



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

GEOLOGÍA, GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE LA ISLA MARÍA CLEOFAS, NAYARIT, MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OPTAR EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

LUIS FELIPE RODRÍGUEZ ALFARO

DIRECTOR DE TESIS:

DR. PETER SCHAAF

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX.

AGOSTO 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICATORIA

Es mi deseo como sencillo gesto de agradecimiento, dedicarle el presente trabajo a toda mi familia, en especial a mis **Abuelos** por su eterno amor, permanente cariño e infinita comprensión. Muchas gracias a mi familia por todo el apoyo moral, y en algunos casos económico, que me brindaron siempre de forma desinteresada. Gracias por la confianza, el amor, el espíritu alentador y la ayuda en los momentos más difíciles de mi vida, además de enseñarme a encarar las adversidades para así nunca perder el camino. Me han dado todo lo que soy como persona, mis valores, mis principios, mi carácter, mi empeño, mi perseverancia. Soy todo lo que me han dejado ser y les agradezco infinitamente.

También quisiera hacer una dedicatoria especial a mi abuelo **Simon**, que sé me está cuidando desde el cielo. Un abrazo muy fuerte con ganas de no dejarlo ir otra vez.

AGRADECIMIENTOS

Primero, un agradecimiento muy fuerte a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por haberme aceptado a formar parte de ella y por haber abierto sus puertas para poder superarme académicamente. También agradezco al personal académico y docente que me brindaron sus amplios conocimientos y experiencias que enriquecieron de gran manera mi saber.

Agradezco a mi Asesor de Tesis, Dr. Peter Schaaf por su infinita paciencia y grandes conocimientos que fortalecieron mi carrera. Agradezco la oportunidad que me brindo cuando muchos otros me rechazaron y por su apoyo incondicional para realizar este proyecto.

Un agradecimiento a todo el personal técnico por su ayuda en la obtención de datos. En especial al Quím. Rufino Lozano y a la Quím. Patricia Girón del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X. A Ofelia Pérez Arvizu por los datos en elementos trazas por ICP-MS. A la M.C. Gabriela Solís Pichardo, a la Ing. Vianney Meza García y al Ing. José Teodoro Hernández Treviño del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica. Y al Dr. Bodo Weber por su apoyo en las mediciones de U-Pb en la Universidad de Arizona.

También agradezco a los miembros del comité evaluador, el Dr. Luca Ferrari, Dr. Bodo Weber, Dr. Martín Valencia Moreno y al Dr. Mariano Elías Herrera por sus valiosos comentarios y atinadas observaciones que enriquecieron este trabajo.

Asimismo, un abrazo fuerte a mis compañeros de posgrado por los gratos momentos que pasamos juntos. Gracias por el compañerismo, amistad y apoyo moral otorgado a este humilde servidor.

Mi agradecimiento también va dirigido a las distintas dependencias del gobierno de México (Secretaría de Gobernación, Secretaría de Marina y Secretaría de Seguridad Pública), quienes otorgaron los permisos, transportes y seguridad para ingresar al Complejo Penitenciario Islas Marías. En especial a la Policía Federal por salvaguardar la integridad física mía y de mis acompañantes durante nuestra estancia en la isla María Cleofas. Al Lic. Antonio Molina Díaz, director del centro penitenciario, por las facilidades otorgadas en transporte y estancia dentro de las islas.

Agradecimiento aparte al CONACyT por el apoyo económico otorgado a través de una beca de maestría, con la cual no hubiese podido realizar esta investigación. Gracias a la DGAPA-PAPIIT de la UNAM, por el apoyo financiero para las investigaciones en las islas Marías (Proyecto IN122509) y por una beca otorgada para la terminación de la tesis (Proyecto IN112314).

Por último pero no menos importante, agradezco infinitamente a Dios por la familia que me dió.

CONTENIDO

Dedicatoria

Agradecimientos

Lista de Figuras.....	I
Lista de Tablas.....	VII
Resumen	VIII
<i>Abstract</i>	X

1. INTRODUCCIÓN

1.1 – Evolución Geológica del Noroeste de México	1
1.2 – Archipiélago Islas Marías y Localización del Área	4
1.3 – Antecedentes del Archipiélago Islas Marías	8
1.4 – Objetivo General y Objetivos Específicos	12

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 – Geología de las Islas Marías	14
2.1.1 – Isla San Juanito	14
2.1.2 – Isla María Madre	16
2.1.3 – Isla María Magdalena	18
2.2 – Caso de Estudio: Isla María Cleofas	19
2.2.1 – Basamento Plutónico	20
2.2.1.1 – Rocas Granodioríticas	20
2.2.1.2 – Rocas Graníticas de Feldespato Alcalino	21
2.2.2 – Secuencias Volcánicas	23
2.2.2.1 – Rocas Piroclásticas	23
2.2.2.2 – Rocas Efusivas Félsicas	25
2.2.2.3 – Rocas Máficas	26
2.2.3 – Secuencias Sedimentarias	29

3. ESTUDIO PETROGRÁFICO

3.1 – Introducción	31
3.2 – Rocas Plutónicas	31
3.2.1 – Granodioritas	32
3.2.2 – Granitos de Feldespato Alcalino	34
3.3 – Rocas Volcánicas	35

3.3.1 – Rocas Piroclásticas	36
3.3.1.1 – Brechas Volcánicas	36
3.3.1.2 – Ignimbritas	37
3.3.2 – Rocas Efusivas Félicas	39
3.3.3 – Rocas Máficas	40
3.4 – Rocas Sedimentarias	42

4. METODOLOGÍA ANALÍTICA

4.1 – Muestreo	44
4.2 – Limpieza de las Muestras	45
4.3 – Trituración y Molienda	46
4.4 – Pulverización y Alícuotas	47
4.5 – Geoquímica de Elementos Mayores (FRX)	48
4.6 – Geoquímica de Elementos Traza (ICP-MS)	49
4.7 – Geoquímica Isotópica (ID-TIMS)	50
4.7.1 – Preparación de las Muestras	50
4.7.2 – Separación de los Elementos	52
4.7.3 – Mediciones por TIMS	53
4.8 – Separación de Minerales (zircones)	55
4.9 – Datación por U-Pb (LA-MC-ICPMS)	56
4.10 – Separación de Foraminíferos	58
4.11 – Fechamiento por Sr	59

5. RESULTADOS GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS

5.1 – Introducción	61
5.2 – Elementos Mayores	61
5.2.1 – Rocas Intrusivas	62
5.2.2 – Rocas Extrusivas	65
5.3 – Elementos Traza	69
5.3.1 – Rocas Intrusivas	69
5.3.2 – Rocas Extrusivas	72
5.4 – Isotopía de Sr y Nd	76
5.5 – Geocronología por U-Pb	79
5.5.1 – Rocas Plutónicas	79
5.5.2 – Rocas Volcánicas	81
5.5.3 – Rocas Sedimentarias	82
5.6 – Geocronología por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	84

6. DISCUSIÓN

6.1 – Estratigrafía de la Isla María Cleofas	87
6.2 – Origen y Relación de las Rocas Ígneas de la Isla	90
6.3 – Origen y Correlación de las Rocas Sedimentarias de la Isla	95
6.4 – Modelo Geológico-Evolutivo propuesto para la Isla María Cleofas	97

7. CONCLUSIONES	103
------------------------------	-----

8. REFERENCIAS	106
-----------------------------	-----

ANEXOS

Tabla 1 Ubicación geográfica de las muestras estudiadas y analizadas para este trabajo	123
Tabla 2 Composición modal de las rocas ígneas estudiadas para la isla María Cleofas	124
Tabla 3 Concentración de elementos mayores (%wt.) y trazas (ppm) en roca total	125
Tabla 4 Relaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd para las muestras seleccionadas	127
Tabla 5 Resultados del análisis geocronológico mediante el método isotópico del U-Pb en zircones	128

Mapa Geológico de la Isla María Cleofas

LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
1.1 Mapa simplificado del noroeste de México que muestra la ubicación geográfica del: a) Archipiélago Islas Marías y de; b) la isla María Cleofas (imágenes modificadas de Ryan et al., 2009).....	6
1.2 Mapa geológico de la isla María Madre propuesto por Chiñas (1963) (imagen tomada de McCloy et al., 1988 y modificada de Chiñas, 1963).....	9
1.3 Modelo evolutivo simplificado del noroeste de México propuesto por Álvarez (2013): a) Cerca de los 7 Ma, la dorsal del Pacífico choca con la margen occidental de México y provoca el inicio de la separación de la península de BC y el desplazamiento de las islas hacia el sureste; b) a los 6 Ma, el desplazamiento del bloque insular continua a través de una serie de fallas transformantes con rumbo NE-SW y perpendiculares a la trinchera, mientras que la península de Baja California comienza a migrar en el sentido opuesto a través de un sistema de fallas denominado Tosco-Abreojos; c) hacia los 5 Ma, el avance de las islas Marías sigue hacia el SE y se van introduciendo dentro de la desembocadura del Golfo de California hasta que; d) finalmente, el Archipiélago Islas Marías es trasladado hasta su posición actual y próximo a la terminación de la Trinchera Mesoamericana (TAF: Falla Tosco-Abreojos, TMI: Islas Tres Marías, EPR: Dorsal del Pacífico del Este, MR: Dorsal de Magdalena, BF: Falla de Banderas).....	12
2.1 Afloramientos de rocas plutónicas de composición granodiorítica en contacto con la brecha volcánica. a) Aspecto de un afloramiento intrusivo en la costa norte; b) y c) contacto irregular entre la roca intrusiva y el material piroclástico; d) clastos de granodiorita embebidos dentro del material piroclástico.....	21
2.2 a) y b) Aspecto del cuerpo granítico el cual se encuentra fuertemente fracturado; c) acercamiento de una muestra granítica; d) textura fanerítica de la roca granítica donde se distingue su coloración rosácea debido a la abundancia del feldespató alcalino. Asimismo también se distinguen minerales de biotita (negro) y cuarzo (blanco).....	22
2.3 a) Afloramiento de un material piroclástico (brecha volcánica) donde se aprecian clastos subangulosos; b) y c) brecha volcánica con color de intemperismo gris oscuro, mientras que en fresco es pardo rosado; d) brecha volcánica al sur de la isla con presencia de clastos redondeados.....	24
2.4 a) y b) Unidad ignimbrítica aflorando al centro-este de la isla. Se alcanza a observar pequeños “fiammes” dentro de la roca; c) y d) ejemplo de una muestra suelta de ignimbrítica cerca de la playa.....	25
2.5 a) Riolita en muestra fresca donde se observa algunos líticos de origen plutónico; b) pared de riolita donde se extrajo la muestra MC 11-02; c) contacto entre la riolita y la brecha volcánica; d) afloramiento de una roca riódacítica fuertemente intemperizada y fracturada.....	26

2.6	a) y b) Muestras de cantos sueltos de rocas basálticas en los lechos del río. Su amplia abundancia en ciertas zonas nos parecía indicar que su fuente estaba cerca, aunque desafortunadamente no fue posible encontrarla; c) afloramiento de rocas basálticas-andesíticas al sur de la isla; d) contacto entre una roca andesítica fuertemente intemperizada a color café beige; e) diques de composición basáltica-andesítica, de acuerdo a Foose (1962) y Chiñas (1963), que cortan e intrusionan a la brecha volcánica al suroeste y oeste de la isla.....	28
2.7	Afloramientos de las secuencias sedimentarias presentes dentro de la isla. a) Horizontes de areniscas y lutitas de origen marino presente cerca de la línea de costa al noreste de la isla; b) unidad de arenisca con abundantes fósiles marinos (braquiópodos, pelecípodos, etc.). Probablemente aquellos que habían sido previamente estudiados y reportados por Hertlein y Emerson (1959) y Foose (1962), quienes les asignaron una edad pliocénica; c) y d) capas de arenisca poco consolidada y de espesores relativamente más constantes en la zona centro-este de la isla.....	30
3.1	Diagrama triangular de Streckeisen (1976) para la clasificación modal de las rocas plutónicas.....	32
3.2	Microfotografías de las rocas granodioríticas. a) Microfenocrystal de cuarzo anhedral; b) plagioclasa con maclas polisintéticas; c) fenocrystal de plagioclasa zoneada; d) feldespato alcalino con textura teñida; e) feldespato alcalino parcialmente alterado a sericita; f) y g) microfenocristales de hornblenda; h) minerales de biotita subhedral; i) inclusión de zircón en un cristal de plagioclasa. Qz=Cuarzo; Afs= Feldespato alcalino; Pl=Plagioclasa; Hbl=Hornblenda; Bt=Biotita; Chl=Clorita; Opq=Oxido; Zrn=Zircón.....	33
3.3	Microfotografías de los granitos alcalinos. a) Fenocristales de feldespato alcalino con textura teñida y bordes ligeramente corroídos; b) fenocrystal de feldespato alcalino parcialmente alterado a sericita y con inclusiones de óxidos; c) y d) cristales de cuarzo subhedrales con golfos de disolución; e) microcristal de biotita anhedral; f) pequeño cristal de zircón embebido dentro de un mineral de cuarzo. Afs=Feldespato alcalino; Qz=Cuarzo; Bt=Biotita; Opq=Oxido; Zrn=Zircón.....	34
3.4	Diagrama triangular tipo QAP de Streckeisen (1976) utilizado en este estudio para la clasificación modal de las rocas piroclásticas.....	35
3.5	Diagrama de Streckeisen (1976) empleado para la clasificación modal de las rocas volcánicas.....	36
3.6	Microfotografías de las brechas volcánicas. a) y b) Microfenocrystal de cuarzo con bordes corroídos y de disolución; c) y d) minerales de feldespato alcalino con ligera alteración a sericita; e) y f) cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas; g) microcristales de hornblenda anhedrales parcialmente alteradas; h) y i) líticos de origen volcánico con aspecto subredondeado. Qz=Cuarzo; Afs= Feldespato alcalino; Pl=Plagioclasa; Hbl=Hornblenda; Lit.Volc.= Lítico volcánico.....	37
3.7	Microfotografías de las rocas ignimbríticas. a) Fenocrystal de feldespato alcalino subhedral; b) microfenocrystal de feldespato alcalino con ligera alteración a sericita; c) grano de cuarzo con bordes corroídos y zonas de disolución; d) cristal	

	de plagioclasa con maclas de tipo albita; e) microcristales de hornblenda anhedralmente parcialmente alteradas; f) fragmento de un lítico de procedencia volcánica. Afs= Feldespato alcalino; Qz=Cuarzo; Pl=Plagioclasa; Hbl=Hornblenda; Opq=Oxido; Lit.Volc.= Lítico volcánico.....	38
3.8	Microfotografías de las rocas félsicas. a) y b) Cristales de cuarzo subhedralmente con bordes de disolución; c) glomerocristales de cuarzo secundario; d) feldespato alcalino con borde corroído; e) feldespato alcalino euédral ligeramente alterado a sericita; f) mineral de plagioclasa con maclas polisintéticas; g) microfenocristal de hornblenda subhedral; h) lítico de origen plutónico con forma subredondeada; i) inclusión de un cristal de zircón en un mineral de cuarzo. Qz=Cuarzo; Afs=Feldespato alcalino; Pl=Plagioclasa; Hbl= Hornblenda; Lit.Plut.=Lítico plutónico; Zrn=Zircón.....	40
3.9	Microfotografías de las rocas máficas. a) y b) Minerales de plagioclasa euédrales; c) microfenocristal de plagioclasa subhedral alterada a sericita; d) fenocristal de piroxeno subhedral; e) cristales de piroxeno y plagioclasa pseudo-orientados; f) fenocristal de feldespato alcalino; g) cristal de cuarzo subhedral; h) minerales de biotita y hornblenda; i) biotita euédral asociada con óxidos. Pl=Plagioclasa; Afs=Feldespato alcalino; Hbl=Hornblenda; Cpx=Piroxeno; Bt= Biotita; Qz=Cuarzo; Opq=Oxido.....	41
3.10	Microfotografías de las secuencias sedimentarias. a) Arenisca con textura clástica y matriz arcillosa-micrítica que soporta a granos de cuarzo, feldespato alcalino y biotita, además de líticos de procedencia volcánica y plutónica, así como fósiles de origen marino; b) y c) cuarzoes inmaduros con formas angulosas a subangulosas soportados por la matriz calcárea; d) cristales de plagioclasa y feldespato alcalino poco retrabajados; e) grano de plagioclasa la cual presenta el típico maclado polisintético; f) y g) cristales de biotita retrabajadas y ligeramente alteradas; h) mineral de calcita secundaria; i) y j) líticos de roca plutónica retrabajados, se aprecia su textura microgranular; k) y l) bioclastos de foraminíferos, braquiópodos y equinodermos sostenidos por la matriz micrítica. Qz=Cuarzo; Afs= Feldespato alcalino; Pl=Plagioclasa; Bt=Biotita; Opq=Oxido; Cal=Calcita; Lit.Volc.=Lítico volcánico; Lit.Plut.=Lítico plutónico.....	43
4.1	a) Prensa hidráulica utilizada en este estudio para romper muestras duras, ej. granitos; b) quebradora de quijadas perteneciente al LUGIS empleada para la trituración de las muestras a analizar.....	46
4.2	a) Cuarteadora metálica empleada para el cuarteo y obtención de dos alcuotas de ~ 100 gr cada una por muestra; b) pulverizadora con recipiente y discos de acero endurecido empleada en este estudio.....	48
4.3	a) Columnas de intercambio iónico utilizados para la separación de los elementos como el Rb y el Sr (fondo), así como el Sm y el Nd (frente); b) campanas de extracción las cuales tiene integradas unos focos con luz infrarroja empleados para el secado de las muestras.....	53
4.4	Espectrómetros de masas empleados para las mediciones isotópicas de las muestras seleccionadas. a) TRITON PLUS; b) FINNIGAN MAT 262. Ambos espectrómetros pertenecen al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica	

	(LUGIS) del Instituto de Geofísica.....	55
4.5	a) “Estela” de muestra compuesta principalmente por minerales relativamente más pesados, entre ellos los zircones; b) microscopio binocular con caja petri y cerda de plástico fina utilizados para la extracción manual de los cristales de zircón.....	56
4.6	Espectrómetro de masas con plasma (<i>Nu Plasma LA-MC-ICP-MS</i>) empleado por el <i>Arizona LaserChron Center</i> para los fechamientos de las muestras mediante U-Pb en zircones.....	57
4.7	a) Microscopio estereoscópico binocular de la marca <i>Olympus SZH10</i> junto a una placa “ <i>Plummer</i> ” y una cerda de plástico fina, además de la muestra a separar; b) foraminíferos separados.....	59
5.1	a) Diagrama de clasificación química tipo TAS para las rocas plutónicas de acuerdo a Wilson (1989). Se muestra la línea divisoria (naranja) propuesta por Irvine y Baragar (1971) para las series alcalina/subalcalina; b) diagrama de discriminación de Le Maître et al., (1989) el cual clasifica a las rocas con base en el contenido de potasio utilizando para ello los límites divisorios (naranja) dados por Peccerillo y Taylor (1976).....	62
5.2	a) Diagrama de saturación de alúmina de Maniar y Piccoli (1989) con algunos campos posibles de ambientes tectónicos; b) diagrama de discriminación para granitoides tipo I (ígneos) y tipo S (sedimentario) propuesto por Chappell y White (1974). Para el cálculo del ASI se utilizó la metodología propuesta por Chappell y White (1974) el cual consiste en un recálculo del peso molecular de las fórmulas $Al_2O_3/CaO+NaO+K_2O$ [mol] y $Al_2O_3/(NaO+K_2O)$ [mol] de acuerdo con los valores obtenidos en la Tabla 2. Para estos diagramas se empleó la misma simbología que se observa en la Figura 5.1.....	63
5.3	Diagramas de variación de tipo Harker en elementos mayores vs sílice para las rocas plutónicas de la isla María Cleofas. Se presentan también las muestras intrusivas de la isla María Madre (cuadros grises) (Pompa-Mera, 2014) para comparaciones. Todos los elementos mayores están reportados en porcentaje en peso (%wt.) y la misma simbología fue empleada a la observada en la Figura 5.1.....	65
5.4	Diagramas de clasificación química tipo TAS para las rocas volcánicas de acuerdo a Le Bas et al. (1986). Se incluye la línea divisoria propuesta por Irvine y Baragar (1971).....	66
5.5	a) Diagrama triangular AFM de Irvine y Baragar (1971) que divide a las rocas subalcalinas en toleíticas y calcialcalinas; b) diagrama de discriminación K ₂ O vs SiO ₂ con los límites divisorios propuestos por Peccerillo y Taylor (1976). Se utilizó la misma simbología presente en la Figura 5.4.....	67
5.6	Diagramas de variación tipo Harker (1909) en elementos mayores para las rocas volcánicas. Todos los elementos mayores están expresados en porcentaje en peso (%wt.). La simbología es la misma que fue empleada en la Figura 5.4.....	68
5.7	Diagramas Harker en elementos traza para las rocas plutónicas. Todos los	

	elementos traza están representados en ppm. Se empleó la misma simbología utilizada en la Figura 5.1.....	70
5.8	a) Diagrama multielemental normalizada a N-MORB (Sun y McDonough, 1989); b) diagrama de tierras raras normalizada a Condrita (McDonough y Sun, 1995).....	71
5.9	a) y b) Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos para rocas plutónicas propuestos por Pearce et al. (1984); c) y d) diagramas de relación entre elementos con diferentes afinidades (móviles/inmóviles). Se empleó la misma simbología utilizada en la Figura 5.1.....	72
5.10	Diagramas tipo Harker (1909) en elementos traza empleado para las rocas volcánicas y piroclásticas de la isla. Todos los elementos traza están representados en ppm. Las flechas azules indican la tendencia de las muestras máficas, mientras que las flechas rojas describen la tendencia general de las rocas de composición félsica. Se utilizó la misma simbología empleada en la Figura 5.4.....	74
5.11	a) y b) Diagramas multielementales tipo araña para las rocas volcánicas cristalinas y piroclásticas, normalizadas a N-MORB (Sun y McDonough, 1989); c) y d) diagramas de Tierras Raras en rocas volcánicas cristalinas y piroclásticas de la isla, normalizadas a Condritas (McDonough y Sun, 1995).....	75
5.12	Diagrama isotópico de ϵNdi vs Sri recalculado a 80 Ma para las muestras plutónicas, volcánicas y piroclásticas analizadas de la isla María Cleofas. Se incluyen los campos composicionales de muestras analizadas en el Batolito de Los Cabos (Pérez-Venzor, 2013) y el Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf et al., 1995), así como los datos obtenidos por Pompa-Mera (2014) para la isla María Madre.....	78
5.13	a) y b) Diagramas de concordia de las muestras MC11-10 y MC11-13, respectivamente; c) y d) diagramas tipo <i>TuffZirc</i> de las rocas graníticas y granodioríticas, respectivamente; e) y f) gráficas de las relaciones Th/U vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para ambas unidades; g) y h) imágenes de catodoluminiscencia de los zircones analizados para las dos rocas plutónicas estudiadas.....	80
5.14	a) Diagrama de concordia para la muestra riolítica MC11-02; b) diagrama <i>TuffZirc</i> de 22 cristales concordantes; c) gráfica de las relaciones Th/U vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para esta roca.....	82
5.15	a) Diagrama Concordia de la unidad sedimentaria MC11-20; b) diagrama de probabilidad relativa de las edades de los zircones detríticos obtenidos de la roca sedimentaria; c) gráfica de relaciones Th/U vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para la secuencia sedimentaria; d) fotografía de catodoluminiscencia de los zircones detríticos analizados.....	83
5.16	a) Diagrama Concordia para la muestra MC11-21; b) diagrama de probabilidad relativa de las edades de los zircones detríticos; c) gráfica de relaciones Th/U vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; d) imágenes de catodoluminiscencia de los zircones detríticos estudiados.....	84
5.17	Diagrama de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el agua del mar vs el tiempo para el periodo 0-30 Ma de acuerdo con McArthur et al. (2001). En la tabla inferior se muestra el	

	resultado obtenido de dicho análisis geocronológico para la muestra MC11-20.....	85
5.18	a) b) y c) Microfotografías de los foraminíferos separados y recolectados de la muestra sedimentaria MC11-20 para su análisis geocronológico por el método isotópico del Sr marino; d) acercamiento de foraminíferos en los cuales se aprecian ligeros bordes de recristalización.....	86
6.1	Columna estratigráfica propuesta para la isla María Cleofas, la cual se construyó a través de los trabajos de exploración y observaciones de campo llevadas a cabo en el área de estudio.....	89
6.2	Mapa del noroeste de México que muestra la distribución de los cuerpos plutónicos con edades del Cretácico al Paleógeno. En áreas punteadas se muestran las principales zonas donde afloran rocas intrusivas con edades y relaciones isotópicas similares a lo establecido en las muestras ígneas de las isla María Cleofas; p. ej. Sonora (Valencia-Moreno et al., 2001; 2003), Sinaloa (Henry et al., 2003), Jalisco (Schaaf et al., 1995) y Baja California Sur (Pérez-Venzor, 2013). Así como el de la isla María Madre (Pompa-Mera, 2014). Las rocas intrusivas de la isla María Cleofas presentan una mayor relación consanguínea con aquellos cuerpos plutónicos expuestos en las costas occidentales de México (Sonora-Sinaloa-Jalisco), por lo que se ha interpretado que éstas debieron haber formado parte del Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaugh, 1981). Por otro lado, en esta imagen se muestran además puntos (azules) de afloramientos de diques basálticos reportados al oeste de Nayarit que posiblemente guardan una relación con aquellos diques máficos encontrados al suroeste de las islas María Cleofas y María Madre. Abreviaturas: BCS- Baja California Sur; Son.- Sonora; Chi.-Chihuahua; Dur.- Durango; Nay.- Nayarit; Jal.- Jalisco.....	94
6.3	Modelo evolutivo propuesto para la isla María Cleofas en el contexto regional durante el a) Cretácico Tardío; b) Eoceno; c) Mioceno medio; d) Mioceno tardío; e) Plioceno y f) Reciente.....	101

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
1	Límites de detección empleados por el laboratorio <i>Actlabs</i> para el análisis de los elementos traza.....	50
2	Índice de saturación en alúmina (ASI) calculado para las rocas plutónicas de la isla María Cleofas.....	64
3	Valores isotópicos iniciales recalculados a 80 Ma para las distintas muestras analizadas de la isla María Cleofas.....	77

RESUMEN

La isla María Cleofas es una de las cuatro islas principales que conforman al grupo denominado como Archipiélago Islas Marías, un conjunto insular ubicado al interior del Océano Pacífico, al sureste de la península de Baja California y noroeste del estado de Jalisco. Específicamente, esta isla se localiza entre los paralelos geográficos 20°21'/20°17' latitud norte y 106°17'/106°13' longitud oeste, y conforma la parte más meridional del bloque insular. Presenta un área superficial bastante irregular de 27.3 km², con un perímetro de línea de costa de aproximadamente 20 km y un diámetro de costa a costa (E-W) de ~5 km. En su interior se ha reconocido una gran variabilidad litológica que da cuenta de los procesos geológicos-magmáticos que han afectado a la región suroccidental de México desde los tiempos del Cretácico Tardío al Reciente. El basamento está conformado por rocas plutónicas de composición granodiorítica a granítica que se encuentran expuestas a lo largo de las costas norte y noroeste de la isla. Presentan en general una afinidad calcialcalina con carácter metaluminoso y su principal rasgo geoquímico denota un patrón típico de magmas generados en un ambiente de arco continental, tal y como lo demuestran sus enriquecimientos en LILE y LREE con respecto a los HFSE y HREE, además de anomalías claras en Nb y Ta. En los diagramas de discriminación tectónica (Rb vs. Y+Nb y Rb vs. Yb+Ta), las muestras plutónicas caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico, confirmando su origen a través de un proceso de subducción. Las edades obtenidas por U-Pb en zircones para estas unidades intrusivas las colocan en el Cretácico Tardío (84-80 Ma) y son contemporáneas con el arco magmático cordillerano que prevaleció en la margen occidental mexicana durante el Cretácico Tardío al Paleógeno.

Encima de este basamento cristalino se encuentran emplazadas, de manera discordante, capas de rocas volcánicas efusivas y piroclásticas de composición esencialmente riolítica, las cuales se encuentran afectadas por diques máficos emplazados en las zonas oeste y suroeste de la isla. Químicamente, las unidades extrusivas exhiben concentraciones en elementos mayores y traza muy similares a las reportadas en las unidades intrusivas, sugiriendo una intrínseca relación en su fuente y evolución, además de un origen también vinculado con un ambiente tectónico de subducción de tipo arco continental para su formación. La edad obtenida por U-Pb en zircones de una unidad volcánica estudiada (78 Ma) propone una contemporaneidad en el emplazamiento de ambas unidades ígneas (intrusivas y extrusivas) dentro de la isla y una relación temporal con el Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental donde se han reportado rocas plutónicas y

volcánicas con edades del Cretácico Tardío al Paleoceno. Los valores isotópicos iniciales de Sr y Nd recalculados a 80 Ma para las muestras ígneas estudiadas presentan relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7043\text{-}0.7090$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0.51243\text{-}0.51263$, con parámetros de ϵNd_i de -1.97 a $+1.85$ y edades modelo de Nd de 0.64 a 1.06 Ga, que sugieren la derivación de una fuente mantélica poco diferenciada y con una cierta participación de la corteza continental en su petrogénesis.

Por otro lado, gran parte de la porción oriental de la isla se encuentra cubierta por una unidad sedimentaria constituida por capas de arenisca de origen marino y con edades del Plioceno al Reciente. Estas secuencias sedimentarias muestran rasgos geológicos que evidencian procesos de subsidencia y levantamiento relacionados al evento de apertura del Golfo de California. Asimismo presentan características petrográficas, estratigráficas y micropaleontológicas que sugieren una estrecha correlación con aquellas unidades sedimentarias que han sido reportadas en otras islas del archipiélago, así como en aquellas secuencias marinas plio-pleistocénicas presentes en las costas de Nayarit y el sur de la península de Baja California. Las edades U-Pb en zircones detríticos de estas unidades muestran picos de abundancia mayores en 20 y 30 Ma, además de uno secundario en 80 Ma, indicando una fuente mayoritaria externa de edad oligocénica-miocénica proveniente del Supergrupo Volcánico Superior de la Sierra Madre Occidental, mientras que el aporte de material detrítico de las rocas ígneas cretácicas de la isla a las unidades sedimentarias fue relativamente menor.

De acuerdo con el modelo evolutivo propuesto, la isla María Cleofas se formó inicialmente muy cerca de la actual zona costera de Nayarit y como producto de la actividad ígnea relacionada al arco que prevalecía en esta zona durante el Cretácico Tardío-Paleógeno. Posteriormente cuando la dorsal del Pacífico del Este se aproximó a la paleotrinchera se generaron procesos extensivos en la región que a la postre darían lugar a la creación del actual Golfo de California. Dichos procesos de extensión provocaron que el fragmento denominado isla María Cleofas se desprendiera del borde occidental mexicano y se fuera desplazando mar adentro en dirección al SW, además de separarse gradualmente de la isla María Madre debido al ascenso del bloque insular denominado “isla María Magdalena”. Conforme el proceso de apertura del Golfo de California continuaba, la isla María Cleofas siguió desplazándose mar adentro y elevándose hasta sobrepasar el nivel del mar y posicionarse en su estado actual.

ABSTRACT

María Cleofas Island is one of the four main islands that conform “The Marías Islands Archipelago”, an insular group located in the Pacific Ocean, southeast of Baja California Peninsula and to the northwest of the Jalisco state, Mexico. Specifically, María Cleofas island is located between the geographic coordinates 20°21'/20°17' north and 106°17'/106°13' west, and forms the southernmost part of the archipelago. This island presents a very irregular surface with an area of 27.3 km², a shoreline perimeter of approximately 20 km, and a width from coast to coast (E-W) of ~ 5 km. María Cleofas island shows a large lithologic variability reflecting the different geologic-magmatic processes that have affected southwestern Mexico since Late Cretaceous to Recent times. The basement of the island consists of a granodioritic to granitic intrusive complex, which is exposed along the north-northwestern coast. This plutonic basement shows mainly calc-alkaline affinities, a metaluminous character and its main geochemical features denote a typical pattern of magmas generated in a continental arc environment, as witnessed by LILE and LREE enrichment with respect to HFSE and HREE, as well as notable negative anomalies of Nb and Ta. In tectonic discrimination diagrams (Rb versus Y + Nb and Rb vs. Yb + Ta), all samples plot in the “volcanic arc granites” field, confirming their origin through a subduction process. U-Pb zircon ages place these intrusive units in the Late Cretaceous (84-80 Ma), contemporaneous to the Cordilleran magmatic arc that prevailed in the western Mexican margin during Late Cretaceous to Paleogene.

Large volumes of rhyolitic lavas and pyroclastic deposits cover this basement and are intruded by mafic dikes in the western and southwestern part of the island. The extrusive units exhibit major and trace element characteristics and concentrations similar to those reported from the intrusive units, suggesting an intrinsic relationship in both source and evolution, as well as an origin linked to a continental arc tectonic environment. An U-Pb zircon age of 78 Ma obtained from a volcanic unit supports a coeval emplacement of intrusive and extrusive units in the island, and a temporal relationship with the Lower Volcanic Complex of the Sierra Madre Occidental, where Late Cretaceous-Paleocene plutonic and volcanic rocks have been reported. Initial Sr and Nd isotopic values for igneous samples recalculated at 80 Ma show $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7043\text{-}0.7090$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0.51243\text{-}0.51263$, with $\epsilon\text{Nd}_i = -1.97$ to 1.85 and Nd model ages from 0.64 to 1.06 Ga, suggesting a mantle-derived source with a limited participation of continental crust in their petrogenesis.

On the other hand, large parts of the eastern portion of the island are covered by a sedimentary unit consisting of late Miocene to Recent sandstone layers of marine origin. These sedimentary sequences show geological features that point to subsidence and uplift processes related to the opening of the Gulf of California. Likewise, they also show petrographic, stratigraphic and micropaleontological characteristics that suggest a close correlation with those sedimentary units that have been reported from other islands of the archipelago, and with the Plio-Pleistocene sedimentary sequences from coastal Nayarit and southern Baja California Peninsula. Detrital zircon U-Pb ages from these units show abundance peaks at 20 and 30 Ma, as well as a smaller secondary peak at 80 Ma, indicating a major source of Oligocene-Miocene rocks for these samples, with a minor contribution of detrital material from the igneous rocks of the island.

The evolutional model proposed here suggests that Maria Cleofas Island was initially formed near to the present coastal area of Nayarit as a result of the igneous arc activity which prevailed in this area during the Late Cretaceous-Paleogene. Later, when the East Pacific Rise approached the paleotrench, extensional processes occurred in this region eventually leading to the creation of the current Gulf of California. This extensional processes caused that Maria Cleofas Island was also detached from the western Mexican margin and moved seaward toward SW. A gradual separation between Maria Cleofas and Maria Madre islands occurred due to the uplift of the "Maria Magdalena Island" block. As the opening process of the Gulf of California proceeded, Maria Cleofas Island continued moving and uplifting until finally reached its current location.

1

INTRODUCCIÓN

1.1 - Evolución Geológica del Noroeste de México

La margen occidental del continente mexicano presenta una historia geológica-evolutiva compleja, la cual se ha derivado de los múltiples procesos tectónicos y magmáticos que han afectado a esta región desde los inicios del Mesozoico temprano. Dichos procesos geológicos se produjeron en gran medida debido a las distintas interacciones tectónicas entre las placas de Farallón (y sus derivados) con Norteamérica, las cuales crearon al inicio un régimen convergente del tipo andino con múltiples focos de magmatismo a lo largo de la vertiente continental (p. ej. Coney y Reynolds, 1977), el cual cambió posteriormente a un ambiente del tipo extensional-transcurrente cuando la dorsal del Pacífico del Este se aproximó a la paleotrinchera muy cerca de la margen continental, propiciando así la apertura del Golfo de California y la creación del sistema de fallas de San Andrés (p. ej. Atwater, 1970).

De acuerdo a diversos estudios realizados en la zona, el pulso magmático inicial comenzó aproximadamente en el Triásico Medio-Tardío, cuando las antiguas placas oceánicas de Farallón y Kula empezaron a subducirse por debajo del continente norteamericano debido a la extensión intracontinental que se había producido por la ruptura del supercontinente Pangea (Dickinson y Lawton, 2001; Dickinson, 2004). En este escenario inicial se produjo un gran cinturón de rocas magmáticas que se extendió desde Alaska, parte de Canadá y el oeste de los Estados Unidos, hasta la porción norte, centro y este de México. Esta actividad magmática relacionada al arco continuó también durante los periodos del Jurásico y del Cretácico (Grajales-Nishimura et al., 1992) conforme se seguía expandiendo el piso oceánico (Dickinson y Lawton, 2001). En estos mismos periodos ocurrieron además acreciones de arcos de islas intraoceánicas a lo largo de la margen continental cordillerana que contribuyeron al crecimiento y expansión hacia el exterior del bloque

norteamericano. Estas acreciones tectónicas o colisiones arco-continente se caracterizaron por la llegada de los complejos de subducción, a lo largo de la margen continental, los cuales presentaban direcciones de arribo provenientes más del oeste que del este (Godfrey y Dilek, 2000; Ingersoll, 2000; Dickinson y Lawton, 2001). Asimismo, este acumulamiento provocó que el magmatismo cordillerano subsecuente se emplazara sobre el conjunto de arcos oceánicos y terrenos acrecionados (van der Heyden, 1992; Friedman y Armstrong, 1995).

Durante el Cretácico Temprano, la actividad magmática en el noroeste de México fue relativamente estática y muy cercana a la paleotrinchera, esto de acuerdo con los datos geocronológicos disponibles en la zona, los cuales describen un aparente estado de “inmovilidad” del foco magmático en la región como producto de una configuración tectónica relativamente más estable de las placas involucradas, el cual perduraría desde los 140 a 105 Ma (Silver y Chappell, 1988). Este evento magmático provocó el emplazamiento de enormes volúmenes de rocas ígneas en la parte norte y centro de la península de Baja California (Campa y Coney, 1983), así como en el estado de Sinaloa donde se han reportado rocas similares con edades de 139 a 101 Ma (Henry et al., 2003), lo cual podría ser coherente si se reconfigurara a la península de Baja California a su posición previa a la ruptura continental. Aunque esto desafortunadamente no explicaría todavía porque no se han reportado hasta el momento rocas de edades similares en el estado de Sonora (Damon et al., 1983; Valencia-Moreno et al., 2006). Por otro lado, en los estados de California (EE.UU.) y Baja California (México) se encuentran expuestos diversos cuerpos plutónicos que en conjunto se denominan como *Penninsular Ranges Batholith* (Gastil, 1975; Silver et al., 1979; Todd y Shaw, 1979; Gromet y Silver, 1987). Estos cuerpos intrusivos muestran edades decrecientes de oeste a este que van de 110 a 65 Ma (Silver y Chappell, 1988; Ortega-Rivera, 1997; 2003), lo cual concuerda con la idea antes presentada de una migración muy lenta y paulatina hacia el noreste del pulso magmático cordillerano durante el Cretácico Tardío (p. ej. Krummenacher et al., 1975; Coney y Reynolds, 1977; Ortega-Rivera, 1997; 2003).

Ya en el Cretácico Tardío, un cambio en las condiciones tectónicas de las placas que operaban debajo de la región de Baja California provocó que la actividad ígnea del arco comenzara a migrar de una forma mucho más acelerada hacia el interior del continente, creando así un arco volcánico mucho más amplio y desarrollado (Coney y Reynolds, 1977; Damon et al., 1983). La migración del eje magmático se debió a un decrecimiento progresivo en la edad de la placa subducida, lo cual ocasionó a su vez una reducción gradual del ángulo de subducción, y un mayor acoplamiento entre las placas convergentes (Busby, 2004). De acuerdo con los datos geocronológicos disponibles, se estima que la actividad magmática asociada a este arco alcanzó la región costera actual de Sonora

aproximadamente a los 90 Ma (Gastil y Krummenacher, 1977; Damon et al., 1983) y que después a los 77 Ma inició su avance tierra adentro hasta alcanzar el extremo oriental del estado sonorense a los 59 Ma (Valencia-Moreno et al., 2006) y a los 45 Ma el extremo centro-sur del estado actual de Sinaloa (Henry et al., 2003). Durante el periodo del Cretácico Tardío al Paleoceno se generó también otro evento tectónico denominado como Orogenia Laramide (p. ej. Tweto, 1975). Dicho evento geológico se caracterizó por levantamientos, plegamientos y cabalgaduras de las capas corticales, a la par del emplazamiento de las rocas ígneas antes mencionadas, las cuales a su vez estuvieron acompañadas por la formación de una serie de cuencas sedimentarias (Dickinson et al., 1988).

Después del intenso periodo continuo de la actividad ígnea desarrollada en el occidente de México ocurrió un abrupto decline de su magmatismo cerca de los 45 Ma, y que se prolongó hasta los 34 Ma (Coney, 1972). Las causas de este decline en la actividad ígnea del arco no están del todo claras todavía pero se han especulado que se dieron por dos razones: 1) debido a una pausa o disminución en la relación de convergencia entre las placas o 2) como producto de un cambio relacionado con la inclinación de la placa subducida (McDowell y Clabaugh, 1981). Después de este proceso de disminución en el magmatismo, la actividad ígnea del arco resurgió de una forma abrupta y espectacular, esto a través de un gran estallido de volcanismo ignimbrítico que a la postre formaron a la provincia volcánica denominada Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaugh, 1979). Esta provincia geológica está dominada por gruesas capas de rocas piroclásticas y lavas riolíticas, las cuales se emplazaron en dos periodos de tiempo relativamente cortos (34-28 Ma y 24-20 Ma. Con el inicio del pulso ignimbrítico en el Oligoceno, le siguió también un rápido retroceso del frente volcánico hacia la paleotrinchera, el cual llegó a la actual zona costera de Sonora y Sinaloa hace aproximadamente 20 Ma (Mioceno Temprano) y también en la costa este de la península de Baja California, formando en esa región lo que se conoce hoy como Grupo Comondú (Mioceno temprano a medio) (Hausback, 1984; Sawlan, 1991; Umhoefer et al., 2001; Puy-Alquiza et al., 2010). Este retroceso del volcanismo del arco propició además el emplazamiento de un magmatismo mucho más heterogéneo y disperso sobre la Sierra Madre Occidental, así como el inicio de un régimen de extensión cortical (McDowell et al., 1997; Aranda-Gómez et al., 2000).

A finales del Mioceno Medio se presentó un cese de la subducción en la porción occidental de México, producto del acercamiento que hubo entre la dorsal del Pacífico del Este contra la margen continental norteamericana (Mammerickx y Klitgord, 1982; Lonsdale, 1991; Michaud et al., 2006). Este evento provocó la creación de un nuevo régimen tectónico en esta región que pasó de ser una zona del tipo convergente a convertirse en un sistema de *rift* continental (Stock y Hodges, 1989). Dicha transición se vio reflejada en el estilo eruptivo y en la composición química de los magmas

que rodean a esta zona y que componen a la Provincia Extensional del Golfo de California (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Martín-Barajas, 2000). En efecto, en áreas circundantes al golfo se ha observado que el volcanismo regional de la zona se volvía más bimodal (riolítico-basáltico), con importantes emplazamientos de lavas alcalinas y toleíticas (p. ej. Saunders et al., 1982; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Ferrari, 2002; 2007), las cuales mostraban características geoquímicas que sugerían una proveniencia casi directa del manto astenosférico, producto de ese adelgazamiento cortical que comenzaba a prevalecer en la zona (Vidal-Solano et al., 2005). Por otro lado la actividad magmática asociada a la subducción, y que había prevalecido en la región oeste de México, se comenzaba a trasladar de manera progresiva hasta su posición actual (E-W), dando lugar a la formación de la Faja Volcánica Transmexicana, esto a partir del Mioceno temprano (~20 Ma) (Demant, 1978; Nixon, 1982, Richter et al., 1995; Rosas-Elguera et al., 1997; Ferrari, 2000; Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2012). Se piensa que esta reorientación progresiva de la actividad volcánica del arco se debió en gran parte a los cambios en la estructura térmica de la placa subducida y a las variaciones en la geometría de la zona de subducción de las placas Rivera y Cocos (Ferrari et al., 1999).

A principios del Plioceno, la dorsal del Pacífico del Este se extinguiría cerca de la costa este de Baja California y una nueva dorsal se formaría en el interior del continente norteamericano, ocasionando que la península de Baja California se fuera transfiriendo progresivamente a la placa oceánica del Pacífico y comenzara así su separación del continente (Hamilton, 1961; Karig y Jansky, 1972; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1991; Umhoefer et al., 2002). Los primeros pisos oceánicos de la región del Golfo de California se formaron a partir de los 3.6 Ma con el inicio de la Dorsal de Alarcón (Sutherland et al., 2012). Junto con la extensión intracontinental y la expansión del piso oceánico, la península de Baja California se desplazó paulatinamente ~325 km a través de un sistema complejo de fallas laterales hasta alcanzar su posición actual (Stock y Hodges, 1989). A causa de la extensión que hubo entre las placas Norteamericana y Pacífico (Henry y Aranda-Gómez, 2000) se originaron numerosas cuencas oceánicas en el golfo que fueron rellenadas posteriormente por sedimentos (p. ej. Larson et al., 1968; Larson, 1972; Curray et al., 1982; Lonsdale, 1989; Fenby y Gastil, 1991) resaltando la cuenca de Nayarit (Curray y Moore, 1963) la cual geológicamente pertenece al Archipiélago Islas Marías.

1.2 - Archipiélago Islas Marías y Localización del Área

Se denomina como Archipiélago Islas Marías al conjunto de cuatro islas oceánicas ubicadas dentro del territorio del Océano Pacífico, en la desembocadura del Golfo de California y próximas a

la margen suroccidental del continente mexicano. Específicamente están localizadas a unos 110 km al noroeste de San Blas, Nayarit, y a unos 220 km al sureste de San José de los Cabos, Baja California Sur (Fig. 1.1a). De norte a sur, este archipiélago está conformado por cuatro islas principales: San Juanito, María Madre, María Magdalena y María Cleofas, las cuales en conjunto ocupan un área de aproximadamente 242 km² (Chiñas, 1963; Peralta y García, 2013; Pompa-Mera, 2014). La isla María Cleofas es la de mayor enfoque en el presente estudio y se localiza justo en el extremo suroriental del bloque insular (Fig. 1.1b). Presenta una superficie irregular y de forma casi poligonal de aproximadamente 27.3 km², y las coordenadas de su parte media son 20°19' latitud norte y 106°15' longitud oeste (Chiñas, 1963).

Tectónicamente, este grupo de islas se encuentra ubicado en el borde exterior de la plataforma continental, cerca del límite sureste de la zona de fractura Tamayo y el límite noroeste de la trinchera mesoamericana. Este borde tectónico, entre las litósferas oceánica y continental, forma el denominado Escarpe Tres Marías, el cual presenta una orientación noroeste-sureste, y un relieve de más de 3000 m con una inclinación mayor a los 24° (Lonsdale, 1995). A pesar de estas características de relieve e inclinación, Fisher (1961) encontró que el piso de la cuenca Tres Marías está cubierto con un espesor relativamente moderado de sedimentos, indicando que el escarpe en si era una estructura tectónicamente joven. Por otro lado, el fondo oceánico entre el archipiélago y el continente mexicano resulta ser relativamente somero y se encuentra relleno por sedimentos jóvenes (Sutherland et al., 2012), los cuales se depositaron sobre estructuras ígneas del Cretácico Tardío y del Mioceno temprano (Duque-Trujillo et al., 2015).

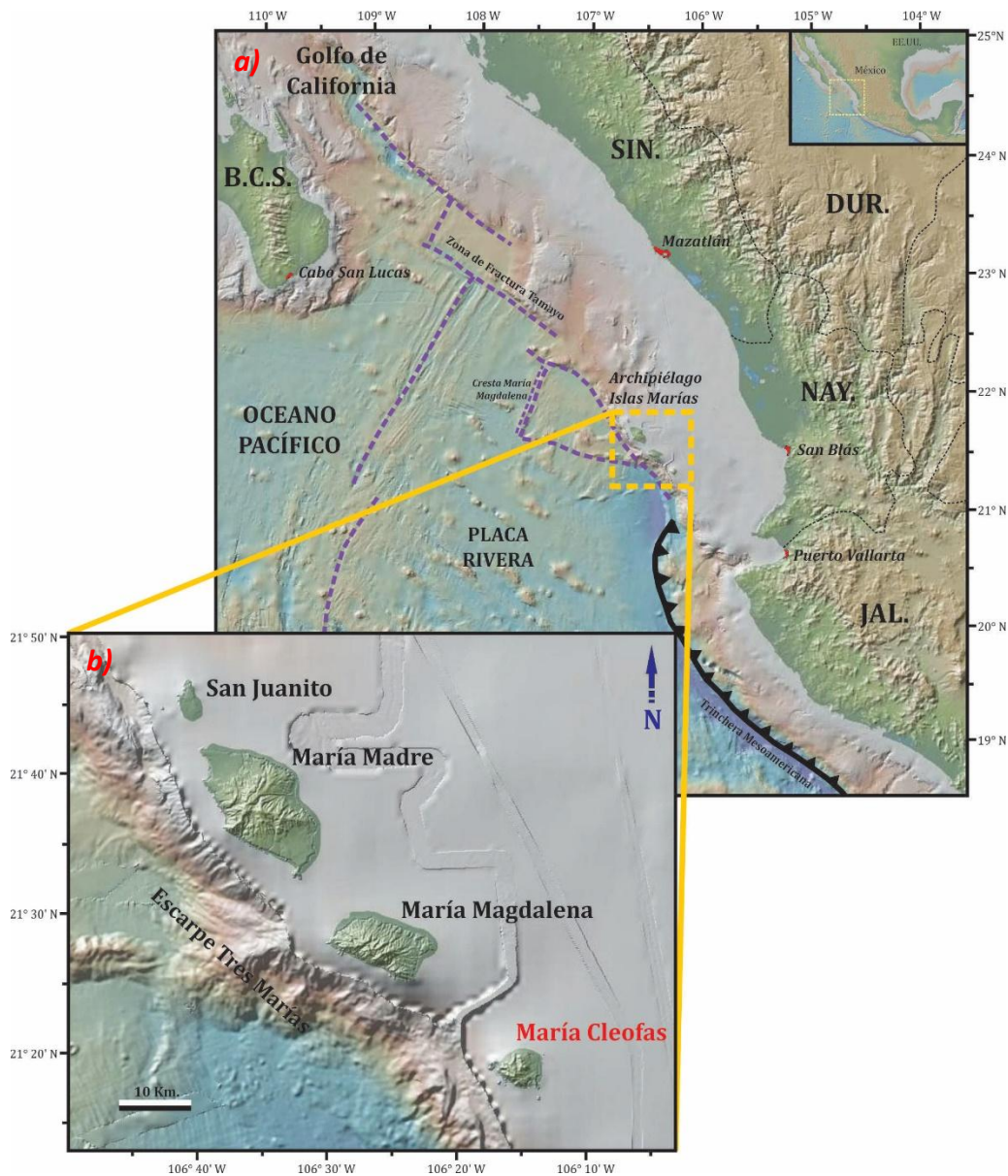


Figura 1.1 Mapa simplificado del noroeste de México que muestra la ubicación geográfica del: a) Archipiélago Islas Marias y de; b) la isla María Cleofas (imágenes modificadas de Ryan et al., 2009).

De acuerdo con algunos estudios realizados en la zona, cada una de estas islas muestra diferentes características geológicas que las hacen únicas, esto a pesar de su tamaño, cercanía y relación. La isla María Madre es la más grande del conjunto, así como la de mayor diversidad litológica y estructural. En su interior se reportaron la presencia de rocas metamórficas de alto grado y edad jurásica (~170 Ma), intrusionadas por cuerpos plutónicos cretácicos de origen abisal e hipabisal, y

cubiertas por capas de roca volcánica y piroclástica en discordancia con los intrusivos, además de la presencia de dos secuencias sedimentarias estructural y composicionalmente distintas (Chiñas, 1963; Pompa-Mera, 2014). Por tamaño le sigue la isla María Magdalena que exhibe una geología diferente al resto del conjunto. Está conformada por una secuencia de piso oceánico compuesta por diversas intrusiones de capas en forma de *sills* de composición gabrónica y espesores variables, las cuales están emplazadas dentro de secuencias arenosas poco consolidada y de origen terrígeno (Villanueva-Lascrain, 2017). La isla María Cleofas denota una geología relativamente más simple y de carácter predominantemente volcánico, con presencia de cuerpos plutónicos al norte y una secuencia sedimentaria marina al oeste (Foose, 1962; Chiñas, 1963). Por área, la isla San Juanito, al noroeste del archipiélago, es la más pequeña y reducida del grupo, sin embargo, muestra una gran variedad litológica (Peralta y García, 2013), como es la presencia de un basamento metamórfico, rocas ígneas de composición félsica (plutónicas y volcánicas) y capas sedimentarias correlacionables con las encontradas en la isla María Madre.

Como información adicional, el Archipiélago Islas Marías pertenece políticamente al municipio de San Blas, Nayarit, y desde que fue adquirido por el gobierno mexicano en 1903 ha sido destinado como colonia penal federal. Por este motivo, la única institución con autorización oficial para proporcionar el traslado y transporte del personal y material necesario es la Marina Armada de México a través de un buque naval que hace un recorrido semanal partiendo desde Mazatlán, Sinaloa hasta Balleto, en la isla María Madre. Desde el punto de vista biológico, el Archipiélago Islas Marías representa una zona única que, por su clima subtropical bastante característico que deriva de su localización en el océano Pacífico, propicia la formación y desarrollo de una gran biodiversidad de especies de carácter endémico, principalmente especies de aves, reptiles y algunas subespecies marinas, así como ciertas especies de flora que son exclusivas de la zona (CONABIO). Para preservar este importante y delicado ecosistema, el 27 de noviembre del año 2000 el Archipiélago Islas Marías pasó a ser declarado área natural protegida con el carácter de reserva de la biosfera, mediante un decreto publicado en el Diario Oficial de la Federación (SEMARNAT, 2000). Posteriormente, en el año 2010 ascendió de categoría y pasó a formar parte de las “Áreas naturales protegidas del Golfo de California” por la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP), la cual pertenece a la Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT).

1.3 – Antecedentes del Archipiélago Islas Marías

Los primeros estudios de carácter geológico realizados en el Archipiélago Islas Marías comenzaron a finales del siglo antepasado, cuando los investigadores estadounidenses Grayson (1872), Stearns (1894) y Nelson (1899) realizaron un estudio paleontológico en la zona, reportando por primera vez la presencia de fósiles en las secuencias sedimentarias de la isla María Madre. Años después, la Academia de Ciencias de California en 1925, llevó a cabo distintas expediciones a las islas Tres Marías, con el fin de describir y documentar a los distintos sedimentos neógenos existentes en la región, así como algunos otros aspectos geológicos presentes en las islas (Hanna, 1926; 1927). De dicha expedición, se obtuvieron reportes posteriores que describen la presencia de diatomeas de edad miocénica, así como algunos moluscos de edad pliocénica en los estratos sedimentarios (Hanna y Grant, 1926). Estos autores incluyeron además una breve descripción superficial de la geología de las islas María Madre y María Magdalena. Por su parte, Jordan y Hertlein (1926) realizaron una descripción y clasificación de las distintas especies de megafósiles encontrados en la isla María Madre, así como un relato general de la geología de la misma. Por otro lado, Strong y Hanna (1930) y Hertlein (1934) también proporcionaron información general acerca de la geología de las dos islas más grandes del archipiélago, María Madre y María Magdalena, mientras que solo describieron la parte norte de la isla María Cleofas.

En 1957, durante la Expedición Puritana llevada a cabo en el archipiélago, Hertlein y Emerson (1959) reportaron y describieron de forma general a los megafósiles encontrados en las tres islas principales, asignándoles una edad del Plioceno-Pleistoceno. Asimismo, en su estudio presentaron los primeros datos estratigráficos y petrográficos, principalmente de las rocas que albergaban dichos fósiles. Para 1959, una expedición patrocinada por el Instituto Scripps de Oceanografía visitó también al conjunto de islas. En el viaje se hizo un reconocimiento geológico especial a la isla María Cleofas, una de las más pequeñas, alejadas y menos estudiadas del grupo (Foose, 1962). En su informe, el autor reportó que la isla está conformada por rocas ígneas de origen volcánico, a las que les asignó una edad del Mioceno, y en menor medida por sedimentos marinos consolidados, donde encontró evidencias de levantamientos y subsidencias.

