialmente las estructuras volcánicas superiores del arco Laramide, especialmente en su porción oriental. A este evento le siguió un aparente regreso de la actividad volcánica hacia la paleotrinchera durante el Mioceno, alcanzando la zona costera aproximadamente hace 20 Ma, generando un nuevo arco e iniciando una nueva fase de extensión cortical en la región hacia la porción oeste y suroeste de la placa norteamericana, que originó la Provincia *Basin and Range* (McDowell *et al.*, 1997; Aranda Gómez *et al.*, 2000). Debido a esto, la configuración original del cinturón Laramide fue modificada. Esta modificación fue más notoria en la porción septentrional del cinturón y en menor magnitud hacia el sur de Sinaloa (Henry *et al.*, 2003). En Sonora esta extensión provocó la exhumación de grandes batolitos en la región centro-norte del estado, donde se tiene registro de una denudación de la corteza superior frágil controlada por grandes fallas de despegue (Calmus *et al.*, 1996). En partes del cinturón laramídico, la erosión de la secuencia volcánica fue casi completa, lo que sugiere un levantamiento más intenso y la exhumación de rocas desde niveles más profundos con deformación dúctil, incluyendo rocas del basamento cristalino proterozoico en Sonora (p. ej. Nourse *et al.*, 1994; Anderson *et al.*, 1980; Vega Granillo y Calmus, 2003). En el sur de Sonora y norte Sinaloa, la deformación está representada por fallas orientadas hacia el NNW y estructuras de tipo graben que han sido rellenadas por sedimentos volcanoclásticos de la Sierra Madre Occidental (Henry y Fredrikson, 1987).

Entre los 14.5 y 11.5 Ma, la porción sur de la Sierra Madre Occidental y el ensamble tectónico conocido como Bloque Jalisco experimentaron un reacomodo, que con el cese de

la subducción de las microplacas derivadas de la placa de Farallón (Guadalupe y Magdalena) provocó un cambio tectónico mayor con el inicio de un movimiento lateral derecho, así como movimientos de transtensión intracontinental (Gans, 1997). Como producto de esto, entre los 12 y 9 Ma, fueron emplazados importantes volúmenes de magmas alcalinos (Ferrari, 1995). Otro registro importante en la región se tiene entre los 11 y 8 Ma, con el surgimiento del magmatismo de la Faja Volcánica Transmexicana relacionado a la subducción, el cual inició con la extrusión de magmas de composición máfica a intermedia en la costa de Nayarit, norte de Tepic (Righter *et al.*, 1995; Ferrari, 2002), Los Altos de Jalisco, norte de Guadalajara y en Cotija, Michoacán (Nieto-Obregón *et al.*, 1981; Verma *et al.*, 1985, Moore *et al.*, 1994; Rosas-Elguera *et al.*, 1997; Alva-Valdivia *et al.*, 2000; Rossoti *et al.*, 2002; Rosas-Elguera *et al.*, 2003), con la ocurrencia de una etapa extensiva con orientación ENE a lo largo de la traza principal del arco antiguo, formando el Protogolfo (Stock y Hodges, 1989).

Como resultado de la reorganización de placas y cambio en el régimen tectónico, se originaron las primeras cuencas oceánicas del Golfo de California en su fase más temprana y la Provincia Extensional del Golfo de California (Henry y Aranda-Gómez, 2000). A principios del Plioceno, la traza del desplazamiento lateral entre las placas del Pacífico y Norteamericana fue transportada e introducida hacia el interior del continente (Stock y Hodges, 1989). De manera simultánea, la península de Baja California fue transferida a la Placa Pacífica e inició su separación del continente formando el Golfo de California. En el Plioceno (3.7 Ma), inició la expansión del fondo oceánico formando la Dorsal de Alarcón (Sutherland *et al.*, 2012).

En la región del Golfo de California se han realizado estudios geológicos y paleomagnéticos referidos al desplazamiento de la Península de Baja California, cuyo tema ha sido motivo de debate. Algunos de estos trabajos favorecen la hipótesis de un traslado poco significativo durante el Cretácico (Böhnel *et al.*, 1992; Dickinson 1996; Dickinson y Butler, 1998; Schaaf *et al.*, 2000; Dickinson y Lawton, 2001; Böhnel *et al.*, 2002), en tanto que otros argumentan un traslado de la península de miles de kilómetros (Teissere y Beck, 1973; Beck, 1980, 1989 y 1991; Patterson, 1984; Hagstrum *et al.*, 1985, 1987; Hagstrum y Filmer, 1990).

A nivel regional, se considera que el noroeste de México forma parte del Sistema Montañoso Cordillerano (Coney, 1972; Campa, 1985; De Cserna, 1992), y que éste ha experimentado una evolución compleja desde el Paleozoico hasta el Cretácico (Burchfield *et al.*, 1992). Aunque algunos de los batolitos de la Cordillera oeste de Norteamérica (Sierra Nevada y Sierras Peninsulares de Baja California) han sido exhaustivamente estudiados, los batolitos ubicados en el noroeste de México han sido relativamente poco estudiados (p. ej. Anderson y Silver, 1974; Damon *et al.*, 1983a, b; Henry y Fredrikson, 1987; Schaaf *et al.*, 1995, 2000; McDowell *et al.*, 2001; Valencia-Moreno *et al.*, 2001, 2003, 2006; Henry *et al.*, 2003; Pérez-Venzor, 2013). En las últimas décadas diversos trabajos sobre las rocas graníticas en Sonora (Valencia-Moreno *et al.*, 2001), Sinaloa (Henry y Fredrikson, 1987, Henry *et al.*, 2003), Nayarit y Jalisco (Schaaf *et al.*, 1995, 2000) así como en el Bloque Los

Cabos (BLC) en Baja California Sur (Schaaf *et al.*, 2000; Pérez-Venzor, 2013) sugieren una consanguinidad magmática entre las rocas plutónicas de la Península de Baja California y rocas ígneas en el noroeste de México, consideradas como la extensión hacia el este del Batolito de las Sierras Peninsulares (Gastil *et al.*, 1978; Frizzell *et al.*, 1984a; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a y b; Morán-Zenteno *et al.*, 2000; Schaaf *et al.*, 2000; Kimbrough *et al.*, 2002). Tales trabajos constituyen un acervo importante sobre la naturaleza episódica de los procesos tectonomagmáticos registrados en la margen occidental de Norteamérica. Tomando en cuenta estos elementos, el estudio y correlación de las rocas expuestas a través del Golfo de California y las provincias geológicas adyacentes, forma un elemento que puede contribuir al entendimiento de los procesos antes mencionados. En este contexto, el Archipiélago de las Islas Marías constituye un punto clave para las reconstrucciones paleogeográficas de la región, ya que se ubica en la desembocadura del Golfo de California (SE del Bloque Los Cabos) y emerge en el extremo oeste de la plataforma continental del Pacífico mexicano.

El presente estudio pretende documentar de manera integral las características petrográficas y geoquímicas de las rocas expuestas en la Isla María Madre, así como su distribución espacial y relación cronológica con los procesos geológicos registrados en las provincias geológicas adyacentes. La información obtenida permitirá responder diversas interrogantes sobre la evolución tectonomagmática del archipiélago y resolver una parte de la problemática vigente de la geología regional como los son la relación entre el magmatismo y metamorfismo presentes a ambos lados del Golfo de California. Por otra parte, los datos mostrados en este trabajo representan una contribución a los modelos concernientes a la evolución tectónica regional y a contextualizar la paleoposición de la Península de Baja California.

1.1. Ubicación y acceso al área de estudio

El archipiélago de las Islas Marías se localiza en el Océano Pacífico entre las coordenadas 21°31' - 21°40' N y 106°30' - 106°38' W en el estado de Nayarit, aproximadamente a 130 km al oeste del Puerto de San Blas en Nayarit (Fig. 1a). De norte a sur, este archipiélago está conformado por cuatro islas (Fig. 1b): San Juanito, María Madre, María Magdalena y María Cleofas. La isla más extensa es la Isla María Madre, la cual cubre un área de aproximadamente 145 km², con una altura máxima de 616 msnm. En esta isla está albergada la Colonia Penal Federal Islas Marías, que anteriormente era una prisión de baja seguridad en la cual actualmente son albergadas unas 8000 personas entre internos, familiares y empleados de la Secretaría de Seguridad Pública (SSP). La Isla María Magdalena tiene una superficie de 86.6 km², la Isla María Cleofas 27.3 km² y por último, la Isla San Juanito es la de menor extensión con un área de 12.3 km². Las cuatro islas en su totalidad abarcan una superficie de 271.2 km². El acceso a esta zona se lleva a cabo mediante vuelos supervisados por la SSP, y en barcos que parten desde los puertos de Mazatlán y de San Blas que son supervisados por la Secretaría de Marina de la Armada Nacional. Cualquier embarcación tiene prohibido acercarse a menos de 12 millas náuticas. Además, a partir de noviembre de 2007, por decreto presidencial es declarada Área Natural

y Reserva de la Biósfera protegida por la Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales.

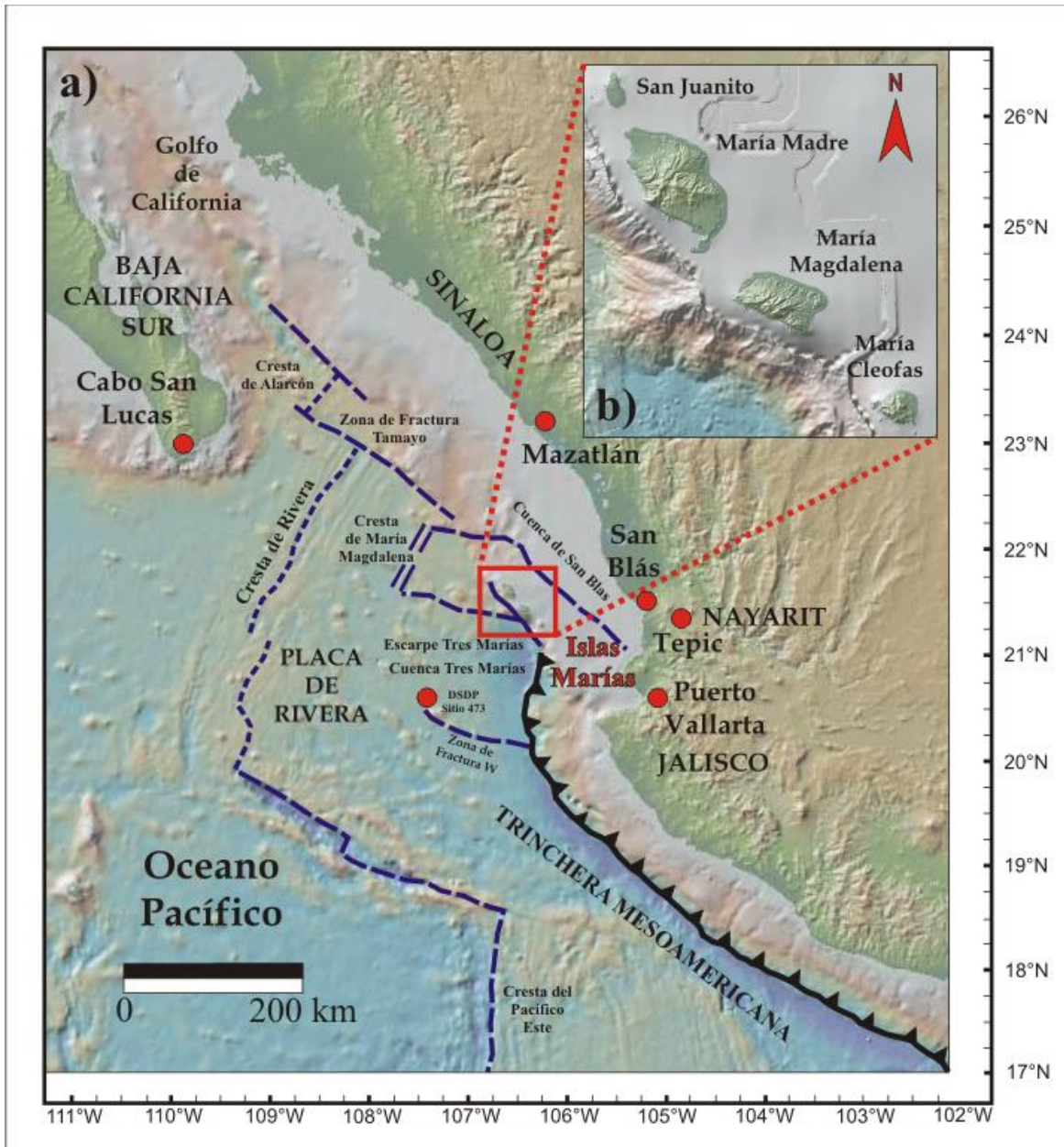


Figura 1. Mapa simplificado (GlobalMulti-Resolution Topography, modificado de Ryan *et al.*, 2009), donde se muestran los principales aspectos tectónicos en la costa noroeste del Pacífico Mexicano. a) Ubicación del área de estudio en el contexto regional; b) Archipiélago de las Islas Marias. Las líneas punteadas representan los principales lineamientos, en tanto que los círculos rojos señalan localidades. (DSDP=Deep Sea Drilling Project Site 473).

En escala regional, el archipiélago se ubica en la porción sur del el Golfo de California y está alojado en la margen continental del Pacífico, donde el límite tectónico entre corteza oceánica y continental posee un relieve superior a los 3000 m en la porción donde se localiza el Escarpe Tres Marias (Lonsdale, 1995; Fig. 1a). Por otra parte, el piso oceánico entre el archipiélago y el continente (Sinaloa y Nayarit) es una plataforma relativamente somera con cuencas sedimentarias (p. ej. Trinchera de San Blas). Otra estructura importante

en la región es la zona de fractura Tamayo en la Placa de Rivera y la Cuenca Tres Marías hacia el sur (Fig. 1b).

1.2. Antecedentes

Los estudios geológicos y paleontológicos en el área de estudio datan desde principios del siglo antepasado. Los más importantes se enlistan a continuación:

- Grayson (1871) y Nelson (1899) fueron los primeros en mencionar los fósiles presentes en la Isla María Madre.
- Después de una expedición realizada por la Academia de Ciencias de California, Hanna (1926, 1927), Hanna y Grant (1926) y Jordan & Hertlein (1926) describieron algunos aspectos geológicos de las Islas Marías.
- Hertlein y Emerson (1959) publicaron una breve descripción de la macrofauna presente en las Islas Marías con material colectado durante la *Puritan Expedition*.
- Foose (1962), describió la geología de las Islas Marías en un trabajo publicado por la *Scripps Institution of Oceanography*.
- Chiñas (1963), elaboró el primer mapa geológico de las Islas Marías. En un bosquejo geológico, le asignó al archipiélago una edad mesozoica y sugiere que su formación se debió a un proceso tectónico como producto de una apófisis batolítica que se originó desde el Cretácico hasta el Oligoceno. Por otra parte menciona que las rocas basales del archipiélago son rocas Pre-Cretácicas afectadas por metamorfismo de bajo grado. Este autor también consideró que los granitos presentes poseen la misma edad que los stocks graníticos que conforman la Sierra Madre del Sur. Para el Terciario, los eventos reportados son principalmente durante el Mioceno y corresponden a rocas ígneas extrusivas y sedimentos marinos del Mioceno y del Plioceno-Pleistoceno. En algunas partes, las rocas sedimentarias miocénicas se encuentran intercaladas con sedimentos de origen volcánico.
- Swain (1967) sugirió que la distribución de diversas especies de ostrácodos con edades del Mioceno al Reciente a lo largo de la porción sur de la costa del Pacífico de Norteamérica, Centroamérica y del Golfo de México reflejan una estabilidad de estos bloques continentales durante el Neógeno.
- Brunner (1971) estableció edades del Mioceno en muestras de diatomitas con base en la presencia de faunas ebridianas y silicoflagelados.
- En el año de 1980, un grupo de micropaleontólogos de la UNAM (Carreño *et al.*, 1980) y la Universidad de Rice, Houston, visitaron la Isla María Madre con el objetivo de medir una sección en la localidad Arroyo Hondo y establecer el entorno bioestratigráfico y paleoecológico a partir de análisis paleontológico de foraminíferos, radiolarios, nanoplancton calcáreo, palinomorfos y ostrácodos.
- Ramírez-Rubio (1980) elaboró un reporte sobre las posibilidades petroleras en los sedimentos presentes en las Islas Marías.
- Carreño (1985) realizó un análisis paleontológico en foraminíferos planctónicos, ostrácodos y nanoplancton calcáreo presentes en muestras colectadas de la Sección Arroyo Hondo, Isla María Madre con el objetivo de establecer el marco paleoecológico

y la bioestratigrafía en dicha sección. En este estudio estableció una columna bioestratigráfica así como la distribución y abundancia relativa de especies en esta sección. Mediante la asociación de especies, atribuyó a dicha sección condiciones de depósito en profundidades batiales medias de un ambiente subtropical. La edad de los fósiles es del Mioceno tardío hasta el Plioceno temprano.

- McCloy *et al.* (1988) realizaron una reconstrucción de paleoambientes de depósito de cuenca y talud, con variaciones a marino somero y banco submarino en las secuencias sedimentarias estudiadas previamente por Carreño (1985), interpretando repetidas fases de subsidencia y levantamiento relacionados a la apertura del Golfo de California. Adicionalmente, estos autores propusieron que la Isla María Madre experimentó un periodo de vulcanismo durante el Mioceno Inferior-medio (¿?) acompañado de la extrusión de rocas andesíticas y riolíticas.
- Pérez-Guzmán (1985) realizó un estudio bioestratigráfico sobre las especies de radiolarios presentes en cinco secuencias sedimentarias de Baja California y dos de las Islas Marías.
- Adicionalmente, el sitio 473 del *Deep Sea Drilling Project (Leg 63)* está ubicado aproximadamente a 90 km al SW del archipiélago. Durante las campañas de exploración de este proyecto se han obtenido datos batimétricos, geoquímicos, geocronológicos y estratigráficos del piso oceánico, así como evidencia sobre la apertura inicial del Golfo de California (p. ej. Bukry, 1978; Ness, 1982; Verma, 1983).
- En un trabajo reciente, Peralta-Miranda y García-Pérez (2013) describieron la geología de la Isla San Juanito reportando la presencia de un complejo metamórfico intrusionado por dos cuerpos graníticos del Cretácico. Ambas unidades están sobreyacidas discordantemente por una secuencia de areniscas y lutitas. De acuerdo a los datos geocronológicos, el basamento de esta isla está conformado por un esquisto de muscovita de edad pre-cretácica cuya edad de máxima de depósito es de ~285 Ma, inferida a partir de fechamientos de zircones detríticos mediante U-Pb. Además, esta unidad presenta componentes con edades grenvillianas y panafricanas estableciéndola como basamento del archipiélago. Con las edades obtenidas en los cuerpos graníticos (79-80 Ma), estos autores consideran dicha isla como una extensión de la Isla María Madre, la cual está dividida de San Juanito por niveles del mar relativamente someros.
- Álvarez (2013) realizó una reconstrucción de límites de placas antes de la separación peninsular de Norteamérica, donde muestra la trinchera de Guadalupe en una curva continua y recreando la posición de esta paleotrinchera como una línea base para fijar la posición de la península y la posición original del fragmento donde se ubican las Islas Marías. En este trabajo, propone un nuevo punto de vista tectónico con la reconstrucción de la posición de Baja California antes de su separación de Norteamérica y el fragmento denominado Islas Tres Marías de Crono 4n.2 (7.90 Ma) de Crono 3n.4 (5.12 Ma), concluyendo que dicho bloque se ubicaba en el oeste de la península y migró a su posición actual a través de un sistema de cizallamiento denominado Tosco-Abrejos.

1.3. Planteamiento del problema e hipótesis de trabajo

Como se mencionó, el noroeste de México es considerado como una continuación del Sistema Montañoso Cordillerano (Coney, 1972; Campa, 1985; De Cserna, 1992), cuya evolución tuvo lugar en una margen continental activa, con la acreción de terrenos y algunos desplazamientos registrados antes y después de la apertura del Golfo de California. Entre los registros más amplios se encuentra la presencia de un gran arco magmático evidenciado por la presencia de grandes plutones a lo largo de la costa y una cadena discontinua de aparatos volcánicos hacia el interior del continente, cuya correlación y consanguinidad magmática a ambos lados del Golfo de California ha sido sugerida por algunos autores (p. ej. Henry y Fredrikson, 1987, Schaaf *et al.*, 1995, 2000; Henry *et al.*, 2003, Pérez-Venzor, 2013). No obstante, aunque la información aportada por estudios regionales previos ha hecho posible la construcción de modelos paleogeográficos, actualmente continúa la necesidad de un mayor número de datos basados en nuevas evidencias geológicas para la caracterización de orógenos en márgenes convergentes que permita establecer teorías sobre su origen y evolución.

Adicionalmente, continúa la controversia sobre la paleoposición de la Península de Baja California respecto a la margen continental de Norteamérica, por lo que el conocimiento de la geología del área de estudio constituye un elemento importante para la conformación de un modelo de evolución en escala regional más completo con la correlación entre las provincias adyacentes al Golfo de California, debido a que en trabajos previos (p. ej. Chiñas, 1963) se ha reportado la presencia de unidades litológicas con edades y características similares a las del arco magmático citado. Sin embargo, la edad absoluta de dichas unidades y su extensión detallada se desconoce en la actualidad, por lo que durante el desarrollo del presente trabajo se plantea la siguiente hipótesis y preguntas a responder:

Si es cierto que las rocas expuestas en este archipiélago pertenecen al arco magmático occidental:

- **¿Cuáles son las unidades litológicas presentes en la Isla María Madre?**
- **¿Qué otras unidades se exponen en la isla? ¿Qué relación tienen?**
- **¿Qué distribución espacial tienen? ¿Qué estructuras las caracterizan?**
- **¿Cuáles son las edades de estas rocas?**
- **¿Cuáles son las características petrográficas y geoquímicas?**
- **¿Qué origen tienen y cuáles procesos han participado en su evolución?**
- **¿Qué relación guardan con las rocas de la Península de Baja California y el occidente de México?**
- **¿Cuál es la historia geológica del Archipiélago?**

1.4. Objetivos

Para responder estas preguntas, durante el desarrollo de este trabajo se plantearon los siguientes objetivos:

- Elaborar un mapa geológico de la Isla María Madre en escala 1:50 000, con la finalidad de documentar y caracterizar las principales unidades litoestratigráficas y estructuras presentes en la Isla María Madre, definir sus relaciones de contacto y la temporalidad relativa de eventos que han dado origen a su forma y posición actual.
- Realizar un muestreo de las diferentes unidades litológicas identificadas para análisis petrográfico, clasificación modal e identificación de materiales susceptibles de datación isotópica.
- Con las muestras seleccionadas, desarrollar los procedimientos analíticos necesarios para un análisis geoquímico de alta calidad de elementos mayores, traza e isótopos. Dicho análisis permitirá caracterizar los principales sistemas y componentes que participaron en la génesis de las rocas magmáticas presentes, lo que permitirá definir la problemática central en la evolución magmática en la región.
- Obtener edades absolutas a partir de minerales seleccionados y de rocas enteras empleando los sistemas isotópicos U-Pb, Rb-Sr y $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, lo que permitirá establecer la cronología de los eventos.
- Desarrollar un análisis comparativo con los datos geoquímicos y geocronológicos reportados previamente en las provincias geológicas adyacentes para establecer una correlación de eventos en escala regional y destacar las similitudes o diferencias con el área de estudio.
- Elaboración de un modelo que explique la evolución tectonomagmática del Archipiélago.

La metodología empleada durante el trabajo de campo, gabinete, laboratorio y procedimientos analíticos que se llevaron a cabo en las diferentes etapas del proyecto se describen de manera detallada en los capítulos subsecuentes.

2. GEOLOGÍA REGIONAL

En el presente capítulo se muestra una síntesis geológica de las provincias en el noroeste y oeste de México con la finalidad de documentar información de trabajos realizados previamente por diversos autores. Para fines prácticos, ha sido empleada la división de Provincias Geológicas propuesta por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1992), y mostradas en la Figura 2. Las provincias descritas son: Batolito de Juárez-San Pedro Mártir, Faja Volcánica de la Giganta, Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita, Cuenca de Vizcaíno-Purísima y el Complejo Plutónico de la Paz en la Península de Baja California. En la parte continental del noroeste de México se describe la provincia Sonorense, Cuenca Deltaica de Sonora-Sinaloa y Cinturón Orogénico Sinaloense. Finalmente, las provincias del oeste que incluyen la Cuenca de Nayarit y el Batolito de Jalisco.

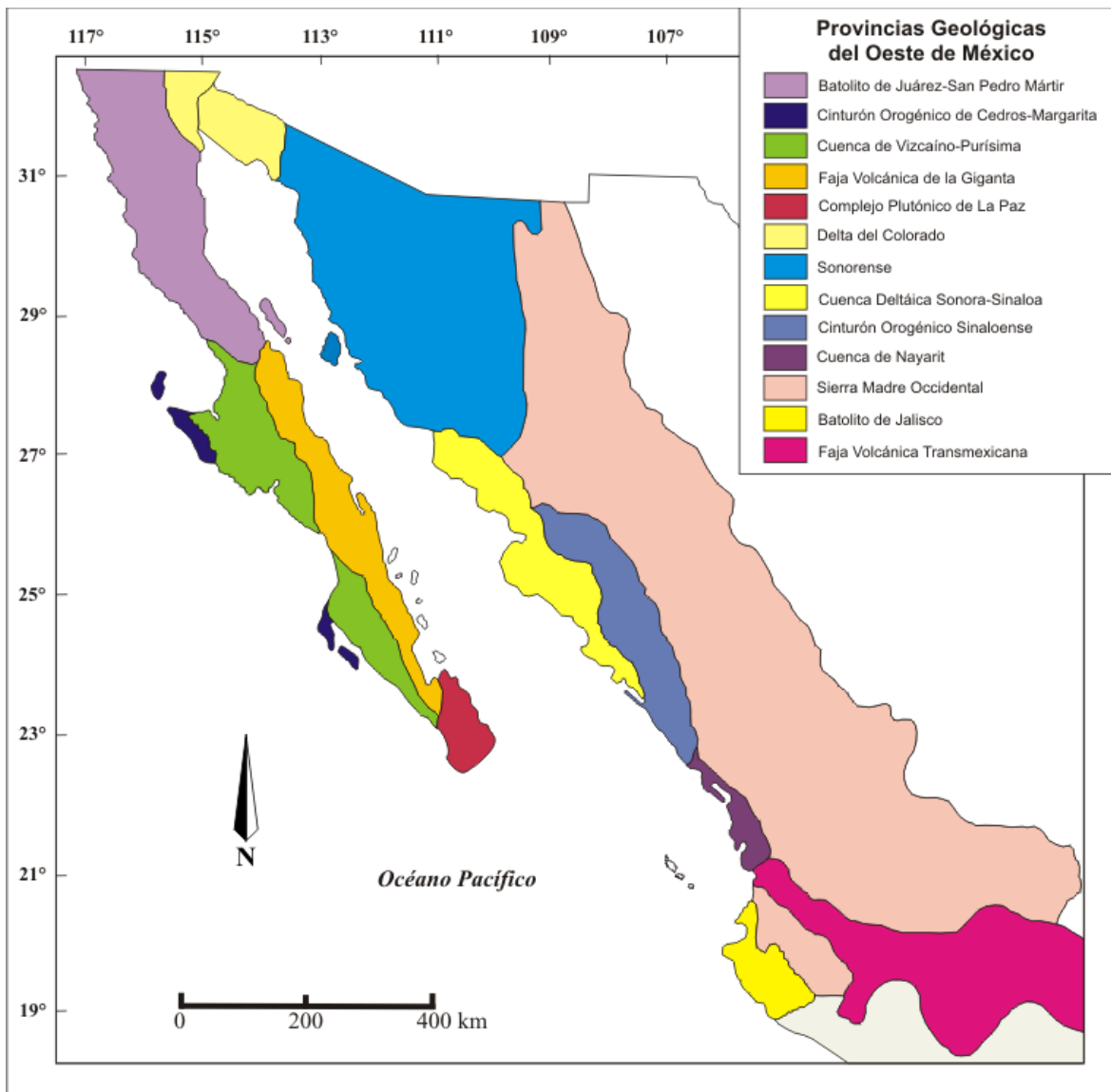


Figura 2. Provincias geológicas del oeste mexicano (Modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).

2.1. Provincias geológicas en la Península de Baja California

La Península de Baja California es considerada uno de los rasgos más sobresalientes del territorio mexicano. Esta región consiste en una franja alargada con una longitud aproximada de 1300 km y unos 45-240 km de ancho y rodeada por dos mares con características diferentes. Está comprendida por dos Estados de la República Mexicana: Baja California y Baja California Sur. Hacia la porción norte, la península se une al continente. En el oriente se limita por un mar interno llamado Mar de Cortés o Golfo de California, en tanto que hacia el occidente colinda con el Océano Pacífico. Una característica orográfica importante de la península es la presencia de una cordillera que la recorre a lo largo de toda su extensión con un desplazamiento hacia el oriente en la porción sur. Desde el punto de vista geológico, la Península de Baja California presenta una evolución compleja cuyo registro estratigráfico abarca desde el Paleozoico al Reciente y puede ser dividida en cinco Provincias Geológicas (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992): al norte se encuentra el Batolito de Juárez-San Pedro Mártir, hacia el sur del Paralelo 28° N el Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita (occidente), Cuenca de Vizcaíno-Purísima (oriente), la Faja Volcánica La Giganta (borde oriental) y hacia el extremo sur el Complejo Plutónico de La Paz o Bloque Los Cabos.

2.1.1. Batolito de Juárez-San Pedro Mártir

La Provincia Geológica Batolito de Juárez-San Pedro Mártir abarca la porción norte de la Península de Baja California (Fig. 2). Se extiende unos 1300 km y posee una anchura promedio de 80 Km. Se limita al norte por las cordilleras transversales del sur de Alta California, hacia el oriente por las depresiones topográficas de Salton, San Felipe-Tiburón, Hermosillo y Guaymas en el Golfo de California, hacia el noroeste por la provincia continental “*Borderland*” (Emery, 1941) y al oeste por una parte de las provincias de Cedros-Sierra San Andrés y de las Islas Magdalena y Santa Margarita de Baja California llamada “*Sea Mouth Province*”. En la parte centro-oriental recorre el “Espinazo del Diablo”, un bloque fallado con forma de cuña del Batolito Peninsular que inicia al oeste de Riverside, California. Esta provincia se compone de una secuencia estratigráfica con un rango geológico desde el Paleozoico hasta el Reciente cuya distribución puede ser agrupada en tres franjas pre-terciarias que recorren la parte norte de la península y con características petrográficas, estructurales y estratigráficas diferenciables. Cada una de estas franjas está cubierta de manera independiente por rocas volcánicas y depósitos sedimentarios del Terciario y Cuaternario.

La primera franja aflora en el extremo occidental de la península y consiste en una secuencia de sedimentos marinos y continentales poco consolidados del Cretácico Tardío conocida como “Grupo Rosario”, e incluye a las formaciones Rosario, Redonda, Lechos Rojos, El Gallo, Punta Baja y Boca Roja (Morán-Zenteno, 1984). Aflora a lo largo de la costa del Pacífico y su espesor real se desconoce. Este grupo consiste de areniscas, limolitas y conglomerados con presencia de fósiles marinos y huesos de saurios indicando variaciones en el ambiente de depósito de uno continental a secuencias de plataforma y talud con fluctuaciones en la línea de costa con orientaciones paralelas a la línea que divide

este cinturón de los terrenos adyacentes. Gastil *et al.* (1975) denominaron a esta línea como “Límite Santillán-Barrera”, y consideraron que este rasgo ha controlado la historia de depósito de Baja California. Santillán y Barrera (1930) le asignan a esta formación una edad de Cretácico Tardío (Campaniano-Maastrichtiano).

La segunda franja se ubica al este del Grupo Rosario y está constituida por rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias con edades del Cretácico Temprano. La secuencia superior es la más extensa fue denominada por Santillán y Barrera (1930) como “Formación Alisitos”. Esta formación consiste de secuencias volcánicas y volcanoclásticas carbonatadas marinas del Albiano-Aptiano (Almazan-Vázquez y Fernández-Aguirre, 1988; Dickinson y Lawton, 2001) que caracterizan el terreno Alisitos (Campa y Coney, 1983), redefinido más tarde como terreno Yuma (Sedlock *et al.*, 1993). La formación Alisitos aflora a lo largo de una franja que bordea la margen occidental del Batolito Peninsular. La parte inferior de la secuencia consta de derrames dacíticos, aglomerados tobáceos, brechas volcánicas e ignimbritas, así como de intercalaciones de arenisca de origen volcánico, limolita, conglomerado con derrames de andesita y capas finas de caliza (Santillán-Barrera, 1930; Allen *et al.*, 1961; Allison, 1974; Lozano-Romen, 1975). En la localidad tipo (Rancho Alisitos, sur de Ensenada) tiene un espesor de 7,500 m. La edad de esta formación ha sido reportada en los trabajos realizados por Allison (1974) y Gastil (1975), quienes le asignaron una edad del Cretácico Temprano (Aptiano-Albiano). La parte superior de la secuencia consiste de aglomerados, brechas volcánicas y flujos piroclásticos con intercalaciones de derrames basálticos, andesíticos y dacíticos. Esta formación sobreyace discordantemente, en algunas localidades, a rocas volcánicas y sedimentarias del Triásico y Jurásico. Se encuentra plegada, parcialmente metamorfoseada y está afectada por numerosas fallas y por el emplazamiento de numerosos cuerpos intrusivos de edad cretácica (Morán-Zenteno, 1984). Subyace a la mencionada Formación Rosario y ha sido interpretada como un arco volcánico oceánico desarrollado sobre y a través de corteza oceánica no asociada a margen continental durante una fase de extensión ocurrida en el Cretácico Temprano (Busby, 2004).

La tercera franja que conforma el borde oriental de la península, está constituido por afloramientos complejos de rocas intrusivas y rocas metamórficas derivadas del metamorfismo regional de rocas sedimentarias. Dentro de esta franja se encuentran los batolitos de edad mesozoica de la porción norte de Baja California y las rocas metamórficas pre-batolíticas anteriores a la Formación Alisitos. Las rocas plutónicas constituyen un aspecto geológico sobresaliente de la península y han sido consideradas como producto de un gran evento plutónico en escala regional conocido como Batolito de las Sierras Peninsulares (*Peninsular Ranges Batholith*). El Batolito de las Sierras Peninsulares (BSP) aflora entre los paralelos 34°N y 28°N y está compuesto por un numeroso grupo de cuerpos intrusivos. Hasta el sur del paralelo 28° en Baja California, se considera que este batolito tiene una continuidad por debajo de la cubierta cenozoica en el extremo sur, donde aflora nuevamente en lo que se conoce como Bloque Los Cabos (Gastil *et al.*, 1975).

En el Estado de Baja California se han detectado al menos 400 plutones con superficies mayores a 1 km² que cubren un área aproximada de 28,000 km² (Gastil *et al.*, 1975), y cuyas edades se encuentran entre 140 y 80 Ma (Ortega-Rivera, 2003). Estos cuerpos se observan principalmente en las Sierras de Juárez y San Pedro Mártir. Por otra parte, las secuencias metamórficas prebatolíticas asociadas a esta tercera franja incluyen esquistos, filitas, pizarras, gneises cuarzo-feldespáticos, rocas metavolcánicas, estratos de pedernal, cuarcitas y calizas. Estas rocas se encuentran comúnmente como colgantes entre las rocas batolíticas (Duffield, 1968). Las rocas más antiguas afloran de manera local en la porción NW del estado y constituyen un complejo metamórfico del Paleozoico (McEldowney, 1970). Estas rocas pueden ser correlacionadas con algunas secuencias carbonatadas de la misma edad expuestas en Sonora y demuestran que el NW de México se encontraba regido por un margen pasivo que se extendió desde Nevada en los Estados Unidos. También se considera que la margen sur del Cratón de Norteamérica se situaba en lo que hoy es la Península de Baja California (Martín-Barajas y Delgado-Argote, 1995).

2.1.2. Faja Volcánica de La Giganta

La provincia de la Faja Volcánica de la Giganta se ubica en Baja California Sur (Fig. 2) y está constituida por una secuencia de rocas piroclásticas, derrames de lava y areniscas continentales que forman la mayor parte de la Sierra de la Giganta y denominadas “Grupo Comundú”, expuesto en la parte sur-oriental de la península. Las edades de las rocas que lo conforman abarca desde el Oligoceno tardío hasta el Mioceno medio (Umhoefer, 2000; Umhoefer *et al.*, 2001, 2002). Esta secuencia ha sido ampliamente descrita en la región de Loreto, Baja California, donde su espesor varía de ~1.5-2 km y ha sido dividido en tres unidades principales: las rocas de la unidad más inferior tienen edades de ~30-19 Ma (Umhoefer *et al.*, 2001) y consisten de una secuencia de rocas clásticas que contiene areniscas, conglomerados, así como depósitos de flujos piroclásticos de composición félsica, y flujos de lava basálticos emplazados en una cuenca de antearco, cuyo espesor reportado en la región de Loreto, Baja California es de 200-300 m (Umhoefer *et al.*, 2001). La unidad intermedia consiste de depósitos de brechas volcánicas depositadas como flujos de escombros intercalados con flujos de lava de composición andesítica en menor cantidad. Las rocas que conforman esta unidad tienen edades de ~19-15 Ma y presentan espesores de 450 hasta 750 m formando un gran escarpe hacia el este de la península.

Finalmente, la unidad superior, está compuesta por cantidades variables de flujos de lava andesíticos y brechas volcánicas asociadas a un estratovolcán. En la región de Loreto, esta unidad tiene un espesor de al menos 600 m y se extiende entre 10 y 20 km hacia el norte de esta localidad. Las edades reportadas para las rocas de esta unidad varían entre 15-12 Ma.

Por otra parte, tanto la unidad inferior como la intermedia del Grupo Comundú se encuentran afectadas por dos familias de diques andesíticos con espesores variables (McLean, 1988) que han sido asociados a la unidad superior (Umhoefer *et al.*, 2001). El Grupo Comundú sobreyace discordantemente a rocas graníticas del Cretácico, rocas metamórficas y rocas sedimentarias detríticas pre-Comundú (McLean, 1988). El origen de esta secuencia ha sido explicado mediante los procesos de migración del magmatismo

durante el Cenozoico, formando un arco magmático (Arco Comundú) en la fase de *pre-rift* (Ledesma-Vázquez y Johnson, 1993, 2001, 2003) a lo largo de la margen occidental de Norteamérica y en la costa actual de Sonora y Baja California (Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984; Martín-Barajas y Delgado-Argote, 1995; Martín-Barajas, 2000). Algunos autores han interpretado la ocurrencia de este arco como resultado de la actividad de un régimen de subducción normal entre las placas de Farallon y Norteamérica, así como la acumulación de magma máfico en la corteza y grandes erupciones ignimbríticas (Bryan *et al.*, 2008; Ferrari *et al.*, 2013).

2.1.3. Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita

La provincia Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita se ubica en el extremo occidental de la Península de Vizcaíno y en las Islas Cedros y Margarita. Se compone esencialmente de rocas sedimentarias, metasedimentarias y volcanosedimentarias de edad cretácica asociadas a un ambiente de subducción y a un complejo ofiolítico. En la Isla de Cedros, Península de Vizcaíno, y en la Bahía Magdalena, las rocas mesozoicas conforman un mosaico de terrenos con afinidad oceánica y de arco volcánico. La secuencia más antigua de la región está conformada por rocas sedimentarias triásicas de la Península de Vizcaíno y fue denominada por Mina (1956) como Formación San Hipólito. Posteriormente, Finch y Abbott (1977) le asignaron una edad del Jurásico Tardío por el contenido en microfósiles y radiolarios. La asociación de pedernal, litarenitas volcánicas y bloques incluidos de calizas arrecifales formando una secuencia sobreyacida por basaltos almohadillados y la ausencia de detritos del cratón indican que esta unidad fue depositada en una cuenca oceánica asociada a un arco volcánico de islas en un límite convergente (Finch *et al.*, 1979; Gastil *et al.*, 1981). En la Isla de Cedros y en la Península del Vizcaíno existen también secuencias volcánicas de afinidad oceánica tales como ofiolitas y *melanges* de edad jurásica (Rangin, 1978). En las islas Santa Margarita y Magdalena afloran rocas relacionadas al complejo ofiolítico de Vizcaíno y Cedros. Estas rocas tienen composición ultramáfica y se encuentran parcialmente serpentinizadas. En esta región también se han reconocido secuencias sedimentarias y volcanoclásticas del Jurásico Tardío y del Cretácico Temprano con un basamento ofiolítico (Mina, 1956).

2.1.4. Cuenca de Vizcaíno-Purísima

La provincia Cuenca de Vizcaíno-Purísima abarca la mitad occidental de la mayor parte de Baja California Sur. Esta porción está representada por zonas con topografía suave donde se exponen secuencias cuyo rango geocronológico varía desde el Triásico hasta el Reciente. Estructuralmente, estas zonas forman dos grandes depresiones con forma de sinclinal y de orientación NE-SE formadas por rocas sedimentarias marinas del Cenozoico depositadas en un ambiente de antearco. De acuerdo a Lozano-Romen (1975), estas cuencas se encuentran divididas por la presencia de un bloque levantado de rocas ofiolíticas a profundidad sobre el cual se acuñan las secuencias cretácicas. La geología de esta región está representada por secuencias de rocas volcánicas y sedimentarias parcialmente metamorfizadas de la Formación San Hipólito, perteneciente a la provincia geológica Cinturón Orogénico Cedros-Margarita, descrita anteriormente.

Las rocas sedimentarias del Cenozoico forman la mayor parte del relleno de estas cuencas y consisten de material clástico marino poco consolidado con estratificación subhorizontal. Esta unidad fue denominada por Mina (1956) como Formación Valles y ha sido interpretada como una secuencia originada en un ambiente de talud (Patterson, 1979). El Cretácico Tardío en estas cuencas está representado por una secuencia detrítica del Cenomaniano-Maastrichtiano que sobreyace en discordancia angular a las secuencias del Jurásico Tardío y del Cretácico Temprano. Para el Paleoceno, las secuencias sedimentarias reconocidas son principalmente lutitas en facies de talud, en tanto que para el Eoceno, los sedimentos están conformados por areniscas y lutitas de la Formación Bateque en el área de Vizcaíno y Formación Tepetate en el área de la Purísima (Lozano-Romen, 1975). Para el Mioceno, se tiene un amplio registro de rocas volcánicas y sedimentarias que subyacen a la Formación Comundú.

2.1.5. Complejo Plutónico de La Paz (Bloque Los Cabos)

El Complejo Plutónico de La Paz (CPP) se extiende en el sur de la península desde la ciudad de La Paz en el norte, hasta Cabo San Lucas en el Sur. Hacia el occidente y sur se limita por el Océano Pacífico, mientras que hacia el oriente está limitada por el Mar de Cortés. Esta región ha sido denominada de diferentes maneras: Región Meridional (Mina, 1957); Bloque Los Cabos (BLC, Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988, 1989a, b; Schaaf *et al.*, 2000); Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992); Terreno Los Cabos (Sedlock *et al.*, 1993 y Sedlock, 2003). Las características litológicas y estratigráficas de esta provincia han sido divididas por Pérez-Venzor (2013) en complejos metamórficos, ensamblajes plutónicos y formaciones sedimentarias.

La distribución, edades, características litológicas, estructurales y geoquímicas de la mayor parte de las rocas en el CPP indican que estas unidades comparten una historia evolutiva común con el occidente de México y sur de California. A partir del Triásico Tardío, en la región de Los Cabos dominaba un ambiente tectónico de margen pasivo. Durante el Jurásico, este ambiente evolucionó a un ambiente de subducción con el desarrollo de arcos magmáticos que perduraron hasta el Cretácico y el Cenozoico. En este último periodo, la tectónica extensional de Cuencas y Sierras afectó a toda la región, para culminar con la apertura del Golfo de California (Pérez-Venzor, 2013).

Complejos Metamórficos

Los complejos metamórficos están distribuidos principalmente en las regiones de Todos Santos, Sierra La Gata y en el borde oriental del Bloque Los Cabos. Los ensamblajes plutónicos forman parte de las regiones de La Paz (Sierra Las Cruces y El Novillo), Bloque Los Cabos, Sierra La Gata y bloque La Trinidad. Las rocas sedimentarias constituyen la cuenca del Cabo, San Juan de Los Planes y el Valle La Paz.

El complejo metamórfico de Todos Santos aflora entre la línea de costa del Pacífico y el Bloque Los Cabos, en la región de Todos Santos. A nivel regional este complejo está formado por cuatro franjas burdamente paralelas con orientación N-S (Sierra-Rodríguez, 1988; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a, b; Pérez-Venzor y Aranda-Gómez, 1991;

Pérez-Venzor *et al.*, 1997b). La primera de estas franjas define una unidad de rocas metaplutónicas de composición intermedia con foliación magmática y tectónica (Gneis Tonalítico La Buena Mujer). Las edades de enfriamiento de esta unidad ha sido reportadas por Schaaf *et al.* (2000) y presentan valores de 93 y 116 Ma hacia el oriente y sur de La Paz, respectivamente. La segunda franja está conformada por un ensamble de rocas metasedimentarias y consiste de pizarras, filitas, mica-esquistos con intercalaciones de mármol, esquistos cuarzofeldespáticos, gneises anfibolíticos y milonitas (Sierra-Rodríguez, 1988; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a). La tercera franja está conformada por dos unidades de milonitas de composición cuarzofeldespática y definen una trama tectónica regional con foliación y contactos con otras unidades en dirección N-S o NNE con inclinación hacia el E o SE (Sierra-Rodríguez, 1988; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a). La última de estas franjas aflora en el límite oriental de este cinturón metamórfico y está compuesta por una alternancia de gneises anfibolíticos y esquistos.

El complejo metamórfico La Gata está formado por paragneises plegados, ortogneises tonalíticos y dioríticos, gneises migmatíticos, migmatitas, rocas graníticas anatécicas y una unidad de milonitas que separa algunas rocas ígneas pre-tectónicas como la tonalita Buena Mujer de las rocas metasedimentarias. Además, esta unidad está afectada por diques félsicos deformados y por pequeñas apófisis de composición diorítica que a su vez son cortados por diques diabásicos sin deformación (Pérez-Venzor, 1993; Aranda Gómez y Pérez-Venzor, 1995b; Pérez-Venzor y Aranda-Gómez, 1995; Hiraes-Rochin, 2004).

El complejo metamórfico del Bloque Los Cabos ha sido ampliamente estudiado en el sector oriental por Pérez-Venzor (2013), quien agrupó la litología de la región en un litodema metasedimentario y uno metaígneo tomando en cuenta de la naturaleza del protolito de las rocas observadas. El litodema metasedimentario consiste de dos unidades: la primera unidad aflora al sur del borde oriental del BLC y ha sido denominada Unidad Portezuelo (Pérez-Venzor, 2013). Se caracteriza por la alternancia de esquistos cuarzofeldespáticos, paragneises, migmatita, gneises migmatíticos, rocas calcisilicatadas y gneises anfibolíticos con protolito vulcanosedimentario. El contacto de los metasedimentos con las rocas intrusivas está definido por zonas donde la ocurrencia de migmatitas es común. También es posible apreciar pantallas de metasedimentos de uno a diez metros de espesor, así como segregados de sílice y cuarzofeldespáticos con evidencias de deformación dúctil. El esquistos cuarzo-feldespático y el paragneis presentan franjas alternantes de material oscuro con foliación notable de grano fino de apariencia ígnea, los cuales son considerados como gneis anfibolítico (Pérez-Venzor, 2013).

La segunda unidad de este litodema corresponde a una unidad de rocas calcisilicatadas denominadas Calcisilicatos El Mezquite (Pérez-Venzor, 2013), que incluyen mármol y skarn. En algunas localidades (p. ej. Arroyo la Palma, Portezuelo), afloran intercalaciones de estas rocas con esquistos y material de afinidad ígnea, en tanto que en otros sitios (p. ej. Sol de Mayo) se observan como inclusiones o xenolitos en las zonas de contacto con rocas plutónicas. Los afloramientos de esta unidad forman franjas con algunas intercalaciones de esquistos cuarzofeldespáticos, gneises, ortogneises y gneises anfibolíticos, y están cortados

por diques leucocráticos y de composición diabásica. El litodema metaígneo incluye ortogneises, gneises migmatíticos, augengneis, gneises anfibolíticos (metabasitas) y migmatitas. Los ortogneises son rocas de aspecto ígneo con foliación marcada, estructuras tabulares, budines, brechas de material máfico con foliación interna y porfidoblastos de feldespato y cuarzo. Estas rocas presentan variación en el grado de deformación y textura observándose como migmatitas y augengneis.

Ensamblés plutónicos

Las rocas plutónicas del CPP han sido agrupadas en ensambles plutónicos dependiendo de la presencia o ausencia de deformación penetrativa (Pérez-Venzor, 2013). Son considerados como pretectónicos y sintectónicos a post-tectónicos en función del registro de tectónica compresiva observado. Las rocas pretectónicas corresponden a tonalitas (p. ej. Buena Mujer), granodioritas y granitos (p. ej. Buena Mujer y El Puerto; Pérez-Venzor, 1993, Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988, 1989a; Ramos Velázquez, 1998; Schaaf *et al.*, 2000; Hiraes Rochin, 2004). Estos plutones están relacionados con las regiones de Todos Santos y la Sierra La Gata. En fechamientos realizados al granito El Puerto por el método Rb-Sr en biotita y muscovita la edad de enfriamiento es de 98 Ma y 103 Ma, respectivamente. En granates de la misma roca fechados mediante Sm-Nd se ha reportado una edad de enfriamiento de 118 Ma (Schaaf *et al.*, 2000). Otra unidad pretectónica está definida por una franja de rocas intrusivas máficas que se extiende desde Todos Santos hasta La Paz (Sierra El Novillo). La composición de estas rocas varía de gabro a diorita con algunos diferenciados ultramáficos que indican una asociación a magmas poco evolucionados de origen mantélico (Pérez-Venzor, 2013).

En la región de La Paz, El Novillo y La Palmilla, las rocas plutónicas forman estructuras concéntricas que sugieren a bandeamiento primario regional. Para las rocas de la Sierra El Novillo, Schaaf *et al.* (2000) reportaron edades de intrusión de 129 Ma (isócrona de Rb-Sr para tres muestras de tonalita y una hornblendita), y una edad de enfriamiento de 116 Ma (Rb-Sr, biotita-roca total). En la región de La Paz, Hausback (1984) reportó edades de 115 Ma (K-Ar en hornblenda) para rocas deformadas de composición diorítica. En la región de comprendida entre Todos Santos y El Rosario, existe también una unidad de intrusivos gabróicos pretectónicos formando una estructura circular (>5 km de diámetro) con bandeamiento primario marcado con orientación al NE-SW, similar al de las rocas metamórficas.

El ensamble plutónico sintectónico a postectónico está conformado por un conjunto de rocas de composición félsica a intermedia sin evidencias de deformación penetrativa. La litología incluye granitos, granodioritas, cuarzomonzonitas y cantidades subordinadas de diorita y microdiorita, así como sistemas de diques tonalíticos, graníticos, pegmatíticos y diabásicos. Los afloramientos de este ensamble se encuentran principalmente en el Bloque Los Cabos al NE de La Paz, en el sur de la Sierra La Gata y el bloque La Trinidad. Las rocas postectónicas han sido reportadas principalmente en la región de Todos Santos (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988, 1989a; Ramos Velázquez, 1998; Schaaf *et al.*, 2000; Hiraes-Rochin, 2004).

En el área de Los Cabos, la litología predominante consiste de granodioritas y tonalitas intrusionadas por diques pegmatíticos y andesíticos (Pérez-Venzor, 2013). Las edades de biotita-roca total obtenidas mediante el sistema Rb-Sr para los granitos de la parte centro-sur del Bloque Los Cabos, para una tonalita al noroeste de La Paz y para la tonalita Buena Mujer son de 90, 93 y 116 Ma, respectivamente (Schaaf *et al.*, 2000). Otras localidades donde se han reportado edades de granitos son la Sierra Las Cruces (La Paz), Cabo Pulmo (Bloque Trinidad) y Cabo San Lucas. En la Sierra Las Cruces, las edades de obtenidas son de 87-94 Ma (K-Ar, biotita y hornblenda; Frizzell *et al.*, 1984b), 93 Ma (Rb-Sr, biotita; Schaaf *et al.*, 2000), 88.6 Ma y 97.1 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar , biotita y U-Pb SHRIMP en zircones, respectivamente; Nieto Samaniego *et al.*, 2005; Iriondo *et al.*, 2005). En las inmediaciones de Cabo San Lucas, las edades de rocas graníticas reportadas por Grove *et al.* (2003) tienen valores entre 80 y 90 Ma (K-Ar, biotita), en tanto que Frizzell *et al.* (1984c) reportan edades de 84 Ma (K-Ar, biotita) y 94 Ma (Frizzell *et al.*, 1984b; U-Pb en zircones).

En el borde oriental del Bloque Los Cabos, las edades de rocas plutónicas obtenidas más recientemente, han sido reportadas por Pérez-Venzor (2013). Para el intrusivo Buenos Aires, las edades son de 73.2 y 109.7 Ma (Rb-Sr en biotita, Sm-Nd en granate, respectivamente). En las localidades de La Palma y Buenos Aires, dos edades obtenidas a partir de isócronas de Rb-Sr en roca entera tienen valores de 79 y 80.8 Ma, respectivamente. Ambos valores indican la ocurrencia de un pulso magmático regional en la provincia (Pérez-Venzor, 2013). Adicionalmente, la edad de enfriamiento para rocas graníticas del borde centro-oriental del Bloque Los Cabos es de 115 Ma (Rb-Sr, biotita; Schaaf *et al.*, 2000).

Diques

En el CPP afloran también diversos sistemas de diques con orientaciones diferentes y de composición tonalítica, diabásica, cuarzofeldespática y máfica. Estos diques se encuentran afectando tanto a las rocas metamórficas como a las plutónicas y han sido agrupados por la presencia de estructuras de deformación. Los diques deformados son de composición diabásica y cuarzofeldespática y afloran en las regiones de Todos Santos, el Bloque Los Cabos y la Sierra La Gata. En la Sierra La Gata, los diques son diabásicos con estructura tabular (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1995b; Hiraes-Rochin, 2004), cortan a las rocas metamórficas y plutónicas y a su vez están afectados por diques leucocráticos y pegmatíticos sin deformar. La edad reportada para estas estructuras es de 95 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, hornblenda; Garrow *et al.*, 2002). Por otra parte, los diques sin deformación afloran en toda la provincia e incluyen pegmatitas de la Sierra La Gata como apófisis y cuerpos tabulares pequeños (Pérez-Venzor, 2013). Estas pegmatitas a su vez están cortadas por diques diabásicos y porfídicos (graníticos y tonalíticos) abundantes en las regiones de Todos Santos, el Bloque Los Cabos, Sierra La Gata y Bloque La Trinidad. Sus espesores varían de 2 m a decenas de metros y su longitud varía de metros a centenas de metros. En la región occidental de Los Cabos, los diques porfídicos están segmentados y los diques tonalíticos cortan a los diques pegmatíticos (Pérez-Venzor, 2013). En la porción oriental del Bloque Los Cabos, también se ha reportado la presencia de rocas máficas que forman apófisis de dimensiones menores con estructuras tabulares disgregadas y brechas magmáticas donde es

común observar xenolitos de rocas metamórficas y plutónicas. En la Sierra La Gata (oriente), Pérez-Venzor (1993), Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1995b) e Hiraes-Rochin (2004), reportaron la existencia de diques tonalíticos con variaciones a apófisis, así como de diques félsicos de textura microporfídica intensamente silicificados con espesores de metros a decenas de metros. En la región meridional del CPP, los diques son de composición diabásica y afectan a otros sistemas de diques tonalíticos y pegmatíticos con un espesor máximo de ~30 m (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor 1988, 1989a; Pérez-Venzor *et al.*, 1997b y c; Pérez-Venzor y Schaaf, 1998). Estos diques se distribuyen principalmente en el Bloque Los Cabos y han sido consideradas como la unidad más joven del CPP (Pérez-Venzor, 2013).

Rocas Volcánicas

Sobreyaciendo discordantemente a las rocas del CPP, se tienen algunas rocas volcánicas que corresponden a extensiones de la provincia Sierra La Giganta y forman parte de la Formación Comundú (Beal, 1948; Mina, 1957). Estas unidades afloran en las regiones de La Paz y el Bloque La Trinidad. Consisten de secuencias volcánicas y volcanosedimentarias del Mioceno e incluyen ignimbritas de composición félsica, depósitos volcanoclásticos de andesitas basálticas que en algunas partes son coronados por derrames riolíticos (Aranda Gómez y Pérez-Venzor, 1986 y 1988). En la cuenca de San José del Cabo y en el Bloque la Trinidad, las rocas volcánicas incluyen unidades subvolcánicas, hipabisales y volcánicas. Los cuerpos subvolcánicos e hipabisales se exponen en forma de diques y cuerpos graníticos, respectivamente, e intrusionan a las rocas plutónicas. Las rocas volcánicas cubren parcialmente el basamento cristalino de esta región; presentan variaciones texturales de afanítica a porfídica, y composicionales de dacitas a riolitas (Martínez-Gutiérrez, 1994; Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997). Tanto las unidades volcánicas como las subvolcánicas y cuerpos hipabisales son miocénicas y han sido correlacionadas con la Formación Comundú (McCloy, 1984; Martínez-Gutiérrez, 1994). Las edades reportadas para esta secuencia volcánica son de 20 y 19.2 Ma (Hausback, 1984).

Rocas sedimentarias

Hacia la cima del CPP se exponen formaciones sedimentarias del Terciario y sedimentos del Cuaternario. Las rocas sedimentarias se distribuyen en las cuencas de San José del Cabo, San Juan de Los Planes e Itsmo de La Paz, en tanto que los sedimentos del Cuaternario cubren los flancos de los sistemas montañosos y sólo una parte de las cuencas. La cuenca tectónica de San José del Cabo está parcialmente rellena por sedimentos marinos y continentales del Mioceno medio al Reciente (Pantoja-Alor y Carrillo-Bravo, 1966; McCloy, 1984) que han sido agrupados en las formaciones Calera, Trinidad, El Refugio, El Chorro y Los Barriles (Martínez-Gutiérrez, 1994; Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997), cuyas facies presentan variaciones laterales. En la porción oriental, la cuenca está conformada por depósitos continentales que incluyen areniscas y conglomerados (Formación Calera). La parte central de la cuenca está formada por depósitos de origen marino que incluyen calizas, lodolitas y lutitas (Formación Trinidad), que tienen edades del Mioceno-Plioceno (McCloy, 1984; Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997). La transición de depósitos marinos a

continentales se observa entre la Formación Refugio y la Formación Los Barriles. La primera consiste de areniscas con lentes conglomerados, y la Formación Los Barriles está formada primordialmente de conglomerados. La mayor parte de la cuenca de San José del Cabo está sobreyacida por una capa delgada de areniscas arcóscicas de la Formación El Chorro.

2.2. Provincias geológicas del oeste de México (continental)

En la porción noroeste de México, como en la Península de Baja California, se observa una gran complejidad de afloramientos rocosos debido a lo intrincado de las estructuras que los conforman y a la gran heterogeneidad litológica de las unidades, principalmente pre-terciarias que forman las diferentes unidades estratigráficas. En esta región, las provincias descritas incluyen la Provincia Sonorense, Cuenca Deltaica Sonora-Sinaloa, el Cinturón Orogénico Sinaloense y la Faja Ignimbrítica Mexicana (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).

2.2.1. Sonorense

Esta provincia se caracteriza por la presencia de montañas complejas, separadas por valles aluviales cuya amplitud se extiende hacia la porción noroeste del estado, y donde se han desarrollado importantes depósitos de naturaleza eólica. Por otra parte, en Sonora se ha documentado la existencia de estructuras denominadas “*Metamorphic Core Complexes*” en Mazatán (Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2003) y Magdalena (Nourse, 1989). Las edades de tales estructuras se han asociado a un periodo de actividad magmática desarrollada después de la Orogenia Laramide y antes del desarrollo de la provincia de Cuencas y Sierras y a un origen tectónico extensional con efectos térmicos. En esta región, los “*Metamorphic Core Complexes*” y las rocas batolíticas coinciden geográficamente, siendo los batolitos afectados por estas estructuras.

Las rocas más antiguas en la provincia Sonorense corresponden a rocas metamórficas precámbricas con protolitos ígneos y sedimentarios y por un conjunto de secuencias de dolomías y cuarcitas del Paleozoico. Se considera que una parte de este basamento fue desplazado ~800 km hacia el sureste en el Jurásico Medio-Tardío mediante lo que se conoce como el “*Mehashear Mojave-Sonora*” (Megacizalla Mojave-Sonora), una zona de desplazamiento lateral izquierdo originada durante el Jurásico que se extiende en Arizona y California en los Estados Unidos con orientación NW-SE (Silver y Anderson, 1974; Anderson y Silver, 1979). Este modelo ha sido controversial desde su propuesta inicial, no obstante, en la actualidad continúa siendo un rasgo geológico fundamental para la reconstrucción tectónica de México (p. ej. Sedlock *et al.*, 1993; Anderson *et al.*, 2005).

Para el Jurásico, la provincia Sonorense se caracteriza por el desarrollo de un importante arco volcánico-plutónico con orientación NW-SE registrado en numerosos afloramientos de rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición intermedia con edades absolutas entre 150 y 180 Ma (Anderson y Silver, 1979), cuya existencia ha sido relacionada a los procesos de subducción ocurridos en la margen del Pacífico mexicano. En algunas localidades estas rocas se presentan parcialmente afectadas por metamorfismo dinámico.

Para el Cretácico, se han definido dos dominios con características distintivas: el primero de ellos se localiza en una franja central y una occidental que evolucionaron sobre un cinturón parcialmente emergido de rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico. El segundo dominio se ubica en una franja oriental y está formado por rocas sedimentarias marinas con evidencias de una transgresión marina que cubrió parcialmente los terrenos volcánicos y volcanoclásticos del Jurásico en la región. Estas secuencias marinas afloran en diversas localidades y constituyen lo que se conoce como Grupo Bisbee (Ransome, 1904). Durante el Cretácico Tardío, ambos dominios fueron afectados por eventos de deformación y actividad magmática como resultado de una fase compresiva que actuó desde la porción occidental de México, dando lugar a la emersión y levantamiento de la región. Otro evento importante en este periodo, fue el desarrollo de cuencas sintectónicas en el noreste de Sonora asociadas a la orogenia Laramide, las cuales fueron rellenadas por sedimentos fluviales y lacustres, coronadas por sedimentos clásticos gruesos del Grupo Cabullona (González-León y Lawton, 1995). Las evidencias de actividad magmática están representadas por rocas graníticas y flujos de lava andesíticos y riolíticos presentes en la parte oriental y nororiental del estado y hacia la base de la Sierra Madre Occidental, en donde McDowell y Clabaugh (1979) reportaron edades de hasta 100 Ma.

A nivel regional, Coney y Reynolds (1977) y Roldán-Quintana (2002) consideraron una migración de edades de occidente a oriente del Arco Larámide en Sonora. Los fechamientos realizados por Roldán-Quintana (2002) mediante el sistema K-Ar (biotita, hornblenda y muscovita) para las rocas plutónicas laramídicas mostraron edades entre 81 y 53 Ma, mientras que las edades Rb-Sr (biotita-roca entera) para tonalitas y granodioritas obtenidas son de 63.4 y 50 Ma, respectivamente. Otras edades obtenidas mediante el sistema U-Pb en zircones tienen valores de 90.1 y 69.4 Ma indicando el emplazamiento del batolito en Sonora (Ramos-Velázquez *et al.*, 2008).

De acuerdo con Rangin (1978), un importante complejo plutónico-volcánico se desarrolló en el noreste de Sonora en el Terciario, cuyos productos fueron las emisiones ignimbríticas de la Sierra Madre Oriental durante el Oligoceno-Mioceno. Durante este periodo, la región de Sonora también experimentó una serie de fallamientos normales que permitieron la formación de depresiones topográficas que posteriormente serían rellenadas con detritos continentales que hoy constituyen la Formación Báucarit (Dumble, 1900; King, 1939). A finales del Terciario e inicio del Cuaternario, ocurrió un importante episodio volcánico de composición basáltica y naturaleza alcalina. Este evento ha sido relacionado con la apertura del Golfo de California (Clark *et al.*, 1981; Rangin, 1978) y los productos de dicho vulcanismo se ubican en la Sierra del Pinacate y Desierto de Altar.

2.2.2. Faja Ignimbrítica Mexicana (Sierra Madre Occidental)

La Faja Ignimbrítica Mexicana (FIM) o Sierra Madre Occidental (SMOcc) es una de las provincias ígneas silíceas más grandes del mundo y la más grande del Cenozoico (Ferrari *et al.*, 2005). La cubierta estimada en la actualidad es de ~300 000 km² (Mc Dowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979; Ward, 1995). La geología de la SMOcc está representada por conjuntos de rocas ígneas asociadas a diferentes episodios magmáticos

que se encuentran parcialmente superpuestos entre sí originados como resultado de la subducción de la placa de Farallón por debajo de la placa Norteamericana. Se considera que el basamento pre-volcánico está formado por rocas precámbricas con afinidad al cratón de Norteamérica expuestas en Sonora (ver provincia Sonorense). Los afloramientos pre-volcánicos del Mesozoico son más abundantes hacia el oeste de la SMOcc en Sonora, pero menos comunes hacia el sur del estado. Estas rocas están sobreyacidas por una secuencia de sedimentos clásticos con flujos volcánicos intercalados ubicados entre el Jurásico Temprano y Jurásico Tardío. Las rocas ígneas asociadas a esta secuencia jurásica definen la presencia de un arco continental en Sonora y sugieren que la actividad magmática pudo haber sido relativamente continua desde ~220 Ma hasta 140 Ma (p. ej. Anderson y Silver, 1979; Damon *et al.*, 1981; Stewart, 1988). En el sur de Chihuahua y norte de Durango se han reportado edades similares, indicando una prolongación del arco Triásico-Jurásico, desplazado hacia el oriente por los efectos de la megacizalla Mojave-Sonora (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992). En Sinaloa, las rocas anteriores al Complejo Volcánico Inferior de la SMOcc, consisten de ortogneises del Jurásico, rocas metasedimentarias del Albiano y metavolcánicas (Henry *et al.*, 2003; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012). En el norte de Sinaloa se han reconocido rocas metasedimentarias y metavolcánicas del Grupo El Fuerte, unidades del Gneis Francisco y secuencias metavolcánicas del Grupo El Zapote (Mullan, 1978).

En la parte sur de la SMOcc, la existencia de un basamento pre-Cenozoico no volcánico es sugerida por la presencia de afloramientos de rocas metasedimentarias de pocas dimensiones. La estratigrafía de la SMOcc ha sido dividida en cinco conjuntos ígneos principales descritos a continuación:

Complejo Volcánico Inferior (CVI)

Se compone de un conjunto de rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico-Paleoceno (McDowell y Keizer, 1977) con edades y composiciones similares al Batolito de las Sierras Peninsulares (BSP) y al Bloque de Jalisco. Una de las características más sobresalientes del CVI, además de su gran volumen, es la relación del mismo con importantes yacimientos minerales de diversos tipos, entre los cuales se pueden mencionar los distritos mineros de Cananea, Nacozari y La Caridad en Sonora (Valencia-Moreno *et al.*, 2005) y Fresnillo y Juanicipio en Zacatecas (Ferrari *et al.*, 2005). El origen de esta secuencia está asociado a la actividad magmática dominada por el arco denominado “Larámide” (parcialmente contemporáneo a la deformación laramídica) en el norte de México. Los batolitos de este complejo son de grandes dimensiones y su composición varía desde diorita y cuarzodiorita a granito alcalino (p. ej. Roldán-Quintana, 1991; Valencia-Moreno *et al.*, 2001). Las rocas volcánicas están representadas por una secuencia volcánica de composición andesítica en su mayoría conocida como Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1949). Esta secuencia incluye a su vez un miembro superior de tobas y flujos de riolita y dacita, intercalados con horizontes de rocas sedimentarias, localmente conteniendo restos de plantas fósiles (González-León *et al.*, 2000; McDowell *et al.*, 2001). De acuerdo con Damon *et al.* (1983), las rocas plutónicas del CVI en el noroeste de México poseen edades entre 90 y 40 Ma, y la distribución espacial de las mismas presenta edades más jóvenes hacia el oriente. Por otra parte, McDowell y Clabaugh (1979), incluyen dentro del CVI a las rocas del Batolito de las

Sierras Peninsulares (BSP) en Baja California y su extensión a Sinaloa, cuyas edades son más antiguas (~125-85 Ma). En el extremo occidental del CVI, los procesos de erosión han permitido la exposición de las rocas plutónicas.

En el sector central de la SMOcc, el magmatismo de Cretácico-Paleoceno ha sido estudiado principalmente en la margen oeste, en Sinaloa, donde los batolitos del CVI han sido expuestos gracias a la extensión asociada a la apertura del Golfo de California. En el occidente de Durango también ha sido reportada la presencia de cuerpos dioríticos de edad cretácica (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991). Todas las rocas de esta porción son calcialcalinas y su composición química varía de diorítica a granítica, siendo esta última predominante. Estas rocas plutónicas han sido asociadas a la provincia geológica Batolito de Sinaloa y poseen edades U-Pb y K-Ar entre 101 y 46 Ma (Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003). En Sinaloa, las unidades del CVI consisten de flujos de cenizas, depósitos de caída, flujos de lava riolíticos y andesíticos, tobas riolíticas, sedimentos volcánoclasticos e intrusiones. En la porción sur de Sinaloa, estas rocas se observan en contacto intrusivo con rocas graníticas, indicando que las rocas del CVI son el equivalente volcánico de las mismas (Henry y Fredrikson, 1987).

En sector sur de la SMO, las rocas intrusivas del Cretácico-Paleoceno se exponen en afloramientos aislados hacia el borde este de la SMOcc en el estado de Zacatecas, donde ha sido reportada la existencia de rocas granodioríticas con edades de K-Ar en biotitas de 74.6 Ma (Mujica-Mondragón y Albarrán, 1983) y 77 Ma (Solé *et al.*, 2007) que intrusionan a secuencias de rocas sedimentarias marinas de Cretácico Temprano.

Magmatismo del Eoceno

Las rocas de la SMOcc originadas durante este periodo han sido interpretadas como precursoras del episodio ignimbrítico del Oligoceno. Este episodio inició hace 46 Ma posterior a una etapa de actividad magmática escasa e intermitente y ocurre de manera continua hasta los 27.5 Ma, ligando así el magmatismo del Eoceno con las rocas ignimbríticas del Supergrupo Volcánico Superior (SVS). En el sector norte, este magmatismo se expone principalmente en Chihuahua, hacia el borde este de la SMOcc. En la porción central de la SMOcc, las rocas eocénicas afloran en el límite Sinaloa-Durango, en el área de Tayolita (Henry y Fredrikson, 1987), la secuencia alcanza un espesor de hasta 1500 m y contiene zonas con mineralización importante de oro y plata (Horner, 1998; Horner y Enríquez, 1999; Enríquez y Rivera, 2001). En el sur de la SMOcc, el magmatismo del Eoceno ha sido reconocido localmente en el área de Fresnillo y San Alto, Zacatecas (Ponce y Clark, 1988; Lang *et al.*, 1988; Tuta *et al.*, 1988). Estas rocas incluyen ignimbritas silíceas, domos riolíticos y lavas andesíticas con edades entre 40.6 y 34 Ma.

Supergrupo Volcánico Superior (SVS)

Se constituye por ignimbritas silíceas emplazadas en su mayoría en dos pulsos: Oligoceno temprano (32-28 Ma) y Mioceno temprano (24-20 Ma) emplazadas de manera discordante sobre las rocas del CVI (McDowell y Keizer, 1977) y del magmatismo eocénico. El volumen de esta secuencia es de ~300 000 km³, abarcando unos 1200 km de longitud y hasta 250 km de ancho conformando el rasgo geológico más notable del territorio nacional

(Ferrari *et al.*, 2005). Otro rasgo interesante de dicha secuencia es el relativamente poco tiempo en el cual fueron emplazadas estas rocas, y cuyo pulso ignimbrítico se dio con impresionante sincronismo al inicio del Oligoceno con un segundo pulso durante el Mioceno temprano en la porción suroeste de la SMOcc (Ferrari *et al.*, 2005). En el norte de esta provincia han sido estudiadas diversas secciones cuyas edades poseen un rango de ~30 a ~33 Ma (McDowell y Mauger, 1994), seguida por depósitos de flujos piroclásticos peralcalinos con una distribución restringida y edades de 30.5 a 29 Ma (Mauger, 1983). En el interior de la SMOcc, donde la secuencia alcanza su espesor máximo (~1 km), las edades poseen valores similares con valores menores en 3 Ma. En Sonora, la secuencia ignimbrítica de la SMOcc se extiende hasta la mitad oriental del estado.

El sector central de la SMOcc aflora principalmente en el estado de Durango, donde se ha estudiado a lo largo de la carretera Durango-Mazatlán y en el área de Nazas. Al norte de Culiacán, la edad reportada de un cuerpo subvolcánico granodiorítico reveló una edad de 23.2 Ma (Iriondo *et al.*, 2003). En la proximidad de la costa de Sinaloa, las rocas volcánicas oligocénicas poseen edades de 31.7 Ma en el área de Tayolita y de 28.3 Ma al norte de Mazatlán (Henry y Fredrikson, 1987). En el área de Milpillas, Solé *et al.* (2007), reportaron una edad de 32.2 Ma para un ignimbrita riolítica. Finalmente, el sector sur de la secuencia oligocénica de la SMOcc está conformado por dos secuencias originadas a partir de dos pulsos ignimbríticos claramente separados, uno del Oligoceno temprano y otro del Mioceno temprano (Ferrari *et al.*, 2002). En Nayarit, han sido reconocidas dos paquetes ignimbríticos: Las Canoas y Nayar. La secuencia Las Canoas posee un espesor de ~350 m y ha sido fechada en 23.5 Ma (Clark *et al.*, 1981; Ferrari *et al.*, 2002). La secuencia de Nayar alcanza su máximo espesor en la Mesa del Nayar, donde se ha mencionado la presencia de una serie de calderas como probable fuente (Ferrari *et al.*, 2002). Se ha estimado que la secuencia del Nayar pudo haber alcanzado un volumen de ~4500 km³ emplazado en un lapso de ~1.4 Ma. Además, esta secuencia se encuentra truncada al occidente por el fallamiento extensional asociado a la apertura del Golfo de California.

Vulcanismo post-ignimbrítico

Después del pulso ignimbrítico, el magmatismo en la SMOcc se volvió más heterogéneo y disperso. Este magmatismo tiende a ser bimodal y discontinuo con una migración hacia el Golfo de California. Entre las rocas máficas se encuentra un grupo de composición basáltico-andesítica emplazadas en forma discontinua inmediatamente después de cada episodio ignimbrítico (Ferrari *et al.*, 2005). Estas rocas han sido incluidas en lo que se conoce como Basalto-Andesitas del Sur de la Cordillera (SCORBA, por sus siglas en inglés, Cameron *et al.*, 1989), una serie regional que se extiende hacia Arizona y Nuevo México marcando la primera fase de extensión en un marco de intra-arco. En Chihuahua y Sonora, las edades reportadas varían entre 33 y 17.6 Ma (Cameron *et al.*, 1989 y referencias incluidas; McDowell *et al.*, 1997; Paz-Moreno *et al.*, 2003). En el sector central de la SMOcc, la secuencia ignimbrítica está cubierta por lavas basálticas con edades entre 30 y 29 Ma (Basaltos Caleras, Swanson *et al.*, 1978). En la región de Nazas y El Rodeo, basaltos con edades de ~24 Ma sobreyacen a ignimbritas del Oligoceno (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Solé *et al.*, 2007). En estudios posteriores (p. ej. Luhr *et*

al., 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 2003) se ha demostrado que estas rocas alcalinas (hawaiitas) poseen firmas geoquímicas afines a los basaltos de intraplaca típicos de la provincia *Basin and Range* mexicana.

Otro grupo de rocas emitido durante esta etapa está representado por coladas de basaltos alcalinos e ignimbritas emplazados en diferentes episodios del Mioceno tardío, Plioceno y Cuaternario. Dicho magmatismo ha sido asociado con el cese de la subducción de la Placa de Farallon y con la separación de Baja California del continente. Las características geoquímicas de esta secuencia sugieren una procedencia del manto astenosférico (Vidal-Solano *et al.*, 2005), indicando un emplazamiento posterior a un adelgazamiento cortical que permitió el ascenso del manto convectivo hasta la base de la corteza. Generalmente, estas rocas máficas se ubican en la periferia de la SMOcc, tanto en su límite con la mesa central como a la orilla del Golfo de California, y han sido asociadas a tres episodios extensionales (Henry y Aranda-Gómez, 2000) del Mioceno temprano (~24-22 Ma), el Mioceno tardío (~13-11 Ma) y el Plioceno-Cuaternario (~4-0 Ma). A lo largo del Golfo de California, las rocas máficas post-subducción incluyen: basaltos toleíticos en la costa de Sonora de ~11-10 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Mora-Klepeis y McDowell, 2004), los basaltos de Punta Piaxtla y Mesa de Cacaxtla al norte de Mazatlán de 3.2 a 2.1 Ma (Aranda-Gómez *et al.*, 2003) y algunos diques máficos alcalinos en el sur de Sinaloa (Henry y Aranda-Gómez, 2000) con edades del Mioceno tardío (~12-10 Ma).

2.2.3. Cuenca Deltaica de Sonora-Sinaloa

La provincia Cuenca Deltaica de Sonora-Sinaloa (CDSS) se ubica en los estados de Sonora y Sinaloa. Está conformada por un sistema de complejos deltaicos de los ríos Baluarte, Fuerte, Concepción, Culiacán, Mayo, Mátape, San Lorenzo, Sinaloa, Presidio y Yaqui, este último con el delta más grande. Hacia el oeste se extiende hasta la plataforma continental del Golfo de California. Esta provincia es considerada como uno de los productos de la tectónica extensional que afectó el noroeste de Norteamérica desde el Oligoceno, durante la cual fueron originadas fallas lítricas, estructuras de *horst* y *graben*, y *semi-graben* escalonados en la región. En muchos sitios, el vulcanismo y fallamiento fueron simultáneos o bien, el fallamiento continuó después de un lapso breve.

Después de la orogenia Laramide, la fase orogénica *Basin and Range* originó la formación de la provincia fisiográfica de Sierras y Valles paralelos, donde se depositaron secuencias sedimentarias clásticas con intercalaciones asociadas al vulcanismo post-ignimbrítico en la SMOcc. La unidad sedimentaria más representativa de estas cuencas es la Formación Báucarit (King, 1939). Esta formación se compone de areniscas, conglomerados y rocas volcánicas interestratificadas de composición máfica. La localidad tipo se ubica en la cuenca del Río Yaqui. El tiempo de formación de las cuencas de tipo Báucarit coincide parcialmente con el tiempo de extrusión del magmatismo bimodal en la SMOcc ocurrido entre 20 y 30 Ma (Demant *et al.*, 1989). En la porción central y oriente de Sonora el depósito de la Formación Báucarit tuvo lugar desde el Oligoceno y hasta el Mioceno tardío. Estos depósitos han sido referidos también en la región de Bahía de Kino (Gastil y Krummenacher, 1977) y en la parte oriental de la península de Baja California como parte

de la Formación Comundú (Hausback, 1984; Sawlan y Smith, 1984; Sawlan, 1991). Se considera que las estructuras que generaron los sistemas de tipo *horst* y *graben* o *semi-graben*, son en su mayor parte contemporáneos y presentan direcciones de extensión entre N50°E y N70°E (Calmus, 2011). De acuerdo con Wong y Gans (2008), la extensión en Sonora comprendió dos periodos: el primero entre 25 y 30 Ma, seguido por un segundo evento de deslizamiento mayor a lo largo de fallas normales entre 21 y 16 Ma. Este último periodo coincide con las edades sugeridas para el desarrollo de complejos de núcleo metamórfico en Sonora y Arizona (Dickinson, 1991; Nourse *et al.*, 1994) y con los de las edades de las secuencias detríticas asociadas. Sin embargo, es probable que este tiempo corresponda a una deformación dómica que provocó que la zona de cizalla en la región favoreciera la exhumación de corteza continental.

En los estados de Sinaloa y Durango, la extensión posiblemente ocurrió entre 32 y 20 Ma (Aranda-Gómez *et al.*, 1997), aunque la edad exacta no ha sido determinada. En Sinaloa, Henry y Fredrikson (1987) describen un grupo de unidades detríticas cenozoicas compuestas por clastos derivados del SVS (SMOCC) y con una menor cantidad de rocas más antiguas. Estos autores señalan que una parte menor de estas rocas pudieron haber sido depositadas antes del evento extensional del Mioceno, en tanto que las secuencias más potentes fueron depositadas como relleno en las estructuras de graben contemporáneamente a la extensión, por lo que una parte de dicha secuencia puede ser correlacionada con la Formación Báucarit en Sonora (King, 1939; Clark *et al.*, 1981). En el norte de Sinaloa, estos sedimentos conforman la Formación Maune, una secuencia de conglomerados y areniscas pobremente clasificadas con algunas intercalaciones de limolitas (De Cserna y Kent, 1961). Sin embargo, la edad de esta formación se desconoce.

Desde fines del Mioceno medio hasta la actualidad, Sonora y sus zonas aledañas se están sometidas a una extensión regional que se manifiesta de diferentes maneras: 1) reactivación de fallas preexistentes formadas durante la fase *Basin and Range*; 2) generación de nuevas fallas normales que cortan a las preexistentes; y 3) la apertura del Golfo de California. En rocas volcánicas de la cuenca del río Yaqui, la Formación Báucarit está sobreyacida discordantemente por rocas volcánicas de la parte superior del Mioceno medio a Plioceno que a su vez están intercaladas o cubiertas por rocas detríticas (De la O-Villanueva, 1992). En la costa de Sonora, Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana (1998), definen una fase de extensión tardía ocurrida entre 10 y 7 Ma, denominada *Basin and Range II*, durante la cual se depositaron sedimentos fluvio-lacustres con edades pliocénico-cuaternarias de lo que llamaron Grupo Sonora. Estas secuencias ocurren a lo largo de valles preexistentes y han sido afectados por fallas normales de bajo ángulo. Hacia el Plioceno, con el inicio de la apertura del Golfo de California, el magmatismo registra un cambio composicional con la presencia de andesitas ricas en magnesio (Saunders *et al.*, 1987; Rogers *et al.*, 1985; Beniot *et al.*, 2002; Calmus *et al.*, 2003), adakitas, basaltos toleíticos y basaltos ricos en Nb (Aguillón-Robles *et al.*, 2001). Dicha fase fue seguida de una dinámica transtensiva que originó la apertura del Golfo de California (Calmus, 2011). La apertura del Golfo de California ha modificado profundamente la red de drenaje de los ríos principales en el

noroeste de México, mismos que fluyen hacia el occidente generando deltas y planicies costeras.

2.2.4. Cinturón orogénico Sinaloense

El Cinturón Orogénico Sinaloense se sitúa en los estados de Sinaloa y Sonora. Esta provincia geológica se constituye de un conjunto de sierras formadas por unidades litológicas cuyo rango geocronológico abarca desde el Paleozoico Temprano hasta el Cretácico. En el norte del estado de Sinaloa, las formaciones más antiguas son afloramientos metamórficos pertenecientes al Complejo Sonobari (DeCserna y Kent, 1961) o Terreno Sonobari (Campa y Coney, 1983), un complejo conformado por dos suites: una *suite* oriental compuesta por metasedimentos del Ordovícico Medio-Tardío con proveniencia peri-Gondwaniana (Vega-Granillo, *et al.* 2012), además de una secuencia meta-vulcanosedimentaria e intrusivos del Jurásico Tardío. La *suite* occidental es del Triásico Tardío y se constituye por una unidad denominada Gneis Francisco (Mullan, 1978; Keppie *et al.*, 2006), cuyas edades de procedencia son principalmente del cratón Laurentiano (Vega-Granillo, *et al.* 2012). El Gneis Francisco está formado por orto y paragneises cuarzofeldespáticos con biotita y hornblenda con los que se intercalan numerosos cuerpos tabulares de anfibolita de algunos metros de espesor. Este conjunto es intrusionado por numerosos diques de pegmatita con granate y muscovita posteriores al metamorfismo y la deformación del Gneis Francisco. Los gneises presentan migmatización y todo el conjunto presenta una foliación penetrativa con un metamorfismo en facies de anfibolita (Mullan, 1978; Keppie *et al.*, 2006). Las rocas pre-Cenozoicas en Sinaloa registran también un evento magmático importante en el super Terreno Guerrero durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, e incluye el terreno Alisitos de Baja California (Vega-Granillo, *et al.* 2012).

En la porción norte de Mazatlán, Henry (1975) y Henry y Fredrikson (1987), describieron algunas rocas clásticas de edad desconocida. Estas rocas presentan metamorfismo en facies de esquisto verde, metamorfismo de contacto como consecuencia de la intrusión de cuerpos batolíticos cenozoicos y deformación que generó una esquistosidad relativamente paralela a la estratificación. Por otra parte, las rocas mesozoicas en Sinaloa incluyen una gran variedad de litologías que conforman un conjunto volcánico-sedimentario que es considerado como la extensión del arco Alisitos (Rangin, 1978). A lo largo del límite oriental en la costa occidental del Pacífico sinaloense afloran extensas unidades de rocas volcánicas efusivas y explosivas cuya composición varía de máfica a félsica y con evidencias de metamorfismo regional y de contacto.

En la porción sur de Sinaloa, las rocas más antiguas consisten de ortogneises, rocas metasedimentarias y metavolcánicas (Henry *et al.*, 2003; Cuellar-Cárdenas, 2012). Los ortogneises están intensamente foliados y han sido referidos al Jurásico con base en inferencias estratigráficas (Mullan, 1978). Las rocas metasedimentarias registran metamorfismo regional y de contacto, y consisten de filitas, cuarcitas, y esquistos de cuarzo, muscovita y biotita, así como mármol producto de metamorfismo de contacto con el batolito de Sinaloa (Henry *et al.*, 2003). Las calizas metamorfizadas de Sinaloa son del

Albiano y se observan en numerosos *roof pendants* inmersos en cuerpos graníticos. Escasos afloramientos de anfibolitas de edad pre-Albiano son también reportados en el sur de Sinaloa (Henry *et al.*, 2003).

Adicionalmente, el conjunto mesozoico volcánico y sedimentario que constituye esta provincia, está afectado por cuerpos plutónicos pertenecientes al Batolito de Sinaloa, un complejo de edad Cretácico-Terciario que aflora a lo largo de la costa de Sinaloa y que forma parte de la continuación del Batolito Larámide de Sonora. La composición del Batolito de Sinaloa incluye dioritas, granodioritas y granitos con edades entre los 95 y 45 Ma. Considerando las edades y las estructuras de deformación presentes en estas rocas, Henry y Fredrikson (1987) y Henry *et al.* (2003), reconocieron dos categorías: la primera agrupa a las *rocas sintectónicas*, emplazadas durante un evento de compresión ocurrido antes de ~85 Ma y están constituidas en su mayoría por dioritas y granodioritas con foliación y lineación mineral. Estas unidades afloran ~50 Km a lo largo de la costa occidental de Sinaloa y en las localidades El Recodo, Río Quelite, la Cruz y San Marcos. Las edades reportadas para estas unidades varían entre 102 a 86 Ma (Henry y Fredrikson, 1987). El segundo grupo está conformado por las *rocas postectónicas*, emplazadas después de la compresión o durante la disminución de esfuerzos. Este conjunto de rocas aflora en una franja cercana a la costa sur de Sinaloa, donde se observan afectando a las rocas sintectónicas y a las unidades metasedimentarias previas al batolito (Henry y Fredrikson, 1987). Se distinguen del primer grupo por la ausencia de texturas foliadas o evidencia recristalización dinámica y se compone principalmente de granodioritas y cuarzdioritas que han sido descritas en las localidades Arroyo Candelero, Río Piaxtla, San Ignacio y Copala. Las edades de estos plutones son de 83 a 46 Ma (Henry y Fredrikson, 1987).

2.2.5. Cuenca de Nayarit

La provincia geológica de la Cuenca de Nayarit se ubica en el oeste del territorio mexicano, entre los estados de Nayarit y Sinaloa. Esta provincia está conformada por una cuenca deltaica alimentada por los ríos presentes en la región y se extiende unos 130 km hacia el oeste sobre la plataforma continental del Pacífico siendo su límite el Escarpe Tres Marías, cercano al Archipiélago de las Islas Marías y la Isla Isabel. Las corrientes más importantes que drenan esta zona son los ríos Cañas, Acaponeta, Rosa Morada, Behuco, San Pedro y Santiago. Este último sobresale del resto, ya que ha sido el principal generador de los cambios morfológicos en la planicie costera de Nayarit y Mazatlán.

En la posición sureste de la provincia se encuentra el *rift* Tepic-Zacoalco (Allan, 1986; Allan *et al.*, 1991), una estructura volcano-tectónica en el sur de la provincia Faja Volcánica Transmexicana (FVTM, Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992) con orientación al NW producida por la combinación de diferentes sistemas de fallas desarrolladas a finales del Mioceno (12-9 Ma), Plioceno temprano (5.5-3.5 Ma), y en menor medida durante el Plioceno tardío (Ferrari y Rosas-Elguera, 1999). Esta estructura está dividida en tres segmentos: un brazo noroeste conformado por fallas lítricas de la Provincia Extensional del Golfo denominado Sistema de Fallas Polochitlán (SFP), un brazo central escalonado con dos estructuras de graben (Compostela-Ceboruco y Plan de Barrancas-Santa Rosa) que limita a la provincia

tectónica del Bloque Jalisco (BJ) de la SMOcc, y un brazo sur en el interior del BJ formado por el semigraben Amatlán de Cañas. Hacia el sur de la provincia se encuentra la Fosa de San Blas (*San Blas Trough*), una depresión orientada hacia el NW-SE paralelamente a la falla inactiva San Blas y a la falla transformante Tamayo, activa en la actualidad. Estas estructuras marcan el límite transformante entre las placas de Rivera y Norteamericana (Ness, 1982) y el límite sur de la Cresta de Alarcón en el Pacífico (Fig. 1).

La provincia geológica Cuenca de Nayarit fue originada una vez que inició la actividad de la FVTM, ya que las corrientes fluviales fueron capturadas por el Río Grande Santiago permitiendo el avance del sistema deltaico hacia el oeste. En este sector, el registro estratigráfico consiste de depósitos deltaicos intercalados con depósitos de plataforma (Curry, 1964). En el oeste de la provincia, los sedimentos forman una planicie costera que abarca más de 150,000 llanuras de inundación, canales de marea, sistemas deltaicos, además de lagunas y manglares. Esta planicie se compone de un sistema de deltas “coalescentes” que han avanzado paulatinamente hacia el oeste y que fueron construidos durante el Pleistoceno tardío.

Una serie de estudios realizados por Curry y Moore (1963) en la costa de Nayarit permitieron conocer la estructura interna de la plataforma, así como la parte superior del talud continental. Estos estudios revelaron que la sedimentación deltaica en la región no fue contemporánea en toda el área de la plataforma, ya que, especialmente al sur de la misma se presentan secuencias deltaicas sobrepuestas, en tanto que en la parte norte se registraron depósitos de plataforma sin influencia deltaica. En el Pleistoceno tardío, el borde de la plataforma se encontraba cerca del borde continental actual, a una distancia corta del Archipiélago de las Islas Mariás (Ortiz, 1979). Durante algunos periodos de descenso en el nivel del mar, las corrientes fluviales construyeron un complejo sistema deltaico entre los estados de Nayarit y Sinaloa. A finales del Pleistoceno e inicio del Holoceno, ocurrió un ascenso en el nivel del mar como consecuencia de la glaciación del Winsconsiano, dando lugar a una fase transgresiva que trasladó la línea de costa hacia el interior del continente varios kilómetros sobre la superficie primitiva del delta y modificando el drenaje fluvial en la zona. Cuando el aumento eustático disminuyó, la transgresión fue localmente balanceada por el depósito de barras litorales a lo largo de la línea de costa.

Después de este periodo transgresivo, el nivel del mar disminuyó entre 97 y 106 m por debajo del actual e inició un periodo regresivo que formó planicies extensas sujetas a erosión. En el Winsconsiano Medio, el nivel del mar ascendió de nuevo unos 64 m por debajo del nivel actual y formó la superficie de la plataforma central. En este periodo se desarrollaron llanuras aluviales pantanosas y cordones costeros asociados a un proceso de progradación deltaica. La edad sugerida para estas estructuras es entre 35,000 y 25,000 años A.P. (Curry *et al.*, 1969) y se observan al norte de la desembocadura del Río Santiago. Para el Holoceno (7,000-3,600 años A.P.), se registra una nueva transgresión marina relativamente lenta y una progradación de los depósitos deltaicos sobre la planicie costera. Esta transgresión alcanzó su punto más estable a los 4,750 años A.P. En esta etapa, las corrientes de litoral desarrollaron depósitos de arena con forma de lenguas y barras de

litoral a lo largo de la línea de costa desde San Blas hasta Mazatlán. Esta transgresión se prolongó en Mazatlán y Nayarit hasta los 3,500 años A.P. y posteriormente, se produce una regresión evidenciada en diversas secuencias registradas sobre la planicie ondulada de cordones litorales que presentan cambio en la orientación de depósito separadas por líneas de truncamiento erosivo (Curry *et al.*, 1969). Entre los 3600 y 1500 años A.P., el registro estratigráfico revela un cambio en la dirección de depósito atribuido a un cambio en la fluctuación del patrón de descarga fluvial y un aparente cambio en el clima local. Hacia los 1,200 años A.P., se registra uno de los eventos más importantes en el desarrollo evolutivo de las costas de Nayarit y porción sur de Mazatlán, ya que en este periodo se ha registrado una incursión notoria de la Corriente de California sobre el Mar de Cortés (Álvarez-Rubio *et al.*, 1984), provocando la formación de un frente oceánico en la desembocadura del Golfo de California y un realineamiento de la línea de costa. En esta etapa, la confluencia de los ríos San Pedro y Santiago conformaron un sistema deltaico ubicado en lo que hoy es la plataforma interna. Finalmente, en el periodo comprendido entre los 500 años A.P. hasta la actualidad, se formó un nuevo delta subaéreo a partir de tres desembocaduras nuevas y subsecuentes del Río Santiago.

En lo que respecta a las islas que emergen sobre esta plataforma, la Isla Isabel se compone de una serie de cráteres alineados hacia el NW que forman una estructura semi-circular emergida a ~50 km del puerto de San Blas en Nayarit. Las unidades que conforman esta isla son principalmente brechas piroclásticas y flujos de lava compuestos de basaltos alcalinos asociados a magmatismo intraplaca de edad cuaternaria. Estos basaltos contienen xenolitos peridotíticos derivados de la fusión parcial de un manto empobrecido a bajas presiones (Housh *et al.*, 2010). Hacia el oeste de la Isla Isabel, se encuentra el Archipiélago de las Islas Marías, conformado por las Islas San Juanito, María Madre, María Magdalena y María Cleofas. Este archipiélago está limitado al oeste y suroeste por el Escarpe Tres Marías. Hacia el sureste, esta estructura delimita también a la Cuenca Tres Marías, una provincia formada por dos periodos de subsidencia registrados a los 3.5 y 3 Ma y 1 Ma (Michaud *et al.*, 1990). De acuerdo con Chiñas (1963), el basamento de este archipiélago son rocas metamórficas precretácicas afectadas por rocas intrusivas del Cretácico. Sobre este basamento sobreyacen riolitas y andesitas con tobas de la misma composición, además de rocas sedimentarias del Neógeno como calizas, lutitas, areniscas, conglomerados y materiales aluviales del Reciente no consolidados. Este autor sugiere que las rocas graníticas en este archipiélago son semejantes a los *stocks* graníticos que constituyen la Sierra Madre del Sur, principalmente los que afloran en Jalisco y Colima.

2.2.6. Batolito de Jalisco

El Batolito de Jalisco (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992) es una provincia geológica constituida por rocas volcánicas y secuencias marinas turbidíticas cretácicas afectadas por metamorfismo de grado bajo a medio, por deformación posiblemente relacionada a la Orogenia Larámide, y por el emplazamiento de cuerpos plutónicos pertenecientes al Batolito de Puerto Vallarta (Ferrari *et al.*, 1999). Recientemente, Valencia *et al.* (2013), han

reportado la presencia de granitoides de 160 Ma, en el área de Cuale (Jalisco), además de una granodiorita de 133 Ma en las inmediaciones de Atenguillo.

El Batolito de Jalisco se compone en su mayoría por el Batolito de Puerto Vallarta (BPV), una estructura formada por granitos, granodioritas y tonalitas. Las edades aparentes de estos plutones varían entre 108-45 Ma (Gastil *et al.*, 1978; Allan, 1986; Köhler *et al.*, 1988; Zimmermann *et al.*, 1988). Basados en la similitud en edad, composiciones químicas e isotópicas, Böhnel *et al.* (1992) y Schaaf *et al.* (2000) demostraron que el BPV es equivalente al batolito expuesto en Los Cabos (Baja California Sur). Las edades obtenidas mediante los sistemas U-Pb y Rb-Sr indican un emplazamiento entre ~100-90 Ma (Schaaf *et al.*, 1995). Por lo anterior, se ha inferido que la parte sur de Baja California se encontraba localizada a lo largo de la costa norte de Punta Mita antes del desprendimiento de la península y que las fallas que dieron origen al graben de Puerto Vallarta se habrían formado durante la separación de Baja California de la placa norteamericana, proceso que posiblemente se presentó entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano (Ferrari *et al.*, 1994). Al sur del BPV, se encuentra el Complejo Volcánico de Colima, formado por una cadena de tres centros volcánicos con orientación N-S: el más antiguo y erosionado Volcán Cántaro, el volcán Nevado de Colima y el estratovolcán Volcán de Fuego de Colima, ubicados en el oeste de la FVTM, justo en la porción central del *rift* de Colima. Además de los tres edificios mencionados, se considera como parte de este complejo a un grupo de conos de escoria de afinidad alcalina emplazados en la porción oeste y noroeste del Nevado de Colima.

3. GEOLOGÍA DE LA ISLA MARÍA MADRE

En este capítulo se describe la geología de la Isla María Madre representada en un mapa geológico a escala 1:50 000 (Mapa Anexo). El trabajo de campo y muestreo se desarrolló durante tres salidas de campo en los años 2009, 2010 y 2011, cada una con duración de dos semanas. La distribución espacial de unidades litológicas fue verificada utilizando la carta topográfica clave F13-C25 (INEGI, 2000), escala 1:50 000. La cartografía geológica se desarrolló acompañada de fotointerpretación delimitando las unidades observadas en fotos aéreas con escala 1:75 000 (INEGI, 1995). Adicionalmente, se obtuvieron orientaciones de las estructuras geológicas identificadas y se determinaron espesores de algunas unidades en escala de afloramiento.

Para la elaboración del mapa, la carta topográfica del INEGI fue digitalizada con el conjunto de datos vectoriales MDE-n-bil (INEGI, 2012) mediante el programa ILWIS versión 3.0 (ITC Enschede, 2001). Posteriormente, los contactos fueron transferidos a la carta geológica para definir su extensión espacial. Al final se elaboró un mapa geológico más detallado para proporcionar mayor información acerca del comportamiento de las unidades y estructuras observadas tanto en la fotointerpretación como en escala de afloramiento. El trabajo durante esta etapa fue cartográfico y los nombres asignados a las unidades estudiadas son informales. Además del control cartográfico, se realizaron mediciones de datos estructurales y se tomaron muestras de roca para su posterior procesamiento y preparación para análisis petrográficos, geoquímicos y geocronológicos.

Las principales litologías se describen en orden cronológico y han sido divididas en basamento, rocas plutónicas, rocas volcánicas, diques y enclaves máficos y rocas sedimentarias. Las características macroscópicas de cada una de las unidades se describen a continuación y la ubicación de las muestras bajo estudio. Los análisis realizados en cada una de estas se presenta en la Tabla 1 (Anexo).

3.1. Rocas metamórficas

Las rocas más antiguas en la Isla María Madre están expuestas en pequeños afloramientos en la costa oeste de la isla. Consisten de ortogneises de biotita bandeados en contacto con ortogneises migmatíticos (Figura 3a y b). La foliación de ambas unidades es paralela al bandeamiento, y las orientaciones principales son hacia el NW, SW y SE. De manera local, en la costa oeste y en la barranca de Papelillo, hacia la porción centro-oeste se observaron algunas unidades metasedimentarias, esquistos y paragneises como “*roof pendants*” afectados por la intrusión de un plutón tonalítico, o bien como bloques inmersos en el mismo (Figura 3c).



Figura 3. Afloramientos de rocas metamórficas en la Isla María Madre: a) ortogneises de la costa oeste, b) contacto entre ortogneises migmatíticos y ortogneises bandeados, y c) rocas metasedimentarias en contacto con una tonalita de la costa oeste.

3.1.1. Ortogneises

3.1.1.1. Ortogneis migmatítico

Los ortogneises migmatíticos son rocas foliadas, con textura gnéisica bien desarrollada de color gris claro (muestras 0915, 0938, 0939 y 0942). En escala de afloramiento, están conformadas por una alternancia de bandas leucocráticas y mesocráticas con espesores entre 2 mm y ~5 cm (Fig. 4a y b). Las bandas leucocráticas están formadas por cristales de grano medio a grueso de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita en menor cantidad y ocasionalmente muscovita. Las bandas mesocráticas se componen de cuarzo, feldespato potásico, biotita y clorita. Todas estas fases minerales se distribuyen paralelamente a la superficie de foliación y en algunas partes se observan cúmulos de granate de con diámetros entre 2 y 5 cm (Fig. 4a), así como algunas texturas nebulíticas y fluidales (Figura 4b y c).

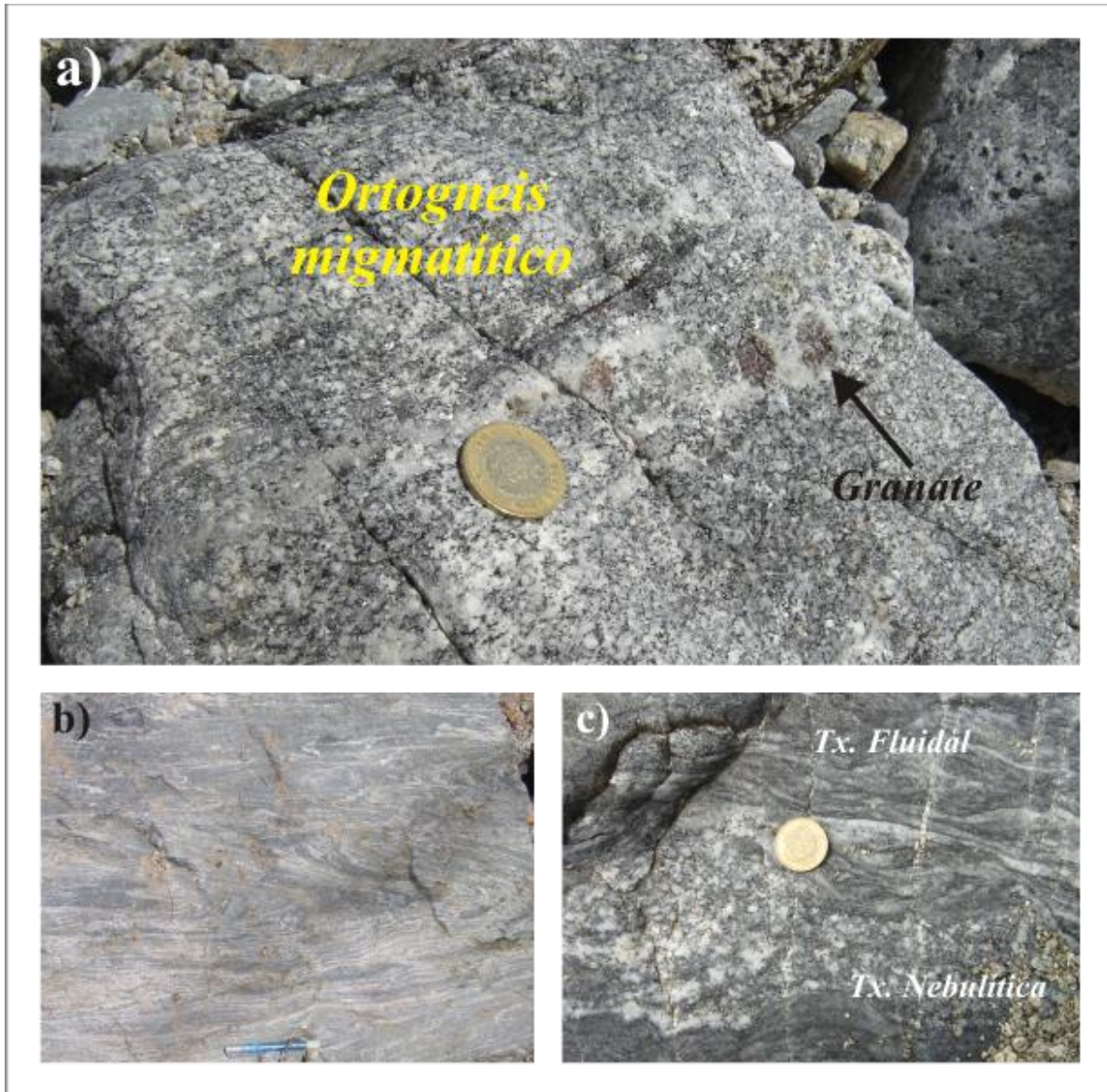


Figura 4. a) y b) Ortogneis migmatítico con cúmulos de granate, b) bandeamiento composicional en ortogneis migmatítico y c) variación textural en ortogneises migmatíticos de la Isla María Madre.

3.1.1.2. Ortogneis bandeado

Los ortogneises bandeados son rocas foliadas caracterizadas por la alternancia de bandas de grano fino de color blanco a gris claro y bandas de coloración gris oscura (muestras 0916, 0934, 0936, 0940a y 0954b). Un aspecto sobresaliente de esta unidad es la presencia de pliegues ptygmáticos (Fig. 5a y b), aunque también es posible observar segregación de minerales en las bandas (Fig. 5c). Las bandas de coloración clara contienen cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y muscovita en menor cantidad. Las bandas oscuras están formadas primordialmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato y biotita en gran cantidad alineada paralelamente a la foliación (Fig. 5c). El contacto de esta roca con los ortogneises migmatíticos suele ser paralelo a la foliación, aunque también se presentan bordes corroídos y asimilación parcial del mismo.

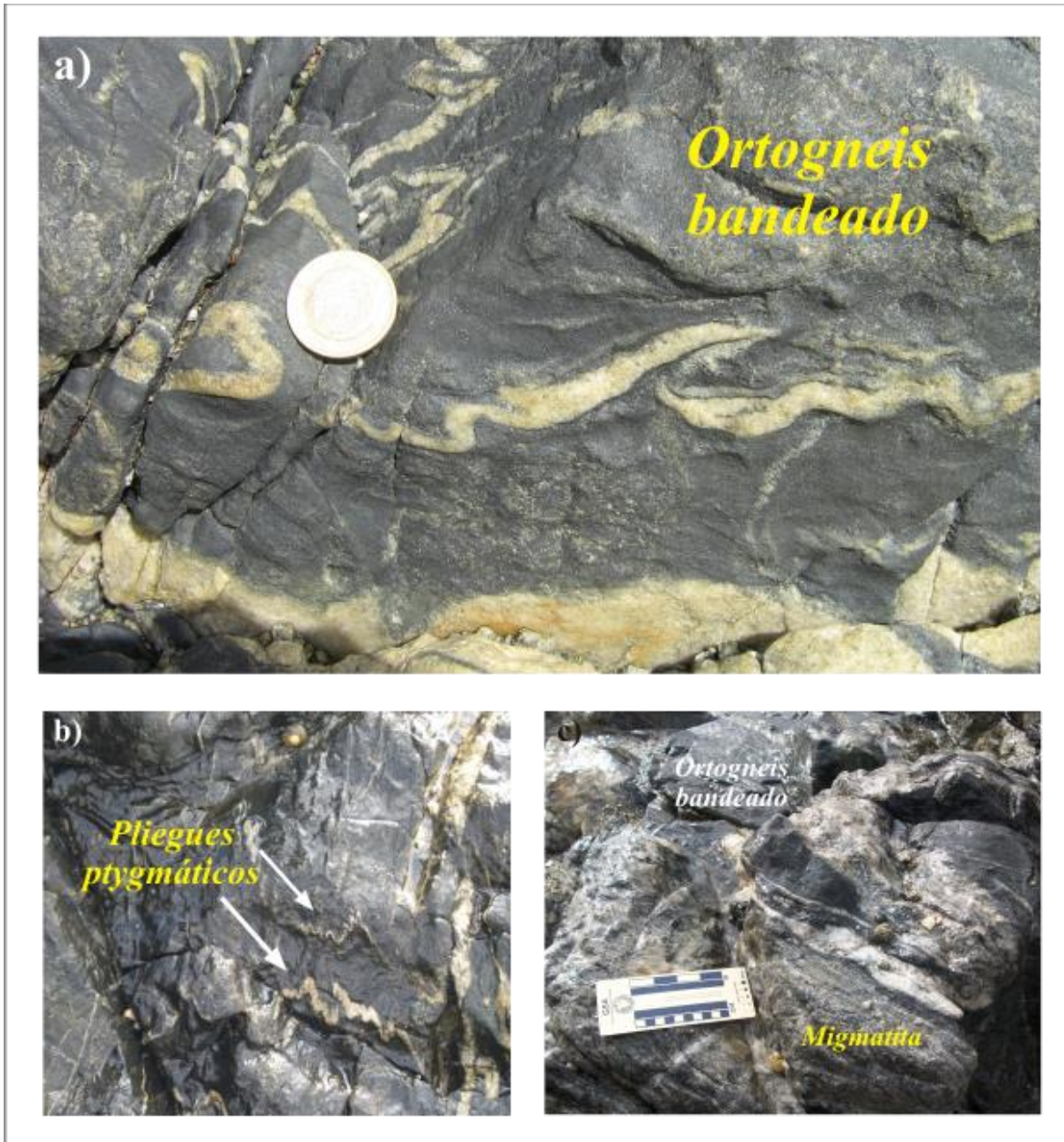


Figura 5. a) Ortogneis bandeado, b) pliegues ptygmáticos en ortogneis bandeado y c) bandas con segregación de minerales en ortogneis bandeado.

3.1.2. Rocas metasedimentarias

3.1.2.1. Paragneis

En la barranca de Papelillo, se observó un paragneis de biotita y granate bandeado afectado por la intrusión de un cuerpo plutónico de composición intermedia (muestras 0909 y 1016, Fig. 6a y b). Estos paragneises son de color gris oscuro, de grano fino con textura foliada. Las fases minerales identificables son cuarzo, plagioclasa en cantidades subordinadas, abundante biotita, granate, epidota y pirita. En escala de afloramiento, esta unidad presenta estructura masiva (Fig. 6c), sin embargo, por su disposición se infiere que está asociada a la secuencia metasedimentaria expuesta en la misma localidad. En el contacto con el intrusivo, el paragneis se observa parcialmente asimilado.



Figura 6. a) y b) Paragneis parcialmente asimilado por un cuerpo plutónico en la barranca de Papelillo, c) aspecto masivo de la unidad en contacto con el intrusivo.

3.1.2.2. Rocas calcisilicatadas

En la parte central de la Isla María Madre, sobre la barranca donde nace el Arroyo Platanar y hacia el Campamento Papelillo afloran localmente dos unidades metasedimentarias. La primera de ellas consiste de una unidad de rocas calcisilicatadas bandeadas y plegadas con relictos de estratificación planar y orientadas hacia el SW, con inclinación hacia el NW (muestra 0908). En el afloramiento fue posible identificar algunos pliegues recumbentes (Fig. 7a y b) cuyo plano axial es burdamente paralelo a las bandas o relictos de estratificación. Esta unidad está afectada por metamorfismo regional y su bandeamiento sugiere que también fue afectada por metamorfismo de contacto. Las fases minerales

identificadas son: piroxeno, wollastonita, dolomita (no distinguibles en escala de afloramiento), cuarzo, pirita, óxidos y epidota.

La segunda secuencia metasedimentaria aflora en la misma localidad (muestras 0910 y 1017), y consiste de una secuencia de rocas calcisilicatadas bandeadas de color gris verdoso y blanco (Fig. 7c y d) con relictos de estratificación planar hacia el SW e inclinación al NW. Megascópicamente fue posible identificar cuarzo, epidota, y algunos óxidos diseminados en las zonas de alteración. Esta unidad se extiende hacia la parte oeste de la barranca Papelillo, donde se observa la intrusión del plutón tonalítico en contacto con el paragneis 0909. En la proximidad del contacto, se presentan bandas de granate alternadas con bandas calcisilicatadas, cuyos espesores alcanzan decenas de centímetros, interpretadas como un exo-skarn (muestra 0910, Fig. 7d y e). Además de las bandas calcisilicatadas, en esta secuencia se identificaron algunas laminaciones de esquistos (muestras 1006 y 1007, Fig. 7f) con espesores milimétricos ricas en cristales de biotita de grano fino a medio. Estos esquistos también se identificaron como bloques inmersos en las rocas plutónicas (muestra 0912). En la costa oeste de la isla, al noroeste de Punta Camarón, las secuencias metasedimentarias bandeadas se observan como bloques inmersos en el plutón tonalítico (Fig. 7g, muestras 0927, 0935 y 0954a). Tomando en cuenta la distribución espacial de esta unidad y observaciones durante el trabajo de campo, los metasedimentos se interpretan como una estructura de tipo “*roof pendant*”.



Figura 7. a) Rocas calcisilicatadas bandeadas, b) pliegue recumbente en calcisilicatos bandeados, c) rocas metasedimentarias bandeadas, d) y e) alternancia de bandas monominerales con calcisilicatos, f) láminas de esquistos en rocas metasedimentarias, y g) bloques de rocas calcisilicatadas inmersos en plutones de la costa oeste.

3.2. Rocas plutónicas

En la Isla María Madre, las rocas plutónicas afloran prácticamente a lo largo de toda la costa oeste y en la barranca de Papelillo, donde algunas de estas unidades afectan a las secuencias metasedimentarias descritas. Para fines prácticos, las unidades incluidas en este grupo son granitos (muestras 0913, 0922, 0932 y 1004), granodioritas (muestras 0902 y 0926), tonalitas (muestras 0907, 0923-2, 0924b, 0953a y 1014) cuarzomonzodioritas (muestras 0911 y 0914), además de diques félsicos (muestras 0941 y 0943) y máficos (muestras 0901, 0925, 0946 y 1002), así como enclaves de composición máfica (muestra 0924a).

3.2.1. Tonalitas y cuarzomonzodioritas

Las rocas plutónicas de composición intermedia están constituidas por cuerpos tonalíticos expuestos a lo largo de un segmento de ~11 km en la costa oeste de la isla (ver mapa geológico), el cual se extiende desde el noroeste y abarca una parte de la porción centro-sur (Figura 8). En el noroeste, aproximadamente 500 m al norte de Punta Camarón, las tonalitas constituyen cuerpos masivos de color gris claro a oscuro (Fig. 8a) con textura fanerítica de grano medio a grueso (muestra 0923-2). Las fases minerales observables en escala de afloramiento son cuarzo, plagioclasa, hornblenda, biotita, anfíbol y clorita. Estas rocas están afectadas por dos sistemas de fallas normales con orientación preferencial hacia el NW y SE, e inclinación hacia el NE y SW, respectivamente (Fig. 8b). En partes del afloramiento se observó la presencia de algunos diques máficos cortando a los plutones, así como enclaves de composición máfica inmersos en estos cuerpos (muestra 0924a, fig. 8c). Estos plutones (muestra 0924b) están en contacto con un flujo de lava mediante una falla normal con orientación hacia el NE e inclinación al SE. En dicho contacto se observa un brechamiento de ambas litologías con la existencia de fracturas rellenas de calcita secundaria (Fig. 8d). Hacia la costa oeste, aproximadamente a 1.5 km al sur de Punta Camarón, esta unidad contiene algunos bloques metasedimentarios (muestras 0927, 0935 y 0954a) constituidos por bandas calcisilicatadas con orientación hacia el SW e inclinación al NW.

