

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología**

**Estratigrafía y estructura de la región centro-oriente de la Isla
Ángel de la Guarda: evidencias del inicio de la extensión en el
Golfo de California**

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:
Javier Hernández Ramos

Ensenada, Baja California, México
2018

Tesis defendida por
Javier Hernández Ramos
y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Jesús Arturo Martín Barajas
Director de tesis

Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Dra. Ma. Elena Solana Arellano

M.C. Alejandro Hinojosa Corona



Dr. Jonás de Dios de Basabe Delgado
Coordinador del Posgrado en Ciencia de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Javier Hernández Ramos** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Estratigrafía y estructura de la región centro-oriente de la Isla Ángel de la Guarda: evidencias del inicio de la extensión en el Golfo de California

Resumen aprobado por:

Dr. Jesús Arturo Martín Barajas
Director de tesis

La extensión en el *rift* del Golfo de California comprende una etapa de extensión ortogonal seguida por la transtensión que propició la incursión marina y la ruptura continental. La isla Ángel de la Guarda (IAG) en el norte del Golfo de California contiene un registro estratigráfico de tres secuencias volcanosedimentarias que documentan el inicio de la extensión. La secuencia inferior (S1) sobryace al basamento cristalino y arcosas prevolcánicas. S1 consiste en un conglomerado polimíctico, domos dacíticos exógenos y flujos de lava andesítica con edades de cristalización de ~ 16 Ma (U-Pb zr; arco Comondú). La secuencia S2 consiste en una brecha-conglomerática oligomíctica con una toba soldada datada en $\sim 11.8 \pm 0.2$ Ma (Ar-Ar, san). La cima de S2 incluye flujos de lava riolítica y un cono cinerítico basáltico que subyace a sedimentos tobáceos, a su vez cubiertos por lava andesítica del Mioceno tardío. La secuencia 3 es un conglomerado polimíctico con una toba pumicítica y un flujo de lava dacítica fechadas en 6.4 ± 0.1 y 6.2 ± 0.3 (Ar-Ar, hb), respectivamente. Las tres secuencias están cortadas por un patrón de fallas normales orientado al \sim NNW-SSE, y que sugiere extensión al \sim N75°E. Un cambio en la dirección de buzamiento de las fallas y una diferencia en el basculamiento definen dos zonas estructurales. La zona estructural I indica que el inicio de la extensión es posterior a los 12 Ma, y continuó hasta el Plioceno temprano. La zona estructural II ocupa el extremo noroccidental y acota el inicio de la extensión entre ~ 16 y 12 Ma. La actividad magmática también registra un cambio en la composición y el estilo del vulcanismo. El vulcanismo pre-extensional es efusivo y de composición andesítico-dacítico. En contraste, el vulcanismo sin-extensional es explosivo y efusivo, e incluye andesita-basáltica hasta riolita. Ambos son de afinidad calcoalcalina, pero el segundo sugiere cristalización fraccionada definida por el incremento de elementos incompatibles con la sílice. Sin embargo, la andesita *pre-rift* tiene mayor fraccionamiento de ETR ligeras (La/Sm ~ 3.1), en comparación con andesita de *sin-rift* (La/Sm ~ 2.4). Esto sugiere un cambio en la fuente, primero con un magma producido por la fusión en la cuña del manto por adición de volátiles, y posteriormente se sugiere la adición de fundidos de un manto anhidro como resultado de la extensión continental.

Palabras clave: Isla Ángel de la Guarda, extensión continental, arco Comondú, vulcanismo sin-extensional, Golfo de California.

Abstract of the thesis presented by **Javier Hernández Ramos** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth's Sciences with orientation Geology.

Stratigraphy and structure of the center-east region of the Isla Angel de la Guarda: evidence of the onset of the extension in the Gulf of California

Abstract approved by:

Dr. Jesús Arturo Martín Barajas
Thesis Director

Crustal extension in the Gulf of California rift includes an early stage of orthogonal extension followed by the modern transtensional tectonics that triggered the marine incursion and the continental rupture. Isla Ángel de la Guarda (IAG) in the northern Gulf of California contains a stratigraphic record of three volcanosedimentary sequences that record the onset of extension, and a change in magmatism. The lower sequence (S1) overlies the crystalline basement and a prevolcanic arkose. The S1 consists of a polymictic conglomerate, exogenous dacitic domes and andesitic lava flows with crystallization ages of ~ 16 Ma (U-Pb, zr). The S2 sequence consists of a monomictic conglomerate, and a welded tuff dated at $\sim 11.8 \pm 0.2$ Ma (Ar-Ar, san). The top of S2 includes rhyolitic lava flows and a basaltic cinder cone that underlies tuffaceous sediments and a late Miocene andesitic lava flow. The S3 is a polymictic conglomerate with a basal pumiceous lapillistone and dacitic lava flow dated at 6.4 ± 0.1 and 6.2 ± 0.3 (Ar-Ar, hb), respectively. The three sequences are cut by a pattern of \sim NNW-SSE normal faults which suggest \sim N75°E directed extension. A change in the dip direction of faults and a differential tilting of sequences define two structural zones. The eastern and central area (zone I) indicates that the onset of the extension is younger than 12 Ma, and continued until the early Pliocene. The northwestern area (zone II) constrains the onset of the extension between ~ 16 and 12 Ma. Additionally, pre-extensional volcanism is effusive and of andesitic-dacitic composition. In contrast, the syn-rift volcanism is both explosive and effusive, and includes basaltic-andesite to rhyolite. Both pre-rift and syn-rift volcanism are calcalkaline, but pre-rift magma suggest crystal fractionation as defined by the increase of incompatible elements and light Rare Earth elements (LREE) as silica content increases (La/Sm ~ 3.1). In contrast, syn-rift andesites has lower LREE fractionation (La/Sm ~ 2.4) and suggests a change in the magma source, from melting in the mantle wedge by the addition of volatiles, to melts produced in an anhydrous mantle during continental extension.

Keywords: Isla Ángel de la Guarda, continental extension, Comondú arc, syn-extensional volcanism, Gulf of California.

Dedicatoria

Primeramente a mi DIOS padre por llenarme de bendiciones en todo momento, por darme la vida, por su amor, y por su paciencia para concluir este trabajo pero sobre todo por la maravillosa familia que me ha dado y por cuidar de mi y de mi familia en cada momento.

A mis padres:

José de Jesús Hernández Pardo (QEPE) y María de la Luz Ramos Ramos, gracias por darme un hogar, por educarme con su gran ejemplo, por siempre preocuparse por mí y por su apoyo incondicional en todo momento de mi vida, pero sobre todo por el gran esfuerzo que hicieron para que concluyera mi educación y por su gran amor incondicional.

A mis abuelitos:

María Cruz Pardo Estala (QEPE) y Pablo Ramos Vázquez (QEPE)

A mis hermanos:

Bacho, Rosita, Omar, Totoy, Marichuy y Rocío, gracias por ser los mejores hermanos. Los quiero mucho hermanos.

A mis ahijados; Uriel y Lupita.

"LOS AMO MUCHO"

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada durante mi maestría (No. becario: 613458).

Un agradecimiento especial para el Dr. Jesús Arturo Martín Barajas por su asesoramiento durante la elaboración de este trabajo, así como los consejos, paciencia, tiempo y por compartirme sus conocimientos desinteresadamente, pero sobre todo por su gran amistad, muchas gracias profe. A mis sinodales: Dr. Luis Alberto Delgado Argote, Dra. Ma. Elena Solana Arellano y M.C. Alejandro Hinojosa Corona por sus comentarios, sugerencias y revisión del manuscrito que permitió mejorar la calidad de este trabajo.

A Gabriel Rendón Márquez, por su ayuda en el análisis petrográfico y en la separación de zircones, a Ángela Susana Rosas Montoya por su ayuda en la separación de los concentrados de hornblenda, a Concepción Gonzales por su ayuda en los tramites de viáticos de las diferentes campañas de campo, a Víctor Pérez Arroyo le agradezco la elaboración de las láminas delgadas, a Víctor Manuel Frías Camacho gracias por la obtención de las imágenes de Google Earth. Le agradezco a las Dras. Ma. Teresa Orozco Esquivel y Margarita López Martínez y a la M.C. Gabriela Hernández Quevedo por haber realizado los fechamientos reportados en este trabajo, así como la reducción y tratamiento de datos, también por haberme permitido participar en los análisis de Ar-Ar, así como explicar los principios y metodología de esta técnica. A Martín Pacheco gracias por su apoyo durante el trabajo de campo y por sus valiosas sugerencias sobre la estratigrafía. A Rafa, Allan y Sebas por su apoyo durante el trabajo de campo.

A todos los profesores del Área de Ciencia de la Tierra los cuales además de compartirme sus conocimientos, me brindaron su amistad, aconsejaron y apoyaron durante la realización de las diversas actividades de este trabajo. A todos mis demás familiares y amigos que siempre estuvieron pendientes de mis avances.

A todos mis amigos de CICESE por su amistad, por ser mi segunda familia durante esta etapa de mi vida, por su ayuda desinteresada durante las diferentes etapas de mi proyecto de tesis, por todas las anécdotas, consejos, apoyo, compañía, como olvidar todos los días que hicimos tareas y estudiamos juntos para los exámenes, nunca olvidaré todas las pláticas que tuvimos tratando de entender la geología de la península, la evolución de las fallas transformantes y cuencas del golfo (aunque creo que algunas veces más bien fue "geo-poesía"). La verdad que fui un afortunado al tenerlos como amigos, estoy muy orgulloso de ustedes y les deseo mucho éxito en todos sus planes venideros, un fuerte abrazo. Sin olvidar a doña Magda por compartirme su casa durante este tiempo, por sus pláticas, por su compañía y por sus múltiples regalos.

"MUCHAS GRACIAS A TODOS Y QUE DIOS LOS BENDIGA SIEMPRE"

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de Figuras.....	viii
Lista de Tablas.....	xii
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Planteamiento y Justificación.....	1
1.2 Objetivos.....	5
1.2.1 Objetivo general.....	5
1.2.2 Objetivos específicos.....	5
1.3 Marco tectónico magmático.....	6
1.3.1 Límite convergente y fin de subducción.....	6
1.3.2 Inicio de la tectónica extensional en el noreste de México.....	7
1.3.3 Evolución del Golfo de California.....	7
1.3.4 Volcanismo Miocénico; arco Comondú.....	9
1.3.5 Vulcanismo sin-extensional.....	11
1.4 Trabajos previos en la isla Ángel de la Guarda.....	12
Capítulo 2. Metodología.....	14
2.1 Trabajo de campo.....	14
2.2 Cartografía.....	14
2.2.1 Imágenes de Google Earth Pro.....	14
2.2.2 Imagen de falso color.....	15
2.2.3 Clasificación supervisada.....	16
2.3 Geología estructural.....	16
2.3.1 Datos estructurales: Fallas y estratificación.....	17
2.3.2 Análisis estadístico de estratificación.....	17
2.3.3 Secciones geológicas y columnas estratigráficas.....	18
2.4 Petrología y Geoquímica.....	19
2.4.1 Petrografía.....	19
2.4.2 Geoquímica.....	19
2.5 Geocronología.....	21
2.5.1 Datación por el método de U-Pb.....	21

2.5.2 Datación por el método de A-Ar.....	23
Capítulo 3. Resultados.....	26
3.1 Cartografía.....	26
3.1.1 Análisis de imágenes multiespectrales.....	26
3.1.2 Mapa geológico integrado.....	29
3.2 Estratigrafía.....	32
3.2.1 Secuencia inferior.....	33
3.2.2 Secuencia intermedia.....	40
3.2.3 Secuencia superior.....	45
3.3 Geocronología.....	47
3.3.1 Datación U-Pb.....	47
3.3.2 Datación Ar-Ar.....	52
3.3.3 Síntesis cronoestratigráfica.....	56
3.4 Análisis estructural.....	57
3.4.1 Análisis de fallas.....	58
3.4.2 Análisis de estratificación.....	61
3.4.3 Análisis estadístico de estratificación.....	64
3.4.4 Secciones geológicas.....	65
3.5 Geoquímica.....	70
3.5.1 Elementos mayores.....	70
3.5.2 Elementos traza.....	74
Capítulo 4. Discusión.....	79
4.1 Inicio de la extensión continental en la Provincia Extensional del Golfo.....	79
4.2 Evidencias petrológicas y geoquímicas de la transición del arco volcánico al magmatismo sin-extensional.....	83
Capítulo 5. Conclusiones.....	92
Literatura citada.....	94
Anexos.....	101
A Base de datos estructurales: fallas y planos de estratificación.....	101
B Mapa geológico-estructural compilado de la cuenca central de la IAG.....	107
C Tabla cronoestratigráfica.....	108
D Análisis de óxidos mayores y traza.....	112
E Análisis de geocronología en U-Pb.....	114
F Análisis de geocronología en Ar-Ar.....	124

Lista de Figuras

Figura	Página	
1	Mapa tectónico regional de la zona de estudio. PN, Placa Norteamericana; PP, Placa Pacífico; PJF, Placa Juan de Fuca; PR, Placa Rivera; PM, Placa Magdalena; PG, Placa Guadalupe; SFSA, Sistema de Falla San Andrés; ZFTA, Zona de Falla Tosco Abre Ojos; FM, Falla De Mar; FT, Falla Tiburón; CyS, Cuencas y Sierras; SMO, Sierra Madre Occidental; SG, Sierra la Giganta; PEG, Provincia Extensional del Golfo; EPG, Escarpe Principal del Golfo; IAG, Isla Ángel de la Guarda; IT, Isla Tiburón; CVSG, Campo Volcánico de San Luis Gonzaga; PVP; Provincia Volcánica de Puertecitos; SF, San Felipe; BA, Bahía de los Ángeles; LOR, Loreto; MAZ, Mazatán; MAG, Magdalena (Martín-Barajas <i>et al.</i> , 2000; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Stock y Hodges, 1989; Calmus <i>et al.</i> , 2010; Ferrari <i>et al.</i> , 2013).....	3
2	Mapa tectónico de la zona norte del Golfo de California. PN, Placa Norteamericana; PP, Placa Pacífico; PEG, Provincia Extensional del Golfo (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007).....	4
3	Análisis de imágenes multiespectrales, satélite EO-1. a) Imagen de falso color, combinación de bandas: 7,3,1 en los canales rojo, verde y azul, respectivamente. B) Clasificación supervisada.....	28
4	Mapa geológico compilado de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda. Ver leyenda en Anexo B.....	31
5	Panorámicas del basamento. a) Fase de carbonatos en la secuencia de Pzm y b) Litarenita feldespática de Os, subyace a la lava andesítica de Ma1.....	33
6	Correlación de columnas estratigráficas por zonas en cuenca central de la isla Ángel de La Guarda. S1, Secuencia inferior, S2, Secuencia intermedia y S3, Secuencia superior. Ver la Figura 7 para la división de zonas.....	34
7	División de zonas por columnas estratigráfica de la Figura 6.....	35
8	Secciones geológicas de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda. ZE-I, Zona estructural I y ZE-II, Zona estructural II. Ver leyenda en la Figura 6.....	37
9	Panorámicas de la secuencia Inferior. a) Detalle de estratificación en fase de arenisca conglomerática de Ms1 y b) Domo dacítico de Mdd.....	39
10	Panorámica de secuencia Intermedia. a) Vista al SW, conglomerado de Ms2 coronados por lava andesítica de Ma2, fallados y basculados al poniente. Basamento granítico al fondo, y b) Vista la NE mostrando cono cinerítico de Ma2, sobreyacido por el sedimento volcánico de Msv, que a su vez está coronado por lava riolítica de Mra.....	41

11	Vista de secuencia intermedia. a) Estratos de sedimento tobáceo (Msv) cubren a los domos dacíticos de Md1, y b) Sedimento tobáceo (Msv), coronado por un flujo de lava dacítico (Md3).....	42
12	Lava riolítica de Mrb, zona sur. a) Lava andesítica (Ma1) subyace a vitrófido de Mrb, seguido por una zona de esferulitas; b) detalle de esferulitas.....	44
13	Vista de secuencia superior. a) Conglomerado de Ms3 sobreyace a sedimento tobáceo de Msv, ambos se encuentran fallados y basculados; y b) Detalle de falla y alternancia arenisca-conglomerado de Ms3.....	46
14	Edades U-Pb en circones detríticos de la litarenita feldespática Os en la base de la secuencia 1. a) Curva de probabilidad relativa e histograma de frecuencia y b) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Tera y Wasserburg, 1972). La población de circones más jóvenes tiene una edad de ~70 Ma.....	49
15	Edades U-Pb de circones detríticos de la unidad sedimentaria Os. a) Curva de probabilidad relativa e histograma de frecuencia y b) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Tera y Wasserburg, 1972). La población de circones más joven tiene una edad de ~27 Ma, que indica la edad máxima del depósito de Os.....	50
16	Edad de cristalización de los domos dacíticos de Md1 (IAG17-10), a partir del análisis de zircones magmáticos por el método U-Pb. a) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Tera y Wasserburg, 1972); las elipses en gris corresponden a los circones empleados en el cálculo de la edad. b) Histograma de análisis de granos individuales; las barras rojas corresponden a los circones utilizados en el cálculo de la edad.....	51
17	Edad de cristalización del flujo de lava andesítica Ma1 a partir del fechamiento de 19 circones magmáticos (muestra IAG17-14). a) Diagrama de concordia (Tera y Wasserburg, 1972) con las elipses que corresponden a los circones empleados en el cálculo de la edad. b) Histograma con la edad de 24 granos individuales; las barras rojas corresponden a los circones utilizados en el cálculo de la edad.....	52
18	Edad de erupción de la tefra pumicítica de Ost (IAG13-3). a) Representación gráfica de las edades en un pseudo espectro de edad y b) Diagrama de distribución de edades sumando las campanas de Gauss de cada uno de los datos.....	53
19	Geocronología de la toba lapilli Ms1t en la base de la secuencia 1 (muestra IAG17-12). a) Espectros de edad de los dos experimentos realizados. b) Datos de los dos experimentos graficados en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Las claves indican el número del experimento y el paso del experimento respectivo. Los datos no permiten definir una edad de isócrona confiable.....	54
20	Edad de erupción del flujo de lava dacítico de Md3 (muestra IAG17-8). a) espectros de edad de los dos experimentos realizados. b) Datos de los dos experimentos graficados en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Las claves indican el número del experimento y el paso del experimento respectivo.....	55
21	Estereogramas de fallas por secuencias mayores en zona estructural I. S. inferior: datos colectados en secuencia inferior; S. intermedia: datos colectados en secuencia intermedia; S. superior: datos colectados en secuencia superior (Proyección de áreas iguales, hemisferio inferior).....	59

22	Estereogramas de fallas por secuencias mayores de la zona estructural II. S. inferior: datos colectados en secuencia inferior; S. intermedia: datos colectados en secuencia intermedia; S. superior: datos colectados en secuencia superior (Proyección de áreas iguales, hemisferio inferior).....	60
23	Estereogramas de planos de estratificación por secuencias mayores de la zona estructural I. S. inferior: datos colectados en secuencia inferior; S. intermedia: datos colectados en secuencia intermedia; S. superior: datos colectados en secuencia superior (Proyección de áreas iguales, hemisferio inferior). S. inferior vs S. intermedia, $p=0.3859$ ($p>0.05$) y S. intermedia vs S. superior, $p=0.001$ ($p<0.05$).....	62
24	Estereogramas de estratificación por secuencias mayores de la zona estructural II. S. inferior: datos colectados en secuencia inferior; S. intermedia: datos colectados en secuencia intermedia; S. superior: datos colectados en secuencia superior (Proyección de áreas iguales, hemisferio inferior). S. inferior vs S. intermedia, $p=0.001$ ($p<0.05$) y S. intermedia vs S. superior, $p=0.6064$ ($p<0.05$).....	63
25	Diagramas de óxidos mayores para la clasificación de rocas volcánicas. H-Muestras colectadas en el presente trabajo, el resto corresponden a las reportadas por Cavazos-Alvarez, 2015. a) Diagrama TAS (SiO_2 vs álcalis total; Le Maitre <i>et al.</i> , 2002 en Carr, 2012) y b) Diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976 en Carr, 2012).....	71
26	Diagrama AFM para la clasificación de rocas volcánicas subalcalinas (Irvine y Baragar, 1971 en Carr 2012).....	72
27	Diagramas Harker de lavas miocénicas de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda. Ver clasificación en la Figura 25.....	73
28	Diagramas multielementales y de tierras raras. a) Lavas andesíticas pre-rift vs sin-rift, b) Lavas andesíticas sin-rift vs riolitas), c) Lavas andesíticas de pre-rift vs domo dacítico (Mdd) y d) Riolitas de Mra vs Mrb (Sun y McDonough, 1989 en Carr, 2012). Ver clasificación en la Figura 25.....	76
29	Grado de fraccionamiento de las andesitas <i>pre-rift</i> y <i>sin-rift</i> . a) ETR totales, b) ETR ligeras y c) ETR pesadas. Ver clasificación en la Figura 25.....	78
30	Síntesis de la tectónica regional durante el Cenozoico en la margen noroccidental de México. GC, Golfo de California; LS, Laguna Salada; BA, Bahía de los Ángeles; SSF, Sierra de San Felipe; IT, Isla Tiburón; PVP, Provincia Volcánica de Puertecitos; ZE, Zona Estructural; FCB, Falla Canal de Ballenas; PI, Plioceno; Q, Cuaternario. (1-Presente trabajo; 2-Martín-Barajas <i>et al.</i> , 2008; 3-Cavazos-Alvarez, 2015; 4-Seiler <i>et al.</i> , 2009; 5-Seiler <i>et al.</i> , 2010; 6-Delgado-Argote <i>et al.</i> , 2000; 7-Helenes <i>et al.</i> , 2009; 8-Axen <i>et al.</i> , 2000; 9-Stock y Hodges, 1989; 10-Oskin y Stock, 2003; 11-Oskin <i>et al.</i> , 2001; 12-Gans, 1997; 13-Aranda-Gómez <i>et al.</i> , 2000; 14-Nourse <i>et al.</i> , 1994; 15-Vega-Granilo y Calmus, 2003; 16-Ferrari <i>et al.</i> , 2013; 17-Ferrari <i>et al.</i> , 2018; 18-Duque-Trujillo <i>et al.</i> , 2014; 19-Duque-Trujillo <i>et al.</i> , 2015; 20-Balestrieri <i>et al.</i> , 2017, resto de citas en la Figura 31).....	82

31 Figura 31. Síntesis del magmático regional del Cenozoico en la margen noroccidental de México. CVSLG, Campo Volcánico de San Luis Gonzaga; PVP, Provincia Volcánica de Puertecitos; BA, Bahía de los Ángeles; SA, Sierra Las Ánimas; Pl, Plioceno; Q, Cuaternario. (21-Fletcher *et al.*, 2007; 22-Umhofer *et al.*, 2018; 23-McCloy *et al.*, 1988; 24-Lonsdale *et al.*, 1991; 25-Michaud *et al.*, 2006; 26-Skinner, 2013; 27-Delgado-Argote, 2000; 28-Martín-Barajas *et al.*, 2000; 29-Stock *et al.*, 1999; 30-Stock *et al.*, 2008; 31-Olguín-Villa *et al.*, 2013. 32-Vidal-Solano *et al.*, 2008; 33-Martín-Baraja *et al.*, 1995. 34-Stock,1989; 35-Oskin y Stock, 2003; 36-Heim, 1922; 37-Hausback, 1984; 38-Umhofer *et al.*, 2001; 39-Ferrari *et al.*, 2007, resto de citas en la Figura 30).....

Lista de Tablas

Tabla		Página
1	Características espectrales de las bandas del satélite EO-1 vs Landsat-8.....	15
2	Relación de muestras analizadas geoquímicamente.....	20
3	Relación de muestras tratadas para datación isotópica.....	22
4	Matriz de error de confusión.....	30
5	Cocientes de fraccionamiento normalizados de ETR en lavas de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda.....	74

Capítulo 1. Introducción

1.1 Planteamiento y Justificación

La isla Ángel de la Guarda (IAG) es un bloque continental ubicado en la porción norcentral del *rift* del Golfo de California (GC; Figura 1). Trabajos previos indican que la cuenca central de la isla documenta el inicio de la extensión en el norte del GC ya que su cubierta volcánica y sedimentaria abarca el tiempo de la etapa final de la subducción (>12 Ma) y el cambio a un proceso de extensión oblicua que ocurrió entre ~12 y 6 Ma (Martín-Barajas *et al.*, 2008; Cavazos-Alvarez, 2015; Stock y Hodges, 1989). Estructuralmente este bloque está limitado al oriente por la falla Tiburón, ahora inactiva, y al poniente por la falla Canal de Ballenas, que define el actual límite principal entre las placas Pacífico y Norteamérica (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Martín-Barajas *et al.*, 2013; Seiler *et al.*, 2009; Figura 1).

Una vez que inició el límite transcurrente en el GC, la cizalla lateral se acomodó a lo largo de las fallas De Mar y Tiburón trayendo consigo la formación de la cuenca Tiburón. Posteriormente, hace ~2-3 Ma, la deformación migró hacia el poniente, a la actual zona de falla transformante Canal de Ballenas (Figura 1 y 2; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). Este reajuste tectónico promovió el abandono de la cuenca Tiburón y el inicio de las cuencas Delfín Inferior y Superior (Aragón-Arreola y Martín Barajas, 2007; Nagy y Stock, 2000; Martín-Barajas *et al.*, 2013). Datos de termocronología (huellas de fisión en apatito) indican que la actividad de la transformante antecede los ~1.8 Ma (Seiler *et al.*, 2009). La falla Tiburón se ubica a ~45 km al este de la costa de la península de Baja California (PBC) y es posible que la deformación en la isla fue controlada por la deformación oblicua y el desarrollo del *pull-apart* de la cuenca Tiburón (Cavazos-Alvarez, 2015; Martín Barajas *et al.*, 2008).

La activación de la falla transformante del Canal de Ballenas y de la cuenca Delfín inferior implicó que la IAG fuese desprendida del margen peninsular al sur de los campos volcánicos de San Luis Gonzaga y Puertecitos. Este desplazamiento ha sido inferido a partir de la correlación de la Toba San Felipe en afloramientos a ambos márgenes del Canal de Ballenas en ~130 km (Figura 1; Oskin y Stock, 2003; Stock *et al.*, 2008; Cavazos-Alvarez, 2015).

El inicio de extensión en el GC es aún tema de discusión. Un primer modelo cinemático sugiere una etapa inicial de extensión ortogonal a la que se denominó proto-golfo y que abarcó de los ~12 a los ~6 Ma (Stock y Hodges, 1989). Durante esta etapa se acumularon ~90 km de extensión en la zona al oriente de las sierras

peninsulares, mientras que la cizalla lateral ocurría en el margen occidental de la PBC, a lo largo de la zona de falla Tosco-Abreojos, acumulando un desplazamiento de ~325 km en sentido lateral derecho (Michaud *et al.*, 2005; Spencer y Normark, 1979). Una segunda etapa abarcó de ~6.5 Ma a la actualidad, y consistió en la disminución de la cizalla lateral en la zona de falla Tosco-Abreojos e inicio de la transtensión en el actual GC (Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1991; Oskin *et al.*, 2001; Bennett y Oskin, 2014; Bennett *et al.*, 2015). Estudios recientes demuestran que actualmente la zona de falla Tosco-Abreojos acomoda un desplazamiento relativo de ~3-7 mm/año, equivalente al ~10% de la deformación entre las placas Norteamérica y Pacífico, (DeMets y Dixon 1999; Fletcher y Munguía, 2000; Michaud *et al.*, 2005; Plattner *et al.*, 2009).

Un segundo modelo basado en estudios de termocronología y análisis cinemático de fallas en la sierra de San Felipe indican que la deformación transtensiva inició en el periodo de ~9 a 7 Ma, en la porción norte del GC (Seiler *et al.*, 2010). Otra evidencia indirecta de una edad más antigua de la deformación transtensional es la proveniencia en circones detríticos del abanico Magdalena (Figura 1). Este estudio indica que el sistema de falla Tosco Abreojos acumuló un máximo de ~150 km de desplazamiento lateral derecho. Esto significa una diferencia de ~350 km adicionales que se requieren para cerrar el GC al término de la subducción. Esta evidencia apoya la idea que gran parte del desplazamiento de la PBC debió ocurrir en zonas de cizalla en la costa de Sonora y Sinaloa. Lo anterior también implica que la deformación transcurrente ha estado activa desde fines del Mioceno medio (Fletcher *et al.*, 2007).

Adicionalmente, existe una serie de trabajos que sugieren una etapa de extensión que antecede al Mioceno tardío. Edades de exhumación de intrusivos submarinos del Mioceno temprano-medio en los márgenes de la boca del GC y relaciones de corte, en unidades volcánicas y fallas normales en la margen oeste de la Sierra Madre Occidental (SMO) sugieren que la extensión en el actual GC inició en el Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Ferrari *et al.*, 2013; Duque-Trujillo *et al.*, 2014, 2015; Balestrieri *et al.*, 2017). Sin embargo, no se han encontrado las estructuras que permitan acomodar el adelgazamiento cortical que ocasionó el desnivel topográfico entre la SMO, la planicie costera de Nayarit y el sur de Sinaloa.

Por su parte en la región norte del GC, un análisis micropaleontológico en pozos exploratorios de PEMEX documenta un registro de sedimentación marina que antecede los 11.2 Ma (Helenes *et al.*, 2009). En la región de Bahía de los Ángeles se han reportado flujos de lava andesítica de ~14 Ma que localmente contienen sedimentos marinos con presencia de bivalvos, estromatolitos y pisolitos, estas características se han asociado a una sedimentación marina contemporánea con el volcanismo (Delgado-Argote *et al.*,

2000). En la región noreste de Baja California, resultados de termocronología en el bloque de piso de la *detachment* Cañada David revelan indicios de exhumación acotada por ~15 y 10 Ma (Axen et al., 2000).

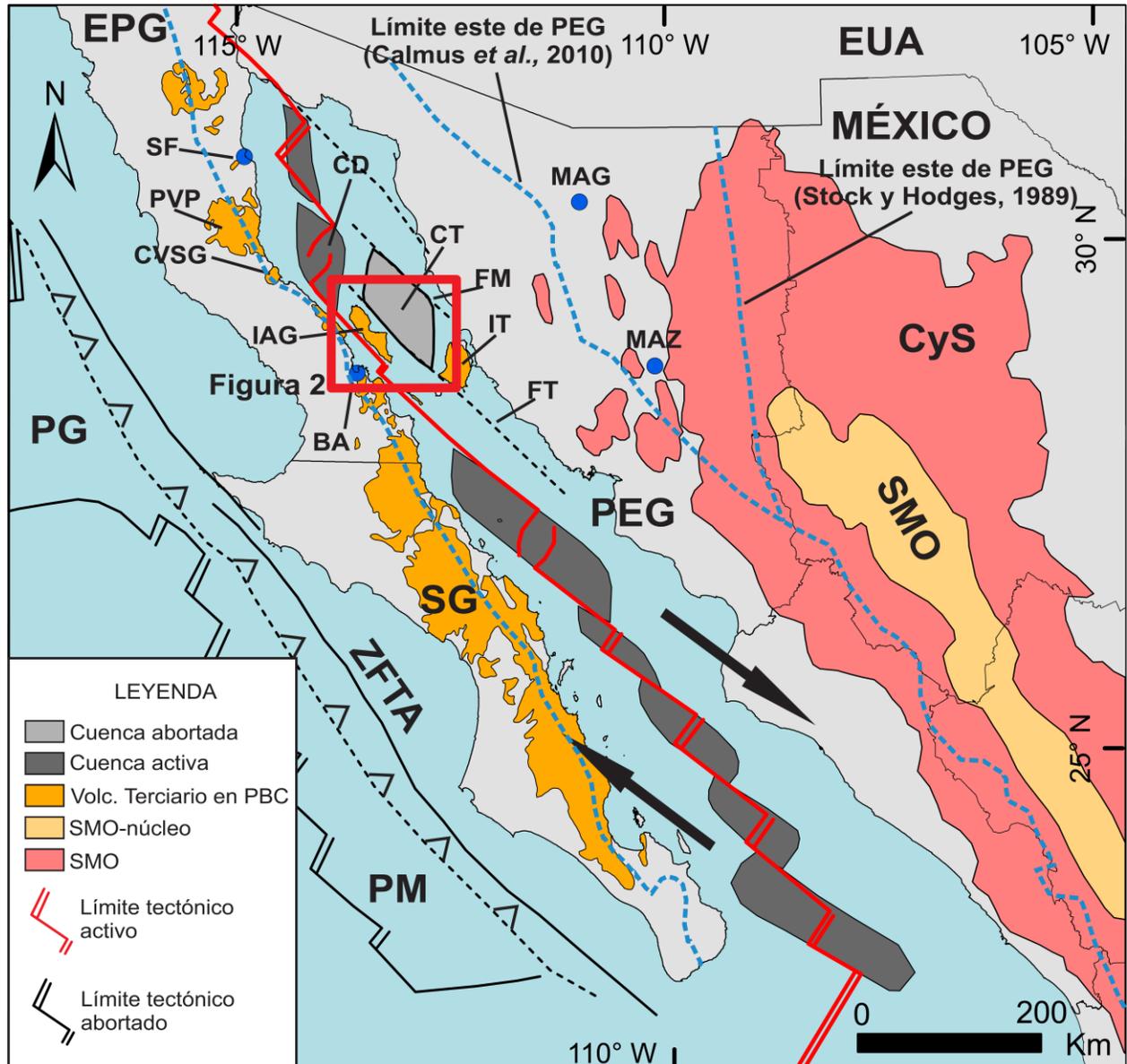


Figura 1. Mapa tectónico regional de la zona de estudio. PN, Placa Norteamericana; PP, Placa Pacífico; PJF, Placa Juan de Fuca; PR, Placa Rivera; PM, Placa Magdalena; PG, Placa Guadalupe; SFSA, Sistema de Falla San Andrés; ZFTA, Zona de Falla Tosco Abre Ojos; FM, Falla De Mar; FT, Falla Tiburón; CyS, Cuencas y Sierras; SMO, Sierra Madre Occidental; SG, Sierra la Giganta; PEG, Provincia Extensional del Golfo; EPG, Escarpe Principal del Golfo; IAG, Isla Ángel de la Guarda; IT, Isla Tiburón; CVSG, Campo Volcánico de San Luis Gonzaga; PVP, Provincia Volcánica de Puertecitos; SF, San Felipe; BA, Bahía de los Ángeles; LOR, Loreto; MAZ, Mazatán; MAG, Magdalena (Martín-Barajas et al., 2000; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Stock y Hodges, 1989; Calmus et al., 2010; Ferrari et al., 2013).

El origen del vulcanismo del Mioceno medio en la Provincia Extensional del Golfo (PEG) y su relación con la tectónica extensional también es motivo de controversia. El vulcanismo del Grupo Comondú (Hausback,

1984; Sawlan, 1991; Umhoefer *et al.*, 2001) en la PBC es comúnmente asociado a un magmatismo orogénico producto de fusión en la cuña del manto por la adición de volátiles (Martín-Barajas, 2000; Martín-Barajas *et al.*, 1995, 2000; Umhoefer, 2011). Una segunda propuesta es que el vulcanismo del Mioceno en la SMO y del Grupo Comondú en la PBC es el resultado de una fusión de un manto anhidro por descompresión, resultado de la tectónica extensional (Ferrari *et al.*, 2013; Bryan *et al.*, 2014; Duque-Trujillo *et al.*, 2015). No obstante, aún no se aportan las evidencias geoquímicas e isotópicas que apoyen esta propuesta de forma concluyente.

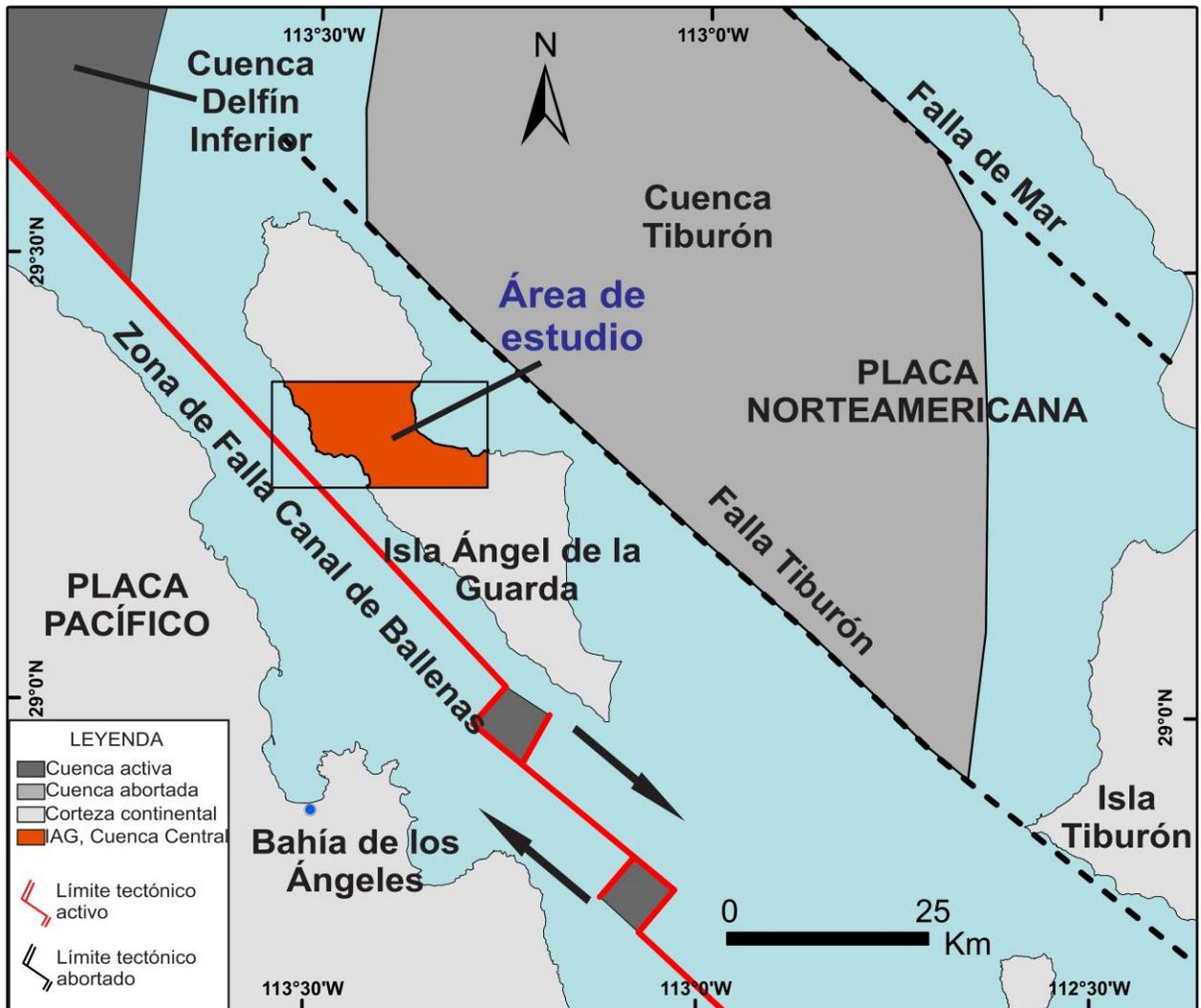


Figura 2. Mapa tectónico de la zona norte del Golfo de California. PN, Placa Norteamericana; PP, Placa Pacífica; PEG, Provincia Extensional del Golfo (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007).

En la actualidad, gran parte de la corteza adelgazada durante la apertura del GC se encuentra sumergida (Duque-Trujillo *et al.*, 2015) y son pocos los sitios donde se preserva el registro volcanosedimentario del Mioceno. Esto resalta la importancia de concluir el estudio geológico-estructural en la porción centro oriental de la IAG (Figura 2). Este estudio permitirá definir la estratigrafía de la cuenca central de IAG, utilizando como base los trabajos previos de Cavazos-Alvarez (2015), Martín-Barajas *et al.* (2008); Delgado-Argote (2000), Escalona-Alcázar y Delgado-Argote (1998), y complementada con cartografía de campo y datos cronoestratigráficos obtenidos en este trabajo.

La edad y el estilo de deformación se determinó mediante el análisis cronoestratigráfico y la definición de los patrones de fallas y estratificación que afectan a las tres secuencias principales reportadas en la zona centroccidental (Figura 2). Adicionalmente, a partir de los resultados de elementos mayores y traza se elaboraron e interpretaron diagramas de clasificación y discriminación magmática, que ayudaron a definir si el magmatismo refleja un cambio en el ambiente tectónico y la fuente del magma padre, durante el fin de la subducción y el inicio del sistema transtensivo actual.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Realizar un estudio geológico-estructural de la zona centroccidental de la isla Ángel de la Guarda que permita acotar el inicio y el estilo de la extensión en el norte del Golfo de California, y discriminar mediante datos geoquímicos entre el volcanismo relacionado a la fase final de subducción con respecto al relacionado a la extensión.

1.2.2 Objetivos específicos

- Realizar la cartografía a detalle de la porción oriental de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda mediante el análisis de imágenes multiespectrales y verificaciones de campo.

- Realizar el fechamiento isotópico en circones por el método U-Pb para obtener la edad máxima de depósito sedimentario y edad de cristalización del magma. El fechamiento por el método Ar-Ar proporcionará edades de erupción y/o enfriamiento.
- Definir e interpretar patrones de fallas y estratificación, y en conjunto con las edades isotópicas acotar el inicio y duración de la extensión.
- Realizar el estudio petrológico (petrografía y geoquímica de elementos mayores y traza), que permitan determinar la afinidad magmática de lavas máficas.
- Integrar el mapa geológico-estructural de la zona central de la isla Ángel de la Guarda.

1.3 Marco tectónico y magmático

1.3.1 Límite convergente y fin de la subducción

En la margen noroccidental de México existió un límite de placas convergente desde el Cretácico hasta finales del Mioceno medio, en donde la placa Farallón y sus fragmentos de Magdalena y Guadalupe subducían bajo la placa Norteamericana (Atwater 1989; Hausback, 1984). Durante el Oligoceno y hasta el Mioceno temprano se desarrolló un arco volcánico que consistió en una alternancia de flujos de lavas e ignimbritas riolíticas, con flujos de lavas basálticas subordinadas, que formó la provincia volcánica de la SMO (Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Ferrari *et al.*, 2007) y el Grupo Comondú en la PBC (Hausback, 1984; Sawlan, 1991; Martín-Barajas *et al.*, 2000, Umhoefer *et al.*, 2001; Umhoefer, 2011).

Se ha propuesto que el primer contacto de la dorsal del Pacífico oriental y la paleotrinchera ocurrió a inicios del Oligoceno en el sur de California y durante el Mioceno temprano-medio en la PBC (Atwater, 1989; Atwater y Stock, 1998; McCrory *et al.*, 2009). A partir del análisis de anomalías magnéticas se ha propuesto que la subducción disminuyó hacia los ~15 Ma y debió haber terminado a los ~12 Ma, que es la edad de la anomalía magnética más joven (Lonsdale, 1991). Sin embargo, estudios posteriores proponen que hay fragmentos de piso oceánico de edad de hasta ~9-8 Ma en la microplaca Magdalena (Michaud *et al.*, 2006).

1.3.2 Inicio de la tectónica extensional en el noroeste de México

El inicio de la extensión cenozoica en la porción noroccidente de México está asociada al desarrollo de la provincia extensional de Cuencas y Sierras o “*Basin and Range*” controlada por fallas normales de alto ángulo y de bajo ángulo de orientación preferencial NW-SE (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 2000). Se han reportado al menos cuatro pulsos de deformación extensional durante el Oligoceno temprano y hasta el Plioceno. Esta deformación ocasionó el basculamiento de bloques hacia el noreste generando arreglos romboédricos de fosas y pilares que comprende todo el noroeste de México exceptuando el núcleo de la SMO (Figura 1; Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Tristán-González, 2008).

Durante el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano (~25-15 Ma) en la región noroeste de Sonora, la extensión propició el desarrollo de fallas normales de bajo ángulo, tipo *detachment* que exhumaron rocas de la corteza-media en sus bloques de piso, exponiendo núcleos de complejos metamórficos, o “*metamorphic core complexes*”. Este basamento está compuesto por rocas metamórficas e ígneas del Proterozoico y Paleozoico, con una marcada foliación milonítica en gneis y esquisto (Coney, 1980; Nourse *et al.*, 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2003).

1.3.3 Evolución del Golfo de California

La formación del golfo moderno, cuya característica distintiva es la deformación transtensiva, se traslapa con una etapa de extensión temprana del Oligoceno tardío al Mioceno medio reportada en Sonora (Nourse *et al.*, 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2003). La discusión actual se centra en si la etapa de extensión temprana también alcanzó el margen oriental de la PBC y los márgenes sumergidos en el actual GC.

El límite actual de placas en el GC consiste en un arreglo *en-echelon* de fallas transformantes diestras con pasos a la derecha, unidas entre sí por centros de dispersión oceánica (Lonsdale, 1989; Lizarralde *et al.*, 2007; DeMets, 1995; Umhoefer, 2011) y una componente extensional subordinada (Curray y Moore, 1984; Stock y Hodges, 1989; Fletcher *et al.*, 2007; Seiler *et al.*, 2010; Lonsdale, 1989). Una característica del *rift* es la oblicuidad de ~20° de la orientación del *rift* con respecto a la dirección del movimiento relativo entre las placas Pacífico y Norteamérica (Withjack y Jamison, 1986; Aragón-Arreola *et al.*, 2005).

A través de la correlación de unidades volcánicas entre la región de Puertecitos, isla Tiburón y la costa de Sonora se ha sugerido un desplazamiento mayor a 270 km entre ambos márgenes del GC (Oskin *et al.*, 2001; Oskin y Stock, 2003; Seiler *et al.*, 2009). Regionalmente, el desplazamiento relativo entre las placas Pacífico y Norteamérica, con base en modelos cinemáticos globales y correlación de unidades volcánicas en la región norte del GC se ha estimado en ~ 47 mm/a y corresponde al $\sim 90\%$ de la deformación total (DeMets, 1995; Oskin y Stock, 2003; Umhoefer, 2011; Plattner *et al.*, 2007).

El resultado de este límite transcurrente (<12 Ma) corresponde a la que hoy día se conoce como Provincia Extensional del Golfo de California (PEG) cuyo límite occidental corresponde al Escarpe Principal del Golfo (EPG) y el oriental corresponde al núcleo de la SMO. Hacia el norte de la SMO, el límite con la Provincia de *Basin and Range* al oriente no es claro. Sin embargo, trabajos previos sugieren que el límite se puede proyectar hacia el norte a lo largo de Sonora (Figura 1; Stock y Hodges, 1989; Calmus *et al.*, 2010). Dado que esta provincia corresponde exclusivamente a una etapa transtensiva, Ferrari *et al.* (2013) han sugerido que sería más correcto llamarla provincia transtensional de golfo.

Tomando como referencia los estudios que sugieren que la extensión debió haber iniciado a finales del Mioceno medio (Stock y Hodges, 1989; Oskin y Stock, 2013; Oskin *et al.*, 2001), se ha considerado que el GC es un caso especial ya que en tan sólo ~ 6 y 10 Ma se alcanzó la ruptura continental e inició la formación de piso oceánico en las cuencas Guaymas, Pescador y Alarcón (Lizarralde *et al.*, 2007). Para explicar esta rápida ruptura litosférica Umhoefer (2011) propone la combinación de tres principales factores que facilitaron el rápido desarrollo del GC: 1) la herencia tectónica, pues el *rift* se habría desarrollado en la zona angosta de un margen activo con eventos previos, como el magmatismo del arco Comondú que debilitó termalmente la litósfera, 2) la alta velocidad de desplazamiento entre las placas Pacífico y Norteamericana y 3) la oblicuidad del límite de placas y el desarrollo de fallas transformantes y cuencas *pull apart*, que son el tipo de cuencas más eficientes para concentrar adelgazamiento cortical (Allen y Allen, 2005; Xie y Heller, 2009; Bennett y Oskin 2014).

Un modelo alternativo propone un periodo largo de adelgazamiento cortical desde el Oligoceno tardío-Mioceno medio (Ferrari *et al.*, 2013, 2018), por lo que la evolución del GC sería concordante con los modelos de *rift* lentos. Este modelo sugiere que la cizalla transtensional inició a los ~ 12 Ma en una litósfera previamente adelgazada (Duque-Trujillo *et al.*, 2014, 2015; Balestrieri *et al.*, 2014). Este modelo propone tres etapas de evolución: 1) la primera representa un modo de *rift* amplio o “*wide rift*” en el periodo de ~ 30 -20 Ma sobre una región amplia, desde el oriente de la SMO hasta el este de las sierras peninsulares (~ 500 km de ancho; Vega-Granillo y Calmus, 2003; Nourse *et al.*, 1994; Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Ferrari

et al., 2013), 2) la segunda etapa la denominan *rift* angosto o “*narrow rift*”, que comprende el periodo de ~20-12 Ma y abarca una región más angosta (~100 km) desde el flanco occidental de la SMO hasta el EPG, 3) la tercera etapa inició a finales del Mioceno medio con el nuevo límite de placas transcurrente (Fletcher *et al.*, 2007; Seiler *et al.*, 2010; Bryan *et al.*, 2014; Bennett y Oskin 2014).

1.3.4 Volcanismo Miocénico; arco Comondú

El magmatismo del arco Comondú es principalmente de composición intermedia y de tipo efusivo (Umhoefer *et al.*, 2001). El término Formación Comondú fue inicialmente utilizado para describir a una secuencia de estratos volcanosedimentarios en la región de Comondú en Baja California Sur (Heim, 1922 en Umhoefer *et al.*, 2001). Posteriormente el término incluyó otras unidades volcánicas y sedimentarias aflorando al este y al sur del poblado Comondú (Hausback, 1984). Más recientemente, Umhoefer *et al.* (2001) han propuesto elevar al rango de Grupo Comondú a todas las unidades volcánicas y sedimentarias relacionadas con la subducción, que afloran en la sierra La Giganta y en campos discretos en el norte de la PBC (Martín-Barajas *et al.*, 1995, 2000). En Baja California Sur el Grupo Comondú sobreyace a una secuencia sedimentaria de antearco del Cretácico tardío y Paleógeno (Umhoefer *et al.*, 2001).

El Grupo Comondú presenta dos segmentos bien definidos, uno al sur del paralelo 28°N que consiste en un cinturón continuo de ~500 km de largo, con espesores de hasta 2 km y edades entre ~25 y 11 Ma (Figura 1; Hausback, 1984; McLean *et al.*, 1987; Umhoefer, *et al.*, 2001). En la región de Loreto Umhoefer *et al.* (2001) dividen el Grupo Comondú en tres unidades: 1) una unidad inferior formada por un paquete de areniscas y conglomerados fluviales, con intercalación de tobas y flujos de lava basáltica, que abarcan el periodo de ~29-19 Ma. Se ha interpretado que las tobas que contiene la unidad inferior corresponden a facies distales del vulcanismo explosivo silíceo de la SMO (Ferrari *et al.*, 2013); 2) una unidad intermedia constituida por una alternancia de brechas andesíticas masivas y en menor proporción flujos de lavas andesíticas de ~19-15 Ma de edad que la interpretan como resultado de la progradación de facies proximales de flujos de escombros y de una migración hacia el oeste del magmatismo de arco; y c) una unidad superior consistente en una serie de flujos de lava y brechas andesíticas y abarca el periodo de ~15-12 Ma (Hausback, 1984).

El segundo segmento se presenta al norte del paralelo 28°N y consiste en campos volcánicos aislados a lo largo de la margen oriental de la PBC y en las islas del norte del GC. Los depósitos volcanosedimentarios

del Mioceno temprano y medio en general tienen espesores menores de 500 m y edades que varían entre ~19 y 14 Ma (Figura 1; Martín-Barajas *et al.*, 1995, 2000; Delgado-Argote, 2000; Cavazos-Alvarez, 2015). Al norte de IAG, el Campo Volcánico de San Luis Gonzaga representa la actividad del arco Comondú, la cual consiste en tres unidades o grupos (Martín-Barajas *et al.*, 2000). El grupo 1 comprende depósitos piroclásticos estratificados y flujos de lava subordinados, con presencia de epiclásticos y flujos de ceniza de facies distales. La edad de una toba en este grupo es de 17.2 ± 0.3 Ma. El grupo 2 son flujos de lava de composición dacítica a andesítico-basálticas de carácter calcoalcalino, al parecer procedentes de al menos un volcán en escudo. Una edad de 15.4 ± 0.5 Ma (Ar-Ar, wr) indica que este volcanismo también antecede el inicio de la extensión. El grupo 3 se describe como una serie de domos dacíticos calcoalcalinos con un porcentaje subordinado de brechas volcánicas y sedimentarias oligomíticas (Martín-Barajas *et al.*, 2000).

Otros afloramientos de lavas andesíticas y tobas del Mioceno medio (arco Comondú) se han reportado en la zona al sur de Bahía de los Ángeles (Delgado-Argote *et al.*, 2000). En la Provincia Volcánica de Puertecitos la secuencia del arco Comondú consiste en flujos de lava andesítica y domos y brechas dacíticas con una edad de 16.3 ± 0.1 Ma (Ar-Ar, hb; Martín-Barajas *et al.*, 1995). Así mismo al sur de la sierra Juárez se ha reportado lavas de composición intermedia fechadas entre 17 y 16 Ma (Lee *et al.*, 1996).

