CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Estratigrafía de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda: evidencias del inicio de extensión en el Golfo de California

Tesis

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

Presenta:

Jaime Alberto Cavazos Alvarez

Ensenada, Baja California, México

2015

Tesis defendida por

Jaime Alberto Cavazos Alvarez

y aprobada por el siguiente comité

Dr. Jesús Arturo Martín Barajas Director del Comité

Dra. Joann Miriam Stock Miembro del Comité Dr. Luis Alberto Delgado Argote Miembro del Comité

Dr. José Pedro Osuna Cañedo Miembro del Comité

Dr. Juan García Abdeslem Coordinador del Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra Dr. Jesús Favela Vara Director de Estudios de Posgrado

Julio, 2015

Resumen de la tesis que presenta Jaime Alberto Cavazos Alvarez como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Estratigrafía de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda: evidencias del inicio de extensión en el Golfo de California

Resumen elaborado por:

Jaime Alberto Cavazos Alvarez

La edad, estilo de deformación y magmatismo de la primera etapa de extensión continental del Golfo de California son aspectos importantes de la evolución tectónica del rift. La isla Ángel de la Guarda (IAG) es un bloque continental ubicado en la zona central del rift que constituye una localidad importante para documentar el inicio y estilo de la deformación y magmatismo asociado a la extensión. El registro estratigráfico en la porción centro-occidental de la isla (cuenca central) consta de tres secuencias volcanosedimentarias que sobreyacen al basamento cristalino y al volcanismo del arco Comondú del Mioceno temprano y medio en el norte de Baja California (21-15 Ma). La secuencia 1 consiste en 40 m de depósitos de arenisca y conglomerado polimíctico continental coronados por flujos de lava andesítica de 200 m de espesor de edad desconocida. La edad de la secuencia sedimentaria 1 está acotada por una toba de 25 ± 0.3 Ma (³⁹Ar/⁴⁰Ar en biotita). La secuencia 2 consiste en un paquete de arenisca, brecha y conglomerado monolitológico de 180 m, cuya fuente principal son domos de dacita de hornblenda del arco Comondú. Esta secuencia contiene depósitos piroclásticos y flujos de lava andesíticos intercalados en la parte central de la sección. La edad de una toba en la parte media de esta secuencia es 11.8 ± 0.2 Ma (³⁹Ar/⁴⁰Ar en sanidino). Hacia el norte la secuencia 2 (2N) incluye un complejo de domos y flujos riolíticos intercalados con sedimento tobáceo, además de un cono de escoria y flujos de lava mafica. La edad ³⁹Ar/⁴⁰Ar de un flujo riolítico es de 10.6 ± 0.2 Ma (plagioclasa) mientras que la edad de un flujo andesítico en la cima de la secuencia 2 es 7.2 \pm 0.2 Ma (roca total). La secuencia 3 incluye conglomerado arenisca y al menos cuatro depósitos volcaniclásticos. Un depósito de flujo piroclástico en la parte media de la secuencia tiene una edad ³⁹Ar/⁴⁰Ar de (hornblenda) 3 de 6.35 ± 0.1 Ma. Las secuencias 1, 2 y 3 están cortadas por fallas normales de alto ángulo de orientación N-NW. Sin embargo, la secuencia 1 está basculada 40-58° al oeste, mientras que las secuencias 2 y 3 buzan 11-30 ° en la misma dirección. La reconstrucción de secciones estratigráficas y estructurales indica que la secuencia 1 acumula 10 % de extensión, mientras que la secuencias 2 y 3 registran sólo 5 % de extensión. Estos resultados indican que el inicio de la extensión es anterior a 12 Ma y la mitad de esta extensión ocurrió después de 12 Ma. La orientación consistente al N-NW de las fallas y la falta de evidencias de deformación reciente del aluvión Plio-Cuaternario indica que las fallas que cortan a las secuencias miocénicas anteceden a la deformación actual de cizalla lateral del Canal de Ballenas. Análisis geoquímicos de andesitas y riolitas de las secuencias 2 y 2N indican que el magma riolítico y andesítico es cogenético y que presenta un menor fraccionamiento de Tierras Raras [(La/Yb(_N) 5.7-10)] en comparación con andesita

y dacita del campo volcánico de San Luis Gonzaga en la península [(La/Yb(N) 15-20)] atribuido al volcanismo de arco. Esto sugiere que el magmatismo sinextensional en la isla Ángel de la Guarda proviene de un magma padre empobrecido en elementos incompatibles, posiblemente asociados a la fusión por descompresión del manto. Sin embargo, la firma geoquímica del volcanismo sin-extensional también incluye algunas características del volcanismo de arco, como alto contenido de K₂O, alto Pb y anomalía positiva en Pb, y negativa en Nb, Ta. Anomalías negativas de Ti, P, and Eu solo se observaron en lavas riolíticas. Estas observaciones petrológicas y estructurales en la cuenca central de IAG indican que un proceso de extensión temprana progresiva (o en pulsos) (>12 Ma a <6 Ma) acomodó 10 % de extensión en fallas normales de alto ángulo. La baja magnitud de extensión sugiere que la IAG corresponde a un bloque cristalino adyacente a los dominios extensionales de las cuencas Tiburón y Delfín Superior que acomodaron la mayor deformación transtensional. Adicionalmente, se presenta un nuevo análisis geocronológico (³⁹Ar/⁴⁰Ar en sanidino) de Toba de San Felipe en la región de Cataviña por fusión individual de 24 cristales. Los resultados muestran 3 poblaciones de edad; 10.3 ±0.2, 12.2 ± 0.2 y 15.5 ± 0.1 Ma. Sólo la edad de 12 Ma es consistente con las edades reportadas para esta unidad en la isla Ángel de la Guarda y en la península de Baja California.

Abstract of the thesis presented by Jaime Alberto Cavazos Alvarez as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Master in Sciences in Earth Sciences with orientation in Geology.

Stratigraphy of the central basin of Ángel de la Guarda island: evidencies of early extension in the Gulf of California

Abstract by:

Jaime Alberto Cavazos Alvarez

The age, crustal deformation style and magmatism of the early phase of extension in the Gulf of California are important aspects in the tectonic evolution of the rift. Isla Angel de la Guarda (IAG) is a continental block located in the central part of the rift, and an important locality to document the timing of extension and post subduction magmatism. The stratigraphic record in the west-central portion of the island (central basin) consists of three volcanosedimentary continental sequences overlying the crystalline basement and early to middle Miocene dacite-andesite volcanic rocks of the Comondú arc (21-15 Ma in northern Baja California). Sequence 1 is a 40 m thick polymictic conglomerate and sandstone unit, overlain by 200 m-thick andesitic lava flows of unknown age. The age of sequence 1 is constrained by a 25 \pm 0.3 Ma tuff (³⁹Ar/⁴⁰Ar biotite). Sequence 2 is a 180-thick monomictic breccia-conglomerate unit grading westward to sandstone-siltstone facies. The main source of sequence 2 is mid-Miocene dacite domes of the extinct Comondú arc. Sequence 2 also contains pyroclastic deposits and andesitic lava flow units intercalated. The age of a marker tuff in the central part of the section is 11.8 \pm 0.2 Ma (³⁹Ar/⁴⁰Ar in sanidine). To the north, sequence 2 (2N) includes a rhyolite dome complex with tuffaceous sediments, a scoria cone and mafic lava flows. The ³⁹Ar/⁴⁰Ar age of a rhyolite flow is 10.6 ± 0.2 Ma (plagioclase). The bimodal andesite-rhyolite volcanic activity continued during late Miocene and the age of an andesite flow on top of the sequence 2 is 7.2 \pm 0.2 Ma. Sequence 3 includes alluvial sandstone, and polymictic conglomerate and four poorly consolidated pyroclastic deposits. A 6.35 \pm 0.1 Ma³⁹Ar/⁴⁰Ar age (hornblende) was obtained for one pumiceous tuff deposit in the central part of the basin. Sequences 1, 2 and 3 are cut by N-NW-striking high angle normal faults. However, sequence 1 is tilted 40-58° to the west whereas sequences 2 and 3 dip 11-30 ° in the same direction. The reconstruction of stratigraphic and structural sections indicates that sequence 1 accumulated 11% extension, while the sequences 2 and 3 record only 5% extension. These results indicate that onset of extension occurred before 12 Ma and half of this extension took place after 12 Ma. The consistent N-NW strike of faults and the lack of evidence of recent deformation of the Pliocene-Quaternary alluvium indicates that faults cutting the Miocene sequences precede the current transform shear in Canal de Ballenas. Geochemical analysis of andesite and rhyolite lava of the sequence 2 and 2N shows that they are co-genetic and both have a lower [(La/Yb)_N ratios (5.7-10) than arc-related andesite-dacite lava from San Luis Gonzaga volcanic field on the peninsula [(La/Yb)_N 15-20)]. This suggests that the synextensional magmatism of sequence 2 and 2N and possibly andesite lavas of sequence

1 in Ángel de la Guarda derives from parent magma depleted in incompatible elements, possibly associated with partial melting of mantle by decompression. However, the geochemical signature of sinextensional volcanism includes characteristics of arc volcanism, such as high K₂O, high Pb, and negative Nb, Ta anomalies. Negative anomalies in Ti, P, and Eu anomalies are only observed in rhyolite lava. These petrological and structural observations from IAG indicate progressive (or pulses of) early extension (>12 Ma to <6 Ma) accommodating 11 % extension on high angle normal faults. The low magnitude extension suggests that IAG corresponds to a crystalline block adjacent to the extensional domains of Tiburón and Upper Delfín basins that accommodated the main transtensional deformation. Additionally, we present a new geochronological analysis (³⁹Ar/⁴⁰Ar in sanidine) of the Tuff of San Felipe from the region of Cataviña by individual fusion of 24 crystals. The results show three age populations; 10.3 ± 0.2, 12.2 ± 0.2 and 15.5 ± 0.1 Ma. Only age of 12 Ma is consistent with most ages reported for this unit in Ángel de la Guarda island and Baja California peninsula. Correlation of Tmsf in Cataviña and IAG requires further isotopic analysis.

Keywords: Gulf of California, Ángel de la Guarda island, chronostratigraphy, continental extension, volcanism.

Dedicatoria

. . .

A Cinthia,

al clan Cavazos Alvarez

y a Guillermina

Agradecimientos

. . .

Agradezco

Al Dr. Arturo Martín, quien con su experiencia y profesionalismo dirigió esta tesis, le agradezco por compartir conmigo sus conocimientos, por su paciencia, por la confianza que depositó en mí, pero sobretodo por enseñarme que el método científico se practica con ética y rectitud.

A mis sinodales. Al Dr. Luis Delgado, cuyas cátedras dentro y fuera del aula ampliaron mi conocimiento y percepción de las Ciencias de la Tierra. A la Dra. Joann Stock, por sus valiosas observaciones y sugerencias que enriquecieron este trabajo. Además por invitarme a la isla Ángel de la Guarda, lo cual fue elemental para la realización de este proyecto. Al Dr. Pedro Osuna cuyos consejos y recomendaciones, con una perspectiva más amplia, enaltecieron la objetividad de esta tesis.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría.

A Margarita López y a su grupo de trabajo del Laboratorio de Geocronología del CICESE, formado por Víctor Pérez, Susana Rosas y Miguel Ángel García, por su apoyo y dirección en la preparación y fechamiento de las rocas.

A todo el personal de Ciencias de la Tierra, CICESE. A este equipo de trabajo que facilitó mi labor en esta institución, particularmente a Gabriel Rendón por sus enseñanzas en el campo de la petrología. Además a Concepción González, Ana Rosa Soto, Enid Morán, Víctor Frías y José Mojarro por su apoyo administrativo y técnico.

A mis profesores Javier Helenes, Juan Flores, Alejandro Hinojosa, Olga Sarychikhina, Bodo Weber, Jonás de Basabe, John Fletcher, Raúl Castro, Carlos Flores e Isabel Ramírez, quienes con su noble y auténtica vocación de enseñanza trabajaron para generar conocimiento en mí. A amigo y colega José Barillas por su consejo en el procesamiento de imágenes multiespectrales.

A mis padres, Lorenzo Cavazos y Gloria Alvarez, quienes con el ejemplo guiaron mis pasos hacia el conocimiento y sembraron en mí la vocación de servir y ser cada día mejor en todos los aspectos. Para Ustedes cuya principal satisfacción es verme feliz, mis logros son suyos.

A mis hermanas y hermanos Amanda, Laura, Armando y Adrián por ser los mejores ejemplos de vida profesional y personal, pero sobre todo por traer a aquellos personajes sin igual.

A Cinthia Del Ángel, mi mayor inspiración en esta carrera llamada vida, agradezco tu infinito amor, apoyo, comprensión y tolerancia. ¡Gracias totales!

A mis buenos amigos Manuel Contreras, Timoteo "Timo" Rosal, José "Elbo" Barillas, Esteban "Sobe" Tiznado, Xochitl Rojas, Claudia Gracía, Marlyne Jaimes, Oscar "Boni" Bonilla, Felipe "Pipe" Duque, Lita Castañeda, por que además de entablar conmigo largas pláticas de índole académico también entablamos largos momentos de diversión...

Tabla de contenido

Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iv
Dedicatoria	vi
Agradecimientos	vii
Lista de figuras	ix
Lista de tablas	xv
1. Introducción	1
1.1 Marco tectónico y geológico regional	1
1.2 Objetivos	7
1.3 Antecedentes	7
1.3.1 Inicio de la extensión continental en el noroeste de México	7
1.3.2 Inicio de la deformación transtensiva	9
1.3.3 Volcanismo neogénico en el noroeste de México	10
2. Metodología	12
2.1 Integración de datos	12
2.2 Cartografía y fotointerpretación	16
2.2.1 Imágenes de color verdadero	17
2.2.2 Imágenes multiespectrales	17
2.2.3 Clasificación supervisada	17
2.3 Datos de falla	18
2.4 Estratigrafía y secciones geológicas	18
2.5 Petrología y geoquímica	19
II.5.1 Descripción petrográfica	19
2.5.2 Geoquímica	19
2.6 Geocronología	21
2.6.1 Datación en el Laboratorio de Geocronología de CICESE (LGC)	22
3. Resultados	25
3.1 Estratigrafía y descripción de unidades litológicas en la isla Ángel de la	
Guarda	25
3.1.1 Secuencia 1	25
3.1.2 Secuencia 2	29

3.1.3 Secuencia 2N
3.1.4 Secuencia 3
3.1.5 Secuencia 4
3.1.6 Secuencia 5
3.3 Cartografía37
3.3.1 Análisis de imágenes multiespectrales de la isla Ángel de la Guarda37
3.4 Geología estructural44
3.4.1 Datos de fallas44
3.4.2 Secciones geológicas y estratigrafía45
3.5 Petrología y geoquímica de rocas volcánicas49
3.5.1 Elementos mayores49
3.5.2 Elementos traza54
3.6 Geocronología (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)56
3.7 Síntesis cronoestratigráfica68
4. Discusión70
4.1 Inicio y magnitud de la extensión70
4.2 Evidencias petrológicas del volcanismo sinextensional76
4.3 Correlación de la Toba de San Felipe en la isla Ángel de la Guarda y en la región de Cataviñá80
4.4 Volcanismo del Mioceno tardío en la isla Ángel de la Guarda y correlación con Baja California y la isla Tiburón85
5. Conclusiones
Referencias bibliográficas91
Anexos

х

Lista de figuras

Figura

- 1 a) Mapa tectónico regional del noroeste de México, mostrando el sistema de fallas de cizalla lateral derecha en un arreglo tipo en-echelon (líneas sólidas) y en gris el área donde ocurre extensión oceánica (tomado de Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). En mosaico de grises se muestra el margen abandonado del rift. b) Mapa de las cuencas y fallas del Golfo de California mostrando; con líneas sólidas el sistema de fallas en-echelon que definen el actual régimen transtensivo; en sombra gris oscuro las cuencas extensionales asociadas al actual régimen transtensivo del rift, y en mosaico de grises las cuencas que corresponden al antiguo sistema de extensión continental.

Página

4

xi

5 Descripción de las unidades litológicas identificadas. Las abreviaciones son: hb - hornblenda; pl - plagioclasa; gz - cuarzo; bt - biotita; f-K - feldespato potásico; cpx - clinopiroxeno; px piroxeno; sa - sanidino; op - mineral opaco; lms - lítico metasedimentario; lítico metavolcánico; lv - lítico volcánico; plz -Estratigrafía simplificada de la secuencia volcanosedimentaria en tres 6 afloramientos de la región de Cataviñá. a) Mapa regional ubicando la cuenca central (CC) en la isla Ángel de la Guarda (IAG), el campo volcánico de San Luis Gonzaga (SLG) y la región de Cataviñá (CAT) .b) Acercamiento a la región de Cataviñá, mostrando la ubicación de las localidades: Mesa Portezuelos (Po); Las Palmillas (Pa); El Junco (J); y El Mármol (M). c) Columnas estratigráficas compuestas..... 38 7 Imágenes multiespectrales Landsat8 con resolución de 15 metros. a) Imagen de falso color (IFC) con la combinación de bandas 8/7, 4 y 2 en RGB, que muestra la división de cinco áreas en las que se describe la imagen. b) Clasificación supervisada pre-procesada. c) Clasificación supervisada procesada (ICS). d) Tabla de firma de separabilidad entre clases..... 39 8 Mapa geológico simplificado de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda, que muestra la distribución espacial de las principales unidades litológicas y su simbología..... 43 9 а la Geometría de las fallas que cortan secuencia volcanosedimentaria de la cuenca central. Los resultados se dividen en dos áreas y se presentan en forma de redes estereográficas..... 45 10 Secciones geológicas de la cuenca central, mostrando el echado aparente. La ubicación de las fallas antiguas en la sección A-A' es inferida..... 46 Diagramas para la clasificación de rocas volcánicas utilizando 11 elementos mayores: a) Diagrama TAS (modificado de LeMaitre, 2002). La curva x-y muestra la división alcalina-subalcalina (Miyashiro, 1978). Los datos están normalizados al 100% libre de volátiles. b) Diagrama K₂O / SiO₂ (modificado de LeMaitre, 2002). En ambos casos los campos son: TB-traquibasalto; B-basalto; TABtraquiandesita basáltica; AB-andesita basáltica; TA - traquiandesita; A – andesita; T – traquita; TD – traquidacita; D – dacita; R – riolita. A la derecha se ordenan las muestras analizadas en relación los grupos litológicos..... 51 12 Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971; en Rollinson, 1993) para rocas volcánicas. La simbología es la misma que en la Figura 11..... 52

xii

- 17 Espectro de edad de la muestra IAG07-41 (Tmr) por fusión de un concentrado de plagioclasa mediante calentamiento por pasos. a) El primer experimento tiene una edad de meseta (tm) de 10.45 ± 0.45 Ma, definida por los pasos 6 a 9, que representan el 68.7% del ³⁹Ar liberado. b) Segundo experimento con una edad de meseta (tm) de 10.66 ± 0.14 Ma, y definida por los pasos 4 a 8, que representan el 88.9% del ³⁹Ar liberado.
 59

xiii

- a) Espectro de edad de la Toba de San Felipe en Cataviñá por fusión individual de 24 cristales de sanidino. Las edades están ordenadas de menor a mayor hacia la derecha. Se muestran tres poblaciones de cristales en relación a su edad: en rojo los cristales con edad igual o menor a 11 Ma; en verde de entre 11 y 15 Ma; y en azul mayor o igual a 15 Ma. b) Diagrama de distribución de edad para los tres grupos de sanidinos. tpp1, tpp2 y tpp3 edad de promedio ponderada de las poblaciones 1, 2 y 3, respectivamente; td1, td2 y td3 edad de distribución de las poblaciones 1 2 y 3, respectivamente; MSDW desviación ponderada por mínimos cuadrados; n cantidad de cristales.

67

Lista de tablas

Tabla

Página

1	Síntesis de los datos de campo en las salidas de 2007, 2009 y 2013 a la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda, que muestra la	
0	ubicación de las muestras y datos de estratificación y fallamiento	13
2	Resumen petrografico de algunas unidades litologicas de la cuenca	•
•	Central de la Isla Angel de la Guarda	20
3 4	Resultados de los análisis geoquímicos de elementos mayores por FRX y elementos traza por ICP-MS. Las casillas teñidas de rojo	21
	corresponden a las muestras con alta pérdida por ignición durante el	
	análisis	50
5	Resultados del fechamiento por ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar de la muestra IAG13-3 (Tmtr, toba rosada en Tms1) por fusión de un concentrado de	
	hornblenda por calentamiento por pasos	57
6	Resultados del fechamiento por ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar de la muestra IAG07-44	
	(Tmsf, Toba de San Felipe en la isla Ángel de la Guarda) por fusión	
	de un concentrado de sanidinos por calentamiento por pasos	58
7	Resultados del fechamiento por ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar de la muestra IAG07-41	
	(Lava riolítica Tmr en secuencia 4) por fusión de plagioclasa por	~~~
0	Calentamiento por pasos.	60
8	andesítica Tma2) por fusión de roca total por calentamiento por	.
0		61
9	(Tmt5 toba intercalada en Tms3) por fusión de un concentrado de	
	hornblendas por calentamiento por pasos	63
10	Resultados del fechamiento por ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar de la muestra IAG07-40	00
	(Qd1, dacita de la secuencia 5) por fusión de roca total por	
	calentamiento por pasos	64
11	Resultado del fechamiento ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar de 24 de la muestra CA14-22	
	(Tmsf, Toba de San Felipe en Cataviñá) por fusión individual de	
	cristales de sanidino. Los resultados están divididos en tres	
	poblaciones en relación a su edad. Para cada población se muestra	
	la edad promedio ponderada (t _{pp})	66

1.1 Marco tectónico y geológico regional

El noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos registran un cambio en el régimen tectónico y en la configuración del límite de placas durante el Mioceno. Este cambio está relacionado con el cese de la subducción de la placa Farallón y sus microplacas remanentes Guadalupe y Magdalena, bajo la placa Norteamérica (Atwater, 1989), y con el inicio del proceso de extensión continental que derivó en la separación de Baja California y su adhesión a la placa Pacífico. Sin embargo, el proceso de extensión se traslapa en tiempo y en espacio con la etapa final de la subducción y el volcanismo asociado. Esto ocurrió hacia los ~12 Ma según la edad de las anomalías magnéticas de la corteza oceánica en la microplaca

La extensión continental que ocurrió en Sonora durante el Mioceno temprano y medio se relaciona con la extensión que formó la provincia "Basin and Range" (Henry y Aranda-Gómez, 1992). Esta provincia está representada por la formación de fallas de alto ángulo que derivaron en el hundimiento y levantamiento de bloques "grabens y horsts" de la corteza superior, acompañado de volcanismo principalmente basáltico (Henry y Aranda-Gómez, 1992), y por la exhumación de corteza más profunda a través de fallas de bajo ángulo, que forma el cinturón de complejos metamórficos (Nourse et al., 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2003). Este proceso de extensión y el volcanismo asociado se traslapa en tiempo con el volcanismo comúnmente asociado al arco volcánico Comondú en Baja California (Hausback, 1984; Sawlan, 1991; Umhoefer et al., 2001).

En Baja California, el registro de la extensión temprana es más reciente que en Sonora, sin embargo es más escaso. Evidencias de extensión de edad Mioceno medio (>12 Ma) en Baja California se han reportado en la región de Bahía de los Ángeles (Delgado-Argote et al., 2000; Parkin, 1998), y en pozos marinos de PEMEX en el norte del Golfo de California (Helenes et al., 2009). Por esta razón el registro vulcanosedimentario en las grandes islas y margen del Golfo de California constituye una gran oportunidad para documentar el inicio de la extensión y posiblemente las características petrológicas del volcanismo en la etapa de transición tectónica de subducción a *rifting*. En particular, podría ayudar a distinguir el vulcanismo de arco (fusión por adición de volátiles o *"flux melting*"), del volcanismo asociado a la extensión (fusión por descompresión de un manto anhidro). El inicio de extensión continental en Baja California es aún tema de debate, pero parece haber ocurrido durante el Mioceno tardío (~12-6 Ma) (Stock y Hodges, 1989; Oskin y Stock, 2003; Axen et al., 2000; Martín-Barajas, 2000).

El proceso de ruptura continental ocurrió debido a la focalización de la deformación por la extensión oblicua (Bennett y Oskin 2014; Umhoefer, 2011). Las evidencias de cizalla lateral en los márgenes del Golfo indican que esta inició entre 7 y 9 Ma en el norte de Baja California (Seiler et al., 2010) y hacia los 7 Ma en la costa central de Sonora (Bennett et al, 2013). El régimen transtensivo se desarrolló principalmente durante el Plioceno, y formó un sistema de cuencas extensionales y fallas de cizalla lateral derecha en un arreglo *en-echelon*, que conforman el actual límite entre las placas Pacífico y Norteamérica (Figura 1).

Las islas Angel de la Guarda y Tiburón son grandes bloques cristalinos ubicados en la porción central del Golfo de California, dentro de la zona de deformación transtensiva (Figura 2). Debido a su origen y ubicación, estas islas constituyen localidades importantes para evidenciar la extensión continental temprana y el vulcanismo asociado.

La isla Angel de la Guarda es un fragmento de corteza continental que se separó de la península de Baja California por un salto del límite principal de cizalla hacia el oeste, capturando al bloque de la isla Ángel de la Guarda y que abrió la cuenca Delfín Inferior en los últimos 2 a 3 millones de años (Nagy y Stock, 2000). La isla está limitada al oeste por la falla transformante activa Canal de Ballenas, y al este por la falla Tiburón, que previamiente acomodó gran parte de la cizalla entre la península de Baja California y el margen de Sonora (Aragón–Arreola y Martín– Barajas, 2007). La isla Ángel de la Guarda consta de un basamento metamórfico Paleozoico intrusionado por granitoides Cretácicos (Gastil et al., 1975). El basamento subyace a dos secuencias volcanosedimentarias miocénicas (Martín-Barajas et al., 2008). La secuencia inferior 1), incluye un complejo volcánico basal de domos, cuellos y brechas dacíticas andesíticas, flujos de lava basáltica subordinada y depósitos epiclásticos. Edades de cuellos y domos dacíticos obtenidas por ⁴⁰Ar/³⁹Ar, en hornblendas, acotan la actividad volcánica de este complejo entre 13 y 18 Ma, correspondiente a la actividad del arco volcánico Comondú (Delgado-Argote, 2000; Martín-Barajas et al., 2008). La secuencia superior 2), incluye domos riolíticos y tobas intercaladas en depósitos fanglomeráticos, incluyendo una toba soldada de ~12 Ma correlacionada con la Toba de San Felipe de extensión regional, descrita en ambos márgenes del norte del Golfo de California (Stock et al., 1999; Vidal-Solano et al., 2013; Skinner, 2013).