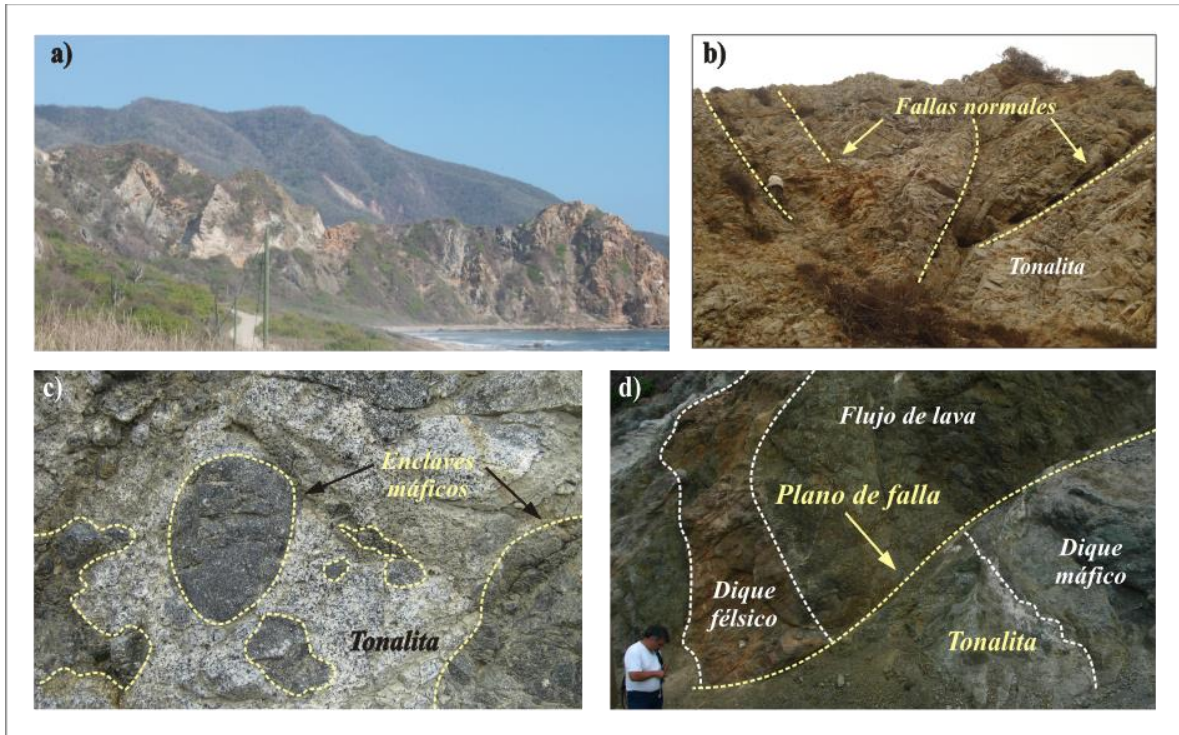


Figura 8. a) Extensión de las rocas plutónicas intermedias en la costa noroeste de la Isla María Madre, b) tonalitas afectadas por sistemas de fallas normales, c) enclaves de composición máfica inmersos en un cuerpo tonalítico, y d) zona de contacto entre rocas plutónicas y volcánicas mediante una falla normal.

En el extremo oeste de la isla, las tonalitas (muestra 0953a) y cuarzo-monzodioritas (muestra 0914) están afectadas por fallas con orientación hacia el SW donde fueron emplazados algunos diques de composición félsica con estructura tabular (muestra 0943). En esta zona los cuerpos presentan estructura masiva, color gris a pardo rosado y textura fanerítica con variaciones del tamaño de grano de fino a grueso (Fig. 9a). Las fases minerales observables son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, hornblenda y titanita (Fig. 9b).

En la barranca de Papelillo, las rocas tonalíticas (muestra 0907) y cuarzo-monzodioritas (muestra 0911) intrusionan a las unidades metasedimentarias previamente descritas provocando metamorfismo de contacto. Estas tonalitas poseen una estructura masiva, coloración gris clara y textura fanerítica de grano medio a grueso formada por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato, hornblenda y biotita, con escasas inclusiones máficas. En la misma localidad, esta unidad está en contacto con una unidad de brechas volcánicas (muestra 0933b, Fig. 9c) mediante una falla normal orientada al NE y con echado al SE. Hacia el este de la localidad El Mirador, una unidad tonalítica aflora de manera local (muestra 1014), sin embargo, debido a la abundante cobertura vegetal fue imposible determinar su extensión y contacto con otras unidades.

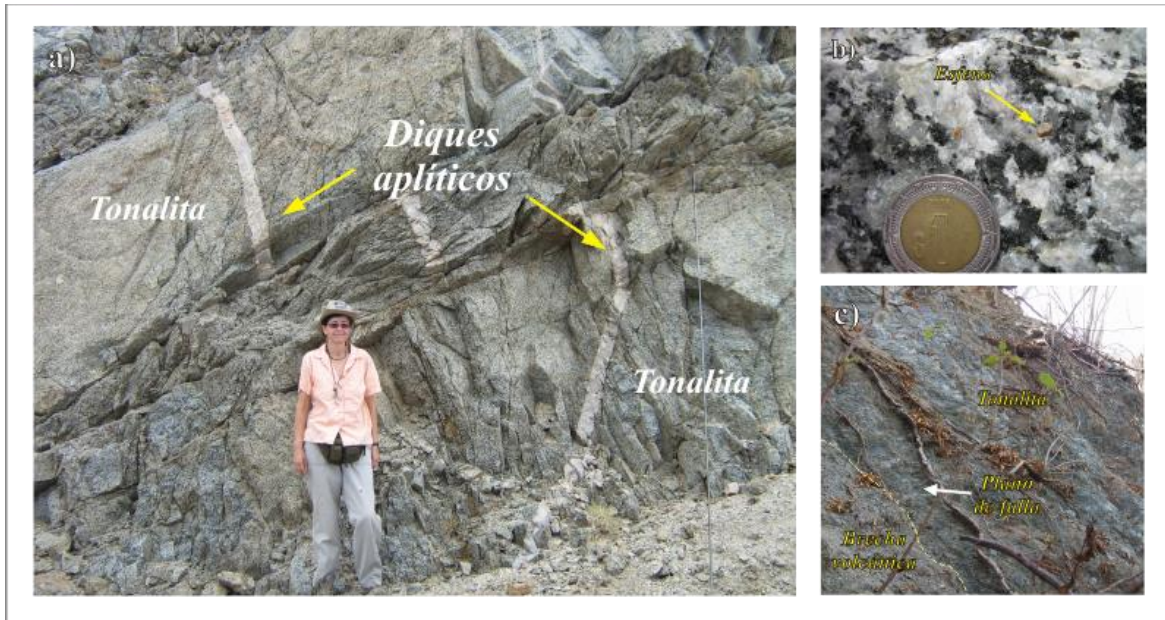


Figura 9. a) Rocas tonalíticas de aspecto masivo afectadas por sistemas de fallas normales, b) textura fanerítica de una tonalita donde se observan cristales de titanita euhedral en escala de afloramiento, y c) contacto por falla normal entre tonalitas y rocas volcánicas en la barranca de Papelillo.

3.2.2. Granitos y granodioritas

Los granitos “*sensu stricto*” afloran principalmente a lo largo un segmento de ~5 km que se extiende desde el extremo oeste de la isla hasta la costa sur (Fig. 10a), conformándose por cuerpos de grandes dimensiones con estructura masiva y parcialmente alterados. En escala de afloramiento, estas unidades presentan color gris a rosado y textura fanerítica de grano medio a grueso compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita en menor cantidad (muestras 0913, 0932 y 1004). Al igual que las rocas intrusivas de composición intermedia, las rocas graníticas están afectadas por dos sistemas de fallas normales orientados hacia el NW y el SW con inclinaciones hacia el NE y SW, respectivamente (Fig. 10b y c), así como de múltiples sistemas de fracturas (ver capítulo de geología estructural). En la costa noroccidental, aproximadamente a 2 Km al norte de la localidad Punta Camarón, estas rocas conforman una pared de ~50 m de altura en la que subyacen discordantemente a un flujo de lava riolítico (muestra 0922, Fig. 10d). En la barranca de Papelillo estas rocas se observaron escasamente como algunos cantos debido a la presencia de vegetación, sin embargo, por la distribución puntual observada se infiere que forman parte de una apófisis del cuerpo de la costa oeste.

En lo que respecta a las granodioritas, estas rocas se presentan escasamente como inclusiones hipabisales en las tonalitas de la costa oeste. En la entrada a la barranca de Papelillo se observó una granodiorita inmersa en el cuerpo tonalítico con forma semi-circular, coloración gris claro a oscuro y textura porfídica (muestra 0902, Fig. 10e). Esta inclusión hipabisal se conforma por una matriz de grano muy fino que rodea a cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda parcialmente cloritizada y epidota. Aproximadamente a 650 m al sur de Punta Camarón, estas inclusiones se encuentran muy alteradas (muestra 0926), sin embargo, es posible distinguirlas de la unidad tonalítica.

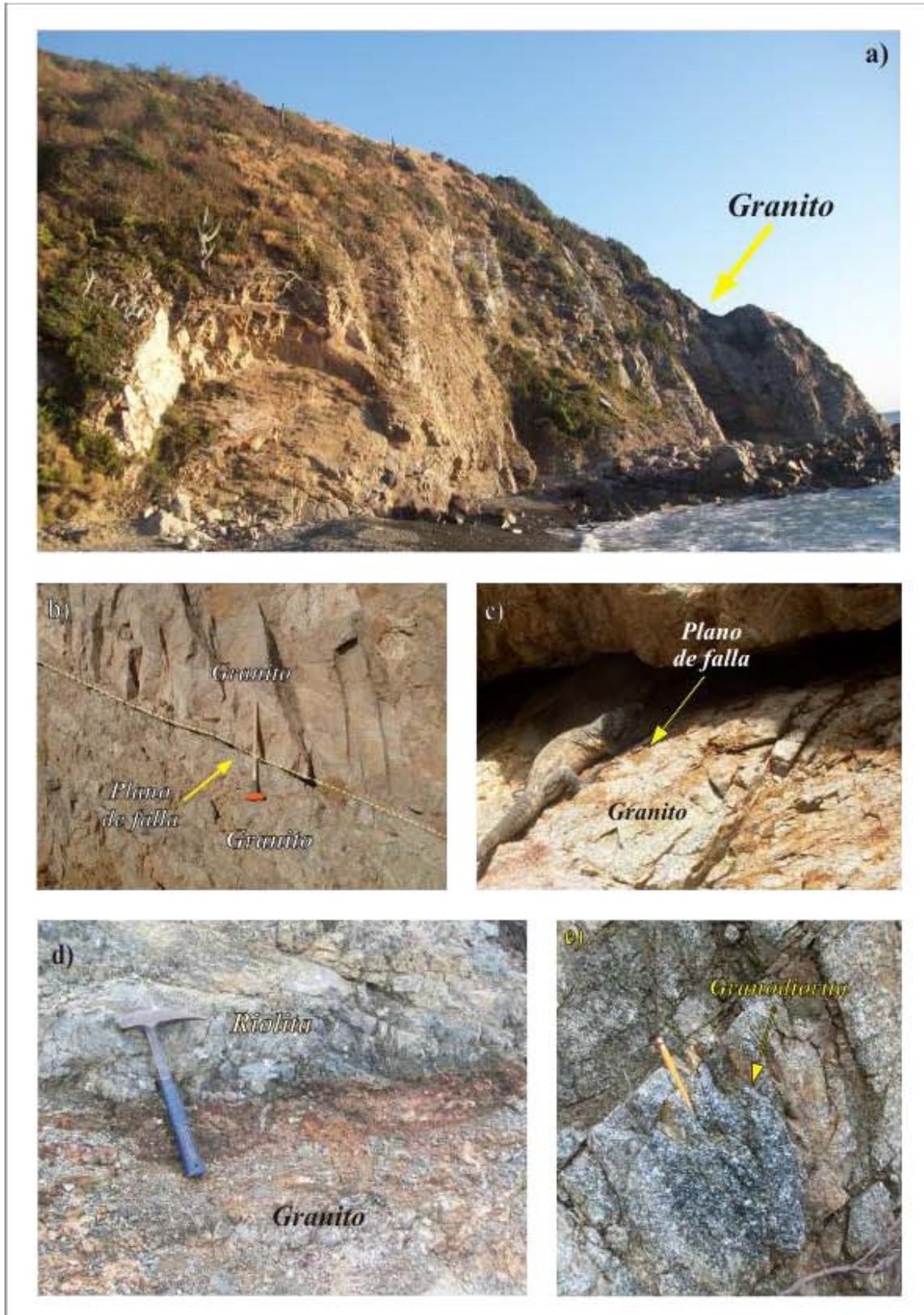


Figura 10. a) Cuerpos graníticos afectados por fallas normales en la costa sur de la Isla María Madre, b) y c) fallas normales afectando a granitos de la costa sur, d) contacto entre flujo de lava riolítico y granito en el noroeste de la isla, y e) inclusión de granodiorita en tonalita.

3.2.3. Diques félsicos

Estas estructuras afectan a las rocas tonalíticas de la costa oeste de la isla. En el extremo oeste constituyen un grupo numeroso de diques aplíticos (muestra 0943) con aspecto tabular orientados hacia el SW con echado hacia el NW (Fig. 11a). El espesor de estas estructuras alcanza los 50 cm y su extensión en la superficie es de $\sim 10 \text{ m}^2$ (Fig. 11b y c), presentan textura fanerítica de grano fino en las aplitas. En lo que respecta a los diques pegmatíticos, estos afloran puntualmente en la costa oeste (muestra 0941) y consisten de rocas de grano grueso compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y cristales euhedrales de turmalina de gran tamaño.

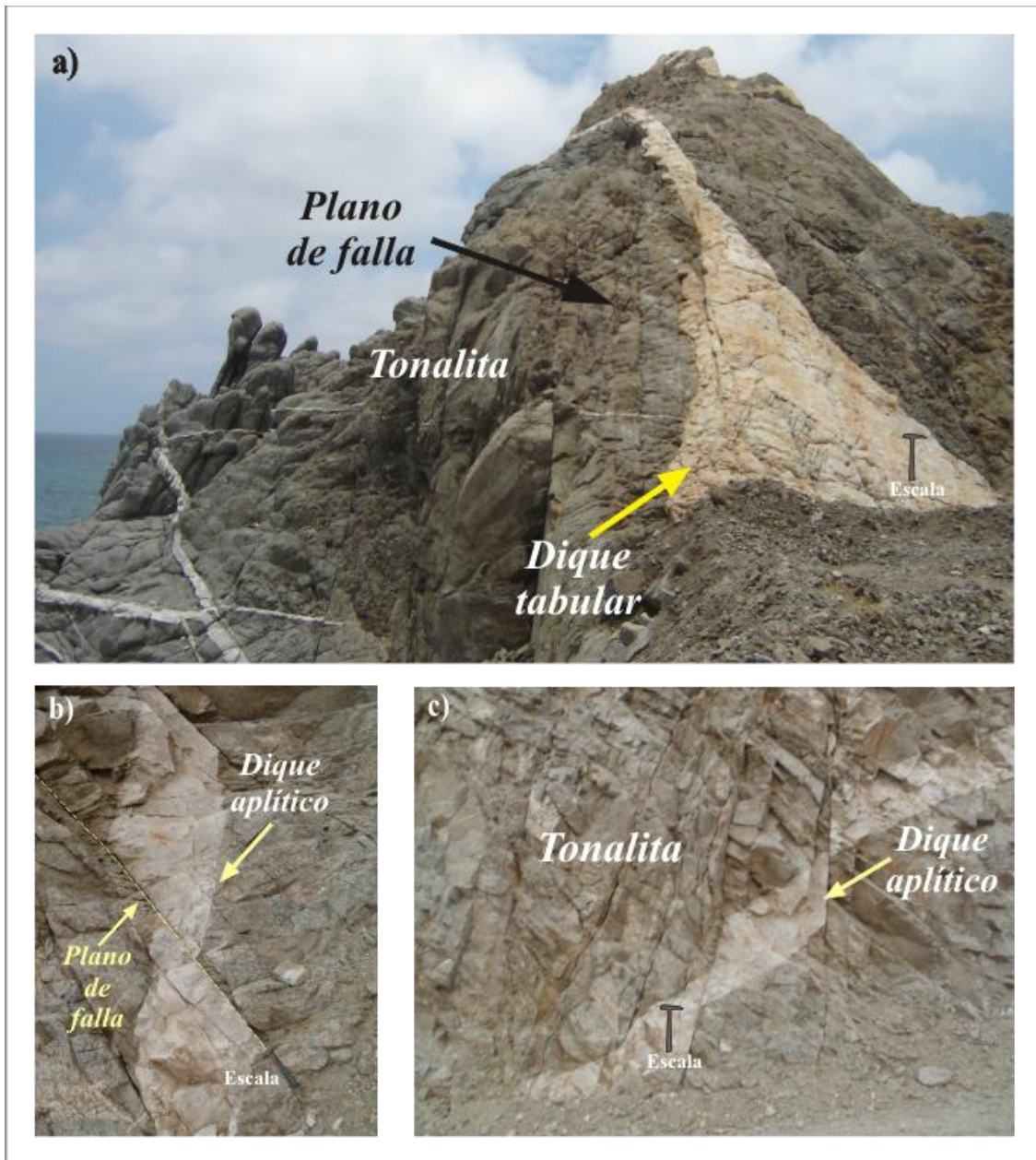


Figura 11. a) Dique tabular en tonalita de la costa oeste de la isla, b) y c) diques aplíticos de gran espesor afectados por fallas normales.

3.2.4. Diques máficos y enclaves

Al norte de la localidad Punta Camarón, se observó un dique máfico semivertical (muestra 0925) afectando a las rocas tonalíticas descritas anteriormente. A su vez, tanto las rocas volcánicas como el cuerpo máfico están en contacto con una unidad de rocas volcánicas mediante una falla normal (Fig. 12a). En dicho contacto, esta estructura presenta un aspecto brechoide, donde algunas fracturas han sido rellenadas por calcita secundaria. La textura de este cuerpo es porfídica, y su coloración es gris oscura (Fig. 12a). Está formada por una matriz de grano fino pseudo-orientada que rodea a fenocristales de plagioclasa, piroxeno, clorita y óxidos. Por sus características texturales y mineralógicas, esta unidad ha sido clasificada como diabasa. Debido al grado de alteración que presenta este cuerpo no fue posible obtener datos estructurales de su orientación.

En el sector noroeste de la isla, las unidades tonalíticas (muestra 0923-2 y 0924b) contienen algunos enclaves semicirculares con forma irregular, de color gris oscuro (muestras 0923-1, 0924a y 0952), textura fanerítica y de grano fino (Fig. 12b). Las fases minerales observables en muestra de mano son plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y óxidos en menor cantidad.

Hacia la costa sur, en las inmediaciones de Laguna del Toro, se expone un cuerpo semivertical con aspecto masivo fracturado y afectado por alteración hidrotermal de manera significativa (muestra 0901, Fig. 12c). La coloración de esta estructura es gris claro a gris verdoso, con textura afanítica. Algunas de las fases minerales observables son cuarzo, pirita, epidota y clorita. El contacto de este dique con las rocas graníticas se encuentra cubierto por depósitos aluviales y de litoral recientes. En la misma localidad, se observó otro dique de gran espesor con aspecto masivo afectado por fallas normales con rumbo hacia el SE y SW, además de fracturas hacia el SW y NW (muestra 1002, Fig. 12d). La textura es porfídica, con coloración gris oscura y está formada por una matriz de grano muy fino que rodea a algunos cristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos. En función de sus características, esta unidad ha sido clasificada megascópicamente como gabro, y por su edad relativa, se ha inferido que posee un origen común con algunos cuerpos máficos observados como intercalaciones en una de las secuencias sedimentarias descritas más adelante (arenisca Isla Magdalena, sección 3.4.1).

En la localidad Arroyo Hondo, se identificó una unidad de composición máfica (muestra 0946) que aflora de manera puntual. Las dimensiones y extensión de dicho cuerpo no se pudieron apreciar debido a la cobertura vegetal en la zona. Sin embargo, por las características megascópicas y similitud con otras unidades del noroeste y sur de la isla, ha sido incluido dentro del grupo de diques máficos.

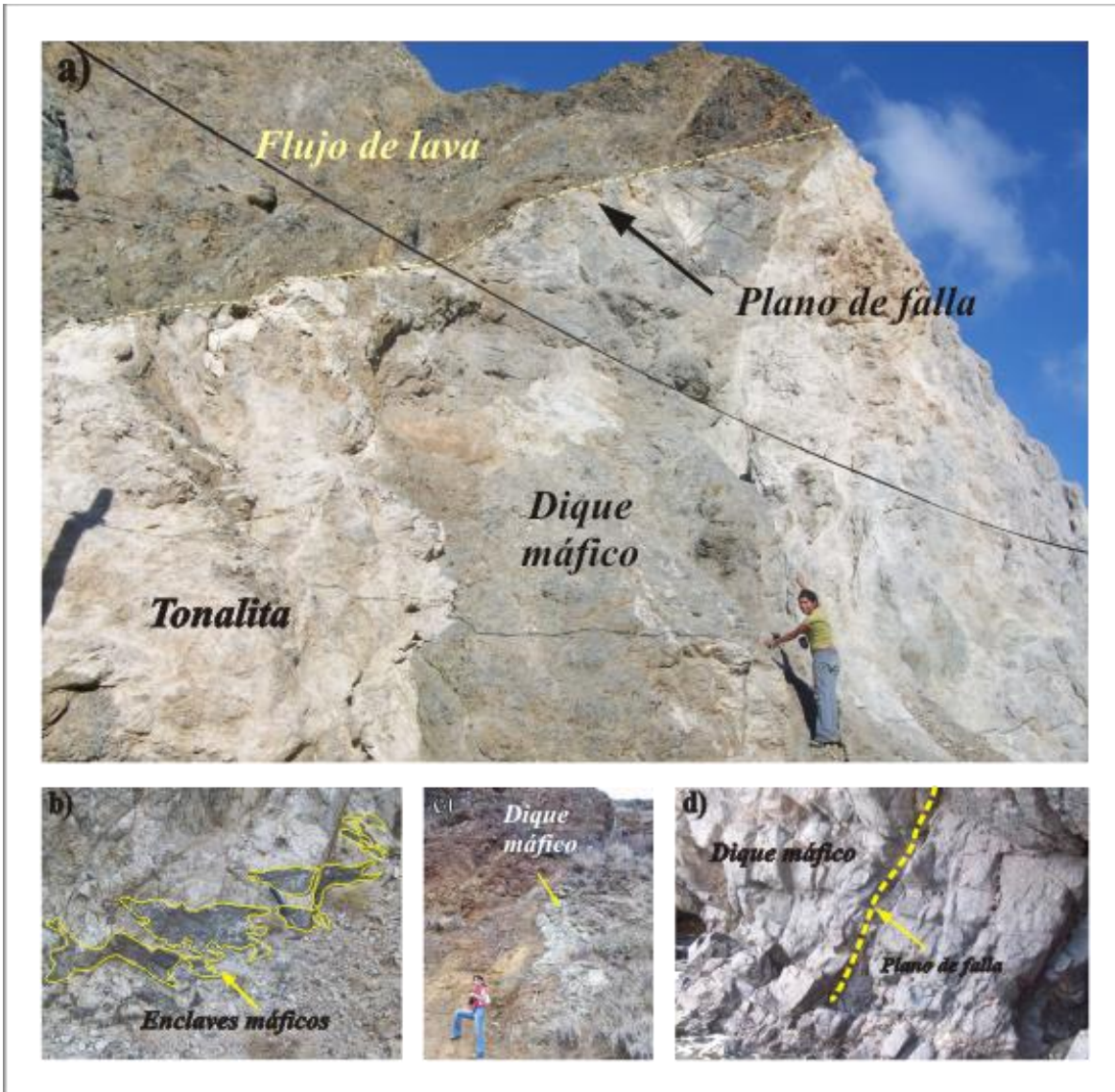


Figura 12. a) Dique diabásico afectando a tonalitas en el sector noroeste de la isla. En la parte superior del afloramiento se observa en contacto con una unidad de rocas volcánicas mediante una falla normal, b) enclaves máficos en rocas tonalíticas, c) dique máfico con alteración hidrotermal en la costa sur, y d) dique diabásico en el extremo sur del área de estudio.

3.3. Rocas volcánicas

En la Isla María Madre, fueron identificadas rocas ígneas extrusivas explosivas y efusivas. Las rocas explosivas consisten de ignimbritas y de una brecha piroclástica expuesta en la barranca de Papelillo. Las rocas volcánicas efusivas se constituyen de flujos de lava riolíticos expuestos en el sector centro-sur, noroeste y extremo sur de la isla. En algunas localidades, dichos flujos pueden estar afectados por fallas y fracturas.

3.3.1. Rocas volcánicas explosivas

Las rocas volcánicas de origen explosivo están expuestas en la parte más alta de la Isla María Madre y consisten de ignimbritas y brechas volcánicas. En la localidad de Zacatal y hasta El Mirador, se identificó una unidad ignimbrítica que sobreyace a un flujo de lava

masivo (muestra 0905). Esta unidad presenta fracturas cuyos planos están orientados hacia el NE y SE, es de coloración gris oscuro a pardo rosado con textura eutaxítica (Fig. 13a, muestra 0904). Están conformadas por una matriz vítrea con *fiammes* que rodea a cristales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo en cantidades subordinadas, óxidos y algunos líticos de origen volcánico y de rocas plutónicas. Otra unidad similar fue observada en el noroeste, sobre el camino que comunica la localidad Bugambilias con Punta Camarón. Aquí aflora una unidad ignimbrítica (Fig. 13b y c) que se extiende hacia la zona costera en el noroeste de la isla (Punta Camarón Chico). Consiste de un cuerpo masivo con fracturas orientadas principalmente al SW, de color pardo rosado a pardo claro con textura porfídica, compuesto por una matriz vítrea en la que se encuentran inmersos cristales de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo en menor cantidad, líticos volcánicos y óxidos diseminados (muestras 0920 y 0949). En la Barranca de Papelillo, las rocas explosivas se encuentran en contacto con las rocas graníticas mediante una falla con orientación hacia el SE (muestras 0933b). En esta parte se observa una brecha volcánica con textura piroclástica, de color pardo rosado, formada por una matriz vítrea que rodea a cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato y algunos líticos de rocas metasedimentarias e ígneas intrusivas (Fig. 13d). Al sur de El Mirador, una unidad con características similares aflora de manera intermitente, sin embargo, la cobertura vegetal impidió determinar el espesor y extensión de dicha unidad (muestra 1012).

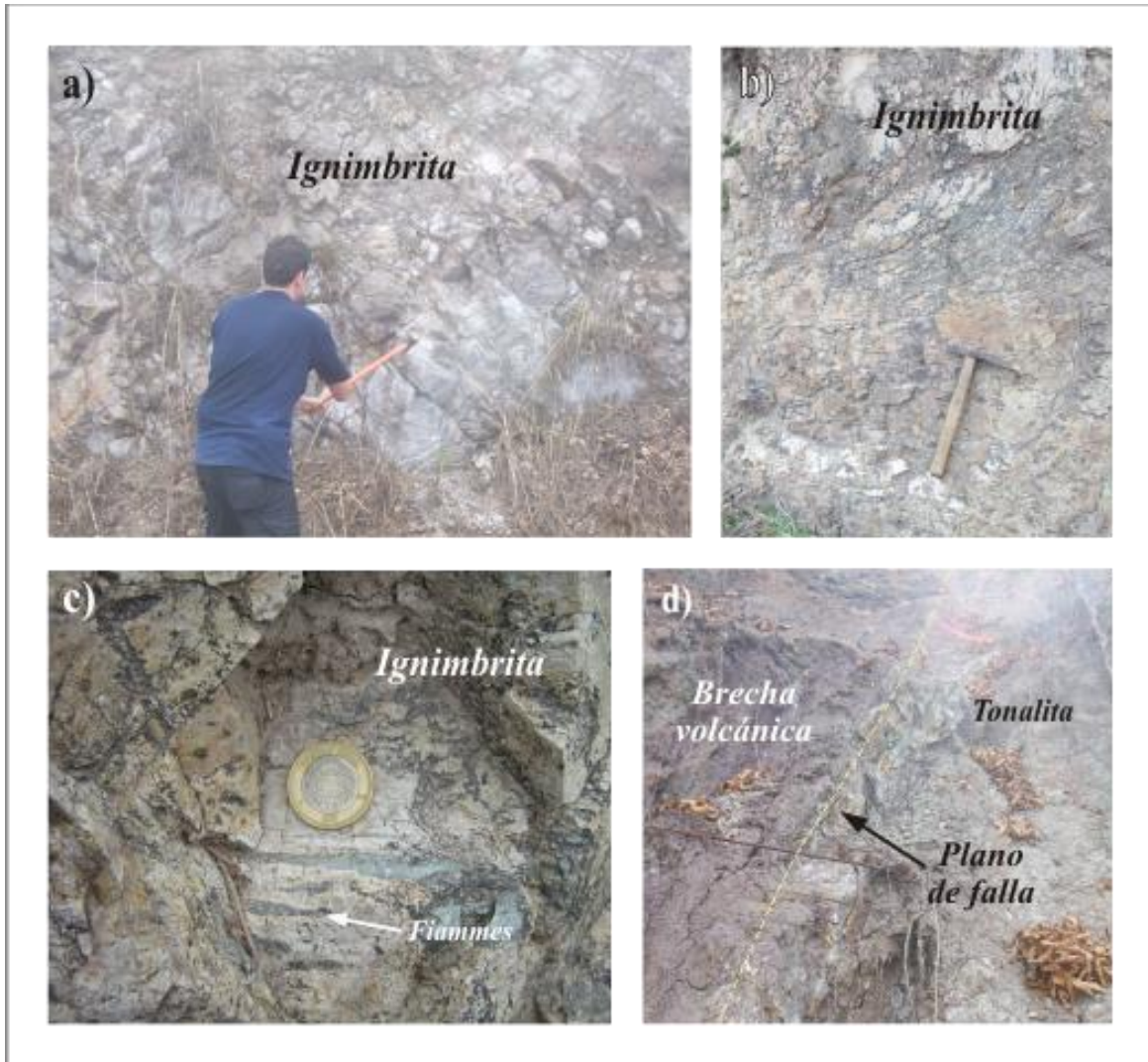


Figura 13. a) Ignimbritas distribuidas en la localidad El Mirador, b) y c) unidad de ignimbritas expuestas en el sector noroeste de la Isla María Madre, y d) brecha volcánica en contacto con tonalitas mediante una falla normal en la barranca Papelillo.

3.3.2. Rocas volcánicas efusivas

Las rocas volcánicas efusivas consisten primordialmente de flujos de lava composición félsica con estructura masiva, las cuales se extienden en la porción centro-sur y de manera local en el centro-norte de la Isla María Madre. Otras unidades de este grupo se observaron en la localidad de Camarón y Punta Halcones, donde están afectadas por múltiples fallas y fracturas.

En las inmediaciones de Microondas se observó una unidad de flujos de lava con estructura masiva (muestras 0905 y 1119) de coloración gris a pardo rosado subyaciendo a una unidad ignimbrítica. Dicha unidad se extiende hacia el sur de la localidad El Mirador (muestra 1010, Figura 14a). Esta unidad presenta textura porfídica y se compone de una matriz vítrea que rodea a cristales de plagioclasa, feldespatos potásico, cuarzo en muy poca cantidad y óxidos diseminados. Por otra parte, asociados a estos flujos de lava se tienen algunos depósitos volcanoclásticos monolitológicos (Fig. 14b) conformados principalmente por

bloques de rocas volcánicas subredondeados inmersos en una matriz arcillosa (muestra 0928).

En la localidad Arroyo Hondo, las rocas volcánicas consisten de lavas con estructura fluidal y están afectados por un sistema de diaclasas paralelo a la dirección de flujo cuya orientación generalmente es hacia el NW (Fig. 14c, muestras 0947 y LAH). La coloración de esta unidad es gris oscuro a pardo rosado, tienen textura porfídica, formada por una matriz de vidrio que sostiene a cristales de feldespato y plagioclasa con alteración y algunos óxidos diseminados. Sobre el camino que comunica los campamentos de Rehilete y Bugambilias al norte de la isla, afloran de manera puntual algunas rocas efusivas silicificadas con alteración hidrotermal (Fig. 14d, muestra 0945a), de estructura masiva y con coloración variable desde pardo rosado a pardo oscuro y hasta amarillento. La textura observable en escala de afloramiento es porfídica, con algunas bandas de flujo. Esta unidad se compone de un mosaico microcristalino de sílice secundario que rodea a minerales de alteración.



Figura 14. a) Flujos de lava masivos en las inmediaciones de El Mirador, b) flujo de escombros asociado a los flujos de lava, c) flujos de lava en la localidad Arroyo Hondo y d) rocas volcánicas efusivas y silicificadas en el noreste de la isla.

Aproximadamente a 3 km al noroeste de Punta Camarón, se observó un flujo de lava afectado por fallas normales e inversas, así como por fracturas (muestras 0921, 0950 y 0951b). Las fallas normales son de bajo ángulo con rumbo hacia el NW y SE y las fallas inversas tienen rumbo al NE. Las fracturas son numerosas y presentan rumbos al NW-SE. En escala de afloramiento, estas rocas poseen una coloración a gris verdoso, con textura porfídica conformada por una matriz microcristalina que rodea a fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Como fases de alteración se observaron clorita y óxidos (Fig.15a). Megascópicamente, esta muestra fue clasificada como riolita. En la misma zona, es posible observar algunas vetas hidrotermales de color rosa claro formadas por feldespatos potásicos y emplazados en algunos planos de falla (Fig.15b). A ~1.5 km al norte de Punta Camarón, esta unidad sobreyace a las rocas plutónicas. En la barranca de Papelillo, aflora una unidad de rocas efusivas fracturadas en dirección al NW (muestra 0906, Fig. 15c). Su coloración es gris oscuro, presenta una textura porfídica compuesta por una matriz vítrea donde se observan fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa. Como minerales de alteración se tienen óxidos en menor cantidad.

En la localidad Punta Halcones (sur de Laguna del Toro, Fig. 15d), se identificaron dos unidades de rocas volcánicas fuertemente afectadas por hidrotermalismo (muestra 1001 Fig. 15e), fallamiento con echados hacia el SW y SE (Fig. 15f), así como numerosos sistemas de fracturas cuya orientación principal es hacia el NE, SE y SW. Estos cuerpos se extienden localmente hacia el oeste (muestra 0930, Fig. 15g), son de color pardo claro a pardo amarillento, con textura porfídica. En escala de afloramiento, estas rocas se componen de una matriz vítrea que rodea a fenocristales de plagioclasa y feldespato muy alterados, así como de cuarzo en cantidades subordinadas, óxidos diseminados y líticos de naturaleza extrusiva.

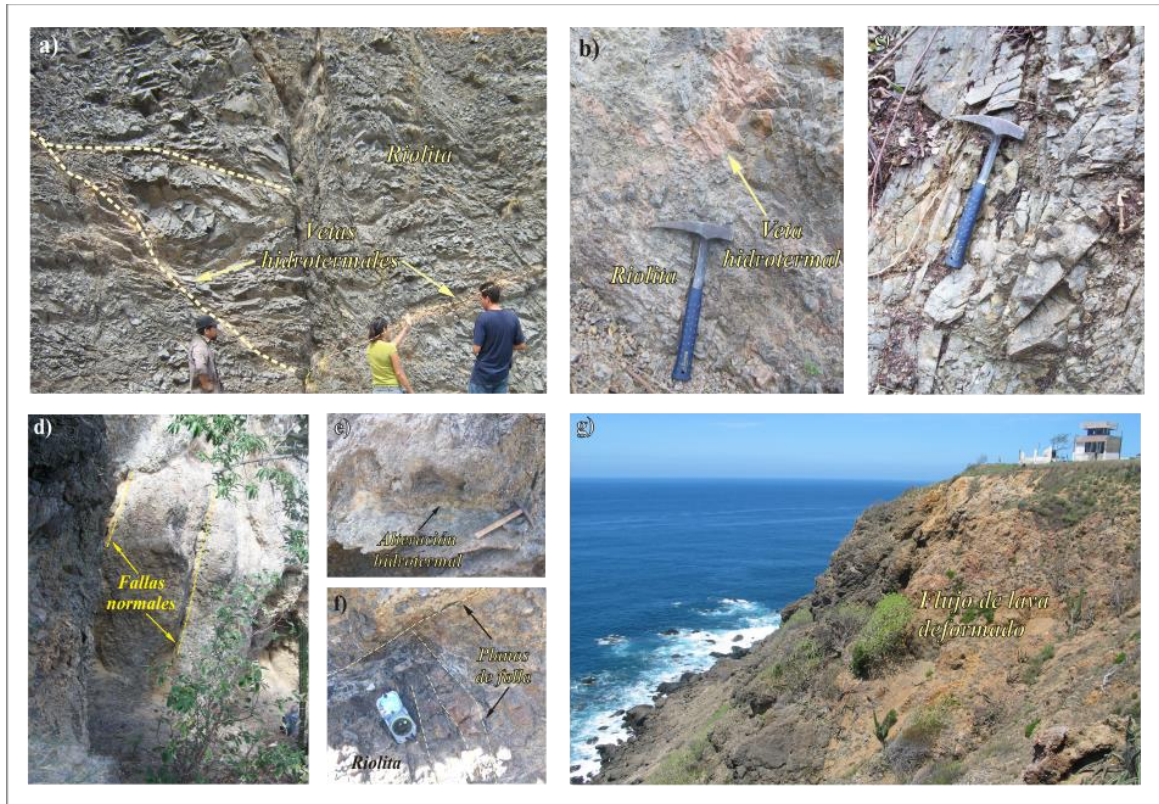


Figura 15. Rocas volcánicas efusivas: a) flujo de lava expuesto en la costa noroeste, b) vetas hidrotermales emplazadas en los planos de debilidad del flujo 0921, c) rocas volcánicas de la barranca de Papelillo, d) y e) unidades volcánicas fracturadas y falladas en el sur de la isla, y f) extensión local de flujos de lava fallados y fracturados hacia Punta Halcones, sur de la isla.

3.4. Rocas sedimentarias

Las rocas más ampliamente distribuidas en el área de estudio son las unidades sedimentarias, las cuales incluyen secuencias de origen detrítico y marino. En el presente trabajo fueron reconocidas dos secuencias principales: la primera corresponde a un depósito de areniscas denominada informalmente *arenisca Isla Magdalena* por su semejanza con una unidad identificada en la Isla María Magdalena, ubicada al sur de la Isla María Madre. La segunda unidad es la más extensa y abarca los sedimentos previamente estudiados por Carreño (1985) y McCloy *et al.* (1988), cuyo nombre informal asignado en este estudio es *secuencia Ojo de Buey*.

3.4.1. Arenisca Isla Magdalena

Se denomina así a una secuencia de areniscas que aflora únicamente en el sur de la Isla, a unos metros de una zona de alteración hidrotermal localmente conocida como Borbollones, al sur de Laguna del Toro. Esta unidad se compone de areniscas de grano medio a fino de color pardo con estratos de rumbo NE y echados al SE (muestra 1003, Fig. 16a). Esta secuencia está afectada por fallas normales orientadas hacia el SE (Fig. 16b). En algunos planos fueron identificados flujos de composición máfica intercalados con los sedimentos (Fig. 16c) cuya composición mineral y textural es similar a la del dique diabásico 1002 (Fig. 13d).

Los componentes de las areniscas observables en escala de afloramiento consisten de estratos arenosos de grano fino a medio con espesor de ~10 cm, intercalados con arenas de grano fino, formados por cristales retrabajados de cuarzo y feldespatos. Como minerales de alteración se observaron clorita y óxidos diseminados, todos estos sostenidos por una matriz arcillosa cementada por carbonato. En esta parte de la isla, ésta unidad subyace a la secuencia Ojo de Buey, por lo que se considera más antigua que esta (Fig. 16d).

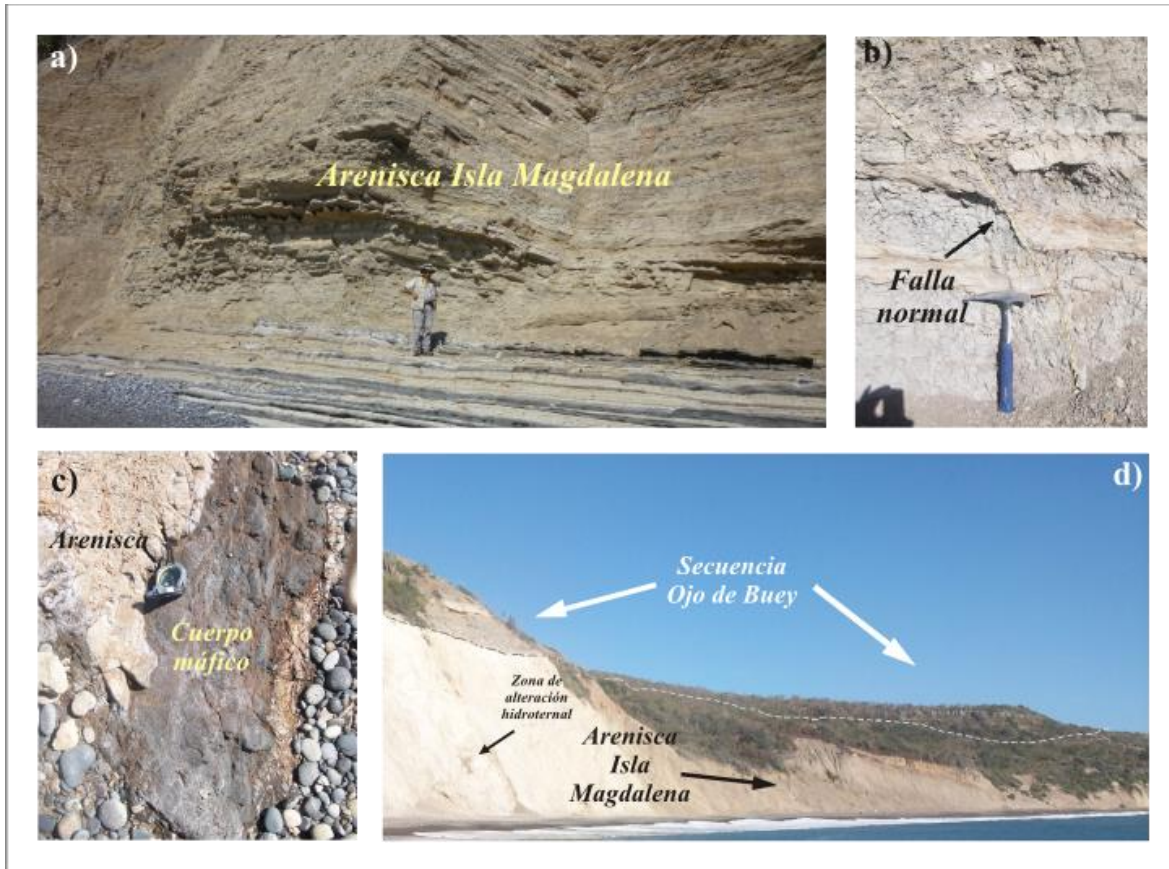


Figura. 16. Arenisca Isla Magdalena: a) planos de estratificación de la secuencia, b) falla normal afectando a la secuencia, c) flujos de composición máfica intercalados en la secuencia, y d) secuencia Ojo de Buey sobreyaciendo a la arenisca Isla Magdalena.

3.4.2. Secuencia Ojo de Buey

La Secuencia Ojo de Buey es la unidad más ampliamente distribuida en el área de estudio. Aflora prácticamente en toda la porción este, noreste y en algunas localidades en el sur de la Isla María Madre. Las unidades que la conforman incluyen sedimentos de origen marino, marino somero y detrítico. Además, el nombre informal se asignó tomando como referencia a una estructura sinsedimentaria plegada (*slump fold*) expuesta en la costa noreste de la isla (Fig. 17a). Para fines prácticos, en este estudio la secuencia fue dividida y descrita en dos unidades (inferior y superior, Fig. 17b) tomando en cuenta las estructuras de deformación presentes en escala de afloramiento, posición estratigráfica relativa y de acuerdo a una discordancia angular que separa los sedimentos del Plioceno inferior de los del Mioceno observada y reportada por Carreño (1985) e identificada en el sector noreste.

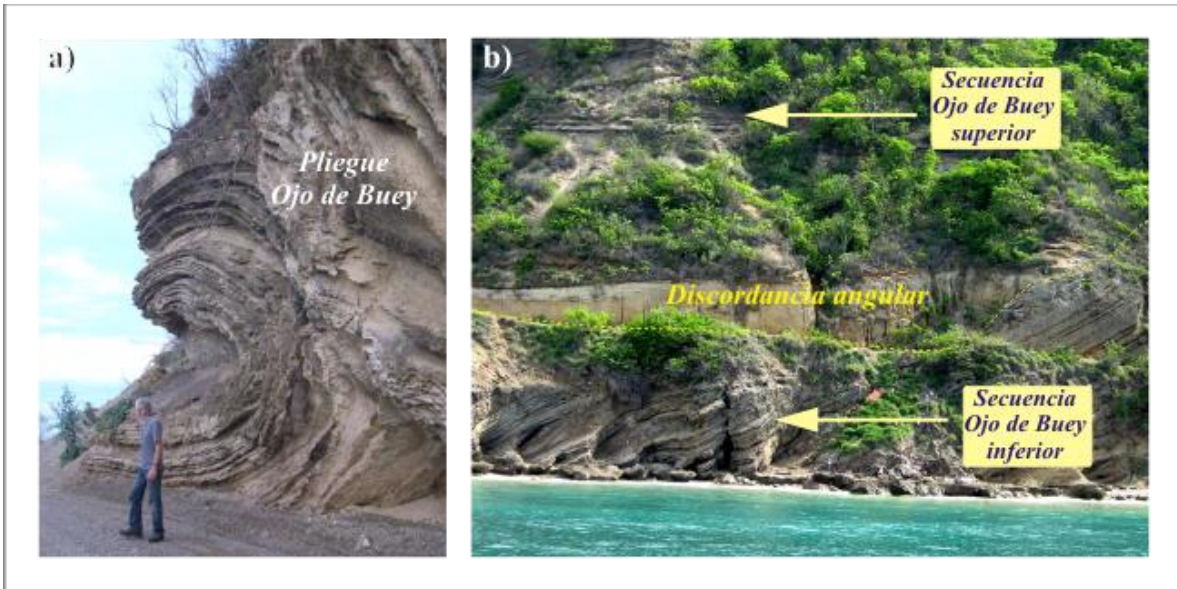


Figura 17. Secuencia Ojo de Buey: a) pliegue “Ojo de Buey”, b) discordancia angular donde se observa el contacto entre las secuencias Ojo de Buey inferior y superior.

Como ya se mencionó, tales secuencias han sido estudiadas desde el punto de vista paleontológico y sedimentológico por Carreño (1985) y McCloy *et al.* (1988), respectivamente. En el trabajo realizado por McCloy *et al.* (1988) fueron establecidas tres secciones en función de la presencia de microfósiles: Arroyo Hondo, Camino Balleto, y Playa Caleras (Mapa Anexo). Estas tres secciones constituyen una secuencia sedimentaria del Neógeno constituida por unidades sobrepuestas discordantemente, e incluyen: (1) areniscas marinas de ambiente somero y no marinas del Mioceno, (2) calizas, laminaciones de diatomitas masivas y limolitas del Mioceno tardío, (3) areniscas y limolitas del Plioceno temprano, (4), calizas y limolitas del Plioceno tardío al Pleistoceno cubiertas por (5) gravas del Pleistoceno. Carreño (1985) midió 1600 m de una sección continua en la Isla María Madre, en Arroyo Hondo. La parte superior de la sección de Arroyo Hondo es en parte correlacionable con la sección del Camino Balleto.

3.4.2.1. Secuencia Ojo de Buey inferior

Esta unidad está expuesta a lo largo de un segmento en la costa noreste de Isla María Madre. Sobre el camino que comunica la localidad Nayarit con Playa Caleras (Fig. 18a), los afloramientos consisten principalmente de intercalaciones de areniscas (muestra 0917b) y lutitas de grano fino a medio, cementadas por carbonatos, con espesores variables y con la ocurrencia de horizontes compuestos por calcita (Fig. 18b). En esta zona, los planos de estratificación de la secuencia tienen rumbos SW y echados al NW, y están afectados por fallas normales (Fig. 18c y d, muestra 0917b) con rumbo al NE y SE, y por algunas fallas inversas con rumbo al NE y SW (Fig. 18e). Los componentes identificados en muestra de mano consisten de cristales de cuarzo, feldespato, biotita y clorita, así como yeso y calcita de origen secundario. Sobre el camino que comunica el campamento Playa Caleras con Arroyo Hondo, esta unidad se constituye por una alternancia de areniscas de grano fino y lutitas con estratificación en dirección hacia el NW y E-W. Al igual que en la costa noreste, esta unidad se encuentra afectada por fallas normales, además de que en escala de

afloramiento es posible observar algunos pliegues de deslizamiento (*slump folds*, Fig. 18f). Los estratos se componen de lutitas cementadas por calcita y contienen fragmentos de fósiles, así como algunos horizontes calcáreos. Esta parte de la secuencia Ojo de Buey puede ser correlacionada con los sedimentos denominados por Carreño (1985) como *Sección Camino Balleto*.

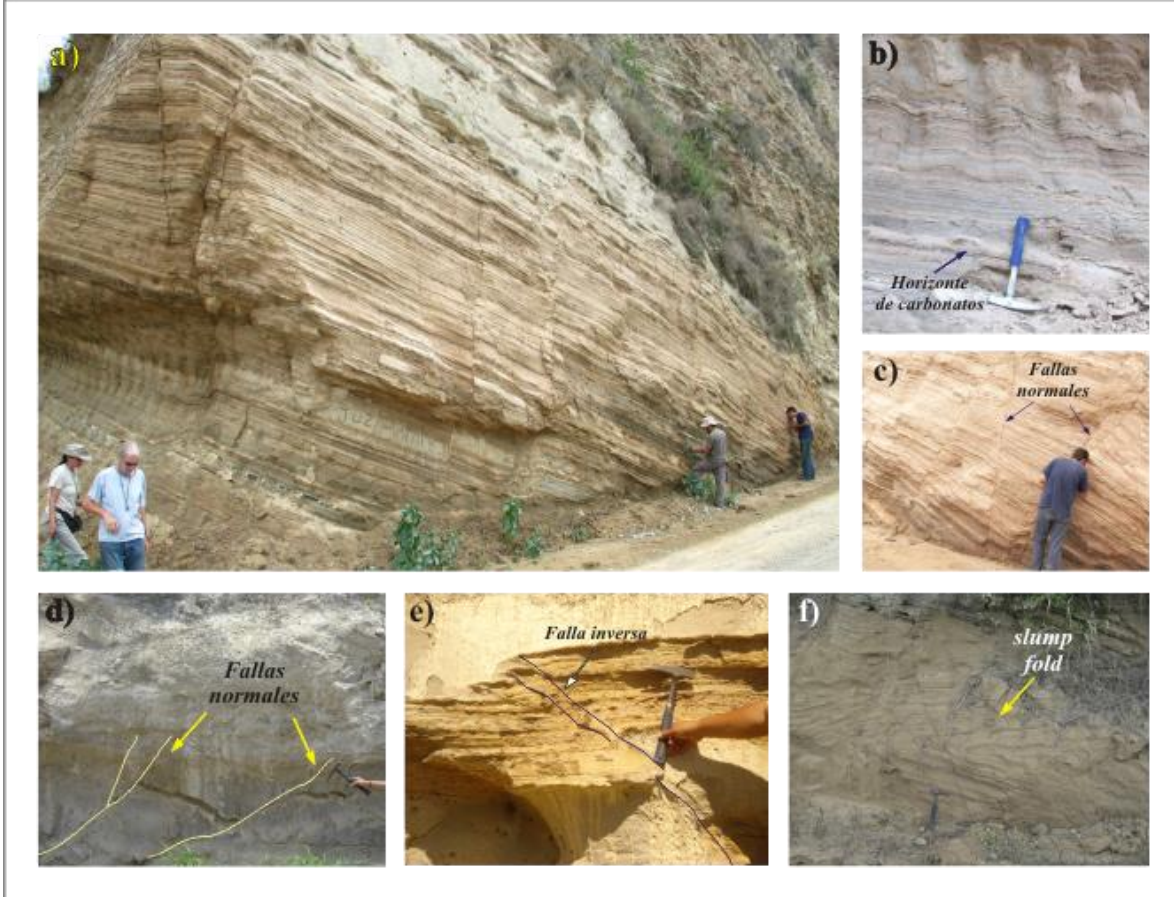


Figura 18. Afloramientos de la secuencia Ojo de Buey inferior en el noroeste de la Isla María Madre: a) basculamiento de la unidad, b) areniscas y lutitas intercaladas con horizontes calcáreos en la secuencia, c) y d) sistemas de fallas normales conjugados, e) fallas inversas, y f) *slump fold* observado en las inmediaciones de Arroyo Hondo al norte del área de estudio.

3.4.2.2. Secuencia Ojo de Buey superior

Esta secuencia es la cobertura principal del sureste y el noreste de la Isla María Madre. En el extremo norte de la isla y hacia la localidad Punta El Morro, esta secuencia se compone de areniscas de grano fino con rumbo de la estratificación hacia el SW y echado hacia el NW (Fig. 19a). Esta secuencia se extiende hacia el noreste exponiéndose sobre el camino que comunica las localidades de Balleto y Aserradero, y en ella Carreño (1985) realizó una sección que denominó como *Playa Caleras* (Fig. 19b, muestra 0948). En algunas partes del afloramiento se identificaron estructuras sedimentarias tales como estratificación cruzada (Fig. 19c) y algunos pliegues de deslizamiento (muestra 0948, Fig. 19b y d). Los estratos son de espesor variable y color pardo claro y están conformados por fragmentos de fósiles (bivalvos) inmersos en una matriz de grano muy fino cementada por calcita (Fig. 19e).



Figura 19. Afloramientos de la secuencia Ojo de Buey Superior en el noroeste de la Isla María Madre: a) en la localidad Punta el Morro, extremo norte de la isla, b) en la localidad Playa Caleras, equivalente a la sección Playa Caleras (Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1988); c) estratificación cruzada observada en escala de afloramiento, d) *slump folds* interestratificados, y e) fragmentos de bivalvos presentes en la secuencia.

En la porción este de la isla, sobre el camino que comunica Rehilete con Bugambilias, esta secuencia se compone de areniscas de grano fino a medio, de color pardo claro, con rumbo de la estratificación hacia el NE y echado al SE (Fig. 20a y b, muestra 0944). Los principales componentes son cuarzo, feldespato, plagioclasa, anfíbol, biotita y óxidos. Sobre los caminos que comunican Rehilete con Zacatal (muestra 1104) y Balleto con El Monumento en el este de la Isla, los horizontes de material volcánico ocurren con mayor

frecuencia y los componentes detríticos incrementan su tamaño y cantidad (Fig. 20c, muestra 1018).

En las inmediaciones de la localidad Morelos, al sureste de la Isla, la Secuencia Ojo de Buey superior se compone por sedimentos de color pardo claro a oscuro con importante contenido de fósiles sostenidos por una matriz arenosa cementada por calcita (Fig. 20d). Hacia el extremo sur de la isla, en la localidad Playa Delfines (Fig. 20e y f, muestra 0929), la secuencia está formada por conglomerados polimícticos que tienen una matriz arenosa cementada por carbonatos, que sostiene clastos redondeados y subredondeados de rocas volcánicas y metamórficas, estas últimas se observan en cantidades subordinadas. Con base en los fósiles presentes, Chiñas (1963), asignó a esta unidad una edad del Plio-Pleistoceno.

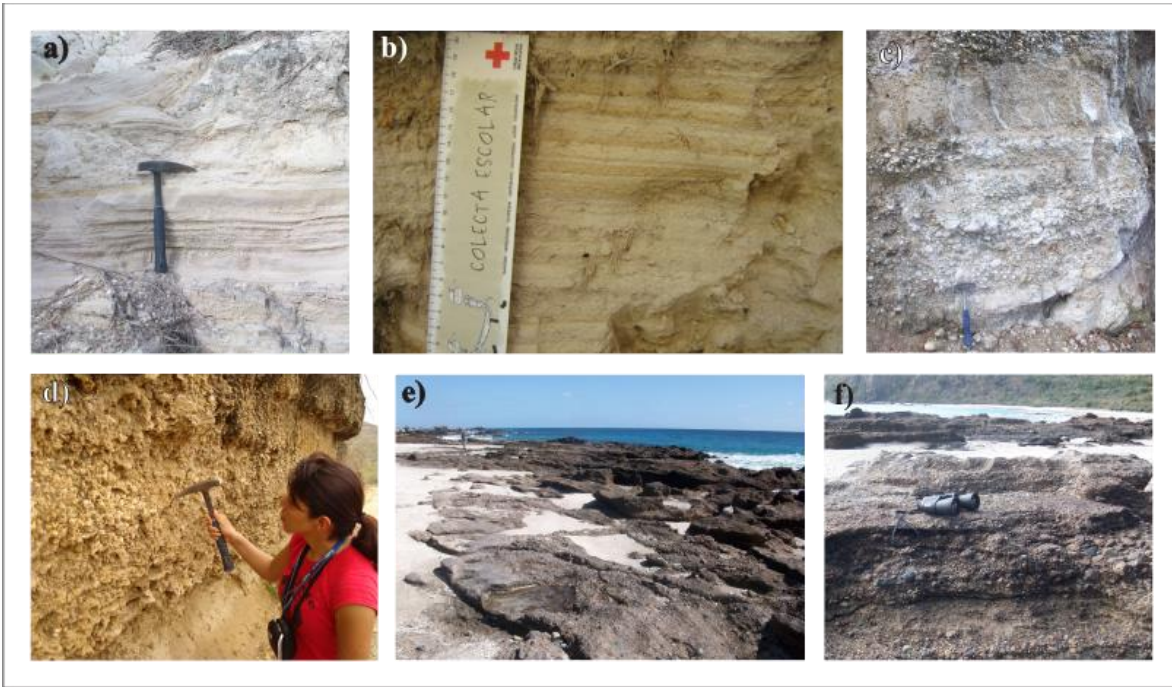


Figura 20. Secuencia Ojo de Buey superior en el sector este de la Isla María Madre: a) y b) areniscas de grano fino a medio expuestas sobre el camino que comunica Rehilete con Bugambillas, c) sobre el camino que comunica Balleto con El Monumento, d) afloramiento de la secuencia descrita en las inmediaciones de Laguna del Toro con alto contenido de fósiles; e) y f) conglomerado polimíctico expuesto en Playa Delfines, sur de la isla.

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

4.1. Rasgos estructurales

En la Isla María Madre, el aspecto estructural más sobresaliente está definido por una superficie con forma elongada, cuyo eje principal posee una orientación aproximadamente NW50°SE, la cual es paralela a la Trinchera de San Blas y al límite transformante entre las Placas de Rivera y Norteamérica (Ness, 1982). Otro rasgo notable está conformado por una serie de lineamientos observables en fotografías aéreas e imágenes satelitales en el sector oeste de la isla orientados en su mayoría hacia el NE-SW y hacia el NW-SE en la porción este (Fig. 21).

En escala de afloramiento, los datos estructurales obtenidos durante el trabajo de campo han sido proyectados en diagramas equiareales mostradas en la Figura 21. Adicionalmente, se elaboraron diagramas equiareales de polos de cada una de las unidades con la finalidad de agrupar familias de estructuras con sus respectivas orientaciones.

Las estructuras identificadas indican la ocurrencia de deformación dúctil y frágil. La deformación dúctil está representada por el desarrollo de foliación tectónica en las unidades metamórficas (Fig. 21). Por otra parte, la deformación frágil se evidencia por la existencia de múltiples sistemas de fracturas y fallas que afectan a las rocas ígneas y sedimentarias (Fig. 21) identificadas en escala de afloramiento. El análisis de estructuras en el presente capítulo es descriptivo y no incluye la cronología de los eventos de deformación. Los valores de las mediciones realizadas se presentan en la Tabla 2 (Anexo).

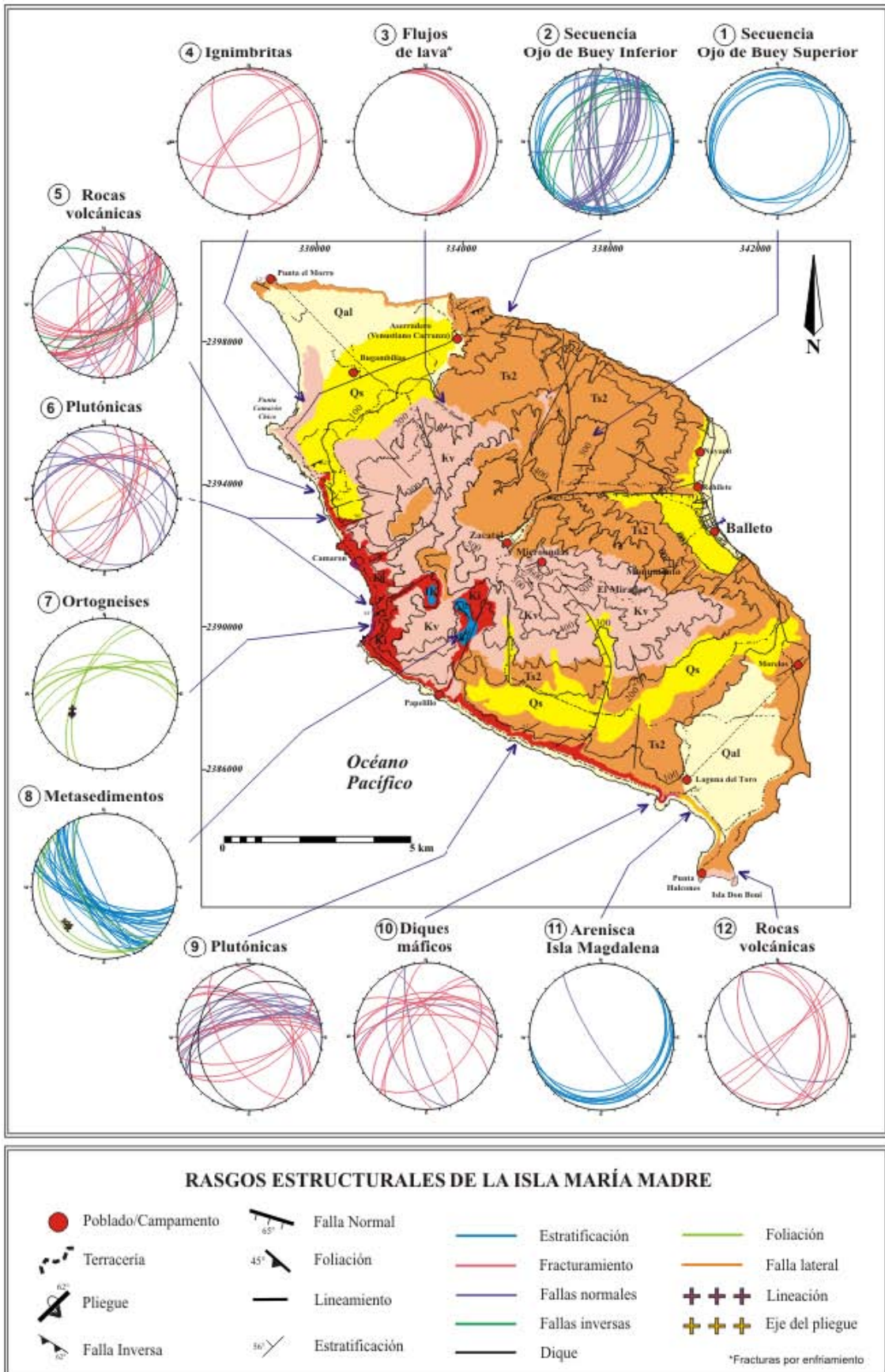


Figura 21. Mapa simplificado de los rasgos estructurales en la Isla María Madre. Las proyecciones estereográficas se muestran por unidad y por sector. La simbología de las unidades litológicas es la misma que la del mapa geológico anexo.

4.1.1. Rocas Metamórficas

En la Figura 22 se muestran los diagramas equiareales de polos correspondientes a las estructuras originadas por deformación dúctil en las rocas metamórficas. Tanto los ortogneises migmatíticos como los ortogneises bandeados en la costa oeste de la isla (Figura 22a) presentan una foliación con rumbos principalmente hacia el SW y NW y echados al NW y NE, respectivamente. En algunas partes del afloramiento se observaron minerales alineados con rumbo al SW, con inclinación entre 45° y 49° (Figs. 21-7 y 22a).

La proyección equiareal de polos correspondientes a estructuras en las unidades calcisilicatadas se muestran en la Figura 22b. Las mediciones obtenidas tanto en la barranca de Papelillo como en la costa oeste indican que el rumbo de los estratos es hacia el SE con una inclinación de 52° - 75° hacia el SW. En la barranca de Papelillo, se observaron algunos pliegues recumbentes en las unidades calcisilicatadas, cuyas charnelas se inclinan entre 25° y 29° al SW. En los paragneises la foliación presenta la misma orientación que la estratificación, con rumbo al SE, pero con una inclinación menor entre 15° a 66° hacia el SW (Figs. 21-8 y 22b).

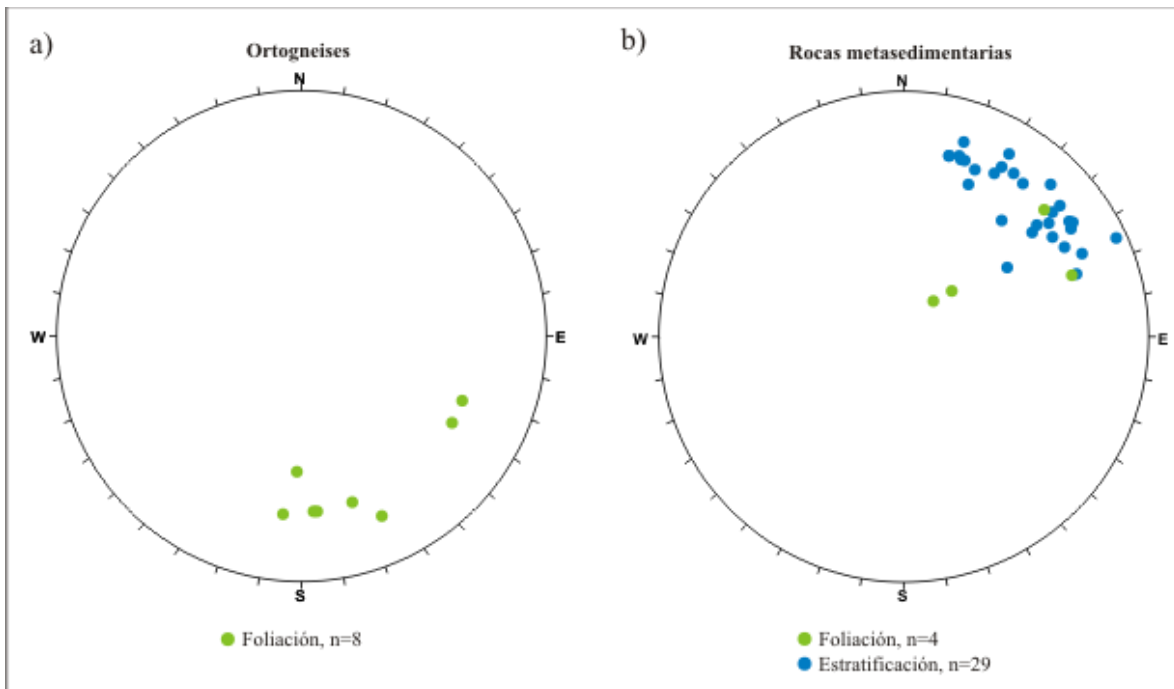


Figura 22. Proyección equiareal inferior de polos de estructuras en rocas metamórficas: a) foliación en ortogneises, b) estratificación y foliación en rocas metasedimentarias de la Isla María Madre.

4.1.2. Rocas plutónicas

Como se mencionó previamente, las rocas plutónicas en la Isla María Madre se componen de cuarzo-monzodioritas, tonalitas, granodioritas y granitos distribuidos a lo largo de un segmento en la costa oeste. Dichas unidades se encuentran afectadas por al menos dos sistemas de fallas normales en el noroeste y centro de la isla, cuyos planos tienen rumbo principal al NW y echados entre 20° y 65° al NE. Las fallas E-W tienen echados al N, y una sola falla NE-SW tiene echado al SE. En esta zona también se identificó una falla vertical

con desplazamiento lateral derecho hacia el NE (Fig. 21-6). Por otra parte, las fracturas asociadas a estas unidades tienen orientación hacia el SW y NE con inclinación al NE y SE, respectivamente (Fig. 21-6).

En la costa suroccidental, las rocas plutónicas están afectadas por una familia principal de fallas normales con rumbos NE-SW y echados al NW. Otra orientación identificada en menor proporción es hacia el NW con echado al NE. Por otra parte, los principales sistemas de fracturas tienen rumbos NE y NW con echados al SE y NE, respectivamente. Otros planos de fracturamiento en menor proporción tienen rumbos al SW y SE con echados al NW y SW, respectivamente (Fig. 21-9). Sin embargo, la dispersión de los polos de los planos de fallas normales en toda la unidad de rocas plutónicas mostrados en la Figura 23a muestran una orientación predominante de los planos hacia el NW y SW y en menor proporción, con rumbos al E-W, NE y SE. Para el caso de las fracturas, la orientación principal converge al NE y en menor proporción, al SW y NW (Fig. 23b).

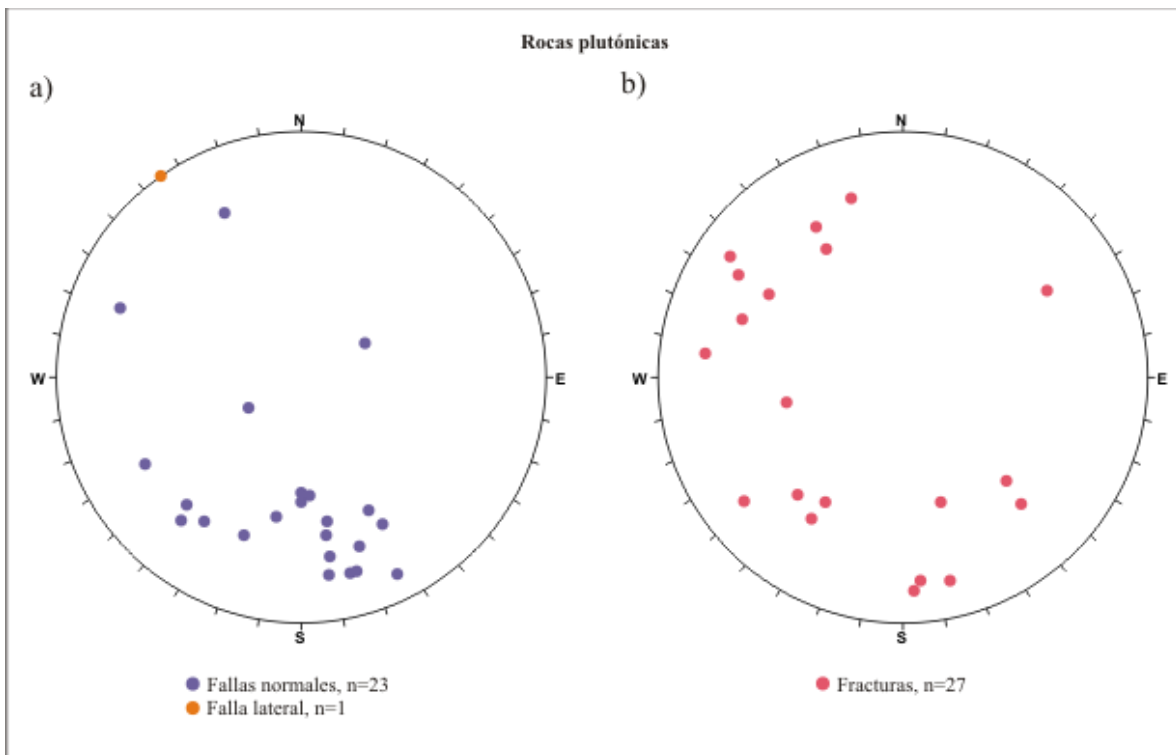


Figura 23. Proyección equiareal inferior de polos de estructuras en rocas plutónicas: a) fallas normales y falla lateral derecha, b) fracturas.

4.1.3. Diques

En la Isla María Madre, algunos de los diques de composición félsica se emplazan a lo largo de planos de fallas normales que afectan a las rocas plutónicas de la costa oeste y suroeste (Fig. 21-9 y 21-6). Dos de estos diques tienen rumbo al SW y echados de 30° y 36° al NW (Fig. 24a). Por otra parte, los diques de composición máfica en el sur de la isla consisten de estructuras de gran dimensión cuya orientación se desconoce debido a la cobertura de vegetación presente y al grado de alteración hidrotermal que presentan. No obstante, en algunos afloramientos fue posible obtener algunos datos de orientación de planos de fallas normales con rumbos al SW y SE. Los sistemas de fracturas en estos

diques tienen rumbos al SW y NW (Fig. 21-10). La distribución de los polos muestra la orientación principal de los planos de fallas normales, hacia el SE (Fig. 24b).

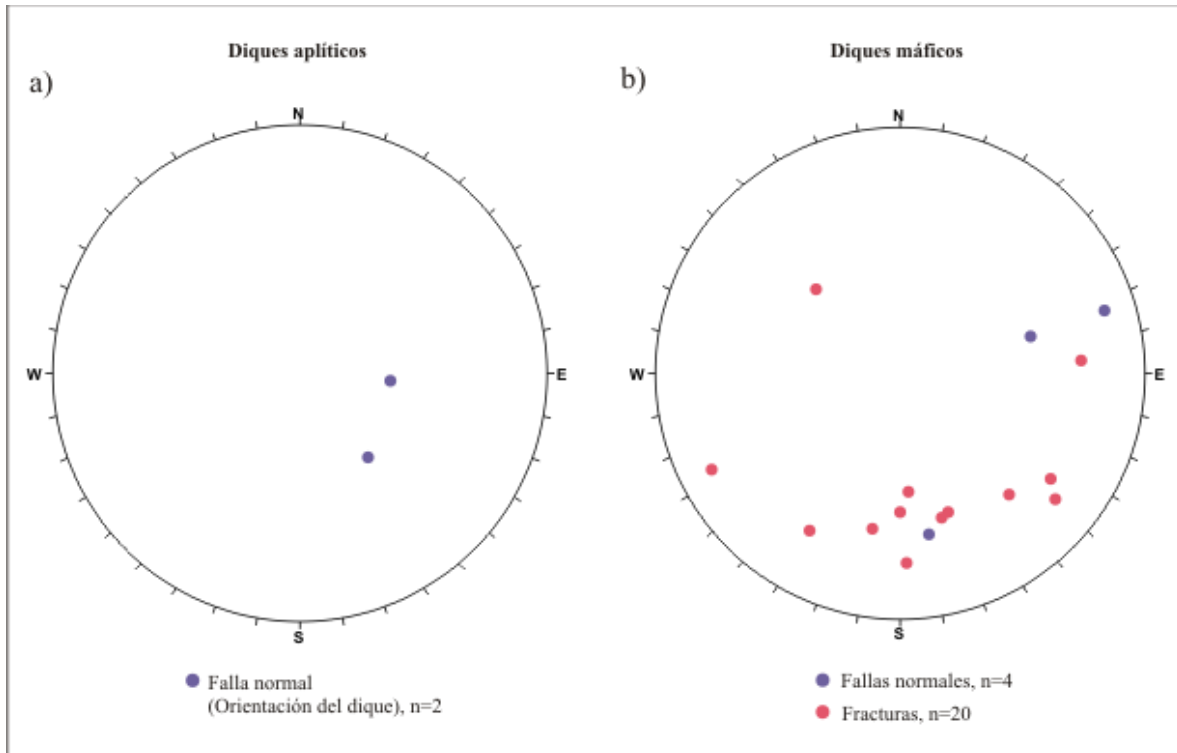


Figura 24. Proyección equiareal inferior de orientación de polos en estructuras de: a) planos de falla que afectan a las rocas plutónicas en donde se emplazaron diques aplíticos, b) planos de falla y fracturas que cortan a los diques máficos de la costa sur.

4.1.4. Rocas volcánicas

Como se mencionó anteriormente, las rocas volcánicas del área de estudio consisten de rocas de naturaleza explosiva y efusiva. En la porción norte y centro de la isla, las unidades ignimbríticas sólo presentan fracturamiento al NW y SE, y en menor proporción al NE y SE (Figs. 21-4 y 25a). En lo que respecta a las rocas efusivas, estas unidades se observaron afectadas por fallamiento y fracturamiento intenso en algunos afloramientos de la costa oeste de la Isla María Madre (Fig. 15). En la costa noroeste, una unidad de lavas riolíticas está afectada por fallas normales e inversas, ambas con rumbos al NE y NW, y con echados al SE y NW, respectivamente (Fig. 21-5). Otros sistemas de fallas normales en esta localidad se orientan al NW y SW (Fig. 21-5). Los sistemas de fracturas que afectan a esta unidad, también tienen rumbos hacia el NE y echados al SE, y en menor proporción hacia el NW y SW (Fig. 21-5). En la costa sur, las rocas efusivas deformadas presentan fallamiento normal con rumbo al SE y echado al SW entre 55° y 75° . Los sistemas de fracturas que afectan a las rocas volcánicas efusivas esta localidad tienen rumbos hacia el NE y NW, y con menor frecuencia, al SE y N (Fig. 21-12). En la Figura 25b y c, se muestra la distribución equiareal de polos de fallas y fracturas en rocas efusivas de la isla, donde la orientación principal de los planos de falla tiene rumbos hacia el NE y NW (Fig. 25c). En el caso de las fracturas, la dispersión de los polos indica también una dirección de fracturamiento hacia el NE y NW, y en menor proporción al SW y E-W (Fig. 25c). Dentro

de este grupo han sido incluidas algunas fracturas por enfriamiento presentes en los flujos de lava de la localidad Arroyo Hondo (Figs. 21-3 y 25c).

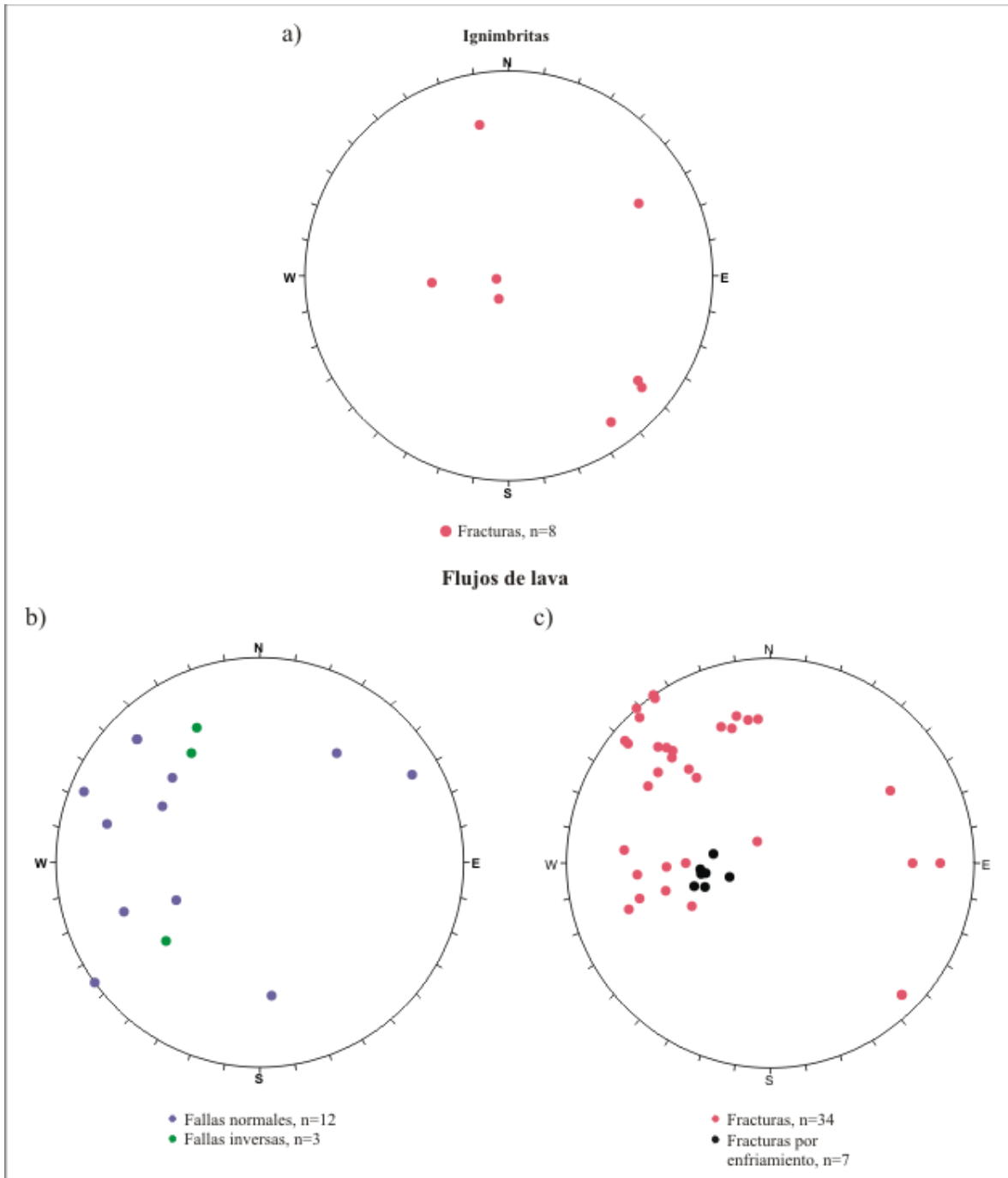


Figura 25. Proyección equiareal inferior de polos de estructuras en rocas volcánicas: a) fracturas en ignimbritas, b) fallas normales e inversas en rocas volcánicas efusivas, y c) fracturamiento de rocas volcánicas efusivas, que incluye planos de fracturas por enfriamiento.

4.1.5. Rocas sedimentarias

Las secuencias sedimentarias de la Isla María Madre han sido divididas en función de su posición estratigráfica y edad relativa (ver capítulo 3) en: *arenisca Isla Magdalena* y *secuencia Ojo de Buey*. A su vez, la Secuencia Ojo de Buey se conforma de una unidad superior y una inferior, de las cuales ésta última es la única en la que se identificaron estructuras de deformación. Los estereogramas de datos de estratificación y fallas en unidades sedimentarias se muestran en la Figura 21-1, 21-2 y 21-11.

En la Arenisca Isla Magdalena, al sur de la isla, la estratificación posee una orientación preferencial al NE y una inclinación de 10°-28° hacia el SE. Esta secuencia está afectada por una falla normal con rumbo al SE y echado al SW de 80° (Figs. 21-11 y 26a). Por otra parte, los estereogramas de la secuencia Ojo de Buey inferior mostrados en la Figura 21-2, muestran las orientaciones principales de estratificación en dicha unidad con rumbos hacia el SW, NE y NW, y echados hacia el NW (23°-24°), SE (10°-16°) y NE (6°-26°), respectivamente (Fig. 26b). Los sistemas de fallas tanto normales como inversas que afectan a esta unidad tienen una disposición hacia el NE y SE, y en menor proporción, hacia el SW. La dispersión de polos de planos de falla se muestra en la Figura 26c, donde la concentración de los mismos sugiere la presencia de un sistema de fallas conjugadas. Finalmente, en la secuencia Ojo de Buey superior los planos de estratificación tienen rumbos hacia NE y SW. Los echados son hacia el SE y NW, con variaciones entre 17° y 30°, y de 8°-27°, respectivamente (Fig. 26d).

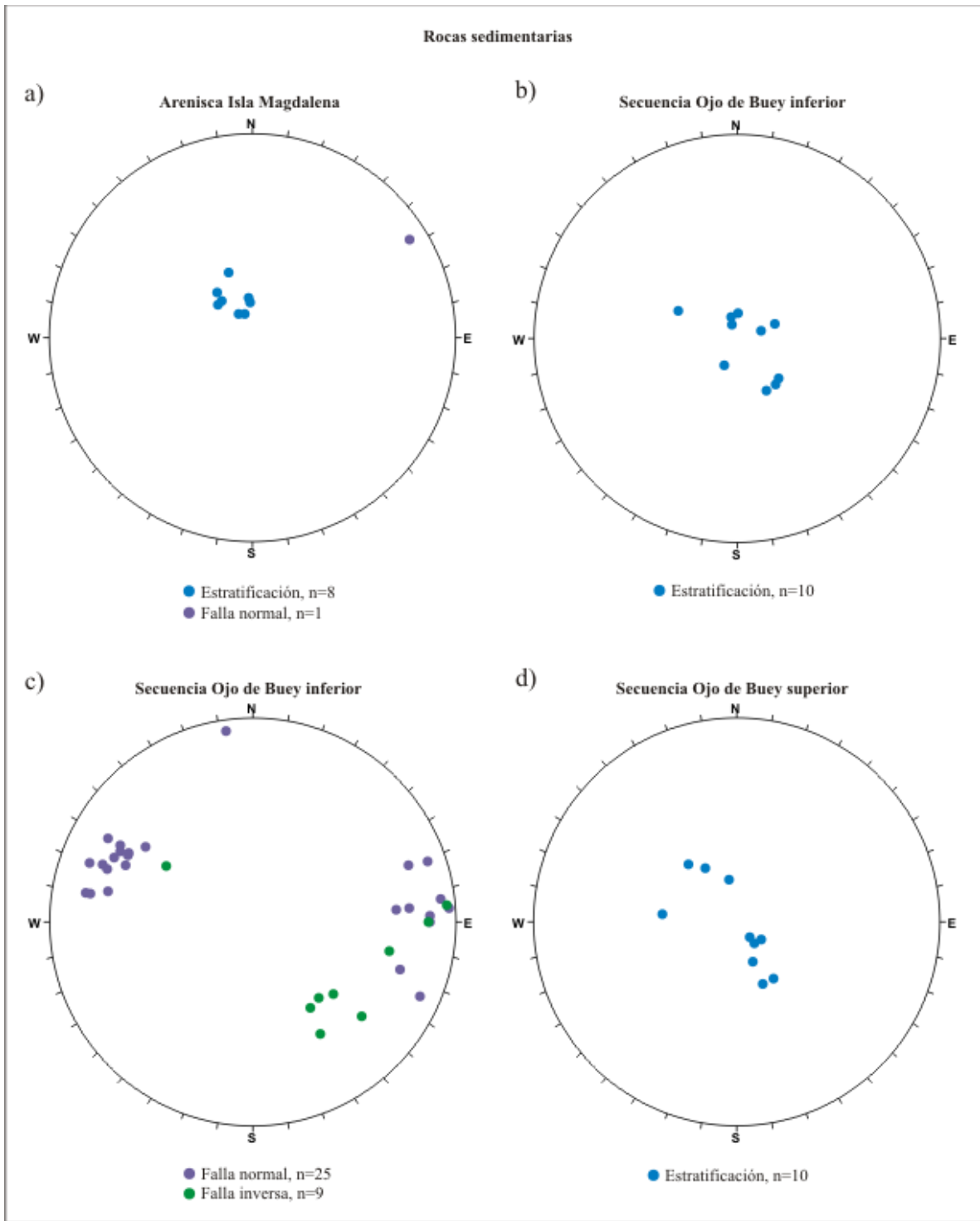


Figura 26. Proyección equiareal inferior de polos de estructuras en rocas sedimentarias: a) estratificación y falla normal en la arenisca Isla Magdalena, b) estratificación en la secuencia Ojo de Buey inferior, c) planos de falla en la secuencia Ojo de Buey inferior, y d) estratificación en la secuencia Ojo de Buey superior.

5. ANÁLISIS PETROGRÁFICO

Para el análisis petrográfico fueron seleccionadas muestras de mano como testigos, de las cuales se elaboraron secciones delgadas para la identificación de las principales fases minerales. En el caso de las rocas ígneas y algunas rocas metamórficas, se llevó a cabo un análisis modal con el conteo de 1000 puntos por muestra registrado en la Tabla 3 (Anexo). Para clasificación modal de rocas ígneas, fueron empleados los diagramas triangulares propuestos por Streckeisen (1976) y Le Maitre *et al.* (1989) mostrados en las Figuras 32 y 41. La nomenclatura empleada y abreviación de las fases minerales presentes se desglosa a continuación: Qz: Cuarzo, Plg: Plagioclasa, Feld-K: Feldespato potásico, Hornblenda: Hbl, Piroxeno: Px, Biotita: Bt, Muscovita: Msv, Ox: Óxidos, Ca: Carbonatos, Chl: Clorita, Ep: Epidota, Ti: Titanita, Zrn: Zircón, Ap: Apatito, Wo: Wollastonita.

5.1. Rocas metamórficas

5.1.1. Ortogneises

5.1.1.1. Ortogneis migmatítico

A nivel microscópico, estas rocas presentan variaciones texturales que se observan con la presencia de bandas leucocráticas y mesocráticas. La composición mineral sugiere que esta unidad se derivó de un protolito ígneo de composición cuarzofeldespática alcanzando la facies anfibolítica alta, evidenciada por la asociación de plagioclasa, biotita y hornblenda presente en poca cantidad. Las bandas leucocráticas se caracterizan por presentar una textura granoblástica heterogranular con variación a grano-lepidoblástica, conformada por un mosaico cristalino de cuarzo, feldespato potásico (microclina) y plagioclasa (muestra 0915, Fig. 27a). Como minerales accesorios se tienen biotita, granate, titanita, óxidos, zircón, apatito y ocasionalmente muscovita. Todos estos componentes se observan alineados paralelamente a la foliación presente en las bandas mesocráticas. El cuarzo en esta roca es anhedral, con extinción recta y ondulante. Comúnmente se observan cristales deformados (muestra 0915, Fig. 27b), con textura interlobulada, producto de recristalización dinámica (muestra 0915, Fig. 27c). El feldespato potásico es abundante. (muestra 0915, Fig. 27d) y puede observarse deformado en contacto con el cuarzo, con textura simplectítica o de enrejado (muestra 0938, Fig. 27d). La plagioclasa es menos abundante y se presenta con formas euhedrales y subhedrales, con maclas de albita y ocasionalmente alterada a sericita. La biotita en estas bandas es euhedral y subhedral. Generalmente ocupa algunos intersticios (muestra 0915, Fig. 27c) y puede estar parcialmente reemplazada por clorita.

En las bandas mesocráticas, la textura predominante es grano-lepidoblástica heterogranular, conformada por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, clorita, granate, titanita y hornblenda muy rara. Las fases minerales más abundantes en estas bandas son el cuarzo y la biotita. Al igual que en las bandas leucocráticas, el cuarzo se presenta con formas subhedrales en cristales deformados con extinción ondulante (muestra 0939, Fig. 27e). La plagioclasa y el feldespato son menos abundantes en comparación con las bandas leucocráticas. La microclina presenta textura de enrejado y la plagioclasa puede

observarse en intercrecimiento con feldespato y desarrollo de mirmequitas, principalmente en la transición de las bandas marcando la variación textural (muestra 0939, Fig. 27f). La biotita es abundante, con formas euhedrales y subhedrales que definen la orientación de la foliación, o bien, pueden estar intercrecida con granate y reemplazada por clorita (muestra 0939, Fig. 27g).

Otro evento metamórfico registrado en esta unidad, está representado por la presencia de granate, el cual se observa diseminado o en cúmulos de gran tamaño, con formas euhedrales y subhedrales (muestra 0939, Fig. 27g), sugiriendo un crecimiento posterior a la deformación de toda la roca y reemplazado parcialmente a clorita. La titanita es de forma subhedral y euhedral con bordes subredondeados y al igual que el granate está diseminada en toda la unidad (muestra 0942, Fig. 27h). Las fases accesorias como el zircón y apatito pueden estar incluidas en cristales de biotita (muestra 0942, Fig. 27i) y cuarzo.

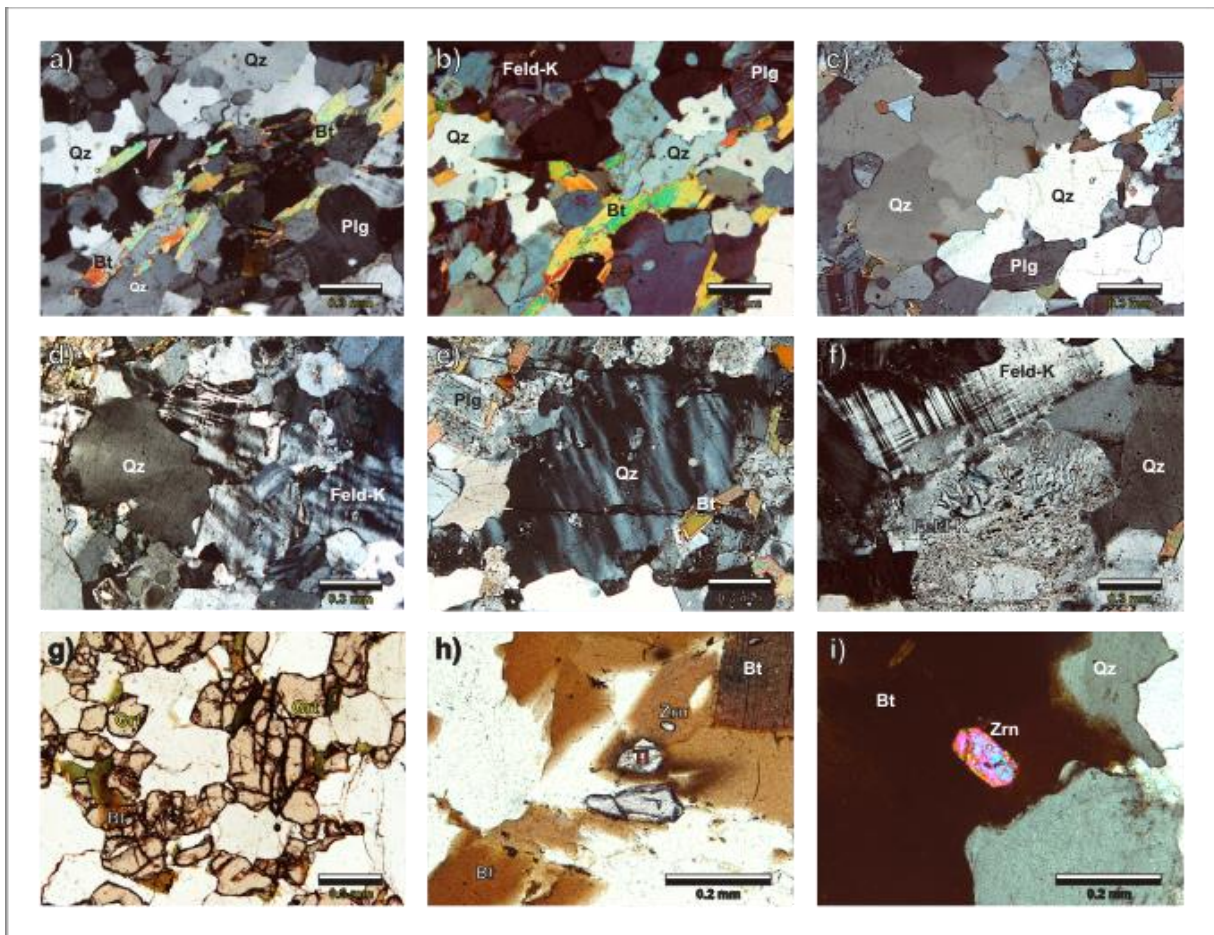


Figura 27. Fotomicrografía de ortogneises migmatíticos: a) y b) Textura granoblástica con variación a grano-lepidoblástica en bandas leucocráticas, c) textura interlobulada y contactos por presión en cristales de cuarzo anhedral, d) microclina deformada en contacto con cuarzo, e) cuarzo con extinción ondulante en contacto con plagioclasa alterada a sericita, f) microclina en contacto con mirmequita en las bandas mesocráticas, g) cúmulo de granate asociado a biotita, h) titanita y zircón diseminados en ortogneis y i) zircón euhedral en biotita subhedral.

5.1.1.2. Ortogneis bandeado

Al igual que los ortogneises migmatíticos, las características petrográficas de esta unidad sugieren su derivación a partir de un protolito ígneo de composición cuarzofeldespática que alcanzó la facies alta de anfibolita evidenciada por la asociación de biotita, plagioclasa y hornblenda. A diferencia de los ortogneises migmatíticos, esta unidad se conforman por la presencia de bandas leucocráticas que forman pliegues ptygmáticos en escala mesoscópica, y bandas melanocráticas definidas por texturas granoblásticas y grano-lepidoblásticas (muestra 0916, Fig. 28a). A nivel microscópico, las bandas leucocráticas tienen textura granoblástica constituida por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato y biotita. Como fases accesorias se tiene muscovita, titanita, zircón, y apatito (muestra 0916, Fig. 28b). Las fases secundarias son escasas y se componen de clorita, óxidos y sericita por alteración. El cuarzo puede presentarse con formas anhedrales y subhedrales, con extinción ondulante y con deformación (muestra 0916, Fig. 28b). La plagioclasa en estas bandas es más abundante en comparación con los ortogneises migmatíticos. Estos cristales pueden tener formas euhedrales y subhedrales con textura interlobulada, alteración a sericita y pueden estar deformados paralelamente a la foliación (muestra 0916, Fig. 28b). El feldespato potásico presente es la microclina, que se presenta en cristales deformados con forma euhedral y subhedral (muestra 0936, Fig. 28c). La biotita presente en esta parte de la unidad es escasa, con forma euhedral y subhedral. Se observa generalmente intercrecida con cuarzo, plagioclasa y feldespato o asociada a óxidos y clorita (muestra 0916, Fig. 28b). Otro mineral accesorio es la muscovita, la cual se observa como cristales euhedrales y subhedrales distribuidos en todo el mosaico y comúnmente alineados paralelamente a la foliación (muestra 0936, Fig. 28c y d). Los minerales accesorios tales como titanita y óxidos se observan diseminados en toda la roca, en tanto que el zircón y apatito se encuentran como inclusiones en cuarzo, plagioclasa y biotita (muestra 0916, Fig. 28e).

En las bandas melanocráticas, la textura es predominantemente grano-lepidoblástica (muestra 0916, Fig. 28f), y en algunas partes, este mosaico cristalino presenta variaciones a textura lepidoblástica (muestra 0934, Fig. 28g). La textura grano-lepidoblástica está conformada por biotita, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, clorita y muy raramente hornblenda. La biotita es el mineral más abundante y se observa como cristales alargados y deformados con formas euhedrales y subhedrales dispuestos paralelamente, definiendo la dirección de foliación en prácticamente toda la unidad (muestra 0934, Fig. 28g). Al igual que la biotita, otras fases cristalinas como cuarzo y plagioclasa se observan deformadas y alargadas formando la foliación y con intercrecimientos que sugieren una recristalización dinámica (muestra 0954b, Fig. 28h). El feldespato potásico en este bandeamiento consiste de microclina y cristales con textura simplectítica alargados y deformados (muestra 0954b, Fig. 28i). La hornblenda se observa raramente y tiene formas euhedrales y subhedrales (muestra 0940a, Fig. 28i). Tanto la hornblenda como la biotita pueden estar reemplazadas parcialmente por clorita (muestra 0934, Fig. 28j). Como minerales accesorios se tienen muscovita, óxidos y titanita subhedral diseminada (muestra 0934, Fig. 28k). Otras fases accesorias son el zircón y apatito, que ocurren como inclusiones en cuarzo y plagioclasa (muestra 0954b, Fig. 28l).



Figura 28. Fotomicrografía de ortogneises bandeados: a) Textura granoblástica y grano-lepidoblástica en bandas leucocráticas y melanocráticas, respectivamente, b) mosaico granoblástico en bandas leucocráticas con fases minerales principales, c) microclina deformada en contacto con cuarzo, plagioclasa y desarrollo de muscovita, d) intercrecimiento de muscovita con cuarzo y plagioclasa, e) zircón accesorio con forma euhedral, f) y g) mosaico grano-lepidoblástico del bandeamiento melanocrático, h) plagioclasa deformada y orientada paralelamente a la foliación, i) hornblenda accesoria orientada y asociada a biotita, j) biotita parcialmente reemplazada por clorita, k) titanita subhedral diseminada y zircón asociado a biotita, l) zircón euhedral asociado a plagioclasa.

5.1.2. Rocas metasedimentarias

5.1.2.1. Paragneis

Esta unidad delimita el contacto con las rocas tonalíticas en la barranca de Papelillo. Las características texturales y composición mineral descritas a continuación sugieren la derivación de un protolito sedimentario de composición cuarzofeldespática que experimentó una primera fase de metamorfismo regional y posteriormente fue afectado por metamorfismo de contacto. En comparación con los ortogneises descritos, esta unidad no

presenta bandeamiento y el contenido de cuarzo y biotita es mayor (Tabla 3, Anexo). En escala microscópica, esta roca está formada por un mosaico grano-lepidoblástico compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Todas estas fases se observan orientadas y elongadas produciendo la foliación (muestra 0909, Fig. 29a; muestra 1016, Fig. 29b). El cuarzo se observa en cristales alargados de forma subhedral y anhedral, extinción ondulante y con textura interlobulada (muestra 0909, Fig. 29a). La plagioclasa se presenta como cristales euhedrales y subhedrales deformados e intercrecidos con cuarzo y feldespato (muestra 0909, Fig. 29c). El feldespato potásico es escaso y a menudo presenta intercrecimiento con el cuarzo y la plagioclasa. Otras fases de contenido importante en esta roca, y que registran tanto el metamorfismo regional como el de contacto, son la biotita y el granate. La biotita es abundante y ocurre en forma de cristales euhedrales y subhedrales que pueden o no estar orientados y elongados originando la foliación e intercrecidos con granate, el cual se observa ampliamente diseminado en toda la lámina con textura poikiloblástica (muestra 0909, Fig. 29d). En la parte del contacto con el plutón, se observa biotita como pequeños cristales desarrollados a partir de plagioclasa y cuarzo (muestra 1016, Fig. 29e), y ocupando los intersticios (muestra 1016, Fig. 29f). Como fases secundarias en esta roca se tienen pirita diseminada y zircón en forma de inclusiones.

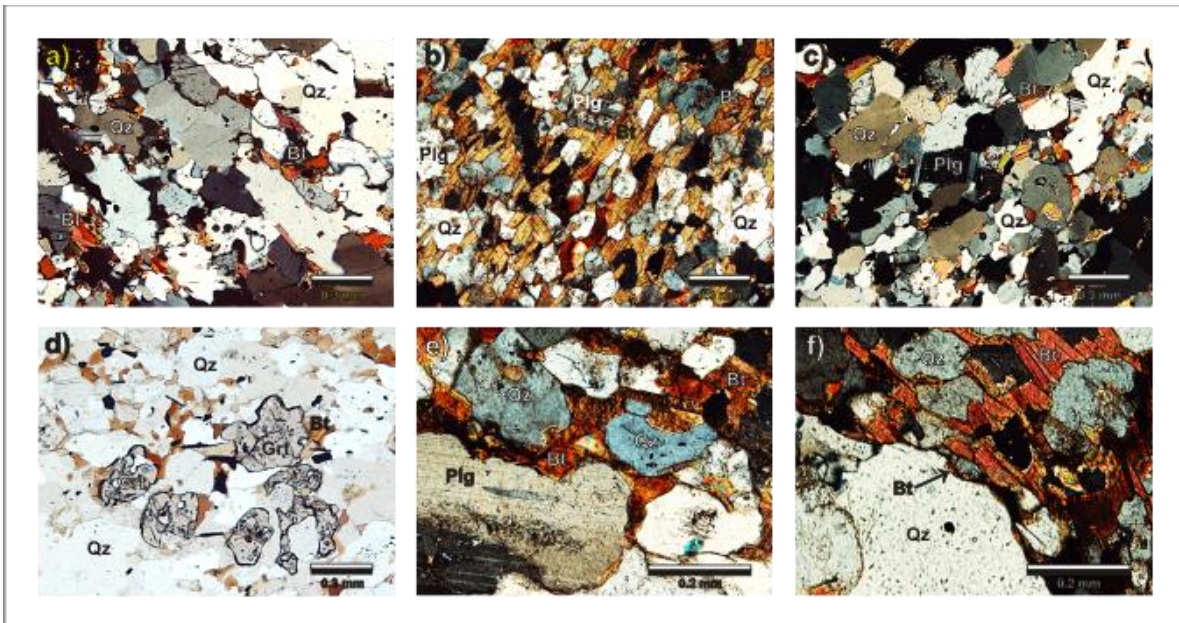


Figura 29. Paragneis en contacto con el plutón tonalítico de la barranca de Papelillo: a) y b) textura grano-lepidoblástica conformada principalmente por cuarzo y biotita deformados y orientados, c) plagioclasa euhedral deformada y orientada paralelamente a la foliación, d) intercrecimiento de biotita y granate, e) y f) contacto del paragneis con el plutón tonalítico donde se observa intercrecimiento de biotita en plagioclasa y cuarzo.

5.1.2.2. Unidades calcisilicatadas

Como se mencionó, las unidades calcisilicatadas se describen en dos grupos: el primero consiste de rocas calcisilicatadas bandeadas y plegadas, en tanto que el segundo grupo corresponde a las calcisilicatadas que solo presentan bandeamiento.

Las rocas metasedimentarias bandeadas y plegadas se componen de un mosaico granoblástico cuyas características sugieren la derivación a partir de un protolito volcano-sedimentario de composición intermedia con intercalaciones de carbonatos. Dicho protolito experimentó la sobreposición de un metamorfismo orogénico y uno de contacto, con el predominio de éste último, alcanzando la facies de hornfels de piroxena. Esta unidad posee una textura granoblástica con ligera variación a grano-nematoblástica conformada por bandas microscópicas con cristales de tamaño muy variable (muestra 0908, Fig. 30a). Las fases minerales identificadas son cuarzo, plagioclasa, piroxeno (diópsido), wollastonita y dolomita en menor cantidad. El cuarzo se presenta en forma de cristales euhedrales y subhedrales alargados, con algunos bordes de disolución y como agregado cristalino de dimensiones menores sugiriendo una deformación previa a la intrusión (muestra 0908, Fig. 30a). La plagioclasa es escasa y se observa con formas subhedrales alargadas y orientadas paralelamente al bandeamiento. La wollastonita en esta parte de la secuencia se presenta como mineral accesorio con formas euhedrales y subhedrales dispuesta también en la misma orientación al bandeamiento. Por otra parte, el piroxeno presenta textura poikiloblástica con intercrecimiento a partir de la dolomita, cuyos cristales tienen formas subhedrales y euhedrales dispuestos paralelamente a las bandas de cuarzo y wollastonita, (muestra 0908, Fig. 30b y c).

En la secuencia metasedimentaria bandeada e intrusionada por el plutón tonalítico, la textura se compone de bandas con textura grano-nematoblástica (muestra 0910, Fig. 30d), las cuales se intercalan con bandas granoblásticas en la cercanía al contacto, donde forman mosaicos de granate y wollastonita intercalados. Esta variación también está presente en algunos bloques de esta unidad inmersos en un plutón tonalítico de la costa oeste (muestra 0935, Fig. 30e). Las bandas con textura grano-nematoblástica de estos bloques se componen primordialmente de cristales de cuarzo, plagioclasa, wollastonita y diópsido. El cuarzo tiene formas euhedrales y subhedrales encontrándose intercrecido con la wollastonita, que es la fase más abundante y presenta también formas euhedrales y subhedrales que se orientan en forma paralela al bandeamiento (muestra 0927, Fig. 30f).

En las rocas calcisilicatadas de la barranca de Papelillo, el diópsido tiene formas anhedrales y textura poikiloblástica y está intercrecido con wollastonita y granate (muestra 0910, Figs. 30g y h). La plagioclasa se observa principalmente con formas euhedrales y subhedrales hacia los límites de las bandas monominerales e intercrecida con piroxeno y cuarzo (muestra 0910, Fig. 30h). En lo que respecta a bandas monominerálicas intercaladas, éstas se componen principalmente de las dos fases minerales mencionadas: granate y wollastonita. Las bandas de granate son de textura granoblástica y los cristales que las conforman pueden alcanzar tamaños de hasta centímetros (muestra 0935, Fig. 30e; muestra 0910, Fig. 30h y muestra 1017, Fig. 30i). Dentro de dichos cristales es posible observar algunos cristales de piroxeno y wollastonita intercrecidos con el granate. En las bandas de wollastonita, los cristales también son de gran tamaño y pueden incluir algunos cristales de granate, así como cristales de dolomita euhedral y subhedral abundantes (muestra 1017, Fig. 30j). En los bloques de la costa oeste de la isla, la dolomita constituye algunos

mármoles bandeados con textura granoblástica que incluyen piroxeno y cuarzo en cantidades subordinadas (muestra 0954a, Fig. 30k y l).

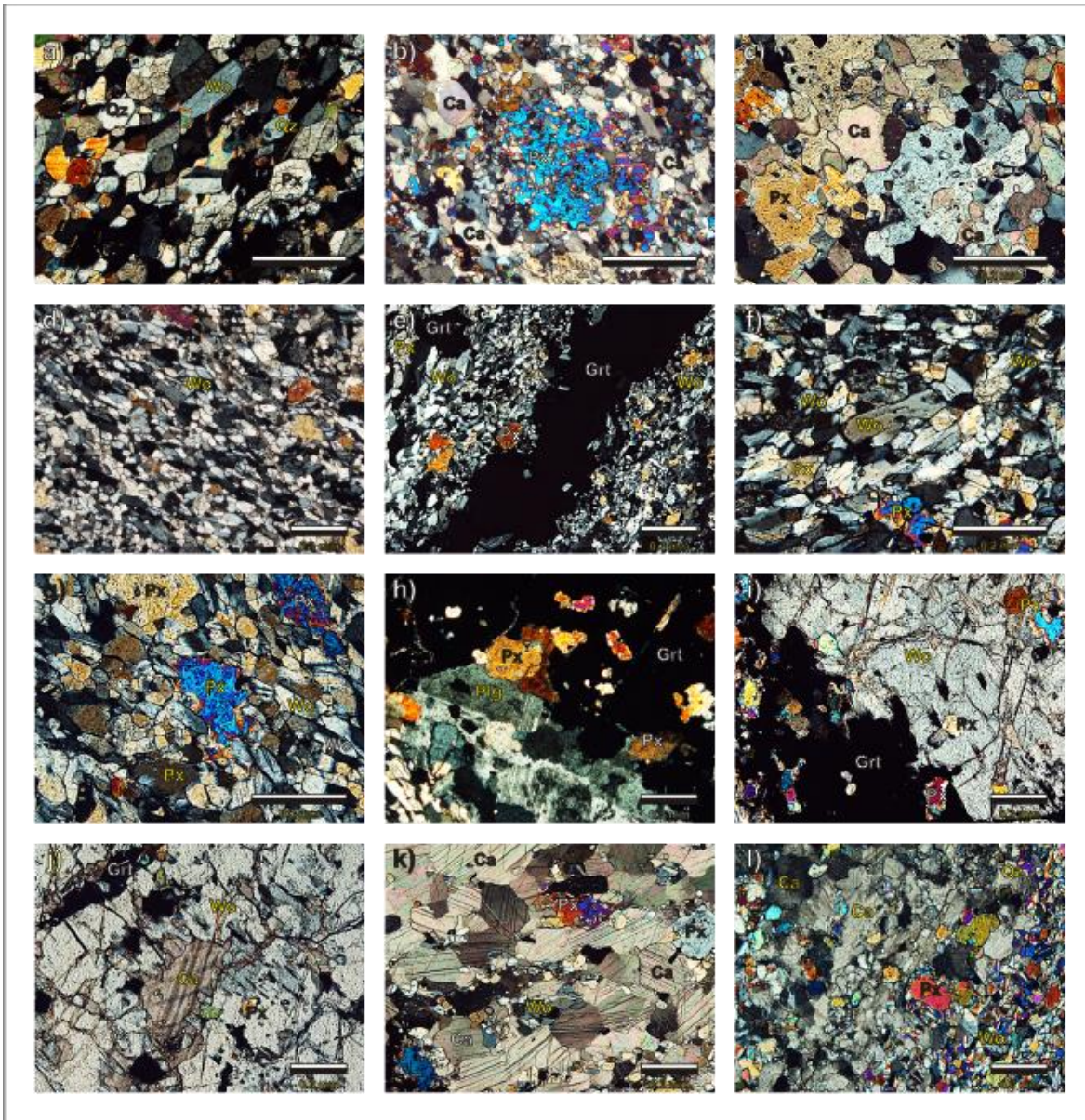


Figura 30. Rocas calcisilicadas expuestas en la Isla María Madre: a) textura granoblástica con variación a grano-nematoblástica en rocas calcisilicadas bandeadas y plegadas, b) cristal de diópsido en reacción con dolomita y pseudo-orientado al bandeamiento, c) cristales de dolomita en reacción con piroxeno y wollastonita, d) textura grano-nematoblástica de rocas calcisilicadas bandeadas en la barranca de Papelillo, e) y f) textura grano-nematoblástica en alternancia con bandas monominerales en bloques de rocas calcisilicadas inmersos en plutones de la costa oeste, g) rocas calcisilicadas bandeadas con textura grano-nematoblástica donde se observa wollastonita y diópsido, h) e i) bandas de granate en contacto con bandas de wollastonita donde se observa plagioclasa y piroxeno, j) banda de wollastonita con cristales de granate y dolomita, k) y l) mármoles impuros con piroxeno y wollastonita en bloques de la costa oeste.

5.1.2.3. Esquistos de biotita

Estas unidades fueron observadas como pequeñas intercalaciones dentro de la secuencia metasedimentaria y como bloques inmersos en el plutón tonalítico tanto en la barranca de Papelillo como en la costa oeste de la isla. La textura observable a nivel microscópico es

grano-lepidoblástica (muestra 0912, Fig. 31a; muestra 1007, Fig. 31b y muestra 1006, Figura 31c) y sugiere su derivación a partir de un protolito vulcanosedimentario de composición intermedia afectado por metamorfismo orogénico, alcanzando la facies de anfibolita y posteriormente afectado por metasomatismo. El metamorfismo orogénico registrado se caracteriza por la asociación de biotita, plagioclasa y hornblenda. En escala microscópica, estas unidades se constituyen de un mosaico granoblástico de cristales muy finos de cuarzo, biotita, plagioclasa, hornblenda, clorita, titanita y óxidos. El cuarzo es subhedral y anhedral, con bordes irregulares (muestra 0912, Fig. 31a) y está intercrecido con plagioclasa. La plagioclasa es euhedral y subhedral, a menudo se observa deformada e intercrecida con el cuarzo y pseudo-orientada paralelamente a la dirección de la foliación (muestra 1007, Fig. 31b). La biotita es euhedral y subhedral y también se dispone de manera paralela a la foliación de la roca (muestra 1006, Fig. 31c). La hornblenda aparece en algunas partes del mosaico y se presenta con formas euhedrales y subhedrales intercrecida con cuarzo y biotita (muestra 0912, Fig. 31a, muestra 1006, Fig. 31c). Como consecuencia del metasomatismo se observan cristales de piroxeno con formas subhedrales y euhedrales. Puede estar diseminado o intercrecido con cuarzo, plagioclasa y biotita (muestra 1006, Fig. 31d). Las fases accesorias como la titanita, poseen algunos bordes corroídos y se encuentran diseminadas en el mosaico o estar asociada a piroxeno y biotita (muestra 1007, Fig. 31e; muestra 0912, Fig. 31f), en tanto que los óxidos pueden encontrarse reemplazando a algunas fases como la biotita y el piroxeno. Finalmente, la clorita se observa como fase secundaria reemplazando a la biotita y la hornblenda (muestra 0912, Fig. 31f).

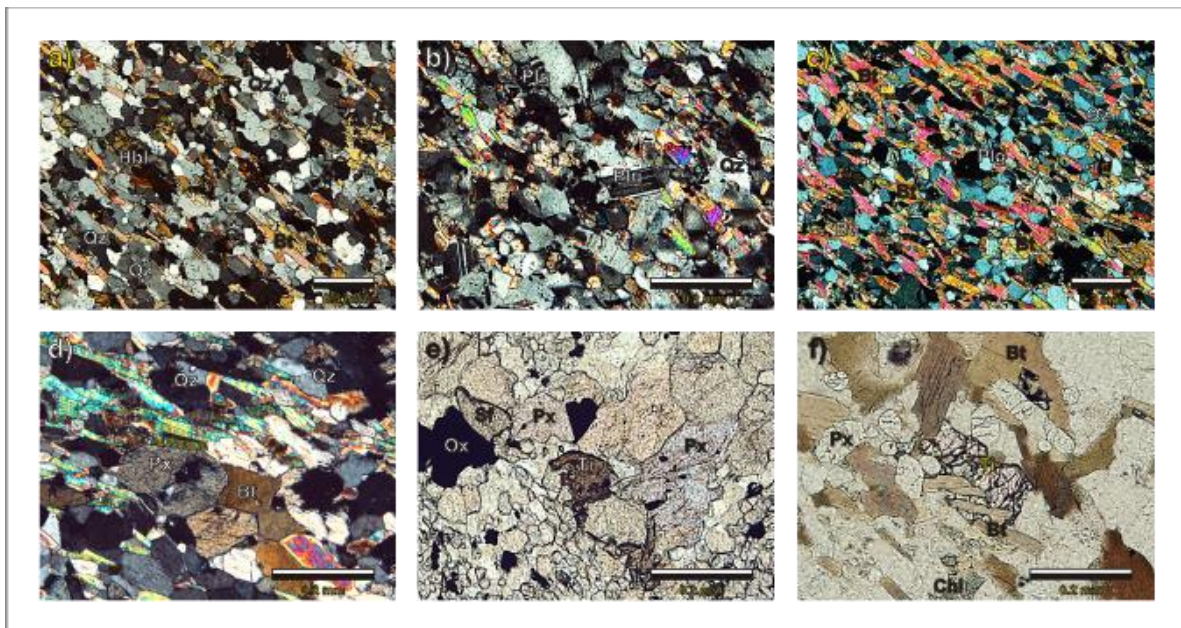


Figura 31. Fotomicrografía de esquistos de biotita: a) textura grano-lepidoblástica, b) cristales de plagioclasa pseudo-orientados paralelamente a la foliación, c) biotita intercrecida con cuarzo orientada, d) hornblenda euhedral intercrecida con biotita, e) titanita anhedral y piroxeno, y f) titanita subhedral asociada a biotita parcialmente cloritizada.

5.2. Rocas plutónicas

En la Isla María Madre, las rocas plutónicas de composición intermedia son las más abundantes. Las variaciones de las abundancias mineralógicas permitieron clasificarlas como tonalitas y cuarzo-monzodioritas, granodioritas y granitos. La clasificación de rocas plutónicas, diques e inclusiones máficas se realizó utilizando el diagrama triangular propuesto por Streckeisen (1976) y mostrado en la Figura 32. En el caso de los diques máficos, se construyó el diagrama ternario propuesto por Le Maitre *et al.* (1989). Los resultados del conteo modal se muestran en la Tabla 3 (Anexo).