En la IAG también se ha documentado actividad volcánica contemporánea con el arco miocénico. Se presenta en forma de domos dacíticos y flujos de lava andesíticos interestratificados con unidades sedimentarias (Escalona-Alcázar y Delgado-Argote, 1998; Martín-Barajas *et al.*, 2008; Cavazos-Alvarez, 2015). En el norte de la isla se ha reconocido una serie de domos exógenos y flujos de lavas andesíticas con edades de 17.7 ± 0.6 Ma (Ar-Ar, hb; Delgado-Argote, 2000), y en 15.6 ± 0.2 Ma y 13.3 ± 0.2 Ma (Ar-Ar, hb; Martín-Barajas *et al.*, 2008), intercalados con depósitos piroclásticos y epiclásticos. Recientemente Cavazos-Alvarez (2015) documentó domos dacíticos porfídicos de hornblenda en la porción central de IAG.

Estudios recientes, para explicar la firma orogénica del arco Comondú han propuesto que esta característica es heredada de un manto litosférico modificado durante la subducción prolongada de la Placa Farallón (Bryan *et al.*, 2014; Duque-Trujillo *et al.*, 2015). Además, fundamentan su propuesta en modelos numéricos que proponen que una losa joven en subducción (<7 Ma), sería delgada y caliente, y se deshidrataría a una profundidad de ~75 km propiciando un limitado ingreso de volátiles a la cuña del manto y una fusión parcial también limitada (Ferrari *et al.*, 2013, 2018).

Para estos autores, el adelgazamiento litosférico debió haber iniciado en el Oligoceno tardío y Mioceno temprano, y sería el mecanismo dominante para producir fusión parcial por descompresión del manto, en

relación a cualquier fundido en la cuña del manto. Al mismo tiempo, la infiltración de material astenosférico seco y caliente a través de una ventana astenosférica ayudaría a la generación del magma (Ferrari *et al.*, 2018). Otro argumento para reafirmar que el arco Comondú es producto de extensión, es la presencia de riolitas oligocénicas en la SMO con una firma toleítica (FeOt), indicativa de magmas “secos” (Ferrari *et al.*, 2018). Con base en estos puntos, se ha sugerido que una discriminación geoquímica no es confiable para explicar el origen del magmatismo neogénico (Ferrari *et al.*, 2018).

En síntesis, esta segunda corriente invoca un periodo de extensión cortical temprana que controló las características composicionales, espaciales y temporales del volcanismo de Grupo Comondú, y no que el volcanismo guió la extensión continental (Duque-Trujillo *et al.*, 2014, 2015; Ferrari *et al.*, 2013, 2018). Adicionalmente Bryan *et al.* (2014) han sugerido que la composición intermedia del arco Comondú podría ser el resultado de una mezcla e hibridación de fundidos silícicos, con magmas máficos derivados del manto. Los primeros serían producto de la fusión parcial de la corteza superior, durante una fase de extensión temprana.

Con base en estas afirmaciones se ha propuesto que el Grupo Comondú (Umhoefer *et al.*, 2001) corresponde a una secuencia volcanosedimentaria sin-extensional y que representa una cuenca extensional invertida por el rebote isostático liberado por la ruptura final de la litósfera en el Mioceno tardío (Ferrari *et al.*, 2018). Estas aseveraciones sugieren que durante el Mioceno temprano-medio se presentó un sincronismo de subducción, extensión y vulcanismo en la margen occidental de México (Ferrari *et al.*, 2013; Duque-Trujillo *et al.*, 2015; Michaud *et al.*, 2006; Martín-Barajas *et al.*, 2000).

1.3.5 Vulcanismo sin-extensional

El volcanismo postsubducción en el norte de la PBC indica un cambio de afinidad magmática que se refleja en la composición y el estilo eruptivo durante el periodo de ~12-3 Ma. Se caracteriza por su afinidad calcoalcalina (alcalino en menor proporción) y su composición de andesita a riolita. Se asocia a volcanismo principalmente explosivo, con flujos de lava andesítica y depósitos de ignimbritas con erupciones máficas subordinadas (Martín-Barajas *et al.*, 1995, 2000; Delgado-Argote, 2000). En el GC este tipo de volcanismo se presenta en ambos márgenes y en las islas de la porción norte (Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Stock *et al.*, 1999; Olgún-Villa *et al.*, 2013; Oskin y Martín-Barajas, 2001; Martín-Barajas, 2000).

En la región norte del GC, el inicio del volcanismo post-subducción lo define el depósito de un flujo piroclástico riolítico soldado alcalino de distribución regional, nombrado como la Toba San Felipe (Tmsf; Stock *et al.*, 1999). Esta unidad aflora en la región entre San Felipe, Puertecitos, en la cuenca central de la IAG (Stock *et al.*, 2008; Skinner *et al.*, 2013) y en la región de Cataviña (Olguín-Villa *et al.*, 2013; Cavazos-Alvarez, 2015). Se piensa que esta toba precede la extensión porque presenta espesores similares a través de la actual EPG. Otros afloramientos similares a esta toba se han reportado en la región costera de Sonora (Oskin *et al.*, 2001; Bennett y Oskin, 2014) y en zonas cercanas a Hermosillo (Vidal Solano *et al.*, 2008). Su característica geoquímica hiperalcalina, y edades cercanas a los 12 Ma, además de sus propiedades paleomagnética la hacen una unidad distintiva (Stock *et al.*, 1999; Oskin *et al.*, 2001; Martín-Barajas *et al.*, 2008; Skinner, 2013).

Dos campos volcánicos relevantes para el estudio de la IAG son la Provincia Volcánica de Puertecitos (PVP), y el Campo Volcánico de San Luis Gonzaga (CVSLG). El primero incluye tres pulsos de volcanismo explosivo del Mioceno tardío y Plioceno, formados por ignimbritas de ~12, ~6 y ~3 Ma que sobreyacen a la secuencia del arco Comondú fechada entre ~22 y ~16 Ma (Stock, 1989; Martín-Barajas *et al.*, 1995). En el Campo Volcánico de San Luis Gonzaga sólo se han reportado unidades del Mioceno medio que pertenecen a la actividad del arco Comondú (Martín-Barajas *et al.*, 2000).

1.4 Trabajos previos en la isla Ángel de la Guarda

Con base en estudios anteriores se obtiene una columna estratigráfica de IAG, que consiste en tres secuencias volcanosedimentarias que sobreyacen al basamento cristalino (Cavazos-Alvarez, 2015). La secuencia inferior corresponde al volcanismo de arco miocénico, mientras que las secuencias intermedia y superior se han interpretado como un vulcanismo sin-extensional, dado que la secuencia intermedia contiene a la Toba San Felipe (Martín-Barajas *et al.*, 2008; Cavazos-Alvarez, 2015).

En la parte central de IAG, el basamento está compuesto por una secuencia metasedimentaria del Paleozoico (Pz) intrusionada por un intrusivo tonalítico del Cretácico (Kgr; Gastil *et al.*, 1975). La secuencia inferior consiste en estratos de arenisca arcósicas de grano grueso derivadas del basamento metamórfico y antecede al vulcanismo efusivo del Mioceno medio. Esta unidad de arcosas líticas contiene una toba lapilli interestratificada y fechada en 25.7 ± 0.3 Ma (Ar-Ar, bt; Cavazos-Alvarez, 2015). La base la completa una serie de lavas y domos de composición andesítica y dacítica. La datación en concentrados de

hornblenda por el método Ar-Ar indican edades de 17.7 ± 0.6 Ma y $15.6 \pm$ Ma, por lo que han sido asociadas al vulcanismo del arco del Comondú (Escalona-Alcázar y Delgado-Argote, 1998; Delgado-Argote, 2000; Martín-Barajas *et al.*, 2008).

La secuencia intermedia consiste en un paquete volcanosedimentario compuesto por flujos de lava andesítica y riolítica de carácter calcoalcalino. En la parte basal resalta la Toba San Felipe fechada en 11.8 ± 0.2 Ma (Ar-Ar, san; Cavazos-Alvarez, 2015). La secuencia superior incluye un paquete de ~160 m de espesor de sedimento tobáceo de grano fino, con tefras de lapillstone que han sido empleadas como marcadores litoestratigráficos (Cavazos-Alvarez, 2015); además de depósitos epiclásticos polimícticos que corresponden a la erosión del arco miocénico y en menor porcentaje del basamento granítico-metamórfico. En la costa centroccidental de la isla aflora un domo dacítico del Cuaternario, que ha sido asociado al vulcanismo en la zona de cizalla de la falla transformante Canal de Ballenas (Martín-Barajas *et al.*, 2008; Cavazos-Alvarez, 2015).

La zona centro occidental de la IAG está cortada por un patrón de fallas normales de alto ángulo con orientación preferencial NNW-SSE y buzamiento hacia el oriente. Las fallas basculan la secuencia estratigráfica hacia el poniente en ángulo decreciente de la base a la cima, indicando una sedimentación sin-tectónica. Las terrazas aluviales del Cuaternario no se encuentran afectadas por la deformación (Martín-Barajas *et al.*, 2008; Cavazos-Alvarez, 2015).

Capítulo 2. Metodología

En este Capítulo se describen brevemente los métodos empleados en la cartografía, el análisis estructural, la petrografía, la geoquímica, y la geocronología. Esta etapa concluyó con la integración del mapa geológico-estructural e incluye los resultados la vertiente occidental de la IAG (Martín-Barajas *et al.*, 2008; Cavazos-Alvarez, 2015).

2.1 Trabajo de campo

Previo al trabajo de campo se elaboraron imágenes satelitales de falso color cuyo contraste de color reflejan diferencias litológicas. Las descripciones litológicas en puntos de control anteriores fueron la base para el trazo de recorridos y puntos de verificación en campo. Esta etapa comprendió tres campañas en los meses de abril-2017, noviembre-2017 y abril-2018, cada una de ~8 días efectivos de trabajo. Y consistió en la descripción de unidades y relaciones estratigráficas, toma de datos estructurales (planos de fallas y estratificación), ubicación de contactos y colecta de muestras para análisis geoquímicos e isotópicos. Las muestras y datos geológicos fueron geo-posicionados con la ayuda de un *GPS*, proyección UTM y *DATUM WGS-84*, zona 12 N.

2.2 Cartografía

Esta técnica inició con la obtención de mapas de falso color a partir de imágenes multiespectrales del satélite Earth Observing-1 (EO-1; 20 de septiembre del 2014; Tabla 1). La combinación de bandas con el mejor contraste fue 7,4,2. Se realizaron ejercicios de clasificación supervisada para definir los polígonos litológicos, posteriormente fueron complementados con imágenes de *Google Earth Pro* y el Modelo Digital de Elevación.

2.2.1 Imágenes de Google Earth Pro

Para la identificación y trazado de lineamientos estructurales se emplearon como base las estructuras tomadas en campo así como las imágenes satelitales de *Google Earth Pro*, con una resolución de pixel de 0.5 x 0.5m. Estas imágenes se geo-referenciaron en el laboratorio de cartografía con la ayuda técnica de Víctor Manuel Frías Camacho. A partir de estas imágenes y con la ayuda del programa de *ArcMap v.10.3*,

se proyectaron las fallas mapeadas en campo y el realizó el trazo de nuevos lineamientos estructurales no reconocidos en campo.

2.2.2 Imagen de falso color

En trabajos previos en la zona de San Luis Gonzaga-Puertecitos (Noyola-Medrano *et al.*, 2005), donde las condiciones de terreno y litología son muy parecidas a las de la isla Ángel de la Guarda, se utilizó la combinación de bandas 7,4,2 del satélite Landsat TM (equivalentes a 7,3,1 del satélite EO-1; Tabla 1). Esta combinación arroja resultados apropiados en la elaboración de imágenes de falso color, por tal motivo se utilizó la misma combinación de bandas. Se emplearon las bandas multispectrales del satélite EO-1, y una combinación de bandas 7 (2.08-2.35 μ m), 3 (0.63-0.69 μ m) y 1 (0.45-0.515 μ m) en los canales rojo, verde y azul, respectivamente. Estas imágenes tienen una resolución de 30 m por pixel. Adicionalmente, se fusionó la banda pancromática (0.48-0.69 μ m) a la imagen de falso color para aumentar su resolución a un tamaño de pixel de 10 m. Se obtuvo una imagen que resaltó el contraste de color de las diferentes litologías que componen la zona de estudio, y reflejan su contenido químico y mineralógico, así como diferentes procesos de alteración superficial. Las imágenes multispectrales EO-1 presentan un error por lo que fue necesario corregirlas tomando como base el Modelo Digital de Elevaciones.

Tabla 1. Características espectrales de las bandas del satélite EO-1 vs Landsat-8.

Landsat-8 ¹				EO-1 ²		
Banda	Nombre	Longitud de onda (μ m)	Resolución (m)	Banda	Longitud de onda (μ m)	Resolución (m)
1	Costa	0.435-0.451	30	MS-1'	0.433-0.453	30
2	Azul	0.452-0.512	30	MS-1	0.45-0.515	30
3	Verde	0.533-0.590	30	MS-2	0.525-0.605	30
4	Rojo	0.636-0.673	30	MS-3	0.63-0.69	30
5	NIR	0.851-0.879	30	MS-4	0.775-0.805	30
6	SWIR 1	1.566-1.651	30	MS-4'	0.845-0.89	30
10	TIR 1	10.60-11.190	100	MS-5'	1.2-1.3	30
11	TIR 2	11.50-12.51	100	MS-5	1.55-1.75	30
7	SWIR 2	2.107-2.294	30	MS-7	2.08-2.35	30
8	PAN	0.503-0.676	15	PAN	0.48-0.69	10
9	Cirrus	1.363-1.384	30			

¹USGS, 2018

²NASA, 2018

2.2.3 Clasificación supervisada

La clasificación se hizo en el programa *ENVI* (v 5.3), y la edición se realizó en el programa *ArcMap v. 10.3*. Esta técnica permitió ubicar litologías en zonas no accesibles para el reconocimiento de campo. La clasificación supervisada utilizó polígonos de litología conocida o zonas de entrenamiento (ROIs-TRAIN) y de prueba (ROIs-TEST), tomando como base la imagen de falso color y los puntos de control de las unidades litológicas en campo. Enseguida se determinó el número de clases con base en la separabilidad espectral de las diferentes unidades. Finalmente se ejecutó el clasificador *Maximum Likelihood Classification* (Wilks, 2011) en el total de bandas espectrales (*Band set*; Tabla 1).

En campo se reconocieron 26 unidades litológicas, y por conveniencia se agruparon aquellas que presentaban separabilidad espectral muy similar (>1.3), quedando un total de 15 unidades litológicas con una respuesta espectral característica. La finalidad de esta agrupación es obtener grupos de unidades que no pueden ser distinguidas por el clasificador. Después se aplicó un post-clasificador (*Confusion Matrix Using Ground Truth ROIs*) que ayudó a determinar la bondad del clasificador (Wilks, 2011) mediante el cálculo de una matriz de error. Al mapa resultante se le aplicó un filtro de mayoría con un *Kernel* de 7x7 que ayudó a eliminar el número de polígonos pequeños. Posteriormente, el mapa litológico se detalló con los datos de campo, con el Modelo Digital de Elevación (USGS, 2017) y con las imágenes satelitales de *Google Earth Pro*. El mapa geológico tiene una escala 1:25 000 e incluye: datos estructurales, litología y ubicación de muestras. En esta última etapa se separaron aquellas unidades que habían sido agrupadas antes de aplicar el clasificador.

2.3 Geología estructural

Esta actividad consistió en la representación estereográfica de los planos estructurales. Los datos fueron separados por secuencias estratigráficas mayores, adicionalmente los valores de estratificación de las unidades sedimentarias se validaron estadísticamente. El análisis estructural concluyó con la elaboración de seis secciones geológicas y cuatro columnas estratigráficas de síntesis. La falta de datos cinemáticos en los planos de falla impidió hacer el análisis de esfuerzos.

2.3.1 Datos estructurales: Fallas y estratificación

Los datos de fallas y estratificación se obtuvieron con una brújula *Brunton* y siguiendo la regla azimutal de la mano derecha. A los datos colectados durante las tres campañas de campo de la presente tesis, se le sumaron los datos reportados por Martín-Barajas *et al.* (2008) y Cavazos-Alvarez. (2015) (Anexo A).

Los datos de fallas y estratificación fueron separados por secuencias estratigráficas mayores en dos zonas estructurales. Se empleó el hemisferio inferior de la falsilla estereográfica y la proyección de áreas iguales de *Schmidt*, se graficaron los diagramas básicos de círculos mayores, polos, rosetas y densidad de polos. Para la elaboración de los gráficos se empleó el programa *Stereo-32* y se editaron en el programa de *CoreDRAW-X8*.

2.3.2 Análisis estadístico de estratificación

La inclinación de los planos de estratificación fueron validados estadísticamente. Se compararon las medias de inclinación de estratificación por zonas estructurales, de cada secuencia mayor con su inmediata superior, las secuencias mayores se describen en el Capítulo de estratigrafía. Para determinar si estos valores son significativamente iguales o diferentes, se empleó el método de prueba de hipótesis (Montgomery, 2004), con una confiabilidad del 95 %, equivalente a dos desviaciones estándar y un nivel de significancia del 0.05 ($\alpha=0.05$). Este procedimiento se basa en el planteamiento de dos hipótesis, la primera es la hipótesis nula y sugiere que las medias son estadísticamente iguales ($H_0: \mu_1=\mu_2$), la segunda es la hipótesis alternativa y sugiere que las medias son estadísticamente diferentes ($H_1: \mu_1\neq\mu_2$).

Esta prueba consistió en el cálculo de la media (\bar{x}) y la desviación estándar (S) de cada secuencia. El estadístico-t (T_0 ; Ecuaciones 1 y 2) es un análisis de distribución de probabilidad, y su finalidad es aceptar o rechazar la hipótesis nula (H_0). A partir del resultado de T_0 se obtiene el valor-p, tomado de tablas de distribución de probabilidad, y se compara con el valor de la significancia ($\alpha=0.05$); si $p>0.05$, H_0 es aceptada y H_1 es rechazada. Estas afirmaciones indican que las medias de inclinación de los estratos que se comparan son estadísticamente iguales. Por el contrario, si $P<0.05$, entonces H_0 es rechazada y H_1 es aceptada, esto sugerirá que las dos secuencias en cuestión presentan ángulos de estratificación significativamente diferentes.

$$T_0 = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{S_p \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}} \quad (1)$$

$$S_p^2 = \frac{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \quad (2)$$

Donde:

- T_0 = Estadístico-t
- n_1 = Población 1
- n_2 = Población 2
- \bar{X}_1 = Media de población 1
- \bar{X}_2 = Media de población 2
- S_1 = Desviación estándar de población 1
- S_2 = Desviación estándar de población 2

2.3.3 Secciones geológicas y columnas estratigráficas

Sobre el mapa geológico se trazaron seis secciones estructurales en sentido ~E-W a partir del Modelo Digital de Elevaciones. Posteriormente en el programa *CorelDRAW-X8* se proyectaron los valores de estratificación, fallas y contactos en cada sección. Con ayuda de estas secciones y de las curvas de nivel obtenidas del mismo Modelo Digital de Elevaciones se estimaron espesores mínimos de las unidades sedimentarias y volcánicas. Por último, las secciones geológicas fueron complementadas con los resultados de los fechamientos isotópicos.

Para propósitos descriptivos, la zona de estudio se dividió en cuatro regiones y se elaboró su correspondiente columna estratigráfica. Para su elaboración se emplearon: descripciones litológicas, relaciones de contacto y las edades isotópicas, lo que permitió correlacionarlas entre sí.

2.4 Petrología y geoquímica

Esta parte consistió en la descripción petrográfica de las unidades representativas y en mejores condiciones. Posteriormente las muestras se trituraron y los polvos se analizaron por elementos mayores y traza, y se concluyó con la elaboración de diagramas de clasificación y discriminación magmática.

2.4.1 Petrografía

En el taller de elaboración de las láminas delgadas del Departamento de Geología de CICESE, se cortaron “galletas” con disco de diamante, y de ellas se obtuvieron las láminas delgadas para hacer la descripción petrográfica. Se definió el tipo de textura, la relación componentes-matriz, la mineralogía y la forma-tamaño de los cristales. A partir de estas características se hizo la clasificación petrográfica a cada una de las unidades. Una segunda meta del análisis petrográfico fue la selección de muestras sin alteración para su análisis geoquímico, así como la identificación de minerales para su separación y fechamiento.

2.4.2 Geoquímica

En una roca volcánica los óxidos mayores tienen una concentración mayor a las 1000 ppm y son formadores de minerales. Los elementos traza se presentan en concentraciones menores a las 1000 ppm (0.1%). Estos elementos traza no llegan a formar minerales, pero pueden sustituir a ciertos elementos mayores en la red cristalina de los minerales. Dentro del grupo de elementos traza, los lantánidos o elementos de Tierras Raras (ETR) son de interés particular y abarcan desde el Lantano (Z=57) hasta el Lutecio (Z=71).

Con base en la petrografía se seleccionaron nueve muestras (Tabla 2) representativas de las unidades volcánicas que cumplieron con las condiciones para el análisis geoquímico de roca total. La molienda inició con la remoción de la capa exterior de la muestra para retirar los rastros de intemperismo. Posteriormente la roca “fresca” se quebró con la ayuda de una prensa hidráulica hasta la malla de 3 ½ (5.6 mm). Este material se cuarteó y una porción representativa se pulverizó en el molino de anillos de carburo de tungsteno durante un minuto para alcanzar un tamaño <200 µm. Una submuestra de los polvos se guardó en frascos de polietileno.

Los análisis geoquímicos de óxidos mayores (Tabla 2) se realizaron mediante la técnica de Florescencia de Rayos X (FRX) en laboratorio de micro-análisis de rocas geotérmicas del CeMIEGeo. Su concentración en porcentaje corresponde a los óxidos de SiO₂, FeO (FeO + Fe₂O₃), Al₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O y K₂O (Anexo D). Por separado se estimó el contenido de volátiles mediante pérdida por ignición a ~1,000°C. Una vez obtenidos los resultados geoquímicos, estos se normalizaron al 100% libres de volátiles y se representaron en gráficos de clasificación magmática: TAS (SiO₂ vs Na₂O + K₂O), K₂O vs. SiO₂, diagramas Harker y AFM.

Tabla 2. Relación de muestras analizadas geoquímicamente

MUESTRA	UNIDAD	DESCRIPCIÓN	ESTE	NORTE	FRX	ICP-MS
IAG17-08	Md3	Lava dacítica	264725	3246328	✓	✓
IAG17-14	Ma1	Lava andesítica	268103	3248522	✓	✓
IAG17-17	Mab2	Lava andesítica-basáltica	267707	3242921	✓	✓
IAG17-22	Mdd	Domo dacítico	271914	3241274	✓	✓
IAG17-41	Mrb	Lava riolítica	277437	3239422	✓	✓
IAG17-42	Mrb	Lava riolítica	277153	3240221	✓	✓
IAG17-44	Md3	Lava dacítica	266554	3249689	✓	✓
IAG17-53	Mrb	Lava riolítica	276387	3241273	✓	✓
IAG17-56	Mrb	Lava riolítica	277241	3240072	✓	✓

Los elementos traza se analizaron por espectrometría de masas con fuente acoplada de plasma (ICP-MS) en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM. Los elementos traza se expresan en partes por millón (ppm) y corresponden a: Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, Pb, Sr, P, Zr, Ti, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu (Anexo D). Para su representación gráfica se emplearon diagramas de discriminación magmática multielementales (aracnigramas) normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989 en Carr, 2012) y los gráficos de elementos de Tierras Raras (ETR) normalizados con las concentraciones en condritas (Sun y McDonough, 1989 en Carr, 2012).

2.5 Geocronología

En el análisis geocronológico se utilizaron dos métodos; uno consistió en la datación de concentrados minerales por el método de Ar-Ar de tres unidades volcánicas, que se interpretan como edades de erupción. El otro método de fechamiento es el de U-Pb en circones. Con este método se dataron dos lavas y corresponden a edades de cristalización. También se dataron circones detríticos de arenisca, que representan la edad máxima de depósito. Los datos geocronológicos junto con el análisis estratigráfico y estructural son la base para acotar el inicio de la extensión.

2.5.1 Datación por el método de U-Pb

El método de datación U-Pb consiste en dos sistemas independientes de decaimiento radiactivo en un mismo elemento (^{238}U a ^{206}Pb y ^{235}U a ^{207}Pb). Este método requiere un mineral con alta concentración de U y empobrecido en Pb. El mineral circón es uno de los más empleados en este sistema, ya que es un silicato de zirconio (ZrSiO_4) de alta dureza (~ 7.5) y densidad ($\sim 4.6 \text{ gr/cm}^3$), y es un mineral accesorio común en rocas ígneas evolucionadas (diferenciadas). Por su tamaño iónico el Zr ($r=0.87 \text{ \AA}$) puede ser sustituido por U ($r=1.05 \text{ \AA}$) en la estructura cristalina, haciéndolo un mineral idóneo para esta técnica de fechamiento. La edad obtenida mediante este método corresponde al tiempo transcurrido desde que la temperatura del circón descendió con respecto a su temperatura de cierre de $>750^\circ\text{C}$ (Ghent *et al.*, 1988 en Fowler, 1990), por lo que esta edad se interpreta como la edad de cristalización y/o emplazamiento del magma. Por otra parte, la datación de circones detríticos indica la edad de las diferentes fuentes de proveniencia, y la edad de la población más joven se interpreta como la edad máxima del depósito sedimentario.

En la presente tesis se fecharon dos muestras de circones magmáticos, una de la lava dacítica de Md1 (IAG17-10) y otra de la lava andesítica Ma1 (IAG17-14). También se fecharon dos muestras de circones detríticos de la arenisca basal Os (IAG17-19 y IAG17-20; Tabla 3). Los concentrados de circones se obtuvieron en el laboratorio de separación de minerales del CICESE. Esta técnica inició con la trituración de la muestra hasta la malla No.60 (0.25 mm). Posteriormente, la muestra se separó en la mesa gravimétrica *Wilfley* en fracciones de diferente densidad. A la fracción más densa se le retiró el mineral magnético con un imán de Neodimio, y el resto del material magnético se separó con un separador magnético *Frantz*. De la fracción menos magnética se hizo una separación con líquidos pesados utilizando

politungstato de sodio con densidad de $\sim 3 \text{ gr/cm}^3$. Del concentrado más “pesado” se retiró manualmente el circón con ayuda de una pipeta, alcohol y un microscopio estereoscópico.

Tabla 3. Relación de muestras tratadas para datación isotópica.

MUESTRA	UNIDAD	DESCRIPCIÓN	ESTE	NORTE	MÉTODO
IAG13-3	Ost	Tefra pumicítica	269022	3239456	Ar-Ar (bt)
IAG17-8	Md3	Lava dacítica	264725	3246328	Ar-Ar (hb)
IAG17-10	Md1	Lava dacítica	265901	3246150	U-Pb (zr)
IAG17-12	Ms1t	Tefra pumicítica	267891	3248475	Ar-Ar (hb)
IAG17-14	Ma1	Lava andesítica	268103	3248522	U-Pb (zr)
IAG17-19	Os	Litarenita feldespática	270777	3240111	U-Pb (zr)
IAG17-20	Os	Litarenita feldespática	270736	3239925	U-Pb (zr)

Las concentraciones de U y Pb (ppm) y sus relaciones isotópicas se obtuvieron a través del análisis de granos individuales mediante la ionización de la muestra con un plasma a presión atmosférica. Posteriormente, la muestra se pasó a un sistema de alto vacío y se analizó empleando la técnica de ablación laser con multicolector de plasma acoplado inductivamente a un espectrómetro de masas (LA-ICP-MS). Estos análisis se realizaron por el Dr. Dirk Frei en *University of the Western Cape*, en Sudáfrica.

La representación gráfica del fechamiento de circones se realizó en diagramas de concordia de tipo Tera-Wasserburg, histogramas y curvas de probabilidad relativa para la representación de la edad de los circones detríticos. En la descripción de los análisis de circones detríticos únicamente se consideraron como poblaciones a conjuntos con $n \geq 3$. El cálculo de las edades se obtiene mediante las Ecuaciones 3 y 4.

$$t_{206} = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left(\frac{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}} + 1 \right) \quad (3)$$

$$t_{207} = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left(\frac{\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}} + 1 \right) \quad (4)$$

Donde:

- T_{206} = Edad del método ${}^{238}\text{U}/{}^{206}\text{Pb}$
- T_{207} = Edad del método ${}^{235}\text{U}/{}^{207}\text{Pb}$
- λ_{238} = Constante de decaimiento para ${}^{238}\text{U}/{}^{206}\text{Pb}$ (1.55125×10^{-10})
- λ_{238} = Constante de decaimiento para ${}^{235}\text{U}/{}^{207}\text{Pb}$ (9.8485×10^{-10})

2.5.2 Datación por el método de Ar-Ar

El método de datación Ar-Ar (derivado del método K-Ar) requiere como condicionante de un mineral libre de inclusiones, "fresco" y que contenga K en su estructura cristalina (p.e. adularia, sanidino, muscovita, hornblenda y biotita). En esta tesis se emplearon concentrados de hornblenda y biotita de rocas volcánicas. La edad obtenida mediante este método corresponde al tiempo transcurrido desde que la temperatura del mineral descendió con respecto a su temperatura de cierre, y se interpreta como la edad de erupción y/o enfriamiento de las rocas. Para el fechamiento de rocas volcánicas, Ghent *et al.* (1988 en Fowler, 1990) proponen temperaturas de cierre para biotita y hornblenda de $\sim 300^\circ\text{C}$ y $\sim 550^\circ\text{C}$, respectivamente.

Las unidades seleccionadas para fechamiento Ar-Ar fueron una toba lapilli en la cima de la arenisca de Os (Ost; IAG13-3), una toba lítica situada en la base de la secuencia (Ms1t; IAG17-12), además de un flujo de lava dacítica ubicado en la cima de la secuencia estratigráfica S3 (Md3; IAG17-8). La primera consistió en el fechamiento de granos individuales de biotita y en las dos últimas se fecharon concentrados de hornblenda (Tabla 3). La preparación de los concentrados minerales inició con la trituración de la muestra hasta la malla 3 ½ (5.6 mm), y el concentrado mineral se separó con la fracción -25+45 (<0.71, >0.35). La muestra mineral se lavó y secó y los minerales magnéticos se separaron en el separador magnético *Frantz*. La separación final se hizo manualmente bajo un microscopio estereoscópico.

Los concentrados de hornblenda y biotita se irradiaron en el reactor nuclear de la Universidad de McMaster, Ontario, Canadá. La finalidad de la irradiación con neutrones, es formar ${}^{39}\text{Ar}$ a partir del ${}^{39}\text{K}$ y

así determinar la concentración de K en la muestra. Las muestras de hornblenda se analizaron en el Laboratorio Interinstitucional de Geocronología de Argón (LIGAr) del CICESE y la UNAM, en Juriquilla, Querétaro. La muestra de biotita se analizó en el Laboratorio de Geocronología del CICESE. La metodología en ambos laboratorios es similar. La primera etapa consistió en la extracción del argón mediante la técnica de calentamiento por “pasos” con la ayuda un láser de como fuente de calentamiento. En cada paso se incrementa la potencia del láser y se calcula la edad para cada una de las fracciones obtenidas. El gas liberado en los primeros pasos corresponde al argón en los sitios menos retentivos de la estructura cristalina y suele ser indicativo de pérdida parcial ó adición de argón por difusión. La edad de meseta se define por tres o más pasos consecutivos que representen más del 50% del ^{39}Ar liberado con edades estadísticamente iguales (Fleck *et al.*, 1977).

El análisis isotópico de argón se realizó con un espectrómetro de masas para gases nobles. El espectrómetro separa los isótopos según su masa atómica. En el Laboratorio de Geocronología del CICESE se utiliza un VG5400 mientras que en el LIGAr se utiliza el espectrómetro de masas multicolector NGX. La medición de cada “paso” se realizó después de la lectura de un “blanco” cuya finalidad es eliminar el Argón remante en el sistema de medición. La técnica de calentamiento por pasos se empleó para los concentrados de hornblenda, mientras que la muestra de biotita se analizó por fusión de cristales individuales. Esto último con la intención de evitar contaminación de minerales accidentales. Para ello se aplicó un primer calentamiento de baja temperatura (~ 1 Watt de potencia de láser) para separar el argón atrapado en las zonas menos retentivas alteradas del mineral, el resto del argón se liberó en un solo paso fundiendo el cristal de biotita que consistió principalmente de argón radiogénico.

Se empleó el programa *AgeCalc* (De Basabe-Delgado, 2002) para la representación gráfica de los datos, mediante espectro de edad y diagrama de correlación ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) para determinar a edad de isócrona. Para calcular la edad se empleó una relación de Argón atmosférico ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) = 295.5 y la Ecuación 5. Para las muestras de hornblenda el cálculo de las edades se realizó utilizando las fracciones con valores de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ cercanos a ~ 9 , que es el valor típico de hornblenda. Para la representación de la edad de la unidad Ost se utilizaron todos los granos cenozoicos analizados (Anexo F).

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + J \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_{\text{K}}} \right) \right] \quad (5)$$

Donde:

- t = Edad de la muestra.
- λ = Constante de decaimiento del ^{40}K
- $^{40}\text{Ar}^*$ = Argón radiogénico producto del decaimiento radioactivo del ^{40}K
- $^{39}\text{Ar}_\kappa$ = Argón producto de ^{39}K por irradiación de neutrones
- J = Parámetro determinado de la irradiación de muestras de edad conocida junto con muestras de edad desconocida.

Capítulo 3. Resultados

3.1 Cartografía

La cartografía de la zona de estudio se llevó a cabo a partir del análisis de bandas multispectrales, con base en la separabilidad espectral de las diferentes unidades geológicas, y concluyó con la elaboración de un mapa geológico-estructural que integra ambas vertientes de la cuenca central de la Isla Ángel de la Guarda (Anexo B).

3.1.1 Análisis de imágenes multispectrales

El análisis de las imágenes multispectrales del satélite EO-1 inició con la elaboración de una imagen de falso color a partir de la combinación de bandas espectrales 7,3,1 en los canales rojo, verde y azul respectivamente más la banda pancromática, a partir de dicha imagen se obtuvo un contraste de coloraciones de las diferentes litologías que componen la zona de estudio, como resultado de sus cambios mineralógicos, alteración, roca madre etc. Del análisis espectral se obtuvieron 15 clases a partir de las cuales algunas se dividieron para obtener un total de 25 clases finales (descritas en el Capítulo de estratigrafía). Esta clasificación arrojó como resultado una matriz de error con un valor de precisión general de 35010/40881 (85.64%) y un coeficiente de Kappa (k)=0.8423 (Tabla 4), valores que validan la bondad del clasificador.

El análisis espectral inicia con el basamento (Pzm), en la imagen de falso color se distinguen por una coloración que varía de un café rojizo (filitas y cuarcitas) a uno naranja (mármol; Figura 3) con una precisión del clasificador de 87.5%. Las riolitas son la unidad a la que más se asemeja ya que el 6.2% de sus píxeles se clasificaron como Mr (Tabla 4). Probablemente la fase de las cuarcitas (Pzm) es quien propicia esta similitud. Por su parte Kgr, en la imagen de falso color se distingue por una coloración azul lavanda y presenta una precisión de 95.4% (Figura 3, Tabla 4). En general se trata de una unidad bien clasificada, aunque un pequeño porcentaje de píxeles se clasificaron como Pzm (2.6%).

Los domos dacíticos de Md1, en la imagen de falso color se distinguen por una coloración rosa magenta (Figura 3) y el clasificador arroja una precisión de 74.2% (Tabla 4). Las unidades Ms2 y Ms3 son las más parecidas a Md1, ya que el 15.4% y 6.5% de los píxeles se clasificaron como estas unidades,

respectivamente. Esta similitud, se infiere se debe a que estas unidades sedimentarias están compuestas en gran porcentaje por sedimentos derivados de Md1. Las brechas dacíticas de Md1bx presentan una respuesta espectral muy similar a Ms2 ya que en general se tratan de clastos de Md1, por ello se agruparon en una sola clase para la clasificación (Ms2; Tabla 4), esta clase se distingue por una coloración que varía de verde claro (Md1bx) a rosa claro (Ms2; Figura 3) y por una precisión de 95.4%, se trata de una clase bien definida, aunque un pequeño porcentaje de pixeles se clasificaron como Md1. El conglomerado de Ms1 se distingue por una coloración verde claro (Figura 3), y por una precisión de 78.1% en el clasificador (Tabla 4). Msv y Ps4 son las unidades que más se asemejan a ella, el 5.0% y 3.9% de los pixeles se clasificaron de esta manera respectivamente, este parecido se infiere se debe a una similitud relativa en la composición (dacítica-riolítica) de sus componentes.

El flujo de lava andesítica de Ma1 en la imagen de falso color se caracteriza por una coloración que varía de verde en las zonas superiores planas a azul en las zonas de alta pendiente (Figura 3). La lava Ma1 tiene una precisión de clasificación de 61.3 % (Tabla 4), el 31.1% de los pixeles se clasifica como Ms1, posiblemente porque Ma1 se ubica topográficamente en la parte superior de Ms1, lo que propicia que gran parte de Ms1 se encuentre cubierto por coluviones de Ma1 y tengan una respuesta espectral similar. En Ma1 fueron incluidas las unidades de Md3, Qd y Os. Las dos primeras presentan una respuesta espectral similar por su composición química similar, mientras que la arenisca de Os se anexó ya que en la imagen de falso color no presenta una coloración distintiva puesto que en su mayoría se encuentra cubierta por coluviones de Ma1.

El flujo piroclástico de Msf en la imagen de falso color presenta una coloración distintiva naranja (Figura 3). Su clasificador arroja una precisión de 84.3% (Tabla 4). La unidad que más se le asemeja es Ma2 pues 7.9% de sus pixeles se clasificaron como esta última. Por su parte, el flujo de lava andesítica de Ma2 presenta una coloración típica azul celeste a verde oliva (Figura 3), y su precisión es de 76.3% (Tabla 4), Ms1 es la unidad más parecida a ella, 17.9% de sus pixeles se clasificaron como Ms1.

Los flujos de lava riolítica de la zona norte (Mra) y de la zona sur (Mrb), se agruparon en Mr ya que presentan una respuesta espectral parecida. Mr en la imagen de falso color se distingue por la alternancia de coloraciones verde, naranja y azul (Figura 3). Presenta una precisión de 85.6%, y Msv resulta ser la unidad que más se asemeja a ella, el 5.4% de sus pixeles se clasificaron como Msv, por la composición riolítica del sedimento volcánico. La mezcla de coloraciones de Mr en la imagen de falso color puede ser el resultado de las diferencias texturales, presencia de vitrificado o al contenido de esferulitas.

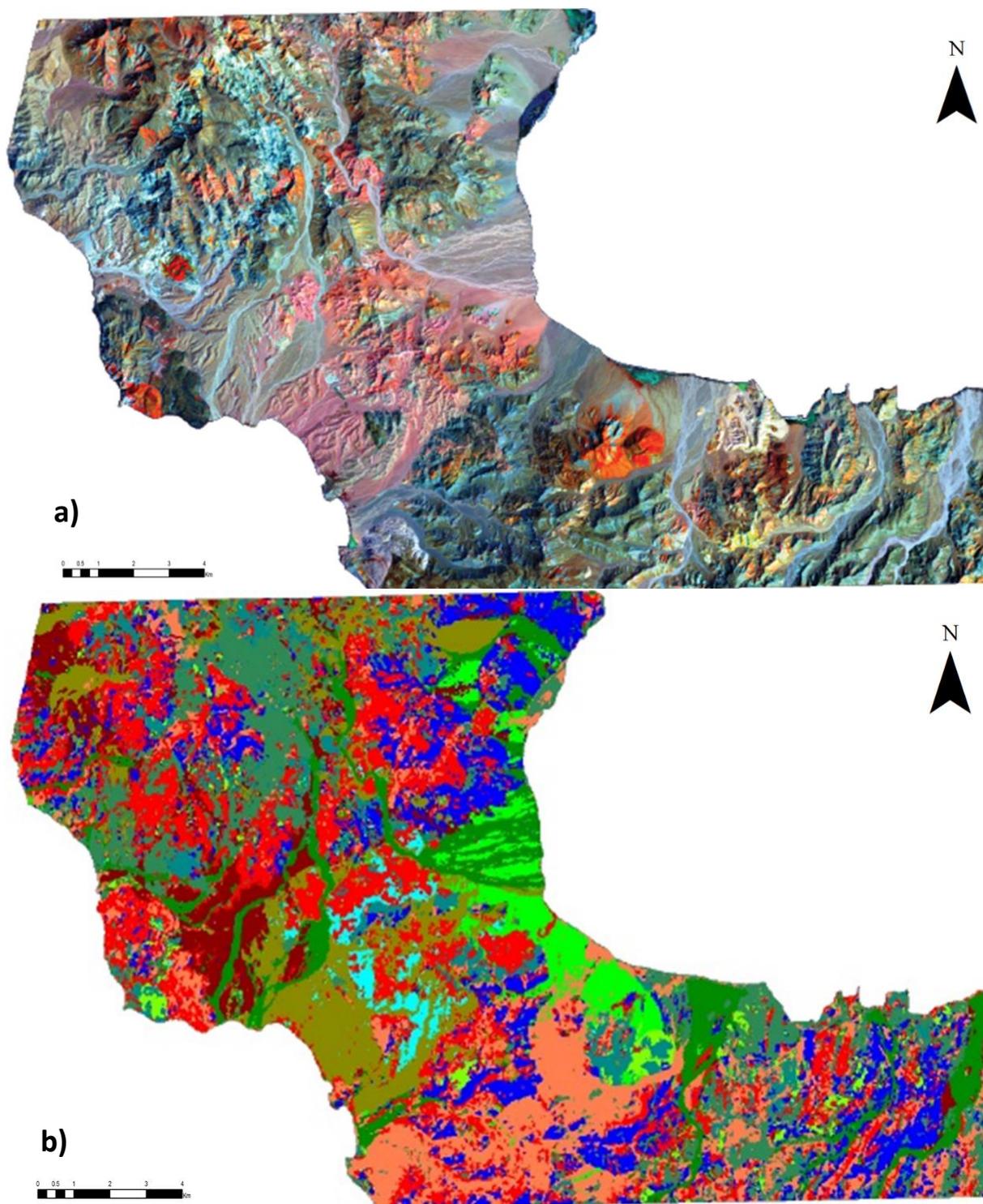


Figura 3. Análisis de imágenes multiespectrales, satélite EO-1. a) Imagen de falso color, combinación de bandas: 7,3,1 en los canales rojo, verde y azul, respectivamente. B) Clasificación supervisada. Ver leyenda en Anexo B.

Los sedimentos volcánicos de Msv y Qsv asociados a Mr1 y a Qd, respectivamente, presentan una marcada similitud espectral por lo que se agruparon en una sola clase (SV). SV en la imagen de falso color resalta por una coloración blanca (Figura 3) y por una alta precisión de 97.9%. Corresponde a una unidad bien

clasificada, aunque un pequeño porcentaje de píxeles se clasificó como Mr (1.0%). El cono de escoria andesítica de Ma2 en la imagen de falso color se caracteriza por una coloración rojiza (Figura 3). Para su análisis espectral se nombra como Ma2c ya que presenta una coloración muy diferente al flujo de lava de la misma unidad, Ma2c tiene una precisión de clasificación de 98.3% (Tabla 4), este valor alto puede deberse a que se trata de una unidad que cubre un área muy restringida. En esta clase fueron incluidas las unidades de Md0, Mab2 y Qd, ya que presentan una respuesta espectral similar como resultado de su similitud en su composición química.

El conglomerado y arenisca de Ms3 presenta una coloración rosa claro en la imagen de falso color (Figura 3) y por su precisión es de 88.1% (Tabla 4), un porcentaje subordinado de sus píxeles se clasificaron como Ms2 (7.3%). Esta similitud puede deberse a que ambas unidades llegan a presentar sedimento derivado de las mismas rocas madre, aunque en proporciones diferentes. Por su parte el conglomerado de Ps4 arroja una coloración verde claro (Figura 3), y su precisión de clasificación de 86.5% (Tabla 4), y Mr es la unidad que más se le asemeja, 4.6% de sus píxeles se clasificaron como Mr, probablemente como resultado del alto contenido de líticos riolíticos que presenta Ps4.

Los depósitos de arena y grava (Q0) de los cauces modernos en la imagen de falso color se distinguen por una coloración que varía de azul celeste a verde claro (Figura 3). Por una precisión de clasificador de 97.5%, corresponde una unidad bien clasificada, aunque un pequeño porcentaje de píxeles se clasificaron como SV (1.3%). Por último, los coluviones (Qcl), son distintivos por una coloración que varía de rosa claro, azul celeste y verde oliva (Figura 3). Su clasificador tiene una precisión de 90.5% (Tabla 4), Q0 es la unidad que más se asemeja a Qcl puesto que el 5.5% de los píxeles se clasificaron de esta manera. Dicha similitud puede deberse al que ambas unidades son el resultado de la degradación de las mismas unidades. Los cambios de coloraciones también pueden representar zonas con predominancia de líticos de una determinada roca madre.

3.1.2 Mapa geológico integrado

La cartografía culminó con la elaboración de un mapa geológico-estructural a escala 1:25,000 correspondiente a la porción oriental de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda. El mapa se elaboró a partir de la clasificación supervisada de una imagen multiespectral (EO-1; 20 de septiembre del 2014). Este mapa integrado consiste en un total de 25 litologías, ubicación de muestras, curvas de nivel cada 20 m, Modelo Digital de Elevaciones (DLR, 2017; *Hillshade*), trazo de fallas, datos de foliación y estratificación. Además de seis secciones geológicas (Figura 4 y Anexo B).

Tabla 4. Matriz de error de confusión

		Polígonos de validación (test)														
		Md1	Q0	Pzm	Kgr	Ms1	Ma1	Ms2	Ma2	Ms3	Ma2c	Ps4	Qcl	Msf	Mr	SV
Polígonos de entrenamiento (train)	Md1	74.2	0.0	0.7	0.0	0.7	0.0	1.7	0.0	2.8	0.0	0.2	0.0	0.5	0.5	0.0
	Q0	0.0	97.5	0.0	0.2	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	5.5	0.0	0.0	1.0
	Pzm	0.0	0.1	87.5	2.6	0.1	1.3	0.0	0.4	0.0	0.0	1.5	1.7	0.5	3.9	0.0
	Kgr	0.0	0.0	0.0	95.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	Ms1	0.0	0.0	0.8	0.0	78.1	31.1	0.0	17.9	0.0	0.0	2.5	0.0	2.3	2.7	0.0
	Ma1	0.0	0.0	1.0	0.0	2.9	61.3	0.0	0.3	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.2	0.0
	Ms2	15.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	95.4	0.0	7.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	Ma2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.3	1.8	0.0	76.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6	0.0
	Ms3	6.5	0.2	0.0	0.0	1.2	0.0	1.6	0.0	88.1	0.0	0.2	2.1	0.5	0.0	0.0
	Ma2c	2.7	0.0	0.6	0.0	3.7	0.1	0.0	0.0	0.0	98.2	0.5	0.0	7.9	0.0	0.0
	Ps4	0.0	0.4	0.0	0.0	3.9	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	86.5	0.1	0.0	0.1	0.1
	Qcl	1.0	0.1	0.9	0.3	0.4	0.3	1.3	0.0	1.8	0.0	0.3	90.5	0.0	0.1	0.0
	Msf	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	84.3	0.0	0.0
	Mr	0.0	0.4	6.2	0.0	3.3	3.0	0.0	4.9	0.0	1.5	4.6	0.0	0.5	85.6	1.0
	SV	0.3	1.3	2.3	1.6	5.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.3	2.8	0.1	3.7	5.4	97.9
	Total (%)	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Total (p)	1749	2197	5603	3027	2064	4894	695	709	2812	716	5312	5150	216	2207	3530	
Precisión General	35010/40881			85.64%												
Coeficiente de Kappa	0.8423															

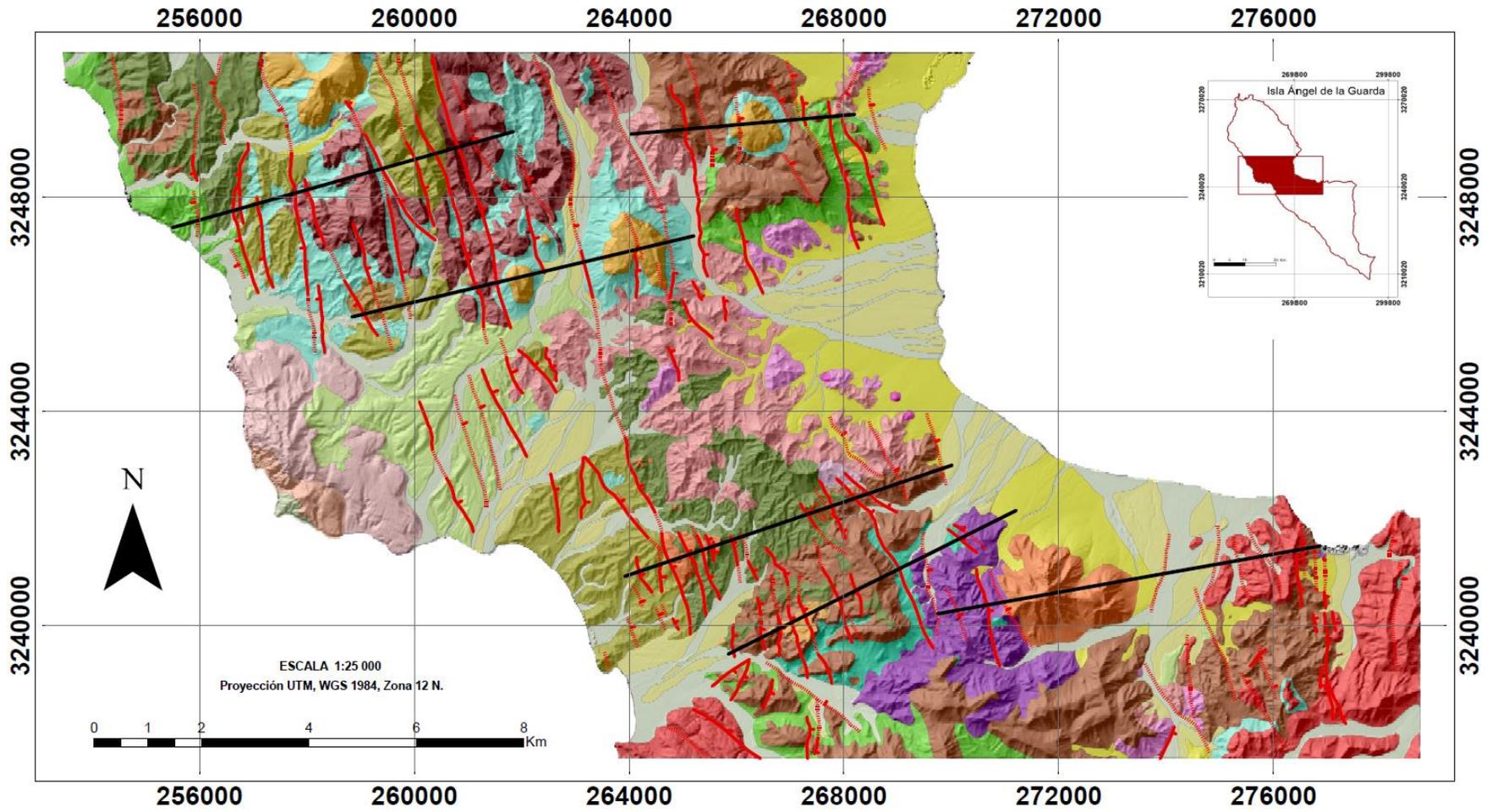


Figura 4. Mapa geológico compilado de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda. Ver leyenda en Anexo B.

3.2 Estratigrafía

La estratigrafía de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda comprende tres secuencias estratigráficas mayores que presentan relaciones discordantes entre sí y sobreyacen a un basamento cristalino granítico y metamórfico (Figura 6 y 7). El basamento cristalino aflora en la parte sur de la zona de estudio y consiste en una secuencia metasedimentaria de cuarcita, filita, metaconglomerado, mármol y esquisto (Pzm), con una marcada foliación metamórfica subvertical. La cuarcita tiene una textura granoblástica de grano fino compuesta predominantemente por cuarzo mono y policristalino. La filita es de grano fino, color gris verdoso y presenta oxidación selectiva en los planos de foliación y en fracturas. Las fases de metaconglomerados se presentan en estratos gruesos con clastos redondeados y deformados concordantes con la foliación. Localmente presentan una matriz arenosa y una coloración rojiza distintiva producida por óxidos de hierro precipitados en la matriz y en planos de fractura y foliación. El conglomerado gradúa al sur hasta una intercalación de estratos potentes de caliza recristalizada por el metamorfismo que en conjunto, forma una secuencia de mármol con cuarcita, filita y esquisto subordinados (Figura 5a).

En la porción surponiente de la cuenca central la secuencia metasedimentaria está intrusionada por una tonalita de biotita y hornblenda (Kgr) de textura fanerítica, equigranular, holocristalina e hipidiomórfica con plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y trazas de microclina. El intrusivo está cortado por diques ~dioríticos hipabisales y porfídicos de hornblenda, de ~5-7 m de espesor.

