



0309
3

Universidad Nacional Autónoma de México

Unidad de Ciclos Profesionales y de Posgrado
del Colegio de Ciencias y Humanidades

Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geología

Evolución Tectónica y Magmatismo Neógeno
de la Margen Oriental de Baja California Central

TESIS

Que para obtener el grado de

DOCTOR EN CIENCIAS (GEOLOGÍA)

presenta

Luis Alberto Delgado Argote

2000

0309



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas

Tesis Digitales

Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©

PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

ABSTRACT

The major regional structures in the Gulf of California and its margins are related to the Miocene extensional Basin and Range tectonics and the Pliocene San Andreas-Gulf of California transform system. Neogene history in the central Baja California peninsula is characterized by central and fissure related volcanism emplaced in and/or covering Paleozoic metamorphic rocks and Cretaceous granitoids. Before Pliocene time, Ángel de la Guarda and San Lorenzo islands were part of the Baja California peninsula. The islands moved apart independently along the active Ballenas, Partida and San Lorenzo fault zones since Pleistocene time. From early Miocene to the end of middle Miocene Bahía de los Ángeles and Ángel de la Guarda Island have similar stratigraphy. In both areas we have andesitic composite volcanoes and associated epiclastic products. At Sierra La Ánimas and northern part of the island, 18 ± 0.5 and 17 ± 0.6 Ma andesitic lavas with locally trapped marine sediments are indicative of the early stages of the formation of the proto-Gulf of California. During middle Miocene time, widespread marine incursions are associated with regional normal faulting. Andesitic volcanism was followed by ca. 14 Ma dacitic to rhyolitic explosive volcanism and sometimes, contemporaneous fissural basaltic activity. Basaltic activity intensified at the end of middle Miocene in Bahía de los Ángeles. Petrographic and geochemical correlations of basaltic lavas and dikes, and gravimetric data suggest the presence of large-scale NNW dikes parallel to the regional normal faulting. From a gravity profile across the Bahía de los Ángeles basin, Las Flores Dike is interpreted to be 2.5 km wide, and located at 500 m deep. The dike shows consistent chemical and mineralogical variations 20 km along strike. It is interpreted that lateral magma transport occurred in the neutral buoyancy zone (between the Sierras Las Flores and Las Ánimas) and is associated with the basaltic activity of Cerro Las Tinajas and the basaltic mounds of western Sierra Las Ánimas. Emplacement of the basaltic intrusives is contemporaneous to the ENE-WSW middle Miocene regional extension suggesting a relationship between rifting and volcanic activity. Local normal faulting in Bahía de los Ángeles is related to the emplacement of shallow magma chambers below the Sierras Las Flores and Las Tinajas. Main deformation in the western coast of Ángel de la Guarda island is related to E-W extension, while that in the northern part of the island parallels major structures of the Delfín Inferior basin. Structural and volcanic lineaments, in Canal Las Ballenas are oriented NNE, suggesting a Basin and Range origin. Only lineaments located in or near the Ballenas fault zone show similar orientations with respect to the fault zone. Volcanic fields and dike-like structures, probably related to the Plio-Quaternary faults system, are interpreted in the channel. The volcanic ridges (VR) identified with geophysical methods offshore Santa Rosalía, Baja California Sur, are interpreted to be similar to the Las Flores Dike. Definition of the internal geometry of regional dikes can be extrapolated to several volcanic fields of the Gulf of California and the circumgulf region. The volcanic fields in the peninsula and the submarine volcanic ridges are elongated in the direction of the regional structures. In both areas the magma reservoirs were emplaced along rift zones in granitic and metamorphic basement.

RESUMEN

La tectónica mayor en el Golfo de California y sus márgenes se relacionan al evento extensional *Basin and Range* (Mioceno) y a la deformación asociada al sistema trasforme San Andrés-Golfo de California (Plioceno). La historia neogénica en la parte central de Baja California registra actividad volcánica central y fisural ampliamente distribuida que cubre un complejo basal (rocas metamórficas paleozoicas y graníticas del Cretácico). Antes del Plioceno las islas Ángel de la Guarda y San Lorenzo formaban parte de Baja California, de la que actualmente están separadas por las zonas de falla Ballenas, Partidas y San Lorenzo, activas desde el Pleistoceno. Para el período comprendido entre el Mioceno temprano y finales del Mioceno medio, las estratigrafías de la región de Bahía de los Ángeles e Isla Ángel de la Guarda son similares. El volcanismo andesítico posiblemente se asoció con estratovolcanes de los que derivan gruesos depósitos epiclásticos. En la Sierra Las Ánimas y el norte de la Isla Ángel de la Guarda se identifican derrames de lava de 18 ± 0.5 y 17 ± 0.6 Ma, respectivamente, asociados con sedimentos marinos, algunas veces fosilíferos. Estas edades evidencian las más antiguas incursiones marinas en la región, y pueden indicar el inicio del proto-Golfo de California, que anteceden a las incursiones generalizadas que ocurren a partir del Mioceno medio. Período caracterizado por fallamiento normal regional. A la actividad andesítica le siguió un vulcanismo explosivo dacítico a riolítico de ca. 14 Ma, en algunos lugares acompañada de volcanismo basáltico fisural. Ésta se intensificó a finales del Mioceno medio en Bahía de los Ángeles donde, a través de correlaciones químicas y petrográficas y datos gravimétricos, se interpreta la presencia de por lo menos dos diques alimentadores orientados paralelos al fallamiento normal en la región. La deformación en el oeste de Isla Ángel de la Guarda se relaciona con extensión E-W. El de la parte norte es paralelo a las estructuras de la Cuenca Delfin Inferior. En el Canal Las Ballenas, los lineamientos estructurales y volcánicos se orientan hacia el NNE, sugiriendo deformación asociada al *Basin and Range*. Sólo los lineamientos en, o muy cercanos a la zona de falla Ballenas, tienen orientación NW. En el fondo del canal se observan campos volcánicos y estructuras similares a diques posiblemente relacionadas al fallamiento plio-cuaternario. Los datos gravimétricos de la cuenca de Bahía de los Ángeles permiten inferir que el dique Las Flores tiene un ancho de 2.5 km y se localiza a 500 m de profundidad. La respectiva actividad volcánica se manifiesta a lo largo de 20 km, desde el Cerro Archeión hasta la Sierra Las Flores, en cuyas lavas se observa una variación lateral en composición química y mineralógica. Se considera que el transporte lateral de magma sucedió entre los 300 m y 1700 m, en la zona de flotación neutral. El otro dique (500 m de anchura y 300 m de espesor), se localiza a 100 m de profundidad entre las sierras Las Flores y Las Ánimas. A este dique se le asocia la actividad basáltica del Cerro Las Tinajas y los montículos basálticos del occidente de la Sierra Las Ánimas. El emplazamiento de los intrusivos basálticos fue contemporáneo a la extensión regional ENE-WSW (Mioceno medio), desarrollando zonas de rift con actividad basáltica fisural. Se infiere que el fallamiento normal local dentro de la cuenca de Bahía de los Ángeles se debe al emplazamiento de cámaras magmáticas someras debajo de las sierras Las Flores y la Tinajas. La definición de la geometría interna de diques regionales puede aplicarse a varios campos volcánicos del oriente de la península e interior del Golfo de California. En la península, los campos son alargados en la dirección de las tendencias estructurales regionales, mientras que en el golfo la actividad desarrolla crestas volcánicas. En ambas zonas, la formación de reservorios magmáticos se efectuó en basamento granítico y metamórfico y su emplazamiento está acompañado por fallamiento normal que define zonas de rift.

RESUMEN

Los accidentes estructurales mayores en el Golfo de California y sus márgenes están relacionados al evento extensional *Basin and Range* del Mioceno y a la deformación asociada al sistema transforme San Andrés-Golfo de California que inició en el Plioceno. La historia neogénica en la parte central de Baja California registra actividad volcánica central y fisural ampliamente distribuida que cubre a un complejo basal formado por rocas metamórficas paleozoicas y graníticas del Cretácico. Antes del Plioceno las islas Ángel de la Guarda y San Lorenzo formaban parte de la península de Baja California, de la que actualmente están separadas por las zonas de falla Ballenas, Partida y San Lorenzo, activas desde el Pleistoceno.

Las columnas estratigráficas de la región de Bahía de los Ángeles e Isla Ángel de la Guarda son similares, en particular para el periodo comprendido entre el Mioceno temprano y finales del Mioceno medio. En ambas regiones la actividad volcánica fue andesítica, posiblemente asociada con estratovolcanes de los que derivan gruesos depósitos epiclásticos. En la Sierra Las Ánimas y zona septentrional de la Isla Ángel de la Guarda se identificaron derrames de lava con edades de 18 ± 0.5 y 17 ± 0.6 Ma, respectivamente, asociados con sedimentos marinos, algunas veces fosilíferos. Estas edades representan las evidencias más antiguas de incursiones marinas en la región y pueden indicar las primeras etapas de formación del proto-Golfo de California que anteceden a las incursiones generalizadas que ocurren a partir del Mioceno medio. Este periodo está caracterizado por fallamiento normal regional. A la actividad andesítica le siguió otra etapa de volcanismo explosivo de composición dacítica a riolítica de ca. 14 Ma, en algunos lugares acompañada de volcanismo basáltico fisural. Esta actividad fue más intensa a finales del Mioceno medio en Bahía de los Ángeles donde, a través de correlaciones químicas y petrográficas de derrames basálticos y basáltico andesíticos, apoyadas con un perfil gravimétrico, se interpreta la presencia de por lo menos dos diques alimentadores orientados NNW, paralelos a la tendencia del fallamiento normal en la región.

La deformación principal en la costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda se relaciona con extensión orientada E-W, mientras que en la parte norte, el fallamiento es paralelo a las estructuras de la Cuenca Delfín Inferior. En el Canal Las Ballenas, los lineamientos estructurales y volcánicos interpretados a partir de imágenes de reflectividad se orientan principalmente hacia el NNE, lo que sugiere una deformación asociada al *Basin and Range*. Sólo los lineamientos localizados en, o muy cercanos a la zona de falla Ballenas, tienen la misma orientación hacia el NW. En el fondo del canal se observan campos volcánicos y estructuras similares a diques cuyo origen debe estar relacionado al sistema de fallamiento plio-cuaternario, aunque otros pueden ser derrames de lava provenientes de los campos basálticos de la parte central de la Isla Ángel de la Guarda o del norte de la Sierra Las Ánimas.

En el perfil de gravedad que atraviesa la cuenca de Bahía de los Ángeles se interpreta que el Dique Las Flores tiene una anchura de 2.5 km y su cima se localiza a 500 m de profundidad. La actividad volcánica asociada con este dique se manifiesta a lo largo de 20 km, desde el Cerro Archelon hasta la Sierra Las Flores, en la que se observa una variación lateral en la composición química y mineralógica de las lavas. Se considera que el transporte lateral de magma sucedió entre los 300 m y 1700 m, en la zona de flotación neutral. El otro dique, de 500 m de anchura y 300 m de espesor, se

localiza a 100 m de profundidad entre las sierras Las Flores y Las Ánimas. Se interpreta que a este dique se asocia la actividad basáltica del Cerro Las Tinajas y los montículos basálticos del occidente de la Sierra Las Ánimas. El emplazamiento de los intrusivos basálticos fue contemporáneo a la extensión regional orientada ENE-WSW durante el Mioceno medio, desarrollando zonas de rift con actividad basáltica fisural. Se infiere que el fallamiento normal local dentro de la cuenca de Bahía de los Ángeles se debe al emplazamiento de cámaras magmáticas someras debajo de las sierras Las Flores y Las Tinajas.

Otras estructuras similares al Dique Las Flores, identificadas como crestas volcánicas submarinas (CV), se interpretan a partir de datos batimétricos, de reflectividad, de gravedad y magnéticos frente a Santa Rosalía, Baja California Sur. La CV Tortuga, en la que se encuentra la Isla Tortuga, tiene 40 km de longitud y se orienta 290°, casi perpendicular al centro de dispersión de la Cuenca Guaymas. La CV Rosalía es más antigua y se orienta 310°, siguiendo la dirección de la pendiente peninsular y la extensión de una zona de fractura. Como el Dique Las Flores, las series de volcanes submarinos se desarrollaron en corteza continental granítica, excepto la Isla Tortuga, que se encuentra en corteza de tipo oceánica. En un mapa de anomalía de Bouguer completa, se observan alineamientos de altos de gravedad a lo largo de las crestas volcánicas, los que se asocian a cuerpos volcánicos e intrusivos someros, de posible composición basáltica y con espesores cercanos a los 1000 m. Se sugiere que el desarrollo de los diferentes segmentos de las crestas tienen un origen volcanotectónico. Aparentemente, la CV Rosalía se formó a lo largo de la extensión de una zona de fractura y probablemente se asocie a un régimen de extensión NE-SW del Plioceno.

La definición de la geometría interna de diques regionales puede aplicarse a varios campos volcánicos del oriente de la península e interior del Golfo de California. En la península, los campos son alargados en la dirección de las tendencias estructurales regionales, mientras que en el golfo la actividad desarrolla crestas volcánicas. En ambas zonas, la formación de reservorios magmáticos se efectuó en basamento granítico y metamórfico y su emplazamiento está acompañado por fallamiento normal que define zonas de rift.

ABSTRACT

Regional structural features in the Gulf of California and its margins are related to the Miocene extensional Basin and Range tectonics and the Pliocene San Andreas-Gulf of California transform system. Neogene history in the central Baja California peninsula is characterized by central and fissure related volcanic activity emplaced in and/or covering Paleozoic metamorphic rocks and Cretaceous granitoids. Before Pliocene time, Ángel de la Guarda and San Lorenzo islands were attached to the Baja California peninsula. The islands have moved apart independently along the active Ballenas, Partida and San Lorenzo fault zones since Pleistocene time.

The stratigraphy in the Bahía de los Ángeles and Ángel de la Guarda Island are similar, particularly from early Miocene to the end of middle Miocene time. Both areas are characterized by the presence of andesitic composite volcanoes and associated epiclastic products. In the Sierra Las Ánimas and northern part of the island, 18 ± 0.5 and 17 ± 0.6 Ma andesitic lavas with locally trapped marine sediments are indicative of the early stages of the formation of the proto-Gulf of California. During middle Miocene time, widespread marine incursions are associated with regional normal faulting. Andesitic volcanism was followed by ca. 14 Ma dacitic to rhyolitic explosive volcanism and sometimes, contemporaneous fissural basaltic activity. Basaltic activity was more intense at the end of middle Miocene in Bahía de los Ángeles. Petrographic and geochemical correlations of basaltic lavas and dikes, and a gravimetric survey suggest the presence of large-scale dikes oriented NNW, parallel to the regional normal faulting.

From a gravity profile across the Bahía de los Ángeles basin, Las Flores Dike is interpreted to be 2.5 km wide, with its top located 500 m deep. Volcanic activity associated with the dike shows consistent chemical and mineralogical variations 20 km along strike. It is also interpreted that lateral transport of magma occurred in the neutral buoyancy zone, at a depth between 300 m and 1700 m. Another dike 100 m deep, 500 m wide and 300 m thick is located between the Sierras Las Flores and Las Ánimas. It is inferred that this dike was associated with the basaltic activity of Cerro Las Tinajas and the basaltic mounds of western Sierra Las Ánimas. Emplacement of the basaltic intrusives is contemporaneous to the ENE-WSW oriented regional extension of middle Miocene age, suggesting a relationship between rifting and volcanic activity. Local normal faulting in Bahía de los Ángeles is related to the emplacement of shallow magma chambers below the Sierras Las Flores and Las Tinajas.

Main deformation in the western coast of Ángel de la Guarda island is related to E-W oriented extension while deformation in the northern part of the island parallels major structures of the Delfín Inferior basin. Structural and volcanic lineaments, interpreted from backscattering images, in Canai Las Ballenas are oriented NNE, suggesting a Basin and Range origin. Only lineaments located in or near the Ballenas fault zone show similar orientations with respect to the fault zone. Volcanic fields and dike-like structures, probably related to the Plio-Quaternary fault system, are interpreted in the channel. Some other submarine volcanic fields seem to be associated with volcanic features from the central part of the island and northern part of Sierra Las Ánimas.

The volcanic ridges (VR) identified with geophysical methods offshore Santa Rosalía, Baja California Sur, are interpreted to be similar to the Las Flores Dike. The 40 km long and 290° trending

Tortuga VR is almost perpendicular to the Guaymas basin. The 310° oriented Rosalía VR is older, parallels the peninsular slope and it is located on the extension of a fracture zone of the Guaymas basin. In both ridges, volcanic edifices and structures were identified from high resolution and backscattering sonar images. As with the Las Flores Dike, it is interpreted that most of the aligned submarine volcanic edifices developed on continental crust while Isla Tortuga lies on oceanic-like crust of the Guaymas Basin. From a complete Bouguer anomaly map, it is observed that the alignments of gravity highs trending 310° and 290° support the volcanic and subvolcanic origin of the ridges. Intrusives are assumed to be of basaltic composition and about 1000 m thick. It is suggested that the growth of different segments of the ridges have a volcano-tectonic origin. The older Rosalía VR probably is associated with Pliocene NE-SW extension.

Definition of the internal geometry of regional dikes can be extrapolated to several volcanic fields of the Gulf of California and the circumgulf region. The volcanic fields in the peninsula and the submarine volcanic ridges are elongated in the direction of the regional structures. In both areas the magma reservoirs were emplaced along rift zones in granitic and metamorphic basement.

CONTENIDO

RESUMEN	i
ABSTRACT	iii
RELACIÓN DE FIGURAS	viii
RELACIÓN DE TABLAS.....	xvi
AGRADECIMIENTOS	xvii
I. INTRODUCCIÓN	1
A. ANTECEDENTES GENERALES.....	1
A.1. De este trabajo.....	4
A.2. Geológicos regionales.....	4
A.3. Estructurales	7
A.4. Tectónicos	8
A.5. Geofísicos	10
B. OBJETIVOS.....	11
II. ESTRATIGRAFÍA	13
A. BAHÍA DE LOS ÁNGELES	13
A.1. Sierra La Libertad	19
A.2. Sierra Las Flores	22
A.3. Sierra Las Ánimas Occidental.....	24
A.4. Sierra Las Ánimas Oriental.....	31
A.5. Descripción y significado de los fósiles	33
A.6. Síntesis	34
B. ISLA ÁNGEL DE LA GUARDA	35
B.1. Rasgos geológicos y unidades litológicas.....	36
B.2. Unidades regionales	36
B.3. Estratigrafía de la Zona El Paladar	41
B.4. Síntesis.....	43
III. GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGIA	45
A. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES	45
Clasificación con base en óxidos mayores	45
B. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA	53

C. CORRELACIÓN ENTRE CONTENIDO MODAL Y GEOQUÍMICA DEL DIQUE LAS FLORES	57
D. SÍNTESIS	61
IV. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y GEOFÍSICA	64
A. REGIÓN DE BAHÍA DE LOS ÁNGELES	65
A.1. Sierra La Libertad	65
A.2. Sierra Las Flores	68
A.3. Sierra Las Ánimas	68
A.4. Dique Las Flores	70
A.4.1. Gravimetría	70
A.4.2. Interpretación del Dique Las Flores	75
B. ISLA ÁNGEL DE LA GUARDA Y EL SISTEMA CUENCA GUAYMAS-CANAL LAS BALLENAS-CUENCA DELFÍN INFERIOR	76
B.1. Isla Ángel de la Guarda	77
B.2. Cuenca Guaymas-Canal Las Ballenas-Cuenca Delfín Inferior	80
B.2.1. Cuenca Guaymas	81
B.2.2. Canal Las Ballenas	82
B.2.3. Cuenca Delfín Inferior	101
B.3. SÍNTESIS	105
C. CRESTAS VOLCÁNICAS TORTUGA Y ROSALÍA	109
C.1. Batimetría e imágenes de reflectividad alrededor de la Isla Tortuga	109
C.2. Gravimetría Regional	116
C.3. Modelo geofísico	118
C.4. Discusión	121
D. SÍNTESIS GENERAL.....	123
V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	127
V.A. DISCUSIÓN	127
V.B. CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS	133
VI. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	135
ANEXO I. PETROGRAFÍA DE ROCAS REPRESENTATIVAS DEL ÁREA DE BAHÍA DE LOS ÁNGELES E ISLA ÁNGEL DE LA GUARDA.....	143
A. SIERRA LA LIBERTAD	143

B. SIERRA LAS FLORES.....	149
C. SIERRA LAS ÁNIMAS LADO OCCIDENTAL	158
D. SIERRA LAS ÁNIMAS ZONA COSTA	164
E. ISLA ÁNGEL DE LA GUARDA	167

- Fig. 1. Rasgos estructurales mayores de las márgenes de la península de Baja California (modificado de Lonsdale, 1989 y Delgado Argote, 1996). Las líneas grises punteadas gruesas marcan los límites aproximados de los terrenos tectonoestratigráficos (Sedlock et al., 1993) y las líneas i e ii corresponden a los perfiles gravimétricos tomados de Couch et al. (1991). 2
- Fig. 2. a) Terrenos tectonoestratigráficos de México (Sedlock et al., 1993). Se observa que la península de Baja California está formada por los terrenos Cochimí, Yuma y Seri. Los límites entre los terrenos no están bien definidos y las relaciones de contacto entre ellos han sido inferidas según se muestra en los perfiles de las figuras b, c y d. 3
- Fig. 3. Mapa litológico de la parte central de Baja California. En el Golfo de California se indican los rasgos estructurales principales (modificado de Lonsdale, 1989) y el derrotero del B/O Hespérides durante el proyecto CORTES-P96 (Dañobeitia et al., 1997). La litología es como sigue: CUATERNARIO: 1. Rocas sedimentarias y volcanosedimentarias, 2. Basalto y tobas; TERCIARIO SUPERIOR: 3. Basalto y brecha basáltica, 4. Tobas, 5. Andesita, 6. Rocas sedimentarias y volcanosedimentarias, 7. Rocas volcánicas del Mioceno, 15. Mioceno volcanoclástico; CRETACICO: 8. Rocas volcánicas e intrusivas metamorizadas, 9. Rocas volcánicas, 10. Rocas sedimentarias, 16. Granitoides, 17. Calizas del Grupo Alisitos; JURASICO: 11. Andesita, 12. Rocas sedimentarias, 13. Basalto, 14. Complejo ofiolítico; PALEOZOICO: 18. Complejo metamórfico (litología tomada de Martín Barajas y Delgado Argote, 1995 y cartas geológicas del INEGI escala 1:250,000, G11-3 y G12-1). 5
- Fig. 4. a) Modelo de corteza basado en estimaciones de resistencia al esfuerzo crítico en GPs para una sección localizada a la latitud de Los Ángeles, California (Bohannon y Parsons, 1995). El modelo satisface las características geológicas de gran parte del norte de la península de Baja California. Se observa que la corteza es más resistente en la zona del Batolito Peninsular (F) comparado con el Borde Continental (E) y aún más, con respecto a la región del Basin and Range que actualmente ocupa el Golfo de California (G). b) y c) En los perfiles gravimétricos i e ii (Couch et al., 1991) de la parte central de la península peninsular se adelgaza hacia el sur de la sección de Bohannon y Parsons (1995). Este adelgazamiento tiene implicaciones importantes en la distribución del magmatismo neogénico. 10
- Fig. 5. Mapa geológico de la región de Bahía de los Ángeles en donde se indican las estructuras principales, litología y localización de los sitios de muestreo de fauna fósil y edades radiométricas. Las estructuras mayores en línea discontinua, así como los contactos de la parte meridional de la Sierra Las Ánimas se tomaron de INEGI (1977). 14
- Fig. 6. Columnas estratigráficas compuestas donde se muestran los espesores máximos de cada unidad litológica. a) Lado occidental de la Sierra Las Ánimas en la Cañada Las Tinajas, b) Lado oriental de la Sierra Las Ánimas entre Punta El Aiocrán y Punta El Soldado. La columna a) es también representativa de la Sierra Las Flores. 26
- Fig. 7. Secuencia estratigráfica y perfil geológico en la sección La Cantera-Picacho de la parte occidental de la Sierra Las Ánimas, donde aflora la mayor parte de las unidades cartografiadas. El estereograma (proyección de Schmidt en el hemisferio inferior) indica el promedio de la inclinación de las unidades en 14 grados hacia el occidente. 28
- Fig. 8. Mapa fotolitológico de la Isla Ángel de la Guarda. La posición de las unidades litológicas indica la secuencia estratigráfica sugerida, con excepción de la unidad de Derrames de Basalto-Andesita, la que está expuesta en diferentes niveles, cubriendo un rango de edad desde el Mioceno hasta el Plioceno. Se

muestran la zona de cartografía de detalle de la zona El Paladar de la Fig. 9 y los sitios de reconocimiento a lo largo de la costa occidental. 38

Fig. 9. a) Mapa geológico de la zona El Paladar donde se muestran las unidades litológicas en orden estratigráfico. Se infiere que la Toba Vítreá descansa sobre la andesita que se observa a lo largo de la costa cerca de la zona. b) Sección estructural a través del Arroyo El Paladar (escalas vertical y horizontal 1:1). 41

Fig. 10. a). Diagrama TAS (LeMaitre, 1989) de clasificación de las rocas volcánicas de las sierras La Libertad, Las Flores, Las Ánimas y costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda (Le Maitre, 1989). Los campos son: B= basalto, O1= andesita basáltica, O2= andesita, O3= dacita, S1= traquibasalto, S2= traquiandesita basáltica, S3= traquiandesita, T= traquita. Los análisis de la Sierra La Libertad corresponden a las lavas de los cerros del costado oriental de la sierra (Fig. 5). Los análisis químicos se efectuaron por espectrometría de rayos X en el Laboratorio Universitario de Gequímica Isotópica, Instituto de Geología, UNAM (LUGIS) (ver nota en las Tablas 2 a 6). b) Diagrama K₂O / SiO₂ (LeMaitre, 1989) de las muestras de las tablas 2 a 5 (ver texto), el triángulo lleno indica andesita del basamento local del occidente de la Sierra Las Ánimas, el cuadro lleno indica muestras del extremo meridional de la Sierra Las Flores, p= pómez riolítica de la Sierra Las Ánimas y d= domo del Cerro El Almacén. 47

Fig. 11. Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971; en Clarke, 1993) de las rocas volcánicas de las tablas 2 a 5. Se observa que la secuencia completa es calcialcalina. Los símbolos son los mismos que los de la Fig. 10a. 48

Fig. 12. Diagrama Harker de las rocas volcánicas de las sierras La Libertad, Las Flores y Las Ánimas indicando los coeficientes de correlación (r) para el conjunto de cada sierra. Con excepción de los valores de TiO₂ y de P₂O₃ de la Sierra Las Flores y, en general el Al₂O₃, los valores de r sugieren una relación genética cercana para cada conjunto. En particular, la correlación entre las rocas de las sierras Las Flores y La Libertad es alta, sugiriendo una estrecha relación genética entre ellas. 50

Fig. 13. Diagrama Harker con cristales de augita (aug), pigeonita (pig), plagioclasas (labradorita, andesina, oligoclasa) y olivino (Fo77) tomados de la literatura (Deer et al., 1992) después de la identificación de esas fases en los análisis petrográficos. El diagrama indica que el conjunto de rocas analizadas de las tres sierras pudo haber evolucionado a través de la cristalización fraccionada de esas fases minerales a partir de un magma de composición cercana a la de un basalto o a la de una andesita basáltica (ver texto). 52

Fig. 14. Proyección CMAS de Walker et al. (1979; en Clarke, 1993) de las rocas volcánicas de las sierras La Libertad, Las Flores y Las Ánimas indicando, a partir de los análisis químicos de las tablas 2 a 5. Se muestra que en las rocas de los grupos I y II la primera fase cristalina en precipitar es la del olivino y la segunda es la del piroxeno en el grupo I y la plagioclasa en el grupo II. En el grupo III la primera fase en precipitar es la de la plagioclasa seguida por el olivino, mientras que en las rocas del grupo IV (zona sombreada) coprecipitan el olivino y la plagioclasa. Los resultados anteriores guardan una buena relación con las observaciones petrográficas (ver texto y Apéndice 1). Las líneas cotécticas se localizan en la parte central de las zonas sombreadas. 54

Fig. 15. Aracnigrama extendido normalizado a valores de condrita de Taylor y McLennan (1985; en Clarke, 1993). a) Sierra La Libertad separando las lavas basálticas de las rocas de composición dacítica y riolítica; b) Sierra Las Flores separando las muestras provenientes de los diques, lavas y montículos de las más antiguas de la porción sur; c) Occidente de la Sierra Las Ánimas separando a la andesita basal de 18.8 Ma de los basaltos fisurales y de la pómez riolítica; d) Oriente de la Sierra Las Ánimas separando las rocas de composición dacítica y riolítica de las rocas andesíticas; e) Todas las muestras de la costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda (ver discusión en el texto). 57

- Fig. 16. Diagrama de discriminación de Wood (1980; en Clarke, 1993 y Rollinson, 1993) del ambiente tectónico para rocas basálticas. Se observa que todas las muestras grafican en el campo de los basaltos calcialcalinos de arco. Los símbolos son los mismos que en la Fig. 10a. 58
- Fig. 17. Diagrama de correlación entre tipo de roca y las fases cristalinas de las rocas ubicadas sobre el Dique Las Flores: a) olivino, b) clinopiroxeno y c) óxidos de Fe. La clasificación del tipo de roca es con base en la composición química y la mineralógica con base en el análisis petrográfico (ver texto y apéndice petrográfico). 61
- Fig. 18. Diagrama de correlación entre el contenido de sílice y las fases cristalinas de las rocas localizadas sobre el Dique Las Flores, indicando el tipo de roca correspondiente: a) olivino, b) clinopiroxeno y c) óxidos de Fe. El porcentaje de minerales se obtuvo con base en los análisis petrográficos (ver texto y apéndice petrográfico). 62
- Fig. 19. Diagrama de correlación entre la variación química y mineralógica con respecto a la posición geográfica de las muestras localizadas sobre el Dique Las Flores (ver texto). 64
- Fig. 20. Diagramas de rosa mostrando el rumbo de fallas y diques medidos en el campo. Se observa el notable decremento en el número de fallas medidas de oriente a occidente, en particular de las de desplazamiento lateral, lo que refleja la influencia de la zona de fallas Ballenas. a) Fallas medidas entre el Cerro Archelon y los cerros Los Triates. b) Fallas medidas en dos arroyos perpendiculares a la falla normal. c) Fallas normales y orientación de diques basálticos en la mitad septentrional de la Sierra Las Flores. En esta zona las fallas de desplazamiento lateral son menos importantes. d) Fallas de desplazamiento lateral y normales de toda la porción occidental de la Sierra Las Ánimas separadas, indicando la litología dominante. e) Fallas de desplazamiento lateral y normales en el basamento y cubierta volcánica y sedimentaria entre Punta El Alacrán y Punta El Soldado en el oriente de la Sierra Las Ánimas. La simbología geológica es la misma que en la Fig. 5. 68
- Fig. 21. Soluciones del análisis cinemático de fallas normales y de desplazamiento lateral de las sierras La Libertad, Las Flores y Las Ánimas con un valor de confianza de 2 sigma. Los cuadros negros numerados 1, 2, y 3 son las direcciones de los esfuerzos principales. Con excepción de las soluciones para el fallamiento normal de las áreas c y d de la Sierra La Libertad, en donde los escasos datos indican extensión en dirección cercana a N-S, las soluciones en las áreas de Cerro Archelon (a), Bahía de los Ángeles (b), mitad septentrional de la Sierra Las Flores (e) y área occidental y septentrional de la Sierra Las Ánimas (f), indican extensión con dirección ENE, perpendicular a la orientación del alineamiento de actividad basáltica Las Flores-Archelon. Las soluciones para el fallamiento de desplazamiento lateral en las sierras La Libertad y Las Ánimas contrastan notablemente. En la Sierra La Libertad el vector de compresión se dirige hacia el ENE, mientras que en el occidente de la Sierra Las Ánimas la dirección es casi N-S, tanto para las rocas de basamento como para la cubierta volcánica. En esta última zona, la dirección de los vectores de compresión se atribuyen a la influencia de la zona de fallas Ballenas. En el oriente de la Sierra Las Ánimas el análisis indica que el basamento granítico y la cubierta sedimentaria están sujetas a la misma deformación, con vectores extensionales orientados NW-SE y de compresión casi verticales. La solución del bloque de la Punta El Soldado sugiere que éste es un bloque discreto. La simbología utilizada es la misma que en la Fig. 5. 71
- Fig. 22. Perfil gravimétrico de la sección A-A' de la Fig. 21 entre las sierras La Libertad y Las Ánimas. a) Perfil de la anomalía de Bouguer completa (círculos) y la tendencia regional (línea continua); b) Anomalía de gravedad residual (círculos) y el efecto de la gravedad calculado causado por las variaciones de la densidad en el subsuelo que se muestran en c; c) Interpretación de unidades litológicas basada en la geología de la superficie y la anomalía de gravedad residual. Los valores de densidad están en gr/cm³; la localización de las sierras Las Flores y Las Tinajas son proyecciones a la línea del perfil, siguiendo la orientación de las sierras y de las fallas normales. 75

- Fig. 23. a) Vista oblicua del área de Bahía de los Ángeles mostrando con el patrón oscuro los afloramientos de los derrames de lava basáltica. El segmento A-A' es la línea del levantamiento gravimétrico en el que se indican, casi en los extremos occidental y oriental, los límites de los diques interpretados en la Fig. 22 y su orientación probable. Se infiere que a 600 m está la parte central de la zona de flotación neutral, donde la densidad de la roca encajonante es similar a la del magma basáltico. Se considera que los reservorios someros son alimentados por otros más profundos a partir de los que el magma migra hacia arriba siguiendo un patrón geométrico escalonado (ver texto). b) El área sombreada indica la posible región fuente o Dique Las Flores que alimenta a la actividad volcánica de la Sierra Las Flores, el dique occidental del perfil de gravedad (G), y los cerros Los Triates (T), Almacén (A), Querubín (Q), AngELITOS (An) y Archelon (Ar). La línea horizontal discontinua es la parte central de la zona de flotación neutral a lo largo de la que el magma se mueve lateralmente cuando la fuente se localiza en I-II. Es probable que otras fuentes puedan estar localizadas en otros sitios, como los diques indicados en II, o bien, que exista un solo cuerpo en III, según se discute en el texto. 77
- Fig. 24. Mapa de lineamientos estructurales interpretados de fotografías aéreas de la Isla Ángel de la Guarda. La isla se separó en siete áreas de acuerdo al estilo de los lineamientos, el que a su vez depende del tipo de litología (Fig. 8) y posible influencia con respecto a los rasgos tectónicos mayores del Golfo de California. Se considera que las áreas I a IV definen un bloque estructuralmente distinto (bloque septentrional) al que contiene a las áreas V a VII (bloque meridional). 80
- Fig. 25. Análisis cinemático de las fallas medidas a lo largo de la costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda. En cada una de las soluciones se indica la posición geográfica donde se midieron las estructuras y la litología dominante. Se excluyen las soluciones 5 y 9 por ser poco significativas. En la figura del recuadro se grafican todos los resultados mostrando que los vectores extensionales se localizan hacia el oriente y occidente, mientras que los vectores compresionales se alinean en dirección norte-sur (ver discusión en el texto). 82
- Fig. 26. Mapa de estructuras mayores de la parte central del Golfo de California. En la Cuenca Guaymas se muestran en negro las manifestaciones volcánicas y el fallamiento normal (Lonsdale, 1989). Se indica el derrotero del B/O Hespérides en línea delgada y las áreas en gris representan los afloramientos del volcanismo basáltico terciario en la península. Los alineamientos de puntos negros indican la posición de fallas transformes activas antes y durante las fases iniciales de la apertura del Golfo de California interpretados por Lonsdale (1989). 84
- Fig. 27. a) Imagen de reflectividad de la parte central de la Cuenca Guaymas. b) Interpretación de lineamientos estructurales y estructuras volcánicas o subvolcánicas indicadas con líneas curvas discontinuas. c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior. Los números a la derecha indican las profundidades en metros de la parte central de la imagen y la anchura de ésta es aproximadamente 3.5 veces el valor de la profundidad. 86
- Fig. 28. Mosaico de imágenes de reflectividad del Canal Las Ballenas, entre la Cuenca Salsipuedes y Cuenca Delfín Inferior. Se indica la posición de las imágenes de las Figs. 29 a 41 y, en líneas rojas gruesas los rasgos tectónicos modificados de Lonsdale (1989). En el recuadro se muestran los perfiles de sísmica monocal de Lonsdale (1989), correspondientes a los perfiles numerados del 1 al 9. De la comparación de estas imágenes con las de la Fig. 38b, se observa que muchas áreas en donde no hay cubierta sedimentaria se presentan derrames volcánicos con alta reflectividad que en los perfiles sísmicos se interpretaron como basamento (ver texto). 87
- Fig. 29. a) Imagen de reflectividad del sur del Canal Las Ballenas. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Los campos sombreados representan campos volcánicos en los que las lavas muestran una reflectividad alta. c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior. 89

- Fig. 30. a) Imagen de reflectividad del sur del Canal Las Ballenas. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Los campos sombreados representan campos volcánicos en los que las lavas muestran una reflectividad alta. El campo volcánico del extremo superior derecho se localiza en una de las dorsales de la Cuenca Salsipuedes (ver Fig. 38b). c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior. 90
- Fig. 31. a) Imagen de reflectividad del sur del Canal Las Ballenas. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Se observa una buena correlación entre la interpretación de la imagen con los rasgos estructurales mayores de la Fig. 38a y 38b. Los campos sombreados representan campos volcánicos en los que las lavas muestran una reflectividad alta. El campo volcánico de la parte superior posiblemente está relacionado con las manifestaciones basálticas de la península en la Punta Don Juan (ver Fig. 38b). c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior. 91
- Fig. 32. a) Imagen de reflectividad del sur-centro del Canal Las Ballenas. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Es notable el desarrollo de depresiones estructurales en la parte superior de la imagen. Los campos sombreados representan campos volcánicos en los que las lavas muestran una reflectividad alta. El campo volcánico de la parte sur es continuación del que está posiblemente asociado con las lavas de Punta Don Juan (ver Figs. 38a y 38b). c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior. 93
- Fig. 33. a) Imagen de reflectividad de la parte central del Canal Las Ballenas, localizada entre dos fallas transcurrentes del sistema de fallas Ballenas. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Son notables las grandes fallas y diques orientados casi E-W que pueden correlacionarse con las fallas que delimitan a los bloques septentrional y meridional de la Isla Ángel de la Guarda. El campo volcánico del extremo superior derecho está en aparente continuidad con las manifestaciones basálticas de Punta Los Machos en la isla, o bien, puede representar volcanismo de goteo en zona de falla transforme (ver Figs. 38a y 38b). c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior. 94
- Fig. 34. a) Imagen de reflectividad de la parte central del Canal Las Ballenas, frente a la Punta Los Machos en la Isla Ángel de la Guarda. La zona adelgazada de la imagen indica la presencia de un umbral de origen estructural. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Las fallas orientadas N-S y las manifestaciones de lavas pueden correlacionarse con las estructuras y campo volcánico de la Punta Los Machos y el campo volcánico localizado en la península (ver Figs. 38a y 38b). c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior. 96
- Fig. 35. a) Imagen de reflectividad de la parte centro septentrional del Canal Las Ballenas. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. El campo volcánico puede relacionarse con la actividad basáltica de la península (ver Fig. 38b). Los lineamientos guardan una orientación oblicua con respecto al fallamiento transforme. c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior. 97
- Fig. 36. a) Imagen de reflectividad de la parte norte del Canal Las Ballenas. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. El paralelismo entre el fallamiento y la distribución de las lavas con respecto a la orientación del sistema de fallas Ballenas sugiere que están estructuralmente relacionados (ver Figs. 38a y 38b). c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior. 98
- Fig. 37. a) Imagen de reflectividad de la parte norte del Canal Las Ballenas. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Los rasgos estructurales en esta región son paralelos a los localizados en el norte de la Isla Ángel de la Guarda. Aparentemente, la actividad volcánica es continua con respecto a la imagen anterior. c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior. 100
- Fig. 38. a) Imagen de reflectividad de la parte norte del Canal Las Ballenas y sur de la Cuenca Delfín Inferior. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Los rasgos estructurales orientados en dirección N-S están aparentemente relacionados con el extremo meridional de la Cuenca Delfín Inferior (ver Fig. 40a). c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior. 101

- Fig. 39. a) Síntesis de los rasgos estructurales interpretados en las imágenes de reflectividad de las Figs. 29 a 41. Se indican las rosas de estructuras para cada una de las imágenes y de lineamientos interpretados con fotografías aéreas en la Isla Ángel de la Guarda de las áreas I, II, IV, V y VII. b) Distribución de la actividad volcánica interpretada de las imágenes de reflectividad del Canal Las Ballenas de las Figs. 29 a 37, así como las manifestaciones de actividad volcánica basáltica en la península e Isla Ángel de la Guarda. La línea delgada a lo largo del Canal Las Ballenas muestra el derrotero del B/O Hespérides. 102-103
- Fig. 40. a) Imagen de reflectividad de la parte central de la Cuenca Delfín Inferior. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Es notable la abundancia de los rasgos volcánicos y el arreglo paralelo de los rasgos estructurales con respecto a la orientación de la cuenca (ver Fig. 38a). Se interpreta que los rasgos curvilíneos afuera de la cuenca son estructuras formadas en etapas más tempranas de la formación de la cuenca. c) Rosa de lineamientos. 105
- Fig. 41. a) Imagen de reflectividad de la parte norte de la Cuenca Delfín Inferior b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Es notable la escasez de rasgos volcánicos y el predominio de sedimentos de baja reflectividad. El fallamiento normal de la parte superior de la imagen es paralelo a la orientación de la cuenca. c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior. 107
- Fig. 42. a) Imagen de reflectividad de la parte norte de la Cuenca Delfín Inferior. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Como en la imagen anterior, es notable la escasez de rasgos volcánicos y el predominio de sedimentos de baja reflectividad. El fallamiento normal de la parte superior de la imagen también es paralelo a la orientación de la cuenca. c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior. 108
- Fig. 43. Mapa estructural de la porción centro-septentrional del Golfo de California, adaptado de Lonsdale (1989). 110
- Fig. 44. Mapa tectónico de la parte central del Golfo de California (Lonsdale, 1989) y litología del campo volcánico Las Tres Vírgenes (3V), Caldera La Reforma (R) y Caldera El Aguajito (A) (INEGI, 1983, 1984). La batimetría integrada se adaptó del INEGI (1:1000,000), Lonsdale (1989; Cuenca Guaymas) y del crucero CORTES-P96. Las líneas discontinuas indican el derrotero del B/O Hespérides. Las abreviaturas son como sigue: CV, Cabo Vírgenes; GB, Cuenca Guaymas; ISM, Isla San Marcos; IT, Isla Tortuga; SPM, Cuenca San Pedro Mártir. Litología: 1. Sedimentos del Cuaternario, 2. Derrames de lava y tobas del Cuaternario, 3. Basalto y brecha basáltica del Terciario tardío, 4. Tobas e ignimbritas del Terciario tardío, 5. Andesita del Terciario tardío, 6. Unidades sedimentarias y volcanosedimentarias del Terciario tardío, 7. Rocas volcanoclásticas del Mioceno, 8. Arenisca del Mioceno, 9. Granitoides del Cretácico. El resto de la simbología es igual a la de la Fig. 3. 113
- Fig. 45. Mapa batimétrico en el que se muestran las imágenes de reflectividad y los diagramas de rosa de las estructuras interpretadas en las Figs. 46 (segmento A), 47 (segmento B) y 48 (segmento C). VV es el Volcán Vírgenes, CV es Cabo Vírgenes, IT es Isla Tortuga, R es Caldera La Reforma, C.V.T. y C.V.R. indican el eje de la Cresta Volcánica Tortuga y la Cresta Volcánica Rosalía, respectivamente. La litología es como en la Fig. 44. 115
- Fig. 46. a) Imagen de reflectividad con las isobatas de la parte sur de la Isla Tortuga. Las áreas claras indican reflectividad baja y las oscuras se interpretan como derrames de lava probablemente extrudidas de la Isla Tortuga. b) Interpretación estructural de la imagen indicando la presencia de lineamientos curvilíneos asociados con estructuras volcánicas. c) Diagrama de rosa de lineamientos rotados en la dirección del derrotero del barco; es notable la tendencia de la orientación de los lineamientos hacia el NW, paralela a la orientación de las zonas de fracturas cercanas a la Cuenca Guaymas. d) Perfil a lo largo del derrotero indicando la presencia de cuerpos subvolcánicos; las líneas punteadas sobre el perfil indican la presencia de los derrames de lava localizados en el lado derecho de la imagen. 117

- Fig. 47. a) Imagen de reflectividad del lado occidental de la Isla Tortuga. Las áreas oscuras se interpretan como derrames fisurales. Es clara la ausencia de lavas en la parte NW de la imagen. b) Interpretación estructural de la imagen, donde es notable la ausencia de estructuras circulares en el SE en comparación con la parte NW. c) Diagrama de rosa de lineamientos rotado en la dirección del derrotero; los lineamientos orientados E-W están relacionados con las fisuras de la parte SE de la imagen y los lineamientos orientados hacia el NW son paralelos a la pendiente peninsular y al cañón submarino localizado al W de la Isla San Marcos (Fig. 2). d) Perfil que indica las estructuras subvolcánicas debajo de los derrames de lava y las fallas normales en la parte SE de la imagen. 118
- Fig. 48. a) Imagen de reflectividad de la zona del Volcán Vírgenes con isobatas cada 25 m. b) Interpretación estructural de la imagen donde es notable la presencia de una gran estructura curvilínea en la parte oriental del volcán. Esta estructura es de origen volcánico y aparentemente es más antigua que el Volcán Vírgenes, en donde son comunes las estructuras subvolcánicas agrupadas. c) Diagrama de rosa indicando tendencias principales de lineamientos hacia el NW y NE. Los lineamientos NW son paralelos a la Cresta Volcánica Tortuga. d) Perfil que indica fallamiento normal importante desarrollado durante la evolución del Volcán Vírgenes y los cuerpos intrusivos someros. 119
- Fig. 49. Anomalía de Bouguer completa y batimetría con contornos cada 10 mGal y 100 m, respectivamente. Aunque la distribución de los datos es amplia, como lo indican los derroteros de los cruceros de CONMAR (línea continua) y de CORTES-P96 (línea discontinua), la anomalía de gravedad muestra una correlación directa con el esperado exceso de masa de la Cuenca Guaymas. Se interpreta que los alineamientos de altos gravimétricos (40-50 mGal) de 50 km de longitud orientados hacia 290° (V V a B) son producidos por cuerpos de magma que forman la Cresta Volcánica Tortuga. Se interpreta que el suave gradiente de gravedad paralelo a la pendiente peninsular está asociado con una estructura profunda por donde el magma se emplazó formando la Cresta Volcánica Rosalía con orientación hacia 310°. A lo largo del eje de la Cresta Volcánica Rosalía se observan, tanto edificios volcánicos alineados, como anomalías de gravedad locales (V V a C). 121
- Fig. 50. Modelado geofísico del transecto que pasa sobre el Volcán Vírgenes de la Fig. 47, indicando los registros de las dos estaciones sísmicas en tierra. La información en a) y b) ha sido filtrada entre 3 y 8 Hz. Los tiempos han sido reducidos a 6 km/s y las amplitudes han sido normalizadas. Las líneas sobrepuestas en a) y b) indican los tiempos de viaje calculados. c) Modelo de velocidad a profundidad a lo largo del perfil de 60 km de longitud, indicando la línea de costa CT. Sólo uno de cada cinco rayos se han marcado para hacer más claro el diagrama de rayos. d) Perfil de la anomalía de Aire Libre; las cruces representan los datos de gravedad observada y la línea continua indica los valores de la gravedad calculada. e) Perfil de la anomalía magnética residual; las cruces representan los datos magnéticos observados y la línea continua indica los valores magnéticos calculados. f) Modelo ajustado de densidad y susceptibilidad utilizado para generar los perfiles de gravedad y de magnetismo mostrados en d) y e); la exageración vertical es de cinco veces y una representación 1:1 también se muestra en la parte inferior. La ampliación del recuadro inferior de f) muestra una porción del perfil del Volcán Vírgenes sin exageración vertical. 123-124
- Fig. 51. Reconstrucción del Golfo de California después de cerrar las cuencas donde existe piso oceánico. Las zonas con líneas verticales representan corteza continental sujeta a subsidencia de las márgenes de la península y continente (tomado de Lonsdale, 1989). Las direcciones y cantidad de desplazamiento para cada una de las cuencas fueron de 139° / 153 km para Delfín Superior, 139° / 103 km para Delfín Inferior, 136° / 45 km para Canal Las Ballenas-Salsipuedes, 134° / 60 km para San Pedro Mártir y 145° / 162 km para Guaymas. Se observa que la orientación de las zonas deprimidas es casi paralela a los límites de Bahía de los Ángeles, Bahía Las Ánimas y Bahía San Rafael, cuyos límites son estructurales y sugieren que la evolución de las estructuras en la península antecede a la formación de las cuencas del Golfo de California. La orientación de los lineamientos interpretados de imágenes de satélite que aparecen en la Isla Ángel de la Guarda sugieren que la isla está girada cerca de 10° en el sentido de la manecillas del reloj, posiblemente por extensión en el Canal Las Ballenas. Se numeran las localidades

con las edades radiométricas presentadas en este trabajo y con letras, en orden decreciente, otras localidades con fechamientos radiométricos con asociación de sedimentos marinos mencionados en el texto. a) Hausback, 1984, b) Gastil et al., 1979, c) Smith, 1991a, d) Smith, 1991b, e) Sawlan y Smith, 1984, f) Escalona Alcázar, 1999, g) Desonie, 1992. Se eliminaron las coordenadas para evitar confusión debida a la reconstrucción. 134

Fig 52 Mapa de anomalías magnéticas en el Océano Pacífico y rasgos tectónicos del Golfo de California y norte de Baja California, donde se indica la posición de los fragmentos fósiles de la dorsal Pacífico Oriental y la paleotrinchera (modificado de Lonsdale, 1991). 135

RELACIÓN DE TABLAS

Tabla 1. Fechamientos K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la región de Bahía de los Ángeles y áreas adyacentes.