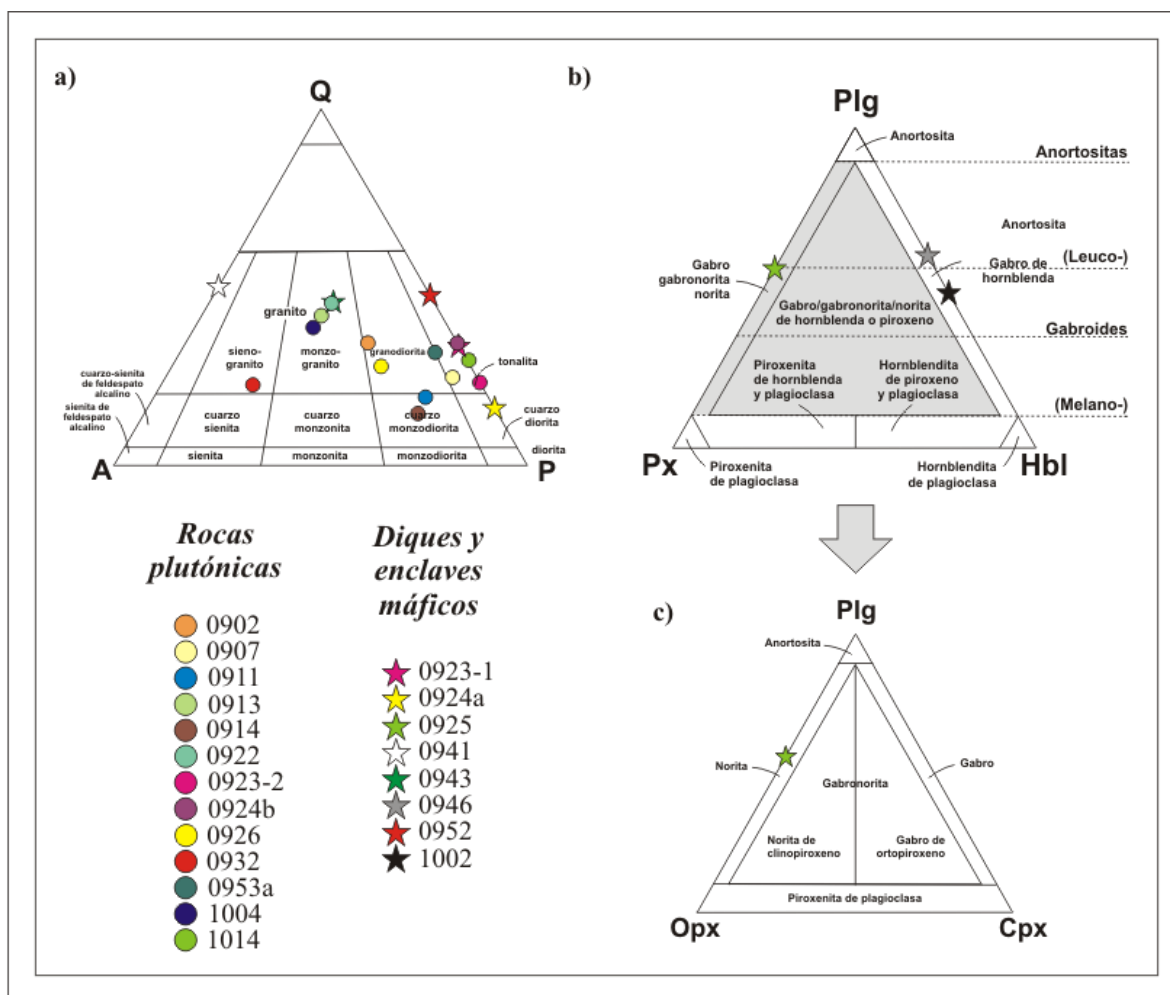


Figura 32. Clasificación modal de rocas plutónicas, diques y enclaves máficos: a) Diagrama de Streckeisen (1976) para la clasificación modal de rocas plutónicas en función del contenido de cuarzo (Q), plagioclasa (P) y feldespato alcalino (A); b) diagrama ternario para la clasificación modal de rocas gabríticas propuesto por Le Maitre *et al.* (1989) en función del contenido de plagioclasa (Plg), piroxeno (Px) y hornblenda (Hbl); c) representación de la zona sombreada para la clasificación de rocas gabríticas en función del contenido de ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx) y plagioclasa (Plg) (Le Maitre, 2002).

5.2.1. Tonalitas

A nivel microscópico, las tonalitas presentan textura holocristalina inequigranular con tamaño de grano medio a grueso (muestra 0924b, Fig. 33a; muestra 0953a, Fig. 33b y c). Están conformadas por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, hornblenda, clorita y epidota. En este mosaico, el cuarzo presenta formas subhedrales y anhedrales (muestra 0924b, Fig. 33a), con extinción ondulante (muestra 0953a, Fig. 33b) y puede estar intercrecido con plagioclasa y feldespato potásico (muestra 0953a, Fig. 33c). La plagioclasa es la fase más abundante presentándose en cristales euhedrales y subhedrales de gran tamaño zonados (muestra 0923-2, Fig. 33d), y maclados (muestra 0924b, Fig. 33e). El feldespato potásico en esta roca es la microclina (muestra 0953a, Fig. 33b), con textura de enrejado, característica de esta fase (muestra 0953a, Fig. 33b y c), o bien, con texturas gráficas (muestra 0953a, Fig. 33c). Tanto la plagioclasa como el feldespato pueden estar alterados a sericita en menor grado, o bien, asociados con algunos cristales de epidota secundaria con habito radial (muestra 1014, Fig. 33f). Los minerales máficos en estas unidades están representados por biotita y hornblenda (muestra 0907, Fig. 33g; muestra 0923-2, Fig. 33h). La hornblenda es abundante. Se observa con formas euhedrales y subhedrales o en glomerocristales (muestra 0924b, Fig. 33i), asociada a óxidos y con menor reemplazamiento por clorita (muestra 0924b, Fig. 33j). La biotita también es abundante, con formas euhedrales y subhedrales que pueden estar parcialmente reemplazadas por clorita secundaria y asociada a titanita (muestra 0924b, Fig. 33k). Como minerales accesorios se tienen principalmente titanita, zircón y apatito. La titanita es la fase accesoría más abundante, presenta formas subhedrales y anhedrales, y está diseminada o asociada a los minerales máficos mencionados (muestra 0924b, Fig. 33j y k). Respecto al zircón y apatito, dichas fases se observan como inclusiones en plagioclasa y biotita (muestra 0953a, Fig. 33l).



Figura 33. Fotomicrografías de tonalitas: a) y b) Textura holocristalina inequigranular, c) feldespato potásico con textura gráfica, d) fenocristal de plagioclasa zoneada, e) plagioclasa con maclas de albita e intercrecimiento de hornblenda, f) epidota de origen secundario con hábito radial, g) y h) hornblenda y biotita subhedrales, i) glomerocristales de hornblenda, j) titanita subhedral asociada a biotita parcialmente cloritizada, k) titanita subhedral asociada a biotita y hornblenda, y l) inclusiones de zircón y apatito en biotita y plagioclasa, respectivamente.

5.2.2. Cuarzo-monzodioritas

A nivel microscópico, las cuarzo-monzodioritas (muestras 0911 y 0914) presentan textura holocristalina inequigranular de grano medio a grueso y se constituyen por un mosaico de cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato, biotita y hornblenda (muestra 0911, Fig. 34a y b). El cuarzo tiene forma anhedral y con respecto a las tonalitas se presenta en menor abundancia (muestra 0911, Fig. 34a). La plagioclasa es abundante y posee formas euhedrales, maclas de albita, texturas zoneadas y algunos intercrecimientos de aspecto vermicular (muestra 0914, Fig. 34c). El feldespato potásico es principalmente microclina aunque también es posible observarlo con texturas simplectíticas e intercrecido con cuarzo

y plagioclasa (muestra 0914, Fig. 34c). Otra fase importante es la biotita euhedral y subhedral que puede estar en pequeños cúmulos (muestra 0911, Fig. 34b), asociada a hornblenda, epidota secundaria y parcialmente reemplazada por clorita (muestra 0914, Fig. 34d y e). Por último, el anfíbol es euhedral y subhedral. Puede estar asociado a óxidos o parcialmente cloritizado y asociado a epidota secundaria (muestra 0914, Fig. 34e y f). En estas unidades, la titanita está presente, ya sea diseminada (muestra 0914, Fig. 34g y h), o asociada a óxidos y hornblenda. Las fases accesorias como el zircón y el apatito fueron observadas como inclusiones en biotita y cuarzo (muestra 0911, Fig. 34i).

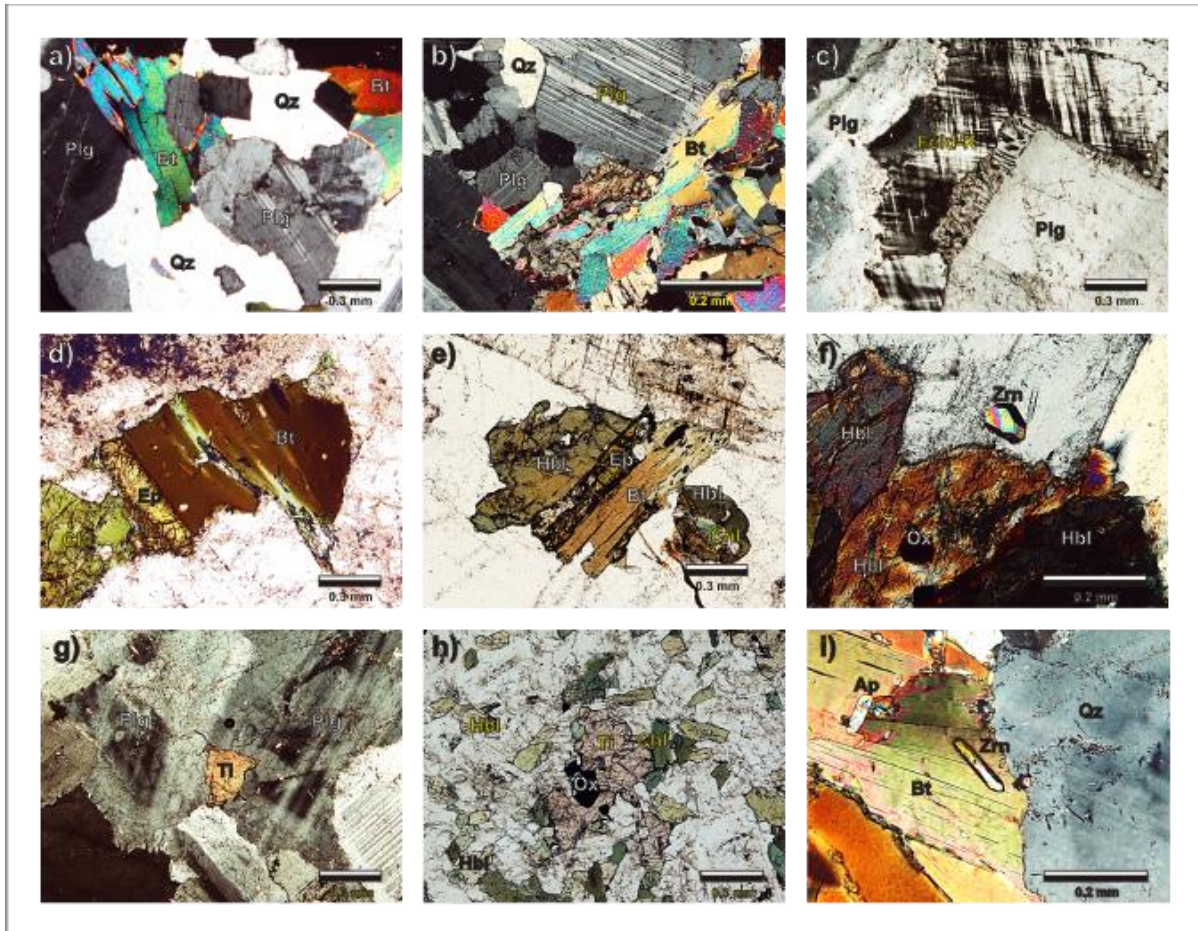


Figura 34. Fotomicrografía de cuarzo-monzodioritas: a) textura holocristalina inequigranular, b) glomerocristales de biotita, c) microclina con textura de enrejado y plagioclasa con textura mirmequítica, d) y e) biotita asociada a hornblenda parcialmente reemplazadas por clorita y epidota, f) hornblenda asociada a óxidos, g) titanita subhedral diseminada en plagioclasa subhedral, h) titanita asociada a óxidos y biotita cloritizada, e i) inclusiones de zircón y apatito en biotita.

5.2.3. Granodioritas

A nivel microscópico estas rocas poseen una textura granofírica (muestra 0902, Fig. 35a; muestra 0926, Fig. 35b) conformada por un mosaico inequigranular de cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, anfíbol, titanita, clorita, óxidos y carbonato secundario en menor cantidad. Todas estas fases están incluidas en una mesostasis de cristales con textura simplectítica. El cuarzo en esta unidad es escaso, tiene formas anhedrales y puede observarse en su mayoría intercrecido con fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico (muestra 0926, Fig. 35b; muestra 0902, Fig. 35c). La plagioclasa se

observa con formas euhedrales y subhedrales alteradas parcialmente a sericita (muestra 0902, Fig. 35d). El feldespato potásico constituye una parte importante del mosaico que define la textura de esta roca y suele presentarse con textura micrográfica (muestra 0926, Fig. 35b y e). Por otra parte, los minerales máficos están representados por anfíbol y biotita. El anfíbol es el más abundante, generalmente posee formas euhedrales y subhedrales (muestra 0902, Fig. 35f y g), con reemplazamiento parcial por clorita y óxidos (muestra 0902, Fig. 35h). La biotita es escasa y se encuentra parcialmente alterada a clorita y asociada a óxidos (muestra 0902, Fig. 35i). Otra fase secundaria presente en esta unidad es la epidota, comúnmente observada como producto de alteración de la plagioclasa y el feldespato potásico (muestra 0926, Fig. 35j). Como mineral accesorio principal, se tiene la titanita con formas subhedrales y diseminada en toda la unidad (muestra 0926, Fig. 35k; muestra 0902, Fig. 35l).

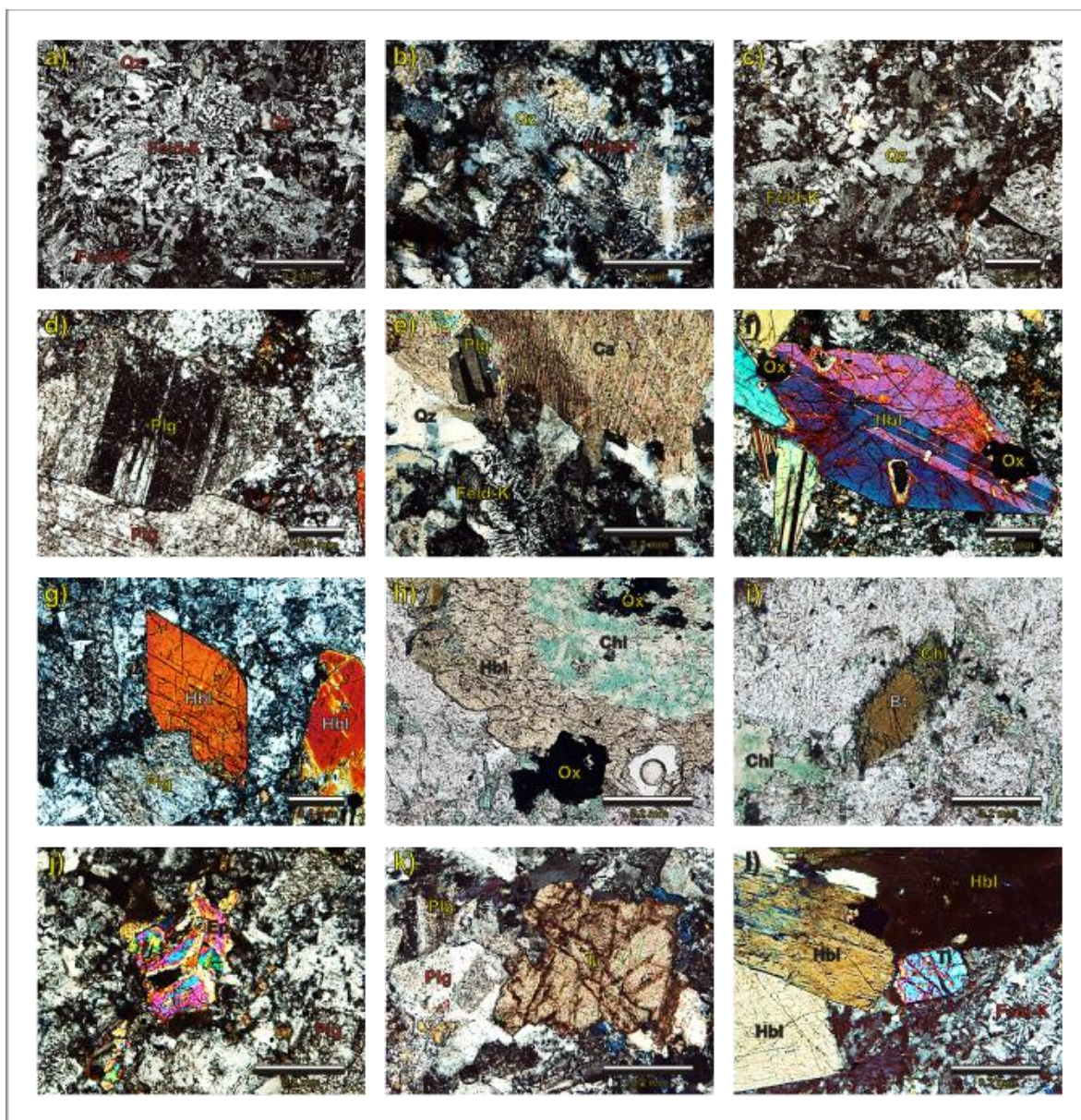


Figura 35. Fotomicrografía de granodioritas en sección delgada: a) textura granofirica, b) feldespato potásico con textura micrográfica parcialmente alterado a sericita y en contacto con cuarzo, c) textura simplectítica donde se observan cristales de cuarzo y feldespato potásico, d) plagioclasa euhedral parcialmente alterada a sericita, e) feldespato potásico con textura micrográfica en contacto con cuarzo y carbonato secundario, f) y g) hornblenda euhedral con algunos cristales parcialmente reemplazados por óxidos, h) hornblenda parcialmente reemplazada por óxidos y clorita, i) biotita subhedral parcialmente cloritizada, j) epidota secundaria, k) y l) titanita subhedral diseminada en la roca y asociada a hornblenda.

5.2.4. Granitos

Los granitos *sensu stricto* son rocas holocristalinas inequigranulares cuyo tamaño de grano varía de medio a grueso. La textura de estas rocas se conforma por un mosaico de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita (muestra 0922, Fig. 36a; muestra 1004, Fig. 36b; muestra 0913, Fig. 36c). El cuarzo es abundante y se observa con formas subhedrales y anhedrales, con bordes irregulares y extinción recta y ondulante (muestra 1004, Fig. 36b; muestra 0913, Fig. 36c). La plagioclasa se presenta con formas euhedrales y subhedrales. Puede presentar maclas de albita (muestra 0932, Fig. 36d) y de Carlsbad (muestra 1004, Fig. 36e), así como zoneamiento y desarrollo de mirmequitas (muestra 0913, Fig. 36f y g). Comúnmente se encuentra alterada a sericita. El feldespato potásico es microclina (muestra 0913, Fig. 36h), sin embargo, también se identificaron texturas pertíticas y micropertíticas (muestra 0913, Fig. 36h; muestra 0922, Fig. 36i). La biotita se presenta en menor cantidad como cristales euhedrales y subhedrales intercrecidos con cuarzo (muestra 0913, Fig. 36j; muestra 0922, Fig. 36k) y ocasionalmente reemplazada por clorita y asociada a óxidos (muestra 0922, Fig. 36k y l). Otras fases secundarias son la epidota como producto de la alteración de feldespatos y algunos óxidos reemplazando biotita. Como minerales accesorios se tiene la presencia de titanita diseminada (muestra 0922; Fig. 36k), así como zircón y apatito observados como inclusiones (muestra 0922; Fig. 36l).

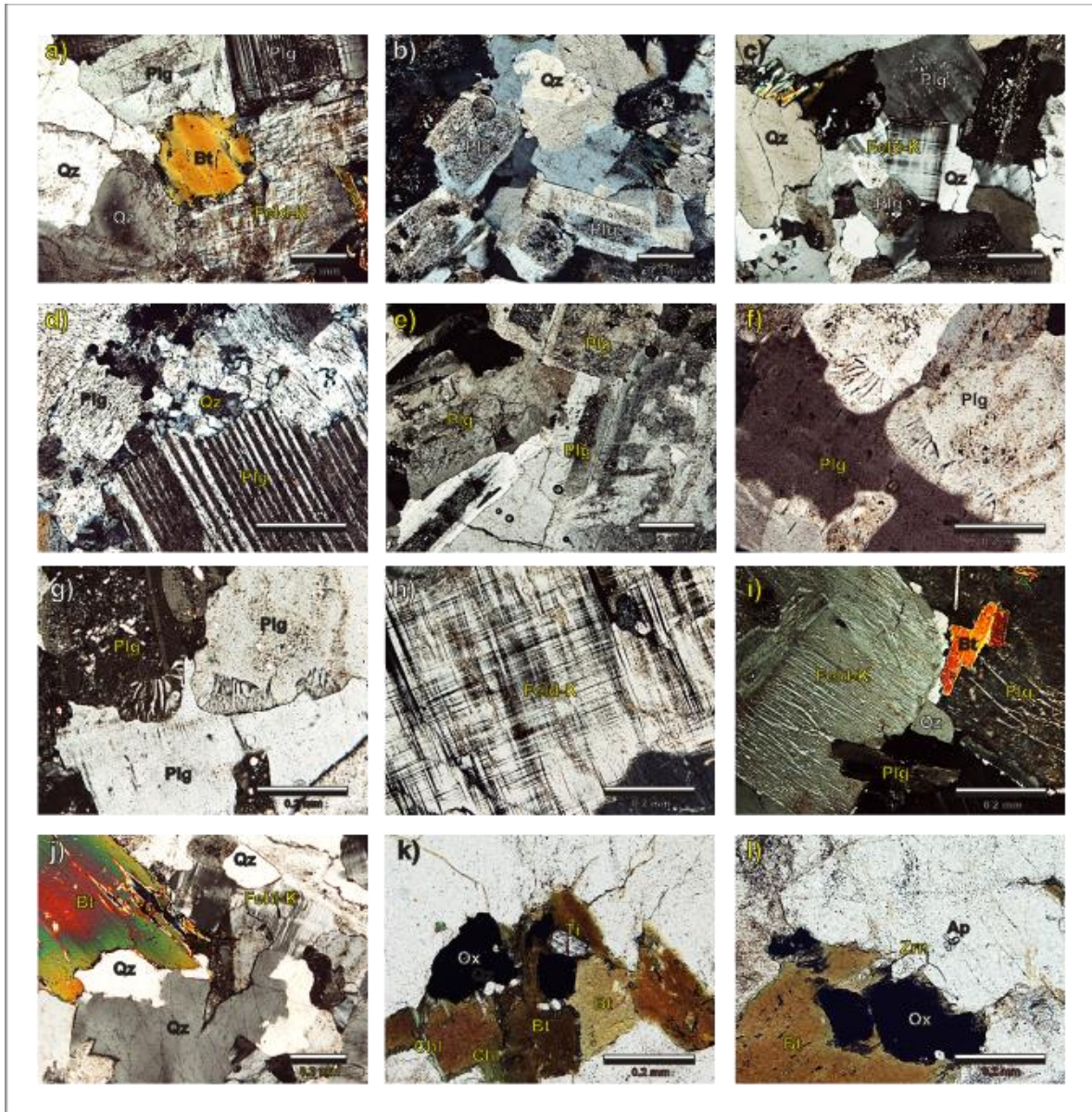


Figura 36. Fotomicrografía de granitos en lámina delgada: a) textura holocristalina inequigranular conformada por cuarzo, plagioclasa, microclina y biotita, b) cuarzo con extinción recta intercrecido con plagioclasa subhedral parcialmente alterada a sericita, c) cuarzo anhedral intercrecido con microclina, d) plagioclasa subhedral con maclas de albita, e) cristales de plagioclasa subhedral parcialmente alterados a sericita, f) y g) plagioclasa con desarrollo de mirmequitas en sus bordes, h) microclina con textura de enrejado, i) feldespato potásico con textura pertítica y micropertítica, j) biotita intercrecida con cuarzo y microclina, k) titanita subhedral asociada a biotita y óxidos, y l) inclusiones de zircón y apatito en biotita y plagioclasa, respectivamente.

5.3. Diques y enclaves máficos

5.3.1. Diques félsicos

Dentro de este grupo de diques fueron identificados dos tipos principales: el primero se constituye por un cuerpo pegmatítico expuesto en la zona donde afloran las rocas metamórficas ortogénicas (muestra 0941), y cuya extensión se desconoce. En escala microscópica, este cuerpo posee una textura pegmatítica holocristalina de grano muy grueso en la que se observaron cristales de turmalina euhedral que alcanzan tamaños de centímetros (muestra 0941, Fig. 37a y b), asociados con algunos óxidos y en contacto con

crisales de cuarzo, plagioclasa y feldespatu potásico (muestra 0941, Fig. 37c). El cuarzo tiene formas anhedrales, presenta extinción ondulante y está intercrecido con plagioclasa y feldespatu potásico. La plagioclasa es escasa y se observa como pequeños crisales subhedrales con bordes irregulares (muestra 0941, Fig. 37c). Por último, el feldespatu potásico es microclina euhedral y subhedral con textura de enrejado (muestra 0941, Fig. 37d).

El segundo tipo de diques félsicos está conformado por algunos cuerpos aplíticos tabulares que fueron emplazados en algunos planos de falla que afectaron a las rocas plutónicas de composición intermedia (muestra 0943, Fig. 11). Estos diques poseen una textura inequigranular holocristalina de grano fino y se componen por un mosaico cristalino de cuarzo, plagioclasa, feldespatu (muestra 0943, Fig. 37e, f y g). Como fases accesorias (escasas) se tiene la presencia de biotita y muscovita. El cuarzo en estos diques es abundante, con forma anhedral, bordes irregulares y extinción ondulante y recta (muestra 0943, Fig. 37g). La plagioclasa es generalmente subhedral y puede tener maclas de albita o Carlsbad, así como algunos intercrecimientos con el cuarzo formando mirmequitas (muestra 0943, Fig. 37f, g y h). El feldespatu potásico es microclina euhedral y subhedral con textura gráfica y de enrejado (muestra 0943, Fig. 37f y g). Tanto la microclina como la plagioclasa pueden presentar alteración a sericita. Por último, las fases accesorias son muy escasas. La biotita se presenta en crisales subhedrales de tamaño menor (muestra 0943, Fig. 37h e i) y puede estar reemplazada por clorita y asociada a algunos óxidos de origen secundario. La muscovita se observa también como crisales subhedrales muy pequeños y en muy poca cantidad asociada a biotita y clorita (muestra 0943, Fig. 37i).

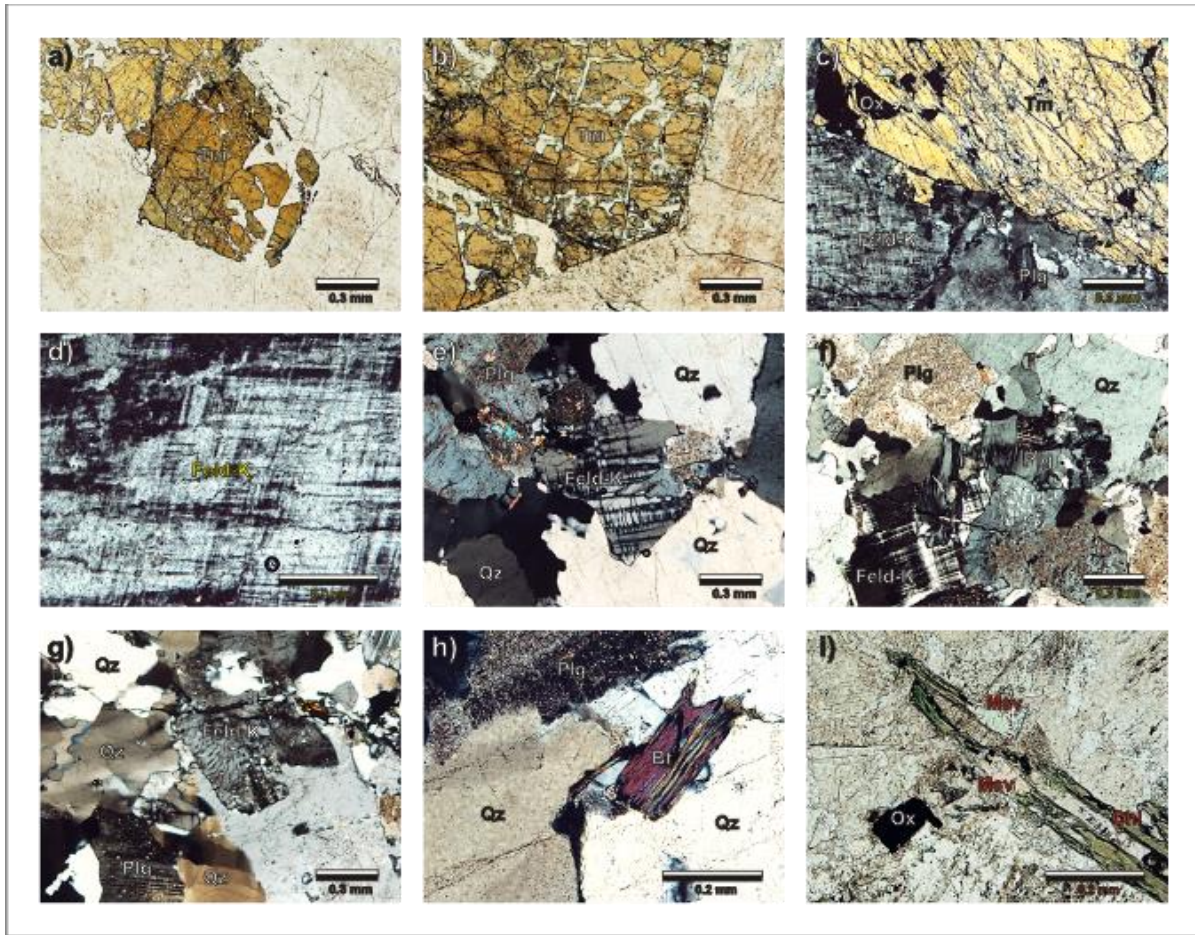


Figura 37. Fotomicrografía de diques félsicos en sección delgada: a) y b) textura pegmatítica holocrystalina donde se observan cristales euhedrales de turmalina de gran tamaño, c) cristales de plagioclasa, cuarzo y microclina asociados a óxidos y turmalina, d) microclina con textura de enrejado, e) textura inequigranular holocrystalita de dique aplítico, f) plagioclasa con alteración parcial a sericita y textura mirrequitica en contacto con microclina, g) cuarzo con extinción ondulante y feldespato potásico con textura micrográfica, h) biotita accesoria en contacto con cuarzo anhedral, e i) muscovita asociada a biotita alterada a clorita y óxidos.

5.3.2. Enclaves máficos

Como se ha mencionado previamente, las rocas plutónicas incluyen enclaves máficos con formas irregulares (muestras 0923-1, 0924a y 0952, Figs. 8c y 12b) inmersas en las rocas tonalíticas (muestras 0923-2 y 0924b) expuestas en la costa noroeste del área de estudio. Modalmente estos enclaves fueron clasificados como tonalitas (muestras 0923-1 y 0952, fig. 32) y cuarzo-dioritas (muestra 0924a, fig. 32). En escala microscópica la textura es inequigranular holocrystalina y consiste de cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita, hornblenda, titanita y clorita (Muestra 0923-1, Fig. 38a). En el caso de la muestra 0952 (Fig. 38b), este enclave presenta variación textural en algunas partes observándose como un mosaico granoblástico con evidencias de cataclasis sin orientación preferencial y conservando las fases minerales formadoras tales como cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita. La fase mineral más abundante todas las inclusiones es la plagioclasa, que se presenta con formas euhedrales y subhedrales, con textura zoneada, parcialmente alterada a sericita (muestra 0924a, Fig. 38c y d), e inclusive con algunos bordes de disolución en el caso del enclave 0952 (Fig. 38b). El cuarzo es menos abundante con respecto a la

plagioclasa. Posee formas subhedrales y anhedrales, y algunos bordes irregulares e intercrecimiento con plagioclasa en la muestra deformada (muestra 0952, Fig. 38b). Otras fases importantes son la biotita y la hornblenda (muestra 0924a, Fig. 38e). La biotita es abundante, con forma euhedral y subhedral cuyos cristales varían en tamaño y pueden estar parcialmente reemplazados por clorita (muestra 0923-1, Fig. 38f). La hornblenda se observa generalmente con formas euhedrales y subhedrales asociada a óxidos y también reemplazada por clorita (muestra 0924a, Fig. 38g). Como minerales accesorios se tiene titanita con formas subhedrales asociada generalmente a biotita y hornblenda (muestra 0923-1, Fig. 38h). Finalmente, el zircón (muestra 0923-1, Fig. 38i) y apatito se encuentran incluidos en cuarzo y biotita.

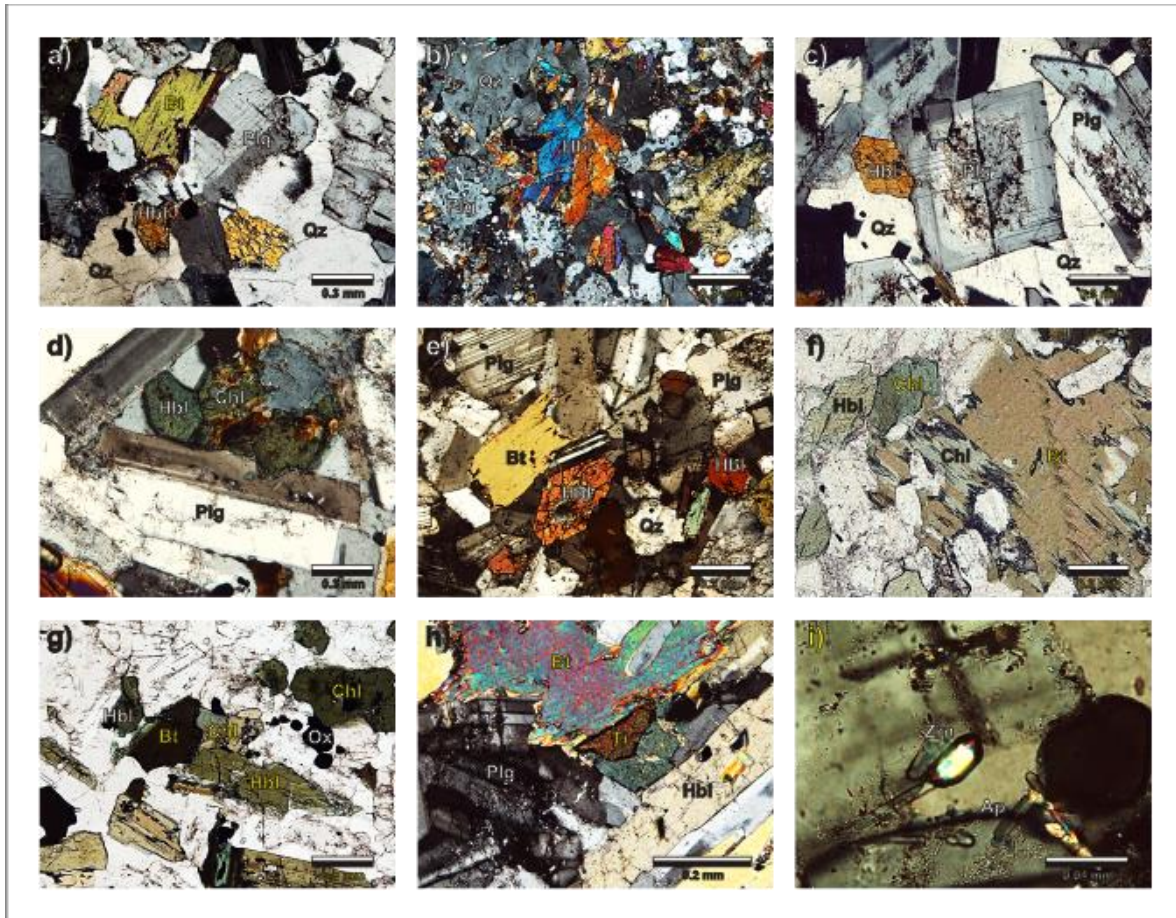


Figura 38. Fotomicrografía de enclaves máficos en rocas tonalíticas: a) textura inequigranular holocrystalina donde se observan las fases formadoras, b) variación textural en enclave donde se observan cristales de cuarzo, hornblenda y plagioclasa, c) plagioclasa euhedral con zoneamiento y alteración parcial a sericita, d) plagioclasa euhedral asociada a anfíbol parcialmente cloritizado, e) hornblenda euhedral y biotita en enclave, f) y g) biotita y hornblenda parcialmente cloritizadas y asociadas a óxidos, h) titanita subhedral asociada a biotita y hornblenda, e i) inclusiones de zircón y apatito en plagioclasa.

5.3.3. Diques diabásicos

Estas unidades están representadas por tres cuerpos máficos modalmente clasificados como gabros (muestras 0946 y 1002; Fig. 32), y una norita (muestra 0925; Fig. 32). Por sus características texturales en escala de afloramiento, han sido clasificadas como diabasas. El primero de ellos corresponde al cuerpo semivertical identificado en la costa noroccidental de la isla (muestra 0925, Fig. 12a). El segundo dique constituye el cuerpo máfico expuesto en el extremo sur de la isla (muestra 1002, Fig. 12d), y que, como se mencionó anteriormente, es posible que su origen esté relacionado con los cuerpos máficos interestratificados con los sedimentos de la arenisca Isla Magdalena (Fig. 16c). La tercera unidad se expone en la localidad Arroyo Hondo (muestra 0946), sin embargo, como se mencionó con anterioridad, debido a la presencia de cobertura vegetal, no fue posible determinar su extensión.

En escala microscópica, el dique de la costa noroeste presenta textura pilotaxítica seriada (muestra 0925, Fig. 39a y b) y con variación a textura porfídica hipocristalina. Está compuesto por una matriz microlítica de plagioclasa y piroxeno orientados e intercrecidos que rodean a fenocristales y microfenocristales de plagioclasa y piroxeno con pseudo-orientación paralela a la dirección de flujo (muestra 0925, Fig. 39b). La plagioclasa es euهدral y subهدral y presenta algunas evidencias de disolución y alteración parcial a sericita (muestra 0925, Fig. 39c). En algunos casos, estos cristales se encuentran orientados paralelamente a la dirección de flujo. El piroxeno en esta unidad es euهدral y subهدral (muestra 0925, Fig. 39a y b). Tiene tamaño de microfenocristal y fenocristal, y comúnmente está asociado a algunos óxidos o parcialmente reemplazado por clorita (muestra 0925, Fig. 39d).

En lo que respecta a los diques de la costa sur y la localidad Arroyo Hondo, estas unidades poseen textura porfídica hipocristalina (muestra 1002, Fig. 39e, muestra 0946; Fig. 39f) formada por una matriz de vidrio, microlitos de plagioclasa, hornblenda, piroxeno y óxidos intercrecidos que rodean a microfenocristales euهدrales de plagioclasa parcialmente alterada a sericita (muestra 1002, Fig. 39e, muestra 0946; Fig. 39f). En algunas partes de la lámina se observaron intercrecimientos de microlitos de plagioclasa, hornblenda, y óxidos (muestra 1002, Fig. 39g) que le dan un aspecto subofítico a la textura. En otros casos, los minerales máficos han sido totalmente alterados a clorita asociada a cuarzo de origen secundario, el cual se observa relleno de algunos intersticios entre estos cristales y la matriz hipocristalina (muestra 0946; Fig. 39h; muestra 1002, Fig. 39i y j). Otra fase secundaria presente en gran cantidad es la epidota, cuyos cristales se observan reemplazando tanto a la plagioclasa como a los minerales máficos y asociada a óxidos y clorita (muestra 0946, Fig. 39k y l).



Figura 39. Fotomicrografía de diques diabásicos en la Isla María Madre: a) textura pilotaxítica seriada con variación a textura porfídica, b) cristales de plagioclasa y piroxeno pseudo-orientados a la dirección de flujo, c) plagioclasa con evidencias de disolución y pseudo-orientación, d) piroxeno parcialmente reemplazado por clorita, e) y f) plagioclasa euhedral con evidencias de disolución y parcialmente alterada a sericita, g) glomerocristal de hornblenda, plagioclasa y óxidos, h) e i) clorita y cuarzo secundario relleno de cavidades, j) cuarzo secundario en cavidad rodeado de matriz hipocristalina, k) y l) óxidos y epidota de origen secundario reemplazando a minerales máficos y plagioclasa, respectivamente.

5.3.4. Dique máfico alterado

Este dique corresponde al cuerpo semivertical alterado por hidrotermalismo expuesto en la costa sur (muestras 0901 y 0931, Fig. 12c). En sección delgada, este dique se compone principalmente de fases originadas por alteración hidrotermal. A pesar de que tales procesos modificaron la mayor parte de las estructuras primarias de esta roca, fue posible identificar relictos de una textura porfídica (muestra 0901, Fig. 40a), cuyos componentes han sido parcialmente reemplazados por cuarzo de origen secundario (muestra 0901, Fig.

40b). Esta matriz rodea a cristales de anfíbol en su mayoría reemplazados por clorita (muestra 0931, Fig. 40c). Otra fase secundaria y muy abundante es la epidota, que puede encontrarse intercrecida con el cuarzo de la matriz y asociada a algunos minerales opacos diseminados (muestra 0901, Fig. 40d) o asociada a clorita (muestra 0931, Fig. 40e). En algunas partes de la lámina también se identificaron algunas vetas de calcita de origen secundario con la presencia de minerales opacos (pirita) diseminados (muestra 0931, Fig. 40f). Por sus características, el análisis modal de esta unidad se descartó, sin embargo, en el presente trabajo ha sido clasificado como basalto.

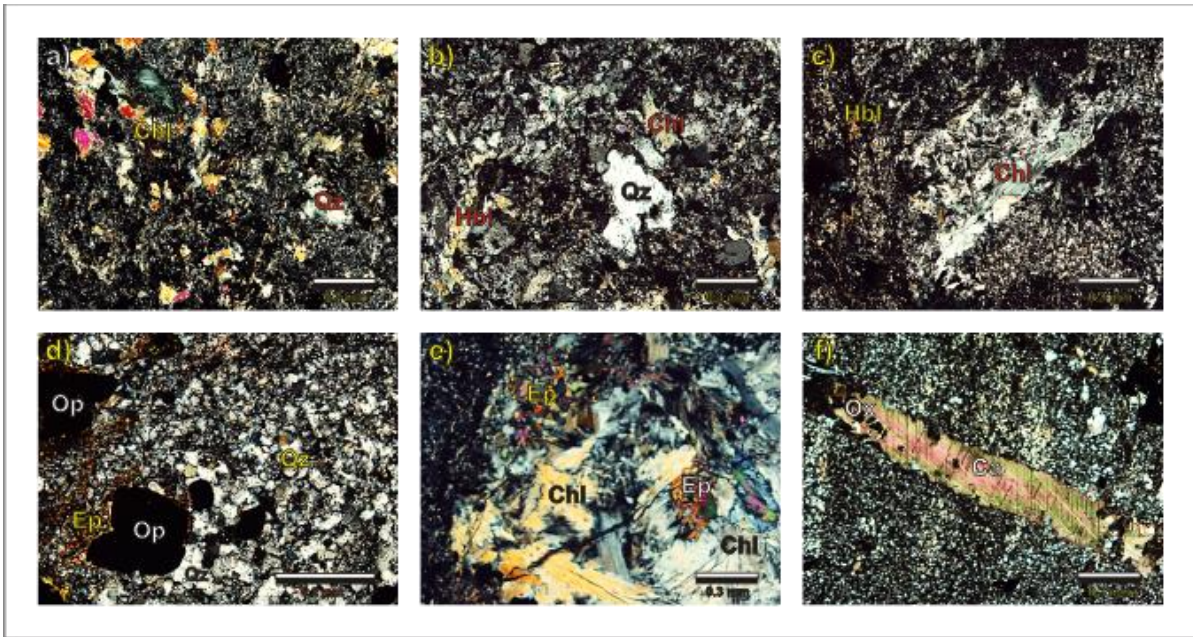


Figura 40. Fotomicrografía de dique máfico alterado en sección delgada: a) y b) textura porfídica conformada por una matriz vítrea donde se observan epidota y cuarzo de origen secundario, c) hornblenda reemplazada por clorita diseminada, d) cuarzo secundario asociado a minerales opacos y epidota, e) clorita y epidota secundarias, y f) veta de carbonato secundario con presencia de óxidos.

5.4. Rocas volcánicas

Para la clasificación modal de rocas volcánicas, se utilizó el diagrama triangular propuesto por Streckeisen (1976) y adaptado por Le Maitre *et al.* (1989) el cual se muestra en la Figura 41. Las abundancias de las fases minerales se presentan en la Tabla 3 (Anexo).

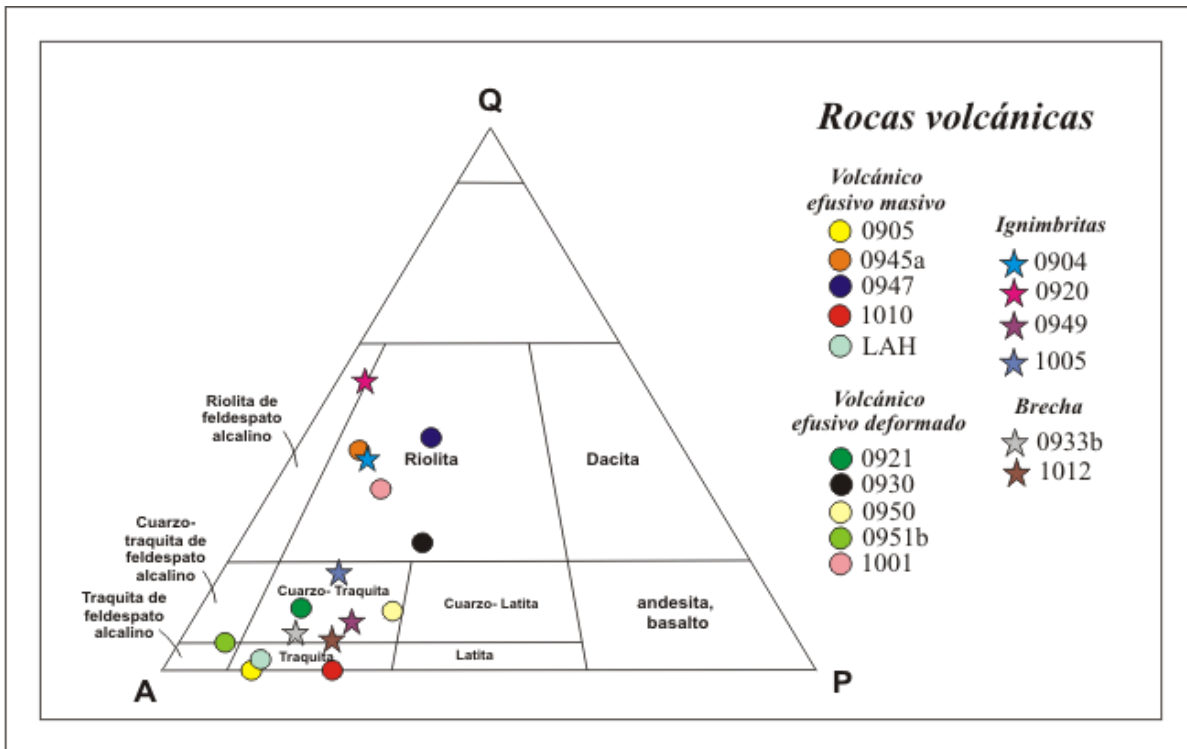


Figura 41. Diagrama de Streckeisen (1976) para la clasificación modal de rocas volcánicas propuesto por Le Maitre *et al.* (1989).

5.4.1. Rocas volcánicas explosivas

5.4.1.1. Ignimbritas

En el grupo de las rocas volcánicas de origen explosivo se encuentran unidades de ignimbritas distribuidas en la porción centro y noroeste de la isla (Fig. 13a, b y c). Modalmente, estas unidades han sido clasificadas como riolitas (muestras 0904 y 0920, Fig. 41) y cuarzo-traquitas (muestras 0949 y 1005, Fig. 41).

En escala microscópica, estas rocas son hialocristalinas, con una textura eutaxítica (muestra 0904, Fig. 42a y b), conformada por una matriz vítrea donde se observan bandas de flujo y estructuras de tipo '*fiamme*'. Esta matriz rodea a cristales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, muscovita y óxidos (muestra 0904, Fig. 42a y b). El cuarzo en esta roca es predominantemente anhedral, con tamaño de microfenocrystal y microlitos con algunos bordes corroídos (muestra 1005, Fig. 42c). La plagioclasa se observa en fenocristales y microfenocristales euhedrales y subhedrales, con maclas de albita y con poca alteración a sericita (muestra 0904, Fig. 42d y e). El feldespato potásico (sanidino) en estas rocas es abundante. Tiene tamaño de microfenocristales y fenocristales con formas euhedrales y subhedrales parcialmente alterados a sericita y con algunos bordes de reacción (muestra 0920, Fig. 42f y g; muestra 1005, Fig. 42h). Otros minerales presentes en esta unidad son epidota y sericita productos de alteración de la plagioclasa y el feldespato. Esta fase se observa diseminada en la matriz o bien, rellenando algunas cavidades asociada a cuarzo secundario y óxidos (muestra 0904, Fig. 42i y j). Por otra parte, los minerales máficos, se encuentran reemplazados en su totalidad por clorita y óxidos (muestra 0904, Fig. 42k). En

la matriz también se identificaron inmersos algunos líticos de rocas volcánicas con textura porfídica (muestra 0949, Fig. 42l).



Figura 42. Fotomicrografía de unidades ignimbríticas en sección delgada: a) y b) textura eutaxítica donde se observan estructuras de tipo “fiamme”, c) cristal de cuarzo anhedral con algunos bordes corroídos inmerso en la matriz, d) y e) plagioclasa subhedral con maclas de albita y pseudo-orientada a la dirección de flujo, f) y g) cristales de sanidino euhedrales parcialmente alterados a sericita, h) sanidino subhedral con bordes de reacción y disolución, i) sanidino alterado a epidota asociada a óxidos, j) cuarzo y epidota relleno una estructura de tipo “fiamme”, k) clorita y óxido reemplazando cristal máfico, y l) lítico de roca volcánica, cuarzo y plagioclasa rodeados por matriz con clorita y epidota diseminadas.

5.4.1.2. Brecha volcánica

Otra unidad de rocas volcánicas explosivas en la Isla María Madre corresponde a la brecha identificada en la barranca Papelillo (muestra 0933b, Fig. 13d) y en la porción centro-sur de la Isla (muestra 1012). En escala microscópica, esta unidad es hialocristalina con textura piroclástica. Se compone de una matriz vítrea con microlitos y minerales arcillosos

(productos de alteración) que rodean a líticos de rocas volcánicas y metasedimentarias, así como microfenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y hornblenda (muestra 1012, Fig. 43a). El cuarzo en estas rocas es subhedral y anhedral, tiene tamaño de microfenocristal y microlito. A menudo presenta bordes angulosos y subangulosos e inclusive puede estar totalmente re trabajado y tener aspecto subredondeado (muestra 0933b, Fig. 43b; muestra 1012, Fig. 43c). La plagioclasa se observa en microfenocristales con formas euhedrales y subhedrales con poca alteración a sericita (muestra 0933b, Fig. 43d). El feldespato potásico se presenta como fenocristales y microfenocristales de sanidino, con formas euhedrales y subhedrales (muestra 0933b, Fig. 43e y f), que al igual que el cuarzo tienen algunos bordes irregulares y bordes de disolución (muestra 1012, Fig. 43g). Por otra parte, los minerales máficos están representados por microfenocristales y microlitos de hornblenda euhedral y subhedral reemplazada por clorita (muestra 0933b, Fig. 43h). Otras fases secundarias presentes son la epidota y algunos óxidos diseminados en la matriz (muestra 1012, Fig. 43i).

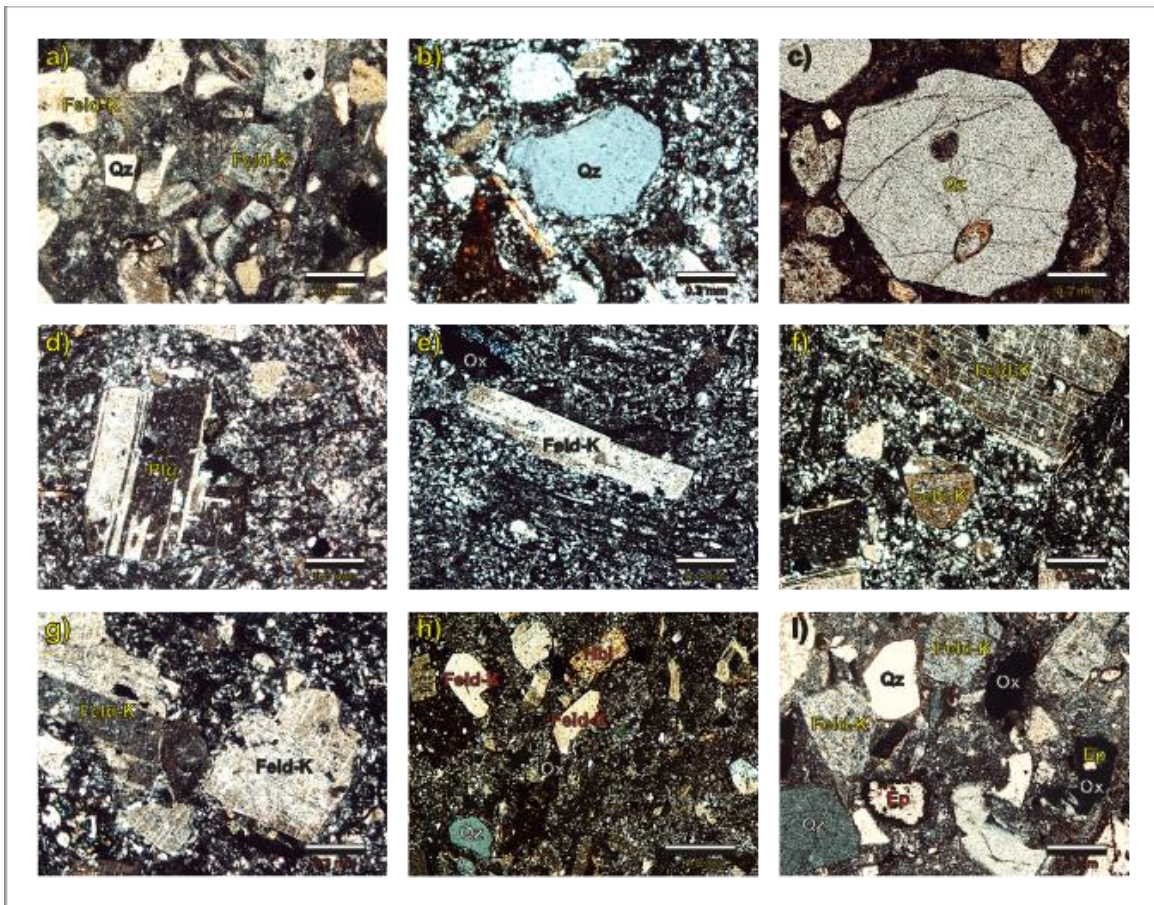


Figura 43. Fotomicrografía de brecha volcánica en sección delgada: a) textura porfídica hialocristalina, b) y c) microfenocristales de cuarzo rodeados por matriz de vidrio y microlitos donde se observan algunos bordes de disolución, d) y e) cristales de plagioclasa euhedral con alteración a sericita, f) y g) cristales de sanidino parcialmente alterados a sericita y con evidencias de disolución, h) feldespato y hornblenda alterada a clorita, e i) epidota secundaria y óxidos diseminados en la matriz de la roca.

5.4.2. Rocas volcánicas efusivas

Estas unidades están representadas por flujos de lava que se extienden desde las inmediaciones de la localidad de Microondas (muestras 0905 y 1119) hasta la porción centro-sur de la isla (muestra 1010, Fig. 14a), y cuya clasificación modal indica que se tratan de traquitas (Fig. 41). En escala microscópica, estas rocas son hipocristalinas con textura porfídica y traquítica, ésta última evidenciada por la presencia de cristales de plagioclasa y sanidino pseudo-orientados (muestra 1119; Fig. 44a). Se componen de una matriz de vidrio y microlitos donde se encuentran inmersos líticos de rocas volcánicas con textura traquítica (muestra 0905; Fig. 44a), cristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y anfíbol alterado. El cuarzo se presenta en microfenocristales anhedrales y con bordes de reacción y disolución (muestra 1119; Fig. 44c), aunque también es posible encontrarlo como fase secundaria en glomerocristales o en microlitos inmersos en la matriz. El sanidino es abundante y frecuentemente se observa como fenocristal y microfenocristales euhedrales y subhedrales con algunas texturas de disolución (muestra 0905; Fig. 44d, muestra 1010, Fig. 44e) y alteración parcial a sericita o asociado a epidota. La plagioclasa es menos abundante, tiene formas euhedrales y subhedrales con algunas evidencias de disolución (muestra 1010; Fig. 44f) y puede estar intercrecida con microfenocristales de cuarzo secundario (muestra 0905; Fig. 44g) con poca alteración a sericita. Las fases secundarias predominantes en estas rocas consisten de epidota, clorita y óxidos. La epidota se observa en cristales grandes asociada a óxidos que posiblemente han reemplazado a los minerales ferromagnesianos (muestra 0905, Fig. 44h; muestra 1010, Fig. 44i).

Otra unidad de rocas efusivas con estructura masiva corresponde a algunos flujos de lava identificados en el sector norte de la isla clasificados modalmente como riolitas y traquitas (Fig. 41). En la localidad Arroyo Hondo (muestras 0947 y LAH, Fig. 14c), estas unidades son hipocristalinas con textura traquítica y consisten de una matriz de vidrio y microlitos de sanidino y plagioclasa orientados, que rodean a cristales de cuarzo, plagioclasa y sanidino (muestra LAH, Fig. 45a, muestra 0947, Fig. 45b). El cuarzo en esta unidad es escaso, se observa en microlitos con forma anhedral y bordes de disolución (muestra 0947, Fig. 45b). El sanidino es generalmente euhedral y subhedral. Se presenta en fenocristales alargados parcialmente alterados a sericita obedeciendo la dirección de flujo (muestra 0947, Fig. 45b; muestra LAH, Fig. 45c). También se presenta en fenocristales maclados, con algunas evidencias de disolución o alteración parcial a epidota (muestra 0947, Fig. 45d). La plagioclasa es subhedral, con tamaño de microfenocristal subhedral y maclado, además de algunos bordes de reacción (muestra LAH, Fig. 45e), así como en microlitos orientados paralelamente al flujo. Los minerales máficos en estas unidades se encuentran totalmente reemplazados por óxidos asociados a epidota (muestra 0947, Fig. 45f, muestra LAH, Fig. 45g).

Un flujo de lava similar al de la localidad Arroyo Hondo se ubica sobre el camino que comunica los campamentos de Rehilete y Bugambilias (muestra 0945a, Fig. 14d). A nivel microscópico, se observa el remanente de una textura traquítica cuya matriz ha sido parcialmente reemplazada por microlitos de sílice, sericita y epidota que conservan la

orientación primaria de la roca (muestra 0945a, Fig. 45h). Esta matriz se encuentra rodeando a microfenocristales de cuarzo euhedrales y subhedrales, así como a fenocristales de sanidino y plagioclasa reemplazados por sericita (muestra 0945a, Fig. 45i, j). En lo que respecta a los minerales ferromagnesianos, estos consisten de cristales de piroxeno totalmente reemplazados por óxidos y asociados a epidota (muestra 0945a, Fig. 45k y 45l).

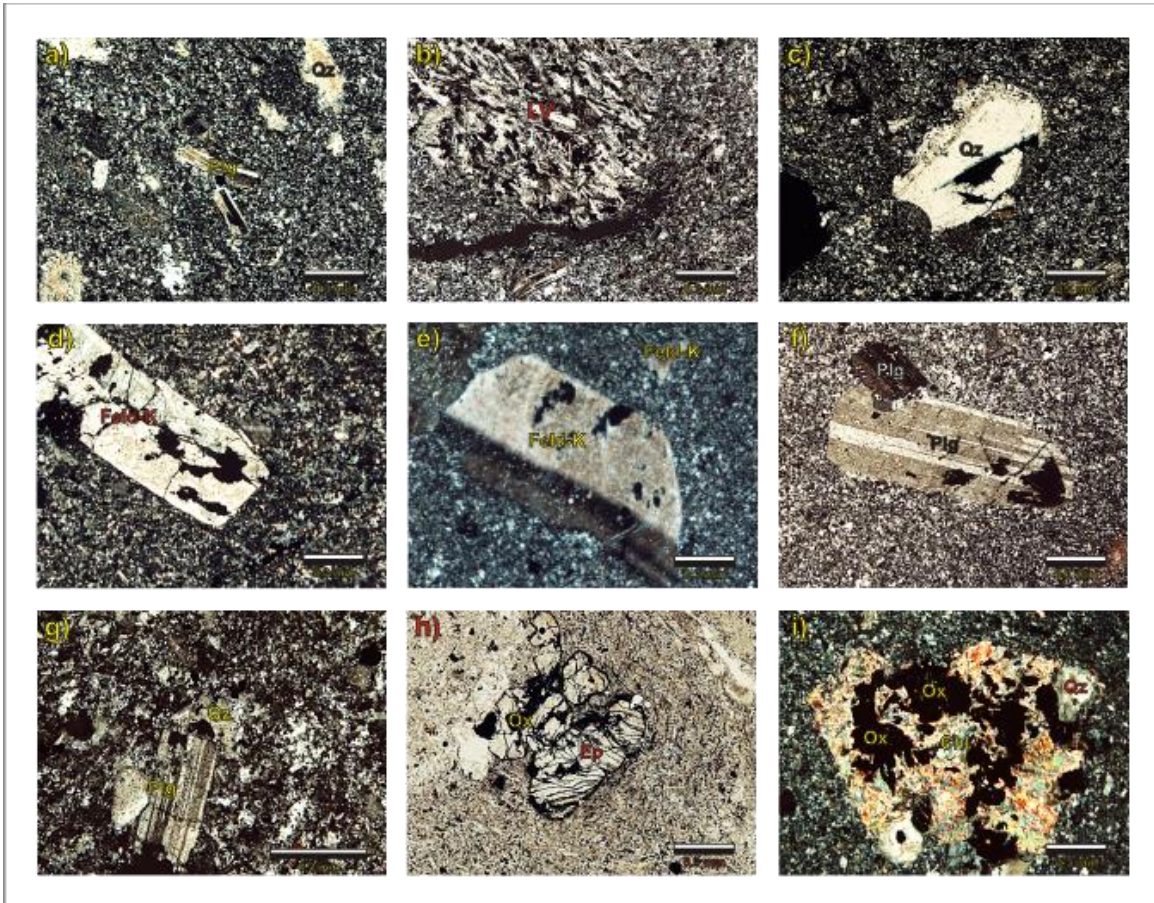


Figura 44. Fotomicrografía de rocas volcánicas efusivas con textura porfídica y variaciones a textura traquítica: a) textura porfídica con cristales de plagioclasa y sanidino pseudo-orientados, b) lítico volcánico con textura traquítica inmerso en la matriz porfídica, c) cuarzo anhidral con bordes de reacción, d) y f) sanidino euhedral con evidencias de disolución, f) plagioclasa euhedral con evidencias de disolución, g) plagioclasa intercrecida con cuarzo secundario, h) e i) epidota secundaria asociada a óxidos como producto de alteración.

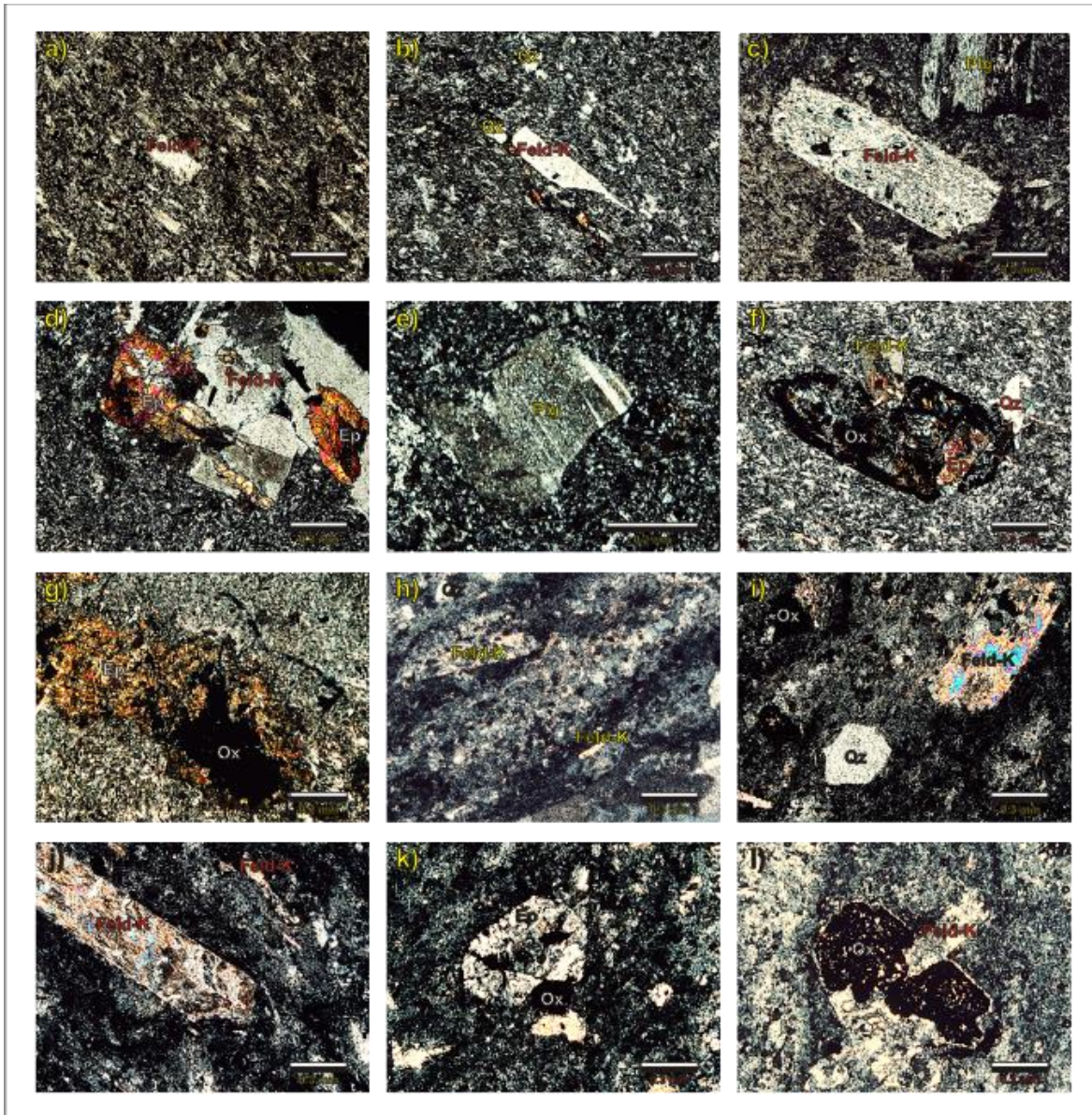


Figura 45. Fotomicrografía de flujos de lava masivos en sección delgada: a) y b) textura traquítica donde se observan cristales de sanidino orientados en la dirección de flujo, c) fenocristal de sanidino euhedral orientado con evidencias de disolución y parcialmente alterado a sericita, d) sanidino maclado con alteración a epidota y evidencias de disolución, e) cristal de plagioclasa con evidencias de disolución y alteración menor a sericita, f) mineral ferromagnesiano totalmente reemplazado por epidota y óxidos de hierro, g) epidota secundaria asociada a óxidos, h) relicto de textura traquítica en flujo de lava con reemplazamiento en sanidino por sericita, i) y j) sanidino reemplazados por sericita y orientados en la dirección de flujo, k) y l) epidota asociada a óxidos reemplazando minerales máficos.

Respecto a las rocas afectadas por fallas y fracturas de la barranca de Papelillo y noroeste de Camarón, estas fueron clasificadas modalmente (Fig. 41) como cuarzo-traquitas (muestras 0921 y 0950), cuarzo-traquitas de feldespatos alcalinos (muestra 0951b) y riolitas (muestras 0930 y 1001). A nivel microscópico estas unidades son hipocristalinas, con textura porfídica microgranular (muestra 0951b, Fig. 46a), mostrando un cambio gradual en el tamaño de grano, bordes de disolución y recristalización (muestra 0906, Fig. 46b, muestra 0921, Fig. 46c) en la barranca de Papelillo, donde están en contacto con las rocas plutónicas. Presentan una matriz constituida por microlitos y vidrio en cantidades subordinadas que rodean cristales y microlitos de cuarzo, sanidino, plagioclasa y anfíbol. El

cuarzo se presenta como fase secundaria rellenando algunas cavidades asociado a clorita y epidota (muestra 0950, Fig. 46d), o bien, en forma de microfenocristales subhedrales y anhedrales, con bordes de reacción y texturas de disolución (muestra 0906, Fig. 46e). La plagioclasa tiene hábitos variables observándose como fenocristal euhedral (muestra 0921, Fig. 46f, muestra 0951a, Fig. 46g), o con textura de tamiz parcialmente alterada a sericita (muestra 0921, Fig. 46h). El sanidino en esta roca es abundante, con formas euhedrales y subhedrales en fenocristales y microfenocristales con algunos bordes de reacción (muestra 0921, Fig. 46i) y alteración parcial a sericita (muestra 0951b, Fig. 46j). Los minerales máficos están representados por microfenocristales de hornblenda alterada a clorita (muestra 0951b, Fig. 46k). Otras fases secundarias son la epidota y los óxidos, observados como glomerocristales diseminados en toda la unidad (muestra 0921, Fig. 46l).



Figura 46. Fotomicrografía de flujos de lava en la barranca de Papelillo y costa noroeste de la isla: a) y b) textura porfídica microgranular donde se observan cristales primarios con evidencias de disolución y bordes de reacción, c) evidencias de recrystalización con bordes de disolución en cuarzo euhedral, d) cuarzo de origen secundario relleno de cavidades de matriz microcristalina, e) fenocristal de cuarzo euhedral con bordes de reacción, f) y g) plagioclasa euhedral con bordes corroídos, h) plagioclasa con textura de tamiz y bordes de disolución, i) y j) fenocristales de sanidino con bordes de reacción y evidencias de disolución, k) hornblenda cloritizada con intercrecimientos de cuarzo recrystalizado, l) cúmulos de cristales de epidota secundaria asociada a óxidos.

En cuanto al flujo de lava expuesto en la localidad Punta Halcones (muestras 1001 y 0930, Fig. 15d, e, f y g), esta unidad es muy similar a las de la barranca de Papelillo y noroeste de Camarón. En escala microscópica, estas rocas son hipocristalinas, con textura porfídica (Fig. 47a), conformada por una matriz de vidrio y microlitos que sostiene cristales de cuarzo, plagioclasa, sanidino, anfíbol y algunos líticos de rocas volcánicas. El cuarzo presente en esta roca se observa tanto microfenocristales y microlitos anhedrales con algunos bordes corroídos y evidencias de disolución (Fig. 47b), aunque también es posible observarlo como fase secundaria y hábito acicular relleno de algunas cavidades presentes

en la matriz (Fig. 47c). La plagioclasa tiene tamaño de microfenocristal y fenocristal con formas euhedrales y subhedrales con bordes corroídos y alteración parcial a sericita e inclusive a epidota (Fig. 47d y e). El sanidino ocurre en formas euhedrales y subhedrales con tamaño de fenocristal y microfenocristal (Fig. 47f). Al igual que la plagioclasa, dichos cristales se observan con algunos bordes corroídos y parcialmente alterados a sericita y epidota (Fig. 47g). Los minerales máficos en esta lámina se encuentran totalmente reemplazados por clorita asociada a cuarzo secundario y óxidos, los cuales también se observan diseminados en toda la unidad (Fig. 47h). Una observación importante realizada durante el análisis petrográfico, es la similitud que guardan con los flujos de lava masivos identificados en las inmediaciones de El Mirador (muestra 1010, Fig. 14a), además de la presencia de algunos líticos subredondeados de rocas volcánicas efusivas de textura traquítica (Fig. 47i) similares a un de flujo de lava descrita en la localidad de Arroyo Hondo (muestra 0946).

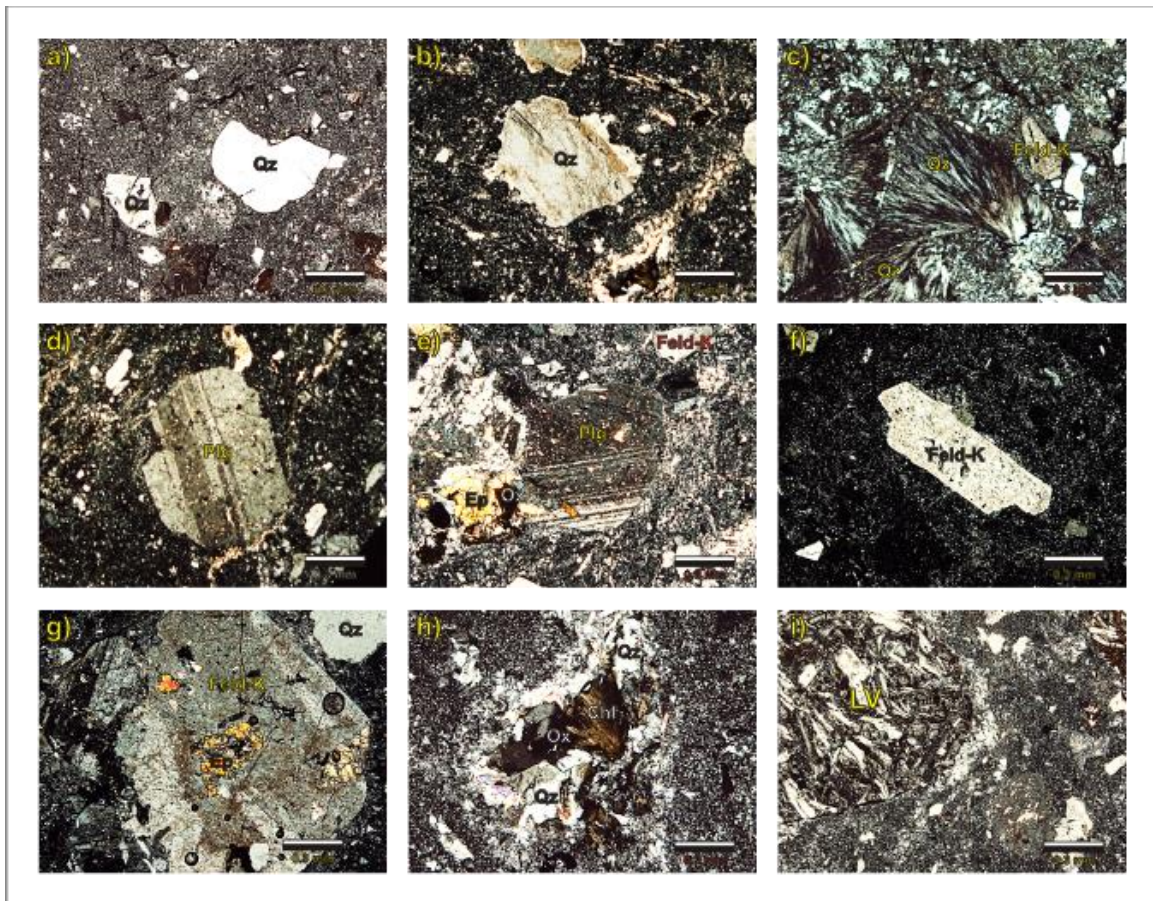


Figura 47. Fotomicrografía de flujos de lava expuestos en la costa sur de la Isla María Madre: a) textura porfídica y cristales de cuarzo inmersos en la matriz, b) fenocristal de cuarzo con bordes de disolución, c) cuarzo secundario con hábito acicular, d) fenocristal de plagioclasa euhedral con bordes de disolución y alteración parcial a sericita, e) plagioclasa subhedral asociada a epidota secundaria y óxidos, f) fenocristal euhedral de sanidino con evidencias de disolución, g) epidota secundaria intercrecida en sanidino, h) clorita y óxidos reemplazando minerales máficos, i) lítico volcánico subredondeado con textura traquítica inmerso en la matriz.

5.4.3. Depósitos coluviales asociados a unidades volcánicas

En función de su posición estratigráfica, estos depósitos han sido asociados a un origen volcánicoclástico (muestra 0928, Fig. 14b). En sección delgada, esta unidad presenta una matriz compuesta por materiales arcillosos producto de alteración que le da un aspecto de textura porfídica (Fig. 48a y b) y fluidal en algunas partes (Fig. 48c y d). Dicha matriz rodea a cristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y líticos de rocas ígneas con texturas variables. El cuarzo está presente en fenocristales y microfenocristales angulosos y subangulosos, ambos fracturados (Fig. 48a, b). El sanidino tiene formas euhedrales y subhedrales, aunque en la mayoría de los casos posee formas subangulosas. Puede estar en contacto puntual con otros cristales y fases de alteración (Fig. 48b y c). La plagioclasa es subhedral, con tamaño de microfenocristal. Tiene formas subangulosas y subredondeadas en cristales fracturados y reabajados (Fig. 48c y d). Los líticos presentes, a menudo tienen formas redondeadas y consisten de fragmentos de rocas volcánicas con textura porfídica (Fig. 48a) y traquítica (Fig. 48e y f), así como de rocas hipabisales con textura microgranular. Por último, las fases secundarias consisten de sericita, clorita y epidota asociada a óxidos (Fig. 48f). Estos minerales son muy abundantes y están distribuidos en la matriz.

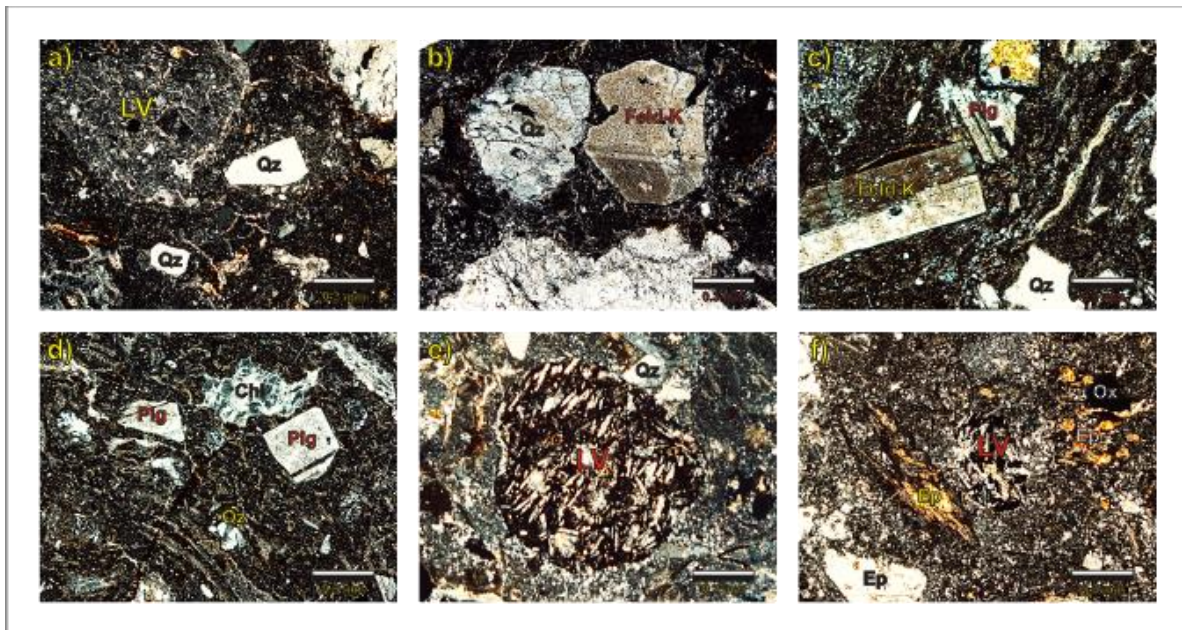


Figura 48. Fotomicrografía de depósitos coluviales asociados a las unidades volcánicas: a) textura con aspecto porfídico con matriz compuesta por minerales arcillosos, b) microfenocristales de cuarzo y sanidino reabajados con bordes subredondeados, c) y d) cristales de sanidino, plagioclasa, cuarzo y clorita inmersos en la matriz de aspecto fluidal, e) lítico volcánico redondeado con textura traquítica, f) epidota secundaria diseminada en la matriz y lítico volcánico alterado.

5.5. Rocas sedimentarias

5.5.1. Arenisca Isla Magdalena (?)

Esta unidad presenta una textura clástica de composición heterogénea (muestra 1003, Fig. 16). Se constituye por una matriz arcillosa. Dicha matriz ha sido cementada por sílice que sostiene sedimentos de origen ígneo (Figura 49a y b) y biogénico (Figura 49c y d) poco consolidados. Entre estos componentes se identificaron cristales de cuarzo, plagioclasa, sanidino, biotita y calcita, así como algunos fragmentos de microfósiles. Los minerales tienen tamaño de arenas muy finas (~0.05mm), de forma sub-angulosa a sub-redondeada, con esfericidad baja y están moderadamente bien clasificadas (Figura 49a). De estos componentes, el cuarzo es la fase más abundante. Se observa con algunos bordes subredondeados (Figura 49b), aunque también puede estar presente en forma criptocristalina en la matriz. El sanidino también es abundante. La mayor parte de los cristales de este mineral presentan alteración a sericita y están bastante retrabajados (Figura 49b). La plagioclasa, es escasa, con formas subangulosas y poca o nula alteración (Figura 49a). La biotita también es escasa y generalmente está muy alterada a clorita y asociada puntualmente a epidota y óxidos (Figura 49b). Los fragmentos fósiles son básicamente de foraminíferos y se observan como bioclastos flotantes en la matriz, comúnmente asociados a óxidos, los cuales se encuentran diseminados en toda la sección (Figura 49c y d).

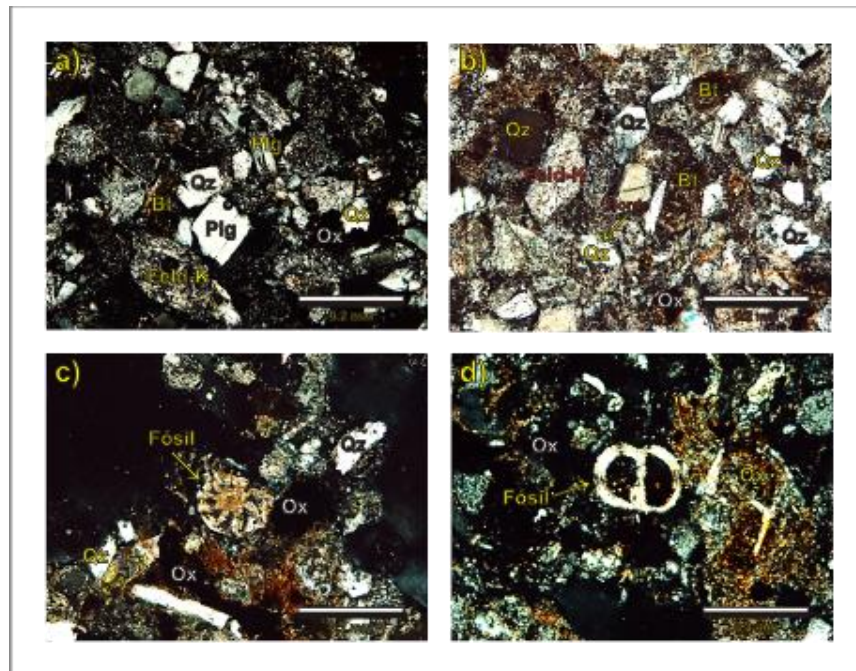


Figura 49. Fotomicrografía de la Arenisca Isla Magdalena en sección delgada: a) textura clástica donde se observan componentes de origen volcánico inmersos en una matriz arcillosa, b) contactos puntuales entre los sedimentos vulcanogénicos alterados, c) y d) bioclastos de foraminíferos en la matriz y asociados a óxidos.

5.5.2. Secuencia Ojo de Buey

El análisis petrográfico de la secuencia Ojo de Buey ha sido realizado en muestras tomadas de las secciones estratigráficas *Playa Caleras* (Fig. 19b) y *Camino Balleto* (Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1988, Fig. 18) en el norte de la Isla María Madre (muestras 0917b y 0948,

respectivamente). Otras descripciones (principalmente de la unidad superior) fueron realizadas en muestras pertenecientes a algunos afloramientos expuestos en la porción este de la isla, sobre los caminos que comunican Balleto y El Monumento (muestra 1018), Rehilete con Zacatal (muestra 1104) y Rehilete con Bugambilias (Muestra 0944). En el sureste de la isla, se analizó la unidad conglomerática que aflora en la playa Delfines (muestra 0929, Fig. 20e y f).

5.5.2.1. Secuencia Ojo de Buey inferior

En escala microscópica, la secuencia Ojo de Buey inferior (muestra 0917b) está formada por sedimentos poco consolidados con textura detrítica, sustentados por una matriz de micrita y con calcita (Fig. 50a). Los sedimentos son inmaduros, de composición heterogénea, mal clasificados y del tamaño de arenas finas a muy finas (Fig. 50a y b). Todos estos clastos se pueden observar como granos flotantes en la matriz o con algunos contactos puntuales entre sí (Fig. 50a y b). Consisten de cristales y fragmentos de rocas plutónicas re trabajados, con formas subangulosas. Las fases identificadas consisten de cuarzo con extinción ondulante (Fig. 50b), feldespato potásico con textura gráfica (Fig. 50c), plagioclasa subhedral, biotita alterada a clorita y óxidos diseminados (Fig. 50d y e). También es posible observar algunos fragmentos de foraminíferos re trabajados (Fig. 50f). En el extremo norte de la isla y hacia el contacto con la secuencia Ojo de Buey superior, los sedimentos de origen detrítico disminuyen, en tanto que el contenido en restos fósiles se incrementa.

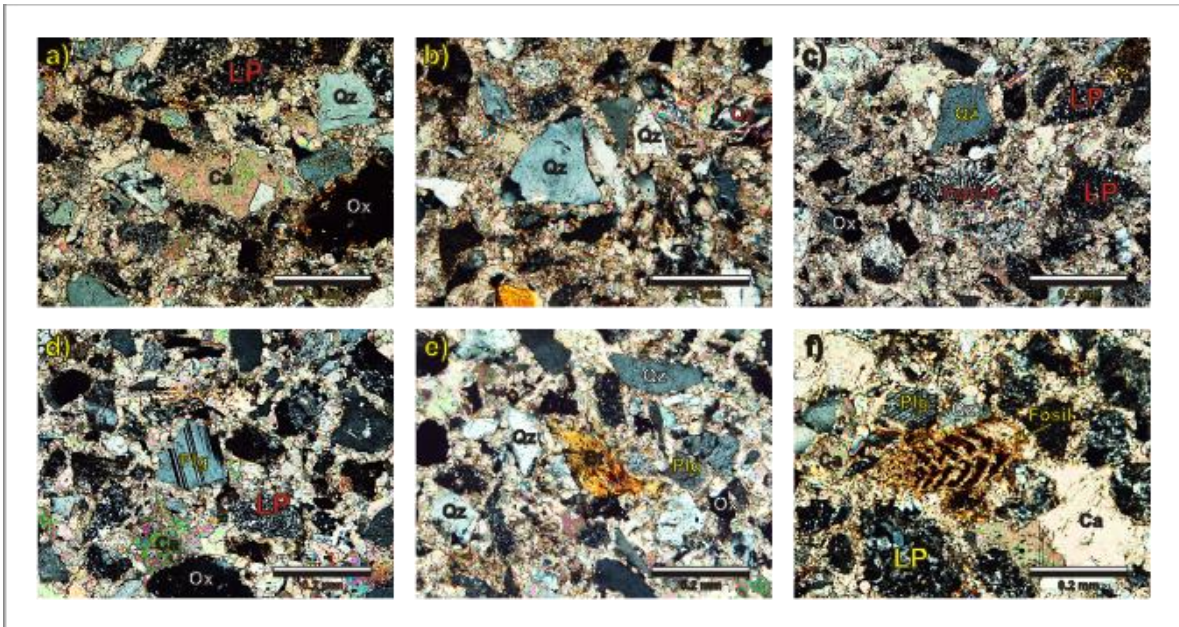


Figura 50. Fotomicrografía de sedimentos pertenecientes a la Secuencia Ojo de Buey inferior: a) sedimentos de textura clástica con matriz calcárea soportando minerales de origen detrítico y cristales de calcita que se observan como granos flotantes con algunos contactos puntuales entre sí; b) clastos de cuarzo inmaduros con forma angulosa, c) cristal de feldespato potásico re trabajado con textura micrográfica y líticos de rocas plutónicas angulosos, d) plagioclasa y lítico de roca plutónica re trabajados, soportados por la matriz calcárea, e) biotita cloritizada y cuarzo re trabajado, f) bioclasto de foraminífero re trabajado, lítico de roca plutónica y calcita subhedral.

5.5.2.2. Secuencia Ojo de Buey superior

En la sección *Playa Caleras*, los sedimentos presentan textura no clástica de origen marino con la presencia de componentes detríticos en menor cantidad (muestra 0948). Dichos componentes están soportados por una matriz micrítica (Fig. 51a) con la presencia de algunos cristales de yeso y calcita. Los componentes detríticos consisten principalmente de cuarzo retrabajado con formas angulosas (Fig. 51b), plagioclasa con textura de tamiz y bordes de disolución (Fig. 51c), así como algunos fragmentos de biotita alterada asociada a óxidos (Fig. 51c). Los bioclastos identificados son principalmente fragmentos retrabajados de moluscos, algas, foraminíferos, equinodermos y sílice biogénico en menor cantidad (Fig. 51d, e, f).

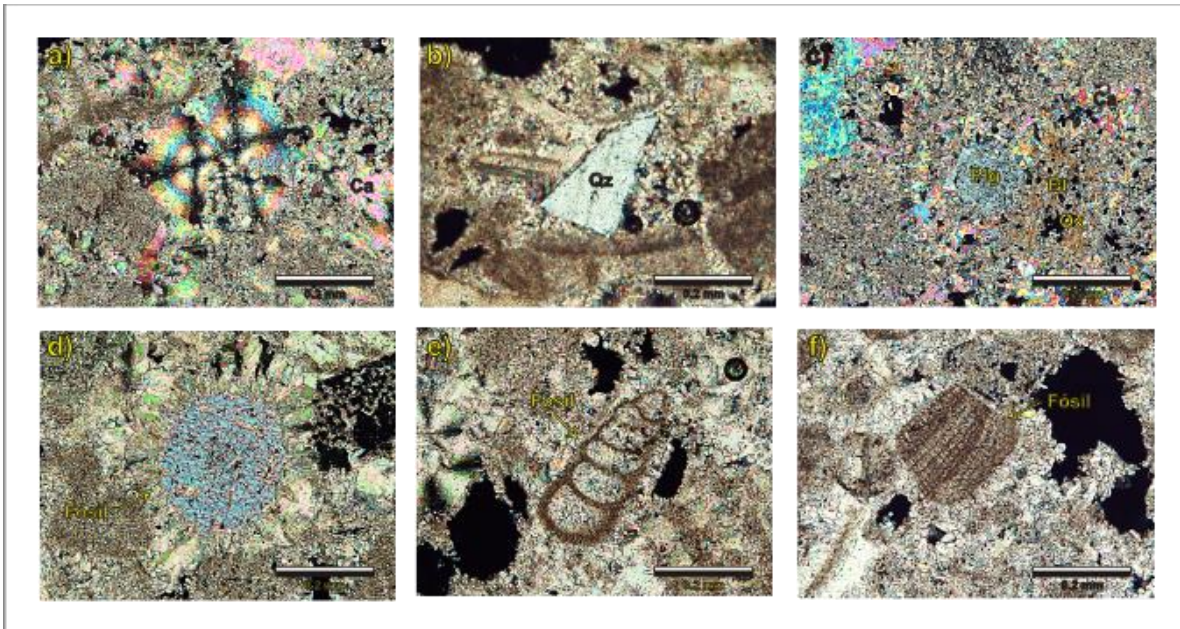


Figura 51. Fotomicrografía de sedimentos pertenecientes a la Secuencia Ojo de Buey superior, muestra 0948: a) matriz micrítica y cristales de yeso y calcita, b) cuarzo de origen detrítico poco retrabajado, c) cristal de plagioclasa con textura de tamiz rodeada de calcita, d), e) y f) bioclastos de foraminíferos y algas sostenidos por matriz micrítica.

En el este de la isla, la secuencia está conformada por areniscas en las que se identificó una matriz compuesta por minerales arcillosos y lodo carbonatado (micrita) con algunos cristales de calcita. Esta matriz soporta a clastos de cuarzo, sanidino, plagioclasa (muestra 0944, Fig. 52a, b), líticos de rocas plutónicas y volcánicas (muestra 1018, Fig. 52c, d), además de fragmentos de fósiles. Estos clastos presentan formas subangulosas y subredondeadas, tienen tamaño de arena muy fina a gruesa (0.1-0.5 mm), están retrabajados y parcialmente alterados. Se observan primordialmente como granos flotantes con algunos contactos puntuales entre sí (muestra 0944, Fig. 52a, b). Además de estos componentes, en esta secuencia se tiene la presencia de un mayor número de fragmentos de foraminíferos retrabajados (muestra 1018, Fig. 52e, f y g; muestra 0944). El contacto con los horizontes de cenizas está marcado por líneas donde se concentran óxidos y minerales de alteración. Dichos horizontes se componen de material vítreo, microlitos y microfenocristales compactados (muestra 1104, Fig. 52h).

La unidad conglomerática (muestra 0929) se compone de una matriz de arenas, arcillas producto de alteración y lodo calcáreo. Esta matriz soporta clastos maduros y bien seleccionados, con tamaño de arenas, gravas y cantos de rocas plutónicas, volcánicas, metamórficas y sedimentarias similares a los de la secuencia Ojo de Buey inferior (Fig., 53i, j, k, l). También es posible observar fragmentos de microfósiles de foraminíferos en poca cantidad (Fig., 53k, l). Este conglomerado también presenta poros abundantes y de gran tamaño.



Figura 52. Fotomicrografía de sedimentos pertenecientes a la Secuencia Ojo de Buey superior en el este y sur de la Isla María Madre: a) y b) arenisca con matriz arcillosa y micrita soportando granos flotantes de origen químico y detrítico, c) lítico retrabajado de roca plutónica soportado por la matriz, con la presencia de algunos poros, d) clastos de rocas volcánicas y plutónicas alterados, e), f) y g) bioclastos de foraminíferos y componentes detríticos como granos flotantes, h) contacto entre arenisca y horizontes de ceniza intercalados, i) conglomerado polimíctico soportado por matriz compuesta por lodo calcáreo y arcillas que rodean a líticos subangulosos de rocas plutónicas, j) líticos retrabajados de la secuencia Ojo de Buey inferior, k) rocas volcánicas y plutónicas en conglomerado, l) bioclastos y fragmentos retrabajados de rocas volcánicas y plutónicas. LP: lítico de roca plutónica, LV: Lítico de roca volcánica.

6. METODOLOGÍA ANALÍTICA

6.1. Preparación de muestras

En el presente estudio se realizaron análisis de elementos mayores, elementos traza e isótopos de Sr y Nd. También se realizaron algunos análisis geocronológicos para la obtención de edades absolutas mediante los sistemas isotópicos U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd y ^{40}Ar - ^{39}Ar . La metodología analítica desarrollada se muestra en la Figura 53 y se resume a continuación.

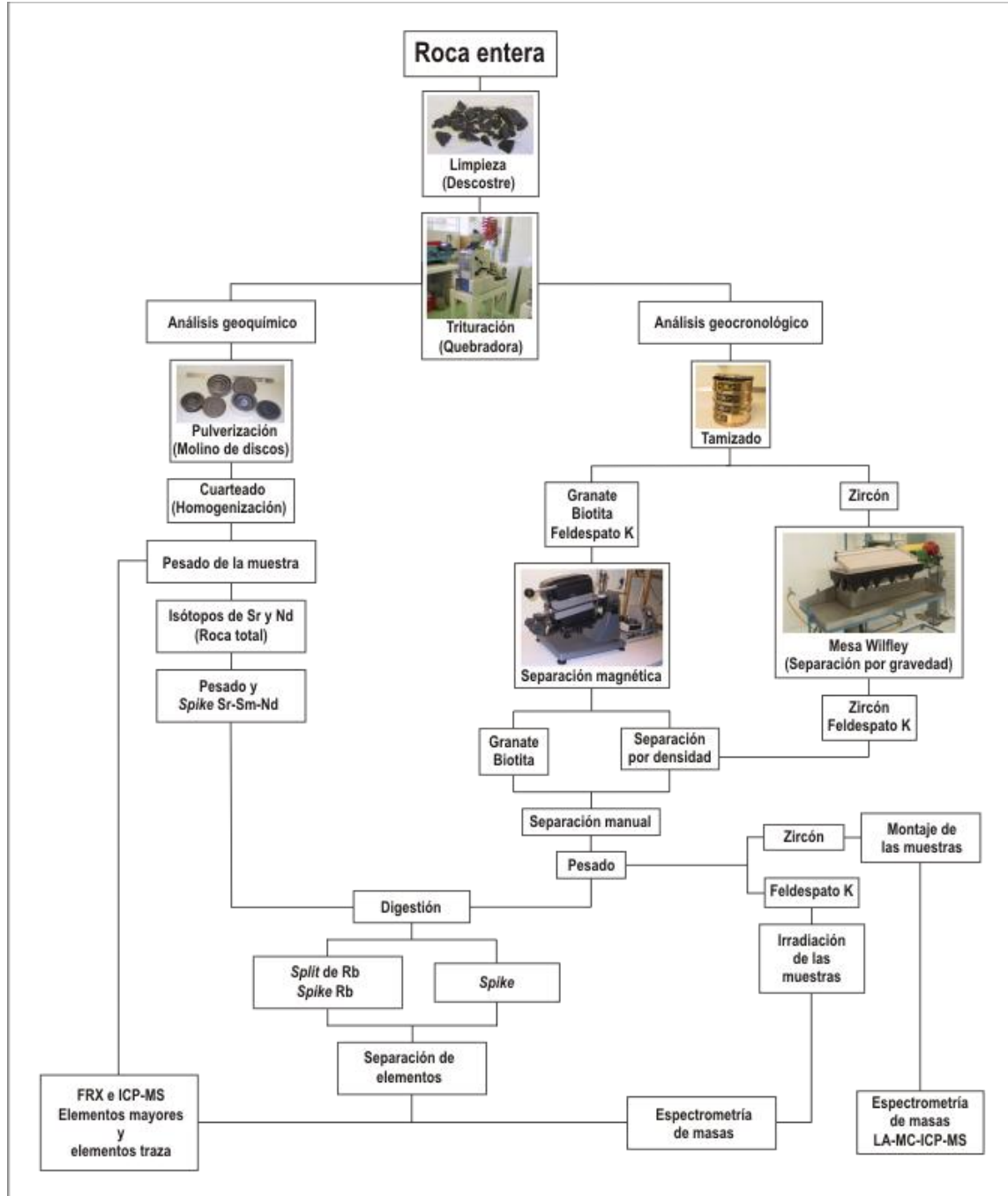


Figura 53. Procedimientos realizados para la separación de minerales empleados para fechamientos y análisis geoquímicos.

6.1.1. Molienda

Los trabajos de molienda para geoquímica de elementos mayores, elementos traza, isótopos y separación de minerales para geocronología fueron realizados en los talleres de molienda y separación de minerales de los Institutos de Geofísica y Geología de la UNAM.

Dependiendo del tipo de datos a obtener, las muestras fueron divididas en dos grupos: muestras de roca total y concentrados de minerales. Las muestras de roca total se pulverizaron a un tamaño menor a $75\mu\text{m}$ (malla 200). En lo que respecta a los concentrados minerales, estos fueron obtenidos empleando diversas técnicas de separación aprovechando algunas de sus propiedades físicas tales como densidad, susceptibilidad magnética, hábito cristalino, etc. Los concentrados minerales obtenidos en este estudio fueron sanidinos, biotitas, y zircones.

Para realizar determinaciones geoquímicas (elementos mayores, elementos traza y relaciones isotópicas), se llevaron a cabo una serie de procedimientos que en la etapa inicial incluyeron la limpieza y molienda de cada una de las muestras, cuyo peso base fue entre 10 y 15 Kg. El descoste y fragmentación (Fig. 53) consistió en la eliminación de materiales alterados en la superficie de la muestra obteniendo así una porción de la roca sana con fragmentos de un tamaño adecuado (6 cm aprox.) para la trituración de la misma.

En la siguiente etapa la muestra fue quebrada con una prensa hidráulica y triturada con una quebradora de quijadas. Posteriormente, cada muestra se pulverizó en un molino de discos para la obtención de granos con tamaño menor a $75\mu\text{m}$ (malla 200). Después de la trituración, cada muestra fue cuarteada en forma manual. El cuarteo consiste en homogenizar cada una de las muestras, de tal forma que al separar una pequeña parte, esta contenga las mismas cantidades de todos los componentes originales. Después se separaron dos alícuotas con pesos entre 120 y 160 mg: una para análisis geoquímico y otra para conservarla como testigo.

6.1.2. Separación de minerales

La separación de minerales se lleva a cabo, aprovechando algunas de sus propiedades físicas como la forma cristalina, densidad y susceptibilidad magnética. Las técnicas utilizadas para la obtención de concentrados de minerales se resumen en la Tabla I, y las etapas de este procedimiento se resumen a continuación:

Cribado. Consiste en tamizar la muestra fraccionada con la quebradora de quijadas en diferentes tamaños de grano. Para esto se utilizan las mallas de número 20, 40, 50, 60, 80, 100 y 120 (Fig. 53). El cribado sigue una metodología particular que dependerá del tipo de mineral que se quiere concentrar. En la concentración de minerales relativamente abundantes (micas, feldespatos, granates, anfíboles, piroxenos) y de tamaños grandes se utilizan las cribas de mallas 60, 80 y 100. Para obtener concentrados de minerales pesados (zircón, monacitas o titanitas), poco abundantes y de tamaños pequeño, se utilizan las mallas 120, 150 y 200 (Macías-Romo, 2003).

Separación por gravedad. Esta técnica fue empleada para la obtención de concentrados de zircones. Para esto, se emplea una mesa vibradora conectada a un suministro de agua (Mesa Wilfley, Fig. 53). Esta mesa está montada sobre un vibrador variable, con la característica de abatir su ángulo frontal. La frecuencia de la vibración es variable y se controla por medio de un reóstato. La Mesa Wilfley sirve separar minerales de hábito prismático de los tabulares (ej.: feldespatos y cuarzos se separan fácilmente de biotita, muscovita, etc.). Esta separación primaria depura el mineral deseado en un 50%. Las fracciones granulométricas para trabajar en estas mesas son las obtenidas de las cribas con mallas 60-80, 80-100 y ≤ 120 .

Separación magnética. Para la separación de concentrados de biotitas y feldespatos, se utilizó un separador magnético isodinámico tipo Frantz[®] (Fig. 53), el cual permite intervenir en el desarrollo de las separaciones mediante el aumento progresivo de la intensidad de corriente produciendo campos magnéticos de fuerza variable. También permite separar los minerales con susceptibilidad magnética idéntica pero diferente densidad.

Separación por densidad: La separación por densidad es realizada sumergiendo la muestra en un líquido cuyo valor de la densidad se conoce, permitiendo que los minerales más densos se hundan y se concentren en el fondo del líquido, mientras que los minerales más ligeros flotan en la superficie. Los minerales obtenidos con ayuda de líquidos pesados fueron zircones usando bromoformo y politungstato de sodio, y feldespato potásico utilizando politungstato de sodio.

Separación manual. Una vez que se obtienen los concentrados de minerales, inicia la etapa final de la separación con la selección manual de cristales. Para llevar a cabo esto es empleado un microscopio estereográfico y una cerda fina que puede ser una aguja metálica o plástica para separar y seleccionar los cristales en forma individual poniendo un poco del concentrado final sobre una caja de Petri, de tal forma que los cristales de interés se puedan ir separando de aquellos que no son de interés (Macías-Romo, 2003). Una vez que se obtiene el concentrado, los cristales son pipeteados y se pesan para su procesamiento químico en el caso de las biotitas.

Para la separación de cristales de sanidino, se empleó salicilato de metilo, líquido que permite crear un medio de contraste formando un relieve amarillo alrededor del feldespato potásico, azul en el cuarzo y rojo para la plagioclasa (Iriondo, 2011, comunicación personal).

Tabla I. Metodología empleada para separación de minerales					
Mineral de interés	Separación por gravedad	Separación magnética [A]	Separación por densidad (líquido)	Otros	Separación Manual (<i>handpicking</i>)
Zircón	Mesa Wilfley (Concentrado de minerales pesados)	0.1 a 1.2	Bromoformo	No	100-200 cristales
Biotita	No	0.05-0.025 y 0.29	No	Mesa vibradora Trituración manual y limpieza de arcillas e inclusiones	60 mg de cristales de ~50 μm
Sanidino	No	0.1 a 2.0	Politungstato de Sodio (densidad 2.6)	Salicilato de metilo (medio de contraste)	120 mg de Fenocristales (100-30 μm)

6.2. Análisis de elementos mayores mediante Fluorescencia de Rayos X

Una de las técnicas empleadas para los análisis geoquímicos fue la Fluorescencia de Rayos X (FRX, o XRF por sus siglas en inglés). Estos análisis fueron realizados en un equipo *SIEMENS*[®] *SRS-300* en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geología de la UNAM. Este equipo consta de un espectrómetro secuencial de rayos X equipado con un tubo de rodio y ventana de berilio de 125 μm para determinar el porcentaje en peso (% wt.) de elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) en rocas. Para llevar a cabo los análisis es necesario seleccionar muestras de roca lo más sanas posible.

El análisis de elementos mayores se realiza en muestra fundida (perla). Las perlas son preparadas mezclando 1 g de muestra en polvo con 9 g de mezcla fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7\text{-LiBO}_2$ (50:50 wt. %). La mezcla es vaciada a un crisol de Pt/5 % Au y calentado a *ca.* 1100°C en un hornillo equipado con quemadores Fisher y moldes para la preparación simultánea de 3 perlas (Fluxy Claisse). Previo al calentamiento se agregan 2 gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250g/L. La solución de LiBr actúa como agente no-mojante, favoreciendo que la perla se desprege del molde durante el proceso de enfriado. Como complemento del análisis de elementos mayores, se requiere determinar la pérdida por calcinación (LOI), lo cual se hace calentando a 1000°C por una hora un gramo de polvo de muestra en “base seca”, en un crisol de porcelana y dejando enfriar lentamente hasta temperatura ambiente para obtener el peso calcinado. El cálculo de la LOI es como sigue:

$$(\%)LOI = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) \times 100$$

El análisis de elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th, Pb), se realiza en muestra prensada, la cual es preparada mezclando profusamente 6 g de polvo finamente molido (tamaño de partícula < 74 micras), con 0.6 g de cera-C (Hoechst) como

agente aglutinante. La mezcla es prensada a 30 tones, sosteniendo la presión durante 30 segundos. El dispositivo utilizado es una prensa Graseby/Specac y un dado con diámetro de 4 cm. El dado está equipado con un mecanismo para evacuar el gas presente, evitando así irregularidades en la superficie de las tabletas. En series de muestras, cada 10 se prepara un duplicado, con el fin de verificar que se repitan las condiciones en la preparación.

6.3. Análisis de elementos traza mediante ICP-MS

Para el análisis de elementos traza y elementos de tierras raras (*REE*); las muestras fueron analizadas con un equipo *ICP-MS Thermo X series-ii* con celda de colisión perteneciente en el Centro de Geociencias Juriquilla UNAM. Este equipo tiene como principio el uso de un plasma de Argón para la ionización de los átomos para que posteriormente sean dirigidos hacia un espectrómetro de masas y donde se obtiene la abundancia de los elementos presentes en la muestra. En la parte interior del plasma se alcanzan temperaturas de hasta 10000 K, lo cual permite la ionización de todos los elementos presentes en la muestra. Cuando esto sucede, la muestra atraviesa el plasma y es conducida hacia el espectrómetro de masas.

6.4. Metodología analítica para análisis isotópico de Sr y Nd

La finalidad de esta etapa es obtener concentrados de los elementos. En este caso son el Rb, Sr, Sm y Nd para la medición de sus relaciones isotópicas. Los pasos a seguir se mencionan de forma resumida a continuación:

6.4.1. Preparación de las muestras

Pesado y Spike. Las muestras de roca entera o minerales se colocan en bombas de digestión de 15 ml y se pesan en una balanza analítica de 5 dígitos. Primero se pesa la bomba con tapa, se añade la muestra y se vuelve a pesar la bomba tapada. El peso de las muestras es de 60 mg para biotitas y para rocas varía entre 100 y 200 mg dependiendo de la concentración de elementos previamente determinada mediante la FRX y/o ICP-MS. Después de obtener el peso de todas las muestras de roca total, de concentrados de biotita, se les añade un *Spike* combinado de Sr-Sm-Nd o trazador casi monoisotópico, con concentración y peso conocidos. Dicho trazador se añade en cantidades de acuerdo a los cálculos efectuados dependiendo de su concentración de Nd. A las muestras de biotita se les añade el mismo *Spike*, pero en función de su concentración de Sr. El pesado del *Spike* se realiza también mediante diferencias de peso, pesando la botella antes y después de haber añadido el *Spike* a la muestra. La bomba de digestión con la muestra también se pesa antes y después de añadir el *Spike*. Las dos diferencias deben ser revisadas en el momento de pesar para verificar que coincidan. Generalmente, las muestras se preparan en series de 12, añadiendo un estándar de roca (interno o internacional), y un blanco o una muestra doble. El registro de estos pesos debe ser claro para posteriormente realizar los cálculos de concentraciones de Sr, Sm y Nd en caso de requerirse (muestras para dilución isotópica, ID)

Digestión. Para la digestión de las muestras, los reactivos empleados son HClO_4 , HCl y HF que deben ser de calidad ultrapura. El agua usada debe ser siempre producida de forma continua por el laboratorio desionizándose por ósmosis reversa con un equipo Millipore produciendo agua de calidad *Milli Ro* (MR) y *Milli Q* (MQ). Una vez pesadas las muestras (con o sin Spike) se les agrega dos gotas de HClO_4 y entre 5 y 7 ml de HF al 40%. El uso del HClO_4 permite la liberación de compuestos orgánicos que puedan contener las muestras. Se tapan y dejan en cajas de aire puro calentándose ligeramente ($\sim 100^\circ\text{C}$) de manera constante durante 2 a 3 días hasta disolver toda la muestra. Se destapan y se dejan evaporar, dejando escapar al sílice en forma de SiF_4 , quedando una pasta compuesta por fluoruros. Posteriormente son agregados entre 5 y 7 ml de HCl 6N, dejándose reposar una noche a $\sim 100^\circ\text{C}$ hasta lograr la evaporación total dejando un residuo compuesto por cloruros. Al residuo se le agregan 10 ml de HCl 2N dejándose reposar durante una noche a $\sim 100^\circ\text{C}$ para su evaporación. La muestra se diluye en 35 a 45 ml de HCl 2N con la finalidad de tener una cantidad suficiente para hacer una división de material para la separación de Sr, Sm y Nd y para la obtención de Rb (*Split* de Rb). Una vez separada la fracción a utilizarse para las determinaciones de Sr, Sm y Nd, se evaporan las muestras bajo la luz infrarroja hasta dejar un residuo totalmente seco.

Split de Rubidio. De acuerdo con concentración estimada de Rb de la muestra, se usan entre el 5 y 20% de la muestra en HCl para el split de Rb, cuyo análisis se hace de manera separada y agregando un *Spike* de ^{87}Rb a la solución. Las soluciones se pueden secar bajo luz infrarroja quedando listas para la separación de elementos mediante columnas de intercambio iónico.

6.4.2. Separación de elementos

La separación de elementos es un paso importante en la preparación química de las muestras. En principio, la presencia de calcio durante las mediciones de Sr y de Rb hace que la intensidad registrada de la señal se vea reducida, por lo que es recomendable que las muestras contengan poco o nada de calcio. Por otra parte, el isótopo de ^{87}Rb interfiere con la señal del ^{87}Sr y como consecuencia las proporciones isotópicas medidas de Sr deben llevar una corrección por interferencia del Rb. Durante la separación de Sr, se procura mantener el contenido de Rb al mínimo.

La separación de elementos se realiza en dos etapas: en la primera se separan el Sr y los REE, mientras que durante la segunda se separan el Sm y el Nd. Las muestras de Rb se manejan de manera independiente. La separación se lleva a cabo en columnas de intercambio iónico. Las columnas usadas para la separación de Rb, Sr y REE son de vidrio de cuarzo, de 17.5 cm de alto, con un radio interior de 0.9 cm y 16 cm de altura de relleno de resina catiónica DOWEX 50WX12 (mesh 200-400). La separación de los elementos se logra a partir de una combinación de volumen, tipo y normalidad del ácido empleado. El comportamiento de las columnas es reproducible por lo que la separación se realiza como se resume:

- Preparación de muestras: Disolución de la muestra en 1.0 ml HCl 2N y centrifugar 30 min
- Preparación de columnas: Acondicionar la resina con 30 ml HCl 2N
Extraer la muestra con una pipeta fina, colocar directo a la resina y dejar asentar
Pipetear 4 veces con 1 ml HCl 2N y dejar asentar cada vez
Agregar 16 ml de HCl 2N y dejar pasar totalmente
- Separación de Sr y REE: Agregar 160 ml de HCl 2N
Agregar 10 ml de HCl 6N
Agregar 15 ml de HCl 6N y recuperar la solución con Sr
Agregar 10 ml de HCl 6N
Agregar 30-40 ml de HCl~6N dependiendo de la concentración de REE y recuperar la solución de las REE
- Limpieza de columnas: Agregar 130 ml de HCl 6N

Para la separación de Rb se utilizan las mismas columnas de intercambio iónico y se sigue el mismo procedimiento para la preparación de muestras y columnas. Para la separación se tiene:

- Separación (Rb): Agregar 63 ml de HCl 2N
Agregar 10 ml de HCl 2N y recuperar la solución con Rb
- Limpieza de columnas: Agregar 220 ml HCl ~ 6N

Las soluciones recuperadas con los respectivos elementos se ponen bajo luz infrarroja para su secado hasta que puedan vertirse en vasos de teflón de 2 ml llevándose a la sequedad total. De esta manera, las muestras de Rb y Sr quedan listas para cargar sobre los filamentos del espectrómetro de masas. La solución que contiene las tierras raras pasa por otro proceso de separación realizado también en columnas de intercambio iónico, pero de dimensiones menores: un radio interior de 0.4 cm y 7 cm de altura del relleno (polvo de teflón). La preparación de las muestras, las columnas y su limpieza es similar para todas, sin embargo, los volúmenes para separación de Sm y Nd son individuales para cada columna y deben consultarse en las hojas de trabajo de laboratorio. Por tanto, la separación de Nd y Sm se resume a continuación:

- Preparación de muestras: Disolución de la muestra en 200 µl de HCl 0.18N
- Preparación de columnas: Acondicionar la resina agregando de 6-7 ml HCl 0.18N
Sacar la muestra con una pipeta fina, colocar directo a la resina y dejar asentar
Pipetear 3 veces 200 µl de HCl 0.18N y dejar asentar cada vez
- Separación (Nd, Sm): Agregar 5-12 ml de HCl 0.18N
Agregar 3-5 ml de HCl 0.18N y recuperar la solución con Nd
Agregar 2-4 ml de HCl 0.4N
Agregar 2-3 ml de HCl 0.4N y recuperar la solución con Sm
- Limpieza de columnas: Agregar 10 ml de HCl ~ 6N

Las soluciones recuperadas con los respectivos elementos se ponen a secar bajo luz infrarroja hasta poderse verter en vasos de teflón de 2ml llevándose a la sequedad total. De esta manera las muestras de Sm y Nd quedan listas para cargar sobre los filamentos del espectrómetro de masas.

6.4.3. Espectrometría de masas para isotopía de Sr y Nd

Una vez que se han separado los elementos, se procede a la determinación de relaciones isotópicas. Las mediciones de las muestras bajo estudio se llevaron a cabo en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) empleando el espectrómetro de masas *FINNIGAN MAT 262* (Fig. 54a) para la medición de isótopos de Sr, Sm y Nd, y solo para algunas mediciones el *TRITON PLUS* (Fig. 54b).