Por su parte, Chiñas (1963) elaboró uno de los trabajos más completos y detallados del archipiélago que se tuviera de la época. Creó un mapa geológico a detalle de la isla María Madre (Fig. 1.2), así como un reporte amplio y general de la geología de las islas y una prospección de sus recursos naturales susceptibles de aprovecharse. Del estudio geológico, el autor encontró que las rocas más antiguas eran de edad pre-cretácica y se encontraban ligeramente metamorfizadas, mientras que, los granitos eran de edad cretácica y guardaban una estrecha relación estratigráfica

con aquellos encontrados tanto en Jalisco como en Baja California. Para el autor, la actividad de origen volcánica tuvo lugar en el Mioceno, mientras que las secuencias sedimentarias iban del Mioceno al Reciente y tenían un origen epinerítico, es decir, un ambiente marino somero inferior a los 40 m. De acuerdo con la información recabada por el autor, él concluye que el archipiélago probablemente se formó a partir del Mesozoico, y éste se debió a un proceso tectónico producto de una apófisis batolítica que se originó en el Cretácico y continuó hasta el Oligoceno.

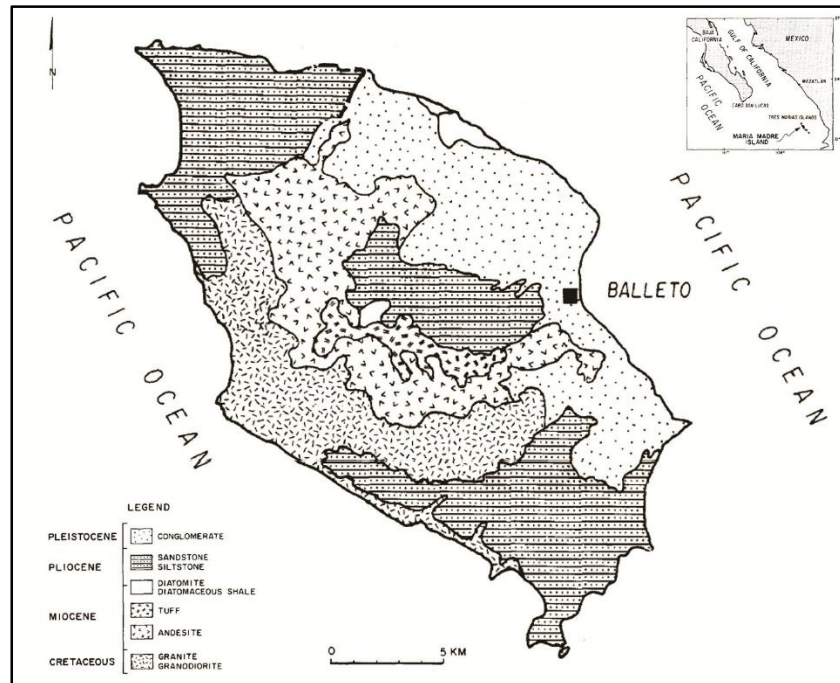


Figura 1.2 Mapa geológico de la isla María Madre propuesto por Chiñas (1963) (imagen tomada de McCloy et al., 1988 y modificada de Chiñas, 1963).

Estudios posteriores hechos sobre las islas estuvieron otra vez enfocados a la paleontología y micropaleontología de sus estratos sedimentarios más importantes. Swain (1967) estudió a los ostrácodos de las islas Marías y de las áreas adyacentes al golfo, reportando que éstos eran relativamente más escasos en las muestras cercanas al archipiélago. Asimismo, encontró que estas especies eran de ambiente marino somero y con edades que iban del Mioceno al Reciente. Por su parte, Brunner (1971) analizó algunas muestras de diatomitas de la isla María Madre y les asignó una edad del Mioceno, esto con base en los estudios de ebrideos y silicoflagelados presentes en la roca.

En los años ochenta, un grupo de micropaleontólogos del Instituto de Geología de la UNAM y de la Universidad de Rice, Texas, visitaron al archipiélago para medir algunas secciones estratigráficas de la Isla María Madre, con el propósito de establecer un marco bioestratigráfico y paleoecológico a partir del estudio detallado de los foraminíferos, radiolarios, nanoplancton calcáreo, palinomorfos y ostrácodos (Carreño et al., 1980; Weaver et al., 1981; McCloy e Ingle, 1982; Pérez-Guzmán 1983; 1985; Carreño, 1985; McCloy et al., 1988). De estos trabajos se resaltan los realizados por: Pérez-Guzmán (1983; 1985), quien llevó a cabo un estudio bioestratigráfico en radiolarios presentes en las distintas secuencias sedimentarias tanto de Baja California como de las Islas Marías, así como una reconstrucción paleoceanográfica de la zona; Carreño (1985), quien realizó un estudio en foraminíferos planctónicos, ostrácodos y nanoplancton calcáreo presentes en una sección estratigráfica dentro de la Isla María Madre, con el objetivo de establecer el marco paleoecológico y bioestratigráfico de la región. Además de crear una columna bioestratigráfica de dicha sección, así como la distribución y abundancia relativa de las distintas microespecies encontradas. Por último, McCloy et al. (1988) realizaron una reconstrucción de paleoambientes de depósitos en la misma secuencia sedimentaria, donde encontraron evidencias de repetidas fases de subsidencias y levantamientos, probablemente relacionados a la apertura del Golfo de California. Asimismo, estos autores encontraron indicios de un vulcanismo de carácter intermedio-ácido (andesitas y riolitas) que cortaba a las secuencias y que por lo tanto les asignaron una edad miocénica media a tardía.

Por la misma época, Ramírez-Rubio (1980) también elaboró un estudio detallado sobre los sedimentos marinos presentes en las tres Islas Marías, aunque esta vez enfocado en la búsqueda probable de petróleo. En su reporte también incluyó una muy breve descripción del resto de la geología general presente en el archipiélago.

Por otro lado, algunas de las campañas de exploración y perforación llevadas a cabo por el *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) en los años 80' y 90', se realizaron muy cerca de las Islas Tres Marías. Principalmente el sitio 473, el cual se realizó a unos ~90 km al suroeste del archipiélago, mientras que las perforaciones 474, 475 y 476 se llevaron a cabo muy próximo a la punta sur de la península de Baja California (Yeats y Haq, 1981; Moore y Curray, 1982). De dichos estudios se obtuvieron por primera vez datos batimétricos, geoquímicos, geocronológicos, bioestratigráficos, petrográficos y sedimentológicos del piso oceánico, así como indicios de la apertura del Golfo de California (Bukry, 1978; Ness, 1982; Verma, 1983).

Tiempo después, Jaramillo y Suárez (2011), con el fin de estimar el movimiento relativo entre las placas Rivera y Norteamérica, estudiaron y recopilaron varios sismogramas presentes en distintas

subestaciones regionales ubicadas tanto en el archipiélago como en las áreas circundantes con el continente mexicano. Con esto, midieron y documentaron un temblor de magnitud 6.4 en la escala de Richter, registrado el 4 de diciembre de 1948, al norte del límite de las placas Rivera-Norteamérica, que dejó severos daños en la infraestructura penal de la isla María Madre. Los resultados obtenidos demostraron que a lo largo del Escarpe Tres Marías, éste se comporta como una falla de alto ángulo con orientación NE-SW, donde la placa Rivera se introduce por debajo del Escarpe Tres Marías. Del mismo modo, esta placa muestra movimientos laterales de tipo dextral en la zona, por lo que los autores desestimaron la existencia actual de un proceso de subducción por debajo de las islas.

Más tarde, Álvarez (2013) propuso un nuevo punto de vista tectónico para el noroeste de México, el cual incluye una reconstrucción sobre la posición previa de la península de Baja California antes de su separación de la placa Norteamericana, así como la localización “*original*” del fragmento denominado Islas Tres Marías, y los desplazamientos que ambos tuvieron durante su evolución desde el Mioceno tardío al Reciente (Fig. 1.3). En su estudio, el autor propone que, antes de la fragmentación de la placa de Norteamérica y de la apertura del Golfo de California, las Islas Marías se ubicaban al oeste de la punta sur de la península y que éstas se desplazaron hacia el sureste hasta llegar a su posición actual mediante un sistema complejo de fallas denominado Tosco-Abreojos. Por su parte, la península de Baja California migró en el sentido opuesto (noroeste) hasta emplazarse en su ubicación actual.

Recientemente se realizaron estudios en cada una de las islas que conforman al archipiélago. Esto con el fin de obtener los primeros datos geoquímicos y geocronológicos de las rocas más representativas de las islas, así como la realización de un mapa geológico de cada área, con su columna y perfil estratigráfico (Peralta y García, 2013; Pompa-Mera, 2014; Villanueva-Lascurain, 2017). Estos trabajos, a su vez, se están complementando con diversos estudios realizados en las áreas adyacentes al Golfo de California como son Baja California Sur (Rochin-García, 2015), Sinaloa (Arrieta-García, 2016) y Jalisco (Díaz-López, 2016), con el propósito de comprender mejor la historia geológica-evolutiva del noroeste de México. El presente estudio forma parte de ese grupo de investigación y busca complementar todo lo realizado por los compañeros de trabajo mediante el análisis y la presentación de los primeros datos geológicos, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos de la isla María Cleofas.

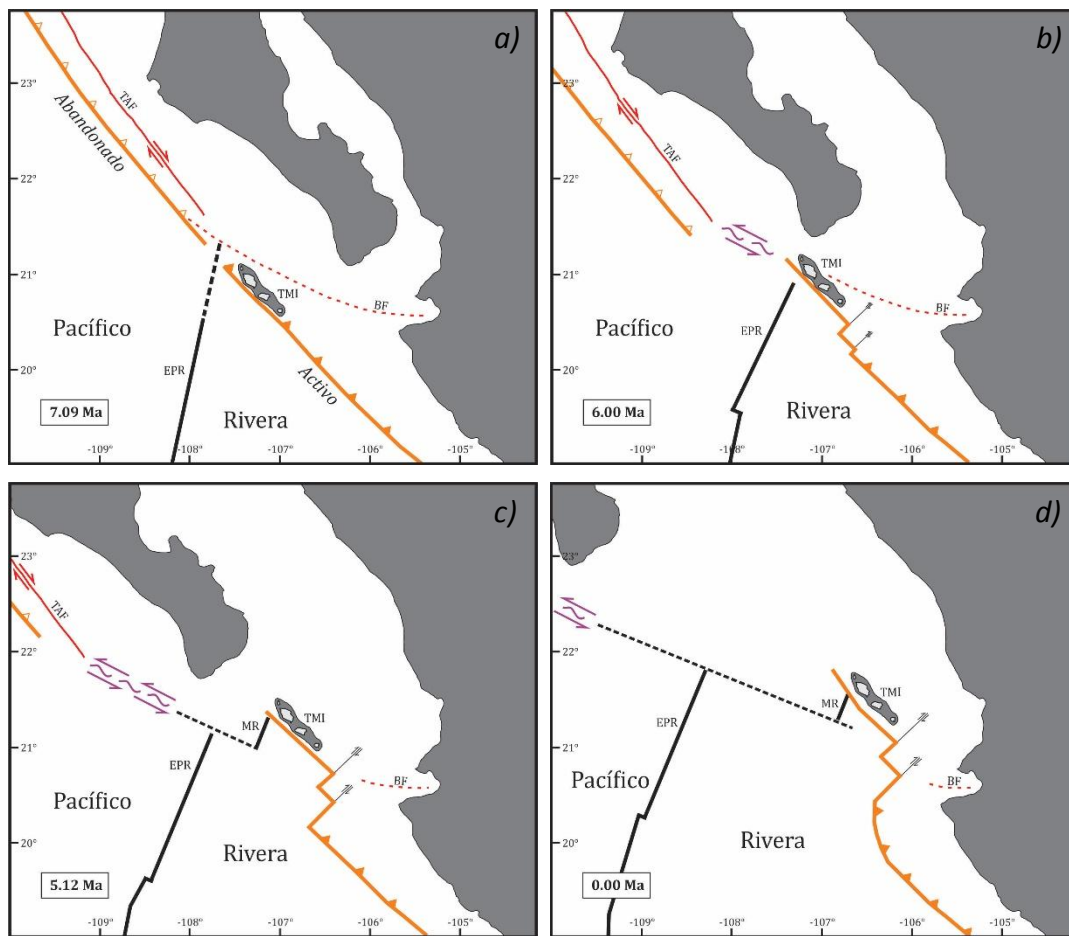


Figura 1.3 Modelo evolutivo simplificado del noroeste de México propuesto por Álvarez (2013): a) Cerca de los 7 Ma, la dorsal del Pacífico choca con la margen occidental de México y provoca el inicio de la separación de la península de BC y el desplazamiento de las islas hacia el sureste; b) a los 6 Ma, el desplazamiento del bloque insular continua a través de una serie de fallas transformantes con rumbo NE-SW y perpendiculares a la trinchera, mientras que la península de Baja California comienza a migrar en el sentido opuesto a través de un sistema de fallas denominado Tosco-Abreojos; c) hacia los 5 Ma, el avance de las islas Marías sigue hacia el SE y se van introduciendo dentro de la desembocadura del Golfo de California hasta que; d) finalmente, el Archipiélago Islas Marías es trasladado hasta su posición actual y próximo a la terminación de la Trinchera Mesoamericana (TAF: Falla Tosco-Abreojos, TMI: Islas Tres Marías, EPR: Dorsal del Pacífico del Este, MR: Dorsal de Magdalena, BF: Falla de Banderas).

1.4 - Objetivo General y Objetivos Específicos

El objetivo general del presente estudio es el de realizar el primer mapa geológico a detalle de la isla María Cleofas, con sus descripciones litológicas y su columna estratigráfica. Así como el de presentar también los primeros datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de las unidades litológicas más representativas y utilizar esta información con el propósito de comprobar posibles correlaciones con rocas de áreas adyacentes al área de estudio (ej. Jalisco, Sinaloa, Baja California

Sur), y crear un modelo preliminar tectono-petrogenético que explique de forma general la evolución geológica de la isla en conjunto con el archipiélago, además de abordar su posible paleoposición geográfica con respecto al continente mexicano y a la península de Baja California.

Con la finalidad de cumplir con este gran objetivo trazado, se enmarcaron distintos objetivos particulares a desarrollar los cuales se describen a continuación:

- ❖ Llevar a cabo una cartografía geológica de la isla, identificando y describiendo las distintas litologías presentes en el área de estudio.
- ❖ Realizar un muestreo geológico representativo de cada uno de los distintos tipos de rocas encontradas en la isla.
- ❖ Hacer un estudio y análisis petrográfico de aquellas muestras tomadas mediante la elaboración de láminas delgadas.
- ❖ Determinar los elementos mayores, traza e isótopos de Rb, Sr, Sm y Nd de las rocas más representativas de la zona. Así como determinar las edades por el método isotópico del U-Pb en zircones para las muestras ígneas seleccionadas, y por la técnica del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (comparación del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con los valores de la curva del agua del mar en el tiempo) en foraminíferos para las rocas sedimentarias elegidas.
- ❖ Discutir y comparar los resultados geoquímicos y geocronológicos obtenidos con aquellos que han sido reportados previamente tanto en el archipiélago como en las provincias geológicas adyacentes a la zona de estudio, con el fin de establecer una conexión de los eventos geológicos ocurridos a escala regional.
- ❖ Por último, desarrollar un modelo geológico-evolutivo de la isla y el archipiélago que muestre su paleoposición previa a la ruptura continental y su evolución con respecto a la península de Baja California y a las áreas cercanas al continente mexicano.

2

MARCO GEOLÓGICO

2.1 - Geología de las Islas Marías

El Archipiélago Islas Marías está constituido por cuatro islas: San Juanito, María Madre, María Magdalena y María Cleofas. Cada una de ellas muestra ligeras diferencias geológicas que las hacen únicas y complejas, esto a pesar de su relativa cercanía y relación. Su aparente variación podría deberse por un lado, a la complicada historia evolutiva que ocurrió desde su formación (Chiñas, 1963; Pompa-Mera, 2014) y a la relación que éstas guardan con el intrincado proceso geológico que afectó el occidente de México (Hamilton, 1961; Atwater, 1970; Karig y Jensky, 1972; McDowell y Keizer, 1977; Gastil, 1983; Moore y Curray, 1982; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1991; Stock y Lee, 1994; Helenes y Carreño, 1999; Fletcher et al., 2007; Sutherland et al., 2012; Ferrari et al., 2013). No obstante, en las islas también se observan ciertas similitudes entre ellas que indican un origen en común (si se exceptúa a la isla María Magdalena), y que se pudieron haberse formado al mismo tiempo, a través de los mismos procesos geológicos. A continuación se resume a grandes rasgos las distintas características geológicas de cada una de las islas:

2.1.1 - Isla San Juanito

La isla San Juanito es la más pequeña y septentrional del archipiélago. Está ubicada a 1.5 km al noroeste de la isla María Madre. Presenta una forma elíptica, donde su eje mayor está orientado N-S, y cubre un área de aproximadamente 8 km². Las coordenadas de su punto medio han sido reportadas en 21°48' latitud norte y 106°40' longitud oeste (Chiñas, 1963). Su geología ha demostrado ser muy variada para un área que es relativamente muy pequeña (Peralta y García, 2013). En primer lugar, está conformada por un complejo metamórfico, denominado informalmente como "Complejo San Juanito", el cual está constituido por dos unidades litológicas diferenciadas.

Por una parte se tiene al esquisto de moscovita, una roca densa con textura de foliación y estructuras de pliegues, compuesta por feldespatos alcalinos y minerales ferromagnesianos. Esta roca aflora en mayor proporción en la parte noroeste de la isla y, en menor tamaño, al sureste de la misma. Las edades obtenidas en zircones detríticos por el método isotópico U-Pb varían entre 285 Ma y 2978 Ma, con picos máximos de abundancias en 560 Ma (Panafricanas) y 1000 Ma (Grenvillianas). La otra unidad metamórfica corresponde a la metacaliza, una roca muy foliada e intemperizada que está compuesta por carbonatos y ferromagnesianos y que se encuentra en contacto directo con el esquisto. Ambas secuencias metamórficas conforman al basamento de la isla San Juanito (Peralta y García, 2013). Este complejo metamórfico se encuentra intrusionado por dos unidades plutónicas de composición distinta. Dichas unidades están conformadas por cuerpos ígneos masivos de carácter sienogranítico y monzogranítico que afloran en los sectores norte y este de la isla. Asimismo, se ha reportado la presencia de diversos diques cuarzo-feldespáticos y fanodacíticos que cortan e intrusionan a las distintas unidades geológicas presentes. Las dataciones obtenidas por el método U-Pb en zircones para este tipo de rocas las ubican a finales del Cretácico Tardío (78-80 Ma) (Peralta y García, 2013), y se correlacionan, por edad y composición, con unidades plutónicas reportadas en la isla María Madre (Pompa-Mera et al., 2013), en algunos batolitos presentes en las costas mexicanas del Pacífico (Henry et al., 2003; Schaaf et al., 1995; 2000) y en el sur de la península de Baja California (Pérez-Venzor, 2013).

Discordantemente y sobreponiéndose a estas unidades, se encuentra una secuencia sedimentaria reciente (Neógeno) que cubre la mayor parte de la isla. Esta secuencia está compuesta por una intercalación de areniscas de grano fino y lutitas de espesores variables, además de un cuerpo masivo de conglomerado polimíctico. La secuencia arenisca-lutita muestra un origen marino somero con claras evidencias de subsidencia y levantamiento asociados al proceso de apertura del Golfo de California (Carreño, 1979; McCloy et al., 1988). Por sus rasgos geológicos, características estructurales y posición stratigráfica, Peralta y García (2013) correlacionan a los estratos sedimentarios de la isla San Juanito con las secuencias sedimentarias encontradas al norte de la isla María Madre (Pompa-Mera, 2014), y proponen que la isla es una extensión septentrional de la isla principal separada de ella por un estrecho marino somero. Esta hipótesis la refuerzan con las unidades graníticas presentes en ambas islas y que son contemporáneas una de otra indicando un origen en común.

2.1.2 – Isla María Madre

La isla María Madre es la más grande y compleja que existe del archipiélago. Geográficamente está localizada entre los paralelos 21°31' y 21°40' latitud norte y 106°30' y 106°38' longitud oeste (Chiñas, 1963). Presenta un área de aproximadamente 145 km², con forma alargada, semi-elíptica donde su eje mayor está orientado NW-SE y su perímetro abarca los ~55.2 km. Al interior de la isla se ha reportado una gran variedad de litologías para un área relativamente pequeña, como un basamento metamórfico compuesto de distintas unidades, varios cuerpos plutónicos, diversas capas de rocas volcánicas y piroclásticas, además de dos secuencias sedimentarias con características geológicas y estructurales diferenciables (Pompa-Mera, 2014).

El basamento metamórfico de la isla María Madre está conformado por dos unidades litológicas. Una se encuentra aflorando en la costa oeste de la isla y está compuesta por migmatitas y ortogneises de composición granodiorítica a granítica (Pompa-Mera et al., 2013). Las migmatitas se presentan con alta foliación y textura gnéisica, además de una coloración gris clara a oscura. Mientras que, el ortogneis se exhibe como rocas muy foliadas, con alternancia de bandas de color blanco a gris oscuro y pliegues *ptygmáticos*. De acuerdo a la geocronología por el método isotópico U-Pb en zircones, estas unidades metamórficas son las más antiguas de la isla con edades que oscilan entre los 162 y los 170 Ma (Jurásico Medio) (Pompa-Mera, 2014). El otro conjunto metamórfico está constituido por rocas metasedimentarias (calcosilicatos y paragneises) que afloran en el sector central. Estas unidades son relativamente más escasas en comparación con las anteriores y se interpretan como techos colgantes ("*roof pendant*") inmersos en las rocas intrusivas (Pompa-Mera et al., 2013). Los paragneises presentan una estructura masiva, de color gris oscuro, grano fino y textura foliada, mientras que los calcosilicatos se muestran bandeados, plegados y con un buzamiento hacia el NW. Ambas unidades muestran indicios de haber sido afectadas por un metamorfismo regional inicial y posteriormente por un metamorfismo de contacto (Pompa-Mera, 2014).

Por su parte, el complejo plutónico de la isla también se encuentra distribuido a lo largo de la costa oeste y parte de la zona central. Este complejo está conformado por cuerpos intrusivos masivos de composición granítica y tonalítica. Los cuerpos graníticos afloran en el extremo oeste de la isla y se extienden hasta la zona sur. Presentan una coloración gris clara a rosada, con textura fanerítica compuesta por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita. Su edad, con base en el análisis de zircones por U-Pb, oscila entre 77.8 y 84.2 Ma (Cretácico Tardío) y se correlaciona con los complejos plutónicos encontrados en el occidente de México (McDowell y Keizer, 1977; Henry y Fredrikson, 1987; Schaaf et al., 1995; 2000; Henry et al., 2003; Pérez-Venzor, 2013; Valencia et al.,

2013). Entretanto, los cuerpos tonalíticos abarcan desde el noroeste hasta la porción centro-sur. Se presentan como cuerpos masivos de color gris claro a oscuro, con textura fanerítica y minerales de cuarzo, plagioclasa, hornblenda, biotita, anfíbol y clorita. Estas rocas tonalíticas se encuentran a su vez intrusionando a las unidades metasedimentarias previamente descritas provocando metamorfismo de contacto. Pompa-Mera et al. (2013) nombraron informalmente a este conjunto plutónico-metamórfico como “Complejo Papelillo” por el nombre de la zona donde se encuentran aflorando estas unidades. Sobreyaciendo a este conjunto de rocas intrusivas están distintas unidades volcánicas efusivas y piroclásticas. Estas unidades están compuestas por rocas ignimbríticas, brechas volcánicas, flujos de lava altamente tectonizados y flujos de lava masivos con composición predominantemente riolítica y traquidacítica (Pompa-Mera, 2014). Este conjunto se encuentra aflorando en gran parte de la isla María Madre, pero más específicamente en los sectores centro y noroeste de la isla. Chiñas (1963), con base en observaciones de campo, posición estratigráfica y relaciones de corte, propuso que estas secuencias volcánicas debían presentar una edad muy cercana al Mioceno medio-tardío. Sin embargo, Pompa-Mera et al. (2013), mediante el análisis geocronológico en sanidinos por el método isotópico Ar/Ar, obtuvieron edades que las ubican en el Cretácico Tardío (71.6-80.6 Ma), sugiriendo además que éstas fueron contemporáneas con las rocas plutónicas observadas en la isla.

Encima de todo se encuentran las rocas sedimentarias de edad miocénica-pliocénica las cuales cubren gran parte de la isla María Madre. Estas secuencias son unas de las más abundantes y también de las mejores estudiadas por parte de los micropaleontólogos (Carreño et al., 1980; McCloy e Ingle, 1982; Pérez-Guzmán, 1983; 1985; Carreño, 1985; McCloy et al., 1988). Pompa-Mera et al., (2013) distinguieron dos tipos de unidades sedimentarias; una de origen terrígeno y otra de origen marino. Las unidades sedimentarias de origen marino las denominaron informalmente como Secuencia Ojo de Buey, en referencia a una estructura sinsedimentaria plegada expuesta en la costa noreste de la isla. Esta secuencia a su vez la subdividieron en dos grupos de acuerdo a sus estructuras de deformación y posición estratigráfica: Formación Ojo de Buey Superior y Formación Ojo de Buey Inferior. La primera de ellas aflora en la porción este y sureste de la isla, y está constituida por estratos de areniscas de grano fino, de color pardo claro, con espesores variables, además de fragmentos de fósiles inmersos en una matriz de grano muy fino y cementado por calcita. Entre tanto, la secuencia de Ojo de Buey Inferior se presenta en la costa noreste y consiste de intercalaciones de areniscas y lutitas de grano fino a medio, con espesores variables y cementados por carbonatos. Ambas unidades habían sido previamente estudiadas por Carreño (1985) y McCloy et al. (1988), quienes además reportaron distintas fases de subsidencia y levantamiento producto de la etapa inicial de apertura del Golfo de California. Por su parte, las secuencias sedimentarias de

origen terrígeno afloran únicamente en el sector suroeste de la isla y se componen de areniscas de grano medio a fino, de coloración parda, con estratos de rumbo NE y buzamientos al SE. Estas secuencias fueron denominadas informalmente como Fm. Isla María Magdalena, también por Pompa-Mera et al. (2013), debido a sus características físicas y estructurales que se correlacionan con aquellas rocas sedimentarias encontradas en la isla homónima. De acuerdo a las edades de los zircones detríticos obtenidas por los autores, las secuencias de Ojo de Buey Inferior y Superior revelaron picos de abundancias mayores en ~ 83 Ma. Mientras que, en la Formación Isla María Magdalena produjo picos importantes en 22, 27 y 34 Ma, indicando una fuente magmática distinta.

2.1.3 - Isla María Magdalena

La isla María Magdalena es la más atípica de todo el conjunto. Se ubica entre los paralelos geográficos $21^{\circ}22'$ y $21^{\circ}27'$ latitud norte y $106^{\circ}20'$ y $106^{\circ}29'$ longitud oeste (Chiñas, 1963), entre las islas María Madre y María Cleofas. Esta isla exhibe una superficie irregular de forma elipsoidal de 71 km^2 , con un eje mayor de 14 km orientado E-W y una anchura promedio de 7 km. Se le considera anómala ya que geológicamente es muy distinta al resto de las islas del archipiélago, dado que en ella no se han encontrado rocas metamórficas o cuerpos plutónicos y su secuencia sedimentaria presenta características que las hacen distinta a las demás (Villanueva-Lascurain, 2017).

La isla está constituida por dos unidades litológicas. Por una parte se tiene a rocas ígneas de composición máfica, las cuales a su vez se subdividen en dos tipos. Por un lado se tienen rocas gabróicas con forma de sills que intrusionan a las distintas secuencias sedimentarias presentes. Estas rocas afloran en la parte sur y oeste de la isla, donde además se muestran muy intemperizadas lo que provoca la formación de fuertes acantilados en la zona. Macroscópicamente, presentan una coloración gris oscura, con textura cristalina, compacta y de abundantes minerales de plagioclasa y ferromagnesianos. El otro tipo de roca ígnea consta de lavas basálticas almohadilladas que afloran en el sector noroeste de la isla. Estas rocas se presentan con una estructura masiva, compacta, de grano fino y coloración oscura, compuesta por microcristales de plagioclasa y olivino. De acuerdo a la geoquímica e isotopía, estas rocas se relacionan con un ambiente tectónico de tipo MORB (Villanueva-Lascurain, 2017). La otra unidad litológica que aflora dentro de la isla María Magdalena comprende a las rocas sedimentarias, las cuales fueron divididas también en dos grupos (Villanueva-Lascurain, 2017). Por un lado, se tiene a una secuencia sedimentaria de areniscas y lutitas denominada informalmente como Fm. Isla María Magdalena. Esta secuencia se encuentra distribuida a todo lo largo y ancho de la isla y consiste de estratos de 1 a 10 cm de espesor, compuesta de caliza microcristalina, de grano medio, fuertemente silicificada, y sin presencia de

registro fósil, la cual se encuentra infrayaciendo a capas de areniscas intercaladas con lutitas de grano medio, de 10 a 20 m de espesor. Toda esta secuencia se encuentra a su vez descansando sobre el basamento gabróico y está basculada al NE con una inclinación de $\sim 20^\circ$ (Villanueva-Lascurain, 2017). El otro grupo comprende a una secuencia arenosa compuesta por sedimentos poco consolidados que, por sus características geológicas y estratigráficas, se ha correlacionado con la Fm. Ojo de Buey de la isla María Madre (Pompa-Mera et al., 2013). Esta secuencia aflora en baja proporción en la parte este y sur-este de la isla, y está conformada por areniscas de grano fino, de color gris amarillento, constituida por granos subredondeados de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, así como la presencia de un registro de fósiles marinos. Se supone que toda esta secuencia presente en la isla (gabros alternando con sedimentos y basaltos tipo *pillow lavas*) representa a un fragmento de piso oceánico levantado (Villanueva-Lascurain, 2017).

2.2 – Caso de Estudio: Isla María Cleofas

En el presente trabajo se estudió la isla María Cleofas, la más alejada y meridional de todo el conjunto. Esta isla, ubicada en el extremo suroriental del archipiélago, entre las coordenadas geográficas $20^\circ 18'$ latitud norte y $106^\circ 15'$ longitud oeste, presenta una superficie muy abrupta e irregular con forma casi poligonal de 27.3 km^2 , además de un diámetro de $\sim 5 \text{ km}$ y un perímetro de línea de costa de 20 km aproximadamente (Chiñas, 1963). Ha sido una de las menos estudiadas de todo el grupo de islas, en buena parte debido a la lejanía que ésta guarda con la isla principal. Los primeros trabajos reportados de la isla solo se enfocaron en describir la parte norte de ésta, principalmente en sus secuencias sedimentarias así como en los microfósiles encontrados (Strong y Hanna, 1930; Hertlein, 1934; Emerson, 1958; Hertlein y Emerson, 1959). Una descripción más amplia y general de su geología sería proporcionada por Foose (1962) y posteriormente por Chiñas (1963), aunque solo se centrarían en describir macroscópicamente su litología más importante sin tomar, analizar y/o mostrar ningún tipo de dato analítico.

Por esta razón, el presente trabajo será el pionero en mostrar los primeros datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de la isla María Cleofas. Para esto se realizaron dos salidas de campo al área bajo estudio en los años 2011 y 2014, con una duración de tres días y una semana respectivamente. De estas excursiones geológicas se tomaron un total de 49 muestras de rocas, de las cuales se utilizaron 32 para análisis petrográfico (ver Capítulo 3), mientras que 15 se emplearon para estudios geoquímicos de elementos mayores, traza e isótopos de Sr y Nd (ver Capítulo 5). Para la geocronología se llevó a cabo una separación de zircones en 5 muestras geológicas para ser analizadas por el método U-Pb con ablación laser (ver Capítulo 5.5), en tanto que en una roca

sedimentaria se separaron foraminíferos para ser fechada por el método isotópico del Sr marino (ver Capítulo 5.6).

Para este trabajo se realizó además una cartografía geológica de la isla con el propósito de elaborar un mapa geológico a escala 1:50,000, el cual se muestra en el anexo. Para la elaboración de dicho mapa, se utilizó el programa *ArcMap* versión 10.2 y las imágenes digitales que se emplearon para su procesamiento se obtuvieron del sitio web del INEGI. Asimismo, las distintas unidades encontradas en la isla se delimitaron apoyándose con fotointerpretación, de fotos aéreas, cartas topográficas del INEGI y marcando los puntos de muestreo. Las principales litologías reportadas para la isla María Cleofas se dividieron en rocas plutónicas, rocas volcánicas y rocas sedimentarias. Sus principales características macroscópicas observadas en cada una de estas unidades se describen a continuación.

2.2.1 – Basamento Plutónico

El basamento de la isla María Cleofas se conforma por rocas intrusivas de composición félsica que afloran en la zona norte de la isla (ver mapa anexo). Este basamento plutónico está constituido por dos tipos de rocas que se caracterizaron química y petrográficamente. Una de ellas corresponde a una granodiorita la cual es la más abundante, mientras que la otra la conforma un granito de feldespatos alcalinos el cual se encuentra aflorando en menor volumen en la parte noreste de la isla.

2.2.1.1 – Rocas Granodioríticas

Estas rocas plutónicas afloran a lo largo de la costa norte y noroeste de la isla, y se exhiben como cuerpos intrusivos de dimensiones de afloramiento moderado (6 a 10 m), los cuales se encuentran parcialmente alterados y altamente fracturados (Fig. 2.1a). Estas rocas presentan una coloración gris claro a oscuro, con escasa presencia de enclaves máficos y una textura mineralógica que va de porfídica en algunas secciones, a fanerítica de grano medio a grueso en el resto del plutón. Internamente están conformadas por cristales de plagioclasa y cuarzo y, en menor proporción, por feldespatos alcalinos y hornblendas parcialmente alteradas. El área de afloramiento de estos cuerpos intrusivos va disminuyendo hasta el extremo noroeste de la isla hasta prácticamente desaparecer (Fig. 2.1b). Encima de esta unidad intrusiva se encuentra emplazado material piroclástico (brecha volcánica). El contacto entre ambas unidades es bastante irregular, tal como se observa en la imagen (Fig. 2.1c), y en muchas zonas se aprecian diversos fragmentos del mismo cuerpo plutónico embebidos dentro del material piroclástico (Fig. 2.1d).

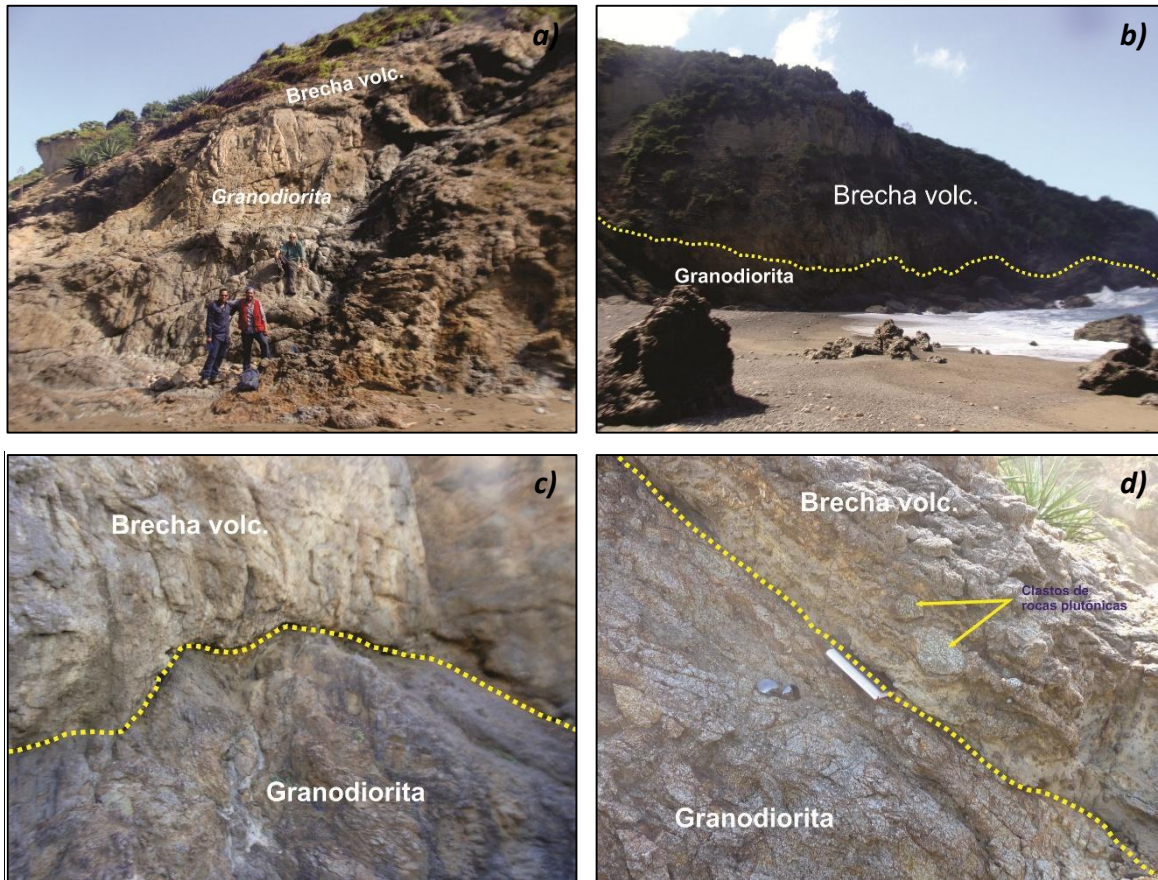


Figura 2.1 Afloramientos de rocas plutónicas de composición granodiorítica en contacto con la brecha volcánica. a) Aspecto de un afloramiento intrusivo en la costa norte; b) y c) contacto irregular entre la roca intrusiva y el material piroclástico; d) clastos de granodiorita embebidos dentro del material piroclástico.

2.2.1.2 – Rocas Graníticas de Feldespato Alcalino

La unidad intrusiva de composición granítica aflora en una pequeña porción de la zona noreste de la isla (Fig. 2.2a y b). Esta unidad se presenta como un cuerpo hipabisal, masivo, compacto, levemente alterado y fuertemente fracturado. En escala de afloramiento, presenta un color gris pardo a rosado y textura fanerítica con variaciones de tamaño de grano que va de medio a grueso (Fig. 2.2c). Mineralógicamente se caracteriza por presentar abundantes cristales de feldespato alcalino (de ahí su color rosáceo) y cuarzo, además de pequeñas cantidades de plagioclasa, hornblenda, biotita y óxidos de Fe (Fig. 2.2d). El contacto de este cuerpo intrusivo con la granodiorita no se observó en campo ni tampoco se pudo determinar su extensión debido a la erosión y a la cobertura sedimentaria y vegetal. En campo se recolectó una muestra de esta roca

plutónica (MC 11-10) con el objetivo de realizarle estudios geoquímicos y geocronológicos. Los resultados analíticos se muestran más adelante.



Figura 2.2 a) y b) Aspecto del cuerpo granítico el cual se encuentra fuertemente fracturado; c) acercamiento de una muestra granítica; d) textura fanerítica de la roca granítica donde se distingue su coloración rosácea debido a la abundancia del feldespató alcalino. Asimismo también se distinguen minerales de biotita (negro) y cuarzo (blanco).

Un punto importante a aclarar en este apartado es que dentro de la isla María Cleofas no se observó ningún tipo de roca metamórfica aflorando, como si se reporta en las islas San Juanito (Peralta y García, 2013) y María Madre (Pompa-Mera, 2014). Por otro lado, tanto Foose (1962) como Chiñas (1963) no habían reportado antes rocas plutónicas en esta isla, por lo que se establece que ésta es la primera vez en ser documentadas y analizadas.

2.2.2 – Secuencias Volcánicas

Las unidades litológicas más abundantes dentro de la isla María Cleofas pertenecen al grupo de las rocas ígneas de origen volcánico. Este grupo cubre cerca del 60 % de la superficie de la isla (ver mapa anexo) y se considera que los dos picos más prominentes que se observan dentro de ella podrían ser la fuente de todo ese volcanismo explosivo y efusivo presente, así como los responsables del origen y morfología de la isla (Foose, 1962; Chiñas, 1963; Presente trabajo). Para este estudio se decidió dividir esta unidad en tres grupos principales: 1) rocas volcánicas piroclásticas, que se clasifican en brechas volcánicas e ignimbritas; 2) rocas volcánicas efusivas de composición félsica, donde se agrupan a las lavas riolíticas, y por último; 3) rocas de composición máfica, en las cuales se incluyen a las rocas basálticas y diques máficos.

2.2.2.1 – Rocas Piroclásticas

Este grupo litológico aflora en gran parte de la isla (ver mapa anexo), principalmente cubriendo las cimas y las laderas de los conos volcánicos y usualmente descansando sobre las rocas efusivas riolíticas. De esta unidad se distinguen dos tipos de rocas piroclásticas: las brechas volcánicas y las ignimbritas. Las brechas volcánicas es la unidad litológica más abundante en la región, y las que presentan mayor variación textural. Esta unidad aflora como roca masiva, relativamente resistente, muy fracturada y alterada, con coloración gris clara a pardo rosado en muestra fresca, mientras que su color de intemperismo es gris oscuro a pardo oscuro (Fig. 2.3a). Presenta una matriz vítrea a microlítica de granos muy finos que rodean a cristales menores de cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasa, además de algunos líticos de diversos tamaños (fino a medio) y composición félsica con formas angulosas a subangulosas (Fig. 2.3b y c). En las zonas altas, las brechas volcánicas se encuentran con mayor grado de alteración y oxidación. Su fracturamiento es más intenso y su color en muestra fresca es gris rosado a violáceo. Los clastos o fragmentos de roca embebidos dentro de su matriz son de tamaño medio a grueso, de composición félsica y de procedencia ígnea (plutónica y volcánica). Asimismo, en estas regiones altas se observan abundantes vetillas de calcita secundaria que se encuentran rellenando a las fracturas preexistentes en las rocas piroclásticas. En el sector sur y sur-oeste de la isla, las brechas volcánicas se presentan como una unidad sumamente dura, compacta, fuertemente silicificada y también alterada. Su coloración es gris oscura con textura porfídica y matriz vítrea compuesta además de granos finos y fragmentos de cristales de cuarzo y feldespatos alcalinos. Sus clastos exhiben diámetros variables (fino a grueso) y presentan además formas subangulosas a subredondeadas (Fig. 2.3d). La composición de los líticos es félsica y su origen ígneo. Se establece que en ningún momento se observó clastos de origen sedimentario o metamórfico dentro de las rocas piroclásticas, ni tampoco líticos de composición máfica.



Figura 2.3 a) Afloramiento de un material piroclástico (brecha volcánica) donde se aprecian clastos subangulosos; b) y c) brecha volcánica con color de intemperismo gris oscuro, mientras que en fresco es pardo rosado; d) brecha volcánica al sur de la isla con presencia de clastos redondeados.

En una pequeña región de la zona centro-oeste de la isla aflora una unidad ignimbrítica (muestra MC 14-08), la cual se presenta como un cuerpo masivo, muy resistente, con forma tabular y alargada, de color gris verdoso a rosado y textura eutaxítica (Fig. 2.4a y b). La matriz de esta roca es vítrea, compuesta por pequeños fenocristales de feldespato alcalino, plagioclasa y cuarzo, además de algunos líticos de tamaño fino y de composición volcánica inmersos en la matriz. Por las zonas centro y norte de la isla, se encuentran pequeños fragmentos de rocas ignimbríticas diseminadas en los lechos del río (Fig. 2.4c y d). Estos fragmentos piroclásticos consisten de rocas con estructura masiva y textura de flujo, conformadas por una matriz vítrea con *fiammes* en la cual se encuentran inmersos pequeños cristales de plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo, así como algunos líticos de procedencia volcánica. El punto de origen de estas rocas, desafortunadamente, no fue encontrado.



Figura 2.4 a) y b) Unidad ignimbrítica aflorando al centro-este de la isla. Se alcanza a observar pequeños “fiammes” dentro de la roca; c) y d) ejemplo de una muestra suelta de ignimbrita cerca de la playa.

2.2.2.2 – Rocas Efusivas Félsicas

Las rocas volcánicas de origen efusivo y de composición félsica afloran en varias partes de la isla (ver mapa anexo). Estas rocas se encuentran cubiertas por rocas piroclásticas y material sedimentario no consolidado, por lo que se dificultó establecer su extensión y volumen. De esta unidad se reconocen las rocas riolíticas (Fig. 2.5a), las cuales se presentan con estructura fluidal a masiva y de coloración rojiza a gris rosácea, además de una textura porfídica formada por una matriz vítrea que sostiene a cristales de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, y en algunos casos a líticos de origen plutónico (Fig. 2.5b). Estas rocas se encuentran generalmente alteradas y silicificadas. Su color de intemperismo va de gris oscuro a pardo oscuro, lo que ocasionó que en varias ocasiones se confundiera con la unidad piroclástica. En la zona centro-este de la isla se observan rocas piroclásticas que se encuentran sobreyaciendo discordantemente a la unidad riolítica (Fig. 2.5c y d). En esta localidad, la riolita se presenta como una roca porfídica a afanítica, relativamente fresca, de color rosácea, con textura cristalina y marcas de flujo, compuesta en su

mayoría por una matriz vítrea que rodea a cristales menores de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino. Por su relativo estado de preservación y por encontrarse *in situ*, se decidió tomar una muestra representativa (MC 11-02) para sus estudios geoquímicos y geocronológicos. Estos resultados, además del resto de las muestras volcánicas analizadas, se muestran también en los capítulos subsecuentes (Capítulo 3 y 5).

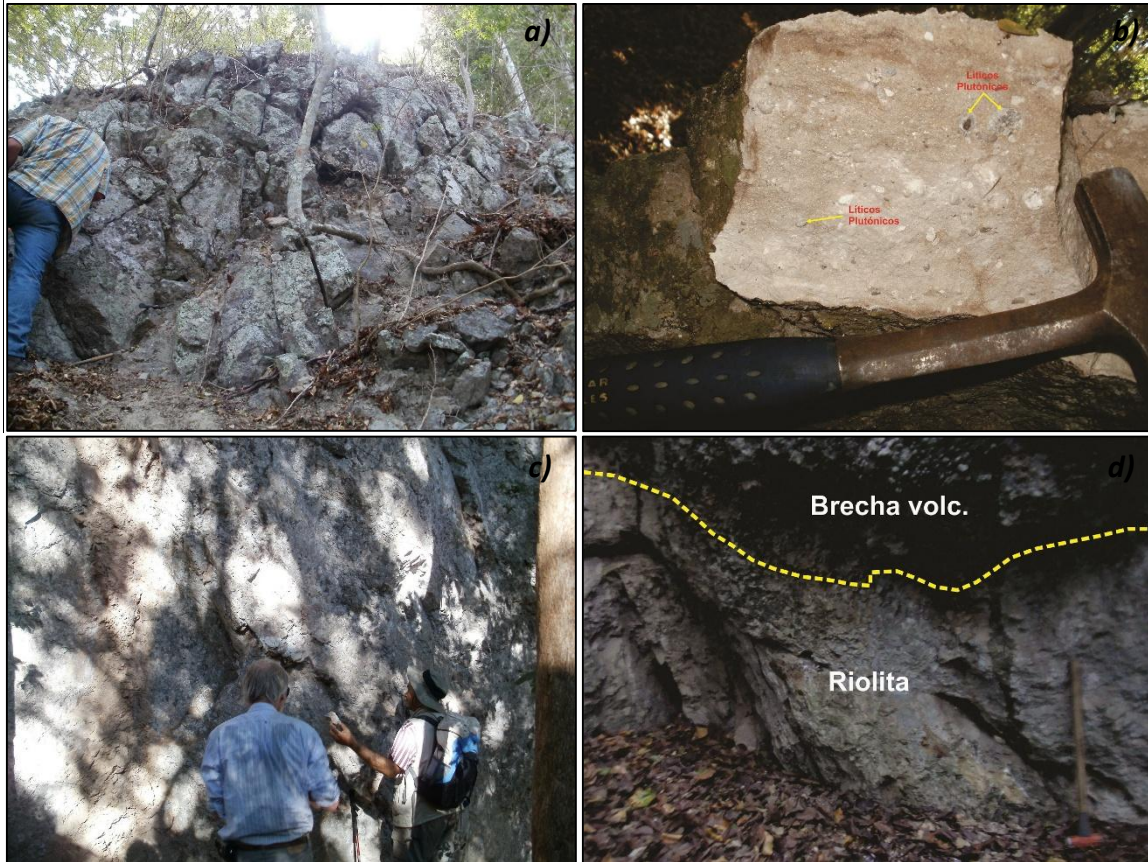


Figura 2.5 a) Riolita en muestra fresca donde se observa algunos líticos de origen plutónico; b) pared de riolita donde se extrajo la muestra MC 11-02; c) contacto entre la riolita y la brecha volcánica; d) afloramiento de una roca riódacítica fuertemente intemperizada y fracturada.

2.2.2.3 – Rocas Máficas

Con respecto a las rocas de carácter máfico, éstas no se encontraron aflorando en gran parte de la isla, sino que solo se observan como fragmentos de diversos tamaños en los lechos del río (Fig. 2.6a y b). Estos fragmentos máficos se presentan con una estructura masiva, compacta, relativamente

densa y no vesicular. Además poseen una coloración gris oscura a verdosa, con textura porfídica de granos muy finos y constituida por pequeños cristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y óxidos de Fe en menor cantidad (muestras MC 11-17, MC 14-02, MC 14-10 y MC 14-17). Su relativa abundancia en ciertos cauces nos parecía indicar que su fuente se encontraba cerca, sin embargo, no fue posible localizarla debido a la extensa cobertura vegetal y al abundante suelo no consolidado que las cubría. Hacia el sur de la isla se observa el afloramiento de un dique máfico que se encuentra intrusionando a una secuencia sedimentaria de arenisca y conglomerado no consolidado (Fig. 2.6c). Esta unidad está sumamente alterada y oxidada, con un color de intemperismo café beige, mientras que en fresco es gris claro a oscuro. Su textura es porfídica con tamaños de cristales de fino a medio de plagioclasa, cuarzo, piroxeno y óxidos. Por la misma zona meridional, pero un poco más hacia el oeste, una unidad máfica (muestra MC 14-12b) se encuentra en discordancia con la roca piroclástica (Fig. 2.6d). Esta unidad también está altamente alterada y su textura es porfídica pero con tamaños de grano relativamente más grande. Por otro lado, en los sectores suroeste y oeste de la isla se observa la presencia de diques de composición basáltico que cortan a los enormes volúmenes de material piroclástico presentes en la zona (brechas volcánicas) (Fig. 2.6e). Estos cuerpos máficos, que ya habían sido vistos y descritos anteriormente por Foose (1962) y Chiñas (1963), consisten de grandes cuerpos tabulares de 2 a 4 m de espesor y 30 m de largo aproximadamente, con estructura masiva y composición máfica, además de una coloración gris oscura pero que ha sido alterada a gris claro-amarillento. Por sus características geológicas, estos diques se asemejan a los que han sido reportados en la zona suroeste de la isla María Madre por Pompa-Mera et al. (2013), por lo que podría existir una correlación petrogenética entre ambas unidades. Asimismo han sido reportadas estructuras tabulares similares de composición máfica al sureste del estado de Nayarit y en algunas regiones circundantes al Golfo de California (Ferrari, 1995; Henry y Aranda-Gómez, 2000), las cuales posiblemente presentan una estrecha relación con aquellos diques observados en la isla María Cleofas. Este tema se discute a mayor detalle en el Capítulo 6.2.

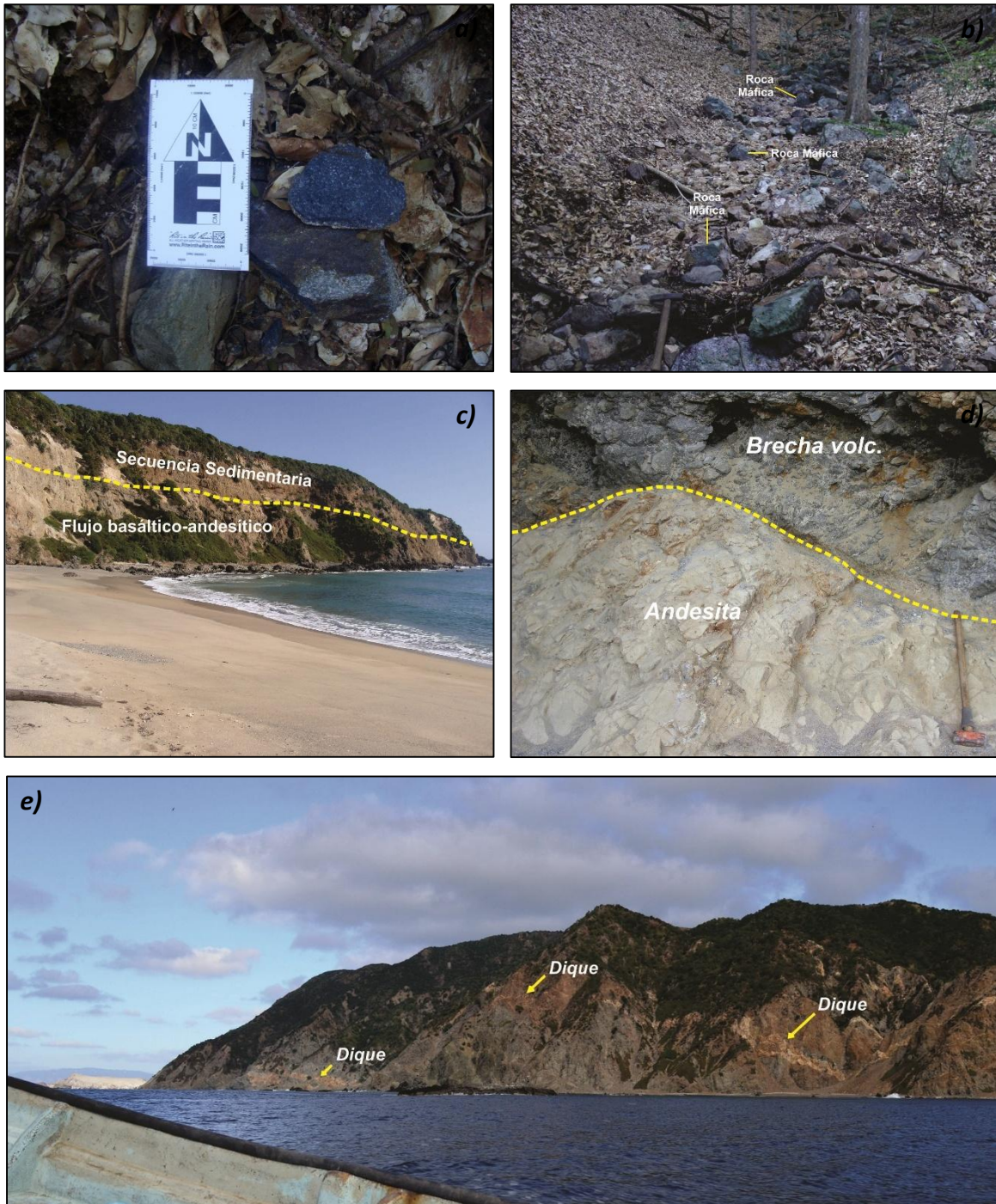


Figura 2.6 a) y b) Muestras de cantos sueltos de rocas basálticas en los lechos del río. Su amplia abundancia en ciertas zonas nos parecía indicar que su fuente estaba cerca, aunque desafortunadamente no fue posible encontrarla; c) afloramiento de rocas basálticas-andesíticas al sur de la isla; d) contacto entre una roca andesítica fuertemente intemperizada a color café beige; e) diques de composición basáltica-andesítica, de acuerdo a Foose (1962) y Chiñas (1963), que cortan e intrusionan a la brecha volcánica al suroeste y oeste de la isla.