Tabla 2. Análisis químicos de rocas representativas del oriente de la Sierra La Libertad (ver explicación al pie de la Tabla 6).

Tabla 3. Análisis químicos de rocas representativas de la Sierra Las Flores, Bahía de los Ángeles (ver explicación al pie de la Tabla 6).

Tabla 4. Análisis químicos de rocas representativas del occidente de la Sierra Las Ánimas, Bahía de los Ángeles (ver explicación al pie de la Tabla 6).

Tabla 5. Análisis químicos de rocas representativas del oriente de la Sierra Las Ánimas (ver explicación al pie de la Tabla 6).

Tabla 6. Análisis químicos de rocas representativas de la costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda.

Tabla 7. Análisis químicos de olivino, plagioclasas, piroxenos y hornblenda [Tomados de Best, 1982 (1) y Deer *et al.*, 1993 (2)].

Tabla 8. Síntesis petrográfica de Bahía de los Ángeles y áreas cercanas.

AGRADECIMIENTOS

A la memoria de mi papá...

y a la salud de mi mamá.

Aunque este trabajo sólo lleva una firma, su desarrollo y conclusión se deben a varias personas, algunas incluidas en artículos o resúmenes, otras anónimas porque son la cotidiana compañía que anima por medio de sus discusiones o por medio del necesario relajamiento. Existe otro grupo de personas que colaboró en algunas etapas del trabajo de campo y, por supuesto, esos otros grupos institucionales que, anónimos o conocedores de los proyectos relacionados con este trabajo, los apoyaron económicamente. Mario Martínez y José Manuel Romo, directores General y de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE, respectivamente, hasta 1997, pertenecen a este último grupo; su apoyo administrativo a varios proyectos y en particular al experimento marino CORTES-P96, financiado parcialmente por el CICESE (proyecto 644107) durante una de esas recurrentes crisis económicas y programáticas, fue clave. El inicio de este trabajo se financió también a través de un proyecto de investigación del CONACYT (clave 1004-T9111), mientras que el trabajo marino contó con financiamiento del CICYT de España (proyectos ANT94-0182-C02-01/02 y ANT94-0182-C02-02) y Francia (ORSTOM). Los responsables en sus países de que el experimento se llevara a cabo fueron Juan José Dañobeitia del Instituto Jaume Almera de Barcelona, Diego Córdoba de la Universidad Complutense de Madrid y Francois Michaud del ORSTOM, a quienes agradezco su entusiasmo, responsabilidad y camaradería durante y después del experimento. En los momentos finales de este trabajo tuve el apoyo de Javier Mendieta y Luis Munguía, directores General y de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE, a quienes agradezco sinceramente su buena disposición.

Durante el trabajo de campo conté con la ayuda logística de varias personas de Bahía de los Ángeles, en particular de Antonio y Beatriz Reséndiz, Marcos Blanco, Luis Bracamontes y algunos habitantes ocasionales del Campo Archelon que facilitaron enormemente el movimiento hacia las islas y sierras e hicieron de cada campaña de trabajo una campaña de amistad y trabajo comunitario. Durante distintas etapas del trabajo de campo participaron Ramón Mendoza, Oliva Castro, Edy M. Barillas, Joram Herrera, Felipe Escalona, Israel Castrejón y María Elena Vázquez, estudiantes entonces de aquí y de allá. El trabajo insular a bordo de la Atenea fue un éxito gracias a la experiencia de Juan Sidón y Martín Díaz, en tanto que el marino lo fue gracias al excelente trabajo de las tripulaciones de los B/O Hespérides de España y Altair y Humboldt de la Secretaría de Marina de México. Durante 1997 y 1998 también conté con el financiamiento de un proyecto de colaboración CONACYT-CSIC y, para la terminación de este proyecto inagotable, aún cuento con el apoyo del CONACYT (proyecto 28317-T).

El trabajo de laboratorio en el LUGIS se realizó gracias al apoyo de Dante Morán y a la experiencia de Rufino Lozano y Patricia Girón. En la preparación de las muestras para petrografía y análisis químicos participó Gabriel Rendón, pese al escaso tiempo de que disponía. Agradezco también a Margarita López y a su grupo de trabajo del Laboratorio de Geocronología del CICESE, formado por Victor Moreno, Victor Pérez y Susana Rosas, por su trabajo en el fechamiento de las rocas.

Muchas discusiones en el campo, en los cubículos y en seminarios y congresos le fueron dando forma a este trabajo. Aquí agradezco especialmente a Arturo Martín, Gary Axen, Joanne Stock, Elwood Brooks, Rodey Batiza, Margarita López, Edgardo Cañón, Antonio Fernández, Lance Forsythe, Gerardo Carrasco y Beatriz Martín. Además del apoyo en todos los sentidos por parte de Jorge Aranda, mi director, las discusiones que sostuvimos en el campo y a través de los escritos fueron clave para orientar el desarrollo del trabajo. Un especial agradecimiento debo a Juan García por su compañerismo y permanente participación en los varios proyectos que forman esta investigación. A Dante Morán, Gustavo Tolson, José Luis Macías, Gerardo Aguirre y Bill Bandy, agradezco su apoyo durante el desarrollo de la tesis y sus comentarios a la versión anterior de este manuscrito. Una mención especial se merece Victor Manuel Frías C. por su colaboración entusiasta, paciente y trasnochada en la edición de las figuras y otras mil partes de este trabajo, así como por su participación en el proyecto marino. En su laboratorio se mezclaron con frecuencia las actividades de este trabajo con las de la UGM, así es que también agradezco a Ivonne, Lupita y Bárbara, entre otros, por su apoyo multifacético.

Finalmente, esta experiencia no hubiera sido posible sin la constante motivación de Cristina, quién además hizo la primera revisión de estilo del manuscrito, y de Diego, quien me suministró generosas dosis de buena música y buen humor.

I. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan los antecedentes geológicos y geofísicos generales de la península de Baja California, así como los objetivos de esta investigación y los criterios de selección del área. Algunos resultados parciales de esta investigación han sido publicados recientemente (Delgado Argote y García Abdeslem, 1999; Escalona Alcázar y Delgado Argote, 1998) o están en prensa (Delgado Argote *et al.*, 1999; Fabriol *et al.*, 1999). En esta disertación se discuten los resultados de los artículos citados ya que son antecedentes directos de ella y fueron desarrollados bajo la dirección del autor. Se presenta, además, información inédita que se incorporó al documento para obtener una visión integrada de la *evolución tectónica y magmatismo Neógeno de la margen oriental de Baja California central*.

A. ANTECEDENTES GENERALES

La cantidad de trabajos de investigación geológica y geofísica en la península de Baja California es mayor a la efectuada en el Golfo de California. Sin embargo, con excepción del muestreo con fines petrológicos y geoquímicos, la información geofísica en el golfo es más abundante y más variada que la obtenida en la península. La calidad de las cartografías geológica y geofísica de la península y el golfo permite plantear preguntas fundamentales en la tectónica, entre otras: ¿cómo se manifiesta la deformación en las zonas continentales aledañas a las fallas transformes?, ¿cómo influye la trama estructural de la corteza en la actividad magmática?, ¿cómo se desarrollan las cámaras magmáticas en zonas de *rift* y cuál es su geometría?

En este estudio se eligió una región en la que varias de estas interrogantes pueden afrontarse. Para la presentación del marco geológico de referencia se adoptó la clasificación de terrenos tectonoestratigráficos de Sedlock *et al.* (1993), por ser la que aporta mayor información conceptual sobre las relaciones entre terrenos de esta región (Figs. 1 y 2). En la parte media de la península de Baja California, entre la Península Vizcaíno y Punta San Francisquito (Fig. 1), existe una de las secciones más completas y complejas de la península. De occidente a oriente la sección está formada por el Terreno Cochimí, compuesto por complejos mesozoicos ofiolíticos, de arco de islas y de esquistos azules. En la porción central de la sección aflora un complejo plutónico y volcanosedimentario del Cretácico, equivalente al Grupo Alisitos, que forma parte del Terreno Yuma. Este terreno se extiende hasta el Golfo de California e intrusión y se desarrolla sobre una secuencia eugeoclinal del Paleozoico del Terreno Seri (Sedlock *et al.*, 1993; Howell *et al.*, 1985). En los tres terrenos se emplazaron rocas volcánicas del Terciario que muestran variaciones composicionales desde subalcalinas (toleíticas y calcalcalinas) a alcalinas (Sawlan, 1991; Saunders *et al.*, 1987; Gastil *et al.*, 1979). En el norte de la península la actividad volcánica más importante fue casi contemporánea a la deformación extensional del *Basin and Range* del Mioceno. La parte media de la península, desde la margen del Pacífico (sistemas de fallas San Benito y Tosco-Abreojos) hasta la del Golfo de California, ha sido afectada por la tectónica transtensional posterior al cese de la subducción hace aproximadamente 14 Ma (Lonsdale, 1989).

Una de las consecuencias del cese de la subducción fue la captura de la margen de la Placa Norteamérica por la Placa Pacífico y el desarrollo de sistemas de falla con movimiento absoluto regido

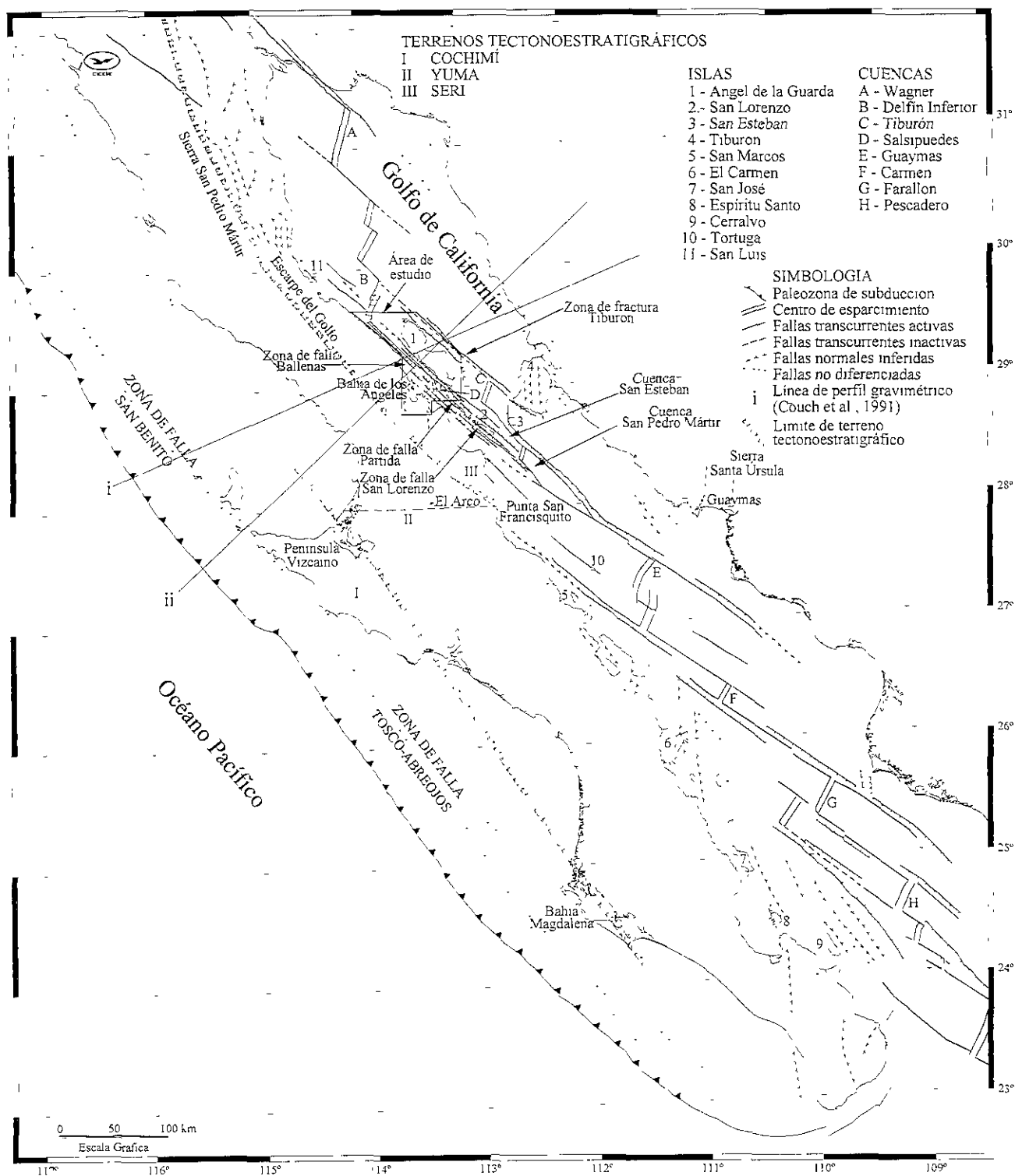


Fig. 1. Rasgos estructurales mayores de las márgenes de la península de Baja California (modificado de Lonsdale, 1989 y Delgado Argote, 1996). Las líneas grises punteadas gruesas marcan los límites aproximados de los terrenos tectonoestratigráficos (Sedlock *et al.*, 1993) y las líneas i e ii corresponden a los perfiles gravimétricos tomados de Couch *et al.* (1991)

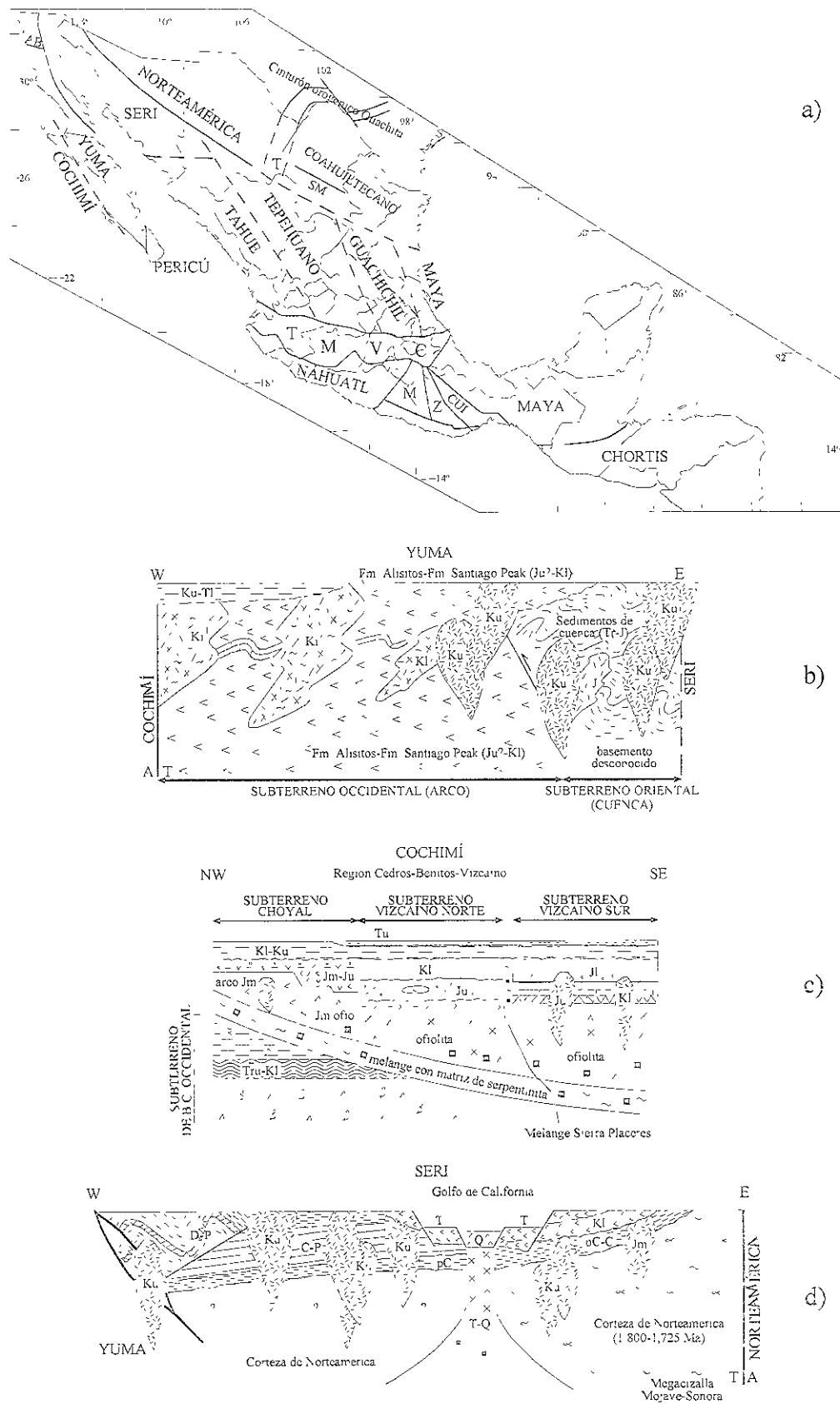


Fig. 2. a) Terrenos tectonoestratigráficos de México (Sedlock *et al.*, 1993). Se observa que la península de Baja California está formada por los terrenos Cochimi, Yuma y Seri. Los límites entre los terrenos no están bien definidos y las relaciones de contacto entre ellos han sido inferidas según se muestra en los perfiles de las figuras b, c y d.

por el desplazamiento hacia el NW de esta última. Los sistemas transcurrentes San Benito y Tosco-Abreojos se desarrollaron en la costa Pacífico de Baja California Sur. Posteriormente, el movimiento principal entre las placas se desarrolla en el sistema transforme San Andrés-Golfo de California. Se ha propuesto que durante el periodo entre el Mioceno y el Plioceno, durante el cual el desplazamiento lateral dominante migró de la margen occidental a la oriental de la península, debieron formarse fallas regionales en el interior del bloque peninsular (Humphreys y Weldon, 1991; Lyle y Ness, 1991), similares a la falla activa Agua Blanca (AB en Fig. 2) en el norte (Legg *et al.*, 1991). Estas estructuras inferidas no han sido documentadas por cartografía geológica, ni han sido interpretadas por métodos geofísicos.

A.1. De este trabajo

En la región de Bahía de los Ángeles, a través de un proyecto financiado por CONACYT (1004-T9111) durante el periodo 1991-1992 se inició una prospección geológica y gravimétrica para estudiar la evolución de las cuencas aledañas a la zona de falla Ballenas (recuadro de la Fig. 1). Debido a la falta de trabajos geológicos, geocronológicos y geofísicos de detalle en la región, la premisa estructural era que las cuencas con orientación casi N-S de Bahía de los Ángeles y Bahía las Ánimas (Fig. 3) eran el resultado de la evolución del sistema transforme San Andrés-Golfo de California (Delgado Argote *et al.*, 1999).

En abril de 1996, la División de Ciencias de la Tierra del CICESE, llevó a cabo un experimento multidisciplinario con la Universidad Complutense de Madrid, el Instituto Jaume Almera de Barcelona, el ORSTOM de Francia y la Universidad de Guadalajara (Delgado-Argote, 1996; Dañobeitia *et al.*, 1997). Este proyecto fue financiado por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología de España (ANT94-0182-C02-01 y ANT94-0182-C02-02), CICESE (644107), la Secretaría de Marina y un proyecto de cooperación México-España (CONACYT-CSIC; E130.1242). Durante el desarrollo del experimento se utilizaron técnicas de sismica de reflexión multicanal, sismica de refracción, gravimetría y magnetometría marinas y de ecosonda de barrido multihaz. El experimento, llamado CORTES-P96, inició en Acapulco y cubrió la zona de subducción hasta Puerto Vallarta. En la península de Baja California se hicieron tres perfiles de refracción perpendiculares a la tendencia estructural regional utilizando OBS (sismómetros de fondo oceánico) en el golfo y sismómetros portátiles en la península.

A través de los resultados del proyecto CORTES-P96 (Fabriol *et al.*, 1999), en la margen peninsular del golfo se identificaron estructuras regionales de emplazamiento magmático, similares geométricamente a las documentadas en Bahía de los Ángeles, que muestran relaciones estructurales transicionales entre la tectónica extensional del *Basin and Range* del Mioceno y la del régimen transtensional del Plioceno-Cuaternario del Golfo de California.

A.2. Geológicos regionales

El marco geológico regional de Baja California y de las grandes islas de la parte septentrional del Golfo de California es el mapa de reconocimiento de Gastil *et al.* (1975) a escala 1:250,000. La cartografía geológica de Baja California Sur aún no ha sido editada con el mismo detalle, aunque existen mapas regionales con buena resolución (p. ej. Hausback, 1984). La costa oriental de la península

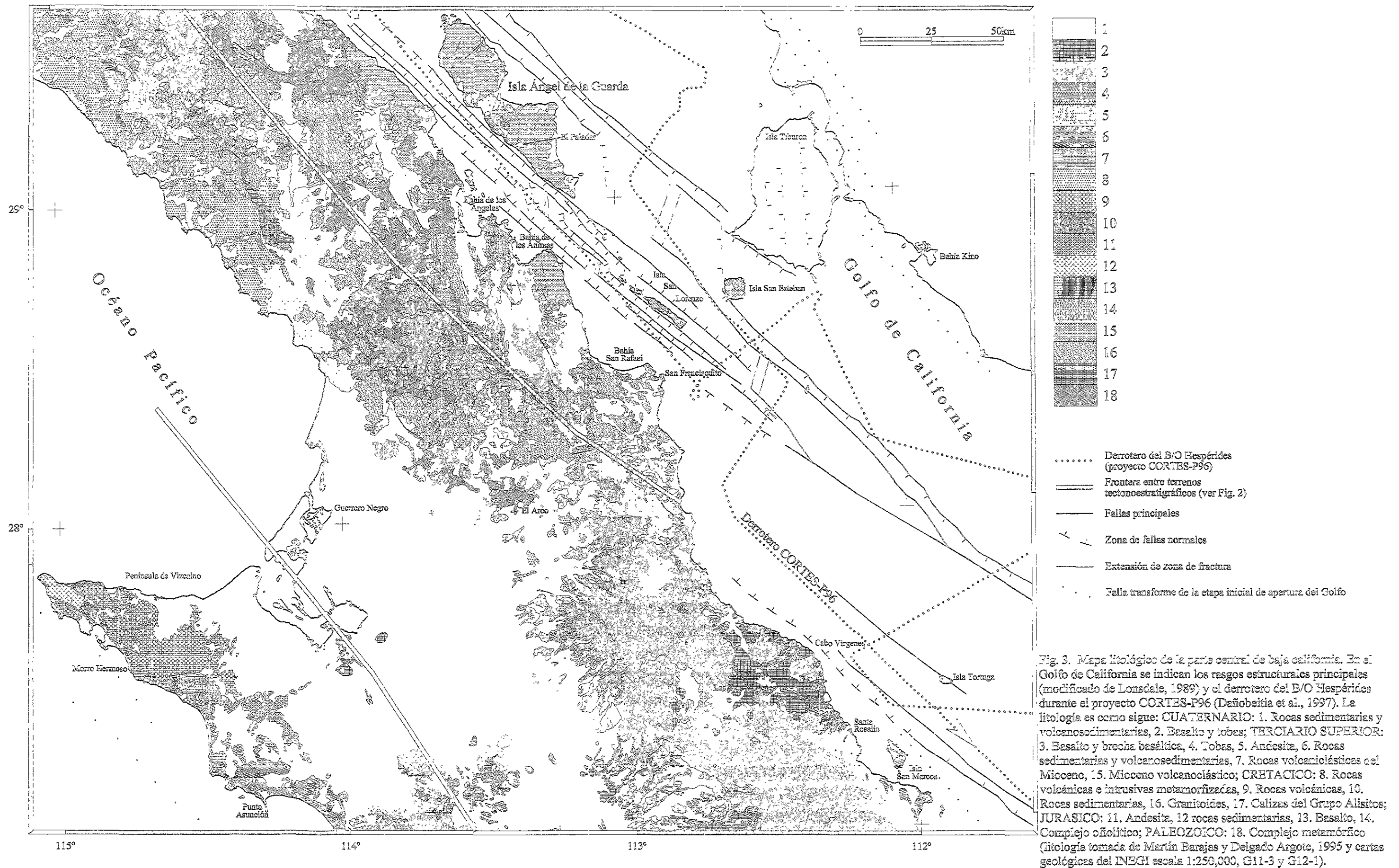


Fig. 3. Mapa litológico de la parte central de Baja California. En el Golfo de California se indican los rasgos estructurales principales (modificado de Lonsdale, 1989) y el derrotero del B/O Hespérides durante el proyecto CORTES-P96 (Dafobeitia et al., 1997). La litología es como sigue: CUATERNARIO: 1. Rocas sedimentarias y volcanosedimentarias, 2. Basalto y tobas; Terciario Superior: 3. Basalto y brecha basáltica, 4. Tobas, 5. Andesita, 6. Rocas sedimentarias y volcanosedimentarias, 7. Rocas volcanoclásticas del Mioceno, 15. Mioceno volcanoclástico; Cretácico: 8. Rocas volcánicas e intrusivas metamorfitizadas, 9. Rocas volcánicas, 10. Rocas sedimentarias, 16. Granitoides, 17. Calizas del Grupo Alisitos; Jurásico: 11. Andesita, 12. Rocas sedimentarias, 13. Basalto, 14. Complejo ofiolítico; Paleozoico: 18. Complejo metamórfico (litología tomada de Martín Barajas y Delgado Argote, 1995 y cartas geológicas del INEGI escala 1:250,000, G11-3 y G12-1).

la de Baja California está dominada por rocas volcánicas que abarcan desde el Mioceno temprano hasta el Reciente (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan, 1991). Las rocas más antiguas son las de la región de La Giganta en Baja California Sur (BCS) y la actividad del Reciente se observa en el volcán Las Tres Vírgenes, BCS (Demant, 1981; Sawlan, 1981; Capra *et al.*, 1996), Cerro Mencenares (Bigioggero *et al.*, 1995) y en Cerro Prieto, Baja California Norte (BCN). Otras manifestaciones volcánicas del Reciente se restringen a algunas islas como Tortuga (Batiza, 1978) y San Luis Gonzaga (Medina *et al.*, 1994), así como a las cuencas extensionales (Fig. 1) del sistema transcurrente del Golfo de California (Lonsdale, 1989). El volcanismo del Terciario se desarrolló principalmente sobre un basamento metamórfico del Paleozoico y granítico del Cretácico, normalmente cubierto por depósitos sedimentarios continentales (Lee *et al.*, 1996). Esta actividad magmática corresponde a un arco continental calcialcalino que coincide temporalmente con el evento extensional del *Basin and Range* (Sawlan, 1991; Henry, 1989) y al transtensivo del sistema San Andrés-Golfo de California (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan, 1991).

En la parte central de la península, al sur de Bahía de los Ángeles, aflora un complejo volcanosedimentario intrusionado por rocas plutónicas máficas y ultramáficas de probable edad Cretácico Temprano que puede correlacionarse con el Grupo Alisitos del norte de la península (Gastil *et al.*, 1975). Este grupo de rocas máficas y ultramáficas ha sido, incluso, interpretado como de asociación ofiolítica (Radelli, 1989). A partir de esta región, hacia el NE, aflora la porción más austral de la provincia batolítica de Baja California del Cretácico tardío, la cual está cubierta en parte por rocas piroclásticas del Mioceno (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan, 1991) y por numerosos campos volcánicos basálticos que pueden ser tan jóvenes como del Plio-Pleistoceno. De acuerdo con su distribución, el emplazamiento de estos últimos parece estar controlado por estructuras corticales profundas orientadas NNW (Fig. 3).

Las rocas graníticas del oriente de Baja California intrusionan a rocas de distinta naturaleza del Paleozoico (Gastil, 1993). Salvo algunos cuerpos de rocas metavolcánicas, al sur del paralelo 28°, no existen afloramientos de rocas de basamento (Fig. 3). En el campo volcánico Las Tres Vírgenes el basamento granítico fue cortado por dos pozos a aproximadamente 950 y 1150 m (Sánchez-Velasco, 1996), lo que indica que las rocas plutónicas profundizan hacia el sur. A la latitud 28.3°N, estas mismas rocas afloran de manera continua en una franja de aproximadamente 30 km de anchura orientada E-W hasta la costa del Golfo (Fig. 3). Entre Bahía San Rafael (28.45°N) y Bahía de las Ánimas (28.8°N) no afloran rocas graníticas. Estas rocas intrusivas afloran hasta la región de Bahía de los Ángeles. La importancia de la distribución de estas rocas radica en que las localizadas en la parte sur de la Isla San Lorenzo (28.6°N) podrían correlacionarse con las de Bahía de las Ánimas al desplazar a la isla cerca de 60 km hacia el NW a lo largo del sistema de fallas transformes que limitan a las cuencas Salsipuedes (Fig. 1). También, de la litología mostrada en la Fig. 3, es notable que la distribución de las rocas basálticas localizadas entre la latitud de la Bahía San Rafael y la Bahía de los Ángeles sigue una orientación NNW, mientras que las rocas basálticas a la latitud 28.25°N tienen la orientación E-W del cinturón plutónico. Se infiere a partir de estas orientaciones que las rocas volcánicas máficas fueron controladas por estructuras profundas. Además de la correlación entre los cuerpos plutónicos de la Isla San Lorenzo y la Sierra Las Ánimas, se propone que existe correlación entre las unidades volcánicas y sedimentarias pliocénicas recién cartografiadas en la Isla San Lorenzo (Escalona Alcázar, 1999), las

del oriente de la Sierra Las Ánimas (este trabajo) y las de la cuenca de Bahía Las Ánimas (Vázquez Jaimes, 2000).

De acuerdo con la distribución de provincias volcánicas del Terciario de Gastil *et al.* (1979), la región de Bahía de los Ángeles y las grandes islas se encuentra en la Provincia del Circungolfo que cubre un espacio temporal entre 7 y 15 Ma. Esa provincia se desarrolló sobre rocas de la pobremente documentada Provincia de Andesita de 17 a 22 Ma (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan, 1991). Al occidente de las provincias anteriores se formó durante el Mioceno medio al tardío, la Provincia Basalto Comondú, que se extiende aproximadamente desde la latitud de Bahía de los Ángeles hasta la Bahía La Paz (Gastil *et al.*, 1979). En diferentes regiones del oriente de la península son abundantes los afloramientos de ignimbritas que, al no identificarse calderas en Baja California, Sawlan (1991) consideró que sus fuentes probables deben estar sumergidas en el Golfo de California.

En la Sierra Santa Úrsula, Sonora, a 30 km al norte de Guaymas (Fig. 1), Mora-Álvarez (1993) reportó una secuencia bastante continua de rocas piroclásticas y derrames de andesita y basalto con edades entre 23.5 y 8.5 Ma. Se infiere de la descripción de la Fm. La Ventana (11 Ma), expuesta en la secuencia de Santa Úrsula, que por lo menos su parte superior fue depositada en un ambiente rico en agua, posiblemente similar al ambiente marino del occidente de la isla Ángel de la Guarda (Escalona-Alcázar y Delgado-Argote, 1998).

Se ha documentado que aguas con afinidad caribea incursionaron en algunas porciones del golfo actual desde el Mioceno (Smith, 1991a), por lo que a este ambiente se le ha llamado de "proto-golfo" (Karig y Jensky, 1972). En la definición de los autores anteriores, el proto-golfo es una zona de *rift* volcanotectónico o cuenca marginal del Mioceno (15-10 Ma). Aunque el nacimiento del sistema transforme de San Andrés-Golfo de California, al que se debe la formación del golfo actual, se ubica hacia finales del Mioceno (5-6 Ma; Lonsdale, 1989), se ha identificado influencia marina en la región de las grandes islas y en Bahía de los Ángeles a partir del Mioceno medio (Sawlan y Smith, 1984; Sawlan, 1991; Smith, 1991a; Delgado-Argote *et al.*, 1997). De acuerdo a la distribución de moluscos durante esta época, se considera que el ambiente marino se extendió hacia el norte hasta el Salton Trough (Smith, 1991a). Hacia el sureste, en Isla Tiburón, sedimentos con fauna sublitoral del Mioceno medio están interestratificados con flujos de detritos volcánicos cubiertos por flujos de ceniza. El flujo de detritos tiene una edad isotópica (K-Ar) de 12.9 ± 0.4 Ma y la fauna es similar a la de El Boleo (Smith, 1991a y b). En Isla San Esteban se ha reportado fauna marina (equinoides, pectínidos y algas coralinas) en rocas que descansan sobre rocas volcánicas del Plioceno tardío (Desonie, 1992). El resto de los reportes de fauna del Terciario entre Sonora y Nayarit proviene de muestras del subsuelo (Smith, 1991a).

A.3. Estructurales

Al oriente de la región de El Arco (Figs. 2 y 3), en el terreno Yuma (terreno Guerrero de Campa-Uranga y Coney, 1983), se ha documentado fallamiento normal de grandes dimensiones orientado NNW-SSE y NW-SE, casi paralelo al límite entre los terrenos Yuma y Seri (Fig. 1). Hacia el norte, Fenby y Gastil (1991) interpretaron una serie de fallas desde Bahía de los Ángeles hasta Bahía San

Rafael que tienden a converger entre Punta San Francisquito y El Arco. El echado dominante del conjunto es hacia el oriente, por lo que Gastil y Fenby (1991) sugirieron que en esta región se desarrollaron zonas de desprendimiento (*detachment*) durante la fase extensional del *Basin and Range* durante el Mioceno. Esta fase de deformación se ha reconocido como pre-Mioceno tardío en la cuenca de Bahía de los Ángeles (Delgado-Argote *et al.*, 1999; Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999). En zonas localizadas en el noreste de la península (Valle Chico y Puertecitos) se han estimado extensiones que varían entre 5 y 10% para periodos anteriores a los 6 Ma, época en que se inició la apertura del golfo (Stock y Hodges, 1989 y 1990). Hacia el sur, en Santa Rosalía, el Escarpe del Golfo afecta a rocas de 10 Ma y se ha observado que unidades del Plioceno están basculadas 15° (Stock y Hodges, 1989). Con base en análisis cinemáticos de fallas en la parte media y norte de la península, se han obtenido tensores de esfuerzos orientados ENE para el Mioceno tardío (Angelier *et al.*, 1981) y WNW a E-W para el Plioceno (Stock y Hodges, 1989), respectivamente. Actualmente el régimen dominante es transtensivo y, tanto hacia el norte (Bahía de los Ángeles; Rebollar y Castillo-Román, 1995), como hacia el sur (campo volcánico Las Tres Vírgenes; Munguía y Wong, 1995), se ha reportado sismicidad con mecanismos focales que indican fallamiento lateral y normal.

La deformación actual a lo largo de la margen oriental de la península, entre Bahía de los Ángeles y Bahía San Rafael, se asocia a las zonas de falla Ballenas, Partida y San Lorenzo (Fig. 1). Este complejo sistema de fallas transcurrentes une a las cuencas Delfín Inferior y San Pedro Mártir y continúa hasta la Cuenca Guaymas. Lonsdale (1989) propuso que el desarrollo de las bahías de los Ángeles, Ánimas y San Rafael puede estar asociado a la dinámica del sistema de fallas del Golfo de California. El fallamiento NNW-SSE, observado en las bahías anteriores, contrasta con la orientación hacia 315° que se presenta en la zona entre El Arco y la costa. Esta última orientación es similar a la de las fallas transcurrentes que delimitan a la Cuenca Guaymas (Figs. 1 y 3).

Las tendencias estructurales regionales son importantes, pues a ellas se asocia el desarrollo de zonas de rift con actividad volcánica basáltica, como las de Bahía de los Ángeles y frente a Santa Rosalía, que se documentan en este trabajo.

A.4. Tectónicos

En la península de Baja California la actividad magmática fue continua desde el Jurásico hasta el Mioceno Tardío y se asoció a la subducción de diferentes fragmentos de la placa Kula-Farallón (Atwater, 1970). Desde hace 42 Ma la placa Pacífico se movió hacia el NW con respecto a la Norteamérica y el rápido esparcimiento entre las placas Pacífico y Farallón permitió que la dorsal se aproximara al continente hace unos 29 Ma (Bohannon y Parsons, 1995; Lonsdale, 1991). El mapa de isocronas magnéticas del Pacífico (Lonsdale, 1991) muestra de manera convincente que al sur de la zona de fractura Guadalupe varios segmentos de la Dorsal Pacífico Oriental cesaron su actividad al acercarse al continente, convirtiéndose en dorsales fósiles. Las consecuencias de esta serie de fenómenos fueron la captura del margen de la Placa Norteamérica, el cese de la subducción por el movimiento hacia el NW de la placa Pacífico y el *rifting* en el interior de la placa continental como resultado de la dinámica global, más que debido a anomalías a nivel de la convección en el manto (Bohannon y Parsons, 1995). De acuerdo con lo anterior, se considera que tanto el *rifting* como el esparcimiento del piso oceánico son

fenómenos pasivos con respecto al flujo de fluidos en el manto debajo de la capa que marca la frontera mecánica. Por lo anterior, el emplazamiento de magma en los centros de dispersión es el resultado del flujo ascendente de magma del manto bajo condiciones adiabáticas a un ritmo que está controlado por la divergencia entre las placas.

Por su semejanza con los rasgos geológicos de Baja California en este trabajo se utiliza el modelo de corteza basado en estimaciones de resistencia al esfuerzo crítico (σ : *yield stress*) de la litósfera de Bohannon y Parsons (1995; Fig. 4a). A partir de la composición general de la corteza y manto, y de la historia térmica y tectónica durante y después de la subducción activa en el occidente de Norteamérica, el modelo ubica, en perfil, zonas de debilidad cortical que favorecen el fracturamiento y el emplazamiento eventual de magma. Se observa de la Fig. 4a que la región F, correspondiente a la provincia batolítica, tiene valores más altos de resistencia al esfuerzo crítico comparados con los de las zonas aledañas de occidente y oriente. Estas zonas corresponden a las provincias geológicas de la margen continental y Golfo de California, respectivamente (Gastil *et al.*, 1975). De acuerdo con la distribución de σ / temperatura en cortes de 100 km de profundidad para el norte de la península, el modelo permite inferir que la actividad volcánica basáltica contemporánea en ambos lados de la provincia batolítica se debe a los valores bajos de σ . Se considera que en ambas regiones se desarrollaron fallas profundas como consecuencia del fenómeno de captura de placas después de cesar la subducción. En la parte media de la península la actividad volcánica está más ampliamente distribuida, lo cual se atribuye a la existencia de discontinuidades estructurales y litológicas del basamento, además de que la provincia batolítica puede ser considerablemente más delgada que los 30 km estimados en el norte de la península (p. ej., Sierra Juárez; Núñez-Cornú *et al.*, 1996).

Para la interpretación de la evolución tectónica de esta porción de la península debe considerarse, además, que la subducción de la placa Guadalupe continuó aún por algunos millones de años después de haber cesado hacia el norte de la latitud de la península de Vizcaíno, y hacia el sur de Bahía Magdalena (Lonsdale, 1991). El límite septentrional de la placa Guadalupe es la zona de fractura Guadalupe, la que hace unos 14 Ma se localizaba en la península de Vizcaíno, mientras que el límite meridional de la placa es la zona de fractura Shirley. Lo anterior indica que una fracción de placa de unos 250 km, físicamente distinta, se localiza bajo la península, aproximadamente entre los paralelos 28° y 26.5°N que en el golfo, corresponde a la región ubicada entre las localidades de Bahía Las Ánimas, B.C. y de Bahía Concepción, B.C.S (Figs. 1 y 3). Antes del Mioceno tardío el arco magmático del occidente de México era mas o menos continuo a lo largo del Golfo de California actual y, a partir de esa época, se observa actividad volcánica en ambos márgenes de la península (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan, 1991). Salvo algunas excepciones importantes, como la de los basaltos toleíticos Esperanza (Sawlan y Smith, 1984), o las andesitas ricas en magnesio de los campos volcánicos de Jaraguay y San Borja (Saunders *et al.*, 1987), el volcanismo post-Mioceno medio en la región del Golfo de California es principalmente calcialcalino (Sawlan, 1991).

A.5. Geofísicos

Aparte del perfil gravimétrico efectuado en este trabajo en la región de Bahía de los Ángeles, no existen trabajos publicados de prospección geofísica hasta el campo volcánico Las Tres Vírgenes (va-

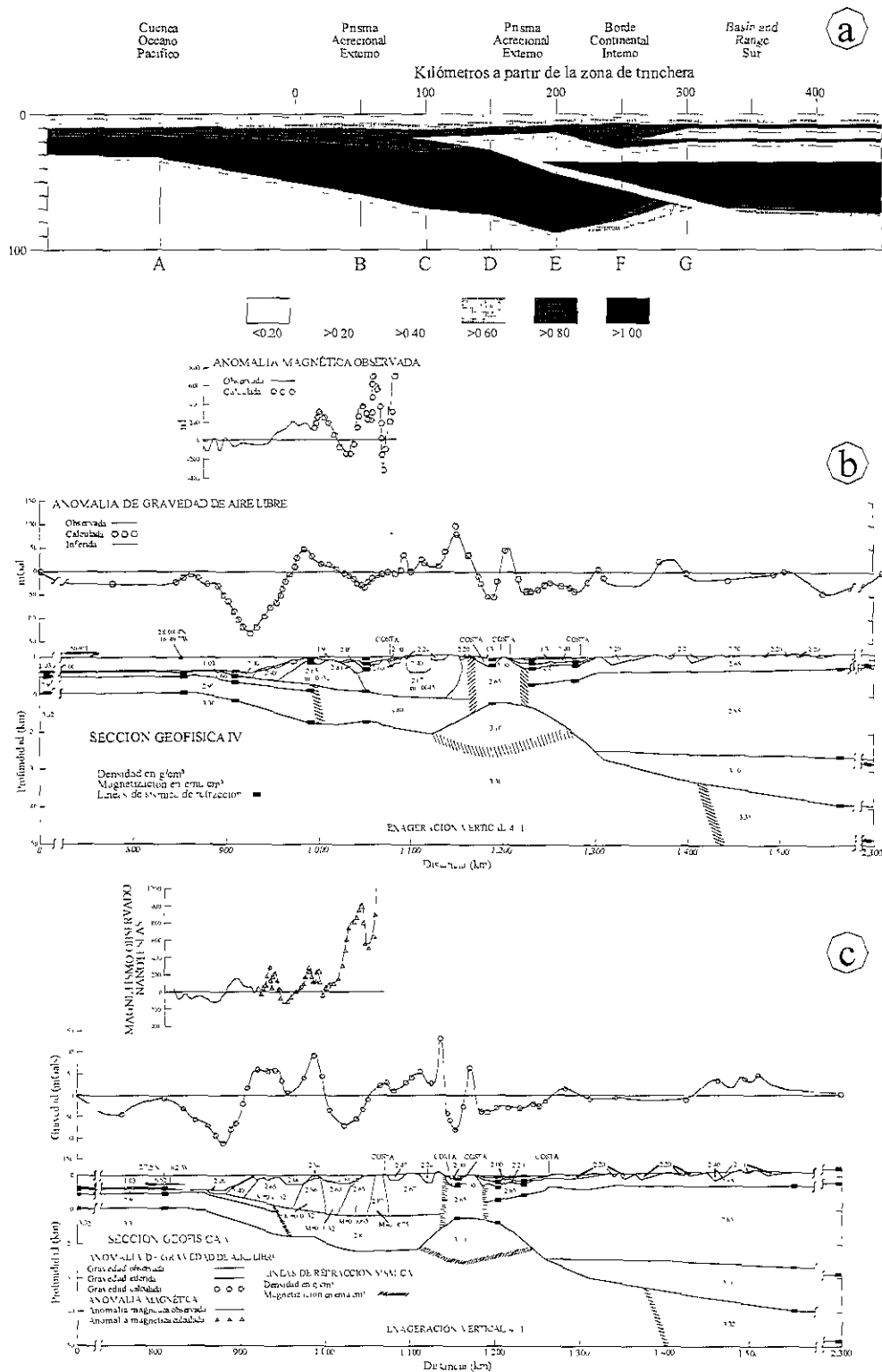


Fig. 4. a) Modelo de corteza basado en estimaciones de resistencia al esfuerzo crítico en GPs para una sección localizada a la latitud de Los Ángeles, California (Bohannon y Parsons, 1995). El modelo satisface las características geológicas de gran parte del norte de la península de Baja California. Se observa que la corteza es más resistente en la zona del Batolito Peninsular (F) comparado con el Borde Continental (E) y aún más, con respecto a la región del Basin and Range que actualmente ocupa el Golfo de California (G). b) y c) En los perfiles gravimétricos i e ii (Couch *et al.*, 1991) de la parte central de la península indicados en la Fig. 1, se estima un espesor de corteza de menos de 20 km, lo que indica que la corteza peninsular se adelgaza hacia el sur de la sección de Bohannon y Parsons (1995). Este adelgazamiento tiene implicaciones importantes en la distribución del magmatismo neogénico.

rias referencias en Guerrero Guadarrama, 1998). En el proyecto CORTES-P96 se realizó un perfil geofísico entre El Arco, Baja California y Bahía Kino, Sonora (Fig. 3) con registro simultáneo de diferentes datos. Por una parte se efectuaron detonaciones con cañones de aire comprimido de gran potencia (47 litros; 3000 pulg³). Los disparos fueron registrados en mar como sísmica de reflexión profunda mediante un cable de registro de 2.4 km de longitud, con 96 canales de 24 hidrófonos cada uno. También se utilizaron seis OBS para registrar los disparos en el mar, como sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo. Se emplearon 11 estaciones sísmicas portátiles localizadas: 2 en Bahía Kino, 2 en el sur de la Isla Tiburón y 7 en la península. Estas últimas se dispusieron a lo largo de una línea entre San Francisquito y El Arco (Delgado Argote, 1996). Simultáneamente, en el mar se realizó un registro de campos gravimétrico y magnético y se registró la batimetría de alta resolución y reflectividad del fondo marino mediante una sonda multihaz de 120° de cobertura.

Existen perfiles gravimétricos regionales que cubren desde el Océano Pacífico hasta Sonora que pasan por la parte central de la Isla Ángel de la Guarda (Figs. 1, 4b y 4c; Couch *et al.*, 1991). La importancia de estos perfiles radica en su similitud con el modelo de Bohannon y Parsons (1995) que se discutió anteriormente. Además, existen las Cartas Gravimétricas de la República Mexicana (de la Fuente *et al.*, 1992) basadas, para el centro de la península, en datos localizados en la zona central del Desierto de Vizcaíno y en los diferentes accesos del área.

Otros antecedentes geofísicos de la zona de trabajo son los perfiles sísmicos de reflexión monocanal que cruzan casi perpendicularmente a las zonas de falla Ballenas, Partida y San Lorenzo (Lonsdale, 1989), de los que se interpretan bloques escalonados hacia el interior del Canal Salsipuedes. Además de la información anterior, existen datos de gravimetría y magnetometría marinas de cruceros anteriores al proyecto CORTES-P96 (GEODAS, 1993).

B. OBJETIVOS

Con base en los conceptos generales sobre la evolución tectónica de la península y Golfo de California y la distribución de provincias magmáticas, se seleccionó la región comprendida entre Bahía de los Ángeles e Isla Ángel de la Guarda (recuadro de la Fig. 1) para efectuar cartografía geológica y geofísica marina y terrestre pues en esta zona se observan rasgos estructurales únicos en las márgenes oriental de la península y occidental del golfo, algunos de ellos inferidos. Entre los rasgos estructurales más grandes, las cuencas de Bahía de los Ángeles y Bahía las Ánimas son depresiones paralelas con orientación N-S. Su límite estructural septentrional es el sistema de fallamiento transforme Ballenas-Partida y, tanto los límites meridional como el oriental, están formados por bloques del basamento granítico y metamórfico con orientación casi N-S y E-W, respectivamente. En ambas cuencas afloran ampliamente rocas volcánicas y volcanoclásticas del Mioceno y más jóvenes, donde se pueden cartografiar las huellas estructurales de la deformación neogénica de la zona central del Golfo de California y su margen occidental. En Bahía de los Ángeles y Sierra Las Ánimas también está expuesto el basamento y las tendencias estructurales son más claras que en Bahía Las Ánimas. Con fines de correlación, se programó un estudio de reconocimiento a lo largo de la costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda en donde, de acuerdo con estudios anteriores (Delgado-Argote *et al.*, 1999), la columna estratigráfica es similar a la de la Sierra Las Ánimas. Se programó un transecto a lo largo de Canal Las Ballenas en el

marco del proyecto multidisciplinario CORTES-P96 para conocer las características estructurales y litológicas de la zona de falla Ballenas, frontera estructural entre la península y la isla y límite entre las placas Norteamérica y Pacífico. Por la aparente similitud estructural e historia magmática con la región de Bahía de los Ángeles, se programó también un estudio geofísico marino de detalle de las crestas volcánicas frente a la costa de Santa Rosalía dentro del mismo proyecto oceanográfico.