El Espectrómetro de masas con fuente iónica térmica *FINNIGANMAT 262* está equipado con ocho contadores Faraday de iones y una fuente iónica compuesta de un magazín con 13 posiciones donde se carga la muestra con HCl 2N en un filamento de Renio. Para la medición de Sr y Sm son empleados dos filamentos: uno para la evaporación de la muestra y otro para la ionización. La fuente iónica es un dispositivo primario compuesto de una cámara de alto vacío donde se coloca el filamento de evaporación para ionizar el elemento térmicamente elevando la temperatura hasta 1500°C (dependiendo del elemento a analizar). Esto se logra al hacer pasar una corriente eléctrica a través del filamento. Posteriormente los iones son acelerados aplicándoles un campo eléctrico de alto voltaje (10 kV), lo que provoca que se colmen formando un haz iónico que es enfocado al pasar por un sistema de lentes para después entrar al tubo de vuelo que pasa por un electroimán en un ángulo de 90°, donde los iones son desviados en trayectorias circulares con radios que son proporcionales a las masas de los isótopos. Todo lo anterior se procesa en un alto vacío de 10^{-7} y 10^{-8} mbar. De los 8 colectores Faraday con los que cuenta el espectrómetro, seis son ajustables e independientes pudiéndose mover para recibir las distintas dispersiones de masa de los distintos elementos. Para las mediciones, se emplea un software de estadística aplicada para la conversión de datos en crudo el cual está integrado al espectrómetro. En el caso del Sr, Sm y Nd la composición isotópica (CR) y la dilución isotópica (ID) se determinan simultáneamente. El Rb se midió con un espectrómetro de masas NIST Teledyne, equipado con un solo colector Faraday, con el que la medición es dinámica (*peak jumping*).



Figura 54. Espectrómetros de masas empleados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, Instituto de Geofísica, UNAM: a) *FINNIGAN MAT 262* y b) *TRITON *PLUS*.

6.5. Metodología para fechamiento de zircones mediante U-Pb

6.5.1. Preparación de las muestras

Los zircones fueron montados en resina epóxica y fuertemente presionadas hasta obtener un espesor aproximado de 1 pulgada y pulidos hasta que el núcleo de los cristales fue expuesto en la superficie (Fig. 55). Por otra parte, se realizó catodoluminiscencia de los cristales de algunas muestras con la finalidad de enfocar el rayo láser en porciones específicas del cristal que permitieron la interpretación de resultados sobre su origen (Ver capítulo 8).

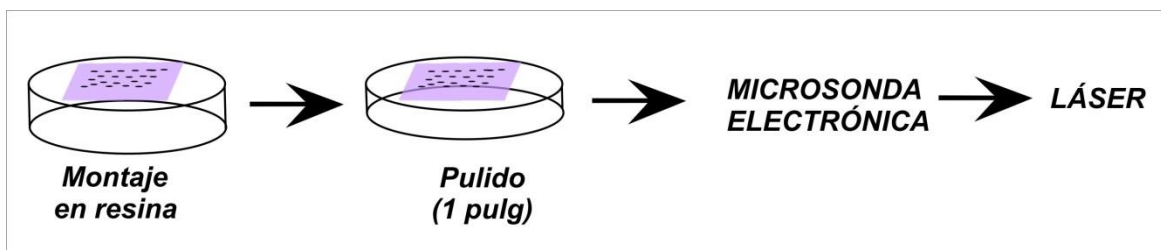


Figura 55. Representación esquemática de la preparación de muestras para análisis mediante LA-MC-ICP-MS.

6.5.2. Espectrometría de masas mediante LA-MC-ICP-MS.

La geocronología U-Pb se realizó mediante espectrometría de masas con ablación láser (*Laser Ablation Multicollector ICP-MS*, por sus siglas en inglés) en el *Arizona Laser Chron Center* (ALC) de la Universidad de Arizona siguiendo la metodología de Gehrels *et al.* (2006, 2008). Estos análisis incluyen ablación de zircones, donde el láser se comporta como un “cincel” de luz que interactúa con la muestra sólida mediante un proceso físico (ablación) generando partículas sólidas muy finas y formando un cráter diminuto en la muestra. En el presente estudio, se fecharon dos grupos de muestras empleando dos láseres diferentes: uno con el *Photo Machines Analyte G2 Eximer*, y el segundo con un *New Wave UP193HE Eximer*. Ambos láseres se operaron con un diámetro de medición de 30 μm .

El material ablacionado es transportado en una corriente de Helio hacia la fuente de plasma de un HR ICPMS (Nu Plasma, Fig. 56), el cual está equipado con un tubo de vuelo

suficientemente ancho que permite analizar simultáneamente isótopos de U, Th y Pb. Todas las mediciones son realizadas en modo estático usando colectores de Faraday con resistores de 3×10^{11} Ohm para el ^{238}U , ^{232}Th , ^{208}Pb - ^{206}Pb , y con contadores de iones dinódicos discretos para la medición del ^{204}Pb y ^{202}Hg . Cada análisis consiste de una integración de los picos durante 15 segundos con el láser apagado (para el fondo), 15 integraciones de un segundo disparando el láser y un retardo de 30 segundos para purgar la muestra anterior y preparar el equipo para el siguiente análisis. El hueco de la ablación es de ~ 15 μm de profundidad. Para cada análisis las mediciones en las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ definen errores de medición en las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $\sim 1-2$ % (2-sigma error). Los errores en las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ presentan también valores en la incertidumbre de $\sim 1-2$ % (2-sigma error) para zircons cuya edad es >1.0 Ga, sin embargo, estos valores son sustancialmente mayores en cristales más jóvenes debido a la baja densidad en la señal de ^{207}Pb . La interferencia de ^{204}Hg con ^{204}Pb se monitorea midiendo ^{202}Hg durante la ablación láser y sustrayendo el ^{204}Hg con base en la relación natural $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ de 4.35. En la mayoría de los análisis, la corrección de Hg es descartable, ya que los fondos de Hg presentan valores muy bajos (generalmente ~ 150 conteos por segundo en la masa 204). La corrección por Pb común se obtiene utilizando el ^{204}Pb ya corregido por Hg y empleando el valor de la composición inicial de Pb de acuerdo con Stacey y Kramers (1975). A las relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ utilizadas para las correcciones se les aplican incertidumbres de 1.5 y 0.3 (valores totales), respectivamente, con base en la variación de composiciones isotópicas de Pb de rocas corticales modernas. El fraccionamiento entre los elementos Pb/U generalmente es de $\sim 5\%$, en tanto que el fraccionamiento isotópico del Pb es $<5\%$. Durante las mediciones se realiza un análisis de fragmentos de un cristal de circon (cada 5 mediciones) de edad conocida de 563.5 ± 3.2 Ma (2-sigma error) y ésta se usa para corregir el fraccionamiento. La incertidumbre resultante de la corrección por calibración es generalmente de 1-2% (2-sigma) tanto para edades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ como $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Las concentraciones de U y Th son calibradas con respecto al circon Sri Lanka, que contiene ~ 518 ppm de U y 68 ppm de Th. Los datos crudos del análisis realizado en zircons de muestras del área bajo estudio se presentan en la Tabla 6 (Anexo). La interpretación de las edades resultantes se presentan en diagramas resultantes de la aplicación del programa ISOPLOT 3.6 (Ludwig, 2008), mostrados en el capítulo 8.



Figura 56. Instrumentación del *Nu Plasma II HR MC-ICP-MS* empleado en el Arizona Laser Chron Center para la fechamientos mediante U-Pb.

6.6. Metodología para fechamientos mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Para la determinación de edades mediante este sistema, fue necesario obtener concentrados de feldespato potásico (sanidino) de cuatro rocas volcánicas (0904, 0905, 0921 y 1010) empleando las técnicas de separación descritas con anterioridad. Dichos concentrados fueron remitidos al Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Alaska, Fairbanks, donde se realizó una nueva purificación de los mismos. Los procedimientos analíticos posteriores se describen a continuación.

6.6.1. Preparación de las muestras

El primer procedimiento para el análisis geocronológico de sanidinos, consiste en la envoltura con papel aluminio de las muestras (concentrados) y de un estándar (MMhb-1; Samson y Alexander, 1987). Posteriormente, tanto las muestras como el estándar son cargadas en un contenedor de aluminio con dimensiones de 2.5 cm de diámetro por 6cm de largo e irradiadas con una tasa de 20 MW-hrs en la posición 5c del *uranium enriched research Reactor* de la Universidad de Mc Master, Ontario, Canadá. El MMhb-1 tiene una edad de 513.9 Ma (Lanphere and Dalrymple, 2000), y su uso permite vigilar el flujo de neutrones y calcular el parámetro de irradiación (J). A su regreso del reactor, tanto las muestras como el MMhb-1 se distribuyen en un recipiente de cobre que tiene orificios de 2 mm de diámetro, donde los cristales son colocados en forma individual.

6.6.2. Espectrometría de masas

Una vez que las muestras han sido cargadas, el recipiente de cobre es colocado bajo una columna con extractor de ultra-alto vacío, donde las muestras son calentadas y el MMhb-1 es fusionado mediante la incidencia de un rayo láser iónico de Argón de 6 watts (Figura 57a) siguiendo la técnica descrita por York et al. (1981), Layer et al. (1987) y Layer (2000).

La purificación del argón se consigue utilizando una trampa de enfriamiento con nitrógeno líquido y un tubo de captura SAES de Zr-Al a 400°C. El análisis isotópico se realizó con un espectrómetro de masas VG-3600 (Figura 57b). Las relaciones isotópicas de argón medidas fueron corregidas sistemáticamente por blanco y discriminación de masas al igual que el calcio, el potasio y la interferencia de cloruros siguiendo los procedimientos descritos por McDougall y Harrison (1999). El sistema de blancos fue generalmente de 2×10^{-16} mol ^{40}Ar y 2×10^{-18} mol ^{36}Ar , que son de 10 a 50 veces más pequeños que los volúmenes de las fracciones. La discriminación de masas es monitoreada calibrando aire inyectado y una muestra de vidrio *zero-age*. Estas mediciones son realizadas una vez por semana para revisar los cambios mensuales en la discriminación de masas. Los datos crudos del análisis se muestran en la Tabla 7 (Anexo), en tanto que la interpretación de resultados e información adicional se presenta en el capítulo 8.

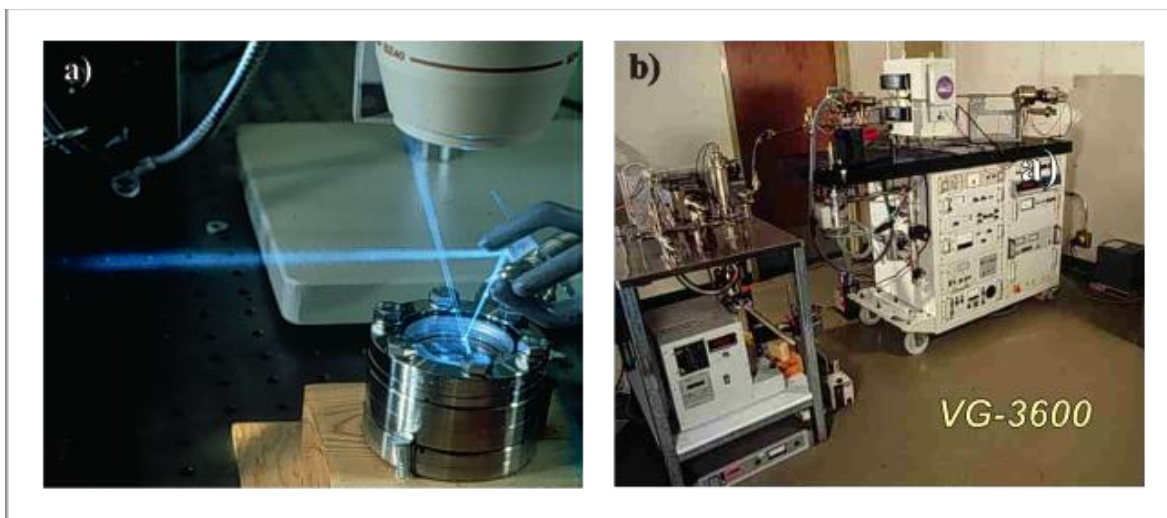


Figura 57. Instrumentación para datación isotópica mediante el sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ optimizado en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Alaska, Fairbanks: a) dispositivo de celdas y láser iónico para calentamiento por pasos, b) espectrómetro de masas VG-3600.

7. GEOQUÍMICA

7.1. Elementos mayores

Los elementos mayores son los principales constituyentes de una roca y sus abundancias se expresan en porcentaje de óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 ; Rollinson, 1993). Las concentraciones de tales elementos generalmente se presentan en porcentajes mayores al 1% en peso con excepción del P_2O_5 y el MnO , que poseen concentraciones entre el 0.1 y 1% en peso. La suma total de los valores debe ser cercana al 100% y el análisis de estos componentes puede ser empleado para la clasificación geoquímica de ciertos tipos de rocas mediante la construcción de diagramas de variación que permiten estimar algunos procesos geoquímicos, y elucidar la presencia de las fases minerales formadoras.

Los datos crudos de abundancias de elementos mayores en 38 muestras del área bajo estudio se muestran en la Tabla 4 (Anexo), e incluyen 13 rocas metamórficas, 9 plutónicas, 9 volcánicas y 7 muestras del grupo de diques e inclusiones máficas. Los valores presentados en este capítulo han sido normalizados al 100% (base anhidra). Para la caracterización geoquímica, se elaboraron algunos diagramas de Harker para observar las variaciones de óxidos mayores *versus* contenido de SiO_2 en rocas plutónicas, diques y unidades volcánicas. Con los datos obtenidos se estableció el coeficiente de correlación (r^2) y la pendiente (m) para establecer la dependencia lineal y observar tendencias, las cuales se indican con líneas discontinuas de color rojo en cada gráfica. El valor de r^2 puede variar entre 0 y 1, lo que indica que entre mayor sea la aproximación a 1 la correlación es mejor. En caso contrario, cuando el valor se acerca a 0 no existe correlación entre los datos.

Los datos de elementos mayores de rocas plutónicas (con inclusiones máficas asociadas y diques) y volcánicas se analizan por separado, ya que aunque ambos grupos pueden compartir similitudes composicionales y mineralógicas dentro del mismo marco tectónico, también pueden presentar diferencias significativas en los procesos magmáticos involucrados en su origen (Bachmann *et al.*, 2007). La interpretación de datos ha sido integrada en la discusión final con el planteamiento de diversas interrogantes que, a pesar de estar estrechamente asociadas con la evolución magmática de la región, no son necesariamente el principal objeto de estudio.

Para la clasificación tipológica de granitoides (incluyendo rocas metamórficas ortogénicas) e inclusiones máficas con base en la saturación de alúmina (Maniar y Piccoli, 1989), se desarrolló la metodología propuesta por Chappell y White (1974), mediante la cual se determina el índice de Shand (1927) con el recálculo del peso molecular de $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{NaO} + \text{K}_2\text{O})$ [mol] *versus* el peso molecular de $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{NaO} + \text{K}_2\text{O})$ [mol], que permite distinguir entre granitoides peraluminosos (saturados en alúmina), metaluminosos (subsaturados en aluminio) y peralcalinos. Las rocas que tienen $\text{ASI} > 1.0$ se denominan peraluminosas (Zen, 1985). Estas rocas contienen más aluminio del que pueden incluir los feldespatos. Las fases mineralógicas pueden ser muscovita aluminosa para rocas peraluminosas y biotita, cordierita, granate o algún polimorfo de aluminosilicato para rocas

muy peraluminosas. Si $ASI > 1.0$ y $Na+K < Al$ molecular entonces se habla de rocas metaluminosas. Si $ASI < 1.0$ y $Na+K > Al$, las rocas son peralcalinas y los minerales característicos son feldespato potásico, anfíbol y piroxenos sódicos. El índice de Shand (1927) es predominantemente determinado por la composición de la región fuente y la naturaleza del proceso de la fusión. En tal clasificación se discriminan dos tipos de granitos: el primero, “tipo I” por ser procedente de fuentes de ígneas, y el segundo, “tipo S” por ser derivados de procesos de fusión con influencia de corteza sedimentaria.

7.2. Resultados

7.2.1. Rocas metamórficas

Dentro de este análisis se incluyeron únicamente datos de elementos mayores de ortogneises que consisten de 3 ortogneises migmatíticos (muestras 0915, 0939 y 0942) y 3 ortogneises de biotita bandeado (muestras 0916, 0936 y 0940a).

Con base en el análisis petrográfico previo, y asumiendo que los ortogneises fueron derivados de protolitos ígneos, se construyó el Diagrama TAS (Fig. 58a) para rocas plutónicas en función de su contenido de *sílice* (SiO_2) vs *álcalis* (Na_2O+K_2O) propuesto por Cox *et al.* (1979). Como se aprecia en la Figura 58a, los ortogneises migmatíticos son de composición granítica, (67.11 - 75.05 wt. % SiO_2), en tanto que los ortogneises bandeado se proyectan en el campo de las rocas intermedias y félsicas (62.12 - 74.77 wt. % de SiO_2). Tomando en cuenta el índice de saturación en alúmina propuesto por Shand (1927), en el diagrama de Maniar y Piccoli (1989), todos los ortogneises se ubican en el dominio peraluminoso (Fig. 58b). Adicionalmente, los valores del índice ACNK mostrados en la Tabla II varían entre 1.07 y 1.17 definiendo una variación de tipo “I” y “S” (Fig. 58c) tomando en cuenta la tipología de granitoides propuesta por Chappell y White (1974).

De acuerdo con Rollinson (1993), una manera de interpretar el comportamiento químico observado puede atribuirse a la combinación de procesos metamórficos y magmáticos indicando una composición aproximada al protolito ígneo (granodiorita-granito). Sin embargo, es muy probable que dichas unidades registren una historia de procesos de metamorfismo y anatexis aún más complejos.

Tabla II. Índice de saturación en alúmina de Ortogneises (valores normalizados)

Muestra	Litología	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	$\frac{mol}{Al_2O_3}$	$\frac{mol}{CaO}$	$\frac{mol}{Na_2O}$	$\frac{mol}{K_2O}$	ACNK
0915	Ortogneis migmatítico	75.05	13.05	1.65	2.82	3.60	0.13	0.03	0.05	0.04	1.13
0916	Ortogneis bandeado	71.16	13.51	1.37	2.10	5.15	0.13	0.02	0.03	0.05	1.17
0936	Ortogneis bandeado	74.77	12.39	0.70	2.09	5.43	0.12	0.01	0.03	0.06	1.17
0939	Ortogneis migmatítico	67.11	17.18	2.31	5.16	1.97	0.17	0.04	0.08	0.02	1.16
0940a	Ortogneis bandeado	62.12	15.80	2.94	3.59	3.18	0.15	0.05	0.06	0.03	1.07
0942	Ortogneis migmatítico	67.24	17.23	2.39	5.37	2.33	0.17	0.04	0.09	0.02	1.10

En el caso de los metasedimentos, los valores normalizados de la concentración de SiO₂ en rocas calcisilicatadas varía entre 45.67% y 49.67% en roca total. Para los esquistos, la abundancia es de 50.02-62.82 wt. % SiO₂, en tanto que el paragneis de biotita tiene la abundancia máxima de SiO₂ con un valor de 68.88 % en roca total. Como se mencionó anteriormente, los datos crudos del análisis se muestran en la Tabla 4 (Anexo).

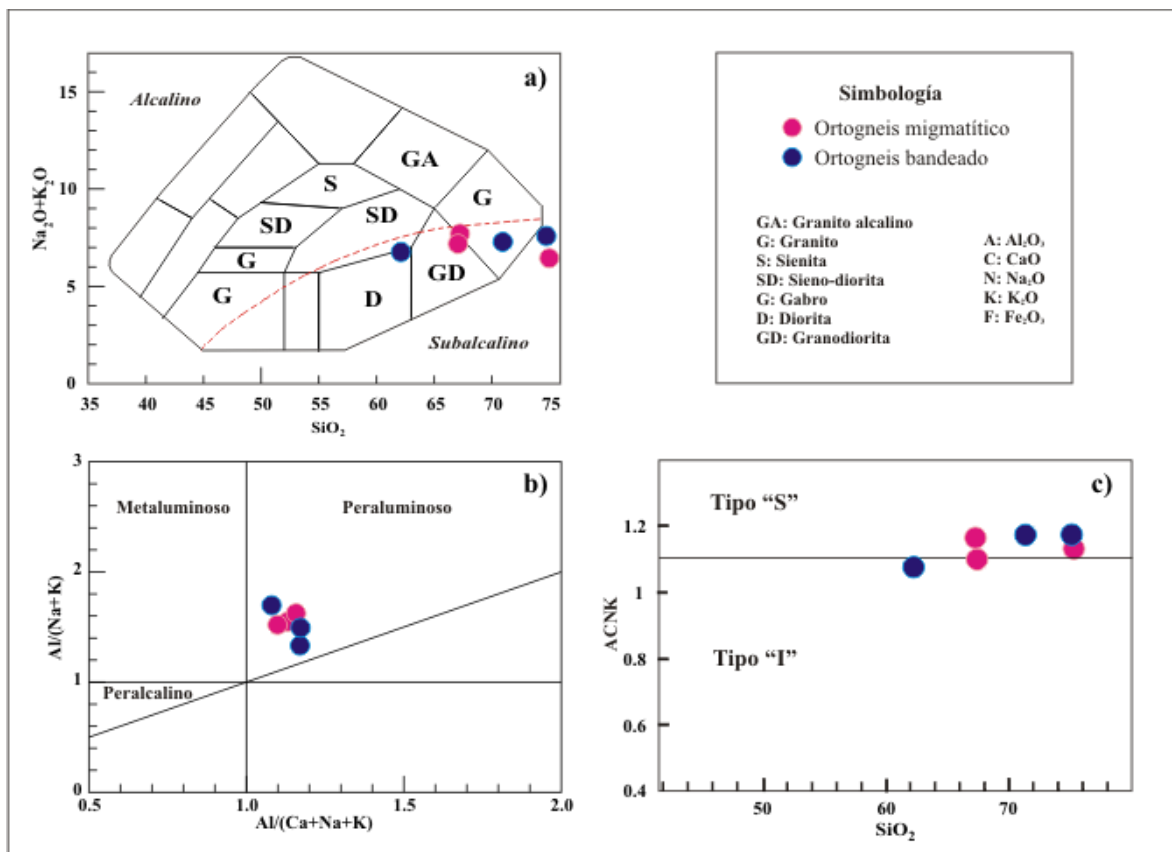


Figura 58. Diagrama TAS adaptado por Wilson (1989) para clasificar rocas plutónicas, donde se muestra la variación composicional de los ortogneises analizados, b) Diagrama de saturación en alúmina de granitoides (Maniar y Piccoli, 1989) y c) Diagrama de A/CNK de Chappell & White (1974) para la tipología de granitoides.

7.2.2. Rocas ígneas

7.2.2.1. Rocas plutónicas, diques y enclaves máficos

Desde el punto de vista petrológico, el entendimiento sobre la forma y evolución de los sistemas graníticos se ha visto limitado por el hecho de que las unidades plutónicas expuestas en la superficie terrestre comúnmente constituyen la parte superior de un cuerpo cuya profundidad y arquitectura raramente son observados durante el trabajo de campo, ya que en la naturaleza, las dimensiones en escala vertical de dichos cuerpos no exceden las decenas o centenas de metros. La mayor parte de la información que se tiene sobre la forma y extensión de estas masas, ha sido aportada por diversos estudios en los que se emplean métodos geofísicos. En estudios recientes, el registro proporcionado por las rocas plutónicas ha sido considerado como una fuente de información parcial (o total en algunos casos) sobre las etapas finales de cristalización de múltiples eventos de intrusión ocurridos en diferentes niveles corticales (Bachmann *et al.*, 2007), o bien, han sido interpretados

como producto de la amalgamación de múltiples cuerpos magmáticos de menor dimensión eventualmente incorporados en una cámara magmática (p. ej. Annen *et al.*, 2006).

En el presente estudio, el análisis de elementos mayores de rocas plutónicas, diques y enclaves máficos del área bajo estudio ha sido realizado con la finalidad de clasificar la variedad composicional, y de ser posible, identificar algunos de los procesos asociados a su génesis. Este grupo incluye datos de 8 rocas plutónicas (muestras 0911, 0913, 0914, 0922, 0924b, 0932, 0953a y 1004), 1 cuerpo granodiorítico hipabisal (muestra 0902), 1 pegmatita (muestra 0941) y 2 enclaves máficos (muestras 0924a y 0952). Para fines prácticos, se incluyeron también las concentraciones de elementos mayores de los diques diabásicos 0925 y 1002, así como del dique máfico 0901. Se excluyeron los valores del enclave máfico 0923-1 debido al alto porcentaje de pérdida por ignición (LOI) que presenta (4.95%). Los datos crudos del análisis se presentan en la Tabla 2 (Anexo).

Para la clasificación de la serie magmática, fue utilizado el diagrama TAS para rocas plutónicas propuesto por Cox *et al.* (1979). Como se observa en la Figura 59a, la mayor parte de las rocas analizadas es de afinidad subalcalina y su composición presenta un amplio rango composicional que incluye dioritas, granodioritas y granitos en el caso de las rocas plutónicas. Los enclaves máficos tienen composiciones gabroicas a dioríticas (51.52-59.59 wt. % SiO₂), las rocas plutónicas poseen variaciones desde dioritas (56.73-73.51 wt. % SiO₂) a granitos con una muestra proyectada en el campo de los granitos alcalinos (0932). También una muestra de pegmatita (muestra 0941) se observa en el campo de los granitos alcalinos (Fig. 59a). La muestra 0902 pertenece al grupo de cuerpos hipabisales y es de composición granodiorítica (64.67% wt. SiO₂). En el caso de los diques diabásicos, la composición varía de 54.78% a 57.97 % en contenido de SiO₂ (roca total), y para el dique máfico 0901, se obtuvo una concentración de 52.61% de sílice en roca total (Figura 59a). Estos diques caen en el campo de las rocas subalcalinas (Fig. 59a).

Además, para clasificar la serie subalcalina, se construyó el diagrama AFM (A=Álcalis [Na₂O+K₂O], F=FeO* [recalculado FeO=0.8998*Fe₂O₃] y M=MgO, expresados en porcentaje en peso) propuesto por Irvine y Baragar (1971) mostrado en la Figura 59b, donde se aprecia que la composición de las muestras se encuentra en el dominio de las rocas calcialcalinas con una muestra (0901) de los diques máficos en el campo superior atribuido a la mineralización por alteración hidrotermal que afectó a esta unidad. Adicionalmente los datos fueron graficados en el diagrama de discriminación SiO₂ *versus* K₂O de acuerdo a Le Maitre *et al.* (1989) y considerando los límites de K₂O dados por Peccerillo y Taylor (1976) para la clasificación en función del contenido en SiO₂ *versus* K₂O (Fig. 59c). En dicho diagrama, las muestras se distribuyen principalmente en los campos de contenido medio y alto de K₂O, y en el caso de la pegmatita 0941, esta se ubica en el campo de las series shoshoníticas (Fig. 59c).

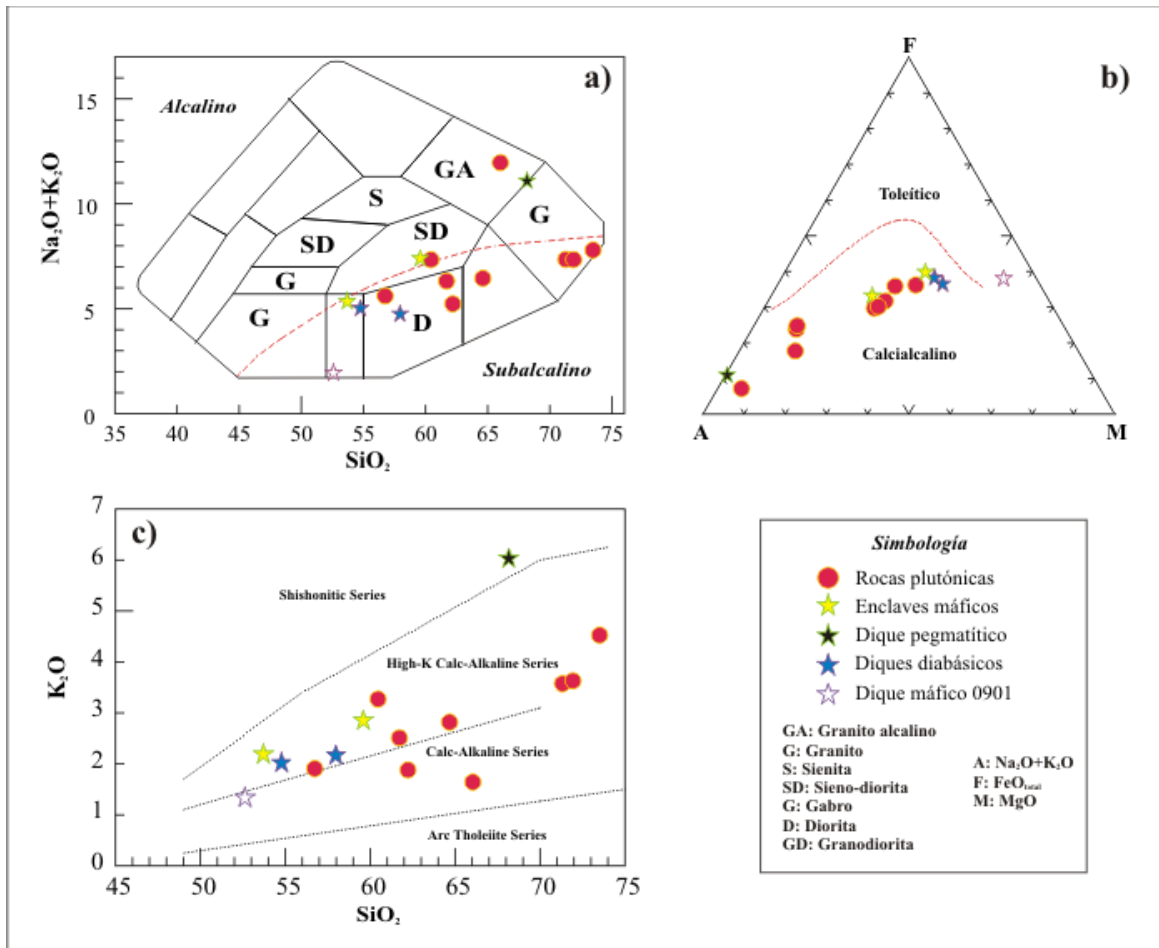


Figura 59. a) Diagrama TAS propuesto por Cox *et al.* (1979) para rocas plutónicas, b) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) para la clasificación de la serie subalcalina, c) Diagrama de discriminación SiO₂ vs. K₂O considerando los límites de K₂O dados por Peccerillo y Taylor (1976).

En la Figura 60a se presenta el diagrama de Shand (Maniar y Piccoli, 1989), donde dichos valores le confieren a un carácter metaluminoso a los enclaves máficos y diques diabásicos. Las rocas plutónicas se distribuyen en el campo metaluminoso y peraluminoso, y el dique pegmatítico 0941 se ubica en el campo peraluminoso. En el caso del dique máfico 0901, los valores se proyectan en el campo peralcalino, sin embargo, estos valores se atribuyen al grado de mineralización presente en la muestra (Fig. 60a). Por otra parte, se calculó el ASI (Tabla III) y se graficó en el diagrama propuesto por Chappell y White (1974, Fig. 60b). En este diagrama se observa un incremento en los valores del ASI con el aumento de la concentración en SiO₂ y los valores del índice de saturación permiten clasificar la mayoría de las unidades como granitoides tipo “I”, con excepción de una roca granítica (muestra 1004) y el dique pegmatítico 0941, que se ubican en el campo de los granitos tipo “S”.

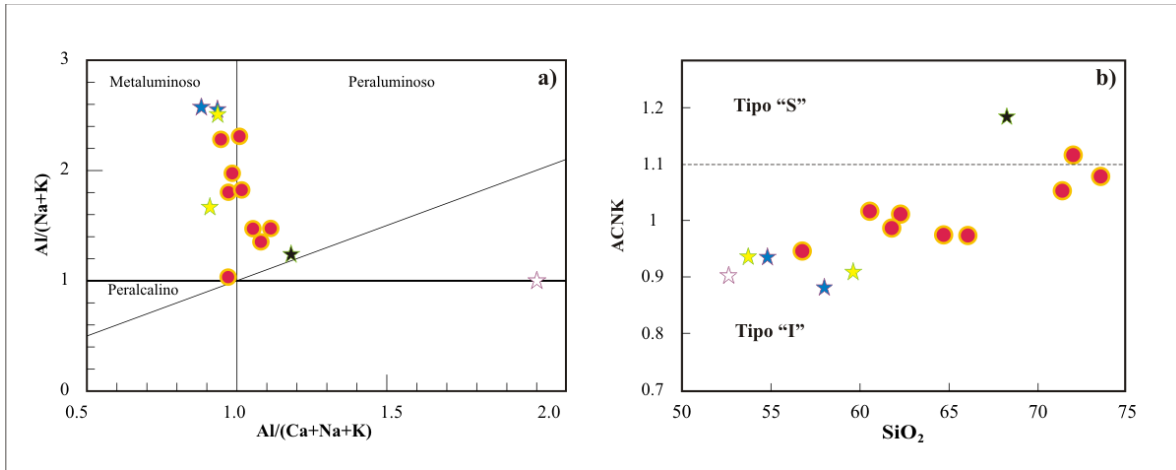


Figura 60. a) Diagrama de saturación en alúmina de granitoides (Maniar y Piccoli, 1989) y b) Diagrama de A/CNK de Chappell & White (1974) para determinación de tipología de granitoides. La simbología empleada es la misma que la de la Figura 59.

Tabla III. Índice de saturación en alúmina en rocas plutónicas, diques y enclaves máficos

Muestra	Litología	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	· mol Al ₂ O ₃	· mol CaO	· mol Na ₂ O	· mol K ₂ O	ACNK
0902	Granodiorita	64.67	16.35	4.27	3.65	2.82	0.16	0.08	0.06	0.03	0.97
0911	Cuarzo-monzodiorita	56.74	18.66	6.34	3.72	1.91	0.18	0.11	0.06	0.02	0.95
0913	Granito	73.52	13.97	1.47	3.30	4.53	0.14	0.03	0.05	0.05	1.08
0914	Cuarzo-monzodiorita	61.72	17.84	5.00	3.85	2.49	0.17	0.09	0.06	0.03	0.98
0922	Granito	71.32	14.93	2.24	3.83	3.56	0.15	0.04	0.06	0.04	1.05
0924b	Tonalita	62.22	17.55	5.39	3.38	1.88	0.17	0.10	0.05	0.02	1.01
0932	Granito	66.05	19.42	0.66	10.35	1.64	0.19	0.01	0.17	0.02	0.97
0953a	Tonalita	60.47	18.74	4.51	4.10	3.27	0.18	0.08	0.07	0.03	1.01
1004	Granito	71.94	14.87	1.80	3.74	3.63	0.15	0.03	0.06	0.04	1.11
0901	Dique máfico	52.61	18.68	10.03	0.63	1.31	0.18	0.18	0.01	0.01	0.90
0924a	Cuarzo-diorita	53.71	19.17	7.03	3.22	2.21	0.19	0.13	0.05	0.02	0.94
0941	Pegmatita	68.17	18.54	0.41	5.12	6.05	0.18	0.01	0.08	0.06	1.18
0952	Tonalita	59.60	17.74	4.80	4.68	2.85	0.17	0.09	0.08	0.03	0.91
1002	Diabasa	54.78	18.36	6.80	3.07	2.04	0.18	0.12	0.05	0.02	0.94
0925	Diabasa	57.98	16.96	6.93	2.60	2.19	0.17	0.12	0.04	0.02	0.88

En la Figura 61 se presentan los diagramas de tipo Harker de óxidos mayores señalando las principales tendencias composicionales dentro del grupo de las rocas plutónicas, diques y enclaves máficos. Por otra parte, los datos de diques diabásicos 0925 y 1002, así como el dique máfico 0901 fueron considerados de manera independiente debido a la escasez de muestras, por lo cual sólo se mencionan las variaciones importantes en las abundancias de elementos.

Con excepción del K₂O y Na₂O, las correlaciones observadas en las series de datos conformadas por las rocas plutónicas y enclaves máficos, mostraron valores confiables de r². A pesar de esto, la tendencia del K₂O (r²= 0.68), muestra un incremento gradual con valores de 1.9% a 4.5%, que es consistente con la variación en el contenido del feldespato

potásico observado en las rocas intermedias y félsicas, incrementando su concentración en estas últimas (Fig. 61a) e indicando cristalización tardía de dicho mineral. En el caso del Na_2O , los valores varían de 3.2% a 4.6%. Estos límites corresponden a dos inclusiones máficas (muestras 0924a y 0952, Fig. 61b). En ambos elementos, el granito 0932 y la pegmatita 0941 presentan un comportamiento distinto al resto de los valores.

Los elementos restantes indican empobrecimiento en las concentraciones con el aumento en el contenido de sílice. Para el Al_2O_3 y CaO las tendencias son negativas y los valores de r^2 obtenidos son de 0.95 en ambos casos. El contenido de aluminio muestra poca variación (13.9%- 19.1%), y las concentraciones más altas se presentan en rocas máficas e intermedias (Fig. 61c). Un comportamiento similar se aprecia en la gráfica de CaO versus SiO_2 , que en conjunto con el aluminio indica el fraccionamiento de plagioclasa y de algunos minerales ferromagnesianos como podrían ser piroxeno y anfíbol en las primeras etapas de cristalización del magma (Fig. 61d). En lo que respecta a las muestras 0932 y 0941, los valores de Al_2O_3 y CaO poseen comportamientos totalmente opuestos, posiblemente a la presencia de fases secundarias como sericita y epidota en el caso del aluminio, y en el caso del calcio, la baja concentración puede atribuirse a escasez de minerales máficos con respecto al resto de las muestras. En los diques diabásicos, el contenido de potasio (2-2.1%) y sodio (2.5-3%) afirman dicha suposición con la abundancia de plagioclasa, anfíbol, y en el caso del dique 0925, con la presencia de piroxeno (Fig. 61c y d).

En la correlación del P_2O_5 , el valor de r^2 es de 0.9. Las bajas concentraciones de este elemento reflejan la cristalización de apatito identificado como fase accesoria en la mayor parte de las muestras de este grupo (Fig. 61e). En la muestra 0932, el contenido de este elemento es particularmente bajo (0.03%). En los diques diabásicos, el contenido de fósforo es tan alto como en las rocas plutónicas intermedias e inclusiones máficas (0.26% y 0.29%). En óxidos como el Fe_2O (Fig. 61f), TiO_2 (Fig. 61g), MnO (Fig. 61h) y MgO (Fig. 61i), las tendencias también son negativas. Los valores de la correlación son consistentes ($r^2=0.86-0.97$) con el fraccionamiento temprano de minerales máficos como hornblenda, y titanita. Por su parte, las muestras 0932 y 0941 se caracterizan por los bajos contenidos de dichos elementos. Debido a que en la mayor parte de los diagramas observados, ambas muestras poseen comportamientos diferentes, dichas unidades pueden ser referidas de manera separada representando variaciones composicionales dentro del mismo plutón, o bien, como productos de un estadio de cristalización diferente. El contenido de Fe_2O , TiO_2 , MnO y MgO , en diques diabásicos también es alto y puede estar asociado a la presencia de los óxidos identificados en estas unidades.

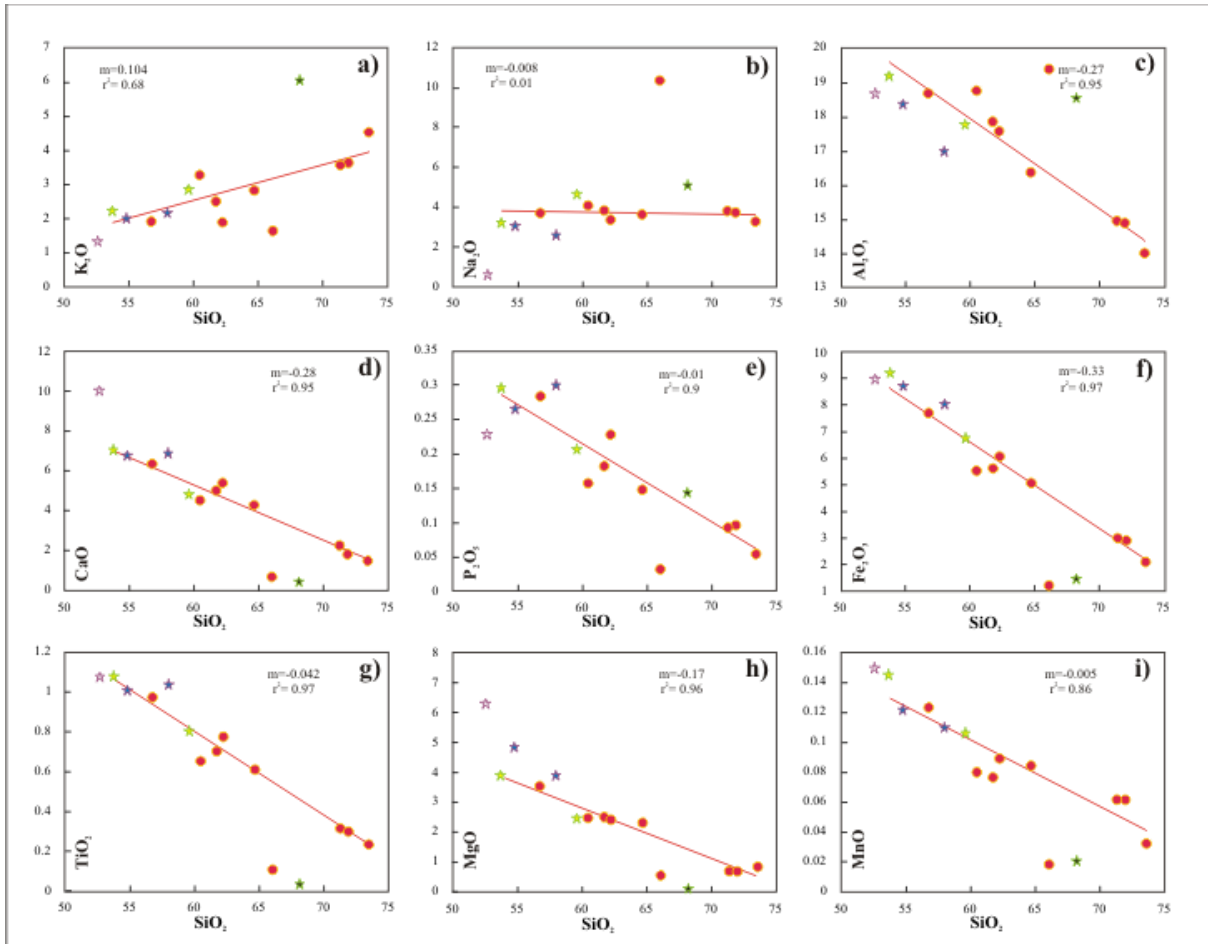


Figura 61. Diagramas Harker (1909) de elementos mayores en rocas plutónicas, diques y enclaves máficos, donde se muestra la variación en la concentración de elementos mayores en función del contenido de sílice. La simbología empleada es la misma que la de la Figura 59.

7.2.2.2. Rocas volcánicas

El análisis de elementos mayores de rocas volcánicas consiste de 8 muestras entre las que se encuentran flujos de lava masivos (muestras 0905, 0947 y 1010), flujos de lava afectados por fallas y fracturas (muestras 0921 y 1010), ignimbritas (muestras 0904 y 0920) y una muestra de brecha volcánica (muestra 0933). Los datos de elementos mayores de la muestra 0945a fueron descartados por el alto porcentaje de LOI obtenido (3.04%). Es importante mencionar que aunque los diagramas mostrados en la Figura 62 son empleados para clasificar rocas no piroclásticas, estos datos fueron incluidos con fines comparativos. Los datos crudos del análisis se muestran en la Tabla 2 (Anexo).

Para la clasificación en función del contenido de sílice se utilizó el diagrama TAS (Irvine y Baragar, 1971). De acuerdo a este diagrama, las unidades volcánicas son riolíticas y se distribuyen en el dominio de las rocas subalcalinas y alcalinas (Fig. 62a), con excepción de un flujo de lava (muestra 0905) que se ubica en el campo de las traquitas (Fig. 62a). La composición los flujos de lava masivos varía de traquítica a riolítica (70-73.1 % wt. SiO₂), los flujos de lava afectados por fallas y fracturas son de composición riolítica (74-75.4 wt. % SiO₂). En las ignimbritas, el contenido de sílice es más abundante (76.7-78.2 wt. %

deSiO₂), y la brecha volcánica 0933b también presenta composición riolítica (72 wt. % de SiO₂).

La clasificación de la serie magmática se realizó con el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971), permitiendo ubicar este grupo en el campo de las rocas calcialcalinas (Fig. 62b), con excepción de un flujo de lava (muestra 0947) cuyos valores extrapolan esta muestra fuera de dicho campo. Por otra parte, los datos fueron graficados en diagrama de Peccerillo y Taylor (1976), donde dichas muestras se encuentran en el campo de las rocas calcialcalinas con contenido de potasio medio y alto (Fig. 62c).

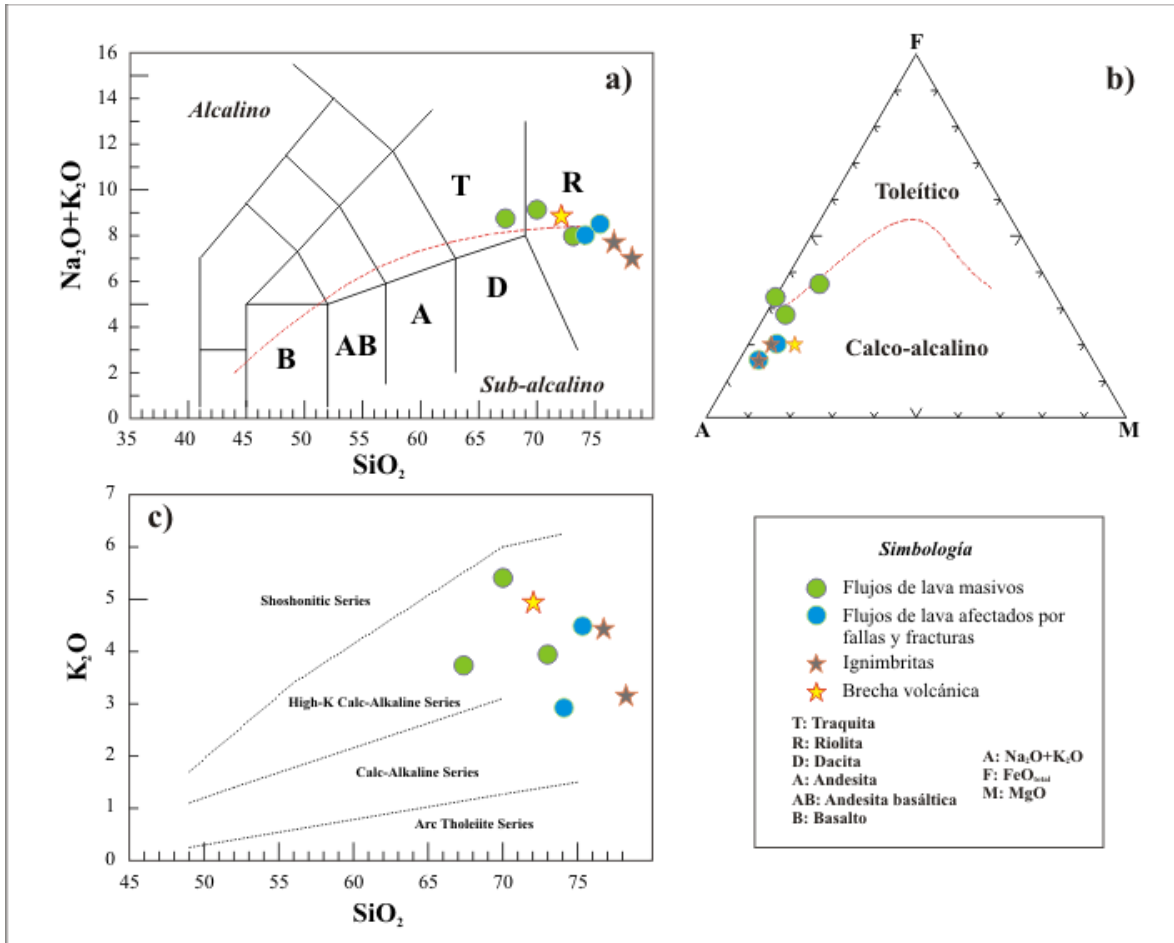


Figura 62. a) Diagrama TAS (*Total Alkalies Vs. Silica*, por sus siglas en inglés) propuesto por Irvine y Baragar (1971) para la clasificación de rocas volcánicas, b) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) para separar la serie toleítica de la calcialcalina, c) Diagrama de discriminación SiO₂ vs K₂O de las muestras de rocas volcánicas analizadas considerando los límites de K₂O dados por Peccerillo y Taylor (1976).

Los diagramas tipo Harker correspondientes a este grupo se presentan en la Figura 63 y se obtuvieron los valores de correlación para observar tendencias con el fin de establecer la relación entre las abundancias de elementos y las fases mineralógicas presentes asumiendo una fuente común entre estas unidades. En forma general, en estos diagramas se observaron algunas tendencias similares al comportamiento de las rocas plutónicas e inclusiones máficas. Sin embargo, los datos tienen un grado de dispersión muy alto e integran líneas de pendientes suaves e índices de correlación bajos. Un aspecto importante en las tendencias

observadas es la semejanza que presentan las concentraciones de algunos elementos en las rocas volcánicas con las plutónicas félsicas con contenido en sílice > 63% (muestras 0902, 0913, 0922 y 1004), sugiriendo una continuidad evolutiva de la fuente magmática que originó ambas secuencias, además de la ocurrencia de actividad plutónica y volcánica contemporáneas en el área de estudio, o ambas.

Como se puede observar en la Figura 63a, el contenido de K_2O presenta valores dispersos que no definen una tendencia significativa. En las rocas volcánicas, es interesante notar que la variación en la concentración de potasio se encuentra entre 2.9 y 5.4%, la cual es muy similar en las rocas plutónicas mencionadas (granitos, 2.8-4.5%, Fig. 61a). El Na_2O muestra un ligero empobrecimiento del 5% al 3.1% (Fig. 63b) y un valor de correlación muy bajo ($r^2= 0.2$). En las rocas plutónicas félsicas también se aprecia una ligera disminución de los valores (3.8 a 3.2% K_2O , Fig. 62b). Respecto al aluminio, la correlación fue buena ($r^2=0.9$) y las variaciones (12.7-15.9% Al_2O_3 , Fig. 63c) obedecen la misma tendencia negativa de las rocas plutónicas félsicas, cuya abundancia de Al_2O_3 es de 13.9% a 16.34%. Es de gran importancia mencionar que las concentraciones de K_2O , Na_2O y Al_2O_3 obtenidas son congruentes con la abundancia modal de fenocristales y microfenocristales de sanidino y plagioclasa observados durante el análisis petrográfico previo. Por su parte, el CaO no muestra ninguna tendencia (Figs. 63d) y la concentración es muy baja (0.12-1.29%), posiblemente debido a la predominancia del feldespato potásico sobre la plagioclasa que caracteriza dichas unidades. En cuanto al P_2O_5 , las concentraciones son de 0.011 a 0.13%, encontrándose dentro del rango de valores obtenidos en las de rocas plutónicas félsicas (0.05-0.14%) para este elemento. Aunque el valor en la correlación es muy bajo ($r^2= 0.08$), la curva dibujada en la Figura 63e permite distinguir una tendencia negativa.

En el caso del Fe_2O_3 y TiO_2 , las correlaciones son negativas (Fig. 63f y g, respectivamente) y con valores de r^2 de 0.9 y 0.8, respectivamente. El contenido de Fe_2O_3 en rocas volcánicas varía de 1.4 a 6.2%, que incluye el rango de las rocas plutónicas félsicas (2-5%), sugiriendo el fraccionamiento de minerales máficos (escasos) y óxidos observados durante el análisis petrográfico. Los valores de TiO_2 se encuentran entre 0.09 y 0.7%, incluyendo también los valores de las rocas plutónicas mencionadas (0.23-0.61%, Fig. 63g). Finalmente, el MgO y MnO (Fig. 63h e i, respectivamente) presentan abundancias muy bajas y valores con poca dispersión, pero ambos con tendencias negativas apreciables. Para el MgO , las abundancias son bajas (0.009-0.77%) al igual que el MnO (0.11-0.065%).

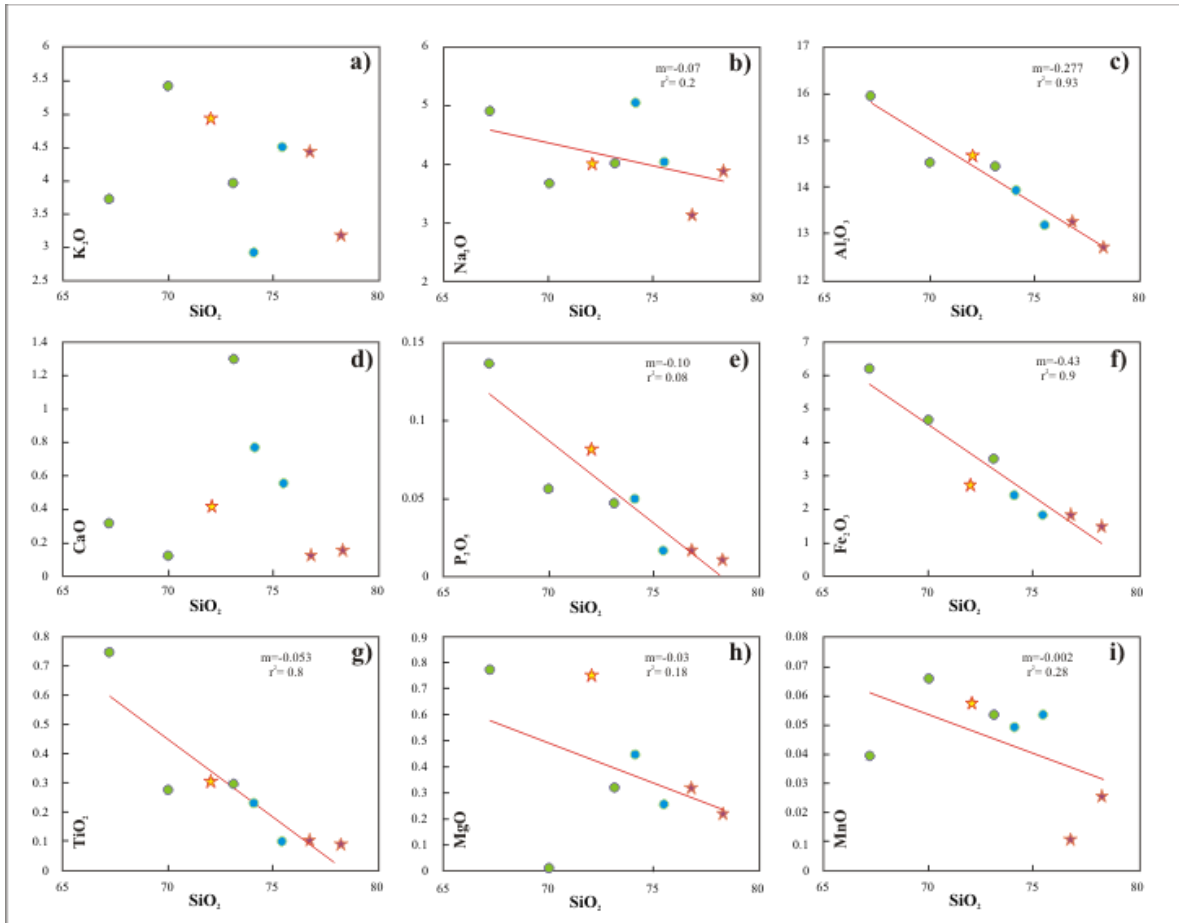


Figura 63. Diagramas Harker (1909) de elementos mayores en rocas volcánicas en la Isla María Madre donde se muestra la variación en la concentración de elementos mayores en función del contenido de sílice. La simbología empleada es la misma que la de la Figura 62.

7.3. Elementos traza

Por definición, los elementos traza son aquellos que se presentan en concentraciones menores al 0.1% en peso (<1000 partes por millón). El estudio de estos componentes resulta bastante útil en la determinación de ciertos procesos petrogenéticos que no sería posible identificar sólo con elementos mayores, ya que los elementos traza pueden sustituir a los elementos mayores. Por otra parte, dichos elementos son determinativos en la indagación de afinidades geoquímicas e interpretaciones petrogenéticas, ya que en la mayoría de los casos son susceptibles a cambiar por fenómenos geológicos ante los cuales que los elementos mayores no lo son tanto.

Para caracterizar la distribución de los elementos traza de rocas metamórficas ortogénicas y rocas ígneas del área bajo estudio, en este apartado se presentan diagramas Harker de elementos con distintas afinidades geoquímicas: elementos de bajo potencial iónico (elementos de radio iónico grande y carga baja o LILE –*large ion lithophile elements*-, p. ej. Cs, Rb, Ba, así como Sr y Pb), elementos de alto potencial iónico (radio iónico pequeño y carga elevada o HFS –*high field strength elements*-, p. ej. Nb, Ta, Ti, Zr, Hf), y elementos de transición (Ni, V).

Con el propósito de establecer la relación con el ambiente tectónico de origen de los ortogneises, rocas plutónicas, diques e inclusiones máficas, se emplearon los diagramas de discriminación Y+Nb Vs. Rb e Yb+Ta Vs. Rb propuestos por Pearce *et al.* (1984). Para el grupo de rocas volcánicas, las concentraciones de elementos traza se normalizaron con respecto al basalto N-MORB según los valores propuestos por Sun y McDonough (1989), y se elaboraron diagramas multielementales con el fin de observar los patrones de distribución y establecer la participación de componentes de corteza y manto asociados al origen de estas unidades.

7.4. Elementos de tierras raras

Los elementos de tierras raras (REE, por sus siglas en inglés) son un grupo de 15 elementos (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) con números atómicos entre 57 (La) y 71 (Lu). Los miembros con número atómico menor se denominan Tierras Raras Ligeras (LREE) y los miembros intermedios de este grupo se conocen como Tierras Raras Medianas (Sm a Ho), en tanto que aquellos con número atómico mayor son las Tierras Raras Pesadas (HREE). Los elementos traza resultan de gran utilidad en estudios petrogenéticos, ya que tienen un comportamiento similar (son trivalentes) bajo la mayoría de condiciones geológicas, aunque algunos existen en estados de oxidación diferente (p.ej. Ce⁴⁺ y Eu²⁺). Otra cualidad de este grupo es que durante procesos de metamorfismo de bajo grado y alteración hidrotermal permanecen inmóviles (Rollinson, 1993).

En el presente estudio se analizaron las concentraciones de elementos traza y REE en un total de 38 muestras correspondientes a rocas metamórficas (13 muestras), cuerpos plutónicos (9 muestras), diques e inclusiones máficas (7 muestras) y unidades volcánicas (9 muestras). Para el análisis de REE, los datos de las concentraciones fueron normalizados con respecto a sus abundancias en meteoritos condriticos (Nakamura, 1974) en las unidades metamórficas (ortogneises) e ígneas (plutónicas, diques, inclusiones máficas y volcánicas) para establecer el grado de fraccionamiento y determinar su comportamiento. Además, los valores de algunos elementos permitieron cuantificar las anomalías observadas en estos diagramas. Los datos crudos obtenidos mediante ICP-MS se presentan en la Tabla 2 (Anexo).

7.5. Resultados

7.5.1. Elementos traza en ortogneises.

Las concentraciones de Rb, Yb, Ta y Nd en ortogneises permitieron elaborar los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos propuestos por Pearce *et al.* (1984), en los cuales, las correlaciones de Y+Nb Vs. Rb e Yb+Ta Vs. Rb (Fig. 64a y b) indican un ambiente de origen de arco volcánico, con una muestra ubicada en el campo de los granitoides de intraplaca (muestra 0916). No obstante, su posición en las gráficas de la Figura 64 puede ser un artefacto, ya que la gráfica ha sido diseñada para rocas ígneas intermedias, lo que puede implicar posiciones erróneas de rocas máficas y félsicas.

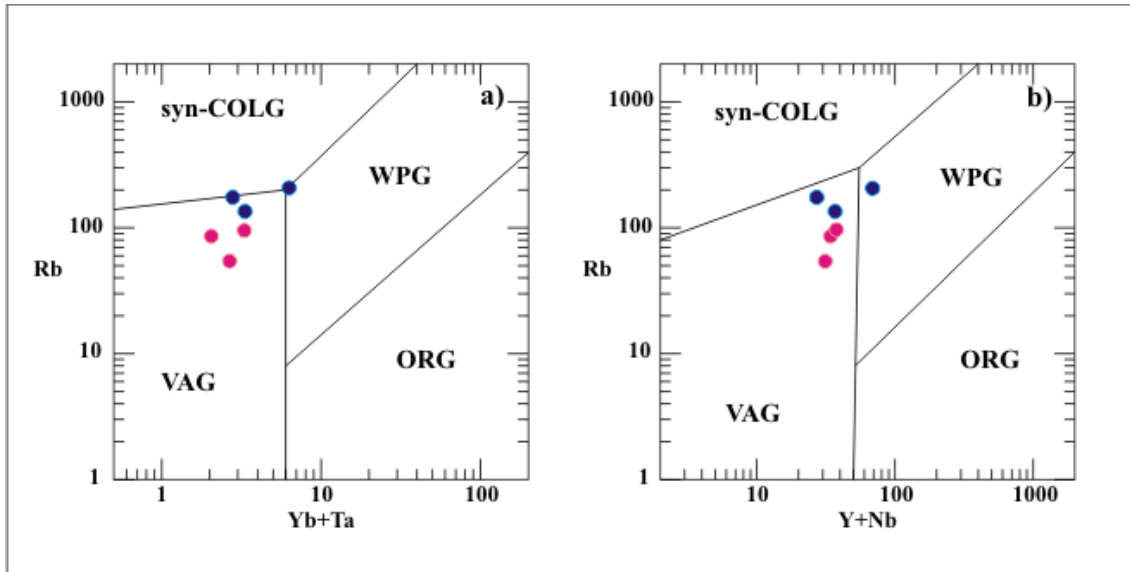


Figura 64. a) y b) Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos propuestos por Pearce *et al.* (1984). La simbología empleada es la misma que la de la Figura 58.

7.5.2. Elementos de tierras raras en rocas metamórficas

Para observar el comportamiento de las REE, los valores de ortogneises y unidades metasedimentarias del “*roof pendant*” fueron normalizados con respecto a condrita (Nakamura, 1993), donde los patrones de ambos grupos de rocas metamórficas muestran un enriquecimiento en LREE de hasta 110 veces el valor condrítico y un empobrecimiento en HREE, cuyos patrones son comúnmente observados en la corteza continental, además de anomalía negativa de Eu asociada al fraccionamiento de plagioclasa. Otra anomalía presente es la de Ce, atribuida a procesos de intemperismo esférico (Fig. 65a y b).

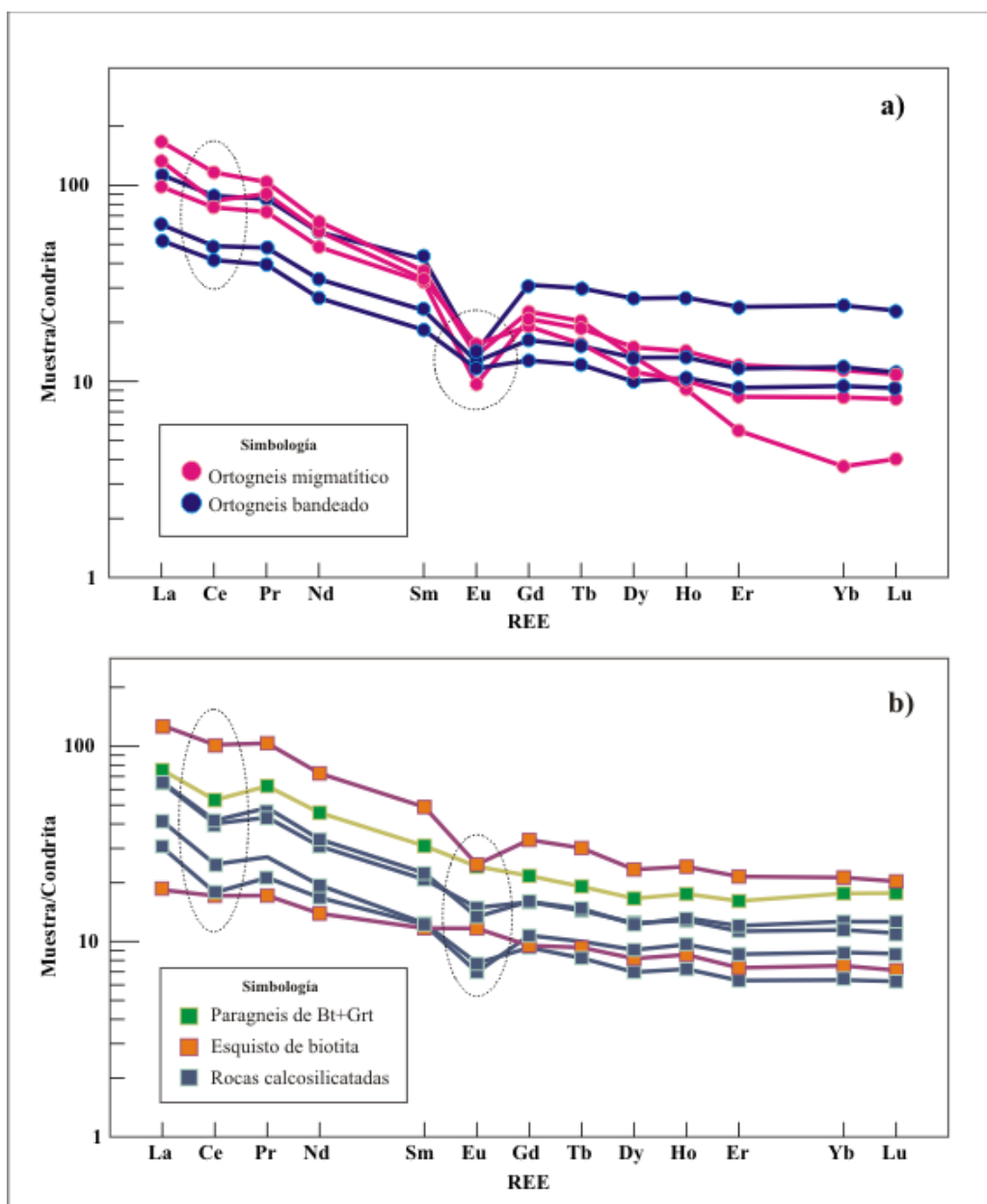


Figura 65. Diagramas de REE normalizados con respecto a condrita (Nakamura, 1993): a) ortogneises de la costa oeste, b) rocas metasedimentarias del “roof pendant”. Las elipses punteadas indican las principales anomalías observadas.

Para cuantificar el grado de fraccionamiento de las LREE con respecto a HREE, se normalizaron los valores de La e Yb con respecto a la condrita (Nakamura, 1974) y se determinó el valor de la relación $[(La/Yb)_N]$. Por otra parte, los valores de las anomalías de Eu se utilizaron los valores condriticos según Nakamura (1974) mediante la ecuación propuesta por Taylor y McLennan (1985):

$$Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N) \times (Gd_N)]^{1/2}$$

En este cálculo, un valor >1 representa una anomalía positiva, mientras que valores <1 , una anomalía negativa. Los valores obtenidos de este cálculo para ortogneises se muestran en la Tabla IV, que concuerdan con la representación de la gráfica en la Figura 67a. Los valores de $(La/Yb)_N$ son de 4.5 y 5.5 en los ortogneises bandeados, y en los ortogneises

migmatíticos indican un valores entre 4.5 y 16.09, indicando un alto grado de fraccionamiento de REE en dichas unidades. Además, en la muestra 0939 se obtuvo un valor de 45.4, atribuible a la presencia de zircón en el polvo de la muestra. Respecto a la anomalía de Eu, los valores generales varían entre 0.37 a 0.65 indicando influencia del fraccionamiento de plagioclasa, al menos en los ortogneises migmatíticos.

Tabla IV. Valores normalizados de REE en ortogneises								
Muestra	Litología	Eu_N	Sm_N	Gd_N	La_N	Yb_N	Eu/Eu*	(La/Yb)_N
0915	Ortogneis migmatítico	9.67	32.11	20.83	98.68	11.39	0.37	8.66
0916	Ortogneis bandeado	14.21	41.99	31.04	113.50	24.39	0.39	4.65
0936	Ortogneis bandeado	11.66	18.29	12.77	52.51	9.47	0.76	5.55
0939	Ortogneis migmatítico	13.54	36.52	22.67	167.50	3.69	0.47	45.45
0940a	Ortogneis bandeado	12.66	23.04	16.23	63.27	11.82	0.65	5.35
0942	Ortogneis migmatítico	15.48	33.17	19.07	133.56	8.30	0.62	16.09

En las rocas metasedimentarias, los valores en la relación (La/Yb)_N varían entre 2.4 y 6.52 (Tabla V), mientras que en el Eu se encuentran entre 0.61 y 0.82, con un valor de 1.1 en el caso de un esquistos de biotita (muestra 1006), consistente con una la inflexión positiva de un esquistos de biotita observada en la Figura 65b.

Tabla V. Valores normalizados de REE en rocas metasedimentarias								
Muestra	Litología	Eu_N	Sm_N	Gd_N	La_N	Yb_N	Eu/Eu*	(La/Yb)_N
0908	Calcisilicato	14.91	20.81	15.91	65.12	11.46	0.82	5.68
0909	Paragneis bt+grt	24.21	30.88	21.67	75.78	17.63	0.94	4.30
0910	Calcisilicato	6.97	12.22	10.74	30.44	8.81	0.61	3.46
0912	Esquistos	24.79	48.83	33.13	128.12	21.28	0.62	6.02
0927	Calcisilicato	7.76	12.40	9.31	41.42	6.36	0.72	6.52
1006	Esquistos	11.67	11.70	9.53	18.44	7.52	1.11	2.45
1007	Calcisilicato	13.41	22.42	16.01	65.72	12.67	0.71	5.19

7.5.3. Elementos traza en rocas plutónicas, diques y enclaves máficos

En este apartado se incluyeron los datos de 9 rocas plutónicas (muestras 0902, 0911, 0913, 0914, 0922, 0924b, 0932, 0953a y 1004), 3 enclaves máficos (muestras 0923, 0924a y 0952), 2 diques diabásicos (muestras 0925 y 1002), 1 dique pegmatítico (muestra 0941) y el dique máfico 0901. Las rocas plutónicas, diques y enclaves máficos fueron agrupadas con la muestra de la pegmatita 0941 y se determinaron los valores de r^2 , cuyas correlaciones lineales han sido señalados en las figura con líneas rojas. Los valores de

elementos traza en los diques diabásicos y el dique máfico 0901 se presentan con el objetivo de estimar la afinidad geoquímica y el grado de diferenciación de dichos cuerpos.

En los diagramas de tipo Harker para elementos traza de este grupo se observa un mayor grado de dispersión en comparación con los elementos mayores. Es importante mencionar que en conjunto, algunos de estos puntos muestran patrones independientes a la correlación establecida, por lo que las tendencias observadas en subgrupos han sido señaladas con líneas azules en las gráficas de la Figura 66.

Las correlaciones de elementos incompatibles (LILE) como Rb, Ba y Sr en este grupo son positivas para el Ba y Rb (Fig. 66a y b, respectivamente) y negativa para el Sr (Fig. 66c). En el caso del Ba, los valores definen una pendiente suave ($r^2=0.05$) y la abundancia de este elemento se incrementa conforme aumenta el contenido en sílice (344-1532 ppm). Sin embargo, como se observa en las Figuras 66a, b y c, los enclaves máficos y algunas rocas de composición intermedia presentan un incremento en el contenido de Ba que decrece a partir de que el contenido en sílice es superior al 60%. No obstante, la concentración de Ba muestra nuevamente un aumento (359-1013 ppm) cuando aparecen las rocas de composición félsica ($\text{SiO}_2 > 66\%$), mostrando una tendencia independiente (Fig. 66a). Para el Rb (Fig. 66b), la correlación también es positiva y presenta un comportamiento similar al del K_2O (Fig. 61a), pero muestra también comportamientos similares a aquellos observados para el Ba. La mayor abundancia de Rb se presenta en el grupo de rocas graníticas mencionado (hasta 168 ppm, Tabla 4 Anexo). Comúnmente el Rb y el Ba sustituyen al K en los feldespatos potásicos y micas, por lo que el incremento observado estaría asociado al fraccionamiento de plagioclasa, biotita, hornblenda y feldespato potásico en menor proporción comúnmente observados en estas unidades, en tanto que la inflexión conformada por las rocas de composición félsica reflejaría la abundancia modal del feldespato potásico y la escasez o ausencia de minerales máficos en las mismas. Para los diques diabásicos el contenido de Ba aumenta de 561 a 937 ppm, mientras que el valor en el dique máfico es de 338 ppm (Fig. 66a, Tabla 2, Anexo). El Rb disminuye ligeramente (54-57) en los diques y en el dique 0901 la concentración es de 36 ppm.

Por su parte, el Sr muestra comportamientos similares. La correlación lineal calculada es negativa en las rocas plutónicas a medida que aumenta el contenido en sílice, indicando el fraccionamiento de plagioclasa cálcica en las primeras etapas de cristalización. Sin embargo, se observa un comportamiento similar al de Ba y Sr, con incremento en las rocas de composición máfica, aumento en las rocas intermedias y una disminución abrupta de este elemento en las rocas de composición granítica particularmente en dos muestras (0932 y 0941), atribuible a la abundancia de feldespato potásico, además de la ausencia de biotita en ambas unidades (Fig. 66c). En lo que se refiere a los diques diabásicos, el contenido de Sr aumenta de 544 a 818 ppm, y para el dique 0902 la concentración de este elemento es de 36 ppm.

Las correlaciones de Nb y Ta presentan tendencias positivas con abundancias de 2-9 ppm y 0.3-1 ppm, respectivamente. Las tendencias independientes en las rocas máficas e intermedias son positivas y muestran una inflexión negativa en las rocas más silíceas (Fig.

66d y e). Además, en la gráfica de Nb (Fig. 68d) se observa un valor anómalo de la muestra 0941 (2 ppm) con respecto al resto de los datos, y en el diagrama de Ta (Fig. 66e) la variación es ligera (0.38-1.17). En las diabasas los valores de Nb y Ta en ambos diques permanecen casi constantes (Nb: 7 y 8 ppm; Ta: 0.52-0.53 ppm). En el dique máfico 0901 el valor del Nb es de 5.42 ppm y de 0.33 para el Ta. Es importante mencionar que estos elementos generalmente particionan en fases minerales ricas en titanio (p. ej. titanita, anfíbol, óxidos de Fe-Ti, etc.), además, bajas concentraciones de éstos generalmente se asocian a fluidos relacionados a subducción.

A pesar de que las correlaciones obtenidas en elementos como Zr y Hf muestran valores positivos, el comportamiento de los datos en las gráficas 66f y g es muy variable, pues en las inclusiones máficas ambos elementos se enriquecen ligeramente con el aumento de sílice, disminuyen en las rocas de composición intermedia y en las rocas cuyo contenido de SiO₂ es mayor al 62% (wt.), la concentración de ambos elementos aumenta nuevamente. Tanto el Zr como el Hf son elementos muy incompatibles y no se sustituyen en las fases mayores de silicatos, sin embargo pueden sustituir al Ti en fases accesorias como titanita y rutilo en rocas más diferenciadas. Con excepción de las muestras 0932 y 0941, las rocas plutónicas y sus inclusiones máficas del área de estudio (p. ej. dioritas, tonalitas y granodioritas) presentan zircón y titanita, aunque en las rocas más silícicas la titanita es menos abundante. Por otra parte, en los diques máficos, también se aprecia un incremento de ambos elementos en función del contenido en SiO₂ con ligeras variaciones en la concentración de Hf. Las inflexiones observadas pueden atribuirse a procesos como contaminación cortical, asimilación y/o aporte de material a la fuente, los cuales serán discutidos posteriormente.

Finalmente, en Ni y V (Fig. 66h e i, respectivamente) las correlaciones son negativas y definen tendencias lineales con pendientes negativas. En las muestras 0932 y 0941, el contenido de dichos elementos es muy bajo. Estos comportamientos son muy similares a patrones de evolución de magmas residuales. En los diques diabásicos, el Ni (Fig. 66h) es muy poco variable (20-23 ppm), en tanto que el V disminuye obedeciendo una tendencia similar al grupo de rocas plutónicas (Fig. 66i). Esto se explica debido a que el Ni es compatible con fases de composición máfica como olivino y clinopiroxeno fraccionados en las primeras fases de cristalización, mientras que el V es muy compatible con óxidos de Fe-Ti.

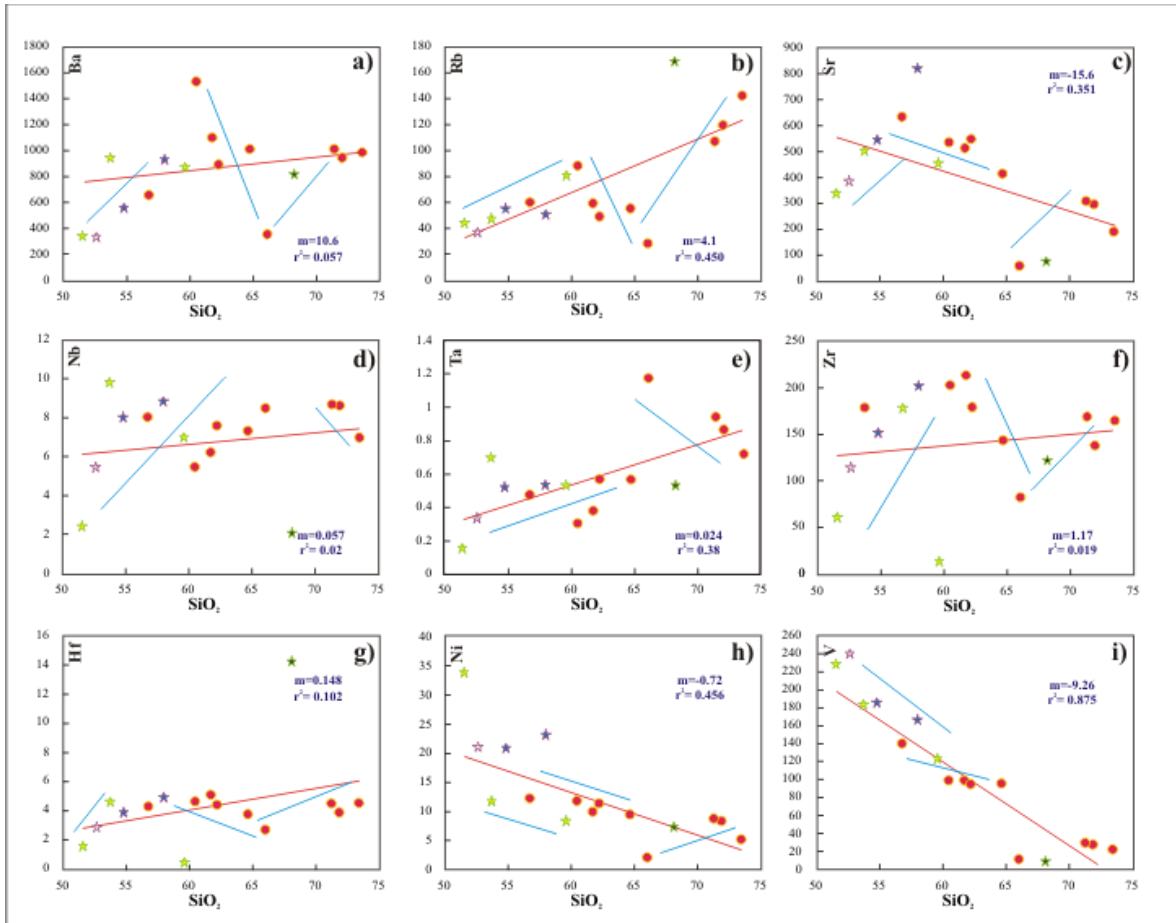


Figura 66. Diagramas Harker (1909) de elementos traza en rocas plutónicas, diques y enclaves máficos de la Isla María Madre donde se muestra la variación, relación lineal y tendencias en función del contenido de sílice. La simbología empleada es la misma que la de la Figura 59. La línea roja representa la correlación calculada, mientras que la línea azul indica patrones individuales dentro del mismo grupo de rocas plutónicas.

Para determinar el ambiente de formación de rocas plutónicas, diques y enclaves máficos (Fig. 67a y b), se construyeron los diagramas de discriminación tectónica (Pearce *et al.*, 1984), donde las correlaciones de Y+Nb Vs. Rb e Yb+Ta Vs. Rb ubican a la mayor parte de las muestras en campo de granitoides de arco volcánico. En la gráfica de la Figura 67a, la muestra 0941 correspondiente a un dique pegmatítico se encuentra dentro del campo de los granitos intraplaca, sin embargo, esta clasificación puede ser descartada debido a que la concentración de Yb en esta muestra posee un valor anormalmente alto (6.8 ppm) con respecto al resto de las unidades.

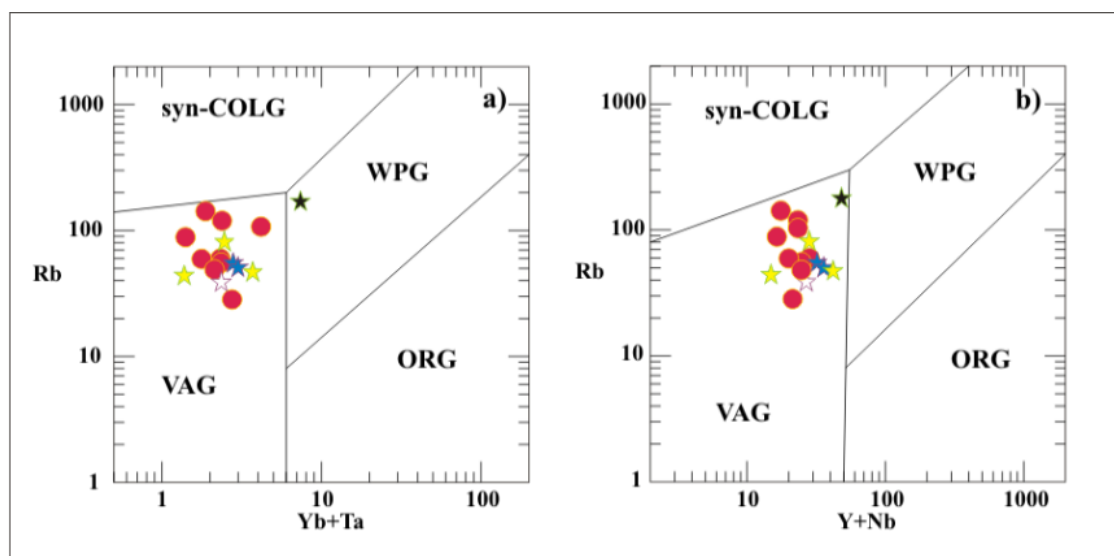


Figura 67. a) y b) Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos propuestos por Pearce *et al.* (1984), para rocas plutónicas, diques y enclaves máficos. La simbología empleada es la misma que la de la Figura 59.

7.5.4. Elementos traza en rocas volcánicas

En este grupo, la mayor parte de las correlaciones mostraron valores muy bajos, sin embargo, los valores en las concentraciones de elementos traza y algunos comportamientos observados en las gráficas de la Figura 68, permitieron inferir algunas similitudes de estas rocas con las unidades plutónicas cuya concentración de SiO_2 es mayor al 65% (granitos).

En la gráfica de Ba y Rb, la dispersión de datos muestra una tendencia general decreciente para ambos elementos. Sin embargo, los valores de Ba (Fig. 68a) presentan un rango de concentraciones (278-1627 ppm) más amplio con respecto a las rocas plutónicas. Las altas concentraciones de ambos elementos indican un enriquecimiento de LILE, comúnmente atribuible a procesos de diferenciación magmática y/o contaminación cortical. El Rb por su parte, es más abundante (Fig. 68b) y alcanza las 178 ppm. En cuanto al Sr, la correlación es confiable ($r^2=0.7$, Fig. 68c) y obedece el mismo patrón definido por el grupo de rocas plutónicas y enclaves máficos, pero con concentraciones menores (43-220 ppm), posiblemente por la predominancia de feldespato potásico sobre plagioclasa modal en dichas unidades.

Respecto al Nb, la relación es decreciente (Fig. 68d), sin embargo, los valores son más altos que en las rocas plutónicas de composición granítica (6-16 ppm), pero con valores similares en un flujo de lava (muestra 1010). En lo que concierne al Ta (Fig. 68e), los valores se mantienen casi constantes (0.5-1 ppm), y muestran valores muy cercanos a los obtenidos en el subgrupo de los granitos (0.5-1.1 ppm). El Zr y Hf (Fig. 68f, g) muestran una tendencia negativa y concentraciones de ambos elementos (Zr: 444 ppm, Hf: 4-10 ppm) en las rocas plutónicas intermedias. De los elementos compatibles, el Ni es escaso (2-8 ppm, Fig. 68h) con concentraciones muy cercanas a las de los granitos. Finalmente, el V posee concentraciones muy bajas, con excepción de una muestra cuyo contenido es de 262 ppm (Fig. 68i).

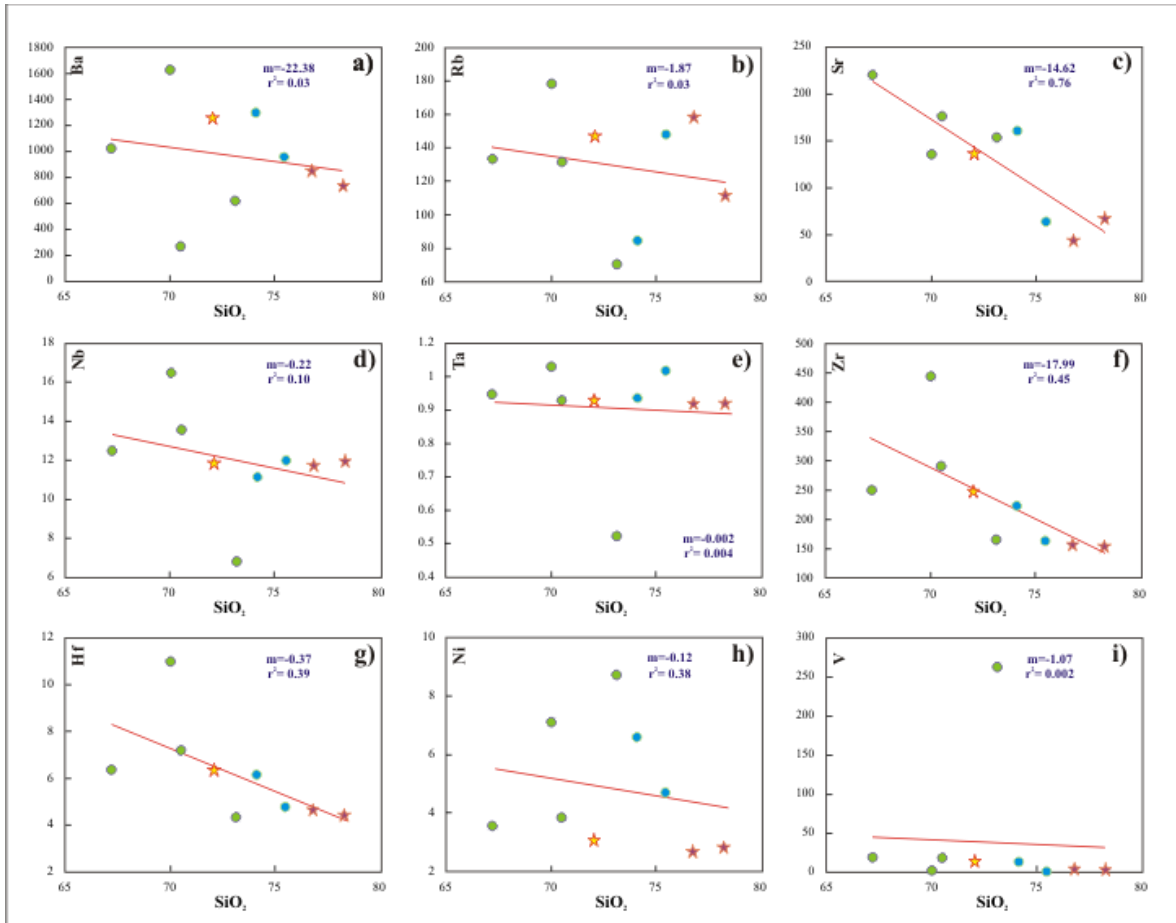


Figura 68. Diagramas Harker (1909) de elementos traza en volcánicas de la Isla María Madre donde se muestra la variación, relación lineal y tendencias en función del contenido de sílice. La simbología empleada es la misma que la de la Figura 62.

En la Figura 69 se presenta el diagrama multielemental con los valores de concentración de elementos traza normalizados respecto al NMORB de acuerdo a los valores propuestos por Sun & McDonough (1989), donde los patrones de fraccionamiento muestran un enriquecimiento considerable de LILE (p. ej. Cs, Rb, Ba, Pb) en comparación con los HFSE (p. ej. Nb, Zr), característico de magmas asociados a zonas de subducción. En dicha gráfica también se aprecian algunas anomalías negativas de Nb y Sr, que podrían reflejar la contribución de la placa en subducción y la cristalización temprana de plagioclasa, respectivamente. Otra anomalía observable es la del Pb, cuyo enriquecimiento indica la contribución de corteza continental.

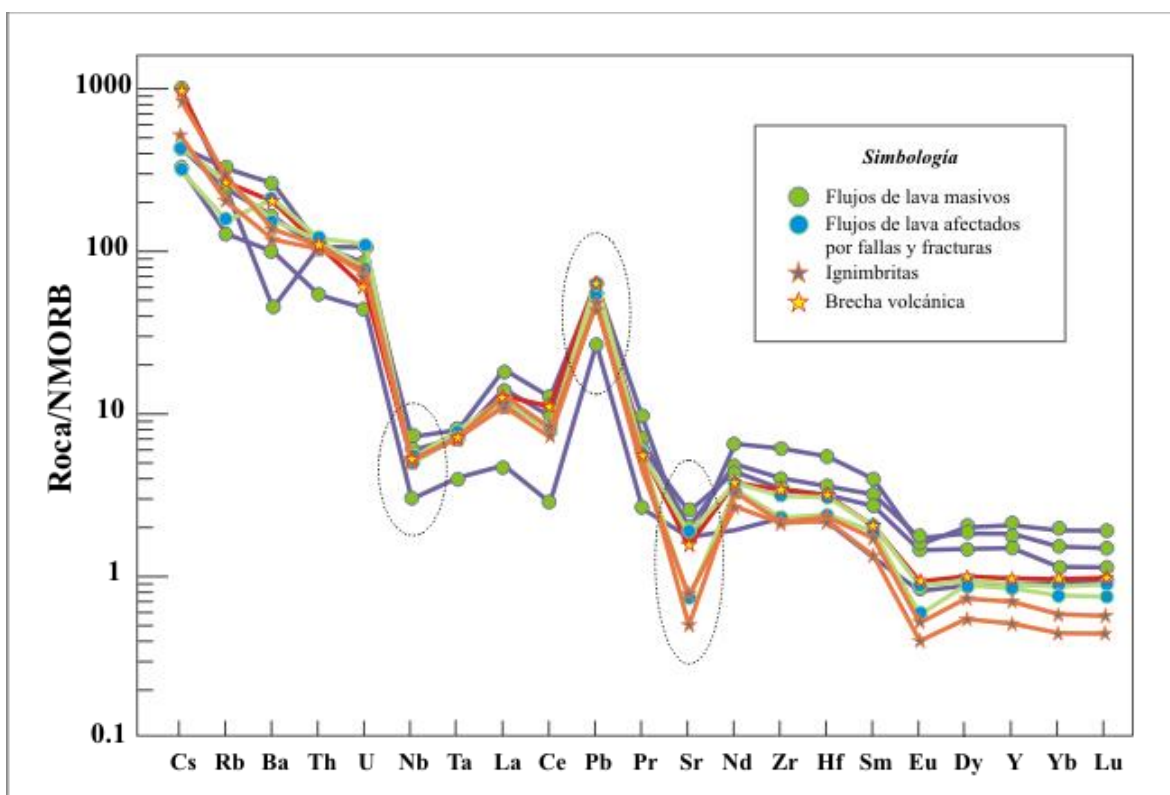


Figura 69. Diagrama tipo araña normalizado por NMORB para muestras de rocas volcánicas (Sun y McDonough, 1989) donde se observa el comportamiento de las muestras analizadas. Las elipses punteadas indican las principales anomalías observadas.

7.5.5. Elementos de tierras raras en rocas ígneas

En la Figura 70 se muestran los diagramas de REE normalizadas con respecto a condrita (Nakamura, 1993) de rocas plutónicas (incluyendo diques y enclaves máficos) y volcánicas. Del primer grupo, el dique pegmatítico fue excluido debido a los valores anómalos en las concentraciones de estos elementos. Aunque existen diferencias en algunas muestras, los patrones definidos por ambos grupos muestran gran similitud con tendencias comúnmente asociadas a arcos magmáticos con enriquecimiento LREE con respecto a las HREE, produciendo inclinaciones moderadas en los patrones de fraccionamiento y con anomalías negativas de Eu y de Ce (p. ej. Rollinson, 1993; Valencia-Moreno y Ortega-Rivera., 2011, Pérez-Venzor, 2013). Las anomalías negativas de Eu pueden asociarse al fraccionamiento de plagioclasa, mientras que las anomalías de Eu comúnmente se asocian a los factores de intemperismo esferoidal.

Los patrones de fraccionamiento en términos de $[(La/Yb)_N]$ de las rocas plutónicas analizadas y sus inclusiones máficas (Tabla VI) exhiben valores moderados a altos (3-20). En las rocas volcánicas el fraccionamiento varía entre 5-13 (Tabla VII). Los diques diabásicos mostraron valores entre 6 y 7, mientras que para el dique máfico 0901 el valor obtenido es 4.

En cuanto a las anomalías de Eu, la mayor parte de las rocas plutónicas presentaron valores entre 0.39 y 0.97 (Tabla VI), con excepción de un enclave máfico (muestra 0923) y una tonalita (muestra 0953a) con valores respectivos son de 1 y 1.3, y cuyo comportamiento

puede verificarse en la Figura 70a. Los diques diabásicos y el dique máfico 0901 muestran valores entre 0.78 y 0.92. Por último, en rocas volcánicas los valores se encuentran entre 0.39 y 0.72 (Tabla VII). Una observación importante en esta anomalía es el pronunciamiento mayor en las rocas volcánicas con respecto a las plutónicas, atribuible al fraccionamiento de plagioclasa durante las primeras fases de cristalización, así como el alto grado de diferenciación presente en las rocas volcánicas (Fig. 70b).

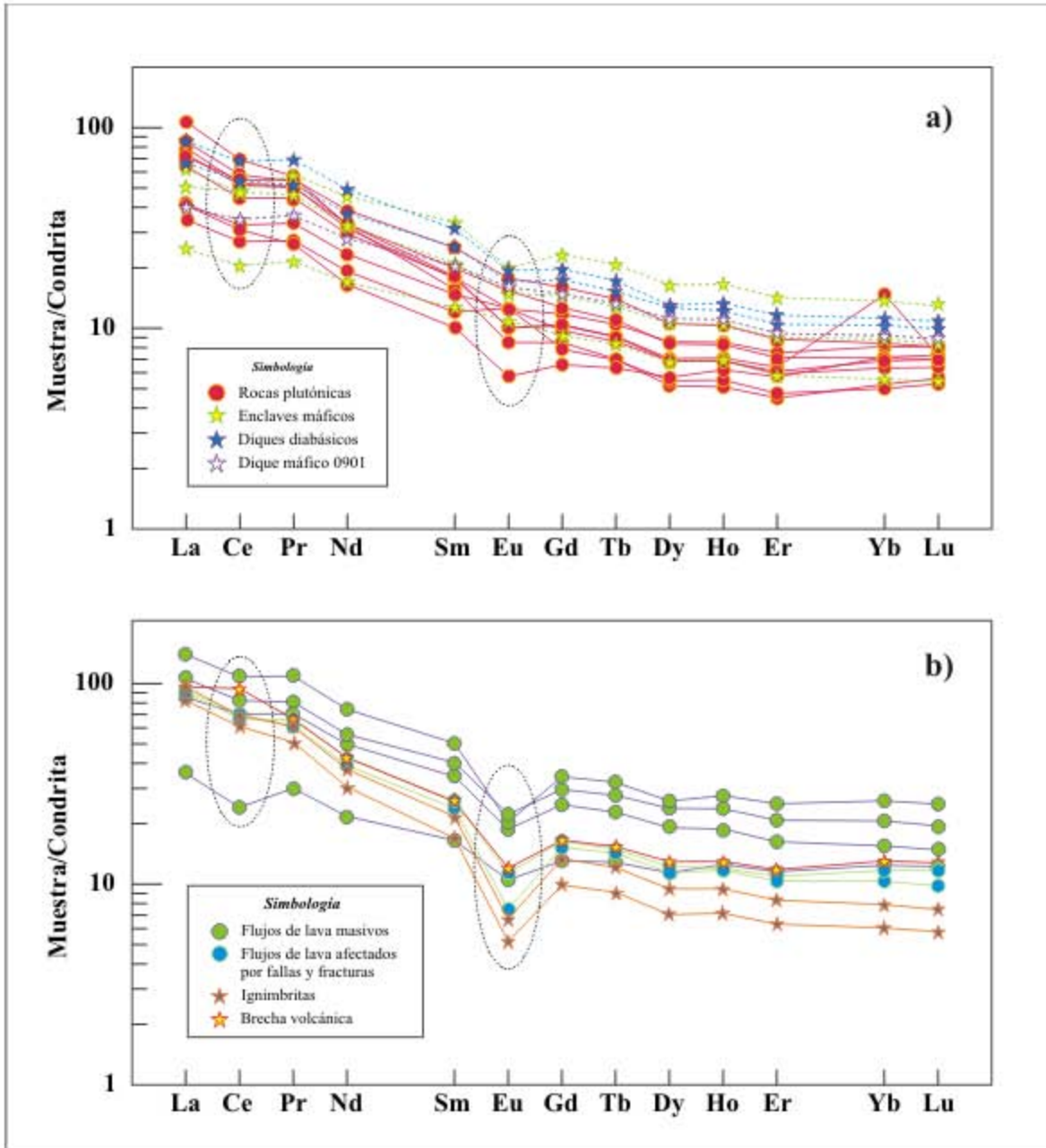


Figura 70. Diagramas de Tierras Raras normalizados con respecto a condrita (Nakamura, 1993): a) rocas plutónicas, diques y enclaves máficos, b) rocas volcánicas. Las elipses punteadas indican las principales anomalías observadas.

Tabla VI. Valores normalizados de REE en rocas plutónicas, diques y enclaves máficos								
Muestra	Litología	Eu_N	Sm_N	Gd_N	La_N	Yb_N	Eu/Eu*	(La/Yb)_N
0901	Gabro	16.00	20.52	14.84	40.37	9.19	0.92	4.39
0902	Diabasa	12.45	17.94	11.76	64.49	8.10	0.86	7.96
0911	Qz-monzodiorita	17.76	25.14	16.04	71.51	8.41	0.88	8.51
0913	Granito	8.50	15.60	8.50	107.15	5.25	0.74	20.41
0914	Qz-monzodiorita	12.56	14.77	9.73	41.76	6.33	1.05	6.60
0922	Granito	10.06	17.69	10.30	79.58	14.73	0.75	5.40
0923-1	Tonalita	10.91	12.68	9.21	24.83	5.58	1.01	4.45
0924a	Qz-diorita	20.01	33.81	23.28	50.70	13.67	0.71	3.71
0924b	Tonalita	15.37	19.90	12.67	74.03	7.11	0.97	10.42
0925	Diabasa	19.37	31.16	19.76	85.78	11.20	0.78	7.66
0932	Granito	5.75	10.05	6.59	41.11	7.17	0.71	5.73
0941	Granito	4.35	8.92	14.20	4.63	31.29	0.39	0.15
0952	Tonalita	14.88	21.05	14.49	62.46	8.80	0.85	7.10
0953A	Tonalita	12.60	12.05	7.86	34.97	5.01	1.30	6.98
1002	Diabasa	17.03	25.42	17.47	66.93	10.33	0.81	6.48
1004	Granito	10.02	18.11	10.43	85.18	6.88	0.73	12.39

Tabla VII. Valores normalizados de REE en rocas volcánicas								
Muestra	Litología	Eu_N	Sm_N	Gd_N	La_N	Yb_N	Eu/Eu*	(La/Yb)_N
0904	Riolita	6.69	21.74	13.36	96.84	7.92	0.39	12.23
0905	Traquita	18.77	34.38	24.87	85.35	15.50	0.64	5.50
0920	Riolita	5.18	16.93	9.90	82.60	6.05	0.40	13.64
0921	Qz-Traquita	7.51	23.83	15.29	92.92	10.35	0.39	8.98
0933b	Brecha	12.03	25.82	16.55	96.40	13.03	0.58	7.40
0945a	Riolita	22.29	40.42	29.65	106.08	20.64	0.64	5.14
0947	Riolita	20.36	50.35	34.29	140.00	25.99	0.49	5.39
1001	Riolita	11.29	26.09	16.36	90.26	11.70	0.55	7.72
1010	Traquita	10.50	16.51	13.06	35.80	12.40	0.72	2.89

8. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Y GEOCRONOLOGÍA

8.1. Isótopos de Sr y Nd

En este estudio se realizó el análisis isotópico de Sr y Nd en un total de 23 muestras que corresponden a 6 ortogneises, 10 rocas plutónicas y 7 unidades volcánicas (con tres muestras repetidas). Las relaciones isotópicas, así como las concentraciones obtenidas mediante dilución isotópica y espectrometría de masas se presentan en la Tabla 5 (Anexo). Los valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fueron calculados utilizando valores de 80 Ma para las rocas ígneas (valor promedio de los fechamientos obtenidos en este estudio), 163 Ma para los ortogneises migmatíticos y de 170 Ma para los ortogneises bandeados, los cuales se presentan en la Tabla VIII. Las edades modelo de Nd (T_{DM}), fueron obtenidas con parámetros del manto empobrecido ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513989$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2128$) promedio para xenolitos de lherzolita de espinela de la localidad Joya Honda, San Luis Potosí, centro de México (Schaaf et al., 1994). Las constantes de decaimiento empleadas para los cálculos de edades y valores iniciales de Rb-Sr fueron de $1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ y para Sm/Nd fue de $6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$.

En los ortogneises, las relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inic}}$ varían entre 0.70348 a 0.70669, y los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inic}}$ se encuentran entre 0.51214 y 0.51256, con 4 valores en el parámetro $\epsilon_{\text{Nd}_{\text{inic}}}$ negativos (-5.6 a -4.3) y dos positivos 2.0 y 2.6 en dos ortogneises migmatíticos. Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inic}}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inic}}$ más bajas obtenidas en este cálculo, se encuentran entre 0.70348 y 0.70419, que sugieren la derivación de algunos ortogneises de una fuente ígnea de origen mantélico, o bien incorporación posterior de material menos diferenciado, pero con importante influencia cortical. Esta diferencia también se encuentra marcada por los valores de las edades modelo, cuyos valores más bajos corresponden a dos muestras con relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inic}}$ más bajas y $T_{\text{DM}} = 0.6 \text{ Ga}$, en tanto que para el resto de las muestras los valores oscilan entre 1.3 y 1.6 Ga (Tabla VIII).

Respecto a las rocas plutónicas, las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inic}}$ presentan valores entre 0.70461 y 0.70539 y de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inic}}$ entre 0.51246 y 0.51267, que pueden ser considerados como el reflejo de una fuente magmática con influencia de corteza continental. Los valores $\epsilon_{\text{Nd}_{\text{inic}}}$ reflejan también la influencia de dicha corteza con valores negativos para algunas unidades (muestra 0922, 0924b y 0932) entre -1.5 y -0.2, mientras que para el resto de las muestras se obtuvieron valores $\epsilon_{\text{Nd}_{\text{inic}}}$ positivos (0.1-2.7). Además, las edades modelo tienen valores menores con respecto a los ortogneises más diferenciados. Estos valores se encuentran 0.6 y 0.9 Ga, indicando el aporte de material primitivo a la corteza, así como procesos de diferenciación e incorporación de material cortical durante el emplazamiento de dichas rocas (Tabla VIII).

En las rocas volcánicas, los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inic}}$ son ligeramente más variables que en las rocas plutónicas (0.70399-0.70460), con un valor adicional de 0.70501 en un flujo de lava (muestra 1001). En cuanto a los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inic}}$, estos comprenden un rango entre 0.51252-0.51263. Para estas unidades, los valores del parámetro $\epsilon_{\text{Nd}_{\text{inic}}}$ tienen valores positivos en su mayoría (0.7 a 1.8) y sólo se obtuvo un valor negativo de -0.1 para un flujo

de lava (muestra 0921), lo cual refleja también los procesos mencionados a partir de magmas emplazados en la corteza continental con influencia de la misma, característica de zonas de subducción. Las edades modelo en unidades volcánicas coinciden parcialmente con las de rocas plutónicas y presentan valores entre 0.6-0.8 Ga, lo que permite inferir un origen común de ambas unidades.

Tabla VIII. Recálculo de valores isotópicos iniciales						
Muestra	Tipo de roca	Edad (Ma)	Sr_{inic}	Nd_{inic}	εNd_{inic}	T_{DM} (Ga)
Ortogneises						
0915	Ortogneis migmatítico	163	0.705410	0.512207	-4.3	1.3
0916	Ortogneis bandeado	170	0.705771	0.512170	-4.9	1.6
0936	Ortogneis bandeado	170	0.704780	0.512145	-5.4	1.5
0939	Ortogneis migmatítico	163	0.704197	0.512562	2.6	0.6
0940a	Ortogneis bandeado	170	0.706692	0.512141	-5.6	1.5
0942	Ortogneis migmatítico	163	0.703478	0.512532	2.0	0.6
Rocas plutónicas y enclaves máficos						
0902	Granodiorita	80	0.704614	0.512605	1.3	0.7
0911	Qz-monzodiorita	80	0.704982	0.512555	0.4	0.8
0913	Granito	80	0.704637	0.512534	0.1	0.6
0914	Qz-monzodiorita	80	0.704668	0.512587	1.0	0.7
0922	IM0922	80	0.704851	0.512486	-0.9	0.8
0923-1	Tonalita	80	0.704687	0.512672	2.7	0.7
0924b	Tonalita	80	0.705391	0.512460	-1.5	0.9
0932	Granito	80	0.704668	0.512519	-0.2	0.8
0953a	Tonalita	80	0.704630	0.512592	1.1	0.7
1004	Granito	80	0.704923	0.512567	0.7	0.7
Rocas volcánicas						
0904	Riolita	80	0.703991	0.512577	0.7	0.7
0905	Traquita	80	0.704386	0.512629	1.8	0.7
0920	Riolita	80	0.704606	0.512619	1.6	0.6
0920 II*	Riolita	80	0.704447	0.512576	0.7	0.7
0921	Qz-Traquita	80	0.704454	0.512529	-0.1	0.8
0933b	Qz-Traquita	80	0.704499	0.512578	0.8	0.7
0945a	Riolita	80	0.704525	0.512614	1.6	0.8
0947	Riolita	80	0.704601	0.512593	0.9	0.7
1001	Riolita	80	0.705013	0.512639	1.8	0.6
1010	Traquita	80	0.704134	0.512614	1.3	0.7
1010 II*	Traquita	80	0.704517	0.512585	0.8	0.8

* Análisis por duplicado

En la Figura 71 se muestra el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inic}}$ versus $\epsilon_{\text{Nd}}_{\text{inic}}$, de los valores obtenidos en este estudio. Para fines comparativos, se muestran los campos composicionales estudiados previamente por Schaaf *et al.* (1995) en el Batolito de Puerto Vallarta, por Schaaf *et al.* (2000) en la Sierra El Novillo, y en Cabo San Lucas por Pérez-Venzor (2013) en el Bloque Los Cabos, Baja California Sur. En este diagrama se puede apreciar que las rocas en las provincias adyacentes a ambos lados del Golfo de California (Bloque Los Cabos y Batolito de Puerto Vallarta) y las rocas magmáticas de la Isla María Madre comparten afinidades isotópicas obedeciendo la misma tendencia. Estas rocas presentan una mayor similitud con las unidades que conforman el Batolito de Puerto Vallarta, pero también obedecen la tendencia observada en unidades de la Porción Central del Bloque Los Cabos así como del Borde Oriental del mismo, estas últimas caracterizadas por Pérez-Venzor (2013) como ensambles ígneos muy evolucionados con la participación de componentes corticales. Sin embargo, en el área de estudio la mayor parte de los ortogneises se excluye de dicha tendencia, además de que no se observaron rocas máficas similares a las de la Sierra El Novillo reportadas por Schaaf *et al.* (2000) y descritas por Pérez-Venzor (2013).

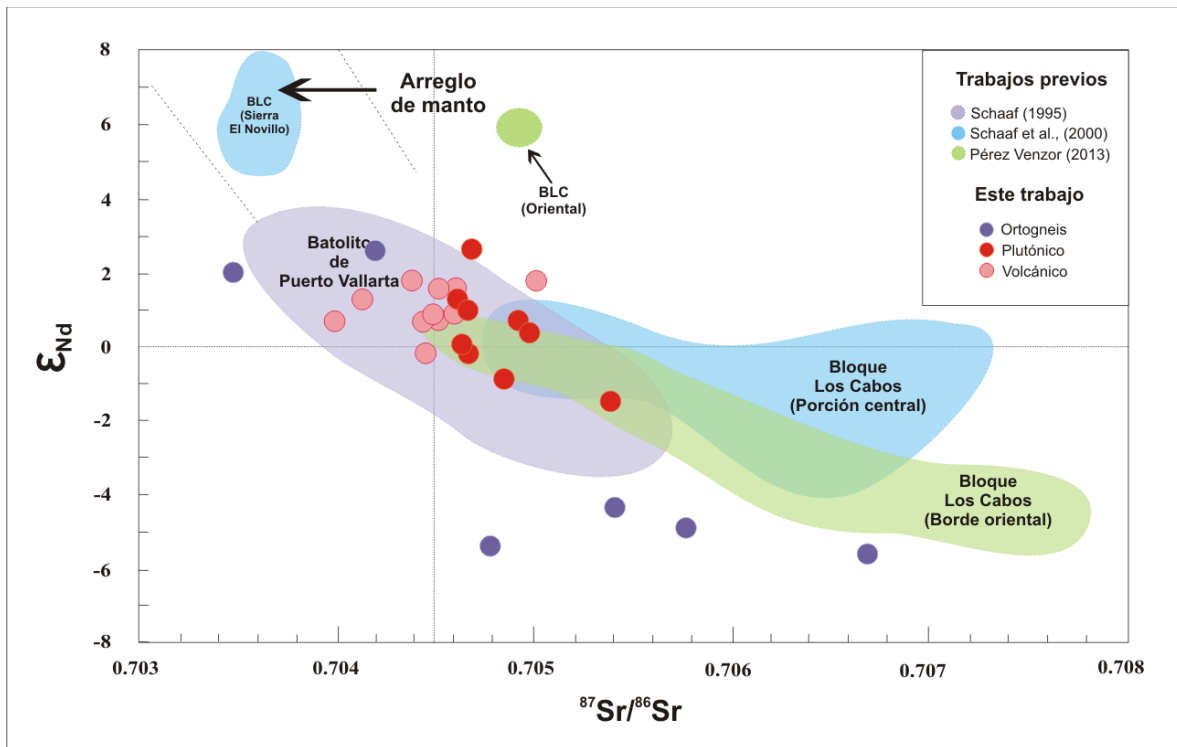


Figura 71. Correlación de valores para ϵ_{Nd} vs. $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{\text{inic}}$ comparados con campos composicionales de muestras analizadas en el Bloque Los Cabos (Schaaf *et al.*, 2000; Pérez-Venzor, 2013) y el Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf *et al.*, 1995).

8.2. Geocronología

Para determinar las edades absolutas de los eventos registrados en la Isla María Madre e integrarlas en el contexto geológico regional en el NW de México, se realizaron 13 fechamientos isotópicos mediante U-Pb, 4 con el sistema ^{40}Ar - ^{39}Ar y 4 por Rb-Sr en biotita-roca entera.

En primera instancia, se realizaron dataciones mediante el sistema U-Pb con ablación láser en 2 ortogneises (muestras 0915 y 0916), 3 rocas metasedimentarias (muestras 0908, 0909 y 0910), 3 cuerpos plutónicos (muestras 0902, 0911 y 0932), así como dos flujos de lava (muestras, 0921 y 0945a) asociados a las principales unidades identificadas. El objetivo fue determinar sus edades absolutas y establecer su influencia en los procesos tectonomagmáticos en el área de estudio. Las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ se calcularon con el programa ISOPLOT 3.6 (Ludwig, 2008) y se construyeron diagramas de concordia en las rocas metamórficas e ígneas. Para este último conjunto se empleó el algoritmo *TuffZirc* (Ludwig y Mundil, 2002), que permite descartar la pérdida de plomo en las mediciones y los factores heredados. Adicionalmente se fecharon zircones detríticos de y 3 unidades sedimentarias (muestras 0917b, 0948 y 1003) para estimar las principales fuentes de procedencia y establecer su relación con el entorno geológico regional. En el caso de estas muestras se elaboraron diagramas de Tera-Wasserburg y curvas de probabilidad relativa utilizando el mismo programa. Los datos crudos del análisis mediante LA-MC-ICP-MS se presentan en la Tabla 6 (Anexo). Las incertidumbres mostradas en dicha Tabla presentan valores de 1-sigma error, e incluyen únicamente los errores de la medición.

Las concentraciones de U (ppm) y relaciones Th/U se emplearon como criterio discriminante para distinguir los procesos de formación de zircones (p. ej. magmatismo, metamorfismo, hidrotermalismo). Para dicho análisis se construyeron gráficas de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, ya que empíricamente, la relación Th/U en zircones magmáticos tiende a ser mayor a 0.1 (Vavra *et al.*, 1999; Hoskin e Ireland, 2000; Pidgeon *et al.*, 2000; Belousova *et al.*, 2002; Hidaka *et al.*, 2002), mientras que las relaciones Th/U de los zircones metamórficos suelen ser menor que 0.1 (Hoskin e Ireland, 2000; Hidaka *et al.*, 2002). Sin embargo, existen muchas situaciones con relaciones >0.1 para zircones metamórficos (Vavra *et al.*, 1999; Kröner *et al.*, 2000; Wilde *et al.*, 2001) y <0.1 para zircones magmáticos (Young *et al.*, 1995; Compston, 1995; Elburg, 1996; Muir *et al.*, 1996; Singh *et al.*, 2002; Lund *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2003; Zhai *et al.*, 2005). Las causas de las variaciones de tales relaciones Th/U son altamente controversiales (Klötzli, 1999) y su uso ha sido re-evaluado recientemente en vista de observaciones texturales y otros criterios químicos (p. ej. Möller *et al.*, 2003).

El análisis geocronológico por el sistema ^{40}Ar - ^{39}Ar se llevó a cabo en concentrados de sanidino extraído de 4 rocas volcánicas (muestras 0904, 0905, 0921 y 1010), en las cuales se consideró que la preservación de los minerales era adecuada para aplicar este método. Los datos crudos de dicho análisis se muestran en la Tabla 7 (Anexo). Por último, el método de fechamiento mediante Rb-Sr se efectuó en concentrados de cristales de biotita

de cuatro unidades de rocas metamórficas (muestras 0909, 0939, 0940 y 1006) de las cuales se obtuvieron edades roca entera-mineral permitiendo la construcción de isócronas, y cuyas implicaciones serán discutidas más adelante. También se fecharon ortogneises, rocas plutónicas y volcánicas, y se obtuvieron edades mostradas en isócronas de roca entera. Los datos crudos del análisis mediante dilución isotópica se presentan en la Tabla 8 (Anexo).

8.3. Fechamientos mediante el sistema U-Pb en Zircones

8.3.1. Ortogneis migmatítico

Esta muestra corresponde a una unidad de rocas migmatíticas expuesta en la costa oeste de la isla (muestra 0915), de la cual fueron analizados 36 cristales con diversas morfologías que incluyeron cristales prismáticos y elongados con tamaños variables (50-300 μm) de los que se obtuvieron imágenes mediante catodoluminiscencia (Fig. 72a y b). Los resultados del análisis mostraron 20 edades concordantes de 15 núcleos y 5 bordes, comprendidas entre 152 y 171 Ma (Tabla 6, Anexo). En el diagrama de concordia de la Figura 72c, la edad obtenida es de 162.7 ± 2.9 Ma (2σ), interpretada como la edad de cristalización del protolito ígneo en el Jurásico Tardío (Oxfordiano). Los valores en la relación Th/U se encuentran entre 0.2 y 0.6, lo que permite asociarlos a un origen ígneo (Fig. 72d), y las concentraciones de U en los zircones concordantes varían entre 125 y 821 ppm (Fig. 72e, Tabla 6). En esta muestra se obtuvieron dos edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre 83 y 87 Ma (un borde y un núcleo, respectivamente), reflejando la influencia de eventos posteriores, además de otro grupo de 5 cristales con edades discordantes entre 116 y 145 Ma (4 núcleos y un borde), sugiriendo la pérdida de plomo en el sistema. Un tercer grupo de 3 núcleos de cristales con edades entre 203 y 210 Ma, reflejan la presencia de componentes heredados. Las edades más antiguas (323-499 Ma), obtenidas en núcleos de 4 zircones, sugieren también la presencia de algunos componentes heredados del Paleozoico temprano (Tabla 6, Anexo).