En la porción centro-occidental de la isla Angel de la Guarda, una cuenca continental contiene el registro estratigráfico de una secuencia volcanosedimentaria del Mioceno medio y tardío (Figura 3). Esta secuencia descansa discordantemente sobre un complejo de domos dacíticos posiblemente asociados al arco volcánico Comondú. En la secuencia volcanosedimentaria predominan derrames lávicos de composición intermedia y depósitos piroclásticos interestratificados en depósitos aluviales y lacustres. Las unidades se encuentran basculadas hacia el oeste y presentan una disminución en el grado de buzamiento de la base hacia la cima. Un sistema de fallas normales corta a la secuencia, exhumando las unidades basales y posiblemente controlando la subsidencia de la cuenca.

El registro estratigráfico de esta secuencia volcanosedimentaria tiene el potencial de proporcionar evidencias del inicio de la extensión y de un posible cambio en la petrogénesis magmática durante la transición entre el volcanismo de arco y el volcanismo de extensión continental.



Figura 1. a) Mapa tectónico regional del noroeste de México, mostrando el sistema de fallas de cizalla lateral derecha en un arreglo tipo en-echelon (líneas sólidas) y en gris el área donde ocurre extensión oceánica (tomado de Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). En mosaico de grises se muestra el margen abandonado del rift. b) Mapa de las cuencas y fallas del Golfo de California mostrando; con líneas sólidas el sistema de fallas en echelon que definen el actual régimen transtensivo; en sombra gris oscuro las cuencas extensionales asociadas al actual régimen transtensivo del rift, y en mosaico de grises las cuencas que corresponden al antiguo sistema de extensión continental.



Figura 2. Mapa tectónico de la porción central del Golfo de California (Bennett et al., 2013). La isla Ángel de la Guarda (IAG) se ubica





1.2 Objetivos

El objetivo de esta tesis es estudiar la estratigrafía de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda para documentar evidencias petrológicas y estructurales que acoten en tiempo el inicio de extensión continental en la región central del Golfo de California. También incluye la correlación de una unidad volcánica de extensión regional, la Toba de San Felipe (Stock et al., 1999), a través del Canal de Ballenas entre la isla Ángel de la Guarda y la región de Cataviñá en la península de Baja California (Figura 2).

Los objetivos específicos son: (1) Cartografiar la porción centro-occidental de la isla utilizando imágenes satelitales, multiespectrales y el modelo digital de elevación como base, para integrar la información de datos de tres reconocimientos geológicos de campo; (2) Construir y balancear secciones estructurales con los datos de falla y de buzamiento de los estratos; (3) Hacer el análisis petrológico de las unidades volcánicas; (4) Reconstruir la estratigrafía de la secuencia volcanosedimentaria; y (5) Acotar la edad de la secuencia y de la deformación mediante el fechamiento isotópico ⁴⁰Ar/³⁹Ar de unidades volcánicas distintivas.

1.3 Antecedentes

1.3.1 Inicio de la extensión continental en el noroeste de México

En la región noroeste de México se han documentado evidencias estructurales e isotópicas del proceso de extensión tipo "*basin and range*" durante el Mioceno temprano y medio (23-15 Ma) (Nourse et al., 1994; Gans, 1997; Vega-Granillo et al., 1996). En el centro y norte de Sonora, la extensión temprana se desarrolló en una franja amplia que corresponde a un proceso de *rift* amplio ("*wide rift*"), acompañada por la formación de complejos de núcleos metamórficos ("*metamorphic core complex*") exhumados por fallas de bajo ángulo. Esta franja extensional ocurre al oeste de la Sierra Madre Occidental, y se extiende al sur en la planicie costera de Sonora y Sinaloa (Henry y Aranda-Gómez, 1992, 2000).

En el suroeste de la Sierra Madre Occidental y en la planicie costera de Nayarit y Sinaloa se han reportado evidencias de extensión temprana con fallas que cortan a la secuencia volcánica del Oligoceno tardío-Mioceno Temprano (Ferrari et al., 2013; Duque et al., 2014). Recientemente se reportaron evidencias de extensión temprana en bloques sumergidos en ambos márgenes de la cuenca Alarcón. Ahí las edades de cristalización y de enfriamiento de intrusivos son cercanas entre sí y se han interpretado como resultado de un proceso rápido de extensión y exhumación de la corteza en el Mioceno medio (Duque et al., 2014). Estas evidencias indican que la extensión continental temprana en posición tras-arco en Sonora y Sinaloa fue contemporánea a las últimas manifestaciones del volcanismo de arco en la península de Baja California, entre 16 y 14 Ma en el norte (Martín-Barajas et al., 1995, 2001) y hasta poco antes de 12.5 Ma en Baja California Sur (Hausback, 1984; Umhoefer et al., 2001).

El registro de extensión temprana en la región del Golfo de California corresponde a la localización del *rift* en una franja más angosta ("*narrow rift*") (Lizarralde et al., 2007; Umhoefer, 2011; Dorsey et al., 2013). Este proceso está asociado al desarrollo de dominios extensionales angostos limitados por fallas de cizalla lateral que progresivamente penetraron la litósfera continental, definiendo el actual rift oblicuo y el límite entre las placas Norte América y Pacífico (Figura 1).

En la mayoría de los sitios estudiados en Baja California se han documentado evidencias del inicio de extensión oblicua posterior a los 11 Ma (Lee et al., 1996; Stock y Hodges, 1989, 1990). En Laguna Salada, datos de termocronología indican edades de exhumación del bloque cristalino de la falla Cañada David entre 15 y 10 Ma (Axen et al., 2000). En la región de Bahía de los Ángeles se han reportado secuencias sedimentarias y relaciones estructurales que indican el inicio de la extensión antes de los 12 Ma (Delgado-Argote et al., 2000; Parkin, 1998). En pozos profundos de PEMEX, Helenes et al., (2009) reportan edades relativas del Mioceno Medio a Mioceno Tardío en los sedimentos marinos que rellenan las cuencas Wagner, Consag y Tiburón. Estos reportes constituyen las evidencias de extensión continental más antiguas en la región del Golfo de California y la península de Baja

California y dejan abierta la posibilidad para incluir esta etapa de extensión temprana en la evolución tectónica del rift actual del Golfo de California.

1.3.2 Inicio de la deformación transtensiva

La presencia de fallas de cizalla lateral derecha parece ser un factor importante que favoreció la formación de cuencas extensionales (*"pull-apart"*) a lo largo del límite de placas (Bennett y Oskin, 2014). Durante la evolución del *rift*, estas cuencas *a la postre* fueron sitios de ruptura continental que en algunos casos permitieron la acreción de nuevo piso tipo oceánico. En las cuencas Delfín Inferior y Delfín Superior la ruptura continental ocurrió tardíamente en los últimos 2.5 Ma formando posible corteza oceánica en una franja angosta de estas cuencas (Stock, 2000; Martín-Barajas et al., 2013).

Previo a la activación del sistema transformante Canal de Ballenas, las fallas De Mar y Tiburón acomodaron la mayor parte del desplazamiento relativo entre Baja California y Sonora en el Plioceno (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). Durante esta etapa, la isla Ángel de la Guarda estaba adherida a Baja California y la parte norte estaba adyacente a la región de San Luis Gonzaga (Figura 2). Edades de enfriamiento en la parte sur del Canal de Ballenas indican que esta se activó hace ~2 Ma., cuando el principal límite de placas incorporó a la isla Ángel de la Guarda a la placa Norteamérica (Seiler et al., 2009). La correlación de un depósito piroclástico de extensión regional (Toba de San Felipe) que aflora en la porción central de la isla Ángel de la Guarda y en la región de Cataviñá, sugiere que la zona de falla del Canal de Ballenas ha acumulado un desplazamiento lateral de ~130 Km (Stock et al., 2008). En esta tesis se aborda este tema con el fechamiento de la Toba de San Felipe en ambos lados del Canal de Ballenas.

1.3.3 Volcanismo neogénico en el noroeste de México

La actividad volcánica definida como volcanismo del arco Comondú en Baja California es se relaciona comúnmente al proceso de subducción de la placa Farallón, y sus microplacas remanentes Guadalupe y Magdalena, bajo la placa Norteamérica, en el Mioceno temprano (Hausback, 1984; Umhoefer et al., 2001; Martín-Barajas et al., 2001). Vestigios del volcanismo de arco en la porción norte de la península, particularmente en la región de San Luis Gonzaga, indican que este concluyó hacia los 17-15 Ma (Martín-Barajas et al., 2000). Sin embargo, la actividad del arco volcánico Comondú en Baja California Sur continuó de los ~16 hasta los a ~12 Ma (Sawlan y Smith, 1984; Hausback, 1984; Sawlan, 1991).

La culminación del volcanismo calcialcalino de arco le siguió por actividad del mismo tipo, principalmente de composición dacítica-riolítica en el margen e islas del Golfo de California, con volcanismo máfico subordinado (Desonie, 1992; Escalona-Alcázar, 1999; Delgado-Argote, 2000; Martín-Barajas, 2000; Calmus et al., 2008). El volcanismo félsico fue principalmente explosivo y formó campos volcánicos con depósitos de ignimbrita y domos riolíticos-dacíticos, como la provincia volcánica de Puertecitos que registra tres pulsos de actividad volcánica (~11, 6 y 3 Ma) asociados al proceso de extensión (Martín-Barajas, et al., 1995; Stock, 2000; Nagy et al., 1999; Carrillo-García, 2007).

La Toba de San Felipe pertenece a un pulso de volcanismo de ~11 Ma que marcó un cambio en el estilo y en la composición de la actividad magmática en la provincia extensional del Golfo. Esta unidad también ha sido ampliamente utilizada como marcador estratigráfico-estructural para documentar la deformación a través del norte del Golfo de California (Stock et al., 2013; Bennett y Oskin, 2014). No obstante, las edades reportadas para esta unidad, en Baja California, tienen un rango que oscila entre 11.6 a los 12.8 Ma (Stock et al., 1999; Vidal-Solano et al., 2008; Gómez Valencia et al., 2008; Martín-Barajas et al., 2008). En la porción central de la isla Ángel de la Guarda se reconoció la Toba de San Felipe debido a su composición, edad y características paleomagnéticas distintivas, que incluye una baja inclinación de ~5.3° y una declinación de ~235° que se ha atribuido a un periodo de transición

o excursión del campo geomagnético durante la subcrona de polaridad invertida C5r.3r de Gradstein et al., 2012 (Skinner, 2013, Olguín-Villa, 2013).

Además, en las islas del Golfo (e.g. San Esteban, San Lorenzo, Angel de la Guarda), también se ha documentado actividad volcánica, principalmente calcialcalina, coincidente al proceso de extensión durante el Mioceno tardío-Plioceno (Desonie, 1992; Escalona-Alcázar, 1999; Delgado-Argote, 2000, Calmus et al., 2008). La caracterización petrológica y geocronológica del volcanismo post-subducción en estas localidades ha permitido acotar los periodos de actividad volcánica durante el proceso de extensión continental y posterior apertura del Golfo de California. Esta tesis también presenta evidencias petrológicas y estructurales que acotan en tiempo el inicio de la extensión continental en la región central del Golfo de California.

Este trabajo de tesis comprende la integración de la cartografía geológica con datos de campo y técnicas de percepción remota. También presenta una reconstrucción estratigráfica a partir de la posición estratigráfica de unidades sedimentarias y datos petrológicos y geocronológicos de unidades volcánicas intercaladas en la secuencia sedimentaria. A continuación se describen las técnicas utilizadas en la obtención de los datos que integran la tesis.

2.1 Integración de datos

Parte de la información geológica de la isla Ángel de la Guarda corresponde a reconocimientos geológicos realizados por Arturo Martín-Barajas y Joann M. Stock en dos campañas de campo en 2007 y 2009. En 2013 se realizó otra campaña de 11 días, en donde además de Martin-Barajas y Stock, el que suscribe participó en la cartografía y el muestreo. El traslado a la isla se realizó en una panga de 10 metros de eslora, partiendo de Bahía de los Ángeles (Figura 2). La panga brindó apoyo permanente durante los 11 días de esta campaña. El campamento base se ubicó en la bahía Los Machos, en la costa centro-occidental de la isla Ángel de la Guarda frente al Canal de Ballenas (Figura 3). Antes del trabajo de campo, se elaboró un mapa base con información topográfica, puntos de reconocimientos previos y el área a cubrir. Este mapa sirvió como una guía para visitar localidades nuevas, evitar repetición de muestreo y maximizar la cobertura del mapeo.

Durante el trabajo de campo de 2013 se colectaron 26 muestras de rocas, principalmente de unidades volcánicas (Tabla 1). Simultáneamente, se midieron datos estratigráficos y de fallas utilizando brújula Brunton. Esta información sirvió para establecer de forma preliminar la relación estratigráfica de las unidades durante el trabajo de campo. Tabla 1. Síntesis de los datos de campo en las salidas de 2007, 2009 y 2013 a la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda, que muestra la ubicación de las muestras y datos de estratificación y fallamiento.

Sitio	Longitud	Latitud	Muestra	Estratificación	Falla	Clasificación
52	263520	3239288	IAG07-32			Lapillistone de pómez
53	256704	3245437		10°/22°		
56	257136	3246292	IAG07-33	36°/19°		Lapillistone de pómez
57	257324	3246392	IAG07-34		5°/80°	Lava máfica
58	256936	3246766			10°/70°	
59	258004	3246762	IAG07-35			Lava máfica
60	258428	3246969	IAG07-36			Lava félsica
60B	258512	3247095	IAG07-37			Lava félsica
61	256647	3244945	IAG07-38			Lava dacítica
61	256647	3244945	IAG07-39			Lava dacítica
61B	258429	3245027	IAG07-40			Lava dacítica
62	258309	3245344	IAG07-41			Lava riolítica
63	256774	3246069	IAG07-42			Lava andesítica
66	265770	3239665	IAG07-44			Tova vítrea soldada
67	266017	3239638	IAG07-45			Lava andesítica
64	259038	3246515		150°/30°		
65	265395	3240050	IAG09-1	160°/20°		Conglomerado aluvial
66	265925	3241001	IAG09-2	160°/23°		Conglomerado aluvial
68	265565	3241358	IAG09-3	200°/27°	330°/55°	Lava máfica
69	265282	3240761		340°/80°	340°/80°	
70	264990	3240705	IAG09-4			Lava andesítica
72	266072	3239886	IAG09-5			Lava máfica
74	266471	3239812		345°/70°	345°/70°	
77	263831	3239455		340°/18°		
78	264346	3239767		272°/15°		
79	264953	3240005	IAG09-6			Toba pumicítica
81	264757	3240301		5/70°	5°/70°	
83	264588	3240363		188°/47°		
87	263713	3239598		230°/18°		
88	263927	3240145		190°/22°		
89	264159	3240510		170°/22°		
90	264161	3240511		102°/20°		
91	264213	3240527		138°/20°		
92	264412	3240622	IAG09-17	170°/18°		Lava máfica
93	264158	3240921		160°/25°		
94	264625	3242261	IAG09-18			Lava dacítica
95	264388	3242303	IAG09-19			Lava máfica
95	264388	3242303	IAG09-20		355°/E	Toba lapilli
96	264198	3242214		145°/18°		
97	264103	3242091	IAG09-20			Lava máfica

Contin	uación de la	1 Tabla 1				
Sitio	Longitud	Latitud	Muestra	Estratificación	Falla	Clasificación
98	263727	3241643		200°/15°	27°/E	
100	265597	3239090		230°/10°		
101	265728	3239117	IAG09-22			Lapilli pumicítico
109	266903	3240828		202 /11°		
110	267203	3240673	IAG09-23			Toba vítrea soldada
112	267645	3240668	IAG09-25			Lava máfica
113	267672	3240325	IAG09-26			Toba vitrea soldada
114	267329	3240397	IAG09-27			Toba vitrea soldada
184	265970	3238631	IAG13-1			Lava traquiandesítica
186	266304	3238131	IAG13-2	333°/43°		Arenisca lítica
187	266601	3237691		340°/30°		
189	266297	3237987	IAG13-3	180°/23°		Toba rosada
189	266297	3237987	IAG13-4			Lapillistone de pómez
190	266342	3240869	IAG13-5			Lava andesítica
191	266586	3241179		180°/34°		
192	266682	3241217			330°/60°	
194	267009	3242057		245°/35°		
195	267100	3242189	IAG13-6			Toba lapilli blanca
197	266911	3241913	IAG13-7			Lapillistone de pómez
198	266795	3241573		145°/22°		
199	265396	3240075		170°/25°		
200	265772	3239742	IAG13-08	130°/27°		Caliza laminar
203	266258	3241145		178°/38°		
204	266148	3241386		180°/40°	345°/70°	
205	265949	3241420		180°/37°		
206	265785	3240623	IAG13-08B	185°/38°		Ceniza no consolidada
207	266814	3241156			320°/70°	
209	267271	3240648	IAG13-09			Toba vítrea soldada
209	267271	3240648	IAG13-10			Lava andesita-basalto
211	266905	3240505			340°/E	
213	266826	3240509			340°/70°	
214	266778	3240514		157°/33°	345°/E	
217	264989	3240008	IAG13-11	160]°/18°		Toba lapilli de pómez
218	265093	3239996		234°/21°		
220	265040	3240369		173°/26°		
221	265322	3240805		170°/35°	345°/70°	
222	265908	3241605	IAG13-12	173°/22°		Toba lapilli lítica
223	265335	3241750			345°/49°	
224	264600	3241664		146°/12°		
226	264612	3241623		150°/10°		
229	264834	3240087	IAG13-13	260°/18°	330/67/120°	Lapillistone de pómez
230	264832	3240276	IAG13-14			
233	264904	3240803			344°/78°	

Contin	uación de la	a Tabla 1				
Sitio	Longitud	Latitud	Muestra	Estratificación	Falla	Clasificación
234	264778	3240834			17°/80°	
236	264542	3240896	IAG13-15	185°/25°		Toba pumicítica
247	264504	3240439	IAG13-16			Toba lapilli
248	264373	3240591	IAG13-17			
250	264210	3241235			342°/85°	
251	264764	3240044	IAG13-18			Toba pumicítica
252	264702	3239997			0°/90°	
254	264228	3240527	IAG13-19			Toba lapilli de pómez
255	264135	3240498		125°/18°	330°/70°	
257	263867	3240395	IAG13-20	148°/18°		Toba lapilli de pómez
258	263885	3240440	IAG13-21	185°/20°		Toba lapilli de pómez
262	264002	3240062			327°/E	
263	263889	3240006		215°/10°		
266	266862	3237412	IAG13-22	215°/20°		Toba rosada
267	267015	3237269		198°/20°	338°/60°	
270	267298	3237530		230°/60°	02°/55°	
271	267282	3238499		237°/58°		
272	263636	3239211	IAG13-23	240°/14°		Arenisca rosada
273	263648	3239257	IAG13-24			Lapilli pumicítico
274	263531	3239280			5°/90°	
276	263532	3239516		270°/16°		
278	263211	3239953		225°/22°	25°/80°	
279	263296	3240041	IAG13-25	215°/12°		Lapilli pumicítico
280	263622	3240301		208°/19°		
281	263655	3240268		175°/12°		
282	263722	3240219	IAG13-26	195°/20°		Toba lapilli de pómez

El trabajo de gabinete inició con la integración de los datos de campo en ArcGIS y en la construcción de columnas estratigráficas esquemáticas para la ubicación y selección de muestras de las unidades volcánicas y sedimentarias (Figura 4). La zona de estudio se dividió en seis áreas geográficas que corresponden a diferentes intervalos de la secuencia estratigráfica general (Figura 4a). Se obtuvieron análisis petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de las muestras colectadas y se utilizaron los datos estratigráficos y estructurales para la integración del mapa geológico. La síntesis descriptiva de las unidades litoestratigráficas se muestra en la Figura 5.

2.1.1 Reconocimiento geológico en la región de Cataviña (2014)

En el mes de junio de 2014 se realizó un reconocimiento geológico de 5 días en la región de Cataviña, con el objetivo de describir y muestrear la Toba de San Felipe y la secuencia volcanosedimentaria que la subyace. Se utilizó como referencia el mapa geológico reportado por Olguín-Villa et al. (2013). Este mapa sirvió como una guía para visitar los afloramientos de la Toba de San Felipe ya definidos por ellos. Se colectaron 18 muestras de rocas sedimentarias, cuatro de la Toba de San Felipe y una de una lava máfica que subyace a la secuencia sedimentaria y a la Toba de San Felipe. Se realizó una reconstrucción estratigráfica de tres localidades donde aflora la secuencia volcanosedimentaria que subyace a la Toba de San Felipe en esta región (Figura 6).

2.2 Cartografía y fotointerpretación

Para la fotointerpretación se utilizaron imágenes de color verdadero de alta resolución (10 y 5 metros) de las paqueterías GoogleEarth y ArcMap. También se elaboró una imagen de falso color con imágenes espectrales Landsat 8, con resolución de 15 metros, utilizando el programa PCI Geomatica 2013 (Figura 7a). Esta imagen se utilizó para identificar y clasificar las principales unidades litológicas y los rasgos o lineamientos estructurales mayores. A partir de la imagen de falso color se realizó una clasificación supervisada para definir clases relativas a la respuesta espectral de las unidades litológicas (Figura 7b-c). Para la integración, georreferenciación, edición e impresión del mapa geológico se utilizó el paquete de ArcGIS v.10.2. Se elaboró un mapa topográfico a partir un modelo digital de elevación ASTER (ASTGTM_N29W114) con resolución de 30 metros, que sirvió de base en la reconstrucción estratigráfica y estructural de las unidades litológicas.

Adicionalmente, se identificaron rasgos lineales que se interpretaron como fallas mayores que exhuman y/o ponen en contacto lateral unidades litológicas de diferente nivel estratigráfico. Los criterios para discriminar unidades litoestratigráficas en las imágenes satelitales fueron la coloración, morfología y tipo de drenaje.

2.2.1 Imágenes de color verdadero

La fotointerpretación de las imágenes satelitales de color verdadero de de las paqueterías GoogleEarth y ArcMap fue la base para la integración del mapa geológico. En ambas paqueterías, la galería de imágenes está constituida por múltiples proveedores satelitales con imágenes de resolución variable. Principalmente se utilizaron los recursos de DigitalGlobe, que otorga imágenes de alta resolución del satélite Quickbird.

2.2.2 Imágenes multiespectrales

Las imágenes de color compuesto permitieron contrastar diversas unidades litológicas de acuerdo a su respuesta espectral. Para esto se utilizó el software PCI Geomatica para el procesamiento digital de imágenes satelitales del sensor Landsat8. Se combinaron las bandas 8/7, 4 y 2 en los canales, rojo, verde y azul, respectivamente. La combinación de estas bandas contrasta los diferentes tipos de rocas de acuerdo con el contenido de minerales arcillosos y óxidos de hierro (Figura 7a). Además, la integración de la banda pancromática 8 mejoró la resolución final de 30 metros a 15 metros. Adicionalmente, se aplicaron filtros pasa baja y pasa alta frecuencia. El primero contrarresta el efecto de supresión de las frecuencias espaciales altas sobre las bajas, suavizando la imagen original. El segundo filtro enfatiza los pixeles de transición entre áreas contrastantes, remarcando el margen de las unidades litológicas.

2.2.3 Clasificación supervisada

Se efectuó una clasificación supervisada sobre la imagen de falso color utilizando los programas PCI Geomatica y ArcGIS (Figura 7b). El objetivo de esta técnica fue definir clases relativas a la respuesta espectral de las unidades litológicas. Para cada clase se seleccionó un conjunto de pixeles que representan a una unidad litológica. En total se asignaron 20 clases que posteriormente se agruparon en 15 unidades litológicas, que incluyen desde el basamento granítico hasta los depósitos aluviales modernos (Figura 7c). La ventaja de aplicar esta técnica es que considera las observaciones estratigráficas y litológicas establecidas en el trabajo de campo. Se integró el mapa geológico del área de estudio a escala 1:25,000 a partir de la fotointerpretación, la clasificación supervisada y los datos de campo (Anexo 1). Un mapa geológico simplificado se presenta en la Figura 8.

2.3 Datos de falla

La compilación de los datos de fallas en la isla Ángel de la Guarda incluye 27 datos de rumbo y echado medidos en el campo. Los datos se graficaron en redes estereográficas utilizando el programa público Stereonet (Allmendinger et al., 2013). El análisis se dividió en dos áreas, norte y sur, con el propósito de comparar la orientación de las fallas que cortan a la parte superior e inferior de la secuencia volcanosedimentaria, respectivamente (Figura 9, Anexo 2).

2.4 Estratigrafía y secciones geológicas

Utilizando como base el mapa geológico y los datos de estratificación y de fallas, se elaboraron cinco secciones geológicas que cortan la parte inferior, intermedia y superior de la secuencia (Figura 10). A partir de las secciones se calculó el espesor mínimo de las secuencias estratigráficas utilizando depósitos piroclásticos intercalados en la secuencia sedimentaria como marcadores estratigráficos. Estos depósitos volcanoclásticos fueron de gran utilidad para calcular el desplazamiento de las fallas que la cortan.

2.5 Petrología y geoquímica

II.5.1 Descripción petrográfica

En una primera etapa se describieron petrográficamente las principales unidades volcánicas cuyo resumen del análisis petrográfico de 18 muestras representativas de estas unidades indica la abundancia relativa de los minerales principales se presentan en la Tabla 2. Con base en el análisis petrográfico, se seleccionaron muestras representativas de cada unidad volcánica para efectuar análisis geoquímicos y geocronológicos.

2.5.2 Geoquímica

Se seleccionaron 17 muestras de lavas y depósitos piroclásticos de aspecto máfico a félsico representativas de la secuencia volcanosedimentaria para análisis geoquímicos de roca total (Tabla 3). La trituración y lavado de la muestra se hizo en la división de Ciencias de la Tierra del CICESE seleccionando la fracción de la malla #10 de la pulverización para análisis geoquímico.