2.2.3 – Secuencias Sedimentarias

Las secuencias sedimentarias afloran en toda la porción oriental de la isla (ver mapa anexo). Estas rocas usualmente se encuentran expuestas cerca del nivel del mar (Fig. 2.7a y b), alrededor de una línea de costa que va desde el noreste hasta la punta sureste de la isla. A escala de afloramiento, las unidades sedimentarias están conformadas por una intercalación de capas de areniscas de grano fino a grueso con coloración de café crema a pardo claro. Sus estratos presentan espesores variables y están constituidos internamente por distintos fragmentos de fósiles marinos re TRABAJADOS, así como abundantes clastos de tamaño fino y pequeños cristales angulosos de cuarzo y feldespato alcalino, todos ellos embebidos dentro de una matriz arenosa de grano fino cementada por carbonato de calcio (muestras MC 11-19, MC 11-20, MC 11-21, MC 11-22 y MC 11-23). La estratificación de estas capas presenta una orientación general hacia el NW con buzamiento al SW. Asimismo, en algunos horizontes se observan estratificación cruzada y nódulos. En el interior de la isla, principalmente en sus regiones este-sureste, se observan capas de areniscas poco consolidadas y de espesores relativamente más constantes (Fig. 2.7c y d). En estos afloramientos, la roca sedimentaria es de color café claro, con tamaño de grano medio a grueso, ligeramente fracturada, sin ningún indicio de deformación y con mucha menor presencia de registro fósil marino. Los planos de estratificación de estas capas están orientados hacia el NE con inclinación hacia el SE.

De acuerdo a los estudios paleontológicos y micropaleontológicos realizados en los estratos sedimentarios de la isla María Cleofas (Jordan y Hertlein, 1926; Hertlein y Emerson, 1959; Foose, 1962), el rango de edad de las rocas es de Plioceno a Reciente. Entre los distintos fósiles reportados se encuentran abundantes foraminíferos de tipo plantónicos y bentónicos, restos de braquiópodos y pelecípodos, además de algunos fragmentos de ostrácodos y equinodermos. Su fauna marina indica que estas rocas sedimentarias se formaron en aguas someras, relativamente cálidas y probablemente muy cercanas a la zona del litoral (Foose, 1962; Chiñas, 1963). Con base en sus características petrográficas, registro fósil y posición estratigráfica, varios autores (Hertlein y Emerson, 1959; Foose, 1962 y Chiñas, 1963) sugieren que estas secuencias se correlacionan con aquellas unidades encontradas en las isla María Madre (Carreño, 1985; McCloy et al., 1988; Pompa-Mera et al., 2013), indicando que hubo una depositación contemporánea de estas secuencias en ambas islas.



Figura 2.7 Afloramientos de las secuencias sedimentarias presentes dentro de la isla. a) Horizontes de areniscas y lutitas de origen marino presente cerca de la línea de costa al noreste de la isla; b) unidad de arenisca con abundantes fósiles marinos (braquiópodos, pelecípodos, etc.). Probablemente aquellos que habían sido previamente estudiados y reportados por Hertlein y Emerson (1959) y Foose (1962), quienes les asignaron una edad pliocénica; c) y d) capas de arenisca poco consolidada y de espesores relativamente más constantes en la zona centro-este de la isla.

3

ESTUDIO PETROGRÁFICO

3.1 - Introducción

El estudio petrográfico del presente trabajo se llevó a cabo con el fin de describir las distintas características, tanto texturales como mineralógicas, presentes en los tres tipos de rocas encontradas en la isla María Cleofas. Dicho análisis se llevó a cabo en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geofísica, mediante la utilización de un microscopio petrográfico de la marca *Olympus* modelo *BX60*, el cual tiene acoplado una cámara digital modelo *Olympus DP12* y un contador de puntos de la marca *Lab Counter 6-Place*. En total, se analizaron 32 muestras preparadas en láminas delgadas, (5 rocas plutónicas, 9 rocas piroclásticas, 8 rocas efusivas félsicas, 5 rocas máficas y 5 rocas sedimentarias) y se empleó las abreviaciones para minerales propuestas por Whitney y Evans (2010). El análisis modal se realizó en las rocas ígneas mediante un conteo de 1000 puntos por lámina delgada y los resultados en bruto obtenidos de dicho análisis estadístico se muestran en la Tabla 2 del anexo.

3.2 - Rocas Plutónicas

Se estudiaron 5 muestras pertenecientes a los cuerpos intrusivos encontrados en el sector norte de la isla. De estas muestras, 3 se clasificaron como rocas granodioríticas (MC11-11, MC11-13 y MC14-20), mientras que 2 se denominaron como rocas graníticas de feldespato alcalino (MC11-09 y MC11-10), esto con base en los resultados obtenidos de su conteo modal ploteados en el diagrama triangular para las rocas plutónicas propuesto por Streckeisen (1976) (Fig. 3.1). Las características petrográficas observadas en ambas unidades se describen a continuación:

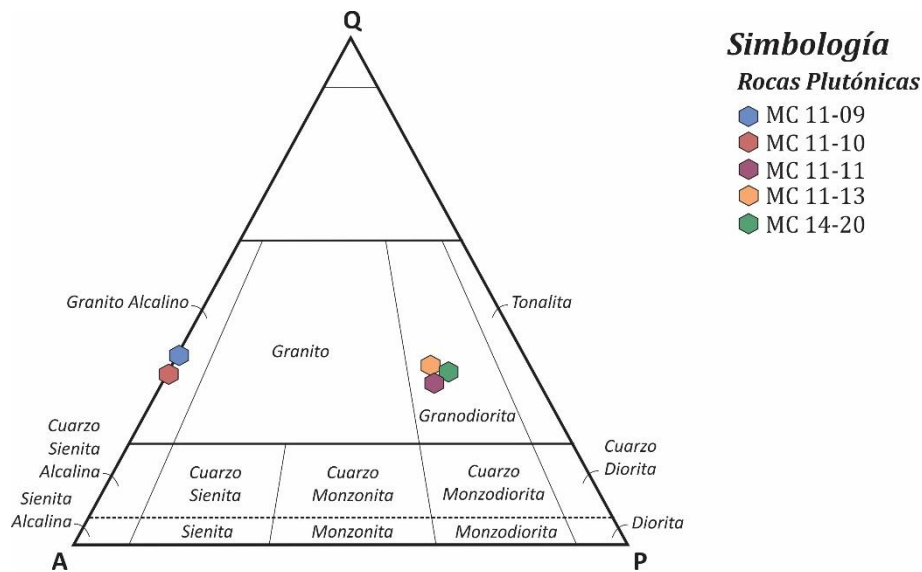


Figura 3.1 Diagrama triangular de Streckeisen (1976) para la clasificación modal de las rocas plutónicas.

3.2.1 - Granodioritas

Bajo el microscopio, las rocas granodioríticas presentan una textura holocristalina inequigranular hipidiomórfica, de granos medios a gruesos y compuesta por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita, anfíbol, clorita, óxido de Fe y zircón. El cuarzo es la fase mineral más abundante en este tipo de rocas (29.6 a 30.2 %), el cual se presenta frecuentemente con un hábito granular, formas anhedrales a subhedrales y con tamaños de grano generalmente de medio a fino. Exhiben una textura límpida en nicoles paralelos, además de colores de interferencia bajos de primer orden (gris claro) y una extinción ondulada a recta en nicoles cruzados (Fig. 3.2a, muestra: MC 14-20). En varias ocasiones se encuentran intercrecidos con los minerales de plagioclasa y feldespato alcalino, esto debido a que generalmente en los fundidos félsicos esta fase mineral es la última en cristalizar. Por su parte, los cristales de plagioclasa se exhiben con un hábito tabular, formas subhedrales a euhedrales, tamaños de grano grueso a medio y una extinción oblicua. Presentan el típico maclado polisintético (Fig. 3.2b, muestra: MC 11-11), así como un zoneamiento concéntrico en algunos de ellos (Fig. 3.2c, muestra: MC 11-13). El feldespato alcalino, por su lado, presenta formas subhedrales a anhedrales, con tamaños de cristal de medio a grueso, una extinción recta y maclas simples. En nicoles paralelos muestra una textura teñida (Fig. 3.2d, muestra: MC 11-11) lo que permite distinguirlo del cuarzo. Asimismo, estos minerales junto con las plagioclasas usualmente se encuentran parcialmente alterados a sericita (Fig. 3.2e, muestra MC 11-11). Entre los minerales máficos presentes, el anfíbol es el más abundantes en las rocas con una proporción modal de 4.4 a 6.1 %. Se presenta con formas anhedrales a subhedrales, de grano fino, con extinción recta,

marcado pleocroísmo de verde claro a café pardo y colores de interferencia amarillo-anaranjado a verde-azulado debido a su alteración a clorita (Fig. 3.2f, muestra: MC 11-13; Fig. 3.2g, muestra: MC 11-11). La biotita por su parte es relativamente más escasa (de 1.7 a 4.1 %) y se exhibe con formas anhedrales y texturas fibrosas (Fig. 3.2h, muestra: MC 11-13), además de encontrarse también parcialmente reemplazada por clorita secundaria. Por último, el mineral accesorio presente en estas rocas es el zircón, el cual se observa escasamente y de manera dispersa como pequeñas inclusiones embebidas dentro de minerales mayores como el feldespato alcalino y la plagioclasa (Fig. 3.2i, muestra: MC 11-11).

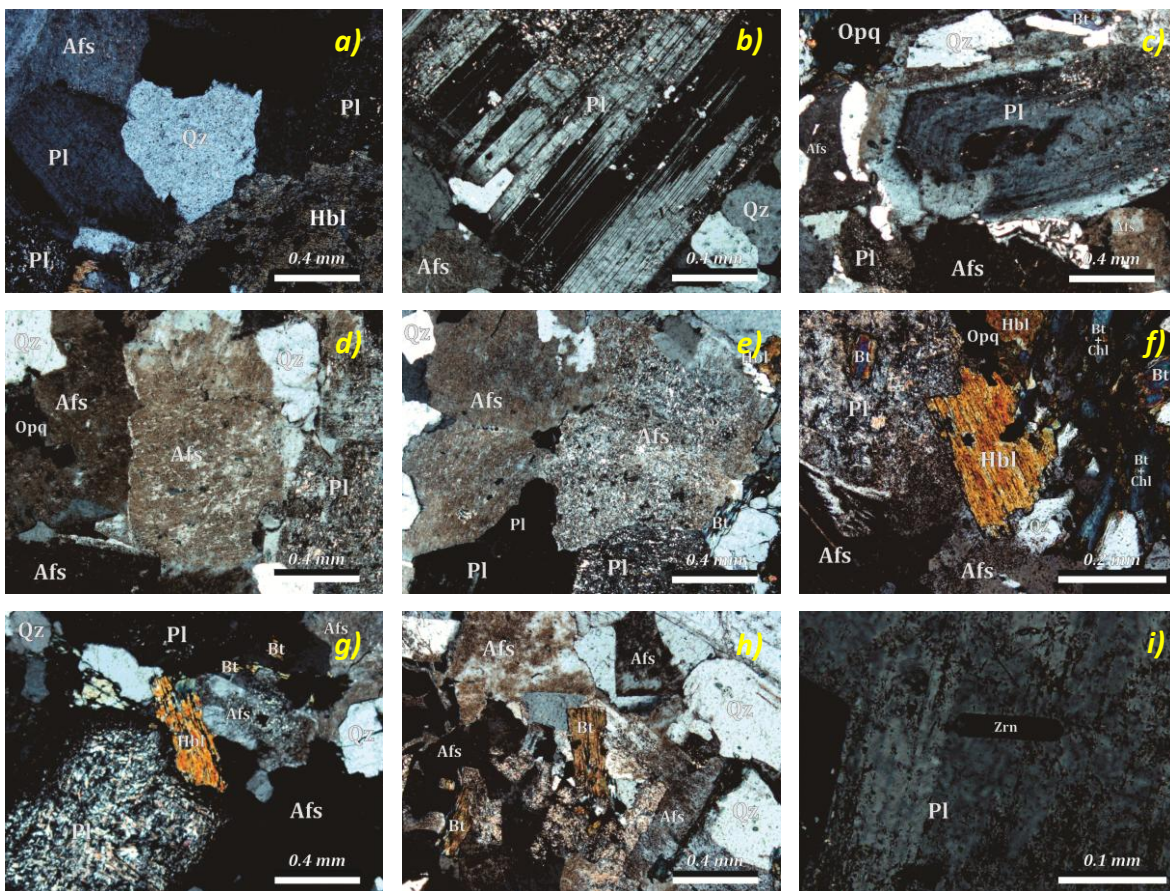


Figura 3.2 Microfotografías de las rocas granodioríticas. a) Microfenocristal de cuarzo anhedral; b) plagioclasa con maclas polisintéticas; c) fenocristal de plagioclasa zoneada; d) feldespato alcalino con textura teñida; e) feldespato alcalino parcialmente alterado a sericita; f) y g) microfenocristales de hornblenda; h) minerales de biotita subhedral; i) inclusión de zircón en un cristal de plagioclasa. Qz=Cuarzo; Afs= Feldespato alcalino; Pl=Plagioclasa; Hbl=Hornblenda; Bt=Biotita; Chl=Clorita; Opq=Oxido; Zrn=Zircón.

3.2.2 – Granitos de Feldespato Alcalino

Petrográficamente, los granitos de feldespato alcalino son rocas holocristalinas hipidiomórficas con textura porfídica, conformados por fenocristales, de tamaños medio a grueso, de feldespato alcalino y cuarzo, los cuales se encuentran embebidos en una matriz fina y cristalina constituida por minerales también de cuarzo, además de feldespato alcalino, biotita, clorita y óxido de Fe en menor proporción. Los fenocristales de feldespato alcalino son los más abundantes en esta unidad (de 12.7 a 25.8 %) y se presentan frecuentemente en formas anhedrales a subhedrales, con bordes irregulares, una extinción oblicua, maclas simples y fuertemente alterados a sericita (Fig. 3.3a, muestra: MC 11-10; Fig. 3.3b, muestra: MC 11-09). El cuarzo, por su parte, se observa como fenocristales de tamaño medio y formas subhedrales a anhedrales. Comúnmente exhibe bordes irregulares y corroídos, además de golfos de disolución (Fig. 3.3c, muestra: MC 11-09; Fig. 3.3d, muestra: MC 11-10) indicando un desequilibrio químico de este mineral con el fundido magmático. Por otra parte, la biotita se presenta de manera escasa, con formas anhedrales y tamaños fino, además de encontrarse parcialmente alterada a clorita (Fig. 3.3e, muestra: MC 11-10). Otra fase mineral recurrente en estas rocas son los óxidos de Fe, los cuales se presentan como inclusiones dentro de los fenocristales de feldespato alcalino, así como pequeños microlitos de formas granulares conformando la matriz. Entre los minerales accesorios encontrados se tienen al zircón y al apatito, los cuales se observan como pequeñas inclusiones distribuidas dentro de los minerales de cuarzo y feldespato alcalino (Fig. 3.3f, muestra: MC 11-10).

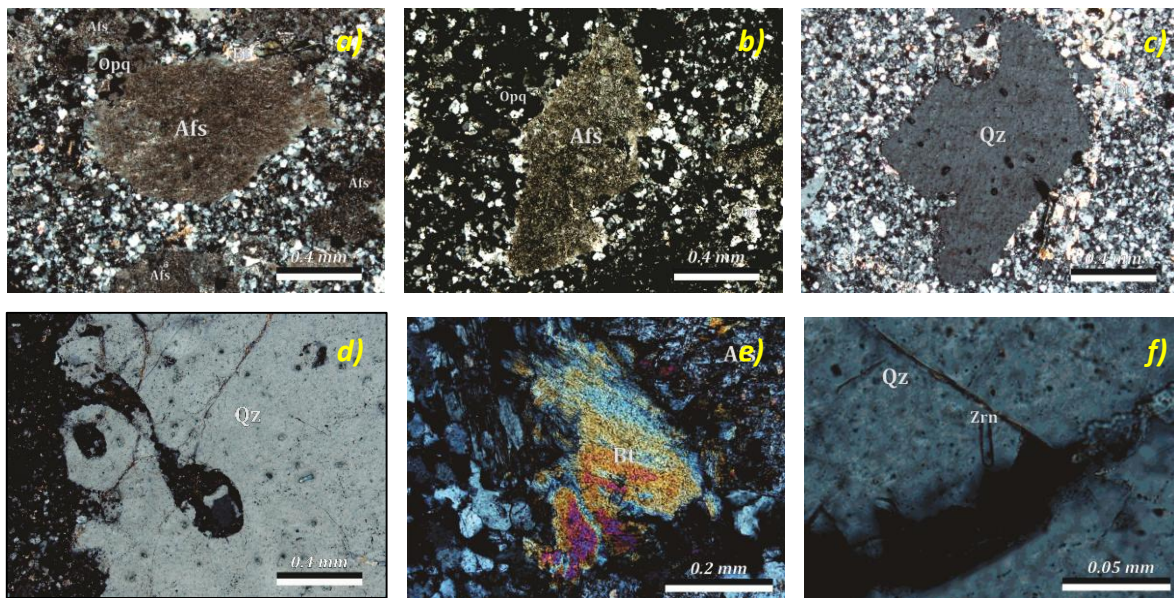


Figura 3.3 Microfotografías de los granitos alcalinos. a) Fenocristales de feldespato alcalino con textura teñida y bordes ligeramente corroídos; b) fenocristal de feldespato alcalino parcialmente alterado a sericita y con inclusiones de óxidos; c) y d) cristales de cuarzo subhedrales con golfos de disolución; e) microcristal de biotita anhedral; f) pequeño cristal de zircón embebido dentro de un mineral de cuarzo. Afs=Feldespato alcalino; Qz=Cuarzo; Bt=Biotita; Opq=Óxido; Zrn=Zircón.

3.3 – Rocas Volcánicas

Para el análisis petrográfico de las rocas volcánicas se estudiaron un total de 22 muestras representativas, las cuales se dividieron en tres grupos: rocas piroclásticas, rocas efusivas félsicas y rocas máficas. Del primer grupo se analizaron 9 secciones delgadas (6 brechas volcánicas y 3 rocas ignimbríticas), mientras que del segundo se estudiaron 8 muestras de composición riolítica y del último se analizaron 5 rocas de carácter máfico. Para la clasificación modal de estas unidades se emplearon los diagramas triangulares para las rocas volcánicas propuesto por Streckeisen (1976), los cuales se muestran en las Figuras 3.4 y 3.5. Todos los rasgos petrográficos observados en cada uno de los distintos grupos de roca volcánica aquí estudiados se presentan a continuación:

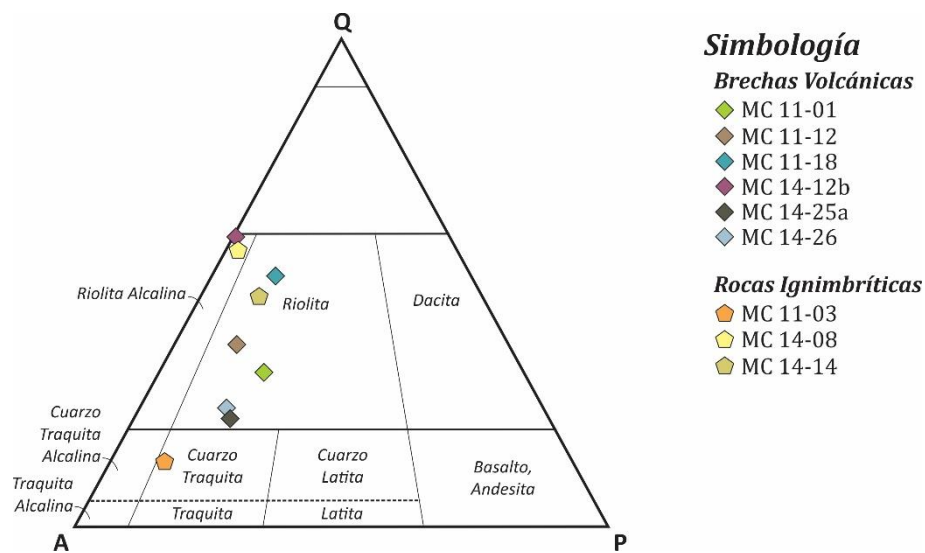


Figura 3.4 Diagrama triangular tipo QAP de Streckeisen (1976) utilizado en este estudio para la clasificación modal de las rocas piroclásticas.

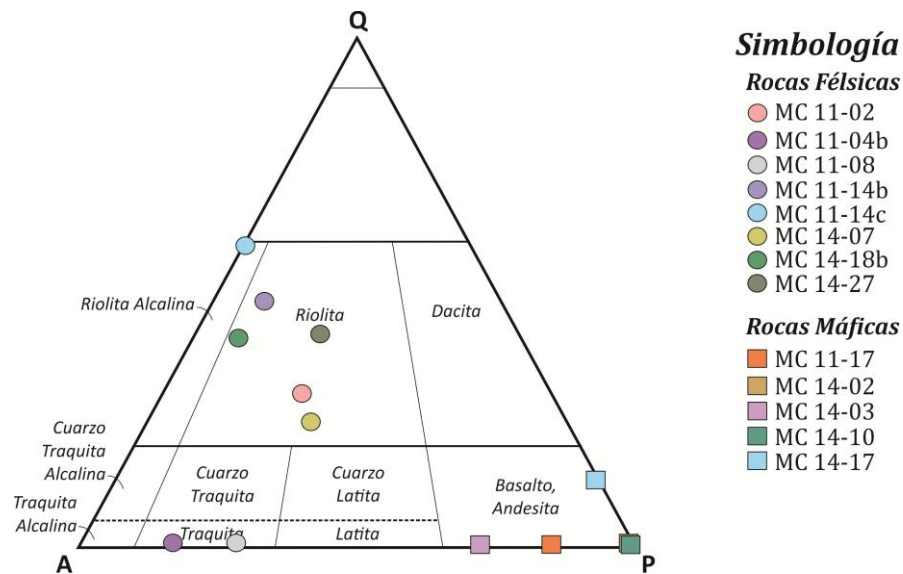


Figura 3.5 Diagrama de Streckeisen (1976) empleado para la clasificación modal de las rocas volcánicas.

3.3.1 – Rocas Piroclásticas

3.3.1.1 – Brechas Volcánicas

En secciones delgadas, las brechas volcánicas presentan un grado de cristalinidad de hipocristalina a hialocristalina, con textura porfídica, conformadas generalmente por cristales de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y rara vez hornblenda, así como con la presencia de pequeños líticos de roca volcánica y en menor proporción por fragmentos de roca plutónica. Estos componentes se encuentran envueltos por una matriz vítrea, la cual presenta además pequeños microlitos de cuarzo, feldespato alcalino y óxido de Fe en cantidades subordinadas. Los cristales de cuarzo se presentan con formas subhedrales a anhedrales y tamaños de grano medio a fino. A menudo exhiben una morfología subangulosa a subredondeada con bordes irregulares y en algunas ocasiones corroídos (Fig. 3.6a, muestra: MC 11-01; Fig. 3.6b, muestra: MC 11-12). El feldespato alcalino se observa con un tamaño de grano medio a fino, con formas subhedrales, ligeramente alterado a sericita y, que al igual que los cuarzos, presenta bordes irregulares y de disolución (Fig. 3.6c, muestra: MC 11-01; Fig. 3.6d, muestra: MC 11-12). Por su parte, los minerales de plagioclasa se encuentran en proporciones bajas (de 0 a 4 %). Exhiben un tamaño de grano fino, con formas euhedrales a subhedrales y se encuentran relativamente alterados a sericita (Fig. 3.6e, muestra: MC 11-01; Fig. 3.6f, muestra: MC 11-12). Con respecto a los minerales máficos, se encuentra solo a la hornblenda la cual es muy escasa (0.5% a 1.4 %) y se presenta como pequeños microfenocristales subhedrales, los cuales la mayoría están parcialmente reemplazados por clorita (Fig. 3.6g, muestra:

MC 14-12b). Entre las fases secundarias se tiene a los óxidos de Fe los cuales se presentan diseminados dentro de la matriz, como inclusiones dentro de los feldespatos alcalinos y las plagioclasas, así como asociados a las hornblendas. Con referente a los líticos, éstos presentan tamaños muy variables y se encuentran retrabajados a tal punto de mostrar en muchos de ellos un aspecto subredondeado (Fig. 3.6h, muestra: MC 11-01; Fig. 3.6i, muestra: MC 14-25a).

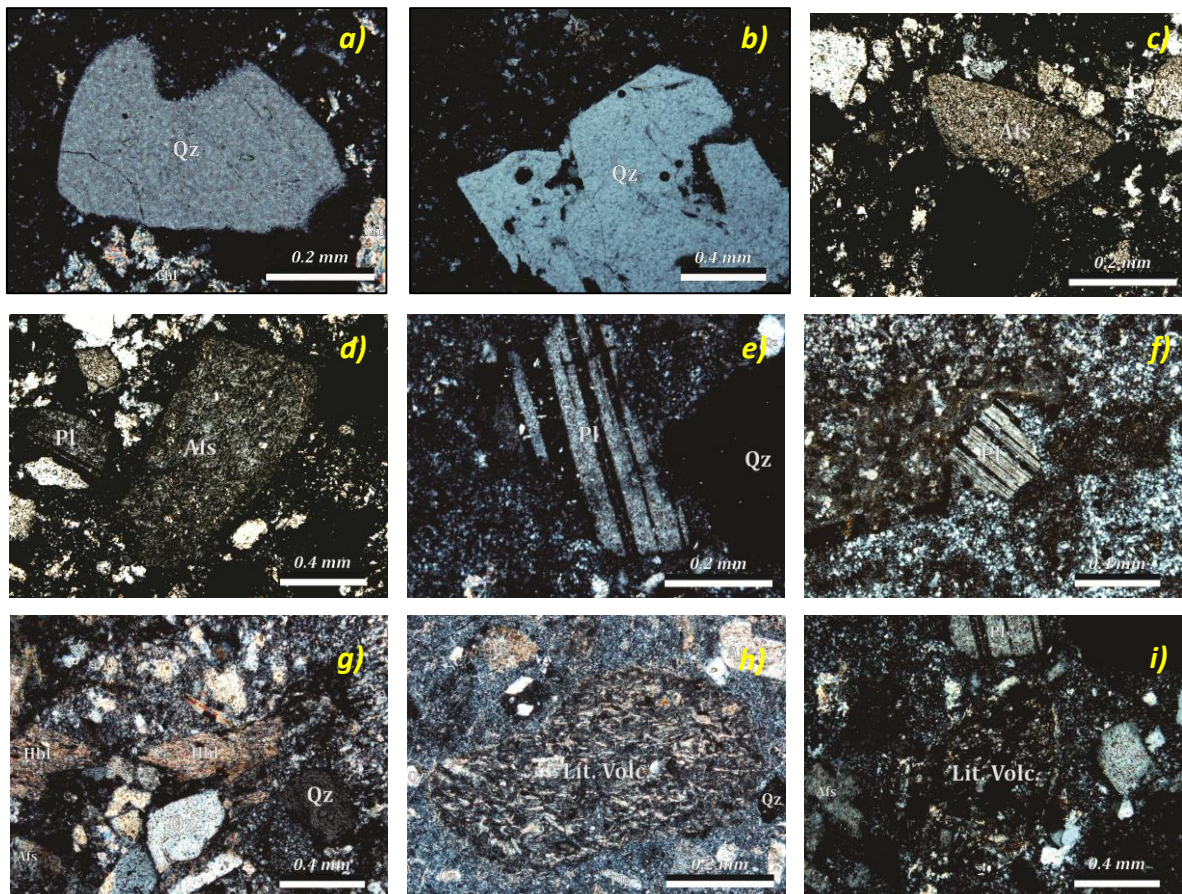


Figura 3.6 Microfotografías de las brechas volcánicas. a) y b) Microfenocrystal de cuarzo con bordes corroídos y de disolución; c) y d) minerales de feldespato alcalino con ligera alteración a sericita; e) y f) cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas; g) microcristales de hornblenda anhedrales parcialmente alteradas; h) y i) líticos de origen volcánico con aspecto subredondeado. Qz=Cuarzo; Afs= Feldespato alcalino; Pl=Plagioclasa; Hbl=Hornblenda; Lit.Volc.= Lítico volcánico.

3.3.1.2 - Ignimbritas

A nivel microscópico, las rocas ignimbríticas son rocas hialocristalina porfiroclástica con una textura eutaxítica. Estas muestras se componen por una matriz vítrea con ligera presencia de microlitos de cuarzo, feldespato alcalino y óxido de Fe, los cuales exhiben una orientación preferencial dando lugar a una estructura del tipo fluidal. Esta matriz se encuentra rodeando a

cristales de feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa, hornblenda y óxido de Fe, al igual que algunos líticos de origen volcánico y plutónico, así como a pequeñas estructuras del tipo “*fiamme*”. El feldespato alcalino es relativamente abundante en este tipo de muestra. Se presenta como cristales subhedrales a euhedrales, parcialmente alterado a sericita y con bordes corroídos en algunos de ellos (Fig. 3.7a, muestra: MC 14-08; Fig. 3.7b, muestra: MC 11-03). El cuarzo por su parte es predominantemente anhedral y se observa con bordes irregulares y, en algunos casos, con bordes de disolución (Fig. 3.7c, muestra: MC 14-08). En cuanto a la plagioclasa, ésta se exhibe solo como euhedral a subhedral ligeramente alterada a sericita (Fig. 3.7d, muestra: MC 11-03). El anfíbol se encuentra en proporciones bajas y con tamaños de cristal fino, además de estar parcial a totalmente reemplazado por clorita y, en algunos casos, por óxidos de Fe (Fig. 3.7e, muestra: MC 11-03). Como minerales accesorios se distinguen a los minerales opacos (óxidos de Fe) euhedrales-subhedrales diseminados en la matriz. Por otro lado, se observan la presencia de diversos litoclastos inmersos en la matriz, los cuales muestran una naturaleza volcánica con textura porfídica y, en menor medida, por fragmentos líticos de origen plutónico con textura microgranular (Fig. 3.7f, muestra: 11-03).

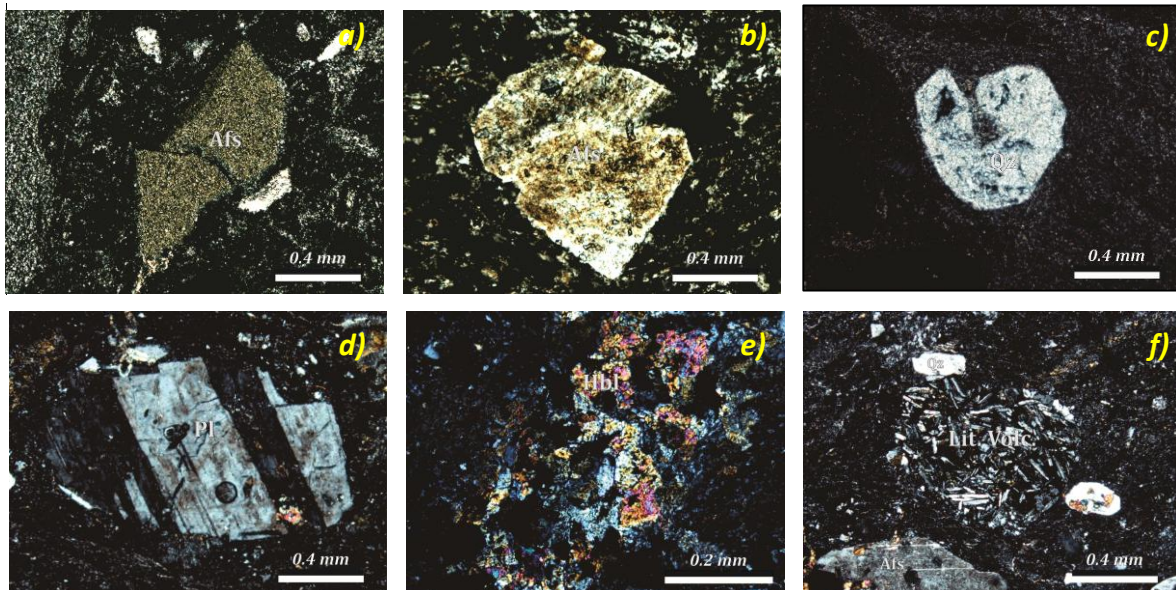


Figura 3.7 Microfotografías de las rocas ignimbríticas. a) Fenocristal de feldespato alcalino subhedral; b) microfenocristal de feldespato alcalino con ligera alteración a sericita; c) grano de cuarzo con bordes corroídos y zonas de disolución; d) cristal de plagioclasa con maclas de tipo albita; e) microcristales de hornblenda anhedralmente parcialmente alteradas; f) fragmento de un lítico de procedencia volcánica. Afs= Feldespato alcalino; Qz=Cuarzo; Pl=Plagioclasa; Hbl=Hornblenda; Opq=Óxido; Lit.Volc.= Lítico volcánico.

3.3.2 – Rocas Efusivas Félsicas

En el contexto petrográfico, las rocas volcánicas de composición félsica son rocas holocristalinas, las cuales presentan una textura porfídica en la mayoría de las rocas, mientras que en otras se observan rastros de una textura traquítica definida por una pseudo-orientación de los microlitos de plagioclasa. Internamente están constituidas por fenocristales y microfenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y anfíbol, embebidos por una matriz cristalina compuesta por microlitos de cuarzo y plagioclasa, además de anfíbol y minerales opacos. El cuarzo es el mayor constituyente de este tipo de roca. Se presenta como fenocristales y microfenocristales de formas subhaciales a anhaciales, con hábito granular y usualmente mostrando bordes de reacción y golfos de disolución (Fig. 3.8a, muestra: MC 14-14b; Fig. 3.8b, muestra: MC 11-02). Asimismo, se encuentra como microlitos conformando a la matriz y, en algunas ocasiones, como fase secundaria formando glomerocristales de cuarzo (Fig. 3.8c, muestra: MC 14-27). El feldespato alcalino también es relativamente abundante. Se observa con formas euaciales a subhaciales, tamaños grueso a medio, con maclas simples, extinción recta, colores de interferencia gris-pardo, una textura teñida y en muchas ocasiones mostrando evidencias de disolución (Fig. 3.8d, muestra: MC 11-02; Fig. 3.8e, muestra, MC 11-04b). Por su parte, los cristales de plagioclasa se exhiben como microfenocristales de hábito tabular y con formas euaciales a subhaciales. Presentan una extinción oblicua y su típico maclado polisintético (Fig. 3.8f, muestra: MC 11-08). Estos minerales también se encuentran como microlitos inmersos en la matriz, ya sean orientados al azar o pseudo-orientados en algunas muestras estudiadas. Ambos cristales (plagioclasa y feldespato alcalino) se encuentran además ligeramente alterados a sericita. Con respecto al anfíbol (Fig. 3.8g, muestra: MC 11-08), éste es menos abundante en relación a los demás minerales. Generalmente se presenta alterado a clorita y/o epidota, e incluso reemplazado totalmente por óxidos. Por otro lado, en ciertas muestras se observa la ligera presencia de pequeños líticos de rocas plutónicas con textura granular y morfologías subangulosas, los cuales están presentes inmersos en la matriz (Fig. 3.8h, muestra: MC 14-07). Por último, entre los minerales accesorios se encuentran los microcristales de apatito y zircón (Fig. 3.8i, muestra: MC 11-14c).

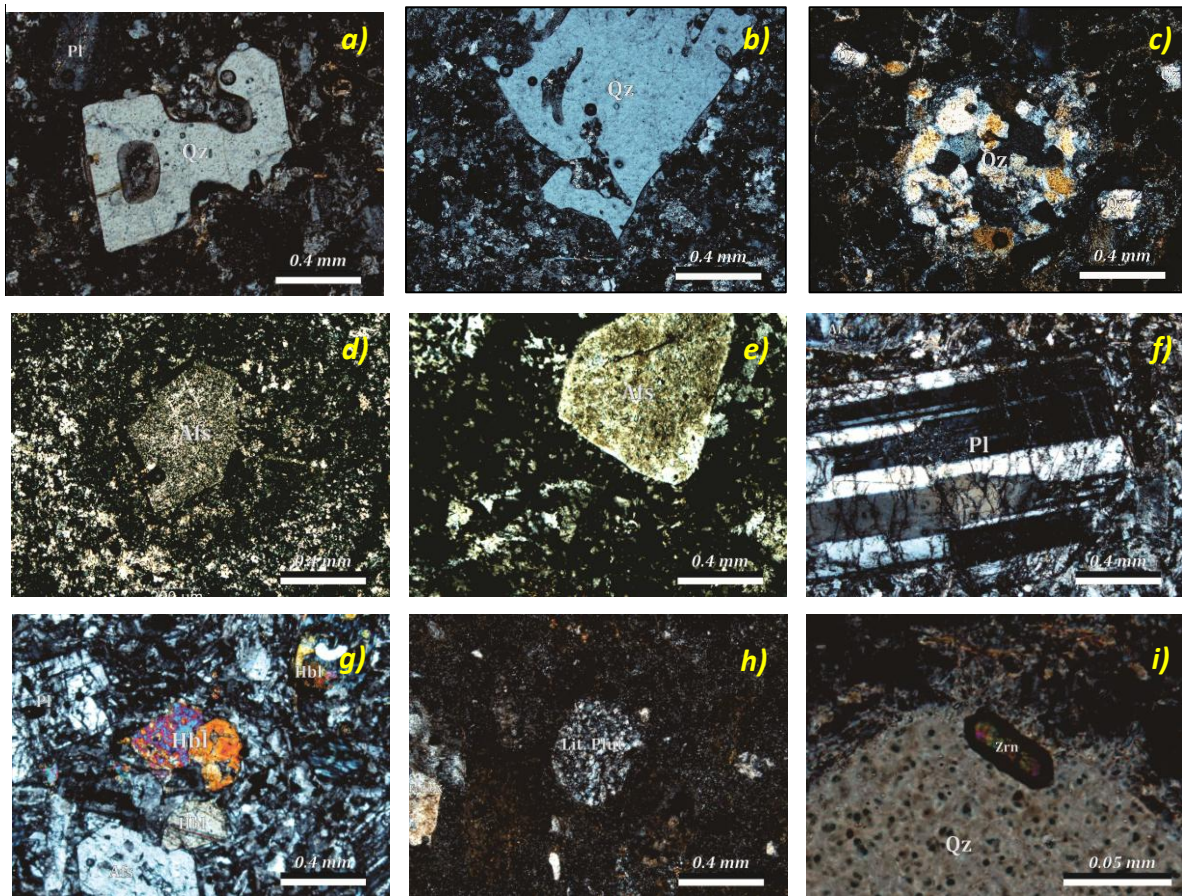


Figura 3.8 Microfotografías de las rocas félsicas. a) y b) Cristales de cuarzo subhedrales con bordes de disolución; c) glomero cristales de cuarzo secundario; d) feldespato alcalino con borde corroído; e) feldespato alcalino euhedral ligeramente alterado a sericita; f) mineral de plagioclasa con maclas polisintéticas; g) microfenocristal de hornblenda subhedral; h) lítico de origen plutónico con forma subredondeada; i) inclusión de un cristal de zircón en un mineral de cuarzo. Qz=Cuarzo; Afs=Feldespato alcalino; Pl=Plagioclasa; Hbl= Hornblenda; Lit.Plut.=Lítico plutónico; Zrn=Zircón.

3.3.3 – Rocas Máficas

En escala microscópica, las rocas de composición máfica exhiben una textura porfídica hipocristalina. Presentan generalmente una matriz vítrea con presencia de microlitos de plagioclasa y óxido de Fe, que envuelven a fenocristales de plagioclasa y piroxeno, así como a microfenocristales de feldespato alcalino, cuarzo, biotita y hornblenda en algunas muestras. En este tipo de rocas, la plagioclasa es euhedral a subhedral, con formas tabulares y sumamente alterada a sericita o, en algunas ocasiones, reemplazada por epidota (Fig. 3.9a y b, muestra: MC 14-10; Fig. 3.9c, muestra: MC 14-02). El piroxeno es subhedral, con tamaños de grano grueso a medio, ligeramente fracturado y alterado por óxidos y cloritas (Fig. 3.9d, muestra: MC 14-02; Fig. 3.9e, muestra: MC 14-17). En algunas muestras se observan la presencia de feldespatos alcalinos, los cuales se muestran como microfenocristales subhedrales alterados parcialmente a sericita (Fig. 3.9f, muestra: MC 14-03). Por

otro lado, solamente en la muestra MC14-17 se aprecian microfenocristales anhedrales de cuarzo, los cuales presentan una extinción ondulante y bordes irregulares (Fig. 3.9g, muestra: MC 14-17). En lo que respecta a los minerales máficos, el anfíbol se exhibe como microfenocristales anhedrales-subhedrales, de tamaños medio a fino y con ligera a severa alteración a clorita (Fig. 3.9h, muestra: MC 14-17). La biotita, por su parte, presenta tamaños de grano grueso a medio, con formas euhedrales a subhedrales y comúnmente asociada a algunos óxidos que las rodean (Fig. 3.9h, muestra: MC 14-17; Fig. 3.9i, muestra: MC 14-10). Como fases secundarias se encuentran los óxidos de Fe, los cuales se presentan diseminados en la matriz al igual que asociados a la hornblenda y la biotita (Fig. 3.9i, muestra: MC 14-10). Mientras que la epidota se observa generalmente reemplazando a los cristales de plagioclasa y a los minerales máficos.

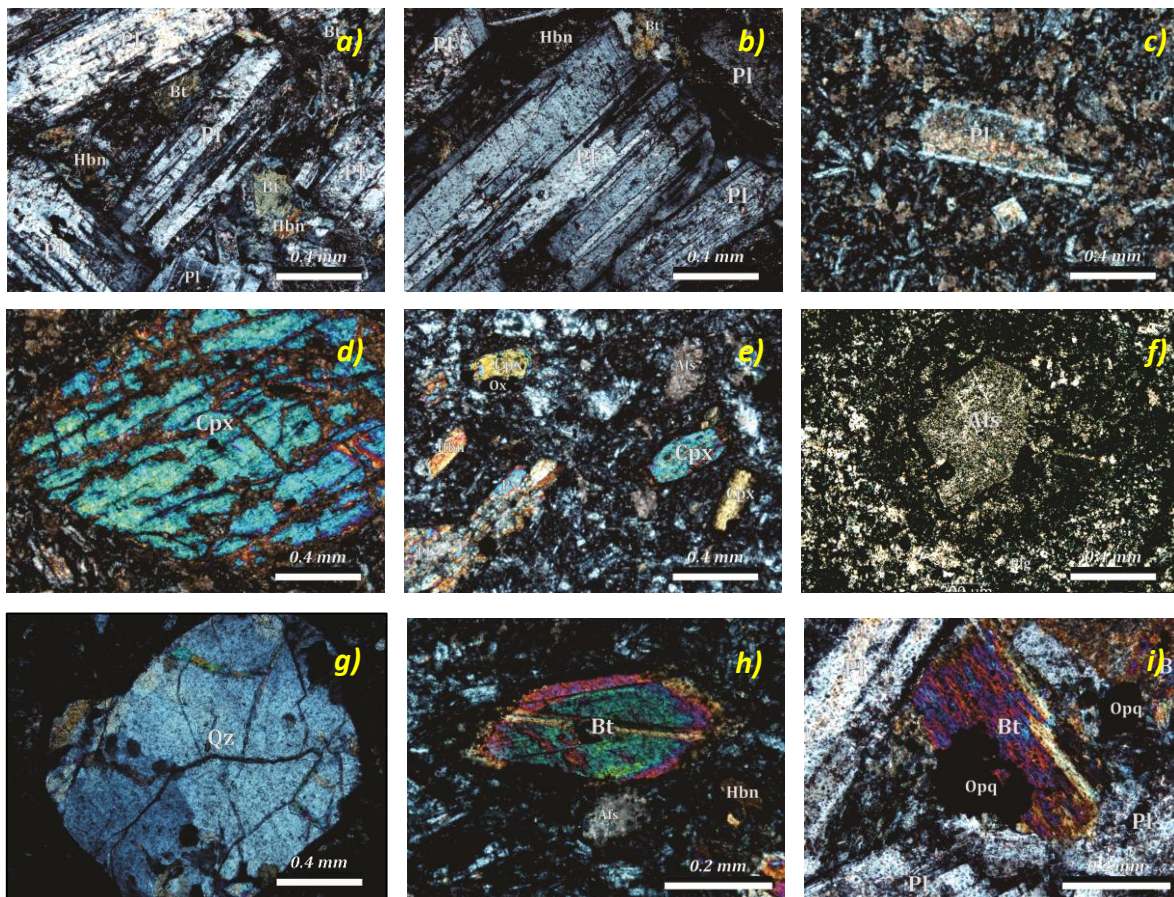


Figura 3.9 Microfotografías de las rocas máficas. a) y b) Minerales de plagioclasa euhedrales; c) microfenocristal de plagioclasa subhedral alterada a sericita; d) fenocristal de piroxeno subhedral; e) cristales de piroxeno y plagioclasa pseudo-orientados; f) fenocristal de feldespato alcalino; g) cristal de cuarzo subhedral; h) minerales de biotita y hornblenda; i) biotita euhedral asociada con óxidos. Pl=Plagioclasa; Afs=Feldespato alcalino; Hbl=Hornblenda; Cpx=Piroxeno; Bt= Biotita; Qz=Cuarzo; Opq=Oxido.

3.4 – Rocas Sedimentarias

Para el análisis de las rocas sedimentarias se tomaron 5 muestras de un perfil ubicado en la costa noreste de la isla. Dichas muestras presentan rasgos petrográficos que indican un origen marino (MC11-19, MC11-20, MC11-21, MC11-22 y MC11-23). Las características de estas secuencias se describen a continuación:

En láminas delgadas, las rocas sedimentarias muestran una textura no clástica, ligeramente porosas, con componentes detríticos inmaduros en cantidades moderada y con alta presencia de microorganismos fósiles marinos. Los componentes detríticos están conformados por cristales retrabajados de cuarzo, feldespatos alcalinos, plagioclasa y biotita, además de diversos fragmentos de fósiles marinos y con la presencia de algunos líticos de origen plutónico y volcánico. Estos componentes se encuentran soportados por una matriz criptocristalina compuesta por minerales arcillosos y lodo calcáreo (textura micrítica). Los cristales de cuarzo son los más abundantes en esta unidad, los cuales se presentan como granos bien individualizados de tamaños medio a fino, con extinciones recta a ondulante y morfologías de subangulosa a subredondeada (Fig. 3.10a, muestra: MC 11-22; Fig. 3.10b, muestra: MC 11-19; Fig. 3.10c, muestra: MC 11-20). Por su parte, los cristales de feldespato alcalino muestran tamaños finos, maclas simples y formas angulosas a subangulosas (Fig. 3.10d, muestra: MC 11-22). La plagioclasa por su lado es escasa y presenta formas subhedrales y maclas polisintéticas (Fig. 3.10d, muestra: MC 11-22; Fig. 3.10e, muestra: MC 11-20), mientras que la biotita usualmente se encuentra alterada y en cantidades subordinadas (Fig. 3.10f, muestra: MC 11-19; Fig. 3.10g, muestra: MC 11-22). Asimismo en varias muestras se observa la presencia de pequeños cristales de calcita secundaria inmersas en la matriz (Fig. 3.10h, muestra: MC 11-19). Con respecto a los líticos volcánicos y plutónicos, éstos se encuentran relativamente abundantes, con formas subangulosas a subredondeadas, tamaños medio a fino, ligeramente retrabajados y parcialmente alterados (Fig. 3.10i, muestra: MC 11-20; Fig. 3.10j, muestra: MC 11-21). En tanto que los microfósiles marinos encontrados también se presentan retrabajados y fracturados, además de estar ampliamente distribuidos en las rocas. De estos microorganismos se identifican a los moluscos, foraminíferos y equinodermos en cantidades considerables (Fig. 3.10k, muestra: MC 11-19; Fig. 3.10l, muestra: MC 11-22).

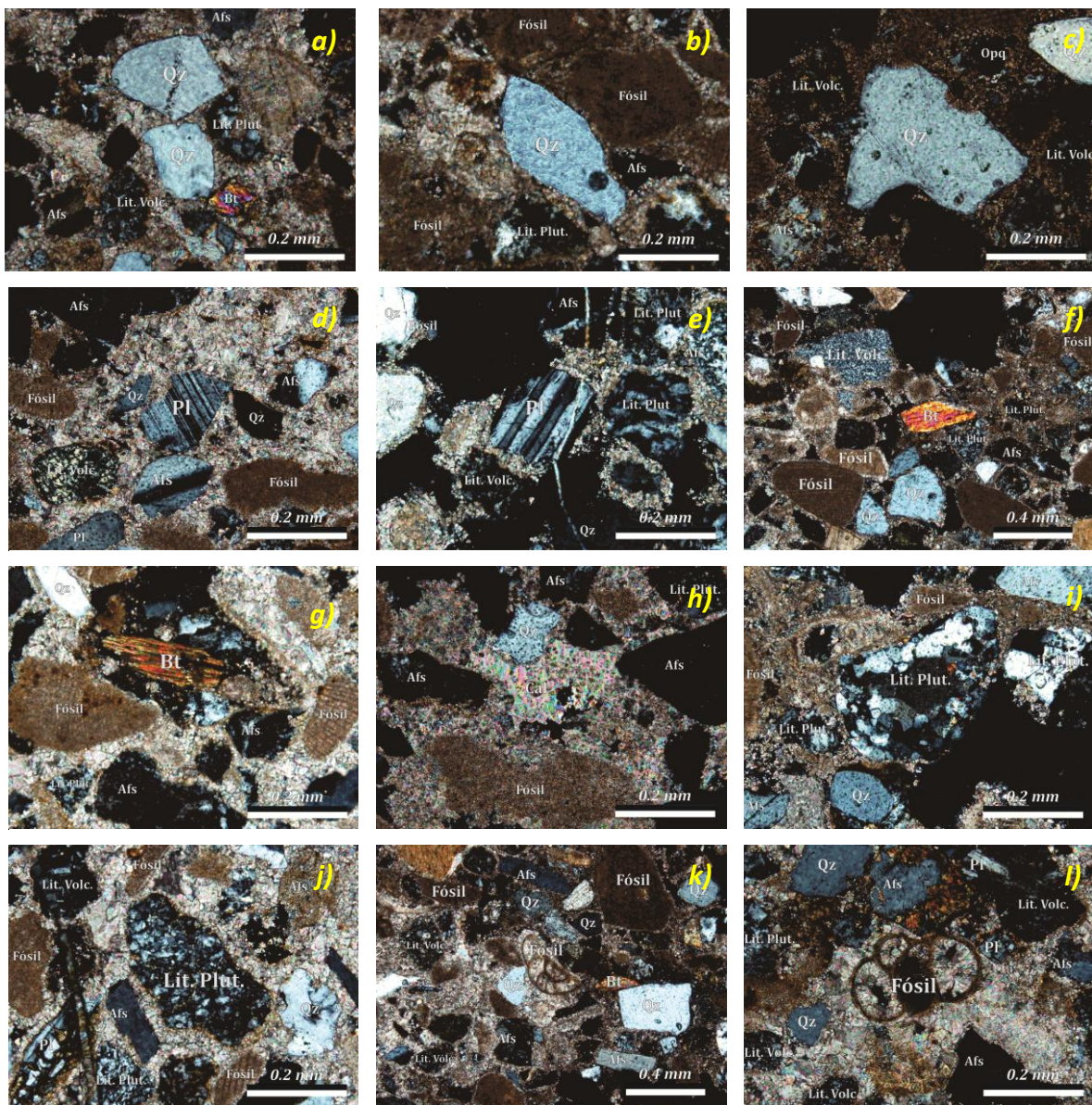


Figura 3.10 Microfotografías de las secuencias sedimentarias. a) Arenisca con textura clástica y matriz arcillosa-micrítica que soporta a granos de cuarzo, feldespato alcalino y biotita, además de líticos de procedencia volcánica y plutónica, así como fósiles de origen marino; b) y c) cuarzoes inmaduros con formas angulosas a subangulosas soportados por la matriz calcárea; d) cristales de plagioclasa y feldespato alcalino poco retrabajados; e) grano de plagioclasa la cual presenta el típico maclado polisintético; f) y g) cristales de biotita retrabajadas y ligeramente alteradas; h) mineral de calcita secundaria; i) y j) líticos de roca plutónica retrabajados, se aprecia su textura microgranular; k) y l) bioclastos de foraminíferos, braquiópodos y equinodermos sostenidos por la matriz micrítica. Qz=Cuarzo; Afs= Feldespato alcalino; Pl=Plagioclasa; Bt=Biotita; Opq=Oxido; Cal=Calcita; Lit.Volc.=Lítico volcánico; Lit.Plut.=Lítico plutónico.

4

METODOLOGÍA ANALÍTICA

4.1 - Muestreo

La estrategia de muestreo en campo consistió en recolectar las rocas más frescas y representativas de la geología del área de estudio. Se procuró que las rocas recolectadas estuvieran libres de cualquier tipo de alteración y/o intemperismo, además de presentar la mayor variedad mineralógica y composicional de la zona para una mejor representatividad (las coordenadas de cada una de las muestras se observan en la Tabla 1 del anexo). Comúnmente, las muestras eran despojadas de su cobertura alterada directamente en campo con la ayuda de un mazo o martillo de acero. En otros casos, era imposible realizar eso, por lo que se colectaron porciones más grandes de rocas que fueron posteriormente descostradas y fragmentadas en las instalaciones de los Institutos de Geofísica y Geología.

Antes de la realización de cualquier tratamiento o procesamiento a estas muestras, primero se llevó a cabo un examen minucioso en lámina delgada de cada una para corroborar si eran aptas para los análisis químicos a realizar. Durante la examinación, se procuró observar y seleccionar aquellas muestras que presentaran la menor alteración posible tanto en sus minerales como en la matriz. De este análisis, se seleccionaron 15 muestras para los estudios geoquímicos e isotópicos, que corresponden a diez volcánicas, cuatro plutónicas y una sedimentaria (para mayor información checar el apartado de “Anexos”). Para los estudios geocronológicos, se escogieron un total de cinco muestras; dos plutónicas, dos sedimentarias y solamente una volcánica, esto último debido a que la mayoría de las rocas extrusivas de la isla no presentaban minerales fechables o no eran idóneas para su análisis.

La mayoría de los procesos aquí descritos se realizaron en las instalaciones anexas al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica, de la UNAM. En todo momento se procuró limpiar el área de trabajo, así como cada uno de los instrumentos empleados en todas las etapas del proceso para evitar cualquier tipo de contaminación por otros materiales externos a la muestra de interés, esto con el fin de tener un alto grado de certidumbre a la hora de la obtención de datos. En resumen, el presente capítulo describe a grandes rasgos, los pasos que se llevaron a cabo durante el procesamiento de las muestras seleccionadas para los análisis geoquímicos y geocronológicos.

4.2 - Limpieza de las Muestras

Una vez escogidas las muestras a procesar, se someten a un tratamiento manual utilizando un marro de acero de 8 libras y una placa de metal. Esto debido a que algunas de las muestras presentaban todavía cierto tipo de alteración superficial, por lo que se prosiguió a descostrar manualmente esas zonas y así obtener fragmentos de muestra lo más fresca posible. Para ello la muestra se coloca sobre una base de metal cubierta con cartón para distribuir la fuerza ejercida y evitar saltos, esquirlas o accidentes. Una vez removida la alteración, se sigue fragmentando el bloque de roca sana restante de tal modo que se obtienen recortes de muestra fresca no mayor a 5-4 cm de largo, esto con el fin de poder ser introducidos a la quebradora de quijadas. Dado que algunas de las muestras son sumamente duras (ej. los granitos) o son demasiado grandes (> 15 kilos) para ser fragmentadas manualmente, se utiliza una prensa hidráulica de la marca *Montequipo Lab-20T-3HP* (Fig. 4.1a) perteneciente al Taller de Molienda, del Instituto de Geología. Previo a su procesamiento, se limpia el área de trabajo y el instrumento a utilizar para evitar cualquier tipo de contaminación exterior. Asimismo, se procura lavar tanto la prensa como las zonas adyacentes al instrumento entre cada muestra procesada, y así asegurar un óptimo resultado.

Una vez obtenidos los bloques de muestra sana, éstos se transportan al Taller de Molienda, del Instituto de Geofísica para su procesamiento. El primer paso antes de la trituración es el aseo de las muestras. Para esto, los fragmentos de roca se depositan dentro de una tarja de plástico repleta de agua para humedecer cualquier resto de material alojado o incrustado dentro de las oquedades de la roca. Después, empleando un cepillo de cerdas de plástico y dejando pasar agua continua sobre la muestra, se tallan las caras de la roca para remover cualquier tipo de suciedad que pudiera estar presente. Posteriormente, cada fragmento se lava con agua Milli-Ro (MRo) y se dejan secando sobre la mesa cubriéndolos con toallas de papel (previamente marcadas con el código de la muestra) para evitar la contaminación natural por polvo, durante al menos doce horas.