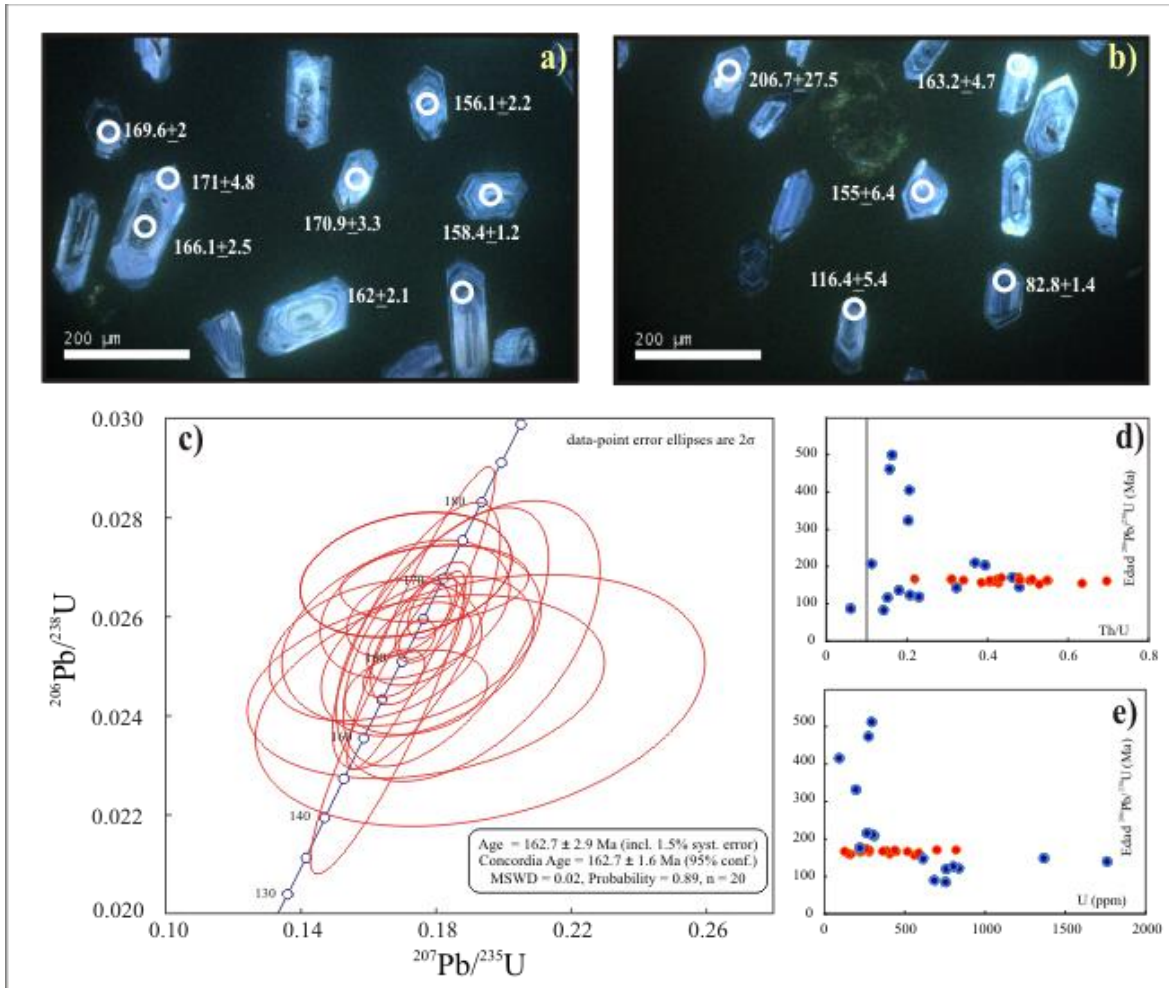


Figura 72. a) y b) Imágenes de catodoluminiscencia de zirrones analizados del ortogneis migmatítico 0915, c) diagrama de concordia de la muestra 0915, d) y e) gráficas de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y, respectivamente. Los círculos rojos indican las edades concordantes.

8.3.2. Ortogneis bandeado

Esta muestra se encuentra en contacto con el ortogneis migmatítico 0915 descrito en el capítulo 2. Los zirrones analizados mediante catodoluminiscencia (Fig. 73a y b) presentan morfologías prismáticas y subredondeadas. El análisis mediante ablación se realizó en 35 cristales, de los cuales se obtuvieron edades concordantes en 24, con edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 20 núcleos y 4 bordes entre 164 y 175 Ma (Tabla 6, Anexo). La edad de concordia (Fig. 73c) es de 169.9 ± 2.9 Ma (2σ), interpretada como el tiempo de cristalización del protolito ígneo durante el Jurásico Medio (Bajociano). En estos cristales, las relaciones Th/U varían entre 0.2 a 0.9, lo que permite atribuir a estos cristales un origen ígneo (Fig. 73d). La concentración de U (Fig. 73e) en estos zirrones es similar los cristales del ortogneis 0915 (114-1029 ppm), aunque con un valor alto para un punto (2658 ppm). Los componentes más antiguos consisten de zirrones con edades discordantes del Triásico al Mesoproterozoico, y consisten de: 1 borde de 240 Ma, 2 núcleos con edades de 306-361 Ma, 1 borde y un núcleo de 463 y 484 Ma, 1 núcleo de 523 Ma y dos núcleos de 1284 y 1266 Ma. Todos estos interpretados como componentes heredados o como producto de la asimilación de corteza continental más antigua, ya que los valores en las relaciones Th/U en

la mayor parte de estos cristales son mayores a 0.1. Sólo en un núcleo de zircón se obtuvo una edad de 79.6. Ma, que posiblemente se deba a una pérdida de Pb por efecto térmico.

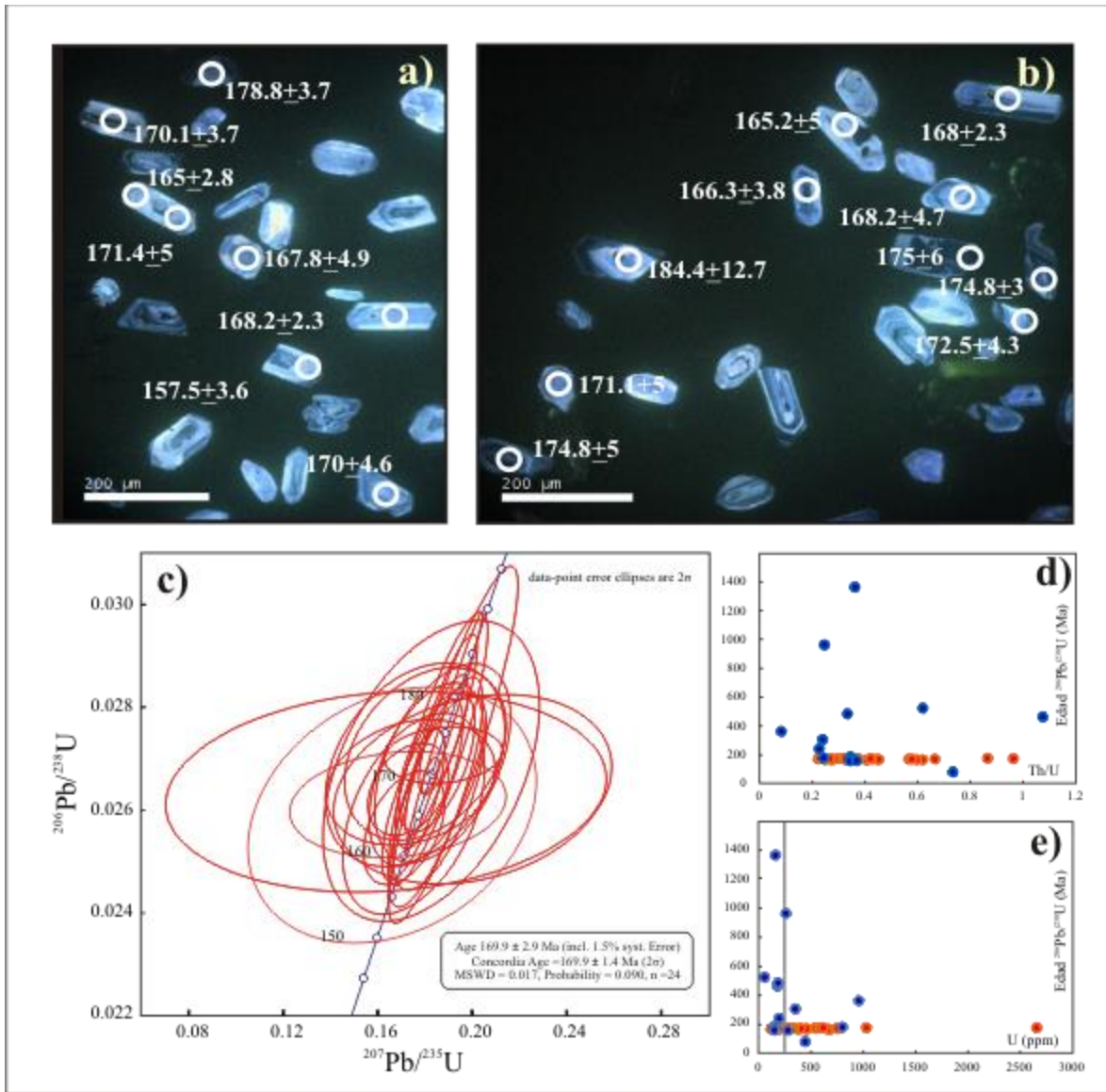


Figura 73. a) y b) Imágenes de catodoluminiscencia de zircones analizados del ortogneis bandeado 0916, c) diagrama de concordia de la muestra 0916, d) y e) gráficas de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y, respectivamente. Los círculos rojos indican las edades concordantes.

8.3.3. Rocas metasedimentarias

Del grupo de unidades metasedimentarias se fecharon tres muestras con la intención de dilucidar la procedencia de los componentes detríticos observados. En primera instancia se analizaron 59 zircones individuales del paragneis de biotita y granate (muestra 0909) que se encuentran en contacto con la cuarzo-monzodiorita 0911. De manera general, estos cristales presentan formas prismáticas bipiramidales y zoneamiento. Los zircones elongados en esta muestra son escasos (Fig. 74a). En la Figura 74b, el diagrama de probabilidad relativa de edades de zircones, se observan tres picos principales de 79, 122 y 185 Ma, además de otros dos picos menores de 102 y 196 Ma. Las edades de zircones pueden agruparse en

cuatro grupos principales: el grupo más joven corresponde a 15 zircones cuyas edades se encuentran entre 71 y 87 Ma (12 núcleos y 3 bordes). El segundo grupo se compone de 15 cristales con edades entre 102 y 147 Ma (10 núcleos y 5 bordes). El grupo más abundante lo constituyen 20 cristales cuyas edades se encuentran entre 154 y 197 Ma (11 núcleos y 9 bordes). Los componentes más antiguos presentan edades entre 218 y 274 Ma (1 núcleo y dos bordes), además de dos cristales de 363 y 729 Ma (un borde y un núcleo, respectivamente). La edad máxima de depósito de la secuencia es 70.9 ± 14.9 Ma (2σ). El amplio rango de edades de procedencia representa las distintas fuentes cuyos componentes fueron transportados y depositados (Tabla 6, Anexo). La naturaleza de las mismas e interpretación de los datos han sido integrados en la discusión del capítulo 9. Las relaciones Th/U en la mayor parte de estos cristales se encuentran entre 0.1 y 0.7 (Fig. 74c), con tres valores entre 0.01 y 0.04, además de un valor puntual de 1.0. En la gráfica de la Figura 74d es posible apreciar un incremento en el contenido de U conforme la edad es menor.

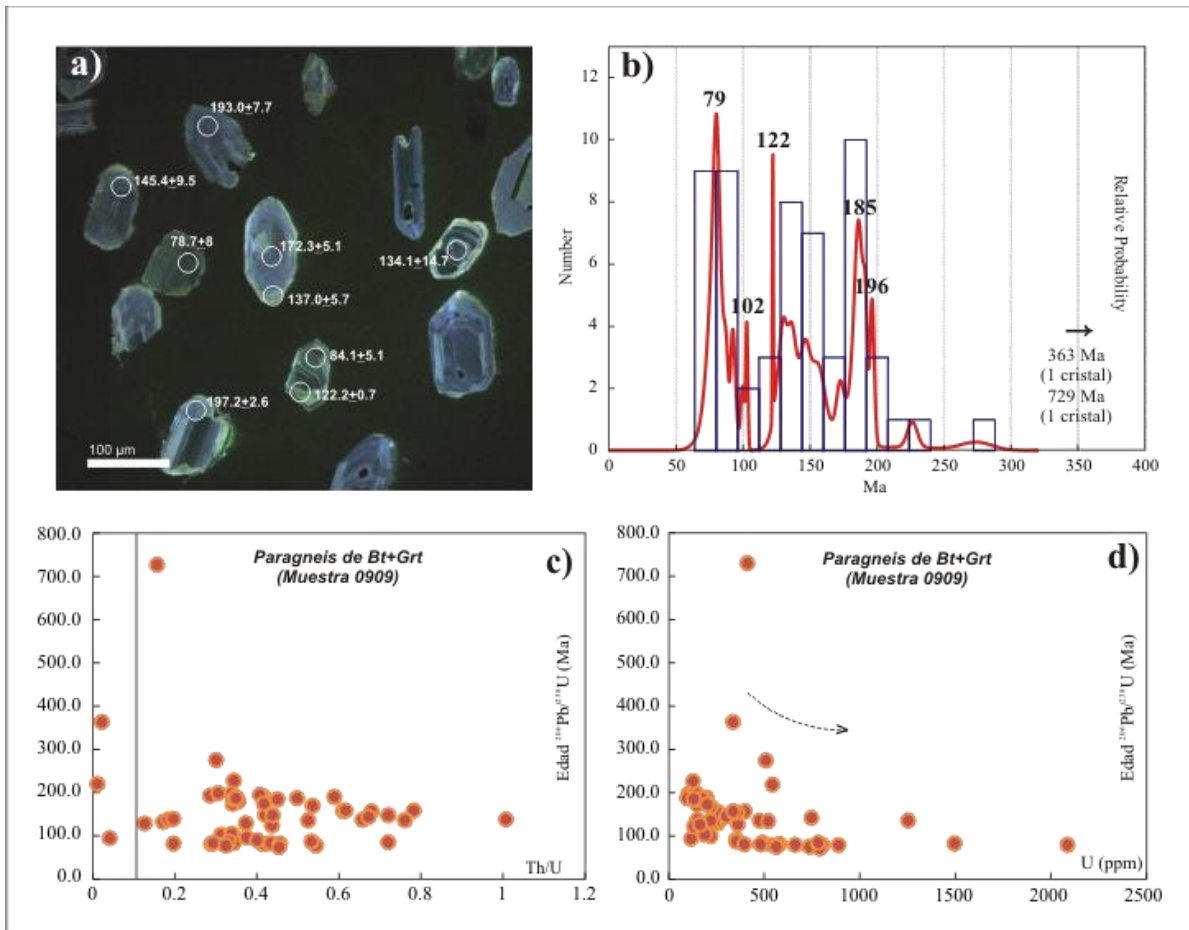


Figura 74. a) Imágenes de catodoluminiscencia de zircones del paragneis de biotita y granate, b) diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones en la muestra 0909, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

En la muestra 0908 se analizaron un total de 43 cristales cuya morfología predominante es prismática, bipiramidal y con zoneamiento (Fig. 75a). Las edades obtenidas se subdividieron en 3 grupos: el más joven consiste de 19 cristales con edades entre 76 y 86 Ma (10 núcleos y 9 bordes). El segundo grupo se conforma por 9 zircones cuyas edades se encuentran entre 100 y 143 Ma (5 núcleos y 4 bordes). Un tercer grupo con las edades más

antiguas, consiste de 13 cristales con edades entre 149 y 185 (10 núcleos y 3 bordes), además de dos núcleos con edades de 273 y 2133 Ma. La edad máxima de depósito de esta unidad es de 75.7 ± 12.2 Ma (2σ), similar a la edad de la unidad volcánica 0904 (76.6 ± 1.4 Ma), y a la de la granodiorita 0902 (77.97 ± 0.81 Ma). En el diagrama de probabilidad relativa (Fig. 75b), el pico más prominente es de 80 Ma, además de dos picos importantes a los 81 y 185 Ma. Otros picos menores se observan con valores de 138 y 172 Ma. A diferencia del paragneis 0909, esta unidad presenta una mayor abundancia de componentes de fuentes con edades del Cretácico Tardío y del Jurásico Tardío (Tabla 6, Anexo). Las relaciones Th/U son de 0.1 a 0.9, con tres valores anómalos de 1.2 a 2.5 que indican una disminución en la concentración de este elemento con respecto al Th (Fig. 75c), mientras que la concentración de U decrece para los cristales más antiguos (Fig. 75d).

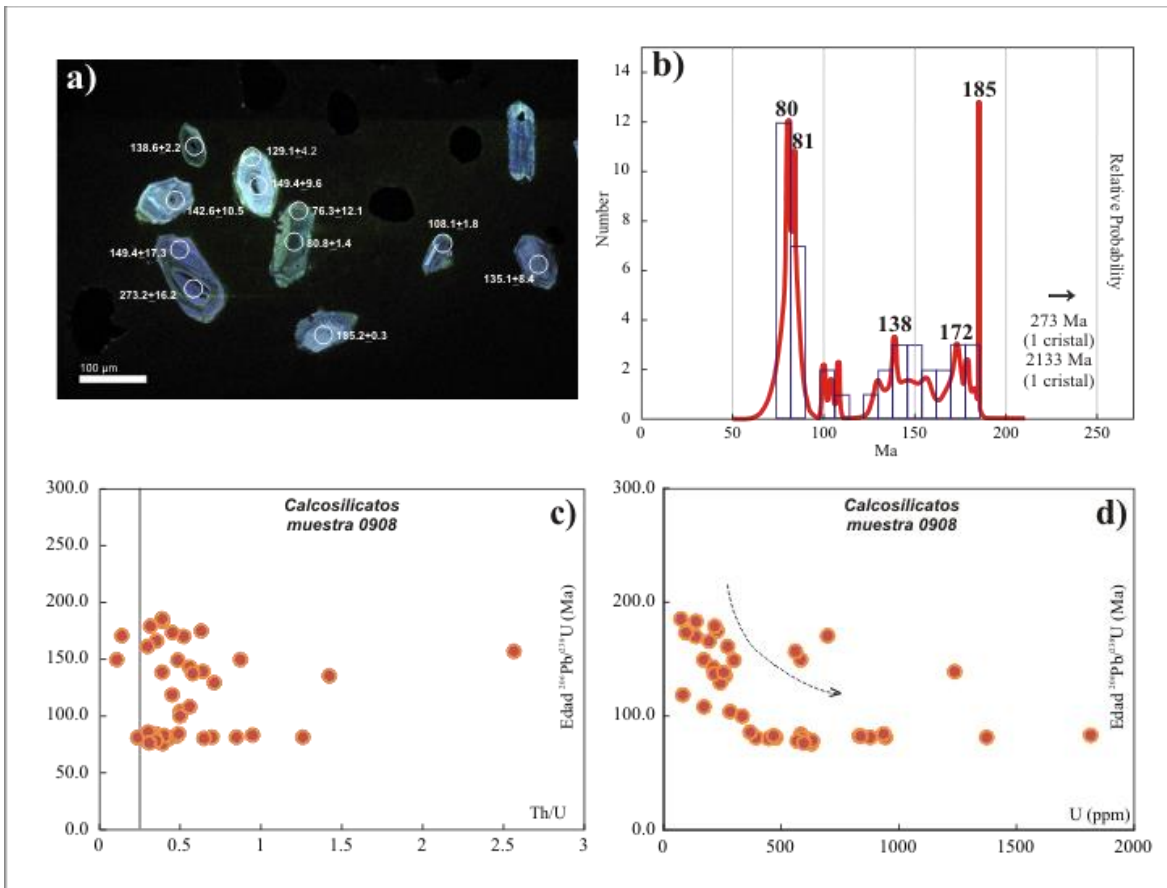


Figura 75. a) Imágenes de catodoluminiscencia de zircones la muestra 0908, **b)** diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones en la muestra 0908, **c)** gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, **d)** gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

En la muestra 0910, se fecharon 33 cristales prismáticos, bipiramidales y elongados, con zoneamientos en la mayoría de los casos (Fig. 76a). En esta muestra sólo se identificaron dos grupos: el más grande, conformado por 25 cristales cuyas edades se encuentran entre 75 y 86 Ma (14 núcleos y 11 bordes). El segundo grupo incluye 8 cristales con edades entre 91 y 118, (5 núcleos y 3 bordes). La edad máxima de depósito de esta unidad es de 74.6 ± 5.4 Ma (2σ), similar a las edades de las unidades volcánicas 0904 (76.6 ± 1.4 Ma) y 1010 (71.6 ± 1.9). La edad más antigua corresponde al borde de un cristal de 576 Ma. Al igual que en la muestra 0908, en el diagrama de probabilidad relativa mostrado en la Figura

76b, los picos más prominentes corresponden a edades del Cretácico Tardío (Campaniano), con dos picos mayores a 83 y 79 Ma. Otro pico importante se observa a los 110 Ma, que corresponde al Cretácico Temprano (Albiano), mientras que el pico menor se registra a los 91 Ma. La relación Th/U en estos cristales tiende a ser mayor con respecto a la unidad anterior (0.3-0.9), presentando únicamente un valor <0.1 para una edad de 147 Ma (Fig. 76c). En ambas muestras, el comportamiento es similar al del paragneis 0909, con patrones decrecientes que obedecen el aumento de U en los cristales cuyas edades obtenidas son más jóvenes (Fig. 76c y d).

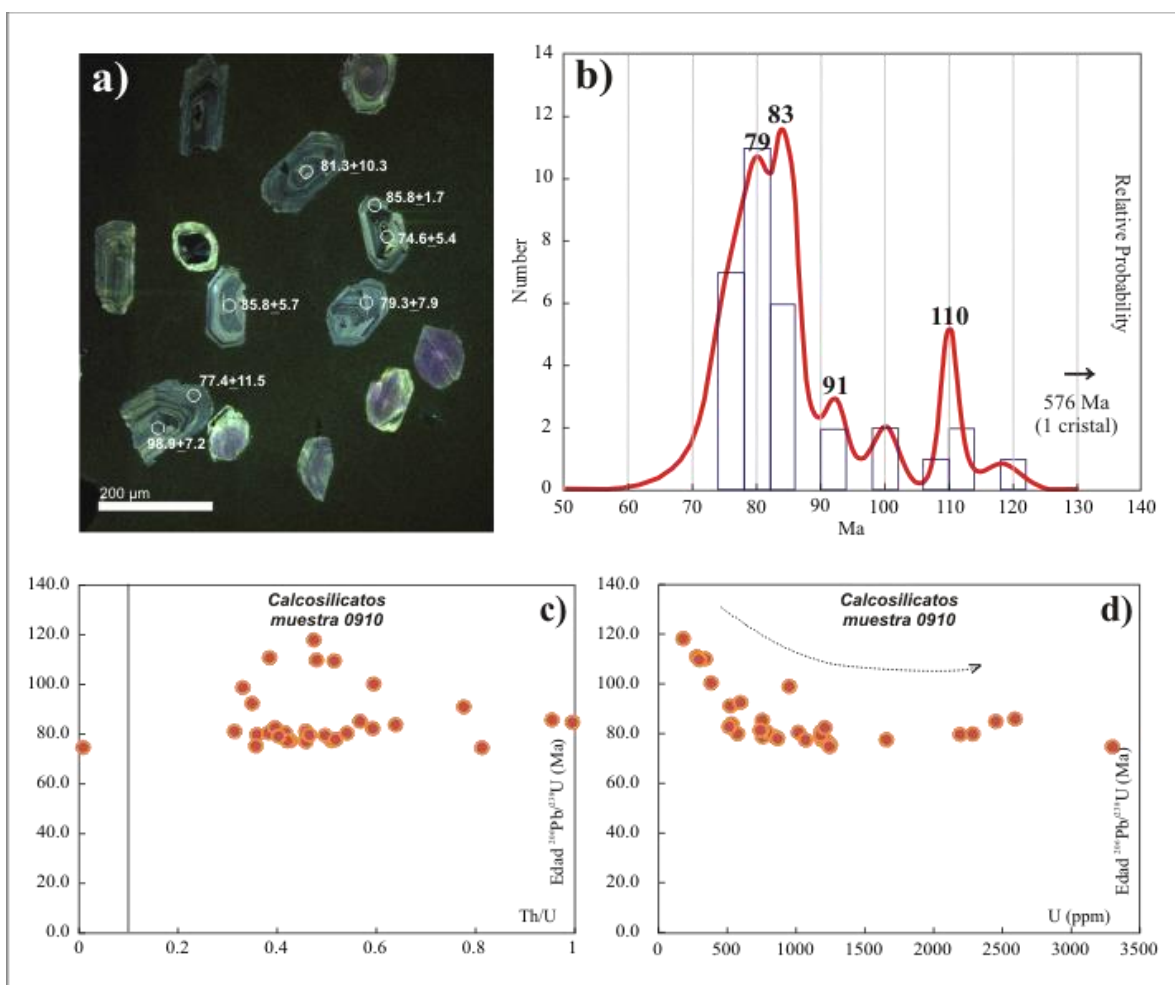


Figura 76. a) Imágenes de catodoluminiscencia de zircones de la muestra 0910, b) diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

8.3.4. Cuarzo-monzodiorita 0911

Esta unidad corresponde al cuerpo intrusivo que afecta a las rocas metasedimentarias expuestas en la barranca de Papelillo. De esta unidad, se fecharon un total de 25 cristales con formas elongadas y prismáticas (Fig. 77a), con edades entre 79 y 83 Ma (22 núcleos y 3 bordes). La edad de concordia es de 80.1 ± 0.31 Ma (2σ , Fig. 77b), que corresponde al Cretácico Tardío (Campaniano). En el Diagrama de la Figura 77c, la edad calculada mediante el algoritmo *TuffZirc* es de $80.08 + 1.58 - 0.72$ Ma (2σ), a partir de un grupo de 22 edades concordantes (Tabla 6, Anexo). Ambas edades son interpretadas como el tiempo

de cristalización del magma, ya que como se observa en la Figura 77d, las relaciones Th/U poseen valores de 0.1-0.8, y los valores en el contenido de U son muy variables alcanzando las 1393 ppm (Fig. 77e; Tabla 6, Anexo). En esta unidad no se identificaron componentes heredados.

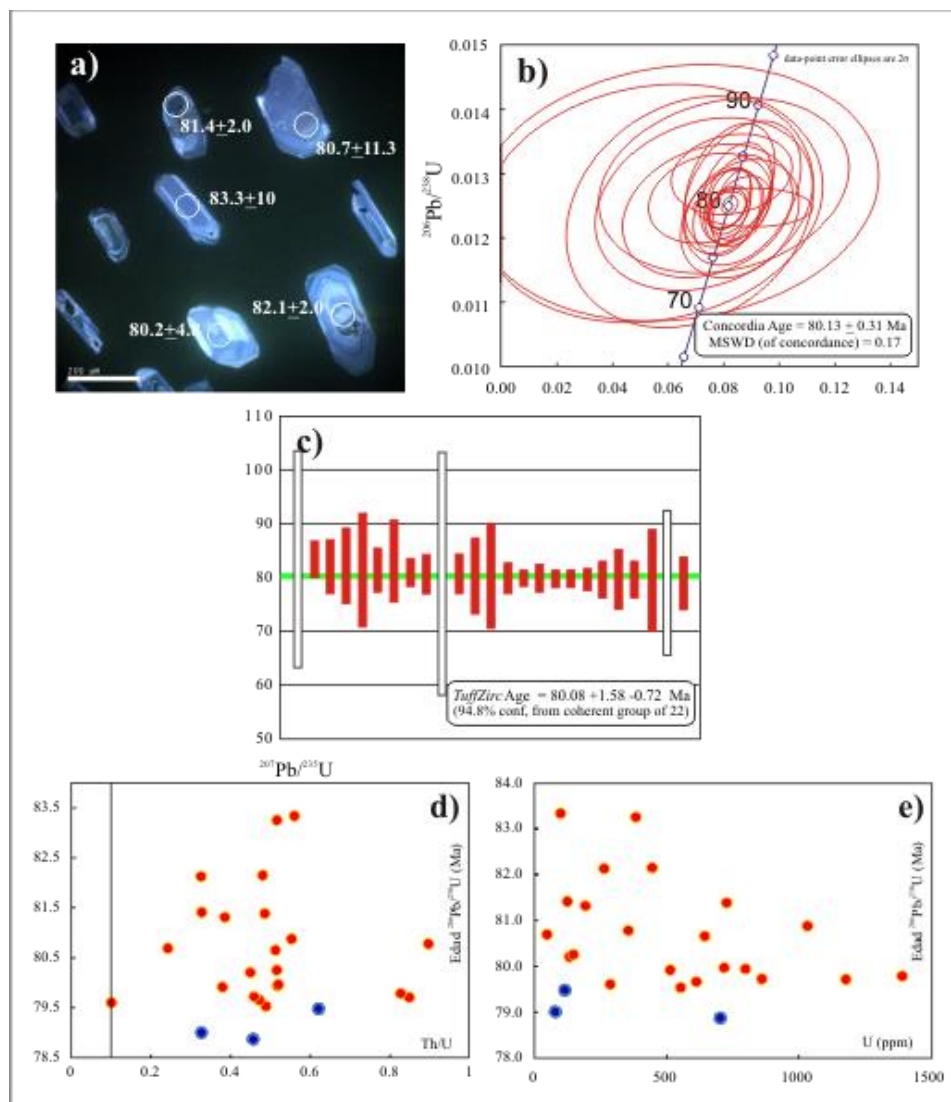


Figura 77. a) Imágenes de catodoluminiscencia de zircones de la muestra 0911, b) Diagrama de concordia de la cuarzo-monzodiorita 0911, c) Diagrama *TuffZirc Age* de 22 cristales concordantes, d) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, e) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Los círculos rojos indican las edades concordantes.

8.3.5. Granodiorita 0902

Esta roca corresponde a un cuerpo hipabasal ubicado en la entrada a la barranca de Papelillo, oeste de la isla. De manera general, los zircones de esta unidad presentan morfologías elongadas y prismáticas bipiramidales, de las cuales no fue posible obtener imágenes de catodoluminiscencia. De esta unidad se obtuvieron un total de 25 edades entre 73 y 81 Ma, además de un valor de 567 Ma. La edad de concordia para esta unidad es de 77.9 ± 0.81 Ma (2σ , Fig. 78a), mientras que el valor mediante *TuffZirc* obtenido de un grupo de 25 cristales concordantes es de 77.6 Ma $+1.66$ -0.94 (2σ , Fig. 78b). Ambas edades

corresponden al Cretácico Tardío (Campaniano), y se interpreta como la edad de cristalización, ya que las relaciones Th/U en los zircones analizados presentan valores entre 0.4 y 0.8 (Fig. 78c). Con respecto a la cuarzo-monzodiorita 0911, el contenido de U (Fig. 78d) es mucho más bajo (73-173 ppm; Tabla 6, Anexo).

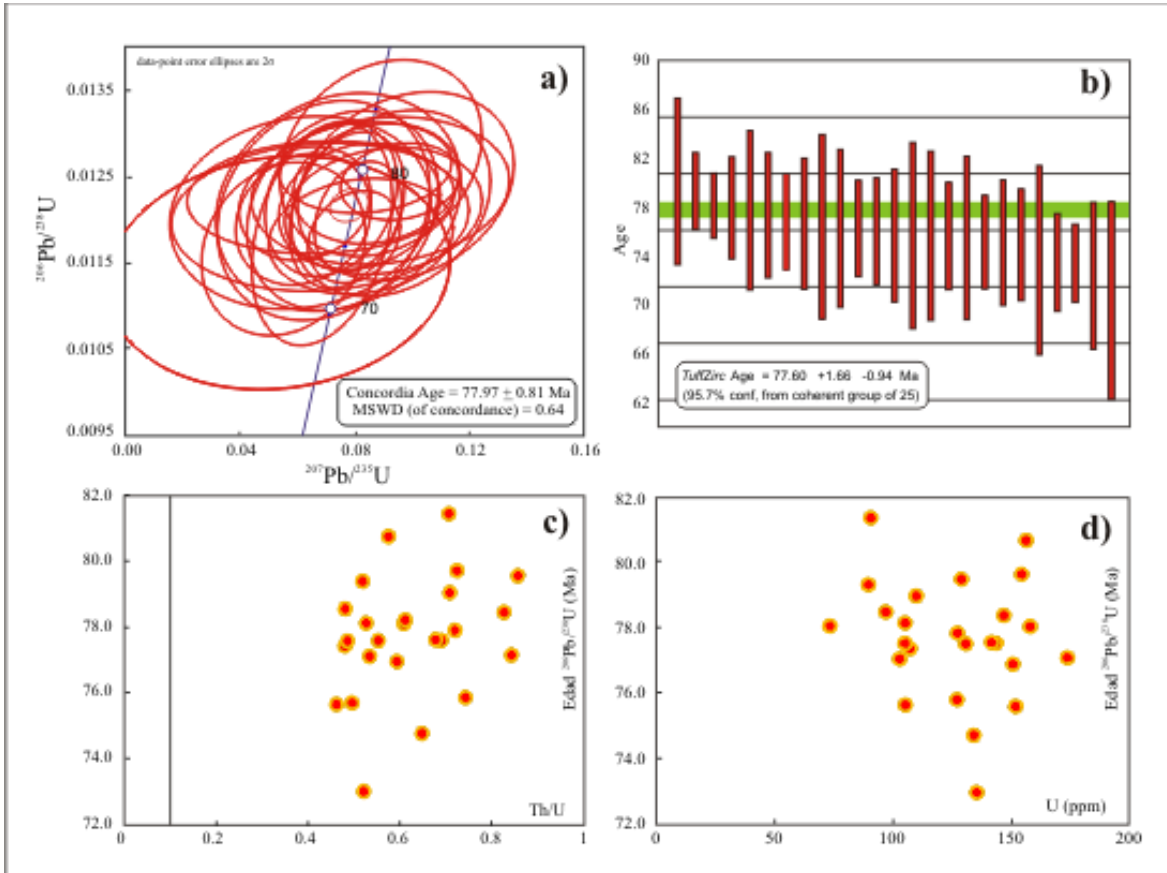


Figura 78. a) Diagrama de concordia de la granodiorita 0902, b) Diagrama *TuffZirc Age* de 25 cristales concordantes, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Los círculos rojos indican edades concordantes.

8.3.6. Granito 0932

Esta muestra corresponde al granito expuesto en el sur de la Isla María Madre. Los zircones extraídos poseen formas prismáticas y bipiramidales con zoneamiento (Fig.79a). Del análisis puntual, se obtuvieron un total de 27 edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre 74.4 y 90.5 Ma, además de un segundo grupo 8 con edades entre 97 y 316 Ma (Tabla 6, Anexo). En el Diagrama de concordia (Fig. 79b), la edad obtenida a partir de zircones con edades concordantes es de 92.8 ± 9.8 Ma (2σ), mientras que el valor mediante el algoritmo *TuffZirc* (Fig. 79c), las edades de 23 zircones concordantes es de 84.16 Ma $+5.4$ -3.78 (2σ), similares a la cuarzo-monzodiorita 0911 y la granodiorita 0902, que también corresponde al Cretácico Tardío (Santoniano). La relación Th/U (Fig. 79d) en los cristales analizados son en general superiores a 0.1 (0.1-0.9), y el contenido de U (Fig. 79e) es alto (360-4141 ppm), lo que indica que la edad obtenida a partir de los valores concordantes representa el tiempo de cristalización. Por otra parte, los componentes más antiguos presentan valores en las relaciones Th/U entre 0.2 y 0.9 (Fig. 79d), pero su contenido en U (114-2422 ppm, Tabla 6,

Anexo) es menor con respecto al grupo de edades entre 74.4 y 90.5 Ma (360-4141 ppm, Tabla 6, Anexo), por lo que tales edades representan componentes heredados.

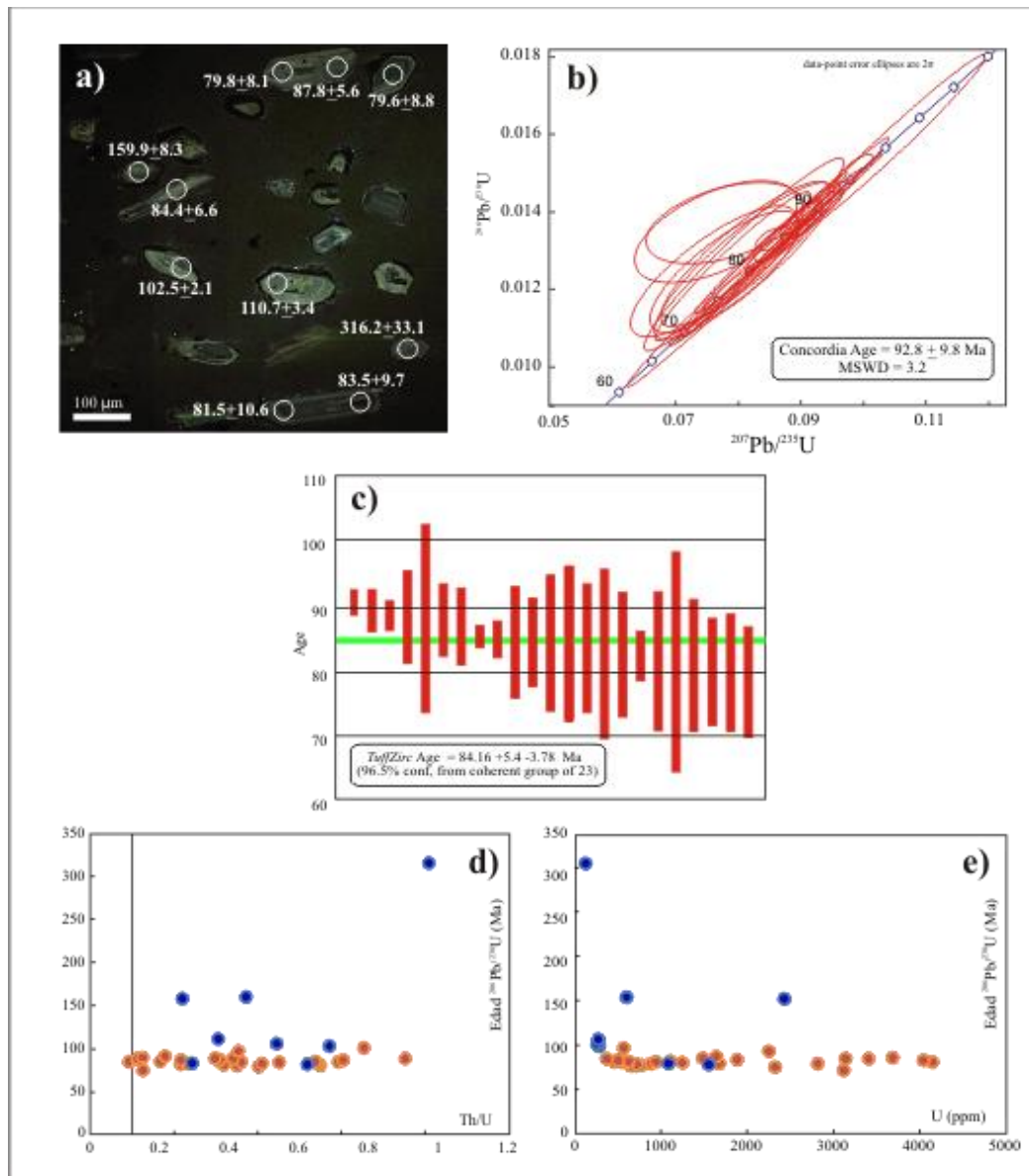


Figura 79. a) Imágenes de catodoluminiscencia de zircones de la muestra 0932, b) Diagrama de concordia del granito 0932, c) Diagrama *TuffZirc Age* de 23 cristales concordantes, d) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, e) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Los círculos rojos indican edades concordantes.

8.3.7. Flujo de lava 0921 (Cuarzo-traquita)

Esta unidad fue datada mediante los sistemas U-Pb y ^{40}Ar - ^{39}Ar , ya que como se mencionó anteriormente, consiste de un flujo de lava de la costa noroeste afectado por múltiples sistemas de fallas y fracturas. Los zircones extraídos presentan formas prismáticas y elongadas, sin embargo, no se obtuvieron imágenes de catodoluminiscencia. Durante el análisis se obtuvieron un total de 30 edades de zircones individuales con valores entre 76.3 y 82.1 Ma que determinan una edad de concordia (Fig. 80a) de 79.6 ± 0.31 Ma (2σ). De los valores obtenidos 29 son concordantes y mediante el algoritmo *TuffZirc* (Fig. 80b) definen

una edad de 79.6 Ma ± 0.72 -0.72 (2σ), interpretada como la edad de la extrusión y de la cristalización durante el Cretácico Tardío (Campaniano), ya que las relaciones Th/U (Fig. 80c) presentan valores entre (0.3 y 0.9; Tabla 6, Anexo) y contenido de U entre 188 y 864 ppm con alta dispersión de valores (Fig. 80d, Tabla 6, Anexo). En esta muestra no se identificaron componentes heredados.

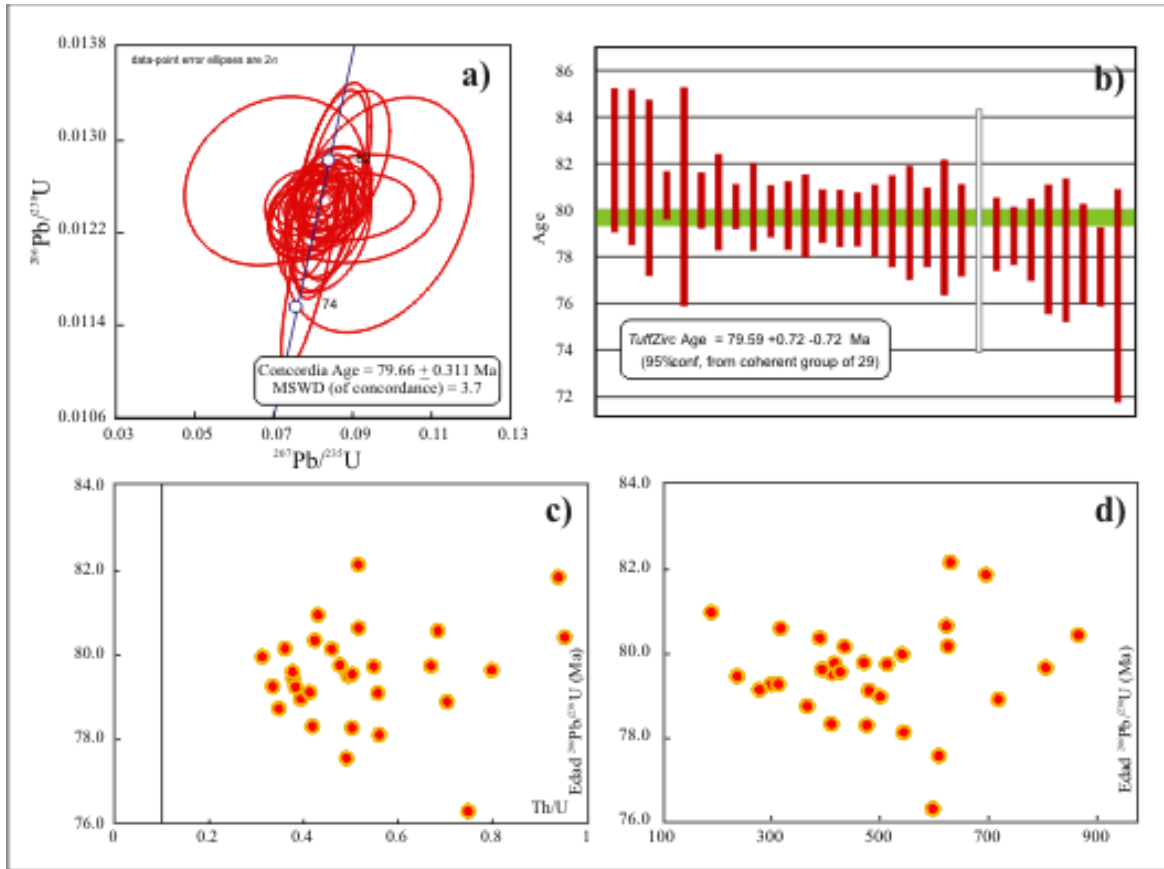


Figura 80. a) Diagrama de concordia de la cuarzo-traquita 0921, b) Diagrama *TuffZirc Age* de 29 cristales concordantes, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Los círculos rojos indican edades concordantes.

8.3.8. Flujo de lava 0945a (Riolita)

De esta muestra sólo fue posible separar un total de 16 cristales caracterizados por presentar formas prismáticas y subredondeadas. Tampoco fue posible obtener imágenes de catodoluminiscencia. Durante el análisis se obtuvieron 12 edades entre 79 y 88.5 Ma, con tres 4 puntos adicionales cuyas edades se encuentran entre 317 y 1056 Ma (Tabla 6, Anexo). En el diagrama de concordia (Fig. 81a), la edad definida por los zircones más jóvenes es de 82.3 ± 1.1 Ma (2σ), mientras que en la Figura 83b, la edad determinada mediante *TuffZirc* a partir de las edades de 12 cristales es de $82.2 + 4.32$ -3.76 Ma (2σ), que refleja la edad de la cristalización (Fig. 81b). Las relaciones Th/U obtenidas (Fig. 81c) presentan valores entre 0.3 y 0.5, y los contenidos de U (Fig. 81d) son variables (129-682 ppm; Tabla 6, Anexo). Respecto a los zircones más antiguos, las relaciones Th/U presentan 3 valores entre 0.3 y 0.9, además de un valor de 0.04 en un cristal con edad de 317 Ma (Paleozoico), interpretados como componentes heredados.

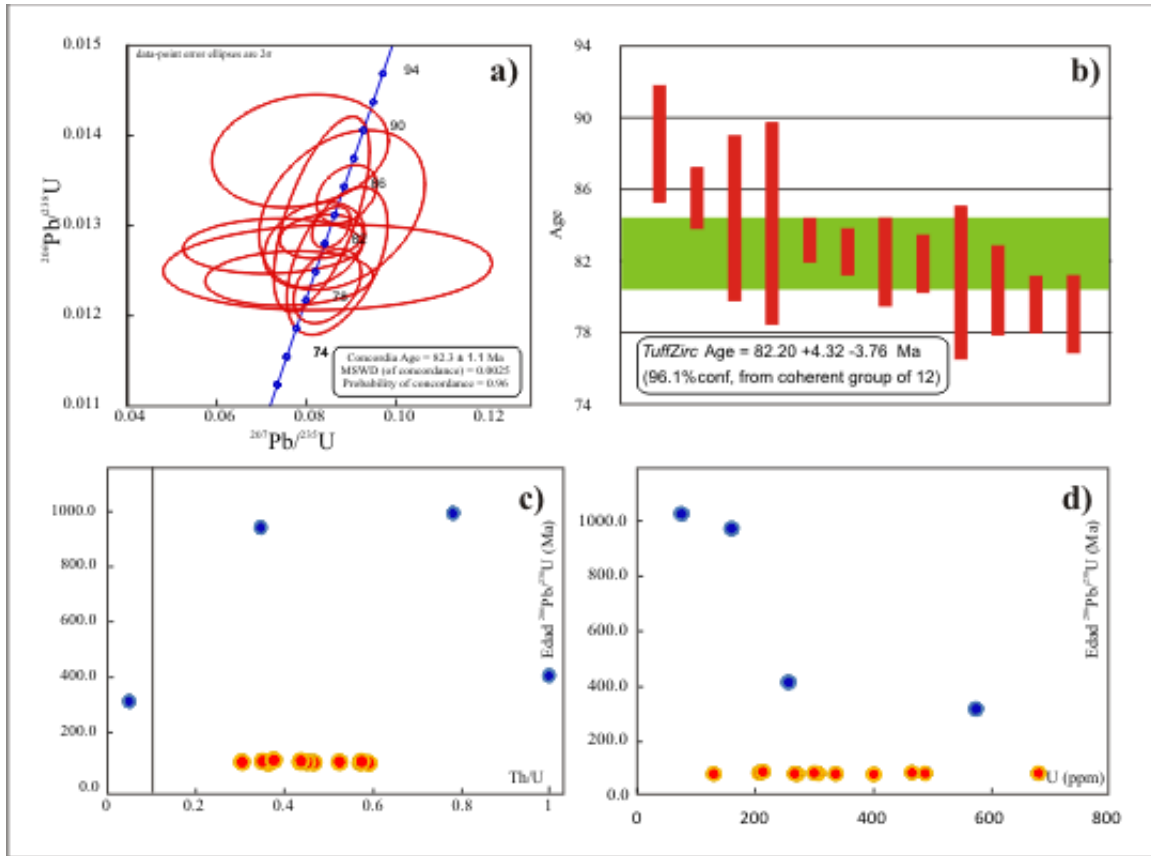


Figura 81. a) Diagrama de concordia de la riolita 0945a, b) Diagrama *TuffZirc Age* de 12 cristales concordantes, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Los círculos rojos indican edades concordantes.

8.3.9. Arenisca Isla Magdalena

Esta unidad ha sido considerada en el presente estudio como la secuencia sedimentaria más antigua de la Isla María Madre. Para el análisis de procedencia de zircones en este depósito, sólo pudieron separarse 25 zircones de la muestra 1003, los cuales a pesar de la escasez de datos estadísticos que proporcionaron, pudieron aportar información sobre la edad máxima de depósito. Estos cristales se caracterizan por presentar formas prismáticas y bipiramidales. Las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenidas tienen valores entre 20 y 1060 Ma (Tabla 6, Anexo). Las relaciones isotópicas graficadas en el diagrama de concordia Tera-Wasserburg de la Figura 82a corresponden a 22 cristales con edades del Terciario (20-42 Ma; Tabla 6, Anexo), aunque también se encontraron tres granos con edades de 61, 87 y 1060 Ma. La curva de probabilidad relativa mostrada en la Figura 82b define el pico mayor a los 22 Ma (Oligoceno) además de dos picos secundarios en 27 y 34 Ma (Oligoceno y Eoceno, respectivamente). La edad máxima de depósito de esta secuencia es de 19.9 ± 2.8 Ma (2σ). Las relaciones Th/U (Fig. 82c) en estos zircones varían de 0.3 a 0.9 con algunos valores anómalos entre 1.1 y 1.5, en tanto que el contenido de U (Fig. 82d) varía entre 81 y 3804 ppm (Tabla 6, Anexo). Las edades obtenidas en la arenisca Isla Magdalena, indican la mayor contribución de una fuente de naturaleza ígnea, cuyas características serán discutidas más adelante.

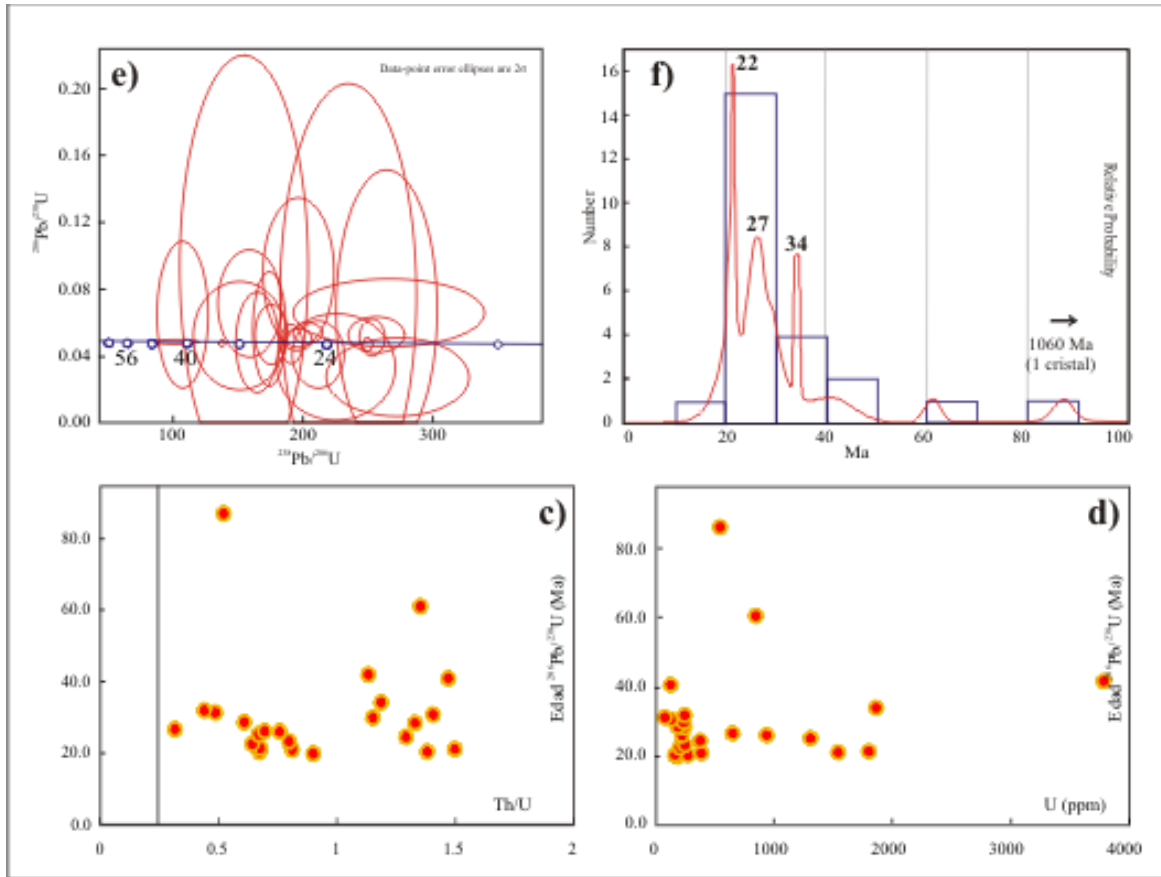


Figura 82. a) Diagrama Tera-Wasserburg de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aparentes en zircones de la arenisca Isla Magdalena (muestra 1003), b) Diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones detríticos, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

8.3.10. Secuencia Ojo de Buey inferior

Esta unidad corresponde a una arenisca de grano medio perteneciente a la Secuencia Ojo de Buey inferior (muestra 0917b). De esta unidad se analizaron 60 cristales con edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aparentes entre 68 y 121 Ma (Cretácico) graficadas en el diagrama Tera-Wasserburg mostrado en la Figura 83a. Adicionalmente se obtuvieron 5 edades entre 248 y 1498 Ma (Tabla 6, Anexo). En la curva de probabilidad relativa mostrada en la Figura 83b se observan tres picos principales que reflejan la abundancia de componentes en la muestra, entre los cuales el más sobresaliente ocurre a los 83 Ma, que coincide con las edades obtenidas de rocas plutónicas y volcánicas mostradas anteriormente. Adicionalmente se observan dos picos secundarios definidos por un grupo de 21 cristales a los 103 y 111 Ma (Fig. 83b), que coinciden con edades más antiguas obtenidas en el granito 0932 y en zircones de rocas metasedimentarias. La edad máxima de depósito obtenida en esta secuencia es de 67.5 ± 5 Ma (2σ). Las relaciones Th/U de este grupo (Fig. 83c) presentan valores constantes de 0.5 y concentraciones de U (Fig. 83d) entre 82 y 945 ppm (Tabla 6, Anexo). Los componentes más antiguos consisten de granos con edades del Paleozoico (249-451 Ma) y Mesoproterozoico (1282 y 1498 Ma).

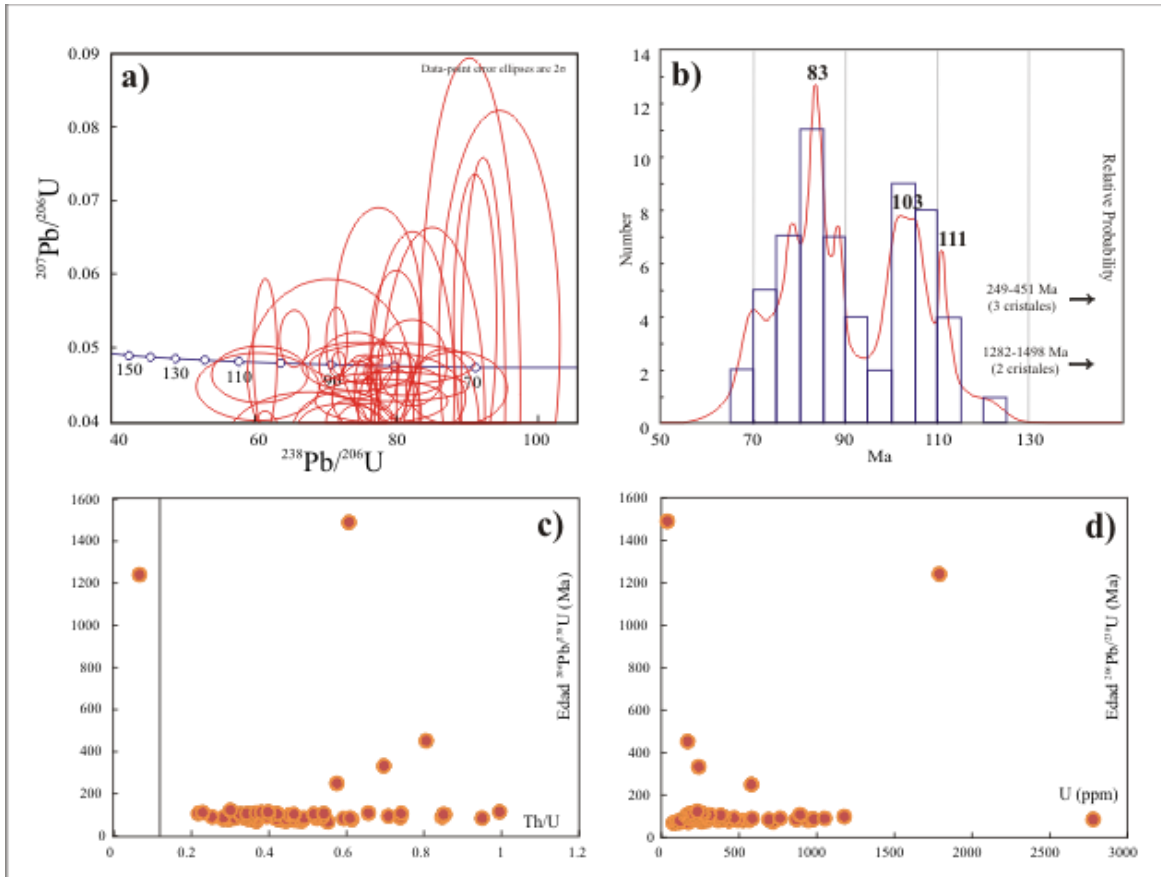


Figura 83. a) Diagrama Tera-Wasserburg de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aparentes en zirrones de la secuencia Ojo de Buey inferior (muestra 0917b), b) Diagrama de probabilidad relativa de las edades de zirrones detríticos, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

8.3.11. Secuencia Ojo de Buey superior

De esta secuencia se seleccionó una arenisca (muestra 0948) de la denominada Sección Playa Caleras previamente estudiada por Carreño (1985) en el noroeste de la isla. Mediante el análisis puntual de zirrones detríticos se obtuvieron un total de 78 edades de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aparentes (Tabla 6, Anexo), de las cuales 73 corresponden al Cretácico Tardío (70-100 Ma), en tanto que los 5 zirrones restantes presentaron edades del Cretácico Temprano (Aptiano-Albiano) y del Jurásico Medio y Temprano (168-181 Ma). Las relaciones isotópicas y sus errores fueron empleadas para la construcción del diagrama de concordia Tera-Wasserburg (Fig. 84a). En el diagrama de probabilidad relativa (Fig. 84b), estos valores definen un pico prominente a los 83 Ma y dos picos secundarios a 85 y 87 Ma, indicando una fuente de edad cretácica tardía muy similar a la estimada en la subyacente secuencia Ojo de Buey inferior), y con relaciones Th/U entre 0.2 y 0.7 (Fig. 84c), que se encuentran dentro del rango observado en las rocas plutónicas, y con concentraciones de U (Fig. 84d) de 141-3337 ppm (Tabla 6, Anexo), particularmente similares al contenido de este elemento en la 0932 (granito), pero con valores que abarcan el rango del resto de los zirrones ígneos. La edad máxima de depósito en esta secuencia es de 69.8 ± 2.5 Ma (2σ).

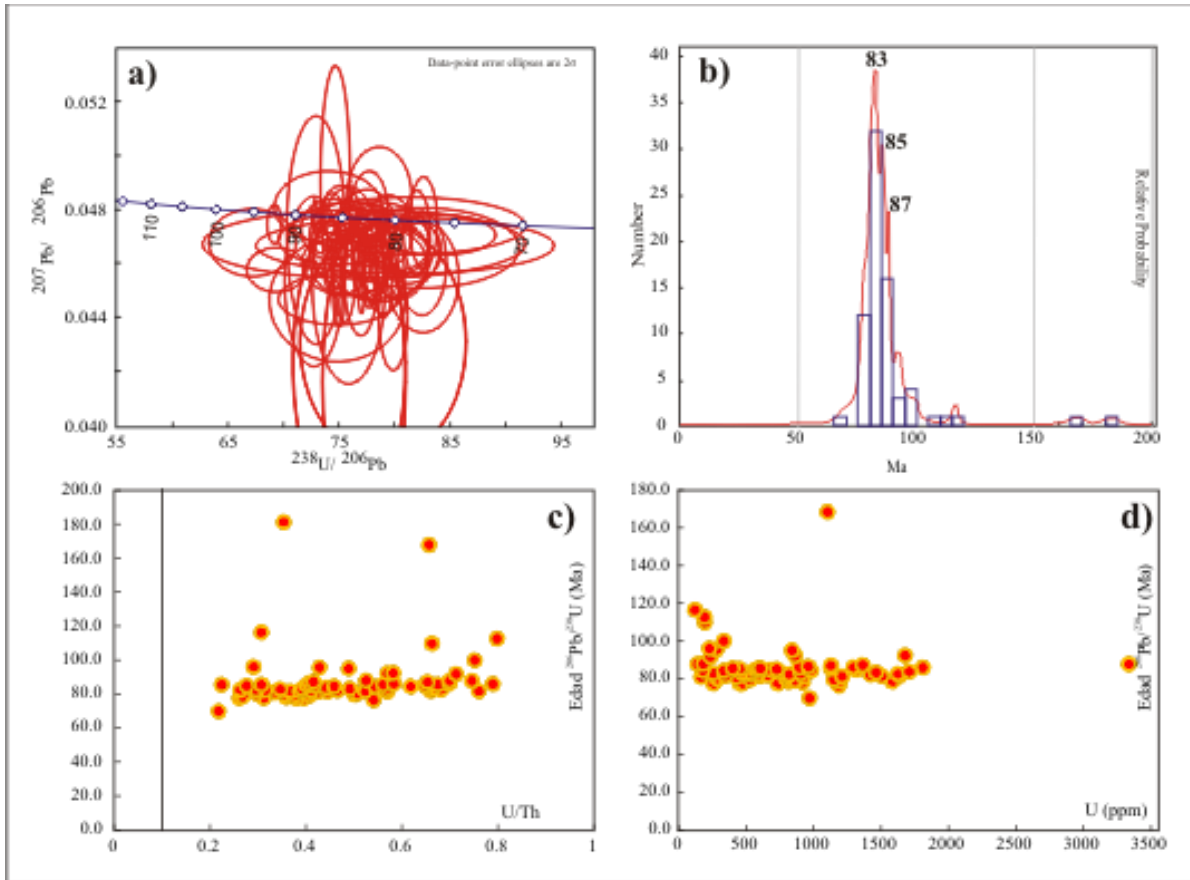


Figura 84. a) Diagrama Tera-Wasserburg de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aparentes en zirrones de la secuencia Ojo de Buey superior (muestra 0948), b) Diagrama de probabilidad relativa de las edades de zirrones detríticos, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

8.4. Fechamientos mediante $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$

Como se mencionó previamente, la aplicación de este sistema se realizó en cristales de sanidino pertenecientes a 4 unidades de rocas volcánicas (muestras 0904, 0905, 0921 y 1010), que mediante el procedimiento analítico de calentamiento (fusión) por pasos permitieron determinar edades de meseta cuyo espectro se muestra en la Figura 85. Las edades obtenidas han sido interpretadas como edades de enfriamiento que corresponden a la temperatura de cierre del feldespato potásico $\sim 230^\circ\text{C}$ (Harrison y McDougall, 1980). Dicho valor corresponde a la temperatura bajo la cual este mineral inicia la retención parcial de isótopos padres e inicia el enfriamiento del sistema. Los resultados crudos del análisis se presentan en la Tabla 7 (Anexo) y en la Tabla IX se muestran algunos detalles interpretativos descritos a continuación.

Las edades indicadas en la Tabla IX poseen errores de $\pm 2\sigma$ y fueron calculadas empleando las constantes de decaimiento de Steiger y Jaeger (1977). La edad integrada es la edad revelada por la medición del gas medido y su equivalente a una edad de K-Ar. El espectro proporciona una edad de meseta si tres o más fracciones de gas consecutivas representan al menos el 50% del gas liberado y se encuentran dentro de los valores de la desviación estándar (valor del cuadrado de la desviación menor a ~ 2.5).

Tabla IX. Análisis detallado mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en cristales de sanidino de rocas volcánicas						
Muestra/ Tipo de roca	Mineral	Edad integrada(Ma)	Edad de meseta Age (Ma)	Información del espectro de meseta	Edad de la Isócrona (Ma)	Información adicional
0904 Riolita	Sanidino	75.9 ± 3.0	76.6 ± 2.8	10 de 11 fracciones 96.8 % ^{39}Ar liberado MSWD = 0.6	77.6 ± 6.0	10 of 11 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 295.2 \pm 2.7$ MSWD = 0.67
0905 Traquita	Sanidino	80.6 ± 4.0	80.6 ± 3.2	5 de 11 fracciones 82.9 % ^{39}Ar liberado MSWD = 1	81.2 ± 3.4	7 of 11 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 293.1 \pm 35.1$ MSWD = 1.0
0921 Cuarzo-traquita	Sanidino	55.5 ± 5.0	55.4 ± 4.8	10 de 11 fracciones 98.0 % ^{39}Ar liberado MSWD = 1.12	57.7 ± 7.4	11 of 11 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 295.3 \pm 2.8$ MSWD = 0.4
1010 Traquita	Sanidino	82.6 ± 6.6	71.6 ± 3.8	7 de 9 fracciones 53.7 % ^{39}Ar liberado MSWD = 2.28	63.0 ± 10.2	7 of 9 fracciones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 302.2 \pm 3.2$ MSWD = 2.59

La muestra 0904 corresponde a una ignimbrita de composición riolítica expuesta en el sector central de la isla, de la cual fueron analizadas un total de 11 fracciones de sanidino cuya media ponderada (edad integrada) es de 75.9 ± 3.0 Ma (2σ) con una edad de isócrona de 77.6 ± 6.0 Ma (2σ). El espectro medido está conformado por 10 fracciones cuya edad de meseta (Fig. 85a) es de 76.6 ± 2.8 Ma (2σ), que es considerada como la edad de enfriamiento durante el Cretácico Tardío (Campaniano), y es similar a las edades obtenidas en las rocas plutónicas del área de estudio.

Dos muestras (0905 y 1010) pertenecientes a flujos de lava masivos del sector central en la Isla María Madre fueron fechados a partir de cristales de sanidino extraídos de las mismas. La muestra 0905 se colectó en la misma localidad que la unidad ignimbrítica 0904. La edad integrada de 11 fracciones analizadas es de 80.6 ± 4.0 Ma (2σ), y la edad de la isócrona reportada es de 81.2 ± 3.4 Ma (2σ). El espectro de meseta (Fig. 85b) conformado por 5 fracciones analizadas arrojó una edad de enfriamiento de 80.6 ± 3.2 (2σ). Por otra parte, la muestra 1010 aflora en la porción centro-este del área de estudio. La media ponderada obtenida del análisis en 9 fracciones de sanidino revela una edad integrada de 82.6 ± 6.6 Ma (2σ), en tanto que la isócrona tiene un valor de 63.0 ± 10.2 Ma (2σ), que de acuerdo con el reporte emitido por el laboratorio que realizó la medición, dicho valor se obtuvo por el contenido de Ar atmosférico durante los dos primeros pasos del calentamiento. No obstante, el valor del espectro de meseta (Fig. 85c) mostró valores más precisos en 7 fracciones que arrojaron una edad de 71.6 ± 3.8 Ma (2σ). Estos valores son consistentes y similares a la edad de la unidad ignimbrítica 0904, y con las edades de las rocas plutónicas datadas mediante U-Pb en zircones, reflejando la edad del evento volcánico que las originó durante el Cretácico Tardío.

Con respecto a los flujos de lava afectados por fallas y fracturas, el fechamiento se llevó a cabo en sanidinos de la muestra 0921, expuesta en la posición noroeste del área de estudio. De dicha unidad fueron analizadas 11 fracciones de mineral cuya media ponderada mostró un valor de 55.5 ± 5.0 Ma (2σ), y con una edad por isócrona de 57.7 ± 7.4 Ma (2σ). El espectro de la edad de meseta (Fig. 85d) se obtuvo a partir de las 11 fracciones analizadas y la edad conformada por el espectro es de 55.4 ± 4.8 Ma (2σ). Sin embargo, este valor no concuerda con la edad obtenida mediante el fechamiento U-Pb en zircones de esta muestra [79.6 ± 0.31 Ma (2σ), Fig. 80a y b], por lo que dicho valor ha sido considerado como registro de un recalentamiento posterior al evento del Cretácico que originó dicha unidad.

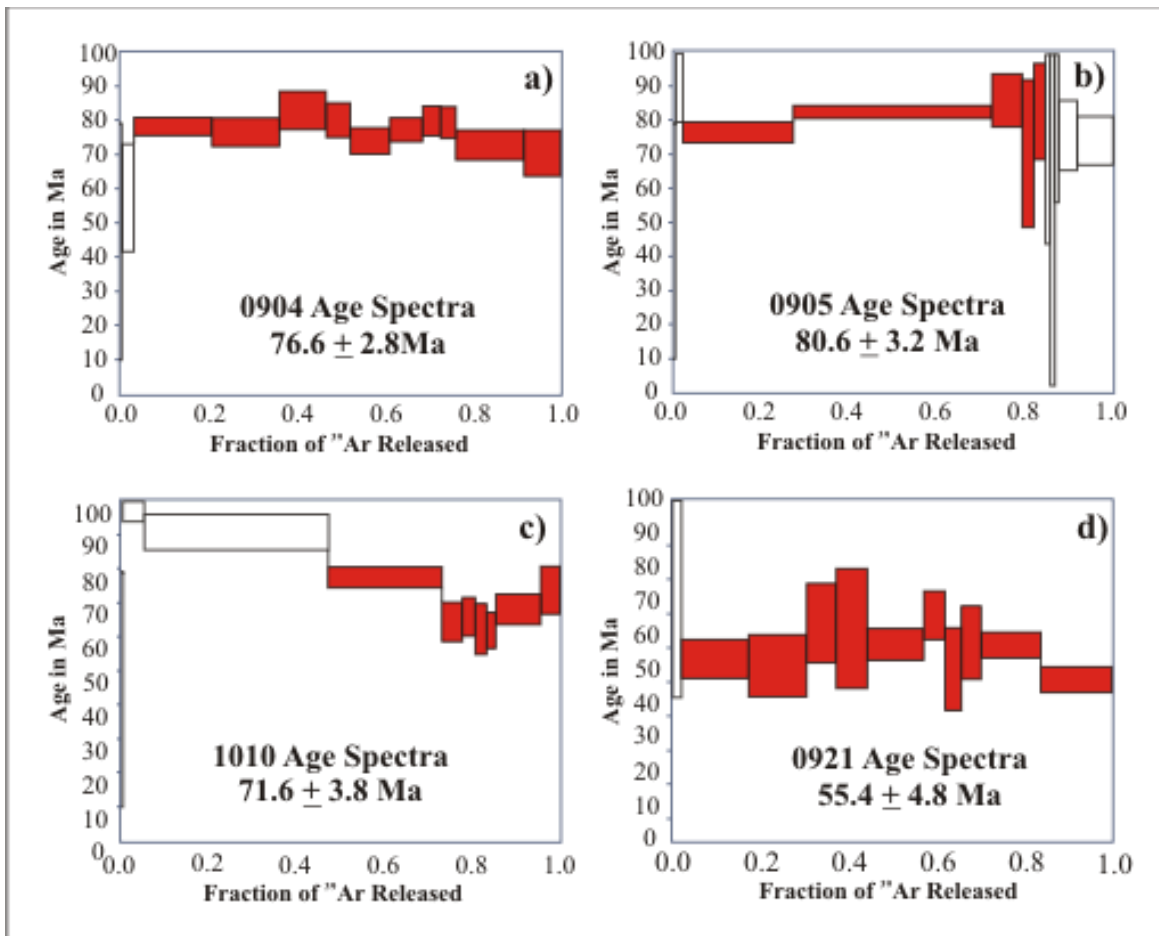


Figura 85. Espectros de las edades de meseta obtenidas durante el análisis por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mediante el método de calentamiento por pasos de: a) muestra 0904 (ignimbrita de composición riolítica expuesta en la localidad El Mirador, b) muestra 0905: flujo de lava traquítico en contacto con la unidad ignimbérica 0904, c) muestra 1010: flujo de lava traquítico al sur de El Mirador, y d) Lavas cuarzo-traquíticas afectada por fallas y fracturas en la costa noroeste de la Isla María Madre (muestra 0921).

8.5. Fechamientos mediante Rb-Sr

Este método de datación fue aplicado para obtener edades en cristales de biotita de rocas metamórficas e isócronas de roca total en ortogneises, rocas plutónicas y volcánicas y se compararon con las edades obtenidas mediante U-Pb en zircones individuales y ^{39}Ar - ^{40}Ar . Los datos crudos del análisis de biotitas se presentan en la Tabla 8 (Anexo).

8.5.1. Edades de biotita

Se obtuvieron un total de 4 edades de biotita en rocas metamórficas: 1 ortogneis migmatítico, un ortogneis bandeado (muestras 0939 y 0940a, respectivamente) y 2 unidades metasedimentarias: 1 paragneis de biotita y granate (muestra 0909) y un esquisto de biotita (muestra 1006) observado como intercalación de la secuencia metasedimentaria de Papelillo. Los datos obtenidos de biotita por el método Rb-Sr son interpretados como edades de enfriamiento que corresponden a la temperatura de cierre de este mineral a $320 \pm 40^\circ\text{C}$ (Harrison y McDougall, 1980).

Las edades de biotitas en el ortogneis migmatítico (muestra 0939, Fig. 86a) y el ortogneis bandeado (muestra 0940a, Fig. 86b), presentan valores respectivos de 70.3 ± 1.4 y 96.9 ± 1.9 Ma (2σ), ambas correspondientes al Cretácico Tardío. Ambas edades difieren de la información obtenida mediante U-Pb en zircones de los ortogneis 0915 [162.7 ± 2.7 Ma (2σ), Fig. 72c] y 0916 [169.9 ± 2.9 Ma (2σ), Fig. 73c], pero en el caso de la muestra 0939, el valor se asemeja a la edad del flujo de lava 1010 [71.6 ± 3.8 Ma (2σ), Fig. 85c] obtenida a partir de sanidinos con el método ^{39}Ar - ^{40}Ar , reflejando posiblemente un recalentamiento durante el evento magmático del Cretácico.

Para las unidades metasedimentarias, las isócronas mostradas en la Figura 86c y d presentan edades terciarias (Paleógeno). Las biotitas en el paragneis 0909 (Fig. 86c) de la barranca de Papelillo (paragneis de biotita y granate) mostraron una edad de 59.3 ± 1.2 Ma (2σ). Esta edad es cercana al valor obtenido para del flujo de lava deformado (muestra 0921) fechado con el método ^{39}Ar - ^{40}Ar [55.4 ± 4.8 Ma (2σ), Fig. 85d], y refleja un evento de recalentamiento del sistema ocurrido en el Paleoceno (Selandiano). Por otra parte, cristales de biotita de un esquisto de biotita (muestra 1006) intercalado en la secuencia calcisilicatada de la misma localidad revelaron una edad de 68.5 ± 1.3 Ma (2σ , Fig. 86d), interpretada también como un recalentamiento del sistema a consecuencia de la intrusión ocurrida durante el Cretácico Tardío. Esta edad es cercana a la del flujo de lava 1010, cuyo valor es de 71.6 ± 3.8 Ma (2σ), obtenida mediante el sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Fig. 85c), lo que permite suponer que el evento magmático que originó esta unidad afectó a las unidades metasedimentarias superó la temperatura de cierre de las biotitas en los esquistos.

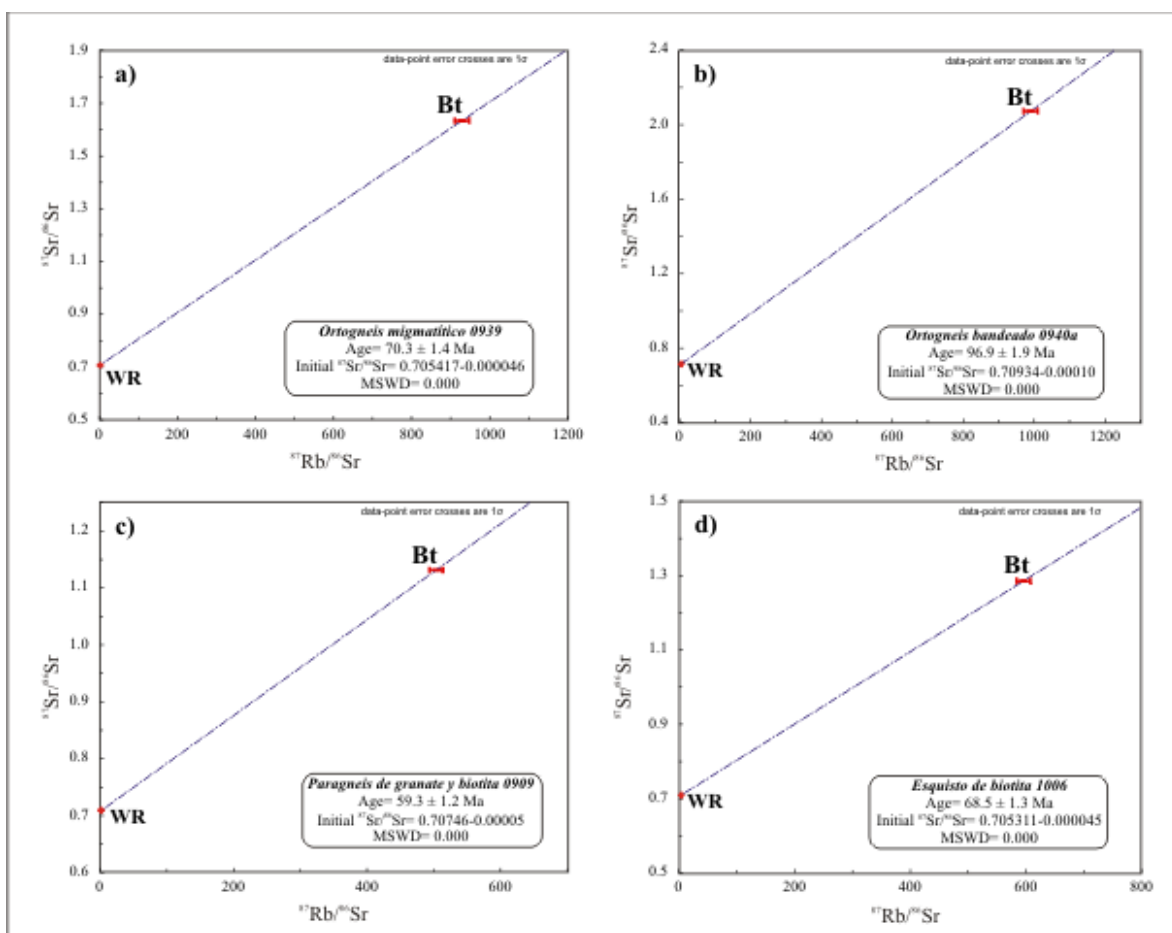


Fig. 86. Isócronas de Rb-Sr obtenidas de cristales de biotita de rocas metamórficas de la Isla María Madre: a) ortogneis migmatítico 0939, b) ortogneis bandeado 0940a, c) paragneis de biotita y granate, y d) esquisto de biotita 1006.

8.5.2. Edades de roca total

Considerando los datos isotópicos de los ortogneises y rocas ígneas, se construyeron tres isócronas mostradas en la Figura 87. La primera de éstas se conforma por los datos isotópicos de Rb-Sr de 2 ortogneises migmatíticos (muestras 0915 y 0939) y 2 ortogneises bandeados (muestra 0916 y 0940a). La edad obtenida tiene un valor de 181 ± 75 Ma (2σ , Fig. 87a) con una relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0.7049 ± 0.0042 y con un valor de $\text{MSWD}= 58$. Aunque el error obtenido es muy alto, la edad es cercana a la obtenida en las muestras 0915 y 0916 mediante U-Pb en zircones [162.7 ± 2.9 y 169.9 ± 2.9 Ma (1σ), respectivamente].

La segunda isócrona mostrada en la Figura 87b, se construyó con los datos de las unidades plutónicas 0902, 0913, 0914, 0932 y 0953a, reflejando un valor de 80.2 ± 3.7 Ma (2σ), relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0.704644 ± 0.000046 y con valor de $\text{MSWD}= 0.72$. La edad de esta isócrona es muy cercana a las edades U-Pb de las muestras 0902 y 0932 dentro del rango de sus errores. Aunque la muestra 0911 se descartó en el cálculo de dicha curva, asumiendo un origen común de estas unidades, la edad de esta muestra (80 Ma) es muy similar al valor obtenido.

Finalmente, la isócrona de roca total conformada por los datos de las muestras volcánicas 0905, 0920, 0921, 0945a y 1010, muestra una edad de 80.6 ± 4.2 Ma (2σ , Fig. 87c), una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0.70444 ± 0.00016 y con valor de $\text{MSWD}= 0.72$, muy parecidos a la edad de roca total de rocas volcánicas, similar a la edad U-Pb de la muestras 0921 (79.5 Ma) y 0945a (82.2 Ma), dentro del rango de sus errores, e igual a la edad de las muestra 0905 (80.6 Ma).

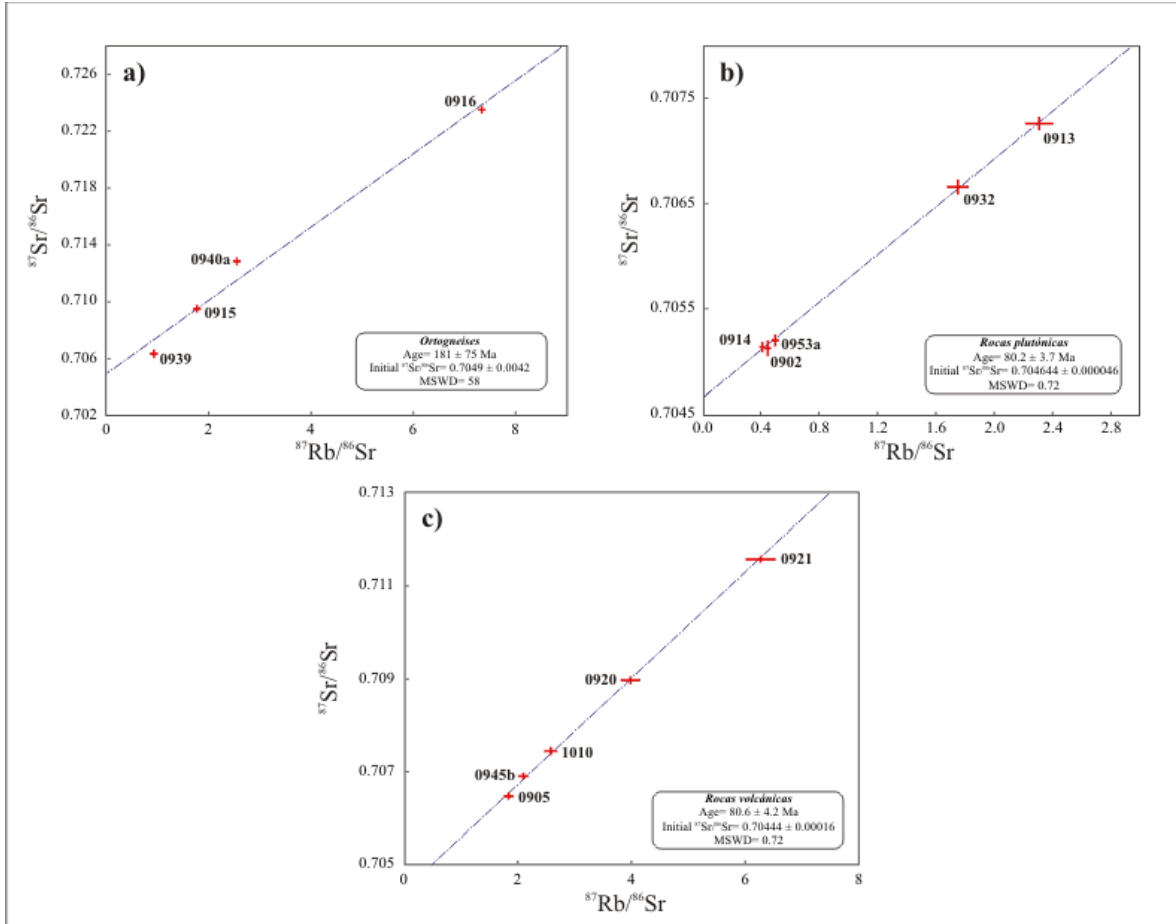


Figura 87. Isócronas de Rb-Sr en roca total: a) ortogneises, 4 puntos; b) rocas plutónicas, 5 puntos; y c) rocas volcánicas, 5 puntos.

9. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

9.1. Estratigrafía de la Isla María Madre

Con base en las observaciones realizadas durante el trabajo de campo y los análisis posteriores (petrográfico, geoquímico y geocronológico), los cuerpos de roca expuestos en área de estudio han sido agrupadas en función de sus características litológicas e interpretación genética. Los datos geoquímicos de elementos mayores, trazas e isótopos, contribuyeron a identificar semejanzas desde el punto de vista composicional y ambiente tectónico de origen, las cuales en conjunto con los datos geocronológicos, han permitido establecer una amplia correlación con las unidades geológicas reportadas previamente por diversos autores en el Bloque Los Cabos (Complejo Plutónico de La Paz), al sur de la Península de Baja California. En el noroeste y parte del oeste del México continental, las unidades y eventos comunes con el registro en la Isla María Madre, se encuentran principalmente en el Cinturón Orogénico Sinaloense, la provincia Cuenca de Nayarit (a la cual pertenece el Archipiélago de las Islas Marías), y parte del Batolito de Jalisco.

Por otra parte, es importante notar que en tan solo un área relativamente pequeña como la que abarca la Isla María Madre (145 km²), existe una amplia variedad litológica cuya estratigrafía se resume a continuación (Fig. 88):

1. Las rocas más antiguas en la Isla María Madre son ortogneises del Jurásico expuestos en la costa oeste. Los protolitos de estas unidades consistieron de rocas plutónicas que experimentaron metamorfismo regional orogénico, alcanzando la facies de anfibolita (superior), provocando anatexis y migmatización. Posteriormente, estas rocas fueron afectadas por metamorfismo de contacto como consecuencia de la actividad magmática en la región durante el Cretácico Temprano y Tardío.
2. Las unidades metasedimentaria de paragneises y rocas calcisilicatadas son estructuras “colgantes” (*roof pendant*) de las rocas plutónicas que afectaron a esta secuencia. Estas rocas se derivaron de sedimentos calcáreos intercalados con material volcánico y componentes retrabajados que fueron depositados en una cuenca de intra-arco en el Santonian-Maastrichtiano, cuando el arco magmático se encontraba activo. Estos depósitos experimentaron subsidencia y deformación previas a la intrusión en el Cretácico Tardío (80 Ma), la cual ocasionó metamorfismo de contacto y mineralización de tipo skarn. De acuerdo con las edades registradas en los minerales fechados, el magmatismo en la región continuó afectando estas unidades hasta el Paleoceno (59.3 Ma), sin embargo, los productos de dicho magmatismo no afloran en el área de estudio.
3. Las rocas plutónicas silíceas fueron emplazadas durante el Cretácico Tardío (77-84 Ma), los diques pegmatíticos asociados posiblemente representan la última etapa de cristalización de este evento. Las rocas plutónicas intermedias se encuentran comúnmente afectadas por inclusiones máficas y diques de una fuente común.

4. Las unidades metamórficas e ígneas plutónicas están discordantemente sobreyacidas por unidades volcánicas riolíticas efusivas y explosivas. Las unidades efusivas sobreyacen discordantemente a las rocas plutónicas, y afloran en las partes más altas de la isla y en la costa noroeste y extremo sur de la isla están muy afectadas por fallas, fracturas y procesos hidrotermales. Las edades obtenidas sugieren que estas unidades sean contemporáneas al magmatismo que constituye el Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Keizer, 1977), que incluye rocas plutónicas y volcánicas con edades entre 90 y 40 Ma (Damon *et al.*, 1983).
5. Las rocas sedimentarias más antiguas son las de la arenisca Isla Magdalena, cuyas edades de procedencia indican fuentes de edad eocénica y miocénica. En dicha secuencia existen algunas intercalaciones de cuerpos máficos de edad desconocida, cuyas características sugieren un origen común con los diques máficos expuestos en el sur de la isla. Las edades de procedencia poseen un rango entre 34 y 22 Ma, sin embargo, la fuente de estos sedimentos no se expone en la Isla María Madre.
6. Las secuencias sedimentarias del Mioceno-Pleistoceno estudiadas previamente por Carreño (1985) y McCloy *et al.* (1988), han sido nombradas como “secuencia Ojo de Buey”, la cual ha sido dividida en secuencia inferior y superior y forman el grupo de rocas más prominente en la Isla María Madre. La secuencia Ojo de Buey inferior se compone de sedimentos de ambientes marinos profundos, en tanto que la secuencia Ojo de Buey superior consiste de sedimentos de ambientes marinos someros, con incremento de sedimentos detríticos hacia la cima de la secuencia (McCloy *et al.*, 1988). Las edades de procedencia en zirrones de dicha secuencia indican que la fuente principal de estos detritos son las rocas ígneas plutónicas y volcánicas del Cretácico Tardío presentes en el área de estudio.
7. La secuencia Ojo de Buey superior está intercalada con algunos horizontes de ceniza volcánica, que representa el evento volcánico más joven en la Isla María Madre. El dique máfico 0901 expuesto en el sur de la isla puede ser correlacionado con este evento y representan la última etapa de magmatismo en el área de estudio.

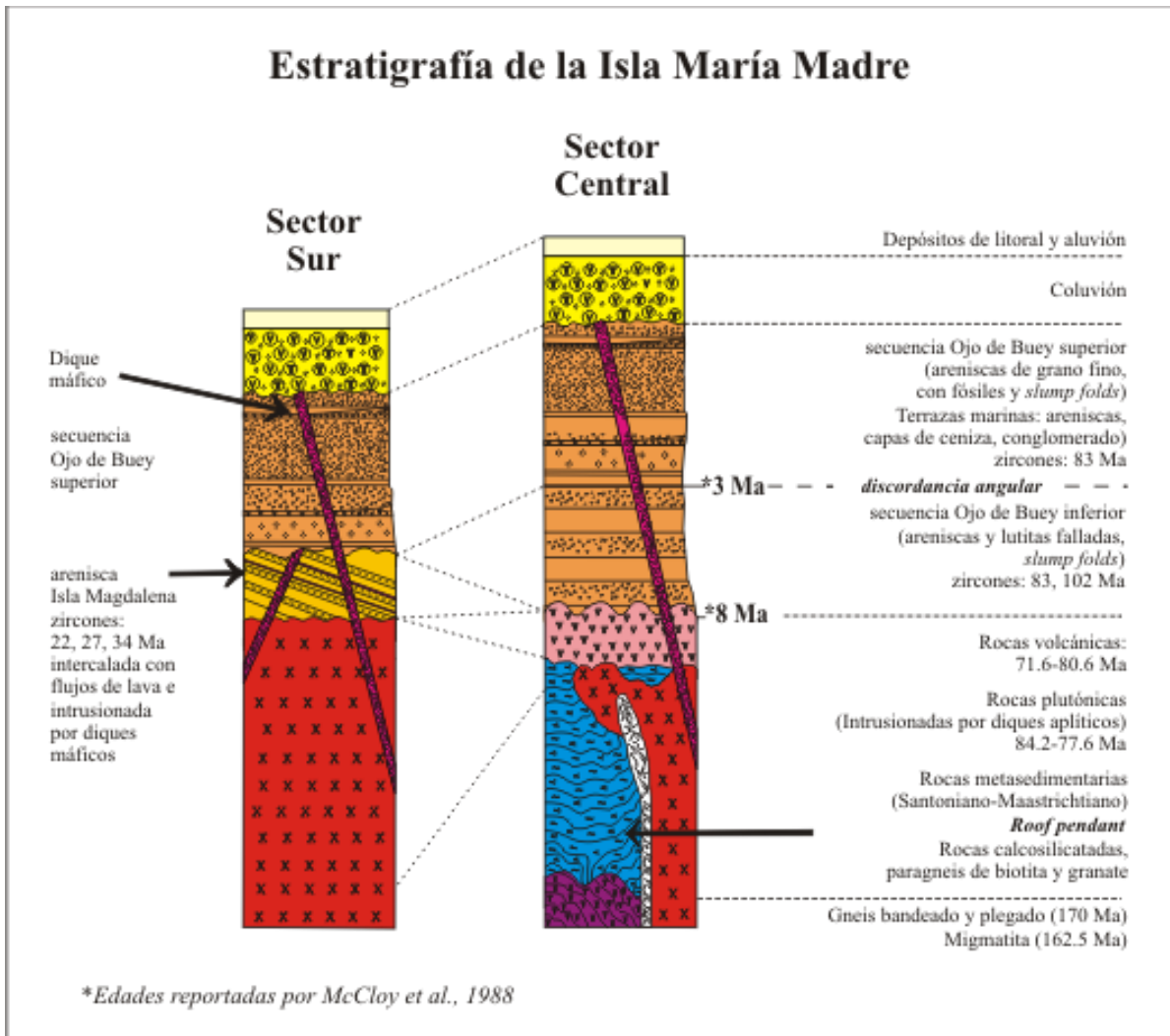


Figura 88. Columnas estratigráficas de la Isla María Madre construidas con base en las observaciones de campo en el extremo sur y sector central. Las edades de la secuencia Ojo de Buey fueron determinadas por McCloy *et al.* (1988) con base en la presencia de fósiles.

9.2. Discusión de las características petrográficas, geoquímicas y su relación con las provincias geológicas adyacentes.

9.2.1. Características de las rocas metamórficas y eventos asociados.

Las rocas más antiguas en la Isla María Madre son ortogneises migmatíticos y ortogneises bandedos del Jurásico expuestos en la costa oeste. Las edades U-Pb obtenidas reflejan una historia de cristalización entre 163 y 170 Ma, confirmado una isócrona Rb-Sr de 4 puntos que define una edad de 181 Ma (Fig. 89a). Las características petrográficas, así como los datos de elementos mayores y trazas indican que dichas unidades se derivaron de granitoides de composición félsica originados en un ambiente de arco volcánico asociado a procesos de subducción. Sin embargo, las texturas orientadas, el bandeamiento composicional y los patrones observados en las gráficas de elementos mayores y trazas evidencian la ocurrencia de procesos distintos al evento ígneo que originó estas unidades. La tipología “S” sugerida por el grado de saturación en alúmina en estas rocas, así como el rango de valores ϵ_{Ndinic} obtenidos (2.0 a -5.6), y las edades modelo de estas rocas (0.6-1.6 Ga), indican el reciclaje de corteza continental antigua y la participación de magmas

primitivos con relaciones $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{\text{inic}}$ bajas (0.70694-0.70347), y valores $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inic}}$ entre 0.512141 y 0.512207.

Una observación importante en ambos ortogneises, es la gran abundancia de minerales hidratados (p. ej. biotita), cuya deshidratación pudo haber permitido estas unidades alcanzar la parte alta de la facies de anfibolita, además de favorecer los procesos de fusión parcial y migmatización que provocaron la segregación de minerales en bandas composicionales y algunos cúmulos monominerales (p. ej. granate). Estos ortogneises presentan características litológicas y algunos aspectos estructurales similares con ortogneises reconocidos por Schaaf *et al.* (2000) y descritas en detalle por Pérez-Venzor (2013) en el Bloque Los Cabos, Baja California Sur. Dichas unidades han sido designadas por Pérez-Venzor (2013) como parte de un complejo metamórfico que aflora de manera intermitente y conformado por secuencias metasedimentarias terrígenas y calcáreas del Jurásico (?) intercaladas con rocas ígneas máficas, gneises tonalíticos (Tonalita Buena Mujer) de edad cretácica (139 Ma) y migmatitas desarrolladas en dos fases. La foliación del ensamble metamórfico en la región de Los Cabos tiene rumbo N-S con ligeras variaciones al NW y NE (Pérez-Venzor, 2013). En la Isla Cerralvo, al norte del Bloque Los Cabos, Grove *et al.* (2003), reportaron un cuerpo granítico tipo “S” con edades U-Pb en zircones de 161 y 155 Ma, además de una unidad de milonitas de composición granítica con edades de 166 Ma y 168 Ma, sugiriendo una similitud en edad y composición con los ortogneises en la Isla María Madre.

Para estos ortogneises, se obtuvieron dos edades Rb-Sr de biotitas (70.3 y 97 Ma), que registraron la rehomogenización parcial de estos sistemas en el Cretácico en la región, los cuales pudieron haber modificado la composición de las rocas parentales con la movilización de elementos mayores e incorporación de nuevas fases mediante procesos metasomáticos. La edad de 97 Ma (Cenomaniano), obtenida mediante Rb-Sr en biotitas de un ortogneis bandeado (muestra 0940), es muy cercana a las edades de un metamorfismo térmico ocurrido entre los 116 y 94 Ma en el Bloque Los Cabos (Schaaf *et al.*, 2000, Pérez-Venzor, 2013). Este metamorfismo ha sido asociado a magmatismo representado por una serie de cuerpos máficos expuestos en la Sierra El Novillo con edades de 104 Ma (Pérez-Venzor, 2013), 116 y 125 Ma (Schaaf *et al.*, 2000). En la Sierra La Gata, unidades de granitos anatécicos identificados por los autores citados poseen edades de 98 (Rb-Sr en Bt), 103 (Rb-Sr en muscovita) y 118 Ma (Sm-Nd en granate), que han sido interpretadas por Schaaf *et al.* (2000) como edades de enfriamiento. Al NW del Bloque Los Cabos, existen también una serie de granitoides sin deformar con edades entre 90 y 109 Ma. Al NW de la provincia, un ortogneis tonalítico (Tonalita Buena Mujer) registra un evento metamórfico a los 98 Ma. Por otra parte, la edad de 70.3 Ma (Maastrichtiano), de biotitas de un ortogneis migmatítico del área de estudio (muestra 0939), se interpreta como una edad de enfriamiento a consecuencia del recalentamiento causado por el magmatismo del Cretácico Superior presente en el área de estudio.

En el noroeste del México continental, al sur del estado de Sinaloa, Henry y Fredrikson (1987) y Henry *et al.* (2003), reportaron la presencia de ortogneises cuarzo-dioríticos del Jurásico cuyos pliegues y planos de foliación se orientan hacia el ENE, formados durante

un evento un evento compresivo a finales del Mesozoico (Henry, 1986). Estos autores correlacionaron dicha unidad con rocas graníticas metamorfozadas en el norte de Sinaloa reportadas por Mullan (1978). En el área de El Fuerte, Vega-Granillo *et al.* (2008), reportaron edades U-Pb de 151 ± 3 Ma (Granito Cubampo), y 155 ± 4 Ma para aplitas nodulares de la Formación Topaco, además de una edad de 151 ± 1 Ma en un clasto retrabajado de un meta-aglomerado de la misma localidad Vega-Granillo *et al.* (2011). Adicionalmente, Vega-Granillo *et al.* (2012), obtuvieron una edad (U-Pb) de 155 ± 3.5 Ma para una metabasita de la Formación Topaco. Más recientemente, en el área de Mazatlán, Cuellar-Cárdenas (2012) reportó una edad de cristalización de 157 Ma para ortogneises de composición diorítica y granítica con registros de deformación previa al Batolito de Sinaloa. Como se puede apreciar, las edades de los ortogneises en la Isla María Madre y los valores reportados en los estudios mencionados, son consistentes con el magmatismo de arco continental del Jurásico reconocido por Anderson y Silver (1979), Anderson *et al.* (2005). Adicionalmente, en las inmediaciones de Mazatlán, Henry y Fredrikson (1987) y Henry *et al.* (2003), reportaron la presencia de cuerpos máficos o *sills* con edades de 133 y 138 Ma emplazados en planos de estratificación y foliación de metasedimentos durante la primera etapa de formación del Batolito de Sinaloa (Henry, 1975; Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003). En el noreste de Mazatlán, los ortogneises dioríticos y graníticos del Jurásico reportados por Cuellar-Cárdenas (2012), registran también un evento de deformación dúctil a los 94 Ma asociado al acortamiento laramídico entre los 85 y *ca.* 105 Ma. Dentro del periodo de deformación mencionado (Henry, 1975, Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003), las unidades afectadas corresponden a las “intrusiones sintectónicas” (*syntectonic intrusions*). En la Isla María Madre, el único registro obtenido para esta etapa es la edad de 97 Ma de biotitas en un ortogneis bandeado (discutida en los párrafos anteriores), lo que indicaría que esta roca resultó parcialmente afectada por el evento metamórfico de alto grado reportado por Cuellar-Cárdenas (2012), correlacionable con los datos obtenidos por Pérez-Venzor (2013). En lo que respecta al occidente de México, Valencia *et al.* (2013) han reportado una edad de 160 Ma para un granito en el área de Cuale, Jalisco, similar a la de los ortogneises bandeados.

En la Isla María Madre, se tienen también unidades metasedimentarias (paragneises de biotita y granate, rocas calcisilicatadas y esquistos) que constituyen estructuras de tipo “colgante” (*roof pendant*) inmersas en las rocas tonalíticas que las intrusionan. Como resultado de esta intrusión se tiene el metamorfismo de contacto evidenciado por la mineralización de tipo skarn. La distribución de unidades metasedimentarias es bastante escasa. Sin embargo, las características petrográficas permitieron inferir los protolitos y eventos metamórficos registrados en las mismas. Por otra parte, los patrones de elementos de tierras raras presentan altos fraccionamientos sugiriendo su depósito en ambientes continentales. De estas unidades, el protolito del paragneis de biotita y granate, corresponde a una secuencia sedimentaria terrígena de composición cuarzofeldespática que experimentó un metamorfismo regional orogénico alcanzando la facies de anfibolita. Posteriormente, esta secuencia fue intrusionada y parcialmente asimilada por el plutón cretácico ocasionando la recrystalización de minerales como el cuarzo y la biotita, así como la aparición de nuevas fases, como es el caso del granate. Además de estos eventos, se tiene el

registro de un tercer evento no expuesto en la isla a los 59.3 Ma. Sin embargo, dada la similitud de esta edad con el valor obtenido para un flujo de lava (muestra 0921), es posible que dicho evento haya provocado un recalentamiento que superó las temperaturas de cierre de los minerales fechados (biotita).

En lo que respecta a las rocas calcisilicatadas y esquistos asociados, el bandeamiento y la presencia de laminaciones observable en escala de afloramiento sugiere un protolito sedimentario heterogéneo predominantemente calcáreo con alternancia de sedimentos volcánicos de composición intermedia. Los pliegues observados y la textura granoblástica orientada reflejan la ocurrencia de un evento de deformación previo a la recristalización de dichas unidades, mientras que las fases minerales asociadas a la recristalización como consecuencia de la intrusión (p. ej. piroxeno, granate, titanita), se observan conformando mosaicos granoblástico sin orientación preferencial. En los esquistos de biotita, estas fases también se aprecian en menor cantidad y con un crecimiento posterior (sobreimpuesto) en la textura grano-lepidoblástica y lepidoblástica que las caracteriza. En estas unidades, el metamorfismo de contacto está sobrepuesto al metamorfismo regional, y la edad de 68.5 Ma, obtenida mediante Rb-Sr en cristales de biotita posiblemente refleja la edad de enfriamiento durante el Cretácico Tardío (Maastrichtiano).

Las edades U-Pb de procedencia en zircones detríticos en las rocas metasedimentarias reflejan la contribución de diversas fuentes que incluyen el registro magmático durante el Jurásico y Cretácico en la región. De acuerdo con el análisis de probabilidad relativa desarrollado en el capítulo 8, los picos máximos en rocas metasedimentarias se presentan entre 79 y 83 Ma (Campaniano), sugiriendo una fuente de edad similar a las rocas magmáticas del área de estudio. En el paragneis de biotita y granate (muestra 0909), se observaron dos picos menores a 122 (Aptiano) y 185 Ma (Jurásico Temprano). En la muestra 0908 también se tiene un pico a 185 Ma (Jurásico Temprano), mientras que en la muestra 0910 se observó otro pico a los 110 Ma (Albiano). Estos valores representan en su mayoría componentes reciclados del arco magmático del Jurásico-Cretácico desarrollado en la margen continental del occidente de México, cuyos procesos han sido reportados e interpretados en distintos trabajos permitiendo establecer una correlación en escala regional.

Con respecto a la Península de Baja California, las unidades metasedimentarias de la Isla María Madre, han sido correlacionadas litológicamente con rocas de un complejo metamórfico descrito por Pérez-Venzor (2013) en la provincia Complejo Plutónico de La Paz. En dicha localidad, estas secuencias se componen de sedimentos terrígenos, pelíticos, psammíticos cuarzofeldespáticos y calcáreos, procedentes de distintos ambientes y litologías depositados en una misma cuenca durante el Jurásico Medio-Cretácico Temprano. Sin embargo, las edades de depósito de secuencias metasedimentarias en dicha provincia no han sido precisadas. La foliación en estas unidades constituye un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales con rumbos al NNE y NNW, dominado por rocas calcisilicatadas e indicando un evento compresivo en régimen dúctil con esfuerzos orientados en dirección SW a NE, NW-SE y EW (Pérez-Venzor, 2013). Estas secuencias

fueron sometidas a un metamorfismo regional de grado medio, alcanzando la facies de anfibolita y favoreciendo la generación de migmatitas en una primera fase (Pérez-Venzor, 2013). En trabajos recientes, Grove *et al.* (2003) y Fletcher *et al.* (2007), realizaron fechamientos en zircones detríticos de sedimentos recientes en los cauces de los principales arroyos en la región meridional de la Península de Baja California. Las edades obtenidas en el occidente son de 170-175 Ma, con un grupo predominante entre 120 y 90 Ma y poblaciones subordinadas entre 145 y 100 Ma o mayores a 145 Ma en la región de La Paz y Todos Santos. Las edades superiores a los 145 Ma han sido interpretadas por estos autores como la edad de los protolitos de las rocas metamórficas, mientras que las edades entre 145 y 100 Ma, son atribuidas a rocas metamórficas e intrusivos jóvenes, respectivamente.

En el occidente del México continental se han reportado también secuencias metasedimentarias correlacionables con las expuestas en la Isla María Madre: en Sinaloa Henry y Fredrikson (1987) y Henry *et al.* (2003), identificaron dos secuencias metasedimentarias expuestas en el norte de Mazatlán. La primera y más extensa se compone de filitas, esquistos de cuarzo+biotita+muscovita, cuarcitas y anfibolitas del Jurásico Medio. La segunda secuencia se compone de mármoles y rocas calcisilicatadas con granate, epidota y cuarzo, cuya edad asignada es del Aptiano. La orientación de los planos de foliación y estratificación en ambas unidades converge hacia el NE. Hacia la costa, ambas secuencias se observan como numerosos colgantes inmersos en los cuerpos plutónicos del Batolito de Sinaloa (Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003), pero al igual que en la región de Los Cabos, las edades de depósito no han sido precisadas. En la Isla María Madre, las unidades metasedimentarias poseen características muy similares a las unidades de Sinaloa, y se encuentran también como estructuras de colgantes o en forma de bloques inmersos en las unidades plutónicas, no obstante, los rumbos de los planos de estratificación y foliación tanto en la barranca de Papelillo como en la costa oeste, son hacia el SE con echados y ejes de pliegues al SW, sugiriendo la ocurrencia de un evento de deformación compresiva que afectó a estas unidades.

Hacia el sur del Terreno Zihuatanejo, Talavera-Mendoza *et al.* (2007) y Centeno-García *et al.* (2011), han reportado la presencia de ensambles vulcanosedimentarios con edades de procedencia similares a las observadas en las rocas metasedimentarias de la Isla María Madre: en la costa de Zihuatanejo (playa La Madera), realizaron un análisis de procedencia a un ensamble constituido por rocas volcánicas intercaladas con areniscas, conglomerados volcaniclásticos y lentes de calizas en los niveles estratigráficos más altos. De estas muestras, una arenisca con componentes graníticos, cuarcitas, fragmentos de rocas metamórficas y abundantes clastos de rocas volcánicas, revelaron rangos de edades del Mesoproterozoico (1445 ± 33 Ma) al Cretácico Tardío (82.5 ± 5 Ma, Campaniano). En el análisis de probabilidad relativa, el pico mayor se presenta a los 85 Ma, en tanto que las poblaciones más abundantes presentan edades entre 82 y 192 Ma, con grupos subordinados de edades entre 279 y 209 Ma, 788-574 Ma y 1209-1971 (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). En el área de Coalcomán, (~80 km al SE de Colima), Centeno-García *et al.* (2011) reportaron edades de procedencia de areniscas pertenecientes a un ensamble vulcanosedimentario al que le asignaron edades del Santoniano-Maastrichtiano. Las edades

de procedencia obtenidas por estos autores revelaron un pico mayor a 84.7 Ma, con un pico menor a 70.6 Ma y algunos componentes reciclados con edades *ca.* 131.8 Ma. La edad máxima de depósito de esta secuencia es de 65.1 ± 1.7 . La interpretación realizada por Talavera-Mendoza *et al.* (2007) y Centeno-García *et al.* (2011), sugiere la existencia de cuencas de intra-arco contemporáneas al magmatismo, en las cuales eran depositados los productos del arco volcánico del Cretácico Tardío, que experimentaron una subsidencia rápida. De acuerdo con Centeno-García *et al.* (2011), las edades más jóvenes de estas secuencias permiten restringir el acortamiento cortical en la costa de Zihuatanejo, delimitándolo al Turoniano-Santoniano (entre *ca.* 93 y 84 Ma), ya que para el periodo del Santoniano-Maastrichtiano, la deformación contractiva en la región había migrado hacia el este. Dada la similitud de las edades en los picos de abundancia de las rocas metasedimentarias de la Isla María Madre con los ensambles de la región de Zihuatanejo, se asume que dichas unidades representan los depósitos del arco volcánico del Cretácico Tardío en una cuenca de intra-arco, cuya edad en el área de estudio se restringe también al Santoniano-Maastrichtiano, considerando que las edades de las rocas volcánicas y plutónicas obtenidas se encuentran entre 71 y 84 Ma. Por otra parte, las edades mostradas en los picos de probabilidad relativa, reflejan la presencia de componentes reciclados procedentes del magmatismo registrado en el Bloque Los Cabos durante el Cretácico Temprano-Tardío (Schaaf *et al.*, 2000; Pérez-Venzor, 2013), en el caso de los picos a 110 (muestra 0910) y 122 Ma (muestra 0909). Para las edades entre 145 y 189 Ma, es posible que estos detritos se hayan derivado de fuentes magmáticas similares a los ortogneises del Jurásico Tardío, expuestos en la costa oeste del área de estudio y a lo largo de la margen occidental del México Continental, como parte del arco magmático del Jurásico, reconocido por Anderson y Silver (1979).

9.2.2. Origen y evolución de las rocas ígneas

El siguiente registro en el área de estudio corresponde al evento magmático principal representado por unidades volcánicas y plutónicas del Cretácico Tardío. La variedad composicional y las características petrográficas analizadas (texturas y composición mineralógica) de las rocas ígneas muestran diferentes etapas de evolución de magmas y sugieren que la cristalización fraccionada desempeñó un papel importante en la génesis de estas unidades originando los miembros intermedios y félsicos del ensamble. El bajo contenido de cuarzo en las rocas de composición intermedia, es consistente con el alto contenido de plagioclasa que compone las cuarzo-monzodioritas, tonalitas y granodioritas, derivadas de magmas ricos en calcio y aluminio. Las características texturales como zoneamiento, maclado y variación en las dimensiones de cristales de plagioclasa, reflejan procesos de recristalización y reequilibrio en el sistema (Winter, 2001). Con excepción de las unidades máficas, las texturas de intercrecimiento (mirmequitas) entre plagioclasa y cuarzo, son comunes en la mayor parte de las unidades reflejando procesos post-magmáticos con reequilibrio y gran contenido de fluidos (Philpotts, 1990; Winter, 2001), y en el caso de las granodioritas, las texturas granofíricas indican el emplazamiento de los magmas en niveles corticales superiores como cuerpos hipabisales. El feldespato potásico en rocas plutónicas (p. ej. granito y granodiorita), se presenta como microclina con texturas

gráficas y pertitas, indicando cristalización simultánea con cuarzo, favorecida por el alto contenido de fluidos en un magma muy evolucionado (Philpotts, 1990; Winter, 2001). Esto se confirma con la presencia de diques de composición félsica emplazados en las unidades graníticas, los cuales posiblemente reflejan las etapas tardías en la cristalización con la concentración de líquidos y volátiles con fases inmiscibles y acuosas que originaron texturas aplíticas y pegmatíticas en dichas unidades. En la mayoría de las rocas del área de estudio, la titanita euhedral y subhedral está presente como fase primaria en las rocas ígneas sugiriendo procesos cristalización fraccionada y asimilación de corteza a partir de magmas máficos e intermedios (Best, 2002). En cristales segregados con bordes corroídos, este mineral refleja etapas de desequilibrio en el fundido, comúnmente atribuidas a cambios en las condiciones de los magmas (Winter, 2001). Sin embargo, como se ha mencionado, las texturas de desequilibrio presentes indican que los magmas no se comportaron como sistemas cerrados y que otros procesos intervinieron en su evolución. Tales procesos son evidenciados por la presencia de enclaves y diques máficos, estos últimos emplazados en las zonas de deformación frágil. En el caso de los enclaves, las características texturales y composiciones mineralógicas son muy similares a las de las rocas plutónicas donde se encuentran hospedados, pero con variaciones en el contenido modal de las fases formadoras, reflejando inmiscibilidad de magmas.

En lo que respecta a las rocas volcánicas, la variación en la composición modal y las relaciones de campo indican que estas unidades se constituyen por miembros muy evolucionados (riolitas y traquitas). Con excepción de la edad obtenida mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (sanidino) en la muestra 0921 (55 Ma), las edades en su mayoría son cercanas y muy parecidas a las de las rocas plutónicas (Cretácico Tardío), e indican que la actividad volcánica y plutónica en el área de estudio coincidieron espacial y temporalmente, o bien, que el vulcanismo de composición silícica representa la última etapa de evolución magmática de este evento. En estas unidades las edades U-Pb y $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$, son muy similares a las obtenidas en rocas plutónicas. A nivel microscópico, las texturas eutaxíticas, *fiammes* asociadas, y texturas traquíticas presentes en estas rocas pueden ser consideradas como resultado de la compactación y enfriamiento del flujo (Best, 2002). Los minerales orientados en la matriz, presentan texturas de desequilibrio como textura de tamiz en plagioclasa o bordes corroídos en feldespato, que evidencian la ocurrencia de reacciones constantes en el magma y desequilibrio previos a la extrusión. El cuarzo en estas rocas, generalmente es anhedral, y se pudo observar como fase secundaria en *fiammes*, indicando cristalización posterior a la extrusión.

Como se puede observar, el origen de las rocas magmáticas involucra diversos procesos mediante los cuales el magma parental experimentó múltiples cambios composicionales durante su ascenso e incorporación de material favoreciendo su diferenciación hasta conformar el ensamble presente en la Isla María Madre. En el presente estudio, la evolución de dichos magmas y enclaves asociados, puede ser explicada en términos generales mediante el modelo de hibridización de magmas calcalcalinos propuesto por Barbarin (2005) en rocas del Batolito de la Sierra Nevada, donde los enclaves representarían gotas de fundidos modificados a partir de un magma parental de composición máfica, cuya

asociación se consolida en tres etapas distintas pero continuas en distintos niveles corticales: la primera de ellas ocurre cuando un magma parental de composición máfica inicia su ascenso hacia la corteza e incorpora materiales corticales produciendo un magma híbrido de composición máfica mediante una mezcla homogénea. Una parte de este magma ascenderá y evolucionará produciendo rocas de composición granítica. La segunda etapa tiene lugar durante dicha evolución, en la cual una porción del magma máfico restante inicia su ascenso e interactúa con el magma en evolución produciendo otro magma híbrido a partir de una mezcla homogénea, pero también localmente heterogénea, produciendo la mayor parte de los enclaves máficos observados. En la última etapa los componentes máficos son segregados e incorporados a la mezcla hasta que el magma se homogeniza (Barbarin y Bateman, 1986). La inyección del magma híbrido inicial es continua, así como la producción de magmas híbridos. La presencia de diques máficos evidencia el ascenso continuo de material máfico, el cual es emplazado en zonas de debilidad. Una representación de estos procesos es mostrada en la Figura 89.