Los análisis de óxidos mayores y elementos traza se realizaron por fluorescencia de rayos X (FRX en Tabla 3). Se analizaron 12 de estas muestras mediante espectrometría de masas con fuente de plasma (ICP-MS) para cuantificar elementos traza (ICP en Tabla 3). Ambos análisis se efectuaron en el laboratorio geoanalítico Peter Hooper de Washington State University, en Pullman, Washington. Las técnicas analíticas del laboratorio se describen en Hooper y Conrey (1993).

A partir de los resultados por fluorescencia de rayos X se construyeron diagramas de clasificación con base en óxidos mayores. Con los resultados de ICP-MS se construyeron diagramas normalizados (aracnigramas) de varios elementos traza y Tierras Raras. Se utilizaron valores normalizados a manto primitivo y a condritas (Sun y McDonough, 1989).

Muestra	Secuencia	Latitud	Longitud	Clasificación	Unidad	(%)sX	Qz	Ы	FΚ	Рx	НЬ	Bt	op	оx	Lit
IAG13-1	1	265970	3238631	Traquiandesita	Tma1	20-25		**		***	***	-	•		
IAG13-3	1	266452	3237427	Toba vítrea	Tmtr	25-30	***	***	*		1	**	**		**
IAG13-4	1	266452	3237427	Lapillita vítrea	Tmt1	35-40	***	**	*	I	ı	**	*	*	ı
IAG09-04	2	264990	3240705	Andesita	Tma2	2-4		***	***			ı	ı		
IAG09-18	2	264625	3242261	Andesita	Tma2	35-40		***			**	I	I		
IAG09-19	2	264388	3242303	And-Bas	Tma2	30-35		**		**	****	ı	ı	,	
IAG13-5	2	266342	3240869	Andesita	Tma1	20-22		***		**	*	-	**	1	1
IAG13-6	2	267100	3242189	Toba vítrea	Tmt2	5-8	****	**		**		ı	ı	,	***
IAG13-7	2	266911	3241913	Toba vítrea	Tmt3	20-25		****		I	**	-	I	1	1
IAG13-9	2	267271	3240648	Toba vítrea	Tmsf	4-6	**	**	***	*	1	*	**		*
IAG13-10	2	267273	3240643	And-Bas	Tmab	80-85	*	****		**		ı	I	**	
IAG07-34	2N	257324	3246392	Andesita	Tma3	60		***		**	**	ı	***	,	
IAG07-41	2N	258309	3245344	Riolita	Tmr	5-8		****				*	ı		
IAG07-42	2N	258780	3246068	Andesita	Tmb2	<u> 60-65</u>		***		*	*	-	*		
IAG13-11	e	264989	3240008	Toba vítrea	Tmt4	35-40		****		*		1	ı	**	
IAG13-15	3	264542	3240896	Toba vítrea	Tmt4	0	-	-		I	ı	-	-	1	ı
IAG13-19	3	264228	3240527	Toba vítrea	Tmt5	30-35		***	***	*	**	-	I		**
IAG13-21	3	263885	3240440	Toba vítrea	Tmt6	2-4	-	***	***	I	-	-	I	•	-
IAG13-26	3	263722	3240219	Toba vítrea	Tmt7	0					1	-	ı	1	
****	Abundante ((70-100%)	(Xs = cristales			= qH	hornbl	enda						
***	Moderado(3	30-70%)		Qz = cuarzo			Bt = b	iotita							
**	Escaso (2-3	30%)		PI = plagioclasa	_		= dO	miner	ales o	pacos					
*	Traza (1-2%	(9)		FK = feldespato	potásico		= XO	oxidos	de Fe	Ø					
I	Nulo (0%)			Px = piroxeno			Lit = I	íticos							

Tabla 2. Resumen petrográfico de algunas unidades litológicas de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda.
Muestra	Unidad	Longitud	Latitud	FRX	ICP
IAG07-40	Qd1	258429	3245027	\checkmark	\checkmark
IAG07-38	Qd1	256647	3244945	\checkmark	\checkmark
IAG07-11	Tmr	251624	3261278	\checkmark	\checkmark
IAG07-41	Tmr	258309	3245344	\checkmark	\checkmark
IAG07-42	Tma3	256774	3246069	\checkmark	\checkmark
IAG07-34	Tma3	257324	3246392	\checkmark	\checkmark
IAG13-26	Tmt7	263721	3240219	\checkmark	
IAG13-19	Tmt5	264227	3240526	\checkmark	
IAG13-15	Tmt4	264542	3240895	\checkmark	
IAG09-04	Tma2	264990	3240705	\checkmark	\checkmark
IAG09-19	Tmb2	264388	3242303	\checkmark	
IAG07-44	Tmsf	265770	3239665	\checkmark	
CA14-12	Lava Cataviña	705204	3310447	\checkmark	\checkmark
IAG13-10	Tmab	267272	3240642	\checkmark	\checkmark
IAG13-05	Tma1	266342	3240868	\checkmark	\checkmark
IAG07-45	Tma1	266017	3239638	\checkmark	\checkmark
IAG13-01	Tma1	265969	3238631	\checkmark	\checkmark

Tabla 3. Síntesis de las muestras seleccionadas para análisis geoquímico.

2.6 Geocronología

El análisis geocronológico de este trabajo tiene como objetivos acotar la edad del registro volcanosedimentario de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda y revisar la correlación de la Toba de San Felipe en la isla Ángel de la Guarda y en la región de Cataviñá. En este trabajo se presentan siete fechamientos isotópicos de unidades volcánicas por el método de ⁴⁰Ar/³⁹Ar. Seis de estos fechamientos corresponden a unidades volcánicas de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda y uno a una toba vítrea en la región de Cataviñá que ha sido previamente indentificada como la Toba de San Felipe (Vidal-Solano et al., 2008; Stock et al., 2008; Olguín-Villa et al., 2013). Cinco de los siete fechamientos se realizaron en este trabajo e incluyen muestras representativas de la base, parte intermedia y cima estratigráfica de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda. Dos fechamientos reportados en esta tesis fueron realizados anteriormente en el Laboratorio de

Geocronología de CICESE (Martín-Barajas et al., 2008). La preparación y concentración de las muestras se llevó a cabo en el Laboratorio de Preparación de Rocas del CICESE con las siguientes etapas:

- Selección de fragmentos de roca fresca.
- Trituración manual y/o con prensa hidráulica.
- Tamizado y separación de fracciones granulométricas gruesas.
- Limpieza ultrasónica con agua destilada y desionizada.
- Tamizado y separación de fracciones granulométricas finas.
- Separación de minerales magnéticos utilizando el separador *Frantz*.
- Selección manual.

II.6.1 Datación en el Laboratorio de Geocronología de CICESE (LGC)

Las muestras se irradiaron en el reactor nuclear de la Universidad de McMaster, Ontario, incluida la muestra estándar de irradiación FCT2C (Kuiper et al., 2008).

En el laboratorio de Geocronología de CICESE, las muestras irradiadas se analizaron por el método de calentamiento por pasos, a excepción de la muestra de la toba en Cataviñá que se analizó por fusión de cristales individuales de sanidino. En ambos casos, las muestras se calentaron utilizando un láser de potencia y apertura regulable. El Ar liberado durante el calentamiento se midió en el espectrómetro de masas de tipo VG5400. Este sistema permite aislar y cuantificar las relaciones isotópicas del Ar. Entre cada etapa de calentamiento por pasos se midió un "blanco" que mide el Ar remanente en el equipo y permite corregir el siguiente paso del calentamiento. Los experimentos de calentamiento por pasos se realizaron en dos ocasiones, variando la apertura del láser y la cantidad de pasos antes de fundir totalmente la muestra. En el primer experimento, el diámetro de apertura del láser fue de ~ 2 mm, mientras que en el segundo se amplió hasta ~ 5 mm. El objetivo de duplicar los experimentos fue definir más de una trayectoria de calentamiento para construir la edad de meseta, además de corroborar la reproducibilidad de los experimentos. En el caso de la toba de Cataviñá, se fundieron individualmente 24 cristales de sanidino con una potencia y apertura del láser de 7 watts y ~2 mm, respectivamente. El análisis de cristales individuales de esta unidad permite identificar la incorporación de cristales accidentales en el concentrado mineral. Los resultados de estos experimentos se presentan en forma de espectro de edad que muestran la edad de cada cristal.

Posteriormente, los datos se redujeron en los programas RaDan y AgeCalc, que fueron desarrollados en el LGC (De Basabe-Delgado, 2002). Durante la reducción de los datos se corrigieron las reacciones de interferencia de los isótopos Ca y K (Bottomley y York, 1976), el decaimiento radioactivo de ³⁷Ar y ³⁹Ar, la contribución de blanco y el factor de discriminación del espectrómetro de masas. Se consideraron las constantes de decaimiento propuestas por Steiger y Jäger (1977), y las ecuaciones lineales de mejor ajuste propuestas por York et al. (2004).

Los resultados de estos análisis se presentan en forma de espectro de edad, que muestra en cada paso del calentamiento la fracción de Ar liberado, la edad calculada y el margen de error. Para calcular la edad y margen de error de cada muestra se utilizaron las ecuaciones 1 y 2, respectivamente. Para esto se consideraron únicamente los pasos que definen la meseta del espectro de edad.

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

$$\underset{edad}{\operatorname{error}} = \sqrt{\left(\frac{J}{\lambda\left(\frac{{}^{40}Ar *}{{}^{39}Ar_{K}} J+1\right)} \sigma_{{}^{40}Ar^{*}/{}^{39}Ar_{K}}\right)^{2} + \left(\frac{\frac{{}^{40}Ar *}{{}^{39}Ar_{K}}}{\lambda\left(\frac{{}^{40}Ar *}{{}^{39}Ar_{K}} J+1\right)} \sigma_{J}\right)^{2}}$$
(2)

En donde:

J = parámetro de irradiación calculado a partir de la muestra estándar de irradiación FTC2C ($2.643 \times 10^{-3} \pm 9 \times 10^{-6}$).

 λ = constante de decaimiento del ⁴⁰K (0.554⁻³).

 40 Ar* = producto del decaimiento radioactivo del 40 K.

 ${}^{39}Ar_k$ = producto de ${}^{39}K$ por irradiación con neutrones.

 $\sigma^{40}Ar^{*/39}Ar_{k}$ = desviación estándar de la relación $^{40}Ar^{*/39}Ar_{k}$

σ J = desviación estándar de J

3.1 Estratigrafía y descripción de unidades litológicas en la isla Ángel de la Guarda.

La estratigrafía en la región central de la isla Ángel de la Guarda se clasificó con base en la descripción de seis secuencias expuestas en seis áreas geográficas (Figura 4a). La posición estratigráfica relativa de las secuencias se determinó utilizando unidades litológicas distintivas (Figura 4b). La descripción de las secuencias y las unidades litológicas que las componen es la parte inicial de los resultados (Figura 5 y Tabla 2). Posteriormente, apoyados en la interpretación de imágenes multiespectrales, se integró el mapa geológico. Con el modelo digital de elevación, el mapa litológico y los datos de falla, rumbo y echado de los estratos, se construyeron las secciones estratigráficas.

3.1.1 Secuencia 1

La secuencia 1 consiste en un paquete volcanosedimentario basal que aflora en el área sur de la zona de estudio (área 1 en Figura 4a). Esta secuencia sobreyace al basamento cristalino que está constituido por rocas graníticas y metamórficas de alto grado. Las rocas cristalinas han sido descritas como esquistos y gneises del Paleozoico (Pzm) y rocas graníticas del Cretácico (Kgr) (Gastil et al., 1975; Delgado-Argote, 2000), y afloran en los extremos sureste y suroeste del área de estudio, respectivamente. Al sureste del área de estudio se identificaron rocas metamórficas (Pzm) en la fotointerpretación de las imágenes en color verdadero por rasgos lineales característicos interpretados como rasgos de foliación. Esta unidad no presenta una respuesta espectral distintiva, debido a que está cubierta casi en su totalidad por rocas volcánicas y sedimentarias. Si bien, los afloramientos de rocas metamórficas no se observaron durante el trabajo de campo, las unidades conglomeráticas de la secuencia volcanosedimentaria y el aluvión cuaternario contienen clastos de cuarcita, esquisto máfico y mármol (Pzm). En el extremo suroccidental las rocas graníticas forman altos topográficos y acantilados en el litoral suroeste de la zona de estudio y presenta drenajes poco desarrollados. En este sitio las rocas graníticas están intrusionadas por diques de aspecto máfico a intermedio.

La base de la secuencia 1 consiste en una unidad sedimentaria (Tms1) en donde predominan facies conglomeráticas y arenosas polimícticas con tobas intercaladas (secuencia 1 en Figura 4b). La unidad Tms1 está cubierta por flujos de lava de composición andesítica (Tma1). Estos flujos de lava andesítica contiene interestratificados depósitos volcaniclásticos de grano fino (Tmsv1).



Figura 4. Estratigrafía simplificada de la secuencia volcanosedimentaria de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda. a) Mapa geológico simplificado con las áreas que corresponden a los afloramientos de seis columnas litológicas en que se dividió la estratigrafía. b) Columnas estratigráficas compuestas.