De acuerdo con las actividades mencionadas, se definieron los siguientes objetivos particulares:

- Definir las columnas estratigráficas de las sierras La Libertad, Las Flores, Las Ánimas y costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda con el apoyo de fechamientos isotópicos.
- Establecer relaciones genéticas entre las rocas volcánicas, principalmente basálticas, de la región de Bahía de los Ángeles, a través de análisis geoquímicos y petrográficos.
- Discriminar los patrones de fallamiento de los periodos de deformación *Basin and Range* del Mioceno y del asociado al sistema transforme San Andrés-Golfo de California del Plioceno a través de la cartografía estructural y análisis cinemático del fallamiento.
- Definir mecanismos de emplazamiento y migración de cámaras magmáticas someras relacionadas con la actividad basáltica de Bahía de los Ángeles con base en el estudio estructural, petrológico y gravimétrico.
- Obtener un modelo geofísico con datos de gravedad, magnéticos y de sísmica de refracción de la arquitectura interna de las crestas volcánicas submarinas frente a la costa de Santa Rosalía para compararlo con el modelo de Bahía de los Ángeles.
- Definir el estilo de fracturamiento y fallamiento, así como de la actividad volcánica del Canal Las Ballenas por medio de la interpretación de imágenes de reflectividad del piso oceánico y compararlos con las estructuras de las cuencas Delfín Inferior y Guaymas.
- Integrar una historia geológica del Neógeno de la parte central de la península y Golfo de California, reconstruyendo las posiciones relativas de las grandes islas y definiendo las incursiones marinas del protogolfo.

II. ESTRATIGRAFÍA

En esta sección se presenta una descripción de las unidades estratigráficas expuestas entre la porción oriental de la Sierra La Libertad hasta la porción oriental de la Sierra Las Ánimas, en la costa del Golfo de California, así como de las de la Isla Ángel de la Guarda (Fig. 3). La región en su conjunto tiene una historia magmática común por lo menos desde el Cretácico hasta el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano, periodo en el que el sistema transforme San Andrés-Golfo de California inicia su evolución.

Las clasificaciones de los depósitos piroclásticos presentadas en esta sección son puramente descriptivas en los términos recomendados por la International Union of Geological Sciences (IUGS; Le Maitre, 1989).

A. BAHÍA DE LOS ÁNGELES

Regionalmente, el basamento metamórfico está formado por esquistos máficos y metapelitas. Las secuencias mejor estudiadas (Gastil *et al.*, 1991) se localizan en la región al occidente del Canal Las Ballenas (Fig. 3). En esta región, Campbell y Crocker (1993) llamaron Grupo Canal Las Ballenas a una secuencia metamorfozada de lodolitas calcáreas (mudstone), packstone bioclástico, lutitas y pederiales, depósitos tipo flysch, conglomerados y basalto alcalino almohadillado. Dichos autores atribuyeron a los protolitos de la secuencia un ambiente de depósito de talud continental a cuenca. En el área de Bahía de los Ángeles el basamento metamórfico está bien expuesto en la parte septentrional y central de la Sierra La Libertad (Fig. 5) y en la parte septentrional de la Sierra Las Ánimas. En la porción suroccidental (Phillips, 1964; en Gastil *et al.*, 1991) y septentrional (Gastil *et al.*, 1975) de la Isla Ángel de la Guarda se han reportado secuencias similares.

Las rocas metamórficas están intrusionadas por el Batolito Peninsular de los límites del Cretácico temprano y tardío (Figs. 3 y 5). Esta porción del batolito pertenece a la provincia plutónica de la serie de ilmenita del oriente de Baja California, la que se caracteriza por su bajo a nulo contenido de magnetita (Gastil *et al.*, 1990). El basamento granítico está particularmente bien expuesto en las sierras La Libertad y Las Ánimas y en una pequeña porción del suroriente de la Sierra Las Flores (Fig. 5). Salvo en la Sierra La Libertad, en las otras dos sierras las rocas graníticas están parcialmente cubiertas por derrames basálticos o andesíticos y rocas piroclásticas o volcanoclásticas. Análisis petrográficos de distintas zonas de la región indican que las composiciones principales de las rocas plutónicas varían de cuarzomonzonítica a tonalítica (Barillas Cruz, 1995; Herrera Recinos, 1995). Prácticamente todas contienen hornblenda y biotita en diferentes proporciones y los xenolitos de rocas metamórficas son comunes. En la parte suroriental de la Sierra Las Flores, dos fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de biotita de una cuarzomonzonita arrojaron edades de meseta de 89 ± 1 Ma (muestra 9-III-92; Tabla 1). Una granodiorita de hornblenda y biotita (muestra 2-I-94; Tabla 1) de la ladera occidental de la Sierra Las Ánimas arrojó una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de meseta en biotita de 87 ± 1 Ma. Otra roca plutónica fechada, relativamente cercana a Bahía de los Ángeles, se localiza hacia el sur, en la región de Bahía San Rafael, arrojó una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 93 ± 2 Ma, que corresponde al promedio de edades de meseta de biotita de dos experimentos (muestra 1-II-95; Tabla 1). El basamento granítico es determinante en la distribución de las rocas piroclásticas y en parte de las volcanoclásticas, principalmente de la Sierra Las Ánimas en

15-III-92	Δ	Sierra Las Ánimas W	28° 52' 5" / 113° 26' 9"	AB-27-S1	r entera	0.85±0.03	0.5036	5.6666×10 ⁻⁷	34.6	65.4	17.1±0.9	15-Mar-96
				AB-27-S2	r entera	0.85±0.03	0.3140	6.0419×10 ⁻⁷	29.7	70.3	18.2±1.0	26-Mar-96
				AB-27-S3	r entera	0.85±0.03	0.3090	6.0794×10 ⁻⁷	31.3	68.7	18.3±1.0	10-Abr-96
										promedio	17.9±0.7	
17-III-92	Bpxol	Sierra Las Ánimas W	28° 52' 77" / 113° 26' 7"	AB-28-S1	r entera	0.96±0.01	0.5011	6.7450×10 ⁻⁷	32.5	67.5	18.0±0.9	14-Mar-96
				AB-28-S2	r entera	0.96±0.01	0.3010	6.9473×10 ⁻⁷	33.5	66.5	18.5±0.9	26-Mar-96
				AB-28-S3	r entera	0.96±0.01	0.3240	6.9785×10 ⁻⁷	32.8	67.2	18.6±0.9	10-Abr-96
										promedio	18.4±0.5	
14-VI-94	Ah	Isla Ángel de la Guarda W	29° 32' 01" / 113° 34' 24"	AB-44-S1	hbl	0.47±0.01	0.2521	3.3294×10 ⁻⁷	59.8	40.2	18.1±0.8	24-Abr-96
1-I-95	Grd	Bahía San Rafael	28° 23' 40" / 113° 07' 38"	A-79-S2	biotita	6.54±0.39	0.0325	2.0093×10 ⁻⁵	80.2	19.8	77±3*	13-Jun-95
				A-79-S3	biotita	6.54±0.39	0.0322	1.9908×10 ⁻⁵	80	20	77±3*	13-Jun-95
				A-79-S4	biotita	6.54±0.39	0.0322	1.9741×10 ⁻⁵	81	19	76±3*	14-Jun-95
				A-79-S6	biotita	6.54±0.39	0.0300	2.0685×10 ⁻⁵	82.4	17.6	80±2*	3-Oct-95
				A-79-S7	biotita	6.54±0.39	0.0292	2.0846×10 ⁻⁵	81.7	18.3	80±2	07-Dic-95
				A-79-S8	biotita	6.54±0.39	0.0329	2.0195×10 ⁻⁵	80	20	78±2	06-Dic-95
										promedio	78±2	
9-III-92	QMzb	Sur Sierra Las Flores	28° 48' 43" / 113° 28' 95"	AB-41-S1	biotita	7.13±0.20	0.0306	2.5367×10 ⁻⁵	94.2	5.8	89±5	27-Mar-96
				AB-41-S2	biotita	7.13±0.20	0.0205	2.5952×10 ⁻⁵	91.9	8.1	91±5	18-Abr-96
				AB-41-S3	biotita	7.13±0.20	0.0208	2.5465×10 ⁻⁵	90.7	9.3	90±5	23-Abr-96
										promedio	90±3	
9-III-92	QMzb			AB-47-S1	feldes	5.25±0.6	0.0249	1.4607×10 ⁻⁵	70.6	29.4	70±3	30-Abr-96
				AB-47-S2	feldes	5.25±0.6	0.0346	1.5060×10 ⁻⁵	76.8	23.2	72±3	30-Abr-96
										promedio	71±2	
2-I-94	Grbh	Sierra Las Ánimas W	28° 50' 53" / 113° 26' 62"	AB-42-S1	biotita	7.11±0.04	0.0312	2.6402×10 ⁻⁵	94.7	5.3	93±5	27-Mar-96
				AB-42-S2	biotita	7.11±0.04	0.0241	2.6616×10 ⁻⁵	88.5	11.5	94±5	17-Abr-96
										promedio	94±4	
2-I-94	Grbh	Sierra Las Ánimas W		AB-46-S1	plag	1.52±0.2	0.1073	4.3777×10 ⁻⁶	76.5	23.5	73±3	30-Abr-96
				AB-46-S2	plag	1.52±0.2	0.1041	4.4542×10 ⁻⁶	83.1	16.9	74±3	2-May-96
										promedio	73±2	

Todos los análisis fueron realizados en crisoles de aluminio con excepción de los análisis marcados con * que fueron realizados en crisoles de molibdeno en el Laboratorio de Geocronología del CICESE. Abreviaturas: Dacita=D, Andesita porfirítica=Ap, Andesita basáltica de piroxeno=Abpx, Basalto de olivino=Bol, Basalto de piroxeno=Bpx, Toba lítica=Tbl, Toba pumicitica=Tpm, Andesita=A, Basalto de piroxeno y olivino=Bpxol, Andesita de homblenda=Ah, Granodiorita=Grd, Cuarzomonzodiorita de biotita=QMzb, Granito de biotita y hornblenda=Grbh.

vista de que durante los eventos volcánicos explosivos éste formaba macizos fisiográficos que actuaron como barreras topográficas para la distribución de los piroclastos.

En contraste con amplias regiones de la margen occidental de la península, en la región localizada entre la Isla Ángel de la Guarda y Bahía San Rafael no hay registro de actividad volcánica ni de depositación sedimentaria durante el periodo comprendido entre el Cretácico tardío y el Mioceno (Fig. 3). Las rocas más antiguas de las que se tiene evidencia que sobreyacen al basamento se encuentran en la parte suroccidental de la Sierra Las Ánimas y oriente de la isla Ángel de la Guarda. Con fines de organización de esta sección, se discutirán la litología y relaciones estratigráficas de occidente a oriente a partir de la Sierra La Libertad.

A.1. Sierra La Libertad

En la parte oriental de la Sierra La Libertad, de norte a sur, se localiza una serie de cerros formados por rocas volcánicas que composicionalmente varían desde riolita hasta basalto (Fig. 5). En el Cerro Archelon aflora una secuencia de tobas líticas y pumicíticas de caída y de flujo (muestra 10; Tabla 2) que descansa discordantemente sobre el basamento metamórfico. Aunque la estratificación se inclina de manera dominante hacia el oriente, en el sentido de la pendiente de la sierra, los cambios frecuentes en la actitud de los depósitos piroclásticos indican que la depositación ocurrió sobre una paleotopografía irregular asociada a una zona de fallamiento. A pesar de que la procedencia de las tobas es incierta, se considera que son depósitos locales asociados a un domo dacítico, caracterizado por foliación de flujo vertical. La base de la secuencia piroclástica es una brecha lítica con fragmentos de roca metamórfica en una matriz de ceniza cubierta por depósitos de caída de ceniza. Los fragmentos líticos en las tobas son principalmente de roca metamórfica, mientras que los depósitos de tobas con pómez hasta de 3 cm se localizan a aproximadamente 1 km hacia el oriente del domo. Estas unidades cubren un área menor a 1 km² y su espesor completo puede alcanzar localmente los 50 m. Se interpreta que la secuencia se formó como consecuencia de explosiones discretas a partir del domo que se desarrolló en el flanco fallado de la sierra y que la mayor parte de los depósitos ha sido erosionada debido a la fuerte pendiente. La secuencia piroclástica está cubierta por derrames de basalto y andesita basáltica (muestras 1 a 3; Anexo 1) que protegen a las tobas de la erosión. Las tobas están cortadas por diques alimentadores de las lavas cuya orientación dominante hacia N35°W, lo que sugiere que el emplazamiento de las lavas fue controlado por la tendencia estructural de la zona. Al norte del Cerro Archelon, en la Sierra Salorio, Brooks *et al.* (1997) describieron una secuencia volcánica similar, en la que diques estratos y derrames de basalto y andesita basáltica cortan y extruden sobre areniscas que sobreyacen a tobas riolíticas, presumiblemente del Mioceno temprano.

Hacia el sur, la siguiente manifestación volcánica es la del Cerro Los Angelitos. El cerro está formado por lavas cuya fuente se infiere que es de fisura. Las lavas se depositaron sobre depósitos de piemonte de varias decenas de metros de espesor derivados de la Sierra La Libertad. La base sur de este cerro de menos de 2 km de longitud está formada por tobas de caída cubiertas discordantemente por tefra de composición basáltica. Se reconocen por lo menos dos unidades de tobas ricas en biotita que incluyen fragmentos de pómez de hasta 3 cm. Los estratos de tefra se orientan N15°E buzando 12°

Tabla 2. Análisis químicos de rocas representativas del oriente de la Sierra La Libertad (ver explicación al pie de la Tabla 6)

Número (Análisis) Muestra	1 (8) bag-3	2 (8) bag-2	3 (8) bag-1	4 (8) bag-5	5 (8) bag-6	6 (8) bag-7	7 (8) bag-8	8 (8) 2-1-92(V129 91)	9 (8) 3-1-92	10 (8) bag-10	11 (8) bag-9	12 (8) 2-V-95	13 (8) 9-1-92
Coordenadas (UTM)	249 622/3206 626	249 433/306 285	248 728/306 301	251 538/3202 982	251 600/3200 270	251 834/3200 270	251 834/3200 270	251 842/3199 950	251 842/3199 950	252 322/3198 632	251 753/198 379	251 0/3198 0	251 0/3198 0
Localidad	Archelon Norte	Archelon media	Archelon Sur	Angelitos Norte	Quenbin	El Almacén	El Almacén	El Almacén	El Almacén	Tusile Norte	Tusile medio	Tusile Fondo	Cerro Tábano
Tipo de roca	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Toba	Toba	Dacita	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Dacita	Dacita
SiO ₂	53.22	53.38	53.86	53.96	54.39	54.22	62.59	59.48	68.95	53.48	53.7	67.7	68.18
TiO ₂	0.96	0.96	0.96	1.02	0.82	0.86	0.13	0.87	0.38	0.89	0.89	0.31	0.39
Al ₂ O ₃	15.86	16.67	17.19	17.7	16.88	15.31	11.76	18.6	16.23	15.05	15.09	16.64	16.29
FeO	6.55	6.95	6.69	6.33	6.51	6.81	1.21	5.13	2.39	7.07	7.1	1.7	2.34
MnO	0.12	0.13	0.13	0.12	0.11	0.13	0.04	0.08	0.05	0.12	0.13	0.04	0.05
MgO	6.12	6.73	6.12	5.7	5.86	9.36	0.28	2.82	2.32	8.71	8.75	1.18	2.14
CaO	8.3	8.76	8.82	8.12	7.61	7.05	1.74	6.12	4.07	8.37	8.47	4.5	4.13
Na ₂ O	3.23	3.29	3.42	3.65	2.91	2.85	3.75	3.93	5.16	2.78	2.78	4.51	5.08
K ₂ O	1.3	1.03	1.11	1.07	1.85	1.01	5.04	2.98	1.62	1.02	1.03	1.53	1.71
P ₂ O ₅	0.23	0.2	0.2	0.22	0.28	0.14	0.08	0.22	0.13	0.14	0.14	0.07	0.12
LOI	1.54	0.5	0.73	0.43	0.99	0.76	5.61	0	0	1.7	0.72	1.42	0
Σ	97.43	98.62	99.23	98.32	98.21	98.5	99.23	100.23	101.5	99.33	98.8	99.6	100.43
Mg#	62.47	63.39	61.97	61.61	61.59	70.99	29.25	49.44	61.54	68.69	68.69	55.19	61.96
Cr	271	311	235	56	56	492	0.1	22	39	501	53	33	29
Ni	120	96	75	65	97	298	8	13	39	245	89	70	35
Co	30	31	26	25	32	36	2	0	0	36	10	8	0
Sc	20	13	11	3	11	19	0	15	7	10	1	2	4
V	159	162	156	123	164	144	9	110	49	121	91	36	47
Cu	47	38	33	21	36	53	4	16	24	33	19	21	18
Pb	6	7	7	6	9	8	15	17	6	5	11	16	5.5
Zn	73	71	73	66	80	81	19	56	48	72	52	71	46
K	10783	8534	9256	8907	15357	8384	41880	24655	13282	8476	8584	12684	14195
Rb	22	15	21	19	39	25	179	71	23	23	29	35	26.73
Cs	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0.66
Ba	793	681	668	569	1052	388	935	1042	740	903	821	862	713
Str	771	745	752	732	1703	841	182	627	688	735	1190	1134	711
Ga	18	16	18	17	20	18	15	20	18	17	22	22	20
Ta	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0.27
Nb	7	5	5	5	5	3	0	9.4	3	3	1	1	4.25
Hf	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	2.88
Zr	188	154	155	152	209	164	127	275	124	141	140	148	123
Ti	5731	5767	5761	6115	4892	5144	803	5198	2272	5324	5342	1852	2326
Y	17	13	13	11	14	15	18	20	9	12	6	7	9.69
Th	6	7	4	2	14	9	25	8	1	5	4	11	1.65
U	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0.88
La	na	na	na	na	na	na	na	15	14	na	na	na	13.17
Ce	na	na	na	na	na	na	na	38	21	na	na	na	24.94
Pr	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	2.88
Nd	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	11.83
Sm	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	2.38
Eu	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0.73
Gd	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	1.96
Tb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0.31
Dy	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	1.82
Ho	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0.36
Er	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0.95
Tm	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0.13
Yb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0.84
Lu	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0.14

hacia en NW, lo que corresponde a la actitud general del cerro. La tefra está bien clasificada, desarrolla una estratificación fina e incluye fragmentos de pómez y de lapilli basáltico muy vesicular. Se interpreta que estos materiales se depositaron en agua. En el flanco sudoccidental del cerro están expuestos derrames de basalto intercalados con sedimentos interpretados como de zona de marisma a partir de la identificación de pisolitas, oolitas, fragmentos de bivalvos y de colonias de estromatolitos en areniscas ricas en carbonatos. Se interpreta que las pisolitas son indicativas de ambiente de intermareas, el cual fue posteriormente afectado por el emplazamiento de cuerpos de lava. La composición de la lava es basáltica y los derrames muestran abundantes glomerocristales de olivino y dos piroxenos (muestra 4, Tabla 2 y Anexo 1.A).

El siguiente cuerpo de rocas volcánicas forma el Cerro El Querubín, construido por una sucesión de lavas, aglutinados y depósitos de tefra. Interestratificado con brechas de derrame se encuentra un horizonte de arenisca con cementante calcáreo que incluye fragmentos de granito y de roca volcánica de aspecto andesítico, similar a los de las tobas líticas del cercano Cerro El Almacén. El horizonte de sedimentos sugiere que el pequeño volcán, de aproximadamente 250 m de diámetro, se construyó en un ambiente lagunar. Se interpreta que algunas ortobrechas del costado sur se formaron por la fragmentación a lo largo de diaclasas de enfriamiento en las lavas por efecto de hidrofracturamiento. La composición de las lavas corresponde a una andesita basáltica que incluye tanto xenolitos máficos con (alteración propilitica), como félsicos (granito?), los cuales muestran fracturas rellenas de la matriz volcánica y calcita. Los xenolitos no tienen bordes de absorción, por lo que se infiere que los fragmentos fueron atrapados cerca de la superficie (Muestra 5, Anexo 1.A y Tabla 2).

El Cerro El Almacén tiene 2 km de longitud, está elongado casi este-oeste y en él se exponen, en su extremo oriental, el basamento granítico cortado por diques basálticos alimentadores de las lavas superiores orientados N20°W. Las lavas, cuya composición es de andesita basáltica (muestra 6, Tabla 2 y Anexo 1.A), cubren parcialmente al granito y a las tobas de lapilli y brechas piroclásticas que le sobreyacen, las cuales son ricas en fragmentos líticos y de pómez. Se obtuvo una edad K-Ar de la andesita basáltica de 13.9 ± 0.6 Ma en roca entera, que representa el promedio de dos fechamientos (Tabla 1). La secuencia piroclástica tiene un horizonte de toba pumicítica con fragmentos hasta de 20 cm, ricos en biotita de la que se obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 14.2 ± 0.1 (edad de meseta; muestra VI-29-91, Tabla 1). Los análisis químicos de dos fragmentos de pómez de la toba indican composiciones que corresponden a dacita y traquiandesita (muestras 7 y 8, respectivamente, en Tabla 2). Lateralmente, hacia la Sierra La Libertad, la secuencia de tobas gradúa hacia un depósito masivo con aspecto de aglomerado volcánico de composición dacítica (muestra 9, Tabla 2) que continúa hacia el Cerro El Pulpo, de la misma composición (Fig. 5). Las relaciones de contacto no son claras debido al cubrimiento parcial por depósitos fluviales provenientes de la Sierra La Libertad. Se interpreta que ambos depósitos se formaron por la destrucción de un domo central, originando un depósito del tipo de "flujo de bloques y cenizas" (Cas y Wright, 1987) provenientes del Cerro El Pulpo, localizado a menos de 1 km de distancia hacia el occidente (Fig. 5), el cual es un domo endógeno en la falda de la Sierra La Libertad. En el Cerro El Almacén, los depósitos tobáceos ricos en pómez con biotita están ligeramente soldados y cortados por diques basálticos orientados E-W, paralelos al fallamiento normal principal en esta zona. Los depósitos de tobas están inclinados en dirección contraria al domo, indicando su empla-

zamiento posterior. Las edades cercanas de la andesita basáltica y del fragmento de pómez fechado sugieren una actividad bimodal en esta región.

El origen de los tres cuerpos pequeños que forman el Cerro Los Triates es similar al del Cerro El Almacén. Aparentemente, el conjunto de cerros y el Cerro El Pulpo se desarrollaron a lo largo de un sistema de fracturamiento orientado E-W (Fig. 5). El Cerro El Tábano también es un domo endógeno de composición dacítica (muestra 13, Tabla 2) que presenta diaclasas de enfriamiento verticales bien desarrolladas. En contraste, el conjunto del Cerro Los Triates está formado por lavas muy vítreas con aspecto de aglomerado, posiblemente autobrechadas, cuya composición química corresponde a andesita y dacita (muestras 11 y 12, Tabla 2). El conjunto forma un campo de domos exógenos que desarrollan aglomerados soldados que muestran planos de desplazamiento con estrías en la dirección del flujo. A diferencia de las rocas del Cerro El Almacén, estas rocas y las del Cerro El Tábano, son ricas en clinopiroxeno y carecen de biotita. En la parte norte de los cerros un derrame de andesita basáltica en bloques cubre a la dacita. Este derrame se caracteriza por presentar dos piroxenos y olivino iddingsitizado y serpentinizado, lo que sugiere alteración deutérica en cristales de formación temprana (muestra 10, Anexo 1). Es importante notar que hacia el sur del Cerro Los Triates no existen edificios ni afloramientos de rocas volcánicas a lo largo del flanco oriental de la Sierra La Libertad. Además, también es importante, para fines de caracterización de la paleotopografía, que entre el Cerro El Almacén y las faldas de la Sierra La Libertad se observan bloques de granito hasta de 4 m de diámetro que rodean a los domos, lo que sugiere que estos cuerpos no formaron barreras topográficas durante el levantamiento de la sierra. De esta forma, se considera que el emplazamiento de los domos es posterior al desarrollo del escarpe de falla que caracteriza el oriente de la sierra.

A.2. Sierra Las Flores

Desde el punto de vista volcano-tectónico, la Sierra Las Flores es la estructura más importante de Bahía de los Ángeles. Esta sierra de 15 km de longitud separa al Valle Las Flores del Valle Las Tinajas (Fig. 5). Litológicamente se caracteriza por estar casi completamente cubierta por derrames de basalto. El basamento granítico en esta sierra se localiza por debajo de los 300 m sobre el nivel del mar, lo que sugiere una depresión central en la Bahía de los Ángeles. El basamento está cubierto por lahares en el extremo suroriental de la sierra. Estos lahares están compuestos principalmente por fragmentos de andesita de hornblenda porfírica de hasta 80 cm de diámetro en una matriz rica en material tobáceo. La ausencia de fragmentos de granito sugiere que derivan de la parte sur de la sierras Las Ánimas y Las Flores. El aspecto redondeado de los fragmentos y la presencia de horizontes interestratificados de arenas finas indica retrabajo intenso, sugiere un transporte significativo y la depositación en cuerpos de agua, además de la incorporación de materiales fluviales. A diferencia del cuerpo de lahares, las areniscas y areniscas conglomeráticas pueden contener fragmentos de granito. Otros cuerpos semejantes por el tipo de constituyentes corresponden a los depósitos fluviales asociados con flujos de detritos provenientes de la porción sur de la sierra, que alcanza alturas superiores a los 800 m sobre el nivel del mar. En algunos sitios la cima de los lahares presenta delgadas capas de yeso. Tanto en la parte oriental como occidental del sur de la sierra los lahares están cubiertos por una secuencia de por lo menos 150 m de flujos piroclásticos y tobas de caída que pueden presentar horizontes de areniscas y areniscas conglomeráticas concordantes. En la porción norte de la sierra la secuencia de tobas, cercana a los 200

m de espesor, incluye horizontes ricos en fragmentos líticos andesíticos y horizontes pumicíticos ligeramente soldados. Algunos cuerpos de toba pumicítica son masivos y tienen un espesor mayor a los 10 m. En contraste con los depósitos tobáceos de los cerros antes descritos, las tobas de la Sierra Las Flores carecen de biotita. Es notable que la estratificación de las tobas buza hacia el oriente en ese flanco y hacia el occidente en el contrario, indicando que la sierra en su conjunto ha estado sujeta a procesos locales de levantamiento. Este efecto es menos pronunciado en la porción norte, donde aparentemente la deformación ha sido más uniforme.

Aunque los diques de composición basáltica son comunes en toda la sierra, en la parte norte es notable que la secuencia tobácea está cortada por diques de composición basáltica y de andesita basáltica que alimentan a las lavas de la cima de la sierra de la misma composición, excepto la muestra 14 que es andesítica (Tabla 3, Anexo 1.B). De esta última muestra se obtuvo una edad de meseta de roca entera por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 12.1 ± 0.1 (Tabla 1). Los diques se orientan con tendencias principales hacia el NW siguiendo la estructura regional y, en menor grado, con diques orientados hacia el NE, con los que guardan una relación casi ortogonal. Aunque uno de los diques tiene una anchura de 28 m, en general, los más anchos llegan a medir hasta 10 m y alcanzan la superficie en forma de derrames o formando montículos de material piroclástico de caída. La anchura más común en los diques varía de 2 a 4 m. Los diques más angostos pueden formar enjambres y no alcanzar la superficie. En la parte superior de éstos, en la toba encajonante, se desarrolla un intenso fracturamiento que puede estar relleno de calcedonia. Es común que la toba de los costados de los diques muestre zonas de cocimiento de hasta de 3 m de espesor, lo que produce una textura de aspecto eutaxítico formada por la vitrificación de la matriz de ceniza, pérdida de porosidad y aplastamiento de los fragmentos de pómez, los cuales siempre se orientan paralelamente a las paredes de los diques. Estas zonas de cocimiento se observan con claridad en el campo porque son notablemente más competentes que los diques, los que se caracterizan por su estructura físil. Localmente, en los bordes de algunos diques se desarrollan texturas perlitizadas en las tobas, lo que sugiere que las intrusiones se efectuaron en materiales saturados con agua. Otro rasgo importante en los costados de la parte norte de la sierra es la presencia de montículos de lava. El más grande de ellos, en la parte oriental de la sierra, está formado por basalto de olivino del que se obtuvo una edad K-Ar de roca entera de 12.6 ± 0.4 Ma, que representa el promedio de dos experimentos (Tabla 1).

Las lavas y diques de la Sierra Las Flores se caracterizan por ser las rocas más máficas de la región. Los agregados glomerofíricos de olivino y piroxeno son comunes, estando el olivino parcial o totalmente serpentinizado por efecto de alteración deutérica (Anexo 1.B). Otros aspectos de la petrografía y geoquímica de esta secuencia de lavas se discutirán adelante. Es importante notar que en la cima de la parte norte de la sierra se desarrolla una estructura general de aspecto de terrazas que alcanzan los 300 m sobre el nivel actual del mar. En esta zona se forman montículos de lava con distribución semicircular, en forma de circos, cuyas partes centrales están rellenas por limos y areniscas finas ricas en carbonatos, lo que sugiere que esta zona se encontró cerca de la línea de costa. Del interior de uno de estos circos se colectaron fragmentos de pectínidos.

Tabla 3. Análisis químicos de rocas representativas de la Sierra Las Flores, Bahía de los Ángeles (ver explicación al pie de la Tabla 6)

Número	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
(Análisis) Muestra	(4) 121-92	(8) XII-1-95	(8) XII-2-95	(8) XII-3-95	(8) XII-4-95	(8) XII-5-95	(8) XII-6-95	(8) XII-7-95	(8) bag-18	(8) bag-19	(8) bag-20	(8) bag-21	(8) bag-22	(8) bag-23	(8) bag-24
Coordenadas (UTM)	255 35 / 3194 4	255 4 / 3193 4	255 3 / 3193 5	255 1 / 3193 5	255 1 / 3193 5	255 7 / 3193 7	255 7 / 3193 7	255 7 / 3193 7	259 5 / 3199 77	256 12 / 3180 89	257 25 / 3180 83	252 25 / 3181 44	258 87 / 3181 44	260 6 / 3176 81	261 57 / 3176 12
Ubicación	Punta alta circo	Dique 5 m	Dique 4 m	Lava Superior	Dique fluj	Dique 4 m	Lava XII-5-95	Lava Flujal	Monticub	Monticub	Cuna W	Lava AA	Puerto Flores	Puerto Flores	Puerto Flores
Tipo de roca	Andesita	Basalto	Andesita basáltica	Basalto	Andesita basáltica	Basalto	Basalto	Basalto	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Basalto	Andesita basáltica	Andesita basáltica
SiO ₂	58.99	52.17	51.94	50.67	53.21	51.48	53.16	51.25	53.43	52.13	52.27	52.05	49.5	54.3	53.39
TiO ₂	0.99	0.95	0.64	0.63	1.25	0.69	1.8	0.73	0.93	1.15	1.07	0.99	1.07	1.06	0.8
Al ₂ O ₃	18.1	15.35	11.94	12.33	15.63	13.33	16.36	14.38	15.62	16.77	16.89	16.57	15.44	15.88	14.96
FeO	5.67	7.95	8.58	8.39	6.74	9.1	7.53	7.86	7.84	7.73	7.59	7.86	7.54	6.52	6.77
MnO	0.1	0.14	0.16	0.15	0.14	0.15	0.13	0.15	0.13	0.15	0.14	0.14	0.14	0.08	0.12
MgO	3.69	9.44	9.46	9.71	5.5	8.86	7.47	8.52	7.89	6.56	6.66	8.25	9.03	3.92	10.23
CaO	7	7.95	11.87	12.7	7.73	10.33	7.71	9.41	7.5	9.56	9.65	7.97	8.89	7.7	7.17
Na ₂ O	3.89	2.75	1.58	1.56	2.69	1.93	3.3	1.98	3.06	2.93	2.9	3.12	2.69	2.98	2.98
K ₂ O	2	0.97	0.83	0.81	2.37	0.87	1.13	1.04	0.97	0.69	0.68	0.97	1.3	2.35	1.02
P ₂ O ₅	0.28	0.18	0.09	0.09	0.54	0.11	0.23	0.13	0.18	0.17	0.16	0.21	0.27	0.34	0.2
LOI	na	0.26	1.81	2.62	2.06	1.34	0.25	3.51	0.87	0.01	0.34	0.01	3.59	3.82	1.05
Zr	100.71	98.11	98.9	99.66	98.36	98.39	99.07	99.46	98.42	97.85	98.35	98.14	99.46	98.95	98.69
Mg #	53.67	67.9	66.27	67.35	59.25	63.44	63.86	65.88	64.22	60.2	60.98	65.15	68.08	51.74	72.93
Cr	22	535	na	640	na	na	316	368	435	175	184	428	313	24	570
Ni	13	207	na	94	na	na	131	98	201	31	35	176	232	61	423
Co	0	43	na	42	na	na	35	34	40	29	30	39	36	22	39
Sc	18	28	na	17	na	na	15	16	16	19	11	16	10	9	8
V	140	171	na	235	na	na	165	201	170	202	175	161	176	163	147
Cu	31	74	na	50	na	na	41	49	47	46	35	44	34	38	30
Pb	6	4	na	7	na	na	8	5	12	7	5	4	7	9	16
Zn	63	91	na	76	na	na	78	84	90	69	70	78	65	83	94
K	1620	8061	6857	6732	12641	7206	9397	8658	8077	5744	5628	8094	10775	19525	8509
Rb	36	23	na	11	na	na	26	18	30	10	11	20	50	59	29
Ba	750	667	na	497	na	na	686	672	880	384	392	603	1074	740	1289
Sr	899	501	na	555	na	na	580	836	536	646	677	688	891	1964	1460
Ga	20	16	na	17	na	na	17	16	18	18	18	16	16	19	20
Nb	8.6	4	na	0	na	na	6	2	3	3	3	3	5	8	5
Zr	207	149	na	101	na	na	158	132	138	153	133	148	156	234	167
Ti	5875	5713	3825	3807	7500	4125	10803	4370	5381	6924	6397	5965	6433	6367	4778
Y	22	18	na	10	na	na	15	12	14	15	12	13	15	17	10
Th	6	3	na	4	na	na	4	8	3	2	5	3	6	13	13
La	28	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Ce	62	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na

A.3. Sierra Las Ánimas Occidental

Por sus dimensiones, en la Sierra Las Ánimas se observa la columna estratigráfica más completa (Figs. 5 y 6). En ésta, el basamento descrito al principio de este capítulo tiene un papel muy importante en la distribución y actitud de las unidades volcánicas terciarias, principalmente de los depósitos de flujos piroclásticos.

En la Cañada La Tinaja (Fig. 5) afloran derrames de andesita y conglomerados interestratificados que localmente forman la base de la secuencia volcánica. Prácticamente toda la cabecera del arroyo está ocupada por andesita que descansa sobre el basamento granítico. El espesor mínimo de la unidad de lavas es de 80 m, formada por derrames sucesivos de 10 a 15 m de espesor. Aunque la fuente de las lavas no se observa, se infiere que éstas extrudieron a través de conductos con aspecto de espigas de aproximadamente 20 a 30 m de diámetro que se preservan en la parte media del arroyo. Localmente, cerca de las espigas, los derrames pueden presentar horizontes de aglomerados y de escoria de la misma composición que sugieren periodos de actividad estromboliana alternada con la emisión de lava. Uno de los derrames de esta porción del arroyo se fechó por el método de K-Ar en 18.4 ± 0.5 Ma en roca entera (promedio de tres experimentos), mientras que otra unidad de lava lejana a la anterior, cerca de la boca del arroyo, arrojó una edad K-Ar en roca entera de 17.9 ± 0.7 (muestras 17-III-92 y 15-III-92, respectivamente; Tabla 1). Petrográficamente, las dos muestras se caracterizan por la presencia de dos piroxenos y una de ellas contiene hornblenda (muestras 32 y 33, Anexo 1). El ortopiroxeno en la muestra 32 se identificó por la presencia de bastitas, mientras que la augita no muestra alteración, lo que sugiere que el ortopiroxeno es de cristalización temprana y sufrió alteración deutérica. En la segunda muestra la cristalización de la hornblenda fue simultánea con los piroxenos.

Algunos depósitos de conglomerados y areniscas conglomeráticas se encuentran interestratificados con las lavas. El conglomerado inferior oligomíctico contiene fragmentos de andesita hasta de 20 cm a la que le sobreyace un horizonte de areniscas bien clasificadas que, en conjunto, tienen más de 30 m de espesor. La unidad de areniscas fue clasificada como una arenisca feldespática y, del análisis de los sedimentos, Barillas Cruz (1995) concluyó que estas rocas son de origen fluvioacustre y fueron depositadas en ambiente lagunar. A esta primera unidad sedimentaria le sobreyace una secuencia gruesa de aproximadamente 80 m de espesor de derrames andesíticos, sobre la que se deposita un conglomerado polimíctico formado por fragmentos de toba y andesita y cortado por diques andesíticos de composición similar a la de la muestra 33. El conglomerado se hace oligomíctico hacia la cima, con fragmentos de andesita y matriz principalmente de material tobáceo. El conglomerado está sobreyacido por areniscas conglomeráticas y arenas finas, lo que sugiere un periodo transgresivo, o bien, la presencia de abanicos de flujo de detritos acumulados en un ambiente marino somero. El conjunto está cubierto por una secuencia potente de depósitos de flujo piroclástico formados principalmente por tobas líticas y pumicíticas.

Hacia el sur, entre el Cerro Las Tinajas y la Sierra Las Ánimas (Fig. 5), afloran depósitos de conglomerados y areniscas conglomeráticas similares a las descritas, bien estratificadas, a las que les sobreyacen derrames andesíticos y que además están cortados por estructuras similares a espigas que basculan localmente a las rocas sedimentarias hasta en 25° hacia el noroeste. La buena clasificación y

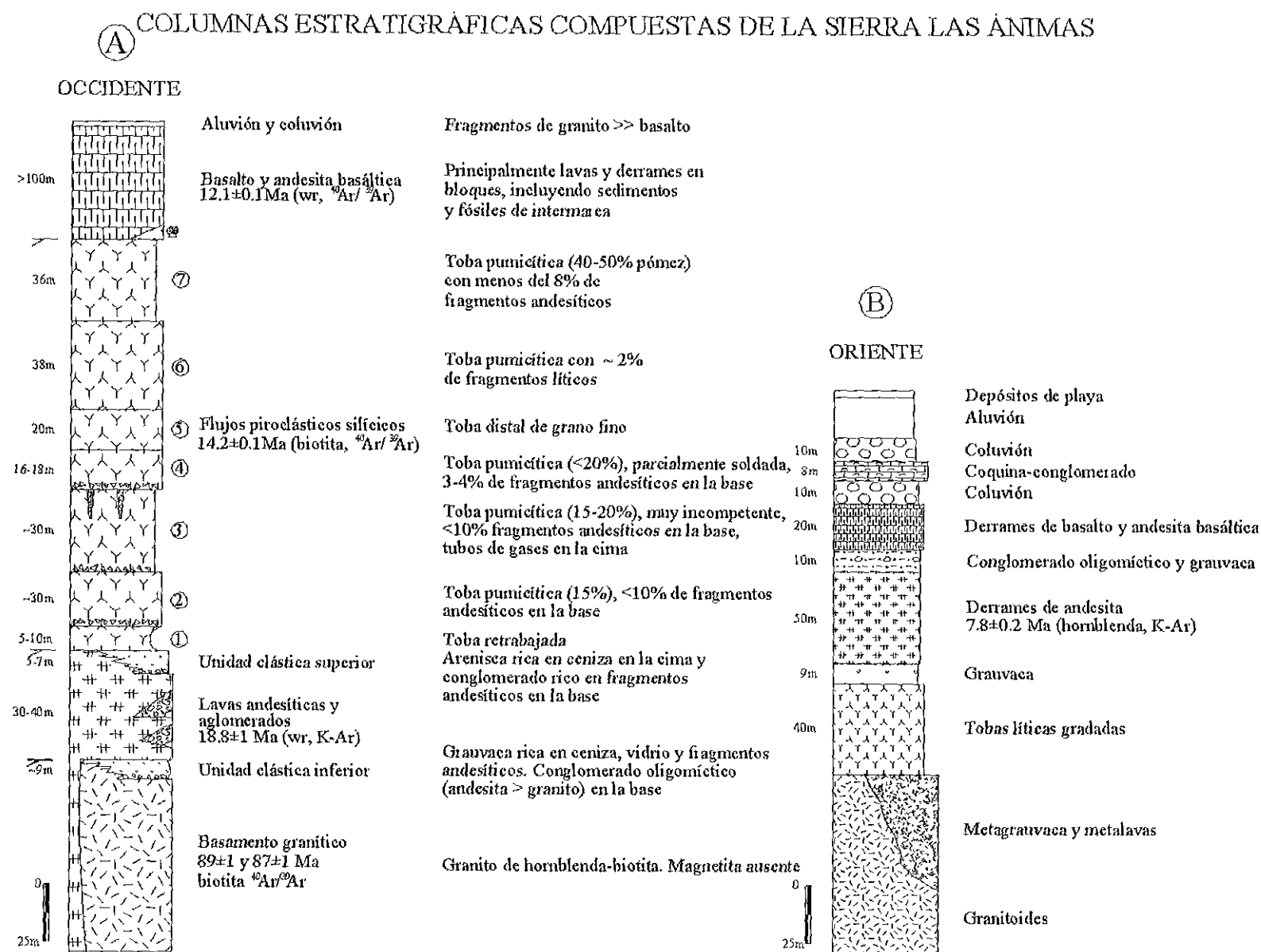


Fig. 6. Columnas estratigráficas compuestas donde se muestran los espesores máximos de cada unidad litológica. a) Lado occidental de la Sierra Las Ánimas en la Cañada Las Tinajas, b) Lado oriental de la Sierra Las Ánimas entre Punta El Alacrán y Punta El Soldado. La columna a) es también representativa de la Sierra Las Flores.

la estratificación de las areniscas, en parte cruzada, sugiere que el depósito ocurrió en un ambiente lacustre de alta energía. En esta zona, un derrame local de basalto que pertenece a los derrames de ca. 12 Ma cortó a sedimentos ricos en agua. Desarrolló estructuras de aspecto almohadillado con areniscas atrapadas entre los lóbulos del derrame. Al igual que los cuerpos basálticos del Cerro Los Angelitos y norte de la Sierra Las Flores, se interpreta que los basaltos extrudieron en un ambiente lagunar marino. Hacia el sur de esta región, los lahares ocupan una proporción importante en la litología. Todo parece indicar que estos depósitos provienen de la zona donde convergen las sierras Las Flores y Las Ánimas, la cual está constituida principalmente por lavas andesíticas y depósitos piroclásticos félsicos (Fig. 3). En consecuencia, los lahares están constituidos principalmente por fragmentos de andesita en una matriz tobácea. La dirección de flujo medido en dos sitios es N50°W, que es la dirección general de las cañadas de la región.

Sobreyace a la andesita y conglomerados una secuencia de por lo menos siete unidades de flujo piroclástico que se presentan en la columna estratigráfica compuesta de la Fig. 6. Las unidades incluidas en la figura son las más gruesas y de mayor continuidad lateral. En el área existen otros horizontes, sobre todo de depósitos de caída de cenizas que, por sus dimensiones, no se incluyen en el mapa geológico ni en la columna estratigráfica.

La base de la secuencia de flujos piroclásticos está formada por una toba retrabajada de 5 m de espesor, de distribución restringida y depositada concordantemente sobre los conglomerados. Su estructura interna es similar a la de una arenisca, por lo que se considera que se depositó en un ambiente lacustre (unidad 1, Figs. 6 y 7). Le sobreyace una unidad tobácea de aproximadamente 30 m de espesor que contiene 15% de fragmentos de pómez subangulosos y 10% de fragmentos líticos de andesita y granito. Esta unidad se caracteriza por presentar en la zona basal fragmentos líticos silicificados con aspecto de concreciones conectadas entre sí por vetillas ricas en sílice que indican actividad hidrotermal, posiblemente durante el depósito (unidad 2, Figs. 6 y 7). Cubre a la anterior unidad un depósito de tefra y ceniza gruesa rica en pómez (hasta 20%) cuyo espesor máximo alcanza los 70 m en el sitio La Cantera. En la base se concentran fragmentos líticos que disminuyen hacia la cima del depósito. Esta unidad (unidad 3, Figs 6 y 7) es particularmente importante por la presencia de tubos de segregación de gas de hasta 75 cm de longitud y 4 de anchura que guardan una posición vertical (entre 86° y 90°). Los tubos se formaron en la parte superior de unidades de depósito por un proceso de elutriación (Cas y Wright, 1987) que provoca la remoción de la matriz de ceniza dejando conductos de escape de gases ricos en fragmentos líticos densos con frecuencia cubiertos por películas de sílice. La posición de estas estructuras sugiere que estos flujos piroclásticos guardan la posición original de depósito y que el buzamiento de las capas, en promedio de 14° hacia el poniente, en dirección de la pendiente, está relacionada con la paleotopografía. Esta inferencia se ve fortalecida por el hecho de que otras unidades de flujo piroclástico cercanas a las rocas graníticas están más inclinadas con respecto a unidades superiores cercanas a la cima de la secuencia. Además, aproximadamente a 1 km hacia el norte de La Cantera, en las faldas de la sierra, un depósito de caída de ceniza (no incluida en la columna estratigráfica) muestra una inclinación decreciente desde 60°W en el contacto con el granito, hasta 20°W en la cima del depósito, a aproximadamente 200 m del contacto. En este depósito también se observó un movi-

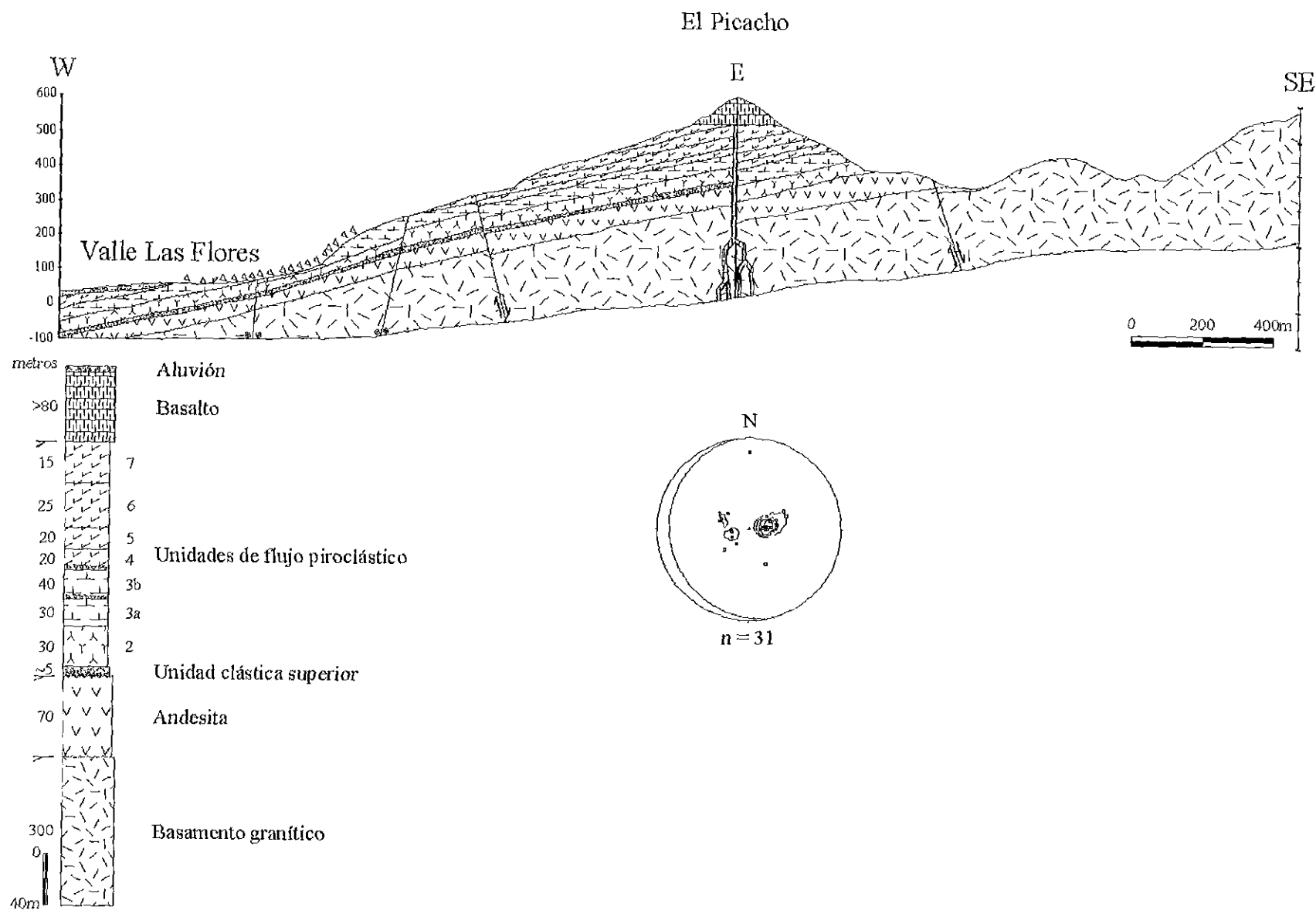


Fig. 7. Secuencia estratigráfica y perfil geológico en la sección La Cantera-Picacho de la parte occidental de la Sierra Las Ánimas, donde aflora la mayor parte de las unidades cartografiadas. El estereograma (proyección de Schmidt en el hemisferio inferior) indica el promedio de la inclinación de las unidades en 14 grados hacia el occidente.

miento de masa en dirección de la pendiente que muestra tubos de segregación de gases cuya base es vertical y se deforman en las partes superiores en la dirección de la pendiente.