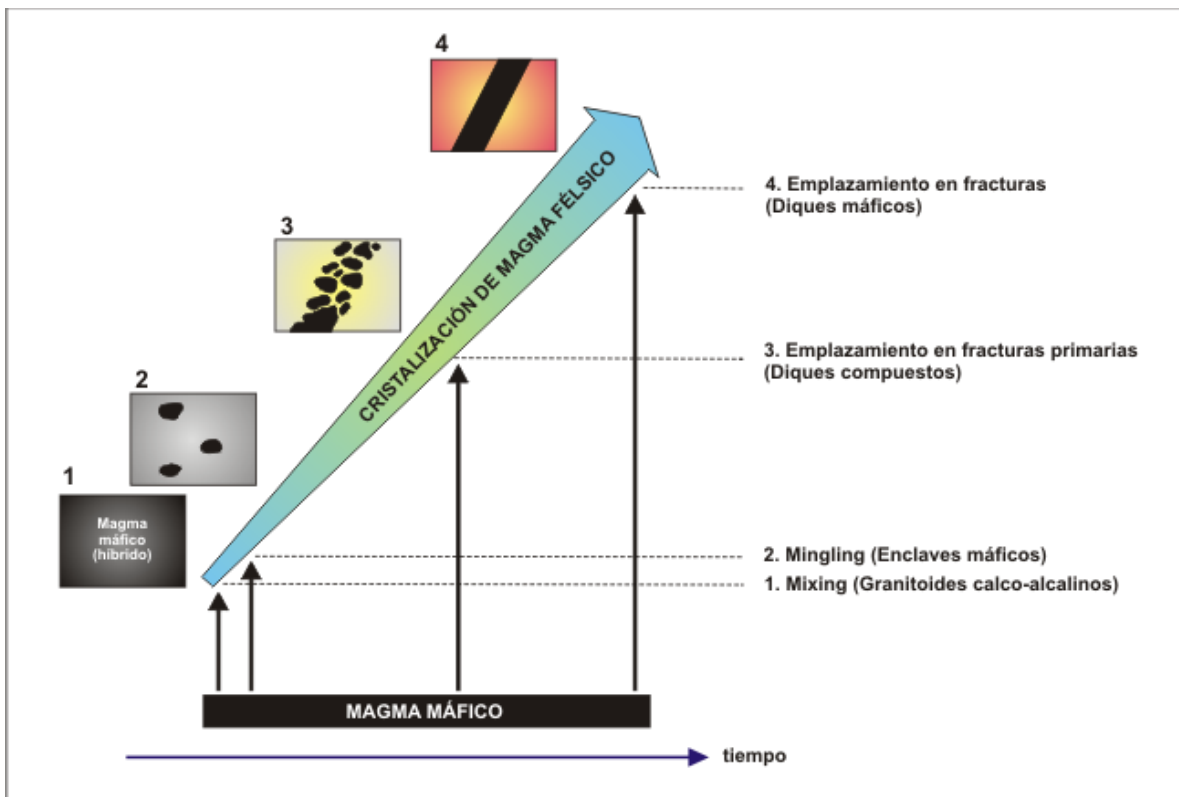


Figura 89. Representación esquemática de los diferentes tipos de procesos de hibridación resultantes de la inyección de magma máfico en un magma félsico en diferentes etapas de cristalización de magmas félsicos (Modificado de Barbarin, 2005).

Esta información es consistente con asociaciones calcalcalinas relacionadas a sistemas de subducción maduros con la producción de magmas primitivos que durante su ascenso y emplazamiento hacia niveles corticales superiores con asimilación de material más antiguo, el cual ha sido observado en forma de bloques inmersos y colgantes de la roca encajonante que posiblemente contaminaron el fundido contribuyendo a su diferenciación. Como se mencionó en el capítulo del análisis geoquímico, las rocas plutónicas observadas durante el trabajo de campo, comúnmente representan la porción superior de un cuerpo magmático

cuyas dimensiones se desconocen, pero cuya historia evolutiva está reflejada en las rocas que conforman dicho ensamble.

Dicha hipótesis puede sustentarse mediante los datos geoquímicos, en los cuales el ensamble plutónico de la Isla María Madre presenta una variación composicional, cuya concentración en el contenido de sílice presenta valores entre 56.7-73.5% (roca total), con miembros peraluminosos y afinidad calcialcalina, cuya distribución de elementos traza y patrones de REE son típicos de ambientes de arco magmático relacionado a subducción. Los procesos de diferenciación de dicho ensamble se vieron reflejados tanto en elementos mayores como en elementos traza, cuyos comportamientos muestran arreglos lineales y valores de correlación variables. En el caso de algunos diagramas de elementos traza, y en menor medida de elementos mayores en rocas plutónicas, se observan algunos patrones con inflexiones independientes que pueden atribuirse a la cristalización de fases accesorias como zircón, apatito y titanita (Rollinson, 1993). Dentro del grupo de rocas ígneas, las rocas volcánicas constituyen los miembros más evolucionados con contenidos de SiO₂ incluidos en el rango composicional de las rocas plutónicas y aún con abundancias mayores (~76%) en las unidades ignimbríticas. La información proporcionada por el análisis isotópico demuestra la consanguinidad de los cuerpos plutónicos y rocas volcánicas, cuyos valores en general son característicos de magmas derivados del manto con participación de corteza continental ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{\text{inic}} = 0.70399-0.70539$) evidenciada por la presencia de valores $\epsilon_{\text{Nd}_{\text{inic}}}$ ligeramente negativos a positivos (-1.4 a 2.6), y cuyas edades modelo iniciales ($T_{\text{DM}} = 0.59-0.89$ Ga) son por un lado menores con respecto a los ortogneises, pero también similares a dos ortogneises (muestras 0939 y 0942), que posiblemente se vieron afectadas por este evento magmático.

Las edades de cristalización de las rocas plutónicas se encuentran entre 77.6 y 84.1 Ma (U-Pb en zircones), y confirmadas por una isócrona de 5 puntos (Rb-Sr, roca total) definiendo una edad de 80.2 Ma. Por su parte, las rocas volcánicas mostraron edades de emplazamiento entre 71.6 y 82.2 Ma ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en sanidinos y U-Pb en zircones), y construyen una isócrona de 5 puntos (Rb-Sr, roca total) con edad de 80.6 Ma (Fig. 89b). Estos valores permiten correlacionar a los cuerpos plutónicos con las “intrusiones post-tectónicas” (*posttectonic intrusions*; Henry, 1987; Henry *et al.*, 2003) de la porción sur de Sinaloa y en conjunto con las rocas volcánicas, ambas formando parte del Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (Dumble, 1900; Weed, 1902; Hisazumi, 1929; De Cserna y Kent, 1961; Roldán Quintana, 1971; McDowell y Keizer, 1977; Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003), lo cual permite considerar a las unidades volcánicas como el equivalente a las rocas plutónicas. La consanguinidad magmática entre las rocas magmáticas de Sinaloa y las del área de estudio puede confirmarse mediante las relaciones $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{\text{inic}} = 0.7026-0.7062$ citadas por Henry *et al.* (2003), además de la gama composicional presente en Sinaloa, conformada por rocas plutónicas de composición félsica (granitos y granodioritas) similares a las de la Isla María Madre.

Otra correlación establecida incluye el magmatismo reportado en el oeste de México (p. ej. Zimmerman *et al.*, 1988; Schaaf *et al.*, 1995; Fletcher *et al.*, 2007; Villanueva-Lascurain *et*

al, 2011), y dentro del área comprendida entre Jalisco, Colima y Michoacán, cuyas edades de cristalización y enfriamiento son del Cretácico Tardío y Paleógeno (Schaaf *et al.*, 1995). En esta región, la litología consiste de rocas plutónicas de composición máfica a félsica (granitos, granodioritas, tonalitas, cuarzo-monzodioritas y gabros). Las rocas cretácicas de la Isla María Madre muestran una consanguinidad con las estudiadas en el área de Puerto Vallarta por Schaaf *et al.* (1995), en donde los valores $\epsilon_{Nd_{inicial}}$ de rocas plutónicas presentan valores negativos ($\epsilon_{Nd_{inicial}} = -3.7$ a -0.9) y positivos (0.0 a 2.0) con edades modelo de 0.9 a 1.2 Ga y 0.6 a 0.7 Ga. Además, en diversas localidades del Bloque Jalisco (Cuale, Puerto Vallarta, Punta Mita, Yelapa y Tomatlán), Valencia *et al.*, (2013), reportaron edades similares para granitoides calco-alcalinos entre 78.3 y 84.9 Ma estableciendo similitudes con las edades reportadas por Schaaf *et al.* (1995) en Puerto Vallarta y en el Bloque Los Cabos, al sur de la Península de Baja California Schaaf *et al.* (2000). En la misma región, Valencia *et al.* (2013), reportan la presencia de una sucesión volcánica cuyas edades se encuentran entre 58 y 83 Ma a la que denominaron “*Carmichael silicic ash-flow tuff*”.

Una tercera correlación importante puede ser establecida con un evento magmático de composición intermedia a félsica sin evidencias de deformación tectónica en la región de Los Cabos con edades entre 75 y 90 Ma (Fletcher *et al.*, 2007), además de algunos procesos de re-homogenización a los 73 y 75 Ma registrados en cuerpos graníticos emplazados ca. 109 Ma (Pérez-Venzor, 2013). En la Isla María Madre, un proceso de re-homogenización similar puede estar reflejado en la edad de 70 Ma del ortogneis migmatítico (muestra 0939) mencionada anteriormente. También es muy probable que esta edad refleje la influencia del magmatismo del Cretácico, ya que durante el análisis geocronológico mediante U-Pb (zircones individuales) realizado a una muestra de la unidad de ortogneises migmatíticos (muestra 0915) se obtuvieron dos valores de 83 y 87 Ma. En la provincia del Bloque Los Cabos, las relaciones $^{86}Sr/^{87}Sr_{inicial}$ reportadas por Pérez-Venzor (2013) oscilan entre 0.70582 a 0.70756, y algunos valores citados por Henry *et al.* (2003) en el sur de Sinaloa incluyen valores de 0.7048-0.707. En el Bloque Los Cabos las edades modelo (T_{DM}) muestran un amplio rango, dando evidencia que diferentes materiales corticales fueron involucrados en su origen, y la consanguinidad magmática con las rocas plutónicas de la Isla María Madre se puede establecer con las unidades plutónicas (cuarzo-monzodioritas, granodioritas y granitos) descritas en las localidades de Cabo Pulmo, Buenos Aires, Arroyo San Dionisio y Arroyo La Palma, cuyos valores de edades modelo se encuentran entre 0.73 y 0.91 Ga. Sin embargo, en el Bloque Los Cabos, el parámetro ϵ_{Nd} muestra una mayor influencia de corteza con respecto a las rocas plutónicas y volcánicas del área de estudio, por lo que la semejanza apoyaría la idea de una continuidad del magmatismo hacia la región de Jalisco y Sur de Sinaloa permitiendo ubicar a la Isla María Madre en tiempo y espacio en el límite de dichos estados y como parte del Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental. Desde el punto de vista regional, las rocas plutónicas expuestas en el área de estudio pueden ser consideradas como parte del cinturón cretácico del Batolito de las Sierras Peninsulares del Este.

Como ya se ha mencionado en el presente capítulo, a finales del Cretácico y durante el Paleoceno, las secuencias metasedimentarias de la Isla María Madre en la barranca de

Papelillo, registran dos eventos a 68.5 Ma y 59.3 Ma (Rb-Sr, biotita). Tanto en el Bloque Los Cabos como en el noroeste de México, un evento magmático con edades similares y relacionado con la orogenia Larámide ha sido registrado en Sonora (Roldán-Quintana, 2002; Ramos-Velázquez *et al.*, 2008) y en Sinaloa (Henry *et al.*, 2003). En el Bloque Los Cabos, el evento magmático más joven está representado por un plutón granítico denominado “Intrusivo Virgencita” (Pérez-Venzor, 2013), para el cual se reportan dos edades de enfriamiento con valores de 58.7 y 66 Ma (Rb-Sr, biotita). En algunas localidades de la provincia, este granito afecta a las unidades del complejo metamórfico y pueden observarse como colgantes. De acuerdo con los datos obtenidos por Pérez-Venzor (2013), este magmatismo propició metamorfismo de contacto y una segunda fase de procesos locales de migmatización. Asumiendo que este evento afectó a las rocas metasedimentarias de la región de Los Cabos, las edades obtenidas en los metasedimentos del área de estudio reflejarían una homogenización parcial del sistema debido a la influencia de este evento, el cual no aflora en el área bajo estudio.

Durante el Eoceno, la deformación ocasionada por el evento Larámide concluye, e inicia una fase de deformación con magmatismo intermitente (Ferrari *et al.*, 2005). En algunas partes de Sonora y Sinaloa existen abundantes fracturas y fallas de tensión con orientación ENE-WSW a E-W que afectan a unidades pre-oligocénicas interpretadas como la fase final del acortamiento laramídico (Horner y Enríquez, 1999). Como se mencionó con anterioridad, en la Isla María Madre el evento magmático más importante ocurrió durante el Cretácico Tardío, y para este periodo sólo se registró la edad de los flujos de lava afectados por fallas y fracturas de la costa noroeste (muestra 0921), con un valor de 55.5 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar , sanidinos), que se interpreta como pérdida de argón ocasionada por actividad hidrotermal posterior, o bien, por la deformación frágil experimentada por la unidad. En el presente trabajo, la temporalidad de la deformación en estas rocas no ha sido establecida, no obstante, en esta unidad de rocas volcánicas, las fallas y fracturas de tienen rumbos al NE y NW, aunque también se presentan planos con rumbo E-W y SW. En dichos planos, se identificaron algunas vetas cuarzofeldespáticas que pudieron haber sido desarrolladas de manera contemporánea o después de la deformación. Entre los 34 y los 29 Ma es emplazado el Super Grupo Volcánico Superior de la Sierra Madre Oriental seguido de un periodo de vulcanismo basáltico-andesítico en la región similar a los SCORBA (McDowell y Mauger, 1994).

Durante el Oligoceno temprano y hasta el Mioceno tardío, la tectónica extensiva predomina en prácticamente todo el noroeste de México definiendo lo que se conoce como el *Basin and Range* mexicano. Sin embargo, la edad del inicio de la extensión varía en cada región y la intensidad disminuye hacia la porción sur-occidental del continente. En Sonora, la deformación fue intensa permitiendo la exhumación de los *metamorphic core complexes* entre los 26 y 10 Ma (Gans, 1997), así como la formación de cuencas que posteriormente fueron rellenadas por sedimentos de la Formación Báucarit. En el norte de Sinaloa, Henry y Fredrikson (1987) y Henry (1989), proponen una edad para el inicio de la extensión *ca.* 32 Ma que originó estructuras de semigraben con rumbo al NNW (Henry, 1989). Después de este período, la extensión fue reorientada y ocurrió un reacomodo además de un fallamiento

normal con orientación al NNE, originando fallas lístricas y algunas estructuras de graben eventualmente rellenadas por sedimentos del Terciario. Por otra parte, Ferrari *et al.* (2013), documentan una edad *ca.* 29 Ma para el inicio de la extensión que perduró hasta los 24 Ma en la región.

9.2.3. Origen de las secuencias sedimentarias.

Como se mencionó en la descripción de unidades geológicas, las secuencias sedimentarias en la Isla María Madre (Arenisca Isla Magdalena y secuencia Ojo de Buey), sobreyacen discordantemente a las rocas ígneas y metamórficas. De acuerdo con los datos aportados por Carreño (1985) y McCloy *et al.* (1988), estas unidades muestran registros de diferentes etapas de depósito ocurridas durante el Mioceno tardío y hasta el Pleistoceno. Cabe mencionar que a partir del Mioceno medio, la evolución tectónica la región es muy compleja. A pesar de esto, es posible mostrar una historia y descripción geológica con base en nuevas evidencias geológicas, tectónicas y en los estudios realizados por distintos investigadores en las últimas décadas. Para enmarcar las condiciones tectónicas que permitieron el depósito de las secuencias sedimentarias, ha sido necesaria la integración de modelos paleogeográficos de la evolución tectonomagmática de la Península de Baja California a partir del Mioceno con datos de estudios sismológicos y paleontológicos desarrollados en la región del Golfo de California y áreas adyacentes.

En el presente estudio, la Arenisca Isla Magdalena ha sido considerada como la secuencia sedimentaria más antigua. La composición de los sedimentos, la presencia de materiales arcillosos y el bajo contenido de fragmentos fósiles sugiere su depósito en un ambiente continental. Las edades de procedencia de zircones detríticos se encuentran entre 34 y 22 Ma, permitiendo delimitar una etapa de depósito posterior a los 22 Ma. Una observación importante en esta secuencia es la presencia de intercalaciones de rocas de composición máfica, cuyas texturas (pilotaxítica, intergranular) comúnmente se asocian a la cristalización de magmas máficos que experimentan un descenso de temperatura durante su ascenso y emplazamiento, algunos de los cuales obedecen a la dirección del flujo. La edad absoluta de los cuerpos máficos no ha sido determinada, y tanto la Arenisca Isla Magdalena como las unidades de composición máfica se encuentran afectadas por fallas normales orientadas al SE. Una unidad similar ha sido identificada en la Isla María Magdalena ubicada a ~9 km al sureste del área de estudio, donde Villanueva-Lascurain *et al.* (2012) identificaron una secuencia de areniscas y lutitas con la presencia de *sills* gabroicos emplazados en los planos de estratificación y edades de zircones detríticos cuyas edades de procedencia en los granos más jóvenes se encuentran *ca.* 21 Ma. Los datos de rocas gabroicas obtenidos por Villanueva-Lascurain *et al.* (2012) indican un origen de tipo MORB ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}= 0.70273\text{-}0.70497$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51300\text{-}0.51310$).

Las posibles fuentes de estos detritos se extienden en ambos márgenes del Golfo de California, e incluyen los depósitos de la SMOcc. En la región de Los Cabos, los sedimentos más antiguos se constituyen de areniscas y conglomerados de la Formación Calera (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997) que sobreyacen a rocas volcánicas con edades entre 21 y 19 Ma. Al igual que en la Isla María Madre, estos sedimentos están sobreyacidos

por rocas sedimentarias de origen marino cuyas edades de depósito van del Mioceno tardío al Pleistoceno (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997). En la margen oriental del Golfo, Ferrari *et al.* (2002), reportaron la ocurrencia de plutones con edades de ~20 Ma en el área de Aguamilpa y San Juan Bautista. En el norte de Nayarit y Sur de Sinaloa, las edades de plutones emplazados a poca profundidad se encuentran entre 21.5 y 18.7 Ma (Ferrari *et al.*, 2012). De acuerdo con Ferrari *et al.* (2013), la existencia de los plutones con las edades mencionadas a ambos lados del Golfo de California y los bloques desplazados por *rifting* indican que la fuente del episodio ignimbrítico del Mioceno temprano de la SMOcc se extendía por debajo de toda la región del futuro Golfo, lo que pudo haber influido sobre la generación de magma en episodios posteriores. Ferrari *et al.* (2013), documentan un periodo de extensión en el sur de Sinaloa *ca.* 29-24 Ma, y otra fase *ca.* 24-12 Ma en Sinaloa y Nayarit. En las secuencias de Sinaloa, estos autores reportan también la presencia de sedimentos volcánoclasticos intercalados con basaltos emplazados *ca.* 17-13 Ma. Por otra parte, en el sur de Sinaloa, Henry y Fredrikson (1987) reconocieron una unidad sedimentaria similar de conglomerados y areniscas a la que consideraron más jóvenes que 20 Ma, correlacionándolos con la Formación Báucarit al sur de Sonora (King, 1939), y en el de norte de Sinaloa con la denominada Formación Maue (de Cserna y Kent, 1961). Para Henry y Fredrikson (1987), el periodo de máxima extensión en Sinaloa ocurrió entre los 17 y los 19 Ma. Tomando en cuenta esta información, es posible que en el área de estudio, el origen de los sedimentos de la Arenisca Magdalena esté asociado a la primera fase de extensión propuesta Ferrari *et al.* (2013), con la formación de cuencas donde se depositaron sedimentos clásticos.

Otra alternativa de origen de los detritos es el Grupo Comondú, cuyos afloramientos han sido observados al sur de Baja California, Sonora y Sinaloa (Umhoefer *et al.*, 2001), con un magmatismo activo a los ~24-12 Ma (Ferrari *et al.*, 2013) y con cese a los ~12.5-11 Ma (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan y Smith, 1984; Hausback, 1984; Sawlan, 1991). La presencia de sedimentos detríticos del Grupo Comondú en el Golfo de California, también ha sido inferida por Sutherland *et al.* (2012), mediante la interpretación de perfiles sísmicos de refracción presentados por Lizarralde *et al.* (2007) y colectados en la Cuenca de Alarcón, al sur del Golfo de California. De acuerdo con Mc Dougall (2006), estos depósitos registran las primeras incursiones marinas entre los 14 y 11 Ma, con la extinción del arco Comondú. Sin embargo, por la naturaleza clástica de la arenisca Isla Magdalena, es posible que el depósito de esta secuencia haya iniciado antes de la incursión marina, y que los detritos presentes se conformen del material retrabajado del arco Comondú, o de la exhumación de plutones del Mioceno temprano.

La siguiente etapa de depósito identificada en la Isla María Madre está representada por las unidades que conforman la secuencia Ojo de Buey, y para la cual McCloy *et al.* (1988) interpretaron ambientes de depósito en ambientes de cuenca y talud, con procesos iniciales de subsidencia y levantamiento posterior. En general, las edades de procedencia de zircones detríticos de esta secuencia reflejan una o varias fuentes de edad cretácica muy posiblemente relacionadas a los cuerpos plutónicos expuestos en la isla, que se exhumaron antes del depósito. En la secuencia Ojo de Buey inferior, los estratos más antiguos registran

las primeras incursiones marinas en la región *ca.* 8.2 Ma (Barron, 1985; Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1988) con un periodo inicial de subsidencia y transporte de sedimentos a lo largo del talud continental que dieron lugar a la formación de la Cuenca Tres Marías (McCloy *et al.*, 1988). Esta secuencia puede ser correlacionada con los sedimentos de la cuenca de San José del Cabo, donde las primeras incursiones marinas han sido reportadas por Carreño (1992), Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997), Fletcher *et al.* (2000) y Mc Teague (2006) entre 10 y 8 Ma. Sin embargo, dichas incursiones pudieron haber iniciado con la extinción del arco Comondú, ya que tanto los sedimentos de la secuencia Ojo de Buey inferior en la Isla María Madre y en la cuenca de San José del Cabo reflejan el inicio de la subsidencia por extensión *ca.* 8 Ma (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997). En Nayarit, unidades similares han sido correlacionadas por Carreño (1985) en la localidad Punta Mita, las cuales sobreyacen rocas basálticas fechadas en 11.1 y 10.2 (Jensky, 1975; Gastil *et al.*, 1978).

Posteriormente, estos sedimentos fueron levantados en el Plioceno temprano (McCloy *et al.*, 1988). Durante esta etapa es muy probable que las rocas plutónicas del Cretácico fueran exhumadas y erosionadas, con lo que algunos componentes se depositaron en dicha secuencia, lo que se refleja en las edades de zircones detríticos presentes. La edad de la exhumación se desconoce, sin embargo, en el área de Loreto, Baja California, Mark (2012) reportó una edad de exhumación mediante trazas de fisión en apatito (U-Th/He) de ~5.5 Ma para granodioritas del Cretácico Tardío. Es posible que dicho levantamiento y exhumación estén relacionados con el cambio tectónico de una margen convergente a un límite transtensivo registrado al inicio del Plioceno, cuando el límite de la placa oceánica fue introducido al continente y la península fue capturada por la placa del Pacífico hacia 6 Ma (Mammerickx y Klitgord, 1982, Lonsdale 1991; Ferrari *et al.*, 2013). El levantamiento continuó y hacia 3 Ma (McCloy *et al.*, 1988), se presentó un cambio en las condiciones de depósito evidenciado por la discordancia angular que divide la secuencia Ojo de Buey inferior de la secuencia Ojo de Buey superior. El cambio de condiciones de depósito alrededor de 3 Ma (McCloy *et al.*, 1988), pudo haber estado influenciado por la ruptura de la placa litosférica e inicio de la creación de piso oceánico en la región entre 3.7 y 3.5 Ma (Sutherland *et al.*, 2012).

El depósito de la secuencia Ojo de Buey superior inició a los 3 Ma y continuó hasta el Pleistoceno. La presencia de *slumps* observados en algunos estratos sugiere la ocurrencia de remoción de material al mismo tiempo del depósito que este fue deformado. El levantamiento de la isla continuó provocando un cambio en la sedimentación a ambientes marinos de poca profundidad. Hacia el Pleistoceno, predominan los sedimentos continentales, evidenciando el levantamiento de la isla por arriba del nivel del mar (McCloy *et al.*, 1988). Tanto la secuencia Ojo de Buey inferior como la superior, han sido correlacionadas por Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997) con sedimentos de la cuenca de San José del Cabo, donde una secuencia con edades del Mioceno medio al Pleistoceno presenta una historia de depósito similar con un transporte posterior hacia el sur, que ha sido atribuida a la expansión del piso oceánico y contribuyó al levantamiento a ambos lados del Golfo de California. Finalmente, un magmatismo de composición máfica más joven ha

afectado a toda la secuencia del área de estudio. La relación genética de estas unidades con las rocas máficas expuestas en la Isla María Magdalena no ha sido establecida, ya que los procesos hidrotermales modificaron la estructura original de estas unidades. Sin embargo es muy probable que su registro represente el último evento magmático en el área de estudio y que su origen esté asociado a la tectónica reciente.

En una reconstrucción realizada por Álvarez (2013), las Islas Marías se habrían ubicado en el extremo suroeste de la Península de Baja California. En este modelo, se muestra la continuidad que existía entre la trinchera Mesoamericana y la paleo-trinchera de Guadalupe antes del inicio de la separación de Baja California (Fig. 90). Cuando inició el desplazamiento de Baja California hacia el NW a los 7.90 Ma (Crono 4n.2), las islas fueron desplazadas hacia el SE, mediante un sistema de cizallamiento denominado Tosco-Abrejos-Banderas (Álvarez, 2013), el cual unía la terminación de la falla Tosco-Abrejos con la proto-Bahía de Banderas. En este contexto, la posición inicial de las Islas Marías se ubicaría al sur de dicho canal, y al final de la porción activa de la trinchera sumergidas y como parte de la plataforma continental. Con el desplazamiento de la península hacia el NW, la trinchera activa embestía a la plataforma, y por consiguiente, a la zona que subsecuentemente formarían las Islas Marías. A los 6 Ma, este desplazamiento originó una serie de fallas transformantes con rumbo NE-SW, perpendiculares a la trinchera activa, y cuyo empuje destruyó una parte de la cizalla Tosco-Abrejos-Banderas en las zonas desplazadas hacia el NE. Hacia los 5.12 Ma, la dorsal se había introducido en la desembocadura del Golfo de California y un pequeño segmento de la dorsal de Magdalena se emplazó cerca de las islas. En esta etapa, las islas continuaron avanzando, mientras que hacia el SE, eran acomodados algunos bloques. Otra parte de la zona de cizalla Tosco-Abrejos-Banderas fue destruida por el avance de las islas (Álvarez, 2013).

A aproximadamente 5 Ma, un proceso extensional cambió la orientación de la Falla de Banderas, al mismo tiempo que los bloques más occidentales de la trinchera eran desplazados. Finalmente, las islas fueron trasladadas hasta su posición actual y en la proximidad de la terminación de la Trinchera Mesoamericana, la cual consiste de una serie de bloques de plataforma que fueron desplazados hacia el NE de sus posiciones originales, que coincide con la orientación de los polos de planos de falla observados en la secuencia Ojo de Buey inferior. De acuerdo con Álvarez (2013), la plataforma donde emergen las islas pudo haber sido levantada a causa del empuje de la porción activa de la Trinchera Mesoamericana, sin embargo, la predominancia de fallas normales e inversas en la secuencia Ojo de Buey inferior indican más bien la influencia de un régimen transtensivo en la zona. Este autor también menciona la presencia de algunos bloques escalonados que pueden ser observados en algunas imágenes satelitales y en la Figura 1 del presente estudio. Adicionalmente, la región entre la trinchera actual y el Escarpe Tres Marías, presentan altos valores de flujo de calor, sugiriendo la proximidad a una fuente de alto calor, correspondiente a un área de exposición anómala de la placa oceánica, donde la acumulación de sedimentos es muy poca (Álvarez, 2013). La interpretación sismológica de una línea desde BC hasta Bahía de Banderas (Lizarralde *et al.*, 2007) muestra una corteza adelgazada (<10 km) en el Escarpe Tres Marías, sugiriendo la presencia del manto superior

cerca de la superficie. La presencia de esta anomalía puede explicar el origen del magmatismo más joven en el área de estudio, así como la presencia de basaltos tipo MORB Villanueva-Lascurain *et al.* (2012) en la Isla María Magdalena.

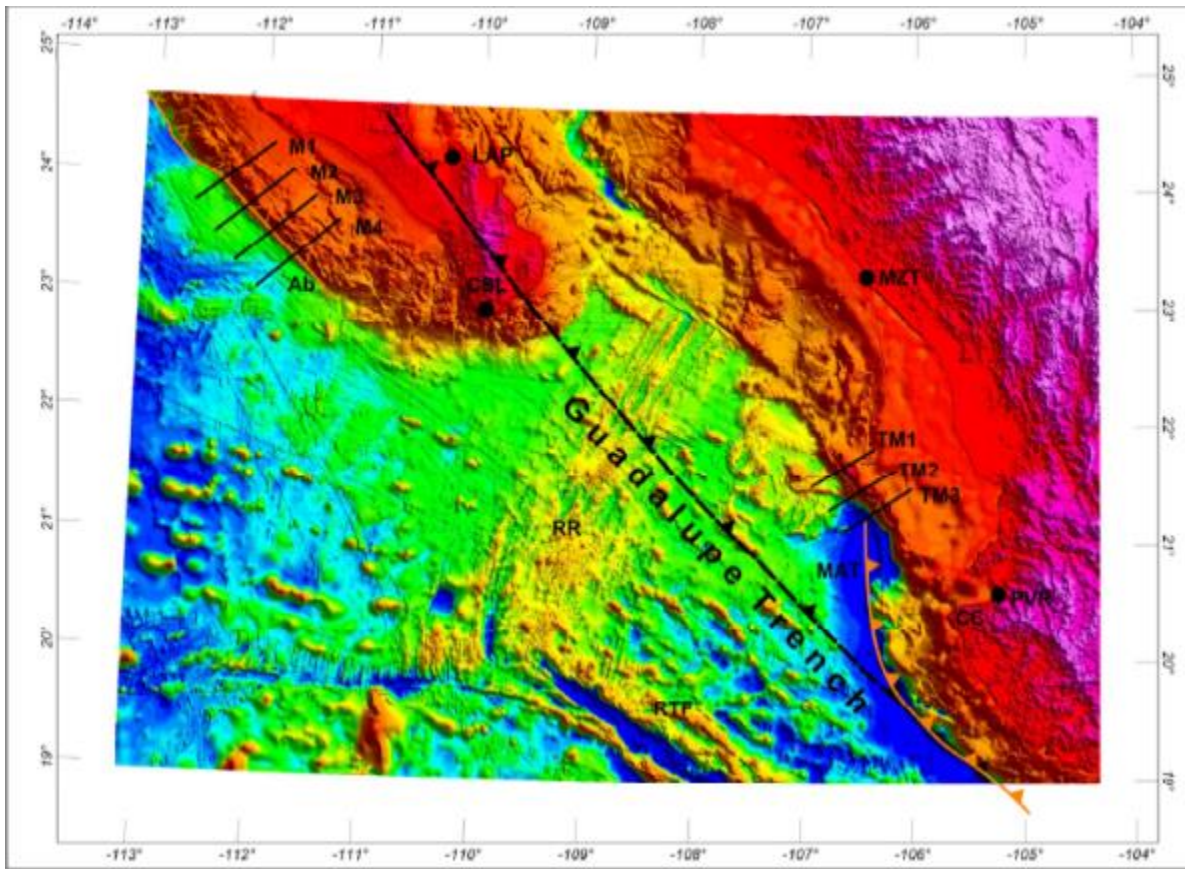


Figura 90. Reconstrucción de la traza de la paleo-trinchera de Guadalupe realizada por Álvarez (2013), donde se muestra la trinchera de Guadalupe abandonada (Ab) y el término de la Trinchera Mesoamericana (MAT) como se representa tradicionalmente. Las líneas M1-M4 y TM1-TM3 representan perfiles topográficos mostrados en el estudio de Álvarez (2013). RR: Dorsal de Rivera, RTF: Falla Transformante de Rivera, CSL: Cabo San Lucas, LAP: La Paz, MZT: Mazatlán, PVR: Puerto Vallarta, CC: Cabo Corrientes. Topografía de la multi-resolución Topografía Global (www.marine-geo.com) (Álvarez, 2013).

Otra herramienta que ha permitido integrar la información mencionada y establecer la evolución del área de estudio a partir del Mioceno medio, es el análisis de estructuras sedimentarias realizado por Sutherland *et al.* (2012) a lo largo de un segmento previamente estudiado por Lizarralde *et al.* (2007), para evaluar la variación en estilos de *rifting* a través de perfiles sismológicos del Golfo de California que incluye segmentos las cuencas de Guaymas, Alarcón, San José del Cabo y Puerto Vallarta. El trabajo de Sutherland *et al.* (2012), muestra que la apertura del Golfo se presenta en tres etapas principales: 1) una fase inicial de extensión oblicua que probablemente inició *ca.*14-12 Ma con la formación de diferentes cuencas concentradas en el eje de la apertura del Golfo y con una rápida distribución extensional sintectónica relacionada con la dorsal de Magdalena (estacionaria) frente a la península (Stock y Hodges, 1989); 2) durante el acomodo extensional se presenta la segunda fase entre los 8 y 5 Ma (*syn-rift*), caracterizada por la formación de pequeños semi-grabens en las cuencas a través de diferentes transectos, probablemente sincrónicos

con la formación de cuencas oceánicas en el centro y norte del Golfo; y 3) la última fase se manifiesta con el inicio de la ruptura litosférica (*post-rift*), e inicio de la creación de piso oceánico en la dorsal de Alarcón al sur del Golfo entre los 3.7 y 3.5 Ma.

De acuerdo con McCloy *et al.* (1988), las secuencias sedimentarias del Mioceno tardío-Plioceno temprano en la Isla María Madre (secuencia Ojo de Buey inferior), consisten depósitos de cuenca y talud, cuyo depósito coincide temporalmente con la etapa de *syn-rift* propuesta por Sutherland *et al.* (2012). Dicha consideración permite proponer que la Isla María Madre se encontraba formando parte del talud continental, adherida al continente y en la proximidad de la Cuenca de San Blas, por lo que en el presente trabajo, un transporte tectónico de la Isla María Madre antes de la ruptura continental ha sido descartado. La edad del fallamiento en esta secuencia se desconoce, sin embargo, dada la discontinuidad del Plioceno temprano observada por McCloy *et al.* (1988), es posible que esté asociado al acomodo extensional *ca.* 5 Ma propuesto por Álvarez (2013).

En lo que respecta a la secuencia Ojo de Buey superior, la edad de los sedimentos definida por McCloy *et al.* (1988) *ca.* 3 Ma, así como la presencia de *slumps*, pueden correlacionarse con los sedimentos depositados durante la tercera etapa (*post-rift*), propuesta por Sutherland *et al.* (2012), permitiendo inferir el desprendimiento cortical de la Isla María Madre durante el Plioceno. Con la finalidad de inferir la paleoposición de la Isla María Madre en el tiempo del desprendimiento de la placa continental, se utilizó la tasa de desplazamiento al inicio de la expansión del piso oceánico en la Cuenca de Alarcón propuesto por Oskin y Stock (2003); Plattner *et al.* (2007) y Lizarralde *et al.* (2007), cuyo valor es de 47 mm/año. Tomando la edad del inicio de depósito (3 Ma) de la Secuencia Ojo de Buey superior y el tiempo de la ruptura continental, la distancia calculada hacia el continente resulta de 141 km, colocando la posición de la Isla María Madre en las inmediaciones de la actual Bahía de San Blas en Nayarit, que es consistente con el desplazamiento de bloques propuesto por Álvarez (2013) y con la dirección de esfuerzos registrada en los planos de falla de la secuencia Ojo de Buey inferior. Es de suma importancia enfatizar que esta estimación debe ser corroborada con un análisis estructural más amplio, así como por estudios paleomagnéticos que determinen la orientación y trayectoria precisa de dicho desplazamiento.

9.3. Implicaciones regionales y modelo evolutivo

La información obtenida ha permitió establecer la correlación temporal de eventos en escala regional, y por consiguiente la elaboración de un modelo evolutivo del área de estudio mostrado en las Figuras 91 a 99 (No a escala). En dicho modelo se presentan algunos datos reportados en estudios previos que han sido complementados por modelos evolutivos propuestos por diversos autores para la evolución tectónica del Terreno Guerrero (Centeno-García *et al.*, 2008), la deformación laramídica en el occidente de México (Cuellar-Cárdenas, 2012), el origen de la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 2002), la apertura del Golfo de California (Calmus, 2011; Ferrari *et al.*, 2013), y finalmente el traslado de la Isla María Madre a su posición actual (Sutherland *et al.*, 2012; Álvarez, 2013). Las abreviaciones empleadas se desglosan a continuación: IMM, Isla María Madre;

BCS, Baja California Sur; BLC, Bloque Los Cabos; SB, San Blas; SMOcc, Sierra Madre Occidental.

En la Figura 91a se muestra la relación espacial y temporal que guardan los ortogneises presentes tanto en la Isla María Madre (IMM), en el área del Bloque Los Cabos (Baja California Sur-BCS) y con la porción occidental del México continental (San Blas, Nayarit), donde se encontraba activo el arco magmático del Jurásico Medio-Tardío, y donde además, se desarrollaba una dinámica transtensiva anterior a la consolidación del Terreno Guerrero, documentada por Centeno-García *et al.* (2008). En las cuencas de antearco y de trasarco se depositaban los productos de la erosión y del vulcanismo. En el sur de Baja California, el depósito se registró en una cuenca de antearco ubicada en Todos Santos (Pérez-Venzor, 2013). Hacia el final del Jurásico Tardío y en el Cretácico Temprano (Fig. 91b), la tectónica transtensiva generó procesos de adelgazamiento cortical y *rifting*, creándose cuencas de intra-arco donde se depositaron sedimentos procedentes del Terreno Guerrero (Centeno-García *et al.*, 2008). El proceso transtensivo originó el adelgazamiento de corteza continental y permitió el ascenso de los magmas primitivos que conformaron los cuerpos de composición máfica tanto en el Bloque Los Cabos (Pérez-Venzor, 2013), como en el sur de Sinaloa (Henry y Fredrikson, 1987 y Henry *et al.*, 2003).

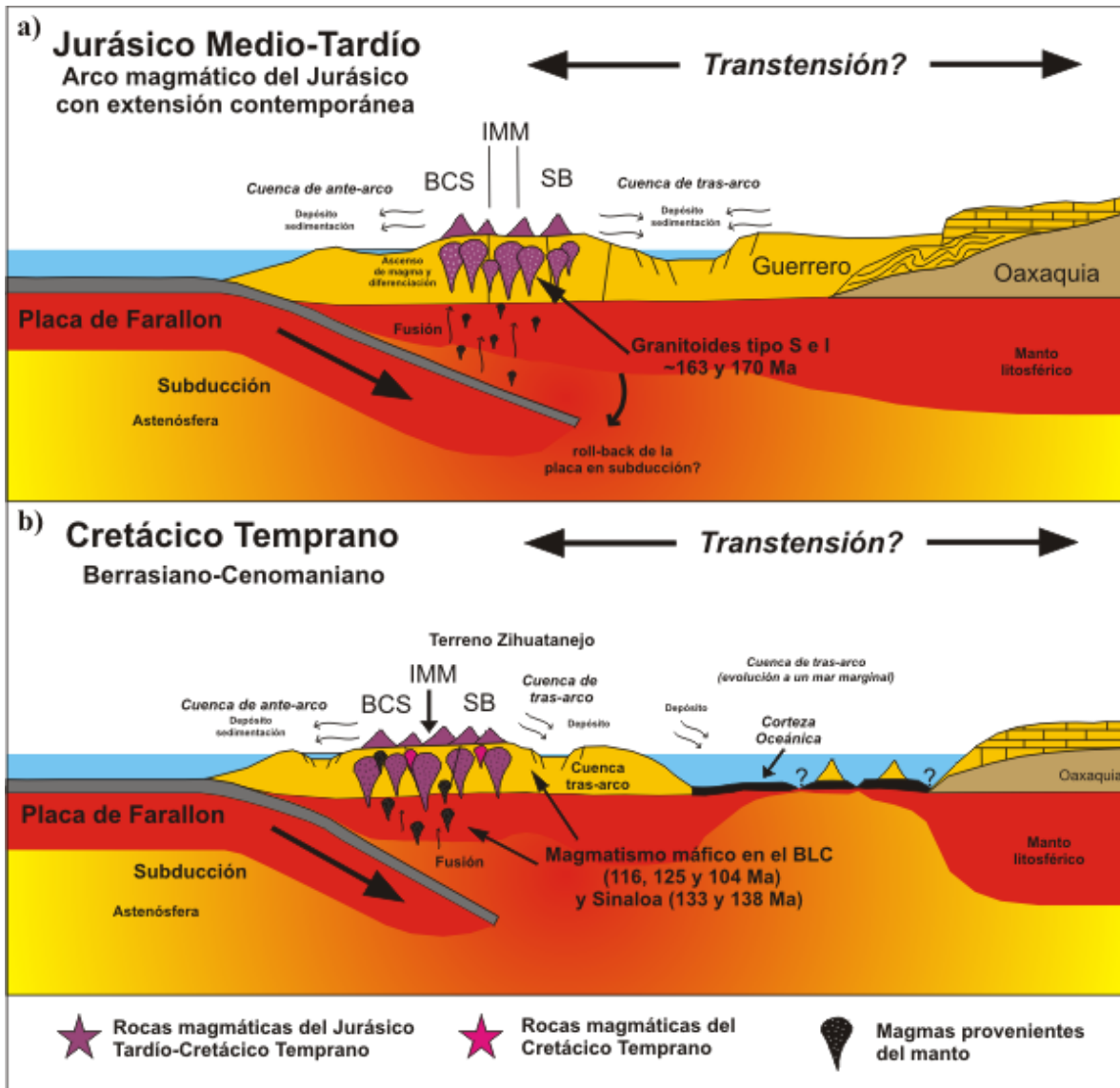


Figura 91. Evolución del área de estudio en el contexto geológico regional: a) Jurásico Medio-Tardío y b) Cretácico Temprano.

Durante una buena parte del Cretácico Tardío, la tectónica experimentó un cambio con el inicio de una etapa compresiva en el occidente y centro de México asociada a la Orogenia Larámide entre los 105 y 85 Ma, que coincidió con el inicio del emplazamiento del Batolito de las Sierras Peninsulares en la margen oeste de Norteamérica. En el occidente de México, se originaron los granitos anatócticos en Baja California Sur e intrusiones sintectónicas (Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003) en el área de Sinaloa (Fig. 92a). Tanto las secuencias sedimentarias de la cuenca de ante-arco en el área de Todos Santos, Baja California, como las rocas plutónicas emplazadas durante el Jurásico Tardío experimentaron metamorfismo regional. El área de Sinaloa estas unidades registran un evento de deformación dúctil a los 93 Ma (Cuellar-Cárdenas, 2012). Durante este periodo también se consolidó el Terreno Guerrero (Centeno-García *et al.*, 2008), mediante la acreción de arcos magmáticos y las secuencias sedimentarias originadas en cuencas de intra-arco hacia el continente (Fig. 92a). En la Isla María Madre, los ortogneises bandeados registran un evento de homogenización a 97 Ma (Cenomaniano), que pudo haber sido

ocasionado por la deformación contractiva, o bien, por el magmatismo vigente en este periodo.

En el Cretácico Tardío, la deformación contractiva y el arco magmático migraron hacia el oriente. En este periodo inició el emplazamiento de las rocas magmáticas del Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Keizer, 1977) (Fig. 92b). En escala regional, la migración del magmatismo ha sido explicada por una disminución progresiva en el ángulo de subducción de la Placa de Farallón por debajo de la placa norteamericana como respuesta a la deformación, permitiendo el ascenso de magmas mantélicos y la asimilación de corteza continental (Valencia-Moreno *et al.*, 2011). Entre los 77 y 84 Ma, los magmas alcanzaron la parte superior de la corteza asimilándola e iniciando procesos evolutivos de los magmas, originando la variedad composicional presente en la Isla María Madre y zonas aledañas (Sinaloa, Nayarit, Jalisco). Este magmatismo afectó también a las rocas magmáticas del Jurásico ocasionando una homogenización hacia los 70 Ma. Entre el Santoniano y el Maastrichtiano, los productos de este arco y componentes reciclados fueron depositándose en las cuencas de intra-arco y experimentaron subsidencia originando las secuencias que actualmente se observan como *roof pendants* en la costa oeste de la isla y en la barranca de Papelillo (Fig. 92b).

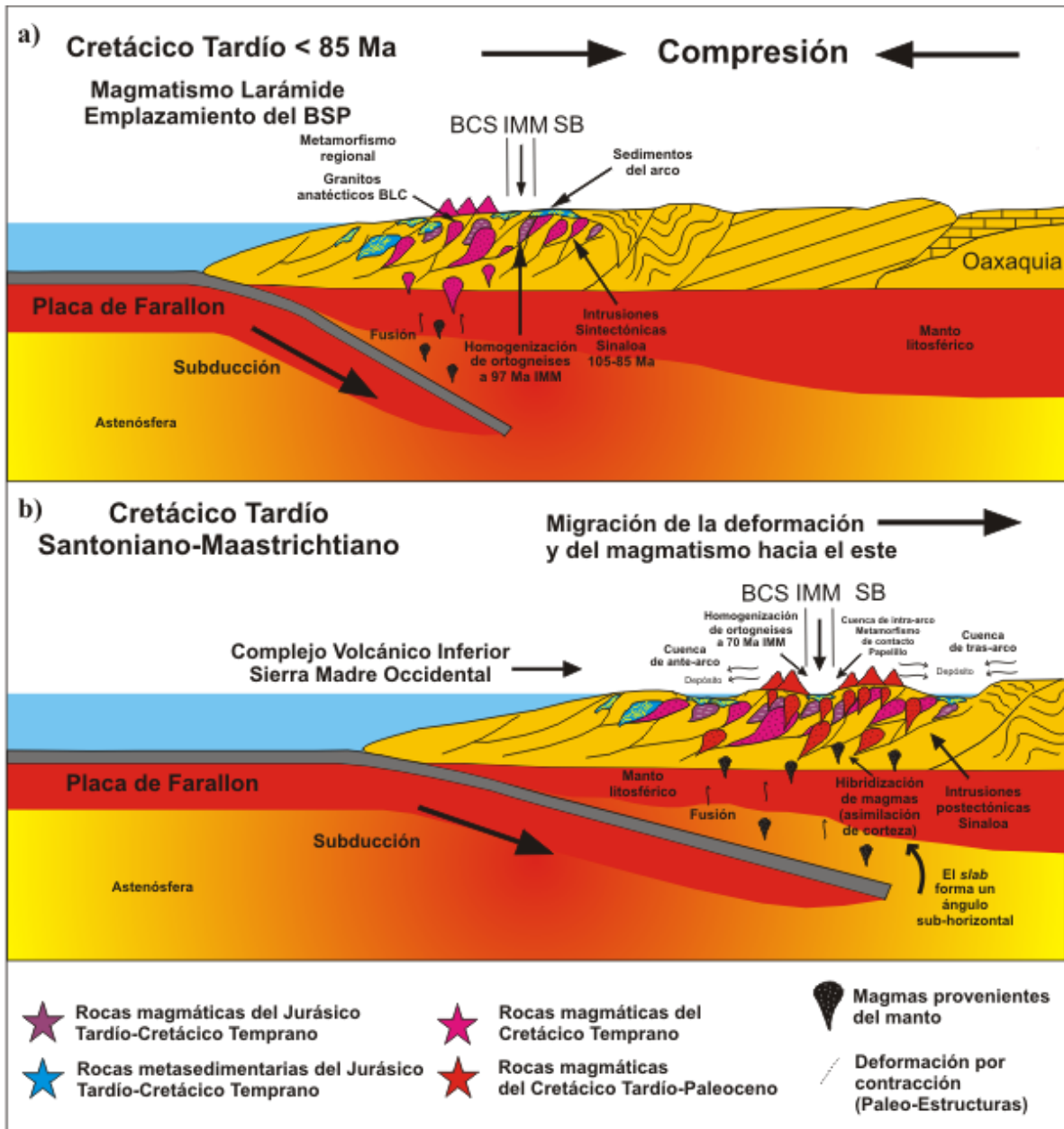


Figura 92. Evolución del área de estudio en el contexto geológico regional: a) Cretácico Tardío antes de 85 Ma y, b) Cretácico Tardío (Santoniano-Maastrichtiano).

A finales del Cretácico y durante el Paleoceno, la migración continuaba y el magmatismo disminuyó. En el Eoceno, la deformación contractiva cesó y el arco retornó paulatinamente al oeste a medida que incrementaba el ángulo de la placa en subducción (Ferrari *et al.*, 2005). En el Bloque Los Cabos (Pérez-Venzor, 2013), Sinaloa (Henry y Fredrikson, 1987 y Henry *et al.*, 2003), Jalisco y Nayarit (Schaaf *et al.*, 1995; 2000), continuaba el emplazamiento de algunos cuerpos magmáticos. A finales del Eoceno y principios del Oligoceno, inició una dinámica extensiva en el noroeste de México, que posiblemente originó las estructuras con orientación ENE-WSW y E-W de la Isla María Madre. En las rocas volcánicas de la costa oeste, se emplazaron algunas vetas de composición cuarzofeldespática, que posiblemente reflejan las últimas etapas del magmatismo durante este periodo. A pesar de que el magmatismo del Eoceno no se expone en el área de estudio, este proceso pudo ser el responsable del recalentamiento registrado en las secuencias

metasedimentarias de la barranca de Papelillo a los 59 Ma (Fig. 93a), y de las rocas volcánicas de la costa noroeste a los de 55 Ma (Fig. 93b).

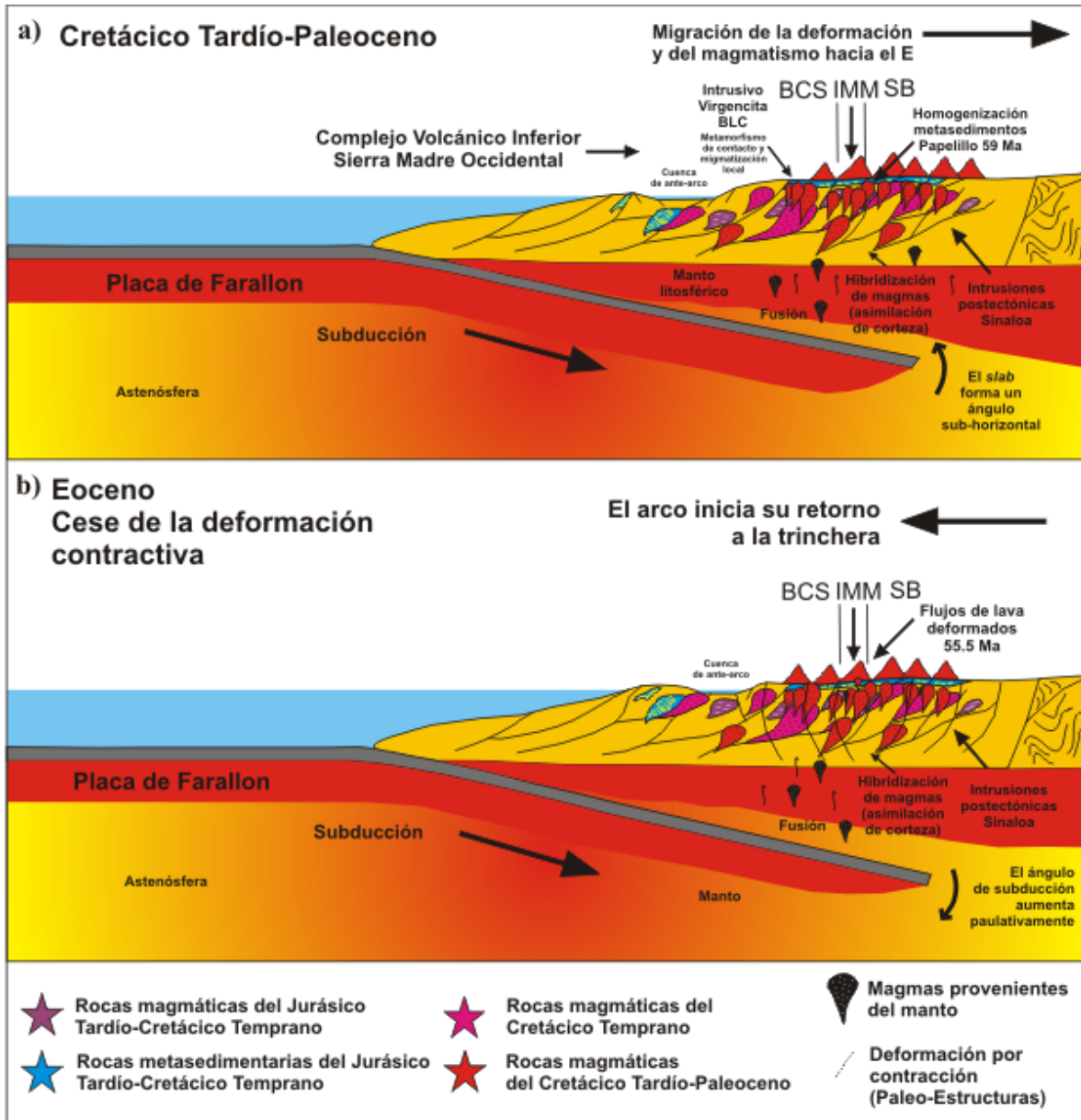


Figura 93. Evolución del área de estudio en el contexto geológico regional: a) Cretácico Tardío-Paleoceno y b) Eoceno.

Tomando como referencia la distribución de edades de rocas plutónicas extrapoladas por Ortega-Rivera (2003), la ubicación paleogeográfica del área de estudio hasta el Paleoceno y durante el Eoceno se encontraría en la margen occidental del México continental, formando un cinturón continuo con el extremo meridional del Bloque Los Cabos, en Baja California (Fig. 94).

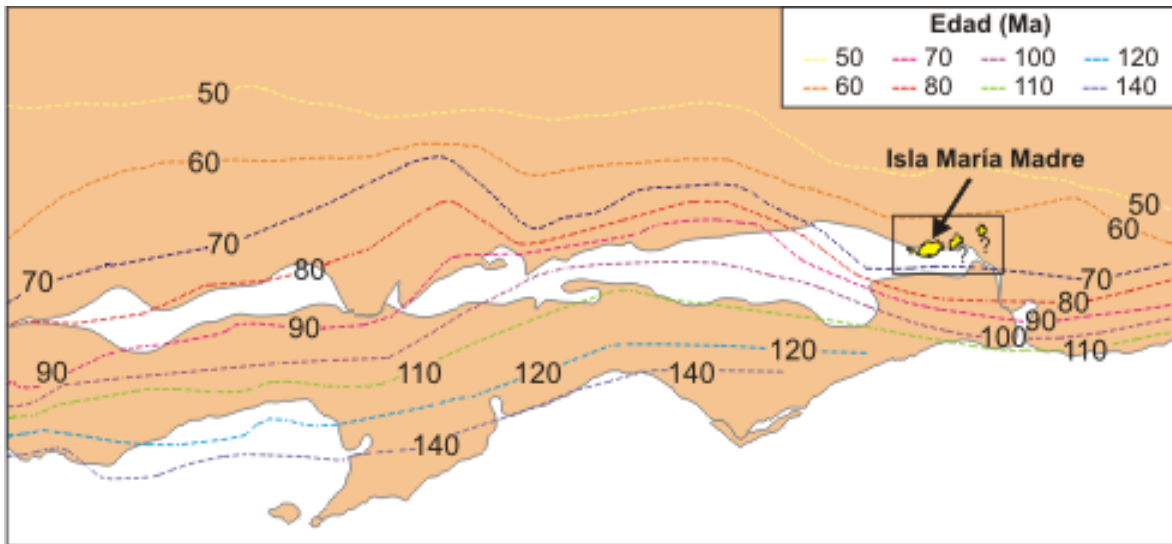


Figura 94. Ubicación del área de estudio durante Paleoceno y hasta el Eoceno. Las líneas punteadas representan la distribución de rocas plutónicas con base en edades extrapoladas. (Modificado de Ortega-Rivera, 2003).

En el Oligoceno, la tectónica extensiva que predominó en el occidente de México, ocasionó la reactivación de fallas antiguas y la formación de estructuras de horst y graben (Ferrari *et al.*, 2005). Durante el Oligoceno temprano, ocurrió el primer pulso ignimbrítico más importante de la Sierra Madre Occidental entre 32 y 28 Ma (Ferrari *et al.*, 2005, Fig. 95a). En el periodo comprendido entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano, tuvo lugar el segundo pulso magmático de la SMOcc, mientras que las cuencas originadas por extensión eran rellenadas (Fig. 95b). En esta etapa también ocurrió el emplazamiento de magmas a poca profundidad en Nayarit y Sinaloa (Ferrari *et al.*, 2013), además de una migración del arco hacia el occidente de México, que originó el magmatismo del Grupo Comondú en Baja California, activo entre ~24 y 12, y con cese a los 12.5-11 Ma (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan y Smith, 1984; Hausback, 1984; Sawlan, 1991). El origen de dicho magmatismo ha sido recientemente explicado como consecuencia del desprendimiento de un “slab” de la placa oceánica subducida entre 24 y 20 Ma (Ferrari *et al.*, 2002; Ferrari *et al.*, 2013). En la Isla María Madre, es posible que durante dicha extensión se reactivaran fallas normales pre-existentes y estructuras de graben que posteriormente permitieron el depósito de secuencias sedimentarias, como es el caso de la arenisca Isla Magdalena (Fig. 95b).

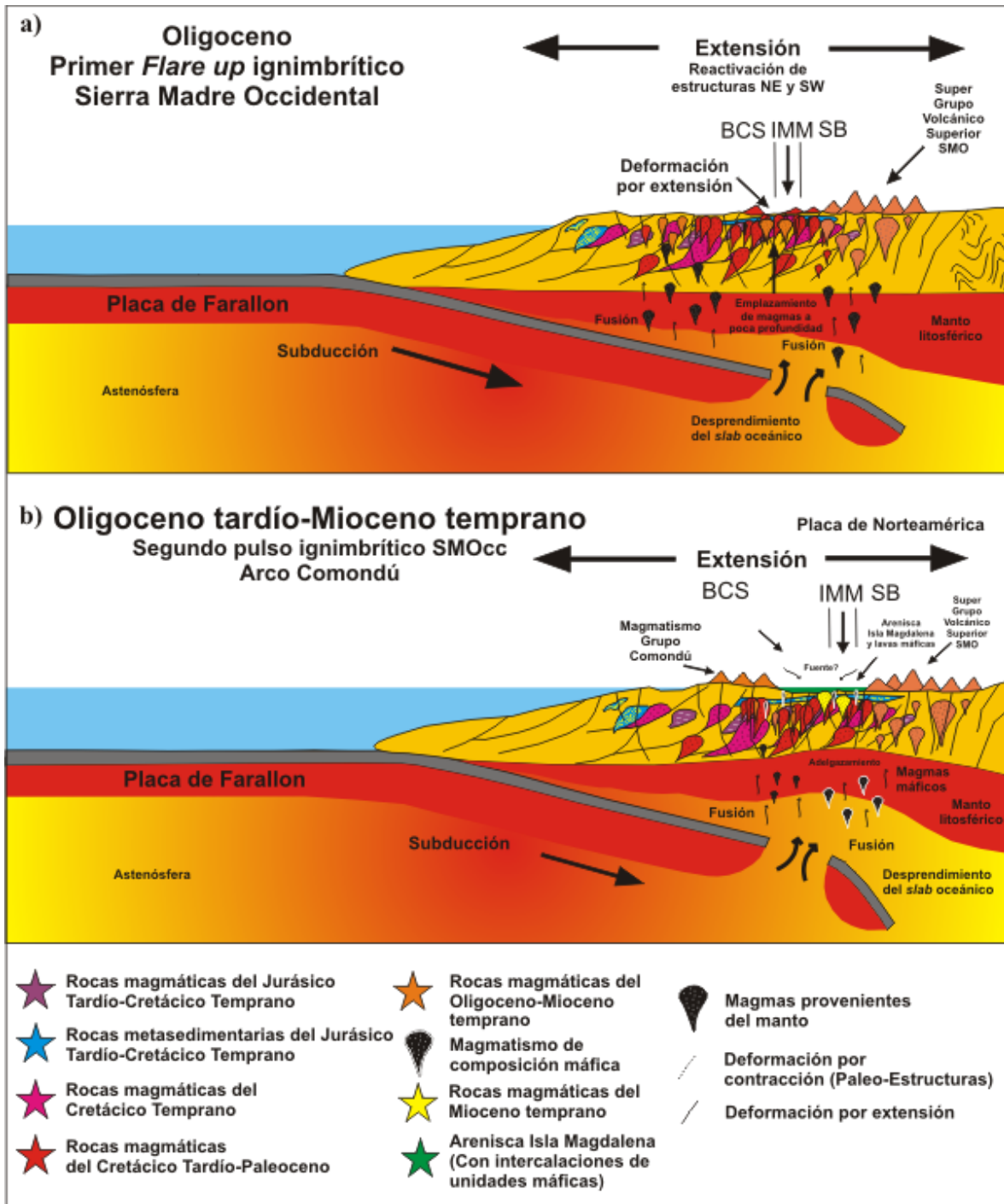


Figura 95. Evolución del área de estudio en el contexto geológico regional en el período comprendido durante a) Oligoceno y b) Oligoceno tardío-Mioceno temprano.

De acuerdo con Ferrari *et al.* (2013), antes del cese de la subducción, el continente experimentó una fase de extensión ortogonal entre 30 y 12 Ma. Una representación de la ubicación del área de estudio comprendida entre el Oligoceno y el Mioceno medio se muestra en la Fig. 96 bajo el escenario propuesto por Ferrari *et al.* (2013).

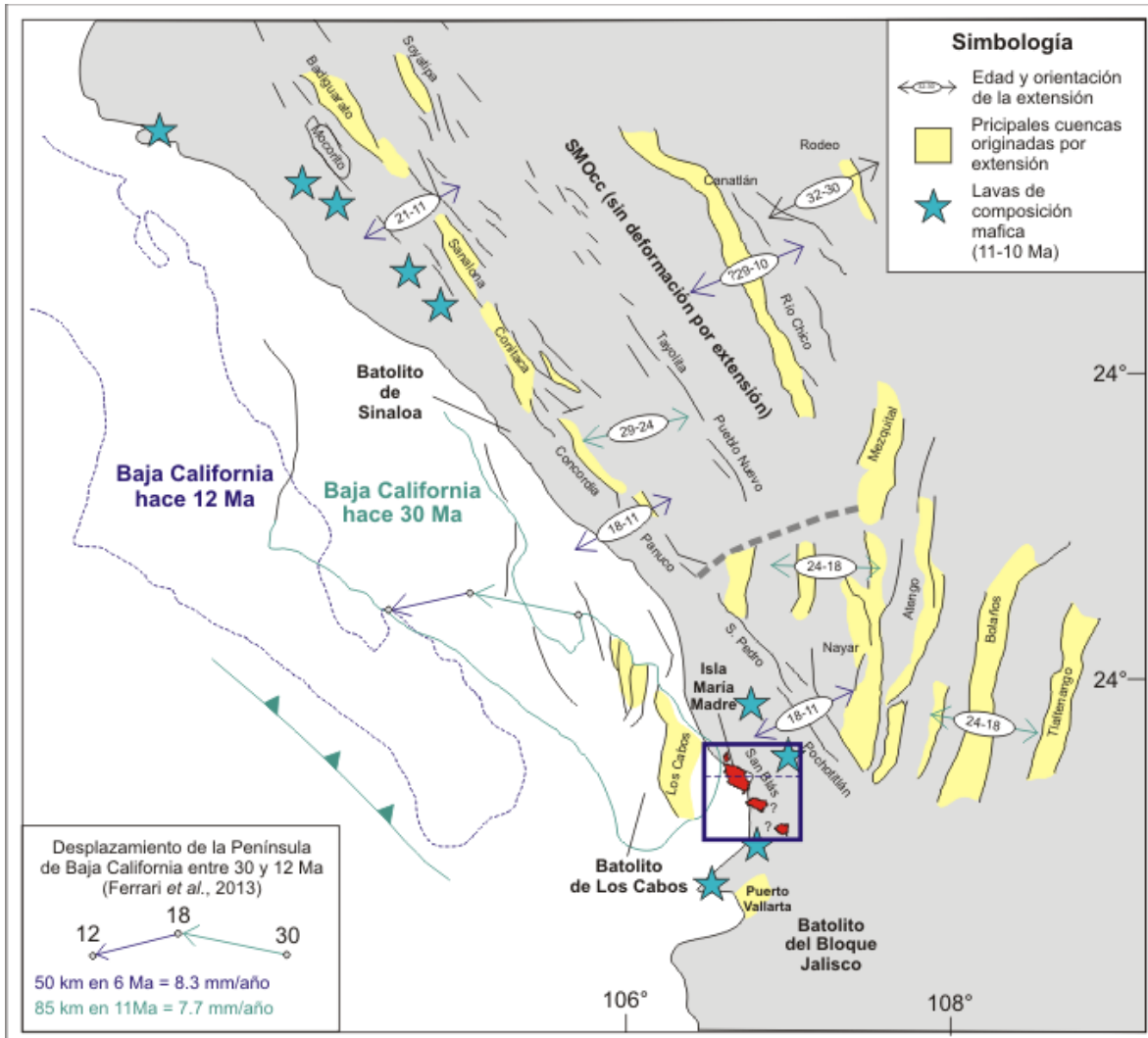


Figura 96. Ubicación del área de estudio y posición relativa de la Península de Baja California durante el Oligoceno y Mioceno medio (Modificado de Ferrari *et al.*, 2013). La línea punteada en el recuadro azul representa las secciones de la Figura 95 (no a escala).

A partir del Mioceno medio y en el Mioceno tardío, la subducción de la Placa de Farallón cesó y la placa del Pacífico entró en contacto con la Placa Norteamericana. La extensión se intensificó en la región y en el Arco Comondú, las unidades volcánicas se intercalaron con las secuencias sedimentarias. En la porción occidental del territorio mexicano, las cuencas fueron rellenadas con los productos del vulcanismo asociado a la Sierra Madre Occidental. Por otra parte, la actividad en las dorsales oceánicas de las microplacas derivadas de la placa de Farallon cesó (Guadalupe y Magdalena).

En el Mioceno medio, el límite de placas Pacífico-Cocos empezó a rotar formando la microplaca Guadalupe, su límite con la Placa Norteamericana se ubicó de forma paralela a la costa oeste de la península aun inexistente, la subducción cesó e inició un movimiento lateral, formando la Falla Tosco-Abreojos (Fig. 97a), representando el límite principal entre las placas Pacífico y Norteamericana. Durante esta etapa la subducción de la Placa de Farallón cesó y la placa del Pacífico entró en contacto con la Placa Norteamericana. La extensión se intensificó en la región y en la porción oriental del territorio mexicano, las cuencas fueron rellenadas con los productos del vulcanismo asociado a la Sierra Madre

Occidental y del Grupo Comondú (Figs. 97a). Dicha extensión marcó el inicio del *Basin and Range* mexicano (McDowell et al., 1997; Aranda Gómez et al., 2000). Para este periodo, Ferrari *et al.* (2013) sugieren también la exhumación y el depósito de las rocas plutónicas del Mioceno temprano con edades entre 25 y 17 Ma, consideradas como algunas de las posibles fuentes de los zirrones detríticos presentes en la Arenisca Isla Magdalena (Fig. 97a).

En el Mioceno tardío, la dinámica extensiva provocó el adelgazamiento de la corteza continental y permitió el ascenso de material astenosférico (Figs. 97b). Es muy probable que dichos procesos hayan favorecido también la exhumación de las rocas ígneas del Cretácico y unidades metamórficas a ~5.5 Ma (p. ej. Mark, 2012), tanto en la Isla María Madre como en la Isla San Juanito, considerada por Peralta-Miranda y García-Pérez (2013) como una extensión de la misma. Hacia los 8.2 Ma, inició la incursión marina en la región. En el área de estudio, las primeras incursiones fueron registradas con el depósito de la secuencia Ojo de Buey Inferior en un ambiente de cuenca, donde los sedimentos indican procesos de subsidencia (McCloy *et al.*, 1988). Entre 5 y 10 Ma, se originó la Placa de Rivera (DeMets y Traylen, 2000), constituyendo la principal frontera de placas. A los 6 Ma, el límite de placas fue removido hacia el actual Golfo de California (Fig. 97b), separándose progresivamente con una cinemática transtensional-dextral con orientación NW-SE (Stock y Hodges, 1989).

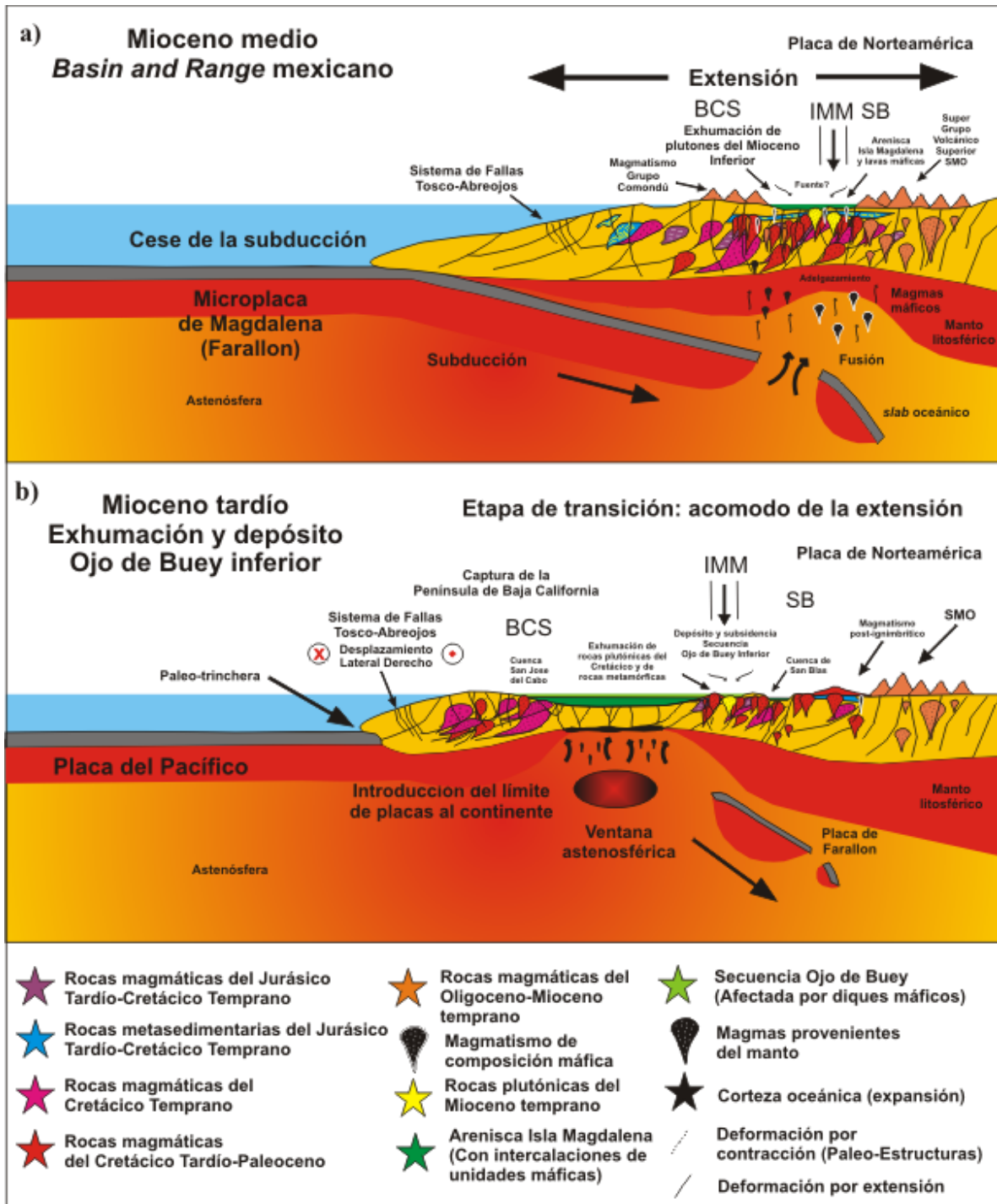


Figura 97. Evolución del área de estudio en el contexto geológico regional: a) Mioceno medio y b) Mioceno tardío.

Después de los 4.5 Ma, península inicia su movimiento transcurrente hacia el NW, completando así la transgresión marina. En el Plioceno, el régimen transtensivo levantó la secuencia Ojo de Buey inferior favoreciendo también se deformación y marcando las condiciones de depósito en un ambiente marino de plataforma. A los 3.6 Ma, la dorsal de Magdalena se instaló en el borde continental como un valle de *rift*, y entre 3.5-3 Ma la subsidencia formó la Cuenca Tres Marías (Michaud *et al.*, 1990). Hacia los 3 Ma inició la ruptura cortical, con lo que la Isla María Madre se separó de su ubicación original e inició su desplazamiento hacia el NW (Fig. 98a). Dicho desplazamiento ocurrió en forma simultánea al depósito de la Secuencia Ojo de Buey superior (Fig. 98a) en un ambiente marino de poca profundidad. A finales del Plioceno, *ca.* 2.6 Ma, la dorsal de Magdalena fue reemplazada por un nuevo centro de expansión donde se formó nueva corteza oceánica. Por otra parte, es muy probable que la separación del área bajo estudio haya favorecido también la subsidencia que derivó en la construcción de la Cuenca de San Blas (Fig. 98a), así como el ascenso de magmas provenientes del manto que han afectado a toda la secuencia. El levantamiento en el área continuó hacia el Pleistoceno, formando los depósitos de terrazas descritos por Chiñas (1963) y culminando con la emergencia de la isla por arriba del nivel del mar (Figs. 98b).

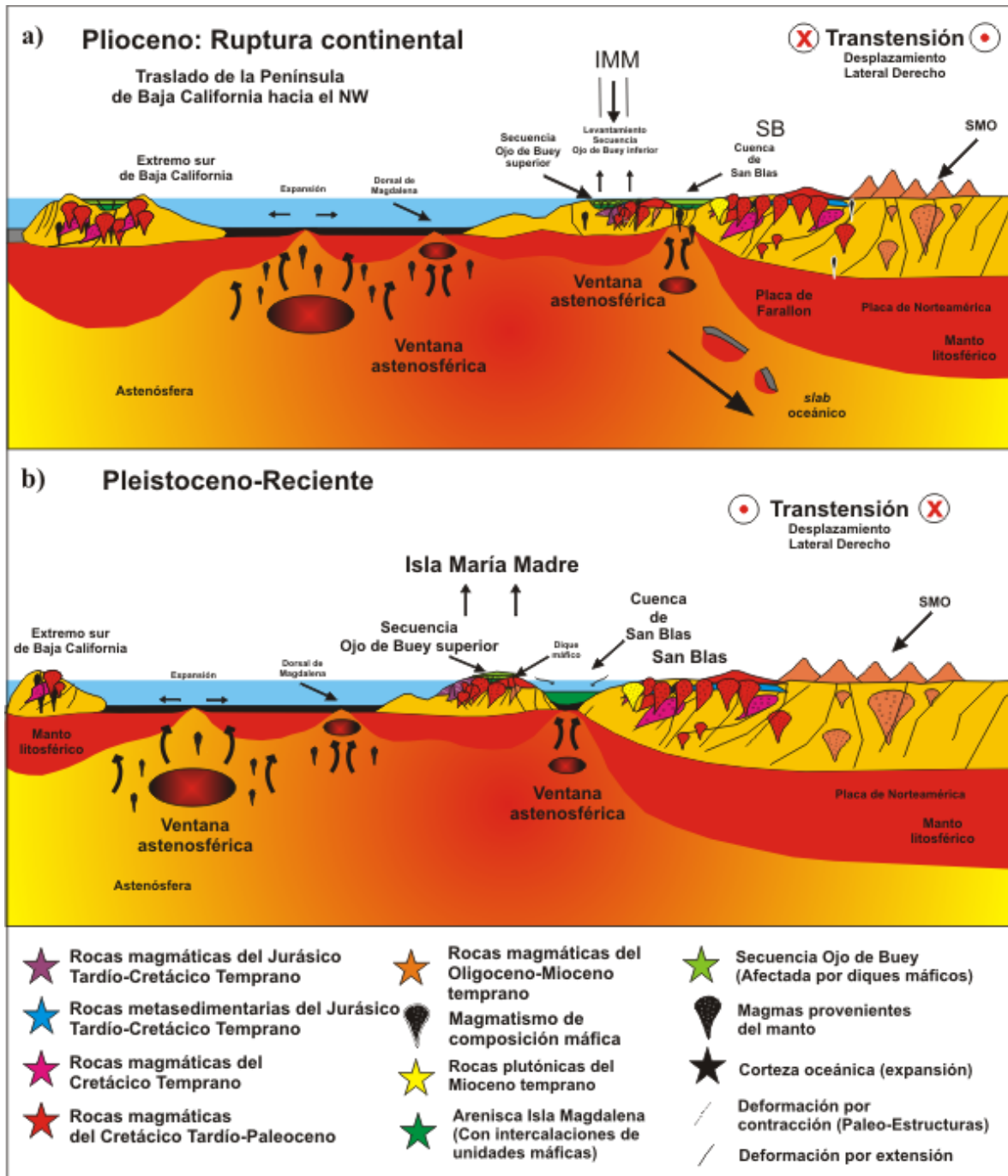


Figura 98. Evolución del área de estudio en el contexto geológico regional: a) Plioceno, b) Pleistoceno-Reciente.

Para la reconstrucción palinspástica de las secciones mostradas en las figuras 97 y 98, se ha elegido el modelo propuesto por Sutherland *et al.* (2012), en el cual la apertura del Golfo de California se desarrolla en 3 etapas: i) una fase inicial entre 14 y 12 Ma (Mioceno medio, Fig. 99a), con la formación de cuencas concentradas en el eje de la apertura del Golfo con una rápida distribución extensional (Figs. 97a); ii) una fase ocurrida entre 5-8 Ma (Mioceno tardío, Fig. 99b), durante la cual se formaron pequeños semi-grabens en las cuencas a través de diferentes transectos (Fig. 97b), y iii) una tercera fase que se manifiesta con el inicio de la ruptura litosférica e inicio de la creación de piso oceánico entre 3.7 y 3.5 Ma. Aproximadamente a los 3 Ma, inicia el desplazamiento de la Península de Baja California y

de la Isla María Madre (Fig. 99c) hacia el NW (Fig. 98a). Finalmente, en el Pleistoceno hasta el reciente, la apertura del Golfo de California continúa y la Isla María Madre ha sido desplazada unos 141 km de su posición original (Fig. 98b).

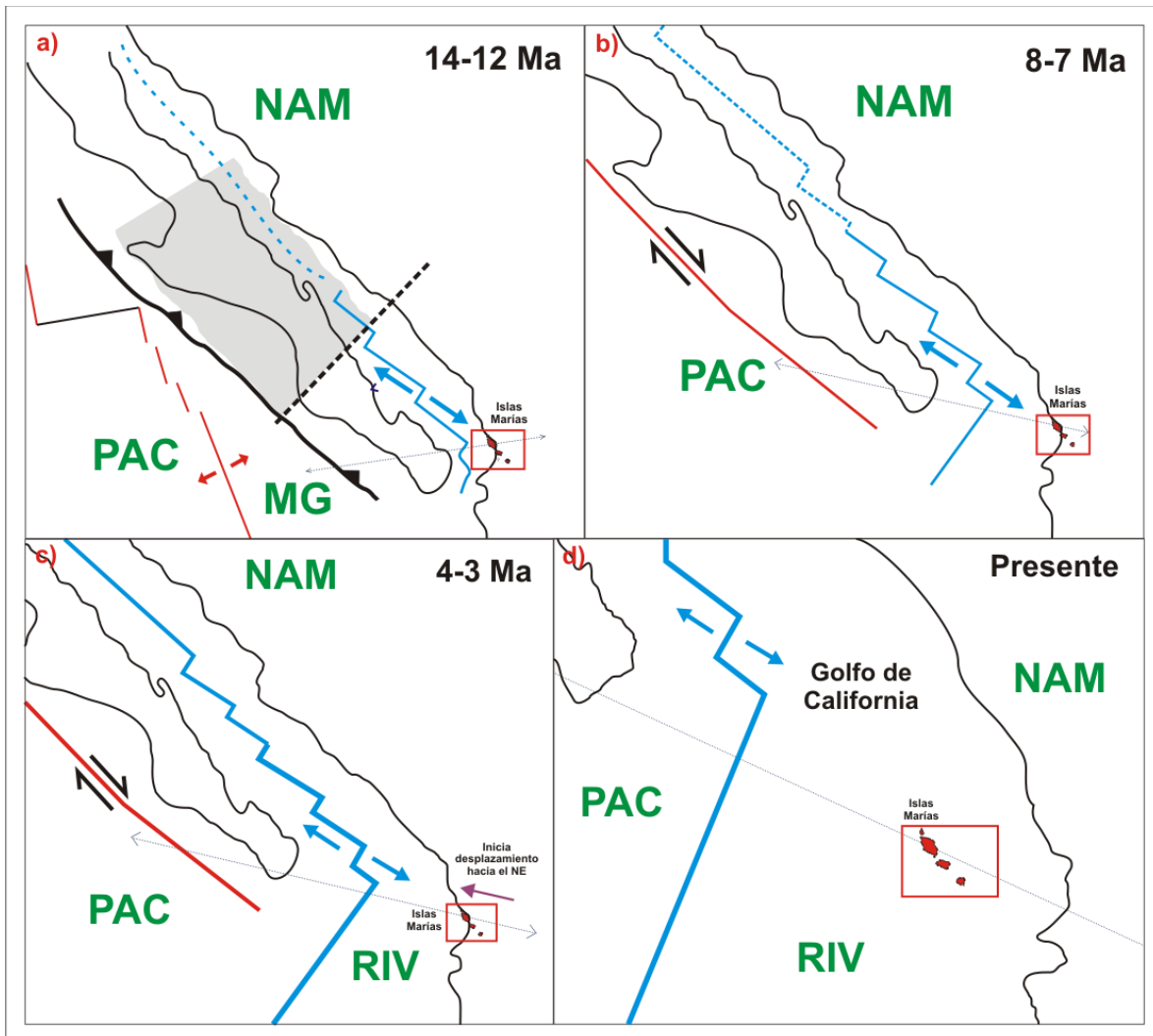


Figura 99. Ubicación del área de estudio y posición relativa de la Península de Baja California durante a) Mioceno medio, b) Mioceno tardío, c) Plioceno, y d) Pleistoceno-Reciente (Modificado de Sutherland *et al.*, 2012). Las líneas punteadas representan las secciones reconstruidas en las figuras 97 y 98 (no a escala). NAM: Placa Norteamericana, PAC: Placa del Pacífico, RIV: Placa de Rivera.

9.4. Conclusiones

Con base en el análisis de resultados y observaciones realizadas durante el desarrollo del presente trabajo, se concluye lo siguiente:

- La gran variedad litológica de las rocas expuestas en la Isla María Madre proporciona un amplio registro estratigráfico de los procesos ocurridos en el noroeste de México. Tales procesos incluyen metamorfismo regional y de contacto, magmatismo durante el Jurásico-Cretácico-Terciario, procesos de exhumación, sedimentación, subsidencia, y levantamiento relacionados a la apertura del Golfo de California.

- Los ortogneises migmatíticos y bandeados, constituyen el basamento y el grupo de rocas más antiguas en el área de estudio. Estas unidades fueron originadas durante el Jurásico Tardío y Medio en un ambiente de arco magmático. En general, la textura, composición mineralógica, orientación de los planos de foliación y edades de cristalización (162.7 y 169.9 Ma), son consistentes con los datos reportados por Anderson y Silver (1978) y Damon *et al.* (1984), en los estados de Sonora, Chihuahua y Sinaloa, quienes propusieron la existencia de un arco magmático del Jurásico extendido a lo largo de Norteamérica cuyo registro litológico presenta edades entre 160 y 190 Ma. Dichas unidades han experimentado procesos de metamorfismo regional y han sido afectadas por los procesos magmáticos regionales reflejados en la homogenización parcial de sus componentes minerales. La edad de la deformación y del metamorfismo en estas rocas se desconoce, por lo que un análisis geológico-estructural a detalle es requerido.
- Las rocas metasedimentarias (paragneis de biotita y granate, rocas calcisilicatadas con y sin granate y esquistos de biotita) observadas como “*roof pendants*”, fueron derivadas de secuencias sedimentarias calcáreas con intercalaciones de depósitos volcánicos y materiales detríticos retrabajados. Estas unidades representan depósitos de cuencas de intra-arco originadas en el Santoniano-Maastrichtiano, cuando el magmatismo en la región se encontraba activo y los productos del mismo eran depositados en dichas cuencas. Estas unidades fueron afectadas por procesos de metamorfismo regional posterior a su depósito, y por metamorfismo de contacto a 59 y 68 Ma. En la Isla María Madre, estas unidades son escasas y se encuentran como colgantes inmersos en las rocas intrusivas. En el presente trabajo, estas secuencias han sido correlacionadas litológicamente con las unidades descritas por Pérez-Venzor (2013) en el Bloque Los Cabos como parte de una secuencia depositada en una cuenca de ante-arco, y en el México continental, se correlacionan con unidades similares reportadas por Henry y Fredrikson (1987) y Henry *et al.* (2003) al sur del estado de Sinaloa, y por Talavera-Mendoza *et al.* (2007) y Centeno-García *et al.* (2011) en el sur del Terreno Zihuatanejo.
- El evento magmático más importante en la isla está representado por las rocas volcánicas y plutónicas del Cretácico Tardío aproximadamente a los 80 Ma. Estas unidades poseen edades, características texturales y composicionales que permiten definir las como parte del Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Keizer, 1977), cuya extensión ha sido reportada en la porción sur del estado de Sinaloa (Henry y Fredrikson, 1987 y Henry *et al.*, 2003). Las edades de estas unidades indican que el plutonismo y el vulcanismo coincidieron durante este periodo. Así mismo, la composición y datos isotópicos obtenidos sugieren una consanguinidad magmática de estas unidades con las unidades reportadas tanto en el Bloque Los Cabos (Pérez-Venzor, 2013) como en Sinaloa (Henry y Fredrikson, 1987 y Henry *et al.*, 2003), Nayarit y Jalisco (Schaaf *et al.*, 1995; 2000), lo que permite establecer la ubicación del archipiélago entre la porción sur de Sinaloa y norte de Nayarit y Jalisco durante el periodo mencionado.

- La amplia gama composicional presente en las rocas ígneas del área de estudio y texturas asociadas reflejan procesos de diferenciación de magmas provenientes del manto con asimilación cortical y cristalización fraccionada. Los diques máficos y enclaves máficos evidencian dichos procesos, mientras que los diques de composición félsica posiblemente representen la última etapa del magmatismo durante este periodo. Por otra parte, tanto los intrusivos de la Isla María Madre como aquellos descritos en el Bloque Los Cabos, Sinaloa, Nayarit y Colima disponen patrones de Tierras Raras relacionados a ambientes de arco volcánico y forman parte de un cinturón batolítico que se extiende desde la porción sur de California (Batolito de las Sierras Peninsulares) hacia el oeste de México, al menos hasta la porción donde se ubica el Bloque de Jalisco.
- Las rocas plutónicas de composición intermedia de la Isla María Madre, los ortogneises del Jurásico y secuencias metasedimentarias conforman un complejo plutónico-metamórfico al cual se le ha asignado el nombre informal de “Complejo Papelillo”, el cual aflora en la barranca con el mismo nombre.
- Las rocas del Complejo Volcánico Inferior en la Isla María madre están afectadas por los procesos de deformación extensiva registrados a partir del Oligoceno en el occidente de México (Ferrari *et al.*, 2013). Dichos evento afectaron continuamente a las unidades anteriores a la extensión, cuya orientación en el área de estudio (NW, SW y SE) coinciden con los registros en Sinaloa mencionados por Henry y Fredrikson (1987) y Henry *et al.* (2003).
- Las secuencias sedimentarias representan la ocurrencia de procesos extensivos que iniciaron con la formación de la cuenca donde se depositó la arenisca Isla Magdalena, cuya edad máxima de depósito es de 22 Ma. Esta unidad ha sido correlacionada con las secuencias sedimentarias reportadas en la Isla María Magdalena por Villanueva-Lascurain *et al.* (2012). Las posibles fuentes de los zircones detríticos han sido documentadas en diversas localidades de la margen oriental del Golfo de California, sur de Sinaloa y Nayarit por Ferrari *et al.* (2009) y Duque *et al.* (2012). Dichas fuentes consisten principalmente de granitoides emplazados durante el Mioceno y exhumados rápidamente durante el inicio de la extensión durante el mismo periodo. Otra posible fuente ha sido identificada por Sutherland *et al.* (2013) a través del Golfo de California y clasificados como depósitos de tipo *pre-rift*, cuyos componentes han sido asociados al Grupo Comondú en Baja California.
- Los sedimentos de la secuencia Ojo de Buey constituyen el grupo de rocas más ampliamente distribuidos en el área de estudio y representan dos etapas de depósito asociado a la apertura del Golfo de California. De estas unidades, la secuencia Ojo de Buey Inferior permite delimitar la exhumación de las rocas plutónicas del Cretácico después del depósito de la arenisca Isla Magdalena y antes de 8.2 Ma en un ambiente de talud continental profundo (Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1988).

- La secuencia Ojo de Buey superior representa el depósito y levantamiento de la Isla a partir de los 3 Ma relacionado a la ruptura continental del Golfo de California y que estableció la configuración actual del archipiélago. El levantamiento a partir de este periodo se refleja en los depósitos de ambiente marino somero con estructuras de deslizamiento. Por otra parte, los depósitos de terrazas marinas han sido observados también en las costas de Nayarit, permitiendo correlacionarlos a ambos lados de la Cuenca de San Blas. Las observaciones en cuanto a edad, estructuras y tasa de desplazamiento de la península han permitido ubicar a la Isla María Madre en la costa de San Blas antes de su separación del continente. No obstante, un análisis más amplio de dicho desplazamiento es requerido para confirmar dicha hipótesis.
- Los diques máficos que afectan a toda la secuencia, representan el evento magmático más joven en la isla, y es muy probable que su origen esté relacionado con la apertura del Golfo de California, proceso que continúa activo actualmente. Sin embargo, es necesario un análisis geocronológico y geoquímico que permita obtener información sobre su origen.
- Tomando en cuenta los datos obtenidos en este trabajo, se descarta un desplazamiento latitudinal extenso de la Península de Baja California propuesto por Beck (1980) y Sedlock *et al.* (1993), entre otros, ya que la consanguinidad sugerida rocas metamórficas jurásicas e ígneas cretácicas con rocas de la misma naturaleza en el Bloque Los Cabos, Nayarit y Jalisco, muestran la continuidad de un orógeno extendido a ambos lados del Golfo de California. Además, el registro sedimentario en la Isla María Madre, evidencia una gran influencia de la dinámica extensiva predominante en el occidente de México desde el Oligoceno hasta el Plioceno medio, asociada a la apertura del Golfo de California. A consecuencia del régimen transtensivo, la separación de la Isla María Madre ocurrió aproximadamente a los 3 Ma, y fue desplazada unos 141 km al noroeste de su posición original en la localidad de San Blas, Nayarit.
- Este trabajo presenta el primer mapa geológico detallado de la Isla María Madre, así como una descripción detallada de las principales unidades litológicas presentes en la isla. No obstante, un mayor número de estudios interdisciplinarios (p. ej. Paleomagnetismo) son requeridos para probar la hipótesis planteada y completar el modelo tectonomagmático propuesto.

Referencias Bibliográficas

- Aguilón-Robles, A.; Calmus, T.; Benoit, M.; Bellon, H.; Maury, R.C.; Cotten, J.; Bourgois, J.; y Michaud, F., 2001, Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaíno Peninsula, Mexico-Indicators of EPR subduction below southern Baja California?: *Geology*, v. 29, p. 531–534.
- Aguirre-Díaz, G., and McDowell, F., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 13, 373–13,388.
- Aguirre-Díaz, G., and McDowell, F., 1993, Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 1435–1444.
- Allan, J. F., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco Grabens, southwest Mexico: Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt, *Bull. Geological. Society of America*, v. 97, p. 473-485.
- Allan, J. F., Nelson, S. A., Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E., Wopat, M. and Wallace, P. J., 1991, Pliocene-recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: an exotic terrain in the making, in Dauphin, J.P., and Simoneit, B.R.T., eds., *The Gulf and the Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists Memoir 47*, p. 425–445.
- Allen, C.R., Silver, L.T. and Stehli, F. G., 1961. Agua Blanca Fault a Mejor Transverse Structure of Northern Baja California, México". *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 71, p. 457-482.
- Allison, E.C., 1974. The type Alisitos Formation (Cretaceous, Aptian–Albian) of Baja California and its bivalve fauna. In: Gastil, R.G. (Ed.), *Geology of Peninsular California: Guidebook*. Pacific Section S.E.P.M., p. 29-59.
- Almazán-Vázquez, Emilio, y Fernández-Aguirre, M.A., 1988, Estratigrafía de la Hoja Arivechi (H12D56), in Almazán-Vázquez, Emilio, y Fernández-Aguirre, M.A., eds., *Segundo simposio sobre geología y minería de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste; Universidad de Sonora, Departamento de Geología; Dirección General de Fomento Minero del Estado de Sonora; y Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Resúmenes*, p. 2-3.
- Alva-Valdivia, L., Goguitchaichvili, A., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Ferrari, L., and Zamorano, J., 2000. Paleomagnetic data from the Trans-Mexican Volcanic Belt: Implications for tectonics and volcanic stratigraphy: *Earth, Planets and Space*, v. 52, p. 467-468.
- Álvarez, R., 2013. Redefinition of the Terminus of the Middle America Trench: *International Journal of Geosciences*, 4, p. 766-776
- Álvarez-Rubio, M., F. Amezcua-Linares y Yañez-Arancibia, A. 1984. Ecología y estructura de las comunidades de peces en el sistema lagunar Teacapán-Agua Brava, Nayarit, México. *An. Inst. Cienc. Mar Limnol. Univ. Nal. Autón. México*, v. 13, p. 185-242.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1974, Late Cretaceous plutonism in Sonora, México, and its relationship to Circum-Pacific magmatism: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 6, p. 484.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1978, Jurassic magmatism in Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 10, p. 359 (resumen).
- Anderson, T.H., and 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: San Diego, California, Geological Society of America Annual Meeting, Guidebook, Field Trip 27*, p. 59–68
- Anderson, T. H., L. T. Silver, and G. A. Salas, 1980. Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico, in *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*, edited by M.D. Crittenden, Sr., P. J. Coney, and G. H. Davis, *Geological. Society of America Memoir*. v. 153, p. 269-283.
- Anderson, T.H., Jones, N.W. and McKee, J.W., 2005, The Taray Formation: Jurassic (?) mélange in northern Mexico—Tectonic implications, in Anderson, T.H., et al., eds., *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 427–455.
- Annen, C., Scaillet, B., Sparks, R.S.J., 2006. Thermal constraints on the emplacement rate of a large intrusive complex: the Manaslu Leucogranite, Nepal, Himalaya, *Journal of Petrology*, v. 47(1), p. 71-95.
- Aranda -Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1986, Reconocimiento geológico de las Islas Espíritu Santo y La Partida, Baja California Sur. *Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Revista*, v.6, p. 103-116.

- Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1988, Estudio Geológico de Punta Coyotes Baja California Sur, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 1-21.
- Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1989a, Estratigrafía del Complejo Cristalino de la región de Todos Santos, Estado de Baja California Sur. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 149-170.
- Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1989b, La Evolución geológica del Complejo Cristalino Mesozóico a lo largo de la zona de falla de La Paz, Baja California Sur. Tercer simposium sobre Geología Regional de México, resumen en memorias, p.11.
- Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1995b, Excursión geológica al Complejo migmatítico de la Sierra de La Gata, B. C. S. III Reunión Internacional sobre la Geología de la Península de Baja California, libreto guía, p. 27.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C., Luhr, J., 2000, Evolución tectonomagmática post- paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 53, p. 59-71.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Connor, C.B., Becker, T., Henry, C.D., 2003, Synextensional Plio-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México: Geological Society of America Bulletin, v. 115, p. 298-313.
- Bachmann, O., Miller, C.F. and De Silva, S.L., 2007. The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.167, p. 1-23.
- Barbarin, B., 2005, Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts, *Lithos*, v. 80(1-4), p. 155-177.
- Barbarin, B., Bateman, P.C., 1986. Origin and evolution of mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada. 14th International Mineralogical Association Meeting, Abstracts with Programs, p. 50.
- Barron, J.A., 1985, Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the equatorial Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 85. In: L. Mayer, F. Theyer et al. (Editors), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 85. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., p. 412-456.
- Beal, C.H., 1948, Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, México: Geological Society of America Memoir, v. 31, 138 p.
- Beck, M.E., 1980. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western Edge of North America. *Journal of Geophysical Research*, v. 85, p. 7115-7131
- Beck, M. E. Jr., 1989. Paleomagnetism of Continental North America; Implications for Displacement of Crustal Blocks within the Western Cordillera, Baja California to British Columbia. *Geophysical Framework of the Continental Memoir United States*. Ed. L. C. Pakiser, W. D. Mooney. Geological Society of America, p. 471-491.
- Beck, M. E. Jr., 1991. "Case for Northward Transport of Baja and Coastal Southern California: Paleomagnetic Data, Analysis, and Alternatives. *Geology* 19: 506-509.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 143, p. 602-622.
- Benoit, M.; Aguillón-Robles, A.; Calmus, T.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Cotten, J.; Bourgois, J.; y Michaud, F., 2002, Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico-Implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window: *Journal of Geology*, v. 110, p. 627-648.
- Best, M.G., 2002. *Igneous and Metamorphic Petrology*, 2ª edición, Blackwell, 756.
- Böhnell, H., Morán-Zenteno, D., Schaaf, P., Urrutia Fucugauchi, J., 1992, Paleomagnetic and isotope data from southern México and controversy over the pre-Neogene position of Baja California. *Geofísica Internacional*, v. 31, p. 253-261.
- Böhnell, H., Delgado-Argote, L., Kimbrough, D., 2002. Discordant paleomagnetic data for middle-Cretaceous intrusive rocks from northern Baja California: latitude displacement, tilt, or vertical axis rotation? *Tectonics*, v. 21 (5), p. 1-12.
- Brunner, P., 1971. Sobre los ebridons y silico-flagelados de las diatomitas de la Isla María Madre. *Inst. Mex. Petrol. Rev.*, v. 39(3), p. 18-25.
- Bryan, S.E., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., and López-Martínez, M., 2013. Pulling apart the mid to late Cenozoic magmatic record of the Gulf of California: Is there a Comondú Arc?, in: Gómez-Tuena A., A., Straub, S. M., Zellmer, G. F. (eds.): *Geological Society of London, Special Publications*, v. 385, p. 389-407.

- Bukry, D., 1978, Pacific Coast Cocolith Stratigraphy between point Concepcion and Cabo Corrientes, Deep Sea Drilling, Site 473, Initial Reports, v.43, p. 445-471.
- Burchfiel, B.C., Lipman, P.W. y Zoback (eds), 1992. The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.: Geological Society of America, The Geology of North America, v. G.3, p. 1-7.
- 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., Smith, D., Morris, W. and Fackler-Adams, B., 1998. Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California, México: *Geology*, v. 26, p. 227-230.
- Calmus, T., 2011. Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, en Calmus, T., ed. *Panorama de la geología de Sonora*, México: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, p. 227-266.
- Calmus, T.; Pérez-Segura, E.; y Roldán-Quintana, J., 1996, The Pb-Zn ore deposits of San Felipe (Sonora, Mexico). An example of “detached” mineralization in the Basin and Range Province: *Geofísica Internacional*, v. 35, p. 115–124.
- Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Maury R. C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2003, Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites ("bajaites") from Baja California, Mexico: Constraints on their tectonic setting and origin. *Lithos*, v. 66, p. 77-105.
- Calmus, T., Pallares, C., Maury, R.C., Aguillón-Robles, A., Bellon, H., Beniot, M., Michaud, F., 2011. Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora: slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California, *Pure and Applied Geophysics*, 168, v. 8-9, p. 1303-1330.
- Cameron, K. L., Nimz, G. J., Kuentz, D., Niemeyer, S. & Gunn, S. 1989. Southern Cordilleran basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico: A link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7817-7840.
- Campa, U.M.F., 1985, The Mexican thrust belt: in D.G. Howell (ed) *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources*, Earth Science Series, n.1, p. 299-313.
- Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Carreño, A.L., 1985, Biostratigraphy of the Late Miocene to Pliocene on the Pacific Island María Madre. *Micropaleontology*, v. 31, p. 139-166.
- Carreño, A. L., 1992. Neogene microfossils from the Santiago Diatomite, Baja California Sur, México. *Paleontología Mexicana*, v. 59, p. 1-37.
- Carreño A.L., Casey, R.E., Gío-Argáez, R., Martínez-Hernández, E., Pérez-Guzmán, A.M., and Reyes-Salas, M., 1980. Estudios micropaleontológicos en la Isla María Madre, Nayarit. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geol., Rev.*, v. 3(2), p. 193-194.
- Centeno-García E., Guerrero-Suastegui M., y Talvera-Mendonza O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone. *Geological Society of America Special Paper*, v. 436, p. 279-308.
- Centeno-García E., Busby, C., Busby, M y Gehrels, G., 2011. Evolution of the composite along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc, *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, n. 9/10, p. 1776-1797.
- Chappell, B.J., y White, A.J.R., 1974. “Two contrasting granite types”. *Pacific Geology*, v.8, p.173-174.
- Chiñas, L.R., 1963, Bosquejo Geológico de las Islas Marías, México, D.F., Inst. Politéc. Nal., Esc. Sup. Ingeniería y Arquitectura, Tesis de Licenciatura, 62 p.
- Clark, K. F., Damon, P. E., Shafiquillah, M., Ponce, B. F., Cárdenas, D., 1981, Sección geológica-estructural a través de la parte sur de la Sierra Madre Occidental, entre Fresnillo y la costa de Nayarit: Asociación Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Memoria Técnica XIV, p. 69-99.
- Compston, D.M., 1995, Time constraints on the evolution of the Tennant Creek Block, northern Australia: *Precambrian Research*, v. 71, p. 107–129.
- Coney, P.J., 1972, Cordilleran tectonics and North America Plate motion: *Am. Journal of Science* v. 272, p. 603-628.
- Coney, P. J., Reynolds, S. J., 1977. Cordilleran Benioff zones: *Nature*, v.270, p. 403-406.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. “The interpretation of igneous rocks”. George, Allen and Uwin. London.

- Cuéllar-Cárdenas, M.A., 2012. Límites temporales de la deformación contractiva por acortamiento Larámide en el centro de México, Tesis Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, 183 p.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, G., Alaniz Alvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., and López-Martínez, M., 2012, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide 1309 en el centro de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, p. 179–203.
- Curray J., R., 1964. Pleistocene deltaic progradation of continental terrace, Costa de Nayarit, Mexico. En: T. J. H. Van Andell y G. G. Shor Jr. (eds.). *Marine of the Gulf of California*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 3. Tulsa, Okla., p. 193-215.
- Curray J., R. y D. G. Moore, 1963. Sedimentos e historia de la costa de Nayarit, *Bol. Soc. Geol. Mexicana* v. 26 (2), p. 107-116.
- Curray, J. P., Emmel y P. Crampton, 1969, Holocene history of a stran plain, lagoonal coast, Nayarit, México, *Memorias del Simposio Internacional de Lagunas Costeras*, UNAM, UNESCO, México, p.62-100.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., y Clark, K.F., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 5, p. 223-238.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., and Clark, K., 1983a, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1052–1071.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M, Roldán-Quintana, J., y Cocheme, J.J., 1983b, El batolito Larámide (90-40 Ma) de Sonora: *Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C., Memoria, XV Convención Nacional*, p. 63-95.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M, Roldán-Quintana, J., 1984, The Cordilleran Jurassic arc from Chiapas (southern Mexico) to Arizona: *Geological Society of America Abstracts with programs*, v. 16, p. 482.
- De Cserna, Z., 1992, Carta Tectónica de México, En *Atlas Nacional de México*, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México: Carta IV.2-1, escala 1: 4000,000, con texto.
- De Cserna, Z., and Kent, B.H., 1961, Mapa geológico de reconocimiento y secciones estructurales de la región de San Blas y El Fuerte, Estados de Sinaloa y Sonora: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología , *Cartas Geológicas y Mineras* 4, escala 1:100,000.
- De la O-Villanueva, M., 1992, *Sedimentología y petrografía de la Formación Báucarit (Mioceno) en la cuenca Tónichi-La Dura, Sonora, México: Linares*, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 63 p. (inédita).
- Demant, A., Cocheme, .I, Delpretti, P. & Pigué, P. 1989. Geology and petrology of the Tertiary volcanics of the northwestern Sierra Madre Occidental, Mexico. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, v. 4, p.737-748.
- DeMets C., and S. Traylen, Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle, 2000. *Tectonophysics*, v. 318, p. 119-159.
- Dickinson, W.R., 1989, Tectonic setting of Arizona through geologic time, in Jenny, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona: Arizona eological Society Digest*, v. 17, p. 1–16.
- Dickinson, W.R., 1996, Kinematics of transrotational tectonism in the California Transverse Ranges and its contribution to cumulative slip along the San Andreas transform fault system. *Geological Society of America Special Paper*, v. 305, 46 p.
- Dickinson, W.R., 2006, Anatomy and global setting of the North American Cordillera-Backbone of the Americas-Patagonia to Alaska, Mendoza, Argentina, Paper No. 1-1.
- Dickinson, W.R., y Butler, R.F., 1998, Coastal and Baja California paleomagnetism reconsidered. *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, n. 10, p. 1268-1280.
- Dickinson, W.R., y Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of México. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1142-1160.
- Dickinson, W.R.: Klute, M.A.; Hayes, M.J.; Janecke, S.U.; Lundin, E. R.; McKittrick, M.A.; y Olivares, M.D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region?: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1023–1039.
- Dumble, E.T., 1900, Notes on the geology of Sonora, Mexico: *American Institute of Mining Engineers, Transactions*, v. 29, p. 122–152.
- Duffield, W.A., 1968, The petrology and structure of el Pinal tonalite, Baja California, México: *Geological Society of America Bulletin*, v. 79,p 1351-1374
- Duque, J., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T. López-Martínez, M. y Lonsdale, P., 2012. Rapid exhumation of Early to Middle Miocene intrusive rocks in the southern Gulf of California: the early

stages of continental breakup in Cordilleran Section, 108th Annual Meeting: Geological Society of America with Programs, 44-3, p. 14.

- Elburg, M.A., 1996, U-Pb ages and morphologies of zircon in microgranitoid enclaves and peraluminous host granite: Evidence for magma mingling: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 123, p. 177–189.
- Emery, K. O. 1941. Rate of Surface Retreat of Sea Cliffs Based on Dated Inscriptions, Science, v. 93, p 617-8.
- English J., and Johnston, S.T., 2004. The Laramide Orogeny: What are the driving forces? International Geology Review, v. 46, p. 833-836.
- Enríquez, E., Rivera, R., 2001, Timing of magmatic and hydrothermal activity in the San Dimas District, Durango, Mexico, en New Mines and Mineral Discoveries in Mexico and Central America, Society of Economic Geologists Special Publication, v. 8, p. 33-38.
- Ferrari, L., 1995, Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California, Geology, v. 23, p. 751–754.
- Ferrari L., and Rosas-Elguera, J., 1999. Alkalic (OIB type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? Comment to the article by Marquez, A., Oyarzun, R., Doblaz, M., Verma, S. P., Geology, v. 27, p 1055-1056.
- Ferrari L., López-Martínez M., Rosas-Elguera J., 2002. Ignimbrite flare up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: implications for the late subduction history of the Farallon plate. Tectonics, v.21, n. 4, 17-1/24.
- Ferrari L., Valencia-Moreno M., Bryan S., 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, n. 3.
- Ferrari L., Garduño V.H., Pasquarè G. and Tibaldi A., 1994. Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico: Oligocene to Present. Geofísica Internacional, v. 33, p. 91-105.
- Ferrari L., Pasquarè G., Venegas S., Castillo D. and Romero F., 1994. Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco Block. Geofísica Internacional, v. 33, p. 139-151.
- Ferrari L., Lopez-Martinez M., Aguirre-Diaz G. and Carrasco-Nuñez G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. Geology, v. 27, p. 303-306.
- Ferrari L., Garduño V.H., Innocenti F., Manetti P., Pasquarè G. and Vaggelli G., 1994. A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Queretaro. Geofísica Internacional, v. 33, p. 107-124.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, M.T., Piñero-Lajas, D., Martini, M. y Duque, J., 2009, Extensión del magmatismo silícico del Mioceno Inferior en la parte sur del Golfo de California: Integrando Geología continental y marina. Geos. v. 29, No. 1.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, M.T., Bryan, S.E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., Solari, L., 2013. Late Oligocene to middle Miocene rifting and syn-extensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: the beginning of the Gulf of California rift. Geosphere, v. 9, n. 5, p. 1161-1200.
- Finch, J.W. and Abbott, P.L., 1977, Petrology of a Triassic marine section, Vizcaíno Peninsula, Baja California Sur, México: Sedimentary Geology, v. 19, p. 253-273.
- Finch, J.W., Pessagno, E.A., Jr. and Abbott, P.L., 1979, San Hipólito Formation: Triassic marine rocks of the Vizcaíno Peninsula, in Abbott, P.L. and Gastil, R.G., eds., Baja California Geology: San Diego, Geological Society of America Annual Meeting, Field Guides and Papers, p. 117-120.
- Fletcher, J.M., Kohn, 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, v.28, p. 107-110.
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O. and Gehrels, G.E., 2007. Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas.
- Foose, R. M., 1962, Reconnaissance Geology of María Cleofas Island, Tres Marías Island, México. Geological notes: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 46-9.
- Frizzell, V.A, Jr., (ed), 1984a, Geology of the Baja California Peninsula. U.S. Geological Survey, Society of Economic, Paleontologist and Mineralogists, Los Angeles, California, v. 39. 274 p.
- Frizzell, V.A., Jr., 1984b, The geology of the Baja California peninsula; An introduction, in Frizzell, V. A., Jr., ed., Geology of the Baja California Peninsula: Los Angeles, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section, v. 39, p. 1-7.

- Frizzell, Jr, V.A., Fox, L.K., Mooser, F.C., Ort, K.M., 1984c, Late Cretaceous granitoids. Cabo San Lucas Block, Baja California Sur, México. EOS, Trans. Am. Geophys Union, v. 65, p. 1151.
- Gans, P., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, v. 16, p. 388-408.
- Gans, P.B., K.D., Macmillan, L., Wong, M.S. y Roldán-Quintana, J., 2003. Structural and magmatic evolution of the Sonora rifted margin: a preliminary report. Geological Society of America, Abstracts with Programs, v.35, p.21.
- Garrow, P.K., Kimbrough, D.L., Grove, M., Aranda-Gómez, J.J., Ortega Rivera, A., y Pérez-Venzor, J. A., 2002, Recristalización y exhumación del Complejo Metamórfico de La Gata, Bloque de Los Cabos, Baja California, Sur, México, VI Reunión Internacional Sobre la Geología de La Península de Baja California, organizado por la Sociedad Geológica Peninsular, en La Paz, Baja California Sur, del 4 al 6 de abril, libro de resúmenes, p 14.
- Gastil, R.G., 1975, Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California. *Geology*, v. 3, p. 361-363.
- Gastil, R. G., Krummenacher, D., 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía de Kino: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 189-198.
- Gastil, G.R., Phillips, R.P., Allison, E.C., 1975. Reconnaissance geology of State of Baja California: Geol. Soc. America, Mem.,v. 140, 170 p.
- Gastil, R. G., Krummenacher D., Jenschky W. E., 1978, Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: Geological Society of America, text to accompany Map and Chart Series, Map MC-24, scale 1:200 000.
- Gastil, R. G., Krummenacher, D., Minch, J., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 839-857.
- Gastil, R.G., Morgan, G.J., y Krummenacher, D., 1981. The tectonic history of peninsular California and adjacent México, in Ernst, W.G., ed. The geotectonic development of California (Rubey Volume I). Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, p. 284-306.
- Gehrels, G.E., Valencia, V.A. y Pullen, A., 2006. Detrital zircon geochronology by laser-ablation multicollector ICPMS at the Arizona Laserchron Center. *Paleontological Society Papers*. v. 12, p. 67-76.
- Gehrels G. E. Valencia, V.A and Ruiz, J., 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9:Q03017, doi: 10.1029/2007GC001805.
- González-León, C.M., y Lawton, T., 1995, Stratigraphy, depositional environments, and origin of the Cabullona Basin, northeastern Sonora, in Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper*,v. 301, p. 121–142.
- González-León, C., Stanley, G.D., Jr., and Taylor, D.G., 2000, Ammonoid discoveries in the Antimonio Formation, Sonora, México: new constraints on the Triassic-Jurassic boundary: *Journal of South American Earth Sciences*, v.13, p. 491-497.
- Grajales-Nishimura, J.M.; Terrell, J.D.; y Damon, P.E., 1992, Evidencias de la prolongación del arco magmático Cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 42, p. 1–18.
- Grayson, A.J., 1871. On the physical geography and natural history of the island of the Tres Marías and Socorro off the western coast of México, *Boston Soc. Nat. Hist., Proc.*, v. 14, p. 261-286.
- Grijalva-Noriega, F.J., y Roldán-Quintana, J., 1998, An overview of the Cenozoic tectonic and magmatic evolution of Sonora, northwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, núm. 2, p. 145–156.
- Gromet, L.P., y Silver L.T., 1987, REE variations across the Peninsular Ranges Batholith—implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs: *Journal of Petrology*, v. 28, p. 75–125.
- Grove, M., Kimbrough, D.L., y Fletcher, J.M., 2003, Historia de cristalización y termo-cronometría de alta temperatura de rocas del basamento del Bloque de Los Cabos. Reunión anual Unión Geofísica Mexicana. Resúmenes. *Boletín informativo GEOS*, v. 23, n. 2, p. 114-115.
- Hagstrum, J.T., Filmer, P.E., 1990, Paleomagnetic and tectonic constraints on the late Cretaceous to Early Tertiary north-ward translation of the Baja California península. *Geofísica Internacional*, v. 29, p. 175-184.
- Hagstrum, J.T., McWilliams, M., Howell, D.G., and Gromme, C.S., 1985, Mesozoic paleomagnetism and northward translation of the Baja California peninsula. *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 1077-1090.

- Hagstrum, J.T., Sawlan, M.G., Hausback, B.P., Smith, J.G., and Gromme, C.S., 1987, Miocene paleomagnetism and tectonic setting of the Baja California Peninsula, México. *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 2627-2640.
- Hanna, G.D., 1926. Expedition to the Revillagigedo Islands, México, in 1925. General Report. *California Acad. Sci., Proc.*, ser. 4, v. 15, p. 1-93
- Hanna, G.D., 1927. Geology of the West Mexican Island: *Pan Am. Geologist*, v. 48-1
- Hanna, G.D., Grant, W.M., 1926, Expedition to the Revillagigedo Islands, México, in 1925. II. Miocene marine diatoms from María Madre Island, México: *Proceedings of the California Academy of Sciences*, ser 4, v.15, p. 115-117.
- Harker, A., 1909, *The Natural History of igneous rocks*, Methuen, London.
- Harrison TM, McDougall I (1980) Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand: II. Diffusion of radiogenic and excess ^{40}Ar in hornblende revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 44 p. 2005-2020.
- Hausback, B.R., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, México, in Frizzell, V.A., Jr., ed., *Geology of the Baja California peninsula*. Los Angeles, California. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 219-236.
- Henry, C.D., 1975, *Geology y geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico*. Ph.D Dissertation, University of Texas, Austin. 158 p.
- Henry, C. D., 1986. East-northeast structures in western México: Evidence for oblique convergence in the late Mesozoic: *Geology*, v. 14, p. 314-317.
- Henry, C.D. and Fredrikson, G., 1987. Geology of part of southern Sinaloa, México adjacent to the Gulf of California; *Geological Society of America, Map and Chart Series MCH063*, p. 1-14.
- Henry, C., y Aranda-Gómez, J.J., 2000, Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, v. 318, p. 1-26.
- Henry, C.D., McDowell, F.W., Silver, L.T., 2003, *Geology and geochronology of granitic batholithic complex, Sinaloa, México: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics*. Geological Society of America, Special Paper, v. 374, p. 237-274.
- Hertlein, L.G. and Emerson, W.K., 1959. Pliocene and Pleistocene megafossils from the Tres Mariás Islands. *Am. Mus. Novitates*, v. 140, 25 pp.
- Hidaka, H., Shimizu, H., Adachi, M., 2002, U-Pb geochronology and REE geochemistry of zircons from Paleoproterozoic paragneiss clasts in the Mesozoic Kamiaso conglomerate, central Japan, Evidence for an Archean provenance: *Chemical Geology*, v. 187, p. 279-293.
- Hill, R.I., 1984; *Petrology and petrogenesis of batholithic rocks, San Jacinto Mountains, southern California*, Tesis Doctoral, California Institute of Technology, 234 p.
- Hiraes-Rochin, J., 2004, *Las Migmatitas en el Flanco Oriental de La Sierra de La Gata, Baja California Sur, México: Características Estructurales, Petrográficas e Implicaciones Geológicas*. Departamento de Geología Marina, Universidad Autónoma de Baja California Sur, Tesis de licenciatura, 130 p.
- Hisazumi, H., 1929; *Informe geológico preliminar de la parte norte del Estado de Sinaloa: Anales del Instituto de Geología de México*, v. 3, p. 95-109.
- Horner, H., 1998, *Structural Geology and Exploration in the San Dimas District, Durango, Mexico- An Alternative Geologic Model: Faculty of Natural Sciences, University of Salzburg*, 120 p.
- Horner, J.T., and Enríquez, E., 1999, Epithermal precious metal mineralization in a strike-slip corridor: The San Dimas district, Durango, Mexico: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 94, p. 1375-1380.
- Hoskin, P.W.O., Ireland, T.R., 2000, Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator: *Geology*, v. 28, p. 627-630.
- Housh, T.B., Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F. (2010): Isla Isabel (Nayarit, México): Quaternary alkalic basalts with mantle xenoliths erupted in the mouth of the Gulf of California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197, 85-107. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.06.011
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1995 *Fotografías Aéreas Islas Mariás, Vuelo Especial LN:002, escala 1: 75 000*: México D.F., Sistema Nacional de Fotografía Aérea (SINFA), Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, fotos 17-24.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2000, *Carta topográfica Isla María Madre F13-C25, escala 1: 50 000*, México D.F., Dirección General de Geografía, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- INEGI, 2012, *Conjunto de datos vectoriales provincias_fisiográficas.SHP, Provincias Fisiográficas de México*.