Litarenita (Os) y tefra pumicítica intercalado (Ost)

El basamento está sobreyacido en discordancia por una litarenita feldespática (Os) bien clasificada. La arenisca Os aflora en los bordes del basamento metamórfico. Se encuentra sobreyacida por el conglomerado polimíctico de Ms1 y, en ocasiones, por las lavas de Md1 y Ma1 (Figuras 5b, 6 y 7). Presenta un espesor de hasta ~50 m rellenando el paleorelieve sobre el basamento, según se muestra en la sección E-E' y F-F' (en Figura 8). La unidad Os consiste en estratos masivos y delgados pobremente consolidados de arenisca de grano grueso, con estratificación planar tabular y cruzada. Hacia su base, presenta fases conglomeráticas subordinadas, y su rasgo distintivo es el dominio de líticos metamórficos en relación a los líticos volcánicos. Petrográficamente, la unidad Os se clasifica como una litarenita feldespática bien clasificada, compuesta de líticos metamórfico>volcánicos, cuarzo y feldespato. De la unidad Os se

colectaron dos concentrados de circones detríticos para definir la edad máxima de depósito por el método de U-Pb.

Hacia la cima de la unidad Os de manera concordante se presenta una tefra rosada pumicítica (Ost), con un espesor de hasta ~1.5m (Figura 6 y sección E-E' en Figura 8). La tefra de Ost consiste en pómez blanca y hasta ~10% de líticos accidentales volcánicos depositados en una matriz de ceniza. Petrográficamente la pómez presenta una textura vitroclástica, con una relación cristal-matriz de ~15/85, consiste en microcristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda. De la pómez de la unidad Ost se colectó un concentrado de biotita para su fechamiento por el método de Ar-Ar.

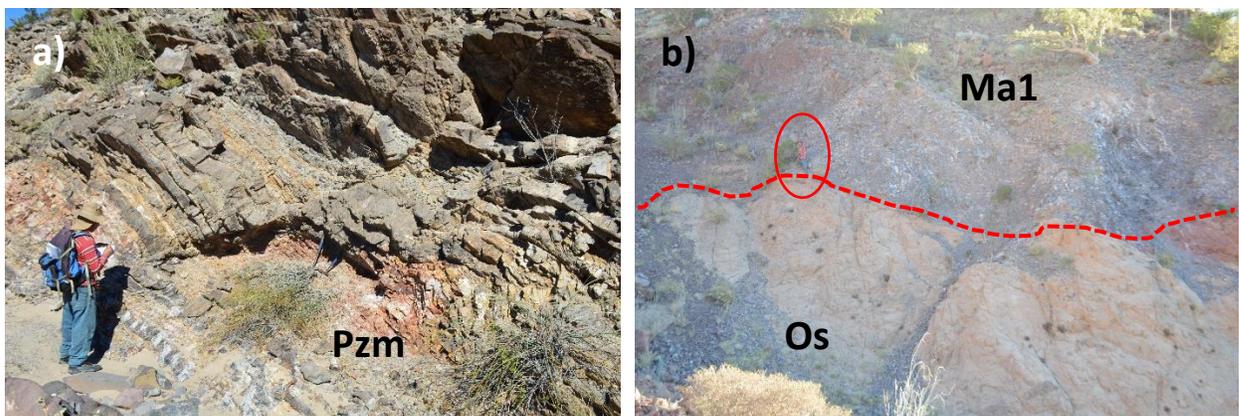


Figura 5. Panorámicas del basamento. a) Fase de carbonatos en la secuencia de Pzm y b) Litarenita feldespática de Os, subyace a la lava andesítica de Ma1.

3.2.1 Secuencia inferior

La secuencia inferior (S1) consiste en un paquete volcanosedimentario que sobreyace de manera concordante a la litarenita de la unidad Os en la zona sur del área de estudio. La parte baja de S1 consta en domos dacíticos de hornblenda (Md1) con variantes comagmáticas de andesita. Asimismo, comprende de un paquete de estratos gruesos de un conglomerado polimíctico (Ms1) que hacia su base incluye un depósito de pómez lapilli (Ms1t). La cima de S1 la definen al menos dos flujos de lava andesítica (Ma1).

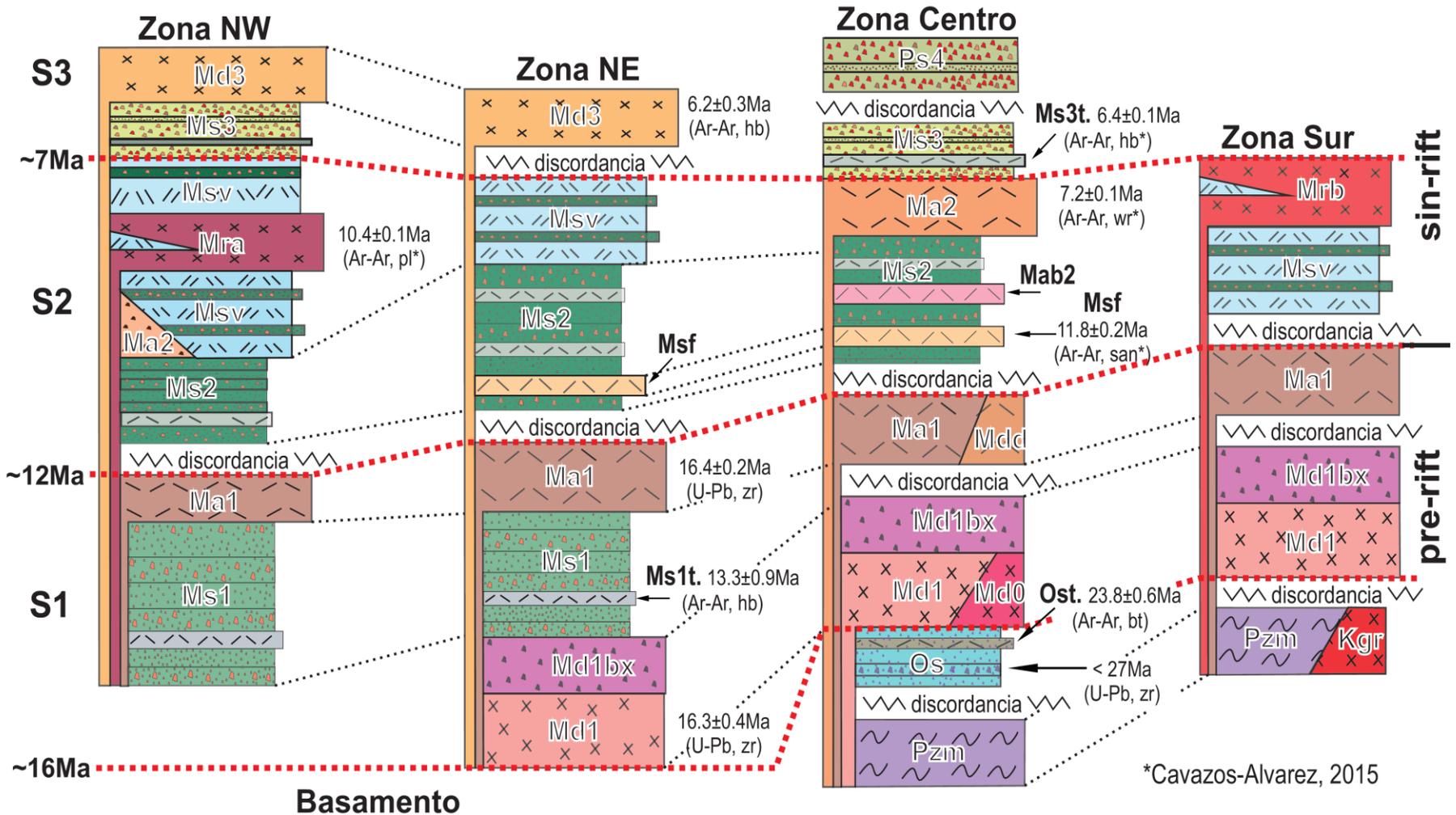


Figura 6. Correlación de columnas estratigráficas por zonas en cuenca central de la isla Ángel de La Guarda. S1, Secuencia inferior, S2, Secuencia intermedia y S3, Secuencia superior. Ver la Figura 7 para la división de zonas.

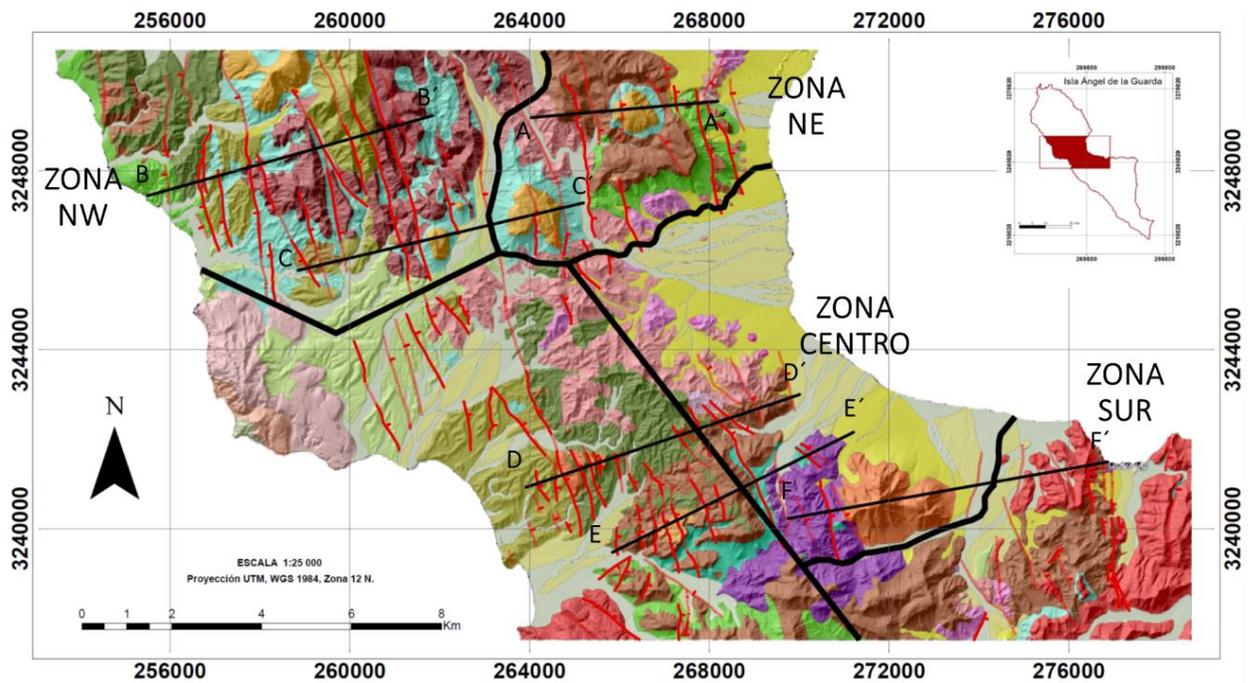


Figura 7. División de zonas por columnas estratigráficas de la Figura 6.

Domos dacíticos (Md1) y unidades comagmáticas (Md0 y Md1bx)

Los domos dacíticos de Md1 afloran principalmente en la zona central y aisladamente en el norte y sur del área de estudio. Corresponden a la parte baja de la S1, y afloran con un espesor de hasta ~120 m, sin que se observe la base de la unidad. No obstante se interpreta que intrusionan y/o sobreyacen discordantemente a la arenisca basal de la unidad Os (Figura 6 y sección B-B' en Figura 8). Los domos de Md1 consisten en intrusiones someras y/o domos de lava. La roca es de color gris a rosado y tiene una textura porfídica distintiva de hornblenda y plagioclasa que alcanzan el ~25% de la muestra en matriz felsítica desvitrificada. En lámina delgada presenta una textura, hipocristalina, hipidiomórfica y felsítica, con una relación cristal-matriz de ~40/60, compuesta de plagioclasa, cuarzo, hornblenda y trazas de clinopiroxeno y biotita. Dado que los cristales de hornblenda se presentan alterados a óxidos de hierro y minerales arcillosos, de ella se colectó un concentrado de circón para fechamiento por el método de U-Pb.

En la zona central del área de estudio, los domos de Md1 presentan una fase máfica de composición andesítica (Md0), que altera a color rojizo (Anexo B). La lava de Md0 presenta una textura microporfídica con ~20% de cristales en matriz desvitrificada. En lámina delgada presenta una textura hipocristalina, hipidiomórfica y traquítica, con una relación cristal-matriz de ~50/50, compuesta de plagioclasa, clinopiroxeno, hornblenda y trazas de biotita.

En la zona centro-norte del área de estudio los domos dacíticos de Md1 se caracterizan por presentar una brecha volcánica monolitológica (Md1bx) de masiva a burdamente estatificada, y con la misma composición que la lava coherente. La brecha se presenta con un espesor de hasta ~30 m y consta de clastos angulosos de dacita porfídica de hasta ~15 cm de diámetro. Los fragmentos líticos porfídicos tienen hasta ~35% de cristales en una matriz desvitrificada. En lámina delgada los líticos muestran una textura hipocristalina e hipidiomórfica, con una relación cristal-matriz de ~40-60, respectivamente. Incluyen fenocristales de plagioclasa, hornblenda y trazas de clinopiroxeno, biotita, sanidino y minerales opacos.

Conglomerado polimíctico (Ms1) y tefra pumicítica (Ms1t)

La parte media de S1 se denomina Ms1, sobryace discordantemente a la brecha de Md1bx y subyace discordantemente a la lava de Ma1 (Figura 6; secciones A-A' y B-B' en Figura 8). Se estimó un espesor de hasta ~100 m en la zona norte, aunque varía porque rellena el paleorelieve de los domos dacíticos de Md1. Ms1 consiste en una alternancia de estratos masivos de medianos a gruesos, de conglomerado volcánico polimíctico, mal seleccionado y pobremente consolidado. Sus clastos están soportados en una matriz arenosa e incluye intercalaciones subordinadas de arenisca conglomerática (Figura 9a). El conglomerado consiste en líticos redondeados de hasta ~40 cm de diámetro, de clastos volcánicos dacíticos porfídicos (Md1?) y en menor proporción líticos volcánicos andesíticos, metamórficos y plutónicos.

En el extremo nororiental de la zona de estudio, la base del conglomerado de Ms1 presenta un depósito concordante de pómez lapilli (Ms1t) con un espesor de hasta ~10 m (Figura 6 y sección B-B' en Figura 8). El depósito Ms1t consiste en pómez blanca y líticos volcánicos accidentales en estratos medianos. La pómez y los líticos volcánicos se presentan subredondeados con hasta ~7 y 5 cm de diámetro respectivamente, en una matriz de ceniza volcánica. Petrográficamente la pómez presenta una textura vitroclástica y hasta ~20% de cristales de plagioclasa, hornblenda y trazas de biotita. De la pómez se colectó un concentrado de hornblenda, para fechamiento por el método Ar-Ar.

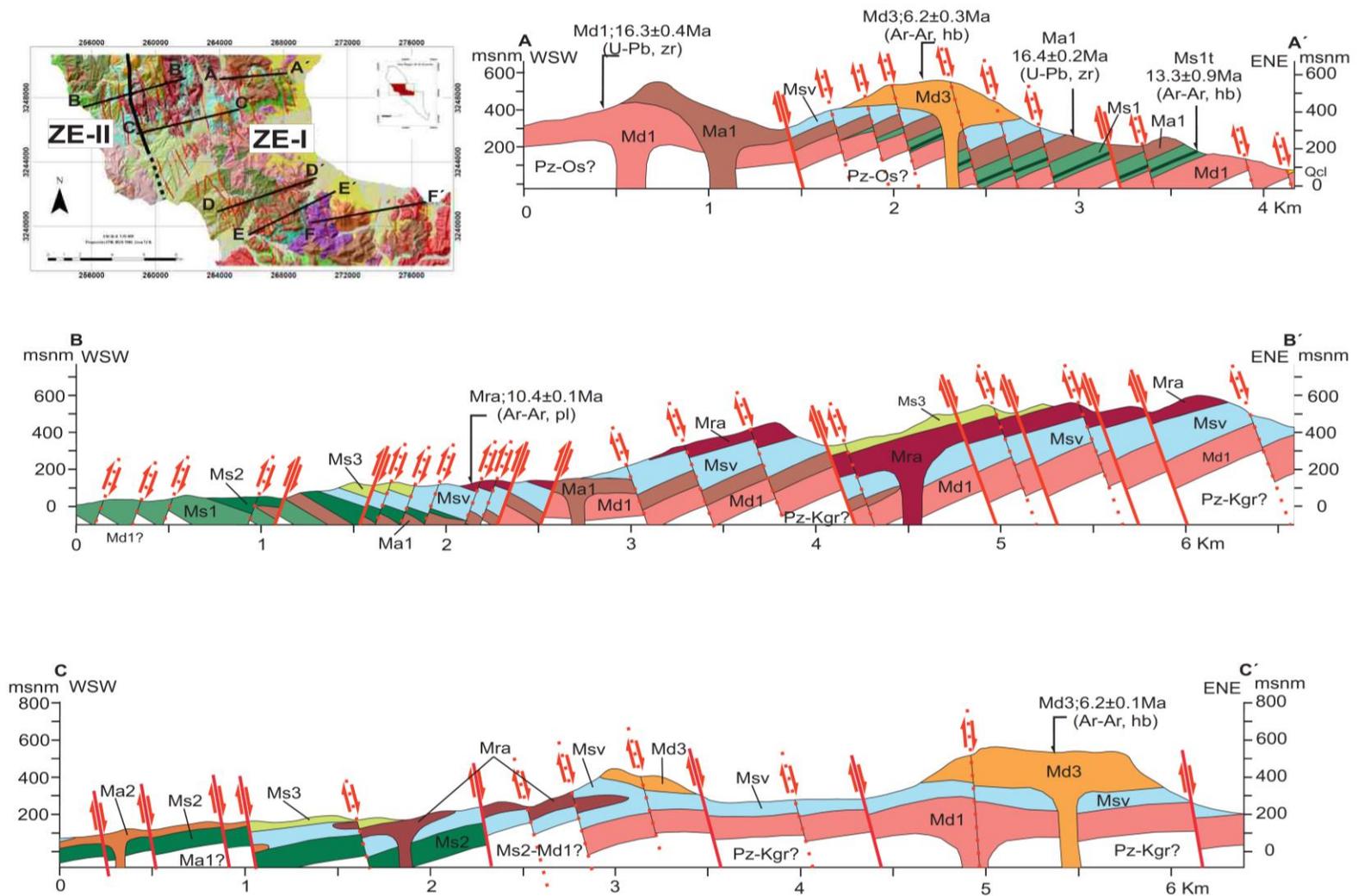


Figura 8. Secciones geológicas de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda. ZE-I, Zona estructural I y ZE-II, Zona estructural II. Ver leyenda en la Figura 6.

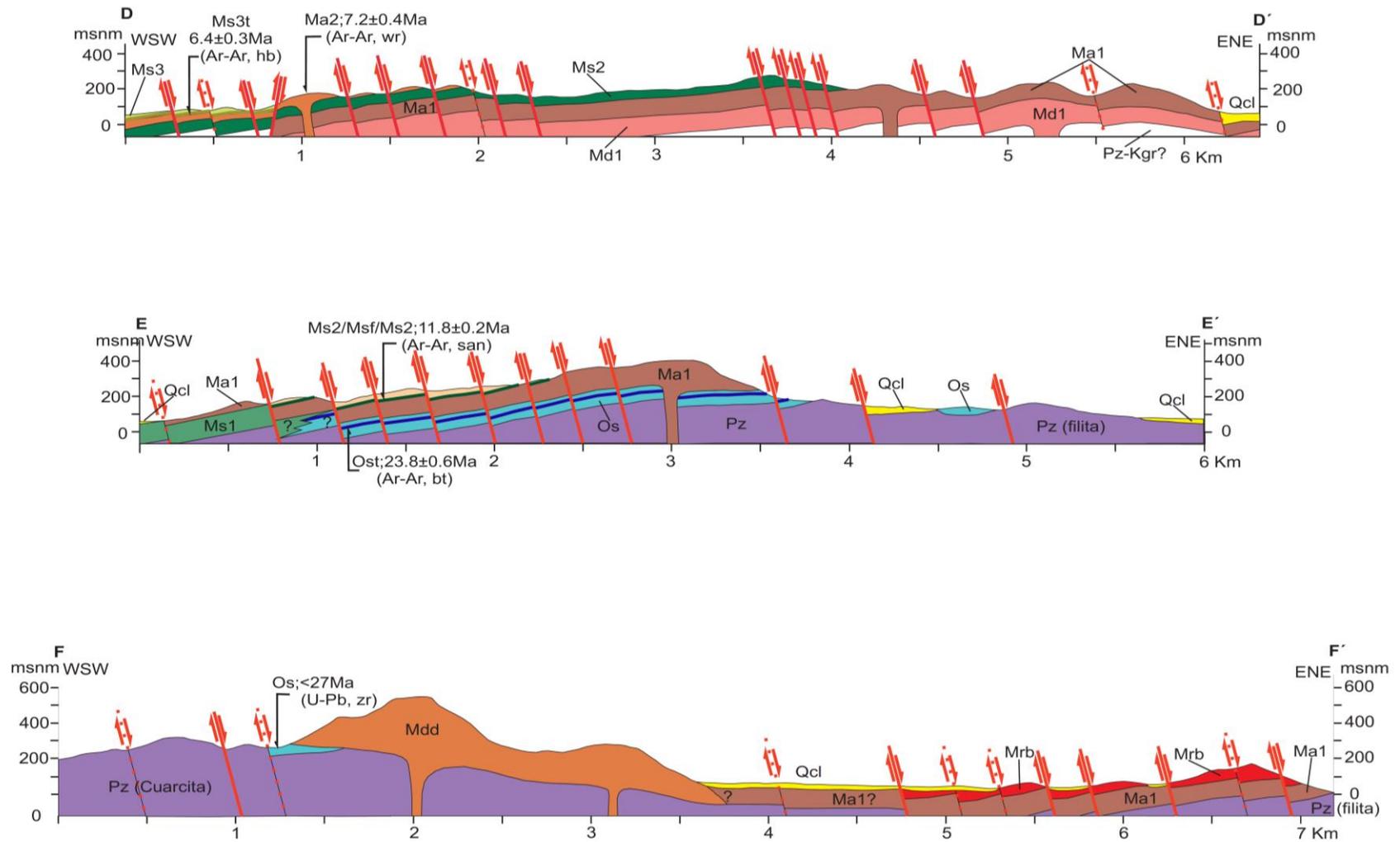


Figura 8 Continuación

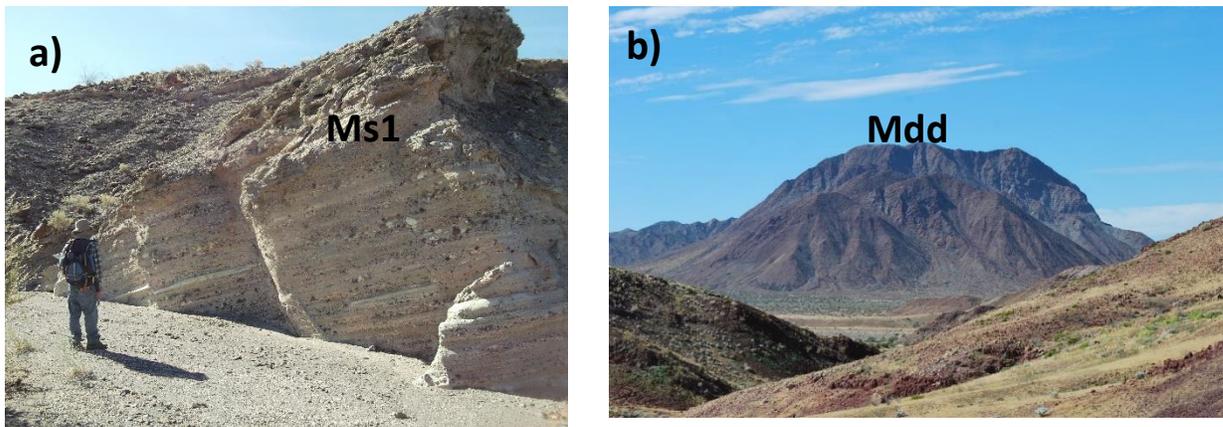


Figura 9. Panorámicas de la secuencia Inferior. a) Detalle de estratificación en fase de arenisca conglomerática de Ms1 y b) Domo dacítico de Mdd.

Flujo de lava andesítico (Ma1) y domo dacítico (Mdd)

La primer lava andesítica (Ma1) aflora en la porción norte y sur de la zona de estudio y define la cima de la S1. La lava de Ma1 sobreyace discordantemente al basamento metamórfico y en otros afloramientos a las unidades sedimentarias de Os (Figura 5b) y el conglomerado de Ms1, así como a los domos y brechas dacíticos de Md1 y Md1bx, respectivamente (Figura 6 y secciones A-A', B-B', D-D', E-E' y F-F' en Figura 8). Dos flujos de lava de Ma1 alcanzan un espesor de hasta ~100 m, en la porción centroccidental y están separados por un depósito de sedimento tobáceo (Cavazos-Alvarez, 2015). La unidad de Ma1 consiste en una lava afanítica color gris oscuro, con <10% de microcristales. Presenta diaclasas verticales en dos direcciones perpendiculares entre sí y un tercer patrón de diaclasas horizontal. En lámina delgada presenta una textura hipocristalina, hipidiomórfica y traquítica con una relación cristal-matriz de ~40/60. Los microlitos son principalmente de plagioclasa y, en menor proporción, clinopiroxeno y hornblenda. Estos últimos están alterados a óxidos de hierro y minerales arcillosos, por lo que de Ma1 se colectó un concentrado de circón para fechamiento por el método U-Pb.

En la zona sur del área de estudio aflora un domo dacítico de hasta ~300 m de altura (Mdd; Figura 9b y sección F-F' en Figura 8), que a su vez contiene un domo secundario. La lava de Mdd presenta un distintivo diaclasamiento pervasivo subvertical y consiste en una lava afanítica a microporfídica, con ~5% de microcristales en una matriz desvitrificada. En lámina delgada presenta una textura porfídica, hipocristalina, hipidiomórfica y traquítica, con una relación cristal-matriz de ~40/60, compuesta de plagioclasa y clinopiroxeno subordinado. El domo de Mdd presenta la misma posición estratigráfica que la lava Ma1 por lo que se infiere que podrían tratarse de unidades comagmáticas.

3.2.2 Secuencia intermedia

La secuencia intermedia (S2) consiste en un paquete volcanosedimentario que aflora en la zona oriente, noroccidental y centro de la zona de estudio. Sobreyace en discordancia a la lava andesítica de Ma1. La parte basal de S2 se denomina Ms2 y consiste en una brecha y conglomerado oligomícticos. En la base de Ms2 se reconoce una toba soldada concordante (Msf). La parte superior consiste en dos flujos de lava riolítica (Mra y Mrb) intercalados con sedimento tobáceo (Msv). El límite superior lo define una lava andesítica (Ma2), que en la zona norte incluye un cono de escoria con bloques balísticos andesíticos.

Conglomerado y brecha sedimentaria oligomícticos (Ms2) y toba soldada riolítica (Msf)

La secuencia sedimentaria de Ms2 aflora en la porción centro y noroccidental de la zona de estudio. Sobreyace en discordancia a la lava de Ma1 y subyace al sedimento tobáceo de Msv y lava andesítica de Ma2 (Figuras 6 y 10a). Se estimó un espesor de hasta ~120 m aunque este es muy irregular ya que llena el paleorelieve de Ma1 (sección A-A' y D-D' en Figura 8). La unidad Ms2 consiste en estratos gruesos pobremente consolidados de conglomerado y brecha oligomícticos mal seleccionados y soportados en una matriz de arena gruesa. Adicionalmente presenta intercalaciones subordinadas de estratos delgados de arenisca conglomerática con estratificación cruzada. El conglomerado consta de líticos redondeados a subangulosos con un tamaño de hasta ~40 cm y consiste distintivamente en líticos volcánicos dacíticos, porfídicos de hornblenda (Md1). Hacia la base de Ms2 se presenta un porcentaje subordinado de líticos volcánicos andesíticos afaníticos (Ma1). El conglomerado Ms2 en la porción de centroccidental de la cuenca central gradada lateralmente hacia el poniente, a una arenisca de grano fino y limolita con intervalos de carbonato posiblemente de origen lacustre (Martín-Barajas *et al.*, 2008; Cavazos-Alvarez, 2015).

En la zona nororiental de la cuenca central sobreyaciendo a la lava de Ma1, aflora el remante de una toba soldada, de forma semicircular y de ~80 m de diámetro (Msf; Anexo B), por afloramientos aledaños se infiere que se presenta de manera concordante en la base del conglomerado Ms2 (Figura 6). La toba Msf consiste en un flujo piroclástico riolítico soldado color ocre y de grano fino, con ~5% de cristales y ~5% de líticos accidentales volcánicos, graníticos y metasedimentarios depositados en una matriz parcialmente desvitrificada. En lámina delgada presenta una textura vitroclástica con una relación cristal-matriz de ~10/90, compuesta en cuarzo, sanidino y hornblenda. La unidad Msf también ha sido reconocida en la porción surponiente de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda en forma de bloques basculados hacia el poniente con espesores de hasta ~10 m (sección E-E' en Figura 8). Esta unidad ha sido

correlacionada con la Toba San Felipe (Tmsf) descrita al sur de San Felipe (Stock *et al.*, 1999), en la Provincia Volcánica de Puertecitos, Cataviña y en la región costera de Sonora (Figura 1; Martín-Barajas *et al.*, 2008; Skinner, 2013; Olgún-Villa *et al.*, 2013; Cavazos-Alvarez, 2015).

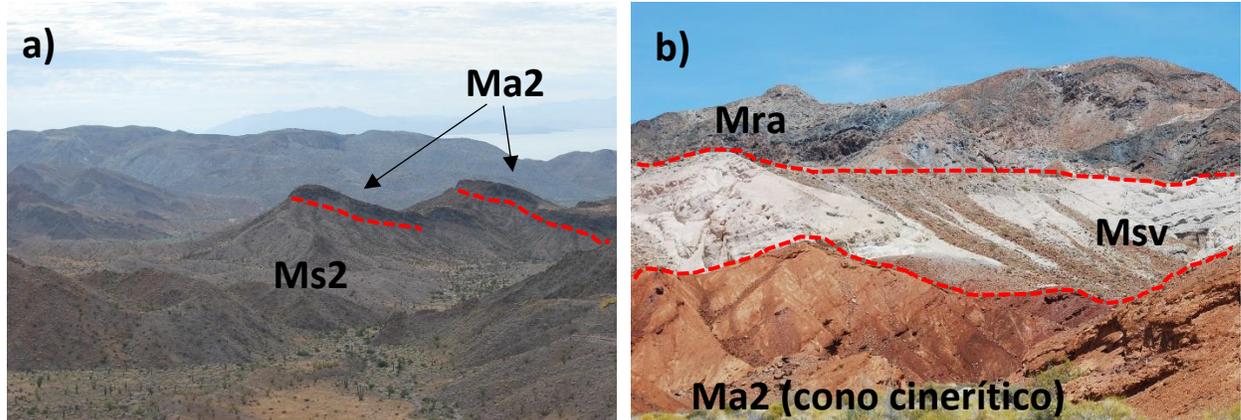


Figura 10. Panorámica de secuencia Intermedia. a) Vista al SW, conglomerado de Ms2 coronados por lava andesítica de Ma2, fallados y basculados al poniente. Basamento granítico al fondo, y b) Vista la NE mostrando cono cinerítico de Ma2, sobreyacido por el sedimento volcánico de Msv, que a su vez está coronado por lava riolítica de Mra.

Flujo de lava andesita-basáltica porfídica y cono de escoria con bloques balísticos (Mab2)

Localmente en la zona centroccidental e intercalado en el conglomerado de Ms2, y estratigráficamente por encima de la toba de Msf, se ha reconocido un flujo de lava andesítica basáltica (Mab2; Figura 6), distintiva por una textura porfídica. En lámina delgada muestra fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz de microlitos principalmente de plagioclasa con un porcentaje subordinado de piroxeno (Cavazos-Alvarez, 2015). Adicionalmente, en la zona central sobreyace a los domos de Md1 un cono cinerítico que se caracteriza por una coloración rojiza distintiva en la imagen de falso color (Figura 3a). El cono de cinerítico tiene un espesor mayor a ~40 m, formado por estratos gruesos con bloques balísticos de hasta ~1.5 m de diámetro. La lava es andesítico-basáltica afanítica, con ~10% de microcristales en una matriz desvitrificada. En lámina delgada los bloques balísticos muestran una textura porfídica y traquítica, con una relación cristal-matriz de ~50-50. Su matriz consiste de microcristales de plagioclasa y clinopiroxeno.

Sedimento tobáceo (Msv)

El depósito piroclástico de Msv aflora en la porción norte y suroriental de la cuenca central y corresponde a la parte superior de S2. En la zona norte se reconocen dos pulsos de Msv, separados por la lava riolítica de Mra, el primero y más potente sobreyace al cono cinerítico de Ma2, a los domos de Md1 y al conglomerado de Ms2. Subyace a la lava dacítica de Md3 y al conglomerado de Ms3 (Figuras 6, 10b y 11). En la zona sur aflora un pulso que sobreyace a la lava andesítica de Ma1 (Figura 6 y secciones A-A', B-B' y C-C' en Figura 8). Este depósito piroclástico presenta un espesor de hasta ~160 m en la zona norte. El depósito de Msv consiste en sedimento tobáceo de caída libre con coloraciones variadas de blanco, rosa, beige y verde claro, dispuesto en estratos delgados a medianos pobremente consolidados con estratificación normal, de ceniza volcánica sin soldar y en menor proporción líticos accidentales volcánicos intermedios-riolíticos, afaníticos y angulosos de hasta ~4 cm de diámetro.

El depósito de Msv en la zona norte presenta una intercalación subordinada de fases conglomeráticas oligomícticas soportadas en una matriz arenosa, con espesores de hasta ~3 m y consiste en líticos volcánicos dacíticos porfídicos (Md1?) redondeados con un tamaño de hasta ~15 cm. En la zona sur hacia la base del sedimento tobáceo ocasionalmente se presenta una brecha piroclástica de hasta ~7 m de espesor, cementada por sílice con una relación líticos-matriz de ~60/40. Consiste en líticos volcánicos intermedios, afaníticos y angulosos, con un porcentaje subordinado de fragmentos de pómez redondeada y líticos plutónicos félsicos. Los líticos se presentan de manera angulosa con un tamaño de hasta 10 cm. Esta brecha hacia la cima tiende a graduar al sedimento tobáceo de Msv.

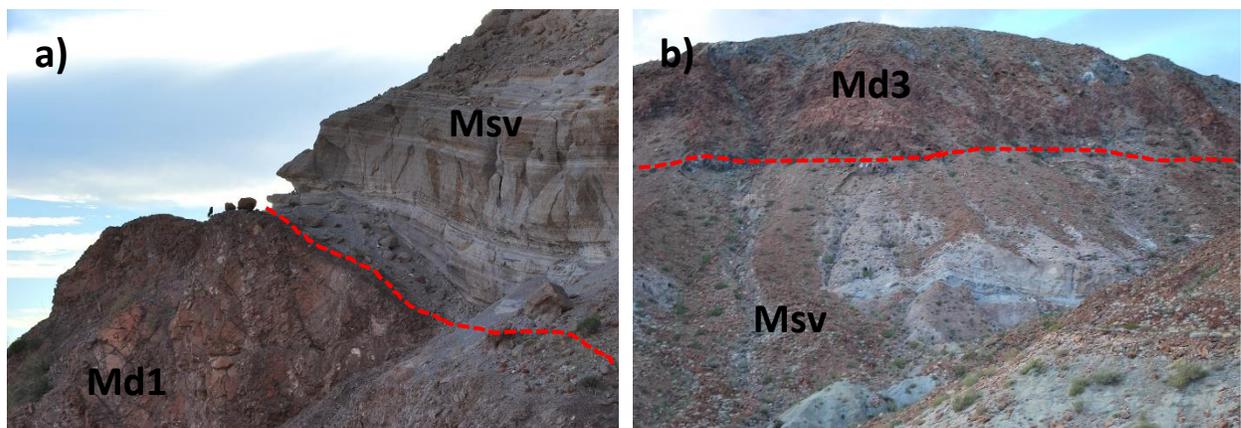


Figura 11. Vista de secuencia intermedia. a) Estratos de sedimento tobáceo (Msv) cubren a los domos dacíticos de Md1, y b) Sedimento tobáceo (Msv), coronado por un flujo de lava dacítico (Md3).

Flujos de lava riolítica stony y vítrea en zona norte (Mra)

Las lavas riolíticas de Mra afloran en la porción noroccidental de la cuenca central y definen la parte superior de S2. Sobreyacen al primer pulso del sedimento tobáceo de Msv (Figuras 6 y 10b, y secciones A-A' y C-C' en Figura 8), y presentan un espesor de hasta ~140 m. Se identifican al menos dos flujos de lava separados por un horizonte intermitente de una tefra pumicítica blanca de hasta ~3 m de espesor. La lava de Mra llega a presentarse intrusionada por una serie de diques dacíticos porfídicos de Md3 con una orientación preferencial NW-SE buzando hacia el NE y espesores de hasta ~8 m.

La unidad Mra consiste en una alternancia de flujos de lava riolítica microporfídica, de textura *stony* y vítrea, y color naranja y negro, respectivamente. Las lavas son distintivas por una textura de fluidez marcada en forma de pliegues irregulares, presenta una mineralogía del ~5% depositada en matriz parcialmente desvitrificada. En su base presenta un vitrófido de hasta ~3 m de espesor y una zona de alteración a perlitas. En lámina delgada presenta una textura, hipocristalina e hipidiomórfica con una relación cristal-matriz de ~40/60, consiste en microcristales de plagioclasa, cuarzo y en menor proporción hornblenda, biotita y sanidino (?). El cuarzo se caracteriza por ser un mineral secundario de fase de vapor que rellena los planos de foliación (Cavazos-Alvarez, 2015).

Flujos de lava riolítica stony y vítrea en zona sur (Mrb)

Las lavas riolíticas de Mrb afloran en la porción sureste de la cuenca central y definen la parte superior de S2, sobreyacen discordantemente a la andesita de Ma1 y al sedimento tobáceo de Msv (Figura 6). Presentan un espesor de hasta ~150 m (sección F-F' en Figura 8). Se identifican al menos dos flujos de lava separados por un horizonte intermitente de sedimento tobáceo de hasta ~7m de espesor. En el extremo suroriental del afloramiento se ubicaron una serie de diques distintivos por una foliación milimétrica y vertical “tipo físil” que intrusionan a las unidades Ma1 y Msv con una orientación preferencial NW-SE buzando hacia el NE y espesores de hasta ~10 m.

La unidad Mrb consiste en una alternancia de flujos de lava riolítica microporfídica, de textura *stony* y vítrea, y color naranja y negro, respectivamente. La lava de Mrb presenta una foliación de flujo marcada y buzamiento dominante hacia el poniente. La unidad Mrb presenta una mineralogía del ~5% en matriz desvitrificada a parcialmente vítrea. En su base presenta un vitrófido de hasta ~5 m de espesor seguido

por una zona rica en esferulitas rellenas de calcedonia (Figura 12). Hacia el extremo sur del afloramiento Mrb consiste en una zona de brecha con abundancia de vesículas rellenas de calcedonia que altera a un color rojizo por acción de óxidos de hierro.

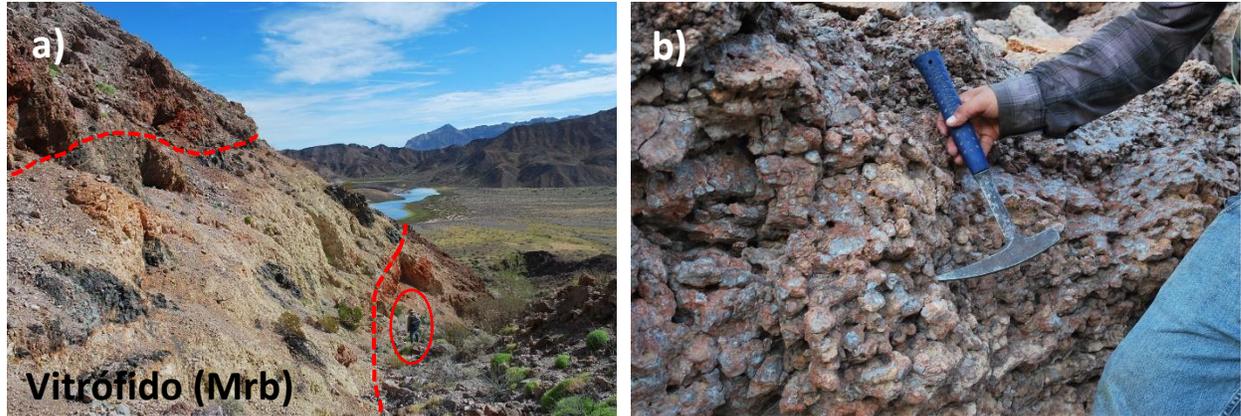


Figura 12. Lava ríolítica de Mrb, zona sur. a) Lava andesítica (Ma1) subyace a vitrófido de Mrb, seguido por una zona de esferulitas; b) detalle de esferulitas.

En lámina delgada Mrb presenta una textura, hipocristalina e hipidiomórfica con una relación cristal-matriz de $\sim 40/60$, consiste en microcristales de cuarzo, plagioclasa y en menor proporción hornblenda, sanidino y biotita. El cuarzo se caracteriza por ser un mineral secundario de fase de vapor que rellena los planos de foliación.

Flujo de lava andesítica y cono cinerítico con bloques balísticos andesíticos (Ma2)

La lava andesítica de Ma2 define la cima de S2 y aflora en la porción centro poniente de la cuenca central. Sobreyace discordantemente al conglomerado de Ms2 en forma de mesetas basculadas hacia el poniente (Figuras 6 y 10a) y presenta un espesor de hasta ~ 25 m (sección D-D' en Figura 8). La unidad Ma2 en la porción centroccidental de la cuenca central ha sido descrita como al menos dos flujos de lava gris oscura vesicular de composición andesítica a andesita-basáltica y textura afanítica, con una mineralogía del $\sim 2\%$ en matriz desvitrificada. Como rasgo distintivo presenta una brecha basal de escoria. En lámina delgada presenta una textura microlítica de flujo con una relación cristal-matriz de $\sim 50/50$, consiste en microlitos de plagioclasa y hornblenda subordinada, así como trazas de minerales opacos (Cavazos-Alvarez, 2015).

En la porción noroccidental de la cuenca central, el sedimento tobáceo de Msv presenta hacia su base un cono de escoria y bloques balísticos de forma semicircular (Figuras 6 y 10b), con un diámetro de ~800 m y espesor de hasta ~50 m (sección C-C' en Figura 8). Dado que forma parte de la secuencia intermedia se considera como parte de la unidad Ma2. Los bloques balísticos consisten en lava rojiza andesítica afanítica de aspecto lajeado depositados en escoria máfica. En lámina delgada presentan una textura traquítica con una relación cristal-matriz de ~35/65, con microlitos de plagioclasa, en menor proporción clinopiroxeno y trazas de minerales opacos y hornblenda. Posiblemente se trata de una unidad comagmática con la lava riolítica de Mra (Cavazos-Alvarez, 2015).

3.2.3 Secuencia superior

La secuencia superior (S3) consiste en un paquete volcanosedimentario que sobreyace en discordancia a la lava andesítica de Ma2 y al sedimento tobáceo (Msv) de S3. Aflora en la porción noroccidental de la zona de estudio. La parte basal es un conglomerado polimíctico (Ms3) compuesto en clastos de las lavas de Mra, Md1 y Ma1. Al poniente de la cuenca central, el conglomerado de Ms3 presenta interestratificada una tefra pumicítica basal (Ms3t) que constituye un marcador cronoestratigráfico. La porción superior de S3 la define una lava dacítica porfídica de plagioclasa y hornblenda (Md3) y un conglomerado oligomíctico en forma de terrazas aluviales (Ps4).

Conglomerado y arenisca polimícticos (Ms3) y tefra pumicítica (Ms3t)

El conglomerado de Ms3 aflora en la porción norte de la zona de estudio y define la base de S3. Sobreyace en discordancia al primer pulso del sedimento tobáceo de Msv y la lava riolítica de Mra (Figuras 6 y 13a). Aunque no se observa su relación estratigráfica con la lava de Md3, a partir de la ausencia de líticos de esta lava se infiere que se trata de un conglomerado más antiguo (sección A-A' y C-C' en Figura 8). Con ayuda del modelo digital de elevaciones se estimó un espesor de hasta ~120m. La unidad Ms3 consiste en estratos gruesos pobremente consolidados de un conglomerado polimíctico medianamente seleccionado y soportados en una matriz arenosa. Adicionalmente presenta una intercalación subordinada de estratos medianos de una arenisca conglomerática (Figura 13b). El conglomerado consiste en líticos redondeados con un tamaño de hasta ~30cm y presenta proporciones iguales de dacita porfídica (Md1), riolita microporfídica (Mra) y andesita afanítica (Ma1).

En la porción centroccidental de la cuenca central afloran en Ms3 al menos cuatro tefras pumicíticas de manera concordante. Una de estas tefras se nombra como Ms3t y se presenta en la base de Ms3 con un espesor de ~ 1.5 m (Figura 6 y sección D-D' en Figura 8). La unidad Ms3t está compuesta por pómez blanca y líticos volcánicos accidentales, depositados en una matriz de ceniza volcánica. Petrográficamente, la pómez presenta una textura vitroclástica y hasta $\sim 30\%$ de cristales de plagioclasa, sanidino, hornblenda y trazas de piroxeno (Cavazos-Alvarez. 2015).

Flujo de lava dacítica porfídica (Md3)

La lava dacítica de Md3 aflora en la porción norte de la zona de estudio y define la parte alta de S3. Sobreyace en discordancia al segundo pulso del sedimento tobáceo de Msv (Figura 6). La lava de Md3 presenta un espesor muy irregular de hasta ~ 200 m y se infiere que se trata de un flujo de lava canalizado en el paleorelieve de la unidad Msv (Figura 11b y sección B-B' y C-C' en Figura 8). Consiste en un flujo de lava dacítica de café claro a gris oscuro y tiene una textura porfídica distintiva de hornblenda y plagioclasa que alcanza el $\sim 30\%$ de fenocristales en matriz desvitrificada. En lámina delgada presenta una textura hipocrystalina, hipidiomórfica y traquítica con una relación cristal-matriz de $\sim 35/65$, consiste en fenocristales de plagioclasa, hornblenda y trazas de biotita y minerales opacos. De Md3 se colectó un concentrado de hornblenda para fechamiento por el método de Ar-Ar.

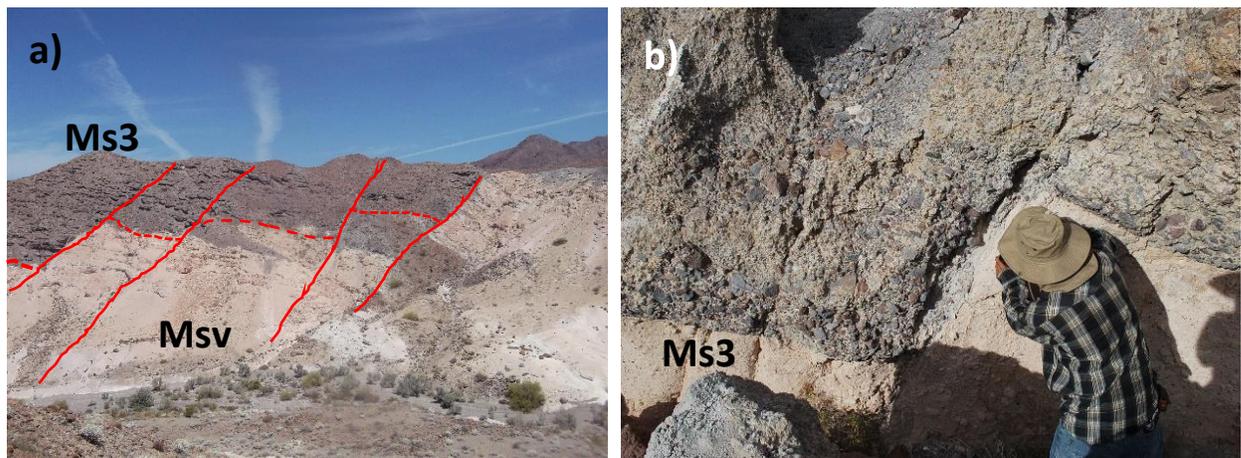


Figura 13. Vista de secuencia superior. a) Conglomerado de Ms3 sobreyace a sedimento tobáceo de Msv, ambos se encuentran fallados y basculados; y b) Detalle de falla y alternancia arenisca-conglomerado de Ms3.

Conglomerado aluvial (Ps4)

La secuencia sedimentaria de Ps4 aflora en la porción noroccidental de la cuenca central y define la cima de S3 (Anexo B). Sobreyace en discordancia angular al conglomerado polimíctico de Ps4 y muestra un espesor de hasta ~30 m. El conglomerado de Ps4 como rasgo distintivo se presenta en forma de terrazas aluviales subhorizontales, y consiste estratos gruesos pobremente consolidados de conglomerado oligomíctico mal seleccionados y soportado en una matriz arenosa. Adicionalmente, presenta intercalaciones subordinadas de arenisca conglomerática. El conglomerado consiste en líticos subredondeados de hasta 20 cm de diámetro y se compone predominantemente en líticos volcánicos riolíticos (Mra; Cavazos-Alvarez, 2015).

Las principales características litológicas y mineralógicas del resto de las unidades que componen la estratigrafía de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda se sintetizan en el Anexo C y corresponden a descripciones de Martín-Barajas *et al.* (2008) y Cavazos-Alvarez (2015).

3.3 Geocronología

3.3.1 Edades U-Pb

En esta sección se reportan las edades de proveniencia en la unidad Os que es una litarenita pre-volcánica en la base de la secuencia 1. También se obtuvieron dos edades de cristalización de circones, una de los domos dacíticos de la secuencia 1 (Md1) y otra del flujo de lava andesítica (Ma1) en la cima de la secuencia 1. Para ello se emplearon diagramas de discordia, histogramas y curvas de probabilidad relativa. La base de datos se reporta en el Anexo E.

Litarenita feldespática (Os; IAG17-19 y 20)

Las edades radiométricas en circones detríticos de dos muestras de la unidad basal Os definen 6 poblaciones de proveniencia según su edad (Figuras 14 y 15): a) Paleoproterozoico. Esta población se reconoció únicamente en la muestra IAG17-19. Su probabilidad relativa es de ~5% y define un máximo en ~1680 Ma. b) Mesoproterozoico. Esta población solo se reconoce en la muestra IAG17-20, y su curva de probabilidad es de ~5% y presenta un pico máximo a los ~1425 Ma. En la muestra IAG17-19 únicamente

se fechó un grano con esta edad y no se considera como población. c) Cretácico inferior. Esta población se presenta en las dos muestras con una probabilidad relativa de ~19% y su máximo indica una edad de ~135 Ma. d) mitad del Cretácico. Los granos de la población d se reconocen en ambas muestras y presentan una probabilidad de ~40%, ligeramente mayor en la muestra IAG17-19. La edad más probable de esta población de circones es de ~95 Ma. e) Cretácico superior-Paleoceno. Esta población también se presenta en las dos muestras, y está notoriamente subordinada a las poblaciones d y e, ya que solo representa una probabilidad de ~9% centrada hacia los ~70 Ma. f) Oligoceno medio (~27 Ma). Los circones de esta población solo se ubicaron en la muestra IAG17-20. Es una población pequeña y su probabilidad de ocurrencia es de ~5%, con su máximo en ~27 Ma. Adicionalmente, se fecharon circones del Jurásico medio (~175 Ma) y Triásico inferior (~250 Ma), pero no se consideran poblaciones porque incluyen menos de tres granos.