La unidad 4 consiste en un depósito de tobas pumicíticas de aproximadamente 20 m de espesor promedio. El contenido de fragmentos de pómez, entre 1 y 3 cm, es menor al 20%, con fragmentos líticos andesíticos concentrados localmente en la base del depósito (Figs. 6 y 7). Le sobreyace una toba pumicítica deleznable (unidad 5) con un contenido de fragmentos de pómez y líticos de aproximadamente 40% y 5%, respectivamente. Es notable la graduación en el tamaño de los fragmentos de pómez, los cuales son más pequeños hacia la cima del depósito donde además, los fragmentos líticos prácticamente desaparecen. Este depósito bien clasificado sugiere una fuente distante. Las unidades 6 y 7 están pobremente expuestas por ocupar las partes más altas. Se preservan particularmente bien cuando están cubiertas por derrames basálticos (Figs. 6 y 7), donde se observa que la inferior tiene un espesor aproximado de 25 m, mientras que la que le sobreyace tiene por lo menos 15 m. La unidad 6 contiene hasta un 20% de fragmentos de pómez, lo que contrasta con el cerca del 40% del mismo tipo de fragmentos de la unidad que le sobreyace.

Salvo en algunos sitios, los contactos entre las unidades de flujo piroclástico son paralelos, no muestran superficies de erosión y en general, presentan gradación normal. De forma similar a los depósitos de ceniza de caída, la actitud general cercana a los contactos con el basamento granítico tiende a ser más inclinada que hacia las faldas de la sierra, lo que indica una influencia fuerte de la paleotopografía. Al igual que las unidades tobáceas de la Sierra Las Flores y en contraste con las de la Sierra La Libertad, las de esta zona carecen de biotita. El análisis químico de pómez de dos muestras correspondientes a las unidades 3 y 6 (muestras 38 y 39, Tabla 4) indica una composición riolítica. Su edad es anterior a 12 Ma, correspondiente a un derrame de basalto que les sobreyace, según se discute adelante.

Aunque la fuente de los flujos piroclásticos se desconoce, se infiere que puede estar localizada en el interior del Valle Las Ánimas (Fig. 3), donde se presentan estructuras volcánicas de más de 100 m de altura con diaclasas verticales, interpretados como troncos subvolcánicos. En particular, el Tronco San Pedro, de composición dacítica, que se localiza a 20 km de la secuencia de unidades de flujo piroclástico descritas, puede representar la estructura interna de un estratovolcán del cual se derivaron los potentes depósitos piroclásticos que se observan en la parte superior y occidente de la Sierra Las Ánimas. La secuencia piroclástica del norte del Tronco San Pedro sobreyace a lahares y lavas, tentativamente correlacionables con las secuencias descritas entre el Cerro Las Tinajas y la Sierra Las Ánimas; tienen un marcado y persistente buzamiento hacia el norte, por lo que debieron derivar de un paleovolcán localizado cerca de la actual posición del Tronco San Pedro (Vázquez Jaimes, 1999).

Las unidades de flujo piroclástico están cubiertas parcialmente por derrames de lava cuya composición varía de basalto a andesita basáltica. Aunque la actividad volcánica fue fisural, no es frecuente encontrar diques alimentadores, salvo en el basamento granítico. Los derrames que sobreyacen a los flujos piroclásticos de la cima de la sierra son concordantes, mientras que en las faldas es frecuente el desarrollo de montículos de lavas en bloques. El volumen más grande de lavas basálticas se observa en la parte norte de la sierra, donde pueden alcanzar un espesor de por lo menos 150 m. En esa zona las lavas cubren tanto al basamento granítico como a tobas de caída. Su composición es basáltica con

agregados glomerofíricos de olivino y piroxeno. A lo largo de la costa septentrional de la sierra puede observarse que los derrames cubren paleotopografías con fallas normales que afectan depósitos de cenizas, lo que indica una actividad simultánea de fallamiento y volcanismo efusivo.

En la cima del cerro de La Cantera (Fig. 5 y 7), a una altura de 600 m sobre el nivel del mar, en el contacto entre la unidad 7 de tobas y un derrame basáltico, se encontraron fragmentos de bivalvos de los que se pudo identificar *Dosinia (Dosinidea) ponderosa* (Gray) (Delgado-Argote *et al.*, 1999), cuyo significado se discutirá al final de este capítulo.

Los cuerpos basálticos hacia el sur de la Cañada La Tinaja están formados por una sucesión de derrames, aglomerados y depósitos de tefra, con frecuencia aglutinados que, en conjunto, alcanzan más de 150 m de espesor. La secuencia puede presentar discordancias erosionales y estar cortada por diques de la misma composición hasta de 3 m de espesor. Algunos depósitos de tefra contienen en la matriz calcedonia abundante, lo que sugiere que la depositación pudo ocurrir en ambientes ricos en agua. El buzamiento dominante es en la dirección de la pendiente. En otros sitios en la zona entre el Cerro Las Tinajas y las faldas de la sierra se desarrollaron conos cineríticos con fragmentos balísticos de hasta 1 m de diámetro. De uno de los diques alimentadores de un derrame de andesita basáltica, de aproximadamente 20 m de espesor, se obtuvo una edad K-Ar de roca entera de 12.2 ± 0.3 Ma (Tabla 1). En las zonas donde los cuerpos basálticos son más grandes, son comunes los depósitos de flujo de detritos ricos en fragmentos de granito y basalto interestratificados con los derrames o los depósitos de tefra, indicando pendientes fuertes e inestabilidad de taludes. Estos depósitos son de corta extensión y distintos a los depósitos de lahares y conglomerados formados por flujos de detritos provenientes de la zona donde se unen el Cerro La Tinaja y la Sierra Las Ánimas. En estos últimos los fragmentos dominantes son de andesita con matriz principalmente tobácea. En la parte occidental del Cerro La Tinaja, se observó un afloramiento de areniscas finas bien clasificadas cortadas por diques basálticos de 1.5 m de espesor y en los flancos de esta parte del cerro aflora una sucesión de derrames y tefra basáltica que aparentemente sobreyacen a sedimentos lacustres.

Se efectuó un muestreo sistemático de los montículos basálticos entre la Cañada Las Tinajas y la Villa La Mona (Fig. 5). Texturalmente estas rocas son más porfiríticas que las rocas basálticas de las sierras anteriores (Anexo 1). Prácticamente todas contienen dos piroxenos y olivino y su composición corresponde a andesita basáltica, salvo los derrames de bloque de la boca de la Cañada La Tinaja que son basálticos (Tabla 4). También es más común la pigeonita en estos derrames, además de que el olivino muestra menor alteración que la observada en la Sierra Las Flores. Se considera que estos cuerpos basálticos están relacionados genéticamente entre sí y su manifestación con tendencia alineada en dirección NNW se debe a un control estructural.

Las unidades litológicas más jóvenes en esta zona corresponden a depósitos de flujo de detritos localizados en los arroyos y depósitos conglomeráticos que forman abanicos, principalmente en los alrededores del Cerro Las Tinajas. Los depósitos conglomeráticos, a diferencia de los asociados con los derrames andesíticos de la base de la secuencia terciaria, tienen una matriz rica en limo y arcilla y los fragmentos de roca incluyen desde granito hasta basalto.

Tabla 4. Análisis químicos de rocas representativas del occidente de la Sierra Las Ánimas, Bahía de los Ángeles (ver explicación al pie de la Tabla 6).

Número	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
(Andehsi) Muestra	(S) VI-21-91	(H) VI-22-91	(E) bag-17	(E) bag-16	(E) bag-11	(E) bag-12	(E) bag-15	(E) bag-14	(E) bag-13	(S) S2-2	(S) S1-1	(S) 17-III-92	(S) 15-III-92
Coordenadas (UTM)	258 5 / 3208 5	258 5 / 3208 5	259 50 / 3195 15	259 48 / 3199 99	259 95 / 3198 194	259 96 / 3197 05	260 21 / 3196 89	260 17 / 3196 59	260 15 / 3196 46	261 352 / 3195 776	261 352 / 3195 776	261 352 / 3195 776	260 048 / 3195 68
Ubicación	Isla C. de Caballo	Isla C. de Caballo	La Mona	La Mona	Monchillo	Boca Aroyo	Norte Boca	Centro Boca	Sur Boca	Manolo	Manolo	Lado W	Manolo
Tipo de roca	Andesita	Andesita	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Basalto	Basalto	Pómez ricitica	Pómez ricitica	Andesita	Andesita
SiO ₂	61.95	62.3	56.76	56.62	56.57	56.48	56.95	51.53	51.43	73.96	74.82	59.36	58.02
TiO ₂	0.79	0.79	0.71	0.73	0.73	0.91	0.72	0.74	0.71	0.13	0.09	0.86	0.76
Al ₂ O ₃	16.2	16.34	17.03	16.63	16.83	15.79	15.03	16.06	12.9	12.83	13.79	13.6	15.75
FeO	5.26	4.85	5.95	6.14	6.83	6.59	6.6	8.46	7.94	1.65	1.33	6.45	5.93
MnO	0.09	0.09	0.11	0.11	0.13	0.12	0.12	0.16	0.16	0.06	0.05	0.11	0.1
MgO	3.76	3.53	5	5.24	6.3	8.57	5.74	10.78	9.44	0.3	0.19	5.1	6.9
CaO	3.66	5.42	8.09	7.86	7.85	7.16	7.77	10.58	11.53	1.54	0.85	7.25	6.92
Na ₂ O	3.89	3.75	2.86	2.82	2.63	2.91	2.64	1.88	1.92	3.79	4.06	3.22	3.94
K ₂ O	2.66	3.33	1.54	1.52	1.46	1.37	1.55	1.22	1.22	4.28	4.7	2.09	1.41
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.12	0.13	0.12	0.21	0.12	0.21	0.24	0.03	0.02	0.2	0.21
LOI	na	na	0.52	0.57	0.36	0.52	0.45	-0.03	1.07	na	na	na	na
Σ	100.44	100.58	98.69	98.37	98.77	99.87	98.72	98.43	98.49	99.53	99.71	100.39	100.79
Mg #	55.98	56.48	59.94	60.3	62.15	69.85	60.78	69.44	67.94	24.36	20.29	58.51	67.49
Cr	84	84	130	140	179	358	161	538	448	5	3	136	306
Ni	40	40	43	41	44	302	41	108	61	9	11	28	144
Co	na	na	26	25	27	34	27	44	39	0	0	0	0
Sc	14	13	8	6	15	14	12	21	26	3	3	26	26
V	134	133	162	169	171	135	162	241	260	18	6	156	138
Cu	26	22	35	28	40	47	39	58	84	9	8	33	32
Pb	14	11.82	12	10	8	10	12	7	12	19	21	10	7
Zn	58	58	75	71	79	90	79	86	84	42	42	72	71
K	21998	27477	12792	12610	12087	11406	12830	10111	10111	35696	39099	17267	11622
Rb	102	102.2	50	53	51	41	55	24	22	125	133	71	25
Cs	na	3.02	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Ba	916	881	729	711	659	780	695	908	1322	1418	1352	732	905
Sr	436	443	749	762	704	704	709	517	687	320	103	602	611
Ga	16	18	19	20	17	18	20	15	15	16	14	18	18
Ta	na	0.67	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Nb	9.6	9.2	4	4	4	17	4	2	1	12.3	12.7	9	6.9
Hf	na	5.6	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zr	214	213	156	153	160	68	156	167	195	138	140	184	161
Ti	4730	4736	4232	4370	4358	5449	4322	4454	4250	761	546	5156	4544
Y	23	22.31	16	15	18	15	17	15	17	23	27	25	16
Th	14	11.67	15	13	10	16	10	7	2	15	16	7	2
U	na	3.6	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
La	27	28.23	na	na	na	na	na	na	na	40	44	25	12
Ce	54	55.9	na	na	na	na	na	na	na	50	74	56	53
Pr	na	6.24	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Nd	na	23.78	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Sm	na	5.16	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Eu	na	1.14	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Gd	na	4.11	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Tb	na	0.71	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Dy	na	4.06	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Ho	na	0.81	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Er	na	2.28	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Tm	na	0.52	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Yb	na	1.95	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Lu	na	0.31	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na

A.4. Sierra Las Ánimas Oriental

En esta porción de la Sierra Las Ánimas se efectuó la cartografía de detalle en la Ensenada El Alacrán, entre Punta El Alacrán y Punta El Soldado (Fig. 5). A lo largo de una angosta zona entre la costa y el basamento granítico, esta región muestra en lo general una litología similar a la de la porción occidental de la sierra y a la de la Isla San Lorenzo (Escalona Alcázar, 1999). A diferencia de las áreas anteriores, en ésta las facies sedimentarias y volcanoclásticas tienen una distribución restringida y la zona está sujeta a una deformación muy intensa debido a su cercanía con la zona de falla Ballenas (Fig 1).

Tanto en la cima como en el flanco oriental de la Sierra Las Ánimas, el basamento granítico está parcialmente cubierto por lavas basálticas equivalentes a los derrames de ca. 12 Ma descritos en las secciones anteriores, por lo que no se describirán en ésta.

En Punta Alacrán aflora ampliamente el basamento metamórfico formado por metalavas y metagrauvacas similares a las descritas por Campbell y Crocker (1993) al occidente de Canal Las Ballenas. Estas unidades están cortadas por diques de composición andesítica y en las faldas de la sierra, al igual que las rocas graníticas, están parcialmente cubiertas por tobas (Herrera Recinos, 1995). La secuencia de tobas está bien expuesta en la costa, en la parte central del área cartografiada, donde tres unidades de flujo alcanzan un espesor máximo de 40 m. La secuencia se adelgaza hacia el norte y sur donde llega a tener espesores menores a 1 m. La base de cada una de las unidades presenta abundantes fragmentos líticos de andesita de hasta 5 cm, cuyo tamaño y concentración disminuye hacia la cima, mientras que los fragmentos de pómez tienden a aumentar. Los fragmentos de pómez en la parte media de la unidad más potente son angulosos y llegan a medir hasta 10 cm, lo que indica una fuente relativamente cercana. En esta unidad se observan tubos de escape de gas delgados de 1 cm de anchura y 35 cm de longitud que se localizan debajo de una zona de concentración de fragmentos líticos de la siguiente unidad sin mediar contacto, lo que indica actividad volcánica sucesiva en la que se mezclan los productos de dos emisiones. Localmente, en las unidades tobáceas también se desarrollaron canales de erosión rellenos de depósitos fluviales. La falta de continuidad lateral indica que estos depósitos estuvieron fuertemente controlados por paleoarroyos.

En la Punta El Soldado a las tobas les sobreyacen areniscas con las que se interestratifican depósitos de caída de ceniza, con frecuencia alterados a bentonita. Dentro de la secuencia de arenisca se ubican depósitos piroclásticos re TRABAJADOS y conglomeráticos con pómez y fragmentos líticos y matriz arenosa que indica depositación en ambiente marino. Esta unidad sedimentaria tiene una distribución más amplia que la de los depósitos tobáceos. Lateralmente, gradúa a secuencias más conglomeráticas que incluyen fragmentos de granito que indican mezcla entre depósitos marinos y fluviales. La correlación entre las unidades de Punta El Soldado y las del norte se dificulta en vista de que este sitio representa un bloque estructural rotado. En este lugar las tobas sobreyacen a andesitas basálticas y a un conglomerado oligomíctico de la misma composición (muestra 45, Tabla 5; muestra 37, Anexo 1). La andesita basáltica presenta intercrecimientos de olivino y piroxeno y vesículas rellenas de calcita y sílice. Se analizaron separados de fragmentos de pómez de las tobas, cuya composición es traquidacítica (muestra 46, Tabla 5), notablemente más alcalina que las tobas de la parte occidental

Tabla 5. Análisis químicos de rocas representativas del oriente de la Sierra Las Ánimas (ver explicación al pie de la Tabla 6).

Número	42	43	44	45	46	47
(Análisis) Muestra	(S) 1-IV-94	(S) 4-IV-94	(S) 15-IV-94	(=) 18-IV-94	(S) 19-IV-94	(=) 20-IV-94
Coordenadas (UTM)	269 164 / 3196 449	268 933 / 3196 607	269 662 / 3196 439	270 033 / 3196 0	270 033 / 3196 0	268 079 / 3195 947
Ubicación	lado E	lado E	Lado E	El Soldado	Lado E	A El Soldado
Tipo de roca	Dacita	Andesita	Dacita	Andesita basáltica	Pómez Riolítica	Tonalita
SiO ₂	63.82	59.76	63.78	53.05	64.81	68.22
TiO ₂	0.71	0.86	0.71	0.86	0.22	0.53
Al ₂ O ₃	16.04	16.08	16.4	16.06	11.77	16.01
FeO	4.62	6.47	4.67	7.84	1.43	2.83
MnO	0.08	0.11	0.08	0.15	0.03	0.06
MgO	3.04	5.16	3.08	6.31	1.69	1.93
CaO	5	7.26	5.23	10.73	3.84	3.58
Na ₂ O	3.93	3.42	4.11	2.88	6.82	4.16
K ₂ O	2.95	1.98	2.48	1.72	3.79	3.15
P ₂ O ₅	0.19	0.2	0.17	0.36	0.05	0.14
Σ	100.38	101.3	100.71	99.96	94.45	100.61

Mg #	54	58.99	54.03	58.92	67.87	54.91
Cr	71	135	66	165	4	51
Ni	32	28	33	25	11	16
Se	18	24	14	33	3	9
V	116	163	103	239	28	50
Cu	21	31	12	55	12	0
Pb	10	6	11	11.67	11	19.67
Zn	55	69	53	77	25	63
K	24406	16188	20421	14278	33288	25983
Rb	112	71	101	22.56	138	81.18
Cs	na	na	na	0.74	na	3.03
Ba	1044	719	913	1239	939	1055
Sr	564	593	611	1040	209	692
Ga	18	17	17	21	11	21
Ta	na	na	na	0.28	na	0.38
Nb	10.2	10.2	9.5	5.42	8.4	5.32
Hf	na	na	na	3.69	na	3.12
Zr	229	183	210	164	127	135
Ti	95800	5096	4208	5150	1397	3141
Y	23	25	23	25.75	13	8.48
Th	16	7	17	9.74	22	4.44
U	na	na	na	2.89	na	1.09
La	28	28	39	48.84	31	19.49
Ce	75	64	49	90.93	27	35.79
Pr	na	na	na	11.14	na	3.8
Nd	na	na	na	46.39	na	14.62
Sm	na	na	na	9.8	na	2.6
Eu	na	na	na	2.57	na	0.85
Gd	na	na	na	7.06	na	1.97
Tb	na	na	na	1.01	na	0.29
Dy	na	na	na	5.17	na	1.57
Ho	na	na	na	0.95	na	0.3
Er	na	na	na	2.47	na	0.79
Tm	na	na	na	0.34	na	0.12
Yb	na	na	na	2.01	na	0.73
Lu	na	na	na	0.31	na	0.13

de la sierra. La arenisca y arenisca conglomerática que sobreyacen a las tobas forman en conjunto una unidad discontinua de aproximadamente 10 m de espesor. La capa superior contiene nódulos silíceos, fragmentos de andesita y pómez y material orgánico en una matriz de ceniza. El material orgánico, aparentemente sin fósiles, indica un ambiente lagunar localizado posiblemente entre edificios volcánicos.

En la parte central de la zona las areniscas se encuentran entre un derrame andesítico de hornblenda en la base (muestra 43, Tabla 5; muestra 35, Anexo 1) y un derrame autobrechado de dacita de hornblenda sobreyacente (muestra 42, Tabla 5; muestra 34 Anexo 1). Estas areniscas forman una alternancia de capas oscuras ricas en material orgánico y arenas ricas en material piroclástico. Paleocanales orientados E-W, cuyos bordes son ricos en material conglomerático, mientras que la parte

central está ocupada por arenas finas, son comunes. Esta secuencia está deformada y alterada térmicamente por la intrusión de una andesita porfirítica. Se fechó hornblenda del derrame de la base por el método de K-Ar en 7.8 ± 0.2 Ma (promedio de tres experimentos; Tabla 1). Esta edad es la más joven reportada en la región, lo que indica actividad del Mioceno tardío, correlacionable en parte con las reportadas en la Isla Ángel de la Guarda e Isla San Lorenzo (Delgado-Argote *et al.*, 1998; Escalona Alcázar, 1999).

El conjunto litológico anterior está cubierto parcialmente por una serie de conglomerados polimícticos formados por rocas de las unidades anteriores y areniscas. En su mayor parte, estas rocas clásticas están pobremente consolidadas, y en algunas zonas pueden estar bien clasificadas, por lo que se infiere que resultaron de flujos de detritos depositados en cuerpos de agua que pueden representar lagunas interiores. Su distribución es local. En Punta El Alacrán, los conglomerados presentan horizontes de coquina formada por bivalvos, corales, tubos de gusanos en una matriz de arenisca calcárea de posible edad Plioceno. El espesor máximo observado es de 18 m y su distribución está restringida a depresiones erosionales en las rocas metamórficas (Herrera Recinos, 1995).

A.5. Descripción y significado de los fósiles

La fauna fósil en distintos sedimentos intercalados con rocas volcánicas de la zona de Bahía de los Ángeles e Isla Ángel de la Guarda tiene un significado importante en la reconstrucción del protogolfo de California. En Bahía de los Ángeles se encuentran fragmentos de fósiles a diferentes alturas sobre el nivel medio del mar actual: Cerro Los Angelitos (70 m), parte norte de la Sierra Las Flores (150 m y 300 m), parte oriental del Cerro Las Tinajas (250 m), parte occidental del Cerro Las Tinajas (300 m), cima de La Cantera en la Sierra Las Ánimas (600 m). En todos estos sitios los sedimentos están asociados con derrames basálticos de ca. 12 Ma, aunque en el occidente de la Sierra Las Ánimas, derrames andesíticos con horizontes interestratificados de areniscas y conglomerados, aparentemente depositados en lagunas marginales, se fecharon en ca. 18.4 y 17.9 Ma (Tabla 1). En la parte noroccidental de la Isla Ángel de la Guarda se obtuvo una edad similar (ca. 17.7 Ma) de brechas de derrame andesítica a dacítica con sedimentos arenosos que contienen fragmentos de bivalvos. Este último sitio es el más antiguo fechado del cual se tienen evidencias de fauna marina en el Golfo de California.

Existen otros sitios donde se han encontrado colonias de corales y depósitos más recientes, posiblemente del Plio-Pleistoceno en el Cerro Las Tinajas y costa oriental de la Sierra Las Ánimas. En todos estos sitios los depósitos sedimentarios son conglomeráticos, ricos en fragmentos de basalto. Una secuencia importante por su distribución amplia son los depósitos de travertino, que incluyen conglomerados con fragmentos de basalto e ignimbrita, que afloran desde la población de Bahía de los Ángeles hasta cerca de la Misión de San Borja, aproximadamente 30 km hacia el suroccidente. El basalto y las ignimbritas de esa región fueron fechados por el método K-Ar en ca. 10 Ma y 14 Ma, respectivamente (Gastil *et al.*, 1979), por lo que esos depósitos deben ser del Mioceno tardío-Plioceno.

La fauna encontrada en Bahía de los Ángeles se describe en Delgado-Argote *et al.* (1999), donde se menciona que sedimentos que incluyen pisolitas, estromatolitos y fragmentos de conchas, indicativos de ambientes de intermareas, fueron incorporados y posteriormente levantados durante el

emplazamiento de cuerpos basálticos en el Cerro Los Angelitos y Sierra Las Flores. Aunque la fauna encontrada es imprecisa para fechar la secuencia, los fósiles son relevantes para definir paleoambientes. Algunas conchas completas fueron colectadas sólo en la cima de La Cantera de la Sierra Las Ánimas. De la parte más alta de la sierra se colectó *Dosinia (Dosinidea) ponderosa* (Gray). La identificación se hizo de una valva izquierda incompleta. Este es el espécimen más grande de *Dosinia*. Actualmente, esta especie se encuentra desde el Golfo de California hasta el norte de Chile. Su localidad tipo está en el Golfo de California y cubre un rango de edad desde el Mioceno medio hasta el Holoceno y la primera descripción de *Dosinia* en Baja California fue hecha por Durham (1950). Un ejemplar de *Dosinia ponderosa*, fechada por U/Th en un rango de 150 Ka a 10 Ka, fue reportado en el nororiente del Golfo de California (Ortlieb, 1991a) y en depósitos del Pleistoceno tardío en la Isla Tiburón (Ortlieb, 1991b). Esta muestra de Bahía de los Ángeles es la primera reportada de edad Mioceno Medio en Baja California. En la parte media de la Sierra Las Ánimas se colectó un espécimen de *Glycymeris (Glycymeris) gigantea* (Reeve) en sedimentos retrabajados en la base de un derrame basáltico. La identificación fue hecha de una valva izquierda. Su distribución geográfica actual se extiende desde Bahía Magdalena, Baja California, hasta Acapulco, Guerrero. Fósiles de *gigantea* se han reportado en el sur de California y ambas costas de la península de Baja California en sedimentos del Plioceno (Durham, 1950). Su alcance estratigráfico cubre desde el Mioceno hasta el Holoceno. De este sitio también se identificó la familia Pectinidae en un fragmento de valva.

A.6. Síntesis

Las rocas volcánicas más antiguas afloran en el occidente y suroccidente de la Sierra Las Ánimas y son derrames andesíticos interestratificados con areniscas y conglomerados. Algunas lavas de aspecto almohadillado atraparón areniscas derivadas de rocas graníticas y andesíticas, lo que indica la expulsión de la lava dentro de cuerpos de agua. Las rocas sedimentarias indican transporte fluvial y deposición en medio lacustre. En el flanco oriental de la Sierra Las Flores y parte suroccidental de la Sierra Las Ánimas, las areniscas formadas por fragmentos vítreos y cuarzo están interestratificadas con horizontes de limo y lentes de guijarros que también atestiguan la acumulación en un ambiente lacustre. La mayoría de las rocas volcánicas y volcanoclásticas representan facies proximales y los lahares con fragmentos grandes de andesita en matriz tobácea sugieren actividad volcánica cercana derivada de estratovolcanes localizados hacia el sur.

Los flujos piroclásticos más voluminosos se restringen a la Sierra Las Flores y al lado occidental de la Sierra Las Ánimas y muestran una tendencia marcada a desaparecer hacia el sur, donde dominan los lahares y otros depósitos epiclásticos, principalmente derivados de rocas volcánicas andesíticas. Los centros volcánicos dacíticos se localizan al pie de la Sierra La Libertad y a ellos se asocian los depósitos de distribución restringida de aglomerados y flujos de ceniza de los cerros Archelon, Angelitos, Almacén y Triates. La actividad basáltica sigue un patrón de distribución similar a la tendencia estructural regional de orientación NNW. Se manifiesta en la Sierra La Libertad como una serie de edificios volcánicos que tiene continuidad aparente con la Sierra Las Flores donde, tanto los montículos basálticos como los diques alimentadores de las lavas que coronan a la sierra, siguen la misma tendencia estructural. La actividad basáltica de la Sierra Las Ánimas también es paralela al patrón

estructural regional; sin embargo, como se discutirá adelante, las cámaras magmáticas son distintas con respecto a la serie de las sierras La Libertad y Las Flores.

Se interpreta que durante el intervalo de 18 a 12 Ma ocurrieron incursiones marinas relacionadas con el desarrollo del protogolfo de California, definido por Karig y Jensky (1972) que, con excepción de la región de las grandes islas, desarrollaron bahías siguiendo una morfología similar a la actual. Este mar interior, donde se desarrollaron colonias de estromatolitos y bivalvos, avanzó hasta alcanzar la parte sur del Valle Las Tinajas. La mayor parte de la actividad basáltica fisural ocurrió durante el Mioceno medio en este ambiente lagunar. Evidencias de cambios posteriores en el nivel del mar han sido erosionadas y sólo se han preservado corales y coquinas de probable edad Plio-Pleistoceno en la parte oriental de la Sierra Las Ánimas.

De acuerdo con la descripción geológica de la región de Bahía de los Ángeles, la estratigrafía volcánica es similar a la de la Sierra Mopah y bloque Mojave en el sur de California EUA, donde el volcanismo bimodal del Mioceno no desarrolló calderas o volcanes compuestos y las secuencias sedimentarias tienen un origen local; este volcanismo fue contemporáneo al proceso de extensión cortical (Hazlett, 1990; Glazner, 1990).

B. ISLA ÁNGEL DE LA GUARDA

Esta isla de aproximadamente 70 km de longitud es la segunda más grande del Golfo de California. Su cubierta volcánica es correlacionable, en términos generales, con las secuencias del Terciario del oriente de Baja California (Gastil *et al.*, 1975 y 1979) y occidente de Sonora (Sawlan, 1991; Mora Alvarez, 1993). En la región de las grandes islas, la actividad volcánica actual está relacionada con la transición de *rift* continental a *rift* oceánico y con las cuencas extensionales del sistema transtensivo del Golfo de California (Sawlan, 1991). Además, son importantes las manifestaciones de actividad magmática a lo largo de las extensiones de las zonas de fractura en el Golfo, como la documentada frente a la costa de Santa Rosalía (Fabriol *et al.*, 1999) o de San Luis Gonzaga (Lonsdale, 1989). En la costa oriental de la península, así como en algunas islas del Golfo de California, la actividad volcánica se desarrolló principalmente sobre basamento granítico del Cretácico (Sawlan, 1991). El periodo extensional, correspondiente a la deformación del *Basin and Range*, fue seguido en el Plioceno por el desarrollo del sistema transforme San Andrés-Golfo de California.

Los estudios geológicos a detalle en las islas del Golfo de California son escasos y sólo destacan los efectuados en Isla Tortuga (Batiza, 1978) e Isla San Esteban (Desonie, 1992). Antes de la descripción estratigráfica de la zona El Paladar y litológica de la Isla Ángel de la Guarda por Escalona Alcázar y Delgado-Argote (1998), de la que se extrajo una síntesis que se presenta en los siguientes párrafos, sólo existía el mapa geológico publicado por Gastil *et al.* (1975) a escala 1:250,000. En la nueva versión de Escalona-Alcázar y Delgado-Argote (1998) se identificaron diez unidades litoestratigráficas cenozoicas que descansan sobre basamento formado por rocas metamórficas del Paleozoico y granitoides del Cretácico. Este se encuentra cubierto principalmente por rocas volcánicas del Mioceno y Plioceno. Delgado-Argote *et al.* (1995) hicieron un estudio fotogeológico y reconocimiento a lo largo de la costa occidental de la isla en que se reconocieron domos exógenos y tobas de

composición dacítico-latítica, derrames andesíticos y depósitos fluviales en la parte central y sur de la isla. En la parte septentrional de la isla dominan los derrames de lava andesítica y lahares, tobas y depósitos fluviales.

La interpretación litológica de la isla se realizó utilizando fotografías aéreas en blanco y negro del INEGI (1989) escala 1: 75,000. En la Zona El Paladar se hizo cartografía geológica de detalle y se describió la secuencia estratigráfica y, con muestras representativas de las unidades, se realizó un análisis petrográfico (Escalona Alcázar, 1996 y Escalona Alcázar y Delgado-Argote, 1998). Lo anterior, junto con las observaciones realizadas a lo largo de la costa occidental de la isla, permitió establecer una secuencia estratigráfica generalizada de la isla.

B.1. Rasgos geológicos y unidades litológicas

La isla se caracteriza por la tendencia lineal que presenta la mayor parte de sus márgenes (Figs. 3 y 5). La costa occidental de la isla, así como la costa oriental entre Ensenada Tepetates y Punta El Pulpito, son casi rectas, similares a la costa peninsular entre la Bahía San Luis Gonzaga y Bahía de los Ángeles, cuya orientación es $N40^{\circ}W$, paralela a la zona de falla transforme Ballenas (Fig. 3). La costa suroriental, entre Punta del Diablo y Punta Las Cruces, tiene una orientación N-S marcada, paralela a la tendencia estructural de las zonas de subsidencia de corteza continental en márgenes de rift de la Cuenca Tiburón, actualmente inactivas (Fig. 3). En la parte central de la isla, al poniente de Punta del Diablo, la costa orientada E-W también es notablemente rectilínea, lo que sugiere un origen tectónico. Entre Punta Los Machos y Punta del Diablo la isla está separada en dos grandes bloques con características litológicas y estructurales distintas. En el Bloque Septentrional los lineamientos estructurales fotointerpretados muestran tendencias ortogonales con orientaciones hacia el NE y NW, mientras que en el Bloque Meridional las tendencias se orientan N-S y NNE (Escalona-Alcázar, 1996). Se interpreta en este trabajo que las estructuras del Bloque Septentrional de la isla están más influenciadas por la cercana zona de fractura Tiburón, mientras que el Bloque Meridional muestra más la influencia de los márgenes de la Cuenca Tiburón, activa hasta antes de que se desarrollara la zona de falla Ballenas. La zona a partir de la cual se dividen los bloques está marcada por lineamientos orientados E-W y, en la Punta Los Machos, por volcanismo basáltico del Plioceno (Gastil *et al.*, 1975). Los lineamientos estructurales de la costa occidental muestran tendencias dominantes hacia el NW, paralelas a la costa y a la zona de falla Ballenas, que enmascaran a estructuras más antiguas. La actividad tectónica más reciente de la margen occidental de la isla desarrolla escarpes más abruptos que los de la margen oriental, en donde las playas son extensas.

B.2. Unidades regionales

La interpretación fotogeológica y reconocimiento de campo de la Isla Ángei de la Guarda permitió diferenciar 11 unidades litológicas a las que aquí se les da el carácter de regional y que comprenden desde el basamento Paleozoico y Cretácico, hasta los depósitos sedimentarios sin consolidar del Reciente. Estas unidades litológicas se presentan de manera resumida y en orden estratigráfico en la Fig. 8, según se describen enseguida.

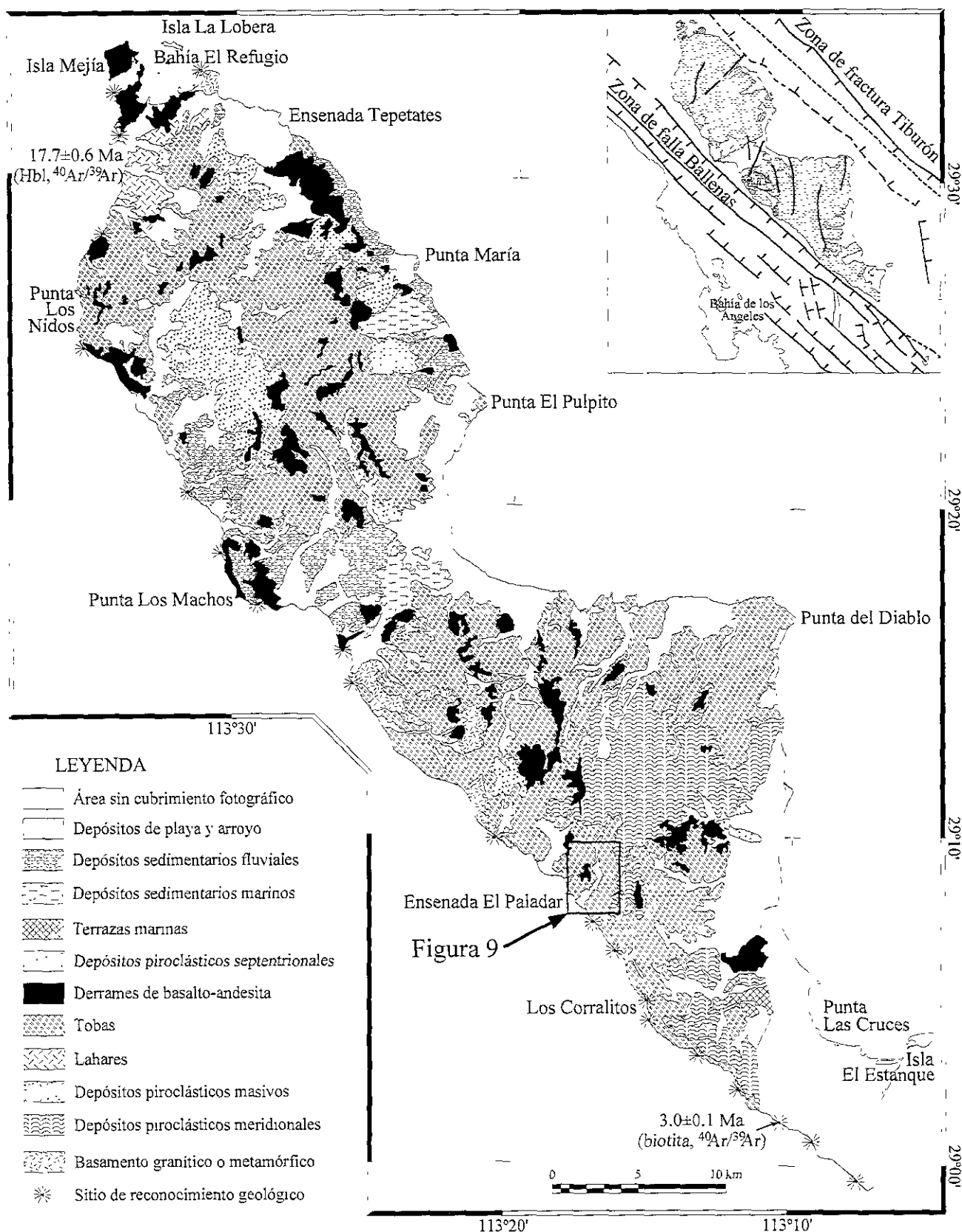


Fig. 8. Mapa fotolitológico de la Isla Ángel de la Guarda. La posición de las unidades litológicas indica la secuencia estratigráfica sugerida, con excepción de la unidad de Derrames de Basalto-Andesita, la que está expuesta en diferentes niveles, cubriendo un rango de edad desde el Mioceno hasta el Plioceno. Se muestran la zona de cartografía de detalle de la zona El Paladar de la Fig. 9 y los sitios de reconocimiento a lo largo de la costa occidental.

a. Basamento granítico o metamórfico. Estas rocas cristalinas sólo afloran en la parte centro-sur y en el extremo norte de la isla, principalmente en la base de los cañones o cercanas al nivel del mar donde la erosión es más acentuada. Se caracterizan por tener un drenaje pobremente desarrollado. Los afloramientos estudiados corresponden en gran parte a las unidades que Gastil *et al.* (1975) definieron como rocas metamórficas del Paleozoico y graníticas del Cretácico. Las muestras de granitoides analizadas son principalmente de composición tonalítica a granodiorítica sin magnetita (muestra 56, Tabla 6). En esta unidad son comunes los diques de composición andesítica, mientras que en las rocas de la costa occidental, los diques pegmatíticos son abundantes.

b. Depósitos piroclásticos meridionales. Esta unidad de aspecto masivo no presenta estratificación aparente. Sólo aflora en la parte sur de la isla, donde desarrolla un drenaje dendrítico. Varía composicionalmente desde andesita hasta riolita y Gastil *et al.* (1975) la ubican en el Mioceno. Es probable que esta unidad sea correlacionable con la toba pumicítica de la cima de la secuencia de El Paladar (Fig. 9).

c. Depósitos piroclásticos masivos. Estas rocas están ampliamente distribuidas en las partes altas del Bloque Septentrional. Muestran una estratificación burda y desarrollan un drenaje dendrítico. Aunque no se estudiaron en el campo, se infiere que descansan directamente sobre el basamento.

d. Lahares. Los depósitos de lahares sin estratificar son muy abundantes en el Bloque Septentrional de la isla. Presenta un drenaje dendrítico bien desarrollado. En la costa noroccidental se observa que los constituyentes principales son de andesita, dacita y de tobas líticas de hasta 1 m de diámetro. Descansan sobre andesita y dacita con sedimentos fosilíferos atrapados entre las unidades de derrame. De un fragmento de dacita (muestra 52, Tabla 6) se fechó hornblenda en 17.7 ± 0.6 Ma por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (edad de meseta; muestra 14-VI-94, Tabla 1).

e. Tobas. Con este nombre se agrupa a una serie de unidades ampliamente distribuidas en toda la isla. Forman un relieve abrupto y tienen estratificación bien desarrollada. Por su textura se interpreta que la mayor parte de la serie está formada por cenizas de grano fino. Su distribución corresponde en buena medida con la "Unidad Volcánica Indiferenciada" del Mioceno definida por Gastil *et al.* (1975). En varios sitios a lo largo de la costa occidental se observó que estas rocas descansan sobre aglomerados, derrames y domos de composición dacítica y andesítica. Esta unidad es correlacionable con las tobas vítrea y lítica, con las areniscas y con parte de las lavas cartografiadas en la zona El Paladar (Figs. 8 y 9). De una brecha de flujo formada por fragmentos de riolita hialoporfirítica (muestra 39, Anexo 1 y muestra 48, Tabla 6) y de ignimbrita eutaxítica se obtuvieron edades K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 3.4 ± 0.2 Ma y 3.0 ± 0.1 Ma (muestra 2-VI-94, Tabla 1), menos de un millón de años más jóvenes que las reportadas en rocas similares en la Isla San Esteban (Desonie, 1992).

f. Derrames de basalto y andesita. Estas lavas cubren zonas extensas en la isla e incluyen derrames interpretados como del Mioceno y Plioceno (Gastil *et al.*, 1975). Presentan un drenaje pobremente desarrollado. Aunque en algunos lugares las lavas se encuentran sobre la unidad de tobas, como en la zona El Paladar (Figs. 8 y 9), en algunos otros pueden representar la base de las secuencias de los depósitos piroclásticos masivos. En este último caso, los afloramientos de lavas son alargados y pue-

Tabla 6. Análisis químicos de rocas representativas de la costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda.

Número	48	49	50	51	52	53	54	55
(Análisis) Muestra	(S) 3-VI-94	(#) 4-VI-94	(S) 7-VI-94	(#) 8-VI-94	(#) 10-VI-94	(#) 11-VI-94	(#) 13-VI-94	(#) 16-VI-94
Coordenadas (UTM)	288 014 / 3212 626	284 019 / 3216 088	279 260 / 3221 938	29 09 74 / 113 19 81	29 18 32 / 113 30 21	29 18 32 / 113 30 21	29 28 03 / 113 34 7	29 33 01 / 113 31 29
Tipo de roca	Riolita	Dacita	Riolita	Tonalita	Dacita	Andesita	Dacita	Granodiorita
SiO ₂	72.62	67	72.66	57.6	64.88	63.06	66.81	61.32
TiO ₂	0.33	0.52	0.31	0.86	0.98	0.62	0.56	0.98
Al ₂ O ₃	14.52	15.62	14.56	17.19	16.42	17.26	15.58	17.34
FeO	1.97	3.07	2.04	7.19	5.16	4.75	3.39	5.14
MnO	0.05	0.06	0.05	0.13	0.09	0.13	0.07	0.11
MgO	0.6	1.9	0.65	5.02	1.57	1.22	2.71	3.42
CaO	1.84	4.2	2.18	7.69	4.62	5.27	4.05	6.32
Na ₂ O	4.8	4.5	4.84	3.07	4.92	4.18	4.26	3.16
K ₂ O	3.34	2.22	3.13	1.88	1.58	2.48	2.39	1.81
P ₂ O ₅	0.06	0.12	0.07	0.19	0.26	0.17	0.14	0.2
Σ	100.13	99.21	100.49	100.82	100.48	99.14	99.96	99.8
Mg#	35.18	52.41	36.33	55.45	35.14	31.39	58.76	54.32
Cr	5	16	1	53	5	32	31	36
Ni	9	14	8	7	5	12	20	12
Se	6	4	8	29	14	10	7	17
V	24	61	29	205	126	98	61	115
Cu	4	8	5	6	6	2	8	0
Pb	11	7.32	11	7.07	7.21	19.99	10.14	7.12
Zn	44	54	38	85	70	65	50	80
K	27726	18595	25817	13440	13033	20753	19840	13025
Rb	90	54.49	93	75.03	38	51.37	58.99	57.13
Cs	na	0.81	na	3.47	1.55	2.5	2.34	4.25
Ba	907	652	940	573	566	1030	828	810
Sr	185	404	223	412	434	741	404	406
Ga	17	17	20	19	22	19	16	17
Ta	na	0.45	na	0.52	0.46	0.47	0.57	0.68
Nb	8.6	5.61	6.6	6.65	6.2	6	6.65	9.56
Hf	na	3.86	na	2.94	4.33	3.33	3.24	3.02
Zr	198	150	167	115	167	143	129	145
Ti	1990	3171	1876	5096	5857	3741	3369	5875
Y	26	16.3	20	23.54	28.88	15	14.17	19.59
Th	10	4.12	9	4.83	2.73	5.41	5.76	3.99
U	na	1.37	na	1.81	0.93	2.02	2.04	1.56
La	20	18.08	28	18.12	15.64	23.02	20.51	15.94
Ce	57	35.76	34	36.15	33.03	44.83	37.37	33.42
Pr	na	4.02	na	4.23	4.13	4.94	4.1	4.07
Nd	na	15.52	na	17.55	18.47	19.23	15.54	17.02
Sm	na	3.4	na	4.33	4.97	4.02	3.24	3.96
Eu	na	0.81	na	1.11	1.4	1.18	0.79	1.18
Gd	na	2.86	na	4.08	4.89	3.25	2.62	3.81
Tb	na	0.49	na	0.72	0.86	0.5	0.45	0.64
Dy	na	2.96	na	4.27	5.4	2.89	2.69	3.63
Ho	na	0.59	na	0.88	1.13	0.57	0.52	0.7
Er	na	1.71	na	2.52	3.17	1.58	1.48	1.91
Tm	na	0.25	na	0.35	0.45	0.21	0.21	0.27
Yb	na	1.58	na	2.17	2.78	1.38	1.34	1.65
Lu	na	0.25	na	0.32	0.43	0.23	0.22	0.24

Nota. Tanto las muestras enviadas a la Universidad de Washington State, como las procesadas en el LUGIS, UNAM, fueron preparadas siguiendo el procedimiento descrito por Rendón Marquez (1995). En el campo se hizo una selección de fragmentos de roca fresca, las que fueron reducidas en el Taller de Preparación de muestras del CICESE en una quebradora de quijadas de acero. Una nueva selección de fragmentos frescos se pulverizo con discos de cerámica hasta un tamaño de 2 phi, que posteriormente se redujo a aproximadamente 4 phi en una pulverizadora de anillos de acero. Los análisis de Fluorescencia de Rayos X y mediciones de LOI se efectuaron en el LUGIS, UNAM de acuerdo con los métodos analíticos de Lozano-Santa Cruz et al. (1995) y Verma et al. (1996), mientras que los efectuados en la Universidad de Washington State se describen en Hooper et al. (1993).

Los valores están recalculados libres de volátiles y el hierro está expresado como FeO total. Mg# es $100\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + 0.8998\text{Fe}_2\text{O}_3)$, donde los óxidos se dividen primeramente por sus pesos moleculares (IGPET 3.21, 1994).

Los símbolos que indican el laboratorio y análisis efectuado son los siguientes: &= FRX en el LUGIS, \$= FRX en WSU, #= FRX y ICP-MS en WSU.

na = elemento no analizado.

den observarse en las partes bajas de cañones profundos. No obstante que su identificación es fácil, su posición estratigráfica y correlación con otros derrames no es siempre clara. En Punta Los Machos (Fig. 8) la mayor parte de los derrames están brechados y su composición es andesítica. Gastil *et al.* (1975) interpretaron los derrames de esta localidad como de edad Plioceno.

g. Depósitos piroclásticos septentrionales. Estos depósitos sólo afloran en la parte nororiental de la isla, por lo que no han sido descritos en el campo. No muestran rasgos de estratificación claros, cubren parcialmente a las unidades de Tobas y Derrames de Basalto y andesita y en ellos se desarrolla un drenaje dendrítico bien integrado.