- INEGI, 2012, Conjunto de datos vectoriales MDE-n.bil, Modelo digital de elevación Isla María Madre.
- Iriondo, A., Kunk, M. J., Winick, J. A., Consejo de Recursos Minerales, 2003, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I). U.S.G.S. Open File Report 2003-020, online edition, 79 p.
- Iriondo, A.; Nieto-Samaniego, A.F.; Alaniz-Alvarez, S.A. y Tolson-Jones, G., 2005, Time constraints for a pseudotachylyte event hosted by the Late Cretaceous Las Cruces granite near La Paz, B.C.S., Mexico. Actas INAGEQ Número especial dedicado al XV Congreso Nacional de Geoquímica Editores: Rodolfo Rodríguez-Ríos, Rubén López-Doncel, Javier Castro-Larragoitia v. 11, n.1.
- Irvine and Baragar, 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. Canadian Journal of Earth Science v. 8, p. 523-548.
- ITC Enschede, 2001. ILWIS 3.0 (Integrated Land and Water Information System). International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation, software libre.
- Jensky, W.A., 1975. Reconnaissance Geology and Geochronology of the Bahía de Banderas area, Nayarit and Jalisco, México. M.S. Thesis, Santa Barbara University of California, 80 p.
- Johnson, S.E., Paterson, S.R., y Tate, C.M., 1999, Structure and emplacement history of a multiple-center, cone-sheet-bearing ring complex: The Zarza intrusive complex, Baja California, México. Geological Society of America Bulletin, v. 111, p. 607-619.
- Johnson, S.E., Peterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., y Martin-Barajas, A. (eds.) 2003, Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the southwestern U.S.A. Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special Paper, 374, 477 p.
- Jordan, E.K. and Hertlein, L.G., 1926. Expedition to the Revillagigedo Islands, México, in 1925. IV. A Pliocene fauna from María Madre Island, México. California Acad. Sci., Proc., ser. 4, v. 15, p. 209-215.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Miller, B.V., Ortega-Rivera, A., Roldán-Quintana, J., and Lee, J.W.K., 2006. Geochronology and geochemistry of the Francisco Gneiss: Triassic continental rift tholeiites on the Mexican margin of Pangea, metamorphosed and exhumed in a Tertiary core complex: International Geology Review, v. 48-1, p. 1-16.
- Kimbrough, D.L., Smith, D.P., Mahoney, B.J., Moore, T.E., Grove, M., Gastil, R.G., Ortega-Rivera, A., Fanning, M.C., 2001, Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California: Geology, v. 29, p. 491-494.
- Kimbrough, D.L., Gastil, R.G., Garrow, P.K., Grove, M., Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 2002, Una Potencial correlación de suites desde el bloque de Los Cabos y el batolito Peninsular, VI Reunión Internacional Sobre la Geología de La Península de Baja California, libro de resúmenes, p. 9.
- King, R. E., 1939, Geologic reconnaissance in the northern Sierra Madre Occidental of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, p. 1625-1722.
- Klötzli, U.S., 1999, Th/U zonation in zircon derived from evaporation analysis: A model and its implications: Chemical Geology, v. 158, p. 325-333.
- Köhler, H., Schaaf, P., Muller, S. D., Emermann, R., Negendank, J. F. W., and Tobschall, H. J., 1988, Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the Complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur: Geofísica Internacional v. 27, p. 579-592.
- Kröner, A., O'Brien, P.J., Nemchin, A.A., Pidgeon, R.T., 2000, Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 138, p. 127-142.
- Krummenacher, D., Gastil, R.G., Bushee, J., Dupont, J., 1975. K-Ar apparent ages, Peninsular Ranges Batholith, southern California and Baja California: Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 760-768.
- Lang, B., Steinitz, G., Sawkins, F. J., Simmons, S. F., 1988, K-Ar Age studies in the Fresnillo Silver District, Zacatecas, Mexico: Economic Geology, v. 83, p. 1642-1646.
- Lange, R., Carmichael, I. S. E., 1991. A potassic volcanic front in western Mexico: lamprophyric and related lavas of San Sebastian: Geological Society of America Bulletin, v. 103, p. 928-940.
- Lanphere, M.A., and Dalrymple, G.B., 2000, First-principles calibration of ^{38}Ar tracers: Implications for the ages of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fluence monitors, U.S. Geological Survey Professional Paper 1621, 10 p.
- Layer, P.W., 2000, Argon-40/Argon-39 age of the El'gygytgyn impact event, Chukotka, Russia: Meteoritics and Planetary Science, v. 35, p. 591-599.

- Layer, P.W., Hall, C.M., York, D., 1987, The derivation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of single grains of hornblende and biotite by laser step heating: *Geophysical Research Letters*, v. 14, p. 757-760.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lemeyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., and Zanettin, B., 1989, *Igneous rocks: A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Cambridge, United Kingdom, Cambridge University Press, p. 236.
- Le Maitre, R.W. (Ed.), 2002. *Igneous Rocks. A classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press, 2nd ed., 254 p.
- Ledesma-Vázquez, J. y Johnson, M.E., 1993. Neotectónica del area Loreto-Mulege. En Delgado-Argote, L.A. y Martin-Barajas, A., eds., *Contribuciones a la Tectonica del Occidente de Mexico*, Monografía No. 1, Union Geofísica Mexicana, p. 115-122.
- Ledesma-Vázquez, J. and M. E. Johnson. 2001. Miocene–Pleistocene tectono-sedimentary evolution of Bahía Concepción region, Baja California Sur (Mexico). *Sedimentary Geology*, 144:83–96.
- Ledesma-Vázquez, J.; y Johnson, M.E. 2003. Pliocene sedimentary units and tectonic evolution at the Santa Rosalía-Loreto region, Gulf of California. En *Geologic transects across Cordilleran Mexico*, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico. Marzo 28-30. UNAM, Instituto de Geología. Publicación Especial 1, Field Trip 1, p. 1-12.
- Li, Z.X., Li, X., Kinny, P.D., Wang, J., Zhang, S., Zhou, H., 2003, Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: Evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia: *Precambrian Research*, 122, 85–109.
- Lizarralde, D., Axen, G.J., Brown, H.E., Fletcher, J.M., González-Fernández, A., Harding, A.J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Paramo, P., Sutherland, F., and Umhoefer, P.J., 2007, Variation in styles of rifting in the Gulf of California: *Nature*, v. 448, p. 466–469.
- Lonsdale, P.F., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California, *in* Dauphin, J.P. and Simoneit, R.T. eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, AAPG Memoir 47, p. 87–125.
- Lonsdale, P., 1995. Segmentation and disruption of the East Pacific Rise in the mouth of the Gulf of California. *Marine Geophysical Researches*, v. 17, p. 323-359.
- Lozano-Romen, F., 1975. Evaluación petrolífera de la península de Baja California, México. *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros*, v. 27, p. 1–329.
- Ludwig, K.R., Mundil, R., 2002, Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs, in 12th Goldschmidt Conference: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, p. 463.
- Ludwig, K.R., 2008, Isoplot 3.60. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4, 77 p.
- Luhr, J., Henry, C., and Housh, T., 2001. Early extension and associated mafic alkalic volcanism from the southern Basin and Range Province: *Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango, México: Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 760–773.
- Lund, K., Aleinikoff, J.N., Kunk, M.J., Unruth, D.M., Zeihen, G.D., Hodges, W.C., du Bray, E.A., O'Neill, J.M., 2002, SHRIMP U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints for relating plutonism and mineralization in the Boulder Batholith region, Montana: *Economic Geology*, v. 97, p. 241–267.
- Macías-Romo, C., 2003, *Manual de métodos de separación de Minerales*, Instituto de Geología, UNAM, 39 páginas.
- Mammerickx, J., Klitgord, K.D., 1982. Northeast Pacific Rise: Evolution From 25 m.y. B.P. to the present, *Journal of Geophysical Research*, v. 87 n. B8, p. 6751-6759.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. “Tectonic discrimination of granitoids”. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635-643.
- Mark, C., Gupta, S., Carter, A., Mark, D., Gautheron, C., and Martin-Barajas, A., 2012, Temporal constraints on the landscape response to rifting in the Loreto region of Baja California Sur, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 44, no. 3, p. 6.
- Martin Barajas, J. A., 2000. VolcaniSMO y extensión en la provincia extensional del Golfo de California.. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, p 72-83. p.
- Martin Barajas, J. A. y Delgado Argote, L. A., 1995, *Inventario de recursos minerales del Estado de Baja California*, edición 1995. CICESE 148 pp.
- Martínez-Gutiérrez, G., 1994, *Sedimentary facies of the Buena Vista-San José del Cabo basin*, B. C. S. México, Raleigh, North Carolina State University, Tesis de Maestría, 125 p.

- Martínez-Gutiérrez, G., Sethi, P.S., 1997, Mioceno-Plioceno, Sediments within the San José del Cabo basin, Baja California Sur, México, in: Johnson M. E. and Ledesma-Vazquez, J. (eds). Pliocene carbonates and related facies flanking the Gulf of California, Baja California, México, Geological Society of America Special Paper, v. 318, p, 141-166.
- Mauger, R. L., 1983, Geologic map of the Majalca-Punta de Agua area, central Chihuahua, Mexico, en Clark, K.F., y Goodell, P.C. (eds.), Geology and mineral resources of north-central Chihuahua: Guidebook of the El Paso Geological Society field conference, p. 169-174.
- McCloy, C., 1984, Stratigraphy and depositional history of the San Jose del Cabo trough, Baja California Sur, México en: Frizzell, V.A. ed. Geology of the Baja California Peninsula. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section, v. 39, p. 267-273.
- McCloy, C., Ingle, J.C., Barron, J.A., 1988, Neogene stratigraphy, foraminifera diatoms, and depositional history of María Madre Island, México: evidence of Early Neogene marine conditions in the southern Gulf of California: Marine Micropaleontology, v. 13(3), p. 193-212.
- McCormick, W.V., 1986, The geology, mineralogy, and geochronology of the Sierra San Pedro Mártir pluton, Baja California, México, San Diego State University, Tesis de Maestría, 123 p.
- McDonough, W. F. and S.-S. Sun, The composition of the Earth, Chem. Geol., 120, 223–253, 1995.
- McDougall, K., 2006, Marine incursions: Implications for crustal thinning and regional strain: National Science Foundation MARGINS RCL-Cortez Workshop: <http://rcl-cortez.nsf-margins.org/Presentations.html>.
- McDougall, M., Harrison, T., 1999, Geochronology and thermochronology by the $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ method: New York, Oxford University Press, 269p.
- McDowell, F.W., and Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1479–1487
- McDowell, F.W., and Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, in Chapin, C.E., and Elston, W.E., eds., Ash-Flow Tuffs: Geological Society of America Special Paper 180, p. 113–124.
- McDowell, F.W., y 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, v. 106, p. 118–132.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1997. Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico, Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 1349–1360.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J. N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 521–531.
- McEldowney, R.C. 1970. An occurrence of Paleozoic fossils in Baja California, Mexico. Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 2, p. 117.
- McLean, 1988, Reconnaissance geologic map of the Loreto and parts of the San Javier quadrangles, Baja California Sur, México. U.S. Geological Survey Map MF-2000: scale 1:50,000.
- McTeague, M.S., 2006, Marginal strata of the east central San Jose del Cabo Basin, Baja California Sur, Mexico [Ph.D. thesis]: Flagstaff, Northern Arizona University, 152 p.
- Michaud, F., Burgois, J. y Aoubin, J., 1990. Active continental fragmentation of the West Pacific Mexican coast: the Jalisco block, a future “un” suspected terrane, Tectonics of Circum Pacific continental margins, 28th International Geological Congress, Washington, Abstracts with Programs, p. 51-76.
- Mina, U. F., 1956. Bosquejo geológico de la parte sur de la Peninsula de Baja California, in .XX Intern. Geol. Congress (México), Excursión A-7, p 1-73.
- Mina, U. F., 1957. Bosquejo geológico del Territorio sur de la Baja California: Bol. Assoc. Mexic. Geol, Petrol., v. 9, p. 139-270.
- Möller, A., O’Brien, P.J., Kennedy, A., Kröner, A., 2003. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultra-high temperature granulites of Rogaland (SW Norway), in Vance, D., Müller, W., Villa, I.M., (eds.), Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures: Geological Society of London Special Publication 220, p. 65–81.
- Moore G., Marone, C., Carmichael, I, and Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 383-394.
- Mora-Álvarez, G., y McDowell, F.W., 2000, Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Úrsula of western Sonora, Mexico, in Stock, Joanne; Delgado-Granados,

- Hugo; y Aguirre-Díaz, Gerardo, eds., Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Geological Society of America Special Paper v. 334, p. 123–141.
- Mora-Klepeis, G., McDowell, F. W., 2004, Late Miocene calc-alkalic volcanism in northwestern Mexico: an expression of rift or subduction-related magmatism?: *Journal of South American Earth Science*, v. 17, p. 297-310.
 - Morán-Zenteno D., 1984. *Geología de la República Mexicana*, Facultad de Ingeniería - UNAM-INEGI-SPP, 88 p.
 - Morán-Zenteno, Dante J., Martiny, B., Tolson, G., Solís Pichardo, G., Alba Aldave, L., Hernández-Bernal, M. del S., Macías Romo, C., Martínez Serrano, R.G., Schaaf, P., Silva Romo, G., 2000, Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur: *Bol. de la Sociedad Geológica Mexicana*, T. 53, No. 1, p. 27-58.
 - Muir, R.J., Ireland, T.R., Weaver, S.D., Bradshaw, J.D., 1996, Ion microprobe dating of Paleozoic granitoids: Devonian magmatism in New Zealand and correlations with Australia and Antarctica: *Chemical Geology*, v. 127, p. 191–210.
 - Mujica-Mondragón, M. R., Albarrán, J. J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección Técnica de Exploración, Proyecto C-1156 (reporte interno), 83 p.
 - Mullan, H.S., 1978, Evolution of the Nevadan orogen in northwestern México. *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 1175-1188.
 - Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775.
 - Nakamura, N., 1993. Trace elements fractionation during the formation of chondrules. In *Primitive Solar Nebula and Origin of Planets*, Terra Sci. Publ. (ed. H. Oya), p. 409-425.
 - Nelson, E.W., 1899. General description of the Tres Marías Islands, México. *North Amer. Fauna*, No. 4:7
 - Ness, G.E., 1982. Late Neogene tectonics of the mouth of the Gulf of California. PhD thesis, Oregon State University, Corvallis, OR, 143 p.
 - Neuhaus, J.R., 1989, Volcanic and nonmarine stratigraphy of southwest Isla Tiburón, Gulf of California, Mexico: San Diego, San Diego State University, tesis de maestría, 170 p.
 - Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L., and Damon, P., 1981. Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas: *Asociación de Ingenieros Mineros, Metalúrgicos y Geólogos de México*, Memoria Técnica, v. XIV, p. 327-361.
 - Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 347-363.
 - Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Tolson, G., y Pérez-Venzor, J.A., 2005, Cinemática, edad y problema de interpretación de las vetas de pseudotaquilita de la falla de Los Planes, La Paz B. C. S. Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, GEOS, Boletín informativo v. 25, n. 1, p. 103.
 - Nourse, J.A., 1989, Geological evolution of two crustal scale shear zones, Part II: The Magdalena metamorphic core Complex. California Institute of Technology, Tesis doctoral, 396 p.
 - Nourse J.A., Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1994, Tertiary Metamorphic Core Complexes in Sonora, northwestern Mexico, *Tectonics*, v. 13, p. 1161-1182.
 - Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., Speed, R. C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en Speed, R. C. (ed.), *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transects Series*, p. 265–306.
 - Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno D., Alaniz-Alvarez, S. A., y Nieto-Samaniego, A. F., 1992, Texto explicativo de la Carta Geológica de la República Mexicana 5a. ed. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Secretaría de Energía-Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales. Mapa con texto explicativo, escala 1: 2 000,000 74 p.
 - Ortega-Rivera, M.A., 1997, Geochronological constraints on the thermal and tilting history of the peninsular Ranges Batholith of alta and Baja California: tectonic implications for southwestern North America (México): Queen's University, Kingston, Ontario, Canada, Tesis doctoral, 140 p.
 - Ortega-Rivera, M.A., 2003, Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholith of Alta y Baja California: Tectonic implications for Western México in: Johnson: S. E., Peterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L., and Martin-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the southwestern U.S.A.* Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, v. 374, p. 297-335.

- Ortíz, M., 1979. Fotointerpretación geomorfológica del curso bajo del Río Grande de Santiago, Nayarit, Investigaciones Geográficas, v. 9 p. 65-92.
- Pantoja-Alor, J., y Carrillo-Bravo, J., 1966, "Bosquejo geológico de la región de Santiago-San José del Cabo, B. C. S.", Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. XVIII, n. 1-2, p. 1-14.
- Oskin, M., and Stock, J., 2003, Marine incursion synchronous with plate-boundary localization in the Gulf of California: *Geology*, v. 31, p. 23–26.
- Patterson, D., 1979. The Valle Formation-physical stratigraphy and depositional model, Southern Vizcaíno peninsula, Baja California Sur. Field guides and papers, Baja California geology, San Diego State University, p. 73-76.
- Patterson, D.L., 1984, Paleomagnetism of the Valle Formation and the Late Cretaceous paleogeography of the Vizcaíno Basin, Baja California, México. In Frizzell, V.A., Jr., ed., *Geology of the Baja California peninsula*. Los Angeles, California, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 39, p. 173-182.
- 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*, v. 374, p. 439-455.
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T.H., LaFemina, P., Sella, G.F., Fletcher, J., and Suarez-Vidal, F., 2007. New constraints on relative motion between the Pacific plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, v. 170, p. 1373-1380.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 58, p. 63-81.
- Peralta-Miranda, A. y García-Pérez, L. 2013. Geología y Geocronología de la Isla San Juanito, Archipiélago de las Islas Marías, Nayarit, México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 156 p.
- Pérez-Guzman, A.M., 1985. Radiolarian biostratigraphy of the Late Miocene in Baja and the Tres Marías Islands, México. *Micropaleontology*, v. 31(4): p. 320-334.
- Pérez-Venzor, J.A., 1993, Estudio Geológico de las Sierras Santa Martha y La Gata, Baja California Sur: informe preliminar, II Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California, Sociedad Geológica Peninsular, libro de resúmenes, sin paginación.
- Pérez-Venzor, J.A., 2013, Estudio geológico-geoquímico del borde oriental del Bloque de los Cabos, Baja California Sur, México: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 289 p.
- Pérez-Venzor, J.A., y Aranda-Gómez, J.J., 1991, Estudios geológicos en el límite entre el Bloque de Los Cabos y el Istmo de La Paz. Primera Reunión internacional Geología de la Península, organizada por la Sociedad Geológica Peninsular, libro de resúmenes, p. 61.
- Pérez-Venzor, J.A., y Aranda-Gómez, J.J., 1995, The Migmatitic complex of Sierra de La Gata, B.C.S, A preliminar report, III Reunión Internacional sobre la Geología de la Península de Baja California, libro de resúmenes p.146.
- Pérez-Venzor, J.A., Schaaf, P., 1998, Rasgos geológicos del flanco Oriental del Bloque de Los Cabos, B. C. S, México (avances). Editado por Campos-Enriquez, O y Urrutia-Fucugauchi, J. en el Primer Simposium del Posgrado de Ciencias de La Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México. Memorias, p .67.
- Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., Schaaf, P., y Böhnell, H., 1997b, Geología del Borde Oriental del Bloque de Los Cabos, Baja California Sur, México. Reunión anual de La Unión Geofísica Mexicana. *GEOS*, v. 17 p. 228.
- Philpotts, A.R., 1990. Principles of igneous and metamorphic petrology, 1ª Ed. Prentice Hall, 498 p.
- Pidgeon, R.T., Macambria, M.J.B., Lafon, J.M., 2000, Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajas province, Brazil: Evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite: *Chemical Geology*, v. 166, p. 159–171.
- Ponce, B., Clark, K., 1988, The Zacatecas mining district: a Tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization: *Economic Geology*, v. 83, p. 1668-1682.
- Ramírez-Rubio, C., 1980. Geología del área de las Islas Marías, México, D.F., Soc. Geol. Mexicana, Convención Geol. Nal., v. 5, Resúmenes, p. 23-24.
- Ramos-Velázquez, E., 1998, Características de la deformación de las rocas cristalinas Cretácicas de la región E-SE de la ciudad de La Paz, B.C.S., México, Centro de investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Tesis de maestría, 122 pp.

- Ramos-Velázquez, E., Calmus, T., Valencia, V., Iriando A., Valencia-Moreno, M. y 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*, v. 25, n. 2, p. 314-333.
- Rangin, C., 1978. Sur un complexe volcanique andésitique de Jurassique supérieur et sus rapports avec des complexes ophiolitiques sur la marge continentale de Basse Californie (Mexique): *Académie des Sciences, Comptes Rendues*, v.286, sér. D, p. 1049-1052.
- Ransome, F.L., 1904. *Geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona*: Washington, D.C., U.S. Geological Survey Technical Report 21, 167 p.
- Righter, K., Carmichael, I.S.E., Becker, T.A., and Renne, P.R., 1995, Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 612–626.
- Rogers, G.; Saunders, A.D.; Terrell, D.J.; Verma, S.P.; y Marriner, G.F., 1985, *Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico*: *Nature*, v. 315, p. 389–392.
- Roldán Quintana, J., 1971. Algunas observaciones acerca de las rocas volcánicas Cenozoicas del Estado de Sinaloa: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 13p.
- Roldán-Quintana, J., 1991, *Geology and chemical composition of ElJarialito and Aconchi batholiths in east-central Sonora*, en Pérez-Segura, E., y Jacques-Ayala, C. (eds.), *Studies of Sonoran geology*: Geological Society of America, Special Paper, v. 254, p. 19-36.
- Roldán-Quintana, J.S.F., 2002, *Caracterización Geológico-Geoquímica y evolución del arco magmático Mesozoico-Terciario entre San Carlos y Maycoba, Sur de Sonora*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis Doctoral, 185 p.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group UK, Ltd, 352 p.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1997, *Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and the triple junction area, western Mexico*: *International Geology Review*, v. 39, p. 125-140.
- Rosas-Elguera, J., Alva-Valdivia, L., Gogutchichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J. Ortega-Rivera, M., and Archibald, D., 2003. Counterclockwise rotation of the Michoacan block: Implications for the tectonics of western Mexico: *International Geology Review*, v. 45, p. 814-826.
- Rossoti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M., and Rosas-Elguera, J., 2002. *Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara región, western Mexico*: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 19, p. 1-15.
- Ryan, W.B.F., S.M. Carbotte, J.O. Coplan, S. O'Hara, A. Melkionian, R. Arko, R.A. Weissel, V. Ferrini, A., Goodwillie, F., Nitsche, J., Bonczkowski, and Zemsky, R. (2009), *Global Multi-Resolution Topography synthesis*, *Geochem. Geophys. Geosyst*, 10, Q03014, doi: 10.1029/2008GC002332, (online) <<http://geomapapp.org>>, date of reference: 27, January
- Samson S. D., and Alexander E. C., 1987. Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard, MMhb1. *Chem. Geol.*, v. 66, p. 27-34.
- Stacey, J.S. y Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, v 26 (2), p. 207-221.
- Santillán, M.; y Barrera, T. 1930. Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de Baja California, entre los paralelos 30 y 32 de latitud norte. *Anales del Instituto de Geología.*, v. 5, p. 1-37.
- Saunders, A.D.; Rogers, G.; Marriner, G.F.; Terrell, D.J.; y 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*, v. 32, p. 223–245.
- Sawlan, M.G., 1991. Magmatic evolution of the Gulf of California rift, In: Dauphin, J.P., Simoneit, B.A. eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir 47, p. 301–369.
- Sawlan, M.G., y Smith, J.G., 1984, *Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico*, in Frizzell, V.A., ed., *Geology of the Baja California Peninsula*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, v. 39, p.237–251.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994: *Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite*. - *Chemical Geology*, 118, p. 63-84.

- Schaaf, P., Böhnel, H. and Pérez-Venzor, J.A., 2000, Pre-Miocene palaeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: Geochronological and palaeomagnetic constraints; *Tectonophysics*, v. 318, p. 53-69.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G. and Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern México: geochronological evidence. *Tectonics*, v. 14, p. 1339-1350.
- Sedlock, R.L., 2003, Geology and tectonics of the Baja California Peninsula and adjacent areas, in Johnson, S. E., Peterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L., and Martin-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the southwestern U.S.A.* Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special Paper, v. 374, p. 1-42.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F. and Speed, R.C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, v. 278, 153 p.
- Sierra-Rodríguez, J.C., 1988, Cartografía geológica de la porción NE de la hoja El Rosario, Baja California Sur, México, F-12-B-23 escala 1: 50 000. Universidad Autónoma de Baja California Sur, México. Tesis de Licenciatura, 92 pp.
- Shand, S.J., 1927. *Eruptive Rocks*. Murby, London.
- Silver, L. T., Anderson, T. H., 1974. Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North America craton margin: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, No. 6, p. 955-956.
- Silver, L.T., y Chappell, B.W., 1988, The Peninsular Ranges batholith: An insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America: *Transections of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, v. 79, p. 105-121.
- Silver, L.T., Taylor, H.P., y Chappell, B., 1979. Some petrological, geochemical and geochronological observations of the Peninsular Ranges near the international border of the U.S.A. and México, in Todd V.R (eds.). *Mesozoic crystalline rocks: San Diego, California*. Department of Geological Sciences. San Diego State University, p. 83-110.
- Singh, S., Barley, M.E., Brown, S.J., Jain, A.K., Manickavasagam, R.M., 2002, SHRIMP U-Pb in zircon geochronology of the Chor granitoid: Evidence for Neoproterozoic magmatism in the Lesser Himalayan granite belt of NW India: *Precambrian Research*, v. 118, p. 285–292.
- Solé J, Salinas J.C., González-Torres E., Cendejas Cruz J. E., 2007. Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del Occidente, Centro y Sur de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, p.104-119.
- Stacey, J.S., and Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977, Subcommission of geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry: *Earth and Planet Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
- Stewart, J.H., 1998. Regional characteristics tilt domains, and extensional history of the late Cenozoic Basin and Range province, Western North America. In: J.E. Faulds, and Stewart, J.H. (Editor), *Accommodation Zones and Transfer Zones: The regional Segmentation of the Basin and Range Province*. Geological Society of America Special Paper v. 323, p. 47-74.
- Stewart, J. H., Roldán-Quintana, J., 1991, Upper Triassic Barranca Group; Nonmarine and shallow-marine rift-basin deposits of northwestern Mexico, en Pérez-Segura, E., Jacques-Ayala, C. (eds.), *Studies of Sonoran geology: Geological Society of America, Special Paper*, v. 254, p. 19-36.
- Stock, J.M., Hodges, K.V., 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics*, v. 8, p. 99–115.
- Streckeisen A. and Le Maitre, R.W., 1979. “A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks”. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, v. 136, p. 169-206.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, v. 12, 33 pp.
- Streckeisen, A.L., 1979, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS subcommission on the systematic of igneous rocks: *Geology*, v. 7, p. 331-335.
- Sun, S.S. and Mc Donough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, Saunders A.D. and Norr M.J. (Eds.). *Magmatism In oceanic basins*. Geological Society of London, Special Publication No. 42, p. 313-345.
- Sutherland, F.H., Kent, G.M., Harding, A.J., Unhohefer, P.J., Driscoll, N.W., Lizarralde, D., Fletcher, J.M., Axen, G.J., Holbrook, S., González-Fernández, A., and Lonsdale, P., 2012. Middle Miocene to early Pliocene oblique extension in southern Gulf of California: *Geosphere*, v. 8, p. 752-770.

- Swain, 1967. Ostracoda from the Gulf of California F. M.. Geological Society of America, Memoir v. 101, 139 p.
- Swanson, E. R., Keizer, R. P., Lyons Jr., J. I., Clabaugh, S. E., 1978, Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 1000-1012.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A. y Centeno-García E., 2007. Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic: GSA Bulletin, v. 119, p. 1052-1065.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford.
- Teissere, R.F., y Beck, M.E., Jr., 1973, Divergent Cretaceous paleomagnetic pole position for the Southern California batholiths. U.S.A. Earth and Planetary Science Letters, v. 18, p. 296-300.
- Todd, V.R., y Shaw, S.E., 1979, Structural and metamorphic and intrusive framework of the Peninsular Ranges Batholith in southern San Diego County, California, in Abbot, P.L., y Todd, V.R., eds., Mesozoic crystalline rocks-Peninsular Ranges batholith and pegmatites, Point Sal Ophiolite: San Diego, California, San Diego State University, Geological Society of America Annual Meeting Guidebook, p. 178–231.
- Tuta, Z., Sutter, J. H., Kesler, S. E., Ruiz, J., 1988, Geochronology of mercury, tin, and fluorite mineralization in northern Mexico: Economic Geology, v. 83, p. 1931-1942.
- Umhoefer, P.J. 2000. Where are the missing faults in translated terranes?. Tectonophysics, v. 326, p. 23–35.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R., Willsey, S., Mayer, L., and Renne, P., 2001, Stratigraphy and geochronology of the Comodú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico: Sedimentary Geology, v. 144, p. 125–147.
- Umhoefer, P.J.; Mayer, L.; Dorsey, R.J. 2002. Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California Peninsula, Mexico. Geological Society of America Bulletin, v. 114, p. 849–868.
- Valencia, V.A., Richter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M. and Grove, M. 2013. The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane.
- Valencia-Moreno, M., y Ortega-Rivera, A., 2011, Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México-Evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide), in Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 6, p. 201–226.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Palchett, P.J., Zürcher, L., Hodkinson, D.G., y Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern México: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement Geological Society of America Bulletin, v. 113 n. 11, p. 1409-1422.
- Valencia-Moreno, M., Ruíz, J., Ochoa-Landín, L., Martínez-Serrano, R., y Vargas-Navarro, P., 2003, Geochemistry of the Coastal Sonora Batholith, Northwestern México. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 40, n. 6, p. 819-831.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., y Noguez-Alcántara, B., 2005, Sinopsis de los depósitos de pórfido cuprífero de México: en Corona-Esquivel, R. y Gómez-Caballero, J.A., Eds., Acta de Sesiones, XXVI Convención Internacional de Minería, AIMMG, Libro de resúmenes, p. 123-126.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J., y Pérez-Segura, E., 2006, Características de los depósitos de pórfido cuprífero en México y su situación en el contexto mundial: en Nieto-Samaniego, A.F., y Alanís-Álvarez, S., (eds.), Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales en México: Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del Centenario, Tomo LVIII, no. 1, p. 1-26.
- Vavra, G., Schmid, R., Gebauer, D., 1999. Internal morphology, habit and U–Th–Pb microanalysis of amphibolite-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps): Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 134, p. 380–404.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003, Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico): Structures along the detachment fault and its exhumation evolution: Journal of South American Earth Sciences, v. 16, p. 193–204.
- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia, V., Ruiz, J., Meza-Figueroa, D., Talavera-Mendoza, O., 2008. U-Pb detrital zircon data of the Rio Fuerte Formation (NW México): its peri-Gondwanan provenance and exotic nature in relation to southwestern North America. Journal South American Earth Sciences, 26, 343-354.

- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia-Gómez, V., Vidal-Solano, J.R., 2011. Metamorphism and deformation in the El Fuerte region: their role in the tectonic evolution of NW México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1), 10-23.
- Vega-Granillo, R., Vidal-Solano, J. R., and Herrera-Urbina, 2012. Island arc tholeiites of Early Silurian, Late Jurassic and Late Cretaceous ages in the El Fuerte region, northwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, n. 2, p. 492-513.
- Verma, S.P., 1983. Strontium and Neodymium Isotope Geochemistry of igneous rocks from the North East Pacific and Gulf of California, *Isotope Geoscience*, v. 1, p. 339-356.
- Verma, S., López-Martínez, M., and Terrel, D., 1985. Geochemistry of Tertiary igneous rocks from Arandas-Atotonilco area, northeast Jalisco, México: *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 31-45.
- 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): Geodynamic implications: *Compte Rendue Geosciences*, v. 337(16), p. 1421-1430.
- Villanueva- Lascurain, D., 2011, *Petrogénesis de la parte gabroica del plutón de Jilotlán, Jalisco*, Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis de Licenciatura, 196 p.
- Villanueva-Lascurain, Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Weber, B., Solís-Pichardo, G., 2012. Geoquímica e isotopía del Complejo de sills gabróicos de las areniscas de la Isla María Magdalena, Nayarit, *Geos*, v.32-1 p.80.
- Ward, P. L., 1995, Subduction cycles under western North America during the Mesozoic and Cenozoic eras, en Miller, D. M., Busby, C. (eds.), *Jurassic Magmatism and Tectonics of the North American Cordillera: Geological Society of America Special Paper*, v. 299, p. 1-45.
- Weed, W.H. 1902. Notes on certain mines in the states of Chihuahua, Sinaloa. and Sonora. Mexico: *American Institute of Mining Engineers Transactions*. v. 32. p. 396-443.
- Wetherill, G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages: *Transaction-American Geophysical Union*, v. 37, p. 320-326.
- Wilde, S.A., Valley, J.W., Peck, W.H., Graham, C.M., 2001, Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago: *Nature*, v. 409, p. 175-178.
- Wilson, F., Rocha, S. V., 1949, Coal deposits of the Santa Clara district near Tónichy, Sonora, Mexico: *U.S. Geological Survey Bulletin*, v. 962A, 80 p.
- Wilson, W., 1989, *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. London, Unwin Hyman, 466 p.
- Winter, J.D., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*: Prentice Hall, NJ, EUA. 697 p.
- Wong, M.S., Gans, P., 2003. Tectonic implications of Early Miocene extensional unroofing of the Sierra Mazatan metamorphic core complex, Sonora, México: *Geology*, v. 31, p. 953-956.
- York, D., C. M. Hall, Y. Yanase, J. A. Hanes, and W. J. Kenyon, 1981. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of terrestrial minerals with a continuous laser, *Geophys. Res. Lett.*, v. 8, p. 1136-1138.
- Young, D.N., Fanning, C.M., Shaw, R.D., Edgoose, C.J., Blake, D.H., Page, R.W., Camacho, A., 1995, U-Pb zircon dating of tectonomagmatic events in the northern Arunta Inlier, central Australia: *Precambrian Research*, v. 71, p. 45-68.
- Zen, E., 1985. An oxygen buffer some peraluminous granites and metamorphic rocks: *American Mineralogist*, v. 70 (1-2), p. 65-73.
- Zhai, M., Ni, Z., OH, C., Guo, J., Choi, S., 2005, SHRIMP zircon age of a Proterozoic rapavaki granite batholite in the Gyeonggi massif (South Korea) and its geological implications: *Geological Magazine*, v. 142, p. 23-30.
- Zimmermann, J.-L., Stussi, J. M., Gonzalez-Partida, E., and Arnold, M., 1988, K-Ar evidence for age and compositional zoning in the Puerto Vallarta-Rio Santiago batholith (Jalisco, Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, p. 267-274.

Lista de Figuras

1. Mapa simplificado (Global Multi-Resolution Topography, modificado de Ryan *et al.*, 2009), donde se muestran los principales aspectos tectónicos en la costa noroeste del Pacífico Mexicano. a) Ubicación del área de estudio en el contexto regional; b) Archipiélago de las Islas Marías. Las líneas punteadas representan los principales lineamientos, en tanto que los círculos rojos señalan localidades. (DSDP=Deep Sea Drilling Project Site 473).
2. Provincias Geológicas del oeste mexicano (Modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).
3. Afloramientos de rocas metamórficas en la Isla María Madre: a) ortogneises de la costa oeste, b) contacto entre ortogneises migmatíticos y ortogneises bandeados, y c) rocas metasedimentarias en contacto con una tonalita de la costa oeste.
4. a) y b) Ortogneis migmatítico con cúmulos de granate, b) bandeamiento composicional en ortogneis migmatítico y c) variación textural en ortogneises migmatíticos de la Isla María Madre.
5. a) Ortogneis bandeado, b) pliegues ptygmáticos en ortogneis bandeado y c) bandas con segregación de minerales en ortogneis bandeado.
6. a) y b) Paragneis parcialmente asimilado por un cuerpo plutónico en la barranca de Papelillo, c) aspecto masivo de la unidad en contacto con el intrusivo.
7. a) Rocas calcisilicatadas bandeadas, b) pliegue recumbente en calcisilicatos bandeados, c) rocas metasedimentarias bandeadas, d) y e) alternancia de bandas monominerales con calcisilicatos, f) láminas de esquistos en rocas metasedimentarias, y f) bloques de rocas calcisilicatadas inmersos en plutones de la costa oeste.
8. Extensión de las rocas plutónicas intermedias en la costa noroeste de la Isla María Madre, b) tonalitas afectadas por sistemas de fallas normales, c) enclaves de composición máfica inmersos en un cuerpo tonalítico, y d) zona de contacto entre rocas plutónicas y volcánicas mediante una falla normal.
9. a) Rocas tonalíticas de aspecto masivo afectadas por sistemas de fallas normales, b) textura fanerítica de una tonalita donde se observan fenocristales de titanita euhedral en escala de afloramiento, y c) contacto por falla normal entre tonalitas y rocas volcánicas en la barranca de Papelillo.
10. a) Cuerpos graníticos en la costa sur de la Isla María Madre, b) y c) fallas normales afectando a granitos de la costa sur, d) contacto entre flujo de lava riolítico y granito en el noroeste de la isla, y e) granodiorita en contacto con tonalita.
11. a) Dique tabular en tonalita de la costa oeste de la isla, b) y c) diques aplíticos de gran espesor afectado por fallas normales.
12. a) Dique diabásico afectando a tonalitas en el sector noroeste de la isla. En la parte superior del afloramiento se observa en contacto con una unidad de rocas volcánicas mediante una falla normal, b) enclaves máficos en rocas tonalíticas, c) dique máfico con alteración hidrotermal en la costa sur, y d) dique diabásico en el extremo sur del área de estudio.
13. a) Ignimbritas distribuidas en la localidad El Mirador, b) y c) unidad de ignimbritas expuestas en el sector noroeste de la Isla María Madre, y d) brecha volcánica en contacto con tonalitas mediante una falla normal en la barranca Papelillo.
14. a) Flujos de lava masivos en las inmediaciones de El Mirador, b) flujo de escombros asociado a los flujos de lava, c) flujos de lava en la localidad Arroyo Hondo y d) rocas volcánicas efusivas y silicificadas en el noreste de la isla.
15. Rocas volcánicas efusivas: a) flujo de lava expuesto en la costa noroeste, b) vetas hidrotermales emplazadas en los planos de debilidad del flujo 0921, c) rocas volcánicas de la barranca de Papelillo, d) y e) unidades volcánicas fracturadas y falladas en el sur de la isla, y f) extensión local de flujos de lava fallados y fracturados hacia Punta Halcones, sur de la isla.
16. Arenisca Isla Magdalena: a) planos de estratificación de la secuencia, b) falla normal afectando a la secuencia, c) flujos de composición máfica intercalados en la secuencia, y d) secuencia Ojo de Buey sobreyaciendo a la arenisca Isla Magdalena.
17. Secuencia Ojo de Buey: a) pliegue “Ojo de Buey”, b) discordancia angular donde se observa el contacto entre las secuencias Ojo de Buey inferior y superior.
18. Afloramientos de la secuencia Ojo de Buey inferior en el noroeste de la Isla María Madre: a) basculamiento de la unidad, b) areniscas y lutitas intercaladas con horizontes calcáreos en la secuencia, c) y d) sistemas de fallas

normales conjugados, e) fallas inversas, y f) *slump fold* observado en las inmediaciones de Arroyo Hondo al norte del área de estudio.

19. Afloramientos de la secuencia Ojo de Buey Superior en el noroeste de la Isla María Madre: a) en la localidad Punta el Morro, extremo norte de la isla, b) en la localidad Playa Caleras, equivalente a la sección Playa Caleras (Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1988); c) estratificación cruzada observada en escala de afloramiento, d) *slump folds* interestratificados, y e) fragmentos de bivalvos presentes en la secuencia.
20. Secuencia Ojo de Buey superior en el sector este de la Isla María Madre: a) y b) areniscas de grano fino a medio expuestas sobre el camino que comunica Rehilete con Bugambilias, c) sobre el camino que comunica Balleto con El Monumento, d) afloramiento de la secuencia descrita en las inmediaciones de Laguna del Toro con alto contenido de fósiles; e) y f) conglomerado polimíctico expuesto en Playa Delfines, sur de la isla.
21. Mapa simplificado de los rasgos estructurales en la Isla María Madre. Las proyecciones estereográficas se muestran por unidad y por sector. La simbología de las unidades litológicas es la misma que la del mapa geológico anexo.
22. Proyección equiareal inferior de polos de estructuras en rocas metamórficas: a) foliación y lineación en ortogneises, b) estratificación, foliación y eje del plano axial en pliegues de rocas metasedimentarias de la Isla María Madre.
23. Proyección equiareal inferior de polos de estructuras en rocas plutónicas: a) fallas normales y falla lateral derecha, b) fracturas.
24. Proyección equiareal inferior de orientación de polos en estructuras de: a) planos de falla que afectan a las rocas plutónicas en donde se emplazaron diques aplíticos, b) planos de falla y fracturas que cortan a los diques máficos de la costa sur.
25. Proyección equiareal inferior de polos de estructuras en rocas volcánicas: a) fracturas en ignimbritas, b) fallas normales e inversas en rocas volcánicas efusivas, y c) fracturamiento de rocas volcánicas efusivas, que incluye planos de fracturas por enfriamiento.
26. Proyección equiareal inferior de polos de estructuras en rocas sedimentarias: a) estratificación y falla normal en la arenisca Isla Magdalena, b) estratificación en la secuencia Ojo de Buey inferior, c) planos de falla en la secuencia Ojo de Buey Inferior, y d) estratificación en la secuencia Ojo de Buey superior.
27. Fotomicrografía de ortogneises migmatíticos: a) y b) Textura granoblástica con variación a grano-lepidoblástica en bandas leucocráticas, c) textura interlobulada y contactos por presión en cristales de cuarzo anhedral, d) microclina deformada en contacto con cuarzo, e) cuarzo con extinción ondulante en contacto con plagioclasa alterada a sericita, f) microclina en contacto con mirmequita en las bandas mesocráticas, g) cúmulo de granate asociado a biotita, h) titanita y zircón diseminados en ortogneis y i) zircón euhedral en biotita subhedral.
28. Fotomicrografía de ortogneises bandeados: a) Textura granoblástica y grano-lepidoblástica en bandas leucocráticas y melanocráticas, respectivamente, b) mosaico granoblástico en bandas leucocráticas con fases minerales principales, c) microclina deformada en contacto con cuarzo, plagioclasa y desarrollo de muscovita, d) intercrecimiento de muscovita con cuarzo y plagioclasa, e) zircón accesorio con forma euhedral, f) y g) mosaico grano-lepidoblástico del bandeamiento melanocrático, h) plagioclasa deformada y orientada paralelamente a la foliación, i) hornblenda accesorio orientada y asociada a biotita, j) biotita parcialmente reemplazada por clorita, k) titanita subhedral diseminada y zircón asociado a biotita, l) zircón euhedral asociado a plagioclasa.
29. Paragneis en contacto con el plutón tonalítico de la barranca de Papelillo: a) y b) textura grano-lepidoblástica conformada principalmente por cuarzo y biotita deformados y orientados, c) plagioclasa euhedral deformada y orientada paralelamente a la foliación, d) intercrecimiento de biotita y granate, e) y f) contacto del paragneis con el plutón tonalítico donde se observa intercrecimiento de biotita en plagioclasa y cuarzo.
30. Rocas calcisilicatadas expuestas en la Isla María Madre: a) textura granoblástica con variación a grano-nematoblástica en rocas calcisilicatadas bandeadas y plegadas, b) cristal de diópsido en reacción con dolomita y pseudo-orientado al bandeamiento, c) cristales de dolomita en reacción con piroxeno y wollastonita, d) textura grano-nematoblástica de rocas calcisilicatadas bandeadas en la barranca de Papelillo, e) y f) textura grano-nematoblástica en alternancia con bandas monominerales en bloques de rocas calcisilicatadas inmersos en plutones de la costa oeste, g) rocas calcisilicatadas bandeadas con textura grano-nematoblástica donde se observa wollastonita y diópsido, h) e i) bandas de granate en contacto con bandas de wollastonita donde se observa plagioclasa y piroxeno, j) banda de wollastonita con cristales de granate y dolomita, k) y l) mármoles impuros con piroxeno y wollastonita en bloques de la costa oeste.

31. Fotomicrografía de esquistos de biotita: a) textura grano-lepidoblástica, b) cristales de plagioclasa pseudo-orientados paralelamente a la foliación, c) biotita intercrecida con cuarzo orientada, d) hornblenda euhedral intercrecida con biotita, e) titanita anhedral y piroxeno, y f) titanita subhedral asociada a biotita parcialmente cloritizada.
32. Clasificación modal de rocas plutónicas, diques y enclaves máficos: a) Diagrama de Streckeisen (1976) para la clasificación modal de rocas plutónicas en función del contenido de cuarzo (Q), plagioclasa (P) y feldespato alcalino (A); b) diagrama ternario para la clasificación modal de rocas gabróicas propuesto por Le Maitre *et al.* (1989) en función del contenido de plagioclasa (Plg), piroxeno (Px) y hornblenda (Hbl); c) representación de la zona sombreada para la clasificación de rocas gabróicas en función del contenido de ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx) y plagioclasa (Plg) Le Maitre (2002).
33. Fotomicrografías de tonalitas: a) y b) Textura holocristalina inequigranular, c) feldespato potásico con textura gráfica, d) fenocristal de plagioclasas zoneada, e) plagioclasa con maclas de albita e intercrecimiento de hornblenda, f) epidota de origen secundario con hábito radial, g) y h) hornblenda y biotita subhedrales, i) glomerocristales de hornblenda, j) titanita subhedral asociada a biotita parcialmente cloritizada, k) titanita subhedral asociada a biotita y hornblenda, y l) inclusiones de zircón y apatito en biotita y plagioclasa, respectivamente.
34. Fotomicrografía de cuarzo-monzodioritas: a) textura holocristalina inequigranular, b) glomerocristales de biotita, c) microclina con textura de enrejado y plagioclasa con textura mirmequítica, d) y e) biotita asociada a hornblenda parcialmente reemplazadas por clorita y epidota, f) hornblenda asociada a óxidos, g) titanita subhedral diseminada en plagioclasa subhedral, h) titanita asociada a óxidos y biotita cloritizada, e i) inclusiones de zircón y apatito en biotita.
35. Fotomicrografía de granodioritas en sección delgada: a) textura granofírica, b) feldespato potásico con textura micrográfica parcialmente alterado a sericita y en contacto con cuarzo, c) textura simplectítica donde se observan cristales de cuarzo y feldespato potásico, d) plagioclasa euhedral parcialmente alterada a sericita, e) feldespato potásico con textura micrográfica en contacto con cuarzo y carbonato secundario, f) y g) hornblenda euhedral con algunos cristales parcialmente reemplazados por óxidos, h) hornblenda parcialmente reemplazada por óxidos y clorita, i) biotita subhedral parcialmente cloritizada, j) epidota secundaria, k) y l) titanita subhedral diseminada en la roca y asociada a hornblenda.
36. Fotomicrografía de granitos en lámina delgada: a) textura holocristalina inequigranular conformada por cuarzo, plagioclasa, microclina y biotita, b) cuarzo con extinción recta intercrecido con plagioclasa subhedral parcialmente alterada a sericita, c) cuarzo anhedral intercrecido con microclina, d) plagioclasa subhedral con maclas de albita, e) cristales de plagioclasa subhedral parcialmente alterados a sericita, f) y g) plagioclasa con desarrollo de mirmequitas en sus bordes, h) microclina con textura de enrejado, i) feldespato potásico con textura perfitica y microperfitica, j) biotita intercrecida con cuarzo y microclina, k) titanita subhedral asociada a biotita y óxidos, y l) inclusiones de zircón y apatito en biotita y plagioclasa, respectivamente.
37. Fotomicrografía de diques félsicos en sección delgada: a) y b) textura pegmatítica holocristalina donde se observan cristales euhedrales de turmalina de gran tamaño, c) cristales de plagioclasa, cuarzo y microclina asociados a óxidos y turmalina, d) microclina con textura de enrejado, e) textura inequigranular holocristalina de dique aplítico, f) plagioclasa con alteración parcial a sericita y textura mirmequítica en contacto con microclina, g) cuarzo con extinción ondulante y feldespato potásico con textura micrográfica, h) biotita accesoria en contacto con cuarzo anhedral, e i) muscovita asociada a biotita alterada a clorita y óxidos.
38. Fotomicrografía de enclaves e inclusiones máficas de rocas tonalíticas: a) textura inequigranular holocristalina donde se observan las fases formadoras, b) variación textural en enclave donde se observan cristales de cuarzo, hornblenda y plagioclasa, c) plagioclasa euhedral con zoneamiento y alteración parcial a sericita, d) plagioclasa euhedral asociada a anfíbol parcialmente cloritizado, e) hornblenda euhedral y biotita en enclave, f) y g) biotita y hornblenda parcialmente cloritizadas y asociadas a óxidos, h) titanita subhedral asociada a biotita y hornblenda, e i) inclusiones de zircón y apatito en plagioclasa.
39. Fotomicrografía de diques diabásicos en la Isla María Madre: a) textura pilotaxítica seriada con variación a textura porfídica, b) cristales de plagioclasa y piroxeno pseudo-orientados a la dirección de flujo, c) plagioclasa con evidencias de disolución y pseudo-orientación, d) piroxeno parcialmente reemplazado por clorita, e) y f) plagioclasa euhedral con evidencias de disolución y parcialmente alterada a sericita, g) glomerocristal de hornblenda, plagioclasa y óxidos, h) e i) clorita y cuarzo secundario rellenando cavidades, j) cuarzo secundario en cavidad rodeado de matriz hipocristalina, k) y l) óxidos y epidota de origen secundario reemplazando a minerales máficos y plagioclasa, respectivamente.

40. Fotomicrografía de dique máfico alterado en sección delgada: a) y b) textura porfídica conformada por una matriz vítrea donde se observan epidota y cuarzo de origen secundario, c) hornblenda reemplazada por clorita diseminada, d) cuarzo secundario asociado a minerales opacos y epidota, e) clorita y epidota secundarias, y f) veta de carbonato secundario con presencia de óxidos.
41. Diagrama de Streckeisen (1976) para la clasificación modal de rocas volcánicas propuesto por Le Maitre *et al.* (2002).
42. Fotomicrografía de unidades ignimbríticas en sección delgada: a) y b) textura eutaxítica donde se observan estructuras de tipo “*fiamme*”, c) cristal de cuarzo anhedral con algunos bordes corroídos inmerso en la matriz, d) y e) plagioclasa subhedral con maclas de albita y pseudo-orientada a la dirección de flujo, f) y g) cristales de sanidino euhedrales parcialmente alterados a sericita, h) sanidino subhedral con bordes de reacción y disolución, i) sanidino alterado a epidota asociada a óxidos, j) cuarzo y epidota relleno de una estructura de tipo “*fiamme*”, k) clorita y óxido reemplazando cristal máfico, y l) lítico de roca volcánica, cuarzo y plagioclasa rodeados por matriz con clorita y epidota diseminadas.
43. Fotomicrografía de brecha volcánica en sección delgada: a) textura porfídica hialocristalina, b) y c) microfenocristales de cuarzo rodeados por matriz de vidrio y microlitos donde se observan algunos bordes de disolución, d) y e) cristales de plagioclasa euhedral con alteración a sericita, f) y g) cristales de sanidino parcialmente alterados a sericita y con evidencias de disolución, h) feldespato y hornblenda alterada a clorita, e i) epidota secundaria y óxidos diseminados en la matriz de la roca.
44. Fotomicrografía de rocas volcánicas efusivas con textura porfídica y variaciones a textura traquítica: a) textura porfídica con cristales de plagioclasa y sanidino pseudo-orientados, b) lítico volcánico con textura traquítica inmerso en la matriz porfídica, c) cuarzo anhedral con bordes de reacción, d) y f) sanidino euhedral con evidencias de disolución, e) plagioclasa euhedral con evidencias de disolución, g) plagioclasa intercrecida con cuarzo secundario, h) e i) epidota secundaria asociada a óxidos como producto de alteración.
45. Fotomicrografía de flujos de lava masivos en sección delgada: a) y b) textura traquítica donde se observan cristales de sanidino orientados en la dirección de flujo, c) fenocristal de sanidino euhedral orientado con evidencias de disolución y parcialmente alterado a sericita, d) sanidino maclado con alteración a epidota y evidencias de disolución, e) cristal de plagioclasa con evidencias de disolución y alteración menor a sericita, f) mineral ferromagnesiano totalmente reemplazado por epidota y óxidos de hierro, g) epidota secundaria asociada a óxidos, h) relicto de textura traquítica en flujo de lava con reemplazamiento en sanidino por sericita, i) y j) sanidino reemplazados por sericita y orientados en la dirección de flujo, k) y l) epidota asociada a óxidos reemplazando minerales máficos.
46. Fotomicrografía de flujos de lava en la barranca de Papelillo y costa noroeste de la isla: a) y b) textura porfídica microgranular donde se observan cristales primarios con evidencias de disolución y bordes de reacción, c) evidencias de recristalización con bordes de disolución en cuarzo euhedral, d) cuarzo de origen secundario relleno de cavidades de matriz microcristalina, e) fenocristal de cuarzo euhedral con bordes de reacción, f) y g) plagioclasa euhedral con bordes corroídos, h) plagioclasa con textura de tamiz y bordes de disolución, i) y j) fenocristales de sanidino con bordes de reacción y evidencias de disolución, k) hornblenda cloritizada con intercrecimientos de cuarzo recristalizado, l) cúmulos de cristales de epidota secundaria asociada a óxidos.
47. Fotomicrografía de flujos de lava expuestos en la costa sur de la Isla María Madre: a) textura porfídica y cristales de cuarzo inmersos en la matriz, b) fenocristal de cuarzo con bordes de disolución, c) cuarzo secundario con hábito acicular, d) fenocristal de plagioclasa euhedral con bordes de disolución y alteración parcial a sericita, e) plagioclasa subhedral asociada a epidota secundaria y óxidos, f) fenocristal euhedral de sanidino con evidencias de disolución, g) epidota secundaria intercrecida en sanidino, h) clorita y óxidos reemplazando minerales máficos, i) lítico volcánico subredondeado con textura traquítica inmerso en la matriz.
48. Fotomicrografía de depósitos coluviales asociados a las unidades volcánicas: a) textura con aspecto porfídico con matriz compuesta por minerales arcillosos, b) microfenocristales de cuarzo y sanidino retrabajados con bordes subredondeados, c) y d) cristales de sanidino, plagioclasa, cuarzo y clorita inmersos en la matriz de aspecto fluidal, e) lítico volcánico redondeado con textura traquítica, f) epidota secundaria diseminada en la matriz y lítico volcánico alterado.
49. Fotomicrografía de la Arenisca Isla Magdalena en sección delgada: a) textura clásica donde se observan componentes de origen volcánico inmersos en una matriz arcillosa, b) contactos puntuales entre los sedimentos vulcanogénicos alterados, c) y d) bioclastos de foraminíferos en la matriz y asociados a óxidos.

50. Fotomicrografía de sedimentos pertenecientes a la Secuencia Ojo de Buey inferior: a) sedimentos de textura clásica con matriz calcárea soportando minerales de origen detrítico y cristales de calcita que se observan como granos flotantes con algunos contactos puntuales entre sí, b) clastos de cuarzo inmaduros con forma angulosa, c) cristal de feldespato potásico retrabajado con textura micrográfica y líticos de rocas plutónicas angulosos, d) plagioclasa y lítico de roca plutónica, retrabajados soportados por la matriz calcárea, e) biotita cloritizada y cuarzo retrabajado, f) bioclasto de foraminífero retrabajado, lítico de roca plutónica y calcita subhedral.
51. Fotomicrografía de sedimentos pertenecientes a la Secuencia Ojo de Buey superior, muestra 0948: a) matriz micrítica y cristales de yeso y calcita, b) cuarzo de origen detrítico poco retrabajado, c) cristal de plagioclasa con textura de tamiz rodeada de calcita, d), e) y f) bioclastos de foraminíferos y algas sostenidos por matriz micrítica.
52. Fotomicrografía de sedimentos pertenecientes a la Secuencia Ojo de Buey superior en el este y sur de la Isla María Madre: a) y b) arenisca con matriz arcillosa y micrita soportando granos flotantes de origen químico y detrítico, c) lítico retrabajado de roca plutónica soportado por la matriz, con la presencia de algunos poros, d) clastos de rocas volcánicas y plutónicas alterados, e), f) y g) bioclastos de foraminíferos y componentes detríticos como granos flotantes, h) contacto entre arenisca y horizontes de ceniza intercalados, i) conglomerado polimíctico soportado por matriz compuesta por lodo calcáreo y arcillas que rodean a líticos subangulosos de rocas plutónicas, i) líticos retrabajados de la secuencia Ojo de Buey inferior, rocas volcánicas y plutónicas en conglomerado, j) bioclastos y fragmentos retrabajados de rocas volcánicas y plutónicas. LP: lítico de roca plutónica, LV: Lítico de roca volcánica.
53. Procedimientos realizados para la separación de minerales empleados para fechamientos y análisis geoquímicos.
54. Espectrómetros de masas empleados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, Instituto de Geofísica, UNAM: a) *FINNIGAN MAT 262* y b) *TRITON *PLUS*.
55. Representación esquemática de la preparación de muestras para análisis mediante LA-MC-ICP-MS.
56. Instrumentación del *Nu Plasma II HR MC-ICP-MS* empleado en el Arizona Laser Chron Center para la fechamientos mediante U-Pb.
57. Instrumentación para datación isotópica mediante el sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ optimizado en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Alaska, Fairbanks: a) dispositivo de celdas y láser iónico para calentamiento por pasos, b) espectrómetro de masas VG-3600.
58. Diagrama TAS adaptado por Wilson (1989) para clasificar rocas plutónicas, donde se muestra la variación composicional de los ortogneises analizados, b) Diagrama de saturación en alúmina de granitoides (Maniar y Piccoli, 1989) y c) Diagrama de A/CNK de Chappell & White (1974) para la tipología de granitoides.
59. a) Diagrama TAS propuesto por Cox *et al.* (1979) para rocas plutónicas, b) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) para la clasificación de la serie subalcalina, c) Diagrama de discriminación SiO_2 vs. K_2O considerando los límites de K_2O dados por Peccerillo y Taylor (1976).
60. a) Diagrama de saturación en alúmina de granitoides (Maniar y Piccoli, 1989) y b) Diagrama de A/CNK de Chappell & White (1974) para determinación de tipología de granitoides. La simbología empleada es la misma que la de la Figura 59.
61. Diagramas Harker (1909) de elementos mayores en rocas plutónicas, diques y enclaves máficos, donde se muestra la variación en la concentración de elementos mayores en función del contenido de sílice. La simbología empleada es la misma que la de la Figura 59.
62. a) Diagrama TAS (*Total Alkalies Vs. Silica*, por sus siglas en inglés) propuesto por Irvine y Baragar (1971) para la clasificación de rocas volcánicas, b) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) para separar la serie toleítica de la calcialcalina, c) Diagrama de discriminación SiO_2 vs K_2O de las muestras de rocas volcánicas analizadas considerando los límites de K_2O dados por Peccerillo y Taylor (1976).
63. Diagramas Harker (1909) de elementos mayores en rocas volcánicas en la Isla María Madre donde se muestra la variación en la concentración de elementos mayores en función del contenido de sílice. La simbología empleada es la misma que la de la Figura 62.
64. a) y b) Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos propuestos por Pearce (1984). La simbología empleada es la misma que la de la Figura 58.
65. Diagramas de REE normalizados con respecto a condrita (Nakamura, 1993): a) ortogneises de la costa oeste, b) rocas metasedimentarias del “*roof pendant*”. Las elipses punteadas indican las principales anomalías observadas.

66. Diagramas Harker (1909) de elementos traza en rocas plutónicas, diques y enclaves máficos de la Isla María Madre donde se muestra la variación, relación lineal y tendencias en función del contenido de sílice. La simbología empleada es la misma que la de la Figura 59. La línea roja representa la correlación calculada, mientras que la línea azul indica patrones individuales dentro del mismo grupo de rocas plutónicas.
67. a) y b) Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos propuestos por Pearce *et al.* (1984), para rocas plutónicas, diques y enclaves máficos. La simbología empleada es la misma que la de la Figura 59.
68. Diagramas Harker (1909) de elementos traza en volcánicas de la Isla María Madre donde se muestra la variación, relación lineal y tendencias en función del contenido de sílice. La simbología empleada es la misma que la de la Figura 62.
69. Diagrama tipo araña normalizado por NMORB para muestras de rocas volcánicas (Sun y McDonough, 1989) donde se observa el comportamiento de las muestras analizadas. Las elipses punteadas indican las principales anomalías observadas.
70. Diagramas de Tierras Raras Normalizados con respecto a la Condrita (Nakamura, 1993): a) rocas plutónicas, diques y enclaves máficos, b) rocas volcánicas. Las elipses punteadas indican las principales anomalías observadas.
71. Correlación de Valores para ϵ_{Nd} vs. $^{86}Sr/^{87}Sr_{inicial}$ comparados con campos composicionales de muestras analizadas en el Bloque Los Cabos (Schaaf *et al.*, 2000; Pérez-Venzor, 2013) y el Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf *et al.*, 1995).
72. a) y b) Imágenes de catodoluminiscencia de zircones analizados del ortogneis migmatítico 0915, c) diagrama de concordia de la muestra 0915, d) y e) gráficas de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$ y de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$ y, respectivamente. Los círculos rojos indican las edades concordantes.
73. Imágenes de catodoluminiscencia de zircones analizados del ortogneis bandeado 0916, c) diagrama de concordia de la muestra 0916, d) y e) gráficas de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$ y de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$ y, respectivamente. Los círculos rojos indican las edades concordantes.
74. a) Imágenes de catodoluminiscencia de zircones del paragneis de biotita y granate, b) diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones en la muestra 0909, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$.
75. a) Imágenes de catodoluminiscencia de zircones la muestra 0908, b) diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones en la muestra 0908, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$.
76. a) Imágenes de catodoluminiscencia de zircones de la muestra 0910, b) diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$.
77. a) Imágenes de catodoluminiscencia de zircones de la muestra 0911, b) Diagrama de concordia de la cuarzo-monzodiorita 0911, c) Diagrama *TuffZic Age* de 22 cristales concordantes, d) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$, e) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$. Los círculos rojos indican las edades concordantes.
78. a) Diagrama de concordia de la granodiorita 0902, b) Diagrama *TuffZic Age* de 25 cristales concordantes, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$. Los círculos rojos indican edades concordantes.
79. a) Imágenes de catodoluminiscencia de zircones de la muestra 0932, b) Diagrama de concordia del granito 0932, c) Diagrama *TuffZic Age* de 23 cristales concordantes, d) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$, e) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$. Los círculos rojos indican edades concordantes.
80. a) Diagrama de concordia de la cuarzo-traquita 0921, b) Diagrama *TuffZic Age* de 29 cristales concordantes, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$. Los círculos rojos indican edades concordantes.
81. a) Diagrama de concordia de la riolita 0945a, b) Diagrama *TuffZic Age* de 12 cristales concordantes, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$. Los círculos rojos indican edades concordantes.
82. a) Diagrama Tera-Wasserburg de edades $^{206}Pb/^{238}U$ aparentes en zircones de la arenisca Isla Magdalena (muestra 1003), b) Diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones detríticos, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}Pb/^{238}U$.

83. a) Diagrama Tera-Wasserburg de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aparentes en zircones de la secuencia Ojo de Buey inferior (muestra 0917b), b) Diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones detríticos, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.
84. a) Diagrama Tera-Wasserburg de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aparentes en zircones de la secuencia Ojo de Buey superior (muestra 0948), b) Diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones detríticos, c) gráfica de relaciones Th/U Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, d) gráfica de contenido en U (ppm) Vs. edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.
85. Espectros de las edades de meseta obtenidas durante el análisis por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mediante el método de calentamiento por pasos de: a) muestra 0904 (ignimbrita de composición riolítica expuesta en la localidad El Mirador, b) muestra 0905: flujo de lava traquítico en contacto con la unidad ignimbrítica 0904, c) muestra 1010: flujo de lava traquítico al sur de El Mirador, y d) Lavas cuarzo-traquíticas afectada por fallas y fracturas en la costa noroeste de la Isla María Madre (muestra 0921).
86. Isócronas de Rb-Sr obtenidas de cristales de biotita de rocas metamórficas de la Isla María Madre: a) ortogneis migmatítico 0939, b) ortogneis bandeado 0940a, c) paragneis de biotita y granate, y d) esquisto de biotita 1006.
87. Isócronas de Rb-Sr en roca total: a) ortogneises, 4 puntos; b) rocas plutónicas, 5 puntos; y c) rocas volcánicas, 5 puntos.
88. Columnas estratigráficas de la Isla María Madre construidas con base en las observaciones de campo en el extremo sur y sector central. Las edades de la secuencia Ojo de Buey fueron determinadas por McCloy *et al.* (1988) con base en la presencia de fósiles.
89. Representación esquemática de los diferentes tipos de procesos de hibridación resultantes de la inyección de magma máfico en un magma félsica en diferentes etapas de cristalización de magmas félsicos (Modificado de Barbarin, 2005).
90. Reconstrucción de la traza de la paleo-trinchera de Guadalupe realizada por Álvarez (2013), donde se muestra la trinchera de Guadalupe abandonada (Ab) y el término de la Trinchera Mesoamericana (MAT) como se representa tradicionalmente. Las líneas M1-M4 y TM1-TM3 representan perfiles topográficos mostrados en el estudio de Álvarez (2013). RR: Dorsal de Rivera, RTF: Falla Transformante de Rivera, CSL: Cabo San Lucas, LAP: La Paz, MZT: Mazatlán, PVR: Puerto Vallarta, CC: Cabo Corrientes. Topografía de la multi-resolución Topografía Global (www.marine-geo.com) (Álvarez, 2013).
91. Evolución del área de estudio en el contexto geológico regional: a) Jurásico Medio-Tardío y b) Cretácico Temprano.
92. Evolución del área de estudio en el contexto geológico regional: a) Cretácico Superior antes de 85 Ma y, b) Cretácico Superior (Santoniano-Maastrichtiano).
93. Evolución del área de estudio en el contexto geológico regional: a) Cretácico Tardío-Paleoceno y b) Eoceno.
94. Ubicación del área de estudio durante Paleoceno y hasta el Eoceno. Las líneas punteadas representan la distribución de rocas plutónicas con base en edades extrapoladas. (Modificado de Ortega-Rivera, 2003).
95. Evolución del área de estudio en el contexto geológico regional en el período comprendido durante a) Oligoceno y b) Oligoceno tardío-Mioceno temprano.
96. Ubicación del área de estudio y posición relativa de la Península de Baja California durante el Oligoceno y Mioceno medio (Modificado de Ferrari *et al.*, 2013). La línea punteada en el recuadro azul representa las secciones de la Figura 95 (no a escala).
97. Evolución del área de estudio en el contexto geológico regional: a) Mioceno medio y b) Mioceno tardío.
98. Evolución del área de estudio en el contexto geológico regional: a) Plioceno, b) Pleistoceno-Reciente.
99. Ubicación del área de estudio y posición relativa de la Península de Baja California durante a) Mioceno medio, b) Mioceno tardío, c) Plioceno, y d) Pleistoceno-Reciente (Modificado de Sutherland *et al.*, 2012). Las líneas punteadas representan las secciones reconstruidas en las figuras 97 y 98 (no a escala). NAM: Placa Norteamericana, PAC: Placa del Pacífico, RIV: Placa de Rivera.

Lista de Tablas mostradas en el texto

Tabla I. Metodología empleada para separación de minerales

Tabla II. Índice de saturación en alúmina de Ortogneises (valores normalizados)

Tabla III. Índice de saturación en alúmina en rocas plutónicas, diques y enclaves máficos

Tabla IV. Valores normalizados de REE en ortogneises

Tabla V. Valores normalizados de REE en rocas metasedimentarias

Tabla VI. Valores normalizados de REE en rocas plutónicas, diques y enclaves máficos

Tabla VII. Valores normalizados de REE en rocas volcánicas

Tabla VIII. Recalculo de valores isotópicos iniciales de Sr y Nd

Tabla IX. Análisis detallado mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en cristales de sanidino de rocas volcánicas

ANEXO

Tablas:

1. Ubicación de las muestras analizadas en este estudio
2. Datos estructurales empleados para la construcción de diagramas equiareales.
3. Composición modal de rocas ígneas y metamórficas de la Isla María Madre
4. Concentraciones de elementos mayores y traza en roca total (los elementos mayores se encuentran en % y lo elementos traza se determinaron en ppm).
5. Relaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd, medidas e iniciales, concentraciones elementales por dilución isotópica y edades modelo de Nd (T_{DM}).
6. Resultados del análisis geocronológico mediante el sistema U-Pb
7. Resultados crudos del análisis mediante ^{40}Ar - ^{39}Ar
8. Resultados del análisis isotópico y concentraciones elementales mediante dilución isotópica en cristales de biotita.

Mapa Geológico de la Isla María Madre

Tabla 1. Ubicación de las muestras analizadas en este estudio.

Tabla 1. Ubicación de las muestras analizadas en este estudio						
Muestra	Coordenadas UTM	Litología	Petrografía	Geoquímica (Elementos mayores y traza)	Isótopos de Sr y Nd	Geocronología
0915	13Q 331273 2389851	Ortogneis migmatítico	X	X	X	U-Pb, zircones
0938	13Q 331855 2390109	Ortogneis migmatítico	X			
0939	13Q 331472 2390163	Ortogneis migmatítico	X	X	X	Rb-Sr, biotita
0942	14Q 331472 2390163	Ortogneis migmatítico	X	X	X	
0916	13Q 331273 2389851	Ortogneis bandeado	X	X	X	U-Pb, zircones
0934	13Q 333644 2388674	Ortogneis bandeado	X			
0936	13Q 331598 2390168	Ortogneis bandeado	X	X	X	
0940A	14Q 331472 2390163	Ortogneis bandeado	X	X	X	Rb-Sr, biotita
0954b	13Q 331571 2390913	Ortogneis bandeado	X			
0908	13Q 334073 2389810	Calco-silicatos	X	X	X	U-Pb, zircones
0909	13Q 334129 2389894	Paragneis	X	X	X	U-Pb, zircones Rb-Sr, biotita
0910	13Q 334060 2389661	Calco-silicatos	X	X	X	U-Pb, zircones
0912	13Q 333929 2389434	Paragneis	X	X	X	
0927	13Q 331571 2390913	Calco-silicatos	X	X	X	
0935	13Q 331562 2390234	Calco-silicatos	X			
0954a	13Q 331571 2390913	Calco-silicatos	X			
1006	13Q 333900 2389435	Paragneis	X	X	X	Rb-Sr, biotita
1007	13Q 334074 2389830	Paragneis	X	X	X	
1016	13Q 333923 2389683	Paragneis	X			

Tabla 1 (Continuación).

Tabla1. Ubicación de las muestras analizadas en este estudio						
Muestra	Coordenadas UTM	Litología	Petrografía	Geoquímica (Elementos mayores y traza)	Isótopos de Sr y Nd	Geocronología
1017	13Q 333802 2388962	Calco-silicatos	X			
0902	13Q 333369 2388301	Granodiorita	X	X	X	U-Pb, zircones
0907	13 Q 334356 2390116	Tonalita	X			
0911	13Q 334030 2389415	Qz-monzodiorita	X	X	X	U-Pb, zircones
0913	13Q 332151 2388963	Granito	X	X	X	
0914	13Q 331740 2389184	Qz-monzodiorita	X	X	X	
0922	13Q 331273 2389851	Granito	X	X	X	
0923-2	13Q 330302 2393499	Tonalita	X			
0924b	13Q 330753 2392713	Tonalita	X	X	X	
0926	13Q 331416 2391553	Granodiorita	X			
0932	13Q 335277 2387118	Granito	X	X	X	U-Pb, zircones
0953a	13Q 331767 2389151	Tonalita	X	X	X	
1004	13Q 339293 2385434	Granito	X	X	X	
1014	13Q 339026 2390564	Tonalita	X			
0941	13Q 331472 2390163	Pegmatita	X	X	X	
0943	13Q 331394 2389405	Dique aplítico	X			
0923-1	13Q 330302 2393499	Tonalita	X	X	X	
0924a	13Q 330753 2392713	Qz-diorita	X	X		
0952	13Q 330859 2392773	Tonalita	X	X		

Tabla 1 (Continuación).

Tabla1. Ubicación de las muestras analizadas en este estudio						
Muestra	Coordenadas UTM	Litología	Petrografía	Geoquímica (Elementos mayores y traza)	Isótopos de Sr y Nd	Geocronología
0904	13Q 336094 2391779	Riolita	X	X	X	Ar/Ar, sanidino
0905	13 Q 335569 2391820	Traquita	X	X	X	Ar/Ar, sanidino
0906	13Q 334809 2390960	Andesita	X			
0920	13Q 329663 2396208	Riolita	X	X	X	
0921	13Q 329724 2394716	Qz-Traquita	X	X	X	U-Pb, zircones Ar/Ar, sanidino
0930	13Q 340447 2383297	Riolita	X			
0933b	13Q 333695 2389120	Brecha volcánica	X	X	X	
0945a	13Q 336447 2396601	Riolita	X	X	X	U-Pb, zircones
0947	13Q 333554 2396622	Riolita	X	X	X	
0949	13Q 329222 2395710	Qz-Traquita	X			
0950	13Q 329592 2395072	Qz-Traquita	X			
0951B	13Q 329785 2394659	Traquita	X			
1001	13Q 343170 2386210.753	Riolita	X	X	X	
1010	13Q 346829 2376122.862	Traquita	X	X	X	Ar/Ar, sanidino
1012	13Q 339587 2389740	Brecha volcánica	X			
1109	13Q 335000 2391787	Traquita	X			
LAH	13Q 333439 2396593	Traquita	X			
0928	13Q 335134 2389110	Coluvial	X			

Tabla 1 (Continuación).

Tabla1. Ubicación de las muestras analizadas en este estudio						
Muestra	Coordenadas UTM	Litología	Petrografía	Geoquímica (Elementos mayores y traza)	Isótopos de Sr y Nd	Geocronología
0901	13Q 339972 2385513	Gabro	X	X	X	
0925	13Q 330698 2392590	Diabasa	X	X		
0946	13Q 333660 2396378	Gabro	X			
1002	13Q 339594 2385307.867	Diabasa	X		X	
1003	13Q 340025 2385227	Arenisca Isla Magdalena	X			U-Pb, zircones (procedencia)
0917b	13Q 335031 2398954	Arenisca Ojo de Buey Inf.	X			U-Pb, zircones (procedencia)
0929	13Q 341603 2384287	Conglomerado Ojo de Buey Sup.	X			
0944	13Q 341595 2384327	Arenisca Ojo de Buey Sup.	X			
0948	13Q 333741 2399349	Arenisca Ojo de Buey Sup.	X			U-Pb, zircones (procedencia)
1018	13Q 339938 2392075	Arenisca Ojo de Buey Sup.	X			
1104	13Q 339145 2393800	Ceniza en Ojo de Buey Sup.	X			

Tabla 2. Datos estructurales empleados para la construcción de diagramas equiareales.

Tabla 2. Datos estructurales									
Punto de control/ muestra	Coordenadas	Litología	Estructura	Rumbo Azimut.	Cuadrante	Inclinación	Cuadrante	Dirección de inclinación	
Ortogneises									
0915 y 0916	13Q 331273 2389851	Ortogneis	Foliación	276	NE	62	NE	366	
				265	SW	61	NW	355	
				266	SW	61	NW	356	
				272	NW	46	NE	362	
				253	SW	60	NW	343	
				246	SW	69	NW	336	
0938	13Q 331855 2390109		Foliación	202	SW	60	NW	292	
				210	SW	60	NW	300	
				56	NE	84	SW	146	
			Lineación	239	SW	45	SW	329	
				240	SW	46	SW	240	
				236	SW	49	SW	236	
Rocas metasedimentarias (<i>Roof pendant</i>)									
0908	13Q 334073 2389810	Calcisilicatos	Estratificación	145	SE	71	SW	235	
				134	SE	75	SW	224	
				142	SE	64	SW	232	
				147	SE	70	SW	237	
				160	SE	64	SW	250	
				140	SE	72	SW	230	
				155	SE	85	SW	245	
				119	SE	65	SW	209	
				140	SE	68	SW	230	
				140	SE	60	SW	230	
				128	SE	68	SW	218	
				Eje del pliegue	124	SE	69	SW	214
					222	SW	25	SW	222
					229	SW	28	SW	229
223	SW	29	SW		229				
0927	13Q 331571 2390913	Calcisilicatos	Estratificación	221	SW	56	NW	311	
0935	13Q 331562 2390234	Calcisilicatos	Estratificación	104	SE	65	SW	194	
				113	SE	57	SW	203	
				120	SE	75	SW	210	
				107	SE	72	SW	197	
				113	SE	63	SW	203	
				108	SE	65	SW	198	
0954	13Q 331571 2390913	Calcisilicatos	Estratificación	107	SE	66	SW	197	
				104	SE	65	SW	194	
1007	13Q 334074 2389830	Esquisto de Bt	Foliación	138	SE	66	SW	228	
1017	13Q 333802 2389962	Calcisilicatos	Estratificación	160	SE	62	SW	250	
				130	SE	52	SW	220	
				225	SE	57	SW	315	
PC15	13Q 334106 2389815	Calcisilicatos	Estratificación	220	SW	52	NW	310	
				120	SE	69	SW	210	
PC20	13Q 334090 2389722	Calcisilicatos	Estratificación	146	SE	42	SW	236	
				151	SE	64	SW	241	
				155	SE	69	SW	245	
				146	SE	72	SW	236	
				146	SE	62	SW	236	

Tabla 2 (Continuación).

Tabla 2. Datos estructurales										
Punto de control/ muestra	Coordenadas	Litología	Estructura	Rumbo Azimut.	Cuadrante	Inclinación	Cuadrante	Dirección de inclinación		
Rocas plutónicas										
0913	13Q 332151 2388963	Granito	Falla normal	185	SW	30	NW	275		
				231	SW	36	NW	321		
0922	13Q 331273 2389851	Granito	Falla normal	330	NW	20	NE	60		
0923	13Q 330302 2393499	Tonalita	Falla normal	310	NW	65	NE	40		
				290	NW	58	NE	20		
				304	NW	60	NE	34		
				331	NW	62	NE	61		
0924	13Q 330753	Tonalita	Falla normal	152	SE	24	SW	242		
0932		Granito	Fractura	59	NE	51	SE	149		
0952		Tonalita	Fractura	60	NE	60	SE	150		
				35	NE	75	SE	125		
				20	NE	59	SE	110		
				32	NE	68	SE	122		
				7	NE	70	SE	97		
				32	NE	54	SE	122		
				55	NE	90	SE	145		
				261	SW	63	NW	351		
0953a	13Q 331767 2389151	Tonalita	Falla normal	262	SW	70	NW	352		
				261	SW	55	NW	351		
				280	NW	48	NE	370		
				260	SW	50	NW	350		
				244	SW	78	NW	334		
				241	SW	58	NW	331		
				243	SW	51	NW	333		
				251	SW	62	NW	341		
				266	SW	40	NW	356		
					Fractura	5	NE	68	SE	95
						5	NE	80	SE	95
						40	NE	43	SE	130
						57	NE	42	SE	147
						35	NE	52	SE	125
		55	NE	48	SE	145				
1004	13Q 339293 2385434	Granito	Falla normal	48	NE	45	SE	138		
				312	NW	59	NE	42		
				256	SW	71	NW	346		
				254	SW	71	NW	344		
					Fractura	74	NE	65	SE	164
				257	SW	74	NW	347		
				303	NW	58	NE	393		
				302	NW	50	NE	392		
				348	NW	40	NE	78		
				312	NW	54	NE	42		
				149	SE	58	SW	239		
				265	SW	72	NW	355		
				267	SW	76	NW	357		
PC18	13Q 332277 2388823	Tonalita	Falla normal	270	E-W	39	N	360		
				270	E-W	42	N	360		
PC19	13Q 334153 2389939	Tonalita	Fractura	65	NE	63	SE	155		
				227	SW	60	NW	317		
PC30	13Q 333687 2389209	Tonalita	Falla normal	255	SW	50	NW	315		
				21	NE	68	SE	111		

Tabla 2 (Continuación).

Tabla 2. Datos estructurales												
Punto de control/ muestra	Coordenadas	Litología	Estructura	Rumbo Azimut.	Cuadrante	Inclinación	Cuadrante	Dirección de inclinación				
Rocas volcánicas de aspecto masivo												
0947	13Q 333660 2396378	Riolita	Fractura	340	NW	28	NE	70				
				355	NW	28	NE	85				
				343	NW	32	NE	73				
				9	NE	23	SE	99				
0949	13Q 329222 2395710	Qz-Traquita	Fractura	220	SW	74	NW	310				
				235	SW	76	NW	325				
				219	SW	70	NW	309				
PC12	13Q 334907	Riolita	Fractura	79	NE	64	SE	169				
PC12	2391057			151	SE	62	SW	241				
PC22	13Q 333469 2396609	Riolita	Fractura	355	NW	31	NE	85				
PC23	13Q 333301 2396638	Riolita	Fractura	346	NW	5	NE	76				
				294	NW	10	NE	24				
Rocas volcánicas deformadas												
0906	13Q 334809 2390960	Andesita	Fractura	322	NW	71	NE	52				
				253	SW	44	NW	343				
1001	13Q 343170 2386210.753	Riolita	Fractura	58	NE	10	SE	148				
				345	NW	44	NE	75				
				0	N	34	E	90				
				55	NE	88	SE	145				
				331	NW	36	NE	61				
				358	NW	42	NE	88				
				149	SE	58	SW	239				
				48	NE	85	SE	138				
				40	NE	80	SE	130				
				125	SE	55	SW	215				
				150	SE	75	SW	240				
				0921	13Q 329724 2394716	Riolita	Fractura	225	SW	80	NW	315
								40	NE	82	SE	130
								55	NE	90	SE	145
49	NE	90	SE					139				
345	NW	56	NE					75				
342	NW	62	NE					72				
49	NE	46	SE					139				
49	NE	51	SE					139				
355	NW	55	NE					85				
70	NE	60	SE					160				
46	NE	68	SE					136				
48	NE	65	SE					138				
85	NE	60	SE					175				
81	NE	60	SE					171				
77	NE	63	SE	167								
180	E-W	72	S	270								
180	E-W	59	S	270								
74	NE	58	SE	164								
47	NE	60	SE	137								
32	NE	60	SE	122								
39	NE	60	SE	129								
49	NE	62	SE	139								
5	NE	61	SE	95								
225	SW	80	NW	315								
55	NE	90	SE	145								

Tabla 2 (Continuación).

Tabla 2. Datos estructurales								
Punto de control/ muestra	Coordenadas	Litología	Estructura	Rumbo Azimut.	Cuadrante	Inclinación	Cuadrante	Dirección de inclinación
Rocas volcánicas deformadas								
0921	13Q 329724 2394716	Riolita	Falla normal	30	NE	46	SE	120
				45	NE	74	SE	
				22	NE	82	SE	112
				44	NE	50	SE	134
				336	NW	37	NE	66
				45	NE	74	SE	135
				14	NE	66	SE	104
				340	NW	60	NE	70
				265	SW	55	NW	355
				324	NW	90	NE	54
				320	NW	50	NE	50
				58	NE	53	SE	148
				65	NE	62	SE	155
				Diques máficos				
0901	13Q 339972 2385513	Gabro	Pseudo-orientación	6	NE	30	SE	96
				50	NE	30	SE	140
				60	NE	25	SE	150
				228	SW	56	NW	318
				215	SW	64	NW	305
1002	13Q 339594 2385307.867	Diabasa	Falla normal	219	SW	70	NW	309
				260	SW	56	NW	350
				164	SE	46	SW	254
				163	SE	76	SW	253
				333	NW	75	NE	63
				280	NW	54	NE	10
				251	SW	50	NW	341
				270	E-W	47	N	0
				254	SW	51	NW	344
				45	NE	40	SE	135
				268	SW	66	NW	358
176	SE	63	SW	266				
300	NW	63	NE	30				
266	SW	40	NW	356				
PC36	13Q 333847 2396183	Diabasa	Fractura	341	NW	17	NE	71
				351	NW	26	NE	81
				351	NW	28	NE	81
				350	NW	26	NE	80

Tabla 2 (Continuación).

Tabla 2. Datos estructurales									
Punto de control/ muestra	Coordenadas	Litología	Estructura	Rumbo Azimut.	Cuadrante	Inclinación	Cuadrante	Dirección de inclinación	
Rocas sedimentarias									
Arenisca Isla Magdalena									
1003	13Q 340025	Arenisca	Estratificación	70	NE	28	SE	160	
	2385227	Arenisca	Falla normal	148	SE	80	SW	238	
Secuencia Ojo de Buey Inferior									
0917	13Q 335031 2398954	Arenisca	Estratificación	241	SW	24	NW	331	
				230	SW	24	NW	320	
				224	SW	23	NW	314	
	Falla normal		21	NE	68	SE	111		
			24	NE	58	SE	114		
			28	NE	63	SE	118		
			29	NE	59	SE	119		
			198	SW	65	NW	288		
			204	SW	79	NW	294		
PC34	13 Q 336603 2396282	Arenisca	Estratificación	25	NE	26	SE	115	
PC44	13 Q 341767 2392051	Arenisca	Falla normal	82	NE	84	SE	172	
			Estratificación	296	NW	12	NE	26	
PC48	13 Q 334746 2399091	Arenisca	Estratificación	159	SE	16	SW	249	
				162	SE	10	SW	252	
				Falla normal	10	NE	72	SE	100
					30	NE	71	SE	120
					10	NE	70	SE	100
					25	NE	64	SE	115
					30	NE	64	SE	120
					12	NE	62	SE	102
					35	NE	54	SE	125
					20	NE	74	SE	110
			18		NE	59	SE	118	
			20		NE	65	SE	110	
			Falla inversa	175	SE	60	SW	265	
				178	SE	76	SW	268	
				176	SE	86	SW	266	
				160	SE	70	SW	250	
				175	SE	66	SW	265	
				180	S	76	W	270	
				161	SE	80	SW	251	
				173	SE	82	SW	263	
175	SE	85		SW	265				
192	SW	58		NW	282				
PC47	13 Q 334787 2399010	Arenisca	Falla inversa	180	S	75	W	270	
				229	SW	41	NW	319	
				239	SW	54	NW	329	
				33	NE	42	SW	123	
				236	SW	42	NW	326	
				221	SW	60	NW	311	
222	SW	44	NW	312					

Tabla 2 (Continuación).

Tabla 2. Datos estructurales								
Punto de control/ muestra	Coordenadas	Litología	Estructura	Rumbo Azimut.	Cuadrante	Inclinación	Cuadrante	Dirección de inclinación
Secuencia Ojo de Buey Superior								
0944	13Q 341595	Arenisca	Estratificación	69	NE	6	SE	159
	2384327			75	NE	9	SE	165
				91	SE	10	SW	181
PC1	13 Q 343046	Arenisca	Estratificación	6	NE	30	SE	96
	2388617			50	NE	30	SE	140
				60	NE	25	SE	150
PC37	13 Q 333776	Arenisca	Estratificación	248	SW	17	NW	338
	2398923			231	SW	11	NW	321
				247	SW	27	NW	337
				237	SW	27	NW	327
PC43	13 Q 329724	Arenisca	Estratificación	215	SW	12	NW	305
	2394716			230	SW	8	NW	320
1018	13Q 339938	Arenisca	Estratificación	80	NE	17	SE	170
	2392075							

Tabla 3. Composición modal de rocas ígneas y metamórficas de la Isla María Madre

Tabla 3. Composición modal de rocas ígneas y metamórficas de la Isla María Madre											
Rocas Metamórficas											
Muestra	Litología	Qz	Plg	K-Feld	Hbl	Bt	Grt	Ox	Msv	Chl	Total
0909	Paragneis	59.5	2.4	9.0	0.0	22.2	7.0	0.0	0.0	0.0	100.0
0915	Ortogneis	52.2	12.6	24.3	0.0	10.1	0.0	0.0	0.8	0.0	100.0
0916	Ortogneis	50.6	4.9	16.0	0.0	22.1	0.0	0.6	2.9	2.9	100.0
0936	Ortogneis	48.5	5.2	23.1	0.0	13.3	0.0	0.6	8.8	0.5	100.0
0939	Ortogneis	38.2	4.2	27.1	0.0	12.6	16.1	0.2	1.6	0.0	100.0
0940a	Ortogneis	43.7	8.3	14.3	2.9	26.7	0.0	3.0	1.1	0.0	100.0

Tabla 3. (Continuación) Composición modal de rocas ígneas y metamórficas de la Isla María Madre													
Rocas Plutónicas													
Muestra	Litología	Qz	Plg	K-Feld	Hbl	Px	Bt	Ox	Msv	Chl	Ep	Ti	Total
0902	Granodiorita	26.0	33.7	15.4	21.2	0.0	0.0	1.0	0.0	1.9	1.0	0.0	100.0
0907	Tonalita	18.2	51.5	4.9	12.9	0.0	11.2	0.3	0.0	0.9	0.0	0.0	100.0
0911	Qz-Monzodiorita	14.4	47.1	11.2	10.7	0.0	16.4	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
0913	Granito	39.5	27.6	26.2	0.0	0.0	5.3	0.4	0.0	1.0	0.0	0.0	100.0
0914	Qz-Monzodiorita	12.0	52.8	17.0	10.2	0.0	8.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
0922	Granito	39.3	26.3	22.3	0.8	0.0	8.5	0.8	0.0	0.8	1.2	0.0	100.0
0923-2	Tonalita	14.8	47.0	0.0	15.2	0.0	19.1	1.7	0.0	2.2	0.0	0.0	100.0
0924b	Tonalita	25.9	48.9	0.0	12.5	0.0	11.5	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
0926	Granodiorita	25.7	47.1	20.8	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	4.2	0.0	0.7	100.0
0932	Granito	20.6	21.8	53.3	0.0	0.4	0.1	1.2	2.0	0.0	0.6	0.0	100.0
0953a	Tonalita	24.7	48.1	5.6	9.3	0.0	10.9	0.5	0.0	0.0	0.3	0.5	100.0
1004	Granito	36.0	26.0	30.0	0.0	0.0	2.0	0.0	0.0	6.0	0.0	0.0	100.0
1014	Tonalita	24.1	54.3	0.0	0.0	0.0	8.0	0.0	0.0	8.6	5.1	0.0	100.0

Tabla 3. (Continuación) Composición modal de rocas ígneas de la Isla María Madre														
Diques e inclusiones máficas														
Muestra	Litología	Qz	Plg	K-Feld	Hbl	Px	Bt	Ti	Ox	Src	Chl	Ep	Matriz	Total
0901	Gabro	0.0	3.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	49.4	18.8	28.6	100.0
0923-1	Tonalita	28.3	55.8	0.0	3.3	0.0	9.2	3.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
0924A	Qz-Diorita	11.1	62.3	0.0	3.9	0.0	19.3	1.1	2.4	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
0925	Diabasa	0.0	15.0	0.0	0.0	12.3	0.0	0.0	2.7	0.0	0.0	0.0	70.0	100.0
0931	Gabro	8.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.7	44.5	0.0	13.7	26.9	100.0
0941	Pegmatita	39.1	0.0	39.1	0.0	0.0	0.0	21.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
0943	Aplita	45.2	30.3	24.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
0946	Diabasa	3.3	3.3	0.0	2.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1	11.0	79.1	100.0
0952	Tonalita	37.1	33.8	0.0	8.3	0.0	16.3	0.0	0.0	0.0	4.6	0.0	0.0	100.0
1002	Diabasa	0.0	12.1	0.0	12.2	0.0	0.0	0.0	1.1	8.0	2.1	3.5	61.0	100.0

Abreviaciones: Qz=cuarzo, Plg=plagioclasa, K-Feld=feldespato potásico, Hbl=hornblenda, Px=piroxeno, Bt=biotita, Ti=titanita, Ox=óxidos de hierro, Src=sericita, Chl=clorita, Ep=epidota, Grt=granate.

Tabla 3 (Continuación).

Tabla 3. (Continuación) Composición modal de rocas ígneas de la Isla María Madre (Continuación)													
Rocas volcánicas													
Muestra	Litología	Qz	Plg	K-Feld	Hbl	Px	Ox	Sericita	Chl	Ep	Matriz	Líticos	Total
0904	Riolita	10.0	3.2	12.8	0.0	0.0	2.4	0.0	0.0	0.0	71.6	0.0	100.0
0905	Traquita	0.0	2.4	15.2	0.0	1.4	2.8	0.0	0.0	0.0	78.2	0.0	100.0
0920	Riolita	25.0	2.0	20.0	0.0	0.0	7.0	0.0	0.0	0.0	46.0	0.0	100.0
0921	Qz-Traquita	4.5	6.2	28.9	0.0	0.0	1.4	0.0	0.5	0.5	58.0	0.0	100.0
0928	Coluvial	12.8	3.6	8.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	57.6	17.2	100.0
0930	Riolita	4.0	4.7	8.1	1.2	0.0	0.9	0.0	0.9	0.0	80.2	0.0	100.0
0933b	Brecha	2.1	5.0	22.5	1.4	0.2	2.7	0.6	1.4	0.0	64.0	0.0	100.0
0945a	Riolita	6.6	1.6	8.0	1.0	1.2	1.2	0.2	0.0	1.0	79.1	0.0	100.0
0947	Riolita	5.1	2.3	4.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.8	85.4	0.0	100.0
0949	Qz-Traquita	1.2	3.3	9.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	76.1	10.4	100.0
0950	Qz-Traquita	1.0	2.8	5.5	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	89.7	0.0	100.0
0951b	Qz-Traquita FA	0.7	1.1	12.8	0.0	0.0	0.9	0.0	3.7	0.4	80.4	0.0	100.0
1001	Riolita	19.0	9.0	28.0	0.0	0.0	6.0	0.0	0.0	0.0	38.0	0.0	100.0
1010	Traquita	0.0	3.3	9.5	0.0	0.2	0.3	1.6	0.0	0.9	84.3	0.0	100.0
1005	Qz-Traquita	2.2	2.2	7.5	0.0	0.0	0.5	0.0	1.3	3.5	81.7	1.1	100.0
1012	Brecha	0.6	2.5	7.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	89.1	0.0	100.0
LAH	Traquita	0.2	1.2	7.0	0.0	0.8	3.5	0.0	0.0	6.1	81.3	0.0	100.0

Abreviaciones: Qz=cuarzo, Plg=plagioclasa, K-Feld=feldespato potásico, Hbl=hornblenda, Px=piroxeno, Bt=biotita, Ox=óxidos de hierro, Src=sericita, Chl=clorita, Ep=epidota.

Tabla 4. Concentraciones de elementos mayores y traza en roca total (los elementos mayores se encuentran en % de peso y los elementos traza se determinaron en ppm).

Litología	Calcisilicato	Paragneis	Calcisilicato	Esquisto de biotita	Calcisilicato	Esquisto de biotita	Esquisto de biotita
Muestra	0908	0909	0910	0912	0927	1006	1007
Coord. N	13Q 334073	13Q 334129	13Q 334060	13Q 333929	13Q 331571	13Q 333900	334074
UTM W	2389810	2389894	2389661	2389434	2390913	2389435	2389830
SiO ₂	40.61	67.35	47.68	62.32	45.93	49.47	41.59
TiO ₂	0.39	0.82	0.29	0.90	0.22	0.65	0.46
Al ₂ O ₃	9.52	15.38	6.53	15.73	6.59	18.16	10.74
Fe ₂ O ₃	3.26	5.48	2.98	7.79	2.15	10.60	4.29
MnO	0.11	0.15	0.07	0.11	0.04	0.20	0.10
MgO	2.58	2.03	1.01	1.26	1.13	6.95	4.67
CaO	29.23	1.36	37.9	3.17	34.44	6.22	25.60
Na ₂ O	1.37	1.55	0.26	4.04	1.12	3.55	0.77
K ₂ O	1.73	3.54	0.23	3.56	0.74	2.99	1.96
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.14	0.33	0.10	0.09	0.20
LOI	11.06	1.52	2.50	0.58	7.32	0.54	9.17
Total	99.98	99.3	99.59	99.78	99.78	98.89	90.38
Elementos Trazo							
Li	5.51	93.18	3.49	23.51	2.89	53.45	9.91
Be	1.48	2.83	0.92	3.02	0.89	3.43	1.89
Sc	10.53	18.50	17.41	14.38	6.19	10.98	10.24
V	77.34	175.91	174.52	28.63	71.73	246.54	67.08
Cr	49.57	335.65	112.71	150.45	66.96	224.51	108.39
Co	6.78	18.89	7.56	7.31	6.23	33.73	7.85
Ni	16.23	220.87	46.63	4.39	29.47	33.86	19.01
Cu	23.88	102.99	4.54	7.58	24.23	5.79	16.59
Zn	48.88	380.81	125.83	62.96	81.82	123.46	76.38
Ga	11.20	19.85	8.10	23.24	8.12	22.93	14.26
Rb	55.14	84.70	6.01	118.02	25.22	78.81	96.16
Sr	510.87	138.62	280.47	360.28	416.11	284.66	336.27
Y	30.74	34.38	23.45	48.59	17.62	14.16	28.92
Zr	118.09	200.95	72.46	360.37	75.24	65.30	193.55
Nb	6.27	9.38	10.66	16.23	3.71	3.66	9.64
Mo	0.37	3.02	0.36	4.08	0.74	8.66	1.15
Sn	1.28	1.64	4.49	3.21	0.96	2.99	2.27
Sb	0.66	0.88	2.93	1.87	0.53	0.92	1.78
Cs	3.23	3.94	0.09	11.73	0.58	23.16	3.50
Ba	1501.02	8540.98	112.72	1267.42	401.32	307.65	1162.57
La	21.42	24.93	10.02	42.15	13.63	6.07	21.62
Ce	34.71	45.87	15.42	87.97	21.54	14.84	36.03
Pr	4.84	7.00	2.38	11.59	3.03	1.93	5.41
Nd	19.37	28.74	10.58	45.76	12.24	8.76	21.01
Sm	4.23	6.27	2.48	9.91	2.52	2.37	4.55
Eu	1.15	1.86	0.54	1.91	0.60	0.90	1.03
Gd	4.39	5.98	2.97	9.14	2.57	0.44	0.69
Tb	0.68	0.90	0.47	1.42	0.39	2.63	4.42
Dy	4.27	5.70	3.11	8.02	2.39	2.81	4.20
Ho	0.90	1.23	0.68	1.69	0.51	0.60	0.92
Er	2.54	3.63	1.94	4.84	1.42	1.65	2.71
Yb	2.52	3.88	1.94	4.68	1.40	1.66	2.79
Lu	0.38	0.6	0.29	0.69	0.21	0.24	0.43
Hf	2.86	4.86	1.72	8.93	1.70	1.70	4.93
Ta	0.42	0.59	0.55	0.99	0.24	0.24	0.70
W	0.94	0.99	1.11	0.83	0.53	0.50	0.65
Tl	0.34	0.78	0.05	0.81	0.19	1.53	0.47
Pb	10.98	21.11	2.95	8.12	4.75	6.69	12.16
Th	4.76	6.48	1.27	10.08	2.47	1.71	8.43
U	1.80	1.44	5.30	3.09	1.76	0.51	3.28

Tabla 4. (Continuación).

Litología		Ortogneis migmatítico	Ortogneis bandeado	Ortogneis bandeado	Ortogneis migmatítico	Ortogneis bandeado	Ortogneis migmatítico	Granodiorita
Muestra		0915	0916	0936	0939	0940a	0942	0902
Coord.	N	13Q 331273	13Q 331273	13Q 331598	13Q 331472	14Q 331472	14Q 331472	13Q 333369
UTM	W	2389851	2389851	2390168	2390163	2390163	2390163	2388301
SiO ₂		74.98	71.26	75.05	66.30	61.56	66.61	64.53
TiO ₂		0.18	0.46	0.24	0.47	0.72	0.31	0.62
Al ₂ O ₃		13.04	13.53	12.44	16.98	15.66	17.07	16.31
Fe ₂ O ₃		2.38	4.35	2.84	4.90	7.53	4.46	5.07
MnO		0.04	0.04	0.04	0.03	0.12	0.06	0.08
MgO		1.17	1.75	1.44	0.70	3.76	0.46	2.31
CaO		1.65	1.38	0.70	2.28	2.92	2.36	4.26
Na ₂ O		2.82	2.11	2.10	5.10	3.55	5.32	3.64
K ₂ O		3.60	5.16	5.45	1.95	3.15	2.31	2.81
P ₂ O ₅		0.04	0.10	0.06	0.08	0.13	0.09	0.15
LOI		0.45	0.40	0.50	0.43	0.60	0.36	0.69
Total		100.34	100.54	100.87	99.22	99.69	99.42	100.46
Elementos Traza								
Li		28.15	40.89	48.72	32.50	81.78	34.90	16.46
Be		2.50	2.29	2.35	0.96	1.72	1.99	1.61
Sc		9.65	12.69	7.93	2.98	30.33	4.00	9.64
V		12.85	38.91	26.07	12.01	136.58	11.77	95.79
Cr		442.99	135.05	441.66	422.05	572.12	311.19	196.03
Co		2.29	5.69	4.24	3.83	22.96	2.35	9.92
Ni		6.42	11.53	11.05	9.96	37.15	6.21	9.45
Cu		4.18	9.42	8.08	8.67	5.76	5.30	10.44
Zn		53.64	102.05	39.76	107.45	99.98	62.45	51.87
Ga		19.71	18.03	13.61	25.55	18.21	20.95	17.68
Rb		95.03	203.68	174.4	92.67	134.50	54.40	55.45
Sr		162.84	77.10	78.06	272.41	155.02	250.05	416.28
Y		27.75	55.11	20.5	24.28	26.22	18.93	17.44
Zr		122.48	307.08	107.92	532.28	144.71	346.27	143.58
Nb		9.67	14.21	6.66	15.44	10.66	12.45	7.31
Mo		2.90	0.31	2.04	2.12	1.07	1.67	1.73
Sn		1.49	5.55	3.41	2.31	2.78	2.97	1.21
Sb		0.20	0.19	1.44	0.40	0.50	0.36	0.57
Cs		5.14	18.79	13.98	5.44	20.18	5.82	1.49
Ba		964.01	831.81	1174.79	417.91	1143.70	1124.72	1015.48
La		32.47	37.34	17.28	62.29	20.82	43.94	21.22
Ce		66.75	76.55	35.89	113.6	42.42	72.21	38.51
Pr		8.19	9.56	4.42	13.29	5.39	10.13	5.00
Nd		30.58	36.37	16.77	46.88	20.93	36.68	18.58
Sm		6.52	8.52	3.71	8.43	4.68	6.73	3.64
Eu		0.74	1.09	0.90	1.18	0.98	1.19	0.96
Gd		0.88	8.57	3.52	7.14	0.71	0.73	3.24
Tb		5.75	1.40	0.57	1.1	4.48	5.26	0.49
Dy		5.13	9.08	3.42	5.04	4.53	3.84	2.94
Ho		1.00	1.87	0.73	0.74	0.93	0.71	0.60
Er		2.73	5.40	2.09	1.51	2.62	1.88	1.70
Yb		2.51	5.37	2.08	1.01	2.60	1.83	1.78
Lu		0.37	0.78	0.31	0.17	0.38	0.28	0.27
Hf		3.89	8.32	3.07	11.96	3.71	8.09	3.74
Ta		0.79	0.95	0.71	1.31	0.73	0.84	0.57
W		0.34	0.58	1.04	0.99	0.58	1.02	1.01
Tl		0.90	1.34	0.94	0.61	1.09	0.91	0.41
Pb		18.56	24.1	22.19	17.16	13.64	17.84	8.68
Th		14.37	14.98	7.44	9.65	7.59	12.76	6.67
U		2.73	3.09	2.12	4.24	1.62	1.76	2.08

Tabla 4. (Continuación).

Litología	Qz- Monzodiorita		Granito	Qz- Monzodiorita		Granite	Tonalita	Granito Alcalino	Sienita- Diorita
Muestra	0911		0913	0914		0922	0924b	0932	0953a
Coord.	N	13Q 334030	13Q 332151	13Q 331740	13Q 331273	13Q 330753	13Q 335277	13Q 331767	
UTM	W	2389415	2388963	2389184	2389851	2392713	2387118	2389151	
SiO ₂		56.24	73.70	61.41	70.81	61.46	65.75	59.81	
TiO ₂		0.98	0.24	0.71	0.32	0.771	0.11	0.65	
Al ₂ O ₃		18.5	14.01	17.75	14.82	17.34	19.33	18.54	
Fe ₂ O ₃		7.63	2.10	5.59	2.97	5.99	1.20	5.48	
MnO		0.12	0.03	0.08	0.06	0.09	0.02	0.08	
MgO		3.51	0.81	2.49	0.66	2.39	0.51	2.45	
CaO		6.29	1.47	4.97	2.22	5.32	0.66	4.46	
Na ₂ O		3.69	3.31	3.83	3.80	3.34	10.3	4.05	
K ₂ O		1.89	4.54	2.48	3.53	1.86	1.64	3.24	
P ₂ O ₅		0.28	0.05	0.18	0.09	0.23	0.03	0.16	
LOI		0.61	0.34	0.53	0.57	0.70	1.00	1.14	
Total		99.73	100.25	100.02	99.85	99.479	100.54	100.06	
Elementos traza									
Li		24.7	19.12	21.04	18.19	23.45	2.44	23.65	
Be		1.75	1.80	1.54	2.32	1.75	1.44	1.55	
Sc		11.82	2.49	7.71	5.59	8.72	6.33	8.10	
V		139.63	22.42	99.06	29.56	94.82	11.42	99.23	
Cr		207.03	201.41	197.56	362.01	285.81	71.12	290.99	
Co		15.05	2.71	11.06	3.80	10.48	0.73	10.79	
Ni		12.18	5.17	9.90	8.73	11.34	2.20	11.77	
Cu		17.05	6.63	14.70	8.83	10.20	4.85	15.06	
Zn		93.13	32.02	65.17	36.93	72.92	5.98	69.62	
Ga		21.48	15.21	19.15	17.31	20.32	16.05	20.12	
Rb		59.78	142.29	59.4	107.10	48.98	28.3	88.4	
Sr		633.16	191.14	513.09	309.31	548.32	59.6	535.74	
Y		20.21	10.58	13.8	14.56	16.72	12.89	10.99	
Zr		177.97	164.77	213.12	169.02	179.04	82.2	202.55	
Nb		8.03	6.98	6.22	8.68	7.59	8.47	5.47	
Mo		4.04	1.14	1.28	1.35	1.07	0.20	1.23	
Sn		1.59	1.76	1.20	2.02	1.58	1.85	1.15	
Sb		0.18	0.26	0.28	0.25	0.67	0.50	0.27	
Cs		3.05	3.64	2.84	2.69	2.42	0.68	3.33	
Ba		661.03	988.13	1101.72	1013.43	895.2	359.62	1532.17	
La		23.53	35.25	13.74	26.18	24.36	13.52	11.51	
Ce		47.45	59.96	28.27	45.61	44.64	26.78	23.36	
Pr		6.17	6.39	3.74	5.70	5.63	2.94	3.06	
Nd		24.43	20.45	14.77	19.78	20.82	10.43	12.09	
Sm		5.10	3.17	3.00	3.59	4.04	2.04	2.45	
Eu		1.37	0.65	0.97	0.77	1.18	0.44	0.97	
Gd		4.43	0.33	2.69	0.43	3.50	1.82	2.17	
Tb		0.66	2.35	0.40	2.84	0.52	0.30	0.33	
Dy		3.61	1.77	2.36	2.42	2.87	1.95	1.88	
Ho		0.72	0.36	0.48	0.50	0.58	0.43	0.39	
Er		1.99	1.01	1.33	1.44	1.61	1.29	1.07	
Yb		1.85	1.15	1.39	3.24	1.56	1.58	1.10	
Lu		0.27	0.19	0.22	0.25	0.24	0.25	0.18	
Hf		4.28	4.55	5.07	4.48	4.38	2.67	4.62	
Ta		0.48	0.72	0.38	0.94	0.57	1.17	0.30	
W		0.52	0.90	0.69	0.64	0.54	0.95	0.52	
Tl		0.43	1.01	0.5	0.63	0.37	0.31	0.77	
Pb		9.50	21.16	9.70	15.39	10.52	9.66	11.48	
Th		5.19	25.53	4.72	10.95	7.09	11.08	1.29	
U		1.20	5.74	1.60	3.31	1.91	2.29	0.84	

Tabla 4. (Continuación).

Litología	Granito	Gabro	Tonalita	Qz-Diorita	Pegmatita	Tonalita	Diabasa	
Muestra	1004	0901	0923-1	0924a	0941	0952	1002	
Coord. UTM	N	13Q 339293	13Q 339972	13Q 330302	13Q 330753	13Q 331472	13Q 330859	13Q 339594
	W	2385434	2385513	2393499	2392713	2390163	2392773	2385307
SiO ₂	71.73	52.07	48.75	52.96	67.39	58.95	54.08	
TiO ₂	0.30	1.07	0.77	1.07	0.04	0.80	1.01	
Al ₂ O ₃	14.82	18.48	16.5	18.9	18.33	17.55	18.12	
Fe ₂ O ₃	2.90	8.88	8.77	9.11	1.44	6.67	8.59	
MnO	0.06	0.15	0.14	0.14	0.02	0.11	0.12	
MgO	0.65	6.23	7.2	3.84	0.06	2.43	4.77	
CaO	1.80	9.92	7.85	6.94	0.40	4.75	6.72	
Na ₂ O	3.73	0.62	2.61	3.171	5.06	4.63	3.03	
K ₂ O	3.62	1.30	1.9	2.18	5.98	2.82	2.01	
P ₂ O ₅	0.10	0.23	0.14	0.29	0.14	0.20	0.26	
LOI	0.83	1.53	4.95	0.77	0.43	0.54	0.73	
Total	100.53	100.49	99.57	99.36	99.28	99.45	99.44	
Elementos Traza								
Li	17.64	15.53	43.28	24.35	4.64	22.44	28.19	
Be	2.23	1.36	0.88	1.60	1.41	1.61	1.76	
Sc	4.54	27.96	14.69	14.65	17.29	16.16	22.22	
V	27.74	239.96	228.12	183.24	8.78	123.22	185.44	
Cr	346.75	151.39	200.43	156.54	348.43	141.59	153.66	
Co	3.87	28.15	27.67	16.28	1.67	13.87	27.32	
Ni	8.33	20.91	33.71	11.7	7.27	8.33	20.69	
Cu	8.50	46.54	49.31	29.3	6.54	6.80	25.28	
Zn	50.71	104.71	68.03	95.32	22.44	75.62	94.50	
Ga	17.07	20.64	16.25	21.38	27.70	19.08	25.00	
Rb	119.37	36.73	43.85	46.96	168.80	80.68	54.90	
Sr	296.96	383.71	338.26	503.36	76.63	455.63	544.71	
Y	14.73	21.41	12.52	32.14	46.11	21.22	24.13	
Zr	138.07	114.27	61.00	178.64	121.90	13.15	151.46	
Nb	8.62	5.42	2.39	9.80	2.06	6.99	7.98	
Mo	1.23	0.30	0.15	1.32	1.21	0.74	1.32	
Sn	1.91	1.18	0.76	2.28	0.69	1.77	1.76	
Sb	0.37	2.88	0.57	0.74	0.20	0.78	1.28	
Cs	2.93	6.70	1.65	2.74	2.46	1.21	2.18	
Ba	947.24	338.06	344.74	944.14	817.74	879.34	561.16	
La	28.02	13.28	8.17	16.68	1.52	20.55	22.02	
Ce	50.30	30.17	17.78	41.71	3.95	40.97	46.61	
Pr	6.03	4.08	2.41	6.52	0.50	5.20	5.83	
Nd	20.86	17.63	10.68	28.6	2.46	20.32	23.53	
Sm	3.68	4.17	2.57	6.86	1.81	4.27	5.16	
Eu	0.77	1.23	0.84	1.54	0.34	1.15	1.31	
Gd	2.88	4.09	2.54	6.42	1.00	4.00	0.72	
Tb	0.42	0.62	0.39	0.98	3.92	0.6	4.82	
Dy	2.37	3.83	2.33	5.63	6.87	3.63	4.33	
Ho	0.48	0.77	0.48	1.16	1.19	0.73	0.86	
Er	1.37	2.12	1.31	3.21	3.61	2.02	2.35	
Yb	1.51	2.02	1.23	3.01	6.88	1.94	2.27	
Lu	0.24	0.30	0.18	0.44	1.07	0.28	0.34	
Hf	3.86	2.85	1.53	4.58	14.18	0.42	3.86	
Ta	0.87	0.33	0.15	0.70	0.53	0.53	0.52	
W	0.54	0.81	0.96	0.55	0.61	0.60	0.42	
Tl	0.69	0.24	0.34	0.40	1.94	0.43	0.45	
Pb	18.79	5.42	3.08	9.12	34.45	14.6	10.43	
Th	11.71	2.42	1.84	4.07	8.01	7.22	6.97	
U	3.66	0.68	0.72	2.01	5.84	1.87	1.79	

Tabla 4. (Continuación).

Litología	Diabasa	Riolita	Traquita	Riolita	Qz-Traquita	Brecha	Riolita
Muestra	0925	0904	0905	0920	0921	0933b	0945a
Coord. N	13Q 330698	13Q 336094	13Q 335569	13Q 329663	13Q 329724	13Q 333695	13Q 336447
UTM W	2392590	2391779	2391820	2396208	2394716	2389120	2396601
SiO ₂	56.83	76.19	66.55	76.73	74.82	71.46	68.43
TiO ₂	1.03	0.10	0.74	0.09	0.10	0.31	0.62
Al ₂ O ₃	16.62	13.16	15.79	12.46	13.09	14.55	15.39
Fe ₂ O ₃	7.87	1.82	6.15	1.46	1.82	2.71	8.28
MnO	0.11	0.01	0.04	0.03	0.05	0.06	0.01
MgO	3.80	0.32	0.77	0.21	0.25	0.75	0.46
CaO	6.79	0.13	0.31	0.15	0.55	0.41	0.12
Na ₂ O	2.55	3.11	4.86	3.81	4.01	3.97	0.06
K ₂ O	2.14	4.40	3.69	3.11	4.46	4.90	3.53
P ₂ O ₅	0.29	0.02	0.14	0.01	0.02	0.08	0.17
LOI	1.56	1.03	1.45	1.42	0.28	1.33	3.04
Total	99.58	100.29	100.49	99.48	99.45	100.53	100.1
Elementos Traza							
Li	31.16	9.04	16.23	21.04	7.87	14.14	2.31
Be	1.78	2.53	2.25	2.48	3.04	2.26	1.70
Sc	14.96	1.32	9.94	1.07	1.31	4.63	8.12
V	166.15	3.83	18.4	2.31	2.44	13.67	17.92
Cr	154.77	119.78	114.97	132.01	270.2	80.13	115.85
Co	19.63	1.10	5.10	0.97	1.14	2.12	3.52
Ni	23.06	2.67	3.56	2.79	4.70	3.03	3.85
Cu	24.53	5.69	11.21	6.02	5.92	5.64	6.63
Zn	89.38	43.56	73.6	28.43	49.64	60.16	195.89
Ga	20.54	12.51	19.85	9.87	13.73	16.99	19.57
Rb	50.57	158.22	133.48	111.56	148.9	146.7	131.71
Sr	818.8	43.88	220.25	66.74	64.12	136.11	176.28
Y	26.81	19.1	40.85	13.98	23.06	26.6	50.11
Zr	201.64	155.79	250.1	153.51	166.58	246.01	291.11
Nb	8.83	11.73	12.48	11.93	12.08	11.8	13.56
Mo	1.83	1.30	1.66	1.96	3.77	0.59	2.15
Sn	2.21	3.68	0.83	3.04	3.50	1.84	2.74
Sb	1.04	1.60	2.53	6.02	0.61	6.20	3.65
Cs	2.79	5.91	6.98	3.57	3.01	6.73	3.01
Ba	937.25	848.83	1023.1	733.95	961.1	1254.43	278.74
La	28.22	31.86	28.08	27.17	30.57	31.71	34.90
Ce	58.71	59.92	60.86	52.76	60.68	81.61	71.1
Pr	7.73	6.82	7.92	5.71	6.91	7.46	9.04
Nd	31.01	23.49	31.39	19.23	24.55	26.91	35.11
Sm	6.33	4.41	6.98	3.44	4.84	5.24	8.20
Eu	1.49	0.52	1.45	0.40	0.58	0.93	1.72
Gd	5.45	3.69	6.86	2.73	4.22	4.57	8.18
Tb	0.81	0.57	1.07	0.43	0.67	0.72	1.30
Dy	4.47	3.25	6.56	2.42	3.92	4.44	8.18
Ho	0.94	0.66	1.32	0.50	0.82	0.91	1.66
Er	2.62	1.87	3.66	1.42	2.33	2.66	4.69
Yb	2.46	1.74	3.41	1.33	2.28	2.87	4.54
Lu	0.37	0.25	0.50	0.20	0.33	0.43	0.66
Hf	4.90	4.64	6.36	4.41	4.82	6.30	7.19
Ta	0.53	0.92	0.95	0.92	1.02	0.92	0.93
W	0.65	0.62	3.36	0.57	0.79	1.56	2.59
Tl	0.28	0.86	0.56	0.83	0.86	0.75	0.62
Pb	15.15	13.87	17.51	14.37	16.38	19.58	15.34
Th	7.60	12.87	12.1	12.22	13.9	12.79	12.6
U	2.37	3.30	3.81	3.53	3.60	2.72	4.90

Tabla 4. (Continuación).