	Sec	cuencia 5
stoceno	// \\\	Qsv. Sedimento volcánico
	11	Qd2. Lava máfica
Pleis	\backslash	Qd1. Lava dacítica, 598 ± 114 Ka. (pl > px)
	Sec	cuencia 4
53	<u>••</u> ••••••••••••••••••••••••••••••••••	Tms4. Unidad sedimentaria superior: arenisca fina > arenisca conglomerática polimítica
	Sec	cuencia 3
	0	Tms3. Unidad sedimentaria superior: arenisca fina > arenisca gruesa > conglomerado polimíctico Edad de Tmt5 = 6.4 \pm 0.3 Ma
) Ims	Tmt7. Toba lapilli de pómez afanítica verde
	en }	Tmt6. Toba lapilli de pómez afanítica: Pmz = 98% >> Xs en Pmz = 2% (PI = Sa)
	efras	Tmt4. Toba lapilli de pómez afanítica: pmz afanítica > Ly > Lms > Lmy > Lgr
	Ĩ ₩	
	Sec	uencia 2N
nedio - tardío	<u>// \\\</u>	Tmsv2. Sedimento volcánico de grano fino
	~ /	Tmr (10.45 ± 0.14 Ma). Flujo/brecha riolítica (Pl >> Bt)
	\mathbf{X}	Tma3. Lava andesítica superior (PI >> HbI)
- OL	Sec	uencia 2
lioce	\mathbf{X}	Tma2. Lava andesítica intermedia 7.23 ± 0.14 Ma (Xs: 2%: Pl, ¿Sa?)
Z) ₅₂ en	Tmt3. Toba lapilli de pómez: 50% de Pmz y 50 de Mtz. La Pmz tiene 20% de Xs (Pl > Hbl)
	T [⊥] ms	Tmt2. Toba lapilli. La pómez tiene 5% de xs (Pl > Hbl > Qz = Cpx = Bt); Lv > 1%
	\mathbf{X}	Tmab. Lava andesita-basáltica porfirítica (PI >> Cpx)
	~//	Tmsf. Toba de San Felipe (11.8 ± 0.2 Ma). Contiene 5% de Xs (Fsp-K > PI = Qz > Sa > Opq >> Cpx = Bt); Lv = 2%
		Caliza laminada con intercalaciones de arena fina y limolita
	0.00	Tms2. Unidad sedimentaria intermedia: conglomerado y brecha monomíctica > arenisca gruesa > limolita
	~~~	discordancia
no io?	300	Tmsv1. Sedimento volcánico intercalado en Tma1
lioce	$\backslash$	Tma1, Lava andesítica inferior. Textura porfirítica (Hbl >> Cpx >> Pl)
2 .√ 0	× //	Tmt1. Toba lapilli. La matriz tiene 65% de ceniza y 35% de Xs (Qz > Pl > Bt >> Fsp-K)
Mioceno temprano	N//	Tmtr. Toba lapilli (25.7±0.3Ma). Mtz 70%; 20% de Pmz con 30% de Xs (Qz=PI>Bt=Fsp-K); Líticos 10% (Lv>Lm>Ls)
	-	Tms1 Unidad sedimentaria inferior: Conglomerado polimíctico > arenisca gruesa > arenisca fina
	×: 0.	
		Tmd. Compleio dacítico (textura porfirítica de Hbl = PI). Mioceno temprano (?)
_	~~~	//////////////////////////////////////
	++	Kgr. Basamento granítico Cretácico (?)
	てて	Pzm. Basamento metamórfico Paleozóico (?)

Figura 5. Descripción de las unidades litológicas identificadas. Las abreviaciones son: Hbl – Hornblenda; PI – Plagioclasa; Qz – Cuarzo; Bt – Biotita; Fsp-K – Feldespato Potásico; Cpx – Clinopiroxeno; Sa – Sanidino; Opq – Mineral Opaco; Lms – Lítico Metasedimentario; Lítico Metavolcánico; Lítico granítico – Lgr; Lv – Lítico Volcánico; Pmz – Pómez; Xs – Cristales.

#### Unidad sedmentaria inferior (Tms1) y tefras intercaladas (Tmtr y Tmt1)

La unidad sedimentaria inferior tiene ~40 metros de espesor y se infiere que sobreyace al basamento cristalino que aflora en el extremo suroeste del área de estudio. Se compone principalmente por depósitos pobremente consolidados de conglomerado, arenisca conglomerática y arenisca de grano grueso. La composición de los clastos es heterogénea, y principalmente contiene fragmentos de lava dacítica porfirítica (Tmd), clastos subordinados de andesita afanítica (fuente desconocida no cartografiada) y clastos de basamento (Kgr, Pmz). El promedio de ocho datos estratigráficos en tres sitios indican que esta secuencia buza entre 40° y 58°, ambos al noroeste. Estos datos representan el basculamiento más pronunciado de la secuencia volcanosedimentaria en el área de estudio.

#### Ignimbritas en Tms1

En la cima de Tms1 se identificaron dos depósitos piroclásticos intercalados en los sedimentos. Tmtr es una toba vítrea de grano fino, bien consolidada y de color rosado (muestra IAG13-3). Tiene ~50 cm de espesor y está compuesta de una matriz vitroclástica de ceniza fina, con clastos de cuarzo, plagioclasa y biotita. Presenta fragmentos líticos accidentales de origen volcánico y metamórfico. Esta unidad representa el estrato más antiguo de la secuencia Tms1 con minerales frescos aptos para fechamiento isotópico.

El segundo depósito piroclástico en Tms1 es un estrato de ~1 m pobremente consolidado de pómez-lapilli y ceniza (Tmt1, muestra IAG13-4). La matriz es ~65% vidrio y 35% cristales. Los cristales magmáticos en los fragmentos de pómez incluyen cuarzo, plagioclasa, biotita y trazas de feldespato potásico, en ese orden de abundancia relativa.

#### Lava andesítica y sedimento volcánico inferior (Tma1-Tmsv1)

Por encima de Tms1 afloran flujos de lava andesítica de aspecto lajeado (Tma1, muestras IAG07-45, IAG13-01 y IAG13-05). Son de color verde grisáceo a morado oscuro en muestra fresca, e intemperiza a color naranja ocre. Presenta vesículas ocasionalmente rellenas con calcita. La base es una lava de textura porfirítica con cristales de anfíbol oxidado por posible alteración hidrotermal selectiva, piroxeno y plagioclasa. Hacia la cima los flujos de lava son de textura porfirítica con cristales de plagioclasa y piroxeno. La brecha basal presenta alteración hidrotermal. Dentro de los flujos de lava de Tma1 se encuentran intercalados depósitos volcaniclásticos (Tmsv1), con alto contenido de líticos volcánicos de dacitas con hornblenda. En la imagen satelital se observa que los estratos volcaniclásticos intercalados en Tma1 buzan hacia el oeste, pero la estratificación está poco definida y es discontinua. El espesor de los flujos de lava y sedimentos intercalados se calculó en más de 205 metros con base en la proyección del buzamiento de 20° a 25° de los estratos en contacto con la brecha basal de un flujo coherente de lava.

# 3.1.2 Secuencia 2

Esta secuencia aflora en la porción centro-oriental del área de estudio (área 2 en Figura 4a). Está en contacto erosional sobre un complejo de domos dacíticos de textura porfirítica, con hornblenda como mineral característico (Tmd). Por encima descansa de manera discordante una unidad de brecha y conglomerado oligomíctica (Tms2) con clastos dominantes de Tmd. La secuencia sedimentaria tiene intercalados tres depósitos volcanoclásticos de pómez-lapilli y un flujo de lava máfica. La cima está definida por flujos de lava de composición andesítica a andesitabasáltica (Tma2) que descansan concordantemente en apariencia sobre las rocas sedimentarias de Tms2. A excepción del complejo dacítico, que ha sido interpretado como una unidad del Mioceno medio (Delgado-Argote, 2000; Martín-Barajas et al., 2008), la secuencia Tms2 sobreyace estratigráficamente a la secuencia 1 y representa la parte media del registro estratigráfico en la zona de estudio.

#### Dacita porfirítica de hornblenda (Tmd)

Esta unidad aflora en la franja oriental del área de estudio y consta de un complejo de domos y brechas volcánicas de dacita porfirítica de hornblenda y plagioclasa (Tmd en Figura 5). Subyace discordantemente a la secuencia 2 y su degradación es la fuente principal de la secuencia sedimentaria Tms2. Clastos de esta litología también son comunes en Tms1 y Tms3, lo que sugiere que los domos dacíticos subyacen estratigráficamente a las secuencias volcanosedimentarias que componen la cuenca central de la isla.

#### Unidad sedimentaria intermedia (Tms2)

Por encima de los flujos de lava andesítica (Tma1) aflora una unidad sedimentaria de conglomerado y brecha oligomíctica compuesta principalmente por clastos de dacitas de hornblenda, con <10% de clastos de andesita afanítica (Tms2 en Figura 5). El espesor de la secuencia sedimentaria intermedia (Tms2) es variable; hacia el este se calculó un espesor mínimo de ~183 metros, adelgazándose hacia el oeste con un espesor de ~30 metros y una disminución significativa en el tamaño de los clastos, indicando la dirección del depósito de W a E. Constituyen depósitos aluviales pobremente consolidados, que gradan lateralmente de facies de brecha y conglomerado a arenisca gruesa y limolita. Un afloramiento hacia el oeste presenta facies de travertino laminado con intercalaciones de arenisca de grano fino y limolita de estratificación delgada (ver ubicación de muestra IAG13-08 en Tabla 1). Morfológicamente, esta unidad forma crestas con relieve moderadamente inclinado al oeste, con un drenaje dendrítico bien desarrollado debido a su pobre cementación. Los estratos de esta unidad buzan entre 20° y 25° hacia el oeste.

#### Depósitos piroclásticos en Tms2

Dentro de Tms2 se identificaron tres depósitos piroclásticos intercalados en los sedimentos (secuencia 2 en Figura 4b). Hacia el sur del área 2 la secuencia

sedimentaria fanglomerática contiene una toba vítrea de composición riolítica, moderadamente soldada a no soldada, concordante con estratificación, y alcanza hasta 10 metros de espesor en la porción oeste y se adelgaza a 2 m de espesor hacia el este. Es de color gris en la base y la cima y de color ocre en la parte media. Está compuesta por ~90% ceniza vítrea, ~5% cristales, y ~5% líticos accidentales. La fracción cristalina está constituida por sanidino, cuarzo, plagioclasa y trazas de piroxeno y biotita (Tmsf en Figura 5). Los líticos accidentales son de origen granítico, volcánico y metasedimentario. Localmente presenta calcita en vetillas rellenando fracturas. Esta unidad proporcionó sanidinos para fechamiento por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar, y con base en su composición y su inclinación paleomagnética ha sido correlacionada con la Toba de San Felipe fechada entre ca. 11.6 a ca. 12.8 Ma (Stock et al., 1999, 2008; Skinner, 2013).

La secuencia 2 también contiene dos depósitos piroclásticos identificados en la zona central del área 2 (muestras IAG13-6 e IAG13-7 en Tabla 1). Una toba lapilli vítrea (muestra IAG13-6) de ~1.5 metros de espesor es concordante con Tmsf. La pómez es hialina y no contiene cristales. El depósito está moderadamente consolidado y su estructura interna es masiva. La pómez contiene 5% de cristales, principalmente plagioclasa, hornblenda, cuarzo, y trazas de biotita (Tmt2 en Figura 5). La matriz del depósito contiene clastos volcánicos redondeados de dacita de hornblenda (Tmd) de hasta 15 cm de largo, lo que sugiere que se trata de un depósito retrabajado.

Hacia la cima de Tms2 se identificó una segunda toba de pómez lapilli (muestra IAG13-7), de 1.5 metros de espesor, con matriz de color amarillo y pómez afanítica de color blanco nombrada Tmt3 (Figura 5). La matriz de ceniza contiene ~20% de cristales, principalmente de plagioclasa y hornblenda (Tmt3 en Figura 5). Presenta una estructura masiva y es concordante con la estratificación de Tmt2. La proyección estratigráfica de Tmt3 en la secuencia indica que sobreyace a Tmt2.

### Andesita basáltica Tmab

Por encima de la unidad sedimentaria Tms2, en la parte sureste del área de estudio, aflora localmente un flujo de lava de andesita basáltica (Tmab en Figura 8). En este sitio Tmab presenta una textura porfirítica distintiva. Está compuesta principalmente por fenocristales de plagioclasa de hasta 5 mm y piroxeno. La matriz está compuesta por microlitos, principalmente de plagioclasa y escaso piroxeno (Tmab en Figura 5). El flujo de lava presenta vesículas parcialmente rellenas con carbonato de Ca.

#### Lava andesítica intermedia (Tma2)

En la región central del área 2 se encuentra una unidad lávica de 20 a 25 metros de espesor sobre Tms2. Esta unidad comprende uno o dos flujos de lava de composición andesítica a andesita-basáltica (Tma2). La unidad se distingue por una brecha basal con escoria rojiza intensamente oxidada. Los clastos de la brecha basal también son de lava vesiculada. En muestra de mano, la lava es de textura afanítica con menos del 2% de fenocristales de plagioclasa. Microscópicamente, la matriz tiene textura microlítica de flujo y predominan microlitos de plagioclasa sobre hornblenda oxidada (Tma2 en Figura 5). Morfológicamente, forma mesetas basculadas de 20° a 25° hacia el oeste por fallas normales de orientación norte-sur que cortan a la secuencia intermedia. En la porción centro-occidental del área 2 se presenta un afloramiento de lava alineado a una falla principal que pone en contacto lateral a la secuencia 2 y a la secuencia 3 (Falla 1 en Figura 8).

#### 3.1.3 Secuencia 2N

En el área norte de la zona de estudio, la secuencia 2N incluye un complejo de domos y flujos de lava riolíticos (Tmr), con sedimento volcánico (ceniza) intercalado (Tmsv2). Este complejo riolítico topográficamente alcanzan hasta 300 metros de altura (área 2N en Figura 4a). Localmente, dentro del complejo riolítico aflora un cono de escoria de composición andesítica (Tma3 en Figuras 4 y 5).

#### Complejo riolítico (Tmr/Tmsv2)

El complejo de domos y flujos de lava de composición riolítica (Tmr) es la unidad distintiva de la secuencia 2N (área 2N en Figura 4a). La lava riolítica es de color café claro a café oscuro y textura vítrea. Contiene ~5% de cristales, principalmente de plagioclasa. Los flujos ocasionalmente presentan vitrófiro basal y alteración a perlita. Entre los flujos se encuentra intercalado sedimento volcánico (Tmsv2), principalmente tobáceo. Está compuesto por cenizas poco consolidadas color blanco a verdoso claro que contienen areniscas conglomeráticas verdosas. El sedimento volcánico Tmsv2 contiene intercalada una toba pumicítica lítica color rosado que grada a verdosa hacia la base. Los estratos de ceniza buzan en dirección contraria entre la costa y la base del domo riolítico, que define una estructura sinclinal (sección E-E' en mapa geológico). Esta secuencia de sedimento tobáceo y depósitos piroclásticos probablemente está asociada a la actividad volcánica del domo riolítico adyacente (Tmr). Cristales de feldespato alcalino de un flujo riolítico fueron seleccionados para fechamiento por ⁴⁰Ar/³⁹Ar.

# Andesita (Tma3)

Las imágenes Landsat 8 permitieron delimitar un depósito semicircular de ~800 metros de diámetro de lava y piroclastos de aspecto máfico y composición andesítica en el área 4 (Tma3 en Figura 7). Esta unidad corresponde a un cono de escoria color rojo oscuro a rojo ocre con bloques balísticos de hasta 1 metro de diámetro. Incluye lava afanítica cuya matriz está compuesta por microlitos principalmente de plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda oxidada. Al oeste del cono de escoria se identificaron dos flujos de lava máfica afanítica, vesicular, de aspecto masivo a lajeado interestratificados entre el sedimento tobáceo (Tmsv2). Los flujos de lava afloran en crestas elongadas N-S controladas por fallas. Petrográficamente de estas lavas y la lava del cono de escoria son similares, sin embargo el contenido de piroxeno y minerales opácos es menor en esta última (Tabla 2).

Los depósitos de Tma3 y Tmr son estratigráficamente equivalentes, ya que ambas unidades están interestratificadas en el sedimento tobáceo (Tmsv2) y están por debajo de las terrazas aluviales de la secuencia 4 (Tms4).

#### 3.1.4 Secuencia 3

La secuencia 3 aflora en la porción centro-occidental del área de estudio y sobreyace en contacto discordante a la secuencia 2 (área 3 en Figura 4a). Un sistema de fallas normales con orientación NNW y caída al oeste yuxtaponen a la secuencia 3 con la secuencia 2 (Falla 1 en Figura 8). En esta secuencia aflora la unidad sedimentaria Tms3 compuesta por conglomerado polimíctico y arenisca de grano medio a fino, además contiene además cuatro tefras intercaladas.

#### Unidad sedimentaria superior (Tms3)

La unidad sedimentaria de la secuencia 3 aflora en la porción centrooccidental del área de estudio y tiene un espesor mínimo de 300 metros, calculado a partir de la proyección de los estratos en las secciones geológicas. Está compuesta principalmente por depósitos de conglomerado arenoso polimíctico, con clastos volcánicos, graníticos y metamórficos (Figura 5). Sección arriba, Tms3 incluye facies de arenisca de grano fino. Esta unidad se encuentra basculada entre 11° y 22° hacia el oeste y morfológicamente, los depósitos forman terrazas aluviales con un drenaje dendrítico bien desarrollado.

#### Depósitos piroclásticos en Tms3

Se identificaron cuatro depósitos piroclásticos intercalados en Tms3. La posición relativa de estas unidades se determinó utilizando los datos de estratificación y el desplazamiento vertical de las fallas (ver sección C-C' en Anexo 1). Los depósitos piroclásticos se describen de la base a la cima (Figura 5). Tmt4

(muestra IAG13-15) es un depósito de toba lapilli de ~1 m de espesor, con pómez afanítica blanca y matriz de ceniza rosada, la matriz contiene líticos volcánicos y metasedimentarios. Tmt5 (muestra IAG13-19) es una toba lapilli de ~0.5 m de espesor, compuesta de pómez blanca con 30% de cristales de plagioclasa, sanidino y hornblenda como minerales principales, y trazas de piroxeno. La matriz contiene líticos volcánicos y cristales posiblemente accidentales de plagioclasa y hornblenda. Tmt6 es otra toba lapilli de 0.5 m de espesor, con pómez afanítica blanca y matriz de ceniza (muestra IAG13-21). Las pómez contienen menos del 2% de cristales magmáticos (sanidino y plagioclasa). Localmente presenta carbonato en la matriz y en las vesículas de la pómez. Tmt7 es una lapillita de ~1.5 m de espesor, compuesta de pómez afanítica verde, con menos de 10% de matriz de ceniza (muestra IAG13-26). Esta unidad contiene pómez con diferentes grados de vesiculación. Las pómez más vesiculares son de color verde pálido y están poco consolidadas. Las pómez más densas son de color verde oscuro y las vesículas están parcialmente rellenas con calcita.

### 3.1.5 Secuencia 4

#### Conglomerado aluvial (Tms4)

En los flancos del complejo de domos riolíticos y sobre los sedimentos tobáceos intercalados en los flujos de lava riolítica, aflora una unidad sedimentaria que forma terrazas aluviales (Tms4) que se extienden hacia el sur y hacia el oeste del complejo riolítico de la zona norte (área 4 en Figura 4a). Aunque tienen una respuesta espectral diferente con Tms3, se desconoce si son estratigráficamente equivalentes.

Esta unidad se describió con base en la fotointerpretación de imágenes multiespectrales. La distribución, morfología y tipo de drenaje indica que se trata de terrazas aluviales, posiblemente en facies intermedias a distales, compuestas por conglomerados y areniscas pobremente cementadas. La respuesta espectral de los depósitos sugiere que está compuesta por clastos de riolita derivados de Tmr al norte (área 5 en Figura 7). En la fotointerpretación no se identificaron fallas que corten a esta unidad.

#### 3.1.6 Secuencia 5

#### Volcanismo cuaternario (Qd1/Qd2/Qsv)

La secuencia 5 consiste en un complejo volcánico de ~8 km², que aflora en el extremo centro occidental del área de estudio (área 5 en Figura 4a). Se identificaron dos unidades lávicas de aspecto máfico (Qd1 y Qd2) con depósitos volcaniclásticos intercalados entre los flujos de lava (Qsv). En la cima los flujos son de color gris claro, tienen estructura lajeada, brechada y ocasionalmente cordada, además se presentan en forma de bloques con crestas. En la base, los flujos son de textura vítrea y color negro lustroso, se presentan en forma columnar en el acantilado costero y ocasionalmente presentan brecha basal. La unidad lávica Qd1 es de composición dacítica y tiene menos del 2% de fenocristales de plagioclasa y piroxeno. La matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa con textura orientada de flujo (Qd1 en Figura 5). Esta unidad fue seleccionada para fechamiento por ⁴⁰Ar/³⁹Ar en roca total.

Otra unidad lávica (Qd2) se identificó en función de su respuesta espectral en la imagen de falso color. Esta unidad no se reconoció durante el trabajo de campo, sin embargo, aparentemente está asociada al punto de emisión de Qd1. Además, se identificó una unidad de sedimento tobáceo (Qsv) intercalado en Qd2. Esta unidad posiblemente está relacionada con la actividad volcánica de Qd1 y Qd2.

# 3.2 Estratigrafía de la región de Cataviñá

La estratigrafía en la región de Cataviñá se sintetizó en forma de columnas estratigráficas compuestas que corresponden a afloramientos en tres mesetas disectadas por los arroyos modernos (Figura 6). El registro estratigráfico en estas mesetas no está deformado y en todos los casos, está coronado por la Toba de San Felipe (Tmsf) (Olguín-Villa et al., 2013). La litología consiste en una secuencia

sedimentaria de hasta 160 m de espesor de conglomerado y arenisca conglomerática, con uno a dos horizontes de travertino intercalados (Figura 6c). En la localidad de 'El Mármol' aflora la base de esta secuencia y descansa sobre el basamento granítico (Kgr y Pzm en Figura 6c). Consiste en un conglomerado basal polimíctico, con clastos de basamento (Kgr, Pmz) y clastos de andesita y dacita porfirítica. Localmente el conglomerado está cementado con sílice y carbonato y forma bandas decimétricas de ónix que ha sido minado. En la parte media de la secuencia, en la mayoría de los sitios visitados se presentan intervalos de arenisca y conglomerado cementados por carbonato de tipo travertino y por sílice.

En la localidad 'Las Palmillas' (Figura 6b) se encuentra un depósito potente de lavas andesíticas intercaladas entre el sedimento. La posición estratigráfica relativa de las localidades se determinó utilizando los horizontes de travertino y la Toba de San Felipe como marcadores estratigráficos.

# 3.3 Cartografía

### 3.3.1 Análisis de imágenes multiespectrales de la isla Ángel de la Guarda

El procesamiento digital de imágenes satelitales del sensor Landsat 8 resultó en una imagen de falso color (IFC) con resolución de 15 metros a partir de la cual se elaboró una clasificación supervisada (ICS) (Figura 7). La IFC se construyó a partir de la combinación de las bandas espectrales 7/8, 4 y 2, en verde, rojo y azul, respectivamente. En esta imagen se observa el contraste de las principales unidades litológicas en función de su respuesta espectral (Figura 7a). La imagen con la clasificación supervisada contiene 20 clases (excluyendo el mar), las cuales posteriormente se agruparon en 15 unidades litológicas (Figura 7b). Este análisis está soportado por un análisis de separabilidad Bhattacharyya (Bhattacharyya, 1943) que muestra numéricamente la similitud relativa entre las clases (Figura 7d).





Figura 6. Estratigrafía simplificada de la secuencia volcanosedimentaria en tres afloramientos de la región de Cataviñá. a) Mapa regional ubicando la cuenca central (CC) en la isla Ángel de la Guarda (IAG), el campo volcánico de San Luis Gonzaga (SLG) y la región de Cataviñá (CAT) .b) Acercamiento a la región de Cataviñá, mostrando la ubicación de las localidades: Mesa Portezuelos (Po); Las Palmillas (Pa); El Junco (J); y El Mármol (M). c) Columnas estratigráficas compuestas.

El basamento granítico (Kgr) aflora en el extremo suroccidental del área de estudio (área 1 en Figura 7a). El bloque en donde aflora el basamento está claramente limitado por el sistema aluvial activo. En la IFC, el basamento Kgr se presenta en color turquesa y muestra lineamientos con dirección NW-SE que corresponden a diques máficos. En la ICS se observa que Kgr, en color rosa pálido, está intrusionado por intrusivos máficos cuya respuesta espectral es similar a la lava andesítica Tma1, en color morado.



Figura 7. Imágenes multiespectrales Landsat8 con resolución de 15 metros. a) Imagen de falso color (IFC) con la combinación de bandas 8/7, 4 y 2 en RGB, que muestra la división de cinco áreas en las que se describe la imagen. b) Clasificación supervisada pre-procesada. c) Clasificación supervisada procesada (ICS). d) Tabla de firma de separabilidad entre clases.

Al este del afloramiento costero de Kgr se observan los afloramientos de la secuencia 1 (área 2 en Figura 7a). En la IFC, estos afloramientos se presentan en tonalidades de verde, que corresponden a flujos lávicos de composición intermedia (Tma1). Lavas de Tma1 cubren casi en su totalidad a la unidad sedimentaria inferior Tms1, por lo que en la IFC la delimitación de estas unidades no es clara. En la clasificacion supervisada la unidad sedimentaria Tms1 se presenta en color verde claro y se distingue claramente de las lavas de Tma1 en color morado. No obstante, las lavas en esta área también se presentan en color azul, que corresponden a las lavas de Tma2. Este efecto se debe a que ambas unidades, Tma1 y Tma2, son

textural y mineralógicamente similares. Esta similitud se puede comprobar con un valor de separabilidad significativamente bajo entre ambas unidades de 0.84.

En la porción centro-norte del área 2 (Figura 7a) se distinguen los afloramientos de la Toba de San Felipe en color ocre. En la clasificación supervisada esta unidad corresponde a la clase Tmsf (Figura 7c). El análisis de separabilidad indica que Tmsf tiene una respuesta similar a Qd2 y en menor grado a Tmr, con valores de 1.60 y 1.80, respectivamente. La similitud de Tmsf con Tmr se puede explicar debido a que ambas unidades son de composición riolítica. Posiblemente Qd2 también es de composición dacítica.

El contraste litológico en la porción central del área 3 (Figura 7) es evidente en la ICS, y se compone de cuatro unidades litológicas. En el extremo nororiental de esta área afloran los domos dacíticos (Tmd) en color verde oscuro (Figura 7b). Esta unidad está erosionada y su denudación es la fuente principal de las unidades sedimentarias Tms2 y Tms3. La unidad Tms2 en color verde oscuro descansa de manera discordante sobre los domos dacíticos de Tmd. La unidad sedimentaria Tms3 se distingue por su tonalidad verde olivo fuerte. La firma de separabilidad espectral de Tms2 con respecto a Tms3, de 1.45, muestra que estas dos unidades tienen una alta similitud, posiblemente debido a que tienen una fuente sedimentaria común (Figura 7d).

Las unidades Tms3 y Tms4 tienen una firma de separabilidad espectral de 1.63, lo que significa que tienen una respuesta espectral similar. Sin embargo, al comparar las unidades Tms2 y Tms4, el valor de separabilidad es de 1.94, lo que indica una diferencia en el contenido de clastos o el grado de alteración de los mismos entre ambas unidades.