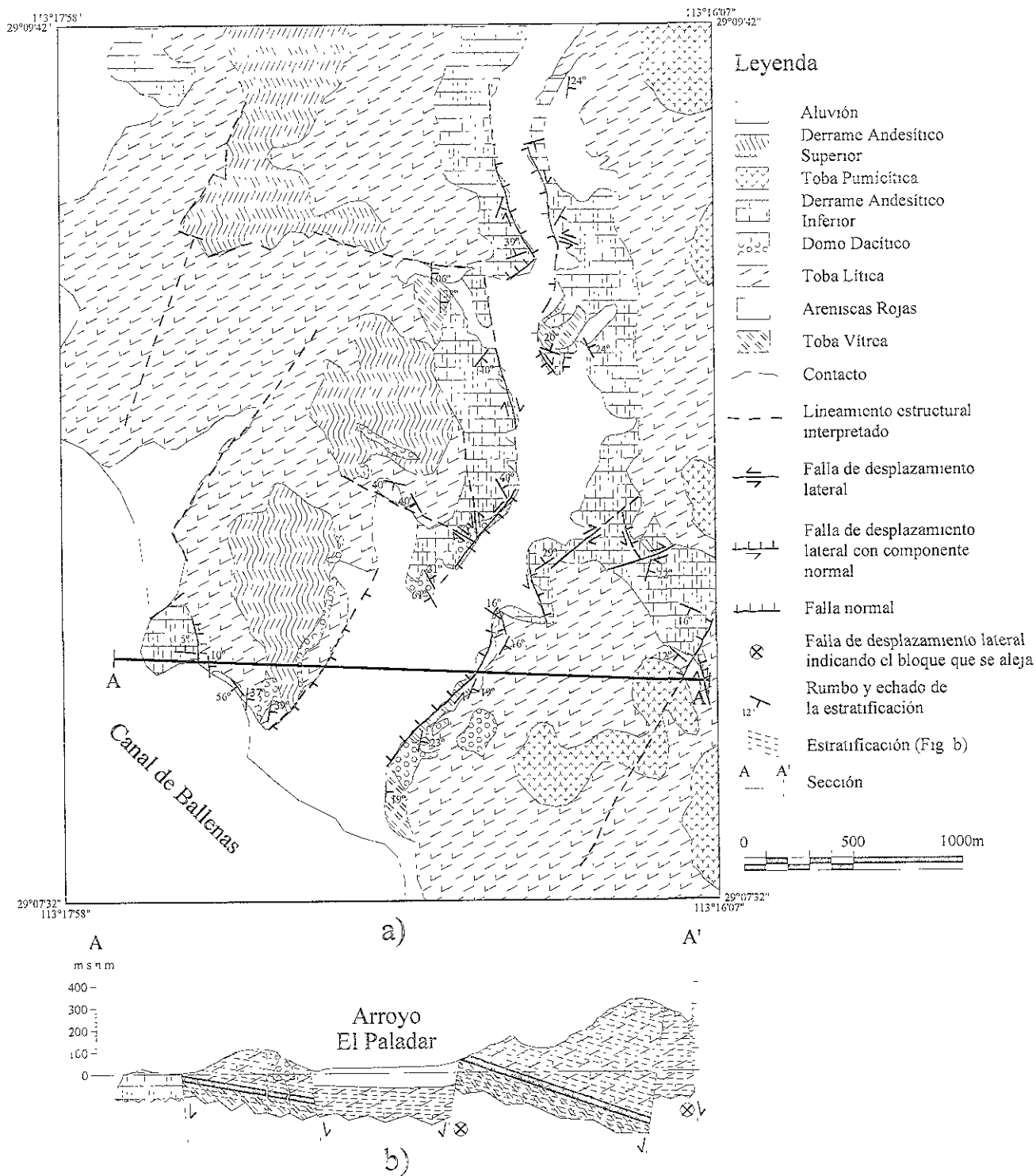


Fig. 9. a) Mapa geológico de la zona El Paladar donde se muestran las unidades litológicas en orden estratigráfico. Se infiere que la Toba Vítreca descansa sobre la andesita que se observa a lo largo de la costa cerca de la zona. b) Sección estructural a través del Arroyo El Paladar (escalas vertical y horizontal 1:1).

En el mapa geológico de Gastil *et al.* (1975) está definida una unidad de rocas sedimentarias marinas del Plioceno cuyos afloramientos se distribuyen ampliamente en toda la isla. En este trabajo, siguiendo el criterio de grado de consolidación aparente, esta unidad se dividió en terrazas marinas y depósitos sedimentarios marinos, pues los afloramientos del extremo suroriental parecen ser más competentes que los depósitos del norte de la isla.

h. Terrazas marinas. Estas unidades de la porción sur de la isla están estratificadas y aparentemente bien consolidadas. Desarrollan un drenaje pobremente integrado y su textura en las fotografías aéreas tiene un aspecto granular.

i. Depósitos sedimentarios marinos. Estos depósitos agrupan a todas las unidades sedimentarias no consolidadas del norte de la isla que no ocupan los cauces de los arroyos o las playas. Desarrollan un drenaje dendrítico más denso y mejor integrado que el observado en las Terrazas Marinas.

j. Depósitos sedimentarios fluviales. Estos depósitos afloran ampliamente en la parte central y norte de la isla y por su distribución, parecen ser abanicos aluviales parcialmente erosionados. Desarrollan un drenaje dendrítico bien integrado debido a su estado pobremente consolidado. Los afloramientos de esta unidad son equivalentes a la Unidad Sedimentaria Fluvial definida por Gastil *et al.* (1975). En Punta Los Machos y hacia el norte, se observó que estos depósitos están constituidos por arena gruesa, arena conglomerática y gravas. Los fragmentos de roca son de granito, esquisto, ignimbrita, andesita, basalto y tobas. Su edad puede ser Plio-Pleistoceno y su estratificación buzante 8° hacia el occidente en el bloque meridional de la isla, y de 25° hacia el suroriente en el septentrional, sugiere que la isla ha sufrido basculamiento diferencial entre bloques. En la parte sin cobertura fotográfica también afloran estos depósitos.

k. Depósitos de playa y arroyo. Esta unidad agrupa a todos los sedimentos del Cuaternario localizados a lo largo de las playas y arroyos.

B.3. Estratigrafía de la Zona El Paladar

La Zona El Paladar fue escogida como sitio de prueba para validar la fotointerpretación. En ella se cartografiaron siete unidades litológicas a escala 1: 30 000 (Fig. 8). Durante el trabajo de campo se colectaron muestras representativas de las unidades para su análisis petrográfico, discutidas en Escalona Alcázar (1996) y Escalona Alcázar y Delgado Argote (1998). Esta zona se escogió por su acceso fácil y porque a lo largo del arroyo hay una buena exposición de la secuencia volcánica. Además, es representativa de la mitad meridional de la isla, pues en ella afloran unidades litológicas de distribución muy amplia (Figs. 8 y 9). A continuación se presenta la descripción de las unidades cartografiadas con base en los datos de campo y en el resultado de los análisis petrográficos.

La base de la secuencia de El Paladar está constituida por una *Toba Vitrea* de color blanco. Se caracteriza por estar formada por horizontes de 2 a 15 cm de espesor que ocasionalmente alcanzan hasta los 30 cm. Muestra una gradación normal y alternancia rítmica de horizontes líticos, pumicíticos y de ceniza retrabajados, con incremento en el contenido de pómez hacia la parte superior del depósito. El tamaño de grano varía de ceniza a lapilli. Ocasionalmente presenta estratificación cruzada pobre-

mente desarrollada que sugiere que su depósito ocurrió en un ambiente lagunar somero que promovió una buena clasificación de los fragmentos constituyentes. La base de esta unidad no está expuesta, pero al igual que en otros lugares de la costa occidental, se infiere que descansa sobre derrames andesíticos.

La unidad anterior está cubierta por capas de *Areniscas Rojas*. Su espesor máximo es de 40 m y su distribución es amplia. Las areniscas están constituidas por horizontes que varían de 1 a 10 cm de espesor y muestran una consolidación que varía de moderada a alta. El análisis granulométrico indica que el tamaño de grano varía de arena fina a media, con formas subangulares a subredondeadas. Los fragmentos líticos son de andesita, granito, esquisto máfico y cuarcita. La matriz es de arcilla rojiza en una concentración que varía entre el 3% y el 15%, mientras que el cementante es principalmente sílice, con calcita o hematita en menor cantidad. En algunas partes esta unidad está parcialmente cubierta por un derrame andesítico e interestratificada con una toba lítica, que se describirán adelante. La zona de interestratificación con la *Toba Lítica* tiene un espesor aproximado de 5 m. Esta zona se caracteriza por la presencia de capas de arenisca de aproximadamente 10 cm de espesor, mientras que las de toba varían de 30 a 40 cm. Ocasionalmente, la arenisca de la zona de contacto contiene fragmentos de toba. Se observaron sitios donde algunas grietas en las areniscas están rellenas con fragmentos de toba de ceniza fina, lo que indica periodos de inundación durante los cuales el material tobáceo superior se transportó y depositó sobre las areniscas. La *Toba Lítica* es de color rosado y en su mayor parte es rica en fragmentos líticos y de pómez. Los clastos de pómez son escasos en la base y aumentan hacia la cima. La matriz es ligeramente menos vítrea que la de la *Toba Vítrea* y en algunos sitios puede estar silicificada y argilitizada. En la parte medio oriental del arroyo esta unidad se encuentra cortada por canales rellenos de depósitos de lahares.

Cerca de la boca del arroyo las unidades anteriores están cubiertas y cortadas por una asociación de derrames y diques pertenecientes a un *Domo Dacítico* (Fig. 9). Estas rocas de aspecto vitrofírico se distribuyen localmente formando pequeños domos exógenos cuya coloración característica varía de negro a negro verdoso. En la zona de contacto con las areniscas y tobas anteriores, la dacita desarrolla una textura esferulítica al emplazarse en un medio saturado de agua. El contenido de esferulitas disminuye gradualmente hasta una distancia aproximada de 5 m, a partir de donde predomina la textura perlítica. Es común que en algunas zonas de contacto se desarrolle una zona de mezcla mecánica en la que clastos de hasta 50 cm de diámetro del vitrófiro dacítico se mezclan con tobas y areniscas.

Cubre parcialmente a las areniscas una unidad definida como *Derrame Andesítico Inferior*, la cual tiene coloración rosada a gris y composicionalmente varía de dacita a andesita. Este derrame aflora ampliamente en ambos lados del arroyo y su forma alargada sugiere que pudo haberse emplazado a lo largo de una zona de fracturamiento. El desarrollo de estructuras de flujo plegadas indican una viscosidad alta. Entre los planos de flujo es común el desarrollo de texturas esferulíticas y vesículas. Localmente puede tener hasta 30 m de espesor. En una extensa zona de la parte central del área cartografiada en la que aflora esta unidad se observa una zona de oxidación donde es común que se desarrollen fracturas de tensión que son rellenas por arenisca cementada por sílice. Además, se reconocieron sitios con estructuras de flujo vertical rodeados por zonas de oxidación y de mezcla mecánica con las unidades inferiores que aparentemente definen conductos por donde parte de estos derrames fueron extrudidos. Se interpreta que el emplazamiento de esta unidad de lavas viscosas ocurrió en una zona

saturada de agua en donde se desarrolló un campo local con intensa circulación hidrotermal que fluidizó a los sedimentos aun sin consolidar de la *Areniscas Rojas*, las cuales rellenan las fracturas en un movimiento ascendente. Estos diques de arenisca tienen hasta 10 cm de espesor y su longitud puede alcanzar varias decenas de metros.

Le sobreyace a la *Toba Lítica* una *Toba Pumicitica* que aflora en las partes altas de los cerros del área de estudio. Se estima que su espesor es superior a los 20 m. Se caracteriza por su alto contenido de pómez (hasta 73%) en fragmentos de tamaño de lapilli que ocasionalmente se encuentran ligeramente soldados. Desarrolla una textura eutaxítica y localmente esferulítica. Los horizontes esferulíticos alcanzan los 20 cm de espesor y se restringen a los 3 primeros metros del contacto inferior. Dichos horizontes se encuentran intercalados con horizontes ricos en cristales y pómez.

En la parte occidental del arroyo aflora un derrame de lavas similar, tanto composicional como texturalmente, al *Derrame Andesítico Inferior*. En vista de que ocupa una posición estratigráfica más alta, en este trabajo se le identifica como *Derrame Andesítico Superior*.

B.4. Síntesis

En general, la litología de la Isla Ángel de la Guarda es similar a la descrita en la región de Bahía de los Ángeles (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999) y a la cartografiada entre San Luis Gonzaga (Fig. 1) y Bahía de los Ángeles (Gastil *et al.*, 1975). Se interpreta una columna estratigráfica formada por un basamento metamórfico del Paleozoico y granítico del Cretácico, sobre el que se depositó una serie de rocas volcánicas efusivas y explosivas cuyas composiciones varían de andesíticas a riolíticas, entre las que se interestratifican unidades sedimentarias marinas. En el Bloque Septentrional, un concentrado de hornblenda de los derrames dacítico-andesíticos con fragmentos de arenisca fosilífera fue fechada por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 17.7 ± 0.6 Ma, equivalente a la secuencia volcánica basal descrita en la parte occidental de la Sierra Las Ánimas. En la parte suroccidental del Bloque Meridional la edad de meseta de biotita (método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) de una brecha de derrame tiene 3.0 ± 0.1 Ma, que corresponde a los derrames superiores de la zona El Paladar. La actividad volcánica ácida de este bloque sugiere una amplia zona volcánica que comparte características litológicas y es contemporánea a la de las islas San Lorenzo (Escalona Alcázar, 1999), San Esteban (Desonie, 1992) y parte occidental de la Sierra Las Ánimas (Figs. 1 y 3). Como se verá adelante, al reconstruir la posición de las islas para el Plioceno, la cercanía entre estas cuatro regiones es clara.

La distribución de las unidades litológicas interpretadas a partir de fotografías aéreas, así como algunos rasgos estructurales regionales y la morfología costera, sugieren que la isla está formada por dos grandes bloques. La margen oriental del bloque septentrional y extremo sur del meridional deben su forma y deformación a la evolución de la zona de fractura Tiburón y Cuenca Tiburón, respectivamente. Esta cuenca es prácticamente inactiva desde hace cerca de un millón de años, al iniciar el desarrollo de la zona de falla Ballenas (Lonsdale, 1989), la cual es responsable de la mayor actividad tectónica actual en la margen occidental de la isla. Por su parte, la costa noroccidental del bloque septentrional muestra un marcado paralelismo con las estructuras internas de falla de la Cuenca Delfín, lo que sugiere una relación estrecha.

De la comparación entre la litología fotointerpretada de la isla con respecto a la cartografiada en la Zona El Paladar, sólo dos unidades tienen correspondencia. La aparente falta de correlación entre las unidades interpretadas y las cartografiadas se debe a la diferencia de escalas a las que fueron realizados los trabajos; además, de acuerdo con los fechamientos, el bloque septentrional es aparentemente más antiguo y está más levantado que el meridional. De la comparación del mapa geológico de El Paladar (Fig. 9) con el fotolitológico (Fig. 8), se observa que las unidades cartografiadas como *Toba Lítica*, *Toba Vitrea*, *Areniscas Rojas*, *Domo Dacítico* y parte del *Derrame Andesítico Inferior*, en conjunto, corresponden a la unidad de Tobas de la Fig. 8. A esta unidad Gastil *et al.* (1975) la definieron como una Unidad Volcánica Indiferenciada del Mioceno de rocas andesíticas, dacíticas o riolíticas. La unidad interpretada como Derrames de Basalto-Andesita en la Fig. 8 corresponde al *Derrame Andesítico Superior* de la Zona El Paladar. En el mapa de Gastil *et al.* (1975) no aparecen los derrames lávicos identificados y cartografiados en la Zona El Paladar. Esos autores indican que los afloramientos de las unidades basálticas se encuentran distribuidos en la parte central de la isla y en escasos afloramientos en el sur, lo que contrasta con la amplia distribución mostrada en la Fig. 8.

Se interpreta que la secuencia volcánica y sedimentaria de El Paladar es de edad Mioceno Tardío-Plioceno, al igual que secuencias similares fechadas y cartografiadas en la Isla San Lorenzo y a las del Plioceno de la Isla San Esteban. En la zona El Paladar, la gradación normal, la presencia de estratificación cruzada y capas de ceniza retrabajadas con alternancia rítmica de estratos de diferente composición en la *Toba Vitrea*, sugieren que la actividad volcánica ocurrió en pulsos de diferente intensidad y que el depósito se efectuó en un ambiente de laguna marginal o mar somero de baja energía. La caída del material volcánico en el agua produjo la gradación normal del material piroclástico (Ledbetter y Sparks, 1979, Ninkovich *et al.* 1978). En esta cuenca se depositaron los horizontes de *Areniscas Rojas* durante periodos de calma de la actividad volcánica. El depósito de las areniscas continuó hasta que se reinició la actividad volcánica y se depositó la base de la *Toba Lítica*. La parte superior de esta última unidad indica un depósito aéreo que sugiere que la cuenca fue rellenada, o bien, que los cuerpos de agua desaparecieron durante la actividad volcánica.

Las texturas y estructuras, tanto del *Domo Dacítico*, como del *Derrame Andesítico Inferior*, muestran que su emplazamiento ocurrió en un ambiente rico en agua, aunque no existen evidencias que indiquen que los derrames se hayan emplazado en cuerpos de agua. Los conductos alimentadores de la unidad de andesita, al atravesar las areniscas ricas en agua, formaron una amplia zona de oxidación asociada con la convección provocada por el magma al entrar al ambiente lagunar. La fluidización de los sedimentos inyectados en las fracturas de la andesita se debe al calentamiento y presurización que, además, pudo haber producido hidrofracturamiento (Smellie *et al.*, 1998).

la de Baja California está dominada por rocas volcánicas que abarcan desde el Mioceno temprano hasta el Reciente (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan, 1991). Las rocas más antiguas son las de la región de La Giganta en Baja California Sur (BCS) y la actividad del Reciente se observa en el volcán Las Tres Vírgenes, BCS (Demant, 1981; Sawlan, 1981; Capra *et al.*, 1996), Cerro Mencenares (Bigioggero *et al.*, 1995) y en Cerro Prieto, Baja California Norte (BCN). Otras manifestaciones volcánicas del Reciente se restringen a algunas islas como Tortuga (Batiza, 1978) y San Luis Gonzaga (Medina *et al.*, 1994), así como a las cuencas extensionales (Fig. 1) del sistema transcurrente del Golfo de California (Lonsdale, 1989). El volcanismo del Terciario se desarrolló principalmente sobre un basamento metamórfico del Paleozoico y granítico del Cretácico, normalmente cubierto por depósitos sedimentarios continentales (Lee *et al.*, 1996). Esta actividad magmática corresponde a un arco continental calcialcalino que coincide temporalmente con el evento extensional del *Basin and Range* (Sawlan, 1991; Henry, 1989) y al transtensivo del sistema San Andrés-Golfo de California (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan, 1991).

En la parte central de la península, al sur de Bahía de los Ángeles, aflora un complejo volcanosedimentario intrusionado por rocas plutónicas máficas y ultramáficas de probable edad Cretácico Temprano que puede correlacionarse con el Grupo Alisitos del norte de la península (Gastil *et al.*, 1975). Este grupo de rocas máficas y ultramáficas ha sido, incluso, interpretado como de asociación ofiolítica (Radelli, 1989). A partir de esta región, hacia el NE, aflora la porción más austral de la provincia batolítica de Baja California del Cretácico tardío, la cual está cubierta en parte por rocas piroclásticas del Mioceno (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan, 1991) y por numerosos campos volcánicos basálticos que pueden ser tan jóvenes como del Plio-Pleistoceno. De acuerdo con su distribución, el emplazamiento de estos últimos parece estar controlado por estructuras corticales profundas orientadas NNW (Fig. 3).

Las rocas graníticas del oriente de Baja California intrusionan a rocas de distinta naturaleza del Paleozoico (Gastil, 1993). Salvo algunos cuerpos de rocas metavolcánicas, al sur del paralelo 28°, no existen afloramientos de rocas de basamento (Fig. 3). En el campo volcánico Las Tres Vírgenes el basamento granítico fue cortado por dos pozos a aproximadamente 950 y 1150 m (Sánchez-Velasco, 1996), lo que indica que las rocas plutónicas profundizan hacia el sur. A la latitud 28.3°N, estas mismas rocas afloran de manera continua en una franja de aproximadamente 30 km de anchura orientada E-W hasta la costa del Golfo (Fig. 3). Entre Bahía San Rafael (28.45°N) y Bahía de las Ánimas (28.8°N) no afloran rocas graníticas. Estas rocas intrusivas afloran hasta la región de Bahía de los Ángeles. La importancia de la distribución de estas rocas radica en que las localizadas en la parte sur de la Isla San Lorenzo (28.6°N) podrían correlacionarse con las de Bahía de las Ánimas al desplazar a la isla cerca de 60 km hacia el NW a lo largo del sistema de fallas transformes que limitan a las cuencas Salsipuedes (Fig. 1). También, de la litología mostrada en la Fig. 3, es notable que la distribución de las rocas basálticas localizadas entre la latitud de la Bahía San Rafael y la Bahía de los Ángeles sigue una orientación NNW, mientras que las rocas basálticas a la latitud 28.25°N tienen la orientación E-W del cinturón plutónico. Se infiere a partir de estas orientaciones que las rocas volcánicas máficas fueron controladas por estructuras profundas. Además de la correlación entre los cuerpos plutónicos de la Isla San Lorenzo y la Sierra Las Ánimas, se propone que existe correlación entre las unidades volcánicas y sedimentarias pliocénicas recién cartografiadas en la Isla San Lorenzo (Escalona Alcázar, 1999), las

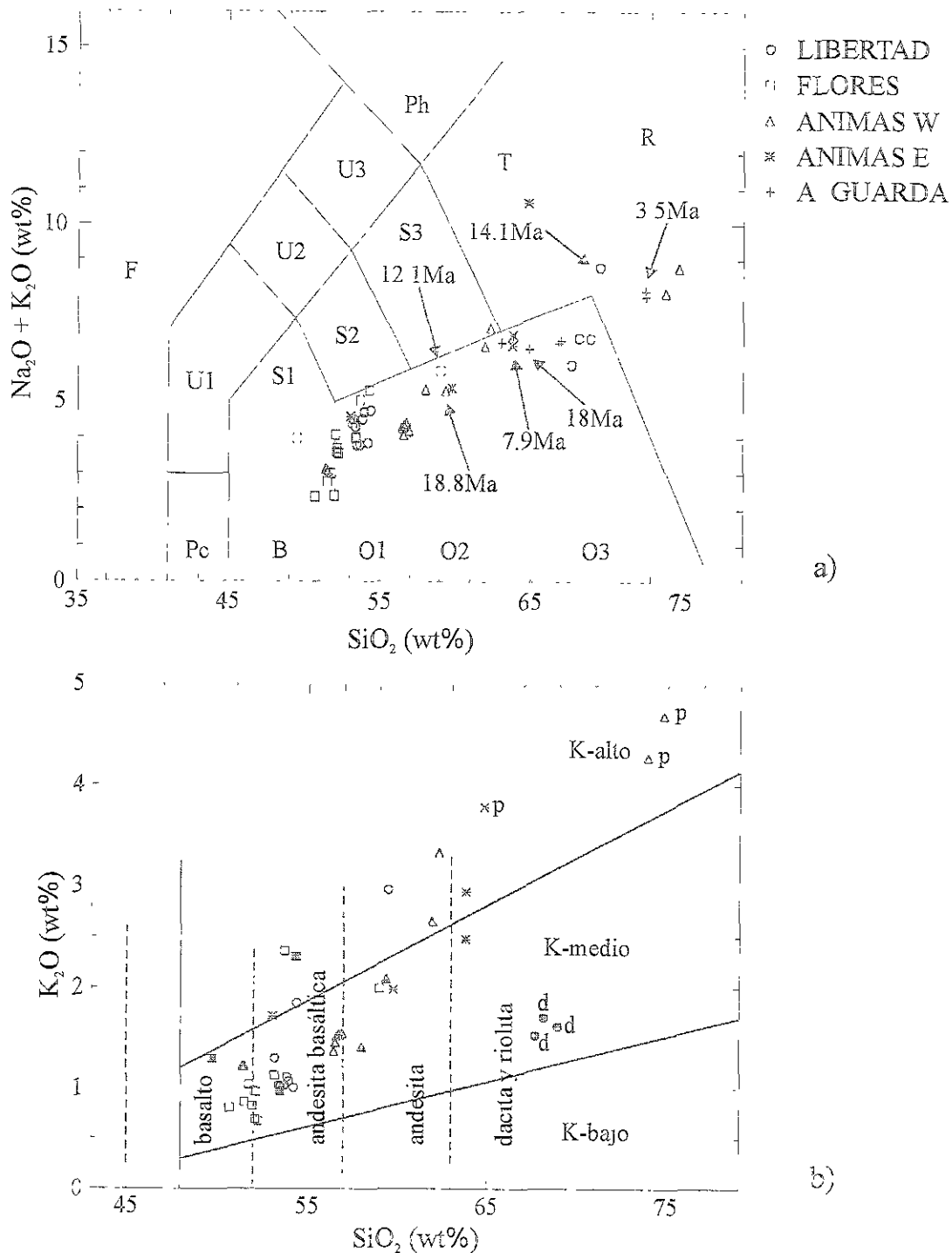


Fig. 10 a) Diagrama TAS (LeMaitre, 1989) de clasificación de las rocas volcánicas de las sierras La Libertad, Las Flores, Las Ánimas y costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda (Le Maitre, 1989). Los campos son: B= basalto, O1= andesita basáltica, O2= andesita, O3= dacita, S1= traquibasalto, S2= traquiandesita basáltica, S3= traquiandesita, T= traquita. Los análisis de la Sierra La Libertad corresponden a las lavas de los cerros del costado oriental de la sierra (Fig. 5). Los análisis químicos se efectuaron por espectrometría de rayos X en el Laboratorio Universitario de Gequímica Isotópica, Instituto de Geología, UNAM (LUGIS) (ver nota en las Tablas 2 a 6). b) Diagrama $\text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ (LeMaitre, 1989) de las muestras de las tablas 2 a 5 (ver texto), el triángulo lleno indica andesita del basamento local del occidente de la Sierra Las Ánimas, el cuadro lleno indica muestras del extremo meridional de la Sierra Las Flores, p= pómez riolítica de la Sierra Las Ánimas y d= domo del Cerro El Aimacén.

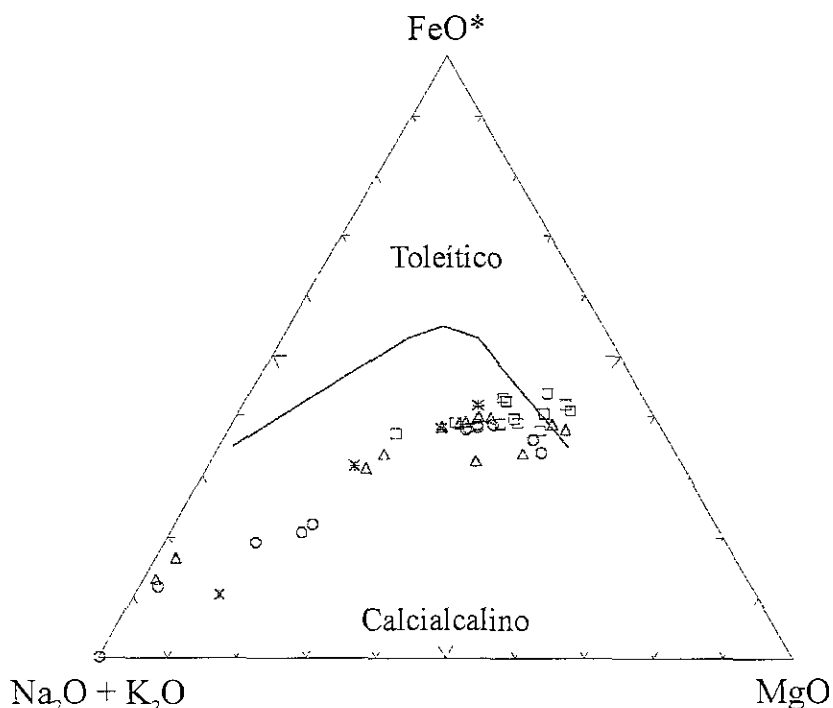


Fig. 11. Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971, en Clarke, 1993) de las rocas volcánicas de las tablas 2 a 5. Se observa que la secuencia completa es calcialcalina. Los símbolos son los mismos que los de la Fig. 10a.

rior de K medio, con excepción de una muestra de toba pumicitica de composición dacítica rica en biotita, la cual grafica en el campo de K alto. No hay rocas de composición andesítica en estas secuencias.

En la Sierra Las Flores sólo se muestrearon las rocas máficas de los diques, derrames superiores asociados a éstos y montículos de los costados de la sierra del Mioceno tardío. Con excepción de las muestras marcadas en cuadros llenos de la Fig. 10a, las cuales representan a una secuencia andesítica aparentemente más antigua que el conjunto de rocas volcánicas de la sierra, localizada en el límite meridional de la sierra (muestras 26 a 28, Tabla 3), el resto muestra una tendencia lineal bien definida en los campos del basalto, andesita basáltica y andesita. Todas las rocas, exceptuando un dique rico en potasio y una andesita de la secuencia antigua (muestras 18 y 23, respectivamente; Tabla 3), grafican en el campo de K medio (Fig. 10b).

En la parte occidental de la Sierra Las Ánimas se observa una tendencia bien marcada en las rocas de derrame, las que varían entre basalto y andesita. Las muestras de andesita corresponden a la andesita basal de ca 18.8 Ma con areniscas interestratificadas. También grafican en el campo de la andesita las dos muestras de la Isla Cabeza de Caballo, las que pueden correlacionarse con la secuencia basal de la Sierra Las Ánimas. Se analizaron dos fragmentos de pómez de las unidades tobáceas cuya fuente se considera lejana. Ambas grafican en el campo de la riolita (muestras 38 y 39, Tabla 4). Tanto las muestras de la isla como los fragmentos de pómez riolíticos se caracterizan por su alto contenido de K, mientras que las lavas del costado occidental de la sierra grafican en el campo del K medio (Figs. 10a y 10b). De la porción oriental de la sierra, se analizaron cinco muestras representativas de la colum-

na estratigráfica local (Tabla 5) Se observa una tendencia de andesita basáltica a dacita. Una de ellas, alta en K, corresponde a un fragmento de pómez rico en biotita (muestra 46, Tabla 5), el resto grafica en el campo de K medio. La correlación entre el conjunto del oriente y occidente de la sierra no es obvia, toda vez que una dacita del oriente se fechó en 7.9 Ma, edad significativamente más joven que la de las rocas de composición similar del Mioceno medio del occidente de la sierra. Se infiere que la secuencia volcánica dacítica puede ser parte de la serie que se observa en el sur de la Sierra Las Ánimas, en Bahía Las Ánimas

Siguiendo uno de los objetivos originales del proyecto para correlacionar las secuencias de la Isla Ángel de la Guarda, se seleccionaron seis muestras representativas de las unidades que afloran en la costa occidental. Se observa una tendencia desde andesita hasta riolita, todas grafican en el campo de K medio. Sin embargo, la diferencia en edades es importante. Una de las riolitas tiene 3.5 Ma, mientras que una dacita es de 18 Ma. La unidad de andesitas del Bloque Septentrional que contiene sedimentos atrapados con fósiles, llega a presentar derrames de dacita interestratificados, por lo que se considera que tienen una edad similar y sugiere que pertenecen al mismo cinturón volcánico en el que se encuentran los derrames andesíticos basales de la Sierra Las Ánimas (Fig. 10a).

En resumen, todas las muestras (salvo un dique) de la parte interior de Bahía de los Ángeles, entre la Sierra La Libertad y la parte occidental de la Sierra Las Ánimas, pertenecen a la serie calciálclica de K medio, mientras que, en general, las muestras que grafican en el campo de K alto pertenecen a rocas de la base de la secuencia volcánica del Terciario, o bien a rocas de las secuencias de Bahía Las Ánimas. De la misma forma, aunque no se incluye el diagrama K_2O/SiO_2 de las muestras de la Isla Ángel de la Guarda, también éstas grafican en el campo de K medio.

Se construyeron diagramas Harker de todas las rocas volcánicas de las sierras La Libertad, Las Flores y ambos lados de Las Ánimas (Fig. 12) Al utilizarse todas las muestras volcánicas separadas por área, en el diagrama Harker se observa un comportamiento similar para el FeO^* , MgO y CaO , los cuales decrecen sistemáticamente al incrementarse el SiO_2 ; el K_2O muestra un comportamiento inverso, mientras que el Al_2O_3 no muestra una tendencia definida y los coeficientes de correlación son bajos. El TiO_2 muestra una buena correlación negativa para todas las sierras excepto para la Sierra Las Flores, donde la pendiente se invierte y la correlación es baja. Con el objeto de tener una estimación de la dispersión de los valores para cada una de las sierras, en la Fig. 12 se muestran los coeficientes de correlación (r) de los óxidos mayores con respecto al SiO_2 para cada grupo. Se observa que para el MgO r varía desde -0.834 en Las Flores hasta -0.939 en Las Ánimas Oriental; el CaO desde -0.635 en Las Flores hasta -0.993 en Las Ánimas Oriental; el FeO^* desde -0.852 en Las Ánimas Oriental hasta -0.987 en La Libertad y Ánimas Occidental, el K_2O desde 0.698 en Las Flores hasta 0.961 Las Ánimas Occidental. El valor de r es de 0.272 para el TiO_2 en Las Flores, mientras que en las otras tres zonas varía entre -0.633 hasta -0.959; para el Al_2O_3 los valores de r no sugieren coherencia geoquímica alguna (valores menores a 0.4), salvo en Las Flores, donde alcanzan un valor de 0.631. La coherencia general mostrada sugiere fuertemente la evolución química de estos grupos por cristalización fraccionada, mientras que las dispersiones pueden explicarse en parte al hecho de que varias de las rocas analizadas son porfíricas, o presentan alteración deutérica selectiva (Apéndice 1).

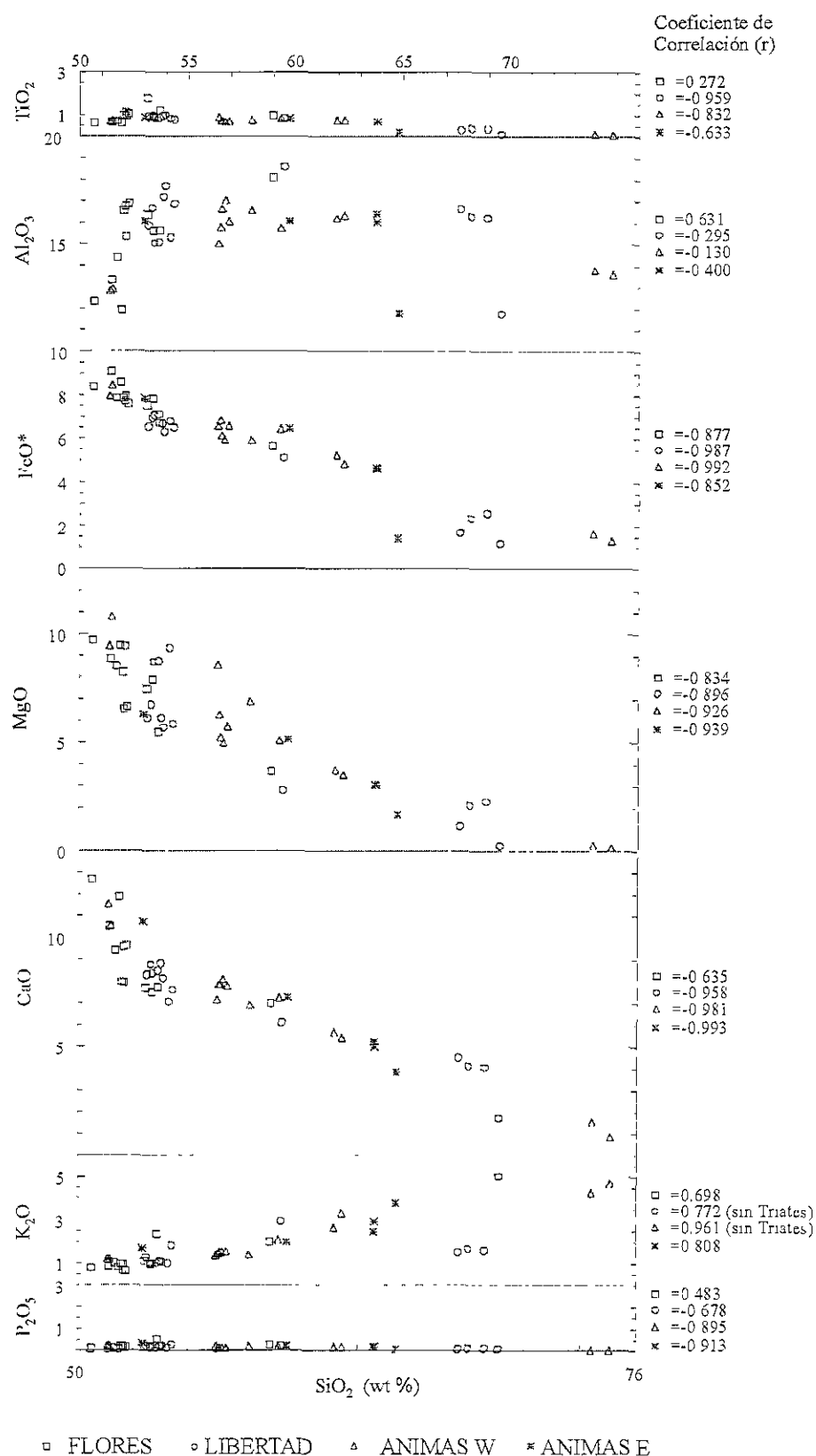


Fig. 12. Diagrama Harker de las rocas volcánicas de las sierras La Libertad, Las Flores y Las Ánimas indicando los coeficientes de correlación (r) para el conjunto de cada sierra. Con excepción de los valores de TiO_2 y de P_2O_5 de la Sierra Las Flores y, en general el Al_2O_3 , los valores de r sugieren una relación genética cercana para cada conjunto. En particular, la correlación entre las rocas de las sierras Las Flores y La Libertad es alta, sugiriendo una estrecha relación genética entre ellas.

Durante el estudio petrográfico de las muestras se determinaron las paragénesis minerales. Con base en éstas, se infiere que olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y en menor grado, hornblenda, fueron las fases que pudieron haberse segregado durante el proceso de cristalización fraccionada. Con el fin de evaluar esta hipótesis, y en ausencia de análisis de fenocristales, se graficaron en los diagramas Harker las composiciones químicas obtenidas de la literatura (Deer *et al.*, 1992) de tres plagioclasas (labradorita-oligoclasa), cinco clinopiroxenos (augitas y pigeonitas), un olivino (Fo₇₇) y se incluyó una hornblenda como referencia (Tabla 7 -BAHMINER.ROC de NewPet- y Fig. 13). Brooks *et al.* (1997) reportaron Fo₈₄Fa₁₆ en andesita y andesita basáltica de la Sierra Salorio, aparentemente correlacionables con las rocas máficas de la Sierra La Libertad. Con excepción de la hornblenda, que sólo se encuentra en las andesitas basales, todas las rocas muestran diferentes proporciones de las otras fases cristalinas en fenocristales. En el diagrama de Al₂O₃ de la Fig. 13 se observa claramente que la tendencia del conjunto de rocas se ubica entre las líneas formadas por las plagioclasas (superior) y los piroxenos (inferior) y, en particular, para las rocas con valores de SiO₂ mayores a aproximadamente 53%. Este diagrama excluye la posibilidad de la remoción única de clinopiroxeno o de plagioclasa en vista de que la tendencia de las rocas no intersecta la proyección de alguno de estos grupos de minerales. Los diagramas de FeO*, MgO y CaO de la Fig. 13 son particularmente informativos, pues sugieren que posibles fraccionamientos de minerales como pigeonita, augita y las plagioclasas han sido extraídos de la fracción líquida, en contraste, el TiO₂ y el K₂O arrojan poca información, por lo que no se presentan. Se observa del triángulo hipotético formado por el olivino que, junto con clinopiroxenos de composiciones cercanas a las de las augitas 8 y 9, estos minerales deben jugar un papel importante en la diferenciación del magma, observándose que es más acentuada la extracción del olivino que la del clinopiroxeno. Ambas fases son comunes como fenocristales en las rocas estudiadas. Se observa que, en caso de que la hornblenda hubiera estado presente (la cual siempre grafica dentro del triángulo), su remoción explicaría la tendencia evolutiva del sistema de una manera simple. Aunque es imposible determinar las proporciones de las fases cristalinas, esta aproximación simple permite inferir que la composición del magma inicial de la serie debió ser basáltica.

Además del análisis derivado de los diagramas de diferenciación tipo Harker, se utilizó el sistema CMAS para analizar las rocas de composición basáltica a andesítica bajo la premisa de que el fenómeno de cristalización sucedió a presiones bajas, equivalentes a una atmósfera. La intención de utilizar este sistema es mostrar las tendencias de la cristalización fraccionada una vez que fueron reconocidas las fases cristalinas a través del análisis petrográfico y que este proceso es sugerido a través del análisis de los diagramas Harker. Los diagramas CMAS se han propuesto para estudiar la evolución de magmas principalmente de composición toleítica y, para el caso de las muestras aquí analizadas, la

Tabla 7. Análisis químicos de olivino, plagioclasas, piroxenos y hornblenda [Tomados de Best, 1982 (1) y Deer *et al.*, 1993 (2)]

Mineral	Localidad	Tipo de roca	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
Olivino (Fo77)-1		Basalto	39.31	0.06	1.68	0.00	19.84	0.17	34.74	0.87	0.00	0.00	0.00	0.00
Labradorita-2	Crater Elegante, Son.	Piroclasto basáltico	52.42	0.09	29.70	0.36	0.13	0.00	0.08	12.65	4.01	0.21	0.00	0.00
Andesita-2	Madrás, India	Granulita 2 Px	58.10	0.00	26.44	0.34	0.15	0.00	0.03	7.84	6.48	1.10	0.03	0.06
Oligoclasa-2	Kno Hill, Kenia	Pegmatita	64.10	0.00	22.66	0.14	0.16	0.00	0.25	3.26	9.89	0.05	0.17	0.06
Hornblenda de Magnesio-2	Sierra Nevada, E.U.A.	Granodiorita	47.95	0.88	6.46	4.45	10.49	0.63	13.33	13.08	1.06	0.53	1.89	0.05
Pigeonita ferrosa-2	Yamaagata, Japón	Dolerita	49.46	0.56	1.79	1.65	25.51	0.81	10.94	8.57	0.23	0.05	0.00	0.20
Augita ferrosa-2	O-sirra, Japón	Basalto 2 Px	49.68	0.56	0.78	3.29	18.15	0.59	16.19	9.90	0.65	0.15	0.10	0.00
Augita ferrosa-2	Skaergaard, Groenlandia	Ferrodiorita	48.18	0.70	1.06	1.46	26.08	0.53	3.52	18.90	0.23	0.04	0.00	0.00
Augita-2	Sierra Nevada, E.U.A.	Diorita de piroxeno	52.70	0.34	1.84	2.12	5.42	0.16	15.15	21.58	0.49	0.01	0.90	0.00
Pigeonita-2	Bushveld	Gabro	51.47	0.29	0.00	1.42	21.72	0.52	21.68	1.45	0.07	0.03	0.00	0.02

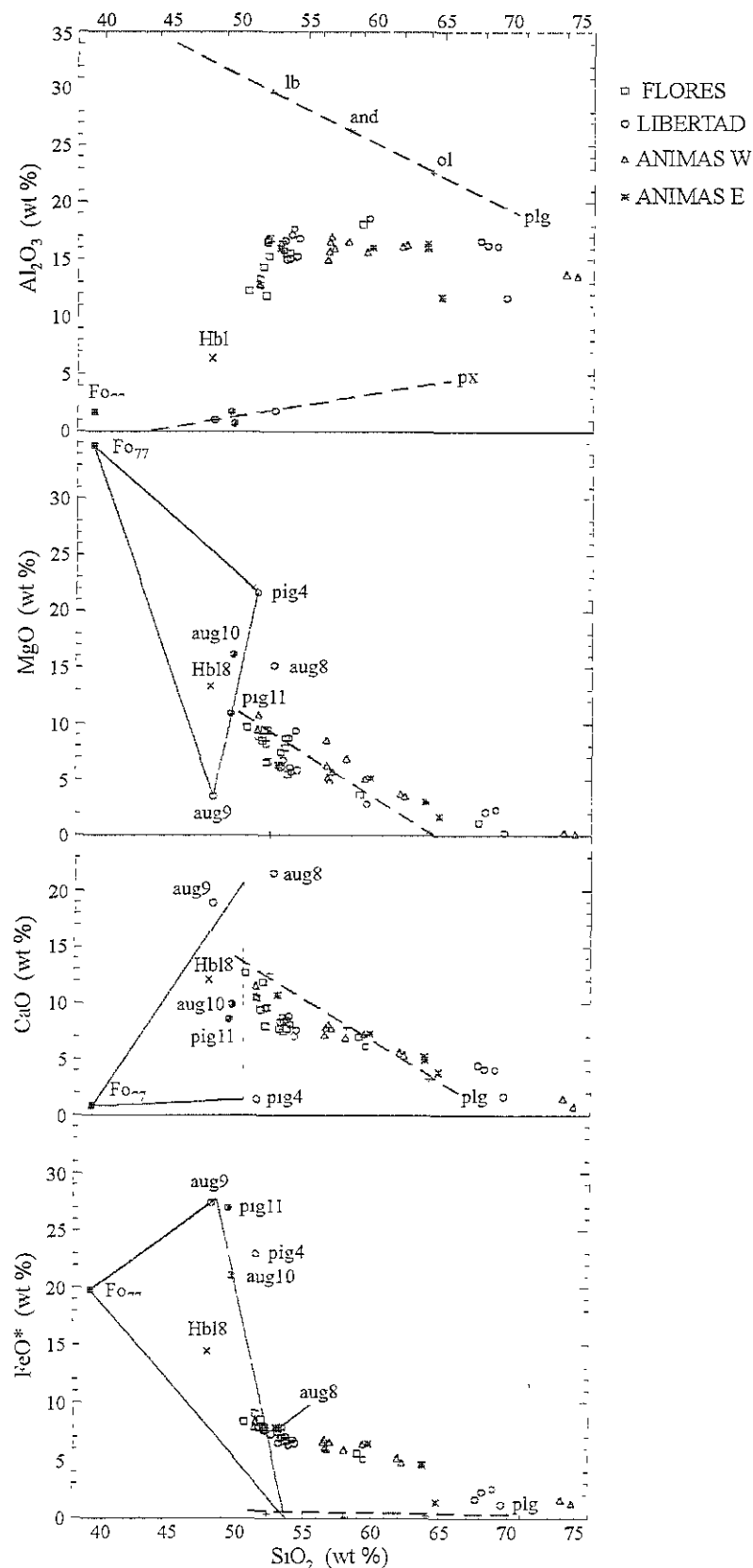


Fig. 13. Diagrama Harker con cristales de augita (aug), pigeonita (pig), plagioclasas (labradorita, andesina, oligoclasa) y olivino (Fo_{77}) tomados de la literatura (Deer *et al.*, 1992) después de la identificación de esas fases en los análisis petrográficos. El diagrama indica que el conjunto de rocas analizadas de las tres sierras pudo haber evolucionado a través de la cristalización fraccionada de esas fases minerales a partir de un magma de composición cercana a la de un basalto o a la de una andesita basáltica (ver texto)

mayoría de ellas cumplen con los criterios sugeridos por Cox *et al.* (1979) acerca de los parámetros químicos y de minerales normativos para otras series. Para la proyección de las rocas se utilizó el diagrama de Walker *et al.* (1979, en Rollinson, 1993) que maneja las proporciones moleculares a partir del porcentaje en peso de los óxidos para graficar en el plano olivino-plagioclasa-diopsida (Ol-Plg-Cpx), a diferencia de las proyecciones normalmente utilizadas para rocas calcálcicas en el plano cuarzo-olivino-clinopiroxeno. Al escoger el plano Ol-Plg-Cpx se están utilizando las tres fases cristalinas principales de la composición modal de las rocas máficas e intermedias de la región de Bahía de los Ángeles y Sierra Las Ánimas. Se observa en la Fig. 14 que las muestras definen cuatro grupos, los que se localizan relativamente cerca de las zonas donde se espera un comportamiento cotéctico. De las 31 muestras básicas e intermedias graficadas, solo dos del lado oriental de la Sierra Las Ánimas, dos del lado occidental (Zona La Mona) y una del Cerro Los Triates no presentan olivino en la moda, de manera que el 84% de las muestras grafican en los campos esperados. Las rocas de los grupos I y II se localizan en el campo del olivino, mientras que el grupo III se localiza en el campo de la plagioclasa. En las rocas del grupo I, el olivino cristaliza más temprano hasta alcanzar el campo de la cristalización simultánea de olivino y clinopiroxeno, mientras que en las rocas del grupo II la cristalización del olivino es seguida por la cristalización simultánea de olivino y plagioclasa. En el grupo III la plagioclasa es la primera fase cristalina, seguida por la precipitación simultánea de plagioclasa y olivino. El grupo IV está formado por rocas en las que se espera la cristalización simultánea de plagioclasa y olivino. La muestra localizada en la región Ol-Cpx-Plg es de Punta El Soldado del oriente de la Sierra Las Ánimas. Esta muestra tiene un comportamiento cotéctico con respecto a las tres fases cristalinas. Se observa también que solo las muestras de la porción más septentrional del alineamiento volcánico La Libertad-Las Flores (rift volcánico Las Flores), desde Cerro Archelon hasta el Cerro Querubín, grafican en el campo Ol-Plg (grupo IV), mientras que prácticamente todas las rocas desde el Cerro El Almacén hasta la Sierra Las Flores grafican en el campo del Ol (grupos I y II). Es claro que al descender la temperatura, la fase faltante aparecerá al aproximarse a la región Ol-Cpx-Plg la cual, de acuerdo con resultados experimentales para magmas de composición toleítica (Cox *et al.*, 1979), se encuentra por debajo de la isoterma de los 1200°C.