4.3 - Trituración y Molienda

Una vez terminado el aseo y secado de las muestras, se pasa a la fase de trituración utilizando una quebradora de quijadas (Fig. 4.1b), perteneciente al LUGIS del Instituto de Geofísica. Antes de iniciar, y entre cada muestra, se limpian los distintos componentes del aparato. Las placas metálicas y el interior de la quebradora se tallan con un cepillo de cerdas metálicas para eliminar cualquier vestigio de impureza presente entre las fracturas o intersticios, además de emplear papel de rolo, acetona y aire comprimido para eliminar la suciedad restante. La caja metálica superior del aparato también se desprende y se lava aparte con agua y jabón, y se seca con aire comprimido.

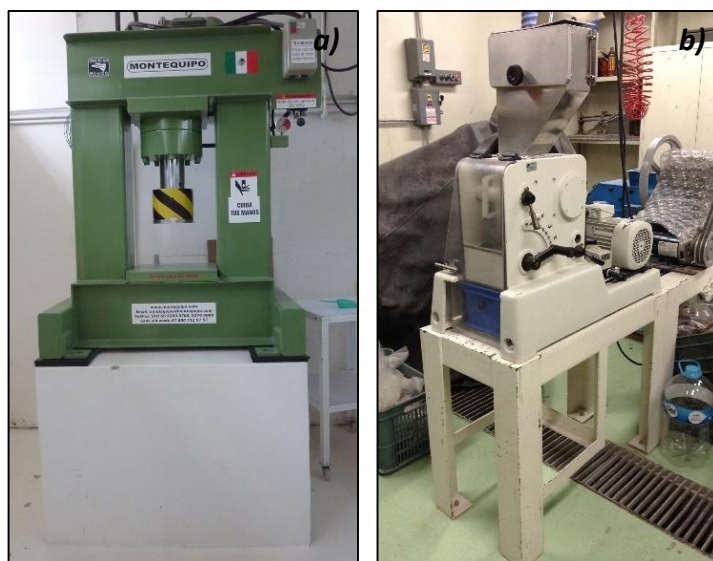


Figura 4.1 a) Prensa hidráulica utilizada en este estudio para romper muestras duras, ej. granitos; b) quebradora de quijadas perteneciente al LUGIS empleada para la trituración de las muestras a analizar.

Terminada la etapa de limpieza, se vierte dentro de la quebradora una pequeña porción de la muestra a tratar para precontaminar el equipo. Esto se realiza con el fin de remover o tapar algún residuo que pudiera estar todavía adherido dentro de los microporos de las placas metálicas y que no fuera eliminado en la etapa anterior. El material resultante de este proceso se guarda dentro de una bolsa de plástico y se marca como “precontaminación”, junto con la clave de la muestra. Posteriormente, se limpia el interior de la máquina y el recipiente donde se colecta la muestra con aire comprimido, papel de rolo y acetona para luego triturar toda la muestra restante y guardarla en su bolsa de plástico correspondiente, previamente marcada con su código de muestra.

Dado que durante el proceso de trituración se utiliza a la quebradora de quijadas con la menor apertura posible, se obtienen tamaños de grano de aproximadamente 1 a 2 mm, ideal para obtener una muestra homogeneizada.

4.4 – Pulverización y Alícuotas

Con las muestras trituradas se prosigue a realizar el cuarteo de las mismas con la ayuda de un cuarteador metálico (Fig. 4.2a). Con este instrumento, las muestras se cuarteán hasta obtener dos alícuotas de aproximadamente 100 gr cada una, las cuales posteriormente se guardan en dos frascos de plástico previamente lavados y etiquetados con los nombres de “FRX” e “ISO” respectivamente. El resto de la muestra se almacena nuevamente en su bolsa de plástico.

Antes de utilizar la pulverizadora (Fig. 4.2b), se lava con jabón, agua normal, agua Milli-Ro y acetona tanto el molino de discos de acero endurecido, así como el recipiente y su tapa, para posteriormente secarlo todo con aire comprimido. Después, se agrega a la pulverizadora la porción de muestra denominada como “precontaminación” y se pulveriza durante un lapso de tiempo de entre 30 a 40 segundos aproximadamente. Realizado esto, se colecta el polvo en una hoja de papel limpia y se deposita nuevamente en su bolsa correspondiente. Una vez precontaminado el pulverizador, se limpia el excedente de la muestra con un poco de aire comprimido y después se pulveriza el resto de la muestra, por separado, de los dos frascos marcados para fluorescencia de rayos X y geoquímica isotópica, respectivamente, programando a la pulverizadora con un tiempo de 50 segundos a 1.20 minutos, dependiendo de la dureza del material. Esto proporciona muestras con tamaño de grano de aprox. 60 μm .

Obteniendo ambas alícuotas pulverizadas de cada una de las muestras procesadas, los frascos se llevan al Laboratorio de Separación de Minerales del LUGIS, en el Instituto de Geofísica. Donde las alícuotas marcadas para isotopía se cuarteán de nuevo manualmente, utilizando una hoja de papel y una espátula de acero inoxidable. El cuarteo se lleva a cabo reduciendo la muestra hasta obtener una alícuota de ~ 5 gr para elementos traza, (las cuales se almacenan en bolsas de plástico de 7x10, y se envían a Actlabs, en Canadá) y una de ~ 0.12 gr para isotopía (las cuales se depositan dentro de frascos de vidrio de 3 ml y se procesan en el LUGIS). Por su parte, las alícuotas marcadas como FRX no se cuarteán, y los frascos se envían al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X para su estudio.



Figura 4.2 a) Cuarteadora metálica empleada para el cuarteo y obtención de dos alícuotas de ~ 100 gr cada una por muestra; b) pulverizadora con recipiente y discos de acero endurecido empleada en este estudio.

4.5 - Geoquímica de Elementos Mayores (FRX)

Para el análisis de elementos mayores, las muestras se envían al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (LFRX) del Instituto de Geología, en la UNAM. De acuerdo a los procedimientos descritos en su página de internet, las muestras son analizadas utilizando un Espectrómetro Secuencial de Rayos X de la marca *Siemens*, modelo *SRS 3000*, el cual está equipado con tubos de rodio y ventanas de berilio de 125 micras. Dicho instrumento se emplea para la determinación tanto de elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) como de traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb), aunque en nuestro caso de estudio solo se empleó para lo primero. De acuerdo a los reportes internos, las curvas de calibración son construidas con estándares internacionales emitidos por instituciones de gran prestigio. Por su parte, los errores estimados en las determinaciones de elementos mayores por parte del laboratorio son menores del 1%, lo que le da mucha precisión al análisis.

El procedimiento analítico empleado para la determinación de los elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) dentro del laboratorio fue el siguiente: Primero se funde la muestra hasta formar unos residuos cristalinos denominados “perlas”. Dichas perlas se preparan mezclando 1 gr de muestra en polvo con 9 gr de mezcla fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ - LiBO_2 (50:50 wt%). La mezcla se vacía en un crisol de $\text{Pt}^{c/5\%}\text{Au}$ y posteriormente es calentado a una temperatura de aproximadamente 1100 °C en un hornillo equipado con quemadores Fisher y moldes para la preparación simultanea de 3 perlas (*Fluxy Claisse*). Previo al calentamiento se agregan 2 gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250 g/l. Esta solución se emplea como agente

antiadherente, ya que facilita que la perla se desprege del molde durante el proceso de enfriamiento.

Como complemento al análisis de elementos mayores, se determina la pérdida por calcinación (PXC), la cual se hace calentando a 1000 °C por una hora un gramo de muestra en base seca, en un crisol de porcelana y se deja enfriando lentamente hasta temperatura ambiente para obtener el peso calcinado. El cálculo de la PXC se obtiene mediante la siguiente fórmula: $\%PXC = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) \times 100$ y se reporta en el análisis.

4.6 - Geoquímica de Elementos Trazas (ICP-MS)

Las alícuotas de 5 gr de cada muestra se envían al laboratorio de Actlabs, en Ancaster, Canadá, para la determinación de las concentraciones de los elementos traza. De acuerdo a los reportes entregados por parte del laboratorio y conforme a los procedimientos descritos en su página de internet, la preparación química de las muestras se realiza mediante el método de fusión por metaborato/tretaborato de litio (FUS-MS) utilizando los procedimientos analíticos descritos bajo el código 4B2 interno del laboratorio, el cual emplea los siguientes límites de detección para los elementos traza analizados (ppm) (Tabla 1).

De acuerdo a sus procedimientos, las muestras fundidas bajo el código 4B2 son diluidas y analizadas mediante espectrómetros de masa de la marca *Perkin Elmer Sciex*, modelos *ELAN 6000*, *6100* o *9000*. Para la determinación de las concentraciones de los elementos traza, las muestras son analizadas en grupos y se emplean tres blancos y cinco muestras de control internas (tres antes del análisis del paquete de muestras y dos después). Para paquetes grandes de muestras, se realizan duplicados, los cuales son también fundidos y analizados cada 15 muestras. Por su parte, para un mejor control y óptimos resultados, el instrumento utilizado por el laboratorio es recalibrado cada 40 muestras, independientemente si le pertenecen al mismo individuo, institución o no.

Tabla 1 Límites de detección empleados por el laboratorio *Actlabs* para el análisis de los elementos traza.

Elemento	Límite de detección	Límite superior	Elemento	Límite de detección	Límite superior	Elemento	Límite de detección	Límite superior
Ag	0.5	100	Hf	0.1	1,000	Sn	1.0	1,000
As	5.0	2,000	Ho	0.01	1,000	Sr	2.0	10,000
Ba	3.0	300,000	In	0.1	200	Ta	0.01	500
Bi	0.1	2000	La	0.05	2,000	Tb	0.01	1,000
Ce	0.05	3,000	Lu	0.002	1,000	Th	0.05	2,000
Co	1.0	1,000	Mo	2.0	100	Tl	0.05	1,000
Cr	20	10,000	Nb	0.2	1,000	Tm	0.005	1,000
Cs	0.1	1,000	Nd	0.05	2,000	U	0.01	1,000
Cu	10	10,000	Ni	20	10,000	V	5	5,000
Dy	0.01	1,000	Pb	5.0	10,000	W	0.5	5,000
Er	0.01	1,000	Pr	0.01	1,000	Y	0.5	1,000
Eu	0.005	1,000	Rb	1.0	1,000	Yb	0.01	1,000
Ga	1.0	500	Sb	0.2	200	Zn	30	10,000
Gd	0.01	1,000	Sm	0.01	1,000	Zr	1.0	10,000
Ge	0.5	500	-	-	-	-	-	-

4.7 – Geoquímica Isotópica (ID-TIMS)

Las alícuotas de ~0.12 gr de cada muestra se procesan en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geofísica, en la UNAM, con el objetivo de obtener las concentraciones y relaciones isotópicas de los elementos Rb, Sr, Sm y Nd, utilizando la técnica de la dilución isotópica (ID-TIMS por su siglas en inglés) y siguiendo los pasos que se describen a continuación:

4.7.1 – Preparación de las Muestras

Primero, las muestras se vacían dentro de bombas de digestión de 15 ml cada una previamente marcadas con su clave de laboratorio. Posteriormente, las bombas se pesan en una balanza de precisión analítica de cinco dígitos. Dado que esta técnica se basa en el principio de diferencia de pesos, primero se pesa la bomba sola con tapa, luego se añade la muestra adentro, para después volver a pesar todo junto. Una vez realizado esto, se añade un trazador (o *spike*) combinado de ^{84}Sr - ^{149}Sm - ^{145}Nd en cantidades que varían de acuerdo a su concentración de Nd previamente establecido por ICP-MS. En términos generales, a menor concentración se agrega menos trazador. Como el

pesado del trazador también se lleva a cabo mediante diferencia de pesos, se pesa el recipiente del trazador antes y después de agregar la cantidad deseada a la muestra. Ambas diferencias (bomba y trazador) se revisan en el momento de pesar para constatar que coincidan. Estos registros son de suma importancia para posteriormente realizar con precisión los cálculos de las concentraciones de los elementos isotópicos a estudiar mediante el ID-TIMS.

Una vez pesadas las muestras, se pasa al cuarto de química ultrapura donde se les agrega ~ 7 ml de ácido fluorhídrico (HF) con una concentración de 40%, más dos gotas de ácido perclórico (HClO₄). Realizado esto, las bombas se tapan y se colocan dentro de parrillas de digestión donde se dejan calentándose a una temperatura casi constante de 90 °C durante al menos 48 horas, para digerir totalmente la muestra. Pasado el tiempo, las bombas se destapan y se dejan evaporándose completamente hasta obtener un residuo compuesto por fluoruros. Una vez secas, se les agrega ácido clorhídrico en 6N (HCl 6N) y se dejan tapadas por 12 horas encima de las parillas. Posteriormente se destapan y se dejan reposando toda la noche en las parrillas de digestión hasta lograr la evaporación total obteniendo un residuo compuesto por cloruros. Al residuo se le agregan HCl 2N, se tapan y se dejan calentando por 12 horas hasta que todo quede en solución nuevamente (sin evaporarla). Posteriormente, se vacían en vasos de 50 ml y se limpian 2 veces con 10 ml de HCl 2N a las bombas de digestión, para todo vaciarlo nuevamente a los vasos, y así asegurar que toda la muestra esté presente. Con este último procedimiento, se tiene una muestra diluida en solución con cantidad suficiente para hacer la división del material a usarse, es decir, para la separación de Sr, Sm y Nd, y para la obtención de Rb.

Con la muestra en solución, se pasa al área de balanza para hacer el *split* de Rb. De la solución total presente en los vasos de 50 ml, se separa aproximadamente un cuarto o un tercio de ella, dependiendo de la cantidad de Rb determinado en la muestra (a mayor concentración, mayor cantidad), y se pasa a un vaso pequeño vacío nombrado "Rb". Basándonos en el mismo criterio de diferenciación de pesos, primero se pesa el vaso solo, se agrega la cantidad deseada de muestra y se pesa nuevamente el vaso con la solución, para posteriormente hacer el cálculo correspondiente. Luego, se agrega una cantidad de trazador de ⁸⁷Rb al vaso que varía dependiendo de la concentración de Rb presente en la muestra (a mayor concentración, mayor cantidad de trazador). Se pesa la botella del trazador antes y después de agregar la cantidad deseada y se verifica que los resultados coincidan. Después, tanto los vasos de Rb en solución, como la fracción restante para las determinaciones de Sr, Sm y Nd, se llevan a las campanas de extracción donde se secan bajo luz infrarroja, quedando listas para la separación de elementos mediante columnas de intercambio iónico.

4.7.2 – Separación de los Elementos

La separación se realiza en dos etapas: en la primera se separan el Sr y las REE, mientras que en la segunda se obtienen el Sm y el Nd. Por su parte, las muestras de Rb se manejan por separado. Las columnas de intercambio iónico son columnas de vidrio de cuarzo rellenas con una resina especial del tipo DOWEX 50WX12, la cual es un polímero orgánico insoluble en agua que captura a los iones por adsorción. La separación de los elementos deseados se logra gracias a una combinación de cantidad, tipo y normalidad del ácido empleado. A continuación se resumen el procedimiento realizado:

En la primera fase se separa el Sr y las REE, para ello se les agrega a los vasos 1 ml de HCl 2N procurando que todo el contenido del vaso se homogenice. Antes de vaciar la muestra, se acondiciona la resina al agregar 30 ml de HCl 2N. Después, se vierte en cada una de las columnas, las muestras en solución utilizando una pipeta fina de tipo Pasteur (previamente lavada) directamente sobre la resina y se deja asentar. Una vez hecho esto, se agrega 4 veces 1 ml de HCl 2N y se deja asentar en cada una, luego se agrega 16 ml de HCl 2N y se deja drenar totalmente. Para separar los elementos deseados se deja pasar sobre las columnas de intercambio iónico (Fig. 4.3a), una combinación de distintos volúmenes y concentraciones (2N y 6N) de ácidos clorhídricos ya pre-calibrados por el laboratorio (para mayor información favor de checar página web del LUGIS; <http://www.geofisica.unam.mx/laboratorios/universitarios/lugis/index.html>), para al final obtener dos alícuotas por muestra, una en Sr y la otra en REE. Ambas soluciones se guardan en sus respectivos vasos de 10 ml y las columnas se limpian agregando 120 ml de HCl 6N. Para el Rb se utilizan las mismas columnas de intercambio iónico y se sigue el mismo procedimiento inicial descrito anteriormente. Sin embargo, para su separación, a las columnas se le agregan 63 ml de HCl 2N y se dejan filtrar totalmente. Después, se agrega 10 ml de HCl 2N y se recupera la solución con Rb, la cual se vacía dentro de los vasos de 10 ml previamente marcados. Al final se limpian las columnas de intercambio iónico agregando 220 ml de HCl ~6N. Todas las soluciones recuperadas con Rb y Sr se ponen dentro de las campanas de extracción (Fig. 4.3b) bajo luz infrarroja para secarlas hasta un nivel de solución que puedan pasarse a vasos de teflón de 2 ml, donde después se llevan a la sequedad total. De esta manera, las muestras están listas para ser cargadas sobre los filamentos del espectrómetro de masas y ser medidas.

En la segunda fase, las soluciones que contienen las REE pasan por otro proceso de separación. En su caso se realizan en columnas de intercambio iónico de dimensiones menores. La preparación de las muestras, las columnas y su limpieza es similar a lo descrito previamente, sin embargo, para separar el Sm y Nd se requiere cantidades variables de HCl (0.18N y 0.4N) que es individual e

independiente para cada elemento y muestra. Para ello, existen hojas patrón internas elaboradas por el laboratorio que indican la concentración y volumen necesario de HCl que debe ser agregado para separar los elementos mencionados. A continuación se describe de forma general el procedimiento realizado: Primero se diluye las muestras en 200 μl de HCl 0.18N. Después se acondiciona la resina agregando 7 ml de HCl 0.18N. Una vez realizado esto, se extrae la muestra utilizando una pipeta fina de Pasteur, se coloca directamente sobre la resina y se deja asentar. Se pipetea 3 veces 200 μl de HCl 0.18N y se deja asentando otra vez. Para separar el Nd y el Sm, se siguen las indicaciones proporcionadas en las hojas de trabajo del laboratorio (Checar página de internet del LUGIS), que nos indican los volúmenes y normalidades de HCl necesarios para el procedimiento. Obteniendo las dos alícuotas de Nd y Sm, se prosigue con la limpieza de las columnas agregando 10 ml de HCl $\sim 6\text{N}$. A las soluciones recuperadas de Sm y Nd, se les sigue el mismo procedimiento que las anteriores, es decir, se secan bajo luz infrarroja hasta pasarse a vasos de teflón de 2 ml donde se secan completamente. Así, las muestras están listas para ser medidas en el espectrómetro de masas.

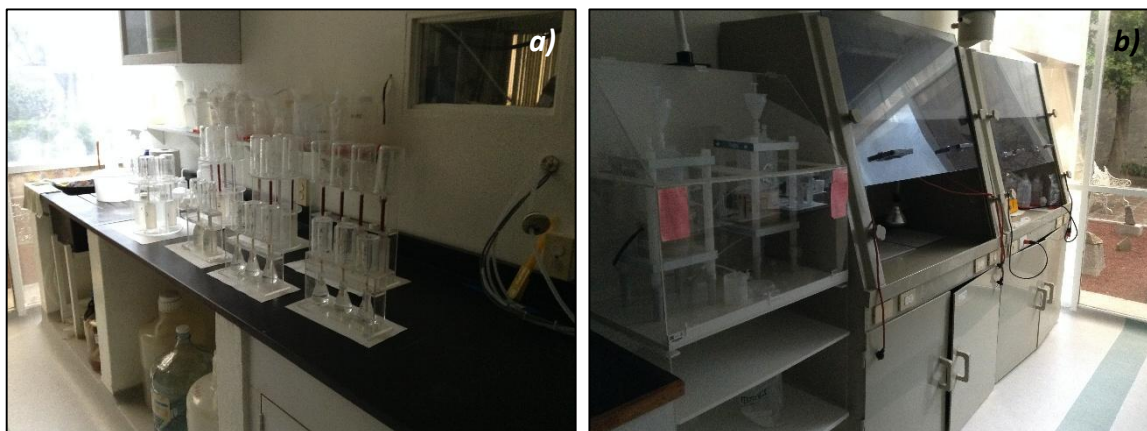


Figura 4.3 a) Columnas de intercambio iónico utilizados para la separación de los elementos como el Rb y el Sr (fondo), así como el Sm y el Nd (frente); b) campanas de extracción las cuales tiene integradas unos focos con luz infrarroja empleados para el secado de las muestras.

4.7.3 – Mediciones por TIMS

Las mediciones y determinaciones de las relaciones isotópicas de los elementos separados se realizan en las mismas instalaciones del LUGIS, del Instituto de Geofísica, utilizando un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica de la marca THERMO SCIENTIFIC modelo TRITON PLUS (Fig. 4.4a) para el análisis isotópico de los elementos Sr y Nd. Mientras que para Rb y

Sm se emplea el espectrómetro de masas marca FINNIGAN, modelo MAT-262 (Fig. 4.4b). Este espectrómetro está equipado con un contador de iones y una fuente iónica compuesta de un magazín con veintiún espacios donde se carga las muestras con cloruros (HCL 2N) sobre filamentos de renio. Además, cuenta con cinco colectores Faraday los cuales son ajustables e independientes, que se manipulan libremente por el operador para recibir a los distintos elementos de acuerdo a su masa atómica.

Para la medición de los elementos Rb, Sr, Sm y Nd se emplean dos filamentos distintos: uno para la evaporación y otro para la ionización. Estos filamentos se colocan dentro de la fuente iónica del aparato, la cual está compuesta por una cámara de alto vacío, que se mantiene durante todo el proceso a una presión de 10^{-7} y 10^{-8} mbar. El elemento cargado sobre el filamento se ioniza térmicamente al elevar la temperatura entre 900 y 1500 °C, dependiendo del elemento. Esto se logra al hacer pasar una corriente eléctrica a través de él. Posteriormente, los iones sueltos son acelerados aplicándoles un campo eléctrico de alto voltaje (10 kV), lo que provoca que se forme 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 semicirculares con radios que son variables y proporcionales a la masa de los isótopos. Estos iones chocan con los distintos colectores Faraday, que funcionan como receptores, y que se encuentran separados a distintas distancias preestablecidas de acuerdo a las masas atómicas de interés. Para el cálculo de las relaciones isotópicas se emplea un software de estadística aplicada, el cual está integrado al espectrómetro.

Todas las mediciones se hacen de manera estática, las muestras de Rb, Sr, Sm y Nd se cargan como cloruros y se miden como iones metálicos. Al final se analizaron 30 relaciones isotópicas para Rb y Sm, 60 para Sr y 70 para Nd por cada muestra. Los valores $1sd = \pm 1 \sigma_{abs}$ se refieren a los errores durante la medición en los últimos dos dígitos. Por su parte, todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigen por fraccionamiento de masas vía normalización, utilizando estos valores para Sr: $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ y para Nd: $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$, respectivamente. Mientras que, los valores del laboratorio reportados para los estándares empleados fueron: *estándar NBS987*: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710241 \pm 11$; y *estándar La Jolla*: $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511846 \pm 7$. La incertidumbre relativa fue de $^{87}Rb/^{86}Sr = \pm 2\%$ y de $^{147}Sm/^{144}Nd = \pm 1.5\%$. Entretanto, la reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd fue 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 en: 0.05 ng Rb; 1.45 ng Sr; 0.21 ng Sm y 2.21 ng Nd.

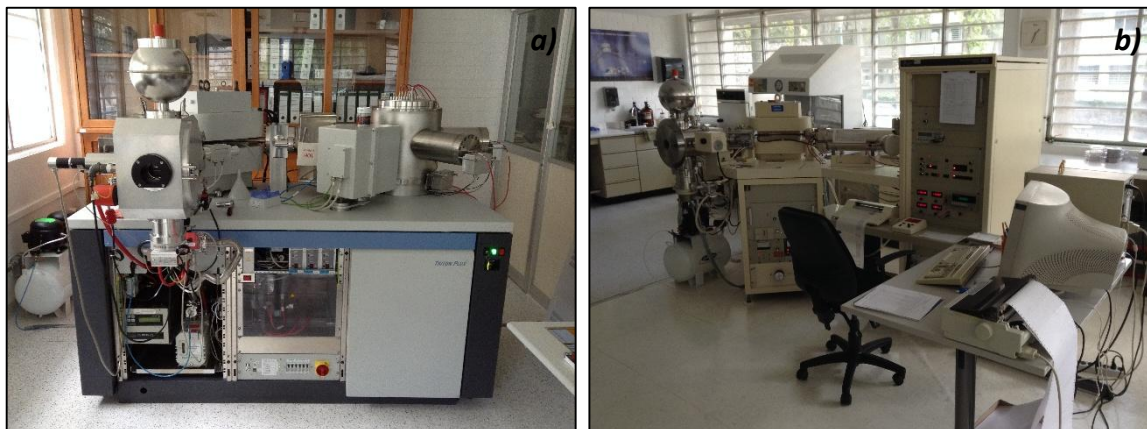


Figura 4.4 Espectrómetros de masas empleados para las mediciones isotópicas de las muestras seleccionadas. a) TRITON PLUS; b) FINNIGAN MAT 262. Ambos espectrómetros pertenecen al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica.

4.8 - Separación de Minerales (zircones)

Se procesaron cinco muestras para la obtención de edad por el método U-Pb en zircones, utilizando la técnica de la ablación láser acoplado a un espectrómetro de masas con colector múltiple (LA-MC-ICPMS), en el *LaserChron Center*, de la Universidad de Arizona, EE.UU. De acuerdo a la litología presente en la isla, se escogieron dos muestras de composición granítica (MC11-10 y MC11-13), dos rocas sedimentarias (MC11-20 y MC11-21) y una volcánica de tipo riolítica (MC11-02), asegurando así una representación de la geología del área. A continuación se describe el procedimiento empleado:

A las muestras ya granuladas por el proceso de trituración (ver Capítulo 4.3) se pasan primero por un proceso de tamizado utilizando un material desechable (colador) que funge como tamiz, esto con el fin de asegurar la separación del concentrado mineral. La muestra se vierte sobre el colador desechable que filtra los granos de la roca menores a 0.3 mm, los cuales se van depositando sobre un recipiente de porcelana grande. Realizado esto, la fracción menor se lava con agua normal para eliminar cualquier polvo o contaminación superficial. Después, la muestra limpia se pasa a un vaso de precipitado de 1 L y con agua normal se decantan las partes más ligeras (limos y arcillas). Este último paso se repite varias veces hasta que el agua no presente turbidez y la fracción fina desaparezca. Al final se obtiene una acumulación de sedimentos pesados y limpios, los cuales posteriormente se vierten en una capsula de porcelana de 20 cm de diámetro. Dicho recipiente se agita con movimientos circulares de tal modo que los minerales pesados se empiezan a concentrar

por debajo de los ligeros. Al mismo tiempo que se agita la cápsula, se va variando el ángulo de inclinación del recipiente, de tal forma que se genera una estela de color oscura a lo largo de las paredes del recipiente (Fig. 4.5a). En dicha estela se concentran los minerales más pesados o densos (entre ellos los zircones). Los sedimentos ligeros se retiran con una pipeta y agua, y se colocan en otro recipiente de porcelana donde se secan bajo luz infrarroja y después se guardan en su bolsa correspondiente.

Posteriormente, la porción pesada se coloca en una caja de petri para la separación de los minerales de zircón. Esta separación se lleva a cabo manualmente con la ayuda de una cerda de plástico fina y un microscopio binocular (Fig. 4.5b). Se recolectaron más de 160 cristales de zircón para las muestras sedimentarias, y aproximadamente 100 cristales para las rocas plutónicas y volcánicas. Cada muestra se empaqueta en sobres de papel encerado con la ayuda de una aguja y una pipeta y los paquetes se envían al laboratorio del *LaserChron Center*, en Arizona, para sus análisis.

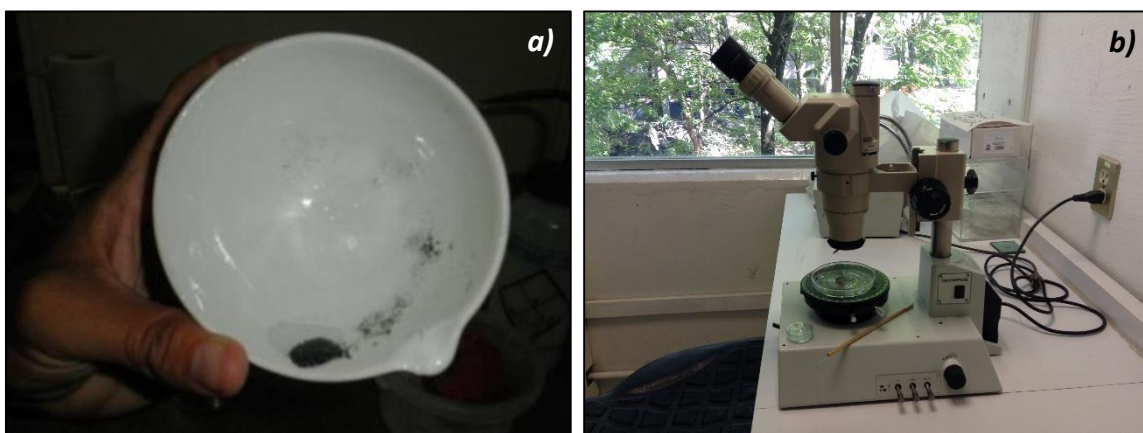


Figura 4.5 a) “Estela” de muestra compuesta principalmente por minerales relativamente más pesados, entre ellos los zircones; b) microscopio binocular con caja petri y cerda de plástico fina utilizados para la extracción manual de los cristales de zircón.

4.9 – Datación por U-Pb (LA-MC-ICPMS)

La datación de los zircones por la técnica de la ablación láser (LA-MC-ICPMS) empleando el método isotópico de U-Pb se llevó a cabo en el *LaserChron Center* de la Universidad de Arizona en EE.UU siguiendo la metodología de Gehrels et al. (2006; 2008). Los análisis se realizaron en un

espectrómetro de masas con plasma acoplado por inducción (Nu Plasma LA-MC-ICPMS) (Fig. 4.6) el cual está acondicionado a un sistema de ablación láser excímer de 193 nm, modelo *Photon Machine Analyte G2*, y a su vez equipado con una cámara de ablación de bajo volumen *HelEex-2* donde se montan las muestras.

El análisis se realizó mediante la ablación de los zircones utilizando un *spot* de 30 μm de diámetro y de aproximadamente 15 μm de profundidad. El material de la ablación es acareado con helio hasta la fuente de plasma, la cual está equipada con un tubo de vuelo lo suficientemente amplio para que los isótopos de U, Th y Pb puedan ser medidos simultáneamente. Todas las mediciones se realizaron de manera estática, empleando detectores Faraday con resistores de 3×10^{11} Ohm para ^{238}U , ^{232}Th , ^{208}Pb - ^{206}Pb y contadores de iones para el ^{204}Pb y ^{202}Hg . Cada análisis consistió de 15 segundos de integración con el láser apagado, 15 segundos de integración con el láser disparado y 30 segundos de demora entre mediciones para purgar el equipo entre cada muestra. La interferencia del ^{204}Hg con el ^{204}Pb se contabiliza con la medición del ^{202}Hg durante la ablación láser y la sustracción del valor del ^{204}Hg de acuerdo a la relación natural de 4.35 de $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$. La corrección por Pb común se lleva a cabo utilizando el valor corregido por ^{204}Hg del ^{204}Pb y asumiendo una composición inicial de Pb de acuerdo a Stacey y Krammers (1975). Las concentraciones de U y Th son calibradas utilizando un zircón estándar de Sri Lanka, el cual contiene 518 ppm de U y 68 ppm de Th (Gehrels et al., 2008). La incertidumbre se reporta con los valores 1 sigma e incluyen únicamente los valores de medición



Figura 4.6 Espectrómetro de masas con plasma (*Nu Plasma LA-MC-ICP-MS*) empleado por el *Arizona LaserChron Center* para los fechamientos de las muestras mediante U-Pb en zircones.

4.10 – Separación de Foraminíferos

Con el fin de conocer la edad exacta de la secuencia sedimentaria presente en la zona de estudio, se llevó a cabo un estudio geocronológico en foraminíferos mediante el método de datación por Sr (comparación del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con los valores de la curva del agua del mar en el tiempo) (McArthur, 1994; McArthur y Howarth, 1998; McArthur et al., 2001), esto en las instalaciones del LUGIS, del Instituto de Geofísica. Las muestras seleccionadas se procesaron siguiendo el presente procedimiento que se describe a continuación:

Primero, las muestras sedimentarias se transportan al Taller de Molienda, donde son trituradas con la quebradora de quijadas, siguiendo los mismos procedimientos descritos anteriormente para las rocas volcánicas y plutónicas (ver Capítulo 4.3). Después, estas muestras ya granuladas y almacenadas en sus respectivas bolsas se pasan al Cuarto de Separación de Minerales, en el Instituto de Geofísica. Utilizando dos tipos de tamices con mallas no. 60 y 300 respectivamente, y colocados uno sobre el otro, se vierte la muestra encima y se agita fuertemente para separar los granos. Aquellos granos con tamaño mayor a 0.25 mm (mayor a la malla 60) se regresan a sus respectivos empaques. Mientras que, los que quedan sobre la malla no. 300, se lavan ahí mismo con abundante agua para eliminar cualquier suciedad presente y filtrar los sedimentos más finos (limos y arcillas).

Una vez lavada, esta fracción de la muestra se pasa a un recipiente de porcelana de 8 cm de diámetro y se pone a secar bajo luz infrarroja por aproximadamente 2 a 3 horas. Pasado el tiempo y teniendo la muestra seca, ésta se lleva bajo un microscopio estereoscópico binocular de la marca *Olympus SZH10*, donde utilizando una charola micropaleontológica de color oscuro (para contrastar con los foraminíferos blancos) y un pincel con cerda fina se separan manualmente cada uno de los microorganismos fósil, que a su vez se van montando en una placa *Plummer* (Fig. 4.7a), previamente marcada con la clave de la muestra.

Al principio se seleccionaron distintas muestras sedimentarias para su estudio, sin embargo, al examinarlas bajo el microscopio, en muchas de ellas, los microfósiles se encontraban muy dañados o recristalizados, impidiendo un análisis idóneo y preciso. No obstante, una muestra (MC11-20) pareció mostrar mejores signos para su estudio. En si la muestra era fresca, no mostraba algún tipo de alteración en su superficie y contenía en relativo mejor estado de preservación a los microorganismos fósil. De este espécimen, se separaron más de 100 foraminíferos, de los cuales, desafortunadamente 80 tuvieron que ser desechados por presentar todavía ciertas evidencias de disolución y/o recristalización. Los veinte restantes (Fig. 4.7b) se emplearon para fechamiento.

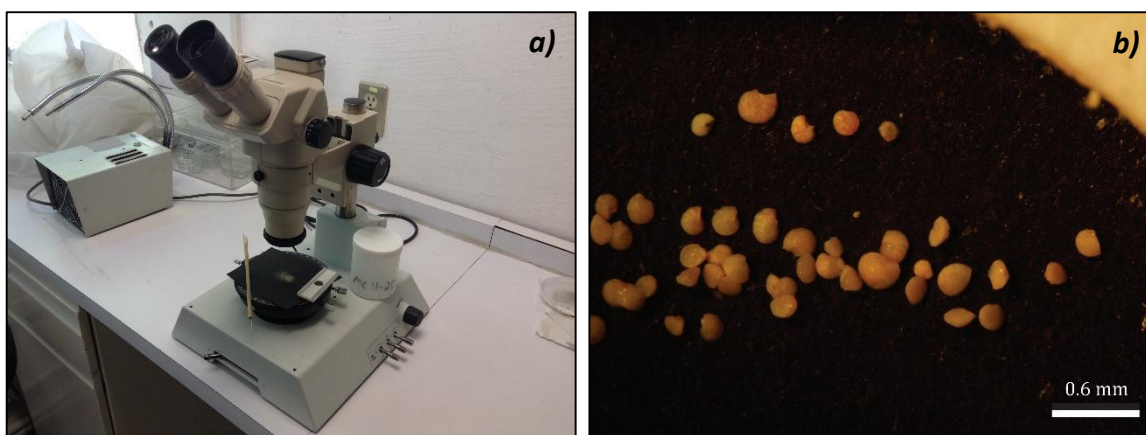


Figura 4.7 a) Microscopio estereoscópico binocular de la marca *Olympus SZH10* junto a una placa “Plummer” y una cerda de plástico fina, además de la muestra a separar; b) foraminíferos separados.

4.11 – Fechamiento por Sr

El análisis y la obtención de la edad por el método geocronológico del Sr marino en foraminíferos, se realizó en las instalaciones del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, del Instituto de Geofísica, UNAM. Antes de la medición del Sr en el espectrómetro de masas, la muestra se preparó siguiendo los procedimientos descritos a continuación:

En el cuarto de química ultrapura, los foraminíferos seleccionados se muelen usando un mortero de ágata y agua Milli-Q, esto con el fin de eliminar algún sedimento fino que pudiera estar presente dentro de las concavidades (cámaras) del microorganismo. Usando una pipeta por muestra, la fracción molida se pasa a las bombas de digestión previamente pesadas en el área de balanzas. Después, se colocan debajo de las lámparas de luz infrarroja para su secado total. Una vez secas, se vuelven a pesar y se anota la diferencia, que corresponde al peso de la muestra total a utilizar. Después, se agrega 1.5 ml de HCl 1N a cada muestra y se dejan en digestión por 6 horas dentro de las parrillas de calentamiento a una temperatura promedio de 60 °C. Una vez digeridas, se agrega 0.6 ml de HNO₃ 8N y se dejan en la estufa por un día (sin evaporarla).

El siguiente paso corresponde a la preparación de las columnas de resina para la separación de Sr. Para ello, primero se montan las columnas en una campana de flujo laminar con alta pureza de aire. Antes, se limpia la base con agua normal y se sacan las columnas de teflón del baño de ácido (HCl 5N) con unas pinzas y se lavan con agua Milli-Q, una por una, hasta asegurarse que estén completamente limpias y que el agua se drene a través del tapón de cuarzo colocado en la parte

inferior. Se agrega más agua Milli-Q a través del tapón de cuarzo y se llenan hasta aproximadamente la mitad de la columna superior. Cuando el nivel del agua haya descendido hasta cerca de la base, se agrega la resina “Sr-Spec”, previamente agitada en su recipiente, hasta la marca de las columnas. Después, se agrega suficiente agua para que la resina se asiente y se observe que drene libremente. Si no dreña de forma adecuada, se verifica la presencia de burbujas, las cuales se pueden eliminar con la ayuda de una pipeta tipo Pasteur.

Con las columnas operando correctamente se pasan a las campanas de flujo laminar, donde se montan cuidadosamente en su soporte, quitando cualquier gota externa de agua y procurando nunca tocar la punta de la columna. Los vasos de precipitado también se colocan bajo las columnas para recibir el efluente. Las columnas se lavan una vez más llenándola completamente con agua Milli-Q y se deja asentar la resina otra vez. Una vez drenada el agua, se llenan las columnas hasta la mitad (~1.5 ml) con HNO_3 3N y se espera a que drenen. Después, se agrega agua MQ hasta abarcar completamente las columnas (~3 ml) y se espera a que éste se vacíe completamente. Luego, acondicionamos a las columnas agregando aproximadamente media parte del volumen de éstas (~1.5 ml) con HNO_3 8N. Una vez realizado lo anterior, la siguiente fase corresponde a la separación del Sr. Con una pipeta limpia, se carga las muestras previamente disueltas en HNO_3 8N y se colocan directamente sobre la resina. Mientras las columnas están goteando en los vasos de vidrio, por otro lado, se agrega HNO_3 concentrado a viales de teflón de 3 ml, los cuales después se tapan y se ponen en las parrillas de calentamiento por 20 minutos para limpiarlos antes de recibir en ellos el estroncio. Dichos viales, después se enjuagan con agua Milli-Q y se colocan debajo de las columnas, anotando el número de química correspondiente. Para separar el elemento de interés, se van agregando una variación de ácido nítrico (HNO_3), a diferentes volúmenes y concentraciones, de acuerdo al patrón interno previamente establecido por el laboratorio. Al final, se colecta el Sr con 3 ml de agua Milli-Q en los viales de teflón previamente lavados. Las muestras se evaporan bajo las lámparas de luz infrarroja hasta la sequedad total y después se tapan con papel parafilm. Una vez listas, éstas se pasan al cuarto de los espectrómetros de masas para ser medidas por TIMS, siguiendo el mismo procedimiento descrito con anterioridad.

5

RESULTADOS

GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS

5.1 - Introducción

En el presente capítulo se muestran los resultados obtenidos del análisis químico de 14 muestras geológicas de la isla María Cleofas (10 rocas volcánicas y 4 rocas plutónicas). Este análisis se llevó a cabo con el objetivo de clasificar y determinar la caracterización geoquímica de las rocas, mediante el estudio de los elementos mayores, traza e isótopos de Sr y Nd. En las rocas ígneas se utilizaron los distintos diagramas de clasificación y variación con el fin de conocer químicamente el tipo de roca e inferir sobre su petrogénesis. En una roca sedimentaria se obtuvo solamente su valor isotópico el cual se utilizó con el propósito de estimar una fuente probable. En este mismo capítulo se incluyen los resultados geocronológicos de 5 muestras estudiadas por el método isotópico U-Pb en zircones individuales (2 rocas plutónicas, 2 rocas sedimentarias y 1 roca volcánica) y de 1 muestra sedimentaria analizada por el método isotópico del Sr marino en foraminíferos. La descripción de las distintas tendencias observadas junto con los diagramas geoquímicos aquí utilizados se presentan a continuación.

5.2 - Elementos Mayores

Para el análisis de los elementos mayores, todos los valores aquí presentados se recalcularon al 100 % bajo condiciones anhídras y éstos fueron procesados con el software *Petrograph 2 beta* (Petrelli et al., 2005) para la elaboración de los diagramas de variación y discriminación, los cuales posteriormente fueron retocados con el programa *CorelDraw X7* para una mejor presentación. Adicionalmente en los diagramas se muestran los datos recolectados por Pompa-Mera (2014) en las

rocas magmáticas de la isla María Madre para fines comparativos. Todos los datos crudos mostrados en esta sección y que fueron obtenidos directamente de la FRX se muestran en la Tabla 3 del anexo.

5.2.1 – Rocas Intrusivas

Para la clasificación química de las rocas plutónicas (MC11-10, MC11-11, MC11-13 y MC14-20) se empleó el diagrama TAS (*Total Alkali vs. Silica*) propuesto por Cox et al. (1979) y adaptado para rocas intrusivas por Wilson (1989). En el diagrama (Fig. 5.1a), se observa como la mayoría de las muestras plutónicas presentan una composición félsica que caen dentro del campo de la granodiorita y llegan a presentar una afinidad subalcalina. Por su parte, la muestra MC11-10 muestra una composición relativamente más ácida (71.53 %wt en SiO₂), lo que la clasifica químicamente como granito, y presenta además una afinidad ligeramente más alcalina. En el diagrama de discriminación de SiO₂ vs K₂O de Le Maître et al. (1989) se observa que todas las muestras plutónicas se proyectan en el campo de las series de alto K, al igual que la mayoría de las muestras de la isla María Madre. Solamente la muestra MC11-10 sobresale al mostrar un mayor contenido de K₂O con respecto a las demás rocas (Fig. 5.1b).

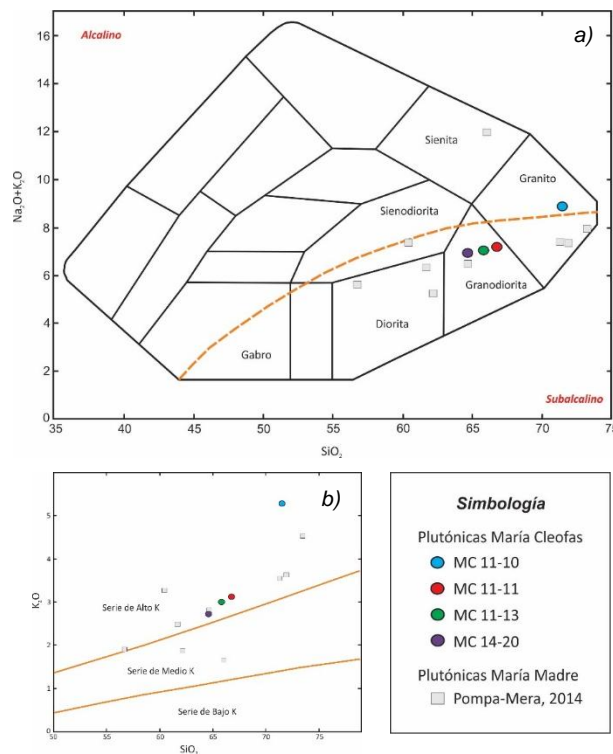


Figura 5.1 a) Diagrama de clasificación química tipo TAS para las rocas plutónicas de acuerdo a Wilson (1989). Se muestra la línea divisoria (naranja) propuesta por Irvine y Baragar (1971) para las series alcalina/subalcalina; b) diagrama de discriminación de Le Maître et al., (1989) el cual clasifica a las rocas con base en el contenido de potasio utilizando para ello los límites divisorios (naranja) dados por Peccerillo y Taylor (1976).

Al observar el diagrama de discriminación tectónica propuesto por Maniar y Piccoli (1989) (Fig. 5.2a), el cual clasifica tipológicamente a los granitoides con base en el Índice de Saturación en Alúmina (ASI, por sus siglas en inglés) (Tabla 2), se aprecia como las muestras intrusivas del área de estudio se grafican dentro del campo de las rocas metaluminosas, indicando una nula o muy baja saturación en aluminio. Asimismo, también se observa como la mayoría de las muestras analizadas caen dentro del campo de los Granitos de Arco Continental (CAG por sus siglas en inglés), indicando un origen relacionado a un proceso de subducción. La única excepción es la muestra MC11-10 que se ubica en el campo de los Granitos Post-Orogénicos (POG, por sus siglas en inglés), aunque esto último no necesariamente significa que su origen estuvo relacionado a un proceso de este tipo dado que, como se verá más adelante, no muestra ninguna de las características geoquímicas que lo relacione a una etapa tardía de un evento orogénico. Con el cálculo del ASI también se empleó el diagrama de discriminación de granitoides propuesto por Chappell y White (1974), el cual clasifica a los cuerpos plutónicos en dos categorías: los granitos “tipo I” que son aquellos que provienen de una fuente cortical de carácter ígneo, y los granitos “tipo S” que derivan de magmas procedentes de la fusión parcial de corteza sedimentaria. En el diagrama (Fig. 5.2b) se observa como los valores del ASI con respecto a la concentración de SiO₂ se mantienen casi constante ($A/CNK = 0.97-1.00$; ver Tabla 2) para todas las muestras, por lo que no tienden a mostrar ningún tipo de variación. Asimismo, estos valores permiten clasificar a las rocas plutónicas de la isla como granitoides tipo I, es decir, rocas intrusivas cuyo origen magmático es predominantemente ígneo y el cual no tuvo ninguna participación importante de material sedimentario en su química.

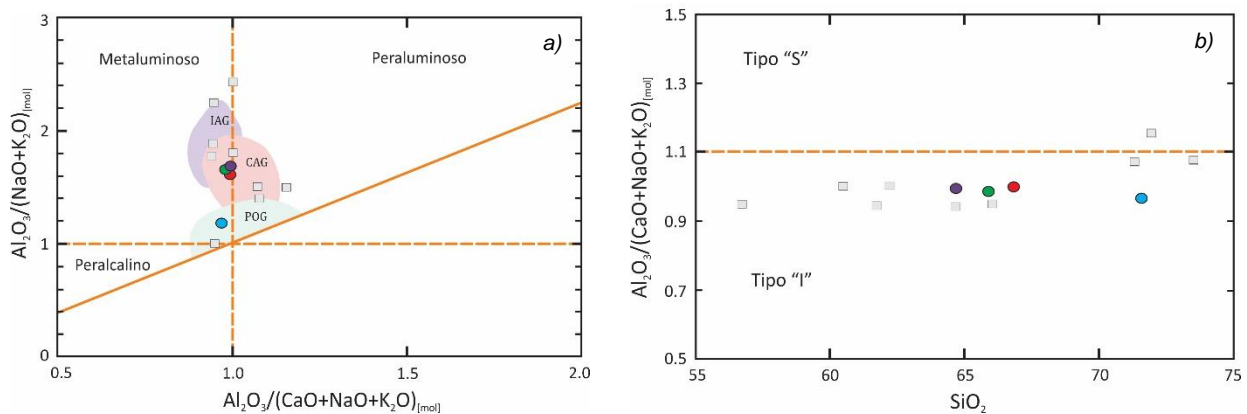


Figura 5.2 a) Diagrama de saturación de alúmina de Maniar y Piccoli (1989) con algunos campos posibles de ambientes tectónicos; b) diagrama de discriminación para granitoides tipo I (ígneos) y tipo S (sedimentario) propuesto por Chappell y White (1974). Para el cálculo del ASI se utilizó la metodología propuesta por Chappell y White (1974) el cual consiste en un recálculo del peso molecular de las fórmulas $Al_2O_3/CaO+NaO+K_2O$ [mol] y $Al_2O_3/(NaO+K_2O)$ [mol] de acuerdo con los valores obtenidos en la Tabla 2. Para estos diagramas se empleó la misma simbología que se observa en la Figura 5.1.

Tabla 2 Índice de saturación en alúmina (ASI) calculado para las rocas plutónicas de la isla María Cleofas.

Muestra	Litología	%	%	%	%	%	<i>mol</i>	<i>mol</i>	<i>mol</i>	<i>mol</i>	A/CNK
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
MC11-10	Granito Alc.	71.54	13.78	1.47	3.58	5.27	0.14	0.03	0.06	0.06	0.97
MC11-11	Granodiorita	66.81	16.29	3.45	4.04	3.12	0.16	0.06	0.07	0.03	1.00
MC11-13	Granodiorita	65.85	16.33	3.67	4.02	2.99	0.16	0.07	0.06	0.03	0.99
MC14-20	Granodiorita	64.66	16.41	3.68	4.18	2.71	0.16	0.07	0.07	0.03	0.99

En la Figura 5.3 se muestran los diagramas de variación de tipo Harker (1909) para elementos mayores empleados en las rocas intrusivas de la isla María Cleofas. Estos diagramas son utilizados para observar posibles variaciones en la química de las rocas, las cuales están influenciadas por procesos ígneos (ej. fusión parcial, cristalización fraccionada, asimilación cortical, etc.) que modifican al magma original durante su evolución. Asimismo también nos indican que posibles minerales jugaron un papel importante en la evolución química de las rocas al observarse ciertas tendencias en una serie de muestras dadas y asumiendo que éstas se originaron de una fuente en común. Observando los diagramas (Fig. 5.3) se aprecia que, de manera general, la mayoría de las muestras exhiben tendencias decrecientes (TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O y P₂O₅) conforme aumenta el contenido de sílice, así como un patrón muy similar al apreciado en las muestras de la isla María Madre. Solamente en el K₂O se presenta con una tendencia positiva (de 2.70 a 5.26 %wt.) (Fig. 5.3h), el cual es consistente con la presencia de feldespato alcalino observado en estos tipos de rocas. Por otro lado se observa también que, en algunos elementos mayores, la muestra MC11-10 se comporta ligeramente distinto al resto de las rocas analizadas. Por ejemplo, en los elementos como Al₂O₃ y CaO (Fig. 5.3b y f), el empobrecimiento llega a ser mucho mayor al observado en las otras muestras (13.77 %wt en Al₂O₃ y 1.46 %wt en CaO) y esto se debe al bajo o nulo contenido de minerales de plagioclasa encontrados en esta roca. Por su parte, en el K₂O se aprecia un mayor enriquecimiento (5.26 %wt en K₂O) (Fig. 5.3h), el cual está íntimamente influenciado por el alto contenido de feldespato alcalino. En el MnO también se observa un ligero enriquecimiento (0.08 %wt.) (Fig. 5.3d) que contrasta con el patrón negativo observado en el resto de las rocas intrusivas de la isla María Cleofas. Este pequeño comportamiento posiblemente se produjo por la alta presencia de pequeños minerales de óxidos de Fe.

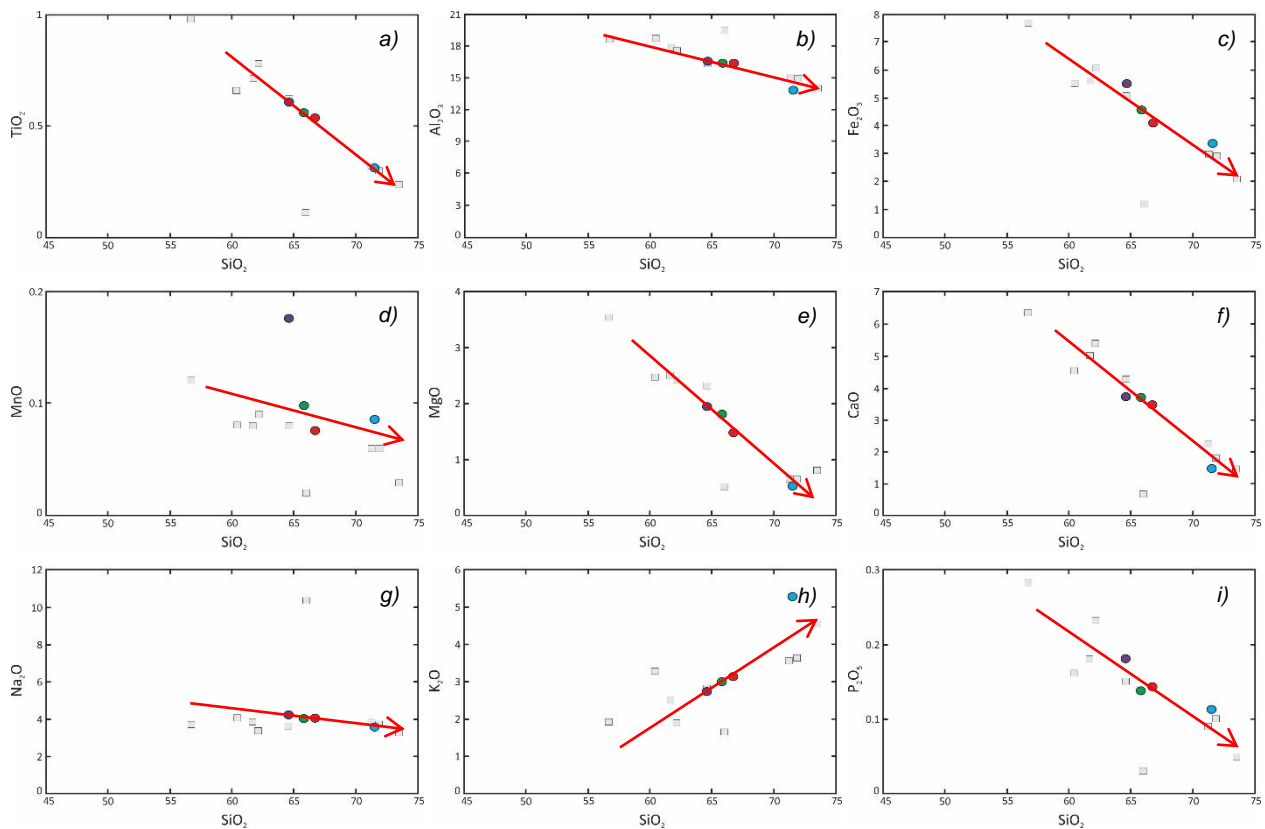


Figura 5.3 Diagramas de variación de tipo Harker en elementos mayores vs sílice para las rocas plutónicas de la isla María Cleofas. Se presentan también las muestras intrusivas de la isla María Madre (cuadros grises) (Pompa-Mera, 2014) para comparaciones. Todos los elementos mayores están reportados en por ciento en peso (%wt.) y la misma simbología fue empleada a la observada en la Figura 5.1.