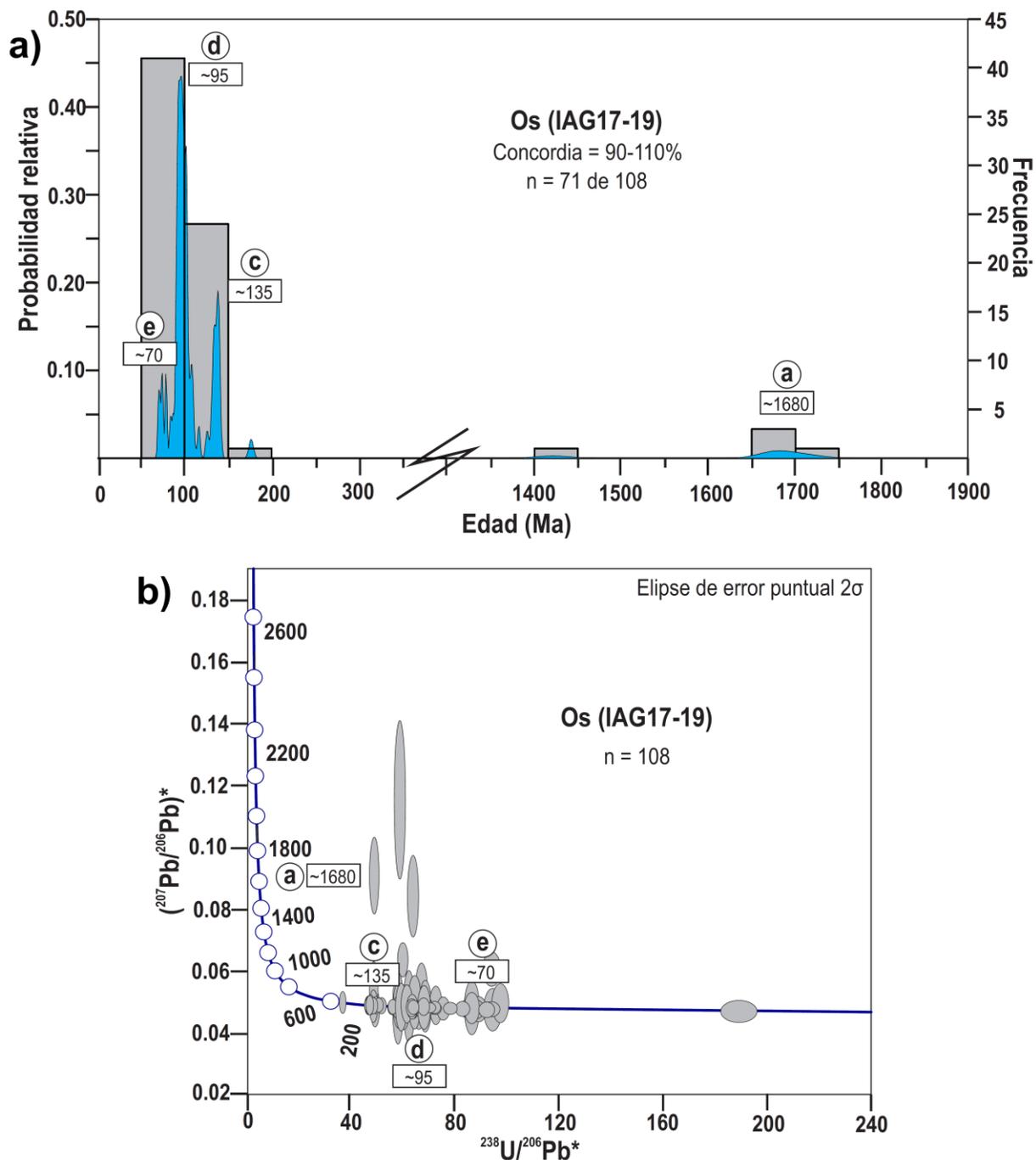


Figura 14. Edades U-Pb en circones detríticos de la litarenita feldespática Os en la base de la secuencia 1. a) Curva de probabilidad relativa e histograma de frecuencia y b) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Tera y Wasserburg, 1972). La población de circones más jóvenes tiene una edad de ~70 Ma.

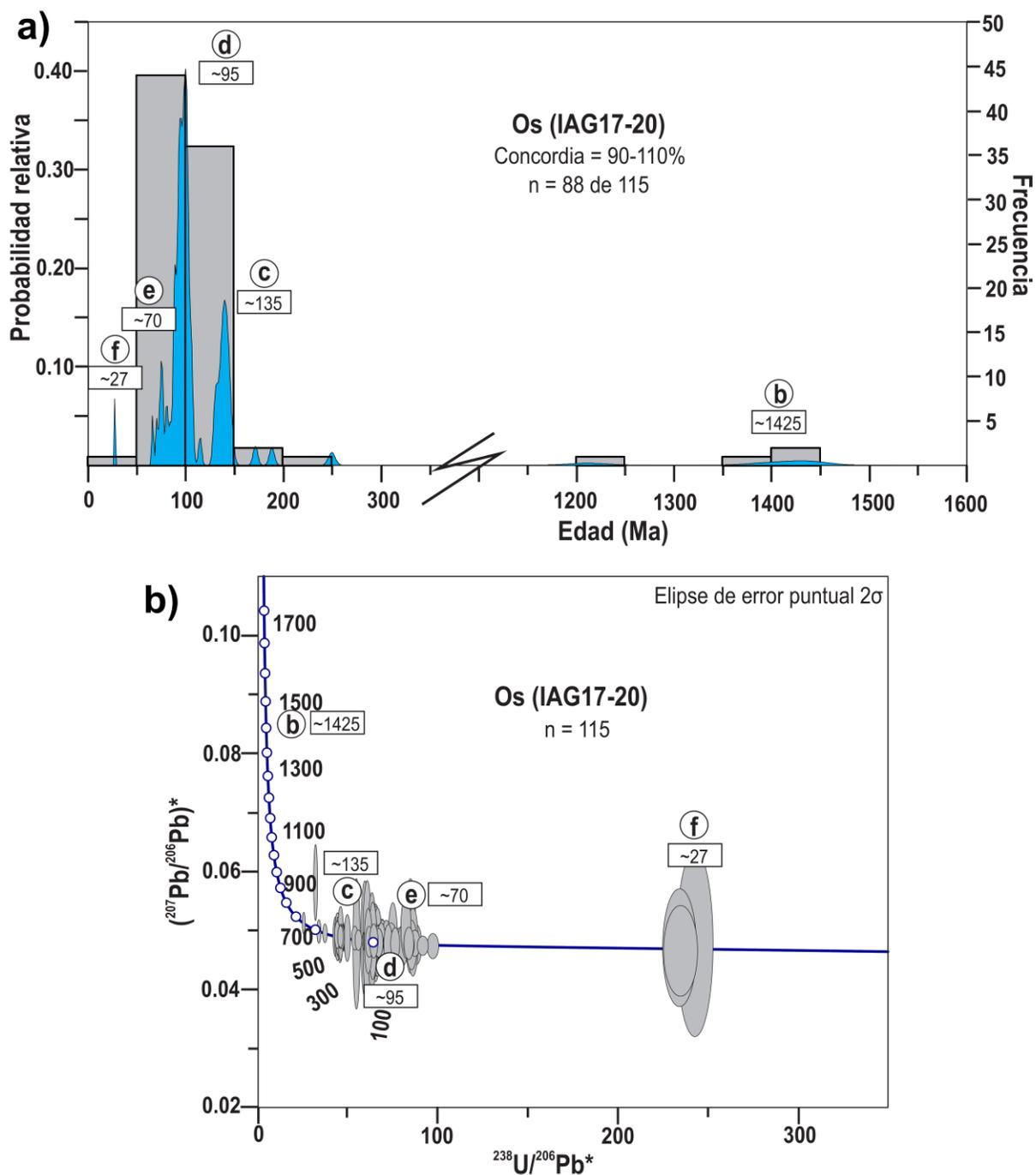


Figura 15. Edades U-Pb de circones detríticos de la unidad sedimentaria Os. a) Curva de probabilidad relativa e histograma de frecuencia y b) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Tera y Wasserburg, 1972). La población de circones más joven tiene una edad de ~27 Ma, que indica la edad máxima del depósito de Os.

Domos dacíticos (Md1; IAG17-10)

A pesar de que uno de los rasgos distintivos de la lava dacítica de Md1 son los fenocristales de hornblenda, estos se encuentran oxidados de forma selectiva y su contenido de ^{40}Ar ha sido perturbado. Por este motivo se optó por la datación de granos individuales de circón para obtener al menos la edad de cristalización del magma. Se analizaron un total de treinta cristales, de los cuales uno se descartó por el tamaño grande de su error, y cuatro más que no graficaron sobre la línea de concordia. Los restantes 25 arrojaron una edad cristalización en 16.3 ± 0.4 Ma por el método de Pb-U (Figura 16).

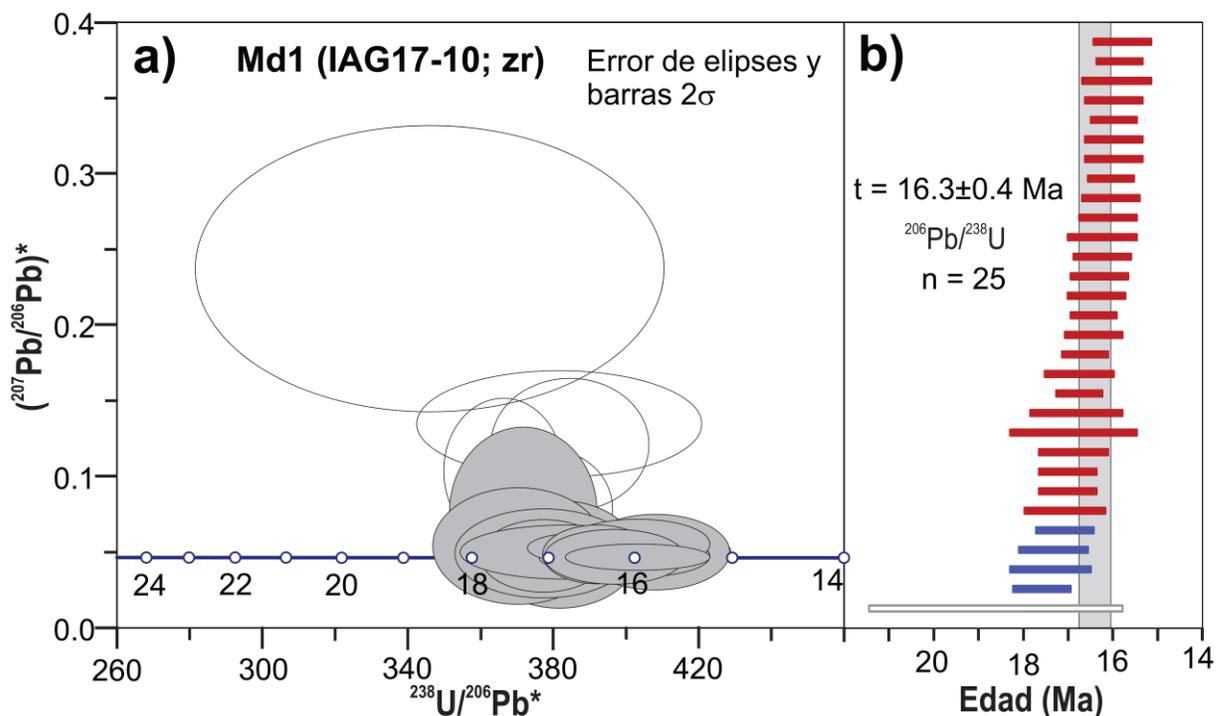


Figura 16. Edad de cristalización de los domos dacíticos de Md1 (IAG17-10), a partir del análisis de zircones magmáticos por el método U-Pb. a) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Tera y Wasserburg, 1972); las elipses en gris corresponden a los zircones empleados en el cálculo de la edad. b) Histograma de análisis de granos individuales; las barras rojas corresponden a los zircones utilizados en el cálculo de la edad.

Flujo de lava andesítica (Ma1; IAG17-14)

El flujo de lava andesítica Ma1 no presentó minerales útiles para fechamiento por el método Ar-Ar, por lo que se decidió obtener la edad de cristalización a partir de zircones. Se analizaron un total de 24 granos; dos de estos se removieron por el error grande del análisis, y otros tres no graficaron sobre la línea de concordia. Con base en diecinueve datos se obtuvo una edad cristalización en 16.4 ± 0.4 Ma (Figura 17).

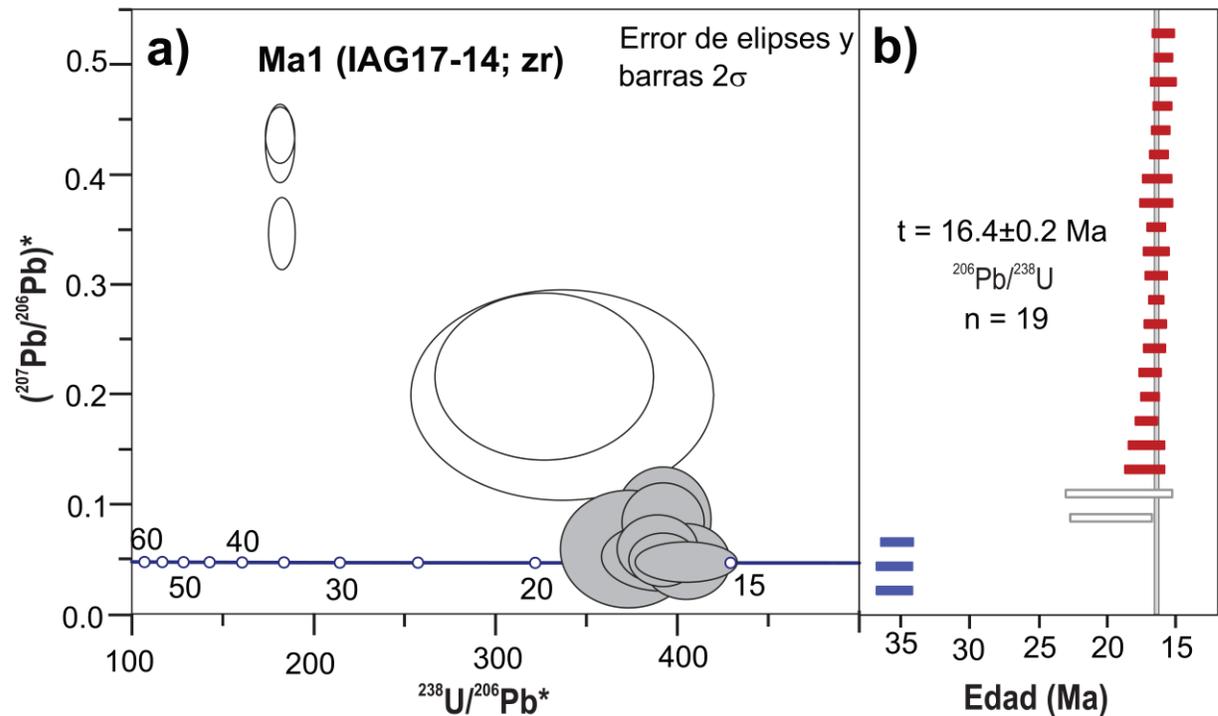


Figura 17. Edad de cristalización del flujo de lava andesítica Ma1 a partir del fechamiento de 19 circones magmáticos (muestra IAG17-14). a) Diagrama de concordia (Tera y Wasserburg, 1972) con las elipses que corresponden a los circones empleados en el cálculo de la edad. b) Histograma con la edad de 24 granos individuales; las barras rojas corresponden a los circones utilizados en el cálculo de la edad.

3.3.2 Edades Ar-Ar

Tres edades Ar-Ar corresponden, una a la toba rosada de Ost (unidad prevolcánica) que se analizó por fusión de granos individuales de biotita. Otra a un concentrado de hornblenda de una lapillita pumicítica que se interpretó como un depósito de flujo piroclástico en la secuencia 1 (Ms1t). La tercera es de un concentrado de hornblenda del flujo de lava dacítica (Md3) en la cima de la secuencia 3. En la representación gráfica de los resultados se emplearon espectro de edad y diagramas de correlación ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$). Los datos se presentan en el Anexo F.

Tefra pumicítica (Ost; muestra IAG13-3)

La tefra pumicítica Ost se fechó con la fusión de 18 granos individuales de biotita, de los cuales 9 arrojaron una edad consistente de finales del Oligoceno. Nueve análisis indican la presencia de biotita accidental con edades del Cretácico superior (Anexo F). Las nueve datos utilizados se ordenaron de manera ascendente

y se graficaron en un pseudo espectro de edad (Figura 18a). El promedio ponderado de las edades es de 23.8 ± 0.6 Ma (Figura 18b), el error de la edad incorpora la dispersión de los datos.

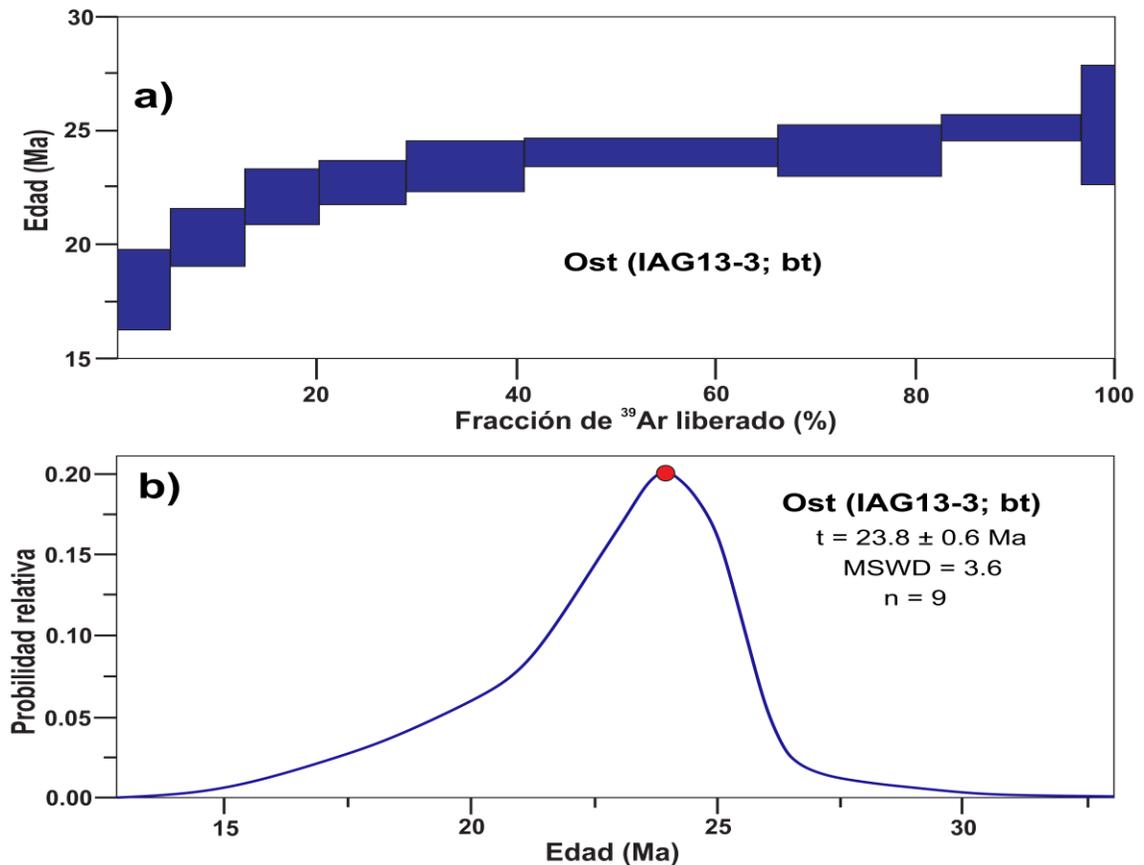


Figura 18. Edad de erupción de la tefra pumicítica de Ost (IAG13-3). a) Representación gráfica de las edades en un pseudo espectro de edad y b) Diagrama de distribución de edades sumando las campanas de Gauss de cada uno de los datos.

Toba lapilli (Ms1t; IAG17-12)

Esta unidad (Ms1t) está situada hacia la base de la secuencia inferior y se analizó un concentrado de hornblenda. Los dos experimentos realizados muestran resultados reproducibles con un espectro de edad en forma escalonada indicando severa pérdida de argón posiblemente debido a que los minerales están alterados. Los espectros de edad se muestran en la Figura 19a y la gráfica del diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en la Figura 19b, la distribución de los datos no permiten definir una edad de isócrona confiable (Figura 19b).

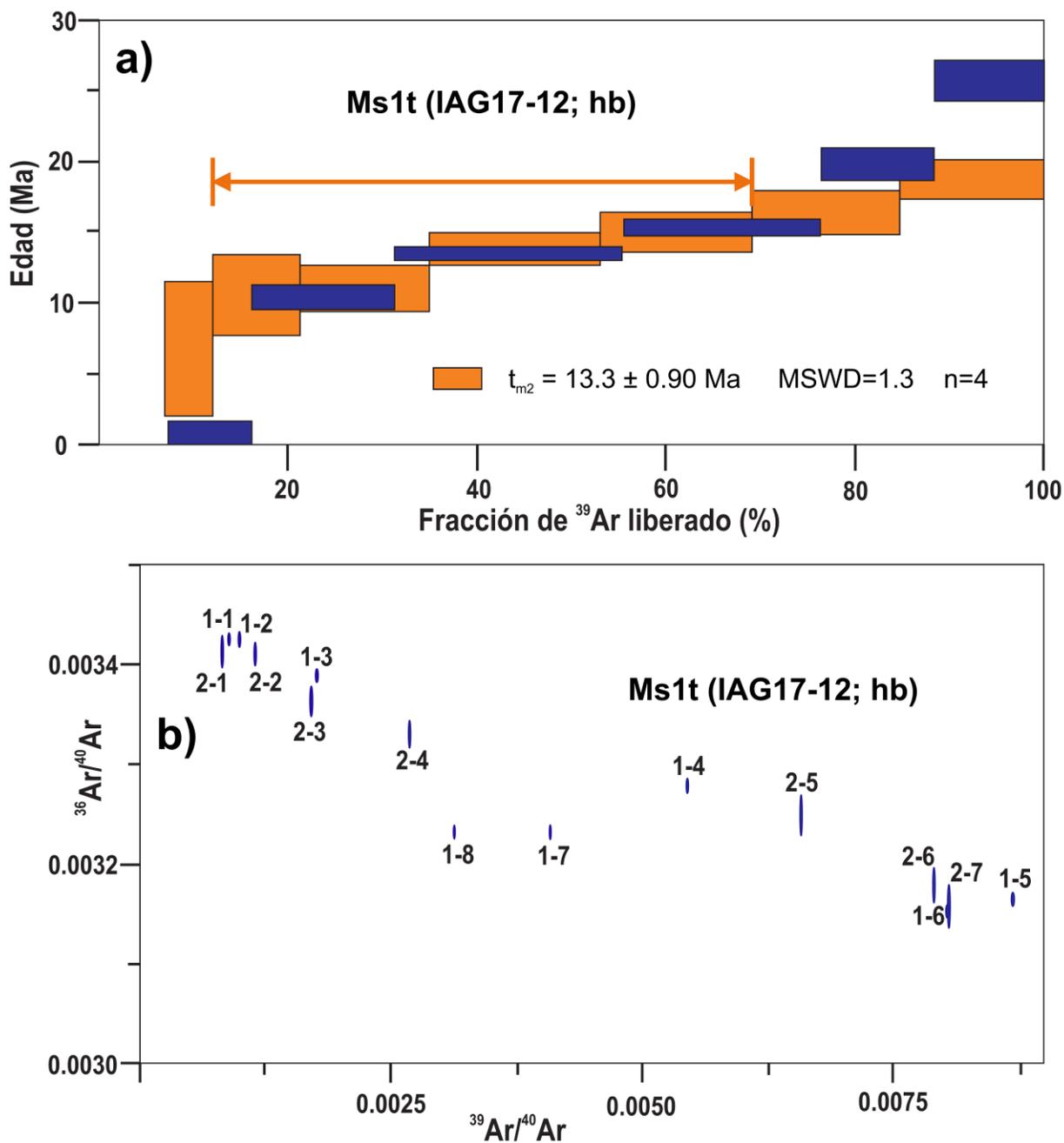


Figura 19. Geocronología de la toba lapilli Ms1t en la base de la secuencia 1 (muestra IAG17-12). a) Espectros de edad de los dos experimentos realizados. b) Datos de los dos experimentos graficados en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Las claves indican el número del experimento y el paso del experimento respectivo. Los datos no permiten definir una edad de isócrona confiable.

Lava dacítica (Md3; IAG17-8)

La edad de la lava dacítica en la cima de la secuencia 3 (Md3) se obtuvo con dos experimentos de calentamiento en etapas realizados con concentrados de hornblenda. Los resultados obtenidos indican muy buena reproducibilidad de los experimentos. En la Figura 20a se presentan los espectros de edad. Resalta la mayor precisión del primer experimento, identificado en color azul en la Figura 20a. el cual fue realizado midiendo el isótopo ^{36}Ar con el contador de iones el resto de los isótopos de argón se midió con las copas de Faraday. En el segundo experimento todos los isótopos se midieron con las copas de Faraday.

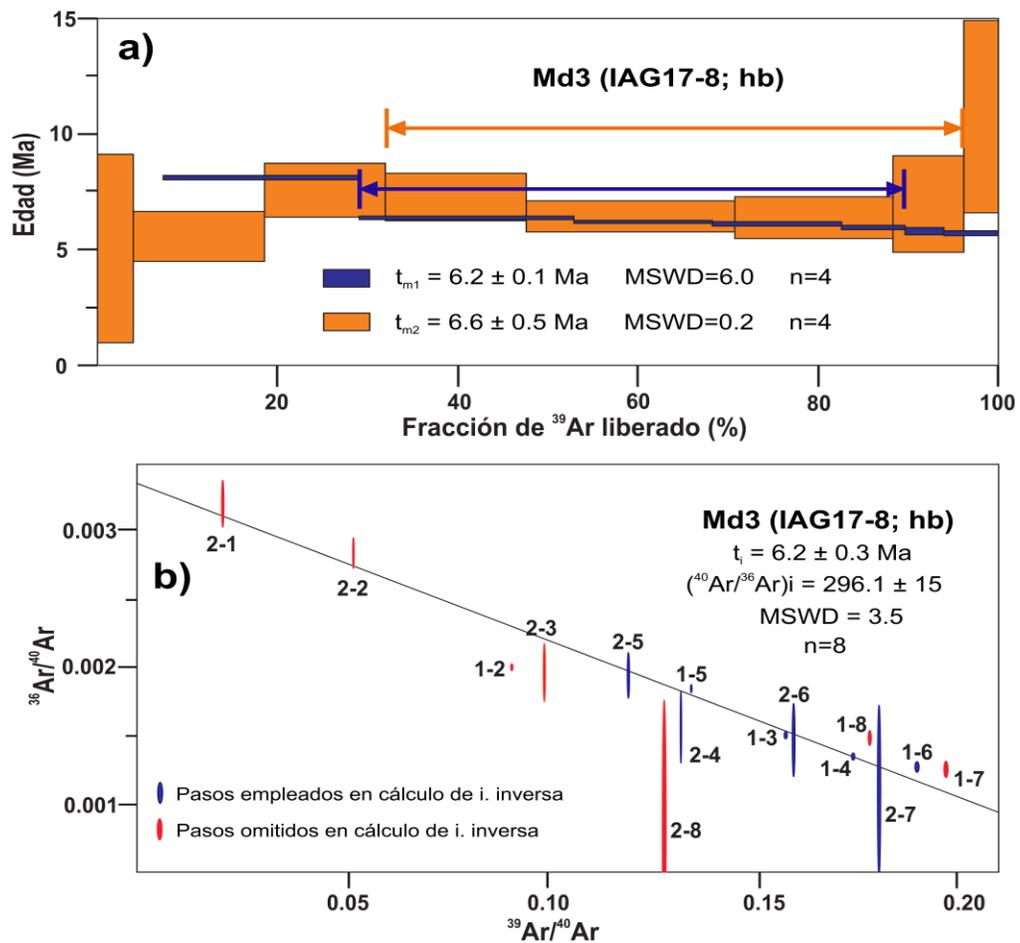


Figura 20. Edad de erupción del flujo de lava dacítico de Md3 (muestra IAG17-8). a) espectros de edad de los dos experimentos realizados. b) Datos de los dos experimentos graficados en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Las claves indican el número del experimento y el paso del experimento respectivo.

En ambos experimentos se observa una variación de los valores de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ desde valores inferiores a 1 para las fracciones colectadas a baja temperatura, las fracciones intermedias indican valores de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ típicos de composición de hornblenda lo que indica que los cristales analizados no son 100%

homogéneos. Las fracciones con valores de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ típicos de composición de hornblenda se utilizaron para calcular las edades de meseta 6.2 ± 0.1 Ma y 6.6 ± 0.5 Ma para el primer y segundo experimento respectivamente. Estas fracciones se identifican en la Figura 20a por las flechas horizontales. Los datos de los dos experimentos se combinaron en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en donde se estimó la mejor línea recta con las fracciones utilizadas para calcular la edad de meseta obteniéndose una edad de isócrona de 6.2 ± 0.3 Ma que se toma como representativa de la muestra IAG17-8.

3.3.3 Síntesis cronoestratigráfica

La cuenca central de la IAG contiene tres secuencias estratigráficas mayores del Mioceno que registran el inicio de la extensión, el final del magmatismo asociado a la subducción y el volcanismo relacionado al inicio del *rift* del GC. Las secuencias se definieron considerando: relaciones estratigráficas, litología y las dataciones radiométricas de las unidades distintivas (Figura 6).

El basamento aflora en la porción sur y consiste en una alternancia metasedimentaria (Pzm) del Paleozoico (?) compuesta en: mármol, filita, cuarcita y en menor proporción metaconglomerado y esquisto. La secuencia de Pzm está intrusionada por una tonalita de biotita y hornblenda (Kgr) posiblemente del Cretácico. El basamento está sobreyacido en discordancia por una litarenita feldespática (Os) bien clasificada, prevolcánica (Lm>>Lp>Lv) y con una fase conglomerática subordinada hacia su base. El límite inferior de la arenisca de Os lo define su edad máxima de depósito en ~ 27 Ma (U-Pb, zr). La unidad Os hacia su cima presenta de manera concordante una tefra pumicítica (Ost) de fuente distal, fechada en 23.8 ± 0.6 Ma (Ar-Ar, bt; Figura 8 y Anexo B).

La secuencia inferior (S1) aflora en al oriente y en el extremo noroccidental de la zona cartografiada, su límite inferior lo define una serie de domos dacíticos de hornblenda (Md1), cuya edad de cristalización es de 16.3 ± 0.4 Ma (U-Pb, zr; Figura 6). Adicionalmente la lava de Md1 incluye dos unidades comagmáticas subordinadas: 1) una brecha de caparazón (Md1bx) con la misma composición que la lava coherente y 2) una lava andesítica (Md0) correspondiente a una fase máfica de Md1 (Figura 6). La parte media de S1 es un conglomerado polimíctico (Ms1) que marca el inicio de la contribución de detritos volcánicos. La unidad Ms1 hacia su base presenta una tefra pumicítica concordante (Ms1t) con una edad de 13.3 ± 0.9 Ma (Ar-Ar, hb; Figura 6). La cima de S1 la definen al menos dos flujos de lava andesítica (Ma1). Esta lava aportó una edad de cristalización en 16.4 ± 0.2 Ma (U-Pb, zr). En la zona sur un domo dacítico (Mdd) está en la misma posición estratigráfica que la lava de Ma1, y se infiere que pueden ser unidades comagmáticas. Es

de resaltar que las edades de las lavas Md1 y Ma1 son edades de cristalización y no reflejan las edades de erupción.

La secuencia intermedia (S2) aflora en la mayor parte de la cuenca central, su límite inferior lo acota la edad de cristalización de la lava de la lava de Ma1. Su base consiste en una brecha y conglomerado oligomícticos con un porcentaje subordinado de arenisca (Ms2) que derivan localmente de la degradación los domos dacíticos (Md1). El conglomerado de Ms2 en su base presenta de manera concordante un flujo piroclástico riolítico soldado (Msf), con una edad de erupción de 11.8 ± 0.2 Ma (Ar-Ar, san). El flujo piroclástico de Msf se ha correlacionado con la Toba San Felipe (Tmsf), una unidad de extensión regional y descrita al sur de San Felipe, que posiblemente antecede el inicio de la extensión en el noroeste de México (Stock *et al.*, 1999). La unidad Tmsf también aflora en la región de Cataviña (Olguín-Vila *et al.*, 2013; Cavazos-Alvarez, 2015). La parte media de S2 consiste en sedimento tobáceo de grano fino (Msv). En la zona noroccidental, la unidad Msv presenta en su base un cono de escoria máfica y bloques balísticos (Ma2) y, hacia la cima al menos un par de flujos de lava riolítica (Mra; Figura 6) con edad de erupción de 10.4 ± 0.1 Ma (Ar-Ar, pl; Cavazos-Alvarez, 2015). En la zona sur, sobreyaciendo al depósito de Msv se reconocen dos flujos de lava riolítica (Mrb) de edad desconocida, probablemente contemporáneas con el evento riolítico de la zona norte (Mra). La cima de S2, la define un flujo de la lava andesítica (Ma2), con una edad de erupción en 7.2 ± 0.1 Ma (Ar-Ar, wr; Cavazos-Alvarez, 2015).

La secuencia superior (S3) aflora en la zona centroccidental y norte del mapa. Su límite inferior lo acota la edad de la lava de Ma2. La base de S3 consiste en un conglomerado polimíctico moderadamente clasificado con fases subordinadas de arenisca (Ms3). La unidad de Ms3 en su base presenta y de manera concordante presenta una tefra pumicítica (Ms3t) previamente datada en 6.4 ± 0.1 Ma (Ar-Ar, hb; Cavazos-Alvarez, 2015). La parte alta de S3 corresponde a un flujo de lava dacítica (Md3) cuya edad de erupción es de 6.2 ± 0.3 Ma (Ar-Ar, hb; Figura 6). En la porción occidental, el conglomerado de Ms3 es sobreyacido en discordancia por un conglomerado oligomíctico subhorizontal (Ps4), en forma de terrazas aluviales disectadas por los arroyos de la planicie aluvial.

3.4 Análisis estructural

La cuenca central de la IAG consiste en dos zonas estructurales. La zona estructura I (ZE-I) cubre la mayor área y la zona estructural II (ZE-II) corresponde al extremo noroeste de zona de estudio (Figura 8). Ambas

zonas estructurales consisten en un patrón principal de fallas normales, de orientación preferencial NNW-SSE que seccionan y basculan las unidades en forma de bloques hacia el oriente y poniente, respectivamente. Estructuralmente las unidades sedimentarias muestran un ángulo de inclinación decreciente de base a cima. El principal criterio para la distinción de las zonas estructurales, es el nivel estratigráfico que marca el inicio de la deformación extensional. Los datos de fallas y estratificación se reportan en el Anexo A.

3.4.1 Análisis de fallas

Las tres secuencias estratigráficas se encuentran cortadas por un patrón principal de fallas normales, con orientación preferencial NNW-SSE y buzamiento al poniente y oriente, para la zona I y II, respectivamente. Adicionalmente, se reconocen dos patrones de fallas subordinadas, uno antitético y otro perpendicular, respectivamente.

Zona estructural I

El sistema de fallas de la zona estructural I, consiste en un patrón de fallas normales de alto ángulo que corta a las tres secuencias estratigráficas con una orientación preferencial NNW-SSE (339° - 346°) y buzamiento hacia el oriente (Figura 21). La representación estereográfica de los planos de falla, muestra que la secuencia inferior está cortada por un patrón dominante de fallas con un carácter de $\sim 346^{\circ}/72^{\circ}$ NE. Este sistema de fallas, presenta un patrón antitético con una orientación de $\sim 171^{\circ}/75^{\circ}$ SW. Adicionalmente, S1 también presenta fallas que definen un patrón subordinado, con un rumbo de $\sim 278^{\circ}/75^{\circ}$ NE. Este patrón de fallas representa una tendencia casi perpendicular al patrón principal (Figura 21c).

La secuencia intermedia también está cortada por un patrón principal de fallas orientado al NNW, $340^{\circ}/74^{\circ}$ NE. Este sistema de fallas presenta un patrón conjugado con un carácter de $\sim 187^{\circ}/74^{\circ}$ NW, la secuencia intermedia también presenta fallas que definen dos patrones subordinados orientados $\sim 300^{\circ}/65^{\circ}$ NE y $\sim 039^{\circ}/76^{\circ}$ SE. Estos dos patrones de fallas representan tendencias oblicuas al patrón principal (Figura 21b). Por último, los datos de falla colectados en la secuencia superior definen un patrón principal con un carácter de $\sim 339^{\circ}/76^{\circ}$ NE, así como un patrón antitético con un rumbo de $\sim 158^{\circ}/75^{\circ}$ SW.

La secuencia superior presenta un patrón subordinado oblicuo con un valor promedio de $\sim 020^{\circ}/76^{\circ}\text{SE}$ (Figura 21a).

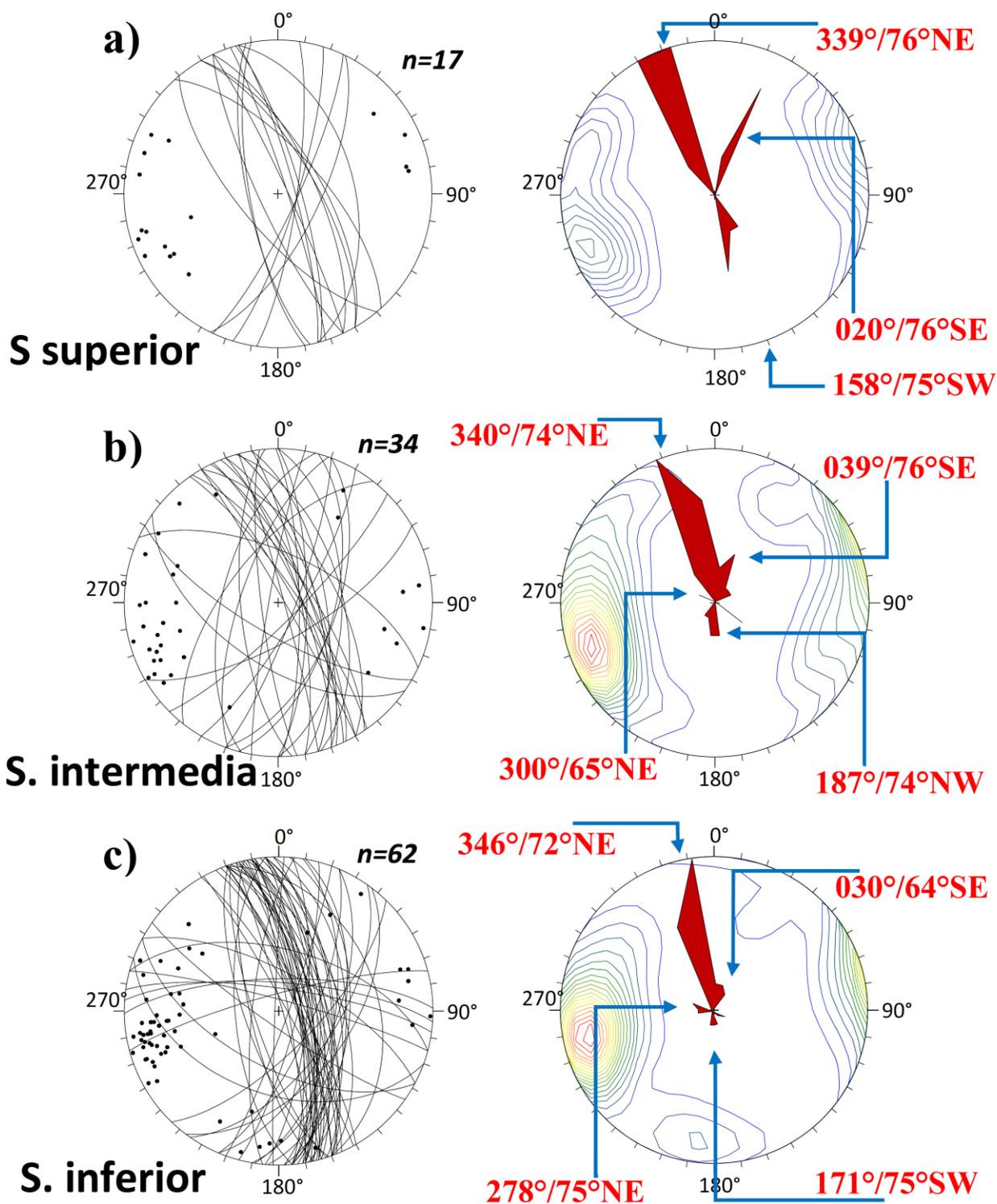


Figura 21. Estereogramas de fallas por secuencias mayores en zona estructural I. S. inferior: datos colectados en secuencia inferior; S. intermedia: datos colectados en secuencia intermedia; S. superior: datos colectados en secuencia superior (Proyección de áreas iguales, hemisferio inferior).

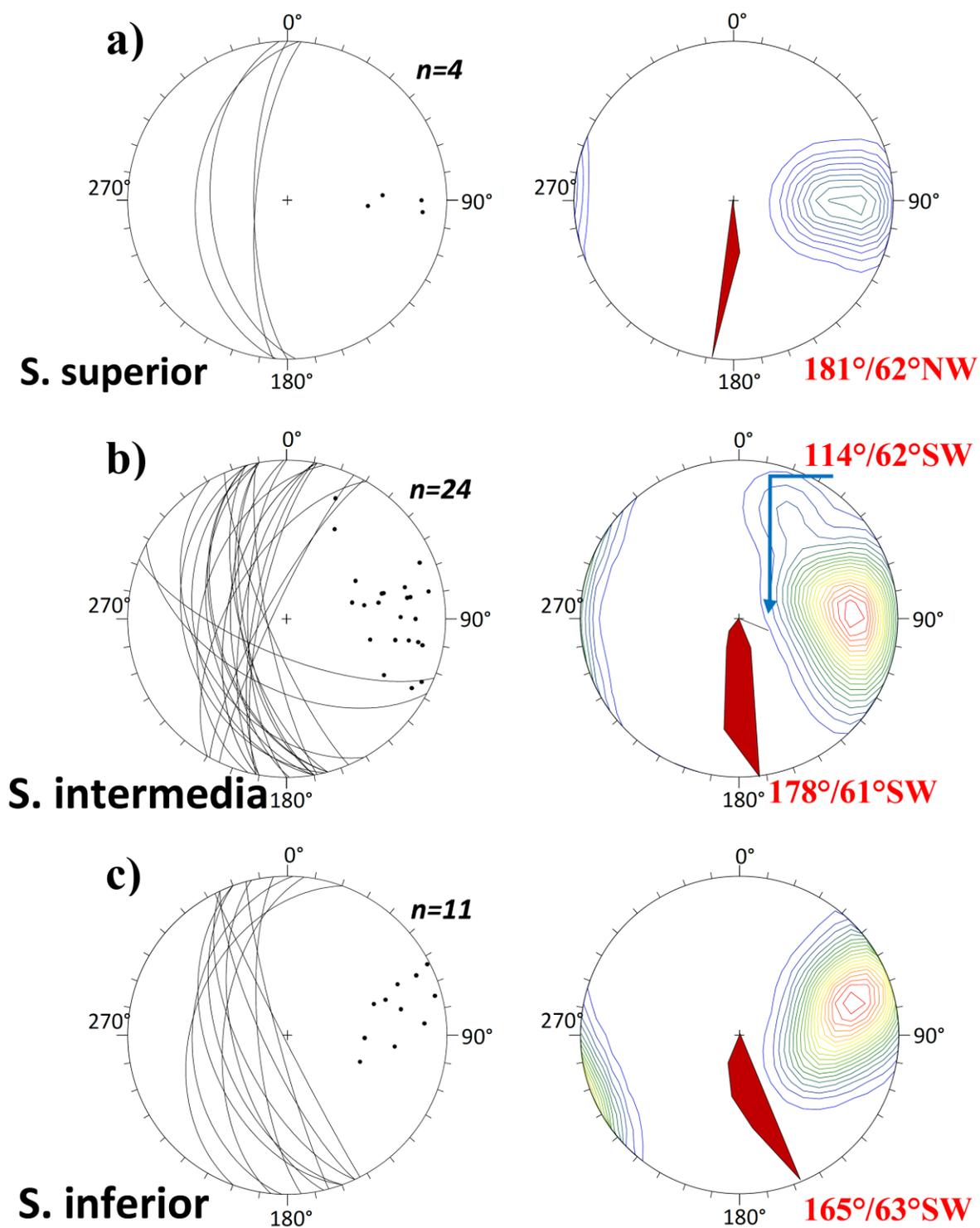


Figura 22. Estereogramas de fallas por secuencias mayores de la zona estructural II. S. inferior: datos colectados en secuencia inferior; S. intermedia: datos colectados en secuencia intermedia; S. superior: datos colectados en secuencia superior (Proyección de áreas iguales, hemisferio inferior).

Zona estructural II

El sistema de fallas de la zona estructural II consiste en un patrón dominante de fallas normales de alto ángulo que cortan a las tres secuencias estratigráficas con una orientación preferencial N-S y buzamiento hacia el poniente (Figura 22). La representación estereográfica de los planos de falla muestra que la secuencia inferior se encuentra cortada por un patrón principal de fallas con orientación de $\sim 165^{\circ}/63^{\circ}\text{SW}$ (Figura 22c). Por su parte, la secuencia intermedia se encuentra cortada por fallas que definen un patrón dominante con un valor estructural de $\sim 178^{\circ}/61^{\circ}\text{SW}$. Adicionalmente, la secuencia intermedia presenta un patrón subordinado de tendencia perpendicular al principal, con orientación de $\sim 114^{\circ}/62^{\circ}\text{SW}$ (Figura 22b). Por último, la secuencia superior está cortada por un patrón de fallas normales con un rumbo e inclinación de $\sim 181^{\circ}/62^{\circ}\text{NW}$ (Figura 22a).

En la porción sur de la zona estructural II, la parte alta de la secuencia superior corresponde al conglomerado de Ps4. Esta unidad se distingue del resto de la secuencia por no presentar fallas. En ambas zonas estructurales, las fallas que controlan la inclinación de los estratos corresponden al patrón de tendencia $\sim \text{NNW-SSE}$ y en general se trata de fallas normales, aunque en algunos planos de fallas menores se llegan a observar estrías con un pitch de $\sim 60^{\circ}$.

3.4.2 Análisis de estratificación

Las tres secuencias volcanosedimentarias, se caracterizan por una estratificación con inclinación decreciente hacia la cima. En la zona estructural I, los estratos de las tres secuencias buzaban al poniente. En contraste, en la zona estructural II las secuencias sedimentarias están inclinadas al oriente.

Zona estructural I

En la zona estructural I, los planos S_0 de las tres secuencias volcanosedimentarias definen un patrón de planos de estratificación con orientación preferencial $\sim \text{N-S}$ y caída al poniente. No obstante, la representación estereográfica de los datos de estratificación, muestra que el conglomerado polimíctico de (Ms1) de la secuencia inferior se encuentra inclinado $\sim 26^{\circ}$ (Figura 23c), por su parte el conglomerado polimíctico de Ms2 y el sedimento tobáceo de Msv correspondientes a la secuencia intermedia se inclinan $\sim 25^{\circ}$ (Figura 23b). En contraste, el grado de inclinación en el conglomerado polimíctico de Ms3, de la secuencia superior, es significativamente menor y promedia $\sim 18^{\circ}$ al oeste (Figura 23a).

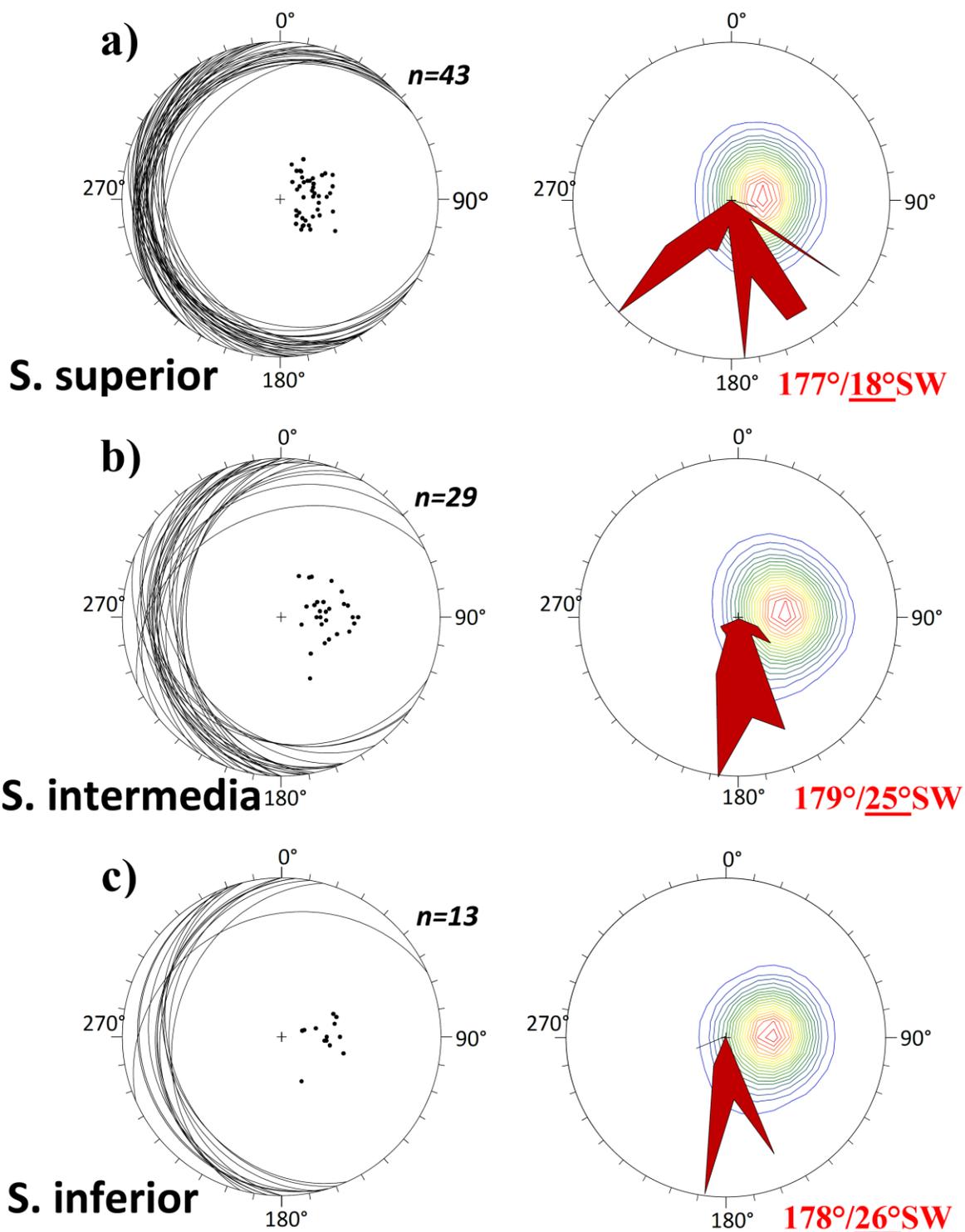


Figura 23. Estereogramas de planos de estratificación por secuencias mayores de la zona estructural I. S. inferior: datos colectados en secuencia inferior; S. intermedia: datos colectados en secuencia intermedia; S. superior: datos colectados en secuencia superior (Proyección de áreas iguales, hemisferio inferior). S. inferior vs S. intermedia, $p=0.3859$ ($p>0.05$) y S. intermedia vs S. superior, $p=0.001$ ($p<0.05$).

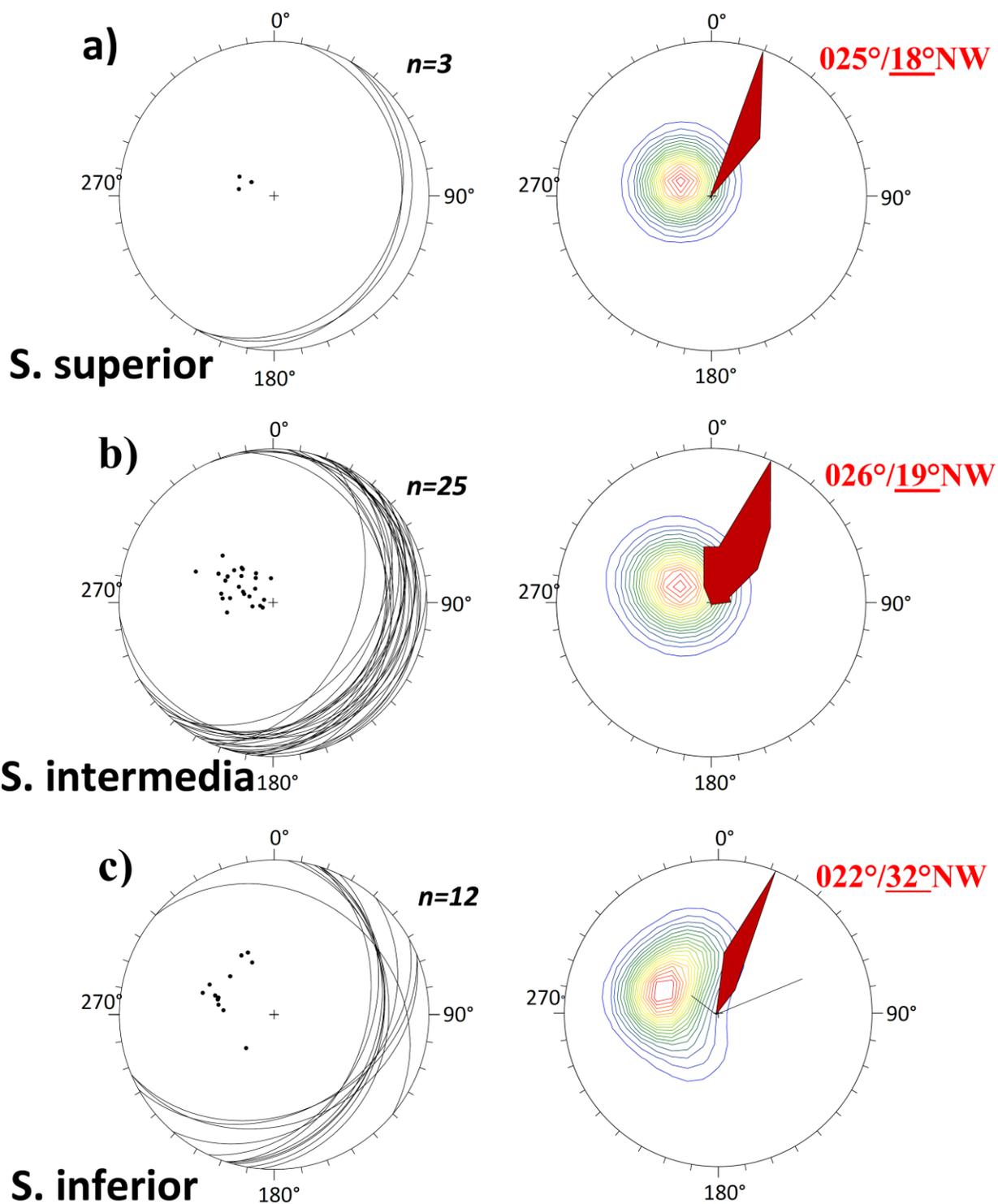


Figura 24. Estereogramas de estratificación por secuencias mayores de la zona estructural II. S. inferior: datos colectados en secuencia inferior; S. intermedia: datos colectados en secuencia intermedia; S. superior: datos colectados en secuencia superior (Proyección de áreas iguales, hemisferio inferior). S. inferior vs S. intermedia, $p=0.001$ ($p<0.05$) y S. intermedia vs S. superior, $p=0.6064$ ($p<0.05$).