Esta simplificación de la evolución de magmas basálticos intenta explicar la secuencia de lavas desde basaltos hasta dacitas, principalmente en el rift volcánico Las Flores. Aunque el sistema magmático está sujeto a modificaciones importantes en su comportamiento por la mezcla de magmas, la asimilación de roca encajonante y/o las variaciones en la participación de H_2O , entre otras, el resultado representa una evolución probable de la cristalización fraccionada de magmas basálticos someros emplazados durante el periodo extensional del Mioceno tardío. Se ha observado experimentalmente que, a presiones equivalentes a 1 bar, bajo procesos donde la energía calorífica total se mantiene constante (condiciones isentálpicas), la temperatura del magma baja rápidamente desde el inicio de la cristalización del olivino hasta el cotéctico olivino-plagioclasa y a partir de este punto la temperatura decrece más lentamente (a una razón de casi la mitad), permitiendo que la viscosidad debida al incremento de cristales en el magma no aumente de manera significativa (Edwards y Russell, 1998). Estas condiciones permiten inferir que una área donde el volumen de magma es mayor estará más cerca de la zona de alimentación principal de los reservorios someros y que, conforme nos alejemos de esta zona la activi-

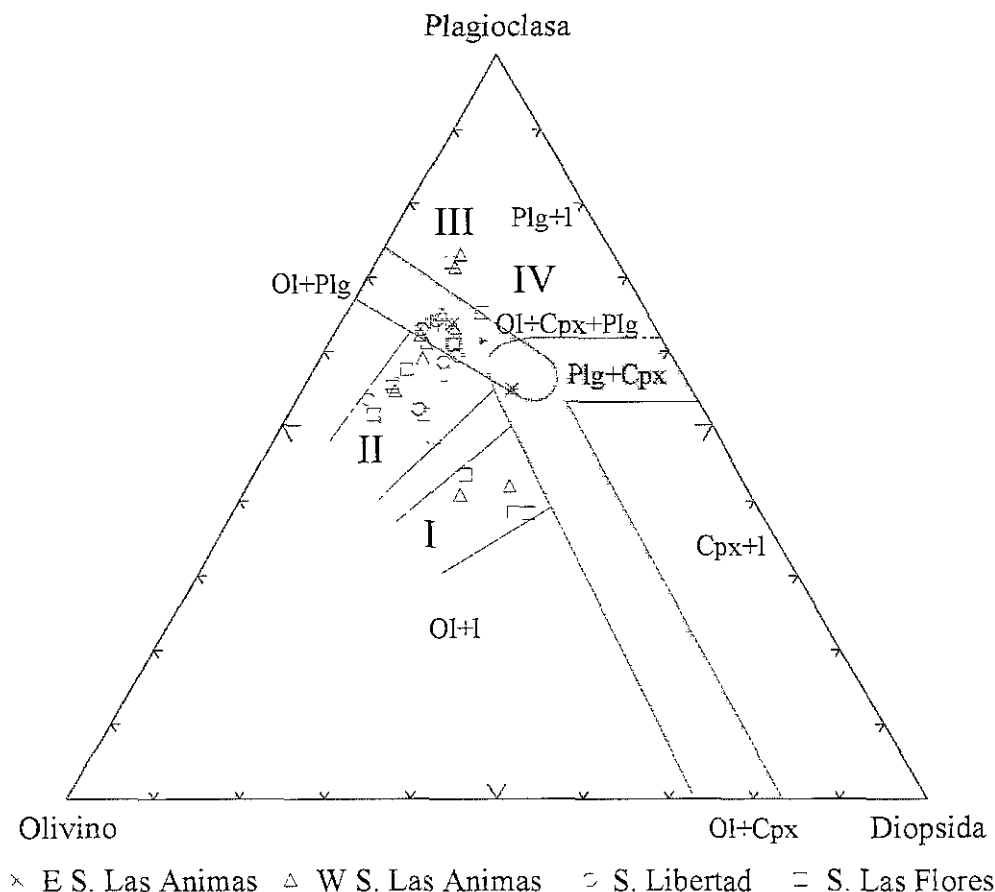


Fig. 14. Proyección CMAS de Walker *et al.* (1979; en Clarke, 1993) de las rocas volcánicas de las sierras La Libertad, Las Flores y Las Ánimas indicando, a partir de los análisis químicos de las tablas 2 a 5. Se muestra que en las rocas de los grupos I y II la primera fase cristalina en precipitar es la del olivino y la segunda es la del piroxeno en el grupo I y la plagioclasa en el grupo II. En el grupo III la primera fase en precipitar es la de la plagioclasa seguida por el olivino, mientras que en las rocas del grupo IV (zona sombreada) coprecipitan el olivino y la plagioclasa. Los resultados anteriores guardan una buena relación con las observaciones petrográficas (ver texto y Apéndice 1). Las líneas cotecticas se localizan en la parte central de las zonas sombreadas.

dad estará más espaciada y su volumen será menor, tal y como se observa en el rift volcánico Las Flores.

B. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA

Siguiendo la forma de descripción de los óxidos mayores, en esta sección se discutirán los elementos traza por zonas o sierras. Se construyeron arcnigramas extendidos utilizando el programa público NewPet for DOS (Clarke, 1993), en el que se usan los valores para condrita de Taylor y McLennan (1985; en Clarke, 1993).

La mayoría de los elementos traza de las rocas de todas las áreas varía de manera consistente, apoyando la inferencia de que las series de rocas están relacionadas con procesos de cristalización fraccionada. Al igual que en otras márgenes continentales activas, se observan marcados picos de K, Sr y Th y un notable valle debido al Nb. A diferencia de lo que se observa en basaltos de arcos de islas, el Nb es más alto en las rocas analizadas. Se ha observado que estos patrones son característicos de los

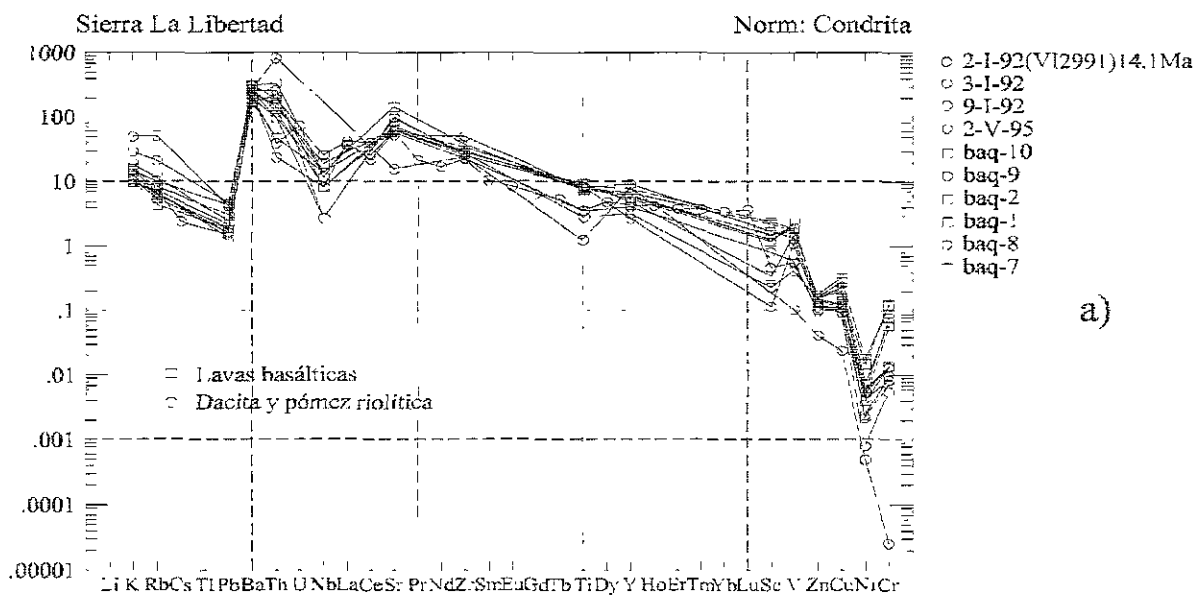
magmas relacionados con subducción, los cuales involucran a fluidos enriquecidos con Sr, K, Rb, Ba y Th en su petrogénesis (Wilson, 1989).

Sierra La Libertad.- Se seleccionaron 10 muestras de esta región. Para su presentación, se separaron en un grupo de rocas máficas y otro de rocas félsicas (Figs. 15a). El comportamiento es similar en ambos grupos que muestran un enriquecimiento notable en los elementos incompatibles. En particular, el Ba y el Th tienen una abundancia relativa mayor que el K en ambos grupos. El Nb muestra una marcada anomalía negativa, mientras que el Sr, con excepción de la toba del Cerro El Almacén (2-I-92 y baq-8) muestra una discreta anomalía positiva. El Ti no muestra anomalía en el grupo de las lavas máficas a diferencia de la ligera anomalía negativa del grupo de las rocas félsicas. Los comportamientos del Ti y del Ba-Th son notablemente distintos a los observados en las rocas de arco y aquellas contemporáneas al rift de la provincia volcánica de Puertecitos (Martín-Barajas *et al.*, 1995), así como al de otras series calcialcalinas de la península (Sawlan, 1991), lo que hace suponer una marcada contaminación cortical. Las variaciones de Ti y V entre los dos grupos sugieren que no hay un fraccionamiento importante de óxidos; en cambio, el decremento relativo por un factor de 10 del Ni y el Cr de las rocas máficas a las félsicas, sugiere un fraccionamiento importante de olivino y clinopiroxeno, respectivamente, lo que es consistente con el análisis de óxidos mayores de la sección anterior.

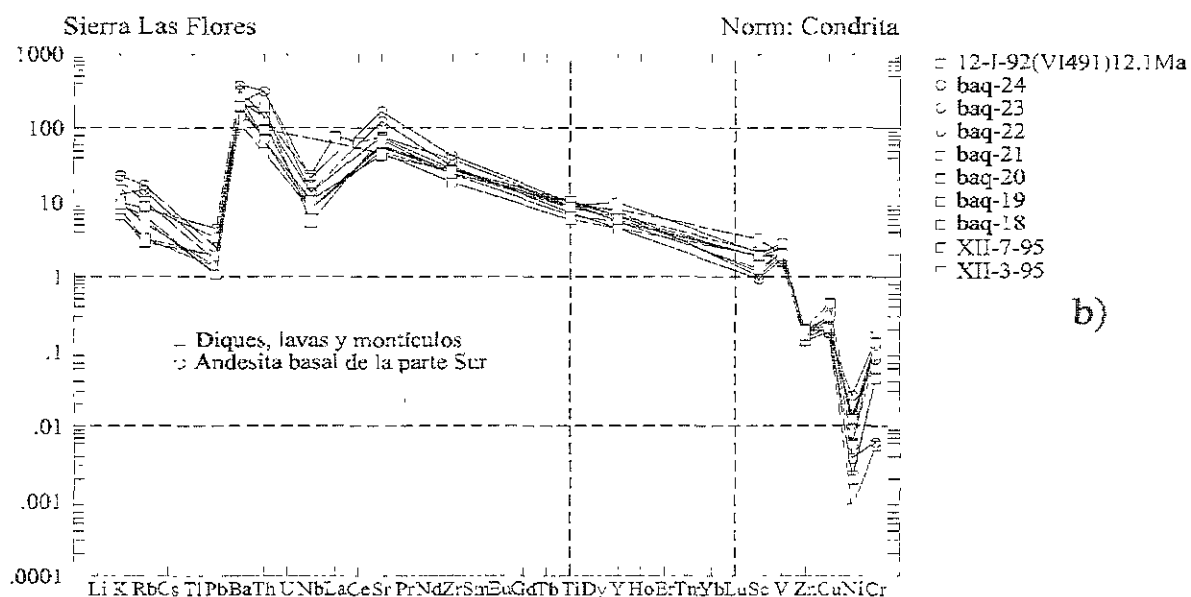
Sierra Las Flores - De esta sierra se seleccionaron 10 muestras representativas para su análisis. Cinco son de los derrames de lava de la cima y diques, cuatro de la parte occidental y tres de las lavas andesíticas del puerto que separa al Valle Las Flores de la cuenca de Bahía Las Ánimas (Fig. 15b). Estas últimas se consideran más antiguas por estar parcialmente cubiertas por lahares y tobas. Los arcnigramas de las tres zonas son muy similares entre sí y al diagrama del grupo de lavas del occidente de la Sierra La Libertad que se discutió en la sección anterior. De esta similitud se infiere que existen relaciones genéticas entre estos grupos de rocas. La única diferencia notable consiste en que los contenidos de Ba, Th y Sr son ligeramente mayores en el grupo más antiguo.

Sierra Las Ánimas Occidente.- Las 10 muestras analizadas de esta región se dividieron en dos grupos: el primero incluye dos muestras de lavas de la Isla Cabeza de Caballo, montículos, lavas de la base de la sierra y dos muestras de la lava andesítica basal (Fig. 15c); el segundo corresponde a muestras de pómez riolítica de una unidad central y una de la base de la secuencia de unidades de flujo piroclástico (S2-2 y S1-1, respectivamente). Como en los casos anteriores, es notable la similitud en el aspecto del arcnograma de las lavas con respecto a la secuencia de la Sierra Las Flores, sugiriendo una petrogénesis similar. Además, de la misma forma que la toba del Cerro El Almacén, en las faldas de la Sierra La Libertad, los fragmentos de pómez de la Sierra Las Ánimas, muestran una anomalía negativa en el Ti, pero la anomalía también negativa de Nb es menos acentuada. Con respecto a las lavas, las concentraciones de Sr son más bajas en las tobas debido, en parte, al menor contenido de calcio de las rocas.

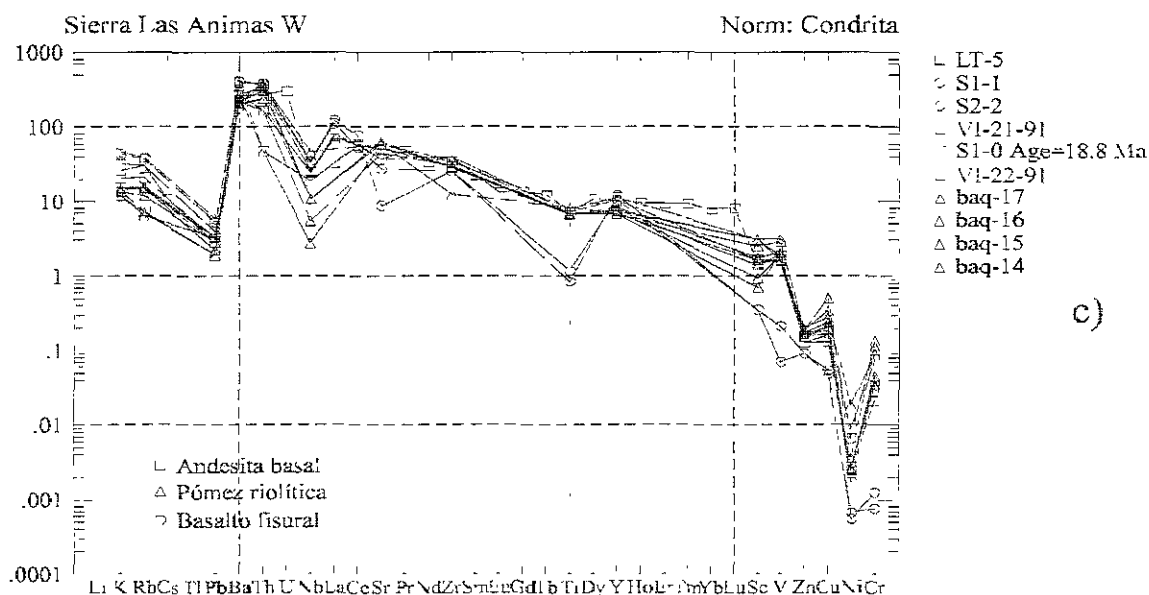
Sierra Las Ánimas Oriente e Isla Ángel de la Guarda.- Se analizaron cinco muestras de esta porción de la Sierra Las Ánimas y seis de diferentes partes de la costa occidental de la isla. De las muestras de la sierra, dos corresponden a lavas andesíticas y el otro grupo está formado por dos dacitas y un fragmento de pómez (Fig. 15d). De la isla, se seleccionaron cinco muestras de composición



a)



b)



c)

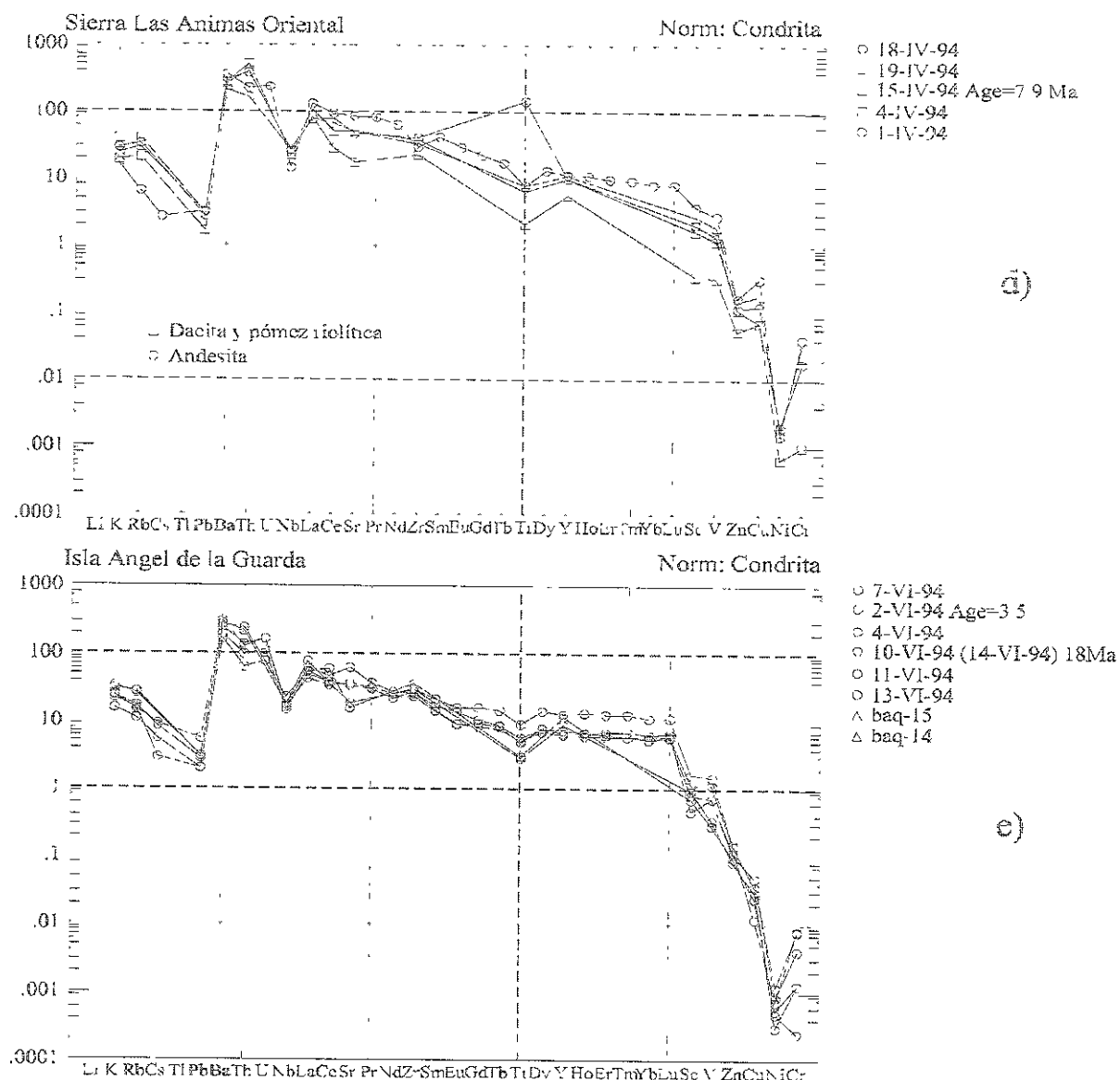
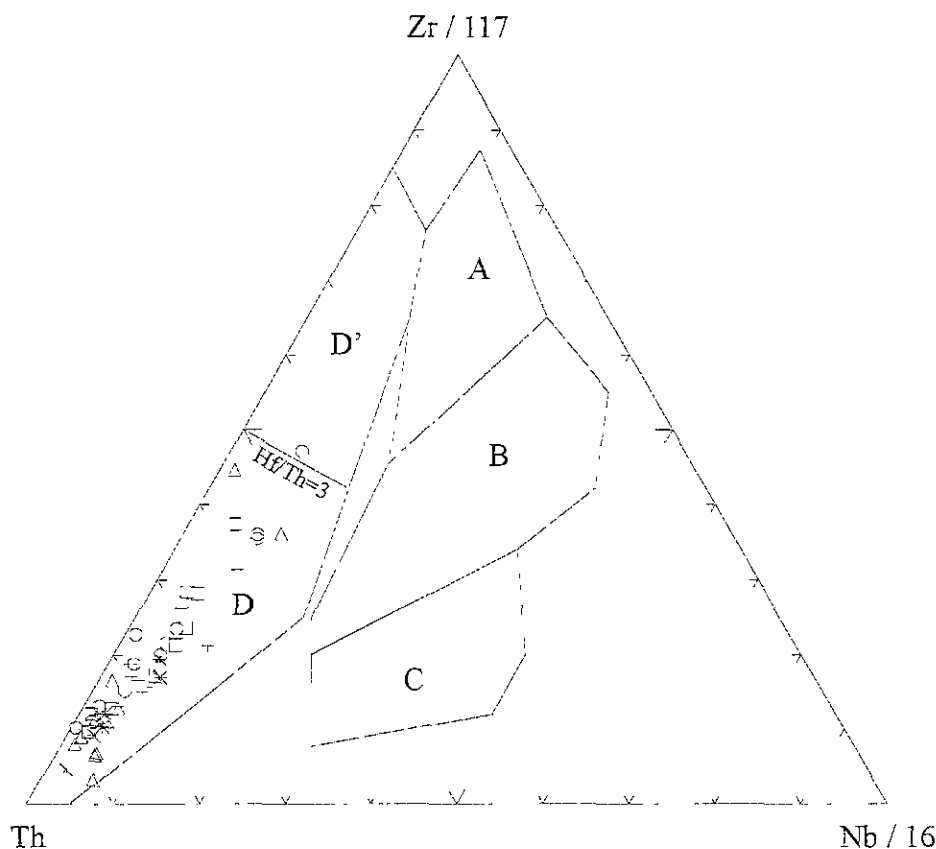


Fig. 15. Aracnograma extendido normalizado a valores de condrita de Taylor y McLennan (1985, en Clarke, 1993). a) Sierra La Libertad separando las lavas basálticas de las rocas de composición dacítica y riolítica; b) Sierra Las Flores separando las muestras provenientes de los diques, lavas y montículos de las más antiguas de la porción sur, c) Occidente de la Sierra Las Ánimas separando a la andesita basal de 18.8 Ma de los basaltos fisurales y de la pómez riolítica; d) Oriente de la Sierra Las Ánimas separando las rocas de composición dacítica y riolítica de las rocas andesíticas; e) Todas las muestras de la costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda (ver discusión en el texto)

andesítico-dacítica y una de riolita de la zona El Paladar (Fig. 15e). El rasgo más importante de los tres grupos, los cuales son muy similares a los descritos, es la fuerte anomalía positiva del Ti en la lava andesítica de Las Ánimas, que contrasta con respecto a la anomalía ligeramente negativa de todas las demás muestras. A pesar de que el V se concentra en cantidad normal en esta muestra, es probable que la anomalía de Ti se deba a un contenido anormal de óxidos de Fe-Ti. El fragmento de pómez y la riolita de la isla, al igual que todas las tobas analizadas de todos los grupos anteriores, muestran un contenido de Cr similar o menor al del Ni, lo que indica la escasez o ausencia de clinopiroxeno en las fases del volcanismo explosivo.

Finalmente, a partir de los altos valores de Ni y Cr en todas las series, se considera que estas concentraciones corresponden a magmas andesíticos donde los coeficientes de distribución en olivino y clinopiroxeno son considerablemente más altos que en magmas basálticos y andesítico basálticos (Rollinson, 1993). Por lo que toca al Nb, los coeficientes de distribución de este elemento en los principales fenocristales formadores de la mayoría de las rocas basálticas a andesíticas de la región de Bahía de los Ángeles (olivino, clinopiroxeno y plagioclasa) son tan bajos para explicar las variaciones en los arcnigramas que sugieren asimilación de materiales de la corteza ricos en Ti, en particular óxidos, hornblenda y mica, como los que caracterizan a la porción oriental del batolito peninsular.

A pesar de que en el comúnmente utilizado diagrama de discriminación Ti-Zr-Sr de Pearce y Cann (1973; en Rollinson, 1993) los basaltos y las andesitas basálticas grafican en el campo de los basaltos calcialcalinos, no se incluye una discusión sobre el tema en vista de que las altas concentraciones de clinopiroxeno, con frecuencia en fracciones cumúlíticas, así como el contenido de óxidos, pueden inducir errores en los resultados. En su lugar, se utilizó el diagrama de discriminación Th-Zr/117-Nb/16 de Wood (1980), ya que éste puede ser aplicado para el rango completo desde rocas félsicas a máficas. Se observa en la Fig. 16 que todas las muestras, de todas las áreas, grafican en el campo de las rocas volcánicas calcialcalinas de arco. Se infiere que procesos de cristalización fraccionada pudieron haber jugado un papel importante en la alta concentración de muestras hacia el vértice del Th.



A = MORB tipo N, B = MORB tipo E, C = Basalto alcalino de interior de placa, Basalto de arco volcánico D = calcialcalino, D' = Toleítico

Fig. 16. Diagrama de discriminación de Wood (1980; en Clarke, 1993 y Rollinson, 1993) del ambiente tectónico para rocas basálticas. Se observa que todas las muestras grafican en el campo de los basaltos calcialcalinos de arco. Los símbolos son los mismos que en la Fig. 10a.

C. CORRELACIÓN ENTRE CONTENIDO MODAL Y GEOQUÍMICA DEL DIQUE LAS FLORES

A partir del estudio petrográfico de 38 muestras representativas de las sierras La Libertad, Las Flores, Las Ánimas y parte de la costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda, se elaboraron gráficas de correlación entre contenido modal de minerales, tipo de roca y composición química. La finalidad es mostrar variaciones significativas que permitan establecer relaciones entre cuerpos volcánicos, principalmente de magmas básicos e intermedios y posibles tendencias de evolución de los magmas, principalmente en cámaras magmáticas someras.

Los minerales más abundantes son las plagioclasas, clinopiroxenos, olivino y óxidos, en ese orden de abundancia. En la Tabla 8, se sintetizan los resultados del análisis petrográfico. La matriz microcristalina y vítrea puede llegar a formar hasta más de las tres cuartas partes del volumen total de las rocas analizadas y con frecuencia representa cerca de la mitad. Con excepción de los óxidos, las fases cristalinas consideradas en los conteos de puntos son mayores a 0.01 mm. La correlación entre minerales en las sierras La Libertad, Las Flores y Las Ánimas, de donde se tienen los muestreos más representativos, no indica tendencias significativas, lo que sugiere que la dispersión alta se debe a que los factores físicos de cristalización entre la mayoría de los pares cristalinos son en gran medida independientes. En general, la presencia de cristales euhedrales y subhedrales de olivino y clinopiroxeno, y en menor medida de plagioclasa en fenocristales y en arreglos glomerocristalinos, sugiere la precipitación simultánea de estas fases. De la misma forma, la presencia de estas mismas fases minerales en cristales pequeños y en la matriz indica una cristalización secuencial y nucleación alta. Se infiere que el periodo entre los momentos de baja y alta nucleación fue relativamente corto, ya que no se observan bordes de reacción en los cristales de precipitación temprana, salvo los bordes de iddingsita y serpentización de los olivinos debido a alteración deutérica. Como se indicó a través del análisis del sistema CMAS (Fig. 14), estas relaciones texturales sugieren la cristalización temprana de magma en cámaras someras de vida corta, los que pueden ser comparados con los resultados experimentales de Edwards y Russell (1998).

La correlación entre los tipos de roca y las fases cristalinas es significativa para algunos minerales. Como cabe esperar, el olivino se concentra principalmente en los basaltos y andesitas basálticas, aunque es modalmente más abundante en las segundas. Los óxidos, interpretados como magnetita, muestran una tendencia similar que decrece conforme aumenta el contenido de sílice. El comportamiento más regular es el de los clinopiroxenos, los que presentan una tendencia de los valores máximos decreciente desde los basaltos, donde el valor máximo es de 31.3%, hasta las dacitas, donde el valor máximo es de 7.6% (Figs. 17a-c). En la interpretación de estos diagramas y los siguientes, se consideran los valores máximos de las muestras para definir líneas envolventes que definen tendencias.

La variación de los minerales máficos con respecto a la sílice muestra tendencias de concentración similares a las observadas para los distintos tipos de roca. El olivino se concentra en rocas con valores de sílice entre 50.67% y 59%, encontrándose las mayores abundancias (hasta 21%) en las andesitas basálticas (Figs. 17a y 18a). El clinopiroxeno decrece sistemáticamente desde los basaltos (31.3%) de la Sierra Las Flores, hasta el campo de las dacitas (3.6%) en los cerros Los Triates (Fig.

Tabla 8. Síntesis petrográfica de Bahía de los Ángeles y áreas cercanas

	Zona	Muestra	Roca	# Clasif	Latitud	Longitud	SiO ₂	Plg	FK	Ol	Opx	Cpx	Hbl	Ox	Matnz	Campo Ol-Cpx-Plg
1	A-Arch	BAQ-3	And Bas	2	249 622	3206 626	53 20	70		21		8 4		0 7		Ol+Plg (IV)
2	A-Arch	BAQ-2	And Bas	2	249 430	3206 285	53 38	70		8 1		18		3 6		Ol (II)
3	A-Arch	BAQ-1	And Bas	2	248 728	3206 301	53 86	78		2 8		16		3		Ol-Olg (IV)
4	A-Arch N	BAQ-4	Toba	5	249 620	3206 626		6 4	0 8						62	
5	A-Ang	BAQ-5	And	3	251 538	3202 982	53 96	79		6 8		11		3 6		Ol+Plg (IV)
6	A-Que	BAQ-6	And Bas	2	251 600	3200 270	54 39	16		2 8		3 1		0 5	77 4	Ol+Plg (IV)
7	A-Alma	BAQ-7	And Bas	2	251 834	3200 270	54 21	39		18 5		2 8			36 5	Ol (II)
8	A-Triate M	2-V-95	Dacita	4	251 000	3198 000	67 70	39	9 4			3 6		0 8	47 1	
9	A-Triate N	BAQ-10	And Bas	2	252 322	3198 632	53 48	22		11 7		2 2		2 6	61 7	Ol (II)
10	A-Triate F	BAQ-9	And Bas	2	251 750	3198 379	53 70	26				8		0 3	65 6	Ol (II)
11	B-Cima N	XII-1-92	And	3	255 350	3194 400	58 99	39		1 6		4 7		3 1	52 1	Plg (III)
12	B-Dique N	XII-1-95	Bas	1	255 400	3193 400	52 16	12		15 9		17		4 1	51 9	Ol (II)
13	B-Dique N	XII-2-95	Bas	1	255 300	3193 500	51 94	9 3		5 9		24		3 8	56 7	Ol (I)
14	B-Cima N	XII-3-95	Bas	1	255 100	3193 500	50 67	10		6 1		14		1 7	67 8	Ol (I)
15	B-Dique N	XII-5-95	Bas	1	255 700	3193 700	51 48	35		8 6		31		4 1	21 3	Ol (I)
16	B-Cima N	XII-6-95	Bas	1	255 700	3193 700	53 16	57		11 6		5 5		3 6	22 3	Ol (II)
17	B-Cima N	XII-7-95	Bas	1	255 700	3193 700	51 75	44		16 4		3 1		2 8	33 7	Ol (II)
18	B-Mont NW	BAQ-18	And Bas	2	259 500	3199 770	53 43	34		5 6		2 5		4 6	53 1	Ol (II)
19	B-Valle W	BAQ-19	And Bas	2	256 120	3180 890	52 13	62		13 1		14		3	8 3	Ol (II)
20	B-Cima W	BAQ-20	And Bas	2	257 250	3180 830	52 27	60		10 7		16		4 3	8 6	Ol (II)
21	B-Valle W	BAQ-21	And Bas	2	257 250	3181 440	52 05	51		5 6	0 3	12		3 1	27 9	Ol (II)
22	B-Puerto S	BAQ-22	Bas	1	258 870	3181 440	49 51	20				15	15	5 3	45 1	Ol (II)
23	B-Puerto S	BAQ-23	And Bas	2	260 600	3176 810	54 30	30				8 8	12	4	45	Plg (III)
24	B-Puerto S	BAQ-24	And Bas	2	261 570	3176 120	53 39	24		14 4		31		2 3	49 3	Ol (II)
25	C-Mont W	BAQ-11	And Bas	2	259 950	3198 194	56 57	25		1 5	1 2	11		5 6	56	Ol (II)
26	C-Arovo And	BAQ-12	And Bas	2	259 960	3197 050	56 48	37		0 3		18		4 5	40 3	Ol (II)
27	C-A Basam S	BAQ-13	Bas	1	260 150	3196 460	51 43	25		5 3		20		1 5	48 1	Ol (I)
28	C-A Basam C	BAQ-14	Bas	1	260 170	3196 590	51 53	28		10 9		16		1 9	43 5	Ol (I)
29	C-Mont W	BAQ-15	And Bas	2	260 210	3196 890	56 95	47				14		1 5	37 4	Ol+Plg (IV)
30	C-La Mona	BAQ-16	And Bas	2	259 480	3199 990	56 62	35		10 9		3 6		5 1	45	Ol+Plg (IV)
31	C-La Mona	BAQ-17	And Bas	2	259 500	3195 150	56 76	42				12		2 5	43 1	Ol+Plg (IV)
32	D-El Soldado	I-IV-94	Dacita	4	269 164	3196 449	63 82	37			7 4	7 6	4 9	1 2	42	
33	D-Costa Animas	4-IV-94	And	3	268 933	3196 607	59 76	32			2 8	15		0 2	50 1	Ol+Plg (IV)
34	D-Punta Soldado	15-IV-94	Dacita	4	269 662	3196 439	63 78	26				5 3	5 8	2 7	60 2	
35	D-Punta Soldado	18-IV-94	And Bas	2	270 033	3196 000	53 05	40		6 1		19		2 6	31 7	Ol-Cpx-Plg
36	E-Costa W	2-VI-94	Riolita		288 014	3212 626	72 62	9 8			1 2		0 3	0 7	88	
37	E-El Paladar S	7-VI-94	Riolita		279 260	3221 938	72 66	15	1 7				4	0 7	76 3	
38	E-El Paladar S	4-VI-94	Dacita		284 019	3216 088	67 00	3 3						0 3	96 4	

Nota: Zona oriental de la Sierra La Libertad, muestras 1 a 10; Sierra Las Flores, muestras 11 a 24; parte occidental Sierra Las Animas, muestras 25 a 31; parte oriental Sierra Las Animas, muestras 32 a 35, costa occidental Isla Ángel de la Guarda, muestras 36 a 38.

Clasif. Clasificación de tipo de roca, 1=basalto, 2=andesita basáltica, 3=andesita, 4=dacita, 5= toba riolítica.

Campo Ol-Cpx-Plg se refiere a los campos de la Fig. 5 Latitud y longitud en coordenadas UTM

18b). Las mayores abundancias de óxidos se presentan también en las andesitas basálticas y los valores máximos más bajos se encuentran en el campo de las dacitas (Fig. 18c).

Las observaciones anteriores tienen significado al correlacionar tanto la composición química como la mineralógica con respecto a la posición en estructuras volcánicas de grandes dimensiones, como el Dique Las Flores. En ese sentido, en los diagramas de la Fig. 19 se muestra la variación del contenido de sílice, Mg#, olivino, clinopiroxeno y óxidos a lo largo del rift, ubicando las muestras de acuerdo a su posición, desde el sur de la Sierra Las Flores hasta el Cerro Archelon en el norte, según el número progresivo de la Tabla 8. Se considera, a partir del análisis de los diagramas de variación química y distribución de elementos traza discutidos anteriormente, que las rocas básicas e intermedias del rift están genéticamente relacionadas. En la Fig. 19a se observa que la sílice muestra una tendencia general creciente en dirección sur a norte, mostrando decrementos en la zona de asociaciones de diques y lavas del norte de la Sierra Las Flores y en la zona del Cerro Archelon. Los valores de Mg# en la Fig. 19b muestran dos tendencias crecientes que se traslapan. Los valores de Mg# de las muestras de la Sierra Las Flores varían de 60 hasta 68 y la tendencia lineal continúa hasta valores cercanos a 70 que corresponden a rocas de los cerros El Almacén y Los Triates. La segunda tendencia lineal es también

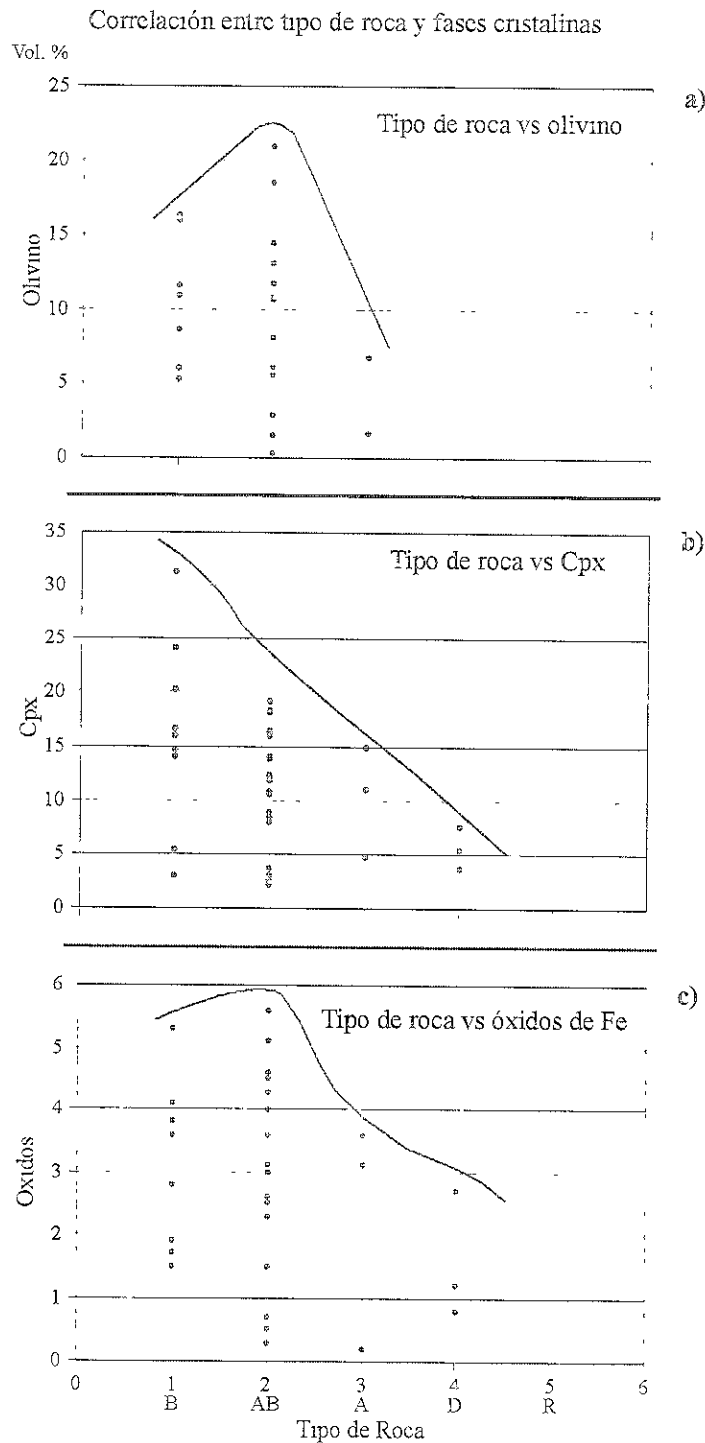


Fig. 17 Diagrama de correlación entre tipo de roca y las fases cristalinas de las rocas ubicadas sobre el Dique Las Flores: a) olivino, b) clinopiroxeno y c) óxidos de Fe. La clasificación del tipo de roca es con base en la composición química y la mineralógica con base en el análisis petrográfico (ver texto y apéndice petrográfico).

creciente y varía desde valores de $Mg\#$ de 53.67 en el extremo norte de la Sierra Las Flores hasta valores de alrededor de 63 en el Cerro Archelon. Ambas tendencias indican cambios laterales en la composición del magma, posiblemente asociados a diferenciación en dos direcciones, a partir de una zona localizada entre el extremo norte de la Sierra Las Flores y los cerros Los Triates, donde existe un traslape de las líneas envolventes.

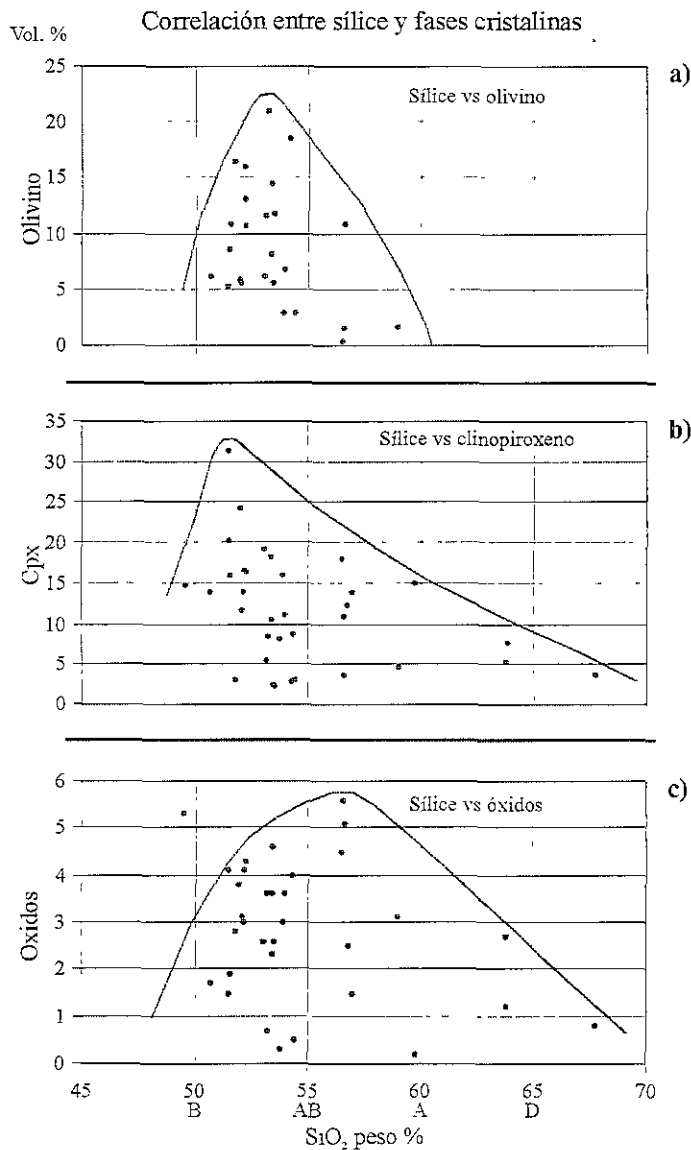


Fig. 18 Diagrama de correlación entre el contenido de sílice y las fases cristalinas de las rocas localizadas sobre el Dique Las Flores, indicando el tipo de roca correspondiente: a) olivino, b) clinopiroxeno y c) óxidos de Fe. El porcentaje de minerales se obtuvo con base en los análisis petrográficos (ver texto y apéndice petrográfico).

El clinopiroxeno en la Sierra Las Flores (Fig. 19c) muestra una tendencia creciente desde 11,8% en el sur, hasta 31% en la zona de diques, que decrece en las lavas del extremo norte hasta valores de 4,7%. De la misma forma, la presencia de este mineral aumenta desde valores de alrededor de 3% desde los cerros Los Triates hasta el Cerro Querubín, hasta 18,3% en el Cerro Archelon, donde la muestra más septentrional tiene un contenido de 8,3% de ese mineral, indicando una tendencia decreciente. Como en el caso del Mg#, entre el extremo norte de la Sierra Las Flores y las lavas de los cerros Los Triates existe un traslape de envoltentes que puede interpretarse como una zona en donde convergen dos cuerpos de magma que migran lateralmente. Otra opción podría ser que, como lo indica la evolución de la sílice y el Mg#, esta zona sea la región a partir de la cual el magma se mueve lateralmente hacia el norte y sur.

Tanto el olivino como los óxidos (Figs 19d y 19e) muestran incrementos hacia el norte y sur a partir de los cerros Los Triates y extremo norte de la Sierra Las Flores, respectivamente. En la Sierra Las Flores los valores más altos se localizan en la cima de la sierra, mientras que las rocas del costado occidental presentan valores decrecientes de olivino hacia el sur. Hacia el norte, el olivino se incrementa desde los cerros Los Triates hasta el Cerro Archelon, donde alcanza el 21%. Es importante considerar que en la mayor parte de las muestras el olivino está iddingsitizado y en varias de ellas serpentizado, indicando que es de cristalización temprana y que sufrió alteración deutérica. La mayor abundancia de glomerocristales de clinopiroxeno y olivino en la Sierra Las Flores sugiere que el magma fue capaz de transportar cristales en suspensión, además de que la mayor proporción de olivino fresco en la matriz de las lavas de la Sierra Las Flores, en la zona de diques y lavas, indica la existencia de un magma más básico y menos viscoso que migró lateralmente. No se descarta, sin embargo, la posibilidad de que en fuentes a diferentes niveles de profundidad se produzcan variaciones químicas y mineralógicas similares. Los óxidos presentan un comportamiento similar al del olivino, aunque su incremento hacia el sur y norte se observa claramente a partir de los cerros Los Triates y extremo norte de la Sierra Las Flores.

D. SÍNTESIS

La posición que guarda actualmente el Golfo de California coincide en gran medida con la localización del arco magmático del Mioceno, del que existen evidencias, tanto en las grandes islas como en las márgenes continental y peninsular del golfo (i.e. Gastil *et al.*, 1979; Sawlan, 1991).

La secuencia volcánica del Terciario de la región Bahía de los Ángeles-Isla Ángel de la Guarda pertenece a este arco y, además, presenta actividad volcánica que alcanza hasta el límite del Plioceno temprano con el Plioceno tardío en las islas Ángel de la Guarda, San Esteban (Desonie, 1992) y San Lorenzo (Escalona Alcázar, 1999). A partir de los elementos mayores y traza, el conjunto de rocas de todas las áreas pertenecen a la serie calcialcalina. En general, las rocas volcánicas tienen un contenido medio de K, salvo algunas andesitas basales de la Sierra Las Flores y tobas riolíticas de la Sierra Las Ánimas e Isla Ángel de la Guarda que son de K alto. Se infiere a partir de los análisis químicos y geocronológicos que las muestras de la parte oriental de la Sierra Las Ánimas son más afines a la secuencia volcánica de Bahía Las Ánimas.