5.2.2 – Rocas Extrusivas

El análisis de elementos mayores en rocas volcánicas se llevó a cabo en diez muestras seleccionadas que se dividieron en dos grupos: cristalinas y piroclásticas. El primer grupo está compuesto por cuatro muestras definidas como flujos de lava félsica (MC11-02; MC11-04b; MC14-18b y MC14-27) y dos rocas de composición máfica (MC11-17 y MC14-10). Mientras que el segundo grupo está conformado por tres muestras clasificadas como brechas volcánicas (MC11-18; MC14-12b y MC14-25a) y una definida como ignimbrita (MC14-08). A pesar que los diagramas aquí utilizados se emplean usualmente para las rocas volcánicas cristalinas, se decidió graficar también a las rocas piroclásticas para fines comparativos. Asimismo, se graficaron a las muestras volcánicas de la isla María Madre (Pompa-Mera, 2014) también para comparaciones y posibles relaciones.

Observando el diagrama de clasificación química tipo TAS para las rocas volcánicas (Le Bas et al., 1986) (Fig. 5.4) se aprecia que todas las muestras seleccionadas tienen una afinidad subalcalina y que la mayoría de las rocas analizadas, ya sean piroclásticas o cristalinas, muestran una composición félsica. En el grupo de las rocas cristalinas, las muestras MC11-02 y MC14-18b son las únicas que caen dentro del campo de las rocas riolíticas, mientras que la muestra MC11-04b se grafica como traquidacita y la muestra MC14-27 se proyecta en el campo de las dacitas. Por su parte, las dos muestras de composición máfica se clasifican como basalto (MC11-17) y basalto andesítico (MC14-10). En las rocas piroclásticas, todas tienen una composición riolítica y una concentración más baja de álcalis en comparación con las rocas cristalinas. Si comparamos los resultados de las muestras de la isla María Cleofas con aquellas de la isla María Madre se aprecia que varias muestras se empalman entre sí, con excepción de las muestras MC11-18, MC14-12b y MC14-27 que están más empobrecidas en álcalis (Na_2O y K_2O).

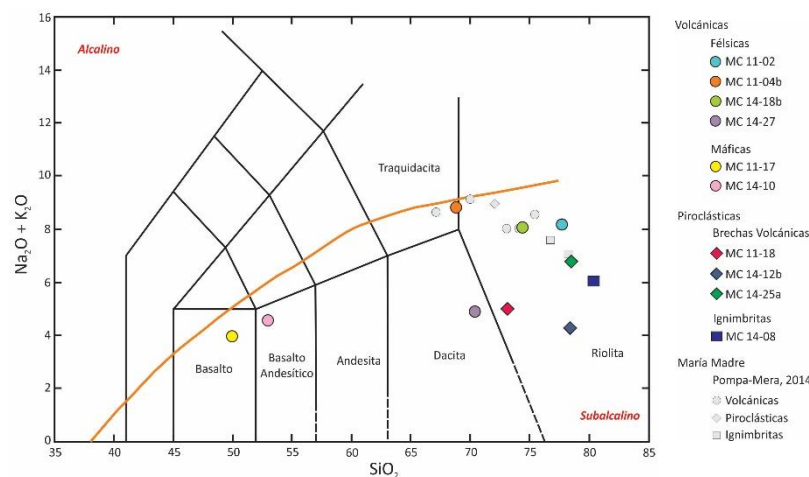


Figura 5.4 Diagramas de clasificación química tipo TAS para las rocas volcánicas de acuerdo a Le Bas et al. (1986). Se incluye la línea divisoria propuesta por Irvine y Baragar (1971).

Mediante el diagrama triangular tipo AFM para la clasificación de las rocas subalcalinas (Irvine y Baragar, 1971) (Fig. 5.5a) se observa que todas las muestras estudiadas caen dentro del campo de las series calcialcalinas. En el mismo diagrama, se aprecia también que las rocas de composición máfica son las únicas que están casi sobre el límite que divide a las series calcialcalinas de las toleíticas. Sus proyecciones dentro del diagrama se deben a su mineralogía predominante (ej. piroxenos) que las hacen ricas en Fe y Mg. Por su parte, la muestra MC14-12b se grafica en una posición intermedia entre las rocas máficas y félsicas, Con base en el diagrama de clasificación de Peccerillo y Taylor (1976), que divide a las rocas volcánicas de acuerdo a su contenido en potasio

(Fig. 5.5b), se observa que la mayoría de las muestras analizadas (tanto cristalinas como piroclásticas) se grafican dentro del campo de las series calcialcalinas de alto potasio. Solamente las muestras MC14-10 y MC14-12b se clasifican como rocas calcialcalinas de potasio medio.

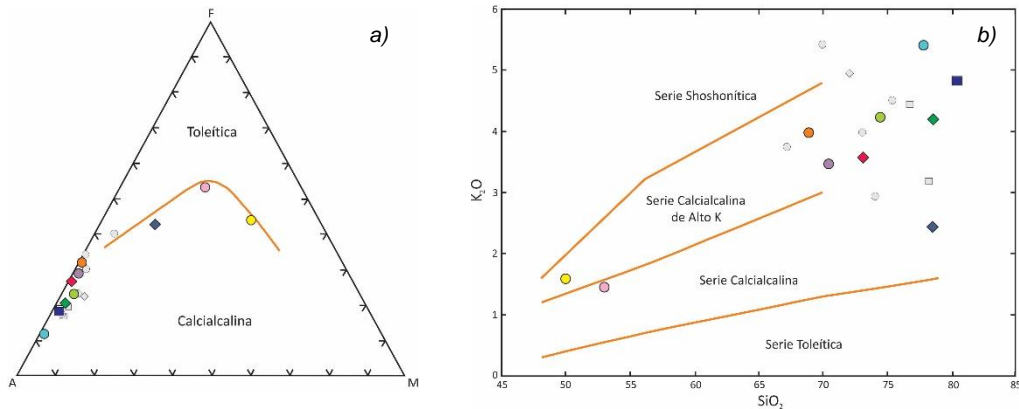


Figura 5.5 a) Diagrama triangular AFM de Irvine y Baragar (1971) que divide a las rocas subalcalinas en toleiticas y calcialcalinas; b) diagrama de discriminación K₂O vs SiO₂ con los límites divisorios propuestos por Peccerillo y Taylor (1976). Se utilizó la misma simbología presente en la Figura 5.4.

Empleando los diagramas de variación de tipo Harker (1909) para elementos mayores en este conjunto de muestras (Fig. 5.6), con el fin de observar patrones o tendencias que pudieran indicarnos que procesos petrogenéticos jugaron un papel predominante en la evolución geoquímica de las rocas, se observa que la mayoría de las muestras volcánicas analizadas presentan tendencias muy similares a aquellas observadas en las rocas volcánicas de la isla María Madre (Pompa-Mera, 2014), indicando que entre ambas pudo haber existido una estrecha correlación tanto en origen como en evolución. Asimismo, también se observan tendencias y concentraciones en los óxidos mayores (principalmente las muestras con contenido en sílice mayor a 65%) que resultan ser muy semejantes a las reportadas en las rocas plutónicas de la isla María Cleofas (Fig. 5.3), sugiriendo además que hubo una continuidad evolutiva de la fuente magmática que dio origen a ambas secuencias. Dado que las muestras de composición máfica muestran algunas veces patrones distintos a las correlaciones establecidas por las rocas de carácter más félsico, éstas se describirán de manera aparte y de forma independiente (línea azul). Examinando los diagramas de variación (Fig. 5.6) se aprecia que las rocas volcánicas muestran usualmente tendencias negativas conforme aumenta el contenido de sílice, como se observa en los diagramas de los óxidos de TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃,

MnO, CaO y P₂O₅. Solamente en el K₂O se observa una correlación positiva en este grupo de muestras (Fig. 5.6h), mientras que en el MgO la tendencia es casi recta y no presenta variaciones importantes en su contenido conforme incrementa el sílice (Fig. 5.6e). Por otra parte, es importante notar que en el Na₂O se muestran valores muy disperso que no definen una tendencia general significativa (Fig. 5.6g), además de ser el único óxido que se encuentra relativamente más enriquecido en este elemento en comparación a las muestras volcánicas analizadas de la isla María Madre (Pompa-Mera, 2014). Con respecto a las muestras de composición máfica se observa correlaciones negativas en algunos elementos mayores como el TiO₂, Fe₂O₃, MgO, CaO, K₂O y P₂O₅, que se producen por el fraccionamiento de minerales máficos, como por ejemplo el piroxeno para el caso del TiO₂, Fe₂O₃ y MgO, y de la plagioclasa cálcica y el feldespato alcalino para los óxidos de CaO y K₂O. Asimismo se observa tendencias positivas en Al₂O₃, MnO y Na₂O, que se deben a la influencia de plagioclasas, feldespatos alcalinos y anfíboles encontrados en estas muestras.

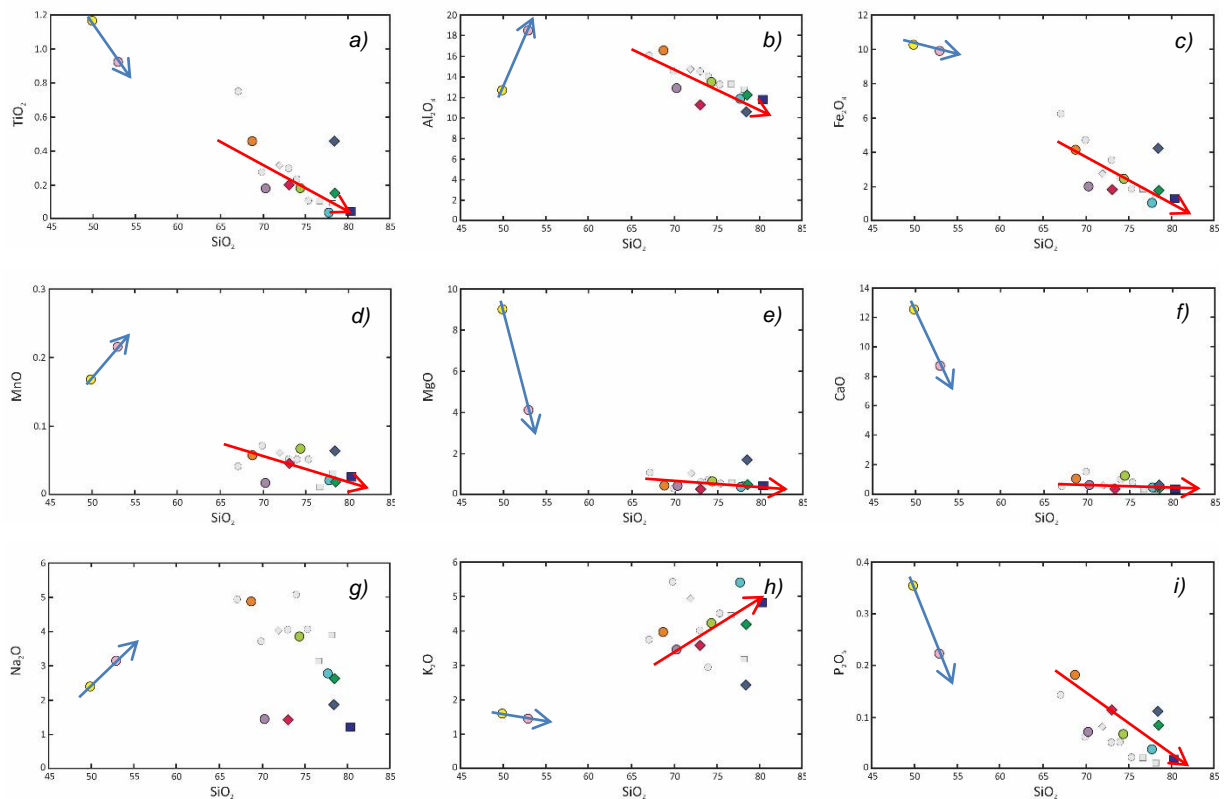


Figura 5.6 Diagramas de variación tipo Harker (1909) en elementos mayores para las rocas volcánicas. Todos los elementos mayores están expresados en porcentaje en peso (%wt). La simbología es la misma que fue empleada en la Figura 5.4.

5.3 - Elementos Traza

Para el análisis de elementos traza se construyeron diagramas de variación de tipo Harker siguiendo la misma simbología empleada en los diagramas de elementos mayores. Mientras que para los diagramas multielementales y de tierras raras se decidió agrupar varias muestras (granodioritas, riolitas y brechas volcánicas) con el fin de observar ciertos patrones en común en cada grupo, y se separó otras (granito de feldespatos alcalinos, basaltos e ignimbritas) con el propósito de remarcar las diferencias observadas. En este apartado se incluyen también los valores de elementos traza de las rocas ígneas de la isla María Madre (Pompa-Mera, 2014) para fines comparativos. Todos los datos crudos que fueron obtenidos mediante ICP-MS se presentan en la Tabla 3 del anexo.

5.3.1 - Rocas Intrusivas

En la Figura 5.7 se presenta los distintos diagramas de variación de tipo Harker para elementos traza de las 4 muestras intrusivas analizadas (MC11-10; MC11-11; MC11-13 y MC14-20). En ellos se procuró utilizar aquellos elementos que tuvieran distintas afinidades geoquímicas (LILE, HFSE, transicionales, etc.) con el propósito de diferenciar tendencias y/o comportamientos entre ellos. Al observar al primer grupo de elementos incompatibles o móviles (LILE), se aprecia correlaciones positivas para Ba y Rb (Fig. 5.7a y b), mientras que para el Sr su tendencia es negativa (Fig. 5.7c). En el caso del Ba, se presenta un incremento del contenido de este elemento para las tres muestras granodioríticas que posteriormente decrece con la unidad de composición más félsica (granito de feldespatos alcalinos). Este comportamiento se debe al fraccionamiento de minerales como plagioclasa, hornblenda y biotita para las rocas de composición intermedia, en tanto que para el granito es producto de la abundancia mayor del feldespatos alcalino. Por su parte en los diagramas de elementos moderadamente compatibles (HSFE), se observan que para el Nb (Fig. 5.7d) se presenta una correlación negativa en las tres rocas intermedias, mientras que la roca granítica muestra un comportamiento independiente definido por un incremento en la abundancia de dicho elemento. Para el Ta (Fig. 5.7e), las muestras exhiben valores dispersos que no definen una tendencia clara, pero que al agruparse con las muestras plutónicas de la isla María Madre (Pompa-Mera, 2014) se aprecian una correlación positiva. Por otro lado, el comportamiento de los elementos altamente compatibles o inmóviles en las rocas plutónicas de la isla (Zr y Hf) resulta ser bastante similar y se define por una disminución en la abundancias de estos elementos conforme aumenta el contenido de sílice (Fig. 5.7f y g). Asimismo, en los elementos denominados como de transición (Co y V) se aprecian correlaciones negativas para todas las muestras estudiadas (Fig. 5.7h y i), aunque éstas con pendientes más significativas.

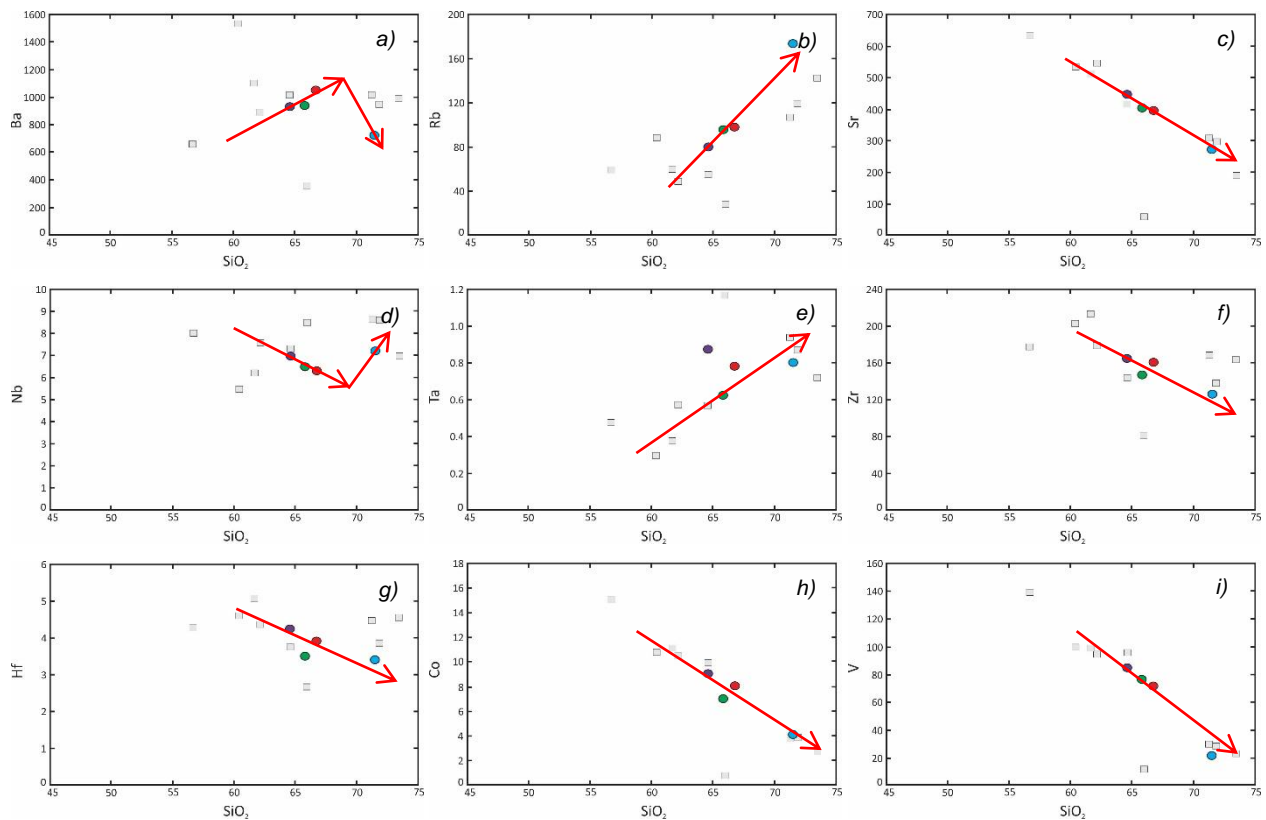


Figura 5.7 Diagramas Harker en elementos traza para las rocas plutónicas. Todos los elementos traza están representados en ppm. Se empleó la misma simbología utilizada en la Figura 5.1.

En los diagramas multielementales (Fig. 5.8a) normalizados a N-MORB (Sun y McDonough, 1989), se observa que, tanto las rocas granodioríticas (MC11-11, MC11-13 y MC14-20) como el granito de feldespato alcalino (MC11-10) muestran patrones de elementos traza típicos de magmas de arco continental, como son las altas concentraciones en elementos LILE (ej. Cs, Rb y Ba) además del Pb y Sr, así como anomalías negativas en HFSE (Nb y Ta). En el mismo diagrama, se observa que el granito de feldespato alcalino exhibe un patrón que, en ciertos elementos traza, es ligeramente distinto al resto de las rocas plutónicas. Por ejemplo se observa un enriquecimiento relativamente mayor en los elementos más incompatibles (Cs y Rb), además del U, Nd y Sm, mientras que en el Sr y Eu se aprecian anomalías negativas ligeras. Por su parte, si se observa el campo de las rocas plutónicas de la isla María Madre (en color gris) (Pompa-Mera, 2014), se aprecia que ambos datos se traslapan, señalando una relación química y probablemente evolutiva en común. Por otro lado, al observar los patrones de tierras raras normalizados a Condrita (McDonough y Sun, 1995) (Fig. 5.8b) se aprecia que las muestras plutónicas de la isla presentan un mayor enriquecimiento relativo en las tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE), lo cual es un patrón

también muy típico que se genera en los arcos volcánicos. Solamente la muestra MC11-10 se encuentra relativamente más enriquecida en LREE en comparación con las otras rocas, además de ser la única que presenta una gran anomalía negativa de europio que está ausente en el resto de las muestras analizadas.

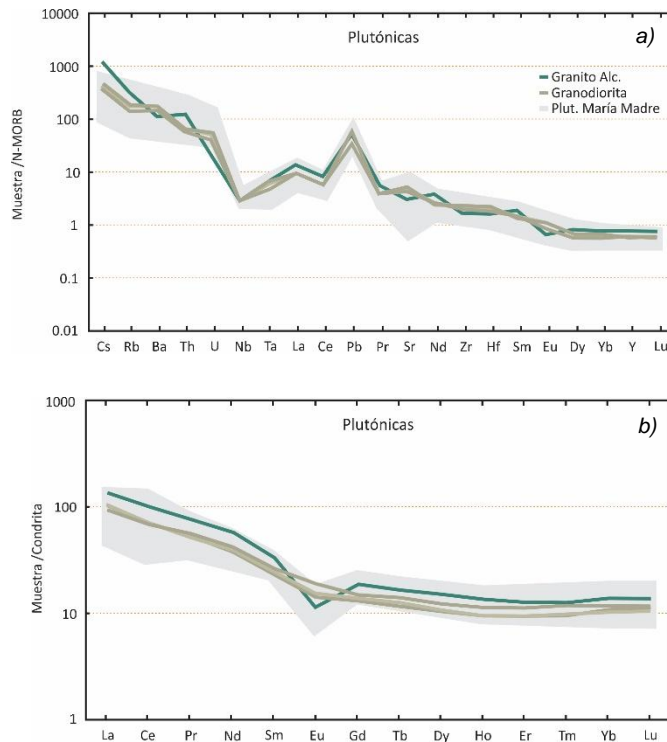


Figura 5.8 a) Diagrama multielemental normalizada a N-MORB (Sun y McDonough, 1989); b) diagrama de tierras raras normalizada a Condrita (McDonough y Sun, 1995).

Mediante los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos para rocas graníticas propuesto por Pearce et al. (1984), los cuales se emplean para la determinación del ambiente de formación tectónico de las muestras, se observa que todas las rocas plutónicas analizadas se proyectan dentro del campo de los granitoides de arco volcánico (VAG, por sus siglas en inglés) (Fig. 5.9a y b), indicando que, como se había comentado anteriormente, las muestras intrusivas de la isla tuvieron un origen relacionado a un ambiente de subducción. Esta idea de una fuente por arco volcánico se refuerza mediante los diagramas entre elementos móviles e inmóviles, como son Ba/Nb vs Nb y La/Yb vs Yb que se muestran en la Figura 5.9c y d, donde se observa que la mayoría de las rocas plutónicas de la isla María Cleofas, así como de la isla María Madre, presentan altas relaciones en Ba/Nb y La/Yb indicando un posible origen por subducción.

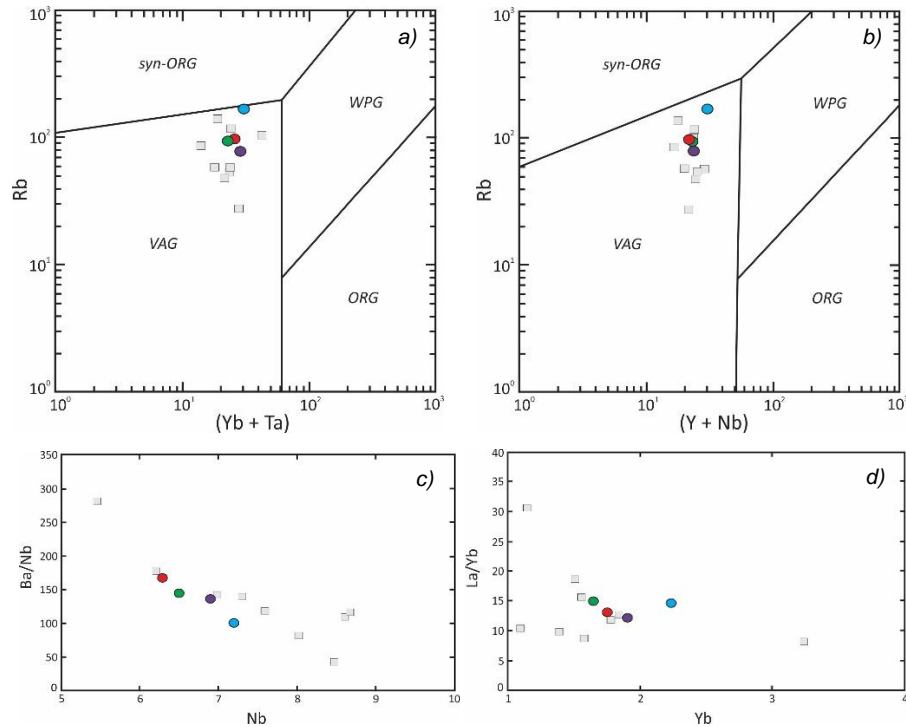


Figura 5.9 a) y b) Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos para rocas plutónicas propuestos por Pearce et al. (1984); c) y d) diagramas de relación entre elementos con diferentes afinidades (móviles/inmóviles). Se empleó la misma simbología utilizada en la Figura 5.1.

5.3.2 - Rocas Extrusivas

Los diagramas de variación de tipo Harker (1909) para elementos traza de las 10 muestras extrusivas analizadas de la isla se presentan en la Figura 5.10, junto con los valores reportados de la isla María Madre por Pompa-Mera (2014). De manera general se observa que, en los diagramas de elementos LILE, como son Ba y Rb (Fig. 5.10a y b), se presentan valores muy dispersos que no definen un patrón muy claro. Principalmente en la gráfica del Ba donde no se observa una correlación bien definida de las muestras estudiadas, mientras que en el Rb se alcanza a percibir una tendencia general positiva, en especial para las muestras con contenido en SiO_2 mayor al 65%. Las concentraciones obtenidas en ambos elementos se asemejan a las reportadas en las rocas plutónicas del presente estudio (ver Fig. 5.7), remarcando la intrínseca relación ya mencionada anteriormente. Por su parte, en el diagrama del Sr su correlación es negativa (Fig. 5.10c) y su comportamiento es semejante al de las rocas intrusivas pero en concentraciones más bajas (51-367 ppm). Por otro lado, en el Nb su tendencia es en general decreciente (Fig. 5.10d) y sus abundancias aunque de mayor variación (5-12 ppm) se mantienen dentro del rango de las muestras plutónicas (6-8 ppm), sin embargo se presentan relativamente más bajas en comparación con las rocas

volcánicas de la isla María Madre (Fig. 5.10d). Con respecto al Ta no se observa gran variación en su composición y sus valores se mantienen casi constantes (0.4-0.8 ppm), con excepción de la ignimbrita (MC14-08), y también muy cercanos a lo obtenido tanto en las muestras graníticas de la isla María Cleofas (0.6-0.8 ppm) como en las rocas volcánicas de la isla María Madre (Fig. 5.10e). En cuanto a los elementos compatibles (Zr y Hf) se aprecian los mismos patrones para ambos elementos (Fig. 5.10f y g) definidos por una relación decreciente de sus valores conforme aumenta el contenido de sílice en la mayoría de las muestras, los cuales también se observan en las unidades de la isla María Madre. De igual forma, ambos elementos muestran concentraciones que se ubican dentro del margen de las rocas plutónicas (126-164 ppm en Zr y 3.4-4.2 ppm en Hf). Por otra parte, en los diagramas de Co y V (Fig. 5.10h y i) se exhiben casi las mismas tendencias planas y concentraciones muy bajas para las muestras más silíceas (1-5 ppm en Co y 5-18 ppm en V), que contrasta con aquellos valores obtenidos en las rocas máficas (24-37 ppm en Co y 242-260 ppm en V), así como en las rocas plutónicas de la isla (4-9 ppm Co y 21-84 ppm en V).

En la Figura 5.11a y b se muestran los distintos diagramas multielementales, tanto para las rocas volcánicas cristalinas como para las volcánicas piroclásticas, con sus respectivos valores normalizados a N-MORB de acuerdo a lo propuesto por Sun y McDonough (1989). En el primer diagrama (Fig. 5.11a), se aprecia que las volcánicas cristalinas de composición félsica (azul) presentan enriquecimientos considerables en los elementos LILE (Cs, Rb, Ba, etc.) en comparación con los HFSE (Nb, Zr, etc.). Asimismo se observa una anomalía positiva prominente en Pb y una muy pequeña en Nd, mientras que en Nb, Sr y Eu sus anomalías son negativas. Este tipo de comportamiento en elementos traza es muy característico de los magmas asociados a zonas de subducción. Solamente la muestra MC11-04b muestra un comportamiento ligeramente distinto al resto de las rocas, como es anomalías negativas leves en Rb y Th, mientras que en Sr, Nd y Eu no muestran ninguna anomalía aparente. Por su parte, las muestras de carácter máfico presentan características sutilmente distintas a la de sus contrapartes más félsicas, como son enriquecimientos relativamente inferiores en elementos LILE, en comparación con las rocas volcánicas más ácidas, así como anomalías positivas en Ba y Sr, mientras que en Eu una anomalía de cualquier tipo está ausente. Únicamente la anomalía positiva en Pb se mantiene en ambas secuencias.

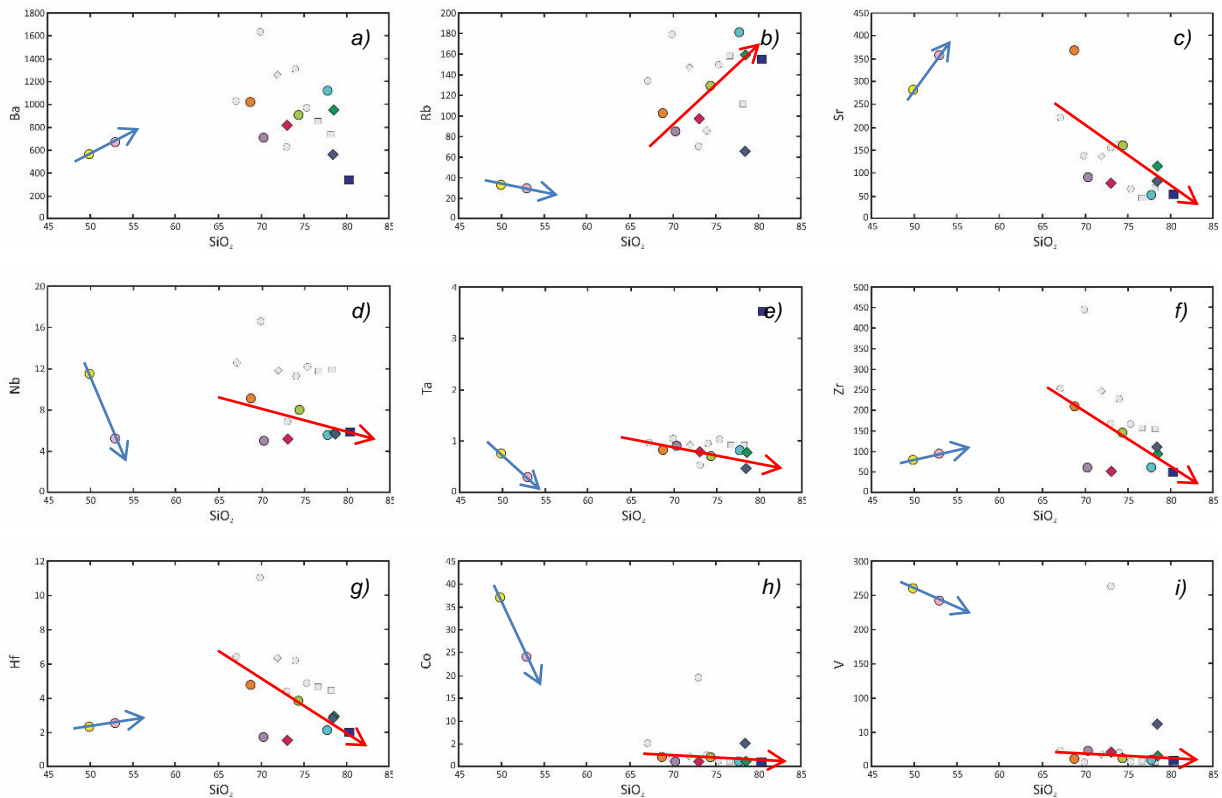


Figura 5.10 Diagramas tipo Harker (1909) en elementos traza empleado para las rocas volcánicas y piroclásticas de la isla. Todos los elementos traza están representados en ppm. Las flechas azules indican la tendencia de las muestras máficas, mientras que las flechas rojas describen la tendencia general de las rocas de composición félsica. Se utilizó la misma simbología empleada en la Figura 5.4.

Observando el diagrama multielemental para las volcánicas piroclásticas (Fig. 5.11b) se aprecia un patrón muy similar entre las rocas clasificadas como brechas volcánicas (amarillo), con aquellas rocas de composición félsica (azul) previamente analizadas (Fig. 5.11a), es decir, valores positivos en los elementos LILE en relación a los HFSE, además de anomalías negativas en Nb, Sr, Zr y Eu, y positiva en Pb, señalando una clara relación intrínseca entre ambas series. Por su parte, la ignimbrita (morado) presenta valores negativos en Ba, aunque también en Sr, Zr y Eu, y una anomalía positiva en Ta. Analizando los diagramas para tierras raras normalizadas a Condrita (McDonough y Sun, 1995), se observa que en ambos conjuntos de rocas volcánicas (cristalinas y piroclásticas), éstas muestran patrones de REE similares tanto en comportamiento como en concentración (Fig. 5.11c y d), y que éstos a su vez, se asemejan a aquellas tendencias comúnmente asociadas a arcos magmáticos continentales, como es el enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE), además de una anomalía negativa clara en Eu. Exclusivamente las muestras máficas (naranja) no muestran alguna anomalía negativa en Eu, y

presentan además un patrón de fraccionamiento más moderado entre las tierras raras ligeras con las pesadas.

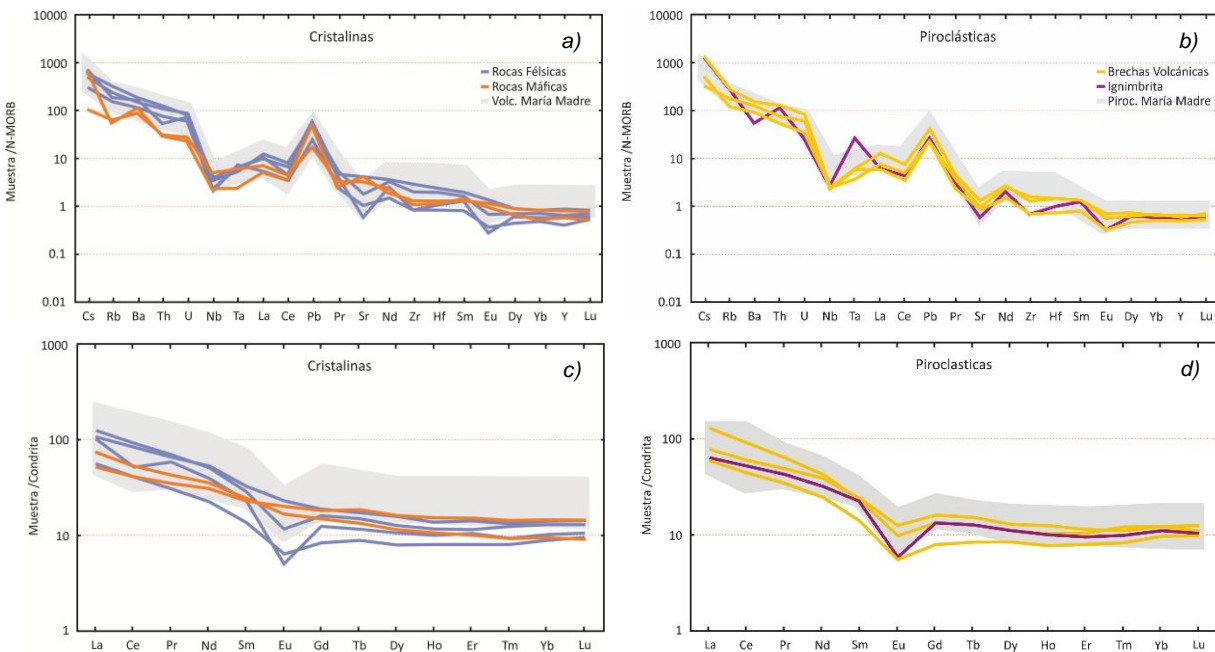


Figura 5.11 a) y b) Diagramas multielementales tipo araña para las rocas volcánicas cristalinas y piroclásticas, normalizadas a N-MORB (Sun y McDonough, 1989); c) y d) diagramas de Tierras Raras en rocas volcánicas cristalinas y piroclásticas de la isla, normalizadas a Condritas (McDonough y Sun, 1995).

5.4 – Isotopía de Sr y Nd

El análisis isotópico de Rb-Sr y Sm-Nd del presente estudio se llevó a cabo en un total de 15 muestras que corresponden a 10 rocas volcánicas, 4 rocas plutónicas y 1 roca de origen sedimentario. Únicamente las muestras volcánicas se subdividieron a su vez en rocas cristalinas (cuadrados) y rocas piroclásticas (rombos) para fines comparativos y descriptivos. Todos los valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ aquí presentados se calcularon empleando una edad inicial de 80 Ma, debido a que esa fue la edad promedio obtenida por datación en U-Pb en las rocas ígneas analizadas (ver Capítulo 5.5). Para el cálculo de las edades modelos (T_{DM}) se utilizó los valores del manto empobrecido reportados para México por Schaaf et al. (1994) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513089$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2128$). Mientras que para el cálculo del ϵNd_i se empleó el valor de la relación del neodimio del CHUR recalculado a 80 Ma ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{80} = 0.512535$) (DePaolo y

Wasserburg, 1976). Todos los datos crudos aquí utilizados para sus respectivos cálculos y que fueron obtenidos directamente del laboratorio (LUGIS) se muestran en la Tabla 4 del anexo.

Analizando la Tabla 3 y la Figura 5.12 se aprecia que las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ para las rocas intrusivas de la isla María Cleofas exhiben una variación isotópica muy leve que va de 0.70453 a 0.70481, mientras que para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ sus valores son más restringidos y oscilan entre los 0.512558 a 0.512567. Estos resultados sugieren que muy probablemente estas rocas se originaron a través de una fuente magmática con valores casi condriticos, la cual estuvo poco diferenciada y que además tuvo una cierta participación leve de la corteza continental en su evolución geoquímica. Esta hipótesis se refuerza al observar los valores del parámetro ϵNd_i los cuales se muestran relativamente bajos y ligeramente positivos para todas las muestras (de +0.46 a +0.62). La poca variación entre los datos y su cercanía entre ellos nos indican a su vez que su fuente debió ser muy similar o posiblemente la misma. Estos valores tan cercanos también se aprecian en sus edades modelos cuyos valores varían de entre 0.69 a 0.72 Ga.

En las rocas volcánicas cristalinas las relaciones isotópicas iniciales oscilan entre los 0.70432 a 0.70461 para el $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y 0.512544 a 0.512727 para el $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$. Estas variaciones son ligeramente mayores a las observadas en las rocas plutónicas. Las muestras que fueron clasificadas químicamente como rocas máficas (MC11-17, MC14-10, ver Capítulo 5.2.2) muestran una menor relación en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0.70423-0.70441) y mayor en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ (0.512696-0.512727), además de valores en ϵNd_i positivos (+3.14 a +3.75), sugiriendo un origen a través de una fuente mantélica más primitiva o menos evolucionada, así como una influencia mucho menor de la corteza continental en su génesis. Estos valores contrastan con aquellas muestras de carácter más félsico (MC11-02, MC11-04b, MC14-18b, ver Capítulo 5.2.2), las cuales presentan valores de 0.70434 a 0.70461 para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y de 0.512544 a 0.512630 para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, y valores en el parámetro ϵNd_i relativamente más bajos (+0.17 a +1.85). Estos valores incluso se asemejan con las muestras intrusivas, lo que permite inferir la presencia de una fuente magmática con características similares para ambas unidades. Las edades modelos de Nd (T_{DM}) calculadas para este conjunto de rocas varían entre 0.52 a 0.78 Ga, lo que las coloca dentro del rango de las rocas plutónicas.

De las rocas volcánicas piroclásticas se determinaron para asuntos de modelajes magmáticos también $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd . Los valores en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ son mucho más variables y enriquecidos en comparación con las demás y su rango va de 0.70544 a 0.70905, mientras que las relaciones iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ oscilan de 0.512434 a 0.512543. Estos valores indican un alto componente cortical en su química y su amplia variación isotópica en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ probablemente se deba a la

presencia de los líticos encontrados dentro de las muestras que habrán aportado ese “ Sr_i adicional” (ver Capítulo 3.3.1). Los valores en ϵNd_i también reflejan la influencia de una corteza continental, como lo indica su rango de variación que va de -1.97 a +0.15. Por su parte, las edades modelos para este conjunto de muestras resultan ser también más altas con relación a las demás y varían de 0.69 a 1.06 Ga.

Tabla 3. Valores isotópicos iniciales recalculados a 80 Ma para las distintas muestras analizadas de la isla María Cleofas.

Muestra	Roca	Edad (Ma)	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$	ϵNd_i	T_{DM} (Ga)
Rocas Plutónicas						
MC11-10	Granito Alc.	80	0.704813	0.512559	0.46	0.71
MC11-11	Granodiorita	80	0.704535	0.512567	0.62	0.70
MC11-13	Granodiorita	80	0.704518	0.512564	0.56	0.69
MC14-20	Granodiorita	80	0.704675	0.512558	0.46	0.72
Rocas Volcánicas Cristalinas						
MC11-02	Riolita	80	0.704594	0.512544	0.17	0.78
MC11-04b	Riolita	80	0.704338	0.512630	1.85	0.64
MC11-17	Basalto	80	0.704328	0.512727	3.75	0.52
MC14-10	Andesita	80	0.704312	0.512696	3.14	0.77
MC14-18b	Riolita	80	0.704613	0.512565	0.58	0.68
Rocas Volcánicas Piroclásticas						
MC11-18	Brecha Volc.	80	0.706608	0.512441	-1.83	0.89
MC14-08	Ignimbrita	80	0.705444	0.512473	-1.21	1.06
MC14-12b	Brecha Volc.	80	0.709046	0.512476	-1.15	0.92
MC14-25a	Brecha Volc.	80	0.705445	0.512543	0.15	0.69
MC14-27	Brecha Volc.	80	0.707155	0.512434	-1.97	0.93
Roca Sedimentaria						
MC11-20	Arenisca	80	0.707674	0.512644	2.12	0.63

Observando el diagrama isotópico de ϵNd_i vs $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ que se presenta en la Figura 5.12, se aprecia que la mayoría de las muestras estudiadas de la isla María Cleofas presentan muchas similitudes isotópicas con las provincias magmáticas que están adyacentes al Golfo de California, como es el Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf et al., 1995) y el Bloque de Los Cabos (Pérez-Venzor, 2013), marcando una intrínseca relación entre ellas. Esta semejanza es mucho más próxima con las

rocas que conforman al Batolito de Puerto Vallarta que con las de Los Cabos indicando una mayor afinidad de las unidades de la isla con aquellas del sector suroccidental de México. Asimismo, al graficar las unidades ígneas reportadas por Pompa-Mera (2014) para la isla María Madre se aprecia que ambas tienen la misma tendencia y concentración (sí se exceptúan algunas muestra piroclásticas que muestran altas relaciones de Sr_i), lo que permite suponer un origen y relación en común. Por otro lado, se decidió analizar y graficar una muestra de carácter sedimentario con el objetivo de observar alguna relación con las regiones geológicas cercanas aquí estudiadas, sin embargo, como se aprecia en la Figura 5.12 ésta no mostró ninguna afinidad aparente.

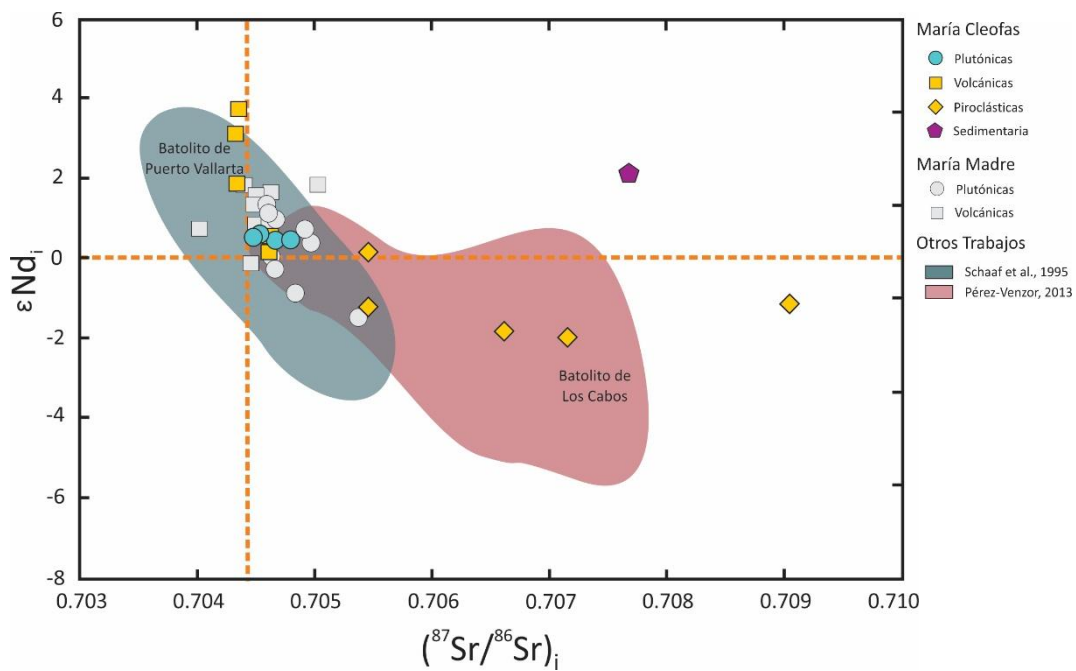


Figura 5.12 Diagrama isotópico de ϵNd_i vs Sr_i recalculado a 80 Ma para las muestras plutónicas, volcánicas y piroclásticas analizadas de la isla María Cleofas. Se incluyen los campos composicionales de muestras analizadas en el Batolito de Los Cabos (Pérez-Venzor, 2013) y el Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf et al., 1995), así como los datos obtenidos por Pompa-Mera (2014) para la isla María Madre.

5.5 – Geocronología por U-Pb

Con el fin de conocer la edad de los procesos magmáticos y geológicos que ocurrieron dentro de la isla María Cleofas y establecer un orden temporal de los eventos ocurridos para posteriormente relacionarlos en un contexto local y regional, se decidió realizar un análisis geocronológico por el método isotópico U-Pb en zircones individuales utilizando la técnica de la ablación láser en ICPMS. Este tipo de análisis se aplicó en 5 muestras geológicas principales: dos rocas plutónicas (MC11-10 y MC11-13), una muestra volcánica (MC11-02) y dos rocas sedimentarias (MC11-20 y MC11-21).

Para el análisis geocronológico de las muestras ígneas se utilizó el programa Isoplot 3.7 (Ludwig, 2008) y sus edades se obtuvieron mediante la elaboración de diagramas de Concordia y empleando el algoritmo *TuffZirc* de Ludwig y Mundil (2002). Para las rocas sedimentarias se analizaron los zircones detríticos con el fin de estimar las posibles fuentes de procedencia, utilizando los diagramas de probabilidad relativa y los diagramas de Concordia para estimar sus edades empleando el mismo programa. Adicionalmente todas las muestras estudiadas se plotearon en diagramas de Th/U vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para discriminar entre los zircones magmáticos y metamórficos heredados (Th/U > 0.1 = magmático; p. ej., Pidgeon et al., 2000; Harley et al., 2007). Todos los datos crudos obtenidos directamente del análisis por LA-ICPMS se muestran en la Tabla 5 del anexo.

5.5.1 – Rocas Plutónicas

De acuerdo a los resultados obtenidos del análisis en zircones, el granito de feldepató alcalino (MC11-10) presenta una edad de concordia de 84.35 ± 0.82 Ma (Fig. 5.13a), ubicándolo en el Cretácico Tardío (Santoniano). La edad calculada para esta unidad con el algoritmo *TuffZirc* es de 84.23 ± 1.66 Ma (Fig. 5.13c), y se obtuvo a partir del estudio de un conjunto de 20 cristales de zircones que presentan edades de entre 81 a 86 Ma (Tabla 5a anexo). Observando la Figura 5.13e, se aprecia que los valores de las relaciones Th/U varían de 0.3 a 1.1. Por su parte, para la granodiorita (MC11-13) se obtuvieron 25 edades que oscilan entre los 74 a 82 Ma (Tabla 5b anexo). La edad de concordia de esta unidad resulta ser de 80.0 ± 0.43 Ma (Fig. 5.13b), mientras que el valor obtenido por *TuffZirc* a partir del análisis de 22 cristales concordantes de zircones es de 79.19 ± 1.82 Ma (Fig. 5.13d). Estas edades corresponden también al Cretácico Tardío (Campaniano) y se interpretan como el tiempo de cristalización del magma. Esto último se deduce también a partir de que, como se observa en la Figura 5.13f, las relaciones Th/U presentan valores de entre 0.4 a 1.1.

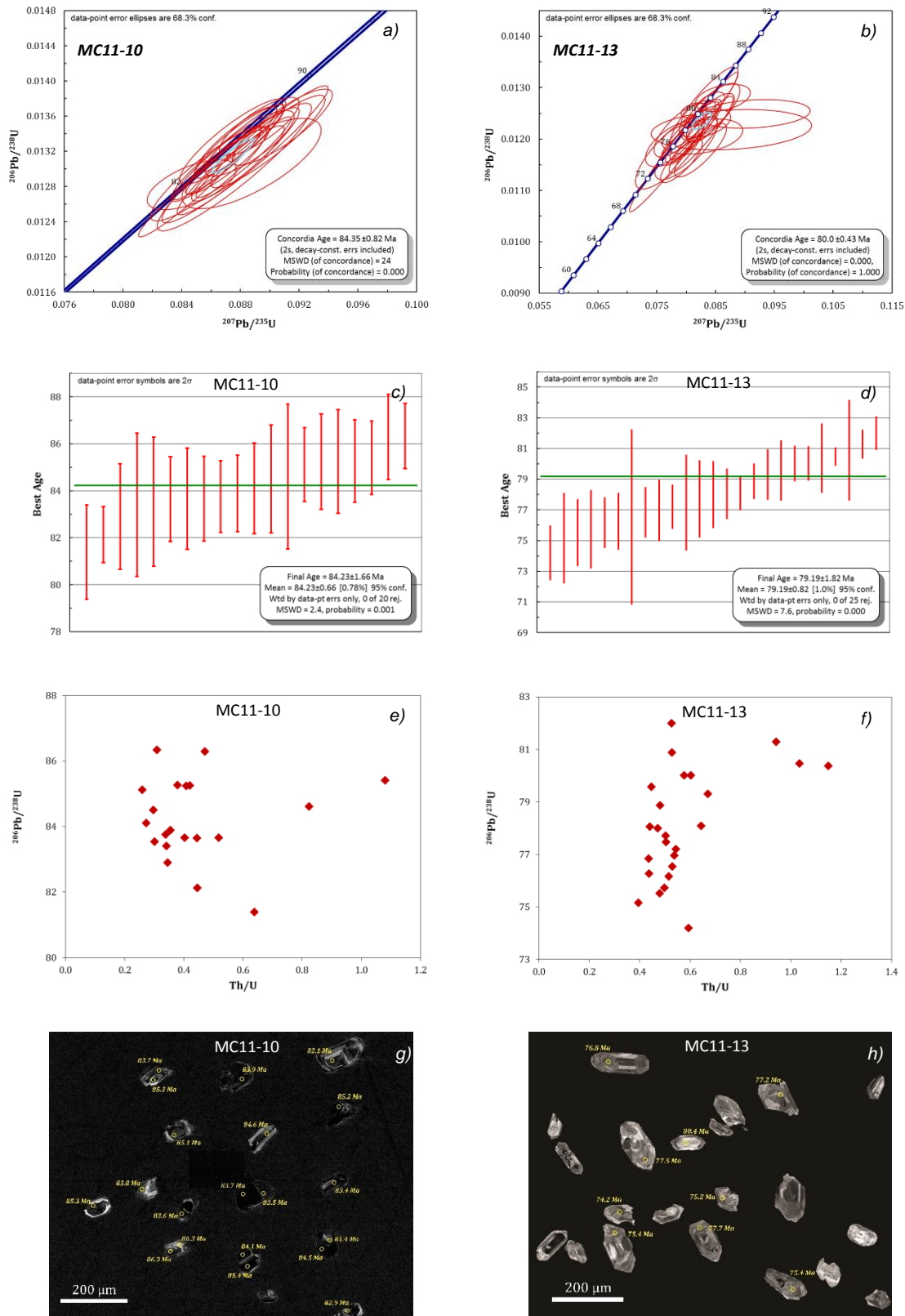


Figura 5.13 a) y b) Diagramas de concordia de las muestras MC11-10 y MC11-13, respectivamente; c) y d) diagramas tipo *TuffZirc* de las rocas graníticas y granodioríticas, respectivamente; e) y f) gráficas de las relaciones Th/U vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para ambas unidades; g) y h) imágenes de catodoluminiscencia de los zircones analizados para las dos rocas plutónicas estudiadas.

A pesar que los fechamientos obtenidos para la unidad granodiorítica resultaron ser ligeramente más jóvenes que la del granito de feldespató alcalino. En ambas unidades de la isla María Cleofas se mostraron edades que se encuentran dentro del rango geocronológico para las rocas intrusivas del Archipiélago Islas Marías, tal y como se aprecia con las dataciones obtenidas por Pompa-Mera (2014) para la isla María Madre (de 77 a 84 Ma), y por Peralta y García (2013) para la isla San Juanito (79 a 80 Ma). Asimismo, estas rocas plutónicas también se encuentran dentro del margen temporal de varias unidades intrusivas del occidente de México (p. ej. Batolito de Puerto Vallarta; Schaaf et al., 1995; Sinaloa; Henry et al., 2003; Bloque de Los Cabos, Baja California Sur; Pérez-Venzor, 2013).

5.5.2 - Rocas Volcánicas

Para el presente estudio se dató solamente una muestra volcánica (MC11-02) que corresponde a una roca riolítica que se encuentra aflorando debajo de una capa de material piroclástico en la zona centro-este de la isla (ver Capítulo 2.2.2.2). Esta roca volcánica presentaba características óptimas para su datación, por lo que se prosiguió a su análisis. Desafortunadamente las rocas piroclásticas, a pesar de ser las unidades mayoritarias de la isla, no presentaban las condiciones apropiadas para un estudio geocronológico por lo que se decidió no fecharlas. Del análisis de la roca volcánica riolítica se obtuvieron 30 edades concordantes que van de 75 a 84 Ma (ver Tabla 5c anexo). Observando el diagrama 5.14a, se aprecia que la edad de concordia para esta unidad es de 78.88 ± 0.35 Ma, mientras que la edad determinada mediante el algoritmo *TuffZirc* a través del estudio de un grupo de 22 cristales de zircones es de 78.89 ± 1.49 Ma (Fig. 5.14b). Ambas edades corresponden al Cretácico Tardío (Campaniano) y se les consideran como la edad de la extrusión y de la cristalización de la lava, tal y como se reflejan en los valores de las relaciones Th/U obtenidos en esta roca que oscilan entre 0.3 a 0.9 (Fig. 5.14c).

La edad obtenida en esta muestra extrusiva resulta ser muy similar a las de las rocas plutónicas aquí reportadas, por lo que se infiere una contemporaneidad en el emplazamiento y evolución de ambas unidades dentro de la isla María Cleofas. Asimismo, este fechamiento coincide con las edades reportadas en las rocas volcánicas de la isla María Madre (79-82 Ma) por Pompa-Mera (2014), remarcando un origen y relación en común para ambas secuencias. Por su parte, esta información geocronológica descarta la edad propuesta por Foote (1962) y Chiñas (1963), quienes habían asignado, con base en relaciones de campo y cortes de la roca, una edad miocénica a toda la actividad volcánica presente en la isla.