En el área 3 los flujos de lava andesítica Tma2 presentan un color azul distintivo. La firma de separabilidad de Tma2 indica que esta unidad es similar a la lava andesítica Tma1 y a la lava dacítica de Qd1, sin embargo, las observaciones de campo indican que estas unidades están en diferentes posiciones estratigráficas y su índice de separabilidad cercano a 2 posiblemente es debido a que tienen una composicion química similar.

En el extremo norte del área de estudio se identificaron tres unidades (Tmr, Tmsv2 y Tma3). La distribución de estas unidades es difusa en la IFC, sin embargo estas unidades tienen buen contraste en la ICS, en donde se observa que el complejo de domos riolíticos (Tmr), en color ocre, está intercalado con sedimento volcaniclástico de Tmsv2 en color azul claro. En la IFC resalta en color naranja el cono de escoria de composición andesítica (Tma3). Esta unidad tiene una respuesta espectral muy similar a las rocas volcánicas de Qd2, con un valor de separabilidad de 1.31. Sin embargo, la relación estratigráfica entre ambas unidades indica que se trata de dos unidades diferentes.

El conglomerado aluvial de la unidad Tms4 aflora al sur del complejo riolítico y al oeste del complejo volcánico de la secuencia 5 (área 5 en Figura 7a). Esta unidad se caracteriza porque su respuesta espectral indica que los clastos que la componen derivan de la denudación de los domos riolíticos Tmr al norte. A diferencia del sedimento de Tms3 cuya respuesta espectral es similar a los domos dacíticos Tmd al oeste.

La unidad Tms4 se describió con base en la fotointerpretación de imágenes multiespectrales. La distribución, morfología y tipo de drenaje indica que se trata de terrazas aluviales, posiblemente en facies intermedias a distales, compuestas por conglomerados y areniscas pobremente cementadas. La respuesta espectral de los depósitos, sugiere que está compuesta por clastos del complejo riolítico al norte (área 4 en Figura 7). En la fotointerpretación no se identificaron fallas que corten a esta unidad y posiblemente se ubica estratigráficamente por arriba de Tms3.

El campo volcánico de la secuencia 5 situado en la costa occidental (área 6 en Figura 7a) está compuesto por cuatro unidades que se distinguen en la ICS. En la IFC, un paquete de flujos de lava que en campo son de aspecto máfico se presenta en color verde y verde oscuro. Esta unidad corresponde a las lavas de Qd1, representados en la ICS en color crema. Al oeste de Qd1, afloran los flujos lávicos Qd2, que se presentan en la IFC y la ICS en color naranja. El valor de separabilidad entre Qd1 y Qd2 es alto (1.96) e indica que tienen diferente composición. Sin embargo, ambos flujos de lava pertenecen al mismo complejo volcánico. Los depósitos volcaniclásticos de Qsv se presentan intercalados en Qd2 y muestran una coloración azul claro distintiva en la IFC (Figura 7a).

Esta primera clasificación se complementó con las descripciones de campo y con la caracterización petrológica de las muestras colectadas, para la integración del mapa geológico.

# 3.3.2 Mapa geológico de la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda

El mapa geológico detallado a escala 1:25,000 se compiló sobre una base topográfica con curvas de nivel cada 20 metros (Anexo 1). El mapa geológico simplificado a escala 1:75,000 (Figura 8) muestra la distribución espacial de las principales unidades litológicas en la cuenca central de la isla. Ambos mapas incluyen una síntesis con la descripción litológica de 18 unidades que se identificaron a partir de las descripciones de campo y la fotointerpretación. El mapa a escala 1:25,000 indica la ubicación de 65 muestras colectadas en las tres etapas de campo (2007, 2009 y 2013). El mapa geológico detallado también incluye cinco secciones geológicas construidas con los datos de estratificación y de falla.





# 3.4 Geología estructural

#### 3.4.1 Datos de fallas

El análisis de las fallas de la zona de estudio se dividió en dos áreas. Para cada área se presentan estereogramas (Figura 9 y 10). En el área sur las fallas cortan a la secuencia 1 y a la base de la secuencia 2, mientras que en el área norte, las fallas cortan a la cima de la secuencia 2, y a las secuencias 2N, 3 y 4. Las 7 fallas medidas en el área sur tienen un acimut y echado que varían de 320° a 360° con 55° a 70° al este (promedio 340° con 65° al este). En el área norte se obtuvieron 20 datos, cuyo rumbo y echado acimutal promedio es de 351° con 68° al este. Adicionalmente, los datos de fallas medidas por J. Stock (comunicación personal, 2014) se graficaron en las mismas áreas geográficas (Anexo 2), y se compararon con las fallas reportadas en esta tesis. Al comparar las redes estereográficas en ambas áreas, se observa que el patrón de fallas es similar. Sin embargo, no se tienen datos de indicadores cinemáticos que permitan estimar si existe una componente de movimiento lateral de las fallas. Tampoco se cuenta con datos de fallas que corten a las terrazas aluviales de Tms4 en la región norte.

En las imágenes de color verdadero de Google Earth y DigitalGlobe, se identificaron lineamientos que cortan a toda la secuencia. Uno de estos lineamientos en particular, coincide con una falla mayor que yuxtapone a las secuencias Tms2 y Tms3 (Falla 1 en Figura 8) y se propaga hacia el norte, en donde se pierde bajo el aluvión reciente. Otros lineamientos coinciden con fallas medidas en campo y se utilizaron para inferir su proyección en planta. Los lineamientos resultaron de utilidad para inferir la presencia de fallas en la región norte en donde cortan a las rocas de la secuencia 2N, que incluye el complejo riolítico Tmr y depósitos tobáceos Tmsv2. En el área sur, en las imágenes Google Earth y DigitalGlobe se identificaron fallas que cortan a las secuencias 1 y 2 pero no fueron medidas en campo.



Figura 9. Geometría de las fallas que cortan a la secuencia volcanosedimentaria de la cuenca central. Los resultados se dividen en dos áreas y se presentan en forma de redes estereográficas.

# 3.4.2 Secciones geológicas y estratigrafía

En las secciones geológicas se observa un sistema de fallas de tipo normal, con rumbo general nor-noroeste, que corta a todas la secuencias y produce un basculamiento general hacia el oeste (Figura 10). En campo, la unidad sedimentaria Tms1 de la secuencia 1 tiene un buzamiento más pronunciado, de hasta 58° al noroeste (buzamiento aparente de 41° en sección A-A', Figura 10). Hacia la cima, en las secuencias 2 y 3, las unidades sedimentarias presentan un buzamiento menos pronunciado de hasta 11° hacia el oeste (secciones B-B', C-C' y D-D', Figura 10).



Figura 10. Secciones geológicas de la cuenca central, mostrando el echado aparente. La ubicación de las fallas antiguas en la sección A-A' es inferida.

#### Sección A-A'

La sección A-A' tiene una longitud de 2,300 metros y corta en dirección NW-SE a la secuencia 1 (Figura 10). En esta sección se observa que las capas de Tms1 están inclinadas hasta 58° hacia el NW y un sistema de fallas normales de alto ángulo con caída al este repite la secuencia en dirección al oeste. Hacia el NW, los depósitos de sedimentos volcánicos (Tmsv1) intercalados entre los flujos de lava (Tma1) son consistentes con el basculamiento de 20 a 25° de los flujos de lava al oeste.

El espesor mínimo de las unidades Tms1 y Tma1 en 40 y 205 metros, respectivamente, se calculó utilizando los datos de rumbo y echado y los afloramientos de la base y la cima identificados en las imágenes Google Earth. Debajo de la línea punteada se infiere la presencia del basamento granítico, sin embargo, éste no se muestra en la sección.

#### Sección B-B'

La sección B-B' tiene una longitud de 2,000 metros y corta en dirección W-E a las unidades Tma1, Tms2, Tmsf y Tmab (Figura 10). En esta sección se observa que las capas de Tma1 están inclinadas ~25° hacia el oeste, mientras que en la unidad sedimentaria que la sobreyace (Tms2) y la Toba de San Felipe (Tmsf) se midió una inclinación promedio de 16° en la misma dirección. La proyección de la Toba de San Felipe y los datos de estratificación en la unidad sedimentaria intermedia permiten indicar que el espesor de Tms2 aumenta hacia el oeste, en donde alcanza un espesor máximo de ~150 metros. Las unidades Tmsf y Tmab se representan como unidades tabulares, concordantes con la estratificación del conglomerado Tms2 y tienen espesores de 20 y 10 metros, respectivamente. En esta sección, no fue posible calcular el espesor de Tma1 y se consideró el espesor de ~205 m calculado en la sección A-A'.

La sección B-B' está cortada por cuatro fallas normales principales con caída al este, y un desplazamiento de ~80 metros en cada una (Figura 10). Estas fallas acomodan la mayor parte de la deformación, y entre ellas existen fallas menores. En la cima de la secuencia 2, y hacia el este de la sección, se presenta un flujo de lava máfica (Tmab en Figura 10). La posición estratigráfica de esta unidad se determinó a partir de un afloramiento ubicado ~300 m al norte de la sección (Tmab en Figura 8). En este afloramiento Tmab sobreyace a la Toba de San Felipe y a un paquete de sedimentos de 10 metros de espesor de Tms2, sin embargo es el único afloramiento donde se identificó esta unidad.

### Sección C-C' y D-D'

La secciones paralelas C-C' y D-D' tienen una dirección SSW-NNE y una longitud de 3,800 y 3,000 metros, respectivamente y están situadas en la parte central del área de estudio (Figura 10). En ambas secciones afloran las secuencias 2 y 3, y se caracterizan principalmente por que están cortadas por un sistema de fallas normales que repiten la secuencia hacia el oeste. Se identificó una falla mayor con caída al oeste y un desplazamiento máximo calculado de 70 metros, que pone en contacto Tms2 y Tms3 (Falla 1 en Figura 8). En la sección C-C' se indican con líneas sólidas la posición estratigráfica de cuatro tefras (Tmt4, Tmt5, Tmt6 y Tmt7) intercaladas en la secuencia de conglormerado y arenisca de Tms3. Estas unidades se utilizaron como marcadores estratigráficos que ayudaron a calcular el desplazamiento de las fallas. El buzamiento general de Tms2 es de ~30°, y el de Tms3 de ~11°, ambos hacia el oeste. El espesor calculado de Tms2, Tma2 y Tms3 es de 183, 20 y 300 metros, respectivamente.

#### Sección E-E'

La sección E-E' se encuentra en la porción norte del área de estudio y tiene una longitud de 3,600 metros y corta en dirección SW-NE a la secuencia 2N (Figura 10). En esta sección el buzamiento opuesto de los estratos de Tmsv2 define una estructura de tipo sinclinal. Se infiere que las unidades de esta sección son estratigráficamente equivalentes a las de la secuencia 2 al sur (área 2 en Figura 4a), sin embargo, esta relación no fue confirmada en los reconocimientos de campo. Esta sección muestra que en la zona norte la secuencia 2 está cortada por un sistema de fallas normales identificadas en el campo y en la fotointerpretación. Los datos de estratificación de Tms3 al suroeste de esta región es de ~22° hacia el este, mientras que los datos obtenidos en Tmsv2 indican un basculamiento de ~30° hacia el oeste. El espesor mínimo estimado de la secuencia 2N en la zona norte es de 250 metros.

# 3.5 Petrología y geoquímica de rocas volcánicas

En este apartado se presentan los resultados de los análisis geoquímicos de elementos mayores por FRX y elementos traza por ICP-MS realizados a las unidades volcánicas intercaladas en las secuencias (Tabla 4). La descripción de estos resultados se presenta en función de las secuencias estratigráficas previamente descritas (ver inciso III.1). Además, se incluye la muestra de lava máfica de la región de Cataviñá (muestra CA14-12). Esta unidad se incluyó en la secuencia 1 debido a que se encuentra estratigráficamente por debajo de la Toba de San Felipe en ambas localidades.

#### 3.5.1 Elementos mayores

En los diagramas TAS y en la gráfica K₂O/SiO₂ (Figura 11) se observa que todas las muestras son de carácter subalcalino y composicionalmente varían de andesita-basáltica a riolita. Tres de las cuatro unidades lávicas de la secuencia 1 son de composición andesítica (Tma1) y caen dentro del campo del K-medio (1.44 - 1.65% en peso), mientras que una de las muestras de lava ubicada en la base de Tma1 es de composición traquiandesítica y cae en el campo del K alto (Figura 11). Mineralógicamente, la traquiandesita de la secuencia 1 (muestra IAG13-01) es consistente con otras muestras de lava de la misma unidad (Tma1) por la textura microlítica de plagioclasa y fenocristales de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos. Sin embargo, la traquiandesita se distingue del resto de lavas por contener de 10-15% de fenocristales de anfíbol oxidados.

Tabla 4. Resultados de los análisis geoquímicos de elementos mayores por FRX y elementos traza por ICP-MS. Las casillas teñidas de rojo corresponden a las muestras con alta pérdida por ignición durante el análisis.

Síntesis petroquímica de rocas volcanicas de isla Angel de la Guarda y Cataviña																	
Grupo	Secuencia 1					Secuencia 2			Secuencia 2N				Se	ecuencia	Secuencia 5		
Muestra	13-01	13-05	07-45	14-12	07-44**	13-10	09-04	09-19**	07-34	07-42	07-11	07-41	13-15**	13-19**	13-26**	07-40	07-38
Unidad		Tma1		A-Cat	Tmsf	Tmb1	Tr	1a2	Tr	na3	Tm	nr1	ras en Tr	ns3		G	)d
Roca	ТА	Δ	Δ	A	R	AR	Δ	AB	Δ	Δ	R	R	R	D	D	D	D
Lat	265969	266342	266017	705204	265770	267272	26/1990	26/388	257324	256774	251624	258300	264542	264227	263721	258/29	256647
Lai	200000	200042	200017	2240447	200110	201212	204030	204000	201024	200114	201024	200000	204042	204221	200721	200420	200041
Long	3230031	3240000	3239030	3310447	3239000	3240042 Ea	3240703	3242303	3240392	3240009	3201277	3243344	3240090	3240320	3240219	3243027	3244945
5102	55.96	58.58	57.49	56.30	72.31	52.50	57.97	50.81	58.43	57.88	/1.5/	77.96	70.41	63.91	58.89	64.33	63.74
1102	0.92	0.71	0.69	0.77	0.11	1.80	1.06	1.64	1.09	1.07	0.10	80.0	0.18	0.48	1.09	0.86	1.03
AI2O3	16.41	17.32	16.67	14.62	10.92	17.06	18.15	17.54	18.19	18.12	12.27	11.72	12.90	13.49	14.79	15.74	16.23
FeO*	6.04	5.34	5.12	5.74	1.46	8.61	6.19	8.66	6.29	6.34	0.99	1.15	1.77	2.85	5.31	4.85	5.25
MnO	0.04	0.10	0.10	0.10	0.03	0.13	0.10	0.14	0.08	0.10	0.03	0.02	0.04	0.05	0.09	0.09	0.09
MgO	3.31	3.71	4.00	7.53	0.19	3.88	3.14	5.02	0.95	2.50	0.14	0.07	0.34	2.71	2.37	1.43	1.74
CaO	6.51	6.36	6.59	7.79	2.63	8.74	6.31	8.87	5.88	6.10	0.85	0.68	1.22	3.15	4.33	4.35	4.79
Na2O	3.86	3.51	3.14	3.01	3.41	3.61	4.68	4.00	4.75	4.73	4.10	3.80	3.68	2.94	2.71	4.69	4.59
K2O	2.39	1.47	1.58	1.40	4.60	1.39	1.11	0.65	1.42	1.35	3.25	3.86	3.97	1.89	1.73	1.46	1.48
P2O5	0.12	0.19	0.19	0.20	0.02	0.37	0.21	0.27	0.22	0.21	0.02	0.01	0.04	0.05	0.29	0.25	0.23
Sum	95.56	97.28	95.58	97.46	95.67	98.09	98.91	97.60	97.31	98.41	93.33	99.36	94.54	91.53	91.60	98.05	99.19
LOI %	3.44	1.95	3.09	1.39	2.59	1.17	0.72	2.13	1.24	1.08	4.84	0.46	5.07	7.87	7.42	0.83	-0.15
SiO2 n	58 56	60.21	60 15	57 76	75 58	53 52	58 60	52.05	60.05	58.82	76.69	78 46	74 47	69.82	64 29	65.61	64 26
Alcalis n	6 54	5 11	4 94	4 52	8 37	5.09	5 85	4 76	6 34	6 17	7 88	7 71	8.08	5 27	4 85	6 26	6 1 2
, ioano ji	0.01	0.11	1.01	1.02	0.01	0.00	Flei	mentos t	raza (pr	m)	1.00		0.00	0.21	1.00	0.20	0.12
12	21.00	22.57	21.07	16.28	51 30	26 50	15.04	16.94	16.62	15.08	26 58	20 00	20.75	1/ /9	16.25	16 12	14.61
	21.30	11 32	43.75	36.41	114 50	20.33 58.01	21 77	32.60	32.02	31.90	10.90	20.00	57.62	20.35	10.20	35.58	22 77
0e D.	39.70 A CE	44.3Z	43.73	50.41	114.30	7 70	4 4 0	32.00	32.03	4 00	49.00	50.1Z	57.02	29.55	42.20	4 00	1 12
PI	4.00	00.07	00.07	0.UZ		1.19	4.10		4.41	4.22	3.47	0.40				4.60	4.43
Na	18.12	22.37	22.21	21.05	47.50	32.45	17.43	16.94	18.14	17.27	18.59	22.35	27.19	13.30	20.98	20.04	18.77
sm -	3.85	4.67	4.54	4.50		7.56	3.92		4.11	3.95	3.41	4.28				4.97	4.73
Eu	2.00	1.27	1.29	1.34		2.07	1.32		1.34	1.31	0.44	0.52				1.34	1.34
Gd	2.89	3.91	3.76	3.77		7.48	3.85		3.92	3.89	2.84	3.50				5.03	4.75
Tb	0.40	0.59	0.58	0.54		1.22	0.63		0.63	0.62	0.47	0.58				0.85	0.82
Dy	2.05	3.49	3.33	3.14		7.19	3.76		3.75	3.73	2.81	3.63				5.10	5.09
Но	0.36	0.68	0.67	0.61		1.44	0.76		0.74	0.76	0.58	0.74				1.08	1.05
Er	0.89	1.83	1.72	1.58		3.84	2.03		1.94	2.02	1.66	2.06				2.96	2.87
Tm	0.12	0.27	0.25	0.23		0.54	0.29		0.27	0.29	0.26	0.31				0.44	0.42
Yb	0.77	1.70	1.57	1.39		3.37	1.80		1.61	1.80	1.70	2.01				2.68	2.58
Lu	0.12	0.28	0.25	0.21		0.52	0.29		0.25	0.29	0.28	0.31				0.42	0.42
Ba	1434.3	987.03	1295.3	497.99	91.30	697.75	632.54	283.88	762.36	642.50	1089.3	1250.3	999.09	642.81	583.12	688.54	575.53
Th	5.48	4.53	4.80	2.26	19.20	4.90	3.36	1.87	3.51	3.31	11.04	10.14	11.23	6.70	5.12	3.95	3.32
Nb	7.72	4.77	4.45	4.71	21.10	10.47	4.89	8.27	4.97	4.98	7.03	7.56	11.43	5.81	7.98	5.60	5.43
Y	8.99	18.01	17.25	15.54	53.80	37.08	19.53	26.10	18.77	19.44	16.26	20.16	37.13	13.49	27.19	27.82	27.10
Hf	5.14	3.64	3.46	3.24		5.99	3.76		3.75	3.64	3.53	3.77				4.40	4.40
Та	0.41	0.34	0.29	0.30		0.70	0.36		0.33	0.36	0.72	0.73				0.43	0.42
U	1.85	1 40	1.53	0.69	6.30	1 22	0.95	0.39	1.28	0.99	3 45	2 81	1 48	1.58	0.30	1.38	1.01
Ph	11.66	10.60	11.08	5 79	16.30	8.39	6 71	3.64	13.67	6.66	16 10	15 91	15.96	9.75	8.08	8.84	7.58
Rh	35.11	41 40	38 70	21.87	176.00	34 70	25 03	7.68	36.40	31 00	127 02	90.40	118 50	73 58	52 70	41 02	35 13
Ce	0.58	1 1/	1 16	0.74	5 10	0.87	0.00		3 12	2 10	8/1	2 10		10.00	52.10	1 80	1 51
CS C-	0.30	700.66	700.10	1000.0	32.10	407.00	0.99		0.1Z	2.10	0.41	2.19				1.00	1.01 EE
31 So	10.04	100.00	100.12	1023.3	32.00	401.99	17 40	020.00	47 44	47.00	132.44	14.02	104.02	507.0Z	10 50	410.13	421.00
30	10.21	15.45	14.75	17.40	1.00	25.09	17.42	20.99	17.44	17.29	∠.04	2.13	4.83	0.40	13.59	10.62	12.09
<u>لا</u>	203.12	134.64	123.22	118.89	245.40	240.50	145.79	145.78	141.61	147.75	102.67	105.25	211.97	136.32	184.10	104.08	101.8/
Ga***	21.57	18.32	17.20	16.65	19.40	19.70	19.80	18.42	20.60	19.90	15.40	14.78	18.32	14.68	17.04	19.10	19.00
Zn***	76.63	78.11	74.30	73.48	60.30	93.87	75.94	86.09	46.50	76.63	32.90	27.38	55.75	54.47	68.36	70.80	72.70
Cr***	312.74	39.70	41.90	321.90	2.90	96.33	1.87	49.05	3.90	0.79	1.80	5.81	3.05	11.52	1.28	2.90	2.80
Ni***	143.42	21.87	16.41	100.08	0.00	29.75	0.20	32.01	0.00	0.69	0.00	1.48	4.43	5.52	2.36	0.00	0.00
Cu***	35.76	12.71	11.80	35.46	5.60	40.29	5.22	24.82	8.30	10.05	0.00	3.74	3.74	11.72	10.24	10.00	11.30
V***	163.51	123.32	126.00	130.61	44.00	219.46	155.24	232.56	145.60	182.52	3.00	6.90	4.43	63.53	91.61	118.50	129.50
Muestra	13-01	13-05	07-45	14-12	07-44**	13-10	09-04	09-19**	07-34	07-42	07-11	07-41	13-15**	13-19*	13-26**	07-40	07-38
[La/Yb]n	20.351	9.5	10.022	8.4164		5.6615	5.9806		7.3874	6.0144	11.24	10.292					

Elementos mayores y traza medidos en Washington State University por FRX e ICP-MS respectivamente.

Nivel de confianza de  $2\sigma$ .

FeO* = FeO + Fe₂O₃

** Muestras analizadas solo por FRX.

*** Valores de elementos traza obtenido a partir de FRX.

n = valor normalizado.

La lava de Cataviñá (muestra CA14-12) también es una andesita calci-alcalina con K-medio, aunque tiene un mayor contenido relativo de MgO (7.53) que la andesita de Tma1 (Figuras 11 y 12). En los diagramas Harker, los óxidos mayores de la andesita de Cataviñá presentan un comportamiento coherente con el de las muestras de la isla Ángel de la Guarda, a excepción de MgO que presenta una concentración mayor y el Al₂O₃ que muestra una concentración menor (Figura 13).



Figura 11. Diagramas para la clasificación de rocas volcánicas utilizando elementos mayores: a) Diagrama TAS (modificado de LeMaitre, 2002). La curva x-y muestra la división alcalinasubalcalina (Miyashiro, 1978). Los datos están normalizados al 100% libre de volátiles. b) Diagrama K2O / SiO2 (modificado de LeMaitre, 2002). En ambos casos los campos son: TB– traquibasalto; B–basalto; TAB–traquiandesita basáltica; AB–andesita basáltica; TA – traquiandesita; A – andesita; T – traquita; TD – traquidacita; D – dacita; R – riolita. A la derecha se ordenan las muestras analizadas en relación los grupos litológicos.

Las lavas de la secuencia 2 son de composición andesita-basáltica (Tmab) a andesita (Tma2). En la secuencia 2N (al norte) son de composición riolita (Tmr) a andesita (Tma3) (Figura 11a). Las 4 muestras de la secuencia 2 caen en el campo del K-medio (Figura 11b). La toba Tmsf (IAG07-44) es un depósito distal de un flujo piroclástico y es composicionalmente una riolita con alto K. Sin embargo, no está relacionada con lavas intermedias y máficas de la secuencia 2 y 2N por tener una fuente distal (Stock et al., 1999). La secuencia 2N incluye dos análisis de andesita con K-medio y dos muestras de riolita (Tmr) con K-medio y K-alto (Figura 11b).



Figura 12. Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971; en Rollinson, 1993) para rocas volcánicas. La simbología es la misma que en la Figura 11.

Los datos de óxidos mayores de muestras de tefras de la secuencia 3 representan la composición de pómez de tres ignimbritas intercaladas en Tms3. Se analizaron para comparar su composición con la composición de dos muestras de riolita (Tmr) de la secuencia 2N. Estas unidades son de composición dacita a riolita; dos de ellas caen en el campo del K-medio y una en el K-alto (Figura 11). Sin embargo, aunque no se estimó la pérdida de volátiles por ignición, la suma de óxidos mayores indica la presencia de minerales de alteración como arcilla y posiblemente zeolitas (celdas en rojo en Tabla 4). Los flujos lávicos de la secuencia 5 (Qd1) son composicionalmente dacitas con K-medio (Figura 11b).



Figura 13. Diagramas Harker para rocas volcánicas, donde se indica para cada uno el coeficiente de correlación (r). Con excepción del Na₂O, el valor de r en todos los casos sugiere un proceso de cristalización fraccionada. La simbología es la misma que en la Figura 11.

En el diagrama AFM se observa que todas las rocas son calcialcalinas, con excepción de una lava andesítica de la secuencia 2, que cae en el campo de las toleítas por su alto contenido de FeO* (Figura 12). Se pueden identificar dos poblaciones, una con 13 muestras de composición andesita-basáltica a riolita, tiene una distribución homogénea de los tres componentes, y una con 4 muestras de composición riolítica, con enriquecimiento en álcalis.

En los diagramas Harker (Figura 13) se observa un decremento consistente en TiO₂, FeO^{*}, Al₂O₃, CaO, y MgO con el aumento de silice, mientras que el K₂O tiene un comportamiento inverso. En contraste, Na₂O tiene mayor dispersión y no muestra un comportamiento definido, lo que produce un coeficiente de correlación bajo con la sílice (0.265).

#### 3.5.2 Elementos traza

La distribución de elementos traza normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) muestra un enriquecimiento de los elementos incompatibles (Figura 14a). En general, todas las muestras presentan anomalías positivas en Pb y negativas en Nb y Ta. Particularmente, las riolitas Tmr de la secuencia 2N (07-11, 07-41) presentan una anomalía negativa en Eu y más pronunciada en P y Ti. Las rocas de composición intermedia (andesita basáltica a andesita) muestran un enriquecimiento relativo en Sr que contrasta con una anomalía negativa discreta de Sr en riolita (Figura 14a).

Las Tierras Raras (REE) se normalizaron con los valores de condrita (Sun y McDonough, 1989) (Figura 14b). En general, el fraccionamiento de Tierras Raras de las muestras es similar, con valores de  $(La/Yb)_N$  de 5.7 a 11.2. La excepción es la traquiandesita en la base de Tma1, la cual se distingue por un mayor fraccionamiento  $(La/Yb)_N$  de 20.4 y un enriquecimiento bien definido en Eu.

Una caracteristica distintiva del patrón de Tierras Raras de las rocas riolíticas de Tmr (secuencia 2N) es la anomalia negativa en Eu, además de un mayor fraccionamiento de Tierras Raras ligeras (La-Pr) respecto a andesitas de la la misma secuencia 2N (Figura 11b). La andesita basáltica de la secuencia 2 (Tmab) se distingue por una mayor concentración absoluta de Tierras Raras, no obstante el grado de fraccionamiento con respecto a andesitas de las secuencias 2 y 2N es similar (La/Yb)_N de 5.7).



Figura 14. a) Distribución de elementos traza normalizados a los valores de manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). b) Distribución de Tierras Raras normalizadas a los valores de condrita (Sun y McDonough, 1989). c) Conjuntos de muestras en función al grado de fraccionamiento de Tierras Raras [(La/Yb)_N]. La simbología y abreviaciones son las mismas de la Figura 11.

# 3.6 Geocronología (⁴⁰Ar/³⁹Ar)

Los resultados del fechamiento ⁴⁰Ar/³⁹Ar de seis unidades volcánicas de la cuenca central de la isla se utilizaron como marcadores cronoestratigráficos de la secuencia volcanosedimentaria del Mioceno y Plioceno (Figuras 15 a 20 y Tablas 5 a 10). Además, los resultados del fechamiento de cristales individuales de sanidino de la Toba de San Felipe en la región de Cataviñá se utilizaron para evaluar la correlación de esta unidad con la Toba de San Felipe en la isla (Figura 21 y Tabla 11). Los resultados se presentan en forma de espectro de edad. Adicionalmente, las edades de la Toba de San Felipe en la isla y la región de Cataviñá, se presentan en forma de isocrona inversa y distribución relativa, respectivamente. Para cada experimento se reporta la edad y error promedio ponderado.

# Toba vítrea rosada de la secuencia 1 (Tmtr, muestra IAG13-3)

La edad de la secuencia 1 está acotada por la toba Tmtr1 en la base de la secuencia volcanosedimentaria que rellena la cuenca central. La unidad se fechó en el Laboratorio de Gases Nobles de la Universidad de Arizona (ANGL) por fusión total de un concentrado de biotita procedente de la matriz vitroclástica. El análisis se presenta en forma de espectro de edad con un total de 11 pasos (Figura 15 y Tabla 5). La meseta está definida por los pasos 6 a 10, que representan el 75% del ³⁹Ar radiogénico, resultando en una edad de 25.7 ± 0.3 Ma.



Figura 15. Espectro de edad de la muestra IAG13-3 (Tmtr) por fusión de un concentrado de biotitas mediante calentamiento por pasos. La meseta está definida por los pasos 6 a 10 que representan el 70.96% del ³⁹Ar liberado. t_m – Edad de meseta.