Zona estructural II

En la zona estructural II, las capas de las secuencias volcanosedimentarias definen un patrón de planos estructurales con orientación preferencial ~NNE-SSW y caída al oriente. Sin embargo, el cambio de inclinación de los estratos, se presenta entre las secuencias inferior e intermedia, y no entre las secuencias intermedia y superior como en la zona estructural I. La representación estereográfica de los planos S_0 , muestra que los estratos del conglomerado polimíctico de la secuencia inferior (Ms1) están inclinados ~32° al este (Figura 24c), y el conglomerado oligomíctico de Ms2 y el sedimento tobáceo de Msv correspondientes a la secuencia intermedia se encuentran inclinados sólo ~19° al este (Figura 24b). Esta intensidad de inclinación también se presenta en el conglomerado polimíctico de Ms3 de la secuencia superior que promedia ~18° al este (Figura 24a). Otra característica distintiva de la zona estructural II, es que la parte alta de la secuencia superior la define el conglomerado de Ps4, que se distingue del resto de la secuencia por presentar una tendencia horizontal.

En la porción norte del área de estudio, en ambas zonas estructurales, el flujo de lava dacítica de Md3, correspondiente a la parte alta de la secuencia superior, tampoco presenta una inclinación significativa (Figuras 8 y 11b).

3.4.3 Análisis estadístico de inclinación de estratificación

Las medias de inclinación de cada una de las secuencias, y por zonas estructurales, se compararon con su inmediata superior para determinar si estadísticamente presentaban una similitud significativa. Para el cálculo de este análisis se empleó un nivel de significancia de 0.05. La base de datos de estratificación se reporta en el Anexo A.

Zona estructural I

Las secuencias de la zona estructural I muestran las siguientes medias de inclinación: 1) S1, 26.0° (n=11), 2) S2, 25.4° (n=25) y 3) S3, 17.9° (n=39; Figura 23). La comparación estadística de S1 y S2 arroja un estadístico-t (T_0) de -0.3160. T_0 se traduce en un valor-p de 0.3859, que resulta ser mayor al nivel de significancia ($p > 0.05$), con base en esto, la hipótesis nula (H_0) se acepta y la hipótesis alternativa (H_1) se

rechaza. Por su parte, la comparación de las S2 y S3 arroja un estadístico-t (T_0) de -10.1195. T_0 corresponde a un valor-p de 0.001, que resulta ser menor al nivel de significancia ($p < 0.05$). Con base en esto la hipótesis nula (H_0) se rechaza y la hipótesis alternativa (H_1) se acepta.

Estos resultados sugieren que a un nivel de significancia de 0.05 (confiabilidad del 95%), las medias de inclinación de S1 y S2 son estadísticamente iguales, mientras que las medias de inclinación de S2 y S3 son diferentes.

Zona estructural II

Las secuencias de la zona estructural II muestran las siguientes medias: 1) S1, 32.2° (n=12), 2) S2, 19.3° (n=23) y 3) S3, 18.0° (n=3; Figura 24). Los resultados estadísticos de S1 y S2 indican un estadístico-t (T_0) de -5.9534, equivale a un valor-p de 0.001 ($P < 0.05$), con base en esto la hipótesis nula (H_0) se rechaza y la hipótesis alternativa (H_1) se acepta. Mientras que la comparación de las S2 y S3 indican un estadístico-t (T_0) de 0.2750, T_0 que se traduce a un valor-p de 0.6064, que resulta ser mayor al nivel de significancia ($p > 0.05$), e indica que la hipótesis nula (H_0) se acepta y la hipótesis alternativa (H_1) se rechaza.

De lo anterior se deduce que a un nivel de significancia de 0.05, equivale a una confiabilidad del 95%, las medias de inclinación de S1 y S3 son estadísticamente diferentes, a diferencia de las medias de inclinación de S2 y S3 que son iguales.

3.4.4 Secciones geológicas

Las secciones geológicas muestran las diferentes litologías y relaciones estratigráficas que componen el registro estratigráfico de la isla Ángel de la Guarda, así como la geometría de las fallas que cortan y basculan a las unidades de forma decreciente de la base a la cima (Figuras 8, 23 y 24).

Sección A-A'

La sección A-A' corresponde al extremo noreste de la cuenca central y presenta un rumbo azimutal de 085°, con una longitud de 4.2 km (Figura 8 y Anexo B). Su parte basal aflora en ambos extremos de la

sección y corresponde a los domos dacíticos de Md1, que en esta zona se infiere sobreyacen discordantemente a la unidad prevolcánica de arenisca conglomerática (Os) y al basamento metasedimentario (Pzm). En la zona oriental, los domos de Md1 subyacen discordantemente al conglomerado polimíctico de Ms1, que hacia su base presenta una tefra pumicítica inter-estratificada (Ms1t) la cual sirvió como horizonte cronoestratigráfico de referencia. El conglomerado de Ms1 tiende a acuñarse hacia el poniente y subyace a los flujos de lava andesítica de Ma1. Estos flujos de lava máfica afloran en ambos extremos de la sección. En el poniente, la lava de Ma1 sobreyace directamente a los domos Md1 y en el oriente está sobreyacida discordantemente por el sedimento tobáceo de Msv, que a su vez subyace discordantemente al flujo de lava dacítica de Md3 (Figuras 6 y 8).

Estructuralmente, la sección A-A' se encuentra en la zona estructural II, y consiste en un patrón de al menos once fallas principales, todas normales de alto ángulo, con orientación preferencial NNW-SSE y buzamiento hacia el oriente. Las fallas bascularon hacia el poniente a las secuencias en forma de bloques. La sección muestra que el conglomerado Ms1 de la secuencia 1, y el sedimento tobáceo Msv de la secuencia 2 presentan una inclinación de estratos similar de $\sim 25^\circ$ al poniente. Hacia la cima, la secuencia 3 consiste en un flujo de lava dacítica (Md3) de espesor irregular que aparenta ser un flujo canalizado en el paleorelieve de la secuencia intermedia (Msv), además la lava de Md3 presenta un basculamiento poco notorio. En la zona oriental, el desplazamiento de las fallas propició que las unidades de Ms1 y Ma1 presenten una repetición pendiente arriba del relieve (Figuras 6 y 8).

Sección B-B'

La sección B-B' se ubica en la porción noroccidental de la zona de estudio y tiene una longitud de 6.5 km con una dirección \sim ENE-WSW (Figura 8 y Anexo B). La secuencia inferior aflora en el extremo occidental de la sección y corresponde al conglomerado polimíctico de Ms1, que sobreyace a los domos dacíticos de Md1. La unidad Ms1 subyace a los flujos de lava andesítica de Ma1 que marcan el límite superior de la secuencia inferior. La base de la secuencia intermedia consiste en el conglomerado oligomíctico de Ms2. La secuencia intermedia grada estratigráficamente arriba a un paquete volcánico sedimentario (Msv), que aflora en la zona noroeste y se caracteriza por una alternancia de depósitos volcánicos primarios de lapillstone, tobas lapilli poco consolidadas y conglomerados oligomícticos (Md1?) subordinados. El depósito de Msv subyace a flujos de lava riolítica (Mra) que constituyen la cima de la secuencia 2. El conglomerado polimíctico de Ms3 sobreyace en discordancia al sedimento tobáceo de Msv y la lava riolítica de Mra, e incluye clastos de las unidades volcánicas Md1, Ma1 y Mra (Figura 8).

Estructuralmente la sección cruza ambas zonas estructurales. La zona I en la porción oriental de la sección consiste en un patrón de fallas normales principales de alto ángulo, con orientación preferencial NNW-SSE y buzamiento hacia el oriente. Estas fallas cortan las unidades en forma de bloques basculados hacia el poniente. La sección muestra que los estratos de Ms1 y Ms2, así como los estratos del sedimento tobáceo de Msv presentan una inclinación similar de $\sim 25\text{-}26^\circ$ en las secuencias 1 y 2, respectivamente. En contraste, sección arriba, el conglomerado de Ms3 presenta una menor inclinación ($\sim 18^\circ$) que las unidades sedimentarias 1 y 2 que lo subyacen (Figuras 6 y 8).

En la sección B-B', la zona estructural II corresponde a la porción occidental, en donde las fallas cambian de buzamiento hacia el oeste en contraste con las fallas que cortan la zona estructural I. La zona estructural II consiste en un patrón de al menos trece fallas normales principales, de alto ángulo, con orientación preferencial N-S y buzamiento hacia el poniente. Las fallas basculan hacia el oriente a las secuencias en forma de bloques. En esta zona estructural, la sección muestra que los estratos del conglomerado de Ms1 presentan una mayor inclinación ($\sim 32^\circ$) en comparación con el conglomerado y sedimento tobáceo de Ms2 y Msv ($\sim 19^\circ$) y que a su vez estos últimos presentan una inclinación similar a los estratos del conglomerado de Ms3 ($\sim 18^\circ$). El desplazamiento de las fallas llega a propiciar que las unidades presenten una repetición de su espesor pendiente arriba (Figura 8).

Sección C-C'

La sección C-C' se ubica en la porción central y tiene un azimut de 077° con una longitud de 6.5 km (Figura 8 y Anexo B). La base de la unidad corresponde a la secuencia volcanosedimentaria Msv, que se infiere sobreyace al conglomerado de Ms2 hacia el poniente. En su base, el depósito de Msv presenta interestratificado un cono de cinerítico (Ma2) y hacia su cima, un flujo de lava riolítica (Mra). El conglomerado polimíctico de Ms3 sobreyace en discordancia a la secuencia intermedia. Al oriente se infiere que la unidad de Msv sobreyacen discordantemente a domos dacíticos de Md1 y subyace al flujo de lava dacítica de Md3 (Figuras 6 y 8).

La sección atraviesa la zona estructural I y la define un patrón de al menos catorce fallas principales, con componente normal y de alto ángulo. Estas fallas presentan una orientación preferencial NNW-SSE y buzamiento hacia el oriente. Las fallas cortan y basculan hacia el poniente las unidades. La sección C-C' muestra que los estratos del conglomerado de Ms2 y el sedimento tobáceo de Msv presentan una inclinación similar de $\sim 25^\circ$ y que contrasta con la unidad Ms3 que se inclina 18° en promedio. Esta sección

también muestra que la lava Md3 corresponde a un flujo canalizado en el paleorelieve de la unidad Msv y no muestra un basculamiento significativo (Figura 8). Estas características estructurales son representativas de la zona estructural I. No obstante, hacia el norponiente de esta zona, la sección B-B' documenta un cambio en la dirección de buzamiento del sistema de fallas. Este cambio en la dirección de buzamiento de las fallas define a la zona estructural II y propicia que las secuencias basculen en forma de bloques hacia el oriente (Figura 8).

Sección D-D'

La sección D-D' muestra las relaciones de corte en la porción centro de la zona de estudio. La sección se orienta ~ENE-WSW y tiene una longitud de 6.4 km (Figura 8 y Anexo B). La base aflora en el extremo oriental de la sección y corresponde a la lava de Ma1 que se infiere sobreyace en discordancia a los domos dacíticos de Md1. En la porción central, la lava de Ma1 subyace discordantemente al conglomerado y brecha oligomícticos (Ms2) de la secuencia intermedia. La cima de esta secuencia la definen dos flujos tabulares de una lava andesítica (Ma2), que subyacen en discordancia a depósitos de un conglomerado polimíctico (Ms3). Este último, hacia su base presenta una tefra pumicítica inter-estratificada (Ms3t) que se ha utilizado como marcador cronoestratigráfico (Cavazos-Alvarez, 2015; Figuras 6 y 8).

La sección D-D' incluye al menos dieciocho fallas de cizalla normal y alto ángulo. Las fallas definen una orientación preferencial NNW-SSE, buzando al oriente y se ubican en la zona estructural I. La sección muestra que el conglomerado Ms2 presenta una inclinación de ~25°, mientras que el conglomerado Ms3 que le sobreyace buza sólo ~18° al poniente. En el extremo occidental una falla mayor, con buzamiento al W, opuesto al patrón general que buza al E, pone en contacto a los depósitos de los conglomerados Ms2 y Ms3 (Figura 8). Adicionalmente, este contacto estructural se identifica por el contraste de la respuesta espectral que produce la diferente composición de los clastos en ambas unidades (Figura 8; Cavazos-Alvarez, 2015).

Sección E-E'

La sección E-E' se ubica en la porción centro con una longitud de 6.0 km sur y orientación de N063°E (Figura 8 y Anexo B). El basamento metamórfico aflora en el lado oriental de la sección, con una alternancia de filita, cuarcita y metaconglomerado (Pzm) y subyace en discordancia a la unidad prevolcánica (Os), esta

última consiste en una litarenita con fases conglomerática subordinada. La arenisca de Os incluye en su parte superior una toba lapilli (Ost) que varía en espesor de 1 a 3 m y también constituye un marcador estratigráfico útil para correlación. El depósito de Os subyace a los flujos de lava de Ma1 que tienen una foliación de flujo concordante con la unidad Os. Afloramientos aledaños a esta sección permiten inferir que la lava de Ma1 sobreyace discordantemente al conglomerado polimíctico de Ms1, lo que sugiere el acuñaamiento de la arenisca Os hacia el poniente. Así mismo se infiere que el conglomerado Ms1 también se acuña localmente hacia el oriente (sección E en Figura 8).

En el extremo occidental de la sección E-E', las lavas de Ma1 subyace en discordancia al conglomerado de Ms2. Este último, en la zona central y hacia su base presenta de manera concordante un flujo piroclástico riolítico soldado (Msf), que en trabajos previos se ha correlacionado con la Toba San Felipe (Tmsf; Stock *et al.*, 1999; Cavazos-Alvarez, 2015). La unidad Tmsf representa un marcador cronoestratigráfico de extensión regional (Martín-Barajas *et al.*, 2008; Stock *et al.*, 2008; Figuras 6 y 8).

Esta sección corresponde a la zona estructural I y tiene un patrón de fallas normales de alto ángulo, con orientación ~NNW-SSE y buzamiento hacia el oriente. Las fallas bascularon las unidades hacia el poniente en forma de bloques. En esta sección las unidades sedimentarias Os, Ms1 y Ms2 incluida la toba de Msf presentan una inclinación similar de ~25-26°. El conglomerado polimíctico de Ms3 aflora hacia el noroeste de la sección (Figura 8).

Sección F-F'

La sección F-F' tiene un rumbo azimutal de 080° y una longitud de 7.2 km a través de la zona sursureste del mapa geológico (Figura 8 y Anexo B). El basamento metasedimentario (Pzm) en el extremo poniente consiste en cuarcita. El depósito de Os sobreyace al basamento metamórfico, pero tiende a acuñarse hacia el oriente en donde subyace en discordancia a un domo dacítico (Mdd). La base del extremo oriental corresponde a la filita de la secuencia metasedimentaria (Pzm) que subyace en discordancia a las lavas de Ma1. En esta zona, la unidad Ma1 subyace a su vez a dos flujos de lava riolítica de hasta ~150 m de espesor. Estas lavas se denominan Mrb para distinguirlos de las riolitas (Mra) que afloran al noroeste del mapa (Figuras 6 y 8).

Estructuralmente la sección F-F' está en la zona estructural I, muestra un patrón de fallas normales principales de alto ángulo, con orientación preferencial NNW-SSE y buzamiento hacia el oriente. Esta sección muestra que los estratos de la unidad Os presentan una inclinación promedio de 26° al oeste, similar a los conglomerados de Ms1 y Ms2 (~25°), este corte no incluye las dos últimas unidades que sí afloran hacia el poniente de la sección. La litología homogénea del domo dacítico (Mdd) y el reconocimiento en sus alrededores no permiten distinguir fallas mayores que seccionen a esta unidad de fuente local (Figura 8).

3.5 Geoquímica

El análisis geoquímico de roca total se basa en la descripción de gráficos de clasificación y discriminación magmática de las lavas que componen el registro estratigráfico de la cuenca central. La base de datos se reporta en el Anexo D.

3.5.1 Elementos mayores

Las lavas *pre-rift* (>12 Ma) se distinguen por su composición intermedia, mientras que las lavas *sin-rift* (<12 Ma) varían de máficas hasta félsicas. Ambas secuencias presentan un carácter calcoalcalino, y los óxidos mayores de las segundas definen un patrón evolutivo.

El diagrama TAS (SiO_2 vs álcalis total) muestra que las lavas correspondientes a la secuencia inferior (*pre-rift*), presentan una composición restringida al campo de las andesitas y dacitas. Por su parte las lavas *sin-rift* (secuencia intermedia y superior) presentan un espectro más amplio, desde la zona de las andesitas-basálticas hasta las riolitas. Las lavas de las tres secuencias se ubican en la serie subalcalina, aunque una andesita anómala de Ma1 grafica en el campo de las traquiandesitas (Figura 25a).

Adicionalmente, el diagrama de K_2O vs SiO_2 , indica que las lavas de las tres secuencias presentan valores de potasio entre ~0.5% y ~3.8 % y de manera general se sitúan en la serie de K-medio. La muestra anómala de Ma1 y las riolitas del extremo sur (Mrb) se encuentran ligeramente enriquecidas en potasio y corresponden al campo de K-alto. Caso contrario al domo dacítico de Mdd que se ubica en el campo de K-bajo (Figura 25b).

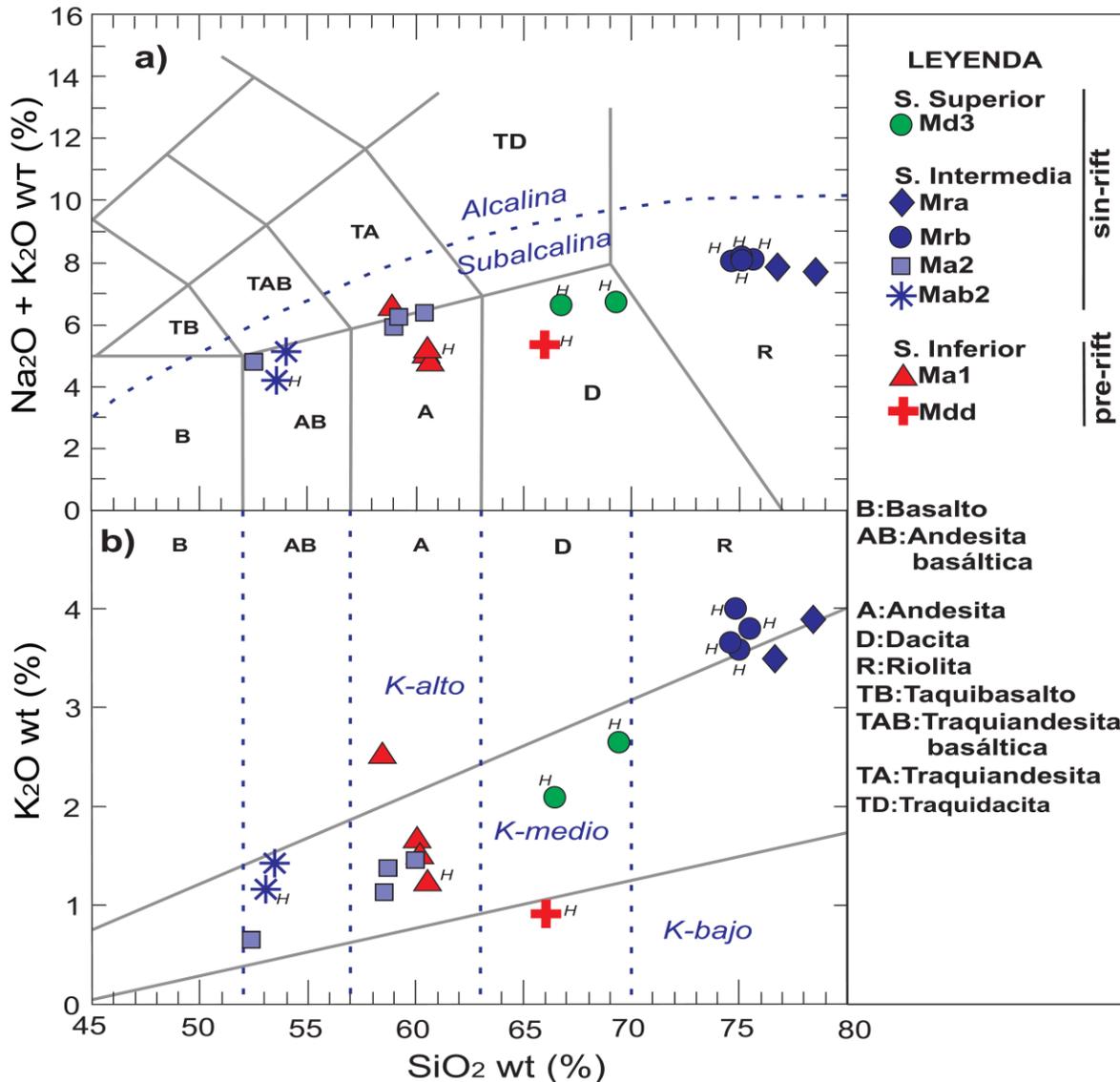


Figura. 25. Diagramas de óxidos mayores para la clasificación de rocas volcánicas. *H*-Muestras colectadas en el presente trabajo, el resto corresponden a las reportadas por Cavazos-Alvarez, 2015. a) Diagrama TAS (SiO_2 vs álcalis total; Le Maitre *et al.*, 2002 en Carr, 2012) y b) Diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976 en Carr, 2012).

Las lavas de las tres secuencias presentan un relativo empobrecimiento en FeO_t lo que propicia que se sitúen en el campo de la serie calcoalcalina, a excepción de una muestra de la lava andésítica de Ma2 que se ubica cerca del límite en el campo toleítico, según el diagrama ternario AFM de Irvine y Baragar (1971 en Carr, 2012). El diagrama AFM muestra que las lavas de la secuencia *pre-rift* tienden a presentar valores semejantes de álcalis, FeO_t y MgO (andesitas y dacitas), por su parte las lavas de la secuencia *sin-rift* definen una tendencia lineal marcada desde las unidades menos evolucionadas correspondientes a las andesitas basálticas hasta las riolitas (Figura 26).

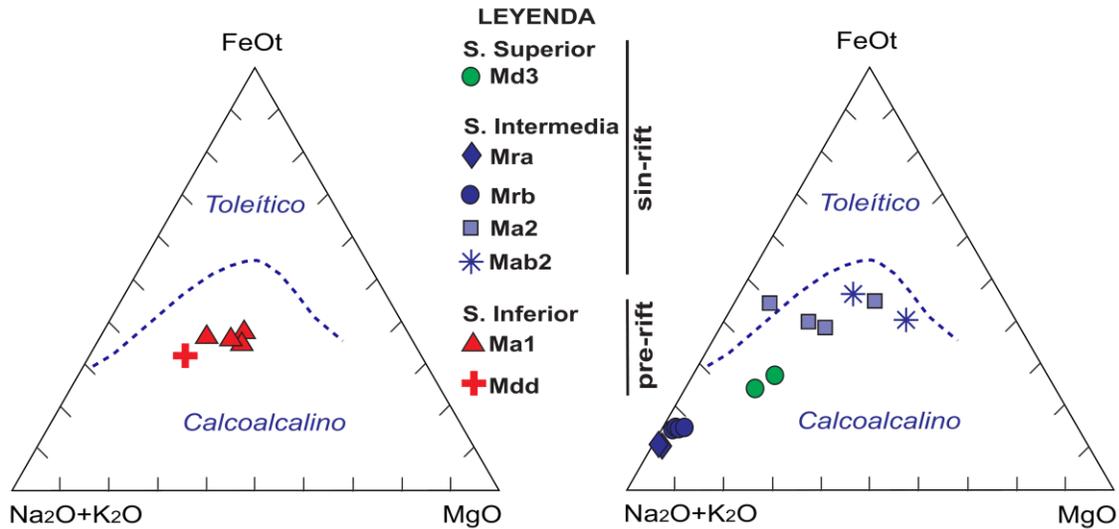


Figura. 26. Diagrama AFM para la clasificación de rocas volcánicas subalcalinas (Irvine y Baragar, 1971 en Carr 2012).

Los diagramas Harker muestran que las lavas de la secuencia de *pre-rift* tienen valores similares de elementos mayores. El domo dacítico de Mdd se distingue por estar ligeramente empobrecido en estos elementos, llamativamente también en K_2O . Las lavas de la secuencia *sin-rift*, contrariamente tienden a definir un arreglo lineal de óxidos mayores. Estas tendencias presentan de izquierda a derecha un empobrecimiento en los óxidos de TiO_2 , FeOt, Al_2O_3 , CaO y MgO conforme el porcentaje de sílice incrementa, resalta el empobrecimiento en MgO de la muestra toleítica de Ma2. Por el contrario, el K_2O muestran un enriquecimiento conforme el porcentaje de sílice aumenta, mientras que el Na_2O presenta una distribución que no muestra alguna tendencia (Figura 27).

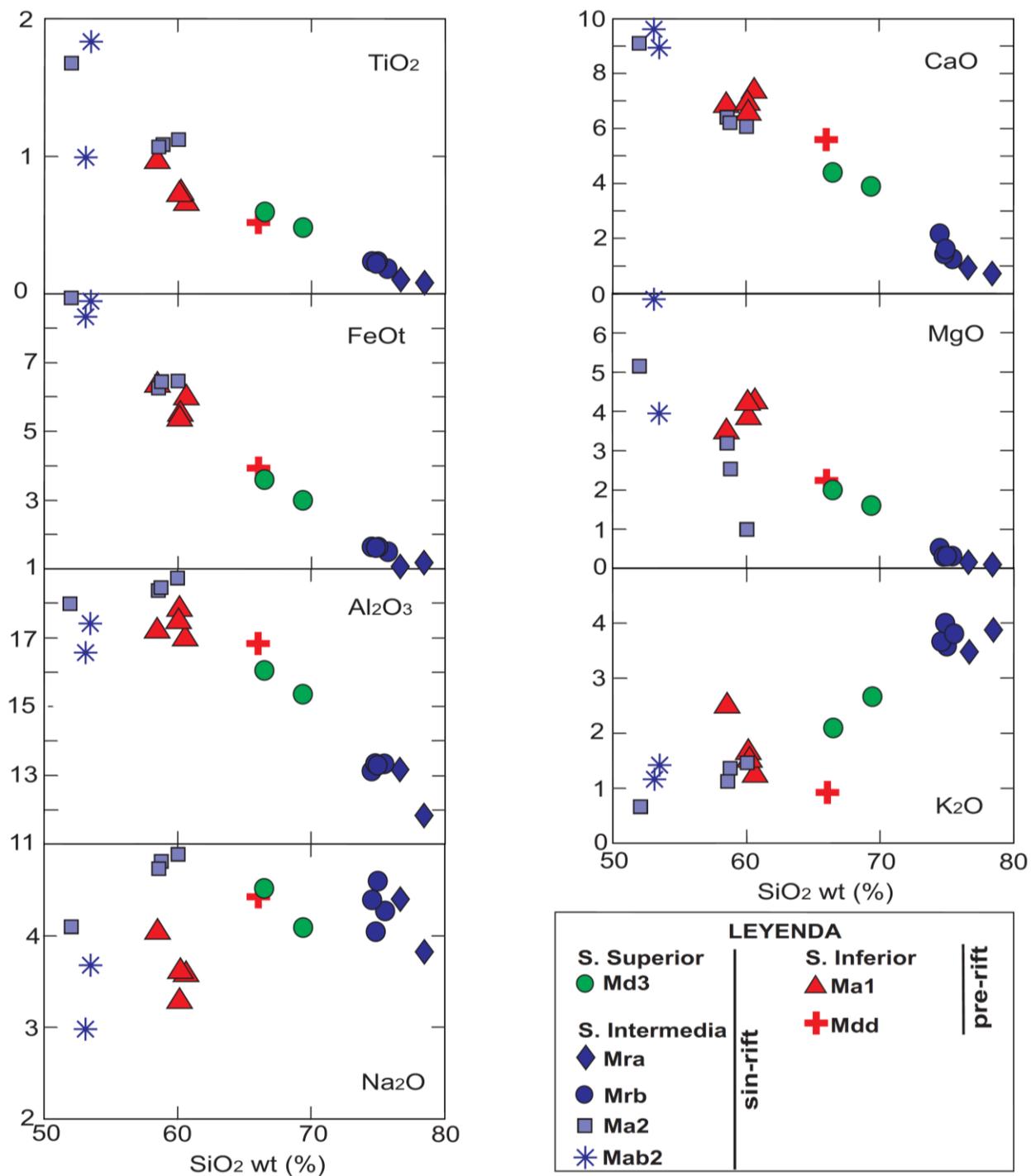


Figura. 27. Diagramas Harker de lavas miocénicas de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda. Ver clasificación en la Figura 25.

3.5.2 Elementos traza

De manera general las lavas andesíticas de las secuencias inferior e intermedia muestran firmas típicas de vulcanismo orogénico, y únicamente se distinguen por el mayor grado de fraccionamiento en ETR ligeras de las andesitas *pre-rift* con respecto a las *sin-rift*.

Tabla 5. Cocientes de fraccionamiento normalizados de ETR en lavas de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda.

Clave	Secuencia	Unidad	[La/Yb] _N	[La/Sm] _N	[Gd/Yb] _N
IAG07-11	<i>sin-rift</i>	Mra	11.215	5.032	1.382
IAG07-41	<i>sin-rift</i>	Mra	10.306	4.356	1.440
IAG17-08	<i>sin-rift</i>	Md3	9.368	4.060	1.564
IAG17-41	<i>sin-rift</i>	Mrb	7.220	4.083	1.214
IAG17-42	<i>sin-rift</i>	Mrb	6.954	3.958	1.212
IAG17-44	<i>sin-rift</i>	Md3	10.301	3.673	1.802
IAG17-53	<i>sin-rift</i>	Mrb	7.268	4.047	1.236
IAG17-56	<i>sin-rift</i>	Mrb	7.082	3.949	1.217
IAG13-10	<i>sin-rift</i>	Mab2	5.660	2.271	1.836
IAG17-17	<i>sin-rift</i>	Mab2	3.952	1.943	1.536
IAG07-34	<i>sin-rift</i>	Ma2	7.405	2.611	2.014
IAG07-42	<i>sin-rift</i>	Ma2	6.009	2.465	1.788
IAG09-04	<i>sin-rift</i>	Ma2	5.993	2.477	1.769
IAG07-45	<i>pre-rift</i>	Ma1	10.038	3.124	1.981
IAG13-01	<i>pre-rift</i>	Ma1	20.401	3.672	3.105
IAG13-05	<i>pre-rift</i>	Ma1	9.523	3.120	1.903
IAG17-14	<i>pre-rift</i>	Ma1	8.046	3.128	1.734
IAG17-22	<i>pre-rift</i>	Mdd	5.627	2.524	1.631

Los diagramas multielementales (aracnigramas) normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989 en Carr, 2012) muestran que de manera general, las lavas andesíticas (Ma1 y Ma2) presentan un enriquecimiento de elementos más incompatibles con respecto a menos incompatibles, una marcada anomalía positiva en Pb, así como anomalías negativas de Nb y Ta, Adicionalmente, presentan anomalías negativas discretas de Rb, P y Ti, la anomalía de Ti sólo la presenta la lava andesítica *pre-rift* (Ma1; Figura 28a). La Figura 28b muestra la comparación entre las riolitas y andesitas de la secuencia intermedia. Se

observa que las riolitas se distinguen en anomalías negativas en P, Ti, Eu y Sr, estas dos últimas de manera subordinada, así como por un ligero enriquecimiento en elementos incompatibles. Mientras que la Figura 28c arroja que Mdd se encuentra notoriamente empobrecido en el total de elementos traza con respecto a Ma1, lo que propicia un notorio paralelismo. Los arcnigramas también indican que las lavas riolíticas de Mra y Mrb se caracterizan por anomalías negativas de Eu, P y Ti, y por ser moderadamente más pronunciadas en las riolitas del norte (Mra; Figura 28d).

El diagrama de ETR de la Figura 28b exhibe que las riolitas presenta una discreta mayor concentración en ETR totales en comparación a la andesita de Ma2, así como una notoria anomalía negativa en Eu. Adicionalmente, las riolitas se distinguen por un mayor fraccionamiento de $(La/Sm)_N$ (~ 4.5), en comparación a las andesitas (~ 2.4 ; Tabla 5). Estos diagramas de discriminación magmática también revelan una menor concentración de ETR totales del domo Mdd en relación a la andesita Ma1, así como un significativo mayor fraccionamiento de $(La/Yb)_N$ (~ 9) de la unidad Ma1 en comparación al domo dacítico de Mdd (~ 6 ; Figura 28c y Tabla 5). Por su parte el cotejo de las dos lavas riolíticas, indica que la unidad Mra es una lava ligeramente empobrecida en ETR pesadas con respecto a la lava de Mrb, complementariamente la lava Mra tiene un cociente $(La/Yb)_N$ de ~ 10.5 a diferencia de la riolita Mrb cuyo valor es de ~ 7.2 (Figura 28d y Tabla 5).

Los diagramas de elementos de Tierra Raras (ETR) normalizados a condritas (Sun y McDonough, 1989 en Carr, 2012) indican de manera colectiva, las lavas de las dos secuencias presentan una mayor concentración en ETR ligeras con respecto a los ETR pesadas. El cotejo de las andesitas por secuencias arroja que en general presentan un valor similar de $(Gd/Yb)_N$ de ~ 1.8 (Figura 29c). En contraste, la andesita de Ma1 arroja un cociente de fraccionamiento de $(La/Sm)_N$ de ~ 3.1 a diferencia de la andesita de Ma2 cuyo cociente es de ~ 2.4 ($(La/Sm)_N$; Figura 29b). Es de resaltar que tres de las lavas de Ma1 siguen una tendencia similar, una cuarta presenta una tendencia anómala, distintiva por una anomalía positiva en Eu, así como por un valor mayor de $(Gd/Yb)_N$ (~ 3.1 ; IAG13-01 en Tabla 5 y Figuras 28a, 28c y 29c).

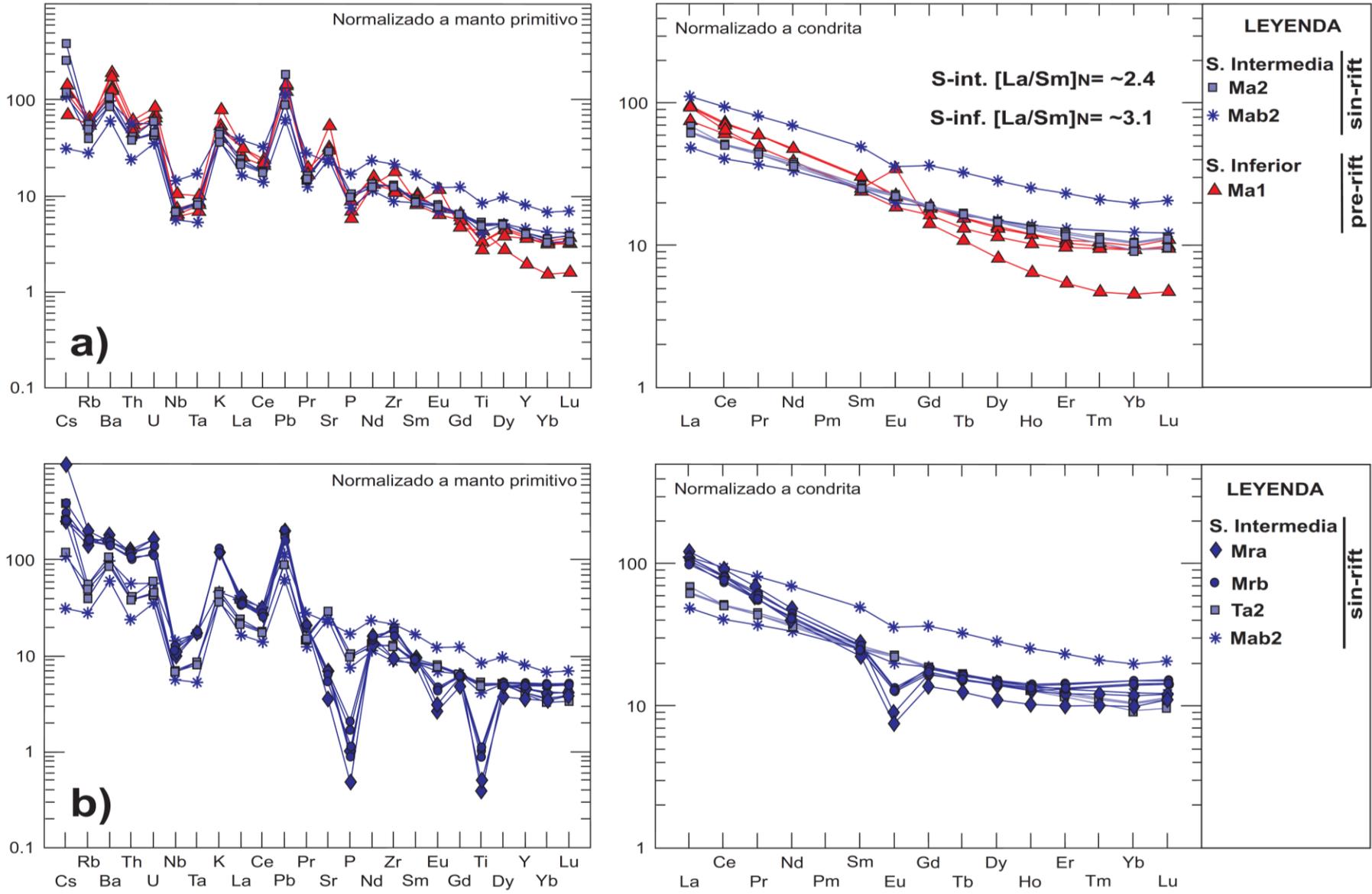


Figura 28. Diagramas multielementales y de tierras raras. a) Lavas andesíticas *pre-rift vs sin-rift*, b) Lavas andesíticas *sin-rift vs riolitas*

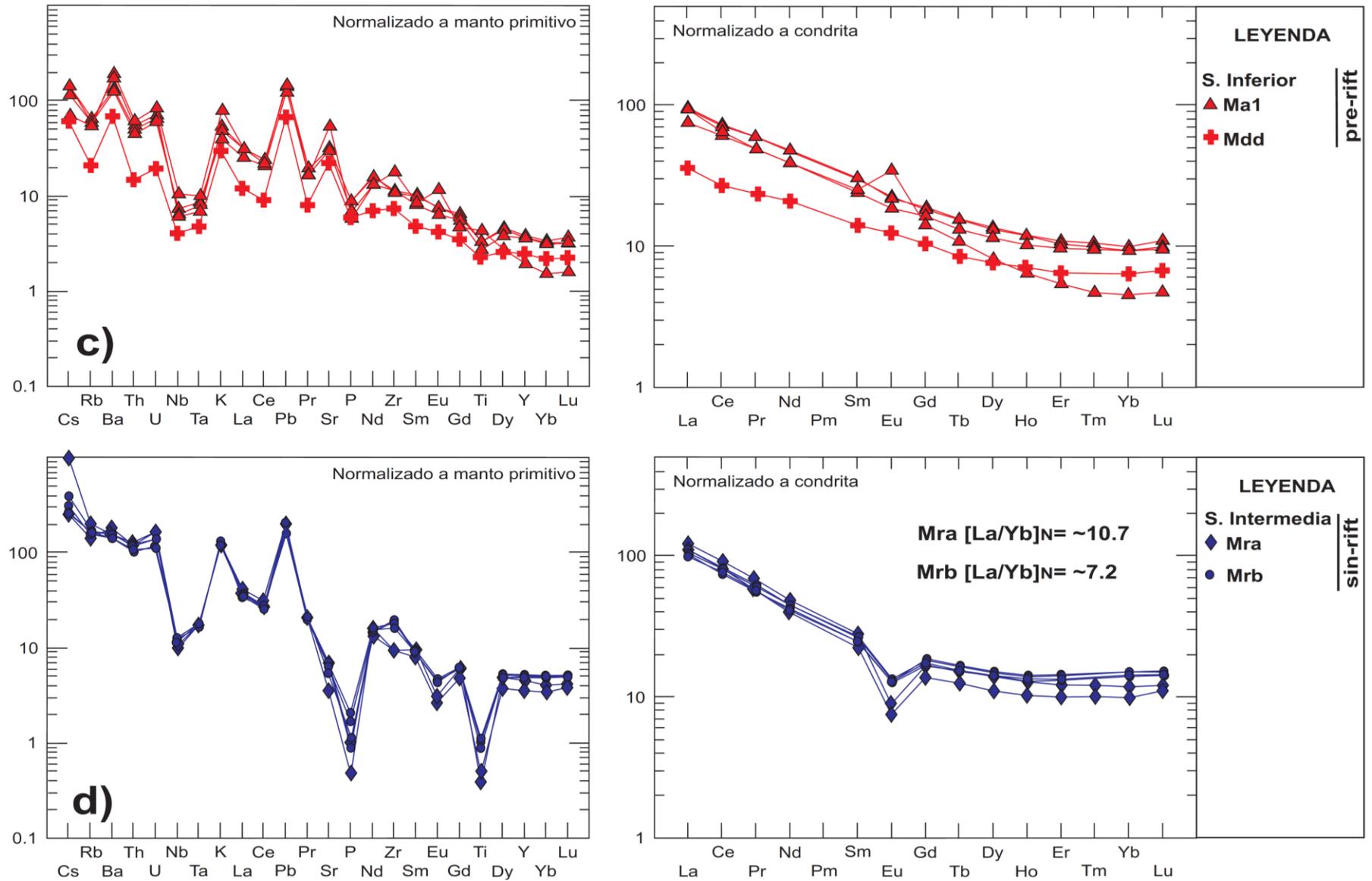


Figura 28 Continuación. c) Lavas andesíticas de *pre-rift* vs domo dacítico (Mdd) y d) Riolitas de Mra vs Mrb (Sun y McDonough, 1989 en Carr, 2012). Ver clasificación en la Figura 25.

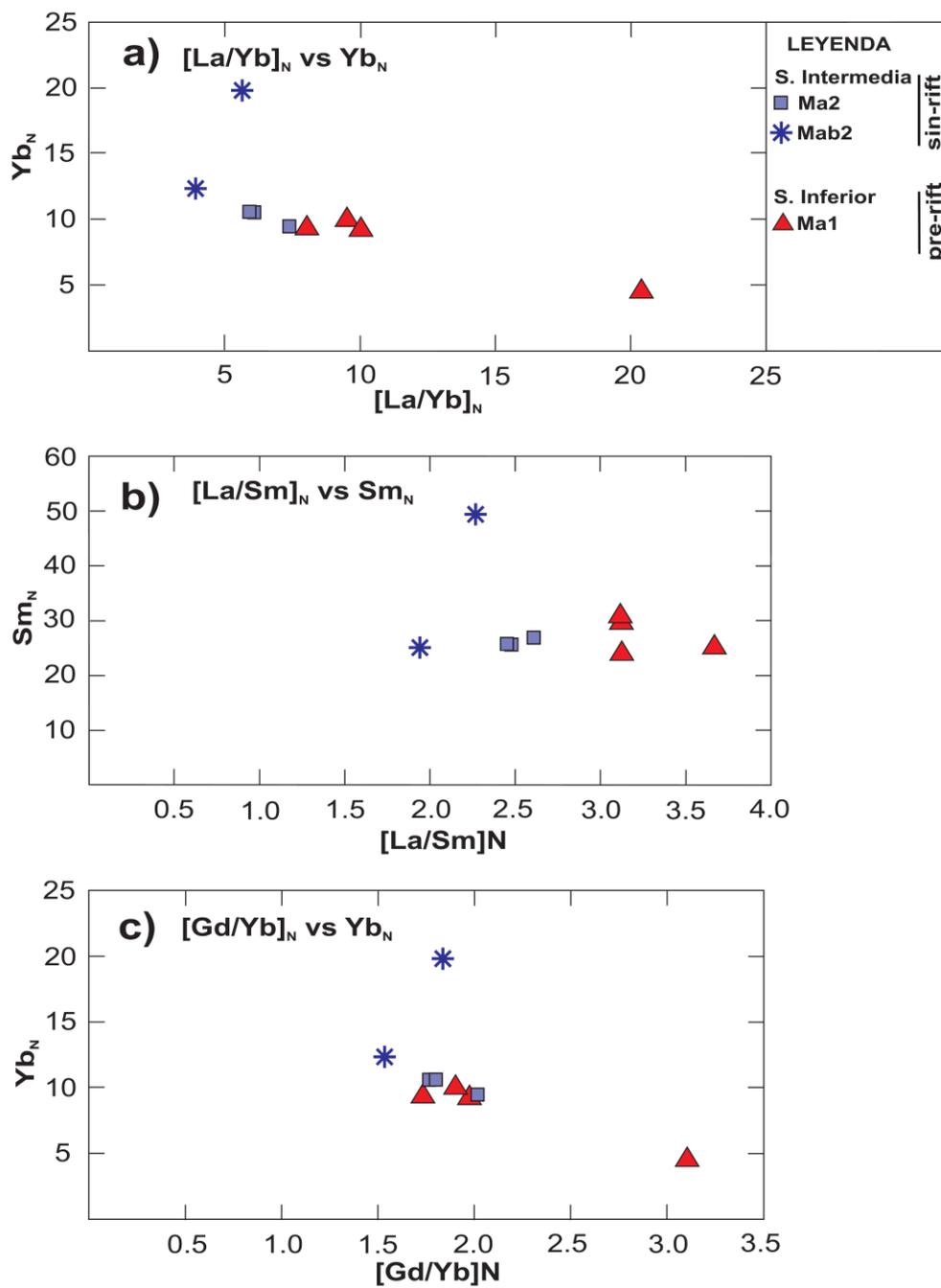


Figura 29. Grado de fraccionamiento de las andesitas *pre-rift* y *sin-rift*. a) ETR totales, b) ETR ligeras y c) ETR pesadas. Ver clasificación en la Figura 25.

Capítulo 4. Discusión

En este Capítulo se comparan y discuten los resultados obtenidos en la presente tesis, con los modelos y argumentos establecidos en otros estudios. Para ello, las discusiones se dirigen a dos principales tópicos: 1) Inicio de la extensión continental en la Provincia Extensional del Golfo y 2) Evidencias petrológicas y geoquímicas de la transición del arco volcánico al magmatismo sin-extensional.

4.1 Inicio de la extensión continental en la Provincia Extensional del Golfo

La Isla Ángel de la Guarda es un bloque afectado por una tectónica extensional y un patrón principal de fallas normales con rumbo ~NNW-SSE. La cuenca central se compone por dos zonas estructurales. La zona estructural I cubre la mayor parte del área y define el inicio de la extensión posterior a los ~12 Ma. En contraste, en la zona estructural II situada al NW del área de estudio, el basculamiento diferencial de las secuencias sugiere que el inicio de la extensión ocurrió entre los 16 y 12 Ma (Figura 30).

La base del registro estratigráfico de la Isla Ángel de la Guarda consiste en una arenisca lítica con un porcentaje subordinado de arenisca conglomerática (Os; Figuras 5b y 6), cuyo rasgo distintivo es la composición dominante de líticos metamórficos. Esto indica que su depósito antecede al vulcanismo del Mioceno y que su sistema de drenaje cubrió principalmente afloramientos del basamento cristalino. El análisis de circones detríticos en la arenisca Os indica una procedencia de rocas del Paleoproterozoico hasta finales del Oligoceno, con un dominio de rocas cretácicas como fuente (Figuras 14 y 15).

En este trabajo la arenisca Os se considera una unidad distintiva por anteceder al vulcanismo del Mioceno (Figura 6). En contraste, el conglomerado Ms1 que sobreyace a la arenisca Os, contiene clastos volcánicos dominantes y su edad se encuentra acotada en ~16 Ma por lavas de Md1 y Ma1 (Figuras 6). Cuando las unidades volcánicas no se presentan, el cambio entre la arenisca de Os y el conglomerado de Ms1 es gradual y consiste en el predominio de líticos metamórficos y la mejor selección de la arenisca Os, que contrasta con el predominio de líticos volcánicos y una mala selección de la unidad Ms1. Esto último indica que la fuente del conglomerado Ms1 es local y propiciada por la erosión de las rocas volcánicas miocénicas (Md1 y Ma1), cuyo depósito debió iniciar en respuesta al relieve volcánico y/o al relieve estructural de la tectónica extensional.

La población de circones más jóvenes en la unidad Os es de ~ 27 Ma, y se interpreta como la edad máxima del depósito. Esta edad se reconoció únicamente en la litarenita feldespática (población f en Figura 15), lo que indica que se trata de la facie más joven de esa unidad. Su edad sugiere un origen desde la SMO, en donde la secuencia volcánica incluye ese rango de edad (Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Ferrari *et al.*, 2018). La población más joven de la facies de arenisca conglomerática de esa misma unidad es de ~ 70 Ma (población e en Figura 14), y es más antigua que el vulcanismo de la SMO, pero más joven que el Cinturón Batolítico Peninsular (Kimbrough *et al.*, 2015; Contreras-López, 2016) y podría relacionarse a intrusivos Laramídicos del norte de México. Con base en la edad máxima de depósito, su composición y relaciones estratigráficas, concluimos que la unidad Os se correlaciona con la Formación Mesa descrita por Dorsey y Burns (1994) en la región norte de la península de Baja California, pero estos fechamientos son las primeras edades reportadas para esa formación.

Hacia la cima de Os y de manera concordante, se reconoce la toba pumicítica Ost (Figura 6), fechada en 25.7 ± 0.3 Ma (Ar-Ar, bt; Cavazos-Alvarez, 2015). Sin embargo, esta edad oligocénica se considera un tanto anómala, por tener casi la misma edad máxima de depósito de la unidad Os (~ 27 Ma). Para explicar esta discrepancia se revisó si el concentrado de biotita fechado por Cavazos-Alvarez (2015), contiene cristales accidentales de biotita. Para verificar esto, se fechó nuevamente esta unidad mediante la técnica de fusión de granos individuales (Ar-Ar; bt). Los nuevos resultados indican que 9 de los 18 granos analizados tienen una edad consistente entre los ~ 25 -18 Ma, y su diagrama de probabilidad relativa sugiere una edad de 23.8 ± 0.6 Ma (Figura 18). Los restantes 9 granos analizados claramente corresponden a granos de biotita accidental con edades de ~ 80 -70 Ma y se consideran accidentales (Anexo F).

La distinción entre ambas zonas estructurales la define el nivel estratigráfico en el que se documenta el inicio de la extensión, el cambio en el buzamiento de las fallas y, en consecuencia, la dirección de basculamiento de los bloques (Figuras 8, 23 y 24). El carácter de los basculamientos se interpretó a partir de los datos de estratificación (S_0) de las unidades sedimentarias. Los datos de foliación de flujo de las lavas concordantes se excluyeron, ya que pueden estar influenciados por el paleorelieve o deformación de flujo y no se consideran indicadores confiables del basculamiento.

En la zona estructural I los bloques buzaban hacia el occidente, y en la zona estructural II buzaban hacia el oriente. En ambos casos es notorio un basculamiento decreciente de la base a la cima (Figuras 8, 23 y 24). En la zona estructural I, S1 Y S2 presentan un basculamiento similar de ~ 26 -25° al W, que es significativamente mayor que en S3 que está basculada ~ 18 ° (Figura 23). Esta diferencia de 7-8° se interpreta como el resultado del inicio de extensión en la mayor parte de la cuenca central, posterior al

depósito de la toba Msf (~ 12 Ma; Figuras 6, 30 y 31), lo que indicaría que el basculamiento en la zona estructural I está asociado a la apertura de la Cuenca Tiburón (Figura 2).