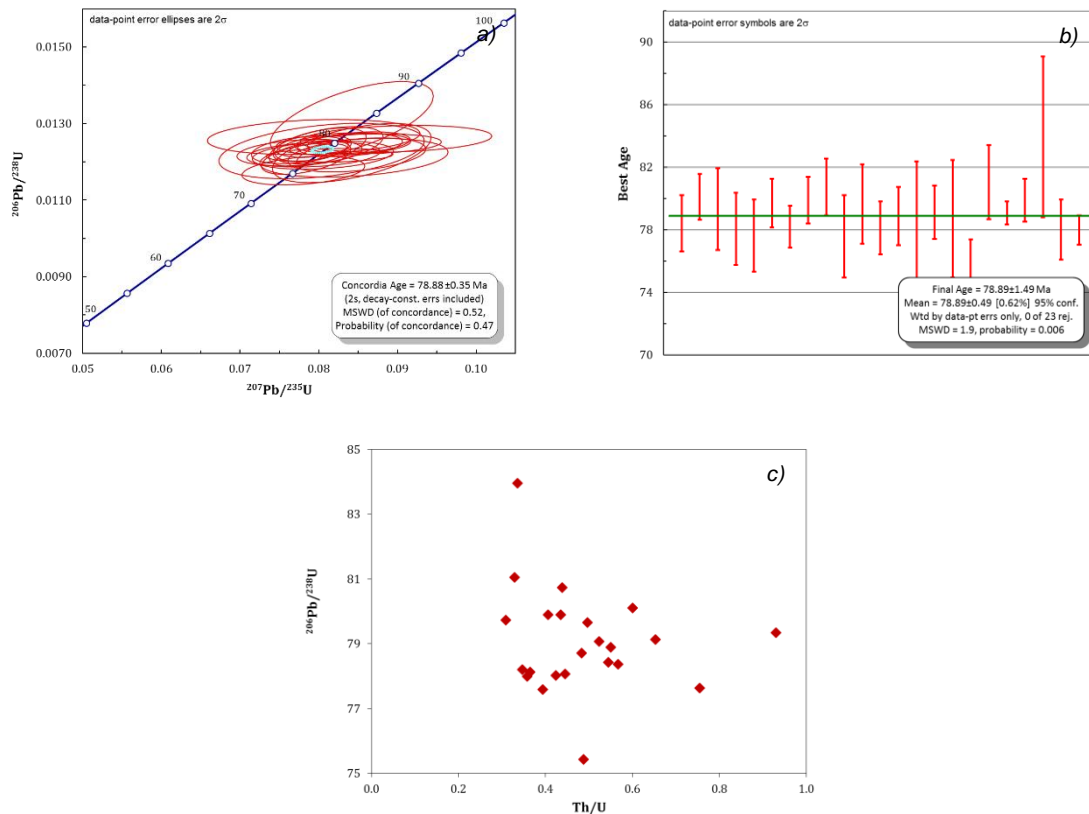


Figura 5.14 a) Diagrama de concordia para la muestra riolítica MC11-02; b) diagrama *TuffZirc* de 22 cristales concordantes; c) gráfica de las relaciones Th/U vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para esta roca.

5.5.3 – Rocas Sedimentarias

Para el análisis geocronológico en zirrones detríticos de las rocas sedimentarias de la isla María Cleofas, se recolectaron dos unidades de areniscas de grano medio a fino (MC11-20 y MC11-21) que se encuentran en un perfil cerca de la playa en el sector noreste de la isla. De la primera secuencia sedimentaria (MC11-20), se obtuvo un análisis puntual de 84 cristales de zirrones detríticos, los cuales muestran un rango de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de entre 2.9 a 126 Ma (ver Tabla 5d anexo). Estas edades se graficaron en un diagrama de Concordia, como el que se muestra en la Figura 5.15a, donde se aprecia los distintos grupos de edades obtenidos por cada cristal de zircón. Analizando el diagrama de probabilidad relativa para esta unidad (Fig. 5.15b), se observa que éstas presentan varios picos prominentes, de los cuales los más sobresalientes son aquellos que cubre un rango de edades de 18 a 31 Ma (Oligoceno-Mioceno), siendo el principal aporte aquel que se encuentra en 20 Ma. Asimismo, se observa otro pico menor secundario que está definido por un grupo de edades que van de 79 a 84 Ma (Cretácico Tardío). Estas últimas edades coinciden con aquellas que fueron

obtenidas en las rocas plutónicas y volcánicas de la isla María Cleofas, por lo que se intuye que éstas fueron sus fuentes. Por su parte, el componente más antiguo obtenido fue un cristal de zircón que presenta una edad de 126 Ma (Cretácico Temprano). Las relaciones Th/U de esta roca sedimentaria muestran valores variables que van de 0.3 a 1.6 (Fig. 5.15c).

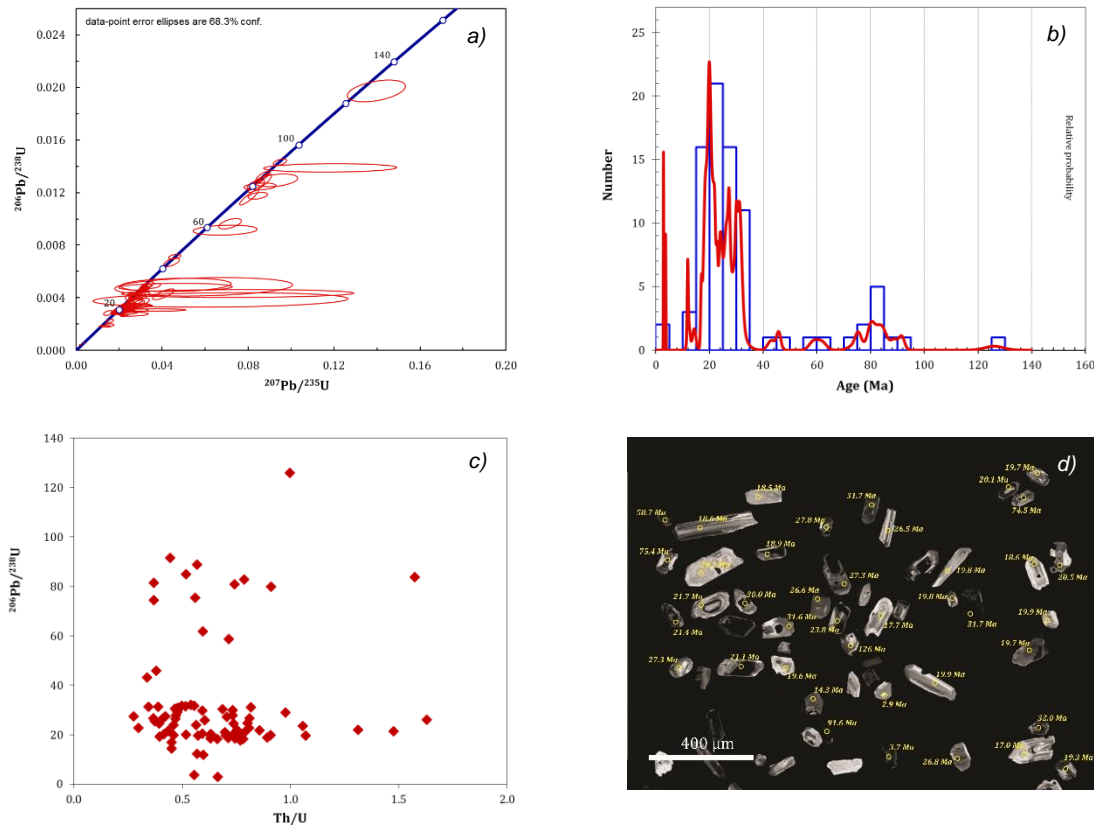


Figura 5.15 a) Diagrama Concordia de la unidad sedimentaria MC11-20; b) diagrama de probabilidad relativa de las edades de los zircons detríticos obtenidos de la roca sedimentaria; c) gráfica de relaciones Th/U vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para la secuencia sedimentaria; d) fotografía de catodoluminiscencia de los zircons detríticos analizados.

Del análisis puntual en zircons detríticos para la muestra sedimentaria MC11-21, se obtuvieron un total de 93 edades de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (ver Tabla 5e del anexo), las cuales se graficaron en el diagrama Concordia que se presenta en la Figura 5.16a. De este conjunto de edades obtenidas, se observa que 71 de ellas muestran un rango de edades de 18 a 32 Ma (Tabla 5e anexo). Este periodo de tiempo es muy similar al estimado en la secuencia sedimentaria anterior, lo que indica que hubo una fuente mayoritaria de edad oligocénica-miocénica para ambas unidades. Asimismo, se observa un grupo menor de cristales de zircón que presentan edades de 77 a 82 Ma (Cretácico Tardío), similares a las

reportadas en las rocas ígneas del presente trabajo. Solamente un cristal de zircón arroja una edad sumamente antigua de 532 Ma (Cámbrico). Observando el diagrama de probabilidad relativa mostrado en la Figura 5.16b, se aprecia la existencia de un pico sobresaliente en 20 Ma y dos relativamente menores en 25 y 30 Ma, respectivamente. De igual forma se distingue un pico secundario en 80 Ma, señalando la influencia de las rocas ígneas de la isla en el aporte de material detrítico a la unidad sedimentaria. Por su parte, las relaciones Th/U de todos los componentes analizados son de 0.2 a 1.3 (Fig. 5.16c).

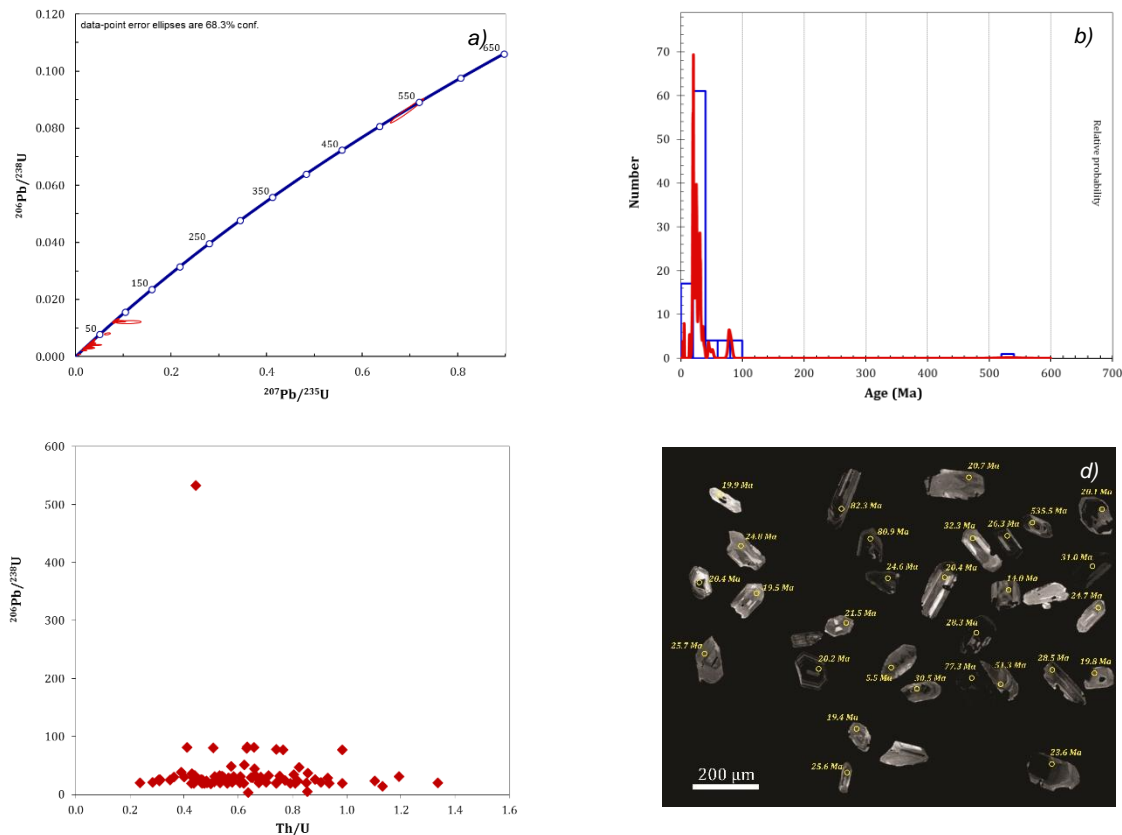


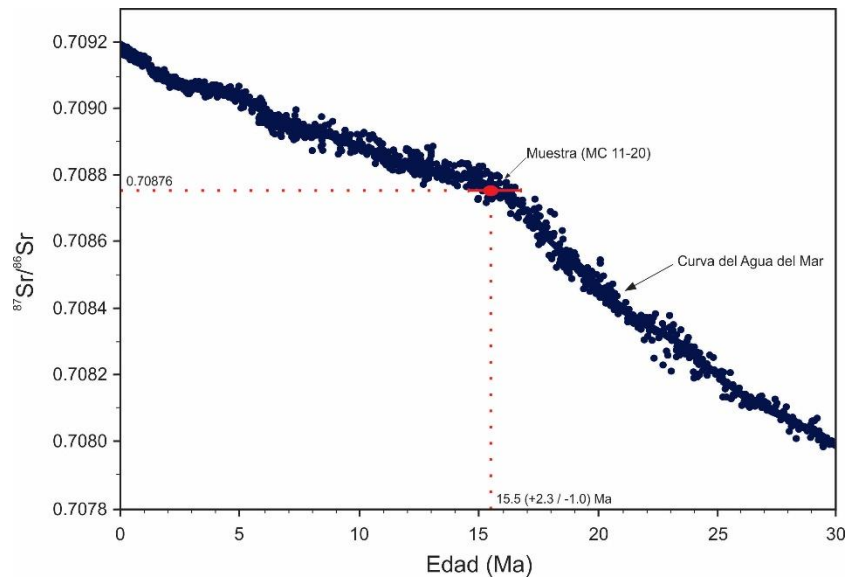
Figura 5.16 a) Diagrama Concordia para la muestra MC11-21; b) diagrama de probabilidad relativa de las edades de los zircones detríticos; c) gráfica de relaciones Th/U vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; d) imágenes de catodoluminiscencia de los zircones detríticos estudiados.

5.6 – Geocronología por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

La factibilidad para datar sedimentos marinos usando relaciones isotópicas de Sr recae en el hecho de que los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ disueltos en los océanos del mundo han estado variando a través del tiempo. Estas variaciones han sido medidas con precisión por varios autores (p. ej.

McArthur et al., 1993; McArthur, 1994; Veizer et al., 1997; 1999; Montañez et al., 2000) y después graficadas usando una escala de tiempo absoluto (Cleveland, 1979; Chambers et al., 1983; Thisted, 1988; Cleveland et al., 1992; McArthur et al., 1993; Howarth y McArthur, 1997; McArthur y Howarth, 1998). Estos datos graficados forman lo que se conoce posteriormente como una curva de calibración, la cual al ser interceptada por un valor de la medición de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenido del análisis de un mineral o microfósil marino dado (ej. Foraminíferos), se obtiene la edad numérica de la roca sedimentaria.

A la muestra MC11-20 se le realizó dicho estudio geocronológico por el método isotópico del Sr marino en foraminíferos, con el propósito de estimar una edad de esta secuencia arenosa y relacionarla con su entorno geológico regional. Este análisis se llevó a cabo en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM siguiendo los procedimientos ya descritos anteriormente (ver Capítulo 4.10 y 4.11). Para asignarle una edad numérica al valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenido del análisis se utilizó la curva de calibración propuesta por McArthur et al. (2001; Programa LOWESS versión 3), y los resultados se muestran en la Figura 5.17.



Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	1 SE(M)	n	Tipo	Edad (Ma)	Error (Ma)
Std EuA	0.708016	37	5	58	Standard	---	---
MC11-20	0.708765	40	5	58	Foraminíferos	15.51	+2.31/-1.01

Figura 5.17 Diagrama de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el agua del mar vs el tiempo para el periodo 0-30 Ma de acuerdo con McArthur et al. (2001). En la tabla inferior se muestra el resultado obtenido de dicho análisis geocronológico para la muestra MC11-20.

Al observar el diagrama, se aprecia que la edad obtenida para esta secuencia sedimentaria es de 15.5 Ma (Mioceno medio), con un rango de error que oscila de +2.3 a -1.0 Ma. Dicha edad resulta ser más antigua de la que había sido previamente establecida mediante el estudio y correlación de los microfósiles marinos de la isla, el cual fue del Plioceno a Pleistoceno (Jordan y Hertlein, 1926; Hertlein y Emerson, 1959; Foose, 1962). Posiblemente la edad mayor obtenida en esta muestra se puede deber a que, en los microorganismos fósiles analizados, todavía presentaban ciertos rastros de recristalización, tal y como se aprecia en las imágenes (Fig. 5.18), aunque ésto es muy difícil de asegurar. Por otro lado, hay que recordar que la gran mayoría de los foraminíferos seleccionados fueron desechados antes del análisis por mostrar todavía signos de alteración (ver Capítulo 4.10), además de que varias muestras sedimentarias de la isla fueron descartadas para su estudio geocronológico al no presentar las condiciones idóneas para su análisis. Como solo se dató una muestra (MC11-20) y dado que es muy difícil estimar los efectos de la recristalización en el resultado geocronológico, se recomienda un mayor número de análisis, tanto en U-Pb (en zircons individuales) como en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (en foraminíferos), para poder constreñir una edad “verdadera” o más cercana para la formación de las areniscas en la isla María Cleofas.

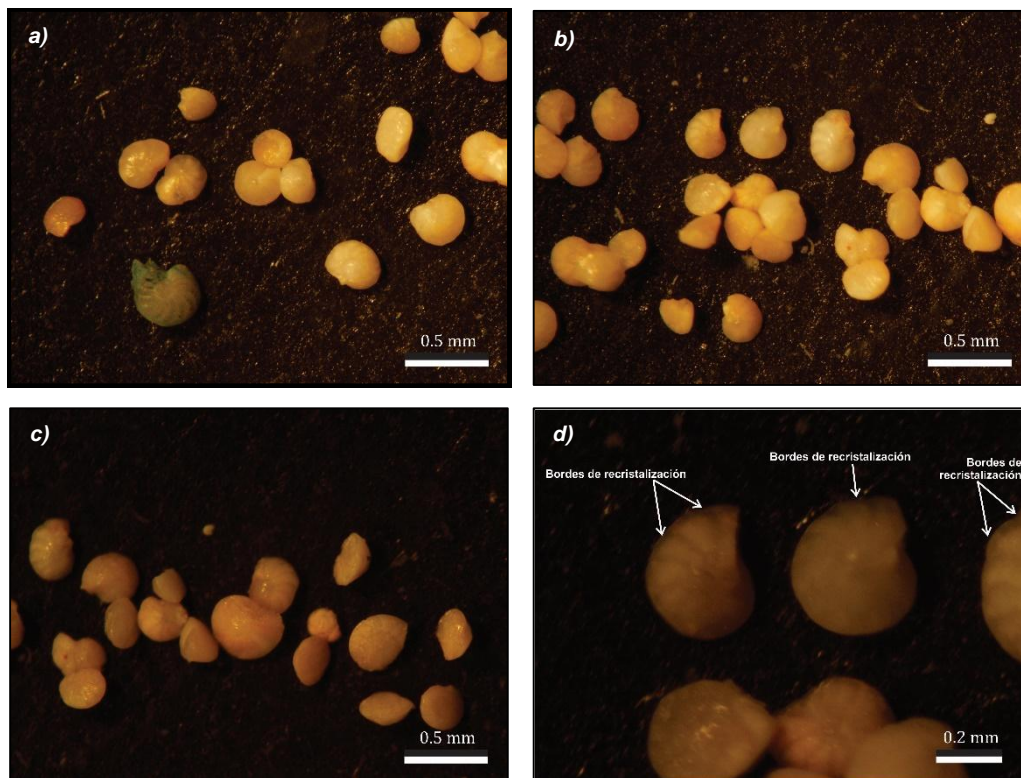


Figura 5.18 a) b) y c) Microfotografías de los foraminíferos separados y recolectados de la muestra sedimentaria MC11-20 para su análisis geocronológico por el método isotópico del Sr marino; d) acercamiento de foraminíferos en los cuales se aprecian ligeros bordes de recristalización.

6

DISCUSIÓN

6.1 - Estratigrafía de la Isla María Cleofas

Para ser un área relativamente pequeña de apenas 27.3 km², la isla María Cleofas presenta una amplia variedad litológica que guarda un registro en común con los distintos eventos geológicos y magmáticos que han marcado a la margen occidental del continente mexicano desde los tiempos del Cretácico Tardío al Reciente. En efecto, con base en el marco geológico observado dentro de la isla, aunado con los datos geoquímicos y geocronológicos obtenidos posteriormente, se ha permitido establecer una estrecha relación y posible correlación de estas rocas con las distintas provincias geológicas que rodean al área de estudio y al archipiélago. Principalmente con rocas expuestas en el Complejo Plutónico de La Paz (p. ej. Ortega-Gutiérrez et al., 1992; Pérez-Venzor, 2013), en el Complejo Volcánico Inferior de la SMOcc. (p. ej. McDowell y Keizer, 1977; Henry et al., 2003), en el Batolito de Puerto Vallarta (p. ej. Schaaf et al., 1995; Valencia et al., 2013) y en las cuencas de Nayarit (p. ej. Curray y Moore, 1963) y San José del Cabo (p. ej. Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997).

Por otro lado, a través de los trabajos de exploración, observaciones de campo, en conjunto con los resultados y análisis de los estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos realizados en varias de las unidades litológicas presentes en la isla, se estableció una columna estratigráfica que se muestra en la Figura 6.1, y que se describe a continuación:

- El basamento de la isla María Cleofas está integrado por rocas intrusivas de composición félsica emplazadas durante el Cretácico Tardío (Santoniano-Campaniano). Dicho basamento cristalino está definido por los cuerpos granodioríticos que afloran en los sectores norte y noroeste de la isla, y en menor medida por un intrusivo hipabisal compuesto de granito de feldespatos alcalinos que se encuentra expuesto en una pequeña localidad de la zona noreste del área de estudio. La

relación de contacto entre ambas unidades no se pudo observar debido a la cobertura vegetal y sedimentaria que la ocultaba, sin embargo, con base en las edades U-Pb obtenidas se establece que el plutón granítico de feldespatos alcalinos es relativamente más antiguo (84 Ma), y que éste fue posteriormente afectado por el cuerpo de composición granodiorítica (79 Ma), el cual a su vez conforma la mayor parte de las rocas basales de la isla. Es importante mencionar que un basamento de rocas metamórficas jurásicas como las presentes en las islas San Juanito y María Madre no fue encontrado, sin embargo, no se descarta su presencia.

- Sobreyaciendo discordantemente a estas unidades plutónicas se encuentran aflorando grandes volúmenes de rocas volcánicas efusivas y piroclásticas de composición riolítica. Las unidades efusivas afloran generalmente en las partes más bajas de las laderas y los cerros que componen y dan forma a la isla, por lo que se interpreta que conforman la base del volcanismo silíceo de la región insular de estudio. Usualmente se encuentran fracturadas y alteradas por los procesos de intemperismo ambiental, además de estar cubiertas en la mayoría de los casos por material sedimentario no consolidado lo que complicó establecer su extensión y volumen. Las unidades piroclásticas representan los cuerpos litológicos más abundantes de la isla. Generalmente se encuentran descansando sobre los cuerpos riolíticos y componen las partes más altas y medias de la zona de estudio. Estas unidades se generaron por las erupciones explosivas de los dos conos volcánicos presentes en la isla, los cuales a su vez se les consideran los responsables del origen y la morfología de la isla María Cleofas. La edad obtenida en una muestra riolítica sugiere una contemporaneidad de este volcanismo félsico con el magmatismo intrusivo de la isla y con la actividad ígnea que dio origen al Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental.
- Las rocas máficas de la isla María Cleofas han sido las unidades más difíciles de establecer estratigráficamente dado que solo se encuentran aflorando en las regiones sur y suroeste de la isla donde estas unidades cortan a las rocas piroclásticas y secuencias sedimentarias por lo que se establece que corresponden al último evento magmático de la región. Estas unidades máficas se podrían correlacionar con las reportadas en la zona suroeste de la isla María Madre, con rocas basálticas encontradas al noroeste de la isla María Magdalena así como con aquellos diques expuestos en la parte suroeste (Nayarit) de la Sierra Madre Occidental (Henry y Aranda-Gómez, 2000; Ferrari et al., 2002; 2013).
- Hacia la cima de la columna estratigráfica se encuentran las secuencias sedimentarias de origen marino. Estas unidades cubren gran parte de la porción oriental de la isla y se componen de areniscas de grano medio a grueso, con abundantes litoclastos de origen volcánico y plutónico,

así como con una alta concentración de microfauna marina fósil. De acuerdo con los estudios micropaleontológicos llevados a cabo por Hertlein y Emerson (1959) y Foose (1962), estos microorganismos presentes en las unidades representan un origen y depositación en un ambiente marino somero, con un rango de edad que va del Plioceno al Reciente, el cual difiere a lo obtenido mediante el análisis del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en un horizonte que fue de Mioceno medio. Las edades de procedencia en zircones detríticos realizadas en dichos estratos sedimentarios indican una fuente mayoritaria de edad oligocénica-miocénica, y en menor proporción por una de edad cretácica tardía.

- Lo más reciente corresponde a los sedimentos no consolidados como son los depósitos de aluvial y litoral presentes en varias partes de la isla. Estos sedimentos posiblemente se formaron cuando la isla María Cleofas emergió por encima del nivel del mar.

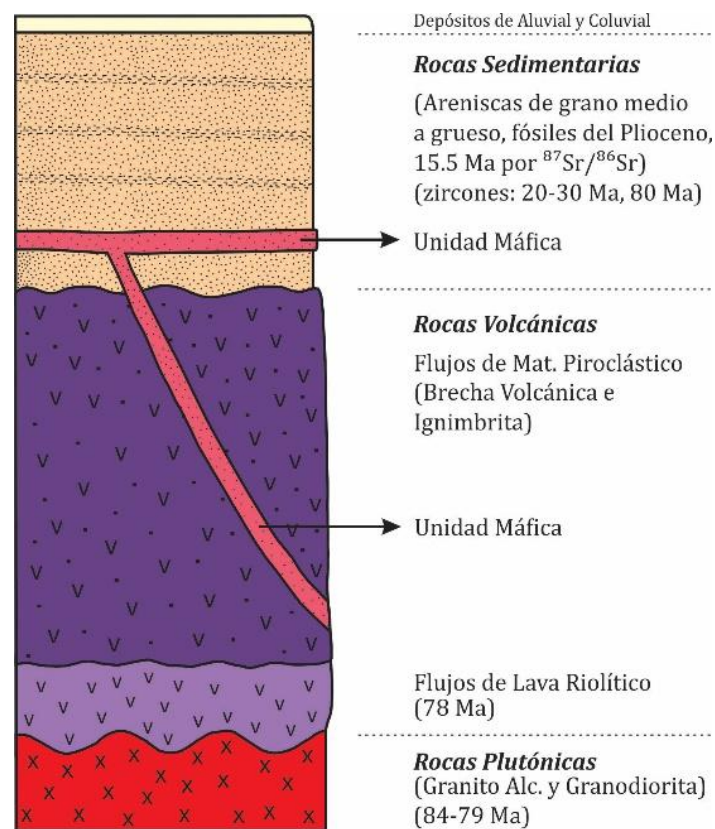


Figura 6.1 Columna estratigráfica propuesta para la isla María Cleofas, la cual se construyó a través de los trabajos de exploración y observaciones de campo llevadas a cabo en el área de estudio.

6.2 - Origen y Relación de las Rocas Ígneas de la Isla

Como se ha comentado anteriormente, el evento principal que marcó y dio origen a la isla María Cleofas corresponde al emplazamiento de las unidades plutónicas y volcánicas ocurridas a finales del Cretácico Tardío y que llegaron a cubrir gran parte de la zona de estudio. Estas unidades ígneas muestran características tanto petrográficas como geoquímicas que denotan un avanzado estado evolutivo de los magmas, caracterizados por el alto contenido en sílice ($\text{SiO}_2 > 65\%$, si se exceptúan a las dos unidades máficas analizadas), y a la abundante cristalización de minerales de cuarzo y feldespato. Se considera que dicho estado evolutivo se produjo a través de un proceso predominante de cristalización fraccionada (y en menor grado por un proceso de asimilación cortical) dentro de una fuente magmática común. Dichos procesos de diferenciación se ven reflejados en los diagramas de tipo Harker tanto de elementos mayores (ver Fig. 5.3 y 5.6), como en aquellos de elementos traza (ver Fig. 5.7 y 5.10), donde sus comportamientos lineales muestran correlaciones negativas con respecto al sílice para la mayoría de los óxidos que, aunado a los resultados observados en el análisis isotópico de las rocas estudiadas (ver Fig. 5.12), son consistentes con un proceso magmático del tipo AFC (*Assimilation and Fractional Crystallization*, DePaolo, 1981).

Analizando a las rocas plutónicas de la isla, se aprecia que estos cuerpos intrusivos muestran una composición química que va de intermedia (granodioritas) a félsica (granito de feldespato alcalino), con un carácter metaluminoso del tipo I (ver Fig. 5.2a y b), además de una afinidad calcialcalina (ver Fig. 5.1), que en conjunto con la distribución de elementos traza y patrones de tierras raras observadas (ver Fig. 5.8), se interpreta que están relacionados con un ambiente de arco magmático asociado a zonas de subducción (Brown et al., 1984; Barbarin, 1999; Chappell, 1999; Frost et al., 2001). Esto último se refuerza mediante la aplicación de los diagramas de discriminación tectono-magmático propuestos por Pearce et al. (1984), donde se observa que la mayoría de las muestras plutónicas muestran una afinidad con el campo de formación de los Granitos de Arco Volcánico (ver Fig. 5.9a y b), reforzando su origen. Por su parte, las rocas extrusivas de la isla también presentan miembros muy evolucionados caracterizados por las rocas volcánicas efusivas y piroclásticas de composición riolítica (ver Fig. 5.4). Estos miembros extrusivos muestran características geoquímicas muy similares a lo observado en las rocas intrusivas de la zona de estudio (ver Fig. 5.6 y 5.10), con patrones también típicos asociados a márgenes convergentes del tipo andino (ver Fig. 5.11) (Wilson, 1989; Tatsumi y Eggins, 1995; Stern, 2002), lo que indica un origen equivalente para ambas unidades. La consanguinidad de las rocas volcánicas con los cuerpos intrusivos se atestigua con las relaciones isotópicas iniciales obtenidas en ambos grupos las cuales resultaron ser muy similares entre sí ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.70453\text{-}0.70481$ para las rocas plutónicas y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.70433\text{-}$

0.70461 para las rocas volcánicas), señalando que éstas derivaron a través de una misma fuente con componentes mantélicos, la cual tuvo una participación leve de la corteza continental en su petrogénesis, tal y como lo evidencian los valores bajos calculados en el parámetro ϵNd_i para ambas unidades ($\epsilon Nd_i = +0.46$ a $+0.62$ en rocas plutónicas y $\epsilon Nd_i = +0.17$ a $+1.85$ en rocas volcánicas), y en las edades modelos de Nd cercanas obtenidas en los dos grupos ($T_{DM} = 0.69$ - 0.72 para rocas plutónicas y $T_{DM} = 0.52$ - 0.78 para rocas volcánicas).

Las edades de cristalización obtenidas en las rocas plutónicas oscilan entre los 84 a 79 Ma (U-Pb en zircones), mientras que en una roca volcánica la edad de emplazamiento arrojada fue de 78 Ma (U-Pb en zircones). Este rango geocronológico obtenido se asemeja a los fechamientos reportados en las unidades plutónicas y volcánicas de la isla María Madre (84-77 Ma en las rocas intrusivas, 82-71 Ma en las rocas extrusivas, Pompa-Mera, 2014), y en los cuerpos intrusivos analizados en la isla San Juanito (80-79 Ma, Peralta-García, 2013), lo que permite suponer una estrecha relación temporal entre ellos. Dicha relación se confirma con los valores isotópicos reportados en la isla María Madre (p. ej. $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.70399$ - 0.70539 y $T_{DM} = 0.59$ - 0.89 ; Pompa-Mera, 2014) así como en la litología presente en ambas áreas insulares (María Madre y San Juanito), la cual se compone por rocas ígneas de composición félsica similares a las encontradas en la isla María Cleofas. Esta relación se extiende incluso en los cuerpos intrusivos expuestos en la margen occidental del continente mexicano donde se han reportado edades y relaciones isotópicas similares a las encontradas en el área de estudio (Fig. 6.2). En efecto, Henry et al. (2003) reportan valores de $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7048$ - 0.7070 en las rocas plutónicas de la porción suroeste del estado de Sinaloa, donde estas unidades están compuestas por cuerpos ígneos de composición granodiorítico a diorítico, y en menor proporción por monzogranito, los cuales muestran edades de cristalización semejantes a las obtenidas en el área del estudio (Cretácico Tardío-Paleoceno, Henry y Fredrikson, 1987; Henry et al., 2003). Por su parte, Valencia-Moreno et al. (2001) reportan relaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7026$ - 0.7062 , con valores de ϵNd_i de -1.5 a $+4.8$, en rocas intrusivas de carácter félsico (granodioritas, cuarzodioritas y granitos) emplazadas cerca de las costas occidentales del estado de Sonora, las cuales se generaron también durante el periodo del Cretácico Tardío al Paleoceno (Valencia-Moreno et al., 2001; 2003).

En el bloque de Jalisco se han reportado rocas ígneas intrusivas cuyas edades de cristalización van del Cretácico Tardío al Paleoceno (Köhler et al., 1988; Zimmerman et al., 1988; Schaaf et al., 1995; Valencia et al., 2013). En esta región, los cuerpos plutónicos están compuestos también por unidades félsicas (granitos, granodioritas, tonalitas y cuarzo-monzodioritas), que exhiben valores de ϵNd_i de -3.7 a $+2.0$ y edades modelos de 0.6 a 1.2 Ga (Schaaf et al., 1995), los cuales son muy

similares a lo establecido en las rocas intrusivas de la isla María Cleofas, lo que indica una cercana relación consanguínea entre ambas zonas. En el bloque de Jalisco también se han reportado ignimbritas de la misma edad (Cretácico Tardío-Paleoceno) que las rocas volcánicas efusivas y piroclásticas de la isla María Cleofas (Wallace y Carmichael, 1989; Richter et al., 1995; Frey et al., 2007). Con respecto a la provincia del Bloque de los Cabos, ésta exhibe unidades magmáticas de composición intermedia a félsica y afinidad calcialcalina que presentan edades de cristalización que van de 75 a 90 Ma (Gastil et al., 1975; Schaaf et al., 2000; Fletcher et al., 2007; Pérez-Venzor, 2013), sugiriendo una posible correlación con el área de estudio. Sin embargo, las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ reportadas por Pérez-Venzor (2013) en varias unidades graníticas de la región oscilan entre los 0.70582 a 0.70756 y difieren un poco a lo observado en las rocas ígneas de la isla María Cleofas (0.70433-0.70481). Esto sugiere que la zona de estudio guarda una mayor relación consanguínea con los cuerpos magmáticos del Cretácico Tardío-Paleoceno temprano presente en las regiones occidentales de la Cordillera mexicana (Sonora-Sinaloa-Jalisco), y que por lo tanto se interpreta que tiene una mayor afinidad con el Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (Fig. 6.2) (Hisazumi, 1929; Roldán-Quintana, 1971; McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1981; Henry et al., 2003; Ferrari et al., 2005). Pompa-Mera (2014), en su estudio sobre la isla María Madre ubica al Archipiélago Islas María cerca de la bahía de San Blas, Nayarit, previo a la ruptura continental. Dada la estrecha concordancia composicional y temporal que hubo entre ambas islas (María Madre y María Cleofas), y con base en los resultados mostrados aquí, esta idea se fortalece. Así, la isla María Cleofas se sitúa paleogeográficamente también próxima al borde continental y como parte del arco magmático cordillerano que afectó el occidente de México durante el Cretácico-Paleógeno.

Por otro lado, las unidades máficas de la isla María Cleofas muestran una relación isotópica inicial en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.70423-0.70431$, con valores en ϵNd_i positivos (+3.14 a +3.75) que indican un origen a través de una fuente mantélica más primitiva, la cual tuvo menos participación cortical en su petrogénesis. Estas unidades máficas no se observaron aflorando en gran parte de la isla debido a la alta cobertura sedimentaria y vegetal que las ocultaba. Solamente en los sectores oeste, suroeste y sur de la zona de estudio se encuentran expuestas rocas máficas en forma de diques que cortan a las unidades efusivas y piroclásticas presentes en la isla. Estos diques basálticos pueden ser correlacionables con aquellos diques máficos reportados en la parte suroeste de la isla María Madre (Pompa-Mera et al., 2013), los cuales a pesar de no contar con datos isotópicos disponibles, muestran una afinidad subalcalina y un patrón en tierras raras similar a lo observado en las rocas máficas de la isla María Cleofas (ver Fig. 5.4 y 5.11). Este patrón no se aprecia en los sills gabríticos presentes en la isla María Magdalena, los cuales exhiben una configuración más parecida al MORB y

una afinidad también más toleítica (Villanueva-Lascurain, 2017), además de mostrar una relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \approx 0.702-0.703$ y valores de $\epsilon\text{Nd}_i = +8$ a $+9$, que sugieren una fuente distinta y casi directa del manto astenosférico (Villanueva-Lascurain, 2017). Por otra parte, en la periferia oeste de la Sierra Madre Occidental se ha reportado la presencia de enjambres de diques máficos pero de afinidad mayoritariamente alcalina, que de acuerdo con varios autores, están asociados a tres eventos principales de extensión: uno ocurrido en el Mioceno temprano ($\sim 24-22$ Ma), otro en el Mioceno medio ($\sim 13-11$ Ma) y uno último en el Plioceno-Cuaternario ($\sim 4-0$) (Henry y Aranda-Gómez, 2000). En la isla María Cleofas, la edad absoluta de los diques máficos no fue determinada, sin embargo, es posible relacionarlos con los diques expuestos en el extremo sur de la SMOcc (Fig. 6.2), y de basaltos en la costa de Nayarit fechados en el Mioceno medio ($\sim 12-10$ Ma) (Damon et al., 1979; Ferrari et al., 2013). Estos diques máficos están expuestos en Nayarit donde, algunos de ellos, llegan a presentar una composición también subalcalina y donde la mayoría exhiben una dirección preferencial NNW (Ferrari et al., 2002), la cual es análoga a la reportada en los diques de la isla María Cleofas (Foote, 1962). Si reubicáramos a la isla María Cleofas en el borde occidental de México durante el Mioceno medio, previo a su separación del continente, se observaría que estos diques concordarían en orientación con aquellos presentes en esta zona, reforzando la idea antes propuesta. Al sureste del área de estudio, un magmatismo máfico afecta a las secuencias sedimentarias. Aunque la edad y composición de este dique tampoco fue establecido en este estudio debido a su alto grado de alteración hidrotermal, es posible suponer que este cuerpo máfico representa el último evento magmático de la región, probablemente correlacionable con el evento del Plioceno-Cuaternario descrito por Henry y Aranda-Gómez (2000), esto debido a que se encuentra intrusionando a las rocas sedimentarias de esta edad.

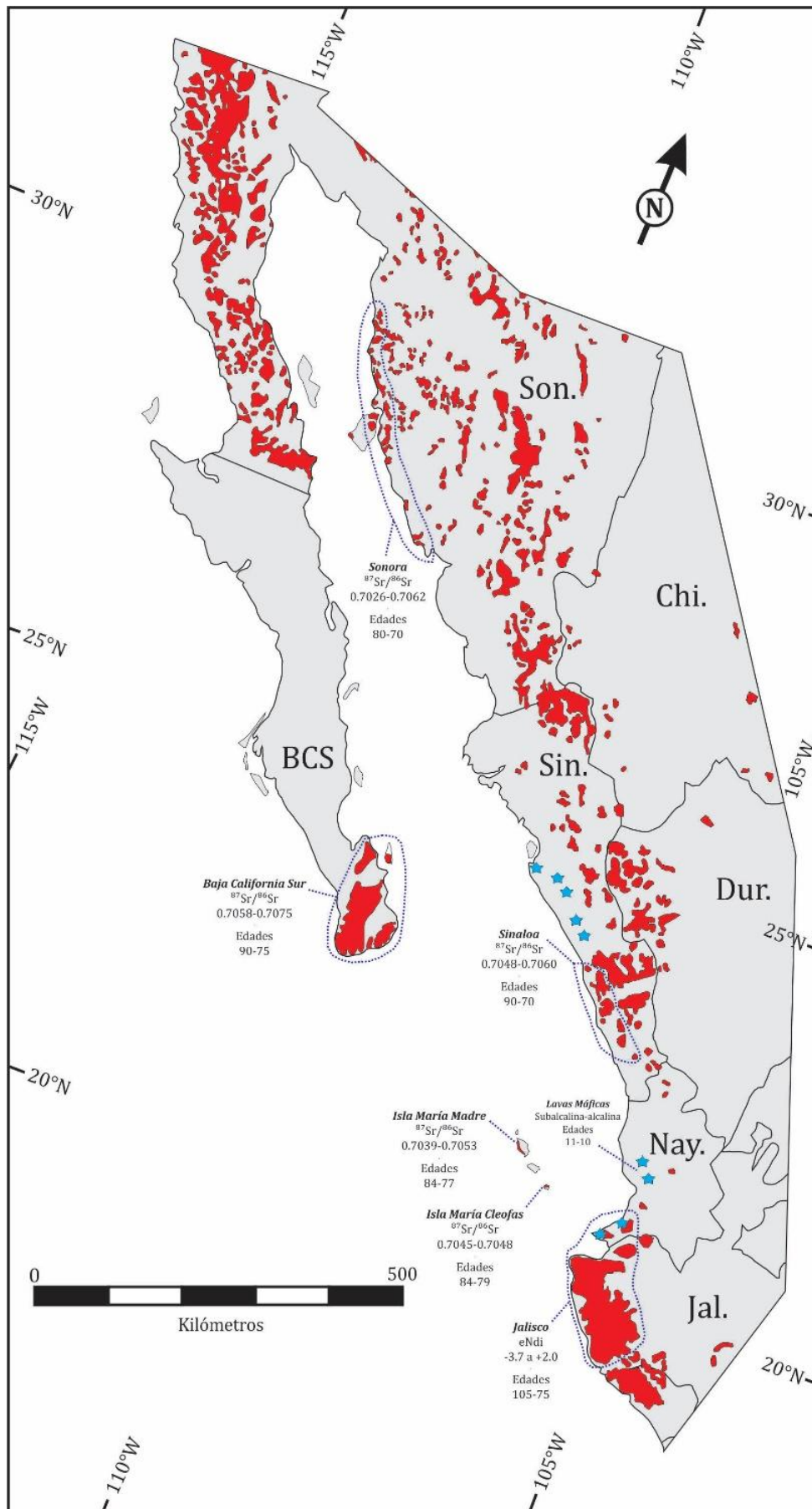


Figura 6.2 Mapa del noroeste de México que muestra la distribución de los cuerpos plutónicos con edades del Cretácico al Paleógeno. En áreas punteadas se muestran las principales zonas donde afloran rocas intrusivas con edades y relaciones isotópicas similares a lo establecido en las muestras ígneas de las islas María Cleofas; p. ej. Sonora (Valencia-Moreno et al., 2001; 2003), Sinaloa (Henry et al., 2003), Jalisco (Schaaf et al., 1995) y Baja California Sur (Pérez-Venzor, 2013). Así como el de la isla María Madre (Pompa-Mera, 2014). Las rocas intrusivas de la isla María Cleofas presentan una mayor relación consanguínea con aquellos cuerpos plutónicos expuestos en las costas occidentales de México (Sonora-Sinaloa-Jalisco), por lo que se ha interpretado que éstas debieron haber formado parte del Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaugh, 1981). Por otro lado, en esta imagen se muestran además puntos (azules) de afloramientos de diques basálticos reportados al oeste de Nayarit que posiblemente guardan una relación con aquellos diques máficos encontrados al suroeste de las islas María Cleofas y María Madre. Abreviaturas: BCS- Baja California Sur; Son.- Sonora; Chi.-Chihuahua; Dur.- Durango; Nay.- Nayarit; Jal.- Jalisco

6.3 – Origen y Correlación de las Rocas Sedimentarias de la Isla

Las unidades sedimentarias de la isla María Cleofas se encuentran emplazadas en la porción oriental de la isla y están compuestas de una intercalación de capas de arenisca de grano fino a medio, las cuales presentan evidencias de procesos de transgresión y regresión marina derivados de eventos de subsidencia y levantamiento del bloque insular como producto de la apertura del Golfo de California. De acuerdo con el registro fósil marino observado, el rango de edad de estas unidades resulta ser Plioceno-Pleistoceno y marcan un ambiente de depositación en un entorno marino somero (Jordan y Hertlein, 1926; Hertlein y Emerson, 1959; Foose, 1962; Chiñas, 1963). Las edades de procedencia de los zircons detríticos analizados en estas unidades reflejan diversas fuentes de material sedimentario, siendo mayoritariamente dos: una de edad oligocénica-miocénica y otra de edad cretácica tardía. Las fuentes de los zircons detríticos con edades de 18-32 Ma (ver Fig. 5.15a y b; 5.16a y b) son claramente del Supergrupo Volcánico Superior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979; Ferrari et al., 2002; 2005), particularmente las ignimbritas emplazadas en la porción sur de la provincia (Ferrari et al., 2005) y donde anteriormente se había colocado paleogeográficamente a la isla. Por su parte, la fuente de ca. 80 Ma probablemente provino de aquellos cuerpos ígneos tanto intrusivos como extrusivos expuestos en la isla María Cleofas, los cuales deben de haberse exhumado antes de la depositación sedimentaria.

Estas unidades sedimentarias presentan características petrográficas y micropaleontológicas que permiten correlacionarlas con las secuencias marinas expuestas en la isla María Madre, denominadas informalmente como Secuencia Ojo de Buey por Pompa-Mera et al. (2013). Dichas

secuencias muestran una historia evolutiva y ambientes de depositación bastante similar a lo observado en la isla María Cleofas y su registro fósil sugiere un rango de edades que va del Mioceno tardío al Pleistoceno (p. ej. Pérez-Guzmán, 1983; Barrón, 1985; Carreño, 1985; McCloy et al., 1988). En la isla San Juanito, Peralta y García (2013) también describen rocas sedimentarias que son correlacionables con las del área de estudio, mientras que en una pequeña porción del sureste de la isla María Magdalena se tiene el registro de areniscas marinas análogas al resto del archipiélago (Villanueva-Lascrain, 2017). Esto permite sugerir que probablemente hubo una depositación contemporánea de estas unidades marinas en las cuatro islas del archipiélago. Por otro lado, en la parte sur de la península de Baja California se presentan estratos sedimentarios de origen marino y edad miocénica media a Reciente pertenecientes a la Cuenca de San José del Cabo (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997), las cuales presentan una historia de depositación muy similar a la del archipiélago de las Islas María, marcando una probable correlación (Martínez-Gutiérrez, y Sethi, 1997; McTeague et al., 2005; Schwennicke y Umhoefer, 2008; Piña-Arce, 2010; Busch et al., 2011; Arreguín-Rodríguez y Schwennicke, 2013). En el caso de la isla María Cleofas, su correlación se considera más cercana con la Fm. Refugio de esta cuenca (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997), la cual está compuesta por areniscas bioclásticas de grano medio a grueso y edad pliocénica-pleistocénica (Hertlein, 1925; McCloy, 1984; Smith, 1991; Pérez-López, 2002). Otra correlación se extiende incluso a zonas marinas del Golfo de California, donde rocas sedimentarias muestreadas por el DSDP en los sitios 474, 475 y 476 (próximo a la punta sur de la península de Baja California) contienen evidencias de depósitos marinos también del Plioceno al Pleistoceno (Aubry et al., 1982). En el otro extremo, en la localidad de Punta Mita, Nayarit (al norte de Puerto Vallarta), unidades similares del Mioceno-Plioceno (Jensky, 1975) intercaladas con basaltos fechados en ~10 Ma (Gastil et al., 1978) han sido reportadas por Carreño (1985) y son igualmente correlacionables con los estratos sedimentarios del archipiélago (McCloy et al., 1988; Pompa-Mera et al., 2013) y por ende con los de la isla María Cleofas.

La edad obtenida por el método isotópico del Sr marino en foraminíferos de un horizonte muestreado en el sector noreste de la isla fue de *ca.* 15 Ma (Mioceno medio). Esta edad resulta ser más antigua de la edad de los microfósiles marinos (Jordan y Hertlein, 1926; Hertlein y Emerson, 1959; Foose, 1962). De acuerdo con diversos estudios, las primeras incursiones marinas en la región del archipiélago habían ocurrido cerca de los 8 Ma (Barrón, 1985; Carreño, 1985; McCloy et al., 1988), producto de un proceso de subsidencia debido a la extensión. Dicho proceso que conllevó una transgresión marina alcanzaría su punto máximo a finales del Mioceno tardío, para posteriormente empezar un periodo regresivo con sedimentación marina somera hasta el límite entre el Plioceno-Pleistoceno (McCloy et al., 1988). Durante este mismo periodo (derivado de un

proceso de levantamiento) es probable que las rocas ígneas de la isla fueran exhumadas y erosionadas, conllevando que algunos componentes se depositaran en estas secuencias sedimentarias, tal y como se observa en el análisis petrográfico (ver Capítulo 3.4) y en los zircones detríticos (ver Fig. 5.15a y b; Fig. 5.16a y b). Ya en el Pleistoceno se emplazarían sedimentos de origen continental producto del levantamiento de las islas por encima del nivel del mar (McCloy et al., 1988), que en el caso de la isla María Cleofas estarían conformados por los depósitos aluviales y de litoral no consolidado (ver Fig. 6.1). Anterior a todo este proceso marino que se acaba de describir, se tiene el registro del emplazamiento de sedimentos terrígenos ocurrido en el Mioceno medio, el cual está compuesto por conglomerados rojos y areniscas de origen fluvial (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997) que probablemente se depositaron como resultado del inicio del fallamiento extensional relacionado a las primeras etapas de la apertura del Golfo de California (p. ej. Sutherland et al., 2012). Dado que en este periodo (Mioceno medio) se tenía un ambiente de depositación distinto a lo observado en la secuencia sedimentaria analizada en la isla María Cleofas, se establece que el valor obtenido por el análisis del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ marino en foraminíferos posiblemente no es el correcto y se propone seguir conservando la edad Plioceno como la probable edad de formación de esta unidad. Asimismo, de acuerdo con McCloy et al. (1988), la secuencia denominada como Ojo de Buey Superior por Pompa-Mera et al. (2013) se formó aproximadamente a los 3 Ma y continuó hasta el Pleistoceno. Este rango cronológico coincide con el análisis del registro fósil marino presente (Plio-Pleistoceno; Hertlein y Emerson, 1959; Foose, 1962), marcando la estrecha correlación de esta secuencia superior con las unidades de la isla Cleofas, y acentuando su edad pliocénica.

6.4 – Modelo Geológico-Evolutivo propuesto para la Isla María Cleofas

Con base en los resultados geoquímicos y geocronológicos obtenidos, y mediante las correlaciones establecidas con los eventos magmáticos y geológicos ocurridos en la zona occidental del México continental desde los tiempos del Cretácico Tardío al Reciente (p. ej. Coney y Reynolds, 1977; Damon et al., 1983; Stock y Hodges, 1989; Helenes y Carreño, 1999; Henry et al., 2003; Calmus, 2011; Sutherland et al., 2012; Ferrari et al., 2013) se elaboró un modelo evolutivo de la isla María Cleofas el cual se muestra en las Figura 6.3 (no a escala) y se resume a continuación. Un punto importante a aclarar en este apartado es que este modelo evolutivo es preliminar y es necesario de información complementaria (p.ej. datos estructurales y paleomagnéticos) que ayuden a reforzar los movimientos y traslados propuestos en este trabajo, así como establecer con mayor precisión su paleoposición original previo a su desplazamiento.

Durante el Cretácico Tardío, el eje del arco magmático cordillerano que había prevalecido al noroeste de la península de Baja California había migrado hacia el interior del continente hasta posicionarse en la actual zona costera del occidente de México (Coney y Reynolds, 1977; Gastil y Krummenacher, 1977; Damon et al., 1983; Henry et al., 2003; Valencia-Moreno et al., 2006) (Fig. 6.3a), originando el emplazamiento en esta región de las rocas magmáticas que formarían al Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Keizer, 1977). Esta migración se especula se debió a una disminución progresiva en el ángulo de subducción de la Placa Farallón por debajo del continente norteamericano (Busby, 2004; Ferrari et al., 2005). Dicho cambio en la geometría de la placa, propició que algunos magmas mantélicos derivados de la subducción alcanzaran incluso niveles superiores de la corteza continental asimilándola e iniciando así los procesos evolutivos y de diferenciación de los magmas (p. ej. Valencia-Moreno et al., 2001), los cuales crearon a la postre la amplia variedad composicional de rocas de carácter intermedio a félsico, que se ven reflejados tanto en las rocas ígneas del archipiélago (Foose, 1962; Chiñas, 1963; Peralta-García, 2013; Pompa-Mera, 2014), como en aquellas rocas presentes en zonas aledañas al área de estudio, p. ej. Jalisco (Schaaf et al., 1995; Valencia et al., 2013), Sinaloa (Henry y Fredrikson, 1987; Henry et al., 2003) y Baja California Sur (Schaaf et al., 2000; Pérez-Venzor, 2013). En la isla María Cleofas, este evento del Cretácico Tardío está registrado por el emplazamiento de las rocas plutónicas y volcánicas de composición félsica, las cuales presentan características geoquímicas y mineralógicas que indican un origen relacionado a subducción. Con base en la estrecha relación química-temporal entre las rocas ígneas de la isla María Cleofas con aquellas de la isla María Madre, y dado que la geología de la isla María Magdalena es muy distinta (ver Capítulo 2.1.3), en el presente trabajo se propone que el área de estudio, en este periodo de tiempo, se encontraba más cerca a la isla principal y ubicada paleogeográficamente cerca de la bahía de San Blas, Nayarit (Fig. 6.3a) (Pompa-Mera, 2014).

A finales del Cretácico Tardío y durante el Paleoceno, la actividad ígnea relacionada al arco continuaría migrando hacia el oriente de México, originando que el magmatismo en la región del archipiélago fuera disminuyendo paulatinamente hasta prácticamente desaparecer a finales del Paleoceno (Pompa-Mera, 2014). En el Eoceno tardío, el arco volcánico alcanzaría su punto máximo y comenzaría un proceso de regresión paulatina hacia el oriente producto de un aumento progresivo en el ángulo de subducción de la placa Farallón (Ferrari et al., 2005). Una representación de la ubicación del área de estudio comprendida en este periodo de tiempo (Eoceno) se presenta en la Figura 6.3b.

Para el Oligoceno y hasta el Mioceno temprano, en el noroeste de México predominaría un régimen extensional que originó el retorno del arco y el cese de la deformación contractiva (Ferrari et al., 2002; Ferrari et al., 2013). Esta fase extensional produjo la formación de fallas, y estructuras de horst y graben, que se observan en varias regiones del occidente de México (Ferrari et al., 2013) y que incluso llegó a afectar a la isla María Madre (Pompa-Mera, 2014), y en mucha menor proporción a la isla María Cleofas (Fig. 6.3c). Asimismo en estos periodos tuvieron lugar los pulsos ignimbríticos del Supergrupo Volcánico Superior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaugh, 1981) conforme la migración del arco continuaba hacia el occidente de México. Esta migración alcanzaría a la porción sureste de la actual península de Baja California en el Mioceno temprano-medio dando lugar al grupo Comondú (Gastil et al., 1979; Hausback, 1984; Sawlan, 1991; Umhoefer et al., 2001).

A partir del Mioceno medio y en el Mioceno tardío, la dorsal del Pacífico del Este se va acercando a la Placa Norteamericana provocando el fin de la subducción de la placa Farallón y el inicio de un movimiento lateral derecho en la zona definido por la Falla Tosco-Abreojos (Michaud et al., 2005). Este cese de la subducción condujo que el proceso extensivo en la región occidental de México se intensificara. Con el adelgazamiento cortical y el régimen extensivo predominante en la zona se especula que, en este periodo de tiempo, hayan ascendidos los magmas máficos que cortaron a las unidades efusivas y piroclásticas en los sectores oeste y suroeste de la Isla María Cleofas (ver Capítulo 2.2.2.3). En la región sur del actual Golfo de California iniciaría el cambio de un régimen de extensión ortogonal hacia uno del tipo transtensional (Fletcher y Munguía, 2000), cuando el límite de placas Pacífico-Norteamérica se desplazó hacia el futuro Golfo (Stock y Hodges, 1989). La península de Baja California comenzaría a trasladarse hacia el noroeste (Mammerickx y Klitgord, 1982; Normark et al., 1987; Lonsdale, 1991) En el Mioceno tardío (8 Ma), ocurrirían las primeras incursiones marinas en la región del archipiélago (Carreño, 1985; McCloy et al., 1988) definidas por la depositación de secuencias sedimentarias en las islas (Chiñas, 1963; Carreño, 1985; McCloy et al., 1988; Pompa-Mera et al., 2013) (Fig. 6.3d), y a los 3.6 Ma empezó la formación de piso oceánico en la cuenca Alarcón en la parte sur del Golfo (DeMets et al., 1987; DeMets, 1995). Con el inicio de la ruptura cortical la isla María Cleofas, junto con las islas María Madre y San Juanito, comenzarían a separarse de la margen occidental de México e iniciarían su desplazamiento mar adentro y con dirección al SW. A la par de este desplazamiento, el bloque insular denominado isla María Magdalena (Villanueva-Lascurain, 2017) comenzó a levantarse provocando que la isla María Cleofas se fuera separando paulatinamente de la isla principal (Fig. 6.3e).