Latitud 266452 ; longitud 3237426 (WGS84)									
J = 0.001239 +/- 0.000042									
Monite	Monitor: Fish Canyon Sanidino (Renne et al., 2010).								
§ = Pa	$\S = Pasos$ utilizados para calcular la edad de meseta (t _m ).								
	Paso	³⁹ Ar(%)	³⁹ Ar(%) _{acum}	Edad (Ma)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*(%)			
	1	1.36	1.36	12.54 ± 3.35	31.00	18.27			
	2	1.53	2.88	-2.86 ± 3.02	29.18	-4.40			
	3	4.78	7.67	$25.02 \pm 0.76$	24.65	45.83			
	4	5.33	12.99	27.460.78	22.65	54.82			
	5 §	9.23	22.23	27.78 ± 0.46	18.82	66.71			
1 ^{ro}	6 §	10.38	32.60	25.57 ± 1.07	17.88	64.61			
	7 §	8.29	40.89	25.92 ± 1.22	16.24	72.00			
	8 §	15.99	56.88	$26.48 \pm 0.36$	14.85	80.54			
	9 §	27.07	83.95	25.02 ± 1.06	12.86	87.85			
	10	13.42	97.37	25.25 ± 0.29	12.92	88.32			
	11	2.65	100.02	22.05 ± 2.91	16.50	60.23			
t _m = 25.71 ± 0.3 Ma (70.96% ³⁹ Ar)									
		%	$^{10}Ar_{atm} = 42.3$ ,	$\%^{40}$ Ar _{rad} = 57.7					

Tabla 5. Resultados del fechamiento ⁴⁰Ar/³⁹Ar de la muestra IAG13-3 (Tmtr, toba rosada en Tms1) por fusión de un concentrado de hornblenda por calentamiento por pasos.

## Toba de San Felipe en la isla (Tmsf, muestra IAG07-44)

El fechamiento de la Toba de San Felipe en la isla se realizó por fusión total de un concentrado de sanidino. El primer experimento resultó en una edad de meseta definida por los pasos 2 a 4, en  $11.8 \pm 0.2$  Ma (Figura 16). Un segundo experimento incluyó 8 pasos de calentamiento, sin embargo, en el espectro de edad no muestran un comportamiento uniforme por lo que no fueron considerados para calcular una edad de meseta. Integrando los mejores resultados de los dos experimentos se obtuvo una edad en isocrona inversa de  $12.1 \pm 0.1$  Ma (Figura 16 y Tabla 6).



Figura 16. Edades de la Toba de San Felipe (Tmsf) en la isla Ángel de la Guarda por fusión total de un concentrado de feldespato (sanidino). a) Espectro de edad que muestra la edad de meseta ( $t_m$ ) en 12.1 ± 0.1 Ma. b) Isocrona inversa; la en donde intersección de la recta con el eje de las abscisas representa la edad de la muestra;  $t_i$  – edad integrada en cada experimento;  $t_c$  – edad por isocrona inversa reportada.

Tabla 6. Resultados del fechamiento ⁴⁰Ar/³⁹Ar de la muestra IAG07-44 (Tmsf, Toba de San Felipe en la isla Ángel de la Guarda) por fusión de un concentrado de feldespato (sanidino) por calentamiento por pasos.

Latitud 265770 ; Longitud 3239665									
J = 0.003154 +/- 0.000011									
Monit	Monitor: FCT2C (Kuiper et al., 2008).								
§ = Pa	$\$ = Pasos utilizados para calcular la edad de meseta (t_m).$								
= Pa	$\pm$ = Pasos calculados para calcular la edad de isocrona (t _c ).								
	Paso	³⁹ Ar(%)	³⁹ Ar _{acum} (%)	Edad (Ma)	⁴⁰ Ar _{atm} (%)	⁴⁰ Ar*(%)			
	1	4.5	4.5	35.3 ± 4.7	87.0	13.0			
4 10	2 §	6.3	10.8	11.5 ± 0.3	59.1	40.9			
1	3 §‡	28.4	$\begin{array}{r} 55\\ \hline \\ 08).\\ r \ la \ edad \ de \ meseta \ (t_m).\\ \hline ar \ la \ edad \ de \ isocrona \ (t_c).\\ \hline \\ \hline ar \ la \ edad \ de \ isocrona \ (t_c).\\ \hline \\ \hline ar \ la \ edad \ de \ isocrona \ (t_c).\\ \hline \\ \hline \\ ar \ la \ edad \ de \ isocrona \ (t_c).\\ \hline \\ \hline$	$12.6 \pm 0.1$	44.5	55.5			
	4 §‡	60.8	100	12.7 ± 0.1	33.0	67.0			
		$t_i = 13.6 \pm 0.0$	.24 Ma , t _m = 12.1	I ± 0.1 Ma , 95.5	5 % ³⁹ Ar				
		⁴⁰ A	$r_{atm} = 57.46\%$ , ⁴⁰	$^{0}Ar_{rad} = 42.54\%$					
	1	0.5	0.5	154 ± 24	89.9	10.1			
	2	3.0	3.5	10.7 ± 0.5	70.2	29.8			
	3	10.0	13.5	$11.9 \pm 0.3$	55.1	44.9			
ado	4‡	16.8	30.3	12.1 ± 0.1	31.7	68.3			
2	5‡	32.6	62.9	$12.6 \pm 0.1$	$\begin{array}{c} (Ma) & {}^{40}Ar_{atm}(\%) \\ \pm 4.7 & 87.0 \\ \pm 0.3 & 59.1 \\ \pm 0.1 & 44.5 \\ \pm 0.1 & 33.0 \\ 1a, 95.5 \%  {}^{39}Ar \\ 12.54\% \\ \pm 24 & 89.9 \\ \pm 0.5 & 70.2 \\ \pm 0.3 & 55.1 \\ \pm 0.1 & 31.7 \\ \pm 0.1 & 31.3 \\ \pm 0.1 & 23.3 \\ \pm 0.2 & 26.2 \\ \pm 0.1 & 16.7 \\ \pm 0.2 Ma \\ 48.85 \end{array}$	68.7			
	6‡	20.5	83.4	$12.2 \pm 0.1$	23.3	76.7			
	7‡	7.7	91.1	$11.9 \pm 0.2$	26.2	73.8			
	8‡	8.9	100	$11.9 \pm 0.1$	16.7	83.3			
		t _i = 12	2.94 ± 0.17 Ma , <b>t</b>	t _c = 11.8 ± 0.2 M	а				
		%4	⁰ Ar _{atm} = 51.15 , 9	$%^{40}$ Ar* = 48.85					

Riolita de la secuencia 2N (Tmr, muestra IAG07-41)

El fechamiento de una muestra de lava riolítica (IAG07-41) se realizó por fusión total de un concentrado de plagioclasa en el ANGL. Para esta muestra se realizaron dos análisis de calentamiento por pasos que se muestra en forma de espectro de edad (Figura 17 y Tabla 7).

En el primer experimento la muestra se calentó en 10 pasos. La meseta se definió en los pasos 6 a 9, que representan el 68% del ³⁹Ar radiogénico liberado, resultando en una edad de meseta de  $10.45 \pm 0.14$  Ma (Figura 17a y Tabla 7). En el segundo experimento la muestra se calentó en 8 pasos. La meseta se definió en los pasos 4 a 8, que representan el 89% del ³⁹Ar radiogénico liberado, que resultó en una edad de meseta de  $10.66 \pm 0.2$  Ma (Figura 17b y Tabla 7).



Figura 17. Espectro de edad de la muestra IAG07-41 (Tmr) por fusión de de un concentrado de plagioclasa mediante calentamiento por pasos. a) El primer experimento tiene una edad de meseta ( $t_m$ ) de 10.45 ± 0.45 Ma, definida por los pasos 6 a 9 que representan el 68.7% del ³⁹Ar liberado. b) Segundo experimento con una edad de meseta ( $t_m$ ) de 10.66 ± 0.14 Ma, definida por los pasos 4 a 8, que representan el 88.9% del ³⁹Ar liberado.

IAG07-41 (lava riolítica Tmr)									
Fusión de plagioclasa por calentamiento por pasos									
Latitud	Latitud 258309 ; longitud 3245344 (WGS84)								
Fish C	anyon Sanid	ino (Renne et al., 2	2010).						
J = 0.0	0128 +/- 0.0	000038							
J = 0.0	04466 +/- 0.	000042							
§ = Pa	$\S = Pasos$ utilizados para calcular la edad de meseta (t _m ).								
	Paso	³⁹ Ar(%)	³⁹ Ar(%) _{acum}	Edad (Ma)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*(%)			
	1	5.3	5.3	26.96 ± 40.82	291.33	4.27			
	2	4.8	10.1	19.39 45.29	111.35	7.96			
	3	4.4	14.5	9.39 ± 49.95	57.31	7.48			
	4	5.0	19.5	9.05 ± 42.73	38.21	10.84			
	5	5.7	25.2	9.5 ± 38.28	33.50	12.99			
1 ^{ro}	6 §	9.7	34.9	9.67 ± 22.16	24.20	18.33			
	7 §	14.5	49.4	9.59 ± 14.86	12.68	34.64			
	8 §	35.7	85.1	10.6 ± 6.14	12.25	39.38			
	9 §	8.8	93.9	11.38 ± 25.49	16.01	32.47			
	10	6.3	100.2	11.61 ± 34.19	18.01	29.49			
	$t_m = 10.45 \pm 0.14 \text{ Ma} (68.7\%^{39} \text{ Ar})$								
		% ⁴⁰	$^{0}Ar_{atm} = 80.2$	$1.9^{40}$ Ar _{rad} = 19.8					
J = 0.0	04465992 +	/- 0.000042							
	1	1.6	1.6	11.17 ± 121.9	194.2	24.3			
	2	4.0	5.6	4.46 ± 51.56	68.6	28.4			
	3	5.5	11.1	12.35 ± 34.23	25.5	34.1			
2 ^{do}	4 §	13.8	24.9	10.15 ± 11.85	10.3	37.1			
	5 §	8.9	33.8	10.1 ± 18.56	10.0	37.0			
	6 §	13.3	47.1	10.37 ± 15.1	11.4	39.1			
	7 §	29.8	76.9	10.26 ± 6.1	14.7	41.5			
	8 §	23.1	100.0	$11.5 \pm 6.95$	9.3	38.0			
		t _m =	10.66 ± 0.2	Ma (88.9% ³⁹ Ar)					
		%40	$Ar_{atm} = 65.1$	, % ⁴⁰ Ar _{rad} = 34.9					

Tabla 7. Resultados del fechamiento por ⁴⁰Ar/³⁹Ar de la muestra IAG07-41 (Lava riolítica Tmr en secuencia 4) por fusión de plagioclasa por calentamiento por pasos.

Lava andesítica de la secuencia 2 (Tma2, muestra IAG09-4)

Se obtuvieron los resultados de dos experimentos de calentamiento por pasos en roca total con matriz microlítica (Figura 18 y Tabla 8). En el primer experimento (color gris en Figura 18), la liberación del ³⁹Ar total se presenta en 11 pasos, sin embargo, el espectro de edad resultante tiene un comportamiento irregular debido a que el haz del láser tenía una apertura reducida (~2 mm), y la energía se focalizó en un area pequeña, calentando parcialmente la muestra, por lo que este experimento no se consideró útil para definir la edad. En el segundo experimento (naranja en la Figura 18) el haz de láser se amplió a ~5 mm, calentando la muestra de manera más homogénea. La liberación del Ar total se presentó en 10 pasos, resultando en un espectro de edad más uniforme. A partir de este experimento, se definió una meseta de ocho pasos (2 al 10), que representan el 78% del total de ³⁹Ar liberado, que resultó en una edad meseta de 7.2 ± 0.2 Ma.

	IAG09-4 (lava andesítica Tma2)							
Fusió	Fusión de roca total por calentamiento por pasos							
Latitu	Latitud 264990 ; longitud 3240705 (WGS84)							
J = 0.	002643 +/- 0.	000009						
Monit	Monitor: FCT2C (Kuiper et al., 2008).							
§ = Pa	asos utilizado	s para calcular la	edad de meset	a (t _m ).				
	Paso	³⁹ Ar(%)	³⁹ Ar(%) _{acum}	Edad (Ma)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*(%)		
	1	2.7	2.7	5.21 ± 3.30	1.09 ± 0.69	7.5		
	2	8.5	11.2	5.71 ± 1.48	1.20 ± 0.31	17.0		
	3	15.3	26.5	7.21 ± 0.61	1.50 ± 0.13	29.7		
	4	14.3	40.8	9.41 ± 0.59	1.96 ± 0.12	47.4		
	5 §	13.6	54.4	7.82 ± 0.69	1.63 ± 0.14	39.6		
1 ^{ro}	6 §	12.4	66.8	8.98 ± 0.63	1.87 ± 0.13	45.1		
	7 §	8.3	75.0	8.14 ± 0.63	1.70 ± 0.13	39.9		
	8	7.5	82.5	6.26 ± 1.25	1.31 ± 0.26	31.5		
	9	6.0	88.5	7.34 ± 1.19	1.53 ± 0.25	32.0		
	10	5.3	93.8	7.84 ± 1.53	1.64 ± 0.32	32.6		
	11	6.2	100.0	7.65 ± 1.11	1.59 ± 0.23	30.2		
		10	$ti = 7.72 \pm 0$	).32 Ma				
		% ⁴⁰ /	۹r _{atm} = 67.71 , %	$6^{40}Ar_{rad} = 32.29$				
	1	5.7	5.7	11.20 ± 1.96	2.36 ± 0.41	24.3		
	2	16.3	22.0	8.63 ± 0.82	1.81 ± 0.17	28.4		
	3 §	13.2	35.1	7.17 ± 0.69	1.51 ± 0.15	34.1		
	4 §	13.1	48.2	$7.29 \pm 0.63$	1.53 ± 0.13	37.1		
	5 §	13.0	61.2	7.03 ± 0.61	1.48 ± 0.13	37.0		
	6 §	9.9	71.1	7.50 ± 0.62	1.58 ± 0.13	39.1		
	7 §	9.6	80.7	8.34 ± 0.88	1.75 ± 0.18	41.5		
2 ^{do}	8 §	6.9	87.5	$7.64 \pm 0.93$	1.61 ± 0.20	38.0		
	9 §	8.0	95.5	7.84 ± 0.97	1.65 ± 0.20	34.8		
	10 §	4.5	100.0	6.56 ± 2.02	$1.38 \pm 0.42$	30.7		
		$t_i = 7.84 \pm 0$	.31 Ma , <b>t_m = 7</b> .	.2 ± 0.2 Ma (78 %	∕հ ^{մց} Ar)			
		% ⁴⁰ /	4r _{atm} = 66.43 , %	$6^{40}$ Ar _{rad} = 33.57				

Tabla 8. Resultados del fechamiento por ⁴⁰Ar/³⁹Ar de la muestra IAG09-4 (Lava andesítica Tma2) por fusión de roca total por calentamiento por pasos.



Figura 18. Espectro de edad de la muestra IAG09-4 (Tma2) por fusión de roca total mediante calentamiento por pasos. La edad de meseta en 7.2  $\pm$  0.2 Ma considera los últimos 8 pasos del segundo experimento. t_m – Edad de meseta; t_i – edad integrada en cada experimento.

#### Toba-lapilli de la secuencia 3 (Tmt5, muestra IAG13-19)

La edad de una toba-lapilli de la secuencia 3 (Tmt5, muestra IAG13-19) resultó en 6.35  $\pm$  0.3 Ma, calculada a partir de la fusión total de un concentrado de hornblenda. En esta muestra se realizaron dos experimentos con las mismas condiciones del láser para la muestra IAG09-4 (Tma2); uno con el haz enfocado en ~2 mm y otro con el haz abierto a ~5 mm de diámetro (Figura 19 y Tabla 9).



Figura 19. Espectro de edad de la muestra IAG13-19 (Ttp5) por fusión de un concentrado de hornblenda por el método de calentamiento por pasos. La edad  $t_{m(prom)}$  en 6.35 ± 0.1 Ma es el promedio ponderado de las edades de meseta de cada experimento.  $T_{m(prom)}$  – Edad de meseta final; Ti – edad integrada en cada experimento;  $T_{m1}$  – edad de meseta del primer experimento;  $T_{m2}$  edad de meseta del segundo experimento.

El primer experimento liberó el total de ³⁹Ar en 7 pasos. La meseta claramente se define en los pasos 5 y 6, en donde se liberó el 64% del ³⁹Ar radiogénico que resultó una edad de  $6.43 \pm 0.3$  Ma. El segundo experimento muestra la liberación del ³⁹Ar total en 15 pasos, definiendo la meseta con los pasos del 9 al 12 y una edad 6.19  $\pm$  0.3 Ma. El promedio ponderado de ambas mesetas resultó en una edad de 6.35  $\pm$  0.1 Ma.

IAG13-19 (toba lapilli Ttp5 intercalada en Tms3)								
	Fusion de hornblendas por calentamiento por pasos en roca total							
Latitud	Latitud 264228 ; longitud 3240526 (WGS84)							
J = 0.0	J = 0.002643 + -0.000009							
Monito	or: FC12C (K	uper et al., 2008	).					
§ = Pa	$\S$ = Pasos utilizados para calcular la edad de meseta (t _m ).							
	Paso	³⁹ Ar(%)	$^{39}Ar_{acum}(\%)$	Edad (Ma)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*(%)		
	1	2.5	2.5	5.65 ± 7.24	1.19 ± 1.52	4.2		
	2	5.4	7.9	6.11 ± 2.87	1.28 ± 0.60	21.1		
	3	8.6	16.5	4.99 ± 1.25	1.05 ± 0.26	34.5		
1 ^{ro}	4	6.6	23.1	4.99 ± 1.48	1.05 ± 0.31	32.3		
	5 §	24.8	47.8	6.52 ± 0.56	1.37 ± 0.12	66.7		
	6 §	39.0	87	$3.36 \pm 0.42$	1.34 ± 0.09	70.7		
	7 §	13.1	100.0	7.53 ± 0.82	1.58 ± 0.17	60.1		
		$ti = 6.32 \pm 0.32$	38 Ma , tm = 6.4	3 ± 0.3 Ma (76.9	% ³⁹ Ar)			
-		% ⁴⁰	Ar _{atm} = 57.37 , 9	$%^{40}$ Ar _{rad} = 42.63				
	1	3.7	3.7	-8.21 ± 7.94	-1.72 ± 1.66	2.7		
	2	7.0	10.7	3.39 ± 2.28	0.71 ± 0.48	4.0		
	3	5.9	16.6	6.61 ± 3.23	1.39 ± 0.68	7.7		
	4	4.8	21.4	1.03 ± 3.88	0.22 ± 0.81	1.7		
	5	3.0	24.4	8.12 ± 6.17	1.71 ± 1.30	10.8		
	6	2.3	26.7	7.01 ± 5.12	1.47 ± 1.08	12.3		
	7	1.0	27.7	18.74 ± 13.74	3.95 ± 2.91	16.1		
2 ^{do}	8	1.7	29.4	14.04 ± 7.95	2.96 ± 1.68	17.7		
	9 §	4.7	34.0	4.72 ± 2.71	0.99 ± 0.57	16.1		
	10 §	8.1	42.1	6.79 ± 1.32	1.43 ± 0.28	47.9		
	11 §	26.5	68.6	5.79 ± 0.74	1.22 ± 0.16	57.6		
	12 §	18.8	87.4	$6.49 \pm 0.74$	1.36 ± 0.16	64.5		
	13	5.1	92.5	8.99 ± 2.06	1.89 ± 0.43	79.4		
	14	3.0	95.5	12.46 ± 3.32	$2.62 \pm 0.70$	69.1		
	15	4.6	100	10.39 ± 2.07	$2.19 \pm 0.44$	67.0		
		ti = 6.02 :	± 0.67 Ma , tm 6	6.19 ± 0.3 (58 % ³	⁹ Ar)			
		% ⁴⁰	$Ar_{atm} = 84.96$ ,	$%^{40}Ar_{rad} = 15.05$				
			t _{mp} = 6.35 ±	⊧ 0.1 Ma				

Tabla 9. Resultados del fechamiento ⁴⁰Ar/³⁹Ar de la muestra IAG13-19 (Tmt5, toba intercalada en Tms3) por fusión de un concentrado de hornblenda por calentamiento por pasos.

Una característica de esta muestra, es que en ambos experimentos se liberó la parte sustancial del ³⁹Ar en pocos pasos del calentamiento. Esto se puede explicar debido a que la estructura cristalina de las hornblendas es estable en un amplio rango de temperatura. Por lo tanto, durante los primeros pasos del calentamiento el ³⁹Ar está retenido en el mineral y al alcanzar la temperatura de inestabilidad, la liberación del ³⁹Ar es súbita (López-Martínez, comunicación personal).

### Lava dacítica de la secuencia 5 (Qd1, muestra IAG07-40)

El volcanismo efusivo dacítico de la secuencia 5 (Qd1) se fechó en 598  $\pm$  114 Ka por fusión de roca total (Martín-Barajas et al., 2008). Este resultado representa la edad de meseta de los pasos 2 a 6. Aunque el error es relativamente grande, el rango de edad para esta unidad coincide con el volcanismo cuaternario asociado a la cizalla en el Canal de Ballenas (Figura 20 y Tabla 10).

Tabla 10. Resultados del fechamiento por ⁴⁰Ar/³⁹Ar de la muestra IAG07-40 (Qd1, dacita de la secuencia 5) por fusión de roca total por calentamiento por pasos.

	IAG07-40 (Derrame dacítico Qd1)								
fusión de roca total por calentamiento por pasos									
Latituc	Latitud 258429 ; longitud 3245027 (WGS84)								
J = 0.0	003154 +/- 0.	000011							
Monito	or: FCT2C (K	uiper et al., 2008	).						
§ = Pa	asos utilizado	s para calcular la	edad de meset	a (t _m ).					
	Paso	³⁹ Ar(%)	³⁹ Ar _{acum} (%)	Edad (Ka)	⁴⁰ Ar _{atm} (%)	⁴⁰ Ar*(%)			
	1	15.5	15.5	2474 ± 531	95.97	4.03			
	2 §	22.9	38.4	350 ± 248	97.55	2.45			
1 [0	3 §	15.6	54.1	767 ± 0.22	94.85	5.15			
	4 §	20.0	74.0	778 ± 122	95.52	4.48			
	5 §	17.8	91.9	664 ± 184	97.14	2.86			
	6 §	8.2	100	394 ± 390	98.60	1.40			
		t _i = 889 ± 14	40 Ka , t _m = 598	± 119 Ka , 84.5	% ³⁹ Ar				
		% ⁴	⁰ Ar _{atm} = 96.44 , 9	% ⁴⁰ Ar _{rad} = 3.56					
	1.0	3.4	3.4	754 ± 1540	99.5	0.47			
	2.0	24.0	27.3	1214 ± 263	95.4	4.65			
	3.0	12.5	39.8	264 ± 229	98.1	1.88			
2 ^{do}	4.0	18.6	58.5	459 ± 152	97.2	2.84			
	5.0	19.0	77.5	580 ± 189	97.0	3.01			
	6.0	11.2	88.7	842 ± 236	96.4	3.63			
	7.0	11.6	100	350 ± 306	98.8	1.25			
			ti = 678 ± 1	33 Ka					
		% ⁴	⁰ Ar _{atm} = 97.34 , 9	$\%^{40}$ Ar _{rad} = 2.66					



Figura 20. Espectro de edad de la muestra IAG07-40 (Qd1) por fusión de roca total por el método de calentamiento por pasos. La edad de meseta  $t_m = 598 \pm 114$  Ka considera los últimos 5 pasos del primer experimento.  $t_i$  – edad integrada de cada experimento.

#### Toba de San Felipe en Cataviñá (Tmsf, muestra CA14-22)

El fechamiento de la Toba de San Felipe en Cataviñá se realizó para comparar con la edad de Tmsf en la isla. Debido a la variación en las edades reportadas en otras localidades en los márgenes del Golfo, se decidió fecharla por la fusión individual de 26 cristales de sanidino (Figura 21 y Tabla 11). La edad y el error en el análisis de cada cristal se presentan en forma de espectro de edad y en un diagrama de distribución (Figura 21).

Los resultados que se presentan en forma de espectro de edad están ordenados de menor a mayor hacia la derecha (Figura 21a). En los resultados se observa que la edad de los cristales varía significativamente, por lo que se agruparon en tres poblaciones en función a su edad (Tabla 11). La primera población contiene a los cristales con edad igual o menor a 11 Ma, que incluye 12 datos. La segunda población incluye a 10 cristales con edades de entre 11 y 15 Ma. El tercer grupo incluye solo 2 cristales con una edad igual o mayor a 15 Ma. Este agrupamiento resulta en edades promedio ponderadas de los grupos 1, 2 y 3 de 10.3  $\pm$  0.19 Ma, 12.24  $\pm$  0.2 Ma, y 15.5  $\pm$  0.13 Ma, respectivamente. Además, a partir de un diagrama de distribución (Figura 21b) se calculó la edad de cada población en 10.28  $\pm$  0.18 Ma para la primera, 12.18  $\pm$  0.13 Ma para la segunda y 15.49  $\pm$  0.1 Ma para la tercera.

En los tres casos el MSDW es menor a 1 y presentan un grado de confiabilidad dentro de 2 sigma.

Tabla 11. Resultado del fechamiento ⁴⁰Ar/³⁹Ar de 24 de la muestra CA14-22 (Tmsf, Toba de San Felipe en Cataviñá) por fusión individual de cristales de sanidino. Los resultados están divididos en tres poblaciones en relación a su edad. Para cada población se muestra la edad promedio ponderada (t_{pp}).

CA14-22 (toba de San Felipe en Cataviña)									
Fusión individual de sanidinos									
Latitu	Latitud 714134 ; longitud 3316273 (WGS84)								
J = 0.	J = 0.002643 +/- 0.000009								
Monit	Monitor: FCT2C (Kuiper et al., 2008).								
	Cristal	F ³⁹ Ar(%)	Edad (Ma)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*(%)				
	1	4.3	8.56 ± 1.09	$1.8 \pm 0.23$	79.49				
	2	4.5	8.87 ± 1.98	$1.86 \pm 0.42$	40.31				
	3	4.4	10.05 ± 1.58	2.11 ± 0.33	80.8				
	4	6.5	10.07 ± 0.71	$2.12 \pm 0.13$	10.37				
	5	0.8	10.07 ± 0.59	$2.12 \pm 0.15$	12.56				
1 ^{ro}	6	3.3	10.29 ± 1.83	$2.16 \pm 0.39$	88.48				
	7	8.9	10.54 ± 0.59	$2.22 \pm 0.13$	96.15				
	8	3.6	10.75 ± 1.72	$2.26 \pm 0.36$	89.72				
	9	7.4	10.83 ± 0.88	$2.28 \pm 0.18$	12.3				
	10	5.9	10.83 ± 1.01	2.28 ± 0.21	10.03				
	11	6.6	10.95 ± 1.21	$2.3 \pm 0.26$	95.19				
	12	3.8	11 ± 1.44	$2.32 \pm 0.3$	93.25				
	Т	$n_{\rm nn} = 10.3 \pm 0.1$	<b>19 Ma</b> , T _d = 10.	28± 0.18 Ma					
	13	5.5	11.25 ± 1.64	$2.37 \pm 0.35$	94.04				
	14	2.9	11.38 ± 1.95	2.39 ± 0.41	5.42				
	15	2.3	$11.92 \pm 3$	2.51 ± 0.63	81.27				
	16	3.2	12.05 ± 1.7	$2.54 \pm 0.36$	88.39				
2 ^{do}	17	3.1	12.21 ± 1.97	$2.57 \pm 0.42$	6.28				
2	18	3.1	12.34 ± 1.82	$2.6 \pm 0.38$	6.37				
	19	2.4	12.45 ± 1.91	$2.62 \pm 0.4$	5.08				
	20	0.2	12.64 ± 3.14	$2.66 \pm 0.66$	91.32				
	21	2.9	12.71 ± 2.45	$2.67 \pm 0.52$	6.14				
	22	2.2	13.85 ± 2.11	$2.92 \pm 0.45$	5.11				
	T,	_{nn} = 12.24 ± 0	<b>.2 Ma</b> , T _d = 12.	18 ± 0.23 Ma					
3 ^{er}	23	0.015	5 15.41 ± 3.82	$2.36 \pm 0.41$	99.9				
Ĭ	24	0.0148	3 15.63 ± 4.66	1.81 ± 0.17	78.13				
	Т	nn = 15.5 ± 0.	<b>13 Ma</b> . T _a = 15	5.49 ± 0.1 Ma					



Figura 21. a) Espectro de edad de la Toba de San Felipe en Cataviñá por fusión individual de 24 cristales de sanidino. Las edades están ordenadas de menor a mayor hacia la derecha. Se muestran tres poblaciones de cristales en relación a su edad: en rojo los cristales con edad igual o menor a 11 Ma; en verde de entre 11 y 15 Ma; y en azul mayor o igual a 15 Ma. b) Diagrama de distribución de edad para los tres grupos de sanidinos.  $t_{pp1}$ ,  $t_{pp2}$  y  $t_{pp3}$  – edad de promedio ponderada de las poblaciones 1, 2 y 3, respectivamente;  $t_{d1}$ ,  $t_{d2}$  y  $t_{d3}$  – edad de distribución de las poblaciones 1 2 y 3, respectivamente; MSDW – desviación ponderada por mínimos cuadrados; n – cantidad de cristales.

## III.7 Síntesis cronoestratigráfica

El registro estratigráfico de la cuenca central en la isla Ángel de la Guarda está dividido en cinco secuencias volcanosedimentarias, cuya posición estratigráfica relativa se determinó utilizando la distribución y fechamiento de unidades litológicas distintivas (Figura 4).

La secuencia 1 corresponde al paquete volcanosedimentario que descansa sobre rocas cristalinas del Paleozoico y Cretácico Esta secuencia contiene a la toba vítrea (Tmtr) fechada en 25.7 ± 0.3 Ma. Esta edad genera un conflicto ya que implicaría que antecede a los domos dacíticos (Tmd) atribuidos al volcanismo del Mioceno Medio. Sin embargo Tms1 contiene clastos de rocas porfiriticas de hornblenda que caracterizan a Tmd. En la cima de la secuencia afloran potentes flujos de lava andesítica (Tma1) de edad desconocida, que hacia el norte corresponden a la base de la secuencia 2.

La secuencia 2 corresponde a la parte intermedia del registro estratigráfico y su posición relativa por arriba de la unidad de lava andesítica Tma1. Contiene a una unidad de brecha-conglomerado de hasta 130 metros de espesor, con tres depósitos piroclásticos y un flujo de lava de andesita basáltica (Tmab) intercalados en los sedimentos conglomeráticos. El fechamiento de un depósito piroclástico, correlacionado con la Toba de San Felipe (Tmsf), por fusión total en un concentrado de sanidino, resultó en una edad de meseta e isocrona de 12.1  $\pm$  0.1 y 11. 8 $\pm$  0.2 Ma, respectivamente. La cima de esta secuencia contiene una unidad de lavas de composición andesítica a andesita basáltica (Tma2), en donde se obtuvo una edad de meseta por fusión de roca total de 7.2  $\pm$  0.2 Ma (muestra IAG09-4) (Figura 18).

La secuencia 2N representa a los afloramientos hacia el norte del área de estudio. Corresponde a un complejo de domos y flujos riolíticos, intercalados por sedimento volcánico de grano fino. Dos edades  40 Ar/ 39 Ar de una lava riolítica de esta unidad a partir de plagioclasa (muestra IAG07-41) colectada en el flanco sur-sureste del domo son de 10.45 ± 0.14 y 10.66 ± 0.2 Ma. Localmente dentro del complejo riolítico aflora un cono de escoria andesítica y un flujo de lava andesita intercalada en los sedimentos de grano fino.

La secuencia 3 sobreyace a los flujos de lava de 7.2  $\pm$  0.2 Ma, y está compuesta por una unidad sedimentaria de hasta 300 metros de espesor, con cuatro unidades piroclásticas intercaladas. El fechamiento de la toba Tmt5 por fusión total de un concentrado de hornblendas, dio como resultado en una edad de meseta de 6.35  $\pm$  0.1 Ma (muestra IAG13-19). Esta edad posiciona a la secuencia 3 a finales del Mioceno tardío, y representa la edad más joven de la secuencia volcanosedimentaria de la cuenca central de la isla.

La secuencia 4 son depósitos sedimentarios que forman terrazas aluviales (Tms 4) que sobreyacen discordantemente los flancos del complejo de domos riolíticos y sedimentos tobáceos de la secuencia 2N. Las terrazas aluviales se extienden hacia el sur y hacia el oeste del complejo riolítico de la zona norte y aunque tienen una respuesta espectral diferente a Tms3, podrían ser estratigráficamente equivalentes. Sin embargo, en la fotointerpretación no se identificaron fallas que cortan a esta unidad, por lo que posiblemente se ubica estratigráficamente por arriba de la secuencia 3.

La edad de la secuencia 5, que aflora en forma de un domo dacítico y flujos de lava andesítica en la costa noroccidental del área de estudio, está acotada por un experimento  40 Ar/ 39 Ar en roca total. La edad de meseta definida por 5 pasos es de 598 ± 114 Ka (muestra IAG07-40) (Martín-Barajas et al., 2008). Este resultado tiene un error significativo posiblemente debido al bajo contenido de 40Ar radiogénico y/o porque es una edad muy joven. Sin embargo, esta edad coincide con la deformación en la zona de fractura del Canal de Ballenas.

Los resultados de este trabajo se discuten en cuatro aspectos principales que argumentan la edad del registro estratigráfico, la deformación estructural de la secuencia en la cuenca central de la isla Ángel de la Guarda y su correlación estratigráfica con la península de Baja California. Estos resultados acotan el inicio de la extensión y un posible cambio en la petrogénesis magmática durante la transición entre el volcanismo asociado a la subducción (volcanismo de arco) al volcanismo asociado a la extensión continental.

## 4.1 Inicio y magnitud de la extensión

El registro estratigráfico de la cuenca central está compuesto por cuatro secuencias volcanosedimentarias que sobreyacen discordantemente al basamento y a un complejo de domos dacíticos del Mioceno temprano a medio (Tmd). La secuencia cinco es claramente discordante con las secuencias 1 a 4 y coincide con la deformación actual por cizalla lateral de la isla con respecto a la península.

Domos dacíticos (Tmd) y depósitos volcánicos y epiclásticos asociados al arco volcánico miocénico se han reportado en la parte norte de la isla (Delgado-Argote et al., 2000; Martín-Barajas et al., 2008). Pero curiosamente no estan presentes en la parte sur y oriental de la cuenca central, en donde las secuencia volcanosedimentaria 1 sobreyace directamente al basamento cristalino. Las rocas dacíticas andesíticas asociadas al arco miocénico se caracterizan porque tienen una textura porfirítica distintiva, con hornblenda y plagioclasa en fenocristales. En varios sitios de los márgenes del Golfo de California estas dacitas porfiríticas han sido relacionadas con la actividad del arco volcánico Comondú en el norte de Baja California, incluyendo a la isla Ángel de la Guarda, con edades de 18 a 14 Ma (Martín-Barajas et al., 1995, 2000a; Stock, 1989; Delgado-Argote, 2000; Oskin y Stock, 2003; Martín-Barajas et al., 2008).