Los diagramas Harker de las rocas del interior de la región de Bahía de los Ángeles sugieren que las rocas volcánicas están genéticamente relacionadas y, a partir de la remoción de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (análisis obtenidos de la literatura), se infiere que el conjunto posiblemente ha derivado por cristalización fraccionada de un magma padre cuya composición fue basáltica. Del análisis de diagramas del sistema CMAS en el plano Ol-Plg-Cpx se definieron cuatro grupos de tendencias de cristalización que son congruentes con los arreglos texturales debidos a la cristalización secuencial observada en el análisis petrográfico, de donde se concluye que las rocas analizadas sufrieron una acentuada cristalización fraccionada. Lo anterior también está apoyado por la variación sistemática de los elementos traza en los arcnigramas, donde se observan picos notables de K, Sr y Th, así como una acentuada anomalía negativa del Nb, típica de ambientes de márgenes continentales activas. Los valores altos de Ni y Cr indican la presencia de magmas andesíticos ricos en olivino y clinopiroxeno, mientras que las anomalías de Nb sugieren la asimilación de material de la corteza rica en Ti, que

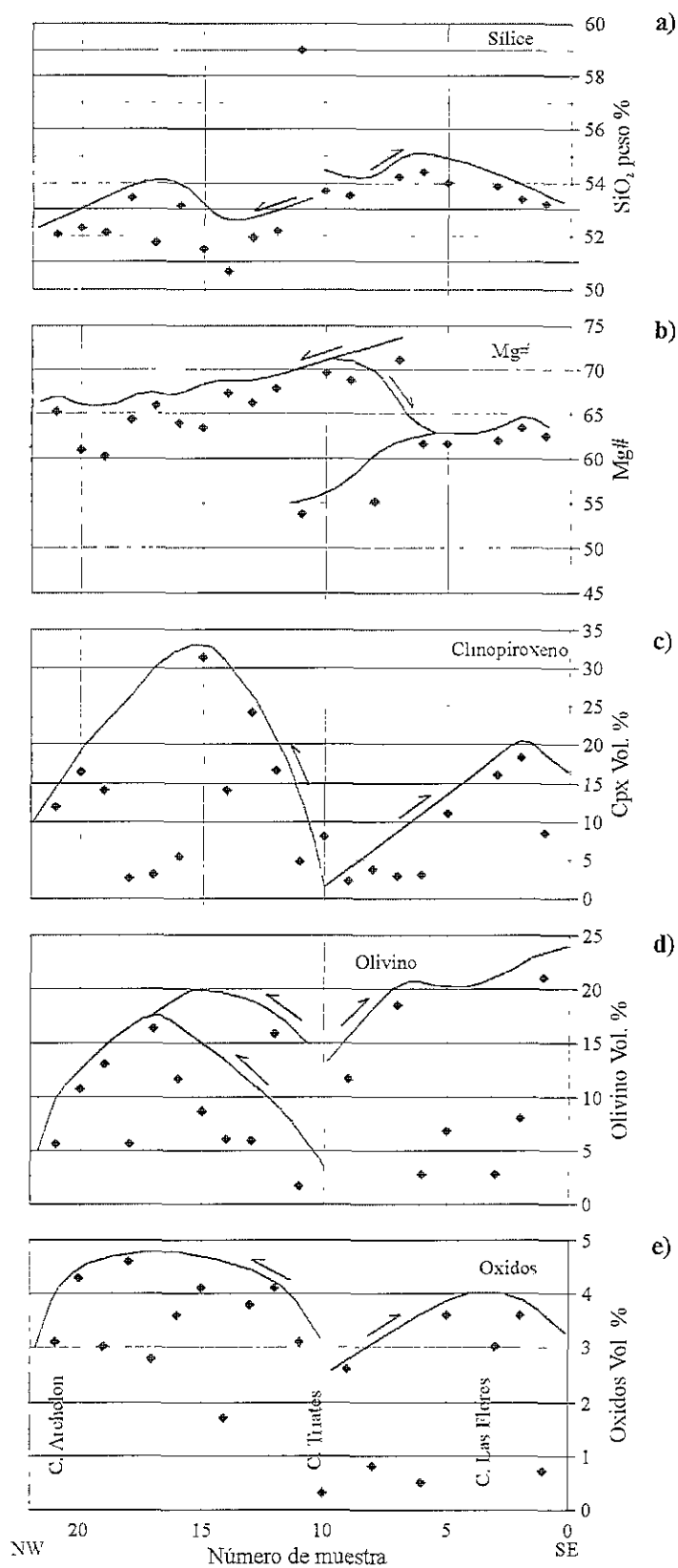


Fig. 19. Diagrama de correlación entre la variación química y mineralógica con respecto a la posición geográfica de las muestras localizadas sobre el Dique Las Flores (ver texto).

correspondería a las rocas graníticas tipo S (ricas en ilmenita) de la porción oriental del batolito peninsular

De la correlación entre el contenido modal y la composición química de las rocas intermedias y básicas del Dique Las Flores se interpreta la evolución de magmas en reservorios someros debidos a transporte principalmente lateral. Este fenómeno, como se discutirá en el siguiente capítulo, se efectuó en la zona de flotación neutral del magma, lo que explica la distribución espaciada de la actividad volcánica. Se interpreta que el traslape de las envolventes del contenido modal y químico entre la porción septentrional de la Sierra Las Flores y los cerros Los Triates puede explicar las variaciones observadas a lo largo del dique debidas al transporte lateral de magma a partir de cámaras magmáticas someras.

IV. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y GEOFÍSICA

La región de Bahía de los Ángeles está separada de la Isla Ángel de la Guarda por el Canal Las Ballenas, en el que se ubica la zona de falla Ballenas (Figs. 2 y 3). Esta zona es un segmento de aproximadamente 100 km de longitud que pertenece al sistema de fallamiento transforme San Andrés-Golfo de California. Se ha inferido que su actividad inició hace aproximadamente 1 Ma, al cesar la de la actual zona de fractura Tiburón, localizada en la margen oriental de la Isla Ángel de la Guarda (Lonsdale, 1989). La zona de falla Ballenas está limitada hacia el noroeste por la Cuenca Delfín y hacia el sureste por las cuencas Salsipuedes Norte y Salsipuedes Sur, que conectan a la zona de falla Ballenas con las zonas de falla Partida y San Lorenzo (Figs. 2 y 3). El arreglo escalonado del conjunto de fallas y cuencas es sugerido por la forma sigmoidal de las isobatas entre 1000 y 1500 m. Se ha interpretado que en las partes centrales de las cuencas se desarrollan dorsales (Lonsdale, 1989). La que se localiza entre Bahía Las Ánimas y el extremo sur de la Isla Ángel de la Guarda, de aproximadamente 8 km de anchura, es la más grande. En estudios preliminares sobre la geología de Bahía de los Ángeles y de la región oriente de la Isla Ángel de la Guarda (Delgado-Argote *et al.*, 1995 y 1999) se han mostrado algunas semejanzas en los estilos de deformación de ambas zonas, aunque también existen diferencias notables. Por ello, en este capítulo se presentarán estas zonas por separado.

Tanto en la península como en la isla, la densidad del fallamiento decrece de la costa hacia tierra y es principalmente de tipo transtensivo (Delgado-Argote *et al.*, 1995), con extensión dominante en sentido E-W. Con base en perfiles sísmicos monocanal, Lonsdale (1989) interpretó fallamiento normal escalonado hacia el interior del Canal Las Ballenas. Este estilo es más evidente en la costa de la Isla Ángel de la Guarda que en la península y afecta tanto al basamento granítico y metamórfico, como a las rocas volcánicas y sedimentarias miocénicas.

Uno de los objetivos principales de esta sección es mostrar las características estructurales dominantes en la secuencia volcánica miocénica de Bahía de los Ángeles y de la costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda, así como comparar dichos estilos de deformación con el sistema de fallamiento San Andrés-Golfo de California. Además, con base en los estilos estructurales del basamento y de la cubierta volcánica del Terciario, se pretende discriminar los regímenes de esfuerzos dominantes durante la actividad volcánica basáltica del Mioceno con respecto a la deformación activa desde el Plioceno en el Golfo de California. Para lograr los objetivos anteriores, se presentan los análisis cinemáticos de fallamiento en las sierras Libertad, Las Flores, Las Ánimas y la costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda; se interpreta el desarrollo del volcanismo basáltico de Bahía de los Ángeles con apoyo de un perfil gravimétrico y se compara con las crestas volcánicas localizadas entre la Isla Tortuga y el campo volcánico La Reforma (que se interpretan a partir de datos geofísicos marinos). Además se hace un análisis estructural del Canal Las Ballenas a partir de imágenes de reflectividad. Para efectuar el análisis cinemático se utilizaron como datos de entrada la orientación de los planos de falla y estrías y el sentido de desplazamiento del bloque de techo (Allmendinger *et al.*, 1989). Para la correlación entre el volcanismo basáltico y la deformación sólo se consideraron las fallas normales que afectan al basamento y a la cubierta tobácea.

A. REGIÓN DE BAHÍA DE LOS ÁNGELES

La expresión fisiográfica de la cuenca de Bahía de los Ángeles sugiere la existencia de un graben amplio o zona de rift. El basamento granítico se localiza a 1000 m sobre el nivel del mar en las sierras Las Ánimas y Libertad, mientras que en la Sierra Las Flores el mismo basamento se encuentra por debajo de la cota de 300 m, sugiriendo una depresión central en la cuenca. El abrupto flanco oriental de la Sierra La Libertad sugiere además que esa porción es un segmento de la pared de un bloque de piso cóncavo hacia el oriente y se ha sugerido que este estilo de deformación es persistente en la mayor parte de la región del Golfo de California (Axen, 1995). La descripción siguiente es de occidente a oriente, desde la Sierra La Libertad hasta la Sierra Las Ánimas.

A.1. Sierra La Libertad

La Sierra La Libertad está dominada por rocas metamórficas y graníticas que por lo menos deben registrar la deformación del periodo extensional del *Basin and Range* del Terciario temprano y medio. Los lineamientos estructurales orientados hacia el NNW y NNE observados en fotografías aéreas en la parte sur de la sierra, así como el marcado escarpe hacia el Valle Las Flores, sugieren que el límite oriental de la sierra es tectónico. Sin embargo, la cartografía estructural en los arroyos Archelon, El Pulpo, El Tábaro, zona meridional del Valle Las Flores, así como en las faldas del Cerro Bahía de los Ángeles (Figs. 5 y 20), sólo muestra evidencias pobres de fallamiento normal de grandes dimensiones.

En los diagramas de rosa de la Fig. 20 se observan diferencias importantes en la orientación de los dos tipos de fallas dominantes. En esta sierra son comunes las fallas de desplazamiento lateral y normales con movimiento oblicuo orientadas hacia el NW. En el pueblo de Bahía de los Ángeles y en el Cerro Archelon es también frecuente encontrar estrías desarrolladas en las diaclasas mayores en granito, las cuales no fueron consideradas en este trabajo pues su distribución no tiene un patrón de distribución y orientación definido. En la parte central de la sierra, en la zona de los arroyos El Pulpo y El Tábaro (Fig. 5) las fallas más importantes son normales, mientras que las rocas dacíticas del Cerro Los Triates muestran fallamiento de desplazamiento lateral bien definido con orientación hacia el NW y WNW. El desplazamiento de diques pegmatíticos en el basamento cristalino indica que prácticamente todas las fallas tienen desplazamiento oblicuo.

Aunque la mayor parte de los lineamientos orientados hacia el NW que se observan en fotografías aéreas tienen dimensiones regionales, en los arroyos perpendiculares a esta tendencia no se observaron fallas con orientación hacia el NW. La densidad de fallas de segundo orden observada en los arroyos decrece hacia el interior de la sierra. La zona meridional de la sierra se caracteriza por fallamiento normal orientado hacia el WNW, mientras que las fallas de desplazamiento lateral se orientan con dirección E-W. Todas las fallas cartografiadas muestran desplazamientos menores a unos pocos metros.

El análisis cinemático de cuatro sitios en el flanco oriental de la Sierra La Libertad indica un comportamiento estructural distinto para las zonas Archelon (a) y Bahía de los Ángeles (b) con respecto a las de El Pulpo (c) y sur La Libertad (d), según se muestra en la Fig. 21. Aunque los valores

promedio buzando 60° hacia el SW, de donde se interpreta que ambos tipos de estructuras se formaron bajo un régimen de esfuerzos similar.

Para efectuar el análisis cinemático se separaron tres grupos de datos correspondientes a la secuencia volcánica y sedimentaria, a la cubierta volcánica y sedimentaria del bloque de la Punta El Soldado que define un bloque discreto con geometría de deformación distinta y a la del basamento granítico. Se observa (h en Fig. 21) que en la secuencia volcanosedimentaria y en el basamento granítico la dirección de extensión es casi paralela, orientándose hacia 304° con buzamiento de 02° y hacia 118° con buzamiento de 03° , respectivamente. En ambas zonas el eje de compresión es casi vertical: $\sigma_1 = 83^\circ / 070^\circ$ ($\sigma_2 = 04^\circ / 215^\circ$) en la zona septentrional y $\sigma_1 = 83^\circ / 000^\circ$ ($\sigma_2 = 04^\circ / 209^\circ$) en el basamento. Lo anterior significa que, en gran medida, en la cubierta volcánica y sedimentaria se refleja la deformación del basamento cercano. En el bloque de Punta El Soldado el fallamiento tiene una marcada tendencia hacia el NW, mostrando extensión hacia 066° con inclinación de 04° y eje de compresión inclinado 77° hacia 179° ($\sigma_2 = 11^\circ / 334^\circ$).

Del análisis anterior, se puede resaltar lo siguiente:

a. Las soluciones para los dos tipos de fallamiento en ambos costados de la sierra, tanto en el basamento como en la cubierta, son muy similares, de manera que pueden atribuirse a los mismos periodos de deformación.

b. Las soluciones para el fallamiento de desplazamiento lateral en la parte occidental de la sierra indican un vector de compresión orientado casi N-S y horizontal, mientras que el vector extensional se orienta consistentemente en dirección E-W para las soluciones de fallamiento normal y de desplazamiento lateral. El fallamiento de desplazamiento lateral se asocia a la deformación del Sistema San Andrés-Golfo de California del Plioceno y los vectores de extensión del fallamiento normal del Mioceno no pueden discriminarse con claridad de la deformación transtensional del Plioceno.

c. Se interpreta que la deformación más intensa en la parte oriental de la sierra es transtensiva con extensión orientada WNW-ESE en el basamento y cubierta volcánica y sedimentaria, mientras que en el bloque de Punta El Soldado la extensión se orienta hacia ENE. Se interpreta que estas diferencias en la misma zona y con respecto a la parte occidental de la sierra se deben a la cercanía de la costa a la zona de falla transforme Ballenas.

A.4. Dique Las Flores

Por su relación con un periodo de deformación definido, tipo de volcanismo y dimensiones, se considera que las manifestaciones basálticas localizadas entre la Sierra La Libertad y la Sierra Las Ánimas pertenecen a una estructura volcanotectónica asociada a una zona de rift cuya anchura es de por lo menos 10 km. En su interior, la actividad basáltica forma alineamientos que deben estar asociados a diques de longitud mayor a los 10 km, de los cuales, el aquí nombrado Dique Las Flores es el mejor definido. La longitud de este dique es de cerca de 20 km, comprendidos entre la parte meridional de la Sierra Las Flores hasta el Cerro Archelon (Figs. 5 y 21). Una vez definidas las características geoquímicas y petrográficas de las rocas basálticas, así como el estilo estructural regional, en esta sección se interpreta, con apoyo de un perfil gravimétrico transversal, la geometría del Dique Las Flores.

A.4.1. Gravimetría

Con el objeto de identificar discontinuidades estructurales producidas por fallas a gran escala o cuerpos magmáticos a profundidad, se hizo un levantamiento gravimétrico en Bahía de los Ángeles a lo largo de una sección de 9 km orientada E-W entre las sierras La Libertad y Las Ánimas (A-A' en la Fig. 21).

De una manera simplificada, la gravedad observada está referida a diferentes efectos más la señal geológica que se estudia, de manera que g (observada) = g (causas predecibles) + g (señal geológica). Entre las causas predecibles, está el efecto gravimétrico producido por la masa, forma y rotación de la Tierra. El efecto de aire libre toma en cuenta la elevación de la estación con respecto al esferoide de referencia. Además, la atracción gravitacional de la masa entre el nivel de referencia (nivel del mar) y la estación, es considerada en las correcciones topográficas y de Bouguer. Todas las consideraciones anteriores nos llevan a aislar la anomalía gravimétrica (residual) a la siguiente forma:

$$g \text{ (señal geológica)} = g \text{ (observada)} - g \text{ (causas predecibles)}$$

Una vez que el residual fue calculado, el problema consiste en explicarlo en términos de la densidad de la estructura de acuerdo con las características geológicas de la región.

Se realizaron 234 mediciones de la componente vertical del campo gravitacional, con el gravímetro LaCoste & Romberg G-599, en circuitos de dos horas para determinar de manera apropiada la deriva instrumental. Las estaciones de medición estuvieron separadas entre 30 y 40 m y sirvieron también para hacer nivelación diferencial y cadenamiento, referidos a la red de altimetría de primer orden del INEGI (1973a). Los datos gravimétricos fueron referidos a gravedad absoluta a través de un enlace con la estación gravimétrica ACIC 4715-1 establecida por el INEGI (1973b) en el pueblo de Bahía de los Ángeles.

Las anomalías de gravedad de aire libre se obtuvieron utilizando la fórmula del Sistema Geodésico de Referencia de 1967 (International Association of Geodesy, 1971), junto con un factor de corrección de aire libre de 0.3086 mGal/m. La anomalía de Bouguer completa se obtuvo aplicando la corrección de Bouguer utilizando una densidad de 2700 kg/m³ y se hizo una estimación de la corrección topográfica calculando la atracción gravitacional debida a la topografía y a la batimetría en una región de 30 X 30 km alrededor del área prospectada. Esta última corrección se realizó calculando la componente vertical del campo de gravedad causado por un modelo digital del terreno, representado por prismas verticales contiguos de sección cuadrada de 100 m de lado. La densidad utilizada en la zona continental fue de 2700 kg/m³ y de 1670 kg/m³ en la parte oceánica, esto es, la densidad de Bouguer menos la densidad del agua del mar (1030 kg/m³).

Un problema clásico en gravimetría es la separación del campo medido en sus componentes regional y residual. Como el propósito de esta separación es aislar la señal de la gravedad relacionada con el objetivo geológico, esta descomposición es la parte medular de la interpretación, la cual es un proceso de remoción de la componente regional que está delineada por los rasgos observados en la anomalía de Bouguer. El éxito de esta descomposición radica en el conocimiento del intérprete sobre la

geología regional y del buen criterio para suponer la amplitud de las anomalías locales. En este análisis se obtuvo el campo de gravedad regional ajustando la anomalía de Bouguer completa con una función lineal (Fig. 22a). La anomalía de gravedad residual (Fig. 22b) se obtuvo al sustraer el campo regional de la anomalía de Bouguer completa. La anomalía residual se modeló entonces mediante una estructura bidimensional de densidades, siguiendo el método de la integral de línea (Hubbert, 1948). El perfil de gravedad residual y la estructura de densidad interpretada se muestran en la Fig. 22c.

En esta interpretación se le han asignado densidades promedio de las diferentes unidades litológicas de acuerdo a los valores reportados por Olhoeft y Johnson (1989) para distintas rocas y sedimentos. Con respecto a la fracción sedimentaria no consolidada, se le asignó a los depósitos del talud de la Sierra Libertad una densidad de 2000 kg/m^3 que equivale a un depósito de gravas, mientras que a los que se encuentran en el interior de la cuenca, la densidad de 1700 kg/m^3 representa un promedio entre arenas y margas. Los valores anteriores corresponden a muestras de material sin matriz con un arreglo de volumen mínimo. Se ha observado que los depósitos con valores de densidad superiores a 2000 kg/m^3 pierden su capacidad de disgregación y son propiamente rocas (Olhoeft y Johnson, 1989). A las rocas de basamento se les asignó un valor de 2700 kg/m^3 con el fin de representar a una litología donde se combinaran rocas metamórficas con intrusivos de composición cuarzomonzonítica. Al cuerpo intrusivo que se localiza abajo de la Sierra Las Flores se le asignó una densidad de 2850 kg/m^3 y al que se localiza al occidente de la Sierra Las Ánimas una de 2800 kg/m^3 , que son representativas del promedio de rocas de composición andesítica y basáltico andesítica (Olhoeft y Johnson, 1989) respectivamente, y que corresponden a las composiciones observadas en las lavas de la superficie.

En el modelo seleccionado, el relleno sedimentario en la parte central de la cuenca tiene cerca de 50 m de espesor. A aproximadamente 1 km al oriente del origen, se interpreta en el modelo un cambio lateral de densidad entre depósitos de piemonte y sedimentos de grano fino hacia el interior de la cuenca. Este cambio lateral de densidad no sucede en el extremo oriental de la sección, donde los sedimentos descansan directamente sobre las unidades piroclásticas de la Sierra Las Ánimas que buzan hacia el occidente. En el lado oriental de la cuenca, al norte del Cerro Las Tinajas, se interpreta la presencia de un paleocanal que aparentemente es paralelo a la orientación del patrón de drenaje actual.

El extremo occidental de la sección se localiza a aproximadamente 1 km de la falda de la Sierra La Libertad y a 4 km al norte de la terminación de una gran falla normal regional que buza hacia el oriente, interpretada a partir de fotografías aéreas. En las partes más cercanas a la sección de gravedad se observaron fallas de desplazamiento lateral en las rocas del basamento y no se encontraron evidencias de fallamiento normal importante. En el perfil de gravedad tampoco se observan rasgos que indiquen la presencia de fallas normales, por lo que se infiere que este tipo de fallas pueden ser importantes a lo largo del flanco oriental de la sierra hacia el sur de la latitud $28^\circ 50'$. La parte oriental de la sección de gravedad llega hasta los afloramientos de rocas piroclásticas de la Sierra Las Ánimas. En este lugar (Fig. 21), las estructuras más importantes son las fallas de desplazamiento lateral con una componente normal pequeña.

Del perfil de gravedad (b y c en Fig. 22) se interpreta que el alto gravimétrico localizado entre -2 y 0.5 km puede ser producido por un cuerpo intrusivo de composición basáltica similar a la de las

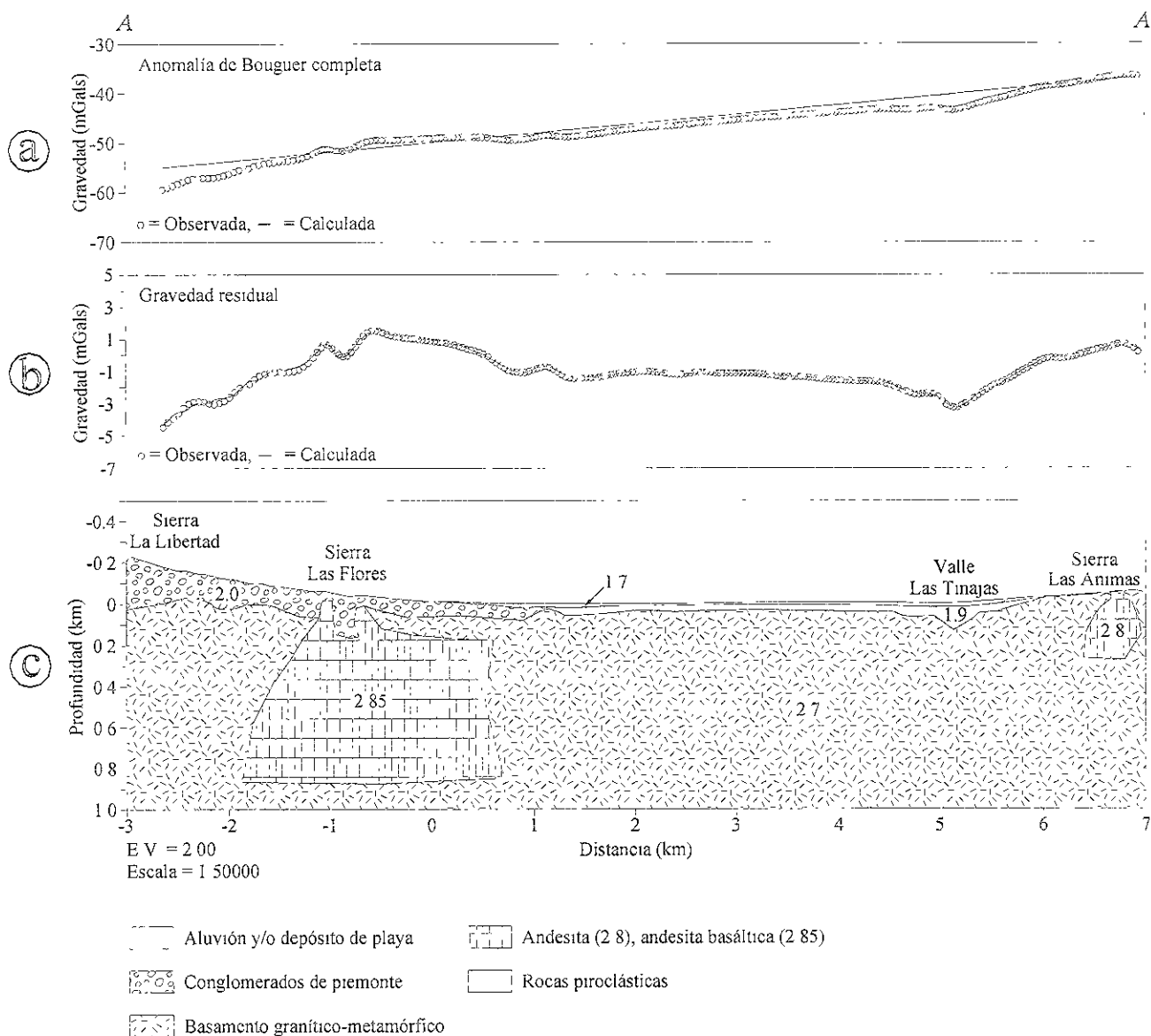


Fig. 22. Perfil gravimétrico de la sección A-A' de la Fig. 21 entre las sierras La Libertad y Las Ánimas. a) Perfil de la anomalía de Bouguer completa (círculos) y la tendencia regional (línea continua); b) Anomalía de gravedad residual (círculos) y el efecto de la gravedad calculado causado por las variaciones de la densidad en el subsuelo que se muestran en c; c) Interpretación de unidades litológicas basada en la geología de la superficie y la anomalía de gravedad residual. Los valores de densidad están en gr/cm³; la localización de las sierras Las Flores y Las Tinajas son proyecciones a la línea del perfil, siguiendo la orientación de las sierras y de las fallas normales.

lavas y diques de la parte norte de la Sierra Las Flores. El intrusivo se ubica entre esta sierra y el Cerro Los Triates. Esta actividad volcánica de 12 Ma está asociada con el periodo extensional, cuyo estilo de fallamiento se refleja en las rocas más viejas que 12 Ma (Fig. 21). Aunque a lo largo de la línea de medición no hay manifestaciones volcánicas, la presencia de rocas composicionalmente similares en el alineamiento de la actividad basáltica entre la Sierra Las Flores y el Cerro Archelon sugiere que este alineamiento tiene un control estructural común. La correlación geoquímica entre las rocas máficas de estos sitios sugiere que provienen de un cuerpo de magma común que se emplaza a lo largo de un sistema de fracturamiento perpendicular a la dirección de extensión y que este cuerpo de magma alcanza distintas elevaciones que se manifiestan por la presencia de actividad volcánica.

En el kilómetro 6.5 de la parte oriental del perfil gravimétrico se interpreta la presencia de un dique de aproximadamente 0.5 km de anchura. La localización de diques alimentadores más profundos no se puede determinar con los datos de gravedad. Se infiere que este dique puede ser la parte norte de un intrusivo mayor al que se asocia la actividad basáltica de la Sierra Las Tinajas y el grupo de derrames y montículos alineados de las faldas de la Sierra Las Ánimas. Se ha documentado (Price y Cosgrove, 1990) que la mayoría de los intrusivos máficos se desarrollan cuando su razón anchura / espesor es mayor que 10:1 y bajo presión litostática que no excede los 100 bar ($\gg$ 300 m), lo que satisface la interpretación de la Fig. 22.

Como se mostrará en la siguiente sección, se sugiere que ambos intrusivos se emplazaron a lo largo de zonas de rift regionales y que son los reservorios alimentadores de los alineamientos de actividad volcánica de Las Flores-Archelon y Las Tinajas-Sierra Las Ánimas.

A.4.2. Interpretación del Dique Las Flores

La premisa básica en la interpretación es que las rocas basálticas que cubren las sierras Las Flores y Las Ánimas, así como los montículos y derrames de lava localizados en sus faldas están relacionadas con fisuras que siguen la tendencia estructural regional de fallamiento NW. En ese sentido, el emplazamiento de los diques y extrusión de los derrames de lava se relacionan con el periodo de fallamiento normal dominante que desarrolló zonas de debilidad a lo largo de las cuales el magma ascendió.

Se interpreta que la construcción de la Sierra Las Flores y el Cerro Las Tinajas resultó del emplazamiento de intrusivos someros y de la extrusión de derrames de lava asociados con diques (Fig. 23). En la Sierra Las Flores es evidente que algunos diques no alcanzaron la superficie debido a que su temperatura baja y viscosidad alta no promovieron su flujo ascendente. De norte a sur, los cerros Archelon, Los Angelitos, El Querubín y El Almacén forman pequeños edificios volcánicos contruidos por derrames locales y depósitos de aglutinado, mientras que en los costados de las sierras Las Flores y Las Ánimas, se desarrollan otros cuerpos menores en forma de montículos hasta de 100 m de diámetro formados por derrames en bloques. Las cimas de la Sierra Las Flores y el Cerro Las Tinajas están cubiertas casi totalmente por derrames de lava extensos.

El alineamiento formado por las pequeñas manifestaciones de volcanismo basáltico en el oriente de la Sierra La Libertad, el intrusivo interpretado a partir de la prospección gravimétrica y los diques y lavas de la Sierra Las Flores, sugieren la existencia de diques alimentadores a gran escala que se emplazaron durante el Mioceno tardío. En la Fig. 23a se muestra una vista oblicua de la cuenca de Bahía de los Ángeles en la que se indica la distribución de las manifestaciones basálticas. El alineamiento más sobresaliente se localiza a lo largo del segmento B-B', mientras que las manifestaciones orientales del Cerro Las Tinajas, cima y norte de la Sierra Las Ánimas y posiblemente las islas Los Gemelitos y Cabeza de Caballo estarían asociadas con otras fisuras subparalelas a B-B'. Además, la composición química similar, la concentración de MgO con respecto a los óxidos mayores y las variaciones mineralógicas con respecto a la composición química de las lavas de la Sierra Las Flores, oriente de la Sierra La Libertad y occidente de la Sierra Las Ánimas, discutidas anteriormente, sugieren relaciones genéticas cercanas entre estos grupos de rocas.

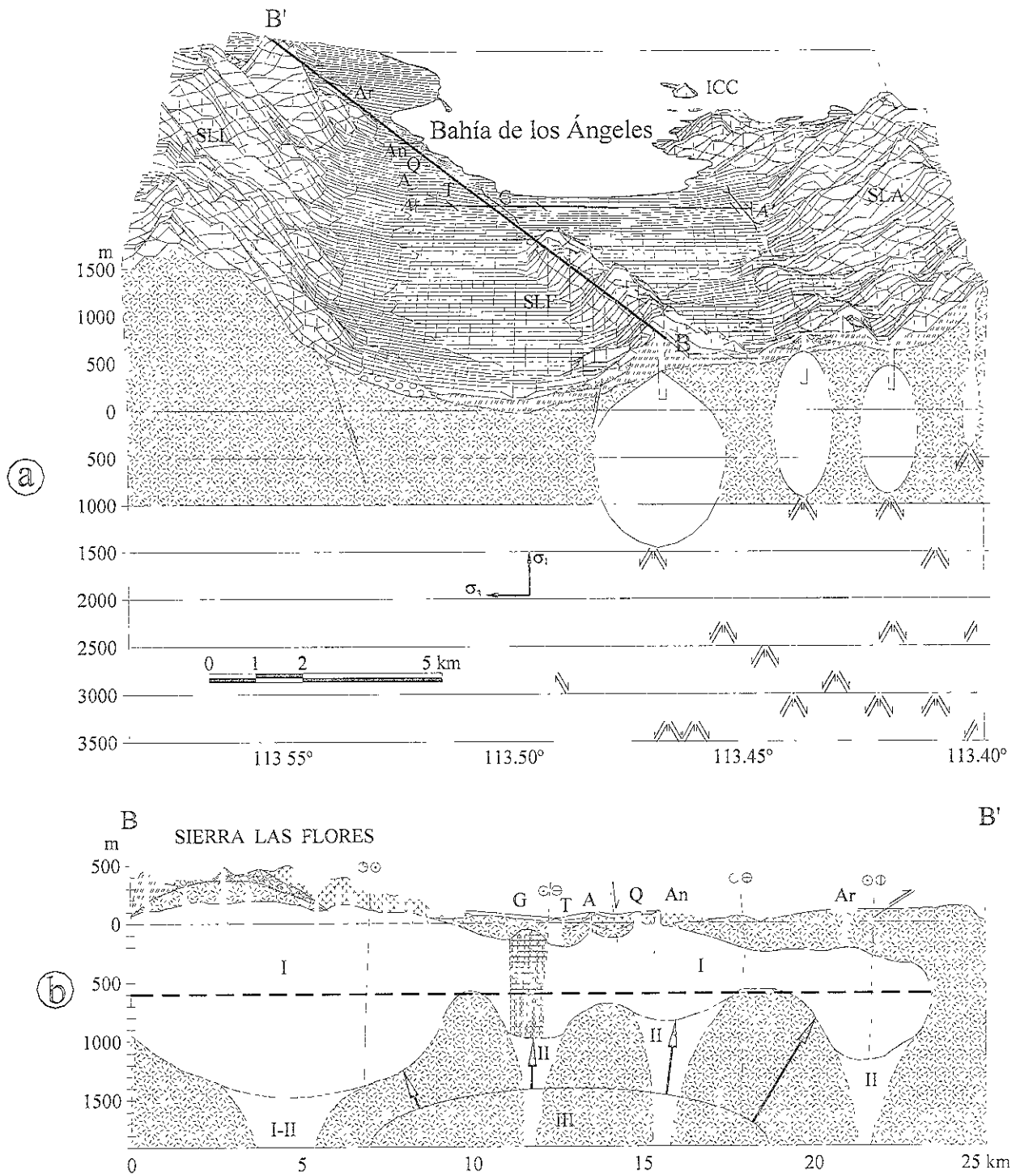


Fig. 23. a) Vista oblicua del área de Bahía de los Ángeles mostrando con el patrón oscuro los afloramientos de los derrames de lava basáltica. El segmento A-A' es la línea del levantamiento gravimétrico en el que se indican, casi en los extremos occidental y oriental, los límites de los diques interpretados en la Fig. 22 y su orientación probable. Se infiere que a 600 m está la parte central de la zona de flotación neutral, donde la densidad de la roca encajonante es similar a la del magma basáltico. Se considera que los reservorios someros son alimentados por otros más profundos a partir de los que el magma migra hacia arriba siguiendo un patrón geométrico escalonado (ver texto). b) El área sombreada indica la posible región fuente o Dique Las Flores que alimenta a la actividad volcánica de la Sierra Las Flores, el dique occidental del perfil de gravedad (G), y los cerros Los Triates (T), Almacén (A), Querubín (Q), Angelitos (An) y Archelon (Ar). La línea horizontal discontinua es la parte central de la zona de flotación neutral a lo largo de la que el magma se mueve lateralmente cuando la fuente se localiza en I-II. Es probable que otras fuentes puedan estar localizadas en otros sitios, como los diques indicados en II, o bien, que exista un solo cuerpo en II, según se discute en el texto.

En el diagrama de bloque de la Fig. 23a se interpreta que los reservorios someros están conectados a una profundidad de aproximadamente 500 m por debajo del nivel del mar, extendiéndose desde la Sierra Las Flores hasta por lo menos la parte oriental de la Sierra Las Ánimas (no se muestra en el diagrama). Como se discute en la siguiente sección y en Delgado Argote y Frías Camacho (1996), las imágenes de reflectividad del fondo del Canal Las Ballenas indican la presencia de campos de lava y diques orientados en la misma dirección NW, lo que sugiere que este patrón volcanotectónico puede continuar hacia el Golfo de California. El ascenso de magma desde cámaras magmáticas más profundas obedece al patrón de esfuerzos propuesto por Shaw (1980), observándose que σ_1 y σ_3 satisfacen el patrón de deformación interpretado a partir del análisis estructural. Se considera en este modelo que el ascenso del magma involucra la evolución e interacción del patrón de conductos que son generados por las fracturas extensionales. Las profundidades consideradas en el modelo se basan en una compilación de observaciones sobre la actividad sísmica en regiones con volcanismo activo de diferentes ambientes tectónicos, donde los reservorios magmáticos han sido identificados a intervalos de profundidad de 1.5 a 5 km (Ryan, 1987). En Kilawea, por ejemplo, se ha observado que a profundidades entre 0 y 2 km, la intensa actividad sísmica se produce por la deformación del techo de los reservorios y que las regiones asísmicas localizadas a profundidades entre 2 y 7 km indican razones altas de fluido / roca (Ryan, 1987). En zonas más complejas estructuralmente, como el Monte Etna, se ha identificado que la actividad subvolcánica asociada con fisuras está relacionada con la acumulación de magma a profundidades en el rango de 300 a 1700 m (Sanderson *et al.*, 1983). Entre estas últimas profundidades se localiza la región de flotación neutral, en donde el magma se mueve lateralmente y migra hacia arriba siguiendo un patrón escalonado.

Se infiere que la actividad basáltica a lo largo de la sección B-B' migra desde regiones localizadas en el área sombreada de la Fig. 23b. La geometría de esta área, que incluye el intrusivo basáltico del perfil gravimétrico, define una zona donde ocurre fracturamiento magmático y a lo largo del cual se emplazan diques. Sanderson (1982) llegó a una conclusión similar a partir de datos de gravedad en el Monte Etna y encontró que un dique de casi 25 km de largo y 2 km de anchura, localizado a una profundidad de $1000 \text{ m} \pm 500 \text{ m}$, era responsable del desarrollo de fisuras eruptivas durante la actividad de 1980-1981. En la Fig. 23b se ubica la región de flotación neutral a aproximadamente 600 m por debajo del nivel del mar. Con respecto a la forma, se sabe a partir de la sismicidad observada en Kilawea (Ryan, 1987), que la extensión vertical de la región donde se acumula el magma es aproximadamente simétrica con respecto a la zona de flotación neutral. Por esta razón, el área de acumulación del magma se representa más amplia por debajo de la Sierra Las Flores, donde la actividad es más intensa y de mayor volumen y disminuye hacia el norte, donde la actividad volcánica es local y espaciada. Si esta interpretación es correcta, entonces la actividad a lo largo de la sección B-B' estaría relacionada a una cámara magmática alimentada por un conducto que se localizaría debajo de la Sierra Las Flores (I-II en la Fig. 23b) a partir de donde el magma migraría lateralmente más de 15 km, hasta el Cerro Archelon. Dos alternativas posibles suponen la presencia de diques alimentadores debajo de cada una de las manifestaciones volcánicas (II en la Fig. 23b) o bien, la presencia de una sola región fuente cerca de la parte central de la sección (III en la Fig. 23b). La evolución química y mineralógica presentada anteriormente favorecen a las dos primeras opciones. En cualquier caso, una fuente más amplia por debajo del reservorio a lo largo del dique regional sería la misma y el desarrollo de grandes

diques alimentadores estaría controlado por fisuras orientadas perpendicularmente al régimen extensional del Mioceno orientado E-W.

En una sección posterior se analiza con métodos geofísicos la existencia de cuerpos intrusivos similares de más de 25 km de longitud frente a la costa de Santa Rosalía.

B. ISLA ÁNGEL DE LA GUARDA Y EL SISTEMA CUENCA GUAYMAS-CANAL LAS BALLENAS-CUENCA DELFÍN INFERIOR

En esta sección se presentan las características estructurales de la Isla Ángel de la Guarda y de Canal Las Ballenas. En la isla se interpretaron lineamientos estructurales a partir de fotografías aéreas escala 1:75,000 (INEGI, 1989) y de la topografía digitalizada de las cartas 1:50,000. Además, se hizo un reconocimiento geológico a lo largo de la costa occidental y norte, según se describen con detalle en Escalona Alcázar (1996) y Escalona Alcázar y Delgado Argote (1998). En el Canal Las Ballenas y Cuenca Delfín Inferior se realizó la interpretación estructural de imágenes de reflectividad (backscattering) obtenidas durante la campaña oceanográfica CORTES-P96, con un sistema de ecosonda de barrido lateral con resolución de 120° marca SIMRAD instalado en el B/O Hespérides (Dañobeitia *et al.*, 1996 y 1997). Este sistema adquiere simultáneamente la batimetría en una franja cuya anchura es equivalente a aproximadamente 3.5 veces la profundidad de la zona de barrido, un perfil batimétrico y una imagen continua de reflectividad de la señal de sonido del fondo marino. De esta última imagen se interpreta la composición del fondo de tal forma que una superficie formada por rocas cristalinas tendrá una reflectividad alta, mientras que una superficie de sedimentos suaves sin consolidar absorberá parte de la señal y la reflectividad será baja. En el registro, las rocas duras aparecen en tonos oscuros y las suaves en tonos claros. Los rasgos estructurales se observan como lineamientos definidos por el contraste entre materiales de distinta reflectividad. Debido a que el registro analógico tiene mejor resolución para los rasgos finos, como los montículos, se digitalizaron estas imágenes para hacer su interpretación, tomando en cuenta que no tienen corrección por rumbo ni por velocidad de crucero. En los sectores donde se observan cambios de velocidad se estima que los errores en las orientaciones de los lineamientos son menores a 3°.

B.1. Isla Ángel de la Guarda

En la Fig. 24 se presentan las rosetas de fotolineamientos medidos en mallas de 100 X 100 m para siete áreas de la isla (Escalona Alcázar, 1996; Delgado-Argote *et al.*, 1995). Las áreas se dividieron considerando la litología descrita en el capítulo II de este trabajo y considerando que las áreas del oriente (III y VI) pueden mostrar una tendencia distinta a la del occidente por su cercanía a ambientes de deformación distintos. La consideración anterior se basa en el hecho de que la zona de falla fósil Tiburón, localizada al oriente (Figs. 1 y 3), es más antigua y posiblemente inactiva con respecto a la activa zona de falla Ballenas (Lonsdale, 1989).

Morfológicamente, el área VI se destaca por sus límites norte y oriental, correspondientes a la línea de costa, orientados marcadamente E-W y N-S, respectivamente. A este nivel de observación no es posible asociar estos rasgos al movimiento transcurrente de la zona de fractura Tiburón, a otra deformación relacionada con la península de Baja California, o a su desprendimiento de ella. La topo-

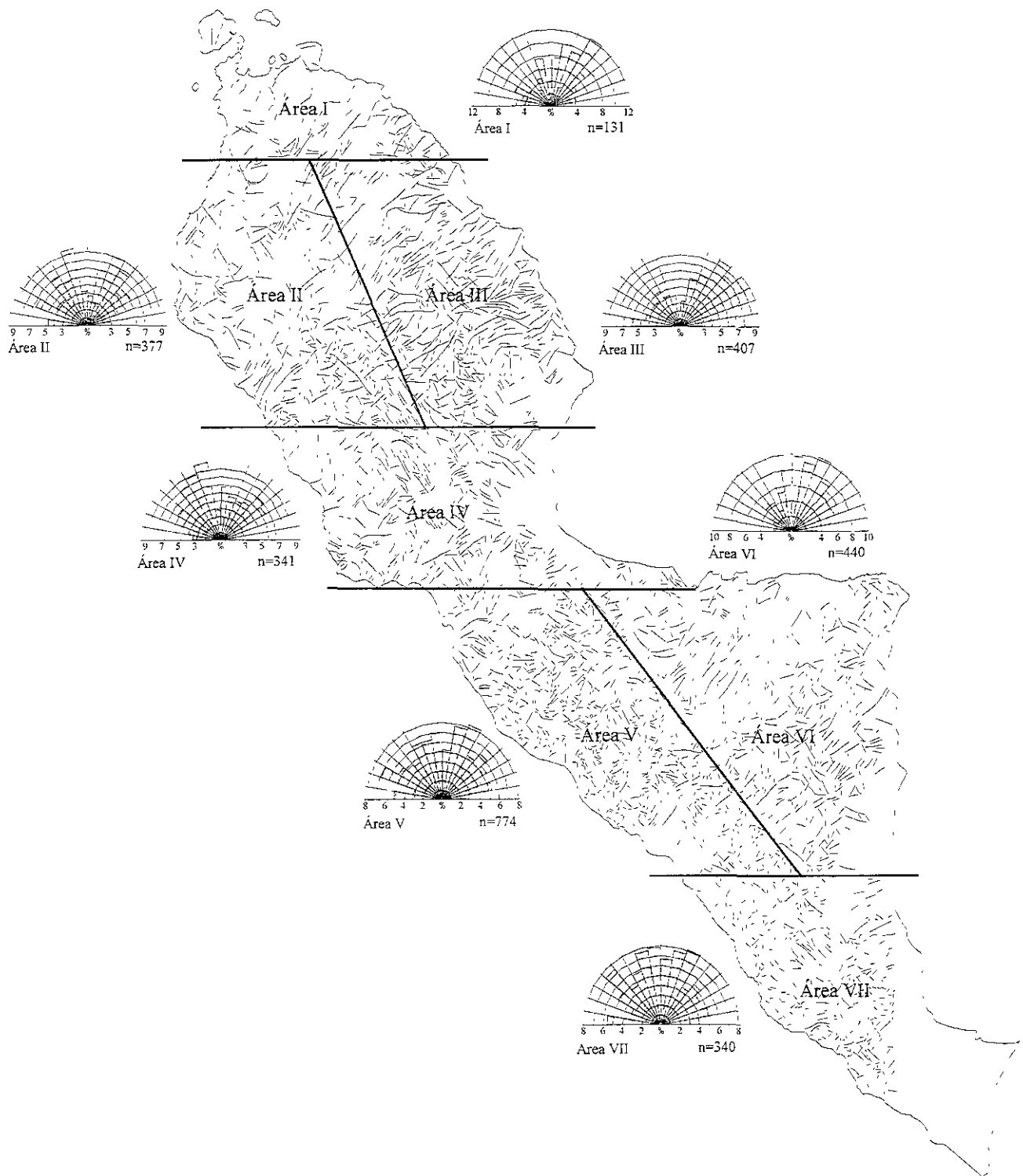


Fig. 24. Mapa de lineamientos estructurales interpretados de fotografías aéreas de la Isla Ángel de la Guarda. La isla se separó en siete áreas de acuerdo al estilo de los lineamientos, el que a su vez depende del tipo de litología (Fig. 8) y posible influencia con respecto a los rasgos tectónicos mayores del Golfo de California. Se considera que las áreas I a IV definen un bloque estructuralmente distinto (bloque septentrional) al que contiene a las áreas V a VII (bloque meridional).

grafía baja del área IV sugiere una zona de separación estructural entre las porciones N y S de la isla. El área III muestra tendencias principales hacia el E-W, 320° - 330° , 030° - 040° y 050° - 070° , que contrastan visiblemente con respecto a cualquier otra área, mientras que el área VI presenta una tendencia NNE que no se aprecia en la zona III y que sugiere un régimen de deformación distinto. El área I, donde se ha observado fallamiento reciente en terrazas sedimentarias, muestra un máximo orientado entre 030° y 040° , sólo observable en el área III contigua, así como un pequeño pico entre 010° y 020° que coincide con los de las áreas II y IV. Al norte de esta zona, Rebollar y Castillo-Román (1995), reportaron dos enjambres de microsismos ($M \leq 2.1$) ocurridos durante 1993 y 1994 y sugieren, a partir de la polarización de los vectores de aceleración de los componentes horizontales del primer arribo, que la posible fuente se asocia con fallas orientadas N-S en el norte de la isla. Las áreas II y IV muestran máximos notables entre 340° y 350° y tendencias que promedian 030° . Estas últimas también se observaron en las áreas V, VI y VII que caracterizan al bloque sur.

La orientación de estructuras que mejor caracteriza a las zonas del occidente (II, IV, V, y VII) está entre 340° y 350° , que no se observa en las restantes y puede reflejar la deformación más reciente y notable.

Durante un estudio de reconocimiento a lo largo de las costas occidental y norte de la Isla Ángel de la Guarda se midieron estructuras de falla en 17 sitios espaciados aproximadamente cada 4 km y separados en 10 zonas. Para el análisis cinemático se utilizaron sólo aquellas en las que se midieron estrías y se pudo observar su sentido de desplazamiento. El resultado del análisis por zona se presenta en la Fig. 25 donde, en el recuadro, se incluye un diagrama que muestra los ejes de compresión (P) y tensión (T) resultantes para cada una de las zonas. Con excepción de las soluciones 4 y 8 de las áreas VII y II, respectivamente, las cuales a partir de la posición de los vectores P se definen mejor como soluciones de fallamiento normal (los sitios 5 y 9 no se muestran en el mapa), el resto define fallamiento principalmente oblicuo o de desplazamiento lateral con componente normal (sitios 6 y 10). Este comportamiento se interpreta como de permutación entre σ_2 y σ_1 a lo largo de la guirnalda orientada N-S del diagrama de la Fig. 25. En todos los sitios, con excepción del 8, los vectores T se orientan E-W con inclinación promedio de 13° . Las soluciones anteriores atestiguan la influencia del sistema transtensivo de la zona de falla Ballenas.

De la comparación entre las rosas de lineamientos de la Fig. 24 con respecto a la de la síntesis del análisis cinemático de la Fig. 25, se observa que los resultados son congruentes con una geometría en la que el fallamiento lateral en un sistema transcurrente se encuentra hasta a 45° con respecto a la orientación de σ_1 .