Durante el Plioceno ocurriría la depositación y formación de las secuencias sedimentarias de origen marino somero presentes en la isla María Cleofas, las cuales son correlacionables con la secuencia Ojo de Buey Superior de la isla María Madre (Pompa-Mera, 2014), así como con las unidades sedimentarias observadas en la isla San Juanito (Peralta y García, 2013) y con aquellas rocas sedimentarias de ambiente marino emplazadas en la porción sureste de la isla María Magdalena (Villanueva-Lascurain, 2017). Con la separación del área de estudio es probable también que se haya favorecido el ascenso de magmas basálticos que llegaron a afectar a la secuencia sedimentaria, tal y como se observa en la parte sur de la isla María Cleofas (ver Capítulo 2.2.2.3), y en varios estratos presentes en la isla María Madre (Pompa-Mera, 2014).

Finalmente en el Pleistoceno y hasta el Reciente, la apertura del Golfo de California continuaría junto con el desplazamiento y el levantamiento de la isla María Cleofas (en conjunto con el resto del archipiélago) por encima del nivel de mar hasta posicionarse en su estado actual (Fig. 6.3f).

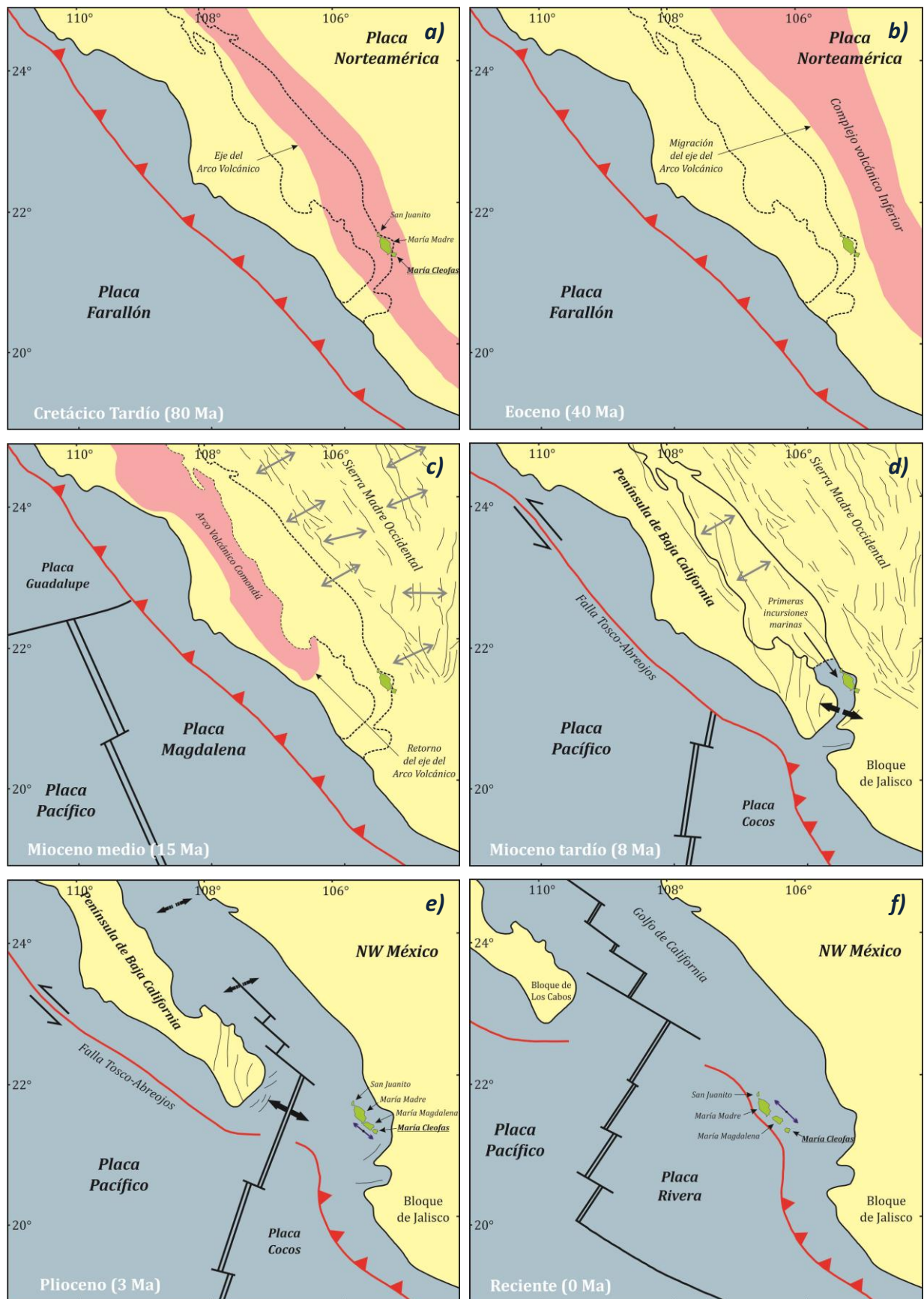


Figura 6.3 Modelo evolutivo propuesto para la isla María Cleofas en el contexto regional durante el: a) Cretácico Tardío; b) Eoceno; c) Mioceno medio; d) Mioceno tardío; e) Plioceno y f) Reciente

7

CONCLUSIONES

Con base en los resultados obtenidos y en relación a los análisis presentados se desprenden las siguientes conclusiones:

- ❖ Las unidades plutónicas conforman el basamento cristalino del área de estudio. Estas unidades se originaron a finales del Cretácico Tardío aproximadamente a los 80 Ma. Químicamente presentan una afinidad calciocalina a alcalina con una composición de intermedia a félsica (granodiorítica a granítica). Los patrones de tierras raras y multielementales obtenidas en estas rocas indican que se originaron a través de un sistema de subducción en un ambiente de arco magmático continental, el cual se refuerza con los resultados observados en los diagramas de discriminación tectonomagmática de Pearce et al. (1984). Los datos isotópicos obtenidos en estas unidades sugieren una estrecha relación consanguínea con rocas intrusivas reportadas tanto en la isla María Madre (Pompa-Mera, 2014), como en aquellas unidades presentes al sur de la Península de Baja California (Pérez-Venzor, 2013), aunque principalmente con los cuerpos intrusivos encontrados en la margen occidental del bloque continental mexicano, como son: Sonora (Valencia-Moreno et al., 2001; 2003), Sinaloa (Henry et al., 2003), Nayarit y Jalisco (Schaaf et al., 1995; Valencia et al., 2013). Esto último permitió establecer la ubicación paleogeográfica de la isla, junto con el archipiélago, próxima al borde continental (entre Nayarit y Jalisco) y considerando a los cuerpos plutónicos como parte del Cinturón Batolítico Cordillerano, el cual se emplazó en esta zona occidental de México durante los periodos del Cretácico Tardío-Paleoceno.
- ❖ Las rocas ígneas extrusivas son las unidades litológicas más abundantes dentro de la zona de estudio, llegando a cubrir gran parte de la superficie de la isla. Se conforman por flujos de lava

efusiva y piroclástica de afinidad primordialmente félsica, los cuales presentan patrones, tendencias y concentraciones en elementos mayores y traza semejantes a lo observado en sus contrapartes intrusivas, señalando un origen y evolución en común relacionado además con un ambiente de arco volcánico continental. Los datos geocronológicos obtenidos en este estudio indican que el volcanismo y el plutonismo dentro de la isla coincidieron temporalmente. Asimismo, los resultados isotópicos muestran además una consanguinidad magmática entre ambas unidades revelando una misma fuente mantélica para las dos series ígneas. Las características petrográficas y comportamientos geoquímicos observados en los dos tipos de rocas (intrusivas y extrusivas) se interpretan como productos de un proceso derivado por cristalización fraccionada con ligera asimilación cortical. Por edad, composición y textura estas secuencias magmáticas se correlacionan con rocas ígneas de la isla María Madre (Pompa-Mera, 2014) y San Juanito (Peralta-García, 2013), así como con aquellas secuencias presentes en la región occidental de México (Sonora-Sinaloa-Nayarit), lo que permitió definir las además como parte del Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Keizer, 1977).

- ❖ Por su parte, las unidades máficas de la isla se presentan en forma de diques en los sectores suroeste y sur de la región de estudio. Llegan a cortar a las secuencias volcánicas, y en parte sedimentarias, por lo que representan el último evento magmático que afectó a la isla. Su origen está relacionado a los procesos extensionales derivados de la apertura del Golfo de California, que propiciaron el ascenso de estos magmas basálticos. La geoquímica y petrografía de algunas muestras estudiadas indican una cierta evolución con respecto a su magma parental, ya que no contenían olivino y la mayoría tampoco presentaba piroxeno, además de mostrar una afinidad mayoritariamente subcalina. Asimismo, la isotopía de Sr y Nd denotó valores relativamente más primitivos a lo observado en las secuencias félsicas, aunque todavía alejado a una fuente de tipo MORB (p. ej. los sills gabróticos de la isla María Magdalena, Villanueva-Lascurain, 2017). Por orientación y composición, estos diques basálticos han sido relacionados con los diques máficos también presentes al suroeste de la isla María Madre (Pompa-Mera, 2014), al igual que con aquellos diques expuestos en el extremo oeste del estado de Nayarit (Henry y Aranda-Gómez, 2000; Ferrari et al., 2002), aunque un mayor análisis geoquímico y geocronológico es necesario para verificar y/o comprobar esta relación.
- ❖ Por otro lado, las secuencias sedimentarias afloran principalmente en la porción oriental de la isla bajo estudio. Estas unidades se componen por una intercalación de capas de areniscas de origen marino y con características geológicas que indican eventos de subsidencia y levantamiento vinculados con el proceso de apertura del Golfo de California. De acuerdo con el

estudio micropaleontológico realizado por algunos autores, se estableció que la edad de formación de estos estratos sedimentario fue del Plioceno al Pleistoceno. Por las amplias similitudes estratigráficas, petrográficas y micropaleontológicas, estos horizontes son correlacionables con las secuencias sedimentarias marinas que han sido reportadas en otras islas de archipiélago (San Juanito, Peralta y García, 2013; María Madre, Pompa-Mera, 2014; María Magdalena, Villanueva-Lascurain et al., 2012), al igual que con rocas sedimentarias observadas en las costas de Nayarit y Baja California Sur (Helenes y Carreño, 1999). El análisis de los zircones detríticos obtenidos en algunos horizontes mostró la presencia de unos picos prominentes en 20-30 Ma, indicando la procedencia de una fuente ígnea externa de edad oligocénica-miocénica, asociada al Supergrupo Volcánico Superior de la SMOcc, mientras que un pico mayor en ~ 80 Ma concuerda con las edades de las rocas plutónicas y volcánicas de la isla María Cleofas sugiriendo su origen.

- ❖ De acuerdo al modelo geológico-evolutivo propuesto en este trabajo, se estipula que la isla María Cleofas, junto con el archipiélago, se encontraba en un inicio próxima a la actual zona costera de Nayarit (norte de San Blas) antes de sus separación del continente. Después la isla comenzó a trasladarse hacia el SW debido a los procesos extensivos que operaban en la región y que darían lugar al futuro Golfo de California. Durante este desplazamiento la isla María Cleofas empezaba también un proceso de separación paulatina con la isla María Madre conforme el bloque insular denominado isla María Magdalena comenzaba a elevarse desde el nivel del piso oceánico. Es importante mencionar que para comprobar este modelo evolutivo se necesita de más información adicional (p. ej. datos estructurales y paleomagnéticos) que ayuden a reforzar la hipótesis aquí propuesta, así como el de explicar con mayor detalle los movimientos y desplazamientos aquí propuestos.
- ❖ El presente trabajo expone los primeros datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de las unidades litológicas expuestas en la isla María Cleofas, así como su primer mapa geológico de la zona.

8

REFERENCIAS

- Alvarez, R., 2013, Redefinition of the Terminus of the middle America Trench. *International Journal of Geosciences*, v. 4, p. 766-776.
- 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.
- Arreguín-Rodríguez, G.J., Schwennicke, T., 2013, Estratigrafía de la margen occidental de la cuenca San José del Cabo, Baja California Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 65 (2), p. 481-496.
- Arrieta-García, G., 2016, Caracterización geoquímica e isotópica de las rocas intrusivas y del basamento de la región de Mazatlán, Sinaloa. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Tesis de Maestría, 174 pp.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513-3536.
- Aubry, M.P., Matoba, Y., Molina-Cruz, A., Schrader, H., 1982, Synthesis of Leg 64 biostratigraphy. In: Curry, J.R., Moore, D.G., (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project Leg 64*, vol. 2. US Government Printing Office, Washington DC, p. 1057-1066.
- Barbarin, B., 1999, A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, v. 46, o. 605-626.
- Barron, J.A., 1985, Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the equatorial Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 85. In: Mayer, L., Theyer, F., (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 85*. US Government Printing Office, Washington DC, p. 412-456.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984, The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, v. 141, p. 413-426.

- Brunner, P., 1971, Sobre los ebridons y silico-flagelados de las diatomitas de la Isla María Madre. Instituto Mexicano del Petroleo Revista, v 39(3), p. 18-25.
- Bukry, D., 1978, Pacific Coast Coccolith Stratigraphy between point Conception and Cabo Corrientes, Deep Sea Drilling, Site 473, Initial Reports, v. 43, p. 445-471.
- 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, n. 392, p. 241-277.
- Busch, M.M., Arrowsmith, J.R., Umhoefer, P.J., Coyan, J.A., Maloney, S.J.; Martínez-Gutiérrez, G., 2011, Geometry and evolution of rift-margin, normal-fault-bounded basins from gravity and geology, La Paz-Los Cabos region, Baja California Sur, Mexico. Lithosphere, v. 3(2), p. 110-127.
- Calmus, T., 2011, Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico tardío y el Cenozoico. En Calmus, T., (eds.), Panorama de la geología de Sonora, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, v. 118, cap. 7, p. 227-266.
- Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- Carreño, A.L., 1985, Biostratigraphy of the Late Miocene to Plioceno on the Pacific Island María Madre. Micropaleontology, v. 31, p. 139-166.
- Carreño, A.L., Casey, R.E., Gío-Argáez, R., Martínez-Hernández, E., Pérez-Guzman, A.M., Reyes-Salas, M., 1980, Estudios micropaleontológicos en la Isla María Madre, Nayarit. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista, v. 3(2), p. 193-194.
- Chambers, J.M., Cleveland, W.S., Kleiner, B., Tukey, P.A., 1983, Graphical Methods for Data Analysis. Wadsworth, Belmont (Ca), 395 p.
- Chappell, B.W., 1999, Aluminium saturation in I-and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, v. 46, p. 535-551.
- Chappell, B.W., 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. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis de Licenciatura, 62 p.
- Cleveland, W.S., 1979, Robust locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots. Journal of the American Statistical Association, v. 74, p. 829-836.
- Cleveland, W.S. Grosse, E., Shyu, W.M., 1992, Local regression models. In: Chambers, J.M., Hastie, T.J., (eds.), Statistical Models in S. Chapman y Hall, New York, p. 309-376.
- Coney, P.J., 1972, Cordilleran tectonics and North America Plate motion. American 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, 450 p.
- Curray, J.R., Moore, D.G., 1963, Sedimentos e historia de la costa de Nayarit, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 26(2), p. 107-116.
- Curray, J.R., Moore, D.G., Aguayo, J.E., Aubry, M.P., Einsele, G., Fornari, D., Gieskes, J., Guerrero-García, J., Kastner, M., Kelts, K., Lyle, M., Matoba, Y., Molina-Cruz, A., Niemitz, J., Rueda-Gaxiola, J., Saunders, A., Schrader, H., Simoneit, B.R.T., Vacquier, V., 1982, Guaymas basin: sites 477, 479, and 481. Deep Sea Drilling Project Initial Reports, v. 64, p. 211-415.
- Damon, P.E., Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L., 1979, Un plegamiento neogénico en Nayarit y Jalisco y evolución geomórfica del río Grande de Santiago. Asociación Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Memoria Técnica, XIII, p. 156-191.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Cocheme, J.J., 1983, 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.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Revista del Instituto de Geología, UNAM, v. 2, p. 172-187.
- DeMets, C., 1995, A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific Plate and estimates of Pacific North America Motion. Geophysical Research Letters, v. 22(24), p. 3545-3548.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Stein, S., Argus, D.F., 1987, A revised estimate of Pacific-North American plate motion and implications for western North American plate boundary zone tectonics. Geophysical Research Letters, v. 14, p. 911-915.
- DePaolo, D.J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth and Planetary Science Letters, v. 53, p. 189-202.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976, Nd isotopic variations and petrogenetic models. Geophysical Research Letters, v. 3, p. 249-252.
- Díaz-López, L.F., 2016, Geología, Geoquímica y Geocronología del Complejo Metamórfico Yelapa, Basamento del Batolito de Puerto Vallarta, Jalisco. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis de Licenciatura, 249 pp.
- Dickinson, W.R., 2004, Evolution of the North American Cordillera. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 32, p. 13-45, doi: 10.1146/annurev.earth.32.101802.120257.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. 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., Olivares, M.D., 1988. Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region. *Geological Society of American Bulletin*, v. 100, p. 1023-1039.
- Duque-Trujillo J., Ferrari L., Orozco-Esquivel T., López-Martínez M., Lonsdale P., Bryan S.E., Kluesner J., Piñero-Lajas D., Solari L., 2015. Timing of rifting in the Southern Gulf of California and its conjugate margins: insights from the plutonic record. *Geological Society of America Bulletin*, v. 127; no. 5/6; p. 702-736; doi: 10.1130/B31008.1.
- Emerson, W.K., 1958, Results of the Puritan-American Museum of Natural History Expedition to western Mexico, I, General account: *Am. Mus. Novitates*, n. 1894, 25 p.
- Fenby, S.S., Gastil, R.G., 1991, A seismo-tectonic map of the Gulf of California and surrounding areas. In: Dauphin, J.P., Simoneit, B.R., (eds.), *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*, AAPG Memoir, v. 47, p. 79-83.
- 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(8), p. 751-754.
- Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, p. 84-92
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, 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(4), p. 303-306.
- 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, p. 17-24.
- 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, Volumen Conmemorativo del Centenario*, v. 57(3), p. 343-378.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, v. 522-523, p. 122-149.
- 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(5), p. 1161-1200.
- Fisher, R.L., 1961, Middle America Trench: Topography and Structure. *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, p. 703-720.

- Fletcher, J.M., Munguía, L., 2000, Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California. *Tectonics*, v. 19(6), p. 1107-1123.
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., 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. *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 1313-1336.
- Foose, R.M., 1962, Reconnaissance Geology of María Cleofas Island, Tres Marías Island, Mexico. *Geological notes, Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 49, p. 1740-1745.
- Frey, H., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., Carmichael, I.S.E., 2007, A Pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: evidence for the initial stages of rifting between the Jalisco block (Mexico) and North America. *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 49-64.
- Friedman, R.M., Armstrong, R.L., 1995, Jurassic and Cretaceous geochronology of the southern Coast Belt, British Columbia, 49° to 51° N. In: Miller, D.M., Busby, C., (eds.), *Jurassic Magmatism and Tectonics of the North American Cordillera*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, v. 299, p. 95-140.
- Frost, B.R., Barnes, C., Collins, W., Arculus, R., Ellis, D., Frost, C.D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 42(11), p. 2033-2048.
- 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., 1983, Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western Mexico. *Geological Society of America Memoirs*, v. 159, p. 265-276.
- 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, R.G., Phillips, R.P., Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of State of Baja California. *Geological Society of America Memoir*, v. 140, 170 p.
- Gastil, R.G., Krummenacher, D., Jensky, W.E., 1978, Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico. *Geological Society of America, Map and Chart Series MC-24*, p. 1-8.
- 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.
- Gehrels, G.E., Valencia, V.A., 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., Ruiz, J., 2008, Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 9:Q03017, doi: 10.1029/2007GC001805.
- Godfrey, N.J., Dilek, Y., 2000, Mesozoic assimilation of oceanic crust and island arc into the North American continental margin in California and Nevada: insights from geophysical data. In: Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., Nicolas, A., (eds.), *Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the Ocean Drilling Program*. Geological Society of America Special Papers, v. 349, p. 365-382.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario*, v. 57(3), p. 227-283
- Grajales-Nishimura, J.M., Terrell, J.D., 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., 1872, On the physical geography and natural history of the island of the Tres Marias and Socorro off the western coast of México. *Proceedings of the Boston Society of Natural History*, v. 14, p. 261-286.
- Gromet, L.P., 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.
- Hamilton, W., 1961, Origin of the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, p. 1307-1318.
- Hanna, G.D., 1926, Expedition to the Revillagigedo Islands, Mexico, in 1925. I General Report *Proceedings of the California Academy of Sciences*, v. 15, n. 1, p. 1-113.
- Hanna, G.D., 1927, Geology of the West Mexican Islands. *Pan. Am. Geologist*, v. 48, n. 1, p. 20-21.
- Hanna, G.D., Grant, W.M., 1926, Expedition to the Rivillagigedo Islands, Mexico, in 1925. II Miocene marine diatoms from María Madre Island, Mexico. *Proceedings of the California Academy of Sciences*, v. 15, p. 115-117
- Harker, A., 1909, *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London, 384 p.
- Harley, S.L., Kelly, N.M., Möller, A., 2007, Zircon behaviour and the thermal histories of Mountain chains. *Elements*, v. 3, p. 25-30.
- Hausback, B.R., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. In Frizzell, V.A., Jr., (eds.), *Geology of the Baja California peninsula*. Los Angeles, California, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 219-236.

- Helenes, J., Carreño, A.L., 1999, Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 589-605.
- Henry, C.D., Fredrikson, G., 1987, Geology of part of southern Sinaloa, Mexico adjacent to the Gulf of California. Geological Society of America, Map and Chart Series MCH063, p. 1-14.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: mid- to late-Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.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, Mexico: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics. Geological Society of America, Special Paper, v. 374, p. 237-274.
- Hertlein, L.G., 1925, Pectens from the Tertiary of Lower California, California. *Proceedings of the California Academy of Science*, v. 14(1), p. 1-35.
- Hertlein, L.G., 1934, Pleistocene mollusks from the Tres Marias Islands, Cedros Island and San Ignacio Lagoon, Mexico. *Bulletin of the Southern California Academy of Sciences*, v. 33, p. 59-73.
- Hertlein, L.G., Emerson, W.K., 1959, Pliocene and Pleistocene megafossils from the Tres Marias Islands. *American Museum Novitates*, v. 140, 25 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.
- Howarth, R.J., McArthur, J.M., 1997, Statistics for strontium isotope stratigraphy: A robust LOWESS fit to the marine strontium isotope curve for the period 0 to 206 Ma, with look-up table for the derivation of numerical age. *Journal of Geology*, v. 105, p. 441-456.
- Ingersoll, R.V., 2000, Models for origin and emplacement of Jurassic ophiolites of northern California. In: Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., Nicolas, A., (eds.), *Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the Ocean Drilling Program*. Geological Society of America Special Papers, v. 349, p. 365-402.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 8, p. 523-548.
- Jaramillo, S.H., Suárez, G., 2011, The 4 December 1948 earthquake (Mw 6.4): Evidence of reverse faulting beneath the Tres Marias escarpment and its implications for the Rivera-North American relative plate motion. *Geofísica Internacional*, v. 50(3), p. 313-317.
- Jensky, W.A., 1975, Reconnaissance Geology and Geochronology of the Bahía de Banderas area, Nayarit and Jalisco, Mexico. M.S. Thesis, Santa Barbara University of California, 80 p.

- Jordan, E.K., Hertlein, L.G., 1926, Expedition to the Revillagigedo Islands, Mexico, in 1925. IV A Pliocene fauna from Maria Madre Island, Mexico. *Proceedings of the California Academy of Sciences*, v. 15, p. 209-215.
- Karig, D.E., Jansky, W., 1972, The Proto-Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 17, p. 169-174.
- Köhler, H., Schaaf, P., Müller-Sohnius, D., Emmermann, R., 1988, Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur. *Geofisica Internacional*, v. 27(4), p. 519-542.
- 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.
- Larson, R.L., 1972, Bathymetry, magnetic anomalies, and plate-tectonic history at the mouth of the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 3345-3360.
- Larson, R.L., Menard, H.W., Smith, S.M., 1968, Gulf of California: a result of ocean-floor spreading and transform faulting. *Science*, v. 161, p. 781-784.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of Volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Le Bas, M.J., Sabine P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R., Zanettin, B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks. Blackwell Oxford, 193 p.
- Lonsdale, P., 1989, Geology and tectonic history of the Gulf of California. In: Hustong, D., Wintener, E.L., Decker, R.W., (eds), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii (The Geology of North America, N)*. Geological Society of America, Boulder, CO, p. 499-512.
- Lonsdale, P.F., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California. In: Dauphin, J.P. Simoneit, R.T., (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 47, p. 87-125.
- Lonsdale, P.F., 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.
- Ludwig, K.R., 2008, Isoplot 3.60. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, n. 4, 77 p.
- Ludwig, K.R., Mundil, 2002, Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs. In 12th Goldschmidt Conference. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 66, p 463.
- 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, p. 6751-6759.

- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635-643.
- 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.
- Martínez-Gutiérrez, G., Sethi, P.S., 1997, Miocene-Pleistocene sediments within the San José del Cabo Basin, Baja California Sur, Mexico. In: Johnson, M.E., Ledesma-Vázquez, J., (eds), Pliocene carbonates and related facies flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, v. 318, p. 141-166.
- McArthur, J.M., 1994, Recent trends in strontium isotope stratigraphy. *Terra Nova*, v. 6, p. 331-358.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., 1998, Strontium isotope stratigraphy: LOWESS V2, A revised best-fit to the marine Sr-isotope curve for 0 to 206 Ma, with a revised look-up table for derivation of numerical age. *Am. Assoc. Of Petrol. Geologists Annual Meeting (Salt Lake City, Utah, May 17-20, 1988)*, Tulsa, Okla., AAPG.
- McArthur, J.M., Chen, M., Gale, A.S., Thirlwall, M.F., Kennedy, W.J., 1993, Strontium isotope stratigraphy for the Late Cretaceous: Age models and intercontinental correlations for the Campanian. *Paleoceanography*, v. 8, p. 859-873.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., Bailey, T.R., 2001, Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0-509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age. *Journal of Geology*, v. 109, p. 155-170.
- McCloy, C., 1984, Stratigraphy and depositional history of the San Jose del cabo trough, Baja California Sur, Mexico. In Frizzell, V.A. jr., (eds), *Geology of the Baja California peninsula*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, v. 39, p. 267-273.
- McCloy, C., Ingle, J.C., 1982, Neogene foraminifera, stratigraphy, and depositional history of Isla Maria Madre: Evidence of early marine conditions in the southern Gulf of California. *Geological Society of America Programs with Abstracts*, v. 4, p. 213.
- 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.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995, The composition of the Earth. *Chemical Geology*, v. 120, p. 223-253.
- McDowell, F.W., Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1479-1487.

- McDowell, F.W., 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, v. 180, p. 113-124.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1981, The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of western Mexico. *Revista del Instituto de Geología*, v. 8(8), p. 195-206.
- 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. 1249-1360.
- McTeague, M.S., Umhoefer, P.J., Schwennicke, T., Ingle, J., 2005, Sedimentary record of Miocene rifting along the eastern side of the San Jose del Cabo Basin, Baja California Sur, Mexico. Critical early evidence of the proto-Gulf of California. *Geological Society of America, Salt Lake City Annual Meeting Abstract*, v. 37(7), 311 p.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Royer, J.Y., Bourgois, J., Chabert A., Bigot-Cormier, F., Bandy, B., Mortera-Gutiérrez, C., Dymont, J., 2005, La zona de falla Tosco-Abreojos: un sistema lateral derecho activo entre la placa Pacífico y la península de Baja California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario*, v. 37(3), p. 53-63.
- Michaud, F., Royer, J.Y., Bourgois, J., Dymont, J., Calmus, T., Bandy, W., Sosson, M., Mortera-Gutiérrez, C., Sichler, B., Rebolledo-Viera, M., Pontoise, B., 2006, Oceanic-ridge subduction vs. Slab break off: Plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma. *Geology*, v. 34(1), p. 13-16.
- Montañez, I.P., Osleger, D.A., Banner, J.L., Mack, L.E., Musgrove, M., 2000, Evolution of the Sr and C isotope composition of Cambrian oceans. *GSA Today*, v. 10, p. 1-7
- Moore, D.G., Curray, J.R., 1982, Geologic and Tectonic History of the Gulf of California. *Deep Sea Drilling Project Initial Reports*, v. 64, p. 1279-1294
- Mora-Álvarez, G., McDowell, F.W., 2000, Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Úrsula of western Sonora, Mexico. In Stock, J., Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., ed., *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*. Geological Society of America, Special Paper, v. 334, p. 123-141.
- Nelson, E.W., 1899, General description of the Tres Marías Islands, Mexico. *North American Fauna*, n. 4, p. 7-13.
- Ness, G.E., 1982, Late Neogene tectonics of the mouth of the Gulf of California. Ph.D thesis, Oregon State University, Corvallis, Oregon, 143 p.

- Nixon, G., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 514-523.
- Normark, W.R., Spencer, J.E., Ingle, J.C., 1987, Geology and Neogene history of the Pacific Continental margin of Baja California Sur, Mexico. In Scholl, D.W., Grantz, G., Vedder, J.G., (eds), *Geology and Resource potential of the continental margins of western North America and adjacent basins, Beaufort Sea to Baja California, Circum-Pacific*. Council for Energy Resources Earth Sciences Series, v. 6, p. 449-472.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana escala 1:2,000,000: México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa con texto explicativo.
- 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 (Mexico). Ph.D. Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada, 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 Mexico. In Johnson, S.E., Peterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martin-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of northwestern Mexico and te southwestern U.S.A. bourder, Colorado*. Geological Society of America, Special Paper, v. 374, p. 297-335.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.
- Peralta-Miranda, A., García-Pérez, L., 2013, Geología y Geocronología de la isla San Juanito, Archipiélago de las Islas Marías, Nayarit, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 156 p.
- Pérez-Guzmán, A.M., 1983, Biostratigraphic and paleoceanographic reconstruction of the late Miocene in Baja California and Tres Marias Islands, Mexico. Ph.D. Thesis, Rice University, Houston, Texas, 216 p.
- Pérez-Guzmán, A.M., 1985, Radiolarian biostratigraphy of the late Miocene in Baja and the Tres Marias Islands, Mexico. *Micropaleontology*, v. 31(4), p. 320-334.

- Pérez-López, O.G., 2002, Caracterización paleontológica de bivalvos y gasterópodos (Mollusca), en cinco localidades de la Formación Refugio (Plioceno), Baja California Sur, México: La Paz, México. Universidad Autónoma de Baja California Sur, Tesis de Licenciatura, 139 p.
- Perez-Venzor, J.A., 2013, Estudio geológico-geoquímico del borde oriental del Bloque de los Cabos, Baja California Sur, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, tesis doctoral, 289 p.
- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., Peccerillo, A., 2005, PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 6, Q07011, doi: 10.1029/2005GC000932.
- 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 provinces, Brazil: Evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, v. 166, p. 159-171.
- Piña-Arce, M., 2010, Bioestratigrafía con nanofósiles calcáreos en el área del Rancho Los Algodones, Baja California Sur, México: La Paz, México. Universidad Autónoma de Baja California Sur, Tesis de Licenciatura, 60 p.
- Pompa-Mera, V., 2014, Estudio geológico, geoquímico y geocronológico de la Isla María Madre, Nayarit. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, tesis doctoral, 270 p.
- Pompa-Mera, V., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Weber, B., Solís-Pichardo, G., Villanueva-Lascurain, D., Layer, P., 2013, Geology, geochronology, and geochemistry of Isla María Madre, Nayarit, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 30, p. 1-23
- Puy-Alquiza, M.J., Miranda-Avilés, R., López-Martínez, M., 2010, Revisión estratigráfica de Punta Coyote (Baja California Sur, México) e implicaciones para el volcanismo de la Sierra Madre Occidental y el Arco Comundú. *Estudios Geológicos*, v. 66(2), p. 193-208.
- Ramírez-Rubio, C., 1980, Geología del área de las Islas Marías, México. Sociedad Geologica Mexicana, Convención Geológica Nacional, Resúmenes, v. 5, p. 23-24.
- Righter, K., Carmichael, I.S.E., Becker, T.A., 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.
- Rochin-García, H., 2015, El basamento del Bloque de Los Cabos, Baja California Sur, características geoquímicas, isotópicas y geocronológicas. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Tesis de Maestría, 107 pp.
- Roldán-Quintana, J., 1971, Algunas observaciones acerca de las rocas volcánicas Cenozoicas del Estado de Sinaloa. *Revista del Instituto de Geología*, Universidad Nacional Autónoma de México, 13 p.

- Rollinson, H.R., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group, U.K. Ltd., 352 p.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., López-Martínez, 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.
- Ryan, W.B.F., Carbotte, S.M., Coplan, J.O., O'Hara, S., Melkionian, A., Arko, R., Weissel, R.A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczdowski, J., Zemsky, R., 2009, Global Multi-resolution topography synthesis. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 10, Q03014, doi: 10.1029/2008GC002332.
- Saunders, A.D., Fornari, D.J., Morrison, M.A., 1982, The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental-margin basins: the Gulf of California, Mexico. *Journal of the Geological Society*, v. 139, p. 335-346.
- 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. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, v. 47, p. 301-369.
- 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*, v. 118, p. 63-84.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. *Tectonics*, v. 14, p. 1339-1350.
- Schaaf, P., Böhnell, H., Pérez-Venzor, J.A., 2000, Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: Geochronological and palaeomagnetic constraints. *Tectonophysics*, v. 318, p. 53-69.
- Schwennicke, T., Umhoefer, P.J., 2008, Evolución tectonoestratigráfica a lo largo del margen oriental de la cuenca de San José del Cabo (resumen). En primer congreso sobre la evolución geológica y ecológica del Noroeste de México, Hermosillo, Sonora, 107 p.
- SEMARNAT, 2000, Decreto por el que se declara Área Natural Protegida, con el carácter de Reserva de la Biósfera, el Archipiélago conocido como Islas Marías. *Diario Oficial de la Federación*, 27 de noviembre del 2000
- Silver, L.T., Chappell, B.W., 1988, The Peninsular Ranges batholith: An insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, v. 79, p. 105-121.
- Silver, L.T., Taylor, H.P., Chappell, B.W., 1979, Some petrological geochemical and geochronological observations for the Peninsular Ranges near the international border of the U.S.A. and Mexico. In:

- Todd V.R., (eds). Mesozoic crystalline rocks. San Diego, California. Department of Geological Sciences. San Diego State University, p. 83-110.
- Smith, J.T., 1991, Cenozoic marine mollusks and paleogeography of the Gulf of California. In: Dauphin, J., Simoneit, B., (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 47, p. 637-666.
- Stacey, J.S., 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
- Stearns, I., 1894, List of mollusks from the Tres Marias Islands, Mexico. *Proceedings of the United States National Museum*, v. 17, p. 139-204.
- Stern, R.J., 2002, Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, v. 40, p. 1-38.
- 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.
- Stock, J.M., Lee, J., 1994, Do microplates in subduction zones leave a geological record?. *Tectonics*, v. 13(6), p. 1472-1487.
- Streckeisen, A.L., 1976, To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, v. 12, 33 p.
- Strong, A.M., Hanna, G.D., 1930, Marine mollusks of the Tres Marias Islands, Mexico. *Proceedings of the California Academy of Sciences*, v. 19, n. 3, p. 13-22.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., and Norr, M.J., (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Geological Society of London, Special Publication, n. 42, p. 313-345.
- Sutherland, F.H., Kent, G.M., Harding, A.J., Umhoefer, P.J., Driscoll, N.W., Lizarralde, D., Fletcher, J.M., Axen, G.J., Holbrook, S., González-Fernández, A., 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. *Geological Society of America, Memoir*, v. 101, 139 p.
- Tatsumi, Y., Eggins, S., 1995, *Subduction zone magmatism*. Wiley-Blackwell, 211 p.
- Thisted, R.A., 1988, *Elements of Statistical Computing*. Chapman and Hall, New York, 427 p.
- Todd, V.R., 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., and 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.
- Tweto, O., 1975, Laramide (late Cretaceous-early Tertiary) orogeny in the southern Rocky Mountains. *Geological Society of America, Memoir*, v. 144, p. 1-44.

- Umhoefer, Dorsey, R.J., Willsey, S., Mayer, L., Renne, P., 2001, Stratigraphy and geochronology of the Comondú 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., 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 166, p. 801-824.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.C., Patchett, P.J., Zürcher, L., Hodkinson, D., Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: identification fo the southern edge of the North American Precambrian basement. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1409-1422.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Ochoa-Landín, L., Martínez-Serrano, R., Vargas-Navarro, P., 2003, Geology and Geochemistry of the Coastal Sonora Batholith, Northwestern Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 819-831.
- Valencia-Moreno, M., Iriondo, A., González-León, C., 2006, Temporal constraints on the eastward migration of the late Cretaceous-early Tertiary magmatic arc of NW Mexico based on new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende geochronology of granitic rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, p. 22-38.
- van der Heyden, P., 1992 A middle Jurassic to early Tertiary Andean-Sierran arc model for the Coast Belt of British Columbia. *Tectonics*, v. 11, p. 82-97.
- Veizer, J., Buhl, D., Diener, A., Ebner, S., Podlaha, O.G., Bruckschen, P., Jasper, T., Korte, C., Schaaf, M., Ala, D., Azmy, K., 1997, Strontium isotope stratigraphy: Potential resolution and event correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 132, p. 65-77.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, v. 161, p. 59-88.
- 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.
- 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, Mexico): geodynamic implications. *Compte Rendue Geosciences*, v. 337(16), p. 1421-1430.

- Villanueva-Lascurain, D., 2017, Petrogénesis de los sills y derrames gabróticos y basálticos de la Isla María Magdalena, Islas Marías, Nayarit. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Tesis de Maestría.
- Wallace, P., Carmichael, I.S.E., 1989, Minette lavas and associated leucitites from the western front of the Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry, and origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 103, p. 470-492.
- Weaver, F.M., Casey, R.E., Perez-Guzman, A.M., 1981, Stratigraphic and paleoceanographic significance of early Pliocene to middle Miocene radiolarian assemblages from northern to Baja California. In: Garrison, R.E., Douglas, R.G., (eds.), *The Monterey formation and related siliceous rocks of California*. S.E.P.M., Pa. Sect., p. 71-86.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187.
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Springer, New York, 466 p.
- Yeats, R.S., Haq, B.U., 1981, Site 473: Rivera Plate. In Orlofsky, S., (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 63. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., p. 372-412.
- Zimmermann, J.L., Stussi, J.M., Gonzalez-Partida, E., Arnold, M., 1988, K-Ar evidence for age and compositional zoning in the Puerto Vallarta-Rio Santiago batholith (Jalisco, México). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, p. 267-274.

ANEXOS

Tabla 1 Ubicación geográfica de las muestras estudiadas y analizadas para este trabajo.

Muestra	Coordenadas (UTM) 13Q		Litología	Petrografía	Geoquímica			Geocronología
	N	W			Mayores (FRX)	Traza (ICP-MS)	Isotopía Sr y Nd	
MC 11-09	371172	2359285	Granito Alc.	*				
MC 11-10	371194	2359278	Granito Alc.	*	*	*	*	U-Pb
MC 11-11	370925	2359299	Granodiorita	*	*	*	*	
MC 11-13	370673	2359340	Granodiorita	*	*	*	*	U-Pb
MC 14-20	369191	2358941	Granodiorita	*	*	*	*	
MC 11-02	371813	2358349	Riolita	*	*	*	*	U-Pb
MC 11-04b	370426	2357468	Traquita	*	*	*	*	
MC 11-08	370924	2358830	Traquita	*				
MC 11-14b	372434	2357053	Riolita	*				
MC 11-14c	372434	2357053	Riolita Alc.	*				
MC 14-07	369747	2358844	Riolita	*				
MC 14-18b	369421	2358881	Riolita	*	*	*	*	
MC 14-27	371736	2358632	Dacita	*	*	*	*	
MC 11-17	371623	2356505	Basalto-And.	*	*	*	*	
MC 14-02	372002	2357015	Basalto-And.	*				
MC 14-03	370762	2359002	Basalto-And.	*				
MC 14-10	372247	2356047	Basalto-And.	*	*	*	*	
MC 14-17	369654	2359758	Basalto And.	*				
MC 11-01	371803	2358546	Brecha Volc.	*				
MC 11-12	369747	2359377	Brecha Volc.	*				
MC 11-18	371813	2358349	Brecha Volc.	*	*	*	*	
MC 14-12b	371476	2355725	Brecha Volc.	*	*	*	*	
MC 14-25a	371739	2358884	Brecha Volc.	*	*	*	*	
MC 14-26	371755	2358735	Brecha Volc	*				
MC 11-03	370989	2358045	Ignimbrita	*				
MC 14-08	370068	2358145	Ignimbrita	*	*	*	*	
MC 14-14	369835	2358854	Ignimbrita	*				
MC 11-19	372881	2358286	Arenisca	*				
MC 11-20	372881	2358286	Arenisca	*			*	U-Pb y Sr
MC 11-21	372881	2358286	Arenisca	*				U-Pb
MC 11-22	372881	2358286	Arenisca	*				
MC 11-23	372799	2357920	Arenisca	*				

Tabla 2 Composición modal de las rocas ígneas estudiadas para la isla María Cleofas.

<i>Rocas Plutónicas</i>									
Muestra	Litología	Mineralogía (%)							
		Qz	Feld-K	Plg	Hnb	Biot	Ox	Matriz	Total
MC 11-09	Granito Alc.	7.5	12.7	0.0	0.0	2.8	1.2	75.8	100
MC 11-10	Granito Alc.	12.9	25.8	0.0	0.0	1.2	4.3	55.8	100
MC 11-11	Granodiorita	29.6	18.1	46.2	4.4	1.7	0.0	0.0	100
MC 11-13	Granodiorita	33.1	17.2	43.9	3.8	2.0	0.0	0.0	100
MC 14-20	Granodiorita	30.2	14.1	45.5	6.1	4.1	0.0	0.0	100

<i>Rocas Volcánicas Félicas</i>										
Muestra	Litología	Mineralogía (%)								
		Qz	Feld	Plg	Hnb	Biot	Epid	Líticos	Matriz	Total
MC 11-02	Riolita	3.1	4.7	2.6	0.7	0.0	0.0	0.0	88.9	100
MC 11-04b	Traquita	0.0	14.2	2.8	0.5	0.0	0.0	0.0	82.5	100
MC 11-08	Traquita	0.0	17.5	6.8	5.4	1.6	0.0	0.0	68.7	100
MC 11-14b	Riolita	12.0	10.7	2.3	0.0	2.1	0.0	0.0	72.9	100
MC 11-14c	Riolita Alc.	12.9	8.9	0.0	0.0	2.7	1.2	0.0	74.3	100
MC 14-07	Riolita	4.0	7.7	4.9	0.0	0.0	0.0	4.7	78.7	100
MC 14-18b	Riolita	16.5	20.7	3.2	0.0	0.0	0.0	3.2	56.4	100
MC 14-27	Dacita	5.2	4.5	2.8	0.0	0.0	0.0	2.2	85.3	100

<i>Rocas Volcánicas Máficas</i>												
Muestra	Litología	Mineralogía (%)										
		Plg	Feld	Px	Hnb	Bio	Ox	Qz	Clo	Ser	Matriz	Total
MC 11-17	Basalto-And.	21.6	3.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.3	69.3	100
MC 14-02	Basalto-And.	18.3	0.0	14.6	1.1	0.0	3.9	0.0	0.0	0.0	62.1	100
MC 14-03	Basalto-And.	23.0	8.9	0.0	3.9	0.0	5.2	0.0	0.0	0.0	59.0	100
MC 14-10	Basalto-And.	71.6	0.0	0.0	9.2	10.7	6.1	0.0	2.4	0.0	0.0	100
MC 14-17	Basalto And.	19.6	10.9	0.0	0.5	0.0	0.0	2.8	0.0	0.0	66.2	100

<i>Rocas Explosivas o Piroclásticas</i>									
Muestra	Litología	Mineralogía (%)							
		Qz	Feld	Plg	Hnb	Líticos	Matriz	Total	
MC 11-01	Brecha Volc.	7.6	12	4.8	0.0	3.4	72.2	100	
MC 11-12	Brecha Volc.	2.8	3.9	0.9	0.7	0.0	91.7	100	
MC 11-18	Brecha Volc.	4.7	3.4	1.1	0.0	43.1	47.7	100	
MC 14-12b	Brecha Volc.	6.5	4.3	0.0	1.4	25.8	62	100	
MC 14-25a	Brecha Volc.	3.4	9.5	2.8	0.0	10.3	74	100	
MC 14-26	Brecha Volc.	2.7	6.8	1.9	0.0	6.4	82.2	100	
MC 11-03	Ignimbrita	2.0	11.9	1.6	0.0	14.0	70.5	100	
MC 14-08	Ignimbrita	19.3	14.2	0.8	0.5	0.0	65.2	100	
MC 14-14	Ignimbrita	4.7	4.2	1.1	0.0	25.3	64.7	100	

Tabla 3 Concentración de elementos mayores (% wt.) y trazas (ppm) en roca total de las muestras ígneas.

<i>Litología</i>	<i>Granito Alc.</i>	<i>Granodiorita</i>	<i>Granodiorita</i>	<i>Granodiorita</i>	<i>Riolita</i>	<i>Traquita</i>	<i>Riolita</i>
<i>Muestra</i>	<i>MC 11-10</i>	<i>MC 11-11</i>	<i>MC 11-13</i>	<i>MC 14-20</i>	<i>MC 11-02</i>	<i>MC 11-04b</i>	<i>MC 14-18b</i>
<i>Coord. N</i>	371194	370925	370673	369191	371813	370426	369421
<i>(13Q) W</i>	2359278	2359299	2359340	2358941	2358349	2357468	2358881
<i>Mayores</i>							
SiO ₂	71.65	66.39	65.64	64.14	78.70	68.84	74.06
TiO ₂	0.31	0.53	0.56	0.60	0.03	0.45	0.18
Al ₂ O ₃	13.80	16.19	16.28	16.28	11.94	16.51	13.34
Fe ₂ O ₃	3.34	4.04	4.53	5.45	1.04	4.10	2.41
MnO	0.09	0.08	0.10	0.17	0.02	0.06	0.07
MgO	0.53	1.47	1.81	1.91	0.10	0.14	0.35
CaO	1.47	3.43	3.66	3.65	0.21	0.83	1.00
Na ₂ O	3.58	4.01	4.01	4.14	2.78	4.86	3.82
K ₂ O	5.28	3.10	2.98	2.69	5.46	3.95	4.18
P ₂ O ₅	0.11	0.14	0.14	0.18	0.84	0.18	0.07
PxC	0.67	1.27	0.91	1.18	0.67	0.53	0.84
SUMA	100.83	100.65	100.60	100.39	101.79	100.45	100.29
<i>Traza</i>							
V	21	71	76	84	< 5	7	8
Cr	230	140	170	190	240	110	310
Co	4	8	7	9	< 1	2	2
Ni	< 20	< 20	< 20	40	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	< 10	< 10	10	< 10	< 10	< 10
Zn	70	40	60	100	< 30	70	90
Ga	17	18	19	17	14	20	16
Ge	2	1.8	1.8	1.7	1.3	2.9	1.3
Rb	174	98	96	79	181	102	129
Sr	273	394	402	443	51	367	160
Y	22.4	16.5	16.8	16.6	16.3	23.5	17.3
Zr	126	160	147	164	60	210	145
Nb	7.2	6.3	6.5	6.9	5.5	9.1	7.9
Mo	< 2	4	4	4	2	< 2	2
Ag	1.8	2.2	1.5	2.1	1.5	2.8	1
Sn	1	2	3	20	2	3	3
Sb	1.1	0.5	0.3	2.2	1	16.9	1.8
Cs	8.5	2.6	2.8	2.6	4.2	4.9	3.5
Ba	721	1050	934	926	1120	1020	902
La	32.6	22.8	24.6	22.7	24.8	25.8	29.7
Ce	62.5	43.1	45	43	32.4	52.1	56.8
Pr	7.15	5.05	5.05	5.19	5.53	6.3	6.52
Nd	26.5	18.1	18.6	19.5	18	24.6	23.5
Sm	4.99	3.55	3.53	3.86	3.4	4.88	4.27
Eu	0.652	0.854	0.875	1.08	0.291	1.31	0.671
Gd	3.7	2.73	2.82	3	2.49	3.75	3.26
Tb	0.6	0.44	0.46	0.51	0.43	0.64	0.54
Dy	3.67	2.55	2.57	3.05	2.61	3.88	3.16
Ho	0.74	0.52	0.52	0.62	0.55	0.76	0.65
Er	2.05	1.52	1.53	1.78	1.67	2.26	1.85
Tm	0.313	0.234	0.238	0.293	0.235	0.33	0.309
Yb	2.24	1.76	1.65	1.91	1.66	2.28	2.12
Lu	0.344	0.282	0.26	0.287	0.262	0.354	0.321
Hf	3.4	3.9	3.5	4.2	2.1	4.7	3.8
Ta	0.8	0.78	0.62	0.87	0.81	0.82	0.7
W	1.5	1	2.3	0.9	3.6	5.2	1.8
Tl	0.75	0.67	0.63	0.74	2.17	0.89	1.52
Pb	14	10	10	18	14	13	13
Th	14.4	7.08	7.5	7.11	14.3	6.36	13.1
U	2.67	2.43	2.61	1.89	3.42	3.53	3.87

Tabla 3 (Continuación).

<i>Litología</i>	<i>Dacita</i>	<i>Basalto</i>	<i>Andesita</i>	<i>Brecha Volc.</i>	<i>Brecha Volc.</i>	<i>Brecha Volc.</i>	<i>Ignimbrita</i>
<i>Muestra</i>	<i>MC 14-27</i>	<i>MC 11-17</i>	<i>MC 14-10</i>	<i>MC 11-18</i>	<i>MC 14-12b</i>	<i>MC 14-25a</i>	<i>MC 14-08</i>
<i>Coord. N</i>	371736	371623	372247	371813	371476	371739	370068
<i>(13Q) W</i>	2358632	2356505	2356047	2358349	2355725	2358884	2358145
<i>Mayores</i>							
<i>SiO₂</i>	69.05	44.57	52.23	71.94	77.30	77.60	79.48
<i>TiO₂</i>	0.17	1.05	0.91	0.19	0.45	0.15	0.04
<i>Al₂O₃</i>	12.58	11.24	18.14	11.06	10.41	12.05	11.66
<i>Fe₂O₃</i>	1.94	9.10	9.71	1.78	4.14	1.71	1.30
<i>MnO</i>	0.02	0.15	0.21	0.01	0.06	0.02	0.03
<i>MgO</i>	0.11	8.01	4.01	0.02	1.39	0.22	0.16
<i>CaO</i>	0.38	11.14	8.53	0.19	0.40	0.23	0.21
<i>Na₂O</i>	1.41	2.13	3.09	1.42	1.85	2.58	1.19
<i>K₂O</i>	3.39	1.40	1.41	3.51	2.38	4.13	4.76
<i>P₂O₅</i>	8.99	0.32	0.22	8.29	0.11	0.08	0.02
<i>PxC</i>	2.18	11.29	1.47	1.35	1.73	1.51	1.38
<i>SUMA</i>	100.22	100.40	99.92	99.75	100.21	100.28	100.22
<i>Traza</i>							
<i>V</i>	18	260	242	17	62	12	< 5
<i>Cr</i>	150	460	90	120	240	280	230
<i>Co</i>	< 1	37	24	< 1	5	< 1	< 1
<i>Ni</i>	< 20	70	< 20	< 20	20	< 20	< 20
<i>Cu</i>	< 10	70	30	< 10	10	< 10	< 10
<i>Zn</i>	60	70	190	50	60	< 30	30
<i>Ga</i>	10	15	19	11	12	15	13
<i>Ge</i>	0.9	1.3	1.7	1.2	1.7	1.7	1.8
<i>Rb</i>	85	33	30	97	66	160	155
<i>Sr</i>	90	282	356	77	82	113	52
<i>Y</i>	11.4	15.6	22.2	13.3	17.3	15.3	15.1
<i>Zr</i>	60	80	92	51	109	93	50
<i>Nb</i>	5	11.5	5.2	5.2	5.8	5.8	5.8
<i>Mo</i>	2	< 2	< 2	< 2	< 2	3	< 2
<i>Ag</i>	< 0.5	1.7	0.7	0.9	0.7	0.8	< 0.5
<i>Sn</i>	2	3	1	3	2	3	3
<i>Sb</i>	1.4	6.2	2.3	2.2	1.2	2	0.8
<i>Cs</i>	2.1	0.7	4.5	2.3	3.6	9	8.4
<i>Ba</i>	708	559	672	815	564	953	338
<i>La</i>	13.5	17.7	12.4	14.3	18.3	30.3	15
<i>Ce</i>	25.3	32.7	25.5	27.2	36.6	55.4	31.8
<i>Pr</i>	2.87	4.06	3.3	3.16	4.54	5.94	3.96
<i>Nd</i>	10.3	16.4	14.2	11.1	17.6	19.4	14.4
<i>Sm</i>	2.04	3.67	3.46	2.08	3.48	3.32	3.25
<i>Eu</i>	0.36	0.957	1.15	0.311	0.699	0.558	0.328
<i>Gd</i>	1.69	3.02	3.65	1.57	3.14	2.63	2.6
<i>Tb</i>	0.32	0.49	0.67	0.3	0.55	0.45	0.46
<i>Dy</i>	2.01	2.93	4.04	2.07	3.21	2.68	2.71
<i>Ho</i>	0.44	0.58	0.84	0.42	0.68	0.56	0.54
<i>Er</i>	1.29	1.63	2.43	1.27	1.79	1.63	1.51
<i>Tm</i>	0.201	0.231	0.355	0.204	0.275	0.297	0.243
<i>Yb</i>	1.45	1.54	2.39	1.56	1.98	1.97	1.78
<i>Lu</i>	0.239	0.226	0.352	0.241	0.266	0.307	0.252
<i>Hf</i>	1.7	2.3	2.5	1.5	2.8	2.9	2
<i>Ta</i>	0.9	0.76	0.3	0.79	0.47	0.78	3.52
<i>W</i>	1.7	4.5	< 0.5	2.3	1.6	2	5
<i>Tl</i>	1.47	0.26	0.23	1.14	0.57	1.38	0.96
<i>Pb</i>	7	5	14	7	7	12	8
<i>Th</i>	8.73	3.66	3.48	8.66	6.38	14.9	12.9
<i>U</i>	2.82	1.2	1.08	2.82	1.58	3.9	1.25

Tabla 4 Relaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd para las muestras seleccionadas, además de sus concentraciones elementales por dilución isotópica.