En la zona estructural II, S1 está basculada $\sim 32^\circ$ al este, a diferencia de S2 y S3 que están basculadas 19° y 18° , respectivamente (Figura 24). Esta diferencia de basculamiento de $\sim 13^\circ$ es estadísticamente significativa y se utiliza como principal evidencia para proponer que el inicio de la extensión en la zona estructural II está acotado por la edad de cristalización de Ma1 en ~ 16 Ma y por la edad de erupción de la Toba San Felipe en ~ 12 Ma (Figuras 6 y 30). La zona estructural II cubre un área menor (Figura 8) y es posible que esta deformación sea local, aunque Cavazos-Alvarez (2015) también reportó basculamientos de hasta $\sim 30^\circ$ en la parte sur de la porción occidental.

En ambas zonas estructurales el patrón principal consiste en fallas normales orientadas \sim NNW-NNE, con buzamiento al oriente y poniente, para la zona estructural I y II, respectivamente (Figura 8). Estas zonas documentan una familia de fallas subordinadas y antitéticas que definen un sistema conjugado (Figuras 21 y 22). Con base en la teoría de esfuerzos de Anderson (1951 en van der Pluijm y Marshak, 2004), se interpreta que el ángulo agudo definido por el sistema conjugado, contiene el esfuerzo máximo principal (σ_1) en sentido vertical. Esto concuerda con la cizalla normal observada en campo e indica una deformación extensional en dirección \sim WSW-ESE, equivalente al esfuerzo mínimo principal (σ_3). Siguiendo con el principio de ortogonalidad, el esfuerzo medio principal (σ_2) tiene una dirección \sim NNW-SSE.

El bloque de la cuenca central en la IAG registra deformación extensional del Mioceno Medio que antecede al límite transformante actual. En ambas zonas estructurales el evento extensional debió concluir a los ~ 6.2 Ma, que es la edad de erupción de la lava Md3, un flujo de lava en la cima de S3 que no está cortado por fallas mayores (Figuras 6 y 30). Posterior a la erupción de la lava Md3 la deformación en esta zona del *rift* debió concentrarse en la falla Tiburón, que concentró la cizalla lateral y que a su vez propició la apertura de las cuencas Tiburón y Delfín superior, respectivamente (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Seiler *et al.*, 2009; Martín-Barajas *et al.*, 2013; Figuras 1 y 2). Estas aseveraciones se basan en tres principales puntos: 1) La ausencia de fallas laterales mayores que corten a las unidades miocénicas, 2) las terrazas aluviales Ps4 y los depósitos cuaternarios no están cortados por fallas, y 3) las fallas que cortan la lava de Md3 (6.2 ± 0.3 Ma, Ar-Ar, hb) propician basculamientos poco notorios (Figura 8).

La cuenca central también registra un patrón de fallas de orientación \sim W-E y subordinado al patrón principal NNW (Figuras 21 y 22). Es posible que las fallas de orientación \sim W-E se asocien a un sistema de fallas de transferencia. Este tipo de fallas son comunes en regímenes extensionales, y consisten en fallas

laterales u oblicuas que unen dos o más fallas normales no coplanares, y pueden separar zonas extensionales (van der Pluijm y Marshak, 2004; Faulds y Varga, 1998). La existencia de dos zonas estructurales distintivas por el buzamiento opuesto de las fallas podría ser un indicador adicional de la existencia de este tipo de fallas. En la margen occidental de la SMO se han reportado fallas coetáneas asociadas al *rift* del Golfo de California con el mismo patrón dominante ~NNW-SSE, y una familia subordinada ~W-E que también se interpreta como fallas de transferencia (Duque-Trujillo *et al.*, 2014).

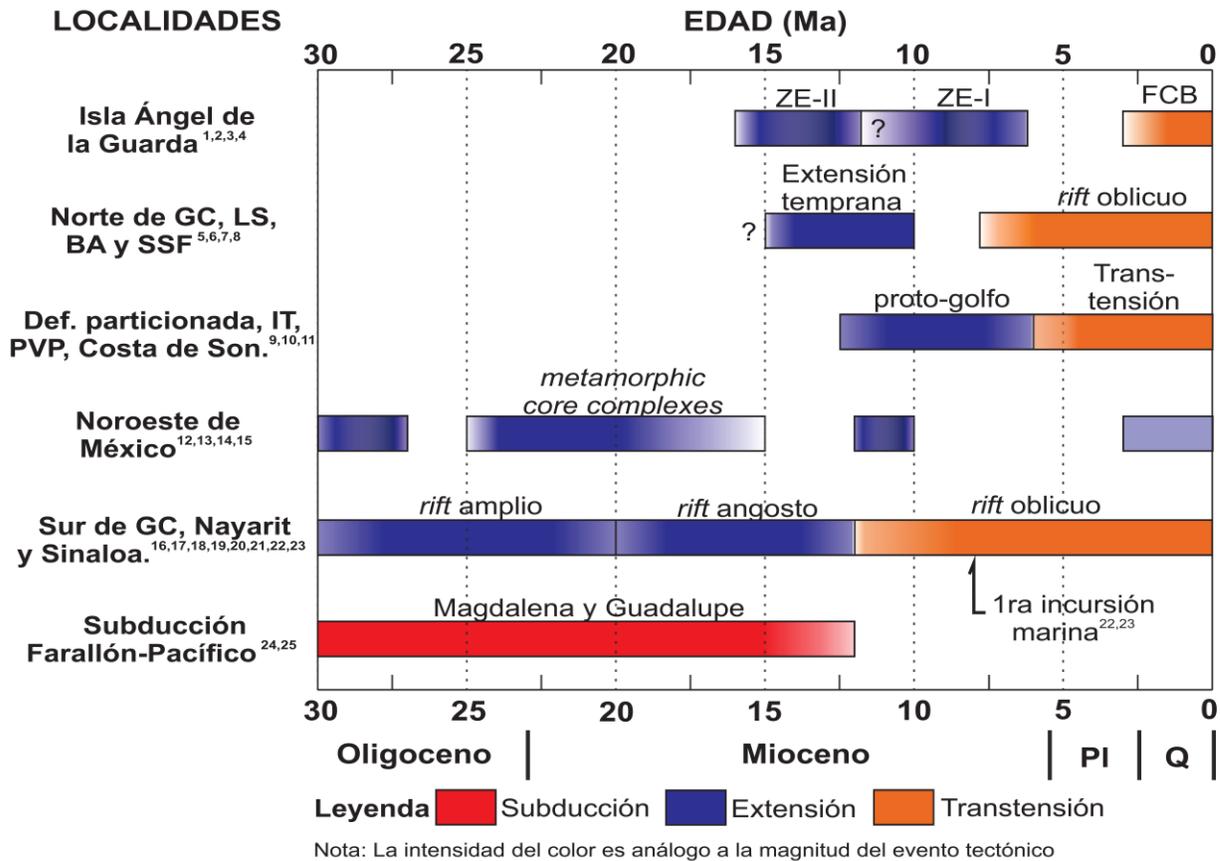


Figura 30. Síntesis de la tectónica regional durante el Cenozoico en la margen noroccidental de México. GC, Golfo de California; LS, Laguna Salada; BA, Bahía de los Ángeles; SSF, Sierra de San Felipe; IT, Isla Tiburón; PVP, Provincia Volcánica de Puertecitos; ZE, Zona Estructural; FCB, Falla Canal de Ballenas; PI, Plioceno; Q, Cuaternario. (1-Presente trabajo; 2-Martín-Barajas *et al.*, 2008; 3-Cavazos-Alvarez, 2015; 4-Seiler *et al.*, 2009; 5-Seiler *et al.*, 2010; 6-Delgado-Argote *et al.*, 2000; 7-Helenes *et al.*, 2009; 8-Axen *et al.*, 2000; 9-Stock y Hodges, 1989; 10-Oskin y Stock, 2003; 11-Oskin *et al.*, 2001; 12-Gans, 1997; 13-Aranda-Gómez *et al.*, 2000; 14-Nourse *et al.*, 1994; 15-Vega-Granilo y Calmus, 2003; 16-Ferrari *et al.*, 2013; 17-Ferrari *et al.*, 2018; 18-Duque-Trujillo *et al.*, 2014; 19-Duque-Trujillo *et al.*, 2015; 20-Balestrieri *et al.*, 2017, resto de citas en la Figura 31).

La zona estructural I registra el inicio de extensión posterior a 12 Ma, coherente con reportes previos (Stock y Hodges, 1989; Henry y Aranda-Gómez 2000; Martín-Barajas *et al.*, 2000; Oskin y Stock, 2003;

Umhoefer, 2011). Sin embargo, la zona estructural II muestra indicios de extensión que antecede los 12 Ma, lo cual es consistente con otros reportes en el norte del Golfo de Baja California (Delgado-Argote, *et al.*, 2000; Helenes *et al.*, 2009). Sin embargo, el registro estratigráfico de la cuenca central únicamente documenta indicios de extensión posterior a los 16 Ma, pero no tan antigua como lo sugieren otros reportes, en los que se propone una extensión desde el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, contemporánea con la extensión *Basin and Range*, que representaría el estadio inicial de un largo proceso de *rifting* que concluyó con la apertura del Golfo de California (Ferrari *et al.*, 2013, 2018; Duque-Trujillo *et al.*, 2014, 2015; Balestrieri *et al.*, 2017; Figura 30).

4.2 Evidencias petrológicas y geoquímicas de la transición del arco volcánico al magmatismo sin-extensional

Composición del vulcanismo neogénico

El magmatismo atribuido al arco Comondú en la IAG se caracteriza por lavas de andesíticas y dacíticas. Después del inicio de la extensión, la composición es más variada y abarca desde el campo de andesita-basáltica hasta riolita (Figura 25) y está acompañado de vulcanismo explosivo posiblemente asociado a calderas (Stock *et al.*, 1999).

El vulcanismo en las tres secuencias en la IAG muestra firmas geoquímicas subalcalinas y calcoalcalinas (Figuras 25 y 26). Estas firmas sugieren un vulcanismo afín a un magmatismo de arco, asociados a una corteza gruesa (Best, 2003). De manera general son lavas de contenido medio de potasio, a excepción del domo de Mdd que es de bajo K_2O , lo que puede reflejar la alteración de biotita y hornblenda (Figura 25b). De igual forma el efecto de alteración selectiva de minerales pudiera explicar el comportamiento de una lava de Ma2, que se distingue por su bajo contenido en Mg y ocasiona que grafique en la serie toleítica (Figura 26). Este bajo contenido de MgO pudiera deberse a la alteración de un mineral rico en este óxido, por ejemplo el ortopiroxeno, aunque no se llegó a reconocer en lámina delgada y curiosamente no se encuentra empobrecido en FeO_t.

Estas características geoquímicas del vulcanismo de arco son congruentes con trabajos previos en la IAG (Cavazos-Alvarez, 2015) y en los dos campos volcánicos más cercanos de Puertecitos y San Luis Gonzaga (Martín-Barajas *et al.*, 1995, 2000). En estas localidades el vulcanismo atribuido a vulcanismo orogénico consiste en lavas y domos dacíticos y andesíticos de afinidad calcoalcalina, entre ~18 y 14 Ma. En

Puertecitos el volcanismo del Mioceno medio subyace a dos secuencias de ignimbritas, una de ~6 Ma y otra de ~3 Ma (Martín-Barajas *et al.*, 1995) que no se reconocen en San Luis Gonzaga ni en la IAG, sólo el depósito piroclástico de Ms3t corresponde a esa edad (Figura 31).

En la región de sierra Las Flores y sierra Las Ánimas al sur de Bahía de Los Ángeles, se reconocen lavas dacíticas y andesitas del Mioceno medio, que grafican de manera general en la serie calcoalcalina de K medio (Delgado-Argote, 2000). Pero no se reporta volcanismo *sin-rift* en esas zonas. Dos localidades con lavas riolíticas de edad Plioceno se han reportado, una en la IAG al sur del área de estudio (Delgado Argote 2000) y otra en Bahía Guadalupe al norte de Bahía de los Ángeles (Parkin, 1998).

El magmatismo del Mioceno medio en la IAG no define una tendencia evolutiva en los diagramas de Harker (Figura 27). En contraste, el magmatismo asociado al evento de extensión sí sugiere una evolución magmática, consistente con un proceso de cristalización fraccionada.

Elementos traza; Discriminación magmática

El contenido de elementos traza en Ma1 y Ma2 presenta patrones muy similares, caracterizados por el enriquecimiento de elementos incompatibles con respecto a los compatibles, así como anomalías negativas pronunciadas en Nb y Ta, y una anomalía positiva en Pb (Figura 28a). Estas características geoquímicas comúnmente se han asociado a una fusión propiciada por la adición de volátiles a la cuña del manto en un ambiente de subducción (Best, 2003). Esta firma geoquímica del magmatismo orogénico sigue tres hipótesis: 1) resulta de los sedimentos, subducidos junto con la losa oceánica, ya están empobrecidos en Nb y Ta y enriquecidos en Pb así como en elementos de radio iónico grande (LILE). Estas características se heredarían a cualquier fundido resultante en la cuña del manto, 2) La anomalía negativa de Nb y Ta se ha explicado por una cristalización de rutilo y titanomagnetita, que son minerales estables a alta presión y temperatura (Best, 2003), 3) Las anomalías negativas de Nb y Ta en el magmatismo *sin-rift* resultan de una hibridación de fundidos del manto con fundidos de la corteza continental característica por estas anomalías (Martín-Barajas *et al.*, 1995, 2000). Esta explicación también ha sido invocada por otros autores que han estudiado el volcanismo del Mioceno medio en el noroeste de México (Ferrari *et al.*, 2013, 2018; Bryan *et al.*, 2014; Duque-Trujillo *et al.*, 2015). Adicionalmente, anomalías negativas y discretas de Rb y P también son distintivas de los magmas andesíticos de la IAG (Figura 28a). La primera se asocia a la cristalización de flogopita como resultado de la afinidad del Rb al K, mientras que la anomalía de P se asocia a cristalización de apatito (Rollinson, 1993).

Los diagramas de ETR muestran que las andesitas de S1 y S2 están enriquecidas en ETR ligeras y son más pobres en ETR pesadas (Figura 28), lo que se ha interpretado debido a la presencia de granate residual en la fuente. Este mineral es estable a alta presión y concentra ETR pesadas, lo que produce el enriquecimiento de ETR ligeras en el magma residual (Wilson, 1989; Rollinson, 1993). Los cocientes de ETR indican que las andesitas de *pre-rift* y *sin-rift* tienen valores muy similares de ETR pesadas ($Gd_N/Yb_N \sim 1.8$). Contrario al comportamiento de ETR ligeras, donde las andesitas de Ma1 (n=3) tienen mayor fraccionamiento (La/Sm ; ~ 3.1) con respecto a las andesitas de Ma2 (n=4) ($La/Sm \sim 2.4$; Figuras 28 y 29; Tabla 5).

Estos valores indican que la fuente de la andesita Ma1 es claramente más evolucionada que la fuente de la andesita Ma2. Esta característica resulta ser la única diferencia significativa de elementos traza entre el volcanismo andesítico relacionado al arco Comondú y su equivalente contemporáneo con la extensión. La disminución del fraccionamiento de ETR permite proponer que las unidades Ma1 y Ma2 son resultado de diferentes procesos magmáticos. El mayor de fraccionamiento de ETR ligeras en la unidad Ma1 sugiere un magmatismo asociado a fusión por la adición de volátiles a la cuña del manto. La edad de la andesita Ma1 (~ 16 Ma) indica que este magmatismo ocurrió cuando aún existía subducción al occidente de la actual península de Baja California (Lonsdale, 1991; Figuras 30 y 31). Así mismo, la presencia distintiva de hornblenda y biotita es indicativa de un magmatismo enriquecido en volátiles. La lava andesítica del Mioceno medio en el Campo Volcánico de San Luis Gonzaga, presentan un fraccionamiento con la misma tendencia que andesita de Ma1, un valor de $(La/Sm)_N$ en $\sim 2.7-3.4$ y el cociente de $(Gd/Yb)_N$ es de $\sim 1.8-2.6$ (Martín-Barajas *et al.*, 2000).

Con base en el comportamiento de ETR se sugiere que la fuente de la andesita de Ma1 está asociada a una fusión por adición de volátiles en la cuña del manto, estos resultados son congruentes con lo que se ha reportado en la Provincia Volcánica de Puertecitos y el Campo Volcánico de San Luis Gonzaga (Figura 31; Martín-Barajas *et al.*, 1995, 2000). La edad de la andesita de Ma2 (7.2 ± 0.1 Ma, Ar-Ar, wt) corresponde al evento de extensión y se asocia a un magmatismo anhidro resultado de la fusión parcial del manto por descompresión (Best, 2003; Gill, 2010). Es también distintiva la ausencia de minerales hidratados y un menor fraccionamiento de ETR ligeras $(La/Sm)_N$ en comparación a la andesita *pre-rift* de Ma1. Se sugiere una hibridación de estos fundidos del manto con componentes corticales para explicar la firma de subducción en las lavas *sin-rift* (Ma2). Esta conjetura también se ha sugerido para explicar la misma característica en las lavas máficas de la región de Puertecitos (Martín-Barajas *et al.*, 1995). El vulcanismo *sin-rift* presenta hornblenda y biotita únicamente en riolita y dacita (Md3, Mra y Mrb), una posible

explicación para esta característica sugiere que es estos minerales son propiciados por un enriquecimiento en volátiles como resultado de una mayor diferenciación magmática (Best, 2003).

La composición del magma de Ma1 no es homogénea, aquí se reporta una muestra anómala por su alto contenido en K_2O (IAG13-01; Figura 25b). Esta muestra difiere del patrón general de la andesita de Ma1 por un empobrecimiento en ETR pesadas, anomalías negativas de Nb y Ta menos notorias, así como un ligero enriquecimiento en K, Sr, Zr, y Ti. La diferencia más notoria es la anomalía positiva en Eu, probablemente como resultado de la hibridación con material cortical rico en plagioclasa cálcica. Los diagramas de ETR de esta muestra indican un cociente de $(La/Yb)_N$ de ~ 20 que contrasta con el valor de ~ 9 de tres muestras de la andesita de Ma1 (Tabla 5; Figura 29).

La secuencia intermedia incluye lavas riolíticas (Mra y Mrb) que difieren de la andesita Ma2 por un mayor enriquecimiento en elementos incompatibles (LILE), así como anomalías negativas significativas en P, Eu, Sr y Ti. El enriquecimiento en LILE se considera un comportamiento coherente, puesto que son lavas más evolucionadas. El empobrecimiento en P se atribuye a la cristalización de apatito, el Eu y Sr a la plagioclasa y el Ti al rutilo y titanomagnetita (Figura 28b; Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Best, 2003). Las riolitas presentan un cociente de $(La/Sm)_N$ de $\sim 4.0-4.5$ que es el doble de las andesitas ($La/Sm \sim 2.5$; Tabla 5). Estas características sugieren que el magma riolítico de Mra y Mrb evolucionó por una cristalización fraccionada a partir de un magma andesítico similar a la andesita Ma2.

Las riolitas Mra y Mrb son *sin-rift* pero Mra en la zona norte (~ 10 Ma) es ligeramente más evolucionada que Mrb en el extremo sur (Figuras 25, 26 y 27). La riolita Mra presenta anomalías negativas más pronunciadas de P, Zr, Eu, Ti y ETR pesadas, y un cociente La_N/Yb_N de ~ 10.7 , a diferencia de la riolita Mrb, cuyo valor La_N/Yb_N es ~ 7.2 (Figura 28d y Tabla 5). Con base en estas diferencias se consideran como flujos de lava independientes. El resultado preliminar del análisis geocronológico de Mrb indica que puede ser del Plioceno (López-Martínez, comunicación personal, 2018).

El domo de Mdd es muy prominente y ocupa la misma posición estratigráfica de la andesita de Ma1. La unidad Mdd se distingue en la imagen de falso color por coloraciones rojizas y azules distintivas (Figura 3a). Se consideran unidades genéticamente no relacionadas porque los diagramas multielementales y de elementos de Tierra Raras de Mdd, presentan un notorio empobrecimiento del total de elementos traza con respecto a la andesita Ma1. Además, el domo Mdd presenta un cociente La_N/Yb_N de ~ 5.5 más consistente con el grado de fraccionamiento de ETR totales de la andesita Ma2 (Tabla 5 y Figura 28c). El comportamiento de las lavas Mdd y de Ma1 (IAG13-01), sugieren que el vulcanismo del Mioceno medio

tiene una fuente heterogénea, posiblemente como resultado de distintos grados de fusión parcial y/o de posible contaminación con otra fuente.

Vulcanismo del Mioceno medio y su relación con la tectónica extensional

El vulcanismo del Mioceno medio en la IAG presenta características petrológicas y geoquímicas que indican un origen de subducción y no de extensión. No obstante, hay evidencia de extensión regional contemporánea con el fin del magmatismo de arco de ~16 a 12 Ma. En varias localidades de ambos márgenes del Golfo de California se han reportado evidencias de extensión a fines del Mioceno medio, este inicio de la extensión define un patrón de edades más jóvenes hacia el margen de Baja California, que sería el límite W de la Provincia Extensional del Golfo (Figuras 30 y 31; ver síntesis en Martín-Barajas, 2000).

El magmatismo del arco Comondú en la península de Baja California tiene edades de ~20 hasta 12 Ma (Umhoefer *et al.*, 2001; Martín-Barajas *et al.*, 2000; Delgado Argote, 2000; Hausback, 1984; Figura 31). Bloques sumergidos en el margen suroeste del *rift* contienen intrusivos del Mioceno temprano y medio, y se asocian al magmatismo del arco Comondú, sus edades de enfriamiento sugieren que la extensión inició poco después del emplazamiento de los intrusivos sumergidos (Duque-Trujillo *et al.*, 2015; Balestrieri *et al.*, 2017). Pero las edades reportadas no son sistemáticas y existen varias excepciones.

Trabajos recientes sugieren un periodo de adelgazamiento cortical desde el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, que resulta ser más coherente con los modelos de *rift* lentos, y propone que la deformación extensional controló el estilo, ubicación y la composición del vulcanismo del Mioceno medio y plantean que la edad de 12 Ma corresponde al inicio la extensión oblicua del límite transformante posterior a la subducción. Esta afirmación implica que en el Mioceno medio, coexistía subducción, extensión y vulcanismo (Figuras 30 y 31; Ferrari *et al.*, 2013, 2018; Duque-Trujillo *et al.*, 2014, 2015; Balestrieri *et al.*, 2017). Estos estudios sugieren que el vulcanismo del arco Comondú no es resultado de subducción y que fue originado de la fusión del manto a consecuencia de la tectónica extensional, por descompresión de un manto anhidro. Para explicar la firma orogénica del arco Comondú, invocan a un proceso de hibridación en la corteza y el manto superior, de la cual habrían heredado estas características (Bryan *et al.*, 2013, 2014; Duque-Trujillo *et al.*, 2014, 2015; Ferrari *et al.*, 2013, 2018). Sin embargo, esta propuesta carece de datos isotópicos que permitan confirmar la afinidad tectono-magmática de la fuente.

En esta tesis se reconocen indicios de extensión local que antecede los 12 Ma (Figura 30). Sin embargo, la mayor parte del área estudiada está afectada por extensión del Mioceno tardío (<12 Ma) que se asocia a la apertura de la Cuenca Tiburón. La falla Tiburón define el límite oriental de la IAG, y concentró gran parte de la cizalla lateral, pero también acomoda parte de la extensión y se estima un relieve estructural de varios kilómetros entre la IAG y la cuenca Tiburón (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Martín-Barajas *et al.*, 2013). Los resultados de este trabajo permiten proponer que la actividad de la falla Tiburón debió haber iniciado después de los 12 Ma.

El arco Comondú y el vulcanismo del Mioceno medio en la Isla Ángel de la Guarda

La lava dacítica de Md1 se clasifica como una serie de domos exógenos y en conjunto con los flujos de lava andesita de Ma1 se correlacionan con el vulcanismo del arco Comondú, reconocido en la sierra La Giganta y en la región norte de Baja California. En el norte de la IAG se han reportado edades de erupción de los domos dacíticos (similares a Md1) de 17.7 ± 0.6 Ma (hb, Ar-Ar; Delgado-Argote, 2000), y de 15.6 ± 0.2 y 13.3 ± 0.2 Ma (hb, Ar-Ar; Martín-Barajas *et al.*, 2008; Figura 31). En el presente trabajo las lavas de Md1 y Ma1 presentan alteración selectiva de hornblenda y por este motivo, se fecharon por el método de U-Pb en circones. Las edades de cristalización son de 16.3 ± 0.4 Ma y 16.4 ± 0.2 Ma para las lavas Md1 y Ma1, respectivamente (Figura 31), y se sugiere que su edad de erupción es más joven.

La toba de Ms1t, acotada por las lavas de Md1 y Ma1, arroja edades meseta de 13.3 ± 0.9 Ma, lo significaría que la edad de erupción de la andesita Ma1 es significativamente más joven que la edad de cristalización obtenida por el método U-Pb en circones. Sin embargo, el fechamiento Ar-Ar define patrones escalonados que indican pérdida de Argón, por lo que estas edades no son enteramente confiables (Figura 19a). No obstante, la edad de 13.3 ± 0.9 Ma (Ar-Ar, hb) definida en el segundo experimento parece ser más confiable, ya que es la que presenta la meseta mejor definida y el error más pequeño (Figura 19; Anexo F).

Los domos de Md1 presentan evidencias de flujo y un caparazón de brecha monolitológica (Md1bx), con pseudoestratificación. Estas brechas se interpretan como producto del avance del flujo y fracturamiento de la costra rígida en la cima del flujo. El autobrechamiento de flujo consiste en fragmentos desvitrificados y angulosos en una matriz gruesa de la misma composición que la lava coherente. Este caparazón es poco común de observar ya que son propensos a una rápida erosión (Fink y Manley, 1987), pero gran parte de los domos de Md1 en la zona de estudio presentan esta litofacie. Con base en estas características y en la clasificación de Fink y Manley (1987) se define a la lava de Md1 como una serie de domos exógenos.

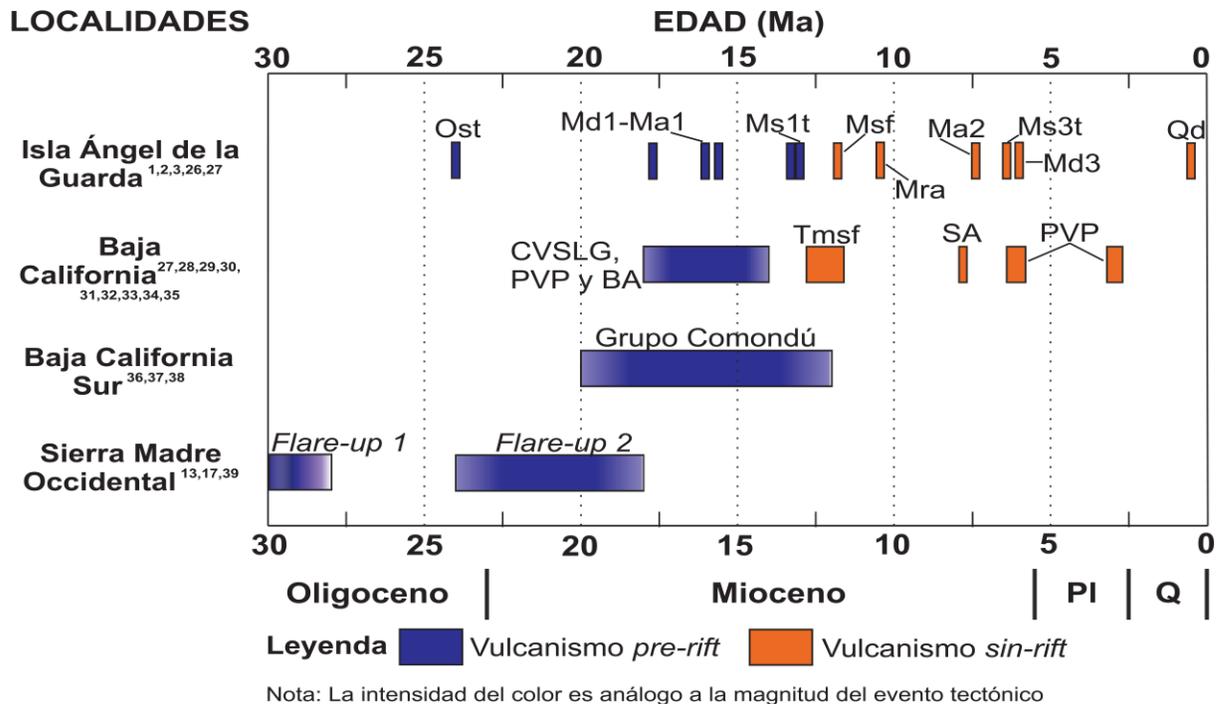


Figura 31. Síntesis del magmático regional del Cenozoico en la margen noroccidental de México. CVSLG, Campo Volcánico de San Luis Gonzaga; PVP, Provincia Volcánica de Puertecitos; BA, Bahía de los Ángeles; SA, Sierra Las Ánimas; PI, Plioceno; Q, Cuaternario. (21-Fletcher *et al.*, 2007; 22-Umhofer *et al.*, 2018; 23-McCloy *et al.*, 1988; 24-Lonsdale *et al.*, 1991; 25-Michaud *et al.*, 2006; 26-Skinner, 2013; 27-Delgado-Argote, 2000; 28-Martín-Barajas *et al.*, 2000; 29-Stock *et al.*, 1999; 30-Stock *et al.*, 2008; 31-Olguín-Villa *et al.*, 2013. 32-Vidal-Solano *et al.*, 2008; 33-Martín-Baraja *et al.*, 1995. 34-Stock, 1989; 35-Oskin y Stock, 2003; 36-Heim, 1922; 37-Hausback, 1984; 38-Umhofer *et al.*, 2001; 39-Ferrari *et al.*, 2007, resto de citas en la Figura 30).

Las edades de cristalización de las unidades Md1 y Ma1 (~16 Ma) obtenidas en este trabajo son congruentes con las edades reportadas en localidades atribuidas al arco Comondú en el norte de la IAG (Martín-Barajas *et al.*, 2008; Delgado-Argote, 2000). En este caso, el rango de edades reportadas para las lavas Md1 y Ma1 abarcan entre ~18 y 13 Ma, y está comprendido en el rango de edades de 19 a 12 Ma del Grupo Comondú en la sierra La Giganta (Hausback, 1984; Umhofer *et al.*, 2001) y en campos volcánicos discretos en el norte de Baja California (Stock, 1989; Martín-Barajas *et al.*, 1995, 2000; Delgado Argote, 2000). Con base en sus relaciones estratigráficas, edad de cristalización y características petrológicas se concluye que los domos dacíticos de Md1 y la lava andesítica de Ma1 se correlacionan con el magmatismo del arco Comondú (Figura 31).

Cambio en el estilo eruptivo durante la transición arco-rift

El vulcanismo del Mioceno medio se caracteriza por ser predominantemente efusivo, mientras que el vulcanismo *sin-rift* se distingue por abarcar de efusivo a explosivo tipo pliniano. Con base en los criterios

de Cas y Wright (1988) el magmatismo de la secuencia inferior (Md1 y Ma1) es predominantemente efusivo y local, y se clasifica de tipo Hawaiano, aunque en la misma secuencia las tefras pumicíticas de Ost y Mst1 (Figura 6) corresponden a un vulcanismo subordinado de tipo pliniano y consisten en depósitos delgados (<5m) de tobas pumicíticas. La unidad Ost por su edad de finales del Oligoceno, se sugiere corresponde a la fase distal de un flujo piroclástico silíceo de la SMO, semejante a los que se han reconocido en la región de Loreto, concordantes al paquete de areniscas y conglomerados fluviales que anteceden al vulcanismo del Mioceno medio (Umhoefer *et al.*, 2001; Ferrari *et al.*, 2013). Para la tefra Ms1t se sugiere un origen similar que la tefra Ost con la diferencia que se encuentra acotada por las lavas de Md1 y Ma1.

En contraste, el grado de explosividad de la secuencia *sin-rift* es más variado. Las lavas de Ma2, Mra, Mrb y Md3, se interpretan como un evento de tipo Hawaiano e incluyen los conos cineríticos de Ma2 y Mab2 (Figura 10b) distintivos por fragmentos balísticos depositados en conos de escoria, que se interpretan como erupciones estrombolianas (Best, 2003).

Por su parte la erupción que dio origen a la Toba San Felipe (Msf) se interpreta de tipo pliniana. La toba de Msf es un depósito de flujo piroclástico soldado de extensión regional cuya fuente se ha reconocido al sur de San Felipe (Stock *et al.*, 1999) y en la región entre Bahía de Kino y Punta Chueca en la costa de Sonora (Oskin y Stock, 2003). La correlación de la toba Msf de la IAG con la Toba San Felipe en la región norte de Baja California es con base en su edad (~12.6 Ma), sus características petrológicas (san>>px, textura eutaxítica y líticos riolíticos accidentales) y sus características paleomagnéticas. Estas últimas son distintivas por una baja inclinación (~5.3°) y su polaridad inversa, probablemente como resultado de una excursión o transición del campo magnético (Stock *et al.*, 1999; Oskin y Stock, 2003; Skinner, 2013). Esta unidad también se ha reconocido en la región costera de Sonora y en la región de Cataviña en Baja California (Olgún-Villa *et al.*, 2013; Cavazos-Alvarez, 2015; Figura 31).

La toba Ms3t fechada en ~6.5 Ma (Cavazos-Alvarez, 2015) también es el resultado de una explosión pliniana y pudiera corresponder uno de dos pulsos de vulcanismo explosivo en la Provincia Volcánica de Puertecitos, el primero son las Tobas El Canelo (Nagy *et al.*, 1999; Lewis, 1996) y el segundo son las tobas de Mesa Cuadrada (Stock, 1989). Estas tobas también se han reconocido en la Isla Tiburón y la costa entre Bahía Kino y El Desemboque (Oskin *et al.*, 2001; Oskin y Stock, 2003). Aunque la toba de Ms3t es contemporánea a estos dos flujos piroclásticos, no se han encontrado las fases que permitan confirmar su correlación, ya que mineralógicamente son diferentes, la tefra pumicítica Ms3t en la IAG contiene

hornblenda, que no tienen las Tobas El Canelo y de Mesa Cuadrada (Martín-Barajas *et al.*, 1995; Oskin y Stock, 2003; Cavazos-Alvarez, 2015).

El volcanismo posterior a los 6 Ma está escasamente representado en la parte central de la IAG. No obstante, al sureste del mapa la secuencia volcanosedimentaria incluye una potente unidad de flujos de lava riolítica (Mrb), de edad preliminar del Plioceno (López-Martínez, comunicación personal, 2018). Esta unidad cubre la cima de la secuencia miocénica en la parte sureste de la cuenca central y de las imágenes de satélite se interpreta que su distribución se proyecta hacia el sur. Las lavas de Mra y Mrb presentan una fase distintiva de textura *stony*, con algunos rasgos que sugieren pudiera tratarse de una ignimbrita soldada reomórfica. Esta afirmación se sustenta en cuatro principales aspectos: 1) las riolitas Mra y Mrb presentan un vitrófido basal, que es más afín a un flujo piroclástico que a una lava (Cas y Wright, 1988; Figura 12a), 2) el reconocimiento de una zona rica en esferulitas justo por encima del vitrófido (Figura 12b). Esta particularidad es un claro indicativo de estructuras de desvitrificación (Best, 2003), 3) la presencia de una zona rica en minerales de fase de vapor, compuestos principalmente en cuarzo, comunes en la parte superior de flujos piroclásticos soldados (Best, 2003) y 4) la presencia de sedimento tobáceo (Msv) que les antecede (Figura 10b).

Si este fuera el caso, se trataría de una ignimbrita reomórfica altamente soldada que por procesos de soldamiento, reomorfismo, desvitrificación y formación de minerales de fase de vapor, las texturas vitroclástica y eutaxítica típicas de un flujo piroclástico se han enmascarado a una textura similar a la de un flujo de lava. Y los planos discontinuos corresponderían a *fiámes* colapsados, muy alargadas y cristalizadas a minerales de fase de vapor que asemejan líneas de flujo. Los pliegues definidos por las bandas de minerales de fase de vapor serían el resultado del reomorfismo de la ignimbrita.

Sin embargo, no se llegaron a reconocer las fases proximales de un depósito de estas características que confirme esta hipótesis, además de no existir estudios que reconozcan este tipo de unidades contemporáneas a las riolitas Mra y Mrb en las zonas aledañas. En la porción oriental de la provincia volcánica de la SMO (Figura 31) también se han reconocido flujos de lavas riolíticas con minerales de fase de vapor (Tristán-González *et al.*, 2009). Los depósitos piroclásticos son propensos a incorporar material accidental durante su erupción (Best, 2003), este material propiciaría cambios en la geoquímica del material original, y los diagramas de clasificación y discriminación magmática no presentan discrepancias entre la fase que se sugiere como posible ignimbrita soldada con respecto al fase definida como lava (Mrb; Figuras 25 y 28).

Capítulo 5. Conclusiones

El registro estratigráfico de la isla Ángel de la Guarda abarca la transición de subducción a *rifting* que marcó el inicio de la apertura del Golfo de California. Comprende tres secuencias volcanosedimentarias del Mioceno medio al Plioceno temprano con relaciones discordantes entre sí y actividad volcánica distintiva. Este registro sobreyace concordantemente a una arenisca prevolcánica, que a su vez cubre al basamento metasedimentario del Paleozoico (?) y a una tonalita de biotita y hornblenda posiblemente de edad cretácica.

La arenisca prevolcánica de Os consiste en una litarenita feldespática bien clasificada con fases subordinadas de arenisca conglomerática. La unidad Os se distingue por el predominio de clastos del basamento ($Lm \gg Lp > Lv$), y por anteceder el aporte de detritos volcánicos. En su parte superior presenta una toba pumicítica (Ost) fechada en 23.8 ± 0.6 Ma (Ar-Ar, bt) que constituye un marcador cronoestratigráfico y posiblemente procede de la Sierra Madre Occidental. Los circones detríticos de la unidad Os definen 6 poblaciones de proveniencia: dos de edad proterozoica, tres del Cretácico (dominantes), y una del Oligoceno tardío. Esta última define la edad máxima del depósito de Os en ~ 27 Ma (U-Pb, zr). La unidad Os se correlaciona con la Formación Mesa descrita en el norte de la península de Baja California (Dorsey y Burns, 1994).

La secuencia inferior (S1) consiste en domos exógenos dacíticos de hornblenda (Md1), con una edad de cristalización de 16.3 ± 0.4 Ma (U-Pb, zr), seguidos por un paquete de estratos gruesos de conglomerado polimíctico de fuente local (Ms1). La cima de S1 son dos flujos de lava andesítica (Ma2) con una edad de cristalización similar a la lava de Md1 (16.4 ± 0.2 Ma; U-Pb, zr). Las lavas de Md1 y Ma1 se correlacionan con el arco Comondú descrito en la región de la sierra La Giganta (Hausback, 1984; Umhoefer *et al.*, 2001) y en el norte de la península de Baja California (Martín-Barajas *et al.*, 1995, 2000).

La secuencia intermedia (S2) consiste en una brecha-conglomerado oligomíctico (Ms2), pobremente consolidada que se deriva de los domos dacíticos de Md1. En su base, S2 presenta un flujo piroclástico riolítico soldado (Msf), datado en ~ 12 Ma que se correlaciona con la Toba San Felipe descrita en el norte de la península de Baja California (Stock, 1999). La parte superior de S2 también incluye dos flujos de lava riolítica (Mra y Mrb) y un cono de escoria basáltica que subyace a un paquete de sedimentos tobáceos bien estratificados (Msv). El límite superior de S2 está acotado por una segunda lava andesítica del Mioceno tardío (Ma2). La secuencia superior (S3) consiste en un conglomerado polimíctico (Ms3) con

arenisca subordinada. En la base de S3 una toba pumicítica (Ms3t) fue datada en ~ 6.5 Ma y es consistente con la edad del flujo de lava dacítica (Md3) que define la cima de la secuencia en 6.2 ± 0.3 Ma (Ar-Ar, hb). La S3 subyace en discordancia a un conglomerado polimíctico en forma de terrazas aluviales (Ps4) que distingue por la ausencia de fallas que cortan al resto de las secuencias.

Estructuralmente, la IAG es un bloque afectado por un basculamiento generalizado hacia el poniente, con un patrón dominante de fallas normales de orientación \sim NNW que sugieren una extensión cortical en dirección \sim N75°E. Un cambio en la dirección de buzamiento de las fallas y las relaciones de corte definen dos zonas estructurales. La zona estructural I abarca la mayor parte del área de estudio e indica que el inicio de la extensión es posterior a los 12 Ma. La zona estructural II ocupa el extremo noroccidental de la cuenca central y presenta evidencias de extensión y sedimentación sin-tectónica entre los 16 y 12 Ma. La disminución del basculamiento en la secuencia 3 indica que la extensión disminuyó después de ~ 6.2 Ma y concluyó en el Plioceno. Esta deformación estaría asociada a la falla transformante Tiburón y al desarrollo de la cuenca Tiburón.

El vulcanismo *pre-rift* en la IAG es de tipo efusivo y de composición andesita y dacita (Ma1 y Md1). El vulcanismo *sin-rift* (<12 Ma) es explosivo y efusivo, y abarca desde andesita-basáltica hasta riolita. Ambos son de afinidad calcoalcalina, las lavas de Ma1 y Md1 (*pre-rift*) tienden a presentar concentraciones de óxidos mayores un tanto similares. En cambio, el vulcanismo *sin-rift* define una tendencia evolutiva de óxidos mayores, y las anomalías negativas de Rb, P, Eu, Sr y Ti sugieren diferenciación por cristalización fraccionada.

Las andesitas de Ma1 y Ma2 muestran firmas típicas de vulcanismo orogénico, con enriquecimiento de elementos incompatibles, anomalías negativas de Nb-Ta y Ti, y positiva en Pb. Sin embargo, la diferencia en el grado de fraccionamiento de elementos de Tierras Raras (ETR) es significativa. La andesita Ma1 presenta $(La/Sm)_N$ de ~ 3.1 y Ma2 de ~ 2.4 $(La/Sm)_N$, lo que sugiere un cambio en la fuente para lavas con igual nivel de diferenciación del magma. Con base en ello se propone que la fuente de la andesita Ma1 es resultado de la fusión en la cuña del manto por adición de volátiles. En contraste, el magma padre de Ma2 se asocia a un magmatismo por fusión parcial de un manto anhidro como respuesta de la extensión. Se propone un proceso de hibridación de estos fundidos con componentes corticales para explicar la firma de arco del vulcanismo al inicio de la extensión continental.

Literatura citada

- Allen, P.A., Allen, J.R., 2005. Basin Analysis. (2nd. ed.), Boston, Blackwell Science, 549 pp.
- Aragón-Arreola, M., Martín-Barajas, A., 2007. Westward migration of extensión in the northern Gulf of California, Mexico. *Geology*, 35(6), 571-574.
- Aragón-Arreola, M., Morandi, M., Martín-Barajas, A., Delgado-Argote, L., González-Fernández, A., 2005. Structure of the rift basins in the central Gulf of California: Kinematic implications for oblique rifting. *Tectonophysics*, 409, 19-38.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000. Evolución tectono-magmática 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*, 53 (1), 59-71.
- Atwater, T., 1989. Plate tectonic history of the Northeast Pacific, in D. Winterer, M. Hussong, and D. R.W., eds., *The Eastern Pacific and Hawaii*, Boulder, CO, Geological Society of America. *Geology of North America*, v. N, 21-73.
- Atwater, T., Stock, J., 1998. Pacific-North America plate tectonics of the neogene Southwestern United States: an update. *Int. Geol. Rev.* 40, 375–402.
- Axen, G.J., Grove, M., Stockli, D., Lovera, O.M., Rothstein, D.A., Fletcher, J.M., Farley, K., Abbott, P.L., 2000. Thermal evolution of Monte Blanco dome: Low-angle normal faulting during Gulf of California rifting and late Eocene denudation of the eastern Peninsular Ranges. *Tectonics*, 19 (2), 197-212.
- Balestrieri, M.L., Ferrari, L., Bonini, M., Duque-Trujillo, J., Cerca, M., Moratti, G., Corti, G., 2017. Onshore and offshore apatite fission-track dating from the southern Gulf of California: insights into the time-space evolution of the rifting. *Tectonophysics*, 719-720, 148-161.
- Bennett, S.E.K., Oskin, M.E., 2014. Oblique rifting ruptures continents: Example from the Gulf of California shear zone. *Geology*, 42, 215-218.
- Bennett, S.E.K., Oskin, M.E., Dorsey, R.J., Iriondo, A., Kunk, M.J., 2015. Stratigraphy and structural development of the southwest Isla Tiburón marine basin: implications for latest Miocene tectonic opening and flooding of the northern Gulf of California. *Geosphere*, 11 (4).
- Best, M.G., 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. (2nd. ed.), Blackwell Science Ltd., 729 pp.
- Bryan, S.E., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., López-Martínez, M., 2014. Pulling apart the mid to late cenozoic magmatic record of the Gulf of California: is there a comodu Arc? *Special Publications 385(1)*. Geological Society, London, 389-407. Rosalba
- Calmus, T., Pallares, C., Maury, R.C., Aguillón-Robles, A., Bellon, H., Benoit, M., Michaud, F., 2010. Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora, Mexico: Slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California: *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1303-1330.
- Carr, M. 2012. *Manual IgPet for Windows*. Terra Softa Inc., 53 pp.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1988. *Volcanic Successions Modern and Ancient: A geological approach to processes, products and successions*. (2nd. ed.), Unwin Hyman Ltd, 528 pp.
- Cavazos-Alvarez, J.A., 2015. *Estratigrafía de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda: evidencias del inicio de extensión en el Golfo de California*. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de educación Superior de Ensenada, B.C., 100 pp.

- Contreras-López, M., 2016. Petrología, geoquímica y relaciones estructurales del plutón Calmallí, al sur del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación y Educación Superior de Ensenada, B.C., 121 pp.
- Coney, P.J., 1980. In: Crittenden, M.C. Jr, Coney, P.J., Davis, G.H. (Eds.), *Cordilleran Metamorphic Core Complexes: an Overview*, vol. 153. Geological Society of America Memoir, 7-31.
- Curry, J.R., Moore, D.G., 1984. Geologic history of the mouth of the Gulf of California. In: J.K. Crouch and S.B. Bachman (Editors), *Tectonics and Sedimentation Along the Californian Margin*. Pac. Sect. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 38: 17-36.
- De Basabe-Delgado, J., 2002. Regresión lineal con incertidumbre en todas las variables: aplicaciones en geocronología al cálculo de isócronas. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación y Educación Superior de Ensenada, B.C., 86 pp.
- Delgado Argote, L.A., 2000. Evolución Tectónica y Magmatismo Neógeno de la Margen Oriental de Baja California Central. Tesis de Doctorado en Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México, 175 pp.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., Perrilliat, M.C., 2000. Geologic reconnaissance and Miocene age of volcanism and associated fauna from sediments of Bahía de los Angeles, Baja California, central Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 334, 111–121.
- 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*, 22(24), 3545-3548.
- DeMets, C., Dixon, T.H., 1999. New kinematic models for Pacific–North America motion from 3 Ma to present, I: evidence for steady motion and biases in the NUVEL-1^a model. *Geophysical Research Letters* 26 (13), 1921-1924.
- DLR, 2017. Agencia Espacial Alemana. Modelo de elevación TerraSAR-X/TanDEM-X de 12m de resolución. Licencia de uso científico a CICESE a través de propuesta DEM_GEOL1546.
- Dorsey, R.J., Burns, B.A., 1994. Regional stratigraphy, sedimentology and tectonic significance of Oligocene-Miocene sedimentary and volcanic rocks, northern Baja California, Mexico. *Sedimentary Geology*, 88, 231-251.
- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Norini, G., López-Martínez, M., 2014. Miocene faulting in the southwestern Sierra Madre Occidental, Nayarit, Mexico: kinematics and segmentation of the initial rifting in the southern Gulf of California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31, 283-302.
- 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. *Geol. Soc. Am. Bull.* 127 (5-6), 702-736.
- Escalona-Alcázar, F.J. y Delgado-Argote, L.A., 1998. Descripción estratigráfica de la zona El Paladar y litología de la Isla Ángel de la Guarda, Golfo de California. *GEOS*, 18-3, 197-205.
- Faulds, J.E., Varga, R.J., 1998. The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. *Geological Society of America, Special Paper* 323, 1-45.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2007. Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America. In: Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (Eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geol. 422. Soc. Am. Sp. Pap.* 1-39

- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., Solari, L., 2013. Late Oligocene to Middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, México: The beginning of the Gulf of California rift. *Geosphere*, 9(5), 1161-1200.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., López-Martínez, M., Silva-Fragoso, A., 2018. Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift. *Earth-Science Reviews*, 183, 115-152.
- Fink, J.H., Manley, C.R., 1987. Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolite and domes: *Geol. Soc. Of America Sp America*, 212, 77-88.
- Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliot, D.H., 1977. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, 15-32.
- 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*, 19, 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* 119 (11 12), 1313-1336.
- Fowler, C.M.R., 1990. *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. (1ra ed.), Cambridge University Press, 472 pp.
- Gans, P.B., 1997. Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora - Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*, 16, 388-408.
- Gastil, R.G., Phillips, R.F., Allison, E.C., 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geological Society of America Memoir* 140, 1-201.
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. (1ra ed.), Wiley-Blackwell, 428 pp.
- Hausback, B.P., 1984. Cenozoic volcanic and tectonic Evolution of Baja California Sur, México. In: *Geology of the Baja California Peninsula* (Frizzell, V.A., ed.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 39, 219-236.
- Helenes-Escamilla, J., Carreño, A.L., Carillo-Berumen, R.M., 2009. Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California. *Marine Micropaleontology*, 72, 10-25.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992. The real southern Basin and Range: mid-to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20, 701-704.
- Kimbrough, D.L., Marty Grove, M., Morton, D.M., 2015. Timing and significance of gabbro emplacement within two distinct plutonic domains of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. *Geological Society of America Bulletin*, 127 (1/2), 19-37.
- Lee, J., Miller, M.M., 1996. Middle Miocene extension in the Gulf extensional province, Baja California: evidence from the southern Sierra Juárez. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, 505-525.
- Lewis, C.J., 1996. Stratigraphy and geochronology of Miocene and Pliocene volcanic rocks in the Sierra San Fermín and southern Sierra San Felipe, Baja California. *Mexico. Geofísica Internacional*, 35, 3-26.

- Lizarralde, D., Axen, G.J., Brown, H.E., Fletcher, J.M., González-Fernández, A., Harding, A.J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Paramo, P., Sutherland, F., Umhoefer, P. J., 2007. Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448(7152), 466-469.
- Lonsdale, P.F., 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. In: Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W. (Eds.), *The Geology of North America: The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, 499-521.
- Lonsdale, P., 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California, in Dauphin, J.P., Simoneit, B.T., eds., *Gulf and peninsular province of the California: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 47, 87-125.
- Martín-Barajas, A.M., 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 72-83.
- Martín-Barajas, A.M., Stock, J.M., Layer, P., Hausback, B., Renne, P., López-Martínez, M., 1995. Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos volcanic province, northeastern Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 107, 407-424.
- Martín-Barajas, A.M., Fletcher, J.M., López-Martínez, M., Mendoza-Borunda, R., 2000. Waning Miocene subduction and arc volcanism in Baja California: the San Luis Gonzaga volcanic field. *Tectonophysics*, 318, 27-51.
- Martín-Barajas, A.M., Stock, J.M., López-Martínez, M., Chapman, A., 2008. Estratigrafía volcánica del Neógeno en la mitad norte de la isla Ángel de la Guarda. Primer congreso sobre la evolución geológica y ecológica del noreste de México. Hermosillo, Sonora, 1 pp.
- Martín-Barajas, A.M., González Escobar, M., Fletcher, J.M., Pacheco, M., Oskin, M., Dorsey, R., 2013. Thick deltaic sedimentation and detachment faulting delay the onset of continental rupture in the Northern Gulf of California: Analysis of seismic reflection profiles. *Tectonics*, 32(5), 1294-1311.
- McCloy, C., Ingle, J.C., Barron, J.A., 1988. Neogene stratigraphy, foraminifera, diatoms, and depositional history of Maria Madre Island, Mexico: Evidence of early Neogene marine conditions in the southern Gulf of California. *Marine Micropaleontology*, 13, 193-212.
- McCrary, P.A., Wilson, D.S., Stanley, R.G., 2009. Continuing evolution of the Pacific-Juan de Fuca-North America slab window system—a trench-ridge-transform example from the Pacific Rim. *Tectonophysics*, 464 (1-4), 30-42.
- McLean, H., Hausback, B.P., Knapp, J.H., 1987. The geology of west-central Baja California Sur, Mexico. *US Geol. Surv. Bull.*, 1579, 1-16.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Royer, J., Bourgois, J., Chabert, A., Bigot-Cormier, F., Bandy, B., Mortera-Gutiérrez, C., Dymant, 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*, LVII, 53-63.
- Michaud, F., Royer, J.Y., Bourgois, J., Dymant, 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* 34 (1), 13-16.
- Montgomery, D.C., 2004. *Diseño y análisis de experimentos*. (2nd. ed.), Limusa Wiley, México D.F., 686 pp.
- Mora-Alvarez, G., McDowell, F.W., 2000. Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula of western Sonora, Mexico. In: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock,

- J.M. (Eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*: Boulder, Colorado. Geol. Soc., 334. 123-141.
- Nagy, E.A., Grove, M., Stock, J.M., 1999. Age and stratigraphic relationships of pre-and syn-rift volcanic deposits in the northern Puertecitos Volcanic Province, Baja California. Mexico. *Journal of volcanology and geothermal research*, 93(1), 1-30.
- Nagy, E.A., Stock, J.M., 2000. Structural controls on the continent-ocean transition in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 105(B7), 16251-16269.
- NASA, 2018. National Aeronautics and Space Administration. Consultado el 9 de noviembre de 2018, de: <https://eo1.gsfc.nasa.gov/new/general/imagery/sampleImagesDataSet.html>
- Noyola-Medrano, M.C., Hinojosa-Corona, A., Martín-Barajas, A., 2005. Caracterización litológica de regiones desérticas mediante técnicas de percepción remota: Un ejemplo en la franja costera central de Baja California, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(2), 229-245.
- Nourse, J., Anderson, T., Silver, L., 1994. Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, Northwestern Mexico. *Tectonics* 13 (5), 1161-1182.
- Olguín-Villa, A.E., Vidal-Solano, J.R., Stock, J.M., 2013. Petrografía, geoquímica, petrofábrica y paleomagnetismo de la Toba de San Felipe en la región de Cataviña, Baja California, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 30(2), 282-298.
- Oskin, M., Stock, J., Martín-Barajas, A., 2001. Rapid localization of Pacific North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*, 29, 459-462.
- Oskin, M., Stock, J.M., 2003. Marine incursions synchronous with plate boundary localization in the Gulf of California. *Geology* 31, 23-26.
- Parkin, E.L. 1998. Tectonic controls on the Pliocene to Quaternary stratigraphic and structural evolution of the Bahía de Guadalupe basin, Baja California, Mexico. Tesis de maestría, University of California, Los Angeles, 122 pp.
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T.H., LaFemina, P., Sella, G.F., Fletcher, J., Suarez-Vidal, F., 2007. New constraints on relative motion between the Pacific Plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements. *Geophys. J. Int.* 170 (3), 1373-1380.
- Plattner, C., Malservisi, R., Govers, R., 2009. On the plate boundary forces that drive and resist Baja California motion. *Geology* 37, 359-362.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. (1ra ed.), Longman Group UK Ltd, 352 pp.
- Sawlan, M.G., 1991. Magmatic evolution of the Gulf of California rift. The Gulf and peninsula province of the Californias, Dauphin, J.P., Simoneit, J.P. (Eds), *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 47, 217-229.
- Seiler, C., Gleadow, A.J.W., Fletcher, J.M., Kohn, B.P., 2009. Thermal evolution of a sheared continental margin: Insights from the Ballenas transform in Baja California, Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 285, 61-74.
- Seiler, C., Fletcher, J.M., Quigley, M.C., Gleadows, A.J.W., Kohn, B.P., 2010. Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transextension in the Gulf Extensional Province? *Tectonophysics*, 488, 87-109.
- Skinner, S.M., 2013. Plate tectonic constraints on flat subduction and paleomagnetic constraints on rifting. Tesis de Doctorado en Ciencias. California Institute of Technology, 257 pp.