La edad de 25.7 ± 0.3 Ma de la toba rosada Tmtr de la secuencia 1 (muestra IAG13-3) resultó sorpresivamente más antigua de lo esperado, comparada con la edad de la Toba de San Felipe (Tmsf) en  $11.8 \pm 0.2$  situada estratigráficamente por encima de los flujos de lava andesítica Tma1. La diferencia de edad entre estas dos unidades suguiere que hay un hiato entre la secuencia Tms1 y la secuencia Tms2. La discordancia posiblemente está ubicada entre los flujos de lava andesitica de Tma1 y los depósitos sedimentarios de Tms1. Entre estas dos unidades se ubicarían los domos dacíticos Tmd, que son la fuente principal de sedimentos de la secuencia Tms2. La presencia de clastos de Tmd en la secuencia sedimentaria inferior y la edad Oligoceno de la toba Tmtr sugiere que el volcanismo de arco (Tmd) del Mioceno medio se traslapa en tiempo con el volcanismo de la Sierra Madre Occidental (McEldowney, 1970; Ferrari et al., 2005). Sin embargo, una posibilidad sería que el fechamiento de Tmtr esté influenciado por la inclusión de cristales accidentales de biotita de la roca encajonante incorporados al durante el ascenso del magma. Esta alternativa es consistente con el hecho de que los conglomerados y brechas por debajo de la toba rosada contienen clastos de los domos dacíticos de hornblenda y plagioclasa, relacionados al arco Comondú, y que en la región norte de la isla han sido fechados entre los 13 y 17 Ma.

El inicio de la extensión y la formación de la cuenca central están acotadas por la edad de la toba rosada (Tmtr) en la base de la secuencia 1 y por la edad de la Toba de San Felipe (Tmsf) en la secuencia 2 entre 25.7 ± 0.3 y 11.8 ± 0.2 Ma, respectivamente. Por debajo de Tmtr los depósitos aluviales incluyen clastos del basamento y de los domos dacíticos, lo que sugiere que la denudación del complejo volcánico asociado al arco (Tmd) y del basamento cristalino (Kgr y Pzm) se aceleró durante el levantamiento de bloques y formación de grabens asociados al proceso de extensión. Esta denudación está mejor definida en la región central de la isla, a diferencia de la región norte y sur, en donde los depósitos asociados al arco volcánico aparentemente están preservados por debajo de los domos y flujos de lava riolítica de la secuencia 2N. Al sur de la cuenca la relación estratigráfica del volcanismo de arco con y volcanismo sin-extensional está definida por el contacto discordante de la secuencia 2 (Tms2) y los domos dacíticos Tmd.

La deformación de la secuencia volcanosedimentaria suaiere un basculamiento progresivo (o en episodios) sinextensional pues el buzamiento de la secuencia volcanosedimentaria decrece hacia la cima. Los pocos datos estratigráficos en la secuencia 1, indican hasta 58° en la base (Tms1 en la secuencia 1), mientras que en la secuencia 2, los datos de estratificación varían consistentemente entre 38º y 22º hacia el oeste. Aun más, la secuencia 3 presenta el menor basculamiento y los estratos buzan de 26º a 10º hacia el oeste. Esta disminución del buzamiento de las secuencias 1, 2 y 2N sugiere una deformación progresiva que está acotada por tres intervalos de la secuencia estratigráfica. Esta deformación progresiva también podría ser resultado de tres episodios discretos de deformación extensional, en donde los flujos de lava de Tma1 y Tma2 cubrieron el relieve formado por las fallas de la extensión inicial. No obstante, las fallas normales debieron acomodar la subsidencia de la cuenca durante el Mioceno tardío, creando el espacio para la acumulación de las secuencias 2, 3 y 4.

La parte superior del registro estratigráfico de la cuenca central está acotado por la edad de la toba Tmt5 de la secuencia 3, en 6.35 ± 0.1 Ma. Esta secuencia también está cortada por fallas normales en la región central. Sin embargo, las terrazas aluviales hacia el norte formadas por Tms4 no presentan evidencias de lineamientos en las imágenes satelitales de Google Earth, con excepción de una falla (falla 1 en Figura 8) que yuxtapone las secuencias 2 y 3 en un trazo que se proyecta en dirección nor-noroeste y se pierde por debajo de las terrazas aluviales de Tms4 adyacentes a los domos y flujos de lava riolítica (Tmr) y los sedimentos de tobáceos (Tmsv2). No obstante, el mismo patrón de fallas de orientación nor-noroeste corta a las unidades Tmr y Tmsv (Figura 9 y Anexo 2). Esta observación abre la posibilidad de que las terrazas aluviales en la región central-norte (secuencia 4) sean más jóvenes que Tms3. No obstante, es posible que Tms3 y Tms4 sean estratigráficamente equivalentes, y la diferencia en su respuesta espectral se deba a fuentes distintas, en el norte Tms4 deriva de riolitas y en la region central Tms3 deriva de dacitas (Tmd) y rocas del basamento (Kgr, Pzm), principalmente.

La orientación NNW (340°-350°) de las fallas documentadas en la cuenca central es oblicua a la orientación de zona de fractura del Canal de Ballenas (~320°)

que acomoda la cizalla lateral derecha del movimiento relativo entre las placas Pacífico y Norteamérica. Dos evidencias principales sugieren que las fallas de la cuenca central no están relacionadas con la deformación de Canal de Ballenas. La primera es la que el aluvión cuaternario no está cortado por fallas activas en esta zona. La segunda es que la orientación nor-noroeste de las fallas normales, es poco compatible con la extensión que genera la falla transformante de Canal de Ballenas. Las relaciones geométricas de estructuras asociadas a cizalla simple lateral derecha (falla Canal de Ballenas) generaría fracturas y fallas de extensión orientadas perpendicular a la dirección de extensión, la cual se presenta a 45° de la zona principal de desplazamiento (Nilsen y Sylvester, 1995). Con base en esto, las fallas normales asociadas a la cizalla de Canal de Ballenas deberían estar orientadas nornoreste (acimut >10°) y las fallas documentadas tienen una orientación preferencial hacia el noroeste. No obstante, en dos casos, los planos de falla normal mostraron estrías subhorizontales de cizalla lateral. Es posible que algunas fallas normales hayan sido reactivadas como fallas laterales durante la deformación de la falla Canal de Ballenas.

El complejo volcánico de lava dacítica de la costa (secuencia 5), fechado en 598 ± 114Ka, corresponde a un magmatismo asociado a la cizalla del Canal de Ballenas. Otras evidencias de volcanismo reciente relacionadas con la cizalla lateral del Canal de Ballenas se han ubicado en la zona axial del canal y en la isla Coronado, frente a Bahía de Los Ángeles (Lonsdale y Martín-Barajas, datos no publicados).

Con base en el balanceo de cuatro secciones estructurales se cuantificó la magnitud de extensión en diferentes intervalos del registro estratigráfico (Figura 22). La secuencia 1 registra hasta 11% de extensión en dirección NE-SW, distribuida en dos sistemas de fallas (sección A-A' en Figura 22). Mientras que en la secuencia 2 la magnitud de extensión es de 4.5% (sección B-B' en Figura 22). La magnitud de extensión en la secuencia 3 es del orden del 4 al 10% en dirección WSW-ENE. Estas secciones muestran que la extensión está distribuida en las fallas normales con poco desplazamiento en planos de falla de alto ángulo (>60°) (Figura 22). Al parecer, la magnitud de la deformación sugiere que el bloque cristalino de la isla Ángel de la Guarda, forma un bloque cristalino adyacente al dominio extensional de las cuencas

Tiburón y Delfín Superior (Figura 23). Alternativamente, la deformación observada en la cuenca central, podría corresponder al bloque superior de una falla de bajo ángulo, que acomodó mayor extensión. La sobreposición de la secuencia 1 sobre el basamento cristalino, es decir la falta de rocas del arco miocénico en esta zona podría indicar el levantamiento del bloque inferior en una sistema de falla de despegue. Sin embargo, no se han encontrado evidencias de fallas de bajo ángulo en esta parte de la isla.





Figura 22. Secciones geológicas balanceadas y porcentaje de extensión estimado en relación con las secciones deformadas. La secuencia volcanosedimentaria acumula 11% de extensión total, de los cuales 5% debio ocurrir antes de ~12 Ma, que es la edad de Tmsf.

El relleno volcanosedimentario de la cuenca central parece acuñarse hacia la parte sur del área de estudio, en donde aflora el basamento granítico. En los recorridos de campo sobre este contacto se observó fracturamiento pervasivo en las rocas graníticas. Sin embargo, no se identificaron las fallas que controlaron el levantamiento de este bloque cristalino durante el depósito de la secuencia 2. De esta manera, el paleorelieve pudo también generarse antes del inicio de la extensión documentada en la secuencia.



Figura 23. Reconstrucción palinspástica de la región norte del Golfo de California para los tiempos 0 Ma (actual), 2 Ma, 6 Ma y 11 Ma (Bennett et al., 2013). La cuenca central de la isla Ángel de la Guarda se ubica adyacente al campo volcanico de San Luis Gonzaga al inicio de la extensión (cf. Martín et al., 2001).

## 4.2 Evidencias petrológicas del volcanismo sinextensional

Los análisis geoquímicos de elementos mayores permiten observar un cambio composicional del volcanismo contemporáneo con la extensión. En la base del registro estratigráfico (secuencias 1 y 2) la composición del volcanismo efusivo local es intermedia a básica, incluyendo a la andesita de Cataviñá. La Toba de San Felipe no se incluye en esta comparación porque su fuente magmática parece ser distal (Stock et al., 1999; Barrera-Guerrero, 2012) y no corresponde al magmatismo local sinextensional de la isla representado por los flujos de lava máfica (Tma1, Tma2 y Tma3) y el complejo de domos riolíticos de la secuencia 2N (Tmr).

El volcanismo en la cuenca central es de carácter subalcalino. En el diagrama AFM (Figura 12) se observa que las muestras son de afinidad calcialcalina, a excepción de una lava andesítica de la secuencia 2N, que tiene afinidad toleítica caracterizada por su alto contenido de FeO (muestra IAG07-34). Estos resultados son comunes con la actividad volcánica calcialcalina en otras localidades en las islas y margen del Golfo de California (e.g. islas San Esteban, San Lorenzo, provincia volcánica de Puertecitos), con magmatismo evolucionado asociados al proceso de extensión continental (Desonie, 1992; Escalona-Alcázar, 1999; Martín-Barajas et al., 1995, Calmus et al., 2008).

En los diagramas Harker, se observa un comportamiento coherente entre los óxidos mayores en función del contenido de sílice, a excepción del Na₂O, reflejado en altos índices de correlación (r > 0.66). Este resultado es común en conjuntos volcánicos que tuvieron una evolución magmática por cristalización fraccionada, sin embargo, no se cuenta con análisis de rocas basálticas (SiO₂ < 52%) que permitan definir inflexiones asociadas a fases de cristalización temprana.

La distribución de elementos traza de las rocas volcánicas, en general, muestra un empobrecimiento de los elementos compatibles, y resalta la anomalía positiva en Pb y la anomalía negativa en Nb y Ta en todas las muestras, y Ti y Eu en riolitas (Figura 14). Estas características son típicas de magmatismo orogénico asociado a la subducción, pero son también comunes en el volcanismo diferenciado sin-extensional en los márgenes del Golfo de California. Estas características geoquímicas "orogénicas" basadas en elementos mayores y traza también se han reportado en el volcanismo reciente diferenciado en las cuencas del norte del Golfo y el *Salton Trough* (Herzig, 1990; Sawlan, 1991; Desonie, 1992).

El empobrecimiento de Eu y Sr en riolitas (Tmr) de la secuencia 2N se interpreta que es debido a la cristalización fraccionada de plagioclasa a partir de un magma andesítico de esta misma secuencia (Tma3). Esta observación está apoyada por el patrón sub-paralelo de elementos traza de andesita y riolita de las secuencia 2N.

El volcanismo de la secuencia 2 en la zona central está representado por una lava andesítica y una andesita basáltica. El comportamiento de los elementos traza es muy similar en ambas muestras y el espectro de Tierras Raras de la andesita basáltica es paralelo al espectro de la andesita (Figura 14), aunque esta última muestra un menor contenido absoluto de Tierras Raras, lo que sugiere que podrían derivar de la misma fuente magmática.

La lava andesítica de la secuencia 1 tiene un comportamiento muy similar en tres de las cuatro muestras colectadas [(La/Yb)_N de 9.5 a 10]. Sin embargo, la traquiandesita de esta secuencia (IAG13-01) situada en la base de Tma1 presenta mayor fraccionamiento de Tierras Raras pesadas [(La/Yb)_N = 20], comparado con el valor de de las tres muestras de andesita y andesita-basáltica incluidas en esta unidad (Figura 14b). Además, es la única muestra que presenta una anomalía positiva en Eu. Estas características sugieren que esta lava traquiandesítica evolucionó en una cámara magmática diferente a la de las lavas de las secuencias 1, 2 y 2N. Se considera que el magma traquítico de la corteza superior (Rudnick, 1991). Otro mecanismo que invocado por Rudnick (1991) para explicar la anomalía positiva de Eu es el emplazamiento de magmas basálticos en la base de la corteza (basaltic underplating) que aportaría el calor necesario para el proceso de fusión de la corteza inferior.

El volcanismo de la secuencia 2N se distingue porque generó solamente andesita y riolita, mientras que solo lavas andesíticas ocurren en la parte central y sur. En la zona norte, la distribución de elementos traza en riolita y andesita (Figura 14a) muestra que las riolitas tienen mayor contenido de elementos incompatibles de radio iónico grande (Cs, Rb, Ba, Th, U), pero son muy similares en otros elementos incompatibles de alta fuerza ionica (HFSE) Nd, Zr, Sm y los elementos incompatibles Dy Y, Yb, Lu. La principal diferencia entre andesita y riolita es la anomalía negativa de Sr, P y Eu en las dos muestras de riolita (Tmr), lo que sugiere fraccionamiento de plagioclasa y apatito en el proceso de diferenciación del magma andesítico. El mayor fraccionamiento de Tierras Raras ligeras (La, Ce, Pr) en riolitas también podría incluir algún grado de contaminación, ya que que las Tierras Raras son incompatibles con respecto a la separación de las principales fases minerales durante la cristalización (olivino, clinopiroxeno, plagioclasa, feldespato alcalino y magnetita) y las Tierras Raras incrementan su concentración absoluta en los líquidos más evolucionados (Wilson, 2007).

Al comparar la distribución de Tierras Raras de las andesitas del las secuencias 1, 2 y 2N, se observa que los valores La/Yb(n) de las andesitas de la secuencia 1 (9.5 - 10) son mayores que los de las andesitas de la secuencia 2 y 2N (5.6 - 7.4) (Figura 24). Este fraccionamiento de las Tierras Raras es más pronunciado en las Tierras Raras Ligeras (La-Sm), mientras que las Tierras Raras medias a pesadas (Eu-Lu) tienen una distribución similar (Figura 24). Esto sugiere que las andesitas Tma1 tienen un mayor grado de contaminación cortical y provienen de un magma basáltico con mayor grado de fraccionamiento de Tierras Raras ligeras y otros elementos incompatibles de radio iónico grande. Alternativamente, la fuente magmática que generó las andesitas de la secuencias 2 y 2N deriva de una fuente empobrecida en estos elementos traza, posiblemente basaltos tipo MORB.

La comparación de las características geoquímicas del volcanismo asociado a extensión de la isla Ángel de la Guarda (secuencias 1, 2 y 2N) con el conjunto volcánico relacionado al arco de San Luis Gonzaga (Figura 24) se realizó porque la isla Ángel de la Guarda estaba en posición adyacente a la región de San Luis Gonzaga (Figura 2) al inicio de la extensión (Lonsdale, 1989; Stock, 2000). El registro volcánico en San Luis Gonzaga concluyó en el Mioceno Medio (>14 Ma) (Martín-Barajas et al., 2000) y se atribuye a las últimas manifestaciones del volcanismo de arco en el norte de Baja California. Al comparar la geoquímica de ambos conjuntos, se observa una diferencia significativa en el grado de fraccionamiento de Tierras Raras ligeras, siendo menor en la mayoría de las rocas de la isla Ángel de la Guarda, a excepción de la traquiandesita de la secuencia inferior (muestra IAG13-01). Los valores (La/Yb)_N varía de 5.7 a 11.2 en andesita y riolita de la isla Ángel de la Guarda, mientras que estos cocientes son de 15 a 19 en San Luis Gonzaga (Figura 24). Esto sugiere que el volcanismo sin-extensional registrado en la isla posiblemente proviene de un magma asociado a la fusión por descompresión de un manto anhidro empobrecido en elementos incompatibles (Sawlan, 1991), que contrasta con el magmatismo del Mioceno Medio en la región de San Luis Gonzaga, que registra un mayor fraccionamiento de elementos traza incompatibles, que refleja la fusión de volátiles por adición en la cuña del manto asociado al proceso de subducción (Martín-Barajas et al., 2000).



## Normalizado a condrita

Figura 24. Distribución de Tierras Raras normalizadas a los valores de condrita (Sun y McDonough, 1989). Los resultados se dividen en los diferentes grupos litológicos. En gris

oscuro se muestra el espectro de Tierras Raras de muestras de composición andesita y dacita del campo volcánico de San Luis Gonzaga, aproximadamente a 130 Km al norte de la cuenca central de la isla. La simbología y abreviaciones son las mismas de la Figura 11).

## 4.3 Correlación de la Toba de San Felipe en la isla Ángel de la Guarda y en la región de Cataviñá

En la región central de la isla Ángel de la Guarda, la unidad Tmsf es un depósito de flujo piroclástico correlacionado por sus características petrológicas y paleomagnéticas (Skinner, 2013) con la toba San Felipe, que es una unidad volcánica de extensión regional que aflora en el norte de Baja California y el occidente de Sonora (Stock et al., 1999, 2013; Vidal-Solano et al, 2008; Olguín-Villa, 2013). En esta tesis encontramos una diferencia significativa entre la edad de Tmsf en la isla Ángel de la Guarda, fechada en 11.8 ± 0.2 Ma por fusión de un concentrado de sanidino (ver inciso III.6) y la edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar de la Toba de San Felipe en Cataviñá (localidad 'El Junco'), obtenida por fusión individual de 24 cristales de sanidino. Estos últimos muestran un rango de edad de 8.6 a 15.6 Ma (Figura 21), que pueden agruparse en tres poblaciones con edades promedio de  $10.3 \pm 0.2$ ,  $12.2 \pm 0.2$  Ma y 15.5 ± 0.1, respectivamente. Al comparar la edad promedio de estas tres poblaciones con el rango de edades de 11.6 a 13.9 Ma reportadas de la Toba de San Felipe en Baja California, incluyendo Tmsf en la isla Ángel de la Guarda, se observa que solamente la población 2 de Tmsf en Cataviñá (12.2 ± 0.2 Ma) encaja dentro de este rango de edad. Dos edades de sanidino de la Toba de San Felipe en Cataviñá son de ~15.5 Ma (población 3), y son significativamente más antiguos que las edades reportadas de Tmsf, por lo que se interpretan como cristales accidentales.

En la sierra San Fermín se han reportado edades  40 Ar/ 39 Ar de la Toba de San Felipe por fusión total de sanidino (Stock et al., 2008), que incluye a una población de sanidino incluido en la matriz de ~12.6 Ma, y otra población de sanidino en inclusiones traquíticas de ~12.03 Ma (Figura 25). Esas edades son parecidas a la edad reportada por Gómez-Valencia et al. (2008) de 11.9 ± 0.2 Ma para una muestra

colectada en el mismo sitio que este trabajo en la región en Cataviñá (El Junco), pero a partir de vidrio de pómez (⁴⁰Ar/³⁹Ar roca total). Sin embargo, se considera que el análisis de sanidino es más confiable, ya que el vidrio volcánico puede contener minerales secundarios, líticos accidentales y altas concentraciones de Ar atmosférico entre las vesículas, lo que puede agregar error al fechamiento isotópico.

La edad de la población más joven de sanidino en Cataviñá (10.3  $\pm$  0.2 Ma) es significativamente más joven que todas las edades reportadas de esta unidad basadas en fusión de concentrados de sanidino y/o de vidrio en pómez. Solo dos edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar reportadas de tobas riolíticas al norte de Puertecitos tienen edad joven. Una edad promedio de 10.6  $\pm$  0.1 Ma se obtuvo a partir de la fusión láser de 10 alícuotas con concentrado de anortoclasa en la Sierra San Fermín (Lewis, 1996). La segunda de 10.85  $\pm$  0.16 Ma por el método K-Ar a partir de la fusión total de un concentrado de anortoclasa, de la región de Valle Chico (Stock y Hodges, 1989). Estas edades sugieren que el intervalo de tiempo entre los 10.3  $\pm$  0.2 y los 10.85  $\pm$ 0.16 Ma podría representar una primera etapa de erupción de la toba San Felipe, que se depositó en Cataviñá, particularmente en la localidad El Junco.



Figura 25. Edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar en forma de distribución a partir de sanidinos de la Toba de San Felipe en la Sierra de San Fermín (tomada de Stock et al., 2008).

Las edades jóvenes de la Toba de San Felipe obtenidas en este trabajo corresponden al Cron C5n.2n y no a los crones C5r.3r y C5Ar.1r, ampliamente reportados para esta unidad en Baja California (Gradstein et al., 2012). La Toba de San Felipe, de extensión regional, además se caracteriza por su baja inclinación y polaridad inversa y negativa (Stock et al., 1999; Olguín-Villa et al., 2013; Skinner, 2013). Resultados de análisis paleomagnéticos de Tmsf en las localidades El Junco y Portezuelos en Cataviñá (Figura 6) no presentan esta firma paleomagnética distintiva. En la localidad de Portezuelos, la toba presenta una componente secundaria débil. Además, los resultados paleomagnéticos de El Junco indican una magnetización remanente (NRM) mayor comparada con la NRM reportada en otras localidades para la Toba de San Felipe (Stock, comunicación personal, 2015). Una posibilidad es que explicaría los resultados paleomagnéticos de Olguín et al, (2013)

es que Tmsf en El Junco haya sido recalentada por lavas de alta temperatura ya erosionadas, y que alteraron la dirección de magnetización de la toba. No obstante, en el trabajo de campo no se observaron evidencias de unidades volcánicas sobre Tmsf.

La diferencia de edades entre Tmsf de El Junco (Cataviñá) y Tmsf de la isla Ángel de la Guarda, podría explicarse por la alteración o metamorfismo posterior al cierre del sistema isotópico, que es una de las causas más comunes para fechamientos inexactos (pero precisos) en sanidino por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar. Estos procesos comúnmente resultan en una edad más antigua a la real. Otra causa es la pérdida de Ar por intemperismo, erosión, transporte o litificación. La pérdida de Ar en cualquiera de estos casos resultaría en una edad más joven a la real. Sin embargo, los cristales de sanidino se caracterizan por su alta retención de Ar.

La diferencia de edad entre el grupo de sanidino más joven en la Toba de San Felipe en Cataviñá (10.3  $\pm$  0.2 Ma), y la edad de la Toba de San Felipe en la isla (11.8  $\pm$  0.2 Ma), también podría explicarse por la inclusión de cristales accidentales en el concentrado de sanidinos de Tmsf en la isla. No obstante, esta explicación es difícil de conciliar con la mayoría de las edades reportadas para esta unidad en Baja California y Sonora. Alternativamente, otra explicación sería un periodo eruptivo temprano (<10 Ma) de la Toba de San Felipe que derivó en el depósito de esta unidad en Cataviñá, Sierra San Fermín y Valle Chico. Otros argumentos que explicarían la discrepancia son errores analíticos durante el fechamiento, o alternativamente, podría tratarse de dos unidades distintas, aunque las observaciones de campo y datos paleomagnéticos sugieren fuertemente que pueden ser la misma unidad. Para aclarar esta discrepancia será necesario analizar cristales individuales de Tmsf en la isla Ángel de la Guarda y en Cataviñá, aplicando una primera etapa de calentamiento a baja temperatura para liberar el posible exceso de Ar atmosférico en sanidinos.

La activación de la falla transformante Canal de Ballenas, que separó a la isla Ángel de la Guarda de la península modificó el límite de placas Norteamérica-Pacífico a fines del Plioceno (Stock, 2000). Edades de enfriamiento (huellas de fisión y U-Th/He en apatito) indican el levantamiento de la corteza en el margen peninsular del Canal de Ballenas hacia los ~1.8 Ma (Seiler et al., 2009). Además, la edad de un pulso de actividad volcánica en la provincia volcánica de Puertecitos y la magnitud de extensión en la cuenca Delfín Inferior también sugieren que el reacomodo de placas inició hace ~3 - 3.5 Ma (Stock, 2000; Lonsdale, 1989). Otra evidencia del inicio de la extensión en la cuenca Delfín Inferior es el basculamiento similar de las tobas de 3 Ma y 6 Ma en el sur de la provincia volcánica de Puertecitos (García-Carrillo. 2007). La correlación de Tmsf en Cataviñá con Tmsf en la isla Ángel de la Guarda implicaría un desplazamiento relativo de ~130 Km en el sentido de cizalla de la falla Canal de Ballenas (Stock et al., 2008), pero no se cuenta con unidades más jóvenes en ambos márgenes del Canal de Ballenas que permitan acotar el inicio de la separación de la isla Ángel de la Guarda de la península de Baja California (Figura 26).

La tasa de desplazamiento actual de la isla con respecto a la península se ha estimado con mediciones geodésicas de una red local en 43 mm/año (Ortlieb, 1989). Más recientemente, las mediciones geodésicas con un red regional indican un desplazamiento de casi 47 mm/año (Plattner et al., 2007). La reconstrucción palinspástica utilizando la tasa de desplazamiento de 47 mm/año requiere que la isla iniciara su desplazamiento hace ~3 Ma. Sin embargo, el proceso de localización de la deformación por cizalla posiblemente fue gradual, y el cese de la actividad de la fallas Tiburón y DeMar durante el Plioceno significó la localización progresiva de la deformación en el Canal de Ballenas, que posiblemente se alcanzó hacia los 3 a 2 Ma.



Figura 26. Mapa con modelo digital de elevación y batimetría de la región central de Baja California, mostrando los afloramientos de la Toba de San Felipe en Cataviñá y en la región central de la isla Ángel de la Guarda. La correlación de esta unidad en ambas localidades sugiere que el desplazamiento de la falla del Canal de Ballenas en los últimos ~3 Ma es de ~130 Km (Stock et al., 2008).