Muestra	Tipo	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	1 SE(M)	n	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd*	1 SE(M)	n	ENd	1s	Dilución isotópica (ppm)			
														Rb	Sr	Sm	Nd
<i>Plutónicas</i>																	
MC11-10	Granito Alc.	1.810	0.706870	40	5	59	0.112	0.512617	18	2	69	-0.41	0.35	170.35	272.34	4.99	27.01
MC 11-11	Granodiorita	0.723	0.705357	30	4	59	0.113	0.512626	15	2	68	-0.23	0.29	97.66	390.60	3.38	18.04
MC 11-13	Granodiorita	0.704	0.705319	34	5	57	0.109	0.512621	17	2	67	-0.33	0.33	95.20	391.05	3.58	19.78
MC 14-20	Granodiorita	0.480	0.705220	29	4	56	0.114	0.512618	13	2	67	-0.39	0.25	79.00	476.50	3.95	20.98
<i>Volcánicas</i>																	
MC11-02	Riolita	11.022	0.715847	32	4	57	0.119	0.512606	15	2	65	-0.62	0.29	165.01	43.36	3.31	16.81
MC 11-04b	Traquita	0.866	0.705322	30	4	57	0.119	0.512692	14	2	68	1.05	0.27	105.65	352.96	4.81	24.41
MC 14-18b	Riolita	2.197	0.707110	40	5	58	0.109	0.512622	16	2	66	-0.31	0.31	129.00	169.95	4.46	24.68
MC 14-27	Dacita	2.581	0.710088	34	5	57	0.116	0.512495	14	2	65	-2.79	0.27	85.00	95.34	2.13	11.13
MC 11-17	Basalto	0.364	0.704742	38	5	56	0.126	0.512793	15	2	67	3.02	0.29	31.66	251.52	3.20	15.42
MC 14-10	Andesita	0.242	0.704587	35	5	56	0.151	0.512775	14	2	66	2.67	0.27	30.00	358.67	3.48	13.91
<i>Piroclásticas</i>																	
MC 11-18	Brecha Volc.	3.792	0.710918	39	5	58	0.112	0.512500	14	2	68	-2.69	0.27	91.13	69.57	2.22	11.93
MC 14-12b	Brecha Volc.	2.221	0.711571	28	4	56	0.122	0.512240	16	2	66	-7.76	0.31	66.00	86.03	3.86	19.16
MC 14-25a	Brecha Volc.	4.414	0.710462	32	4	57	0.104	0.512597	15	2	68	-0.80	0.29	160.00	104.93	3.17	18.42
MC 14-08	Igimbrita	7.959	0.714491	37	5	58	0.135	0.512544	11	1	68	-1.83	0.21	155.00	56.39	3.55	15.87
<i>Sedimentarias</i>																	
MC 11-20	Arenisca	0.418	0.708149	29	4	57	0.121	0.512707	16	2	68	1.35	0.31	55.00	381.19	2.46	12.31

Tabla 5 Resultados del análisis geocronológico mediante el método isotópico del U-Pb en zircones para las rocas seleccionadas y estudiadas.

Analysis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	Isotope ratios						Apparent ages (Ma)								
				²⁰⁶ Pb* ²⁰⁷ Pb*	± (%)	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)	Best age (Ma)	± (Ma)
MC11-10-19	1043	22671	1.6	20.7695	0.7	0.0843	2.6	0.0127	2.5	0.96	81.4	2.0	82.2	2.0	106.5	16.7	81.4	2.0
MC11-10-15	462	12861	2.2	20.8773	1.9	0.0847	2.4	0.0128	1.5	0.62	82.1	1.2	82.5	1.9	94.3	44.2	82.1	1.2
MC11-10-20	708	7584	2.9	20.7947	1.3	0.0858	3.0	0.0129	2.7	0.90	82.9	2.2	83.6	2.4	103.7	31.7	82.9	2.2
MC11-10-17	750	26580	2.9	20.5008	1.5	0.0876	4.0	0.0130	3.7	0.93	83.4	3.0	85.2	3.2	137.2	34.9	83.4	3.0
MC11-10-13	747	12064	3.3	20.5925	1.2	0.0873	3.5	0.0130	3.3	0.94	83.5	2.8	85.0	2.9	126.7	29.0	83.5	2.8
MC11-10-07	1195	20187	2.2	20.8548	0.9	0.0863	2.4	0.0131	2.2	0.92	83.6	1.8	84.1	1.9	96.8	21.9	83.6	1.8
MC11-10-03	556	20152	1.9	20.2923	2.4	0.0888	3.5	0.0131	2.6	0.74	83.7	2.2	86.3	2.9	161.1	55.8	83.7	2.2
MC11-10-12	963	35225	2.5	20.5070	1.0	0.0878	2.4	0.0131	2.2	0.91	83.7	1.8	85.5	1.9	136.5	22.6	83.7	1.8
MC11-10-06	706	11436	3.0	20.7629	0.6	0.0868	1.9	0.0131	1.8	0.95	83.8	1.5	84.6	1.6	107.3	14.3	83.8	1.5
MC11-10-04	802	28727	2.8	20.7373	0.9	0.0871	2.2	0.0131	2.0	0.90	83.9	1.6	84.8	1.8	110.2	22.0	83.9	1.6
MC11-10-10	593	7922	3.7	20.5277	0.7	0.0882	2.4	0.0131	2.3	0.95	84.1	1.9	85.8	2.0	134.1	17.2	84.1	1.9
MC11-10-18	959	13793	3.4	20.8712	0.8	0.0872	2.8	0.0132	2.7	0.96	84.5	2.3	84.9	2.3	95.0	18.8	84.5	2.3
MC11-10-14	928	25767	1.2	20.5086	1.1	0.0888	3.8	0.0132	3.7	0.96	84.6	3.1	86.4	3.2	136.3	25.7	84.6	3.1
MC11-10-05	642	6925	3.9	20.6810	1.3	0.0886	2.3	0.0133	1.9	0.82	85.1	1.6	86.2	1.9	116.6	30.8	85.1	1.6
MC11-10-16	890	20778	2.4	20.9819	1.3	0.0875	2.7	0.0133	2.4	0.88	85.2	2.0	85.1	2.2	82.4	30.5	85.2	2.0
MC11-10-02	550	12809	2.4	20.4248	1.2	0.0899	2.9	0.0133	2.6	0.91	85.3	2.2	87.4	2.4	145.9	27.8	85.3	2.2
MC11-10-01	893	9310	2.6	20.8824	1.0	0.0879	2.3	0.0133	2.1	0.90	85.3	1.8	85.6	1.9	93.7	23.9	85.3	1.8
MC11-10-11	1967	48278	0.9	20.9586	0.9	0.0877	2.1	0.0133	1.8	0.90	85.4	1.6	85.4	1.7	85.1	21.1	85.4	1.6
MC11-10-08	959	22840	2.1	20.4539	1.3	0.0908	2.5	0.0135	2.1	0.85	86.3	1.8	88.3	2.1	142.6	30.4	86.3	1.8
MC11-10-09	315	10456	3.2	20.8228	1.2	0.0893	2.0	0.0135	1.6	0.81	86.3	1.4	86.8	1.7	100.5	28.0	86.3	1.4

Tabla 5 (Continuación).

Analysis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	Isotope ratios							Apparent ages (Ma)							
				²⁰⁶ Pb* ²⁰⁷ Pb*	± (%)	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)	Best age (Ma)	± (Ma)
MC11-13-03	172	2832	1.7	20.1534	1.7	0.0792	3.0	0.0116	2.4	0.81	74.2	1.8	77.4	2.2	177.2	40.3	74.2	1.8
MC11-13-06	139	1442	2.5	20.9410	3.1	0.0772	5.0	0.0117	3.9	0.79	75.2	2.9	75.5	3.6	87.1	72.8	75.2	2.9
MC11-13-04	162	2251	2.1	19.7048	2.0	0.0824	3.5	0.0118	2.9	0.82	75.5	2.2	80.4	2.7	229.4	46.6	75.5	2.2
MC11-13-10	187	3727	2.0	20.3665	2.8	0.0800	4.4	0.0118	3.4	0.77	75.7	2.6	78.1	3.3	152.6	65.0	75.7	2.6
MC11-13-09	207	4344	1.9	20.6746	1.8	0.0793	2.9	0.0119	2.2	0.77	76.2	1.7	77.5	2.1	117.3	43.4	76.2	1.7
MC11-13-22	152	1475	2.3	21.1386	3.0	0.0776	3.9	0.0119	2.4	0.63	76.3	1.8	75.9	2.8	64.7	71.6	76.3	1.8
MC11-13-25	183	3603	1.9	20.6875	1.5	0.0796	7.7	0.0119	7.5	0.98	76.5	5.7	77.8	5.7	115.9	36.4	76.5	5.7
MC11-13-01	189	2321	2.3	20.6113	1.2	0.0802	2.5	0.0120	2.2	0.88	76.8	1.7	78.3	1.9	124.5	28.2	76.8	1.7
MC11-13-20	375	3808	1.9	20.8844	1.6	0.0793	3.0	0.0120	2.6	0.86	77.0	2.0	77.5	2.3	93.5	36.8	77.0	2.0
MC11-13-12	155	1930	1.8	20.0793	5.2	0.0827	5.5	0.0120	1.9	0.34	77.2	1.4	80.7	4.3	185.8	120.1	77.2	1.4
MC11-13-02	185	3847	2.0	20.1951	1.6	0.0825	4.4	0.0121	4.1	0.93	77.5	3.1	80.5	3.4	172.4	37.3	77.5	3.1
MC11-13-05	189	2573	2.0	20.6373	1.8	0.0810	3.7	0.0121	3.3	0.88	77.7	2.5	79.1	2.8	121.6	41.6	77.7	2.5
MC11-13-08	200	1926	2.1	21.2271	2.5	0.0791	3.8	0.0122	2.8	0.74	78.0	2.2	77.3	2.8	54.8	60.2	78.0	2.2
MC11-13-21	177	1816	2.3	19.1553	10.0	0.0877	10.3	0.0122	2.1	0.21	78.1	1.6	85.3	8.4	294.4	229.9	78.1	1.6
MC11-13-17	212	3993	1.6	20.3099	1.5	0.0827	2.1	0.0122	1.4	0.68	78.1	1.1	80.7	1.6	159.2	35.3	78.1	1.1
MC11-13-07	144	2733	2.1	20.4006	3.2	0.0832	3.5	0.0123	1.5	0.42	78.9	1.2	81.1	2.7	148.7	74.1	78.9	1.2
MC11-13-24	218	3672	1.5	20.6537	1.7	0.0826	2.7	0.0124	2.1	0.78	79.3	1.7	80.6	2.1	119.7	40.1	79.3	1.7
MC11-13-19	173	1669	2.2	20.3600	2.0	0.0841	3.2	0.0124	2.5	0.78	79.6	2.0	82.0	2.5	153.3	47.1	79.6	2.0
MC11-13-16	171	2984	1.7	18.8252	6.8	0.0915	6.9	0.0125	1.5	0.21	80.0	1.2	88.9	5.9	333.9	153.8	80.0	1.2
MC11-13-15	170	2253	1.7	20.9755	1.9	0.0821	2.3	0.0125	1.4	0.60	80.0	1.1	80.1	1.8	83.1	44.5	80.0	1.1
MC11-13-11	210	3367	0.9	20.5201	2.5	0.0843	3.8	0.0125	2.8	0.75	80.4	2.3	82.2	3.0	135.0	58.8	80.4	2.3
MC11-13-18	414	4688	1.0	21.3223	1.5	0.0812	1.7	0.0126	0.8	0.45	80.5	0.6	79.3	1.3	44.1	36.2	80.5	0.6
MC11-13-13	161	2573	1.9	20.9609	2.1	0.0831	4.6	0.0126	4.1	0.89	80.9	3.3	81.0	3.6	84.8	50.0	80.9	3.3
MC11-13-23	552	6587	1.1	20.8134	1.6	0.0841	2.0	0.0127	1.2	0.59	81.3	0.9	82.0	1.6	101.6	37.9	81.3	0.9
MC11-13-14	161	2559	1.9	20.4655	3.3	0.0862	3.6	0.0128	1.4	0.38	82.0	1.1	84.0	2.9	141.2	77.6	82.0	1.1

Tabla 5 (Continuación).

Analysis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	Isotope ratios							Apparent ages (Ma)							
				²⁰⁶ Pb* ²⁰⁷ Pb*	± (%)	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)	Best age (Ma)	± (Ma)
MC11-02-23	559	21366	1.8	20.7951	7.7	0.0780	8.2	0.0118	2.6	0.32	75.4	1.9	76.3	6.0	103.6	183.3	75.4	1.9
MC11-02-12	542	2076	1.7	19.7660	11.1	0.0845	11.6	0.0121	3.4	0.29	77.6	2.6	82.3	9.2	222.3	256.5	77.6	2.6
MC11-02-06	531	6322	1.1	21.3085	5.1	0.0784	5.9	0.0121	3.0	0.50	77.6	2.3	76.6	4.4	45.7	122.1	77.6	2.3
MC11-02-30	602	32075	2.2	20.6252	8.0	0.0814	8.1	0.0122	1.2	0.15	78.0	0.9	79.4	6.2	122.9	189.1	78.0	0.9
MC11-02-29	623	14499	1.3	20.8498	8.8	0.0805	9.1	0.0122	2.5	0.27	78.0	1.9	78.6	6.9	97.4	207.8	78.0	1.9
MC11-02-05	417	21036	3.2	19.8002	7.9	0.0848	8.4	0.0122	3.0	0.35	78.1	2.3	82.7	6.7	218.3	183.1	78.1	2.3
MC11-02-14	632	28500	2.9	21.1936	8.4	0.0793	8.7	0.0122	2.2	0.25	78.1	1.7	77.5	6.5	58.6	201.7	78.1	1.7
MC11-02-09	854	58260	2.5	21.1765	1.6	0.0795	2.3	0.0122	1.7	0.74	78.2	1.3	77.6	1.7	60.5	37.1	78.2	1.3
MC11-02-18	466	87578	2.3	20.0290	8.3	0.0842	9.8	0.0122	5.2	0.53	78.4	4.0	82.1	7.7	191.6	193.4	78.4	4.0
MC11-02-01	515	22303	2.5	21.7587	8.1	0.0776	8.4	0.0122	2.3	0.27	78.4	1.8	75.9	6.1	-4.5	194.9	78.4	1.8
MC11-02-21	468	16478	2.0	21.0764	12.4	0.0804	13.3	0.0123	4.8	0.36	78.7	3.8	78.5	10.0	71.8	295.1	78.7	3.8
MC11-02-15	639	22887	2.7	21.8777	6.0	0.0776	6.5	0.0123	2.4	0.37	78.9	1.9	75.9	4.7	-17.7	146.1	78.9	1.9
MC11-02-25	1329	91558	1.8	21.2902	3.6	0.0799	3.7	0.0123	0.9	0.25	79.1	0.7	78.1	2.8	47.7	86.1	79.1	0.7
MC11-02-20	656	20218	1.8	21.4738	4.5	0.0793	5.0	0.0124	2.2	0.44	79.1	1.7	77.5	3.7	27.1	107.5	79.1	1.7
MC11-02-04	776	46421	1.5	21.3783	5.4	0.0799	6.3	0.0124	3.3	0.52	79.3	2.6	78.0	4.7	37.8	128.8	79.3	2.6
MC11-02-13	651	15848	2.1	21.1165	6.3	0.0812	7.1	0.0124	3.2	0.45	79.7	2.5	79.3	5.4	67.2	149.6	79.7	2.5
MC11-02-08	825	29306	2.1	20.4305	6.2	0.0840	6.5	0.0124	2.0	0.30	79.7	1.6	81.9	5.1	145.2	144.9	79.7	1.6
MC11-02-10	544	54702	3.0	20.6809	8.2	0.0831	8.4	0.0125	1.9	0.22	79.9	1.5	81.1	6.5	116.6	193.2	79.9	1.5
MC11-02-27	1263	4442	1.9	19.9395	8.7	0.0862	8.9	0.0125	1.7	0.19	79.9	1.4	84.0	7.1	202.0	202.1	79.9	1.4
MC11-02-03	756	36194	2.3	20.2631	6.0	0.0851	6.3	0.0125	1.8	0.29	80.1	1.4	82.9	5.0	164.5	140.4	80.1	1.4
MC11-02-11	538	6130	3.0	19.3441	10.8	0.0898	11.1	0.0126	2.3	0.20	80.7	1.8	87.3	9.3	271.9	248.8	80.7	1.8
MC11-02-24	357	9679	2.4	21.9795	13.6	0.0794	13.9	0.0127	2.9	0.21	81.0	2.4	77.5	10.4	-28.9	330.8	81.0	2.4
MC11-02-28	635	25805	2.8	21.4665	7.9	0.0842	10.0	0.0131	6.2	0.61	84.0	5.1	82.1	7.9	27.9	190.4	84.0	5.1

Tabla 5 (Continuación).

Analysis	Isotope ratios										Apparent ages (Ma)							
	U	²⁰⁶ Pb	U/Th	²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁷ Pb*	±	²⁰⁶ Pb*	±	error	²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁷ Pb*	±	²⁰⁶ Pb*	±	Best age	±
	(ppm)	²⁰⁴ Pb		²⁰⁷ Pb*	(%)	²³⁵ U*	(%)	²³⁸ U	(%)	corr.	²³⁸ U*	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁷ Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)
MC11-20-41	395	121	1.5	31.6761	12.8	0.0020	12.9	0.0004	2.2	0.17	2.9	0.1	2.0	0.3	-1004.9	379.7	2.9	0.1
MC11-20-57	1831	965	1.8	20.6467	3.2	0.0038	4.5	0.0006	3.2	0.70	3.7	0.1	3.8	0.2	120.5	76.5	3.7	0.1
MC11-20-98	205	704	1.7	19.2567	12.5	0.0132	12.6	0.0018	1.6	0.13	11.9	0.2	13.4	1.7	282.4	287.3	11.9	0.2
MC11-20-68	144	696	1.8	17.3778	10.3	0.0151	11.1	0.0019	4.2	0.38	12.2	0.5	15.2	1.7	512.5	227.1	12.2	0.5
MC11-20-49	348	3803	2.2	19.6753	6.1	0.0156	7.5	0.0022	4.4	0.59	14.3	0.6	15.7	1.2	232.9	140.5	14.3	0.6
MC11-20-59	131	492	2.2	16.2704	4.9	0.0224	5.1	0.0026	1.5	0.30	17.0	0.3	22.5	1.1	655.4	105.0	17.0	0.3
MC11-20-29	180	462	1.3	14.2559	16.7	0.0267	17.0	0.0028	3.5	0.20	17.7	0.6	26.7	4.5	932.6	344.4	17.7	0.6
MC11-20-72	65	135	1.5	26.4216	8.3	0.0148	9.3	0.0028	4.2	0.46	18.3	0.8	15.0	1.4	-495.9	220.9	18.3	0.8
MC11-20-62	349	991	1.3	19.8583	6.6	0.0198	7.1	0.0029	2.6	0.37	18.4	0.5	19.9	1.4	211.5	153.8	18.4	0.5
MC11-20-03	310	1205	1.6	20.6789	7.5	0.0191	8.1	0.0029	3.2	0.39	18.5	0.6	19.2	1.5	116.9	176.6	18.5	0.6
MC11-20-14	160	430	1.3	21.4368	3.8	0.0185	5.6	0.0029	4.1	0.73	18.6	0.8	18.7	1.0	31.3	92.3	18.6	0.8
MC11-20-02	86	468	1.4	17.8278	18.4	0.0224	18.8	0.0029	3.9	0.21	18.6	0.7	22.5	4.2	456.0	412.0	18.6	0.7
MC11-20-06	150	737	1.1	18.3640	6.1	0.0220	7.2	0.0029	3.7	0.52	18.9	0.7	22.1	1.6	389.9	137.8	18.9	0.7
MC11-20-66	229	1015	2.5	19.5675	7.2	0.0211	8.6	0.0030	4.7	0.54	19.3	0.9	21.2	1.8	245.6	166.4	19.3	0.9
MC11-20-36	453	2208	0.9	20.3376	5.0	0.0207	6.6	0.0031	4.2	0.64	19.6	0.8	20.8	1.4	155.9	118.1	19.6	0.8
MC11-20-18	169	514	1.4	21.7177	7.1	0.0194	8.5	0.0031	4.8	0.56	19.7	0.9	19.5	1.7	0.0	170.6	19.7	0.9
MC11-20-96	145	1049	1.4	15.3075	13.9	0.0276	14.1	0.0031	2.7	0.19	19.7	0.5	27.6	3.8	784.9	292.7	19.7	0.5
MC11-20-31	156	854	1.7	20.8420	7.1	0.0203	9.2	0.0031	5.8	0.63	19.7	1.1	20.4	1.9	98.3	168.3	19.7	1.1
MC11-20-11	219	1168	1.4	19.2695	6.1	0.0220	7.7	0.0031	4.8	0.62	19.8	0.9	22.1	1.7	280.8	139.3	19.8	0.9
MC11-20-12	456	1566	1.1	11.6018	26.2	0.0365	26.2	0.0031	2.0	0.08	19.8	0.4	36.4	9.4	1342.5	514.4	19.8	0.4
MC11-20-32	135	1191	2.2	16.8260	2.9	0.0254	3.9	0.0031	2.5	0.66	19.9	0.5	25.4	1.0	582.9	63.4	19.9	0.5
MC11-20-16	2543	25675	1.9	21.0543	1.5	0.0204	3.0	0.0031	2.5	0.86	20.1	0.5	20.5	0.6	74.2	35.8	20.1	0.5
MC11-20-74	131	1075	1.6	19.0057	9.8	0.0226	10.6	0.0031	3.9	0.37	20.1	0.8	22.7	2.4	312.3	223.7	20.1	0.8
MC11-20-05	87	352	2.4	17.5117	6.7	0.0248	7.4	0.0031	3.0	0.41	20.2	0.6	24.8	1.8	495.6	147.9	20.2	0.6
MC11-20-99	760	7247	1.6	20.1655	2.3	0.0215	3.5	0.0032	2.6	0.75	20.3	0.5	21.6	0.7	175.8	53.3	20.3	0.5
MC11-20-15	655	3942	1.7	20.7805	3.8	0.0211	4.7	0.0032	2.8	0.59	20.5	0.6	21.2	1.0	105.2	89.9	20.5	0.6
MC11-20-53	2109	8548	1.3	20.6357	0.9	0.0216	3.1	0.0032	3.0	0.95	20.8	0.6	21.7	0.7	121.8	22.1	20.8	0.6
MC11-20-86	166	782	1.4	19.6333	10.9	0.0229	14.0	0.0033	8.8	0.63	21.0	1.8	23.0	3.2	237.8	251.7	21.0	1.8

Tabla 5 (Continuación).

Analysis	Isotope ratios										Apparent ages (Ma)							
	U	²⁰⁶ Pb	U/Th	²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁷ Pb*	±	²⁰⁶ Pb*	±	error	²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁷ Pb*	±	²⁰⁶ Pb*	±	Best age	±
	(ppm)	²⁰⁴ Pb		²⁰⁷ Pb*	(%)	²³⁵ U*	(%)	²³⁸ U	(%)	corr.	²³⁸ U*	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁷ Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)
MC11-20-35	735	3562	1.3	20.8183	2.4	0.0217	4.7	0.0033	4.1	0.86	21.1	0.9	21.8	1.0	101.0	56.6	21.1	0.9
MC11-20-19	774	3146	0.7	20.7777	3.7	0.0221	4.1	0.0033	1.7	0.43	21.4	0.4	22.2	0.9	105.6	86.6	21.4	0.4
MC11-20-20	98	909	2.3	17.6469	7.1	0.0263	8.0	0.0034	3.7	0.46	21.7	0.8	26.4	2.1	478.6	158.0	21.7	0.8
MC11-20-43	114	917	1.2	18.3738	11.3	0.0254	12.0	0.0034	4.0	0.33	21.8	0.9	25.5	3.0	388.7	254.5	21.8	0.9
MC11-20-56	51	266	0.8	15.4186	7.9	0.0305	8.4	0.0034	2.9	0.34	21.9	0.6	30.5	2.5	769.7	166.0	21.9	0.6
MC11-20-67	245	930	1.3	16.0729	14.1	0.0293	14.2	0.0034	1.4	0.10	22.0	0.3	29.3	4.1	681.5	302.3	22.0	0.3
MC11-20-77	71	339	3.4	17.1600	5.9	0.0283	8.1	0.0035	5.6	0.69	22.7	1.3	28.4	2.3	540.1	129.3	22.7	1.3
MC11-20-71	467	3279	1.2	20.0657	2.6	0.0244	2.9	0.0035	1.3	0.45	22.8	0.3	24.5	0.7	187.3	59.8	22.8	0.3
MC11-20-80	132	554	0.9	17.2785	9.1	0.0293	10.6	0.0037	5.6	0.52	23.6	1.3	29.3	3.1	525.0	199.1	23.6	1.3
MC11-20-26	1285	5425	2.2	20.9574	2.3	0.0244	2.8	0.0037	1.6	0.56	23.8	0.4	24.5	0.7	85.2	54.8	23.8	0.4
MC11-20-55	207	889	1.8	18.3118	6.5	0.0279	7.1	0.0037	2.9	0.41	23.9	0.7	28.0	2.0	396.2	146.1	23.9	0.7
MC11-20-52	717	5116	1.4	20.6155	3.3	0.0254	4.5	0.0038	3.2	0.70	24.4	0.8	25.5	1.1	124.1	76.6	24.4	0.8
MC11-20-87	1565	25755	2.5	20.8984	1.3	0.0251	2.1	0.0038	1.7	0.80	24.5	0.4	25.1	0.5	91.9	30.2	24.5	0.4
MC11-20-100	98	428	1.2	7.8833	57.6	0.0672	58.4	0.0038	9.5	0.16	24.7	2.3	66.0	37.3	2054.8	1128.5	24.7	2.3
MC11-20-97	758	3349	2.7	20.4663	1.9	0.0266	3.1	0.0040	2.5	0.79	25.4	0.6	26.7	0.8	141.2	45.1	25.4	0.6
MC11-20-90	766	3237	1.7	21.0401	3.0	0.0264	4.8	0.0040	3.7	0.78	25.9	1.0	26.4	1.2	75.8	70.8	25.9	1.0
MC11-20-93	586	5279	0.6	18.3295	4.5	0.0304	5.2	0.0040	2.5	0.49	26.0	0.7	30.4	1.6	394.1	101.6	26.0	0.7
MC11-20-09	93	596	2.1	19.9390	7.4	0.0285	7.6	0.0041	1.9	0.24	26.5	0.5	28.5	2.1	202.1	171.0	26.5	0.5
MC11-20-24	346	1865	2.4	21.3602	3.3	0.0266	4.9	0.0041	3.6	0.73	26.6	0.9	26.7	1.3	39.9	79.5	26.6	0.9
MC11-20-42	195	1000	1.2	21.4522	7.8	0.0267	9.4	0.0042	5.3	0.56	26.7	1.4	26.7	2.5	29.6	186.3	26.7	1.4
MC11-20-58	375	981	2.7	21.8413	3.7	0.0263	4.7	0.0042	2.9	0.62	26.8	0.8	26.3	1.2	-13.7	88.3	26.8	0.8
MC11-20-33	132	470	1.4	22.6856	4.7	0.0258	4.9	0.0042	1.2	0.24	27.3	0.3	25.9	1.2	-106.2	116.8	27.3	0.3
MC11-20-25	240	2013	3.6	19.5390	5.4	0.0300	5.7	0.0043	1.7	0.29	27.3	0.5	30.0	1.7	248.9	124.7	27.3	0.5
MC11-20-69	73	1489	2.4	14.4838	5.2	0.0406	8.3	0.0043	6.4	0.78	27.4	1.8	40.4	3.3	900.0	107.4	27.4	1.8
MC11-20-07	629	7365	2.1	19.1900	6.5	0.0310	6.9	0.0043	2.1	0.30	27.8	0.6	31.0	2.1	290.3	149.4	27.8	0.6
MC11-20-73	136	536	1.4	7.9380	47.3	0.0752	47.5	0.0043	4.5	0.10	27.9	1.3	73.6	33.8	2042.5	892.6	27.9	1.3
MC11-20-44	1082	5970	1.0	20.9120	2.0	0.0297	3.1	0.0045	2.4	0.77	29.0	0.7	29.7	0.9	90.3	48.0	29.0	0.7
MC11-20-83	735	2819	2.1	21.1305	3.3	0.0296	4.3	0.0045	2.8	0.65	29.1	0.8	29.6	1.3	65.7	78.6	29.1	0.8

Tabla 5 (Continuación).

Analysis	Isotope ratios										Apparent ages (Ma)							
	U	²⁰⁶ Pb	U/Th	²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁷ Pb*	±	²⁰⁶ Pb*	±	error	²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁷ Pb*	±	²⁰⁶ Pb*	±	Best age	±
	(ppm)	²⁰⁴ Pb		²⁰⁷ Pb*	(%)	²³⁵ U*	(%)	²³⁸ U	(%)	corr.	²³⁸ U*	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁷ Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)
MC11-20-94	587	2439	1.7	20.2553	2.7	0.0315	3.6	0.0046	2.3	0.65	29.7	0.7	31.5	1.1	165.4	63.2	29.7	0.7
MC11-20-21	170	990	1.4	20.2073	4.3	0.0318	4.4	0.0047	1.0	0.24	30.0	0.3	31.8	1.4	171.0	99.4	30.0	0.3
MC11-20-92	379	2356	1.5	20.4374	3.2	0.0319	3.7	0.0047	1.9	0.51	30.4	0.6	31.9	1.2	144.4	74.2	30.4	0.6
MC11-20-85	499	2601	2.1	20.8134	2.2	0.0314	3.8	0.0047	3.2	0.83	30.4	1.0	31.4	1.2	101.6	50.9	30.4	1.0
MC11-20-88	393	1903	2.1	14.3560	37.6	0.0462	37.8	0.0048	4.1	0.11	30.9	1.3	45.9	17.0	918.3	801.0	30.9	1.3
MC11-20-34	708	7277	1.2	21.0018	1.5	0.0317	2.3	0.0048	1.7	0.74	31.1	0.5	31.7	0.7	80.2	36.0	31.1	0.5
MC11-20-65	9757	4865	0.2	11.2489	45.1	0.0594	46.1	0.0048	9.6	0.21	31.1	3.0	58.6	26.2	1401.9	913.0	31.1	3.0
MC11-20-51	632	3326	2.6	21.3838	2.7	0.0314	3.7	0.0049	2.5	0.69	31.3	0.8	31.4	1.1	37.2	64.0	31.3	0.8
MC11-20-70	421	3709	2.9	20.3082	2.6	0.0331	3.3	0.0049	1.9	0.60	31.4	0.6	33.1	1.1	159.3	61.4	31.4	0.6
MC11-20-23	135	1138	1.9	19.0456	6.3	0.0355	6.9	0.0049	2.6	0.38	31.6	0.8	35.5	2.4	307.5	144.3	31.6	0.8
MC11-20-08	506	3031	1.8	20.5436	4.5	0.0330	6.1	0.0049	4.1	0.67	31.7	1.3	33.0	2.0	132.3	105.1	31.7	1.3
MC11-20-13	2806	85014	2.0	21.0693	1.1	0.0323	2.5	0.0049	2.3	0.90	31.7	0.7	32.3	0.8	72.6	25.7	31.7	0.7
MC11-20-60	217	846	1.9	14.8095	36.1	0.0464	36.7	0.0050	6.7	0.18	32.0	2.1	46.0	16.5	854.0	774.0	32.0	2.1
MC11-20-37	174	1100	3.0	20.8456	4.3	0.0444	5.4	0.0067	3.2	0.60	43.1	1.4	44.1	2.3	97.9	102.9	43.1	1.4
MC11-20-95	272	3286	2.6	21.4586	3.7	0.0458	4.1	0.0071	1.7	0.42	45.8	0.8	45.5	1.8	28.9	89.3	45.8	0.8
MC11-20-01	239	2147	1.4	18.1979	14.0	0.0693	14.2	0.0091	2.7	0.19	58.7	1.6	68.1	9.4	410.2	313.7	58.7	1.6
MC11-20-27	69	1162	1.7	18.5623	4.1	0.0716	4.9	0.0096	2.7	0.55	61.8	1.7	70.2	3.3	365.7	91.8	61.8	1.7
MC11-20-17	1605	29078	2.7	19.9415	1.6	0.0804	3.6	0.0116	3.2	0.90	74.5	2.4	78.5	2.7	201.8	37.5	74.5	2.4
MC11-20-91	165	13297	1.8	19.2037	3.2	0.0845	3.6	0.0118	1.5	0.41	75.4	1.1	82.3	2.8	288.6	74.3	75.4	1.1
MC11-20-84	504	5210	1.1	20.0886	5.6	0.0856	5.8	0.0125	1.4	0.24	79.9	1.1	83.4	4.6	184.7	130.8	79.9	1.1
MC11-20-76	164	2371	1.3	20.7948	2.5	0.0837	3.1	0.0126	1.9	0.59	80.9	1.5	81.6	2.5	103.6	60.1	80.9	1.5
MC11-20-64	242	5329	2.7	20.5278	2.3	0.0854	4.3	0.0127	3.6	0.84	81.4	2.9	83.2	3.4	134.1	54.1	81.4	2.9
MC11-20-82	835	14558	1.3	19.1631	6.7	0.0931	7.1	0.0129	2.5	0.35	82.9	2.0	90.4	6.2	293.5	152.5	82.9	2.0
MC11-20-79	1377	24447	0.6	20.7657	0.7	0.0869	2.2	0.0131	2.1	0.94	83.9	1.7	84.7	1.8	107.0	16.8	83.9	1.7
MC11-20-81	1126	13728	1.9	21.0331	1.6	0.0869	2.5	0.0133	1.9	0.77	84.9	1.6	84.6	2.0	76.6	37.8	84.9	1.6
MC11-20-46	198	2778	1.8	16.1958	17.3	0.1182	17.3	0.0139	1.5	0.09	88.9	1.3	113.4	18.6	665.3	372.5	88.9	1.3
MC11-20-50	828	21374	2.3	20.8234	1.9	0.0948	2.2	0.0143	1.1	0.52	91.6	1.0	92.0	1.9	100.4	44.2	91.6	1.0
MC11-20-28	59	2096	1.0	19.4834	5.8	0.1397	6.4	0.0197	2.8	0.43	126.0	3.5	132.8	8.0	255.5	132.9	126.0	3.5

Tabla 5 (Continuación).

Analysis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	Isotope ratios							Apparent ages (Ma)							
				²⁰⁶ Pb* ²⁰⁷ Pb*	± (%)	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)	Best age (Ma)	± (Ma)
MC11-21-37	580	414	1.6	16.0832	9.4	0.0043	9.5	0.0005	1.4	0.15	3.2	0.0	4.3	0.4	680.2	200.6	3.2	0.0
MC11-21-11	725	661	1.2	14.7556	23.2	0.0080	23.7	0.0009	4.8	0.20	5.5	0.3	8.0	1.9	861.5	487.8	5.5	0.3
MC11-21-21	951	2667	0.9	16.8618	21.5	0.0178	21.6	0.0022	2.8	0.13	14.0	0.4	17.9	3.8	578.3	471.1	14.0	0.4
MC11-21-45	436	3181	2.0	20.7561	5.8	0.0188	7.0	0.0028	3.8	0.55	18.2	0.7	18.9	1.3	108.1	138.0	18.2	0.7
MC11-21-70	138	568	2.1	17.1589	6.0	0.0236	6.7	0.0029	3.0	0.45	18.9	0.6	23.7	1.6	540.3	130.6	18.9	0.6
MC11-21-41	175	1124	1.4	18.4559	5.3	0.0221	5.4	0.0030	1.3	0.25	19.0	0.3	22.2	1.2	378.6	118.3	19.0	0.3
MC11-21-13	251	1470	2.3	14.9697	29.0	0.0277	29.4	0.0030	4.8	0.16	19.4	0.9	27.8	8.1	831.6	616.9	19.4	0.9
MC11-21-63	85	1502	1.0	15.3509	23.1	0.0271	24.8	0.0030	9.1	0.37	19.4	1.8	27.2	6.6	778.9	490.8	19.4	1.8
MC11-21-04	212	1424	1.3	18.6171	9.5	0.0225	9.9	0.0030	2.7	0.27	19.5	0.5	22.6	2.2	359.1	214.5	19.5	0.5
MC11-21-57	558	2100	1.6	20.5760	4.3	0.0204	4.4	0.0030	1.2	0.27	19.6	0.2	20.5	0.9	128.6	100.2	19.6	0.2
MC11-21-97	217	1269	1.8	19.1206	6.0	0.0220	6.2	0.0031	1.6	0.25	19.6	0.3	22.1	1.4	298.5	137.8	19.6	0.3
MC11-21-43	197	1116	1.1	18.4657	6.8	0.0228	6.9	0.0031	1.5	0.21	19.7	0.3	22.9	1.6	377.5	152.4	19.7	0.3
MC11-21-66	106	726	2.1	15.3382	5.7	0.0275	6.5	0.0031	3.3	0.50	19.7	0.6	27.5	1.8	780.7	119.2	19.7	0.6
MC11-21-40	229	667	2.3	15.3668	16.2	0.0275	16.5	0.0031	3.1	0.19	19.7	0.6	27.5	4.5	776.8	343.5	19.7	0.6
MC11-21-99	47	254	1.2	14.2806	9.9	0.0296	11.0	0.0031	4.7	0.43	19.7	0.9	29.6	3.2	929.1	204.5	19.7	0.9
MC11-21-29	208	543	1.5	20.0404	14.4	0.0211	14.5	0.0031	2.0	0.14	19.8	0.4	21.2	3.1	190.3	336.6	19.8	0.4
MC11-21-01	494	1041	4.2	20.5553	6.0	0.0207	11.5	0.0031	9.8	0.85	19.9	1.9	20.8	2.4	130.9	141.8	19.9	1.9
MC11-21-26	1163	3840	0.7	21.0063	1.5	0.0205	2.8	0.0031	2.4	0.85	20.1	0.5	20.6	0.6	79.7	34.6	20.1	0.5
MC11-21-10	1263	8227	1.9	20.5941	1.9	0.0210	4.0	0.0031	3.5	0.88	20.2	0.7	21.1	0.8	126.5	44.3	20.2	0.7
MC11-21-49	112	1021	2.1	14.1927	11.0	0.0307	11.2	0.0032	2.0	0.18	20.3	0.4	30.7	3.4	941.8	226.8	20.3	0.4
MC11-21-03	892	8419	1.7	14.4285	17.5	0.0303	17.5	0.0032	1.2	0.07	20.4	0.2	30.3	5.2	907.9	362.8	20.4	0.2
MC11-21-39	1070	5198	1.2	20.8948	1.1	0.0210	1.3	0.0032	0.5	0.40	20.4	0.1	21.1	0.3	92.3	27.1	20.4	0.1
MC11-21-84	2079	13542	1.4	20.4531	0.9	0.0216	2.6	0.0032	2.4	0.94	20.6	0.5	21.7	0.6	142.7	20.8	20.6	0.5
MC11-21-16	195	793	3.5	19.2016	3.5	0.0231	4.2	0.0032	2.3	0.54	20.7	0.5	23.1	1.0	288.9	80.2	20.7	0.5
MC11-21-88	276	1226	1.7	18.4387	7.6	0.0240	7.9	0.0032	1.9	0.25	20.7	0.4	24.1	1.9	380.7	171.4	20.7	0.4
MC11-21-73	601	2998	1.1	21.0021	3.4	0.0215	4.7	0.0033	3.3	0.69	21.0	0.7	21.6	1.0	80.1	81.0	21.0	0.7
MC11-21-20	182	689	1.3	20.3409	5.9	0.0224	6.1	0.0033	1.4	0.24	21.3	0.3	22.5	1.3	155.6	137.7	21.3	0.3
MC11-21-56	321	1690	1.2	19.8747	2.0	0.0231	2.6	0.0033	1.6	0.62	21.5	0.3	23.2	0.6	209.6	46.8	21.5	0.3

Tabla 5 (Continuación).

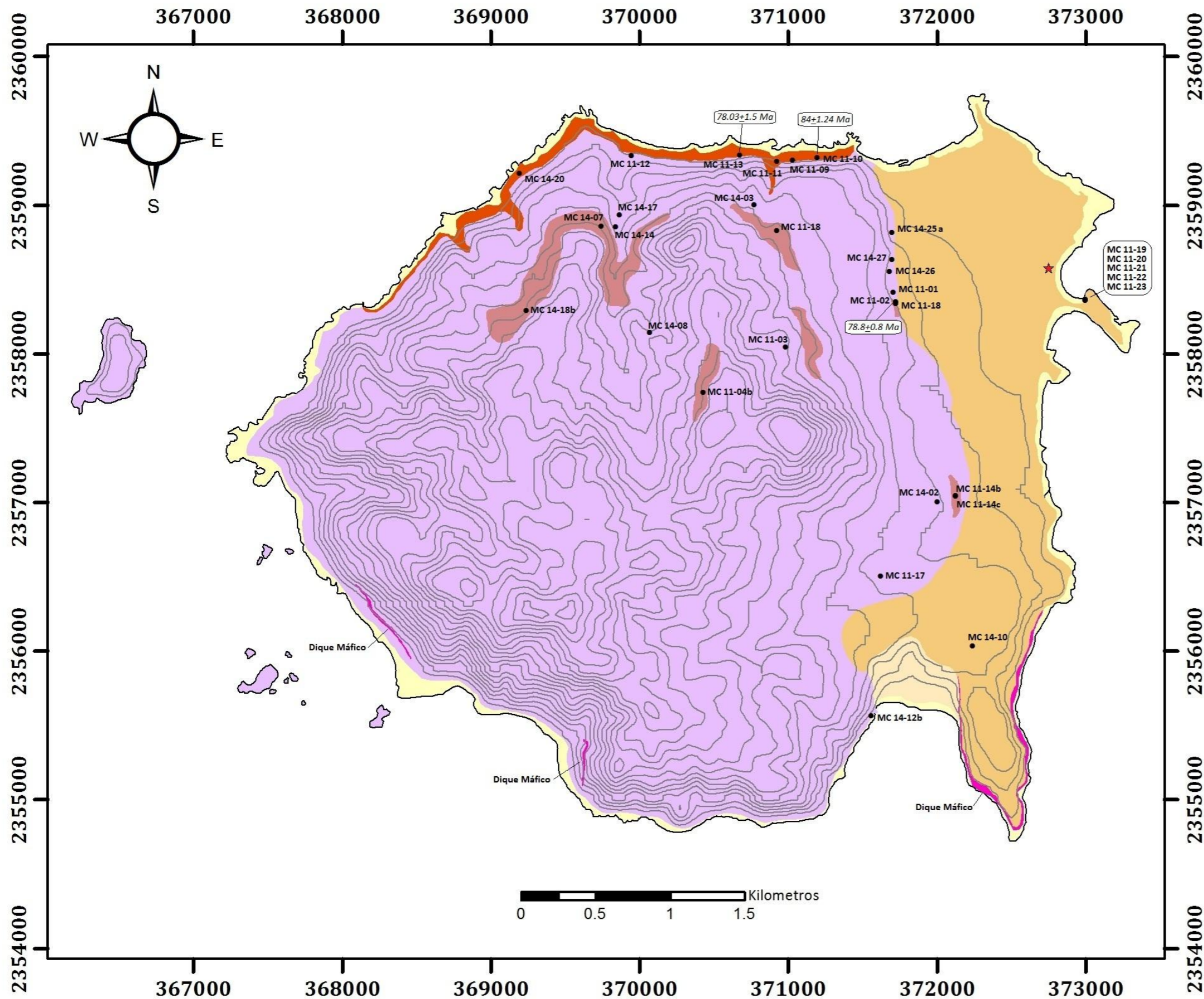
Analysis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	Isotope ratios							Apparent ages (Ma)						Best age (Ma)	± (Ma)
				²⁰⁶ Pb* ²⁰⁷ Pb*	± (%)	²⁰⁷ Pb* ²³⁵ U*	± (%)	²⁰⁶ Pb* ²³⁸ U	± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb* ²³⁸ U*	± (Ma)	²⁰⁷ Pb* ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁶ Pb* ²⁰⁷ Pb*	± (Ma)		
MC11-21-09	200	1149	2.2	19.7003	3.1	0.0234	5.1	0.0033	4.0	0.79	21.5	0.9	23.5	1.2	230.0	71.8	21.5	0.9
MC11-21-100	119	398	2.0	18.7033	13.7	0.0250	14.0	0.0034	2.9	0.21	21.8	0.6	25.0	3.5	348.7	310.8	21.8	0.6
MC11-21-54	167	1159	2.1	18.9177	5.6	0.0250	6.3	0.0034	2.9	0.46	22.0	0.6	25.0	1.6	322.8	127.9	22.0	0.6
MC11-21-80	137	853	2.0	18.6563	3.8	0.0265	4.7	0.0036	2.8	0.59	23.0	0.6	26.5	1.2	354.3	86.4	23.0	0.6
MC11-21-68	196	984	1.2	16.8815	7.0	0.0295	8.9	0.0036	5.4	0.61	23.3	1.3	29.5	2.6	575.8	153.3	23.3	1.3
MC11-21-91	196	1112	3.2	19.4046	4.7	0.0258	6.4	0.0036	4.4	0.68	23.3	1.0	25.8	1.6	264.8	108.1	23.3	1.0
MC11-21-31	325	3845	2.1	19.4044	3.9	0.0260	4.4	0.0037	2.0	0.46	23.6	0.5	26.1	1.1	264.8	89.1	23.6	0.5
MC11-21-95	433	1473	0.9	20.5830	2.9	0.0249	3.6	0.0037	2.1	0.59	23.9	0.5	24.9	0.9	127.8	68.6	23.9	0.5
MC11-21-60	100	1220	1.3	17.7082	8.2	0.0293	9.4	0.0038	4.6	0.49	24.2	1.1	29.4	2.7	471.0	182.1	24.2	1.1
MC11-21-94	138	1307	1.7	17.5703	10.6	0.0300	10.8	0.0038	2.3	0.21	24.6	0.6	30.0	3.2	488.2	234.1	24.6	0.6
MC11-21-08	320	1070	1.8	20.3503	2.6	0.0259	3.3	0.0038	2.1	0.62	24.6	0.5	26.0	0.8	154.5	60.7	24.6	0.5
MC11-21-28	173	795	1.6	18.9480	7.9	0.0280	8.5	0.0038	3.3	0.39	24.7	0.8	28.0	2.4	319.2	178.8	24.7	0.8
MC11-21-02	83	805	2.2	16.1971	10.2	0.0328	10.5	0.0039	2.5	0.24	24.8	0.6	32.8	3.4	665.1	218.3	24.8	0.6
MC11-21-36	312	1640	1.9	21.1468	2.8	0.0252	5.9	0.0039	5.2	0.88	24.9	1.3	25.3	1.5	63.8	67.0	24.9	1.3
MC11-21-67	1034	5166	2.9	20.8141	2.5	0.0258	2.7	0.0039	1.0	0.37	25.0	0.3	25.9	0.7	101.4	59.6	25.0	0.3
MC11-21-59	304	4694	2.1	20.1141	3.9	0.0268	4.7	0.0039	2.6	0.55	25.2	0.7	26.9	1.3	181.7	91.9	25.2	0.7
MC11-21-62	230	942	2.2	20.0774	3.9	0.0271	4.3	0.0039	1.7	0.40	25.4	0.4	27.1	1.1	186.0	90.9	25.4	0.4
MC11-21-83	396	1126	3.3	19.8652	6.2	0.0275	6.6	0.0040	2.3	0.35	25.5	0.6	27.5	1.8	210.7	144.2	25.5	0.6
MC11-21-15	123	555	3.2	20.0840	8.0	0.0273	8.9	0.0040	4.1	0.45	25.6	1.0	27.4	2.4	185.2	185.5	25.6	1.0
MC11-21-05	119	2065	2.2	17.4542	7.4	0.0316	7.7	0.0040	2.1	0.27	25.7	0.5	31.6	2.4	502.8	163.8	25.7	0.5
MC11-21-75	127	1808	1.5	18.5361	7.2	0.0299	7.3	0.0040	1.1	0.15	25.8	0.3	29.9	2.1	368.9	162.8	25.8	0.3
MC11-21-72	132	915	1.4	18.9173	7.5	0.0297	9.1	0.0041	5.2	0.57	26.2	1.4	29.7	2.7	322.9	170.6	26.2	1.4
MC11-21-18	862	2029	1.1	13.0596	16.9	0.0432	17.0	0.0041	2.1	0.12	26.3	0.6	43.0	7.2	1110.0	339.9	26.3	0.6
MC11-21-58	184	1060	1.5	19.5925	4.8	0.0289	5.9	0.0041	3.5	0.58	26.4	0.9	28.9	1.7	242.6	111.0	26.4	0.9
MC11-21-23	791	3819	1.8	19.9881	4.5	0.0303	4.9	0.0044	2.0	0.40	28.3	0.6	30.3	1.5	196.4	105.1	28.3	0.6
MC11-21-30	253	2994	1.8	19.5934	4.6	0.0311	6.2	0.0044	4.2	0.67	28.5	1.2	31.1	1.9	242.5	105.4	28.5	1.2
MC11-21-89	676	3217	1.1	21.4749	0.7	0.0286	3.7	0.0044	3.7	0.98	28.6	1.0	28.6	1.1	27.0	16.2	28.6	1.0
MC11-21-82	171	2749	2.3	19.1868	4.5	0.0323	5.1	0.0045	2.4	0.47	28.9	0.7	32.3	1.6	290.6	103.7	28.9	0.7

Tabla 5 (Continuación).

Analysis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	Isotope ratios							Apparent ages (Ma)						Best age (Ma)	± (Ma)
				²⁰⁶ Pb* ²⁰⁷ Pb*	± (%)	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)		
MC11-21-81	627	9616	1.5	20.1367	3.1	0.0308	3.9	0.0045	2.5	0.63	29.0	0.7	30.8	1.2	179.1	71.5	29.0	0.7
MC11-21-64	508	6841	1.5	20.2705	2.5	0.0310	3.9	0.0046	3.0	0.77	29.3	0.9	31.0	1.2	163.7	57.7	29.3	0.9
MC11-21-74	711	2782	1.9	21.6112	1.7	0.0297	3.4	0.0047	3.0	0.86	29.9	0.9	29.7	1.0	11.8	41.9	29.9	0.9
MC11-21-96	822	4184	2.5	21.0444	2.4	0.0305	3.1	0.0047	2.1	0.66	30.0	0.6	30.6	0.9	75.3	55.9	30.0	0.6
MC11-21-47	282	3186	1.5	17.9680	12.0	0.0358	12.2	0.0047	2.3	0.19	30.0	0.7	35.7	4.3	438.6	266.9	30.0	0.7
MC11-21-93	4296	32957	2.8	21.1127	1.3	0.0306	4.1	0.0047	3.9	0.95	30.1	1.2	30.6	1.2	67.7	30.6	30.1	1.2
MC11-21-98	1023	11350	1.5	20.7721	2.5	0.0312	3.4	0.0047	2.4	0.68	30.2	0.7	31.2	1.1	106.2	59.2	30.2	0.7
MC11-21-12	300	3607	1.8	20.0051	3.0	0.0327	4.3	0.0047	3.1	0.71	30.5	0.9	32.7	1.4	194.4	70.7	30.5	0.9
MC11-21-38	579	5986	1.5	21.0532	3.2	0.0314	4.3	0.0048	2.8	0.66	30.9	0.9	31.4	1.3	74.4	76.9	30.9	0.9
MC11-21-76	1064	7480	1.6	21.0509	1.2	0.0316	2.9	0.0048	2.6	0.90	31.0	0.8	31.6	0.9	74.6	29.7	31.0	0.8
MC11-21-27	2838	20683	0.8	21.0844	1.5	0.0316	2.2	0.0048	1.6	0.74	31.0	0.5	31.6	0.7	70.9	34.7	31.0	0.5
MC11-21-65	777	3565	1.9	20.6647	2.4	0.0323	2.8	0.0048	1.5	0.53	31.1	0.5	32.3	0.9	118.5	56.6	31.1	0.5
MC11-21-34	896	6387	1.7	20.6384	2.0	0.0326	2.9	0.0049	2.1	0.73	31.4	0.7	32.6	0.9	121.5	46.5	31.4	0.7
MC11-21-51	840	14115	1.9	20.3530	3.9	0.0337	4.0	0.0050	0.8	0.19	32.0	0.2	33.7	1.3	154.1	91.1	32.0	0.2
MC11-21-19	239	4295	1.3	18.8559	2.9	0.0367	3.9	0.0050	2.6	0.67	32.3	0.9	36.6	1.4	330.2	65.8	32.3	0.9
MC11-21-90	355	3926	1.4	19.6919	4.2	0.0357	6.1	0.0051	4.3	0.72	32.8	1.4	35.6	2.1	230.9	97.8	32.8	1.4
MC11-21-46	404	2125	2.3	20.4153	2.6	0.0345	3.4	0.0051	2.2	0.65	32.8	0.7	34.4	1.1	147.0	60.4	32.8	0.7
MC11-21-79	353	3481	1.9	19.7164	2.5	0.0361	7.3	0.0052	6.9	0.94	33.1	2.3	36.0	2.6	228.1	56.8	33.1	2.3
MC11-21-55	295	3045	1.2	20.5585	4.2	0.0362	5.3	0.0054	3.3	0.61	34.7	1.1	36.1	1.9	130.6	98.3	34.7	1.1
MC11-21-87	434	5485	2.3	20.4699	3.4	0.0375	3.8	0.0056	1.5	0.41	35.8	0.6	37.4	1.4	140.8	80.5	35.8	0.6
MC11-21-69	640	6044	1.2	20.7944	3.1	0.0378	3.9	0.0057	2.4	0.62	36.7	0.9	37.7	1.5	103.7	73.0	36.7	0.9
MC11-21-48	684	4475	2.6	20.9282	1.0	0.0395	2.8	0.0060	2.6	0.93	38.6	1.0	39.4	1.1	88.5	23.8	38.6	1.0
MC11-21-53	262	2521	1.5	19.2249	1.7	0.0500	2.5	0.0070	1.8	0.72	44.8	0.8	49.6	1.2	286.1	39.1	44.8	0.8
MC11-21-71	225	3650	1.2	19.8506	2.8	0.0506	4.0	0.0073	2.8	0.72	46.8	1.3	50.1	1.9	212.4	64.5	46.8	1.3
MC11-21-92	337	3476	1.7	20.4162	2.3	0.0513	7.9	0.0076	7.5	0.96	48.8	3.7	50.8	3.9	146.9	54.6	48.8	3.7
MC11-21-25	140	2165	1.6	16.5647	5.6	0.0665	6.2	0.0080	2.9	0.46	51.3	1.5	65.4	4.0	616.8	120.1	51.3	1.5
MC11-21-24	564	10120	1.3	20.1321	1.2	0.0826	2.7	0.0121	2.4	0.89	77.3	1.8	80.6	2.1	179.6	27.9	77.3	1.8
MC11-21-52	314	3939	1.0	15.0370	15.3	0.1109	15.6	0.0121	3.0	0.19	77.5	2.3	106.8	15.8	822.3	321.8	77.5	2.3

Tabla 5 (Continuación).

Analysis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	Isotope ratios							Apparent ages (Ma)							
				²⁰⁶ Pb* ²⁰⁷ Pb*	± (%)	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)	Best age (Ma)	± (Ma)
MC11-21-33	368	3331	1.4	20.9980	1.5	0.0797	2.0	0.0121	1.3	0.66	77.7	1.0	77.8	1.5	80.6	35.0	77.7	1.0
MC11-21-35	353	3589	1.6	18.5566	9.6	0.0920	9.7	0.0124	1.6	0.16	79.3	1.3	89.4	8.3	366.4	217.2	79.3	1.3
MC11-21-07	401	16750	2.0	20.7385	2.0	0.0839	3.1	0.0126	2.4	0.77	80.9	1.9	81.8	2.5	110.1	47.3	80.9	1.9
MC11-21-50	406	8296	1.5	20.2752	1.7	0.0859	3.9	0.0126	3.5	0.90	80.9	2.8	83.7	3.1	163.1	38.8	80.9	2.8
MC11-21-61	844	11513	2.4	20.7406	1.5	0.0842	3.2	0.0127	2.8	0.89	81.2	2.3	82.1	2.5	109.8	35.0	81.2	2.3
MC11-21-06	540	8017	1.6	20.4068	1.2	0.0868	2.4	0.0128	2.1	0.86	82.3	1.7	84.5	2.0	148.0	29.2	82.3	1.7
MC11-21-17	488	44231	2.3	17.1066	0.6	0.6940	3.3	0.0861	3.3	0.98	532.5	16.8	535.2	13.9	546.9	14.0	532.5	16.8



Mapa Geológico Isla María Cleofas

Legenda

- Depósitos no consolidados de litoral
- Depósitos no consolidados de aluvial
- Diques de composición máfica
- Rocas sedimentarias areniscas
- Rocas volcánicas piroclásticas félsicas
- Rocas volcánicas efusivas félsicas
- Rocas plutónicas del cretácico

Simbología

- Curvas de nivel
- Punto de muestreo
- Zona de Campamento
- Fechamiento por U-Pb

Coordenadas Geográficas:
NAD_1927 UTM
Escala Gráfica
1:50000

Universidad Nacional Autónoma de México
 Posgrado en Ciencias de la Tierra,
 Instituto de Geofísica
 Tesis Maestría:
Geología, Geoquímica y Geocronología de la isla María Cleofas, Nayarit, México.
 Presentado por:
Luis Felipe Rodríguez Alfaro
 Director de Tesis:
Dr. Peter Schaaf
 LUGIS, México, D.F. 2016