- Spencer, J.E., Normark, W.R., 1979. Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico. *Geology*, 7, 554-557.
- Stock, J.M., 1989. Sequence and geochronology of Miocene rocks adjacent to the main gulf escarpment: southern Valle Chico, Baja California Norte, Mexico. *Geofísica Internacional*, 28(5), 851-896.
- Stock, J.M., Hodges, K.V., 1989. Pre Pliocene Extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, 8(1), 99-115.
- Stock, J.M., Lewis, C.J., Nagy, E.A., 1999. The Tuff of San Felipe: an extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, Mexico. *Journal of volcanology and geothermal research*, 93(1), 53-74.
- Stock, J.M., Martín-Barajas, J.A., Chapman, A., López-Martínez, M., 2008. Net slip across the Ballenas transform fault measured from offset ignimbrite deposits. In *EOS Trans. American Geophysical Union, Fall Meeting Supplement*, 89, 53.
- Tristán-Gonzales, M., 2008. Evolución Tectónica-Volcánica durante el Paleógeno en la porción sur-oriental de la Mesa Central. Tesis de Doctorado en Ciencias. Centro de Geociencias, Universidad Autónoma de México, 207 pp.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009. Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61 (3), 287-303.
- Umhoefer, P.J., 2011. Why did the Southern Gulf of California rupture so rapidly?-oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin. *GSA Today*, 21 (11), 4-10.
- Umhoefer, P.J., 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*, 144, 125-147.
- Umhoefer, P.J., Darin, M.H., Bennett, S.E.K., Skinner, L.A., Dorsey, R.J., Oskin, M.E., 2018. Breaching of strike-slip faults and successive flooding of pull-apart basins to form the Gulf of California seaway from ca. 8–6 Ma. *Geology*, 46 (8), 695-698.
- USGS, 2018. United States Geological Survey. Consultado el 9 de noviembre de 2018, de: <https://www.usgs.gov/media/images/landsat-8-band-designations>
- van der Pluijm, B.A., Marshak, S., 2004. *Earth Structure: An introduction to structural geology and tectonics*. (2nd. ed.), W. W. Norton & Company, 656 pp.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003. Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico): structures along the detachment fault and its exhumation evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 193-204.
- Vidal-Solano, J.R., Lapiere, H., Stock, J.M., Demant, A., Paz-Moreno, F.A., Bosch, D., Brunet, P., Amortegui, A., 2008. Isotope geochemistry and petrogenesis of peralkaline Middle Miocene ignimbrites from central Sonora: relationship with continental break-up and the birth of the Gulf of California. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 179(5), 453-464.
- Wilks, D.S., 2011. Parametric Probability Distributions. *International Geophysics*, 100, 71-131.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis; A Global Tectonic Approach*. Springer, 466 pp.
- Withjack, M.O., Jamison, W.R., 1986. Deformation produced by oblique rifting. *Tectonophysics*, 126, 99-124.

Xie, X., Heller, P.L., 2009. Plate tectonics and basin subsidence history. *GSA Bulletin*, 121, 55-64.

Anexos A. Base de datos estructurales: fallas y planos de estratificación.

a) Fallas: Zona Estructural I

<i>Secuencia Inferior (S1)</i>					
Campaña	WP	Este	Norte	Unidad	Valor
IAG17a	37	268707	3248557	Ms1	037°/52°SE
IAG17a	50	268218	3247198	Md1bx	355°/70°NE
IAG17a	57	266247	3246116	Md1	350°/85°NE
IAG17a	60	265386	3246702	Md1	351°/73°NE
IAG17a	79	268430	3248564	Ms1	349°/58°NE
IAG17a	79	268430	3248564	Ms1	020°/85°SE
IAG17a	80	268342	3248541	Ms1	005°/75°SE
IAG17a	85	267981	3248484	Ms1	345°/80°NE
IAG17a	86	267891	3248475	Ms1	346°/75°NE
IAG17a	86	267891	3248475	Ms1	338°/77°NE
IAG17a	150	270736	3239925	Os	347°/78° NE
IAG17a	150	270736	3239925	Os	144°/77°SW
IAG17b	297	274496	3238336	Md1	351°/80°NE
IAG17b	312	274741	3237271	Msv	255°/81°NW
IAG17b	394	274083	3237950	Md1bx	023°/72°SE
IAG17b	429	267875	3241977	Ma1	340°/80°NE
IAG17b	430	267825	3241974	Ma1	330°/80°NE
IAG17b	459	265830	3246138	Ma1	345°/74°NE
IAG17b	464	265008	3246299	Md1	015°/80°SE
IAG17b	490	266629	3245091	Md1	182°/88°NW
IAG17b	517	264909	3244778	Md1bx	161°/72°SW
IAG17b	518	264856	3244852	Md1bx	110°/45°SW
IAG17b	519	264834	3244948	Md1bx	355°/61°NE
IAG17b	520	264781	3245067	Md1bx	340°/81°NE
IAG17b	523	264806	3245458	Md1	344°/88°NE

IAG17b	525	265340	3246114	Md1	340°/70°NE
IAG17b	33	268160	3249572	Md1	353°/67°NE
IAG17b	35	267822	3249739	Md1	175°/67°SW
IAG17b	36	267751	3249753	Md1	186°/76°NW
IAG17b	37	267740	3249762	Md1	009°/60°SE
IAG17b	37	267740	3249762	Md1	125°/82°SW
IAG17b	38	267677	3249780	Md1	331°/86°NE
IAG17b	38	267677	3249780	Md1	285°/57°NE
IAG17b	40	267605	3249760	Md1	347°/75°NE
IAG17b	41	267249	3249670	Ms1.	350°/78° NE
IAG17b	42	267115	3249689	Ms1.	350°/78°NE
IAG17b	42	267115	3249689	Ma1	355°/62°NE
IAG17b	507	276965	3240513	Ma1	344°/71°NE
IAG17b	509	277053	3239844	Ma1	355°/78°NE
IAG17b	511	277034	3239847	Ma1	350°/73°NE
IAG17b	527	277014	3239828	Ma1	355°/72°NE
IAG17b	529	276783	3239951	Ma1	350°/75°NE
IAG17b	530	276748	3240101	Ma1	348°/65°NE
IAG17b	531	276509	3240347	Ma1	340°/67NE
IAG17b	533	276412	3240382	Ma1	348°/80°NE
IAG17b	535	276282	3240399	Ma1?	342°/65°NE
IAG17b	542	275707	3239448	Ma1	44°/70°SE
IAG17b	542	275707	3239448	Ma1	118/60°SW
IAG17b	551	277018	3239841	Ma1	358°/68°NE
IAG17b	554	276862	3241423	Ma1	285°/84°NE
IAG17b	554	276862	3241423	Ma1	298°/70°NE
IAG17b	554	276862	3241423	Ma1	274°/75°NE
IAG17b	554	276862	3241423	Ma1	269°/73°NW
IAG17b	555	276843	3241468	Ma1	278°/78°NE
IAG17b	556	276754	3241559	Ma1	358°/54°NE
IAG18	144-hr	277009	3239047	Ma1	340°/36°NE
IAG18	145-hr	276955	3239014	Ma1	340°/57°NE
IAG18	146-hr	276950	3238997	Ma1	035°/60°SE

IAG18	147-hr	276860	3238960	Ma1	004°/52°SE
IAG18	148-hr	276848	3238748	Ma1	336°/77°NE
IAG18	149-hr	276809	3238741	Ma1	010°/55°SE
IAG18	150-hr	276664	3238674	Ma1	023°/60°SE

Secuencia Intermedia (S2)

Campaña	WP	Este	Norte	Unidad	Valor
IAG13	192	266682	3241217	Ma2	330°/60°NE
IAG13	204	266148	3241386	Ms2	345°/70°NE
IAG13	213	266826	3240509	Ms2	340°/70°NE
IAG13	221	265322	3240805	Ms2	345°/70°NE
IAG16	381	261299	3245896	Mra	000°/75°E
IAG17a	69	264786	3246293	Ms1	194°/60°NW
IAG17a	70	264745	3246330	Ms1	199°/70°NW
IAG17a	125	267571	3242497	Mab2	350°/65°NE
IAG17b	436	267363	3242040	Ms2	338°/74°NE
IAG17b	443	267663	3242201	Ms2	325°/80°NE
IAG17b	477	264109	3246745	Msv	020°/81°SE
IAG17b	477	264109	3246745	Msv	218°/63°NW
IAG17b	478	264189	3246642	Msv	190°/85°NW
IAG17b	478	264189	3246642	Msv	330°/87°NE
IAG17b	480	264167	3246491	Msv	120°/73°SW
IAG17b	480	264167	3246491	Msv	060°/70°SE
IAG17b	484	264756	3245997	Ms2	330°/82°NE
IAG17b	515	264918	3244636	Ms2	335°/78°NE
IAG17b	524	265140	3245756	Ms2?	173°/81°SW
IAG17b	43	266972	3249746	Msv	045°/80°SE
IAG17b	44	266852	3249730	Msv	350°/78°NE
IAG17b	508	277154	3239921	Mrb	175°/70°SW
IAG17b	550	275331	3240350	Mrb	359°/79°NE
IAG17b	552	275191	3240637	Mrb	345°/87°NE

IAG17b	562	276364	3241186	Mrb	015°/60°SE
IAG17b	563	276445	3241174	Mrb	125°/57°SW
IAG17a	544	268485	3241244	Ms1	194°/60°NW
IAG18	17-hr	260837	3246492	Mra	295°/64°NE
IAG18	65-hr	258738	3249731	Mra	326°/73°NE
IAG18	154-hr	276254	3238228	Mrb	000°/56°E
IAG18	160-hr	276022	3237713	Mrb	334°/74°NE
IAG18	165-hr	277138	3238754	Mrb	344°/56°NE
IAG18	177-hr	278324	3240690	Mrb	020°/59°SE
IAG18	182-hr	278275	3240384	Mrb	030°/79°SE

Secuencia Superior (S3)

Campaña	WP	Este	Norte	Unidad	Valor
IAG13	223	265335	3241750	Ms3	345°/49°NE
IAG13	229	264834	3240087	Ms3	330°/67°NE
IAG13	233	264904	3240803	Ms3	344°/78°NE
IAG13	234	264778	3240834	Ms3	017°/80°SE
IAG13	250	264210	3241235	Ms3	342°/85°NE
IAG13	255	264135	3240498	Ms3	330°/70°NE
IAG13	278	263211	3239953	Ms3	025°/80°SE
IAG16	332	264853	3240279	Ms3	026°/68°SE
IAG16	333	264781	3240841	Ms3	168°/74°SW
IAG16	334	264296	3241146	Ms3	318°/67°NE
IAG16	340	264210	3242383	Ms3	008°/80°SE
IAG16	347	263155	3243103	Ms3	345°/81°NE
IAG16	350	263862	3243405	Ms3	170°/75°SW
IAG16	360	262578	3244797	Ms3	155°/80°SW
IAG16	370	260587	3242762	Ms3	335°/70°NE
IAG16	373	261715	3245050	Ms3	140°/70°SW
IAG17b	473	264166	3247004	Md3	335°/85°NE

b) Estratificación: Zona Estructural I

<i>Secuencia Inferior (S1)</i>					
Campaña	WP	Este	Norte	Unidad	Valor
IAG13	186	266304	3238131	Ms1	160°/30°SW
IAG13	189	266452	3237427	Ms1	180°/23°W
IAG16	320	265941	3238652	Ms1	190°/25°NW
IAG17a	26	268605	3249040	Ms1	163°/12°SW
IAG17a	26	268605	3249040	Ms1	163°/11°SW
IAG17a	36	268729	3248608	Ms1	156°/29°SW
IAG17a	38	268656	3248556	Ms1	166°/18°SW
IAG17a	79	268430	3248564	Ms1	185°/23°NW
IAG17a	80	268342	3248541	Ms1	180°/30°W
IAG17a	86	267891	3248475	Ms1	185°/22°NW
IAG17a	87	267790	3248466	Ms1	166°/28°SW
IAG17b	405	270192	3241495	Ms1	195°/33°NW
IAG17b	17	266137	3247273	Ms1	246°/25°NW

<i>Secuencia Intermedia (S2)</i>					
Campaña	WP	Este	Norte	Unidad	Valor
IAG07	66	265688	3239613	Ms2	231°/24°NW
IAG09	65	265395	3240050	Ms2	157°/20°SW
IAG09	66	265925	3241001	Ms2	160°/23°SW
IAG09	76	265841	3239760	Ms2	180°/20°W
IAG09	109	266961	3240631	Ms2	200°/11°NW
IAG09	114	267387	3240200	Ms2	190°/21°NW
IAG13	194	267060	3241866	Ms2	245°/35°NW
IAG13	197	267220	3242067	Ms2	205°/27°NW
IAG13	199	265454	3239878	Ms2	170°/25°SW
IAG13	200	265772	3239742	Ms2	127°/26°SW

IAG13	204	266205	3241189	Ms2	180°/40°W
IAG13	205	266007	3241223	Ms2	180°/37°W
IAG13	206	265785	3240623	Ms2	185°/38°NW
IAG13	214	266836	3240317	Ms2	157°/34°SW
IAG13	215	266523	3240285	Ms2	160°/18°SW
IAG13	221	265380	3240607	Ms2	170°/35°SW
IAG13	222	265908	3241605	Ms2	173°/23°SW
IAG16	363	262424	3243900	Msv	160°/23°SW
IAG16	373	261715	3245050	Msv	125°/25°SW
IAG16	385	260009	3244703	Msv	144°/32°SW
IAG17b	466	264827	3246356	Ms2	157°/14°SW
IAG18	24-hr	260756	3247423	Msv	197°/30°NW
IAG18	28-hr	261161	3247356	Msv	192°/36°NW
IAG18	67-hr	258924	3249898	Msv	184°/23°NW
IAG18	68-hr	259042	3249919	Msv	171°/20°SW
IAG18	72-hr	259056	3249935	Msv	168°/33°SW
IAG18	73-hr	258691	3249711	Msv	211°/26°NW
IAG18	94-hr	257309	3247841	Msv	180°/18°W
IAG18	10-am	258783	3245876	Msv	113°/23°SW

<i>Secuencia Superior (S3)</i>					
Campaña	WP	Este	Norte	Unidad	Valor
IAG09	77	263889	3239258	Ms3	160°/18°SW
IAG09	87	263771	3239401	Ms3	230°/18°NW
IAG09	92	264469	3240425	Ms3	170°/18°SW
IAG13	217	264989	3240008	Ms3	210°/33°NW
IAG13	218	265150	3239799	Ms3	222°/20°NW
IAG13	219	26566?	3240002	Ms3	173°/26°SW
IAG13	220	265098	3240172	Ms3	166°/28°SW
IAG13	224	264657	3241467	Ms3	146°/12°SW
IAG13	225	?	?	Ms3	150°/10°SW

IAG13	227	264668	3239768	Ms3	228°/18°NW
IAG13	228	264874	3239899	Ms3	237°/15°NW
IAG13	230	264832	3240276	Ms3	150°/25°SW
IAG13	231	264776	3240425	Ms3	150°/27°SW
IAG13	235	264761	3240664	Ms3	193°/28°NW
IAG13	236	264542	3240896	Ms3	177°/24°SW
IAG13	245	264616	3239914	Ms3	165°/17°SW
IAG13	246	?	?	Ms3	155°/30°SW
IAG13	248	264373	3240591	Ms3	155°/19°SW
IAG13	250	264268	3244638	Ms3	220°/17°NW
IAG13	251	264764	3240044	Ms3	120°/24°SW
IAG13	254	264228	3240527	Ms3	147°/20°SW
IAG13	255	?	?	Ms3	125°/18°SW
IAG13	257	263867	3240395	Ms3	148°/18°SW
IAG13	258	263885	3240440	Ms3	185°/20°NW
IAG13	263	263947	3239809	Ms3	215°/10°NW
IAG13	264	263803	3239657	Ms3	202°/22°NW
IAG13	265	263697	3239657	Ms3	235°/19°NW
IAG13	272	263636	3239211	Ms3	225°/12°NW
IAG13	277	?	?	Ms3	225°/22°NW
IAG13	279	263296	3240041	Ms3	215°/12°NW
IAG13	280	263680	3240104	Ms3	208°/19°NW
IAG13	281	263712	3240071	Ms3	175°/12°SW
IAG13	282	263722	3240219	Ms3	195°/20°NW
IAG16	332	267342	3239069	Ms3	175°/20°SW
IAG16	340	264370	3242452	Ms3	220°/15°NW
IAG16	341	264210	3242383	Ms3	175°/17°SW
IAG16	358	263857	3243673	Ms3	144°/15°SW
IAG16	359	263329	3243967	Ms3	120°/17°SW
IAG16	361	262578	3244797	Ms3	125°/11°SW
IAG16	364	262072	3243448	Ms3	135°/16°SW
IAG16	369	260332	3242455	Ms3	108°/19°SW
IAG16	371	261002	3244032	Ms3	127°/18°SW

IAG16	383	260839	3245427	Ms3	146°/17°SW
-------	-----	--------	---------	-----	------------

c) Fallas: Zona Estructural II

Secuencia Inferior (S1)

Campaña	WP	Este	Norte	Unidad	Valor
IAG18	51-hr	255919	3248330	Ma1	175°/75°SW
IAG18	109-hr	257752	3248001	Ma1	186°/57°NW
IAG18	111-hr	257851	3248126	Ma1	153°/88°SW
IAG18	113-hr	257983	3248153	Ma1	167°/62°SW
IAG18	115-hr	258071	3248189	Ma1	160°/55°SW
IAG18	20-am	257072	3246197	Ma1	155°/78°SW
IAG18	26-am	255366	3248277	Ma1	165°/85°SW
IAG18	29-am	255923	3248322	Ms1	155°/65°SW
IAG18	40-am	256644	3247542	Ma1	160°/48°SW
IAG18	49-am	256581	3247794	Ms1	182°/40°NW
IAG18	51-am	256645	3247911	Ms1	200°/40°NW

Secuencia Intermedia (S2)

Campaña	WP	Este	Norte	Unidad	Valor
IAG16	386	258283	3245378	Mra	196°/77°NW
IAG18	55-hr	256454	3248824	Ms2	157°/80°SW
IAG18	58-hr	257645	3248785	Ms2	170°/49°SW
IAG18	81-hr	256586	3249109	Ms2	191°/76°NW
IAG18	90-hr	257141	3247647	Msv	191°/59°NW
IAG18	92-hr	257191	3247724	Msv	151°/41°SW
IAG18	93-hr	257202	3247770	Msv	166°/35°SW
IAG18	96-hr	257376	3247694	Msv	205°/83°NW
IAG18	101-hr	257494	3247872	Msv	165°/53°SW

IAG18	102-hr	257527	3247903	Msv	170°/41°SW
IAG18	104-hr	257636	3247899	Msv	209°/79°NW
IAG18	105-hr	257685	3247885	Mra	170°/66°SW
IAG18	107-hr	257716	3247896	Mra	190°/67°NW
IAG18	108-hr	257746	3247936	Mra	191°/59°NW
IAG18	110-hr	257837	3248108	Mra	118°/54°SW
IAG18	112-hr	257968	3248138	Mra	165°/66°SW
IAG18	127-hr	258110	3247689	Mra	169°/80°SW
IAG18	130-hr	257303	3247806	Msv	194°/45°NW
IAG18	131-hr	256819	3247286	Msv	170°/68°SW
IAG18	7-am	257860	3246081	Msv	165°/52°SW
IAG18	14-am	257861	3245903	Msv	179°/61°SW
IAG18	16-am	257799	3246112	Msv	190°/73°NW
IAG18	27-am	255700	3248236	Msv	180°/70°W
IAG18	35-am	256584	3249136	Msv	210°/60°NW

Secuencia Superior (S3)

Campaña	WP	Este	Norte	Unidad	Valor
IAG18	10-hr	257864	3246069	Ms3?	177°/50°SW
IAG18	87-hr	257020	3247591	Ms3	185°/74°NW
IAG18	88-hr	257077	3247619	Ms3	184°/42°NW
IAG18	89-hr	257130	3247633	Ms3	180°/73°W

d) Estratificación: Zona Estructural II

Secuencia Inferior (S1)

Campaña	WP	Este	Norte	Unidad	Valor
IAG18	49-hr	255490	3248314	Ms1	041°/31°SE
IAG18	83-hr	255985	3247104	Ms1	017°/40°SE
IAG18	84-hr	256735	3247256	Ms1	005°/27°SE

IAG18	132-hr	256578	3247029	Ms1	015°/31°SE
IAG18	134-hr	256239	3246896	Ms1	018°/33°SE
IAG18	136-hr	255999	3246907	Ms1	017°/31°SE
IAG18	23-am	254699	3248112	Ms1	067°/36°SE
IAG18	27-am	255700	3248236	Ms1	067°/30°SE
IAG18	39-am	255953	3247102	Ms1	025°/38°SE
IAG18	40-am	256644	3247542	Ms1	061°/36°SE
IAG18	53-am	256175	3247273	Ms1	310°/23°NE
IAG18	54-am	256015	3247101	Ms1	010°/30°SE

Secuencia Intermedia (S2)

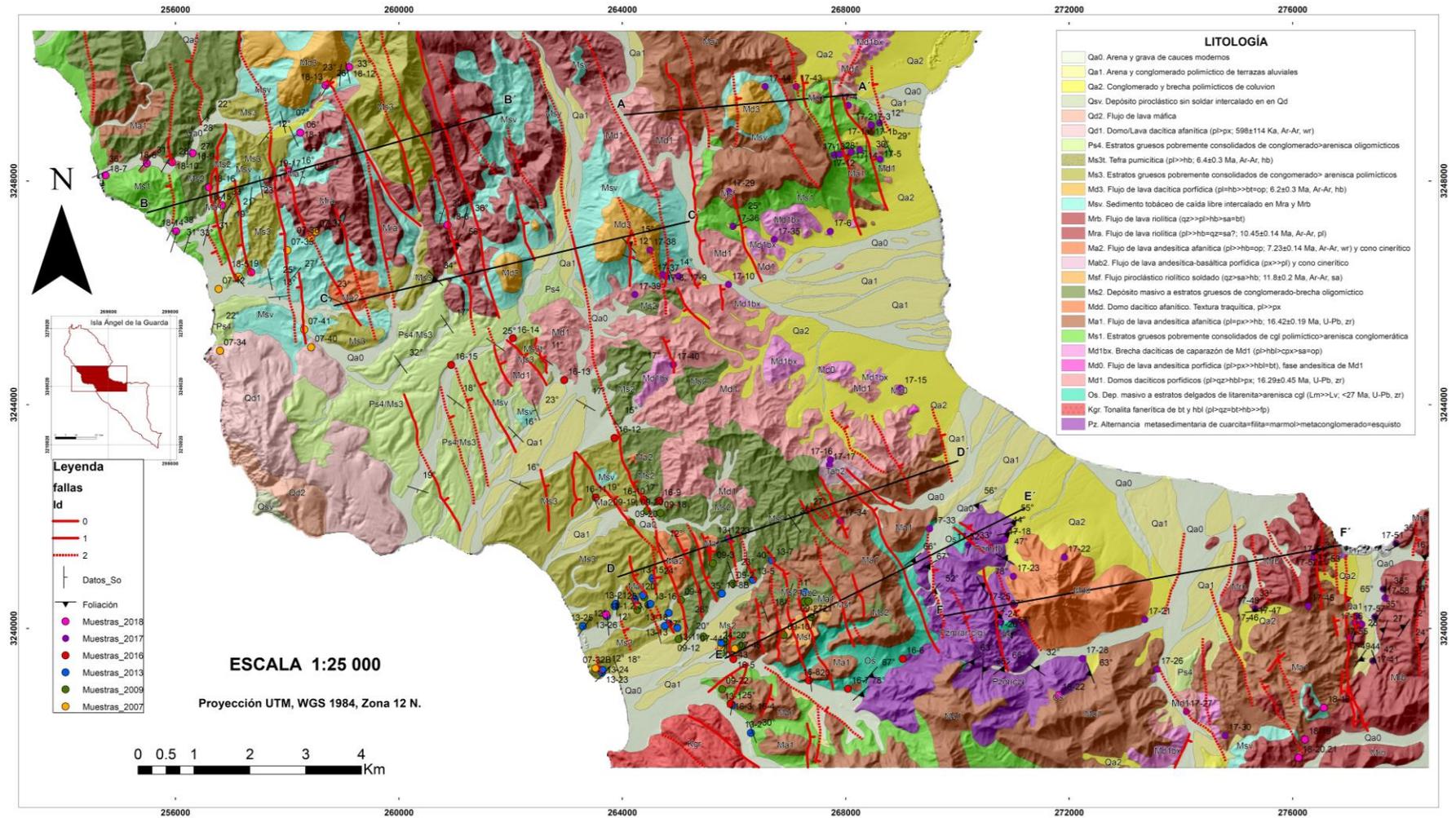
Campaña	WP	Este	Norte	Unidad	Valor
IAG18	8-hr	258146	3246279	Msv	048°/24°SE
IAG18	54-hr	256308	3248724	Ms2	015°/13°SE
IAG18	58-hr	257645	3248785	Ms2	038°/12°SE
IAG18	60-hr	258146	3248811	Msv	336°/06°NE
IAG18	78-hr	257955	3249059	Msv	347°/07°NE
IAG18	96-hr	257376	3247694	Msv	006°/23°SE
IAG18	100-hr	257451	3247802	Msv	020°/17°SE
IAG18	103-hr	257561	3247901	Msv	350°/11°NE
IAG18	116-hr	258101	3248195	Msv	017°/16°SE
IAG18	117-hr	258165	3248131	Msv	048°/25°SE
IAG18	121-hr	258290	3248065	Msv	019°/05°SE
IAG18	6-am	258143	3246282	Msv	040°/27°SE
IAG18	14-am	257861	3245903	Msv	085°/13°SE
IAG18	15-am	257880	3246078	Msv	060°/18°SE
IAG18	17-am	257722	3246251	Msv	348°/25°NE
IAG18	28-am	255871	3248316	Ms2	030°/28°SE
IAG18	32-am	256251	3248482	Ms2	005°/27°SE
IAG18	33-am	256294	3248794	Ms2	010°/28°SE
IAG18	34-am	256561	3249057	Ms2	055°/16°SE

IAG18	35-am	256584	3249136	Ms2	040°/22°SE
IAG18	36-am	256410	3248806	Ms2	025°/20°SE
IAG18	42-am	256708	3247567	Ms2	043°/37°SE
IAG18	43-am	256728	3247595	Ms2	022°/45°SE
IAG18	44-am	256810	3247600	Msv	028°/33°SE
IAG18	47-am	256825	3247565	Msv	025°/28°SE

Secuencia Superior (S3)

Campaña	WP	Este	Norte	Unidad	Valor
IAG18	85-hr	256870	3247253	Ms3	011°/19°SE
IAG18	86-hr	257001	3247520	Ms3	031°/14°SE
IAG18	87-hr	257020	3247591	Ms3	029°/21°SE

Anexo B. Mapa geológico-estructural compilado de la cuenca central de la IAG (Adicionalmente se anexa mapa impreso a escala 1:25 000).



Anexos C. Tabla cronoestratigráfica.

Secuencia cronoestratigráfica de la Cuenca Central de la Isla Ángel de la Guarda					
Unidad	Litología y espesor	Petrografía	Distribución/Relaciones estratigráficas	Edad	
Secuencia superior	Qd (Qsv)	Domo de lava gris dacítica afanítica, mineralogía de ~2% en matriz desvitrificada. Aspecto lajeado, brechado y cordado. Interestratificado con sedimento tobáceo (Qsv), espesor de hasta ~300 m.	Textura traquítica, relación mineral-matriz de ~10/90, pl>>hb=op.	Zona centroccidental. Sobreyace discordantemente a Ms3 y Ps4.	598 ±114 Ka (Ar-Ar; wr)
	Ps4	Estratos gruesos pobremente consolidados de conglomerado arenisca conglomerática mal clasificados, Lvr predominantes, dispuestos en terrazas aluviales, subhorizontales. Espesor de hasta ~30 m.		Zona poniente. Sobreyace discordantemente a Ms3.	Mioceno tardío al Plioceno.
	Md3	Flujo de lava dacítica porfídica de hb, mineralogía de ~30% en matriz desvitrificada, espesor de hasta ~200 m.	Textura porfídica, hipocristalina, hipidiomórfica y traquítica, relación mineral-matriz de ~35/65, pl=hb>>bt=op.	Zona norte. Sobreyace discordantemente a Msv.	6.2 ±0.3 Ma (Ar-Ar; hb)
	Ms3t	Tefra pumicítica de hb, pómez>líticos, mineralogía de ~15% en matriz de ceniza volcánica, ~15% de Lv accidentales. Espesor de hasta ~1.5 m.	Textura vitroclástica, relación mineral-matriz de ~30/70, pl>>hb.	Zona centroccidental. Horizonte inter-estratificado en base de Ms3.	6.4 ±0.3 Ma (Ar-Ar; hb)
	Ms3	Estratos gruesos pobremente consolidados de conglomerado polimíctico medianamente seleccionado arenisca conglomerática, Lvd=Lvr=Lva. Espesor de hasta ~100 m.		Zona occidental. Sobreyace discordantemente a Ma2 y Msv.	Mioceno tardío al Plioceno.

Secuencia intermedia

Ma2	Flujo de lava oscura andesítica afanítica, mineralogía de ~2% en matriz desvitrificada, aflora en forma de mesetas. Espesor de hasta ~25 m. Con fase de cono cinerítico con bloques balísticos.	Textura microlítica y traquítica, relación mineral-matriz de ~50/50, pl>>hb=op.	Zona centroccidental. Sobreyace discordantemente a Ms2 y subyace discordantemente a Ms3.	7.23 ±0.14 Ma (Ar-Ar; wr)
Mrb	Alternancia de flujos de lava riolítica microporfídica <i>stony</i> y vítrea, mineralogía de ~5% en matriz desvitrificada, vitrófido basal de ~5 m de espesor seguido por zona de esferulitas, espesor de hasta ~150 m.	Textura porfídica, hipocristalina y hipidiomórfica, relación mineral-matriz de ~40/60, qz>>pl>hb>fk=bt.	Zona suroriente. Sobreyace discordantemente a Ma1 y Msv.	
Mra	Alternancia de flujos de lava riolítica microporfídica <i>stony</i> y vítrea, mineralogía de ~5% en matriz desvitrificada, base con vitrófido y alteración a perlitas, espesor de hasta ~160 m.	Textura porfídica, felsítica y perlítica, relación mineral-matriz de ~15/85, pl>hb=qz=fk?.	Zona norponiente. Flujos de lava interestratificado en Msv.	10.45 ±0.14 Ma (Ar-Ar; pl)
Msv	Sedimento tobáceo de caída, rico en líticos accidentales volcánicos intermedios, con intercalación subordinada de facies conglomeráticas polimícticas y brecha piroclástica. Espesor de hasta ~160 m.		Zona norte y sur. Sobreyace discordantemente a Ms2 y Ma1, subyace a Md3, Mra y Mrb.	Mioceno tardío.
Msf	Flujo piroclástico riolítico soldado, mineralogía de ~5% en matriz parcialmente desvitrificada, ~5% de líticos accidentales (Lv>Lp=Lm). Espesor de hasta ~10 m.	Textura vitroclástica, relación mineral-matriz de ~5/95, qz>fk>hb.	Zona norte. Horizonte interestratificado en base de Ms2.	11.8 ±0.2 Ma (Ar-Ar; fk)
Mab2	Cono de escoria máfica y bloques balísticos andesítico-basálticos microporfídicos, mineralogía de ~10 % en matriz desvitrificada, se presenta en estratos gruesos. Espesor de hasta ~40 m.	Bloque balístico de textura porfídica y traquítica, relación mineral-matriz de ~50/50, pl>px. Con fase de lava porfídica de pl.	Zona centro. Cono cinerítico sobreyace a Md1 y fase de lava en base de Ms2.	Mioceno medio.
Ms2	Depósito masivo a estratos gruesos pobremente consolidados de conglomerado y brecha oligomícticos mal seleccionados>arenisca conglomerática, Lvd>>Lva. Espesor de hasta ~120 m.		Zona centro y norte. Sobreyace discordantemente a Ma1 y subyace discordantemente a Msv y Ma2.	Mioceno tardío.

Secuencia inferior

Tdd	Domo dacítico afanítico, mineralogía de ~5% en matriz desvitrificada. Espesor de hasta ~300 m.	Textura porfídica, hipocristalina, hipidiomórfica y traquítica, relación mineral-matriz de ~40/60, pl >>px.	Zona sur. Sobreyace discordante a Os.	Mioceno medio.
Ma1	Flujo de lava andesítica afanítica, mineralogía de ~10% en matriz desvitrificada. Espesor de hasta ~120 m.	Textura porfídica, hipocristalina, hipidiomórfica y traquítica, relación mineral-matriz de ~40/60, pl>hb=px.	Zona norte y sur. Sobreyace a Pz, Os, Ms1 y Md2, subyace a Ms2, Msv y Mrb.	16.42 ±0.19 Ma (U-Pb; zr)
Ms1t	Estratos medianos de tefra pumicítica de hb, pómez>líticos volcánicos, en matriz de ceniza volcánica. Espesor de hasta ~10 m.	Textura vitroclástica, relación mineral-matriz de ~30/70, pl=hb>bt.	Zona nororiente. Horizonte interestratificado en base de Ms1.	13.3 ± 0.9 Ma (Ar-Ar; hb)
Ms1	Estratos gruesos pobremente consolidados de conglomerado polimíctico muy mal seleccionado>arenisca conglomerática, Lvd>Lva>>Lp. Espesor de hasta ~100 m.		Zona sur y norte. Sobreyace discordantemente a Md2 y subyace discordantemente a Ma1.	Mioceno medio.
Md1bx	Brecha gris oligomíctica de líticos volcánicos dacíticos porfídicos angulosos de hasta 15 cm, mineralogía de ~35% en matriz desvitrificada. Espesor de hasta ~30 m. Brecha de caparazón en Md1.	Lítico dacítico de textura porfídica, hipocristalina e hipidiomórfica, relación mineral-matriz de ~40/60, pl>hb>px>bt>fk=op.	Zona centro-norte. Sobreyace a Md1 y subyace discordantemente a Ms1 y Ma1.	Mioceno medio.
Md0	Flujo de lava andesítica microporfídica de px, mineralogía de ~20% en matriz desvitrificada. Espesor de hasta ~20 m. Fase máfica de Md1.	Textura porfídica, hipocristalina, hipidiomórfica y traquítica, relación mineral-matriz de ~50/50, pl>px>>hb=bt.	Zona centroriente. Englobado en Md1.	Mioceno medio.
Md1	Flujo de lava dacítica porfídica de hb, mineralogía de ~25% en matriz desvitrificada. Espesor de hasta ~120 m. Domos exógenos.	Textura porfídica, hipocristalina, hipidiomórfica y felsítica, relación mineral-matriz de ~40/60, pl>qz>hb>px.	Zona centro y norte. No se reconoce su base y subyace a Md1bx.	16.29 ±0.45 Ma (U-Pb; zr)

Sed. prevolcánica	Os0t	Tefra pumicítica de bt, mineralogía de ~15% en matriz de ceniza volcánica, ~10% de Lv accidentales. Espesor de hasta ~1.5 m.	Textura vitroclástica, relación mineral-matriz de ~15/85, pl>qz=bt=hb.	Zona sur. Horizonte inter-estratificado en Os.	23.8 ± 0.6 Ma (Ar-Ar; bt)
	Os	Depósito masivo a estratos delgados pobremente consolidados de litarenita>arenisca conglomerática, Lm>>Lp>Lv. Espesor de hasta ~80 m.	Litarenita feldespática bien clasificada (Lm>qz>fk).	Zona sur. Sobreyace discordantemente a Pz y subyace discordantemente a Ma1.	~27 Ma, edad máxima de depósito (U-Pb, zr).
Basamento	Kgr	Tonalita gris fanerítica de bt y hb, espesor de hasta ~200 m. Presenta enclaves máficos de cms de diámetro, cortado por una serie de diques andesíticos faneríticos de hb. Espesores de ~5-7 m.	Textura equigranular, holocristalina, e hipidiomórfica, pl>qz=bt>hb>fk.	Zona surponiente. No se observa su base, subyace en discordancia a Ma1.	Cretácico superior (?)
	Pz	Alternancia metasedimentaria de cuarcita, filita, metaconglomerado, mármol y esquisto. Espesor de hasta ~180 m.	Cuarcita de textura granoblástica, de grano fino, compuesta en un 100% por cuarzo mono y policristalino.	Zona sur. Subyace discordantemente a Os, Ma1 y Mdd.	Paleozoico (?)

Lv=lítico volcánico, Lm=lítico metamórfico, Lp=lítico plutónico, Lvd=lítico volcánico dacítico, Lva=lítico volcánico andesítico, Lvr=lítico volcánico riolítico, qz=cuarzo, pl=plagioclasa, hb=hornblenda, bt=biotita, px=piroxeno, op=opacos, fk=feldespato potásico, zr=Zircón, U=uranio, Pb=plomo, Ar=argón y wr=roca total.

Las descripciones fueron complementadas con los datos reportados por Martín-Barajas *et al.* (2008) y Cavazos-Alvarez (2015).

Anexos D. Análisis de óxidos mayores y traza

Muestra	Secuencia <i>pre-rift</i>					Secuencia <i>sin-rift</i>													
	07-45 ^b	13-01 ^b	13-05 ^b	17-14	17-22	13-10 ^b	17-17	07-34 ^b	07-42 ^b	09-04 ^b	09-19 ^b	17-08	17-44	17-41	17-42	17-53	17-56	07-11 ^b	07-41 ^b
Unidad	Ma1	Ma1	Ma1	Ma1	Mdd	Mab2	Mab2	Ma2	Ma2	Ma2	Ma2	Md3	Md3	Mrb	Mrb	Mrb	Mrb	Mra	Mra
Clasif.	A	A	A	A	D	AB	AB	A	A	A	A	D	D	R	R	R	R	R	R
Este ^a	266017	265969	266342	268103	271914	267272	267707	257324	256774	264990	264388	264725	266554	277437	277153	276387	277241	251624	258309
Norte ^a	3239638	3238631	3240868	3248522	3241274	3240642	3242921	3246392	3246069	3240705	3242303	3246328	3249689	3239422	3240221	3241273	3240072	3261277	3245244

Óxidos mayores (%; normalizados 100% libres de volátiles)																			
SiO ₂	60.15	58.56	60.21	60.63	66.07	53.52	53.12	60.05	58.82	58.60	52.06	69.42	66.46	75.00	74.84	75.53	74.56	76.69	78.47
TiO ₂	0.72	0.96	0.73	0.61	0.51	1.84	0.91	1.12	1.09	1.07	1.68	0.46	0.57	0.24	0.23	0.19	0.24	0.11	0.08
Al ₂ O ₃	17.44	17.17	17.80	16.97	16.81	17.39	16.58	18.69	18.41	18.35	17.97	15.33	16.07	13.27	13.35	13.31	13.10	13.15	11.80
FeOt	5.36	6.32	5.49	5.94	3.89	8.78	8.34	6.46	6.44	6.26	8.87	2.98	3.59	1.62	1.63	1.53	1.61	1.06	1.16
MnO	0.10	0.04	0.10	0.01	0.01	0.13	0.16	0.08	0.10	0.10	0.14	0.01	0.07	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.02
MgO	4.19	3.46	3.81	4.22	2.21	3.96	6.88	0.98	2.54	3.17	5.14	1.58	2.01	0.31	0.34	0.29	0.50	0.15	0.07
CaO	6.90	6.81	6.54	7.33	5.60	8.91	9.63	6.04	6.20	6.38	9.09	3.87	4.42	1.60	1.49	1.24	2.15	0.91	0.68
Na ₂ O	3.29	4.04	3.61	3.58	4.42	3.68	2.98	4.88	4.81	4.73	4.10	4.09	4.52	4.59	4.05	4.27	4.39	4.39	3.82
K ₂ O	1.65	2.50	1.51	1.23	0.92	1.42	1.17	1.46	1.37	1.12	0.67	2.66	2.09	3.58	4.01	3.81	3.66	3.48	3.89
P ₂ O ₅	0.20	0.13	0.20	0.15	0.13	0.38	0.17	0.23	0.21	0.21	0.28	0.12	0.19	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02	0.01

Elementos traza (ppm)																			
Li	--	--	--	14.37	10.35	--	9.70	--	--	--	--	12.49	8.22	24.97	5.69	15.80	13.01	--	--
Be	--	--	--	1.38	0.84	--	0.92	--	--	--	--	1.48	1.39	1.99	1.80	1.88	1.82	--	--
Sc	--	--	--	14.10	7.11	--	28.72	--	--	--	--	5.79	6.30	1.77	--	1.92	2.26	--	--
V	126.00	163.51	123.32	108.36	69.86	219.46	156.75	145.60	182.52	155.24	--	55.88	67.18	6.75	1.34	4.82	13.66	3.00	6.90
Cr	41.90	312.74	39.70	146.65	103.74	96.33	169.71	3.90	0.79	1.87	--	77.00	144.35	138.39	125.49	110.44	121.79	1.80	5.81
Ni	16.41	143.42	21.87	15.69	10.55	29.75	17.70	--	0.69	0.20	--	8.17	10.02	2.60	2.89	2.35	2.67	--	1.48
Rb	38.70	35.11	41.49	38.44	13.69	34.79	18.42	36.40	31.09	25.93	7.68	61.94	42.11	103.85	99.85	115.91	107.11	127.92	90.49
Sr	700.12	1175.50	700.66	656.67	477.78	487.99	531.51	621.45	624.96	633.91	620.85	357.32	576.39	135.95	139.78	117.79	154.01	132.44	74.82
Y	17.25	8.99	18.01	16.71	11.52	37.08	21.37	18.77	19.44	19.53	26.10	15.72	14.68	22.25	22.75	24.04	23.51	16.26	20.16

Zr	123.22	203.12	134.64	132.30	85.66	240.50	102.15	141.61	147.75	145.79	145.78	138.51	143.59	220.94	209.91	185.63	210.94	102.67	105.25
Nb	4.45	7.72	4.77	5.45	3.03	10.47	4.14	4.97	4.98	4.89	8.27	7.06	6.07	9.45	8.78	8.17	9.31	7.03	7.56
Cs	1.16	0.58	1.14	0.95	0.50	0.87	0.25	3.12	2.10	0.99	--	2.42	1.88	1.99	2.52	3.13	2.05	8.41	2.19
Ba	1295.30	1434.30	987.03	900.70	494.11	697.75	431.07	762.36	642.50	632.54	283.88	831.72	833.32	1032.25	985.88	1069.58	1104.45	1089.30	1250.30
La	21.97	21.90	22.57	17.81	8.51	26.59	11.58	16.62	15.08	15.04	16.84	19.75	19.80	24.33	23.67	26.18	25.38	26.58	28.88
Ce	43.75	39.70	44.32	37.11	16.60	58.01	25.18	32.03	31.80	31.77	32.60	38.00	38.25	46.08	47.71	51.60	50.83	49.80	56.12
Pr	5.66	4.65	5.69	4.65	2.28	7.79	3.53	4.41	4.22	4.18	0.00	4.46	4.84	5.40	5.45	5.99	5.89	5.47	6.40
Nd	22.27	18.12	22.37	18.10	9.72	32.45	15.66	18.14	17.27	17.43	16.94	16.18	18.20	19.67	19.53	21.23	21.09	18.59	22.35
Sm	4.54	3.85	4.67	3.67	2.18	7.56	3.85	4.11	3.95	3.92	--	3.14	3.48	3.85	3.86	4.18	4.15	3.41	4.28
Eu	1.29	2.00	1.27	1.08	0.72	2.07	1.16	1.34	1.31	1.32	--	0.81	0.94	0.74	0.75	0.73	0.79	0.44	0.52
Gd	3.76	2.89	3.91	3.33	2.14	7.48	3.90	3.92	3.89	3.85	--	2.86	3.00	3.55	3.58	3.86	3.78	2.84	3.50
Tb	0.58	0.40	0.59	0.49	0.32	1.22	0.61	0.63	0.62	0.63	--	0.43	0.44	0.57	0.58	0.63	0.62	0.47	0.58
Dy	3.33	2.05	3.49	2.89	1.94	7.19	3.82	3.75	3.73	3.76	--	2.54	2.50	3.56	3.63	3.94	3.84	2.81	3.63
Ho	0.67	0.36	0.68	0.58	0.40	1.44	0.78	0.74	0.76	0.76	--	0.52	0.50	0.75	0.76	0.82	0.80	0.58	0.74
Er	1.72	0.89	1.83	1.61	1.08	3.84	2.16	1.94	2.02	2.03	--	1.45	1.39	2.22	2.25	2.42	2.37	1.66	2.06
Tm	0.25	0.12	0.27	--	--	0.54	--	0.27	0.29	0.29	--	--	--	--	--	--	--	0.26	0.31
Yb	1.57	0.77	1.70	1.59	1.09	3.37	2.10	1.61	1.80	1.80	--	1.51	1.38	2.42	2.44	2.58	2.57	1.70	2.01
Lu	0.25	0.12	0.28	0.24	0.17	0.52	0.31	0.25	0.29	0.29	--	0.23	0.21	0.37	0.37	0.39	0.39	0.28	0.31
Hf	3.46	5.14	3.64	3.40	2.21	5.99	2.59	3.75	3.64	3.76	--	3.64	3.66	5.82	5.52	5.38	5.71	3.53	3.77
Ta	0.29	0.41	0.34	0.36	0.20	0.70	0.22	0.33	0.36	0.36	--	0.66	0.48	0.76	0.68	0.72	0.76	0.72	0.73
Pb	11.08	11.66	10.60	9.19	4.91	8.39	4.60	13.67	6.66	6.71	3.64	10.85	10.07	12.09	11.52	13.33	15.17	16.10	15.91
Th	4.80	5.48	4.53	3.95	1.30	4.90	2.04	3.51	3.31	3.36	1.87	7.43	5.55	9.18	8.79	10.59	9.86	11.04	10.14
U	1.53	1.85	1.40	1.28	0.42	1.22	0.76	1.28	0.99	0.95	0.39	2.17	1.51	2.51	2.50	2.84	2.90	3.45	2.81

FeOt, FeO + Fe₂O₃; AB, Andesita basáltica; A, Andesita; D, Dacita; R, Riolita.

^a = Coordenadas UTM, WGS-84, Zona 12 N.

^b = Martín-Barajas *et al.* (2008); Cavazos-Alvarez (2015).

Anexos E. Análisis de geocronología en U-Pb

e) Litarenita feldespática de Os (IAG17-19).