# 4.4 Volcanismo del Mioceno tardío en la isla Ángel de la Guarda y correlación con Baja California y la isla Tiburón

En el noroeste de Baja California y en la costa de Sonora se han reportado secuencias volcánicas del Mioceno tardío que se han utilizado para correlacionar los márgenes de Baja California y Sonora, incluyendo la isla Tiburón (Oskin et al., 2001; Oskin y Stock, 2003; Bennett y Oskin 2014). En Baja California, la provincia volcánica de Puertecitos registra un periodo de intensa actividad volcánica a finales del Mioceno tardío (~6 - 6.5 Ma), que ha sido ampliamente documentado en el norte de la provincia volcánica de Puertecitos (Stock, 1989; Lewis, 1996, Nagy et al., 1999, Martín-Barajas et al., 1995). Las evidencias de este volcanismo se presenta en un

paquete de tobas que incluye varias unidades de enfriamiento con edades que van de 5.9 a 6.4 Ma y alcanza hasta 90 m de espesor (Oskin y Stock, 2003). La toba El Canelo es una unidad compuesta cuya fuente se ha ubicado en el arroyo El Canelo (Stock et al., 1991; Martín-Barajas et al., 1995, Nagy, 1997) y sus facies distales se han reportado hacia el sur de la provincia volcánica de Puertecitos en la región costera de El Huerfanito (García-Carrillo, 2007). En este sitio se identificaron dos depósitos piroclásticos, fechados en  $\sim$ 6.17 ± 0.03 y 6.19 ± 0.02 Ma (García-Carrillo, 2007), que posiblemente corresponden a las facies distales de la toba El Canelo. La descripción mineralógica de estas unidades incluye cuarzo, sanidino, microclina y plagioclasa como minerales principales y clinopiroxeno, biotita y minerales accesorios. Al comparar la mineralogía de estas unidades con la mineralogía de la toba lapilli de pómez Tmt5 (secuencia 3) en la isla Ángel de la Guarda, se observa que ambas presentan sanidino y plagioclasa como minerales principales, sin embargo Tmt5 en la isla se distingue por contener hornblenda como mineral característico en la pómez. A pesar de que las unidades descritas por García-Carrillo (2007) en la provincia volcánica de Puertecitos y Tmt5 en la isla Ángel de la Guarda, se han interpretado como depósitos de flujo piroclástico de facie distal por la buena clasificación de los vitroclastos, la mineralogía sugiere que se trata de unidades distintas. Otro depósito de flujo piroclástico en la provincia volcánica de Puertecitos se ha correlacionado con la Toba El Canelo por su posición estratigráfica y edad de  $6.1 \pm 0.3$  Ma, se (Nagy (1997). Esta unidad se caracteriza por ser rica en cristales de plagioclasa, ortopiroxeno y gránulos de óxido de Fe. En análisis de microsonda se identificaron cristales de hornblenda, no obstante esta no se reporta en los análisis petrográficos. La edad de estas unidades en ambas localidades es similar,  $6.1 \pm 0.3$ y  $6.35 \pm 0.1$  Ma, lo que sugiere que posiblemente estas corresponden al mismo pulso de actividad volcánica en el norte de la provincia volcánica de Puertecitos.

En la costa oeste de la isla Tiburón dos paquete ignimbríticos, referidos como Tobas del Arroyo El Canelo y Tobas de Mesa Cuadrada, se han correlacionado con la toba El Canelo y la toba Mesa Cuadrada descritas en la provincia volcánica de Puertecitos (Oskin, 2001). Estas unidades se han utilizado para reconstruir los márgenes conjugados de la cuenca Delfín Superior y Tiburón y la magnitud del desplazamiento de la península con respecto al continente de aproximadamente 255 km (Oskin et al., 2001). La unidad en la isla Tiburón correlacionada con las tobas del arroyo El Canelo está conformada por al menos cuatro unidades de enfriamiento, que se caracterizan por estar densamente soldadas y por tener de 10-15% de fenocristales de plagioclasa y piroxeno, a excepción del miembro superior que además contiene olivino como mineral característico (Oskin, 2001). La unidad Tobas de Mesa Cuadrada en la isla Tiburón contiene dos unidades de enfriamiento que se caracterizan por tener una fracción cristalina de 10 a 15% que incluye fenocristales de feldespato alcalino >> augita ~ cuarzo > biotita ~ óxidos de Fe y Ti. La mineralogía de ambas unidades en la isla Tiburón son incompatibles con la toba Tmt5 en la isla Ángel de la Guarda, debido a que no presentan hornblenda como mineral distintivo.

Aún cuando la correlación de Tmt5 en la isla Ángel de la Guarda y la mayoría de las unidades de edad similar en la provincia volcánica de Puertecitos y en la isla Tiburón no puede establecerse debido a las diferencias mineralógicas, a excepción de la Toba El Canelo reportada por Nagy (1997) que contiene hornblenda, la edad obtenida de Tmt5 (hornblenda) se encuentra en el rango de edad de la toba el Canelo en la provincia volcánica de Puertecitos de  $6.1 \pm 0.3$  a  $6.44 \pm 0.02$  (Nagy et al., 1999; Martín-Barajas et al., 1995; García-Carrillo, 2007). Posiblemente, las tefras intercaladas en la secuencia 3 de la región central de la isla Ángel de la Guarda están relacionadas con la etapa de volcanismo explosivo de escala regional que ocurrió en el norte de la provincia de Puertecitos. Reconstrucciones palinspásticas de los bloques cristalinos del norte del Golfo de California, ubican al bloque de la isla Angel de la Guarda entre la provincia volcánica de Puertecitos y la isla Tiburón durante el Mioceno tardío (Figura 23) (Oskin y Stock, 2003; Bennet et al., 2013). Este escenario facilitaría el emplazamiento de las facies distales de la actividad volcánica con fuente en el norte de la provincia volcánica de Puertecitos, en la región central de la isla Angel de la Guarda.

El registro estratigráfico de la cuenca central, que corresponde al proceso de extensión continental, está compuesto por seis secuencias volcanosedimentarias que sobreyacen al basamento. Estas secuencias sobreyacen discordantemente a un complejo de domos dacíticos y andesitas del Mioceno temprano a medio (Tmd) que han sido relacionados a la actividad del arco volcánico Comondú por su mineralogía distintiva de hornblenda y plagioclasa.

El inicio de la extensión y la formación de la cuenca central están acotadas por la edad de la Toba de San Felipe en la secuencia 2 en  $11.8 \pm 0.2$  Ma y la edad de la toba Rosada (Tmtr) en la base de la secuencia 1 en  $25.7 \pm 0.3$ . No obstante, es posible que la edad de Tmtr sea más joven y que este resultado esté influenciado por cristales accidentales de biotita de la roca encajonante, incorporados durante el ascenso del magma o durante el flujo piroclástico.

La diferencia en el buzamiento de la secuencia sugiere una deformación progresiva acotada por tres segmentos de la secuencia estratigráfica. Esta deformación extensional debió ocurrir bajo el mismo régimen de esfuerzos, ya que la orientación de las fallas que cortan a la base de la secuencia (secuencias 1 y 2) es la misma que las fallas que cortan a la cima de la secuencia (secuencias 2N y 3).

La magnitud de extensión documentada en la cuenca central es de 11%, con base en el análisis de cuatro secciones estructurales balanceadas. La extensión está distribuida en las fallas normales con poco desplazamiento en planos de falla de alto ángulo (>60°) (Figura 22). La secuencia 1 registra 11% de extensión en los últimos 25.7  $\pm$  0.3 Ma (edad de Tmtr) en dirección NW-SE. La magnitud de extensión disminuye en las secuencias 2 y 3 y es ~5% en dirección WSW-ENE en los últimos 11.8 Ma, que es la edad de la toba Tmsf en la isla.

La magnitud de la deformación sugiere que el bloque cristalino de la isla Ángel de la Guarda, quedó fuera del dominio extensional de las cuencas Tiburón y Delfín Superior, formando un bloque cristalino adyacente a este dominio extensional limitado por la falla Tiburón (Figura 23). La orientación y sentido de desplazamiento de las fallas que cortan a la secuencia volcanosedimentaria de la cuenca central sugiere que estas fallas no están relacionadas a la deformación de cizalla lateral del Canal de Ballenas

El volcanismo contemporáneo con la extensión entre 12 y 7 Ma es andesítico y riolítico, sin evidencias de magmas dacíticos. El grado de fraccionamiento de Tierras Raras es similar en andesitas y riolitas de las secuencias 2 y 2N [(La/Yb)_N de 5.7 a 11.3]. Posiblemente las andesitas de la secuencia 1 (Tma1) también corresponden al proceso de extensión ya que presentan características mineralógicas y geoquímicas similares a las de la secuencia 2 y 2N, sin embargo su edad es desconocida. Las riolitas de la secuencia 2N tienen anomalía negativa en Eu, P y Ti, lo que sugiere un proceso de cristalización fraccionada de plagioclasa, apatito y óxidos de Fe y Ti a partir del magma andesítico de la secuencia sin-rift. Los altos valores de correlación de SiO₂ y CaO, TiO₂, Al₂O₃, FeO*, MgO (*r* de -0.8 a - 0.95) también apoyan la idea de una diferenciación dominada por cristalización fraccionada.

La fuente del magma andesítico asociado con extensión en la isla Angel de la Guarda (Tma1, Tma2, Tma3) muestra menor fraccionamiento de Tierras Raras en comparación con las andesitas y dacitas del campo volcánico de San Luis Gonzaga atribuidas al volcanismo de arco [(La/Yb)_N de 14.3 a 20]. Esto sugiere que el volcanismo sin-extensional en la isla posiblemente está influenciado por un magma padre más empobrecido asociado a la fusión por descompresión de un manto anhidro. Mientras que el magmatismo del Mioceno medio en el campo volcánico de San Luis Gonzaga refleja fusión por adición de volátiles en la cuña del manto (Martín-Barajas et al., 2000).

La Toba de San Felipe en la isla Ángel de la Guarda fechada en 11.8  $\pm$  0.2 Ma por fusión de un concentrado de sanidino (Martín-Barajas et al., 2008) es similar a la edad de la población 2 de sanidino (12.2  $\pm$  0.2 Ma) de la Toba de San Felipe en Cataviñá. Sin embargo, la edad de la población 1 (10.3  $\pm$  0.2 Ma) indica que esta unidad podría ser diferente. Este resultado requiere ser validado mediante un análisis fusión individual de cristales con una primera etapa de calentamiento con láser a baja potencia.

La edad de Tmt5 de  $6.35 \pm 0.1$  Ma es correlacionable con el periodo de actividad volcánica documentada en el norte de la provincia volcánica de Puertecitos, con depósitos equivalentes en la isla Tiburón. No obstante, la mineralogía de Tmt5 no es correlacionable con las unidades descritas en estas dos localidades. Este resultado no descarta la posiblidad de que las tefras intercaladas en Tms3 correspondan a las facies distales de la actividad volcánica con fuente en el norte de Puertecitos.

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., and Fisher, D. (2013). Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors: Cambridge, *England, Cambridge University Press.* 289 p.
- Aragón-Arreola, M., and Martín-Barajas, A. (2007). Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico. *Geology*, 35(6), 571-574.
- 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.
- Axen, G.J., Grove, M., Stockli, D., Lovera, O.M., Rothstein, D.A., Fletcher, J.M., Farley, K., and 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.
- Barrera G. S. (2012). Contribución al estudio del evento volcánico hiperalcalino del Mioceno Medio en el NW de México: Petrología de La Sierra Libre, Sonora, Tesis de Maestría, Departamento de Geología, Universidad de Sonora. 114 p.
- Bennett, S.E., and Oskin, M.E. (2014). Oblique rifting ruptures continents: Example from the Gulf of California shear zone. *Geology*, *42*(3), 215-218.
- Bennett, S.E., Oskin, M.E., and Iriondo, A. (2013). Transtensional rifting in the proto– Gulf of California near Bahía Kino, Sonora, México. *Geological Society of America Bulletin*, 125(11-12), 1752-1782.
- Bhattacharyya, A. (1943). On a measure of divergence between two statistical populations defined by their probability distributions. *Bulletin of the Calcutta Mathematical Society* 35, 99–109.
- Bottomley R.J. and York D. (1976). ⁴⁰Ar-³⁹Ar Age determinations on the Owyhee basalt of the Columbia Plateau. *Earth and Planetary Science Letters, 31*(1) 75-84.
- Bryan, S.E., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., and Lopez-Martinez, M. (2013). Pulling Apart the Mid to Late Cenozoic Magmatic Record of the Gulf of California: Is there a Comondú Arc?. *Geological Society, London, Special Publications, 385*(1), 389-407.
- Calmus, T., Pallares, C., Maury, R. C., Bellon, H., Pérez-Segura, E., Aguillón-Robles, A., Carreño, A.L., Burgois, J., Cotten, J., and Benoit, M. (2008). Petrologic

diversity of Plio-Quaternary post-subduction volcanism in northwestern Mexico: An example from Isla San Esteban, Gulf of California. *Bulletin de la Société géologique de France, 179*(5), 465-481.

- De Basabe Delgado, J. (2002). Regresión lineal con incertidumbre en todas las variables: aplicaciones en geocronología al cálculo de isocronas. Tesis de Maestría. CICESE. 86 p.
- De Mets, 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.
- Delgado Argote, L.A., M. López-Martínez and del Carmen Perillat, M. (2000). Geologic reconnaissance and Miocene age of volcanism and associated fauna from sediments of Bahía de los Angeles, Baja California, central Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin Special Papers*, 334, 111-121
- Delgado-Argote, L.A. (2000). Evolución tectónica y magmatismo Neógeno de la margen oriental de Baja California central: México D.F., Tesis de doctorado en ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. 175 p.
- Desonie, D.L. (1992). Geologic and geochemical reconnaissance of Isla San Esteban: post-subduction orogenic volcanism in the Gulf of California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *5*2(1), 123-140.
- Dorsey R.J., Umhoefer P.J., Oskin M.E. (2013). Continental lithosphere in the Gulf of California & Salton Trough. *GeoPRISMS Newsletter, Issue No. 30, Spring 2013.*
- Duque-Trujillo J., Ferrari L., Norini G., and 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*(3) 283-302.
- Escalona-Alcázar, F. J., and Delgado-Argote, L. A. (2000). Estudio de la deformación en las islas San Lorenzo y Las Animas, Golfo de California: implicaciones sobre su desplazamiento como bloque rigido desde el Plioceno tardío. *Geos*, *20*, 8-20.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, M.T., Bryan, S.E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., Solari, L. (2013). Late Oligocene to middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: the beginning of the Gulf of California rift. *Geosphere*, 9(5), 1161-1200
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., and Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, *57*(3), 343-378.
- Gans, P.B. (1997). Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora— Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, *16*(3), 388-408.
- García C.P. (2007). Volcanismo y extensión durante el neógeno al sur de la provincia volcánica de Puertecitos, Baja California, Tesis de maestría en Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 112 p.
- Gastil, R.G., Phillips, R.F. and Allison, E.C. (1975). Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geological Society of America Memoir 140*, 1-201.
- Granillo, R. V., and Calmus, T. (2003). Mazatan metamorphic core complex (Sonora, Mexico): structures along the detachment fault and its exhumation evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, *16*(4), 193-204.
- Gómez-Valencia, A.M., Olguín-Villa, A.E., Vidal-Solano, J.R., and Stock J.M., (2008). Estudio de los mecanismos eruptivos del volcanismo hiperalcalino en el Noroeste de México (Sonora y Baja California); 1er Congreso sobre la Evolución Geológica y Ecológica del Noroeste de México, Libro de resúmenes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, 111-112.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., and Ogg, G.M. (2012). *The Geologic Time Scale 2012 2-Volume Set* (Vol. 2). Elsevier, 1176 pp.
- Granillo, R.V., and 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*(4), 193-204.
- Hausback, B. P. (1984). Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, V.A., ed., Geology of the Baja California Peninsula: Tulsa OK, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 219-236.
- Helenes Escamilla, J., A.L. Carreño and R.M. Carrillo Berumen. (2009). Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California. *Marine Micropaleontology*. 72(1): 10-25.
- Henry, C.D., and Aranda-Gomez, J.J. (2000). Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, *318*(1), 1-26.
- Henry, C.D., and Aranda-Gómez, J.J. (1992). The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, *20*(8), 701-704.

- Herzig, T.C. (1990). Geochemistry of igneous rocks from the Cerro Prieto geothermal field, northern Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 42(3), 261-271.
- Hooper, P.R., Johnson, D.M. and Conrey, R.M. (1993). Major and trace element analyses of rocks and minerals by automated X-Ray spectrometry. Washington State University. *Geology Department, Open File Report*, 38 pp.
- Kuiper, K.F., Deino, A., Hilgen, F. J., Krijgsman, W., Renne, P.R., and Wijbrans, J. R. (2008). Synchronizing rock clocks of Earth history. *Science*, *320*(5875), 500-504.
- Le Maitre, R.W. Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., and Bateman, P. (Eds.). (2002). Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University 236 p.
- Lee, J., Miller, M.M., Crippen, R., Hacker, B. and Ledesma Vázquez, J. (1996). Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California: Evidence from the southern Sierra Juarez. *Geological Society of America Bulletin, 108*(5) 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 México*, 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., and Umhoefer, P. J. (2007). Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448(7152), 466-469.
- Lonsdale, P. (1991). Structural Patterns of the Pacific Floor Offshore of Peninsular California: Chapter 7: Part III. Regional Geophysics and Geology.
- Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California. *The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. N,* 499-521.
- Martin-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., González-Escobar, M., Fletcher, J.M., Pacheco, M., Oskin, M., and 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.

- Martín-Barajas, A., Stock, J. M., Layer, P., Hausback, B., Renne, P., and López-Martínez, M. (1995). Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos volcanic province, northeastern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 107(4), 407-424.
- Martín-Barajas, A., Vázquez-Hernández, S., Carreño, A.L., Helenes, J., Suárez-Vidal, F., and Álvarez-Rosales, J. (2001). Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna Salada Basin, northern Baja California, Mexico. Sedimentary Geology, 144, 5-35.
- McEldowney, R. C. (1970). *Geology of the northern Sierra Pinta*. Baja California Mexico, Master's thesis: San Diego, California, San Diego State University. 75 p.
- Miyashiro, A. (1978). Nature of alkalic volcanic rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *66*(1), 91-104.
- Nagy, E. A. (1997). Extensional deformation and volcanism within the northern puertecitos volcanic province, Sierra Santa Isabel, Baja California, Mexico. Doctoral dissertation, California Institute of Technology. 363 p.
- Nagy, E.A., and 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.
- Nagy, E.A., Grove, M., and 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.
- Nilsen, T.H., and Sylvester, A.C. (1995). Strike-slip basins, in Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., Tectonics of sedimentary basins: Cambridge, MA, Blackwell Science, Inc., p. 425-457.
- Nourse, J.A., Anderson, T. H., and Silver, L.T. (1994). Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico. *Tectonics*, *13*(5), 1161-1182.
- Olguín-Villa, A.E. (2010). Estudio físico y químico del volcanismo hiperalcalino en la región de Cataviña, Baja California: Tesis de licenciatura en ciencias. Departamento de Geología. Universidad de Sonora, Hermosillo, México. 84 pp.
- Olguín-Villa, A.E. (2013). Establecimiento de la estratigrafía magnética del evento volcánico hiperalcalino del Mioceno Medio en la Sierra Libre, Sonora, México. Tesis de Maestría en ciencias. Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, México, 76 pp.
- Olguín-Villa, A.E., Vidal-Solano, J.R., y 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.

- Ortlieb, L., Ruegg, J.C., Angelier, J., Colletta, B., Kasser, M., and Lesage, P. (1989). Geodetic and tectonic analyses along an active plate boundary: the central Gulf of California. *Tectonics*, 8(3), 429-441.
- Oskin, M., and Stock, J. (2003). Cenozoic volcanism and tectonics of the continental margins of the Upper Delfín basin, northeastern Baja California and western Sonora. *Special Papers-Geological Society of America*, 421-438.
- Parkin, E.L. (1998). Tectonic controls on the Pliocene to Quaternary stratigraphic and structural evolution of the Bahía de Guadalupe basin, Baja California, Mexico. Master Thesis, University of California, Los Angeles. 122 p.
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T.H., LaFemina, P., Sella, G.F., Fletcher, J., and Suarez-Vidal, F. (2007). New constraints on relative motion between the Pacific Plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, *170*(3), 1373-1380.
- Renne, P. R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., and Ludwig, K. R. (2010). Joint determination of 40 K decay constants and ⁴⁰Ar*/⁴⁰ K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology.*Geochimica et Cosmochimica Acta*, *74*(18), 5349-5367.
- Rollinson, H.R. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd, 352 pp.
- Rudnick, R. L. (1992). Restites, Eu anomalies and the lower continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *56*(3), 963-970.
- Sawlan, M.G. (1991). Magmatic evolution of the Gulf of California rift, en J.P. Dauphin and B.R. Simoneit, editores, The Gulf and Peninsular Province of the Californias. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 47*, 301-369.
- Sawlan, M.G. and Smith, J.G. (1984). Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico, en Frizzell, Virgil A. Jr., editor, Geology of the Baja California Peninsula, *Pacific* Section S.E.P.M., 39, 237-251.
- Seiler, C., Fletcher, J.M., Quigley, M.C., Gleadow, A.J.W., and Kohn, B. P. (2010). Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province? *Tectonophysics* 488, 87–109.

- Seiler, C., Gleadow, A.J., Fletcher, J.M., and 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(1), 61-74.
- Skinner, Steven Michael (2013) *Plate tectonic constraints on flat subduction and paleomagnetic constraints on rifting.* Dissertation Ph.D., California Institute of Technology. 257 p.
- Steiger, R., and Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. *Earth and planetary science letters*, *36*(3), 359-362.
- Stock, J. M., Lewis, C. J., and 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. (1989). Sequence and geochronology of Miocene rocks adjacent to the main gulf escarpment: southern Valle Chico, Baja California Norte, Mexico. *Geofisica Internacional*, *28*(5), 851-896.
- Stock, J.M. (2000). Relation of the Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico, to development of the plate boundary in the Gulf of California. *Special Papers-Geological Society of America*, 143-156.
- Stock, J.M., and Hodges, K.V. (1989). Pre-Pliocene Extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, *8*(1), 99-115.
- Stock, J.M., and Hodges, K.V. (1990). Miocene to Recent structural development of an extensional accommodation zone, northeastern Baja California, Mexico. *Journal of structural geology*, *12*(3), 315-328.
- Stock, J.M., Martín-Barajas, J.A., Chapman, A., and López-Martínez, M. (2008, December). Net slip across the Ballenas transform fault measured from offset ignimbrite deposits. In EOS Trans. American Geophysical Union, Fall Meeting Supplement, 89, 53.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F. (1989) en IGPET 5.17, 2012 Version, Terra Softa Inc., 155 Emerson Rd. Somerset, NJ 08873.
- 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., and Renne, P. (2001). Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, *144*(1), 125-147.

- Vega-Granillo, R. (1996). La Sierra de Mazatán, Sonora, México: Geología y análisis estructural de un complejo metamórfico en la parte sur de la Provincia de Basin and Range. Tesis de Maestría en ciencias. Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 128 p.
- Vidal -Solano, J.R., Lapierre, H., Stock, J.M., Demant, A., Paz-Moreno, F.A., Bosch, D., Brunet, P., and 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.
- Vidal-Solano, J.R., Lozano Santa Cruz, R., Zamora, O., Mendoza-Cordova, A., and Stock, J. M. (2013). Geochemistry of the extensive peralkaline pyroclastic flow deposit of NW Mexico, based on conventional and handheld X-ray fluorescence. Implications in a regional context. *Journal of Iberian Geology*, *39*(1), 121-130.
- York, D., Evensen, N.M., Martinez, M.L., and De Basabe Delgado, J.D.B. (2004). Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line. *American Journal of Physics*, 72(3), 367-375.

Anexo1. Mapa geológico detallado escala 1:25 000 de la región central de la isla Ángel de la Guarda. b) Descripción sintetizada de las unidades litológicas y símbolos. c) Secciones geológicas construidas con los datos de estratificación y fallas.

Anexo 2. Geometría de las fallas medidas por Stock en las salidas de campo de 2007, 2009 y 2013. Las fallas están proyectadas en redes estereográficas y muestran un análisis de contornos de Kamb. Los resultados se dividieron en las mismas dos áreas utilizadas en este trabajo.



## MAPA GEOLÓGICO DE LA REGIÓN CENTRO-OCCIDENTAL DE LA ISLA ÁNGEL DE LA GUARDA, B. C. MÉXICO.



## ESCALA 1:25,000