Litología		Riolita	Riolita	Riolita
Muestra		0947	1001	1010
Coord.	N	13Q 333554	13Q 343170	13Q 346829
	UTM	W	2396622	2386210
SiO ₂		69.22	73.88	72.53
TiO ₂		0.27	0.23	0.29
Al ₂ O ₃		14.36	13.9	14.33
Fe ₂ O ₃		4.62	2.45	3.49
MnO		0.07	0.05	0.05
MgO		0.01	0.45	0.32
CaO		1.28	0.77	0.23
Na ₂ O		3.64	5.04	3.99
K ₂ O		5.35	2.92	3.93
P ₂ O ₅		0.06	0.05	0.05
LOI		0.36	0.71	1.00
Total		99.24	100.43	100.2
Elementos Traza				
Li		4.73	27.30	9.04
Be		3.34	2.32	1.28
Sc		5.91	4.90	30.74
V		1.50	14.99	262.74
Cr		301.41	445.91	78.05
Co		1.44	2.40	19.31
Ni		7.10	6.61	8.71
Cu		7.98	6.83	117.08
Zn		75.6	52.08	76.01
Ga		21.95	18.48	16.33
Rb		178.46	85.28	70.54
Sr		135.78	160.89	153.66
Y		56.42	24.48	24.45
Zr		444.51	226.37	165.35
Nb		16.47	11.23	6.81
Mo		1.44	3.45	1.24
Sn		6.44	3.11	1.81
Sb		1.44	1.20	1.32
Cs		3.04	2.19	2.28
Ba		1627.16	1302.39	619.22
La		46.06	29.70	11.78
Ce		93.22	57.69	20.88
Pr		12.18	7.36	3.37
Nd		46.79	26.91	13.73
Sm		10.22	5.30	3.35
Eu		1.57	0.87	0.81
Gd		9.46	0.70	3.60
Tb		1.51	4.52	0.60
Dy		8.91	4.20	3.90
Ho		1.93	0.84	0.88
Er		5.66	2.46	2.60
Yb		5.72	2.57	2.73
Lu		0.85	0.40	0.42
Hf		10.99	6.15	4.34
Ta		1.03	0.94	0.52
W		1.21	1.23	0.49
Tl		0.53	1.90	0.33
Pb		18.78	19.42	7.94
Th		12.82	14.23	6.37
U		3.90	5.13	2.06

Tabla 5. Relaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd, medidas e iniciales, concentraciones elementales por dilución isotópica y edades modelo de Nd (T_{DM}).

Muestra	Tipo	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 s.d.	n	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 s.d.	n	ϵ_{Nd}	1 s.d.	(Dilución isotópica)				Sr_{inic}	Nd_{inic}	$\epsilon_{\text{Nd}_{\text{inic}}}$	T_{DM}
												Rb	Sr	Sm	Nd				
0901	gabro	0.282	0.704754	31	50	0.1357	0.512704	21	57	1.29	0.41	37.39	383.15	4.02	17.88	0.704754	0.512704	1.29	0.76
0902	granodiorita	0.449	0.705124	35	57	0.1138	0.512663	20	53	0.49	0.39	69.34	446.94	3.70	19.67	0.704614	0.512605	1.31	0.66
0904	riolita	9.444	0.714726	39	57	0.1115	0.512633	16	67	-0.10	0.31	150.05	46.01	5.07	27.51	0.703991	0.512577	0.74	0.69
0905	traquita	1.838	0.706475	32	52	0.1303	0.512697	22	56	1.15	0.43	142.13	223.76	7.02	32.56	0.704386	0.512629	1.83	0.72
0908	calcisilicato	0.306	0.706191	32	54	0.1280	0.512571	11	57	-1.31	0.21	52.39	495.13	4.04	19.07	0.706191	0.512571	-1.31	0.93
0909	paragneis de bt+grt	2.025	0.709165	30	55	0.1261	0.512549	16	56	-1.74	0.31	97.45	139.29	5.74	27.50	0.709165	0.512549	-1.74	0.95
0910	calcisilicato	0.050	0.706447	34	57	0.0793	0.512804	20	57	3.24	0.39	4.53	264.00	1.35	10.28	0.706447	0.512804	3.24	0.33
0911	Qz-monzodiorita	0.287	0.705308	34	54	0.1205	0.512618	14	52	-0.39	0.27	60.00	604.42	4.55	22.85	0.704982	0.512555	0.39	0.78
0912	esquisto de bt	0.947	0.705873	39	57	0.1238	0.512607	30	69	-0.60	0.59	116.11	354.89	9.15	44.65	0.705873	0.512607	-0.60	0.83
0913	granito	2.308	0.707261	29	55	0.0897	0.512583	24	50	-1.07	0.47	162.45	203.66	3.07	20.68	0.704637	0.512534	0.07	0.63
0914	Qz-monzodiorita	0.411	0.705135	22	53	0.1190	0.512649	20	52	0.21	0.39	79.79	562.04	3.10	15.73	0.704668	0.512587	1.01	0.72
0915	ortogneis migmatítico	1.769	0.709509	33	55	0.1228	0.512338	17	57	-5.85	0.33	90.83	148.62	5.88	28.94	0.705410	0.512207	-4.32	1.27
0916	ortogneis bandeado	7.342	0.723516	35	53	0.1386	0.512324	13	57	-6.13	0.25	216.58	85.50	9.01	39.30	0.705771	0.512170	-4.87	1.57
0920	riolita	3.788	0.708912	36	55	0.1097	0.512676	19	56	0.74	0.37	102.86	78.59	4.72	26.04	0.704606	0.512619	1.63	0.61
0920 II*	riolita	3.980	0.708971	34	59	0.1088	0.512631	15	67	-0.14	0.29	104.05	75.67	4.54	25.20	0.704447	0.512576	0.73	0.67
0921	Qz-traquita	6.266	0.711576	31	55	0.1115	0.512587	19	56	-0.99	0.37	148.32	68.53	4.60	24.96	0.704454	0.512529	-0.13	0.76
0922	granito	1.055	0.70605	32	58	0.1031	0.512543	15	67	-1.85	0.29	123.80	339.68	3.52	20.63	0.704851	0.512486	-0.85	0.76
0923-1	tonalita	0.350	0.705085	36	57	0.1382	0.512744	18	67	2.07	0.35	40.83	337.39	2.57	11.25	0.704687	0.512672	2.67	0.71
0924b	tonalita	0.240	0.705664	38	58	0.1163	0.512521	16	67	-2.28	0.31	48.50	584.40	4.04	21.01	0.705391	0.512460	-1.46	0.90

Tabla 5. (Continuación)

Muestra	Tipo	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 s.d.	n	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 s.d.	n	ϵ_{Nd}	1 s.d.	(Dilución isotópica)				Sr_{inic}	Nd_{inic}	$\epsilon_{\text{Nd}_{\text{inic}}}$	T_{DM}
												Rb	Sr	Sm	Nd				
0927	calcisilicato	0.159	0.706644	38	58	0.1215	0.512605	18	55	-0.64	0.35	21.74	396.85	2.46	12.22	0.706644	0.512605	-0.64	0.81
0932	granito	1.751	0.706658	33	57	0.1157	0.512583	21	56	-1.07	0.41	40.47	66.89	2.30	12.02	0.704668	0.512519	-0.21	0.80
0933b	brecha volcánica	3.131	0.708058	39	57	0.1138	0.512638	14	50	0.00	0.27	154.31	142.62	5.50	29.22	0.704499	0.512578	0.85	0.69
0936	ortogneis bandeado	6.645	0.72084	38	59	0.1289	0.512288	15	66	-6.83	0.29	168.20	73.35	3.45	16.19	0.704780	0.512145	-5.36	1.45
0939	ortogneis migmatítico	0.925	0.706341	39	56	0.1036	0.512673	18	55	0.68	0.35	92.33	288.69	8.88	51.79	0.704197	0.512562	2.62	0.58
0940a	ortogneis bandeado	2.548	0.712851	28	52	0.1278	0.512277	19	53	-7.04	0.37	137.25	155.94	4.53	21.43	0.706692	0.512141	-5.61	1.45
0941	pegmatita	5.731	0.714252	38	57	0.5169	0.512676	18	69	0.74	0.35	162.71	82.21	1.82	2.13	0.714252	0.512676	0.74	-0.21
0942	ortogneis migmatítico	0.854	0.705457	26	57	0.0983	0.512637	23	25	-0.02	0.45	93.01	315.05	7.26	44.68	0.703478	0.512532	2.03	0.60
0945a	riolita	2.097	0.706908	31	54	0.1349	0.512686	16	56	0.94	0.31	130.63	180.29	8.08	36.18	0.704525	0.512614	1.58	0.79
0947	riolita	3.571	0.708659	33	57	0.1229	0.512651	17	68	0.25	0.33	169.72	137.57	9.59	47.15	0.704601	0.512593	0.93	0.74
0953a	tonalita	0.500	0.705198	25	51	0.1191	0.512654	20	49	0.31	0.39	87.77	508.24	2.21	11.20	0.704630	0.512592	1.10	0.71
1001	riolita	1.470	0.706684	30	54	0.1130	0.512698	19	53	1.17	0.37	83.39	164.13	6.19	33.11	0.705013	0.512639	1.82	0.60
1002	diabasa	0.303	0.70461	27	55	0.1272	0.512656	20	55	0.35	0.39	51.29	490.12	4.61	21.90	0.704610	0.512656	0.35	0.77
1004	granito	1.121	0.706197	35	57	0.1065	0.512626	17	54	-0.23	0.33	119.86	309.47	3.68	20.86	0.704923	0.512567	0.73	0.66
1006	esquisto de bt	1.243	0.706564	36	57	0.1564	0.512739	27	49	1.97	0.53	130.93	304.70	2.67	10.30	0.706564	0.512739	1.97	0.95
1006 II*	esquisto de bt	1.247	0.706525	31	56	0.1559	0.512713	16	68	1.46	0.31	130.09	301.80	2.64	10.23	0.706525	0.512713	1.46	1.01
1007	calcisilicato	0.253	0.70622	36	57	0.1276	0.512553	22	56	-1.66	0.43	47.00	538.22	4.41	20.89	0.706220	0.512553	-1.66	0.96
1010	traquita	2.932	0.707467	29	55	0.1236	0.512672	15	56	0.66	0.29	123.24	121.64	4.10	20.05	0.704134	0.512614	1.33	0.71
1010 II*	traquita	2.579	0.707448	39	57	0.1228	0.512643	17	66	0.10	0.33	124.35	139.54	4.71	23.21	0.704517	0.512585	0.78	0.76

Los análisis isotópicos de Sr, Sm y Nd se realizaron con dos espectrómetros de masas con fuente iónica térmica, uno marca FINNIGAN MAT 262 y otro marca THERMO SCIENTIFIC MODELO TRITON PLUS en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM. El Finnigan cuenta con 8 colectores Faraday ajustables mientras que el Triton con 9. Todas las mediciones se hicieron de manera estática. Algunas mediciones de Rb se realizaron con un espectrómetro de masas NBS en el Instituto de Geología, UNAM, dinámicamente, y otras con el Finnigan.

Todas las muestras de Rb, Sr Sm y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Dependiendo del instrumento utilizado se analizaron entre 30 y 40 relaciones isotópicas para Rb, 20 para Sm, 60 para Sr, y entre 60 y 70 para Nd por cada muestra. Los valores ($1\sigma = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Los valores obtenidos en el LUGIS, utilizando el espectrómetro Finnigan MAT 262, para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710240 \pm 28 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n = 422)$; para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511898 \pm 23 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n = 11)$. Utilizando el espectrómetro Triton, para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710239 \pm 14 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n = 13)$; para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511849 \pm 5 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n = 8)$.

La incertidumbre relativa de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$, y de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$ (1σ). La reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de $\pm 4.5\%$, $\pm 1.8\%$, $\pm 3.2\%$ y $\pm 2.7\%$ respectivamente.

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.11-0.75 ng Rb, 6.2-7.8 ng Sr, 0.18-3.57 ng Sm, 0.21-0.63 ng Nd (blancos de procedimiento total).

Más detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS están reportados en

<http://www.geofisica.unam.mx/laboratorios/universitarios/lugis/index.html>

Los valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fueron calculados utilizando valores de 80 Ma para las rocas ígneas (valor promedio de los fechamientos obtenidos en este estudio), 163 Ma para los ortogneises migmatíticos y de 170 Ma para los ortogneises bandeados.

Las edades modelo de Nd (T_{DM}), fueron obtenidas con parámetros del manto empobrecido ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513989$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2128$) promedio para xenolitos de lherzolita de espinela de la localidad Joya Honda, San Luis Potosí, centro de México (Schaaf et al., 1994). Las constantes de decaimiento empleadas para los cálculos de edades y valores iniciales de Rb-Sr fueron de $1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ y para Sm/Nd fue de $6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$.

*Análisis por duplicado

Tabla 6. Resultados del análisis geocronológico mediante el sistema U-Pb, (C=Core, R=Rim).

Sample	Isotopic ratios							Apparent ages (Ma)					Best age ±			
	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	207Pb 235U	± (%)	206Pb 238U	± (%)	error corr.	206Pb 238U	± (Ma)	207Pb 235U	± (Ma)	206Pb 207Pb	± (Ma)	(Ma)	(Ma)
0915 Ortogneis migmatítico																
13 Q 331273																
2389851																
0915-30 R	755	1670	7.0	0.08796	7.4	0.01293	1.7	0.23	82.8	1.4	85.60	6.1	163.9	168.9	82.8	1.4
0915-7 C	684	18198	16.6	0.09182	5.5	0.01361	1.6	0.28	87.1	1.3	89.19	4.7	144.2	123.5	87.1	1.3
0915-31R	759	2331	6.6	0.13004	8.1	0.01823	4.7	0.58	116.4	5.4	124.13	9.5	274.1	152.3	116.4	5.4
0915-34 R	839	2342	4.3	0.12782	3.8	0.01853	1.9	0.5	118.4	2.2	122.13	4.3	196.1	76.0	118.4	2.2
0915-19C	804	44077	4.8	0.12941	3.3	0.01938	1.8	0.53	123.7	2.2	123.57	3.9	120.2	66.4	123.7	2.2
0915-20C	1760	8006	5.5	0.14461	3.1	0.02133	2.6	0.85	136.0	3.5	137.14	3.9	156.5	38.1	136.0	3.5
0915-15C	615	22654	3.1	0.15659	4.2	0.02247	3.4	0.83	143.2	4.9	147.72	5.7	220.3	54.5	143.2	4.9
0915-20C	1366	28930	2.1	0.15613	4.2	0.02272	3.9	0.94	144.8	5.6	147.31	5.7	187.2	33.5	144.8	5.6
0915-22C	563	29906	1.9	0.16527	5.7	0.02392	5.2	0.90	152.4	7.8	155.31	8.3	199.9	57.4	152.4	7.8
0915-29C	166	3060	1.6	0.19315	14.2	0.02433	4.2	0.30	155.0	6.4	179.31	23.4	513.8	299.9	155.0	6.4
0915-6 C	406	28316	2.3	0.17336	5.1	0.02451	1.4	0.28	156.1	2.2	162.33	7.6	254	111.6	156.1	2.2
0915-9 C	147	12187	2.6	0.17662	12.3	0.0246	3.1	0.25	156.7	4.7	165.15	18.7	288.3	272.5	156.7	4.7
0915-17 R	588	35085	2.5	0.1672	2.3	0.02487	0.8	0.35	158.4	1.2	156.98	3.3	135.9	50.3	158.4	1.2
0915-18 R	224	13881	2.4	0.17745	7.2	0.02521	2.6	0.36	160.5	4.1	165.86	11.1	242.8	156.0	160.5	4.1
0915-16 C	281	19025	1.4	0.16151	8.0	0.02531	2.2	0.28	161.1	3.5	152.03	11.3	12.1	184.6	161.1	3.5
0915-8 R	518	17060	1.8	0.17482	3.7	0.02545	1.3	0.35	162.0	2.1	163.60	5.6	186.8	81.0	162.0	2.1
0915-39 C	126	6654	2.0	0.18921	8.6	0.02553	4.5	0.52	162.5	7.2	175.95	13.9	360.8	166.3	162.5	7.2
0915-21 C	448	22135	2.5	0.1745	3.3	0.02554	2.0	0.62	162.6	3.3	163.31	5.0	174.0	60.0	162.6	3.3
0915-38 C	390	4619	2.1	0.1828	6.8	0.0256	4.2	0.61	162.9	6.7	170.46	10.7	276.3	124.1	162.9	6.7
0915-27 C	365	4740	2.9	0.17378	5.9	0.02561	4.2	0.71	163.0	6.8	162.69	8.9	157.6	97.5	163.0	6.8
0915-36 R	233	3858	1.8	0.17208	9.2	0.02564	2.9	0.32	163.2	4.7	161.22	13.7	132.3	205.8	163.2	4.7
0915-13 C	746	72780	3.2	0.17541	5.2	0.02599	4.8	0.92	165.4	7.8	164.10	7.9	145.5	46.8	165.4	7.8
0915-5 C	438	30279	2.0	0.16844	3.8	0.02602	1.3	0.34	165.6	2.1	158.07	5.5	46.7	85.0	165.6	2.1
0915-2 C	821	60967	3.2	0.17884	2.6	0.02609	1.6	0.6	166.1	2.5	167.06	4.0	181.3	48.3	166.1	2.5
0915-26 C	280	14778	2.3	0.17322	6.7	0.02613	2.1	0.32	166.3	3.5	162.21	10.1	103.4	150.5	166.3	3.5
0915-14 C	701	52885	4.6	0.17838	1.7	0.02616	1.1	0.63	166.5	1.8	166.67	2.7	169.0	31.4	166.5	1.8
0915-1 C	258	12749	2.3	0.17917	6.4	0.02666	1.2	0.18	169.6	2.0	167.35	9.9	135.8	147.6	169.6	2.0
0915-37 C	220	7596	2.1	0.17056	7.6	0.02687	1.9	0.26	170.9	3.3	159.91	11.2	-0.1	176.6	170.9	3.3
0915-3 R	222	10822	2.2	0.17863	12	0.02688	2.9	0.24	171.0	4.8	166.88	18.4	108.8	274.8	171.0	4.8
0915-35 C	310	33532	2.5	0.2163	7.2	0.03203	4.4	0.62	203.2	8.9	198.83	13.0	146.8	132.4	203.2	8.9
0915-33 C	302	76454	8.9	0.2610	14.1	0.03259	13.5	0.96	206.7	27.5	235.47	29.7	533.1	88.5	206.7	27.5
0915-25C	265	41086	2.7	0.27116	23.8	0.03315	18.6	0.78	210.2	38.5	243.62	51.5	579.0	322.7	210.2	38.5
0915-24 C	196	21002	4.9	0.39772	5.6	0.05144	4.0	0.72	323.3	12.7	339.99	16.2	455.5	86.9	323.3	12.7

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)					Best age \pm		
	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	\pm (%)	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	\pm (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U*	\pm (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	\pm (Ma)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb	\pm (Ma)	(Ma)	(Ma)
0915 Ortogneis migmatítico																
13 Q 331273																
2389851																
0915-23 C	92	22224	4.8	0.59429	11	0.06478	9.3	0.85	404.6	36.6	473.61	41.6	823.3	121.5	404.6	36.6
0915-11 C	274	67793	6.4	0.7204	11.5	0.07418	11.0	0.96	461.3	49.1	550.9	48.8	941.1	64.3	461.3	49.1
0915-4 C	294	228670	6.1	0.86464	9.6	0.08048	9.5	1.00	499.0	45.8	632.66	45.1	1144.8	17.5	499	45.8
0916 Ortogneis bandeado																
13 Q 331273																
2389851																
0916-08 C	443	18585	1.4	0.08356	7.0	0.01242	2.6	0.37	79.6	2.0	81.48	5.5	137.8	152.1	79.6	2.0
0916-10 R	277	18598	2.9	0.1732	10.4	0.02474	2.3	0.23	157.5	3.6	162.2	15.6	230.6	234.5	157.5	3.6
0916-33C	679	32150	2.5	0.17086	4.1	0.02568	1.8	0.43	163.5	2.8	160.17	6.0	111.6	86.9	163.5	2.8
0916-3 R	194	30434	3.6	0.16585	15	0.02593	3.9	0.26	165	6.4	155.81	21.7	18.1	349.8	165	6.4
0916-13C	377	25805	1.6	0.17489	7.0	0.02596	3.1	0.44	165.2	5.0	163.65	10.6	141.4	148.4	165.2	5.0
0916-16 C	660	55561	1.7	0.17490	3.1	0.02613	2.3	0.74	166.3	3.8	163.66	4.7	126.3	49.0	166.3	3.8
0916-32 C	267	14912	4.0	0.16828	11.1	0.02613	1.6	0.14	166.3	2.6	157.92	16.2	33.9	263.8	166.3	2.6
0916-22 C	452	54018	3.1	0.18591	4.4	0.02637	2.9	0.68	167.8	4.9	173.14	6.9	247.0	73.9	167.8	4.9
0916-4 C	457	98564	2.3	0.18426	4.4	0.02637	3.5	0.79	167.8	5.7	171.72	6.9	226.1	62.2	167.8	5.7
0916-26 C	114	7712	2.2	0.16332	23.3	0.02638	3.0	0.13	167.9	5.0	153.6	33.2	-61.0	569.7	167.9	5.0
0916-14 C	278	14751	3.8	0.17266	4.0	0.02643	1.4	0.34	168.2	2.3	161.73	6.1	68.5	90.6	168.2	2.3
0916-6 C	166	20139	1.8	0.19979	12	0.02643	2.8	0.24	168.2	4.7	184.95	20.4	405.0	262.6	168.2	4.7
0916-29 C	238	17659	1.5	0.17356	8.4	0.02656	1.9	0.22	169	3.1	162.5	12.6	68.7	195.6	169	3.1
0916-7 C	398	23878	1.7	0.18032	5.5	0.02672	2.7	0.50	170	4.6	168.33	8.5	145.1	111.9	170	4.6
0916-2 C	750	61388	4.5	0.18160	3.2	0.02674	2.2	0.69	170.1	3.7	169.44	5.0	160.0	54.4	170.1	3.7
0916-38 C	152	10877	2.4	0.18249	10.2	0.02678	4.5	0.44	170.4	7.5	170.2	16.0	167.7	215.5	170.4	7.5
0916-18 C	295	22942	2.7	0.17561	8.8	0.02690	3.0	0.34	171.1	5.1	164.27	13.4	66.6	198.1	171.1	5.1
0916-5 R	334	36667	3.7	0.18715	6.3	0.02694	2.9	0.47	171.4	5.0	174.2	10.0	212.8	128.1	171.4	5.0
0916-35 C	538	49857	2.8	0.18468	3.6	0.02695	2.1	0.58	171.4	3.5	172.08	5.6	180.8	67.9	171.4	3.5
0916-11 R	295	26177	3.4	0.18764	5.4	0.02709	0.8	0.15	172.3	1.4	174.61	8.7	205.5	124.5	172.3	1.4
0916-25 C	271	10373	2.4	0.17997	7.8	0.02712	2.5	0.33	172.5	4.3	168.03	12.0	105.6	173.4	172.5	4.3
0916-34 C	751	151246	1.0	0.18525	4.6	0.02722	4.0	0.86	173.1	6.8	172.57	7.4	164.9	55.5	173.1	6.8
0916-28 C	581	66170	3.2	0.19169	5.8	0.02730	5.2	0.89	173.6	8.9	178.07	9.5	237.5	60.6	173.6	8.9
0916-19 C	617	30527	1.2	0.18667	3.3	0.02748	2.9	0.88	174.8	5.0	173.78	5.3	160.4	37.6	174.8	5.0
0916-24 C	1029	61384	3.1	0.18752	2.3	0.02749	1.7	0.76	174.8	3.0	174.51	3.7	170.6	35.0	174.8	3.0
0916-23 R	2658	103715	4.4	0.18776	3.5	0.02752	3.5	0.99	175.0	6.0	174.72	5.7	170.5	13.7	175.0	6.0
0916-1 C	800	49322	4.1	0.18914	3.6	0.02813	2.1	0.58	178.8	3.7	175.9	5.8	136.9	68.5	178.8	3.7

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)				Best age \pm			
	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	207Pb 235U	\pm (%)	206Pb 238U	\pm (%)	error corr.	206Pb 238U	\pm (Ma)	207Pb 235U	\pm (Ma)	206Pb 207Pb	\pm (Ma)	(Ma)	(Ma)
0916 Ortogneis bandeado																
13 Q 331273																
2389851																
0916-38 C	177	24104	0.9	0.5682	3.8	0.0744	1.4	0.4	462.7	6.5	456.82	14.1	427.2	78.8	462.7	6.5
0916-36 R	184	37158	3.0	0.607	2.4	0.0779	0.9	0.4	483.7	4.0	481.68	9.3	472.2	50.0	483.7	4.0
0916-31 C	53	20062	1.6	0.8035	17.9	0.0845	17	0.9	522.7	83	598.78	81.1	898.5	139.5	522.7	83.2
0916-12 C	258	15331	4.1	1.84090	2.5	0.1612	2.4	1	963.1	21	1060.2	16.4	1266	14.6	1266	14.6
0916-20 C	159	84162	2.8	2.7176	2.5	0.2357	2.3	0.9	1364	28	1333.3	18.3	1284.0	19.0	1284	19.0
0916-37 R	194	16156	4.4	0.336	8.5	0.0379	7.5	0.9	240	18	294.12	21.7	749.8	85.8	240.0	17.6
0916-39 C	348	80593	4.2	0.3518	3.6	0.0485	2.6	0.7	305.6	7.9	306.06	9.5	309.8	56.4	305.6	7.9
0916-21 C	957	1266725	12.2	0.4897	13.3	0.0577	13	1	361.4	46.0	404.7	44.3	660.2	46.7	361.4	46
0908 Calcisilicato bandeado																
13Q 334073																
2389810																
0908-30R	629	8219	2.6	0.07598	16.5	0.01181	16.1	0.98	75.7	12.2	74.36	11.9	31.2	84.8	75.7	12.2
0908-44C	597	7116	3.2	0.07490	16.5	0.01191	15.9	0.96	76.3	12.1	73.34	11.7	-22.6	105.0	76.3	12.1
0908-43R	569	6131	2.8	0.07838	13.4	0.01217	12.3	0.92	78.0	9.5	76.62	9.9	33.9	128.0	78.0	9.5
0908-31C	633	10437	3.0	0.07824	16.8	0.01220	16.3	0.97	78.2	12.7	76.49	12.4	23.9	95.2	78.2	12.7
0908-06C	447	3900	2.3	0.07462	13.8	0.01251	8.8	0.64	80.1	7.0	73.07	9.7	-152.4	263.8	80.1	7.0
0908-10C	606	6277	1.5	0.07772	12.2	0.01253	8.1	0.66	80.3	6.5	76.00	9.0	-56.7	224.0	80.3	6.5
0908-36R	589	5188	2.9	0.08069	2.9	0.01258	2.1	0.73	80.6	1.7	78.80	2.2	24.2	47.1	80.6	1.7
0908-17C	478	9348	4.2	0.08141	3.3	0.01261	1.7	0.53	80.8	1.4	79.47	2.5	39.9	66.6	80.8	1.4
0908-37C	394	4015	4.2	0.07871	14.9	0.01263	13.8	0.93	80.9	11.1	76.93	11.1	-45.8	137.9	80.9	11.1
0908-11C	1374	28632	0.8	0.08190	10.4	0.01268	10.2	0.98	81.2	8.2	79.93	8.0	41.5	46.3	81.2	8.2
0908-08R	879	7274	1.2	0.08262	13.4	0.01268	13.1	0.98	81.2	10.6	80.60	10.4	62.1	65.4	81.2	10.6
0908-07R	943	14509	1.4	0.08236	17.2	0.01268	17.0	0.99	81.2	13.7	80.36	13.3	54.4	54.7	81.2	13.7
0908-39C	838	8576	2.1	0.08056	7.4	0.01284	6.8	0.91	82.2	5.5	78.67	5.6	-27.6	72.9	82.2	5.5
0908-36C	832	7191	2.5	0.08048	11.0	0.01290	10.2	0.93	82.6	8.4	78.60	8.3	-41.5	98.4	82.6	8.4
0908-32R	468	5492	2.9	0.07089	11.0	0.01291	5.3	0.49	82.7	4.4	69.54	7.4	-362.3	248.4	82.7	4.4
0908-35C	1816	14910	1.1	0.08435	7.7	0.01297	7.6	0.99	83.1	6.3	82.23	6.1	58.3	26.4	83.1	6.3
0908-29R	584	5479	2.8	0.08315	2.6	0.01312	1.3	0.49	84.0	1.1	81.11	2.1	-4.1	55.6	84.0	1.1
0908-41R	936	10532	2.0	0.08275	8.1	0.01314	5.2	0.63	84.1	4.3	80.73	6.3	-18.8	152.5	84.1	4.3
0908-38R	369	4583	3.3	0.07545	10.9	0.01339	4.4	0.40	85.8	3.7	73.86	7.8	-296.7	255.2	85.8	3.7
0908-02C	335	7571	2.0	0.08272	4.5	0.01561	2.0	0.44	99.9	2.0	80.70	3.5	-455.8	106.5	99.9	2.0
0908-01C	283	2766	2.0	0.07641	4.8	0.01625	2.6	0.53	103.9	2.6	74.77	3.5	-781.0	116.0	103.9	2.6
0908-15R	172	2279	1.8	0.08015	5.6	0.01690	1.7	0.31	108.1	1.8	78.29	4.2	-757.6	149.1	108.1	1.8

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)						Best age ±	
	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb	± (Ma)	(Ma)	(Ma)
0908 Calcisilicato bandeado																
13Q 334073																
2389810																
0908-18C	242	4042	1.4	0.12923	5.5	0.02022	3.3	0.59	129.1	4.2	123.40	6.4	15.7	107.1	129.1	4.2
0908-13R	262	5280	0.7	0.12688	12.8	0.02118	6.3	0.49	135.1	8.4	121.29	14.6	-141.7	276.0	135.1	8.4
0908-34R	217	3329	1.7	0.13630	13.5	0.02148	12.6	0.94	137.0	17.1	129.74	16.4	-1.7	113.2	137.0	17.1
0908-42C	257	4313	2.6	0.14247	15.3	0.02168	14.8	0.97	138.3	20.3	135.25	19.3	82.7	85.2	138.3	20.3
0908-24C	1238	12043	1.6	0.14457	2.9	0.02177	1.6	0.55	138.8	2.2	137.11	3.7	107.6	57.3	138.8	2.2
0908-23R	210	4779	1.8	0.13096	12.5	0.02236	7.4	0.59	142.6	10.5	124.96	14.7	-198.6	253.6	142.6	10.5
0908-40C	300	2956	2.1	0.22351	13.4	0.02338	10.7	0.80	149.0	15.8	204.83	24.9	909.1	166.9	149.0	15.8
0908-19R	172	5960	1.1	0.13339	11.0	0.02344	6.5	0.59	149.4	9.6	127.14	13.1	-270.5	225.2	149.4	9.6
0908-21R	584	16808	9.2	0.16092	11.8	0.02344	11.7	0.99	149.4	17.3	151.51	16.6	185.3	29.2	149.4	17.3
0908-33C	562	4053	0.4	0.25969	24.8	0.02459	3.4	0.14	156.6	5.2	234.42	52.0	1110.3	498.6	156.6	5.2
0908-27C	273	4627	3.3	0.16230	17.5	0.02526	16.8	0.96	160.8	26.7	152.71	24.8	29.0	116.3	160.8	26.7
0908-26C	194	6865	2.8	0.16774	14.1	0.02603	12.4	0.88	165.7	20.3	157.45	20.5	35.5	158.9	165.7	20.3
0908-09C	137	3295	1.9	0.14502	7.0	0.02668	3.6	0.52	169.7	6.0	137.51	9.0	-388.8	155.9	169.7	6.0
0908-28R	697	16978	7.2	0.17835	7.1	0.02677	6.9	0.97	170.3	11.6	166.64	11.0	114.8	42.9	170.3	11.6
0908-12C	96	2138	2.2	0.13639	9.5	0.02720	1.8	0.19	173.0	3.1	129.83	11.6	-603.2	255.4	173.0	3.1
0908-05C	228	4047	1.6	0.13789	5.3	0.02743	2.8	0.53	174.5	4.9	131.16	6.5	-596.6	122.4	174.5	4.9
0908-25C	219	6634	3.2	0.19335	3.3	0.02812	1.3	0.40	178.8	2.3	179.48	5.4	188.5	70.6	178.8	2.3
0908-14C	138	2897	2.6	0.13823	7.1	0.02878	2.2	0.31	182.9	3.9	131.46	8.8	-722.2	188.7	182.9	3.9
0908-16C	75	2122	2.6	0.13727	7.6	0.02914	0.2	0.02	185.2	0.3	130.61	9.3	-776.5	213.7	185.2	0.3
0908-20C	100	3610	3.0	0.25557	14.0	0.04328	6.1	0.43	273.2	16.2	231.09	29.0	-177.8	316.3	273.2	16.2
0908-05C	82	676	2.2	0.33905	11.5	0.01853	2.0	0.17	118.4	2.3	296.45	29.6	2133.7	199.1	2133.7	199.1
0909 Paragneis de biotita y granate																
13Q 334129																
2389894																
0909-52C	789	11369	2.2	0.0704	21.3	0.01106	21.1	0.99	70.9	14.9	69.10	14.2	5.9	74.4	70.9	14.9
0909-03C	736	9557	1.8	0.0723	13.1	0.01166	11.7	0.89	74.8	8.7	70.86	8.9	-58.8	144.2	74.8	8.7
0909-59C	560	5061	3.1	0.0717	13.7	0.01171	12.6	0.92	75.1	9.4	70.36	9.3	-87.0	131.5	75.1	9.4
0909-47R	564	7640	3.1	0.0703	11.9	0.01203	8.9	0.74	77.1	6.8	68.95	7.9	-203.9	199.1	77.1	6.8
0909-37C	539	5715	3.5	0.0731	14.4	0.01228	10.2	0.71	78.7	8.0	71.63	10.0	-157.0	253.9	78.7	8.0
0909-12C	887	12937	2.4	0.0797	12.5	0.01228	12.2	0.98	78.7	9.6	77.85	9.4	52.3	66.2	78.7	9.6
0909-02R	804	6806	2.4	0.0757	14.7	0.01230	12.7	0.86	78.8	9.9	74.12	10.5	-73.9	182.6	78.8	9.9
0909-41C	660	26561	2.2	0.0750	12.4	0.01237	6.1	0.49	79.3	4.8	73.41	8.8	-114.0	267.4	79.3	4.8
0909-55R	2095	51417	5.1	0.0818	7.8	0.01238	7.6	0.97	79.3	6.0	79.88	6.0	95.7	47.0	79.3	6.0

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)				Best age ±			
	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb	± (Ma)	(Ma)	(Ma)
0909 Paragneis de biotita y granate																
13Q 334129																
2389894																
0909-27C	392	6022	2.3	0.0703	10.8	0.01253	4.5	0.42	80.2	3.6	69.02	7.2	-304.6	251.6	80.2	3.6
0909-57C	477	11595	3.4	0.0733	12.4	0.01255	6.1	0.49	80.4	4.9	71.81	8.6	-204.6	273.0	80.4	4.9
0909-04R	578	8167	2.9	0.0763	11.1	0.01262	6.3	0.56	80.8	5.0	74.64	8.0	-119.5	227.4	80.8	5.0
0909-30C	1501	31970	1.4	0.0834	16.3	0.01290	16.2	1.00	82.6	13.3	81.38	12.7	45.5	31.7	82.6	13.3
0909-35C	487	6390	1.9	0.0756	12.2	0.01313	6.0	0.49	84.1	5.0	74.03	8.7	-239.6	270.4	84.1	5.0
0909-53C	781	13338	3.0	0.0831	13.3	0.01317	12.9	0.97	84.4	10.8	81.01	10.4	-16.6	79.7	84.4	10.8
0909-24C	349	7224	2.5	0.0797	11.2	0.01365	3.7	0.33	87.4	3.2	77.87	8.4	-204.9	265.1	87.4	3.2
0909-17R	349	4165	24.9	0.0751	10.5	0.01435	2.9	0.27	91.8	2.6	73.53	7.5	-487.8	269.9	91.8	2.6
0909-09C	111	1686	2.7	0.0732	7.6	0.01463	3.4	0.45	93.7	3.2	71.78	5.3	-608.2	185.7	93.7	3.2
0909-10R	215	4119	3.2	0.0736	7.6	0.01557	3.0	0.40	99.6	3.0	72.10	5.3	-767.0	197.0	99.6	3.0
0909-19C	185	2988	3.0	0.0776	4.7	0.01608	1.5	0.32	102.8	1.5	75.88	3.4	-708.3	123.1	102.8	1.5
0909-36R	127	3911	2.3	0.0970	4.6	0.01913	0.6	0.13	122.2	0.7	93.97	4.1	-574.2	122.9	122.2	0.7
0909-45C	157	4606	8.0	0.1054	10.7	0.01976	4.6	0.43	126.1	5.7	101.74	10.3	-438.1	253.9	126.1	5.7
0909-14C	357	14272	2.7	0.1202	13.5	0.01986	8.0	0.59	126.7	10.0	115.26	14.7	-115.8	267.7	126.7	10.0
0909-18R	254	4547	5.9	0.1019	7.9	0.02036	3.3	0.41	129.9	4.2	98.50	7.4	-608.6	195.7	129.9	4.2
0909-21R	238	5963	1.9	0.1302	13.8	0.02094	5.4	0.39	133.6	7.1	124.30	16.2	-49.9	310.4	133.6	7.1
0909-48C	518	29337	1.3	0.1384	12.6	0.02101	11.0	0.88	134.1	14.7	131.64	15.6	88.1	143.6	134.1	14.7
0909-07C	472	16966	1.5	0.1353	12.0	0.02120	9.6	0.80	135.3	12.9	128.81	14.5	11.3	172.9	135.3	12.9
0909-31C	215	7660	5.4	0.1118	8.3	0.02123	5.7	0.69	135.4	7.6	107.59	8.4	-471.8	158.5	135.4	7.6
0909-43C	1255	32372	1.0	0.1432	17.1	0.02131	17.1	1.00	135.9	22.9	135.85	21.7	135.1	21.5	135.9	22.9
0909-34R	142	2680	5.1	0.1037	7.3	0.02149	4.2	0.58	137.0	5.7	100.17	6.9	-708.7	164.6	137.0	5.7
0909-58C	745	12996	1.5	0.1462	12.3	0.02226	11.6	0.95	141.9	16.3	138.51	15.9	80.1	94.7	141.9	16.3
0909-38R	296	9436	2.3	0.1487	12.8	0.02281	6.6	0.52	145.4	9.5	140.77	16.8	63.6	260.4	145.4	9.5
0909-11C	291	6099	1.4	0.1300	13.6	0.02288	4.6	0.34	145.8	6.6	124.06	15.9	-275.6	327.2	145.8	6.6
0909-08C	232	7869	2.4	0.1316	12.0	0.02306	5.2	0.44	147.0	7.6	125.50	14.2	-264.2	274.8	147.0	7.6
0909-32C	355	11723	1.5	0.1522	11.5	0.02426	7.1	0.61	154.5	10.8	143.89	15.5	-27.7	221.2	154.5	10.8
0909-29C	250	6166	1.6	0.1431	12.2	0.02439	7.2	0.60	155.4	11.1	135.78	15.5	-194.3	245.1	155.4	11.1
0909-60C	333	6222	1.6	0.1537	10.6	0.02457	7.4	0.69	156.5	11.4	145.14	14.4	-36.2	186.2	156.5	11.4
0909-01R	395	10537	1.3	0.1568	11.2	0.02462	5.4	0.48	156.8	8.3	147.92	15.4	8.2	236.8	156.8	8.3
0909-49C	216	5362	1.9	0.1658	17.9	0.02632	14.3	0.80	167.5	23.6	155.78	25.9	-19.0	262.5	167.5	23.6
0909-33C	142	4162	2.9	0.1429	8.8	0.02708	3.0	0.34	172.3	5.1	135.64	11.2	-466.4	219.7	172.3	5.1
0909-54C	196	8232	2.4	0.1553	15.0	0.02717	10.5	0.70	172.8	17.9	146.60	20.5	-259.5	272.0	172.8	17.9
0909-16C	180	11730	2.8	0.1523	8.4	0.02794	6.4	0.76	177.6	11.2	143.91	11.2	-381.9	140.8	177.6	11.2
0909-20C	165	3491	2.2	0.1341	5.7	0.02877	2.9	0.51	182.9	5.3	127.78	6.9	-806.4	140.4	182.9	5.3
0909-50R	140	4991	2.9	0.1459	7.0	0.02881	5.7	0.81	183.1	10.3	138.32	9.1	-575.1	110.2	183.1	10.3
0909-58C	124	3813	2.9	0.1437	5.8	0.02914	2.5	0.43	185.2	4.6	136.37	7.5	-648.4	145.3	185.2	4.6
0909-51R	174	5488	2.0	0.1505	5.5	0.02916	3.5	0.63	185.3	6.4	142.34	7.3	-525.2	114.4	185.3	6.4
0909-46C	164	2789	2.9	0.1749	19.0	0.02924	2.5	0.13	185.8	4.6	163.63	28.7	-145.8	470.4	185.8	4.6
0909-13R	90	3255	2.9	0.1404	6.8	0.02944	2.3	0.34	187.0	4.2	133.41	8.5	-741.2	178.9	187.0	4.2

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)						Best age \pm	
	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	\pm (%)	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	\pm (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	\pm (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	\pm (Ma)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb	\pm (Ma)	(Ma)	(Ma)
0909 Paragneis de biotita y granate																
13Q 334129																
2389894																
0909-15C	193	5438	1.7	0.1580	6.5	0.02960	2.7	0.41	188.1	4.9	148.95	9.0	-436.3	156.5	188.1	4.9
0909-28R	152	3462	2.4	0.1482	4.4	0.02994	2.0	0.45	190.2	3.7	140.33	5.8	-638.6	108.2	190.2	3.7
0909-06R	106	2785	3.5	0.1480	8.1	0.03016	1.5	0.18	191.5	2.8	140.17	10.6	-661.4	220.2	191.5	2.8
0909-39R	131	3533	2.5	0.1465	9.2	0.03040	4.0	0.44	193.0	7.7	138.86	11.9	-711.1	230.3	193.0	7.7
0909-05R	94	2503	3.0	0.1390	7.0	0.03084	1.2	0.18	195.8	2.4	132.12	8.6	-903.7	199.3	195.8	2.4
0909-40R	142	5623	3.3	0.1533	4.6	0.03106	1.4	0.30	197.2	2.6	144.86	6.2	-645.5	120.7	197.2	2.6
0909-23R	541	21295	96.8	0.2446	25.5	0.03447	25.5	1.00	218.5	54.8	222.20	51.0	261.7	30.2	218.5	54.8
0909-44R	121	3461	2.9	0.1760	7.6	0.03574	3.4	0.44	226.4	7.5	164.59	11.6	-652.9	187.9	226.4	7.5
0909-22C	505	39033	3.3	0.3049	8.9	0.04348	8.7	0.98	274.4	23.4	270.21	21.0	234.3	37.5	274.4	23.4
0909-26R	332	13629	46.8	0.4252	10.6	0.05799	10.5	0.99	363.4	37.1	359.75	32.0	336.4	27.4	363.4	37.1
0909-25C	407	43461	6.4	1.0791	10.2	0.11983	10.2	1.00	729.6	70.2	743.18	53.7	784.3	12.0	729.6	70.2
0910 Calcisilicato																
13Q 334060																
2389661																
0910-37C	3300	26777	1.2	0.0799	8.3	0.01164	7.3	0.88	74.6	5.4	78.06	6.2	185.3	91.3	74.6	5.4
0910-48R	1244	33400	147.7	0.0754	5.4	0.01165	4.9	0.90	74.7	3.6	73.83	3.8	47.0	56.9	74.7	3.6
0910-42R	1250	15446	2.8	0.0756	22.1	0.01175	22.0	1.00	75.3	16.5	73.97	15.8	30.6	50.5	75.3	16.5
0910-19R	1223	16014	2.2	0.0777	16.9	0.01203	16.4	0.97	77.1	12.6	75.94	12.4	39.1	100.0	77.1	12.6
0910-34R	1069	15382	2.4	0.0773	20.8	0.01208	20.8	1.00	77.4	16.0	75.61	15.2	18.9	45.0	77.4	16.0
0910-13C	1658	20816	2.0	0.0849	14.9	0.01208	14.9	1.00	77.4	11.5	82.74	11.9	239.0	30.5	77.4	11.5
0910-14R	1187	12724	2.3	0.0783	14.7	0.01209	14.7	0.99	77.5	11.3	76.54	10.9	47.6	36.9	77.5	11.3
0910-20R	867	8628	1.9	0.0758	12.7	0.01216	10.8	0.85	77.9	8.4	74.17	9.1	-44.6	162.8	77.9	8.4
0910-06C	758	8554	2.2	0.0716	12.3	0.01227	8.4	0.68	78.6	6.6	70.17	8.4	-208.9	226.5	78.6	6.6
0910-09C	850	7322	2.4	0.0739	13.8	0.01227	10.8	0.78	78.6	8.4	72.39	9.7	-129.0	213.8	78.6	8.4
0910-36R	1181	12818	2.5	0.0795	10.1	0.01237	10.0	0.99	79.3	7.9	77.64	7.6	27.8	30.3	79.3	7.9
0910-18C	2194	22234	2.0	0.0812	15.4	0.01242	15.3	1.00	79.6	12.1	79.23	11.7	69.2	36.3	79.6	12.1
0910-41C	2286	56455	2.1	0.0836	9.4	0.01245	9.3	0.99	79.8	7.3	81.51	7.3	132.6	35.9	79.8	7.3
0910-07R	576	20350	2.8	0.0728	10.8	0.01246	4.7	0.43	79.8	3.7	71.38	7.5	-203.2	245.5	79.8	3.7
0910-25C	1018	12531	1.8	0.0794	13.0	0.01257	10.2	0.79	80.5	8.2	77.54	9.7	-13.4	194.7	80.5	8.2
0910-10R	789	6456	2.4	0.0765	14.7	0.01258	11.5	0.78	80.6	9.2	74.85	10.6	-105.1	227.2	80.6	9.2
0910-21C	1182	14377	2.6	0.0842	7.2	0.01258	7.1	0.98	80.6	5.7	82.05	5.7	124.3	32.8	80.6	5.7
0910-22R	752	11399	3.2	0.0814	14.3	0.01267	11.6	0.81	81.2	9.3	79.49	10.9	29.4	201.9	81.2	9.3
0910-39C	741	13242	2.2	0.0812	13.8	0.01269	12.7	0.92	81.3	10.3	79.26	10.5	19.4	127.6	81.3	10.3

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)						Best age ±	
	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	207Pb 235U	± (%)	206Pb 238U	± (%)	error corr.	206Pb 238U	± (Ma)	207Pb 235U	± (Ma)	206Pb 207Pb	± (Ma)	(Ma)	(Ma)
0910 Calcisilicato																
13Q 334060																
2389661																
0910-46	1210	15641	1.7	0.08329	11.5	0.0129	11.2	0.97	82.3	9.2	81.23	9.0	49.0	63.0	82.3	9.2
0910-24	514	6038	2.5	0.07575	13.6	0.0129	6.1	0.45	82.7	5.1	74.14	9.7	-195.0	303.7	82.7	5.1
0910-01	533	10602	1.6	0.07393	11.1	0.0131	2.3	0.21	83.9	1.9	72.42	7.8	-290.5	277.3	83.9	1.9
0910-26	2452	23670	1.0	0.08815	4.0	0.0132	3.1	0.78	84.8	2.6	85.77	3.3	112.8	58.6	84.8	2.6
0910-35	756	21780	1.8	0.07917	13.6	0.0133	6.7	0.49	85.3	5.7	77.37	10.1	-161.7	294.5	85.3	5.7
0910-38	2592	55963	1.0	0.08842	2.2	0.0134	2.0	0.90	85.8	1.7	86.03	1.8	91.5	23.0	85.8	1.7
0910-01	522	8262	1.3	0.07644	10.9	0.0142	6.8	0.63	91.1	6.2	74.80	7.9	-419.6	222.5	91.1	6.2
0910-31	598	9220	2.9	0.08290	10.3	0.0145	3.3	0.32	92.5	3.0	80.87	8.0	-250.1	247.3	92.5	3.0
0910-33	951	18097	3.0	0.09941	11.7	0.0155	7.3	0.62	98.9	7.2	96.23	10.8	31.5	219.9	98.9	7.2
0910-23	385	10252	1.7	0.08134	6.8	0.0157	3.7	0.55	100.3	3.7	79.40	5.2	-511.4	151.0	100.3	3.7
0910-45	297	6884	1.9	0.10094	21.0	0.0172	2.9	0.14	109.7	3.2	97.64	19.5	-187.6	524.0	109.7	3.2
0910-05	342	6173	2.1	0.08431	5.6	0.0172	2.0	0.35	110.0	2.2	82.19	4.4	-668.3	144.9	110.0	2.2
0910-01	281	4819	2.6	0.08119	5.9	0.0174	3.2	0.54	110.9	3.5	79.26	4.5	-796.0	139.8	110.9	3.5
0910-01	180	4313	2.1	0.08866	9.7	0.0185	5.2	0.54	118.2	6.1	86.25	8.0	-727.8	229.7	118.2	6.1
0910-48	1244	33400	147.7	0.07542	5.4	0.0116	4.9	0.90	74.7	3.6	73.83	3.8	47.0	56.9	576.7	52.5
0902 Granodiorita																
13Q 333369																
2388301																
0902-22	135	3889	1.9	0.05339	91.7	0.01139	9.7	0.11	73.0	7.0	52.82	47.2	-789.2	3516.5	73.0	7.0
0902-27	134	6404	1.6	0.05518	42.3	0.01166	7.0	0.17	74.7	5.2	54.54	22.5	-764.1	1219.3	74.7	5.2
0902-29	152	4424	2.2	0.07981	16.5	0.01180	3.7	0.22	75.6	2.8	77.97	12.4	150.0	378.5	75.6	2.8
0902-25	105	2512	2.0	0.08220	32.0	0.01181	4.6	0.14	75.7	3.5	80.21	24.7	217.3	750.6	75.7	3.5
0902-28	127	6905	1.4	0.06863	29.2	0.01183	8.9	0.30	75.8	6.7	67.40	19.0	-222.8	710.9	75.8	6.7
0902-12	150	4819	1.7	0.06211	31.1	0.01201	5.2	0.17	76.9	4.0	61.18	18.4	-519.4	834.8	76.9	4.0
0902-05	102	3122	1.9	0.06798	62.5	0.01203	5.8	0.09	77.1	4.5	66.78	40.4	-289.1	1746.8	77.1	4.5
0902-13	173	6602	1.2	0.08116	15.3	0.01204	4.3	0.28	77.1	3.3	79.24	11.6	143.1	345.4	77.1	3.3
0902-16	107	4097	2.1	0.06105	61.0	0.01208	7.5	0.12	77.4	5.8	60.17	35.6	-582.5	1788.0	77.4	5.8
0902-03	130	9475	2.1	0.09001	31.3	0.01210	4.9	0.16	77.6	3.8	87.51	26.2	368.2	711.6	77.6	3.8
0902-08	105	3700	1.8	0.07577	35.9	0.01211	7.8	0.22	77.6	6.0	74.16	25.7	-34.4	874.8	77.6	6.0

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)					Best age ±		
	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb	± (Ma)	(Ma)	(Ma)
0902 Granodiorita																
13Q 333369																
2388301																
0902-06	143	6175	1.5	0.06915	43.7	0.01211	8.6	0.20	77.6	6.6	67.89	28.7	-261.7	1133.1	77.6	6.6
0902-15	141	5361	1.5	0.07727	21.3	0.01211	6.1	0.29	77.6	4.7	75.58	15.5	11.9	494.6	77.6	4.7
0902-30	127	5164	1.4	0.08170	28.2	0.01216	4.9	0.17	77.9	3.8	79.75	21.6	135.7	664.0	77.9	3.8
0902-01	158	8824	1.7	0.06266	30.0	0.01219	4.4	0.15	78.1	3.4	61.71	18.0	-535.7	810.3	78.1	3.4
0902-11	73	3272	1.9	0.09262	30.6	0.01219	7.2	0.24	78.1	5.6	89.95	26.4	416.5	678.7	78.1	5.6
0902-14	105	4999	1.6	0.07432	46.9	0.01221	8.4	0.18	78.2	6.6	72.79	33.0	-101.7	1192.2	78.2	6.6
0902-26	146	11299	1.2	0.07179	26.2	0.01224	6.0	0.23	78.4	4.6	70.40	17.8	-194.8	647.8	78.4	4.6
0902-20	97	8360	2.1	0.06824	55.9	0.01226	4.3	0.08	78.5	3.4	67.02	36.3	-327.3	1542.0	78.5	3.4
0902-19	110	5087	1.4	0.08904	41.3	0.01234	5.7	0.14	79.0	4.4	86.61	34.3	300.7	971.5	79.0	4.4
0902-07	89	4685	1.9	0.09781	31.5	0.01239	7.2	0.23	79.4	5.7	94.75	28.5	501.3	690.8	79.4	5.7
0902-18	129	4317	1.2	0.08749	27.1	0.01242	4.6	0.17	79.6	3.6	85.16	22.1	245.3	624.6	79.6	3.6
0902-17	154	2772	1.4	0.09579	17.7	0.01244	2.9	0.16	79.7	2.3	92.89	15.7	446.2	390.7	79.7	2.3
0902-09	156	2488	1.7	0.08363	29.5	0.01260	3.4	0.12	80.7	2.7	81.56	23.2	105.4	706.7	80.7	2.7
0902-02	90	6012	1.4	0.08911	32.3	0.01271	7.3	0.23	81.4	5.9	86.67	26.8	233.4	742.6	81.4	5.9
0902-10	184	63188	1.3	0.73664	5.3	0.09191	4.8	0.91	566.8	26.1	560.44	22.7	534.6	47.3	566.8	26.1
0911B Tonalita																
13 Q 334030																
2389415																
0911-20C	703	8825	2.2	0.0864	9.8	0.0123	3.1	0.3	78.9	2.4	84.10	7.9	235.3	215.2	78.9	2.4
0911-24C	79	2282	3.1	0.0801	38	0.0123	8.5	0.2	79.0	6.7	78.27	28.7	56.0	911.4	79.0	6.7
0911-8 C	115	3794	1.6	0.0688	26.8	0.0124	5.9	0.2	79.5	4.7	67.59	17.5	-335.6	683.5	79.5	4.7
0911-11C	554	23029	2.0	0.0804	7.2	0.0124	2.1	0.3	79.5	1.7	78.51	5.4	47.4	163.1	79.5	1.7
0911-21C	287	15637	9.9	0.0747	16.7	0.0124	3.5	0.2	79.6	2.7	73.11	11.8	-134.1	407.6	79.6	2.7
0911-22C	613	15202	2.1	0.0818	6.0	0.0124	2.2	0.4	79.7	1.7	79.85	4.6	85.7	132.0	79.7	1.7
0911-13C	1180	27524	1.2	0.0822	3.7	0.0124	1.2	0.3	79.7	1.0	80.24	2.9	96.1	83.5	79.7	1.0
0911-23C	862	23577	2.2	0.0809	3.7	0.0124	1.0	0.3	79.7	0.8	79.01	2.8	57.7	84.8	79.7	0.8
0911-7C	1393	43820	1.2	0.0818	3.3	0.0125	1.0	0.3	79.8	0.8	79.84	2.5	81.5	74.7	79.8	0.8
0911-25C	514	36510	2.6	0.086	5.2	0.0125	1.6	0.3	79.9	1.3	83.78	4.2	195.6	115.7	79.9	1.3
0911-19C	799	10369	1.9	0.091	9.6	0.0125	1.0	0.1	79.9	0.8	88.42	8.1	324.0	217.3	79.9	0.8
0911-15R	718	29324	1.9	0.0833	3.5	0.0125	1.8	0.5	80	1.4	81.23	2.8	118.7	71.9	80.0	1.4
0911-4C	133	5341	2.2	0.0541	46	0.0125	6.0	0.1	80.2	4.8	53.54	24	-1024	1420	80.2	4.8
0911-18R	147	6061	1.9	0.0734	21.9	0.01253	4.4	0.20	80.3	3.5	71.91	15.2	-197.4	542.1	80.3	3.5
0911-17C	645	17485	2.0	0.08560	5.8	0.01259	2.2	0.4	80.7	1.8	83.4	4.6	162.8	124.3	80.7	1.8

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)						Best age ±	
	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	207Pb 235U	± (%)	206Pb 238U	± (%)	error corr.	206Pb 238U	± (Ma)	207Pb 235U	± (Ma)	206Pb 207Pb	± (Ma)	(Ma)	(Ma)
0911B Tonalita																
13 Q 334030																
2389415																
0911-1C	47	1780	4.1	0.0512	83.8	0.01260	14	0.2	80.7	11	50.65	41.4	-1216	1274	80.7	11.3
0911-10C	355	7394	1.1	0.0761	12.0	0.01261	2.2	0.2	80.8	1.8	74.51	8.7	-122.1	293.1	80.8	1.8
0911-9C	1034	39099	1.8	0.0823	3.8	0.01262	1.5	0.4	80.9	1.2	80.29	2.9	63.0	82.4	80.9	1.2
0911-14C	193	7549	2.6	0.0873	9.9	0.01269	3.6	0.4	81.3	2.9	84.97	8.1	189.1	214.5	81.3	2.9
0911-2C	728	14737	2.1	0.0845	6.1	0.01270	2.5	0.4	81.4	2.0	82.39	4.8	111.8	132.3	81.4	2.0
0911-6R	125	3207	3.1	0.064	46.2	0.01271	6.5	0.1	81.4	5.2	62.94	28.2	-593.5	1300	81.4	5.2
0911-5C	263	10410	3.1	0.0806	23.0	0.01282	4.3	0.2	82.1	3.5	78.66	17.4	-25.4	553.3	82.1	3.5
0911-12C	445	17604	2.1	0.0826	7.9	0.01282	3.1	0.4	82.1	2.5	80.54	6.1	33.2	175.2	82.1	2.5
0911-16C	383	15563	1.9	0.0833	10.6	0.01300	2.0	0.2	83.2	1.6	81.20	8.3	21.4	251.1	83.2	1.6
0911-3C	98	3148	1.8	0.0964	98.9	0.01301	12	0.1	83.3	10	93.44	88.5	359.9	n.d	83.3	10
0932 Granite																
13 Q 335277																
2387118																
0932-02R	3112	39263	6.7	0.0758	7.7	0.01161	7.7	1	74.4	5.7	74.15	5.5	66.6	22.4	74.4	5.7
0932-28R	2315	27182	2.1	0.0803	10.8	0.01221	11	1.00	78.2	8.4	78.44	8.2	85.4	18.0	78.2	8.4
0932-07C	694	9905	2.4	0.076	14.4	0.01243	11	0.8	79.6	8.8	74.35	10.3	-92.6	222.7	79.6	8.8
0932-05C	639	11505	1.5	0.0776	12.9	0.01246	10	0.8	79.8	8.1	75.88	9.4	-46.0	189.7	79.8	8.1
0932-08R	764	19359	2.6	0.0788	12.9	0.01258	13	1	80.6	10	77.05	9.6	-32.1	78.2	80.6	10
0932-11C	1545	25911	1.6	0.08270	20.9	0.01270	21	1.00	81.3	17	80.68	16.2	61.4	45.1	81.3	16.8
0932-18R	708	8477	3.9	0.0803	14.4	0.01272	13	0.9	81.5	11	78.4	10.9	-15.2	146.3	81.5	10.6
0932-34C	2809	38204	2.0	0.085	4.7	0.01285	4.5	1	82.3	3.7	82.79	3.7	97.7	23.9	82.3	3.7
0932-29C	875	14306	3.6	0.0808	13.6	0.01286	12	0.9	82.3	9.5	78.86	10.3	-25.2	173.9	82.3	9.5
0932-25C	1666	17325	1.5	0.083	9.7	0.01287	9.5	1	82.4	7.8	81.0	7.6	39.5	43.4	82.4	7.8
0932-21C	1077	11455	3.4	0.0804	16.3	0.01288	16	1	82.5	13	78.55	12.3	-39.8	95.5	82.5	12.9
0932-17C	1238	20858	1.8	0.0847	11.8	0.01303	12	1	83.5	9.7	82.53	9.4	55.5	31.5	83.5	9.7
0932-23C	4141	50606	2.3	0.0873	14.2	0.01313	14	1.00	84.1	12	84.99	11.6	109.6	21.4	84.1	11.8
0932-36C	534	8239	1.4	0.0843	14	0.01314	12	0.9	84.2	10	82.14	11.0	23.8	157.8	84.2	10.3
0932-31C	448	9240	1.6	0.0751	13.8	0.01317	7.9	0.6	84.4	6.6	73.57	9.8	-264.5	287	84.4	6.6
0932-16R	931	14730	9.1	0.0852	10.2	0.01317	10.0	1	84.4	8.4	82.97	8.1	42.7	45.0	84.4	8.4
0932-24C	615	7505	5.0	0.0865	4.0	0.01325	3.2	0.8	84.9	2.7	84.25	3.3	67.1	59.2	84.9	2.7
0932-27C	1102	27667	2.7	0.0859	3.2	0.01332	1.8	0.6	85.3	1.5	83.69	2.5	38.4	61.9	85.3	1.5
0932-26C	4038	40308	1.4	0.0894	3.4	0.01344	3.3	1	86	2.8	86.91	2.8	110.8	15.4	86.0	2.8
0932-09C	492	6151	3.9	0.0762	13.9	0.01345	7.9	0.6	86.1	6.8	74.54	10	-282.2	291.9	86.1	6.8

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)						Best age ±	
	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb	± (Ma)	(Ma)	(Ma)
0932 Granite																
13 Q 335277																
2387118																
0932-22C	1875	21518	2.7	0.0884	6.9	0.01357	6.7	1	86.9	5.8	85.99	5.7	62.0	38.8	86.9	5.8
0932-06C	360	3969	7.5	0.07760	13.2	0.01371	6.4	0.5	87.8	5.6	75.89	9.7	-284.4	296.2	87.8	5.6
0932-33R	3401	50112	1.1	0.0915	16.4	0.01375	16	1.00	88	14	88.93	14	113.3	25.3	88.0	14.3
0932-04R	3133	40826	2.8	0.0905	8.0	0.01377	7.9	1	88.2	6.9	87.94	6.7	81.8	21.6	88.2	6.9
0932-12R	1477	32789	2.4	0.08980	2.9	0.01381	2.4	0.8	88.4	2.1	87.32	2.5	56.9	38.7	88.4	2.1
0932-13C	3682	57094	6.7	0.0927	3.5	0.01393	3.4	1	89.2	3.0	90.05	3.0	113.7	14.1	89.2	3.0
0932-03C	1635	13716	4.7	0.0931	2.8	0.01414	2.1	0.8	90.5	1.9	90.38	2.4	87.4	41.0	90.5	1.9
0932-14C	2242	45166	2.4	0.0985	2.3	0.01512	1.8	0.8	96.8	1.7	95.35	2.1	60.1	33.7	96.8	1.7
0932-15C	559	16114	1.3	0.1038	12.3	0.01569	12	1	100.3	12	100.25	11.8	98.2	57.7	100.3	12
0932-32C	269	6626	1.5	0.0832	6.4	0.01603	2.1	0.3	102.5	2.1	81.16	5.0	-510.6	161.3	102.5	2.1
0932-10C	248	5009	1.9	0.0825	6.0	0.01649	1.3	0.2	105.4	1.4	80.47	4.6	-610.4	158.7	105.4	1.4
0932-20R	262	3522	2.7	0.0816	4.6	0.01732	3.1	0.7	110.7	3.4	79.61	3.5	-776.8	95.2	110.7	3.4
0932-01C	2423	1E+05	3.8	0.1714	7.5	0.02483	7.5	1	158.1	12	160.6	11.2	197.7	22.1	158.1	11.7
0932-30C	591	29724	2.2	0.1598	10.0	0.02511	5.3	0.5	159.9	8.3	150.55	13.9	5.9	203.6	159.9	8.3
0932-19C	114	6913	1.0	0.3554	12.6	0.05027	11	0.9	316.2	33	308.80	33.5	253.4	151.6	316.2	33.1
0921 Cuarzo-Traquita																
13Q 329724																
2394716																
0921-01	434	21817	2.2	0.0838	6.4	0.01251	2.3	0.36	80.1	1.8	81.73	5.0	128.7	139.7	80.1	1.8
0921-02	629	15162	1.9	0.0895	9.1	0.01282	3.8	0.41	82.1	3.1	86.99	7.6	222.8	191.4	82.1	3.1
0921-03	864	30712	1.1	0.0810	5.4	0.01255	1.5	0.27	80.4	1.2	79.06	4.1	38.5	123.4	80.4	1.2
0921-04	596	17499	1.3	0.0792	7.5	0.01191	6.0	0.80	76.3	4.6	77.38	5.6	111.0	106.3	76.3	4.6
0921-05	694	14784	1.1	0.0853	8.1	0.01278	4.1	0.50	81.8	3.3	83.16	6.5	121.3	165.0	81.8	3.3
0921-06	479	1321	1.8	0.0964	20.3	0.01234	6.7	0.33	79.1	5.2	93.47	18.1	477.9	427.4	79.1	5.2
0921-07	411	13666	2.0	0.0831	9.9	0.01241	2.5	0.25	79.5	1.9	81.07	7.7	127.5	227.2	79.5	1.9
0921-08	608	33375	2.0	0.0775	6.7	0.01210	2.2	0.32	77.5	1.7	75.79	4.9	20.8	151.6	77.5	1.7
0921-09	409	26458	2.4	0.0840	10.3	0.01222	3.5	0.34	78.3	2.8	81.90	8.1	188.3	226.2	78.3	2.8
0921-10	188	12871	2.3	0.0702	26.5	0.01264	4.7	0.18	80.9	3.8	68.89	17.7	-332.1	681.6	80.9	3.8
0921-11	365	8797	2.9	0.0786	10.0	0.01229	2.2	0.22	78.7	1.7	76.79	7.4	17.2	235.6	78.7	1.7
0921-12	804	31805	1.3	0.0829	4.9	0.01243	1.5	0.31	79.6	1.2	80.86	3.8	117.2	110.7	79.6	1.2
0921-13	717	21518	1.4	0.0809	4.8	0.01231	1.6	0.32	78.9	1.2	79.01	3.7	82.7	108.0	78.9	1.2
0921-14	540	25008	3.2	0.0809	6.2	0.01248	1.4	0.22	79.9	1.1	79.03	4.7	51.3	143.8	79.9	1.1
0921-15	415	17140	1.5	0.0853	8.9	0.01245	2.2	0.25	79.7	1.7	83.16	7.1	182.6	201.2	79.7	1.7
0921-16	622	19812	1.9	0.0807	7.2	0.01259	1.3	0.17	80.6	1.0	78.77	5.5	22.9	170.1	80.6	1.0

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)				Best age ±			
	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb	± (Ma)	(Ma)	± (Ma)
0921 Cuarzo-Traquita																
13Q 329724																
2394716																
0921-17	500	22887	2.5	0.0778	9.2	0.01232	2.0	0.21	79.0	1.5	76.12	6.7	-11.9	216.6	79.0	1.5
0921-18	236	12769	2.6	0.0917	18.3	0.01240	3.1	0.17	79.4	2.4	89.09	15.6	356.2	410.1	79.4	2.4
0921-19	299	12981	2.6	0.0838	10.6	0.01237	3.7	0.34	79.2	2.9	81.71	8.3	154.9	234.0	79.2	2.9
0921-20	624	41602	2.8	0.0863	4.2	0.01251	1.2	0.28	80.1	0.9	84.03	3.4	196.1	93.6	80.1	0.9
0921-21	312	15208	3.0	0.0795	11.4	0.01237	2.1	0.19	79.2	1.7	77.63	8.5	28.3	268.0	79.2	1.7
0921-22	388	15747	2.4	0.0849	9.6	0.01254	2.5	0.26	80.3	2.0	82.72	7.7	152.0	218.1	80.3	2.0
0921-23	543	16477	1.8	0.0841	6.6	0.01219	2.7	0.41	78.1	2.1	81.97	5.2	196.2	141.0	78.1	2.1
0921-24	426	4926	2.0	0.0891	15.1	0.01241	1.9	0.13	79.5	1.5	86.63	12.6	286.9	344.9	79.5	1.5
0921-25	277	14280	2.4	0.0789	10.7	0.01235	2.5	0.23	79.1	2.0	77.14	8.0	16.4	251.2	79.1	2.0
0921-26	475	33437	2.0	0.0825	7.0	0.01221	3.9	0.56	78.3	3.1	80.45	5.4	145.8	136.9	78.3	3.1
0921-27	512	44348	1.8	0.0846	7.8	0.01244	1.4	0.18	79.7	1.1	82.42	6.2	161.5	180.2	79.7	1.1
0921-28	393	9577	2.7	0.0818	12.1	0.01242	1.4	0.12	79.6	1.1	79.82	9.3	86.6	285.0	79.6	1.1
0921-29	316	13641	1.5	0.0844	9.9	0.01258	5.8	0.59	80.6	4.7	82.32	7.8	133.5	187.3	80.6	4.7
0921-30	470	24755	2.1	0.0767	9.6	0.01245	1.8	0.19	79.8	1.4	75.08	6.9	-71.4	230.2	79.8	1.4
0945a Riolita																
13Q 336447																
2396601																
0945a-10	402	17799	1.7	0.0846	7.2	0.01233	2.7	0.38	79.0	2.1	82.49	5.7	185.0	156.4	79.0	2.1
0945a-12	271	12907	2.8	0.0761	20.1	0.01241	2.0	0.10	79.5	1.6	74.52	14.4	-83.7	493.8	79.5	1.6
0945a-14	129	5252	2.1	0.0847	35.3	0.01254	3.1	0.09	80.3	2.5	82.60	28.0	149.0	848.5	80.3	2.5
0945a-03	337	10601	1.7	0.0868	10.6	0.01261	5.3	0.50	80.8	4.3	84.55	8.6	192.9	212.8	80.8	4.3
0945a-08	267	13628	2.2	0.0725	22.5	0.01277	2.0	0.09	81.8	1.6	71.05	15.4	-277.8	576.5	81.8	1.6
0945a-11	307	18035	3.3	0.0817	11.2	0.01279	3.0	0.27	81.9	2.5	79.78	8.6	16.6	259.8	81.9	2.5
0945a-02	489	20711	1.9	0.0834	9.2	0.01288	1.5	0.17	82.5	1.3	81.30	7.2	46.4	217.2	82.5	1.3
0945a-05	682	36303	2.3	0.0855	4.1	0.01298	1.4	0.35	83.1	1.2	83.32	3.3	88.4	91.4	83.1	1.2
0945a-17	301	5855	1.7	0.0834	10.4	0.01313	6.7	0.65	84.1	5.6	81.32	8.2	1.4	192.7	84.1	5.6
0945a-16	207	2484	2.8	0.0879	17.2	0.01317	5.5	0.32	84.4	4.6	85.55	14.1	118.7	385.5	84.4	4.6
0945a-15	467	18578	2.3	0.0889	6.1	0.01335	2.0	0.32	85.5	1.7	86.49	5.1	114.1	137.2	85.5	1.7
0945a-06	213	20633	2.7	0.0786	20.5	0.01383	3.7	0.18	88.5	3.3	76.85	15.1	-273.2	515.7	88.5	3.3
0945a-07	576	92815	20.4	0.3691	2.5	0.05041	1.9	0.78	317.0	6.0	318.98	6.8	333.4	35.6	317.0	6.0
0945a-01	257	107030	1.0	0.5159	1.8	0.06628	0.8	0.47	413.7	3.4	422.43	6.2	470.4	35.0	413.7	3.4
0945a-13	75	47697	1.3	1.7385	3.3	0.17260	1.2	0.36	1026.4	11.3	1022.92	21.3	1015.5	62.6	1015.5	62.6
0945a-04	160	141157	2.9	1.6731	6.0	0.16283	5.8	0.95	972.5	52.0	998.38	38.4	1055.8	36.4	1055.8	36.4

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)						Best age ±	
	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	207Pb 235U	± (%)	206Pb 238U	± (%)	error corr.	206Pb 238U	± (Ma)	207Pb 235U	± (Ma)	206Pb 207Pb	± (Ma)	(Ma)	± (Ma)
0917b Secuencia Ojo de Buey inferior																
13 Q 335031																
2398954																
0917b-1509	82	1354	1.8	0.0765	46.5	0.01053	7.4	0.2	67.5	5.0	74.83	33.6	315.7	1099	67.5	5.0
0917b-209	99	1121	2.7	0.0638	62.8	0.01079	2.8	0	69.2	1.9	62.76	38.3	-175.3	1731	69.2	1.9
0917b-1309	177	913	2.1	0.0817	29.3	0.01092	2.8	0.1	70.0	1.9	79.75	22.5	381.5	668.6	70.0	1.9
0917b-609	121	1186	2.2	0.0653	89	0.01101	6.6	0.1	70.6	4.6	64.18	55.4	-169.6	2974	70.6	4.6
0917b-17	720	4845	2.1	0.0690	11.3	0.01123	6.6	0.6	72.0	4.7	67.72	7.4	-81.6	224.3	72.0	4.7
0917b-1209	262	4099	2.1	0.0620	23.1	0.01152	4.9	0.2	73.8	3.6	61.03	13.7	-415.6	596.8	73.8	3.6
0917b-809	118	2022	2.3	0.0638	55.6	0.01169	7.1	0.1	74.9	5.3	62.80	33.9	-378.5	1539	74.9	5.3
0917b-1909	124	908	1.6	0.0717	43.6	0.01209	5.9	0.1	77.5	4.5	70.35	29.6	-165.4	1121	77.5	4.5
0917b-1409	437	5018	2.1	0.0800	10.9	0.01209	4.7	0.4	77.5	3.6	78.17	8.2	99.3	232.3	77.5	3.6
0917b-10-09	297	4926	2.9	0.0653	24.9	0.01225	1.3	0.1	78.5	1.0	64.21	15.5	-439.8	662.1	78.5	1.0
0917b-41	529	2315	2.3	0.0770	6.2	0.01226	5.2	0.8	78.5	4.0	75.28	4.5	-26.4	83.6	78.5	4.0
0917b-60	946	5983	3.3	0.0736	14.7	0.01239	9.4	0.6	79.4	7.4	72.07	10.2	-163.2	281.0	79.4	7.4
0917b-509	367	4879	3.4	0.0674	16.1	0.01239	3.5	0.2	79.4	2.7	66.24	10.3	-386.9	410.8	79.4	2.7
0917b-409	441	6897	3.5	0.0866	16.9	0.01244	3.7	0.2	79.7	3.0	84.28	13.7	216.5	384.1	79.7	3.0
0917b-76	566	3205	2.4	0.0771	11.4	0.01249	11	1	80.0	8.6	75.37	8.3	-69.4	89.8	80.0	8.6
0917b-28	495	5332	2.8	0.0826	12.9	0.01251	12.0	0.9	80.1	9.5	80.55	10.0	92.5	114.9	80.1	9.5
0917b-31	218	1344	2.2	0.0814	8.7	0.01274	2.2	0.3	81.6	1.8	79.49	6.7	16.4	203.6	81.6	1.8
0917b-79	428	2303	1.7	0.0755	11.3	0.01278	9.8	0.9	81.8	8.0	73.94	8.0	-175.0	136.9	81.8	8.0
0917b-1109	388	2749	2.2	0.0963	22.9	0.01284	6.3	0.3	82.2	5.1	93.37	20.4	387.9	499.6	82.2	5.1
0917b-43	695	3526	1.9	0.0839	2.7	0.01301	0.9	0.3	83.4	0.8	81.77	2.1	35.7	59.8	83.4	0.8
0917b-61	246	1223	3.3	0.0741	10.1	0.01308	1.5	0.2	83.8	1.3	72.55	7.1	-283.1	254.9	83.8	1.3
0917b-68	2777	13983	1.1	0.0874	2.7	0.01312	2.4	0.9	84.0	2.0	85.05	2.2	113.6	30.1	84.0	2.0
0917b-74	255	1224	1.6	0.0804	8.4	0.01314	1.7	0.20	84.2	1.4	78.51	6.3	-90.1	202.0	84.2	1.4
0917b-62	257	2276	2.0	0.0717	6.8	0.01315	4.2	0.6	84.2	3.5	70.32	4.6	-380.4	138.4	84.2	3.5
0917b-66	871	3820	3.2	0.0820	2.8	0.01319	1.2	0.4	84.5	1.0	80.04	2.2	-51.2	62.1	84.5	1.0
0917b-1809	970	5544	3.2	0.0871	10.6	0.01331	8.8	0.8	85.3	7.5	84.78	8.6	71.2	139.3	85.3	7.5
0917b-42	981	4401	2.7	0.0862	3.3	0.01337	2.1	0.6	85.6	1.8	83.99	2.7	37.2	61.2	85.6	1.8
0917b-26	284	3101	3.5	0.0880	9.5	0.01339	5.7	0.60	85.7	4.9	85.60	7.8	81.5	180.9	85.7	4.9
0917b-54	374	2284	3.0	0.0730	9.3	0.01363	3.5	0.4	87.3	3.0	71.54	6.4	-427.8	225.8	87.3	3.0
0917b-56	191	1313	1.4	0.0720	14.7	0.01367	8.5	0.6	87.6	7.4	70.56	10.0	-473.6	319.7	87.6	7.4
0917b-53	588	3118	1.2	0.0737	10.5	0.01374	7.3	0.70	88.0	6.4	72.22	7.3	-423.5	197.3	88.0	6.4
0917b-69	1054	29886	1.9	0.0916	2.6	0.01384	1.0	0.4	88.6	0.9	88.98	2.2	98.7	57.1	88.6	0.9
0917b-109	767	3937	3.9	0.0972	7.9	0.01389	1.5	0.2	88.9	1.3	94.16	7.1	228.9	179.0	88.9	1.3

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)				Best age \pm			
	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	\pm (%)	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	\pm (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	\pm (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	\pm (Ma)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb	\pm (Ma)	(Ma)	\pm (Ma)
0917b Secuencia Ojo de Buey inferior																
13 Q 335031																
2398954																
0917b-25	471	2896	2.5	0.0902	26.6	0.01411	13	0.50	90.3	12.0	87.68	22.3	15.6	557.9	90.3	12.0
0917b-18	240	1291	2.8	0.0663	9.5	0.01415	6.9	0.7	90.6	6.2	65.19	6.0	-791.9	183.3	90.6	6.2
0917b-63	404	2208	1.9	0.0730	9.2	0.01467	5.5	0.6	93.9	5.1	71.52	6.3	-624.3	201.7	93.9	5.1
0917b-34	266	1929	1.4	0.0766	19.9	0.01471	14	0.7	94.1	13	74.97	14.4	-500.5	383.1	94.1	12.9
0917b-1609	1179	4009	2.9	0.1071	6.6	0.01516	2.6	0.4	97.0	2.5	103.34	6.5	253.0	140.8	97.0	2.5
0917b-65	271	1353	2.2	0.0663	6.0	0.01556	1.5	0.3	99.5	1.5	65.22	3.8	-1066.6	174.1	99.5	1.5
0917b-03	241	1976	1.2	0.0698	6.6	0.01581	1.5	0.2	101.1	1.5	68.55	4.4	-960.7	190.0	101.1	1.5
0917b-11	165	921	1.2	0.0659	12.8	0.01586	2.4	0.2	101.4	2.4	64.75	8.0	-1147.5	385.8	101.4	2.4
0917b-23	317	1902	2.1	0.0772	8.7	0.01596	1.8	0.2	102	1.9	75.52	6.3	-700.8	235.5	102.0	1.9
0917b-16	168	1015	2.8	0.0624	11.7	0.01603	2.7	0.2	102.5	2.8	61.46	7.0	-1349.1	365.8	102.5	2.8
0917b-20	319	3481	2.8	0.0854	8.0	0.01616	2.6	0.3	103.4	2.7	83.23	6.4	-462.2	199.5	103.4	2.7
0917b-1709	387	4271	2.4	0.1094	17.2	0.01617	2.2	0.1	103.4	2.2	105.41	17.3	150.4	403.3	103.4	2.2
0917b-35	248	1675	1.9	0.0708	7.1	0.01621	2.4	0.3	103.6	2.5	69.42	4.8	-995.6	199.7	103.6	2.5
0917b-48	307	2279	2.4	0.0796	8.3	0.01626	2.7	0.3	104	2.8	77.81	6.3	-667.5	217.7	104.0	2.8
0917b-27	315	2787	3.0	0.10480	11.3	0.01636	9.0	0.8	104.6	9.3	101.2	10.8	21.7	163.0	104.6	9.3
0917b-52	241	1294	1.8	0.0687	6.5	0.01643	1.6	0.3	105.1	1.7	67.44	4.3	-1127.4	193.2	105.1	1.7
0917b-58	895	5961	2.9	0.1014	14.3	0.01644	12	0.8	105.1	12	98.09	13.3	-69.2	204.8	105.1	12.1
0917b-72	243	1427	1.4	0.0671	11.7	0.01659	1.2	0.1	106.1	1.3	65.90	7.5	-1229.9	363.4	106.1	1.3
0917b-45	200	1199	4.5	0.0764	13.6	0.01674	3.1	0.2	107.0	3.3	74.73	9.8	-866.8	381.2	107.0	3.3
0917b-22	273	1468	1.5	0.0715	8.5	0.01682	2.6	0.3	107.5	2.8	70.08	5.8	-1077.2	244.2	107.5	2.8
0917b-33	180	1028	2.7	0.0685	11.0	0.01697	6.6	0.6	108.5	7.1	67.29	7.1	-1233.5	274.1	108.5	7.1
0917b-19	211	2186	2.5	0.0819	7.3	0.01702	1.7	0.2	108.8	1.8	79.95	5.6	-716.0	197.4	108.8	1.8
0917b-64	198	1376	4.3	0.0753	6.9	0.01737	0.5	0.1	111.0	0.6	73.74	4.9	-1016.5	204.6	111.0	0.6
0917b-24	209	1373	2.6	0.0782	6.8	0.01757	0.9	0.1	112.3	1.0	76.42	5.0	-940.9	196.8	112.3	1.0
0917b-39	248	1661	2.5	0.0764	7.0	0.01764	2.9	0.4	112.7	3.2	74.79	5.0	-1018.1	190	112.7	3.2
0917b-13	262	1823	1.0	0.0771	7.4	0.01775	3.9	0.5	113.4	4.4	75.45	5.4	-1010.4	186.3	113.4	4.4
0917b-83	236	1327	3.3	0.0788	9.1	0.01901	2.6	0.3	121.4	3.1	77.02	6.8	-1151.8	268.4	121.4	3.1
0917b-309	583	17481	1.7	0.2751	4.1	0.03935	2.3	0.6	248.8	5.7	246.78	9.0	227.5	78.0	248.8	5.7
0917b-609	244	11757	1.4	0.3687	6.3	0.05283	1.5	0.2	331.9	4.7	318.70	17.3	223.5	142.3	331.9	4.7
0917b-78	175	5990	1.2	0.5009	14.9	0.07250	9.5	0.6	451.2	41	412.34	50.6	200.1	268.8	451.2	41.3
0917b-67	1789	155151	14.1	2.445	1.0	0.21219	0.8	0.8	1241	9.0	1255.94	6.9	1282.5	10.4	1282.5	10.4
0917b-29	43	4326	1.6	3.3513	8.6	0.25993	8.3	1	1490	111	1493.10	67.7	1498.2	44.7	1498.2	44.7

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)				Best age ±			
	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb	± (Ma)	(Ma)	± (Ma)
0948 Secuencia Ojo de Buey superior																
13 Q 333741																
2399349																
0948-39	971	13823	4.6	0.0691	4.0	0.01088	3.7	0.9	69.8	2.5	67.87	2.6	1.5	35.9	69.8	2.5
0948-59	1187	14703	1.8	0.0773	5.3	0.01191	5.1	1	76.3	3.9	75.58	3.8	51.4	30.8	76.3	3.9
0948-66	455	4872	2.5	0.0792	3.2	0.01209	1.3	0.4	77.5	1.0	77.39	2.4	74.8	69.4	77.5	1.0
0948-15	472	4934	2.6	0.0758	4.9	0.01210	3.2	0.7	77.5	2.5	74.22	3.5	-30.4	89.2	77.5	2.5
0948-80	735	8561	3.8	0.0777	9.0	0.01210	8.6	1	77.6	6.6	76.00	6.6	26.9	63.0	77.6	6.6
0948-11	258	3184	3.2	0.0768	4.0	0.01211	2.2	0.5	77.6	1.7	75.13	2.9	-3.0	82.0	77.6	1.7
0948-75	919	10922	2.8	0.0792	3.0	0.01219	1.2	0.4	78.1	0.9	77.38	2.2	55.8	64.9	78.1	0.9
0948-62	814	7807	3.7	0.0790	2.6	0.01226	1.6	0.6	78.6	1.3	77.19	2.0	34.7	50.2	78.6	1.3
0948-41	1585	18214	2.7	0.0802	10.6	0.01228	10	1	78.7	8.1	78.36	8.0	69.0	43.9	78.7	8.1
0948-78	1192	9932	2.7	0.0788	3.7	0.01230	3.0	0.8	78.8	2.3	77.01	2.7	21.7	50.2	78.8	2.3
0948-48	866	7544	2.5	0.0794	13.7	0.01234	14	1	79.1	11	77.55	10.2	31.3	43.3	79.1	10.7
0948-68	530	6293	2	0.0790	3.7	0.01243	2.8	0.7	79.6	2.2	77.20	2.8	3.2	61.0	79.6	2.2
0948-70	1150	11236	2.8	0.0803	3.5	0.01245	3.0	0.9	79.7	2.4	78.41	2.6	38.1	43.6	79.7	2.4
0948-64	288	2358	3.4	0.0758	3.9	0.01251	1.3	0.3	80.1	1.0	74.22	2.8	-112	89.8	80.1	1.0
0948-34	793	7617	2	0.0818	3.1	0.01256	2.2	0.70	80.5	1.7	79.81	2.4	59.6	53.8	80.5	1.7
0948-74	426	4722	3	0.0787	2.4	0.01264	0.8	0.4	81.0	0.7	76.95	1.7	-46.2	53.7	81.0	0.7
0948-58	925	7998	2.4	0.0797	3.4	0.01264	2.0	0.6	81.0	1.6	77.81	2.5	-18.4	66.6	81.0	1.6
0948-44	168	2199	3	0.0752	11.3	0.01265	7.8	0.7	81.1	6.2	73.60	8.0	-162.4	206	81.1	6.2
0948-52	1212	10536	1.8	0.0814	5.0	0.01269	4.6	0.9	81.3	3.7	79.43	3.8	23.2	44.9	81.3	3.7
0948-77	807	5991	2.3	0.0849	4.3	0.01270	3.0	0.70	81.4	2.4	82.77	3.4	123.0	72.4	81.4	2.4
0948-14	601	8291	2.2	0.0806	5.1	0.01271	4.5	0.9	81.4	3.6	78.66	3.9	-4.2	60.0	81.4	3.6
0948-18	1506	13218	2.7	0.0830	2.2	0.01273	1.9	0.9	81.5	1.5	80.95	1.7	63.5	27.4	81.5	1.5
0948-30	349	4591	1.3	0.0817	6.7	0.01275	5.9	0.9	81.7	4.8	79.72	5.1	21.9	75.5	81.7	4.8
0948-13	596	7720	1.9	0.0812	2.7	0.01277	1.3	0.5	81.8	1.1	79.24	2.0	3.3	55.8	81.8	1.1
0948-35	1640	16566	2.6	0.0823	2.0	0.01277	1.5	0.8	81.8	1.2	80.32	1.5	36.6	30.6	81.8	1.2
0948-65	661	8563	1.5	0.0806	2.4	0.01278	0.9	0.4	81.9	0.7	78.69	1.8	-16.3	54.5	81.9	0.7
0948-55	533	4542	2.2	0.0823	3.3	0.01281	1.8	0.6	82.1	1.5	80.28	2.6	27.2	66.5	82.1	1.5
0948-20	1422	22568	2.4	0.0840	2.2	0.01284	2.0	0.9	82.2	1.6	81.85	1.7	70.8	20.6	82.2	1.6
0948-76	806	8254	3.2	0.0848	3.2	0.01285	1.8	0.6	82.3	1.4	82.64	2.5	92.1	62.8	82.3	1.4
0948-57	584	5397	3.8	0.0802	1.8	0.01285	0.7	0.4	82.3	0.6	78.34	1.3	-41.4	38.9	82.3	0.6
0948-73	824	6116	3.2	0.0813	2.6	0.01286	1.5	0.6	82.4	1.3	79.34	2.0	-10.7	50.9	82.4	1.3
0948-38	532	7304	1.5	0.0841	3.6	0.01288	2.7	0.7	82.5	2.2	81.95	2.9	65.2	58.1	82.5	2.2
0948-19	1626	27721	3.4	0.0844	1.7	0.01289	1.1	0.7	82.6	0.9	82.25	1.3	72.8	30.5	82.6	0.9
0948-21	907	9703	2.9	0.0833	15.5	0.01293	15	1	82.8	13	81.21	12.1	34.5	52.9	82.8	12.7

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)						Best age ±	
	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	207Pb 235U	± (%)	206Pb 238U	± (%)	error corr.	206Pb 238U	± (Ma)	207Pb 235U	± (Ma)	206Pb 207Pb	± (Ma)	(Ma)	(Ma)
0948 Secuencia Ojo de Bucy superior																
13 Q 333741																
2399349																
0948-03	256	3281	1.8	0.0742	12.6	0.01293	4.0	0.3	82.8	3.3	72.64	8.8	-250.8	303.2	82.8	3.3
0948-56	469	5537	2.5	0.0815	2.6	0.01297	0.4	0.2	83.1	0.3	79.52	2.0	-25.5	61.9	83.1	0.3
0948-60	542	5363	2.0	0.0816	4.3	0.01298	1.6	0.4	83.1	1.3	79.60	3.3	-25.0	97.2	83.1	1.3
0948-63	1463	15169	1.5	0.0848	2.5	0.01300	2.2	0.9	83.3	1.8	82.68	2.0	66.0	28.3	83.3	1.8
0948-23	1710	20165	2.3	0.08590	4.2	0.01308	4.0	1.0	83.8	3.3	83.67	3.3	80.4	26.1	83.8	3.3
0948-02	336	6952	1.8	0.0767	12.2	0.01315	5.4	0.4	84.2	4.6	75.06	8.8	-208.6	275.5	84.2	4.6
0948-31	179	2276	1.5	0.0820	7.5	0.01317	3.6	0.5	84.3	3.0	80.03	5.8	-46.3	160.9	84.3	3.0
0948-24	982	32736	2.2	0.0866	1.6	0.01318	0.9	0.6	84.4	0.7	84.28	1.3	81.4	30.8	84.4	0.7
0948-49	567	7343	1.6	0.0837	4.9	0.01319	4.4	0.9	84.5	3.7	81.60	3.8	-2.3	52.4	84.5	3.7
0948-67	682	4864	3.6	0.0831	3.3	0.01324	1.0	0.3	84.8	0.9	81.07	2.5	-26.7	75.0	84.8	0.9
0948-12	1316	10944	2.4	0.0845	2.1	0.01325	1.6	0.7	84.8	1.3	82.38	1.7	12.0	33.5	84.8	1.3
0948-10	582	5054	1.5	0.0846	3.9	0.01329	3.1	0.8	85.1	2.6	82.45	3.0	6.6	56.1	85.1	2.6
0948-69	729	10141	2.5	0.0876	2.7	0.01329	1.9	0.7	85.1	1.6	85.24	2.2	89.2	44.4	85.1	1.6
0948-26	453	5297	1.5	0.0826	2.5	0.01332	0.6	0.2	85.3	0.5	80.56	1.9	-57.6	58.1	85.3	0.5
0948-32	600	8806	3.3	0.0822	6.0	0.01334	5.8	1.0	85.5	4.9	80.18	4.6	-74.2	42.1	85.5	4.9
0948-72	606	5666	4.5	0.0821	7.9	0.01335	6.7	0.9	85.5	5.7	80.15	6.1	-76.0	102	85.5	5.7
0948-45	1129	13510	1.8	0.0864	5.9	0.01336	5.7	1.0	85.6	4.9	84.11	4.8	43.0	38.7	85.6	4.9
0948-29	402	3720	1.5	0.0904	7.3	0.01337	1.4	0.2	85.6	1.2	87.90	6.1	149.6	167.4	85.6	1.2
0948-61	1810	24529	1.3	0.0888	1.4	0.01342	1.0	0.7	86.0	0.8	86.42	1.2	99.3	24.0	86.0	0.8
0948-37	894	9166	1.4	0.0847	1.6	0.01343	0.8	0.5	86.0	0.7	82.57	1.3	-15.2	34.3	86.0	0.7
0948-36	1296	14192	1.7	0.0875	3.6	0.01343	3.0	0.8	86.0	2.6	85.19	2.9	61.8	46.1	86.0	2.6
0948-08	962	15967	2.5	0.0895	5.8	0.01349	5.3	0.9	86.4	4.6	87.03	4.8	104.1	53.0	86.4	4.6
0948-33	1130	12824	1.5	0.0877	2.5	0.01359	1.3	0.5	87.0	1.1	85.31	2.0	38.1	49.5	87.0	1.1
0948-25	1365	29681	2.4	0.0882	1.2	0.01363	0.7	0.6	87.3	0.6	85.86	1.0	46.8	23.7	87.3	0.6
0948-17	141	2584	1.4	0.0892	7.9	0.01370	2.9	0.4	87.7	2.6	86.77	6.6	60.2	174.6	87.7	2.6
0948-22	3337	38887	1.3	0.0903	1.1	0.01372	0.3	0.3	87.8	0.2	87.77	0.9	86.7	24.5	87.8	0.2
0948-43	184	2571	1.9	0.0859	6.4	0.01374	3.0	0.5	88.0	2.6	83.63	5.1	-38.5	138.0	88.0	2.6
0948-47	237	3166	1.4	0.0816	11.5	0.01433	4.4	0.4	91.7	4.0	79.66	8.8	-268.9	270.3	91.7	4.0
0948-50	862	9532	1.8	0.0909	3.5	0.01441	3.2	0.9	92.2	2.9	88.34	2.9	-15.1	35.7	92.2	2.9
0948-42	1678	17099	1.7	0.0944	1.4	0.01443	0.7	0.5	92.4	0.7	91.62	1.3	71.9	29.2	92.4	0.7
0948-16	840	10378	2.0	0.0959	5.2	0.01486	4.8	0.9	95.1	4.5	92.96	4.7	38.0	52.3	95.1	4.5
0948-51	283	5282	2.3	0.0843	9.8	0.01496	3.4	0.4	95.7	3.2	82.19	7.7	-294.6	235.4	95.7	3.2
0948-04	229	2881	3.4	0.0798	9.2	0.01502	3.1	0.3	96.1	3.0	77.91	6.9	-449.2	229.6	96.1	3.0
0948-07	336	3831	1.3	0.0790	9.9	0.01563	1.8	0.2	100	1.8	77.23	7.4	-580	263.8	100.0	1.8

Tabla 6. (Continuación).

Sample	Isotopic ratios								Apparent ages (Ma)				Best age ±			
	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb	± (Ma)	(Ma)	(Ma)
0948 Secuencia Ojo de Buey superior																
13 Q 333741																
2399349																
0948-01	195	2077	1.5	0.1333	26.4	0.01718	9.2	0.4	109.8	10.0	127.04	31.6	462.2	557.0	109.8	10.0
0948-46	192	1454	1.3	0.2173	17.8	0.01764	12.9	0.7	112.7	15	199.62	32.4	1410.8	236.2	112.7	14.5
0948-06	121	2141	3.3	0.0841	7.3	0.01823	1.1	0.2	116.5	1.3	81.95	5.7	-837.7	206.0	116.5	1.3
0948-28	1103	26217	1.5	0.1784	2.2	0.02645	2.0	0.9	168.3	3.4	166.65	3.4	143.2	21.9	168.3	3.4
0948-27	317	6447	2.8	0.1916	2.8	0.02859	2.2	0.8	181.7	3.9	178.01	4.6	129.2	40.9	181.7	3.9
1003 Arenisca Isla Magdalena																
13 Q 340025																
2385227																
1003-5	185	1389	1.1	0.0115	74.3	0.00310	14.0	0.2	19.9	2.8	11.58	8.6	-1515.1	805.7	19.9	2.8
1003-37	276	2758	1.5	0.02840	32.1	0.00316	19.4	0.60	20.4	3.9	28.44	9.0	777.3	547.5	20.4	3.9
1003-13	169	1147	0.7	0.0297	99.8	0.00317	10.3	0.10	20.4	2.1	29.73	29.3	864.4	0.0	20.4	2.1
1003-18	391	2431	1.2	0.0234	17.9	0.00326	5.8	0.3	21.0	1.2	23.52	4.2	291.0	389.5	21.0	1.2
1003-6	1550	791	0.7	0.0229	17.7	0.00330	2.6	0.2	21.2	0.5	22.98	4.0	212.6	407.4	21.2	0.5
1003-20	1812	15427	1.5	0.0213	6.5	0.00333	0.9	0.1	21.5	0.2	21.39	1.4	14.0	153.7	21.5	0.2
1003-39	210	4303	1.6	0.0342	152.3	0.00352	15.1	0.1	22.6	3.4	34.17	51.2	945.7	684.1	22.6	3.4
1003-11	252	327	1.2	0.0164	79.9	0.00363	13.5	0.2	23.4	3.2	16.55	13.1	-888.7	2709.2	23.4	3.2
1003-7	382	4614	0.8	0.0213	41.7	0.00382	6.2	0.2	24.6	1.5	21.37	8.8	-327.7	1101.3	24.6	1.5
1003-38	1318	2087	1.5	0.0287	9.8	0.00394	3.8	0.4	25.4	1.0	28.71	2.8	319.9	205.9	25.4	1.0
1003-34	226	212	1.3	0.05	42.1	0.00406	9.2	0.2	26.1	2.4	49.50	20.4	1409.9	823.8	26.1	2.4
1003-23	944	1542	1.4	0.0275	12.4	0.00407	3.7	0.3	26.2	1.0	27.57	3.4	150.1	278.9	26.2	1.0
1003-1	657	7845	3.1	0.0268	21.5	0.00416	2.8	0.1	26.7	0.8	26.80	5.7	33.5	515.2	26.7	0.8
1003-14	249	329	0.7	0.0319	27.8	0.00443	4.5	0.2	28.5	1.3	31.85	8.7	291.9	637.6	28.5	1.3
1003-26	191	2150	1.6	0.0338	51.5	0.00446	4.6	0.1	28.7	1.3	33.76	17.1	410.3	1225.7	28.7	1.3
1003-2	245	3112	0.9	0.0305	52.4	0.00465	6.1	0.1	29.9	1.8	30.48	15.7	74.4	1320.5	29.9	1.8
1003-22	134	1227	0.7	0.0468	38.0	0.00479	9.6	0.3	30.8	2.9	46.43	17.2	951.4	778.4	30.8	2.9
1003-36	81	499	2.0	0.0627	111	0.00488	19.9	0.2	31.4	6.2	61.78	66.9	1491.1	43.0	31.4	6.2
1003-17	249	1315	2.3	0.0354	54.2	0.00498	14.7	0.3	32.0	4.7	35.34	18.8	267.7	1279.7	32.0	4.7
1003-4	1874	19257	0.8	0.0346	3.1	0.00532	0.8	0.3	34.2	0.3	34.55	1.0	57.8	70.8	34.2	0.3
1003-31	131	2202	0.7	0.0564	57.4	0.00637	10.0	0.2	40.9	4.1	55.67	31.1	747.5	1303.0	40.9	4.1
1003-13	3804	21208	0.9	0.0432	8.8	0.00654	8.7	1.0	42.0	3.6	42.94	3.7	94.5	38.0	42.0	3.6
1003-15	854	1233	0.7	0.0674	9.4	0.00953	2.6	0.3	61.1	1.6	66.25	6.0	255.7	207.4	61.1	1.6
1003-8	549	25891	1.9	0.088	7.2	0.01359	2.1	0.30	87.0	1.8	85.65	5.9	47.4	164.5	87.0	1.8
1003-3	636	53345	8.3	1.68490	2.9	0.16360	2.8	1.0	976.7	26	1002.84	18.7	1060.4	16.2	1060.4	16.2

Tabla 7. Resultados crudos del análisis mediante ^{40}Ar - ^{39}Ar

Tabla 7. Resultados crudos del análisis mediante ^{40}Ar - ^{39}Ar																
Laser Power (mW)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ measured	+/-	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ measured	+/-	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ measured	+/-	% Atmospheric 40Ar	Ca/K	+/-	Cl/K	+/-	$^{40}*/^{39}\text{K}$	+/-	Age (Ma)	+/- (Ma)	
0904																
100	0.0078	333.04613	7.73	-0.00635	0.03055	1.10434	0.02829	97.99322	-0.01165	0.05605	0.007	0.00260	6.68289	5.25233	44.4	34.5
200	0.0321	168.23497	2.47	0.01094	0.01139	0.53987	0.00902	94.84283	0.02008	0.02090	0.003	0.00093	8.67470	2.38889	57.5	15.6
400	0.2062	74.66320	0.50	0.07822	0.00153	0.21246	0.00132	84.11242	0.14354	0.00280	0.002	0.00011	11.85811	0.37291	78.1	2.4
600	0.3590	83.74019	0.57	0.21893	0.00317	0.24394	0.00214	86.08898	0.40177	0.00582	0.003	0.00018	11.64679	0.60587	76.7	3.9
800	0.4639	88.89654	0.95	0.27194	0.00534	0.25817	0.00364	85.82131	0.49908	0.00980	0.004	0.00024	12.60257	0.85722	82.9	5.5
1000	0.5209	50.24313	0.52	0.36316	0.00688	0.12893	0.00244	75.81574	0.66652	0.01262	0.003	0.00035	12.14687	0.75280	79.9	4.9
1500	0.6097	54.17053	0.74	0.58923	0.00856	0.14541	0.00182	79.27358	1.08161	0.01571	0.006	0.00035	11.22613	0.55282	74.0	3.6
2000	0.6831	29.62409	0.36	0.37489	0.00733	0.06065	0.00153	60.45194	0.68805	0.01345	0.004	0.00017	11.70711	0.50386	77.1	3.3
2500	0.7247	28.68465	0.44	0.28285	0.00736	0.05600	0.00192	57.66954	0.51910	0.01352	0.004	0.00045	12.13220	0.60611	79.9	3.9
3000	0.7568	38.33622	0.51	0.31823	0.01055	0.08895	0.00207	68.55090	0.58403	0.01936	0.005	0.00036	12.04976	0.67328	79.3	4.3
5000	0.9116	61.43202	0.61	0.37397	0.00498	0.17056	0.00245	82.03325	0.68636	0.00914	0.013	0.00032	11.03491	0.62416	72.8	4.0
9000	1	64.97974	0.92	0.47695	0.00771	0.1839	0.00324	83.60880	0.87544	0.01416	0.019	0.00045	10.64968	0.98672	70.3	6.4
Integrated	69.32367	0.23	0.29839	0.00164	0.19561	0.00081	83.38031	0.54763	0.00301	0.006	0.00009	11.5189	0.22267	75.9	1.5	
0905																
100	0.0042	101.44066	8.82	0.07045	0.21166	0.32233	0.06824	93.91665	0.12928	0.38840	0.004	0.01750	6.16949	18.73382	41.1	123.2
200	0.0202	49.18172	1.52	0.12336	0.07365	0.10699	0.01865	64.30153	0.22637	0.13517	0.01	0.00387	17.54805	5.53021	114.4	34.9
400	0.2730	14.48159	0.18	0.04765	0.00379	0.00952	0.00130	19.43697	0.08743	0.00696	0.002	0.00026	11.64327	0.42006	76.7	2.7
600	0.7270	13.28251	0.19	0.07239	0.00200	0.00243	0.00065	5.38293	0.13283	0.00367	5E-04	0.00017	12.54006	0.26223	82.5	1.7
800	0.7936	13.54819	0.38	0.16534	0.01847	0.00146	0.00379	3.08285	0.30340	0.03389	1E-03	0.00098	13.10327	1.18164	86.1	7.6
1000	0.8201	12.16176	0.50	0.34065	0.03836	0.00511	0.01114	12.21306	0.62520	0.07041	2E-04	0.00239	10.65293	3.32716	70.3	21.5
1500	0.8497	12.22942	0.48	0.99155	0.04246	-0.00094	0.00709	-2.95857	1.82063	0.07802	0.002	0.00209	12.56948	2.15380	82.7	13.8
2000	0.8604	8.11001	0.68	0.66237	0.07789	-0.02465	0.03027	-90.80497	1.21593	0.14304	-0.005	0.00645	15.42487	8.97966	100.9	57.1
2500	0.8688	9.14482	0.92	1.86871	0.12950	-0.00155	0.03229	-6.71619	3.43335	0.23823	-0.005	0.00626	9.74020	9.59900	64.4	62.3
3000	0.8759	6.06759	0.87	0.76923	0.17273	-0.04272	0.03506	-210.14944	1.41221	0.31729	-0.009	0.00795	18.73670	10.42761	121.9	65.6
5000	0.9216	17.53428	0.38	0.37809	0.01937	0.02052	0.00516	34.46416	0.69393	0.03555	0.003	0.00156	11.47484	1.55486	75.6	10.0
9000	1	28.57837	0.42	0.43249	0.01363	0.05868	0.00345	60.60851	0.79379	0.02502	0.006	0.00080	11.24919	1.06182	74.2	6.9
Integrated	15.74288	0.12	0.17604	0.00360	0.01175	0.00096	22.00806	0.32305	0.00661	0.001	0.00023	12.2565	0.30101	80.7	2.0	

Note: Weighted average of J from standards = $3.730\text{e-}03 \pm 1.543\text{e-}05$

El error reportado en todas las edades es de 1σ .

Tabla 7 (Continuación).

Tabla 7. Resultados crudos del análisis mediante ^{40}Ar - ^{39}Ar																
Laser Power (mW)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ measured	+/-	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ measured	+/-	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ measured	+/-	% Atmospheric ^{40}Ar	Ca/K	+/-	Cl/K	+/-	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	+/-	Age (Ma)	+/- (Ma)	
0921																
100	0.0042	387.44602	24.3	-0.11402	0.14515	1.30768	0.09236	99.74525	-0.20919	0.26628	-0.002	0.0078	0.98685	13.18753	6.6	88.4
200	0.0198	394.14181	5.91	-0.03355	0.03419	1.29428	0.02452	97.04420	-0.06155	0.06273	0.003	0.0021	11.64891	5.35123	76.7	34.5
400	0.1723	76.43669	0.90	0.03716	0.00354	0.23135	0.00320	89.46863	0.06819	0.00650	0.002	0.00025	8.04692	0.89143	53.4	5.8
600	0.3039	91.21348	0.95	0.10838	0.00485	0.28249	0.00460	91.53646	0.19888	0.00890	0.002	0.00025	7.71796	1.33940	51.2	8.8
800	0.3713	107.09235	0.85	0.17343	0.00790	0.32971	0.00576	90.98911	0.31826	0.01449	0.002	0.00043	9.64848	1.72711	63.8	11.2
1000	0.4400	188.3825	2.16	0.14523	0.00923	0.60557	0.00971	94.99953	0.26651	0.01693	0.003	0.00105	9.41949	2.70752	62.3	17.6
1500	0.5678	55.32478	0.47	0.15144	0.00507	0.15777	0.00221	84.29248	0.27789	0.00930	0.003	0.00031	8.68642	0.67937	57.5	4.4
2000	0.6174	27.52796	0.36	0.11466	0.00986	0.05912	0.00374	63.49436	0.21041	0.01810	0.003	0.00055	10.03923	1.12004	66.3	7.3
2500	0.6539	28.29417	0.52	0.14025	0.01738	0.07010	0.00622	73.25260	0.25737	0.03189	0.004	0.00076	7.56076	1.83168	50.2	12.0
3000	0.6988	38.20079	0.51	0.17283	0.01173	0.09946	0.00548	76.96130	0.31716	0.02153	0.006	0.00062	8.79520	1.61806	58.2	10.5
5000	0.8333	41.46366	0.45	0.22179	0.00504	0.11091	0.00200	79.05587	0.40702	0.00925	0.007	0.00025	8.67934	0.56793	57.5	3.7
9000	1	37.38329	0.34	0.22372	0.00436	0.10206	0.00158	80.69242	0.41056	0.00801	0.009	0.0002	7.21321	0.46820	47.9	3.1
Integrated	74.6010	0.27	0.14564	0.00208	0.22406	0.00129	88.77053	0.26726	0.00382	0.004	0.00013	8.37483	0.37428	55.5	2.5	
1010																
200	0.0491	1057.2191	6.90	0.03964	0.00228	3.50483	0.02208	97.96484	0.07274	0.00419	0.019	0.0012	21.51609	7.34340	139.3	45.7
500	0.4633	122.60887	0.77	0.11882	0.00113	0.36843	0.00202	88.80817	0.21803	0.00208	0.004	0.0002	13.72000	0.76983	90.0	4.9
1000	0.7190	68.02729	0.54	0.38650	0.00346	0.19083	0.00147	82.88331	0.70937	0.00634	0.005	0.00019	11.64212	0.44073	76.7	2.8
1500	0.7688	60.01307	0.96	0.86628	0.01543	0.17053	0.00293	83.89028	1.59047	0.02835	0.004	0.00029	9.66907	0.84319	63.9	5.5
2000	0.7977	58.26616	0.61	0.46316	0.00621	0.16362	0.00264	82.95777	0.85012	0.01140	0.004	0.0004	9.92804	0.85707	65.6	5.6
2500	0.8202	48.67507	0.57	0.26574	0.00769	0.13310	0.00350	80.81054	0.48770	0.01412	0.006	0.00044	9.33654	1.08085	61.8	7.0
3000	0.8415	50.61015	0.60	0.30778	0.00661	0.13986	0.00246	81.66005	0.56486	0.01214	0.007	0.00044	9.27845	0.74911	61.4	4.9
5000	0.9427	78.78498	0.84	0.43543	0.00537	0.23202	0.00267	87.01177	0.79919	0.00986	0.012	0.0003	10.23206	0.62801	67.6	4.1
9000	1	80.88315	1.05	0.60606	0.01014	0.23625	0.00384	86.28149	1.11251	0.01863	0.018	0.00046	11.09664	1.05380	73.2	6.8
Integrated	139.4878	0.53	0.29789	0.00137	0.42952	0.00155	90.99329	0.5467	0.00252	0.01	0.00012	12.5632	0.50511	82.6	3.3	

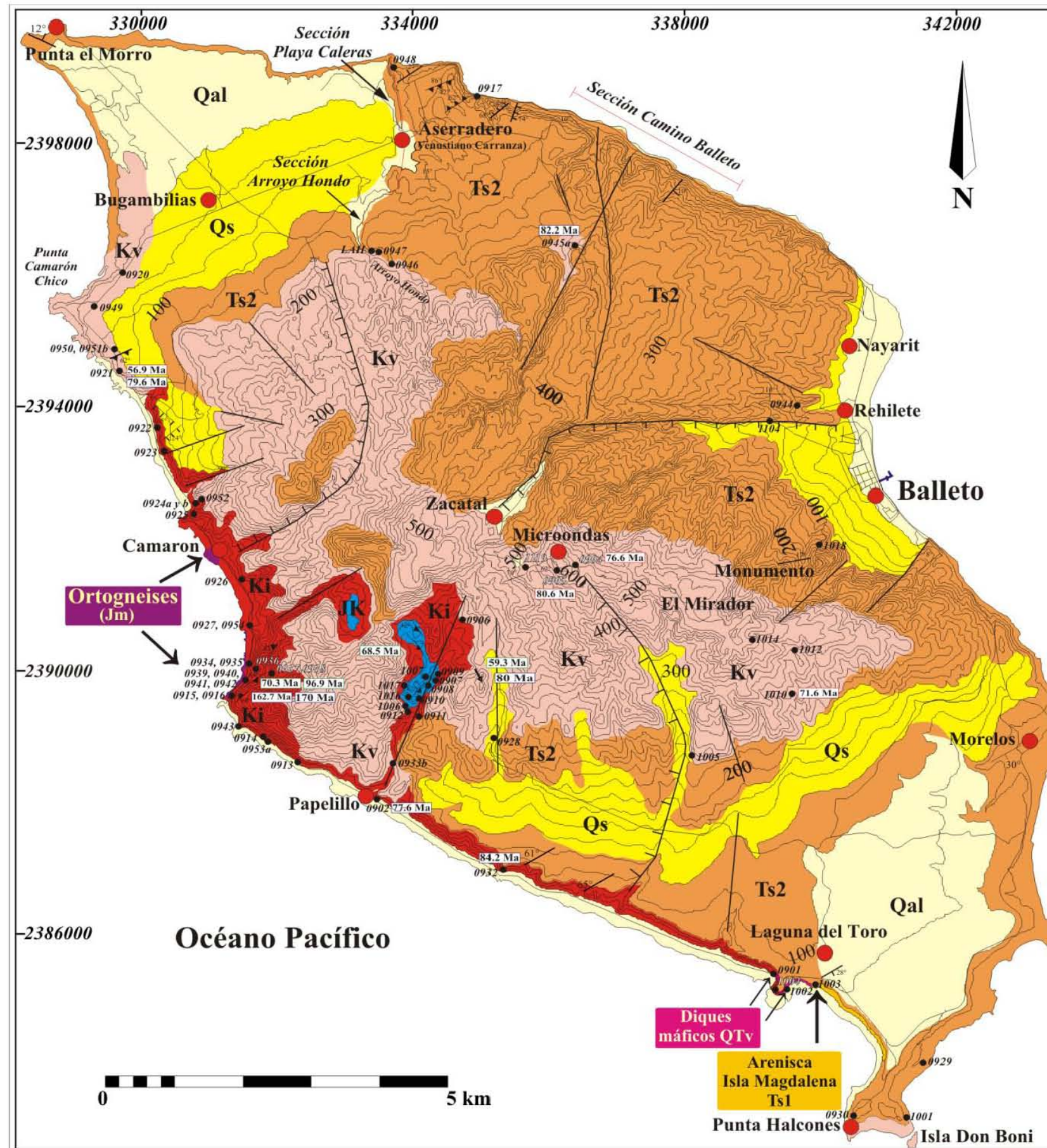
Note: Weighted average of J from standards = $3.730\text{e-}03 \pm 1.543\text{e-}05$

El error reportado en todas las edades es de 1σ .

Tabla 8. Resultados del análisis isotópico Rb-Sr y concentraciones elementales mediante dilución isotópica en cristales de biotita.

Muestra	Roca	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1 s.d. (+/-2%)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	n	Concentración (ppm)	
							(Dilución isotópica)	
							Rb	Sr
0909	Paragneis de bt+grt	2.025	0.040	0.709165	30	55	97.45	139.29
0909	biotita	503.769	10.075	1.131533	61	24	496.38	2.97
0939	Ortogneis migmatítico	0.925	0.019	0.706341	39	56	92.33	288.69
0939	biotita	929.099	18.582	1.633366	1008	24	524.26	1.78
0940a	Ortogneis bandeado	2.548	0.051	0.712851	28	52	137.25	155.94
0940a	biotita	990.334	19.807	2.072940	194	13	469.15	1.55
1006	Esquisto de bt	1.243	0.025	0.706564	36	57	130.93	304.70
*1006 II	Esquisto de bt	1.247	0.025	0.706525	31	56	130.09	301.80
1006	biotita	595.592	11.912	1.284822	111	24	397.26	2.04

*Análisis por duplicado



GEOLOGÍA DE LA ISLA MARÍA MADRE

Leyenda

- Qal Depósitos de litoral y aluvión
- Qs Coluvial
- QTV Diques máficos
- Ts2 Rocas sedimentarias del Terciario (Secuencia Ojo de Buey)
- Ts1 Rocas sedimentarias del Terciario (Arenisca Isla Magdalena)
- Kv Rocas volcánicas riolíticas
- Ki Rocas plutónicas del Cretácico
- JK Rocas metasedimentarias Jurásico-Cretácico? (*Roof pendant*)
- Jm Gneises bandeados y plegados del Jurásico

Simbología

- | | | | |
|--|-----------------|--|--|
| | Pliegue | | Poblado/Campamento |
| | Falla Inversa | | Punto de muestreo |
| | Falla Normal | Ar-Ar | Edad obtenida mediante Ar-Ar |
| | Foliación | U-Pb | Edad obtenida mediante U-Pb |
| | Lineamiento | Rb-Sr | Edad obtenida mediante Rb-Sr |
| | Estratificación | | Sección estudiada por Carreño (1985) y McCloy <i>et al.</i> (1988) |
| | Terracería | | |



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
 POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
 INSTITUTO DE GEOFÍSICA
 LABORATORIO UNIVERSITARIO DE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA
 TESIS DOCTORAL "ESTUDIO GEOLÓGICO, GEOQUÍMICO Y GEOCRONOLÓGICO DE LA ISLA MARÍA MADRE, NAYARIT, MÉXICO"
 PRESENTA: VALERIE POMPA MERA
 MÉXICO D.F., 2014.