Id	Concentraciones (pmm)					Relaciones							Edades (Ma)				Concor. %		
	U	Pb	Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ
1	268.91	3.72	113.15	3360	0.42	0.0915	0.0057	0.0139	0.0004	0.4380	0.0479	0.0027	89	5.6	89	2.4	96	133.3	92
2	485.32	8.75	337.92	6237	0.70	0.1193	0.0057	0.0180	0.0005	0.5626	0.0480	0.0019	114	5.4	115	3.1	101	92.6	114
3	107.32	1.79	33.60	18342	0.31	0.1112	0.0082	0.0167	0.0005	0.3872	0.0483	0.0033	107	7.9	107	3.1	112	161.4	96
4	334.11	3.78	216.77	38685	0.65	0.0744	0.0037	0.0113	0.0003	0.5626	0.0477	0.0020	73	3.7	73	2.1	83	98.6	88
5	152.34	2.64	34.84	629	0.23	0.1160	0.0144	0.0173	0.0005	0.2227	0.0486	0.0059	111	13.9	111	3.1	129	285.6	86
6	136.83	33.69	42.92	3798	0.31	3.0467	0.1051	0.2462	0.0066	0.7794	0.0898	0.0019	1419	49.0	1419	38.2	1420	41.3	100
7	408.53	5.78	104.48	59071	0.26	0.0933	0.0043	0.0141	0.0004	0.5814	0.0479	0.0018	91	4.2	91	2.4	92	89.1	98
8	1355.12	376.80	194.92	19843	0.14	3.9389	0.1338	0.2781	0.0075	0.7899	0.1027	0.0021	1622	55.1	1582	42.4	1674	38.5	94
9	419.53	6.31	122.40	1022	0.29	0.0994	0.0043	0.0150	0.0004	0.6464	0.0479	0.0016	96	4.2	96	2.7	96	78.0	100
10	120.99	2.51	39.62	1663	0.33	0.1390	0.0128	0.0208	0.0006	0.3031	0.0485	0.0043	132	12.2	133	3.7	125	206.7	106
11	237.11	3.69	88.56	5681	0.37	0.1029	0.0108	0.0156	0.0004	0.2703	0.0479	0.0048	99	10.4	100	2.8	95	238.2	105
12	239.56	2.78	85.90	926	0.36	0.0769	0.0116	0.0116	0.0003	0.1822	0.0480	0.0071	75	11.4	74	2.1	100	351.8	75
13	563.54	8.26	164.81	84305	0.29	0.0969	0.0053	0.0147	0.0004	0.5010	0.0480	0.0023	94	5.1	94	2.6	97	111.6	97
14	162.50	2.47	65.17	25261	0.40	0.1005	0.0122	0.0152	0.0004	0.2382	0.0479	0.0056	97	11.8	97	2.8	93	279.1	105
15	186.88	2.82	56.70	326	0.30	0.0999	0.0066	0.0151	0.0004	0.4228	0.0480	0.0029	97	6.4	97	2.7	98	141.1	99
16	79.98	1.28	19.06	4425	0.24	0.1064	0.0092	0.0160	0.0005	0.3489	0.0483	0.0039	103	8.8	102	3.1	114	190.4	89
17	541.12	6.47	317.22	66002	0.59	0.0783	0.0039	0.0120	0.0003	0.5363	0.0475	0.0020	77	3.8	77	2.1	74	100.1	103
18	160.29	2.53	24.46	260	0.15	0.1828	0.0240	0.0158	0.0004	0.2126	0.0841	0.0108	170	22.4	101	2.8	1294	249.5	8
19	1203.10	12.39	585.90	943	0.49	0.0703	0.0076	0.0103	0.0003	0.2505	0.0495	0.0052	69	7.5	66	1.8	171	245.3	39
20	81.24	1.31	17.99	13391	0.22	0.1081	0.0213	0.0162	0.0005	0.1505	0.0485	0.0095	104	20.6	103	3.1	124	459.4	84
21	375.87	5.16	129.18	2213	0.34	0.0907	0.0044	0.0137	0.0004	0.5771	0.0480	0.0019	88	4.2	88	2.4	98	92.7	90
22	468.50	5.58	232.94	56928	0.50	0.0785	0.0041	0.0119	0.0003	0.5103	0.0477	0.0022	77	4.0	76	2.1	86	107.3	88
23	1139.53	16.61	296.46	169340	0.26	0.0965	0.0037	0.0146	0.0004	0.7170	0.0480	0.0013	94	3.6	93	2.6	99	63.1	94
24	454.97	9.40	77.29	95850	0.17	0.1391	0.0054	0.0207	0.0006	0.6971	0.0488	0.0014	132	5.1	132	3.6	139	65.4	95
25	655.00	9.84	207.34	100259	0.32	0.0995	0.0043	0.0150	0.0004	0.6105	0.0481	0.0017	96	4.2	96	2.6	102	81.7	94
26	240.23	3.60	72.64	36636	0.30	0.0997	0.0087	0.0150	0.0004	0.3206	0.0483	0.0040	97	8.4	96	2.7	114	195.4	84

27	72.69	1.14	22.68	297	0.31	0.1056	0.0143	0.0156	0.0005	0.2176	0.0491	0.0065	102	13.8	100	2.9	150	309.6	67
28	1013.60	15.92	81.16	1078	0.08	0.1061	0.0084	0.0157	0.0004	0.3386	0.0490	0.0036	102	8.1	100	2.7	147	174.2	68
29	542.47	7.75	109.57	954	0.20	0.0945	0.0044	0.0143	0.0004	0.5977	0.0479	0.0018	92	4.3	91	2.6	96	88.9	95
30	654.25	10.11	22.95	102864	0.04	0.1026	0.0044	0.0155	0.0004	0.6382	0.0482	0.0016	99	4.2	99	2.7	108	77.5	91
31	114.66	2.36	29.35	138	0.26	0.2580	0.0299	0.0206	0.0006	0.2676	0.0907	0.0101	233	27.0	132	4.1	1441	213.0	9
32	725.08	12.18	204.54	175	0.28	0.1472	0.0113	0.0168	0.0005	0.3565	0.0635	0.0046	139	10.7	107	2.9	726	152.2	15
33	535.60	8.03	136.71	2137	0.26	0.1132	0.0133	0.0150	0.0004	0.2266	0.0548	0.0063	109	12.8	96	2.6	402	256.8	24
34	137.62	2.02	39.57	755	0.29	0.0982	0.0141	0.0147	0.0004	0.1997	0.0485	0.0068	95	13.6	94	2.7	126	330.8	75
35	143.39	2.49	47.65	25322	0.33	0.1150	0.0078	0.0174	0.0005	0.4258	0.0480	0.0029	110	7.5	111	3.2	101	144.8	110
36	601.88	9.14	128.14	92961	0.21	0.1007	0.0042	0.0152	0.0004	0.6682	0.0481	0.0015	97	4.0	97	2.7	103	72.8	94
37	367.90	5.81	114.20	1201	0.31	0.1046	0.0044	0.0158	0.0004	0.6560	0.0480	0.0015	101	4.3	101	2.8	101	75.8	100
38	419.52	6.02	93.08	830	0.22	0.0949	0.0054	0.0143	0.0004	0.4870	0.0480	0.0024	92	5.3	92	2.6	98	118.4	93
39	95.20	1.59	38.11	16143	0.40	0.1108	0.0140	0.0167	0.0005	0.2280	0.0482	0.0059	107	13.5	107	3.1	108	290.2	99
40	383.20	8.28	60.64	2310	0.16	0.1453	0.0085	0.0216	0.0006	0.4767	0.0488	0.0025	138	8.0	138	3.8	138	120.3	100
41	132.82	39.33	30.64	3102	0.23	4.2221	0.1492	0.2961	0.0080	0.7683	0.1034	0.0023	1678	59.3	1672	45.4	1686	41.8	99
42	543.45	7.58	148.30	2281	0.27	0.0921	0.0045	0.0139	0.0004	0.5585	0.0479	0.0019	89	4.4	89	2.4	95	95.8	94
43	311.83	6.72	51.03	7023	0.16	0.1449	0.0081	0.0215	0.0006	0.4990	0.0488	0.0024	137	7.7	137	3.8	137	113.7	100
44	232.71	4.95	64.82	1506	0.28	0.1435	0.0087	0.0213	0.0006	0.4487	0.0490	0.0027	136	8.3	136	3.7	146	127.4	93
45	467.30	6.54	96.23	908	0.21	0.0922	0.0057	0.0140	0.0004	0.4386	0.0478	0.0027	90	5.5	90	2.4	89	131.9	100
46	519.42	8.12	151.09	1328	0.29	0.1035	0.0054	0.0156	0.0004	0.5196	0.0480	0.0021	100	5.2	100	2.7	100	104.5	100
47	1399.88	15.86	391.44	160978	0.28	0.0745	0.0028	0.0113	0.0003	0.7137	0.0477	0.0012	73	2.7	73	1.9	85	61.7	86
48	867.39	15.59	187.95	3046	0.22	0.1197	0.0057	0.0180	0.0005	0.5618	0.0483	0.0019	115	5.5	115	3.1	114	92.8	100
49	782.41	12.22	52.03	3280	0.07	0.1037	0.0049	0.0156	0.0004	0.5671	0.0481	0.0019	100	4.7	100	2.7	106	92.3	94
50	649.30	13.51	77.10	3689	0.12	0.1402	0.0058	0.0208	0.0006	0.6545	0.0489	0.0015	133	5.5	133	3.6	142	73.0	94
51	1053.94	14.92	275.12	151405	0.26	0.0936	0.0036	0.0142	0.0004	0.7033	0.0479	0.0013	91	3.5	91	2.4	96	64.2	95
52	189.63	3.86	51.90	39206	0.27	0.1372	0.0075	0.0204	0.0006	0.5238	0.0488	0.0023	131	7.1	130	3.7	140	108.7	93
53	1125.96	15.58	233.06	806	0.21	0.0931	0.0100	0.0138	0.0004	0.2551	0.0488	0.0051	90	9.7	89	2.4	139	244.4	64
54	419.92	4.73	221.59	48006	0.53	0.0738	0.0056	0.0113	0.0003	0.3764	0.0475	0.0033	72	5.5	72	2.1	75	166.1	96
55	135.75	2.65	32.27	26827	0.24	0.1307	0.0069	0.0195	0.0006	0.5432	0.0486	0.0022	125	6.6	124	3.6	131	104.5	95
56	327.27	6.99	57.47	70870	0.18	0.1435	0.0065	0.0214	0.0006	0.6006	0.0487	0.0018	136	6.2	136	3.7	134	84.9	102
57	155.73	2.65	73.62	5575	0.47	0.1129	0.0151	0.0170	0.0005	0.2196	0.0482	0.0063	109	14.6	109	3.2	108	308.8	100
58	209.93	4.18	43.51	704	0.21	0.1342	0.0065	0.0199	0.0006	0.5821	0.0489	0.0019	128	6.2	127	3.6	142	92.2	90

59	909.84	13.22	179.59	3628	0.20	0.0963	0.0043	0.0145	0.0004	0.6234	0.0481	0.0017	93	4.1	93	2.6	103	81.6	90
60	416.34	6.09	94.25	2909	0.23	0.0968	0.0048	0.0146	0.0004	0.5487	0.0480	0.0020	94	4.7	94	2.6	100	98.5	94
61	160.76	2.75	71.44	126	0.44	0.2720	0.0503	0.0171	0.0005	0.1644	0.1153	0.0210	244	45.1	109	3.3	1884	328.1	6
62	1431.54	21.30	348.96	215627	0.24	0.0985	0.0037	0.0149	0.0004	0.7157	0.0480	0.0013	95	3.6	95	2.6	101	62.0	95
63	149.81	3.11	48.02	31460	0.32	0.1391	0.0073	0.0207	0.0006	0.5329	0.0486	0.0022	132	6.9	132	3.7	131	104.5	101
64	1069.23	17.55	277.72	177578	0.26	0.1087	0.0040	0.0164	0.0004	0.7259	0.0480	0.0012	105	3.9	105	2.8	100	60.1	105
65	706.91	8.05	390.74	1067	0.55	0.0745	0.0045	0.0114	0.0003	0.4648	0.0475	0.0025	73	4.4	73	2.1	72	127.3	101
66	145.91	2.13	40.69	344	0.28	0.0972	0.0065	0.0146	0.0004	0.4288	0.0482	0.0029	94	6.3	94	2.7	111	142.9	84
67	450.11	6.86	137.89	69445	0.31	0.1014	0.0048	0.0153	0.0004	0.5770	0.0482	0.0019	98	4.7	98	2.7	110	92.1	89
68	522.67	150.21	43.84	45824	0.08	4.0755	0.1420	0.2874	0.0078	0.7807	0.1029	0.0022	1649	57.5	1628	44.3	1676	40.2	97
69	728.21	9.70	294.24	9603	0.40	0.0877	0.0061	0.0133	0.0004	0.3885	0.0477	0.0031	85	5.9	85	2.3	86	152.0	99
70	283.21	3.29	113.88	485	0.40	0.0766	0.0070	0.0116	0.0003	0.3037	0.0479	0.0041	75	6.8	74	2.1	93	204.9	80
71	158.12	3.24	66.17	89	0.42	0.1359	0.0150	0.0205	0.0006	0.2744	0.0481	0.0051	129	14.3	131	4.0	104	250.7	126
72	292.73	4.34	104.10	5085	0.36	0.0980	0.0056	0.0148	0.0004	0.4990	0.0480	0.0024	95	5.4	95	2.7	97	116.5	98
73	632.06	9.55	119.16	3810	0.19	0.1002	0.0042	0.0151	0.0004	0.6557	0.0481	0.0015	97	4.1	97	2.7	105	75.7	92
74	610.52	9.66	174.12	97657	0.29	0.1052	0.0046	0.0158	0.0004	0.6418	0.0482	0.0016	102	4.4	101	2.8	108	78.4	94
75	139.94	2.07	37.33	509	0.27	0.0982	0.0068	0.0148	0.0004	0.4065	0.0480	0.0031	95	6.6	95	2.7	101	150.6	94
76	361.33	5.78	122.91	1397	0.34	0.1062	0.0064	0.0160	0.0004	0.4533	0.0481	0.0026	102	6.2	102	2.8	105	127.7	98
77	130.86	1.39	49.33	14042	0.38	0.0694	0.0085	0.0106	0.0003	0.2463	0.0474	0.0056	68	8.3	68	2.1	69	282.2	99
78	346.17	5.32	96.40	53733	0.28	0.1017	0.0049	0.0154	0.0004	0.5681	0.0480	0.0019	98	4.7	98	2.7	99	93.6	99
79	274.58	5.95	127.13	95610	0.46	0.1457	0.0063	0.0217	0.0006	0.6450	0.0488	0.0016	138	5.9	138	3.8	137	77.1	101
80	212.95	64.58	141.36	8945	0.66	4.3932	0.1512	0.3033	0.0082	0.7894	0.1051	0.0022	1711	58.9	1707	46.4	1716	38.8	100
81	824.21	8.79	394.16	1484	0.48	0.0890	0.0072	0.0107	0.0003	0.3696	0.0605	0.0046	87	7.0	68	2.1	621	162.7	11
83	889.44	13.88	140.39	787	0.16	0.1146	0.0096	0.0156	0.0004	0.3218	0.0533	0.0042	110	9.2	100	2.7	341	179.3	29
84	484.41	5.87	256.80	577	0.53	0.0796	0.0040	0.0121	0.0003	0.5601	0.0477	0.0020	78	3.9	78	2.2	83	98.5	93
85	645.62	9.19	180.25	4582	0.28	0.0943	0.0040	0.0142	0.0004	0.6589	0.0480	0.0015	91	3.9	91	2.6	100	75.9	91
86	845.13	12.08	277.59	3436	0.33	0.0944	0.0039	0.0143	0.0004	0.6715	0.0479	0.0015	92	3.8	91	2.6	95	73.1	96
87	1419.37	21.39	290.36	868	0.20	0.0995	0.0056	0.0151	0.0004	0.4955	0.0479	0.0023	96	5.4	96	2.7	94	115.7	103
88	249.12	6.86	237.84	948	0.95	0.1885	0.0124	0.0275	0.0008	0.4546	0.0497	0.0029	175	11.5	175	5.2	180	136.1	97
89	795.88	8.49	119.83	85534	0.15	0.0700	0.0035	0.0107	0.0003	0.5596	0.0476	0.0020	69	3.4	68	1.9	77	98.9	89
90	486.35	7.14	105.90	33743	0.22	0.0969	0.0055	0.0147	0.0004	0.4834	0.0479	0.0024	94	5.3	94	2.6	92	116.8	102
91	442.63	6.38	111.44	1852	0.25	0.0953	0.0047	0.0144	0.0004	0.5575	0.0479	0.0020	92	4.6	92	2.6	96	97.8	96

92	293.34	3.19	164.26	32156	0.56	0.0710	0.0037	0.0109	0.0003	0.5310	0.0473	0.0021	70	3.6	70	1.9	65	104.7	108
93	1314.72	18.25	318.24	14419	0.24	0.0915	0.0040	0.0139	0.0004	0.6284	0.0478	0.0016	89	3.9	89	2.4	89	80.3	99
94	502.31	7.00	226.11	70435	0.45	0.0924	0.0040	0.0139	0.0004	0.6342	0.0481	0.0016	90	3.9	89	2.4	105	78.6	85
95	124.72	2.04	62.32	647	0.50	0.1111	0.0119	0.0164	0.0005	0.2734	0.0492	0.0051	107	11.5	105	3.1	159	241.4	66
96	445.24	6.57	56.89	7975	0.13	0.0987	0.0066	0.0148	0.0004	0.4039	0.0485	0.0030	96	6.4	94	2.6	125	144.6	76
97	127.23	1.88	64.54	532	0.51	0.0979	0.0121	0.0148	0.0004	0.2408	0.0481	0.0058	95	11.7	94	2.8	105	283.9	90
98	771.70	9.92	203.56	61580	0.26	0.0846	0.0037	0.0129	0.0004	0.6414	0.0478	0.0016	82	3.6	82	2.3	87	79.5	95
99	74.75	1.30	29.69	389	0.40	0.1148	0.0233	0.0173	0.0005	0.1481	0.0480	0.0096	110	22.4	111	3.3	101	473.7	110
100	189.31	4.09	65.58	632	0.35	0.1455	0.0067	0.0216	0.0006	0.6053	0.0488	0.0018	138	6.3	138	3.8	138	85.7	100
101	695.59	9.95	167.28	100075	0.24	0.0947	0.0038	0.0143	0.0004	0.7022	0.0480	0.0014	92	3.7	92	2.6	98	67.1	93
102	221.45	3.51	54.74	1494	0.25	0.1054	0.0077	0.0158	0.0004	0.3785	0.0483	0.0033	102	7.5	101	2.8	113	160.3	90
103	373.12	5.82	104.74	7047	0.28	0.1032	0.0045	0.0156	0.0004	0.6509	0.0480	0.0016	100	4.3	100	2.8	99	77.9	100
104	579.31	8.58	84.08	1493	0.15	0.0988	0.0055	0.0148	0.0004	0.5090	0.0484	0.0023	96	5.3	95	2.7	118	113.1	80
105	507.00	10.83	63.28	5204	0.12	0.1438	0.0083	0.0214	0.0006	0.4683	0.0488	0.0025	136	7.9	136	3.7	139	120.3	98
106	142.79	2.95	36.51	972	0.26	0.1551	0.0205	0.0207	0.0006	0.2123	0.0544	0.0070	146	19.3	132	3.7	387	289.8	34
107	144.67	2.29	63.07	23042	0.44	0.1050	0.0060	0.0159	0.0005	0.5113	0.0480	0.0023	101	5.7	101	2.9	99	115.3	102
108	328.66	5.17	170.19	3265	0.52	0.1044	0.0050	0.0157	0.0004	0.5823	0.0481	0.0019	101	4.8	101	2.8	106	92.3	95
109	297.83	1.58	283.58	372	0.95	0.0341	0.0024	0.0053	0.0002	0.4386	0.0468	0.0029	34	2.4	34	1.0	39	148.3	87
110	228.35	90.97	80.22	913209	0.35	8.7117	0.3259	0.3984	0.0111	0.7476	0.1586	0.0039	2308	86.3	2162	60.4	2441	42.1	89

f) *Litarenita feldespática de Os (IAG17-20).*

Id	Concentraciones (ppm)					Relaciones							Edades (Ma)				Concor.		
	U	Pb	Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
1	810.02	15.07	85.93	4434	0.11	0.125	0.006	0.01861	0.00052	0.63	0.0487	0.0017	120	5.3	119	3.3	133	80	89
2	377.97	5.68	159.11	56407	0.42	0.100	0.007	0.01503	0.00042	0.42	0.0482	0.0029	97	6.5	96	2.7	107	144	90
3	475.55	6.03	157.25	59911	0.33	0.084	0.004	0.01269	0.00036	0.53	0.0478	0.0022	82	4.4	81	2.3	90	108	90
4	423.87	6.46	73.79	64107	0.17	0.101	0.005	0.01523	0.00042	0.53	0.0480	0.0021	97	5.1	97	2.7	99	105	99
5	205.42	3.40	59.52	33776	0.29	0.110	0.008	0.01656	0.00048	0.39	0.0481	0.0033	106	7.9	106	3.1	105	163	101
6	193.08	0.82	108.92	79	0.56	0.028	0.005	0.00427	0.00014	0.19	0.0471	0.0082	28	4.9	27	0.9	53	414	52
7	387.57	6.16	46.63	1205	0.12	0.106	0.006	0.01589	0.00044	0.53	0.0482	0.0021	102	5.3	102	2.8	108	105	94
8	665.66	10.62	269.55	105372	0.40	0.106	0.004	0.01595	0.00044	0.69	0.0481	0.0014	102	4.1	102	2.8	103	69	99
9	386.26	7.91	56.33	78568	0.15	0.137	0.007	0.02049	0.00058	0.57	0.0486	0.0020	131	6.5	131	3.7	126	96	104
10	281.12	3.76	91.58	37293	0.33	0.089	0.010	0.01336	0.00038	0.25	0.0482	0.0053	86	9.8	86	2.4	109	261	78
11	237.19	5.51	112.81	3072	0.48	0.157	0.010	0.02323	0.00066	0.45	0.0489	0.0028	148	9.3	148	4.2	144	132	102
12	1996.47	22.72	293.68	2383	0.15	0.075	0.005	0.01138	0.00032	0.43	0.0476	0.0028	73	4.7	73	2.1	79	139	92
13	327.47	5.16	135.66	873	0.41	0.105	0.005	0.01577	0.00044	0.64	0.0482	0.0016	101	4.4	101	2.8	110	79	92
14	366.09	5.40	63.17	1770	0.17	0.098	0.005	0.01476	0.00042	0.58	0.0481	0.0019	95	4.6	94	2.7	103	94	92
15	1066.17	15.33	281.27	11175	0.26	0.095	0.004	0.01438	0.00040	0.66	0.0480	0.0015	92	3.9	92	2.6	99	76	93
16	184.39	3.00	67.56	472	0.37	0.108	0.008	0.01627	0.00046	0.38	0.0484	0.0033	105	7.8	104	2.9	117	162	89
17	142.77	2.24	47.06	2063	0.33	0.104	0.008	0.01568	0.00046	0.36	0.0482	0.0037	101	8.2	100	2.9	107	180	94
18	331.58	3.88	175.09	38543	0.53	0.077	0.004	0.01171	0.00034	0.51	0.0475	0.0023	75	4.3	75	2.2	76	117	98
19	126.05	2.86	40.61	719	0.32	0.153	0.011	0.02271	0.00066	0.39	0.0489	0.0033	145	10.7	145	4.2	145	159	100
20	608.05	9.33	153.96	2470	0.25	0.102	0.004	0.01535	0.00042	0.68	0.0480	0.0014	98	3.9	98	2.7	101	69	97
21	1372.33	30.58	73.96	11454	0.05	0.151	0.006	0.02228	0.00062	0.76	0.0491	0.0012	143	5.2	142	4.0	155	55	92
22	282.86	3.34	108.24	603	0.38	0.083	0.011	0.01182	0.00034	0.22	0.0508	0.0065	81	10.7	76	2.2	230	298	33
23	355.10	4.42	120.52	43817	0.34	0.082	0.005	0.01244	0.00036	0.44	0.0475	0.0028	80	5.3	80	2.3	75	142	106
24	40.24	0.66	13.76	6586	0.34	0.110	0.019	0.01650	0.00054	0.19	0.0484	0.0082	106	18.3	105	3.5	120	400	88
25	259.20	3.97	62.63	930	0.24	0.101	0.012	0.01531	0.00044	0.25	0.0479	0.0054	98	11.3	98	2.8	94	266	104
26	663.20	10.59	79.28	971	0.12	0.108	0.007	0.01597	0.00044	0.42	0.0488	0.0029	104	6.8	102	2.8	140	138	73
27	312.16	4.76	79.36	1227	0.25	0.101	0.011	0.01524	0.00042	0.26	0.0482	0.0048	98	10.2	98	2.7	108	237	90
28	309.36	9.70	88.42	1414	0.29	0.251	0.024	0.03136	0.00088	0.30	0.0581	0.0053	228	21.6	199	5.6	534	199	37

29	799.83	9.30	187.43	814	0.23	0.077	0.008	0.01163	0.00032	0.27	0.0481	0.0048	75	7.7	75	2.1	104	234	72
30	343.79	5.32	83.83	52755	0.24	0.102	0.005	0.01547	0.00044	0.56	0.0479	0.0020	99	5.0	99	2.8	96	99	103
31	153.65	2.25	24.42	6613	0.16	0.097	0.007	0.01464	0.00042	0.41	0.0482	0.0031	94	6.6	94	2.7	109	150	86
32	135.71	1.97	57.51	19547	0.42	0.096	0.007	0.01452	0.00042	0.41	0.0481	0.0031	93	6.6	93	2.7	105	153	89
33	186.49	2.80	58.47	731	0.31	0.100	0.006	0.01502	0.00044	0.53	0.0482	0.0023	97	5.4	96	2.8	108	112	89
34	259.49	5.34	104.63	30568	0.40	0.138	0.006	0.02057	0.00058	0.65	0.0486	0.0016	131	5.7	131	3.7	127	78	104
35	72.07	1.14	14.06	121	0.20	0.105	0.015	0.01581	0.00048	0.21	0.0480	0.0068	101	14.7	101	3.1	101	337	100
36	527.45	8.52	81.85	84515	0.16	0.107	0.005	0.01616	0.00046	0.65	0.0482	0.0016	104	4.5	103	2.9	109	78	95
37	59.40	0.94	16.15	5579	0.27	0.109	0.008	0.01588	0.00050	0.44	0.0498	0.0032	105	7.6	102	3.2	184	152	55
38	276.16	4.09	105.45	878	0.38	0.098	0.005	0.01481	0.00042	0.61	0.0478	0.0017	95	4.4	95	2.7	91	86	104
39	422.43	6.60	51.94	962	0.12	0.104	0.005	0.01563	0.00044	0.55	0.0480	0.0020	100	5.1	100	2.8	101	100	99
40	118.37	1.88	42.09	18622	0.36	0.106	0.007	0.01587	0.00046	0.43	0.0482	0.0029	102	6.9	102	2.9	111	144	92
41	511.22	7.39	162.36	73245	0.32	0.096	0.004	0.01445	0.00040	0.63	0.0480	0.0016	93	4.1	92	2.6	100	81	93
42	194.65	4.05	65.61	40171	0.34	0.140	0.006	0.02082	0.00060	0.62	0.0487	0.0018	133	6.1	133	3.8	133	85	100
43	433.03	6.35	96.43	8465	0.22	0.097	0.004	0.01466	0.00042	0.67	0.0479	0.0015	94	4.0	94	2.7	93	74	101
44	562.83	8.25	161.24	81756	0.29	0.097	0.005	0.01465	0.00040	0.56	0.0479	0.0019	94	4.6	94	2.6	94	96	99
45	328.05	4.81	58.67	47645	0.18	0.097	0.006	0.01465	0.00042	0.49	0.0479	0.0024	94	5.5	94	2.7	95	121	98
46	254.12	5.40	55.40	414	0.22	0.143	0.006	0.02126	0.00060	0.63	0.0487	0.0017	136	6.0	136	3.8	135	81	100
47	401.86	8.82	104.62	7577	0.26	0.148	0.011	0.02196	0.00062	0.37	0.0488	0.0034	140	10.6	140	4.0	136	166	103
48	634.92	13.41	124.90	1320	0.20	0.142	0.006	0.02112	0.00058	0.65	0.0489	0.0016	135	5.7	135	3.7	142	76	95
49	251.70	2.95	108.57	804	0.43	0.077	0.006	0.01173	0.00034	0.37	0.0475	0.0034	75	5.9	75	2.2	76	172	98
50	176.28	2.47	81.86	679	0.46	0.093	0.006	0.01402	0.00040	0.48	0.0480	0.0025	90	5.4	90	2.6	101	124	89
51	567.09	7.70	186.46	6245	0.33	0.090	0.004	0.01358	0.00038	0.63	0.0479	0.0016	87	3.9	87	2.4	94	81	93
52	484.53	6.66	204.72	1244	0.42	0.091	0.005	0.01375	0.00038	0.50	0.0481	0.0023	89	4.9	88	2.4	103	114	86
53	275.19	67.94	103.91	289237	0.38	3.065	0.107	0.24689	0.00680	0.79	0.0900	0.0019	1424	49.6	1422	39.2	1426	41	100
54	249.83	7.40	166.40	4321	0.67	0.204	0.009	0.02963	0.00082	0.65	0.0498	0.0016	188	8.0	188	5.2	187	76	101
55	1221.50	16.55	171.22	5365	0.14	0.093	0.004	0.01355	0.00038	0.74	0.0497	0.0013	90	3.4	87	2.4	182	59	48
56	216.27	4.65	54.51	46082	0.25	0.145	0.008	0.02150	0.00060	0.53	0.0490	0.0022	138	7.2	137	3.8	148	104	92
57	169.43	3.75	36.79	37112	0.22	0.149	0.008	0.02211	0.00062	0.53	0.0489	0.0022	141	7.5	141	4.0	145	106	97
58	135.29	2.04	45.53	270	0.34	0.100	0.010	0.01507	0.00044	0.28	0.0480	0.0048	97	10.0	96	2.8	100	235	97
59	146.87	0.63	91.98	6205	0.63	0.027	0.004	0.00426	0.00014	0.24	0.0465	0.0063	27	3.8	27	0.9	26	324	107
60	242.53	3.51	83.39	2966	0.34	0.096	0.007	0.01446	0.00042	0.43	0.0481	0.0030	93	6.3	93	2.7	105	145	88

61	501.20	6.10	244.30	419	0.49	0.085	0.008	0.01217	0.00034	0.31	0.0506	0.0043	83	7.4	78	2.2	221	198	35
62	1091.16	16.33	264.10	161851	0.24	0.099	0.005	0.01497	0.00042	0.61	0.0479	0.0017	96	4.4	96	2.7	93	86	103
63	387.95	8.72	64.87	86392	0.17	0.152	0.009	0.02248	0.00062	0.44	0.0490	0.0027	143	9.0	143	4.0	145	131	99
64	380.39	5.82	91.20	6954	0.24	0.101	0.006	0.01529	0.00042	0.46	0.0481	0.0025	98	5.8	98	2.7	103	125	95
65	247.68	59.76	69.43	591892	0.28	2.945	0.106	0.24128	0.00670	0.77	0.0885	0.0020	1394	50.3	1393	38.7	1394	44	100
66	181.55	3.67	56.96	1362	0.31	0.136	0.010	0.02019	0.00058	0.40	0.0487	0.0032	129	9.4	129	3.7	134	156	96
67	573.52	8.19	133.35	5171	0.23	0.094	0.004	0.01428	0.00040	0.68	0.0479	0.0014	91	3.8	91	2.6	92	71	99
68	158.10	2.46	32.23	385	0.20	0.103	0.006	0.01557	0.00046	0.48	0.0481	0.0026	100	6.1	100	2.9	102	128	97
69	166.67	34.46	71.07	341209	0.43	2.297	0.081	0.20673	0.00572	0.78	0.0806	0.0018	1211	42.9	1211	33.5	1211	43	100
70	531.85	8.90	198.36	88184	0.37	0.111	0.004	0.01674	0.00046	0.69	0.0482	0.0014	107	4.2	107	2.9	108	68	99
71	290.92	4.80	107.10	47565	0.37	0.110	0.005	0.01651	0.00046	0.57	0.0483	0.0019	106	5.1	106	2.9	112	94	94
72	325.65	5.06	97.44	821	0.30	0.103	0.004	0.01555	0.00044	0.65	0.0480	0.0016	99	4.3	99	2.8	97	79	102
73	240.61	5.40	106.43	53516	0.44	0.151	0.009	0.02246	0.00064	0.50	0.0488	0.0024	143	8.1	143	4.1	138	116	104
74	485.13	10.60	142.91	29385	0.29	0.149	0.012	0.02184	0.00060	0.34	0.0495	0.0037	141	11.3	139	3.8	173	175	81
75	984.03	10.14	376.89	3258	0.38	0.067	0.003	0.01030	0.00028	0.59	0.0473	0.0017	66	3.0	66	1.8	66	87	99
76	505.57	5.80	419.16	57443	0.83	0.076	0.004	0.01148	0.00032	0.59	0.0478	0.0018	74	3.5	74	2.1	90	90	81
77	285.62	4.49	66.74	292	0.23	0.104	0.006	0.01573	0.00044	0.47	0.0478	0.0025	100	6.0	101	2.8	87	126	116
78	295.49	4.33	181.02	620	0.61	0.097	0.005	0.01466	0.00042	0.58	0.0479	0.0019	94	4.6	94	2.7	96	95	97
79	425.74	5.08	144.63	16684	0.34	0.078	0.004	0.01193	0.00034	0.60	0.0475	0.0018	76	3.6	76	2.2	75	90	101
80	93.23	1.46	18.27	341	0.20	0.104	0.012	0.01570	0.00046	0.25	0.0482	0.0054	101	11.6	100	2.9	111	263	90
81	731.30	19.70	340.30	36340	0.47	0.184	0.007	0.02694	0.00074	0.72	0.0495	0.0013	171	6.5	171	4.7	173	61	99
82	151.77	0.63	90.17	397	0.59	0.027	0.007	0.00412	0.00014	0.12	0.0478	0.0129	27	7.4	27	0.9	89	640	30
83	170.60	42.45	107.06	10259	0.63	3.118	0.109	0.24884	0.00688	0.79	0.0909	0.0020	1437	50.4	1432	39.6	1444	41	99
84	280.65	6.06	34.75	59930	0.12	0.146	0.006	0.02158	0.00060	0.63	0.0490	0.0017	138	6.1	138	3.8	148	80	93
85	101.64	1.66	51.84	161	0.51	0.109	0.011	0.01635	0.00048	0.30	0.0482	0.0045	105	10.3	105	3.1	110	221	95
86	520.60	11.47	282.25	14162	0.54	0.149	0.006	0.02204	0.00062	0.72	0.0490	0.0013	141	5.5	141	4.0	145	64	97
87	130.60	1.83	52.76	2453	0.40	0.093	0.007	0.01404	0.00042	0.42	0.0480	0.0031	90	6.4	90	2.7	97	153	93
88	3405.32	40.66	161.94	1515	0.05	0.079	0.004	0.01194	0.00032	0.50	0.0478	0.0022	77	4.2	77	2.1	90	111	85
89	703.94	10.19	196.25	5447	0.28	0.096	0.004	0.01448	0.00040	0.70	0.0479	0.0014	93	3.7	93	2.6	96	67	96
90	418.96	5.74	163.87	56841	0.39	0.090	0.004	0.01371	0.00038	0.58	0.0478	0.0019	88	4.2	88	2.4	89	92	99
91	1224.34	17.19	268.05	170022	0.22	0.093	0.003	0.01404	0.00038	0.73	0.0479	0.0012	90	3.3	90	2.4	95	59	95
92	415.71	6.58	160.87	1006	0.39	0.105	0.005	0.01583	0.00044	0.62	0.0481	0.0017	101	4.5	101	2.8	105	83	97

93	242.96	9.59	117.36	1273	0.48	0.279	0.011	0.03949	0.00110	0.69	0.0512	0.0015	250	10.1	250	7.0	252	67	99
94	188.22	2.78	61.44	27503	0.33	0.098	0.006	0.01477	0.00042	0.48	0.0480	0.0025	95	5.6	95	2.7	101	122	94
95	310.66	4.24	77.26	4764	0.25	0.090	0.004	0.01366	0.00038	0.61	0.0480	0.0017	88	4.0	87	2.4	98	85	89
96	270.32	4.06	57.39	40164	0.21	0.100	0.005	0.01502	0.00042	0.52	0.0481	0.0022	96	5.1	96	2.7	102	107	94
97	811.83	13.01	88.98	128730	0.11	0.106	0.004	0.01603	0.00044	0.72	0.0480	0.0013	102	3.9	103	2.8	101	63	101
98	294.27	4.54	137.29	44881	0.47	0.102	0.005	0.01542	0.00044	0.63	0.0479	0.0017	98	4.5	99	2.8	93	83	106
99	262.01	3.76	67.42	2784	0.26	0.095	0.005	0.01435	0.00040	0.58	0.0480	0.0019	92	4.5	92	2.6	99	94	93
100	237.87	3.48	77.33	540	0.33	0.097	0.006	0.01461	0.00042	0.48	0.0481	0.0026	94	5.7	94	2.7	106	126	88
101	421.07	6.83	94.76	1151	0.23	0.107	0.006	0.01621	0.00046	0.54	0.0481	0.0021	104	5.5	104	2.9	103	105	100
102	1126.28	15.52	93.55	153521	0.08	0.091	0.005	0.01378	0.00038	0.53	0.0478	0.0021	88	4.6	88	2.4	89	105	99
103	2371.22	42.56	760.06	4088	0.32	0.120	0.005	0.01795	0.00050	0.69	0.0484	0.0014	115	4.6	115	3.2	116	69	99
104	496.51	10.85	127.74	2166	0.26	0.148	0.006	0.02186	0.00060	0.62	0.0490	0.0017	140	6.1	139	3.8	146	80	95
105	126.90	2.32	47.09	6488	0.37	0.121	0.023	0.01831	0.00054	0.15	0.0477	0.0091	116	22.2	117	3.4	86	450	135
106	894.10	9.77	604.86	3449	0.68	0.071	0.003	0.01093	0.00030	0.70	0.0474	0.0013	70	2.8	70	1.9	70	67	100
107	329.13	7.49	112.44	74040	0.34	0.154	0.007	0.02275	0.00064	0.59	0.0492	0.0019	146	6.9	145	4.1	158	89	92
108	192.68	2.88	64.75	28441	0.34	0.099	0.005	0.01493	0.00044	0.58	0.0479	0.0020	96	4.8	96	2.8	95	98	100
109	551.80	7.68	129.03	75863	0.23	0.092	0.004	0.01391	0.00038	0.65	0.0478	0.0015	89	3.8	89	2.4	88	76	101
110	408.05	8.78	145.41	86807	0.36	0.145	0.006	0.02152	0.00060	0.65	0.0488	0.0016	137	5.9	137	3.8	140	76	98
111	360.71	7.89	78.43	1568	0.22	0.148	0.006	0.02186	0.00062	0.68	0.0490	0.0015	140	5.8	139	4.0	146	72	96
112	59.34	1.00	21.97	712	0.37	0.113	0.019	0.01687	0.00052	0.18	0.0486	0.0080	109	18.3	108	3.3	128	389	85
113	137.07	2.13	37.21	21087	0.27	0.103	0.006	0.01556	0.00046	0.52	0.0482	0.0024	100	5.7	100	2.9	110	116	91
114	709.04	9.81	364.92	733	0.51	0.091	0.006	0.01384	0.00038	0.43	0.0476	0.0028	88	5.7	89	2.4	81	138	109
115	1760.19	23.11	329.33	2382	0.19	0.086	0.005	0.01313	0.00036	0.51	0.0478	0.0022	84	4.5	84	2.3	88	109	96

g) Lava dacítica de Md1 (IAG17-10).

Id	Concentraciones (ppm)					Relaciones							Edades (Ma)				Concor. %		
	U	Pb	Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ
1	83.31	0.2041	30.114	29.83	0.36	0.0169	0.0069	0.00245	0.00010	0.10	0.050	0.0204	17	7.0	16	0.6	200	946	8
2	73.86	0.1861	22.336	25.55	0.30	0.0166	0.0039	0.00252	0.00012	0.20	0.048	0.0111	17	4.0	16	0.8	83	551	19
3	265.80	0.7256	32.427	61.22	0.12	0.0390	0.0148	0.00273	0.00010	0.10	0.104	0.0392	39	14.8	18	0.6	1692	697	1
4	62.07	0.1676	20.049	23.77	0.32	0.0201	0.0118	0.00270	0.00014	0.09	0.054	0.0315	20	11.8	17	0.9	376	1308	5
5	160.19	0.4165	38.430	32.66	0.24	0.0434	0.0130	0.00260	0.00012	0.15	0.121	0.0358	43	12.9	17	0.8	1972	527	1
6	791.99	2.0592	56.384	171.28	0.07	0.0176	0.0018	0.00260	0.00008	0.30	0.049	0.0049	18	1.8	17	0.5	154	232	11
7	62.41	0.1654	21.541	50.05	0.35	0.0180	0.0088	0.00265	0.00014	0.11	0.049	0.0240	18	8.9	17	0.9	160	1141	11
8	139.71	0.3758	49.766	28.09	0.36	0.0283	0.0171	0.00269	0.00012	0.07	0.076	0.0459	28	17.1	17	0.8	1106	1202	2
9	97.25	0.2422	20.825	1635.78	0.21	0.0161	0.0023	0.00249	0.00010	0.28	0.047	0.0065	16	2.4	16	0.6	43	334	37
10	632.21	1.5552	142.720	162.44	0.23	0.0165	0.0030	0.00246	0.00008	0.18	0.049	0.0086	17	3.0	16	0.5	132	417	12
11	166.98	0.4408	50.650	70.23	0.30	0.0172	0.0044	0.00264	0.00010	0.15	0.047	0.0118	17	4.4	17	0.6	60	597	28
12	99.31	0.2632	21.431	2424.00	0.22	0.0174	0.0072	0.00265	0.00010	0.09	0.048	0.0196	18	7.2	17	0.6	80	975	21
13	128.42	0.3390	33.838	67.48	0.26	0.0286	0.0117	0.00264	0.00010	0.09	0.079	0.0321	29	11.8	17	0.6	1160	811	1
14	110.38	0.2815	44.980	331.92	0.41	0.0164	0.0037	0.00255	0.00010	0.17	0.047	0.0105	16	3.8	16	0.6	27	539	60
15	86.30	0.2494	34.216	14.12	0.40	0.0946	0.0340	0.00289	0.00044	0.42	0.237	0.0772	92	33.0	19	2.8	3102	519	1
16	223.32	0.5851	272.250	389.28	1.22	0.0487	0.0111	0.00262	0.00022	0.37	0.135	0.0287	48	11.0	17	1.4	2161	371	1
17	617.13	1.5366	148.871	14119.00	0.24	0.0162	0.0013	0.00249	0.00008	0.39	0.047	0.0036	16	1.3	16	0.5	52	182	31
18	105.32	0.2759	28.035	2538.00	0.27	0.0176	0.0105	0.00262	0.00012	0.08	0.049	0.0290	18	10.6	17	0.8	129	1406	13
19	94.04	0.2351	28.447	2161.00	0.30	0.0162	0.0033	0.00250	0.00010	0.20	0.047	0.0093	16	3.3	16	0.6	43	475	37
20	161.82	0.4110	50.515	3784.00	0.31	0.0167	0.0030	0.00254	0.00010	0.22	0.048	0.0083	17	3.0	16	0.6	81	414	20
21	110.81	0.2748	45.484	2526.00	0.41	0.0162	0.0039	0.00248	0.00010	0.17	0.047	0.0113	16	4.0	16	0.6	72	567	22
22	201.92	0.5008	71.274	4600.00	0.35	0.0159	0.0017	0.00248	0.00008	0.31	0.047	0.0047	16	1.7	16	0.5	26	240	61
23	64.06	0.1672	23.000	91.78	0.36	0.0180	0.0054	0.00261	0.00016	0.21	0.050	0.0146	18	5.4	17	1.0	199	676	8
24	134.56	0.3337	42.139	127.60	0.31	0.0190	0.0046	0.00248	0.00010	0.16	0.055	0.0134	19	4.7	16	0.6	431	538	4
25	102.78	0.2600	29.353	2390.00	0.29	0.0161	0.0029	0.00253	0.00010	0.22	0.046	0.0080	16	2.9	16	0.6	13	418	128
26	413.20	1.0661	68.141	9827.00	0.16	0.0188	0.0029	0.00258	0.00008	0.20	0.053	0.0081	19	3.0	17	0.5	321	348	5
27	195.33	0.4981	28.550	4579.00	0.15	0.0171	0.0056	0.00255	0.00008	0.10	0.049	0.0159	17	5.6	16	0.5	128	768	13
28	77.46	0.1952	28.395	28.82	0.37	0.0163	0.0052	0.00252	0.00010	0.13	0.047	0.0148	16	5.2	16	0.6	49	751	33
29	122.99	0.3050	52.794	2803.00	0.43	0.0160	0.0025	0.00248	0.00010	0.26	0.047	0.0071	16	2.5	16	0.6	37	363	43
30	86.17	0.2128	31.675	1956.00	0.37	0.0170	0.0047	0.00247	0.00012	0.18	0.050	0.0135	17	4.7	16	0.8	195	629	8

h) Lava andesítica de Ma1 (IAG17-14).

Id	Concentraciones (ppm)					Relaciones							Edades (Ma)				Concor. %		
	U	Pb	Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 s	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 s		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 s
1	98.96	0.2593	34.29	2496.00	0.3465	0.0171	0.005	0.0026	0.00012	0.149	0.0473	0.014	17	5.3	17	0.8	63	724	27
2	128.43	0.3185	51.07	27.97	0.3977	0.0159	0.004	0.0025	0.00010	0.175	0.0466	0.011	16	3.7	16	0.6	26	544	61
3	124.42	0.3260	46.36	30.05	0.3726	0.0201	0.011	0.0026	0.00010	0.067	0.0558	0.032	20	11.5	17	0.6	443	1261	4
4	61.17	0.1627	16.59	1566.00	0.2712	0.0185	0.011	0.0027	0.00012	0.074	0.0504	0.031	19	11.4	17	0.8	215	1412	8
5	91.05	0.2422	20.94	2335.00	0.2300	0.0188	0.008	0.0027	0.00020	0.173	0.0512	0.022	19	8.2	17	1.3	251	984	7
6	53.12	0.1349	22.17	22.94	0.4173	0.0162	0.006	0.0025	0.00016	0.162	0.0464	0.018	16	6.3	16	1.0	16	920	100
7	598.73	1.5268	125.10	203.18	0.2089	0.0195	0.004	0.0026	0.00008	0.144	0.0555	0.012	20	4.3	16	0.5	433	479	4
8	55.32	0.1483	21.10	1427.00	0.3814	0.0218	0.016	0.0027	0.00022	0.110	0.0589	0.044	22	16.3	17	1.4	564	1616	3
9	79.62	0.1991	23.34	1921.00	0.2931	0.0170	0.008	0.0025	0.00010	0.088	0.0494	0.023	17	7.8	16	0.6	168	1064	10
10	82.12	0.2069	29.40	28.59	0.3580	0.0168	0.003	0.0025	0.00010	0.214	0.0483	0.009	17	3.1	16	0.6	115	428	14
11	79.83	0.2036	21.15	60.91	0.2650	0.0183	0.009	0.0026	0.00018	0.142	0.0521	0.026	18	9.2	16	1.2	290	1125	6
12	71.72	0.1836	25.56	80.57	0.3564	0.0174	0.004	0.0026	0.00012	0.214	0.0492	0.011	17	3.8	16	0.8	158	501	10
13	135.35	0.3451	37.95	173.02	0.2804	0.0173	0.007	0.0026	0.00010	0.097	0.0492	0.020	17	7.1	16	0.6	155	947	11
14	141.77	0.3615	24.88	208.11	0.1755	0.0293	0.010	0.0026	0.00012	0.133	0.0834	0.029	29	10.4	16	0.8	1279	683	1
15	100.44	0.2481	43.58	33.47	0.4339	0.0158	0.003	0.0025	0.00010	0.242	0.0464	0.008	16	2.7	16	0.6	17	391	91
16	74.59	0.4110	25.25	29.24	0.3385	0.3251	0.025	0.0055	0.00020	0.471	0.4279	0.029	286	22.0	35	1.3	4010	102	1
17	77.15	0.1906	30.82	1838.00	0.3995	0.0162	0.010	0.0025	0.00012	0.082	0.0476	0.028	16	9.7	16	0.8	78	1406	20
18	68.23	0.1753	22.95	172.97	0.3364	0.0210	0.009	0.0026	0.00012	0.110	0.0593	0.025	21	9.0	17	0.8	578	920	3
19	106.69	0.3265	29.50	12.47	0.2766	0.0911	0.030	0.0031	0.00046	0.464	0.2159	0.062	89	28.7	20	3.0	2950	464	1
20	110.30	0.2724	43.99	673.08	0.3988	0.0160	0.005	0.0025	0.00014	0.175	0.0471	0.015	16	5.2	16	0.9	55	759	29
21	122.69	0.6760	29.51	37.26	0.2405	0.3308	0.020	0.0055	0.00020	0.604	0.4355	0.021	290	17.5	35	1.3	4036	72	1
22	58.81	0.1747	16.83	1688.00	0.2861	0.0815	0.036	0.0030	0.00060	0.457	0.1991	0.078	80	35.2	19	3.9	2819	642	1
23	144.52	0.7920	29.13	31.09	0.2016	0.2614	0.022	0.0055	0.00018	0.391	0.3459	0.027	236	19.8	35	1.2	3689	118	1
24	104.19	0.2657	29.06	2568.00	0.2790	0.0302	0.014	0.0026	0.00014	0.120	0.0858	0.039	30	13.8	16	0.9	1334	880	1

Anexos F. Análisis de geocronología en Ar-Ar

a) Tefra pumicítica de Ost (IAG13-3).

grano	pwr(W)	³⁹ Ar(10 ⁻⁶)	³⁹ Ar (%)	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad (Ma)	1σ	⁴⁰ Ar*(%)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1‡	5	25.01	0.99	3.14	0.30	18.22	1.75	93.13	4302.89	0.018
2‡	5	37.58	0.98	3.53	0.22	20.51	1.26	90.25	3029.49	0.021
3‡	5	35.80	0.98	3.84	0.21	22.26	1.21	93.13	4298.77	0.007
4‡	5	41.46	0.99	3.95	0.17	22.91	0.95	86.71	2223.06	0.056
5‡	5	58.11	0.99	4.07	0.20	23.61	1.12	81.40	1588.34	0.089
6‡	5	123.06	0.99	4.18	0.11	24.21	0.63	92.72	4057.12	0.035
7‡	5	79.40	0.98	4.19	0.20	24.29	1.15	82.05	1646.06	0.029
8‡	5	68.13	0.98	4.37	0.10	25.30	0.58	99.08	32012.35	0.029
9‡	5	15.97	0.81	4.38	0.45	25.39	2.61	83.82	1826.27	0.072
10	5	35.86	0.83	12.01	0.57	68.79	3.19	80.75	1534.81	0.017
11	5	31.55	0.96	12.60	0.45	72.08	2.53	90.30	3046.02	0.009
12	5	42.67	0.97	13.52	0.31	77.25	1.76	95.55	6634.07	0.052
13	5	74.11	0.97	13.82	0.22	78.89	1.23	91.17	3345.73	0.017
14	5	54.14	0.96	14.04	0.24	80.12	1.34	90.61	3145.38	0.055
15	5	65.63	0.98	14.76	0.34	84.16	1.92	90.72	3183.33	0.075
16	5	116.82	0.97	14.85	0.26	84.66	1.46	86.95	2263.60	0.040
17	5	70.83	0.98	15.10	0.28	86.06	1.53	92.79	4096.18	0.043
18	5	63.75	0.97	15.23	0.24	86.78	1.31	97.05	10005.31	0.063

t = 23.8 ± 0.6 Ma MSWD = 3.6 n = 9

Fracción = (-25, +45; bt)

J = 0.00323519 ± 0.0000200425

‡ = Pasos empleados para calcular la edad (t).

Nota = Cada uno de los granos fueron "calentados" a una potencia inicial de 1 W. Una vez calculadas las edades fueron ordenadas de manera ascendente

b) *Lapillita de Ms1t (IAG17-12).**1er experimento*

pasos	pwr (W)	³⁹ Ar(10 ⁻⁶)	³⁹ Ar(%)	³⁹ Ar _{acum} (%)	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Edad (Ma)	⁴⁰ Ar*(%)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1	0.5	12549	2.5	2.5	-2.7	-24.8	-1.21	291.97	0.46
2	0.9	24593	4.9	7.3	-2.4	-22.0	-1.20	292.01	0.98
3	1.3	44740	8.8	16.2	-0.1	-1.1	-0.11	295.18	5.82
4‡	1.8	76909	15.1	31.3	1.1	10.3	3.14	305.06	8.43
5‡	2.3	123275	24.2	55.5	1.5	13.4	6.49	316.02	9.29
6‡	2.7	106466	20.9	76.4	1.7	15.3	6.83	317.16	8.97
7	3.2	61147	12.0	88.4	2.1	19.7	4.49	309.39	9.06
8	5.0	59164	11.6	100.0	2.8	25.6	4.48	309.37	8.88

60.2

t = 13.6 ± 1.2 Ma

MSWD=10.8 n=3

2do experimento

pasos	pwr (W)	³⁹ Ar(10 ⁻⁶)	³⁹ Ar(%)	³⁹ Ar _{acum} (%)	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Edad (Ma)	⁴⁰ Ar*(%)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1	0.5	8874	2.0	2.0	-2.0	-18.2	-0.83	293.07	0.22
2	0.9	21053	4.8	6.8	-1.3	-12.4	-0.79	293.19	0.43
3	1.4	22796	5.2	12.0	0.7	6.7	0.64	297.39	1.24
4‡	1.9	40297	9.2	21.2	1.1	10.6	1.58	300.23	7.20
5‡	2.2	59945	13.7	34.9	1.2	11.0	4.02	307.86	8.54
6‡	2.5	79202	18.1	53.0	1.5	13.8	6.07	314.58	8.98
7‡	2.7	70154	16.0	69.0	1.6	14.9	6.68	316.64	8.91
8	3.0	68641	15.7	84.7	1.8	16.3	12.32	337.02	9.35
9	3.5	66804	15.2	99.9	2.0	18.6	14.8	346.65	9.39

57.0

t = 13.3 ± 0.9 Ma

MSWD=1.3 n=4

Fracción = (-25,+45; hb)

J = 0.005125 ± 0.000005

‡ = Pasos empleados para calcular la edad de meseta (t).

c) Lava dacítica de Md3 (IAG17-8; hb).

1er experimento

paso	pwr (W)	^{39}Ar (10^{-6})	^{39}Ar (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{acum}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad (Ma)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
1	0.5	44995	7.3	7.3	-8.19	-77.3	-147.24	119.52	0.67
2	1.2	134085	21.8	29.1	0.88	8.1	41.01	500.94	1.55
3‡	1.9	146060	23.7	52.8	0.69	6.3	55.76	667.94	6.92
4‡	2.3	95350	15.4	68.2	0.67	6.2	60.30	744.33	7.95
5‡	2.8	88955	14.4	82.6	0.66	6.1	45.69	544.05	8.95
6‡	3.1	42832	6.9	89.5	0.64	5.9	62.44	786.82	9.31
7	3.4	27207	4.4	93.9	0.62	5.8	63.14	801.66	10.74
8	5.0	37267	6.0	99.9	0.61	5.7	56.23	675.18	12.78
			60.4	t = 6.2 ± 0.1 Ma MSWD=6.0			n=4		

2do experimento

paso	pwr (W)	^{39}Ar (10^{-6})	^{39}Ar (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{acum}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad (Ma)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
1	0.4	23414	4.0	4.0	0.55	5.1	5.83	313.79	0.33
2	0.7	85592	14.6	18.6	0.60	5.6	16.34	353.21	0.59
3	1.1	78676	13.4	32.0	0.82	7.6	41.98	509.32	3.50
4‡	1.4	92016	15.7	47.7	0.79	7.3	53.72	638.56	6.02
5‡	1.8	136024	23.1	70.8	0.70	6.4	42.94	517.90	8.11
6‡	2.1	104119	17.7	88.5	0.69	6.4	56.97	686.67	9.06
7‡	2.5	46093	7.8	96.3	0.76	7.0	70.26	993.48	9.88
8	3.8	22039	3.7	100.0	1.20	11.1	79.21	1421.06	10.00
			64.2	t = 6.6 ± 0.5 Ma MSWD=0.2			n=4		
t _i =		6.2 ± 0.3 Ma	MSWD=3.5	n=8					

Fracción = (-25, +45; hb)

J = 0.005125 ± 0.000005 ‡ = Pasos empleados para calcular la edad de meseta (t) e Isócrona (t_i).