B.2. Cuenca Guaymas-Canal Las Ballenas-Cuenca Delfín Inferior

En este trabajo se hace énfasis en la zona del Canal Las Ballenas (Figs. 1 y 3) y se presenta el análisis de la Cuenca Guaymas, ya que esta última es la cuenca más estudiada del Golfo de California y servirá de referencia para la interpretación de las imágenes de reflectividad. En los dos márgenes del canal se ha observado que las rocas volcánicas del Mioceno son las que mejor registran la deformación transtensiva relacionada con la formación del golfo y además, que ésta es más intensa dentro de los primeros 10 km a cada costado de las fallas transcurrentes (Delgado-Argote *et al.*, 1995). La importan-

82

cia de la región radica en que la zona de falla Ballenas es un segmento de aproximadamente 100 km de longitud, es continuación del sistema de fallamiento Guaymas de 325 km de longitud y, en conjunto, une a las cuencas Delfín Inferior y Guaymas (Lonsdale, 1989). La zona de falla Ballenas está limitada hacia el norte por la Cuenca Delfín y hacia el sur por las Cuencas Salsipuedes. Estas cuencas conectan a la zona de falla Ballenas con las de Partida y San Lorenzo, que terminan en la Cuenca San Pedro Mártir (Figs. 1 y 3). El arreglo escalonado del conjunto de fallas y cuencas en Salsipuedes es sugerido por la forma sigmoidal de las isobatas entre 1000 y 1500 m. Se ha interpretado también que en las partes centrales de las cuencas Salsipuedes se desarrollan dorsales (Lonsdale, 1989), de las cuales, la que se localiza entre Bahía Las Ánimas y el extremo meridional de la Isla Ángel de la Guarda, de aproximadamente 8 km de anchura, es la más grande. Por lo anterior, esta región ofrece las mejores características para estudiar dorsales "embrionarias", así como un fallamiento relativamente simple que permite modelar sistemas de fallamiento transcurrente y de cuencas distensivas donde se está desarrollando piso oceánico y donde se registra sismicidad constante (Rebollar y Castillo-Román, 1995).

La Cuenca Delfín está formada por dos cuencas asimétricas (Figs. 1 y 3). La del sur es la Delfín Inferior; tiene como límite meridional a la Isla Ángel de la Guarda y su anchura es de aproximadamente 40 km. Delfín Superior tiene unos 70 km de desarrollo al norte de la dorsal y unos 40 km en el costado sur. El desarrollo asimétrico de las cuencas se observa a partir de la zona de falla fósil Tiburón. A partir de esta zona, hacia el norte de la Cuenca Delfín Inferior, Lonsdale (1989) interpreta una corteza continental de margen extensional hundida de más de 100 km que se extiende hasta el Escarpe del Golfo, en la Sierra San Pedro Mártir. Por el contrario, la parte meridional de la cuenca corresponde a la Isla Ángel de la Guarda, que no muestra los mismos rasgos estructurales asociados con fallamiento normal o de "detachment" reportados en la península (Axen, 1995; Gastil y Fenby, 1991).

La Cuenca Guaymas se caracteriza por tener dos centros de dispersión que, en conjunto, son responsables del desarrollo de un piso oceánico de aproximadamente 125 km de extensión, similar a la anchura de las cuencas Delfín y Wagner del extremo septentrional del golfo. Las tres cuencas anteriores sólo son más pequeñas que la Cuenca Alarcón, cuya extensión es de 170 km y se localiza en la boca del golfo. La perforación 477 del DSDP 64 (Curry *et al.*, 1982) indica una corteza de tipo oceánica en el centro de dispersión del sur, caracterizado por derrames toleíticos, algunos almohadillados con sedimentos interestratificados y series de enjambres de diques. Hacia el norte de la Cuenca Guaymas está la Cuenca San Pedro Mártir, la que define uno de los rasgos tectónicos más complejos del golfo. Esta es una cuenca estrecha elongada en el sentido de las zonas de fractura principales hacia 310° y 315° y además, contrasta con respecto a las zonas de fallamiento activas por su morfología suavizada (Fig. 3). Lonsdale (1989) sugirió que la zona del Archipiélago San Lorenzo es una región sujeta a compresión en vista de que el sistema de fallamiento lateral derecho se transfiere hacia la izquierda en las cuencas de Salsipuedes. De acuerdo con esa geometría transpresiva, las islas del archipiélago representan un bloque levantado entre zonas de fallas.

Uno de los rasgos más interesantes de la Cuenca Guaymas es la presencia de chimeneas hidrotermales. Se ha inferido la presencia de intrusiones magmáticas similares a cuellos y tapones a los que posiblemente se asocie la actividad hidrotermal (Lonsdale, 1989), donde se han obtenido temperaturas del orden de los 270° a 314°C (Lonsdale y Becker, 1985).

B.2.1. Cuenca Guaymas

Se cubrió la parte septentrional de la Cuenca Guaymas, cuya dorsal tiene una orientación de 025° (Lonsdale, 1989). La cuenca se cruzó siguiendo un derrotero hacia 276° (Fig. 26), por lo que su límite SE no se define con claridad en las imágenes de reflectividad. Lonsdale (1989) ubica el límite de la cuenca a aproximadamente 65 km al SE del centro de dispersión (Fig. 3), donde se infiere la presencia de fallas normales orientadas N-S y 005° , con buzamiento hacia el WNW. Al SSE del punto P de la Fig. 26 se observa que estas fallas intersectan a rifts de menos de 2 km de anchura orientados 075° y definidos por fallas con buzamiento convergente. Estas estructuras orientadas hacia 075° son paralelas a otros lineamientos localizados en el punto P, a aproximadamente 50 km hacia el SE del centro de la cuenca, de donde se infiere que son rasgos desarrollados en corteza de tipo oceánica en los límites de la cuenca. En el extremo oriental, en la base de la pendiente continental, el fallamiento normal se orienta hacia 320° , paralelo a la costa y buzando hacia el SW (Fig. 26). Esta orientación difiere en aproximadamente 15° con respecto a la interpretada en trabajos anteriores (Lonsdale, 1989; Fenby y Gastil, 1991). Otros aspectos petrológicos y estructurales de la Cuenca Guaymas también se discuten en la siguiente sección.

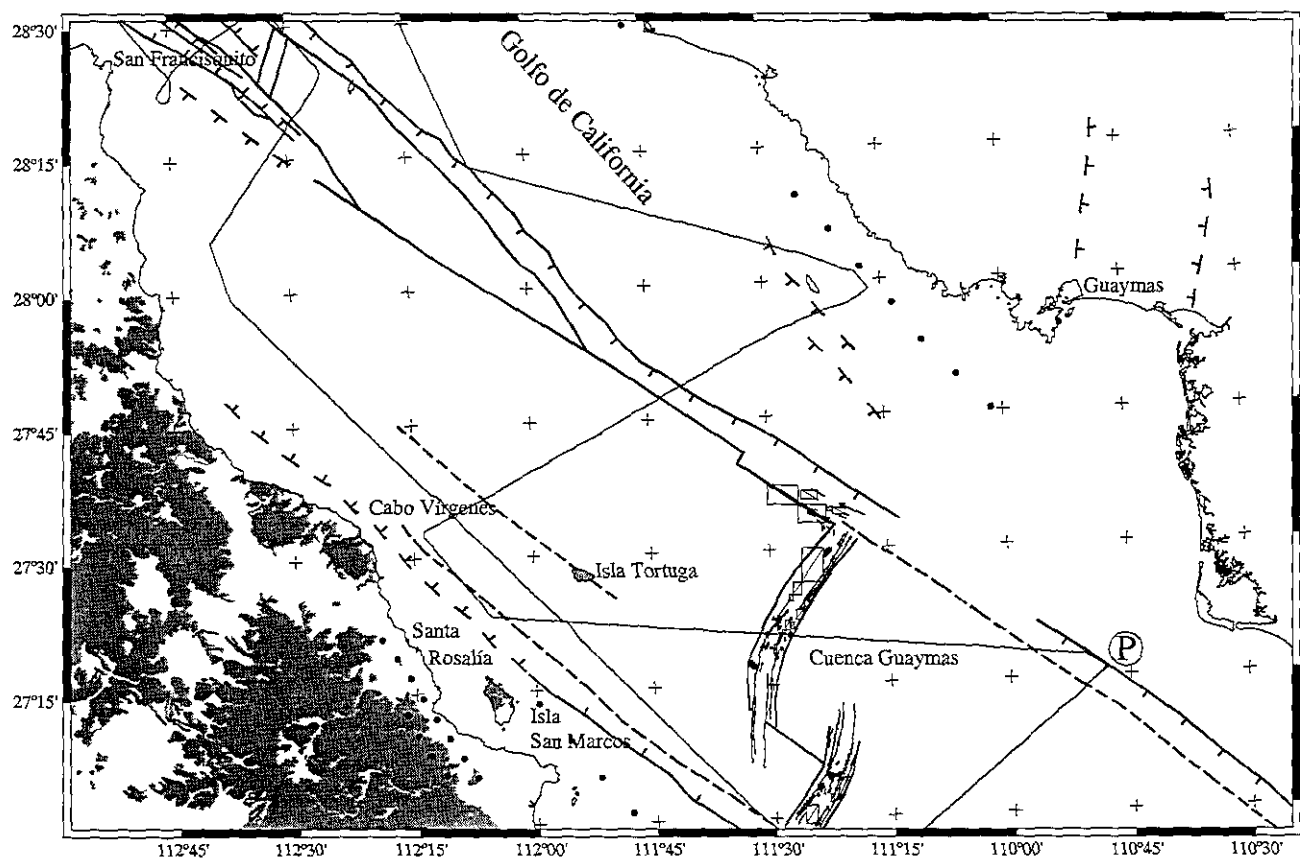


Fig. 26. Mapa de estructuras mayores de la parte central del Golfo de California. En la Cuenca Guaymas se muestran en negro las manifestaciones volcánicas y el fallamiento normal (Lonsdale, 1989). Se indica el derrotero del B/O Hespérides en línea delgada y las áreas en gris representan los afloramientos del volcanismo basáltico terciario en la península. Los alineamientos de puntos negros indican la posición de fallas transformes activas antes y durante las fases iniciales de la apertura del Golfo de California interpretados por Lonsdale (1989).

El interior de la cuenca se presenta en la Figs. 27a y 27b. Se observa que el centro de esparcimiento se orienta de acuerdo con las fallas normales que delimitan a la cuenca central en 040° . La estructura es un graben asimétrico con un escarpe de aproximadamente 160 m en el costado occidental (pendiente de 16%) y una serie de fallas escalonadas hacia el oriental (pendiente de 3%). La parte más profunda del centro de dispersión del norte de la cuenca tiene una anchura de aproximadamente 4 km. En su interior (Fig. 27a) se observa un notable contraste en la reflectividad debida a sedimentos no consolidados en tonalidades claras con respecto al material volcánico que forma cuerpos de cerca de 1 km de anchura alargados en la dirección del graben central.

De la interpretación de lineamientos de las Figs. 27b y 27c se observan tres tendencias bien definidas: la primera se orienta entre 040° y 050° y es paralela a la orientación del centro de la cuenca. Las otras dos se definen con menos claridad, son casi ortogonales y se centran en 065° y 325° . En la Fig. 27b resaltan los curvilineamientos interpretados como de origen magmático; éstos forman complejos de intercrecimiento que pueden corresponder a campos volcánicos. Las estructuras individuales más grandes tienen hasta 1.8 km de diámetro, mientras que las estructuras más pequeñas son de alrededor de 100 m. Los alineamientos más notables de estructuras circulares tienden a orientarse casi E-W y 320° . Sin embargo, la mayor parte de estas estructuras no siguen un patrón estructural aparente.

Se infiere que los pequeños edificios volcánicos en el interior y costados de la cuenca se asocian con fisuras. Se ha documentado que esta actividad volcánica es intermitente y discontinua temporal y espacialmente (Lonsdale y Becker, 1985). Los cuerpos elongados se interpretan como montículos volcánicos alineados a lo largo de fisuras. Los sedimentos del interior del centro de la cuenca, de acuerdo con el muestreo del Leg 64 del DSDP, son de turbiditas y de sedimentos diatomíticos (Curry *et al.*, 1982). Las tasas de sedimentación en la cuenca Guaymas se han estimado en aproximadamente 1200 m / Ma y la mayoría de las rocas ígneas corresponden a intrusivos emplazados en sedimentos sin consolidar (Kelts *et al.*, 1982).

B.2.2. Canal Las Ballenas

El sector Canal Las Ballenas comprende, de sur a norte, desde el paralelo $28^{\circ} 48.4'$ en la Bahía San Rafael, hasta el $29^{\circ} 36.25'$ al sureste de la Bahía San Luis Gonzaga. La Fig. 28 muestra las 12 imágenes georeferenciadas que cubren desde la zona de falla Partida hasta la Cuenca Delfín Inferior y se indican las dorsales de la Cuenca Salsipuedes interpretadas por Lonsdale (1989) a partir de rasgos batimétricos. Las líneas 1 a 9 indican las posiciones de los perfiles de sismica de reflexión monocal (tomados de Lonsdale, 1989) que aparecen en el recuadro. Enseguida se describe la interpretación de cada una de las imágenes.

En la imagen de la Fig. 29a se observa un campo de lavas (A) de aproximadamente 3.5 km de longitud en el sentido del transecto. En el extremo inferior derecho del campo se desarrollan fallas normales orientadas casi N-S con buzamiento hacia el oriente y saltos cercanos a los 150 m. Son notables los lineamientos curvos de radio amplio tanto en el interior del campo como en el resto de la imagen (Fig. 28b). En la parte media la reflectancia es baja; sin embargo, la extensión del campo de lava A se infiere a partir de un pequeño edificio (B en Fig. 29a) centrado en un cuerpo circular de

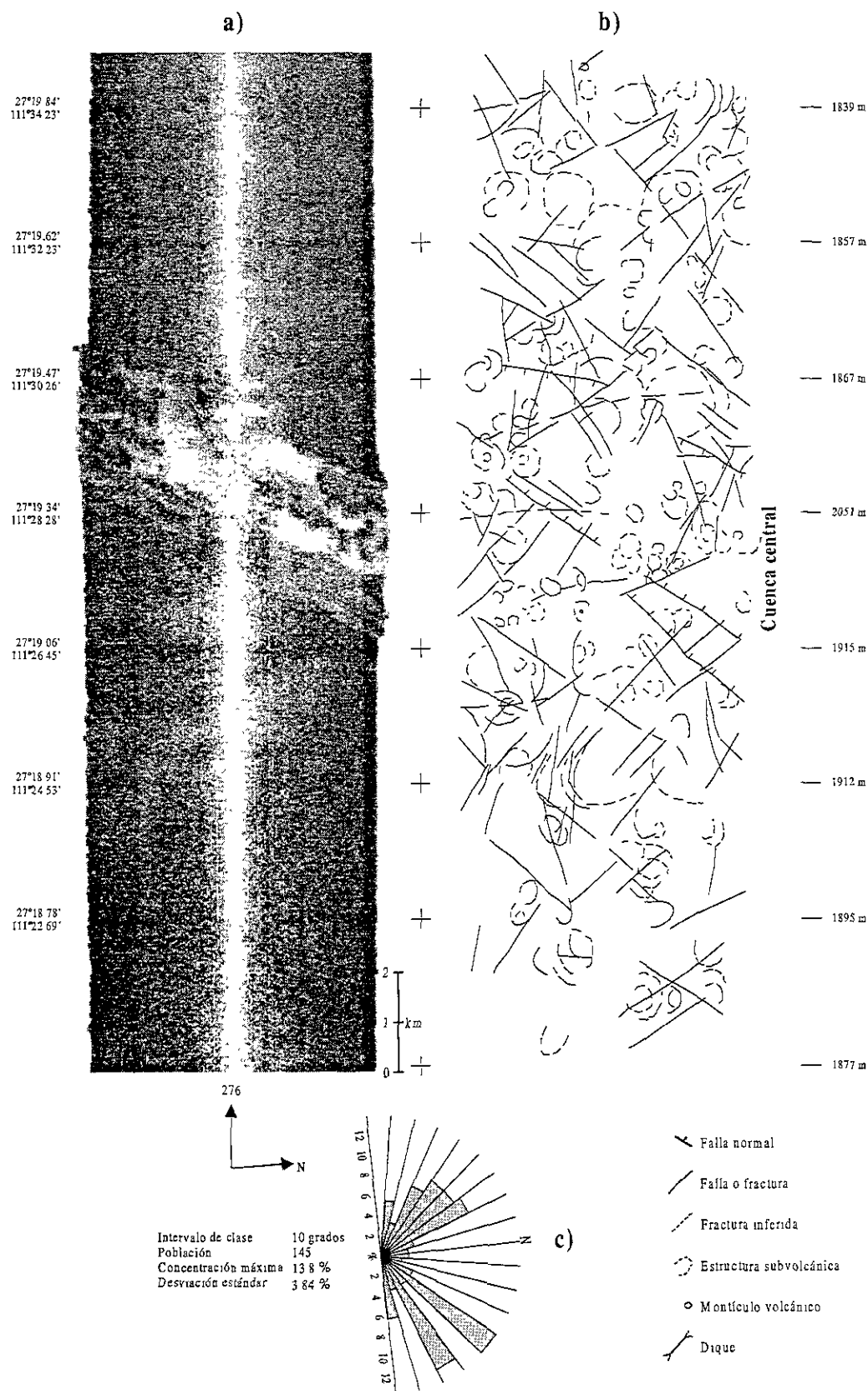


Fig. 27. a) Imagen de reflectividad de la parte central de la Cuenca Guaymas. b) Interpretación de lineamientos estructurales y estructuras volcánicas o subvolcánicas indicadas con líneas curvas discontinuas. c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior. Los números a la derecha indican las profundidades en metros de la parte central de la imagen y la anchura de ésta es aproximadamente 3.5 veces el valor de la profundidad.

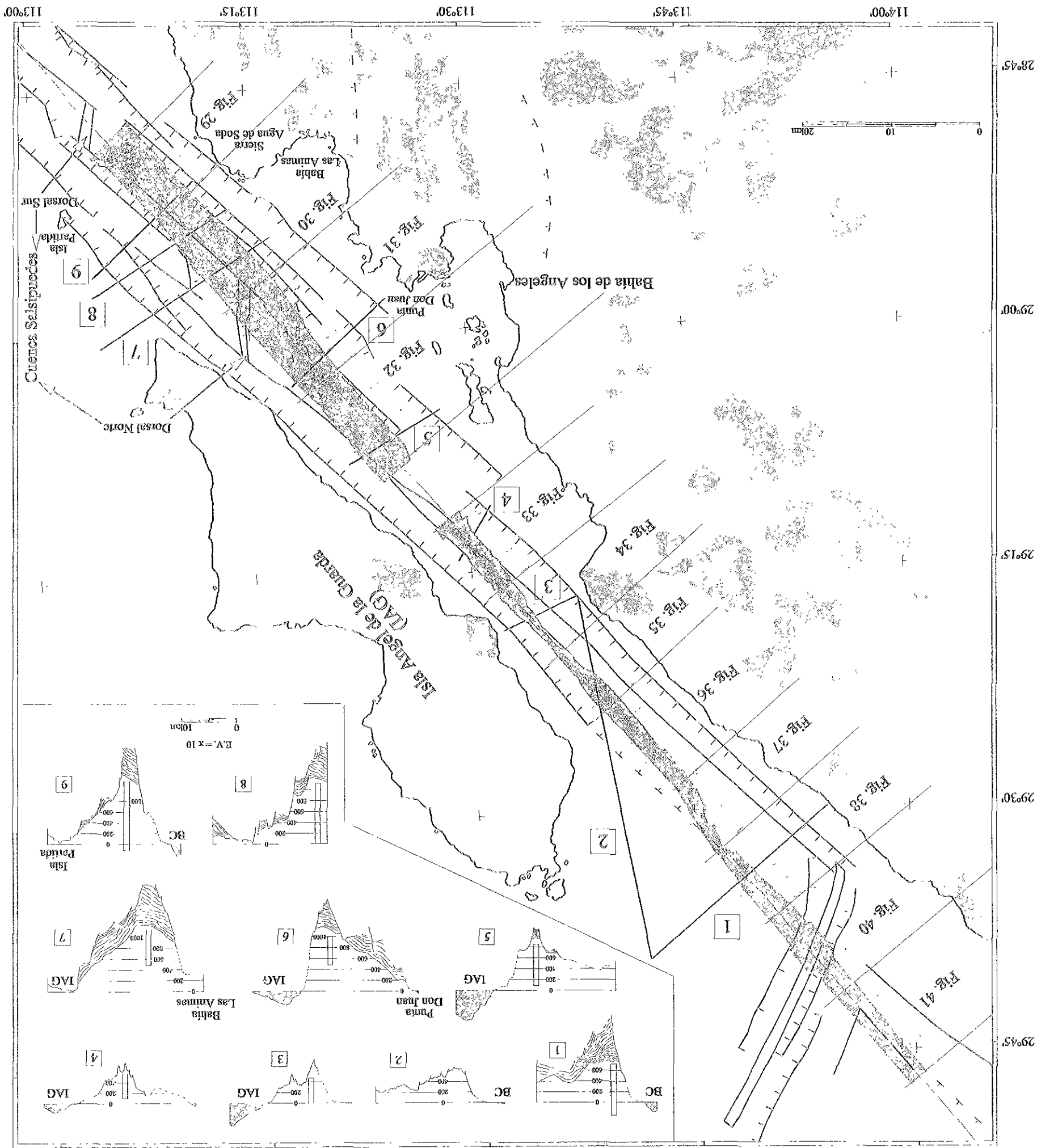


Fig. 28. Mosaico de imágenes de reflectividad del Canal Las Ballenas, entre la Cuenca Salsipuedes y Cuenca Uelín Inferior. Se indica la posición de las imágenes de las Figs. 29 a 41 y, en líneas rojas gruesas los rasgos tectónicos modificados de Lonsdale (1989). En el recuadro se muestran los perfiles de sierra morocanal de Lonsdale (1989), correspondientes a los perfiles numerados del 1 al 9. De la comparación de estas imágenes con las de la Fig. 38b, se observa que muchas áreas en donde no hay cubierta sedimentaria se presentan derrames volcánicos con alta reflectividad que en los perfiles sinuosos se interpretaron como basamento (ver texto).

característicos correspondientes a σ_1 , son bajos para las soluciones de las fallas de desplazamiento lateral en las dos primeras zonas, los resultados son coincidentes. Este fallamiento, en ambos sitios, se resuelve con un campo de esfuerzos cuyos vectores de mínima compresión están contenidos en un plano orientado hacia 350° ($349^\circ / 14^\circ$ en a y $171^\circ / 9^\circ$ en b); los vectores de máxima compresión se orientan $087^\circ / 28^\circ$ en a y $078^\circ / 16^\circ$ en b. Estas soluciones son distintas a las obtenidas en otras áreas de la península por otros autores (p. ej. Angelier *et al.*, 1981), lo que indica la posibilidad de que sean estructuras antiguas reactivadas. Con respecto al análisis del fallamiento normal en las mismas áreas, las soluciones indican extensión hacia $079^\circ / 13^\circ$ en a y hacia $070^\circ / 15^\circ$ en b, similar a las tendencias observadas regionalmente y perpendiculares al alineamiento formado por las manifestaciones de la actividad volcánica de composición basáltica, así como a la orientación de los diques alimentadores (Fig. 20, rosa de diques c).

Hacia el sur, en las áreas c y d, las soluciones también muestran alguna dispersión, pero son coincidentes. La mejor solución para el fallamiento lateral se observa en el área d, donde σ_1 está definido por el vector $334^\circ / 5^\circ$, similar al obtenido en otras regiones del Golfo (Angelier *et al.*, 1981). El fallamiento normal en las zonas c y d arroja soluciones que indican extensión en dirección aproximada a N-S, que contrastan con las de cualquier otra zona y que posiblemente indiquen el movimiento de un bloque discreto.

A.2. Sierra Las Flores

Las estructuras más sobresalientes en la Sierra Las Flores se desarrollan en las unidades de flujo piroclástico, en donde el fallamiento normal y de desplazamiento lateral se orientan hacia 340° y 040° , principalmente (Figs. 2, 3 y 20). Los movimientos en ambos casos son del orden de pocos metros y el fallamiento normal con tendencia perpendicular a las direcciones de falla anteriores es común en la parte norte de la sierra donde, por sus pequeñas dimensiones, se infiere que su desarrollo se debe a efectos de empuje vertical local producidos por el emplazamiento de diques basálticos alimentadores de los derrames de la cima. Los diques son más abundantes y grandes en esta parte de la sierra. El más grande tiene 28 m de anchura y se orienta E-W (c en Fig. 20), casi perpendicular a la tendencia de las fallas normales; la mayoría son más angostos que 10 m. Los diques mayores tienden a ser paralelos a las fallas normales (Fig. 20), lo que indica que, en gran medida, el emplazamiento de los diques fue controlado por el régimen extensional. Las estructuras relacionadas con fallas no se preservan fácilmente en los derrames de lava y, en vista de que no se observaron fallas cortando a los diques, se infiere que el fallamiento es contemporáneo o precedió a la actividad volcánica. El fallamiento normal más persistente, tanto por sus dimensiones como por su frecuencia, promedia 340° con bloques caídos hacia el occidente. Sin embargo, en su conjunto, la estratificación de las unidades tobáceas buza hacia el oriente en ese flanco y hacia el occidente en el contrario, indicando que la sierra ha estado sujeta a procesos locales de levantamiento. Este efecto es menos pronunciado en la porción norte, donde aparentemente la deformación ha sido más uniforme.

Del análisis cinemático de las fallas normales de la parte norte de la sierra (e en Fig. 21) se observa que σ_3 se orienta hacia 084° con una inclinación de 01° ($\sigma_1 = 204^\circ / 87^\circ$ y $\sigma_2 = 354^\circ / 02^\circ$). La dirección de la extensión y la orientación de las estructuras concuerdan con la distribución del volcanismo

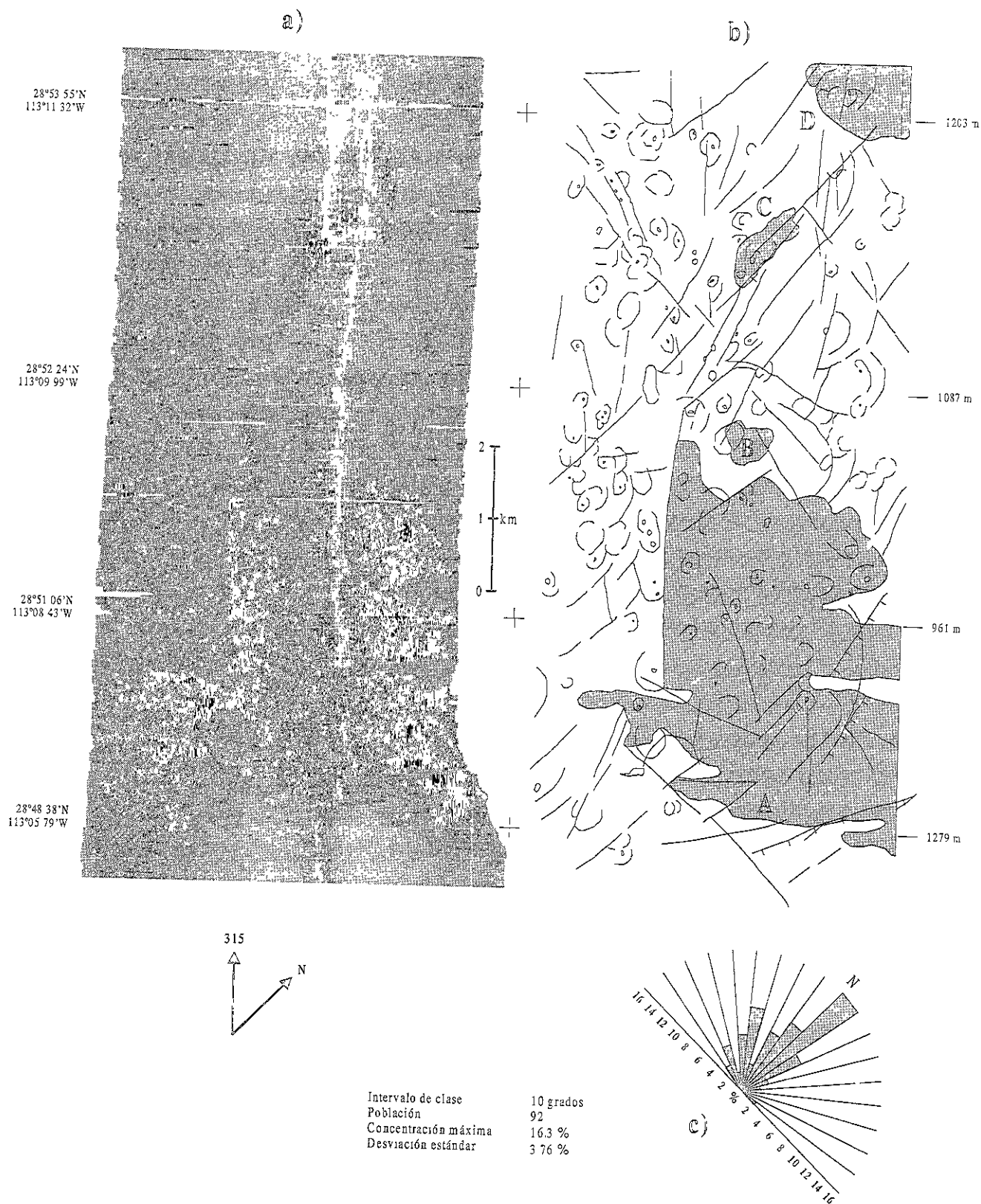


Fig. 29. a) Imagen de reflectividad del sur del Canal Las Ballenas. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Los campos sombreados representan campos volcánicos en los que las lavas muestran una reflectividad alta. c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior.

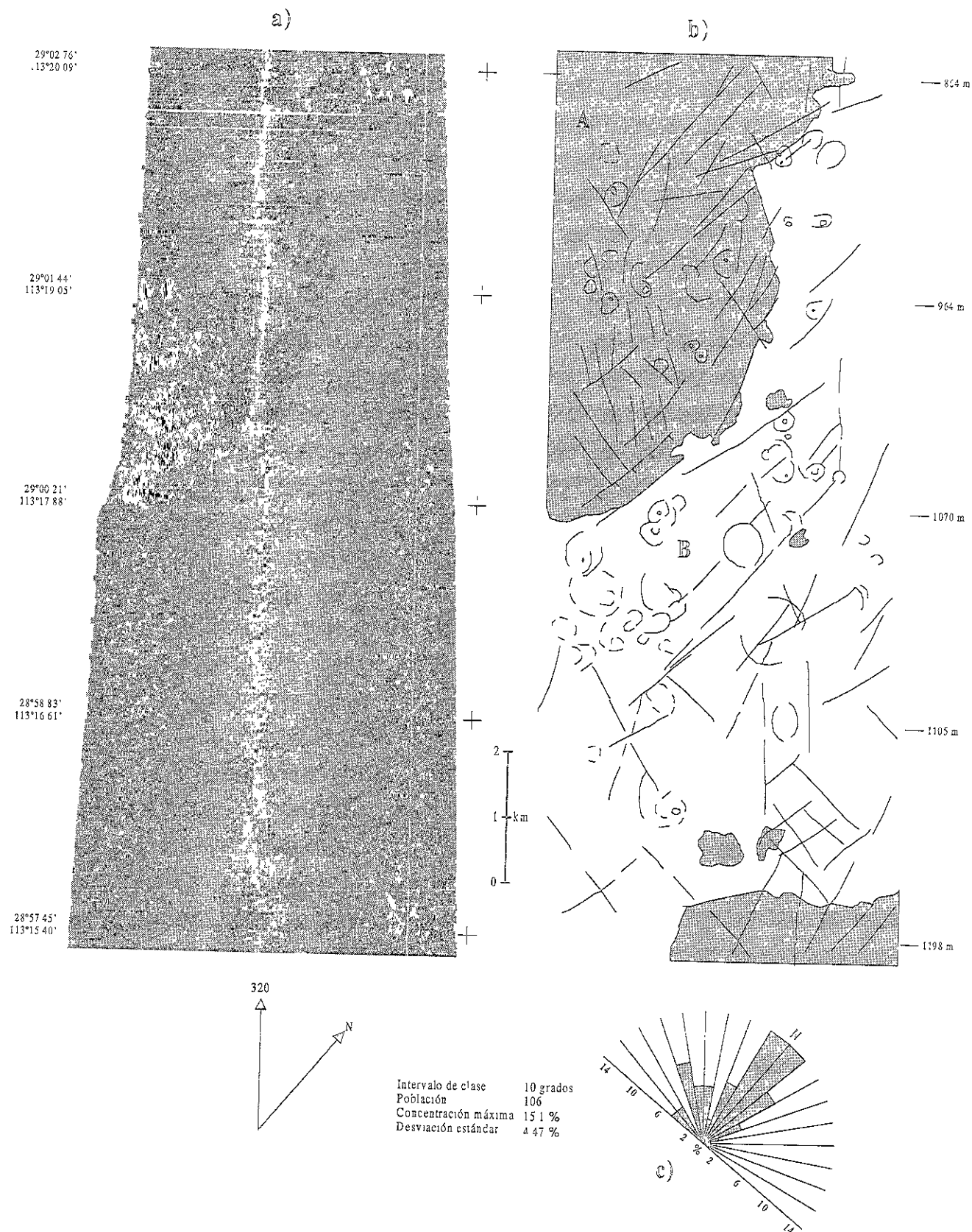


Fig. 31. a) Imagen de reflectividad del sur del Canal Las Ballenas. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Se observa una buena correlación entre la interpretación de la imagen con los rasgos estructurales mayores de la Fig. 38a y 38b. Los campos sombreados representan campos volcánicos en los que las lavas muestran una reflectividad alta. El campo volcánico de la parte superior posiblemente está relacionado con las manifestaciones basálticas de la península en la Punta Don Juan (ver Fig. 38b). c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior.

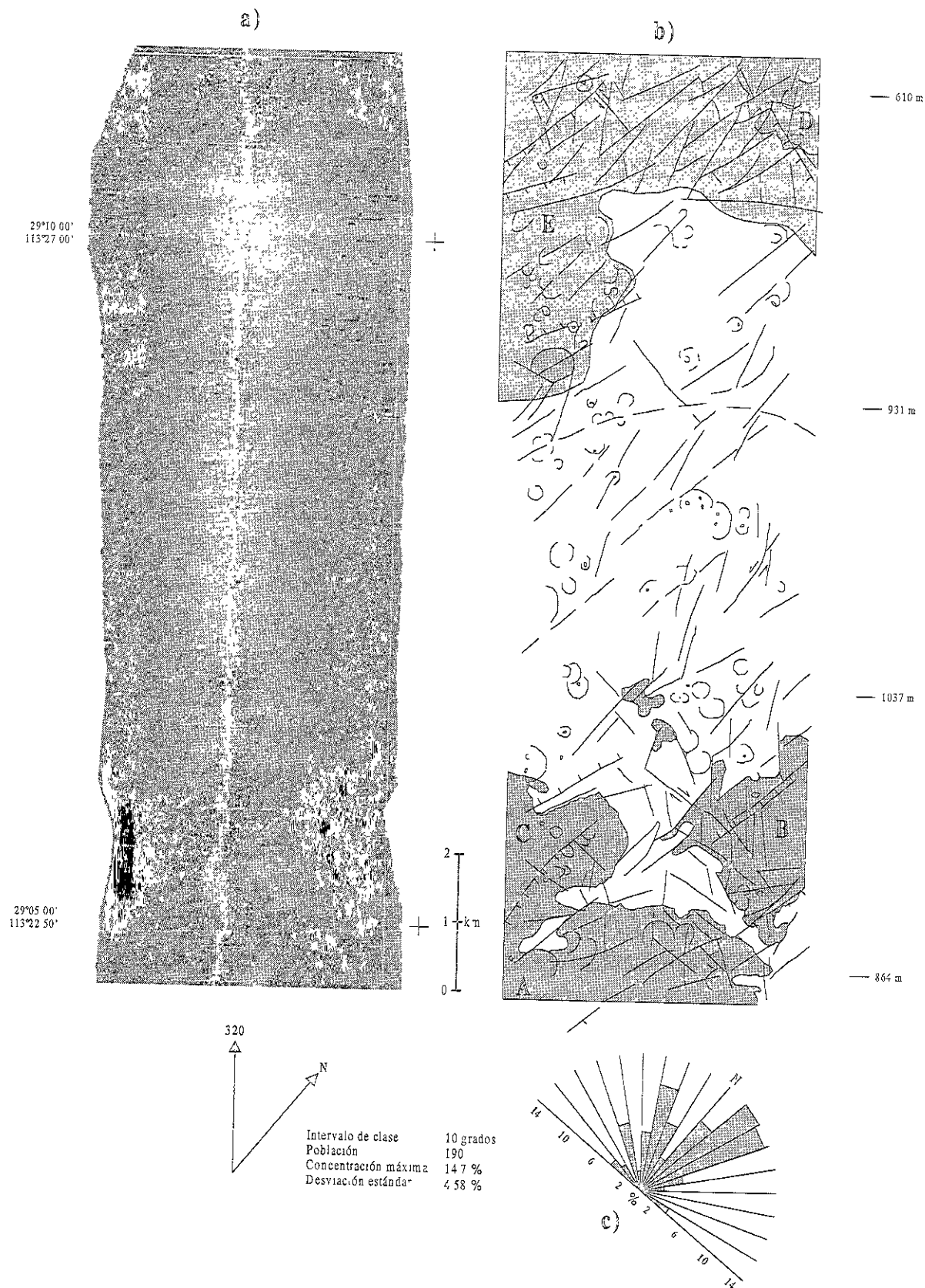


Fig. 32. a) Imagen de reflectividad del sur-centro del Canal Las Ballenas. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Es notable el desarrollo de depresiones estructurales en la parte superior de la imagen. Los campos sombreados representan campos volcánicos en los que las lavas muestran una reflectividad alta. El campo volcánico de la parte sur es continuación del que está posiblemente asociado con las lavas de Punta Don Juan (ver Figs. 38a y 38b). c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior.

interpretan como fallas normales y diques regionales o zonas de rift con volcanismo asociado (Fig. 33b). Los principales diques siguen orientaciones principales entre 270° y 300° (Fig. 33c). Varios rasgos curvilíneos de origen volcánico se asocian con los lineamientos principales y puede interpretarse que se produjeron por "goteo magmático" en fallas transformes. En el perfil sísmico 4 de la Fig. 28 no se identifica cobertura sedimentaria, por lo que es probable que los diques interpretados estén emplazados en el basamento. Lonsdale (1989) interpreta en estas porciones del Canal Las Ballenas las corrientes de fondo evitan el depósito de sedimentos.

El segmento de imagen de la Fig. 34 contrasta con respecto al anterior porque los lineamientos más largos se orientan predominantemente entre 350° y 010° . Se distingue actividad volcánica aislada en la parte inferior de la imagen, donde los lineamientos son más pronunciados. La profundidad a lo largo de la imagen decrece notablemente hacia la parte superior, desde 400 m hasta menos de 250 m, interpretándose que esta elevación corresponde a un alto de origen volcánico estructural. En la porción más somera se observa un escalón interpretado como de falla normal con orientación 020° y buzamiento hacia el NW. Hacia la parte inferior de la imagen otras fallas normales con orientación similar buzando hacia el NW y SE y marcan dos notables depresiones que, en conjunto, forman un arreglo paralelo de horsts y grabens que también se interpreta en el perfil sísmico 3 (Figs. 28, 34b y 34c). Tanto la presencia del alto topográfico como las corrientes de fondo pueden ser responsables de la ausencia de sedimentos en esta porción del Canal Las Ballenas.

Lo más característico de la imagen de la Fig. 35 es la tendencia ortogonal de los lineamientos más largos y la presencia de tres campos volcánicos (A, B y C) en la margen izquierda (A, B y C, Fig. 35b), que contrastan entre sí por sus estructuras internas. El campo A presenta elevaciones curvilíneas que se interpretan como diques y está cortado por fallas normales orientadas casi N-S con buzamiento hacia el occidente. El campo central B presenta fracturas orientadas hacia 290° y 325° que resaltan claramente en la rosa de lineamientos de la Fig. 35c, mientras que el campo C, de la parte superior de la imagen es más pobre en lineamientos, los que se orientan en dirección casi E-W. Otros rasgos estructurales interpretados como de origen volcánico (diques) son los lineamientos del extremo superior derecho de la imagen, de aproximadamente 1.5 km de longitud y orientados hacia 290° . En la parte centro inferior de la Fig. 35b se muestra una serie de fallas normales orientada principalmente entre 010° y 020° , la que por su baja densidad, no resalta en la rosa de lineamientos.

En la margen izquierda de la imagen de la Fig. 36a se observa un amplio campo volcánico que se caracteriza por la abundancia de estructuras circulares hasta de aproximadamente 400 m de diámetro. En vista de que los contrastes en la reflectancia no es muy grande y que los límites de las unidades volcánicas se definen pobremente, se infiere que las rocas volcánicas son más antiguas que el sistema de fallas Ballenas. Sus límites son también en parte estructurales. En el extremo inferior izquierdo de la imagen se presenta una serie de estructuras alargadas similares a pliegues que pueden deberse a diques orientados hacia 300° , los cuales están cortados por fracturas orientadas hacia 240° y posiblemente fallas normales orientadas N-S (Fig. 36b). Algunas estructuras volcánicas aisladas se presentan también en el extremo inferior derecho. En general, los lineamientos tienen tendencias preferenciales hacia 320° y 345° (Fig. 36c) que pueden asociarse con la zona de falla transforme Ballenas. El fallamiento

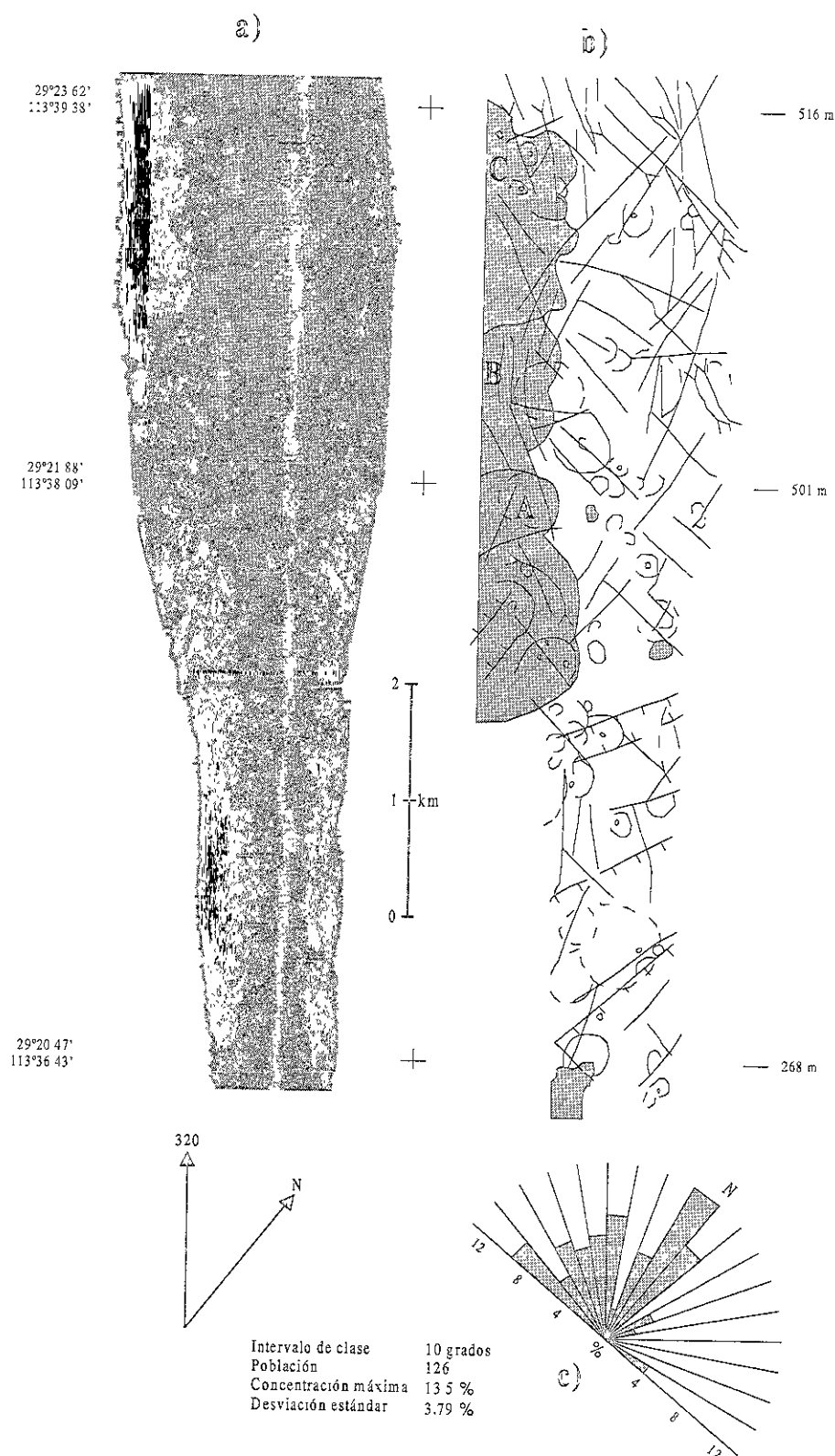


Fig. 35. a) Imagen de reflectividad de la parte centro septentrional del Canal Las Ballenas. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. El campo volcánico puede relacionarse con la actividad basáltica de la península (ver Fig. 38b). Los lineamientos guardan una orientación oblicua con respecto al fallamiento transforme. c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior.

normal más importante, tanto en la parte norte como sur de la imagen, se orienta casi N-S y tiene buzamiento preferencial hacia el occidente.

En la imagen de la Fig. 37a es notable la pérdida de haces acústicos en esta margen, lo que indica, junto con el corrimiento hacia la derecha de la línea del derrotero del barco, que el piso profundiza rápidamente hacia la izquierda. No se observan tendencias estructurales dominantes. De la rosa de lineamientos se definen tres tendencias principales orientadas 000° a 015° , 330° a 345° y 270° a 285° (Figs. 36b y 36c). Las dos primeras son las más importantes y corresponden a fallas normales con buzamiento dominante hacia el oriente. Los campos volcánicos en esta imagen están aislados y tienen aproximadamente 500 m de extensión. Todos parecen tener fronteras estructurales y en particular, el del extremo superior, está atravesado por un denso fracturamiento orientado hacia 275° y 330° . Esta actividad volcánica se localiza en un alto topográfico mejor definido en la imagen de la Fig. 38.

La imagen de la Fig. 38a se encuentra a la latitud del extremo norte de la Isla Ángel de la Guarda. El rasgo más característico es el alto topográfico de la parte inferior de la imagen que está delimitado hacia el norte por una falla normal orientada hacia 010° con buzamiento hacia el occidente. El salto topográfico es más pronunciado en la parte izquierda de la imagen y supera los 200 m. Hacia el norte de esta estructura existen otras fallas normales casi paralelas. Otros rasgos estructurales notables cortan a las anteriores siguiendo una orientación hacia 335° (Fig. 38b). Las fallas normales son paralelas a la costa del extremo NW de la Isla Ángel de la Guarda y a las fallas normales de la costa de la península (Fig. 28). Aparentemente, la Cuenca Delfín Inferior está limitada hacia el SE por el alto topográfico descrito, a partir del cual, el fondo profundiza gradualmente desde 441 m hasta 734 m. La porción superior de la imagen está definida por una cubierta sedimentaria donde se observan lineamientos orientados preferencialmente entre 345° y 015° (Fig. 38c). La cubierta sedimentaria está también bien definida en el perfil sísmico 1 del recuadro de la Fig. 28. Las estructuras volcánicas aparecen aisladas únicamente en el alto topográfico, lo que sugiere un origen magmático.

Se compararon las tendencias en las rosas de lineamientos de las imágenes de reflectividad con respecto a los de la Isla Ángel de la Guarda (Fig. 39a). Se observa del resultado de la imagen de la Fig. 31 que, con excepción de la tendencia entre 020° y 030° del área VII de la isla, los pétalos entre 345° a 015° , 300° a 315° y 270° a 280° muestran una buena correlación paralela, sugiriendo en parte que estos rasgos pueden tener un origen común. Con respecto al segmento de imagen de la Fig. 32, comparado con los resultados de la Fig. 39, es notable la similitud de las tendencias más prominentes hacia NNE (000° - 030°), NNW (330° - 345°) y NW (300° - 315°). Las estructuras orientadas entre 270° y 280° son escasas en ambos casos y, en contraste con los abundantes rasgos hacia 045° de la isla, en la Fig. 31 éstos están ausentes. La rosa de lineamientos del área IV de la isla difiere notablemente de las obtenidas de las imágenes de las Figs. 33 y 34. Las tendencias principales en estas últimas son hacia el W y N, respectivamente, mientras que en la isla las tendencias principales se centran en 335° y 045° (Fig. 39). En esta porción de la isla son más abundantes las rocas volcánicas andesíticas, lahares y el basamento granítico, en las cuales se pueden reconocer deformaciones antiguas y recientes. Con excepción de los rasgos orientados hacia el NE, las estructuras interpretadas en la imagen de la Fig. 36 son bastante similares a los resultados del área IV de la isla.

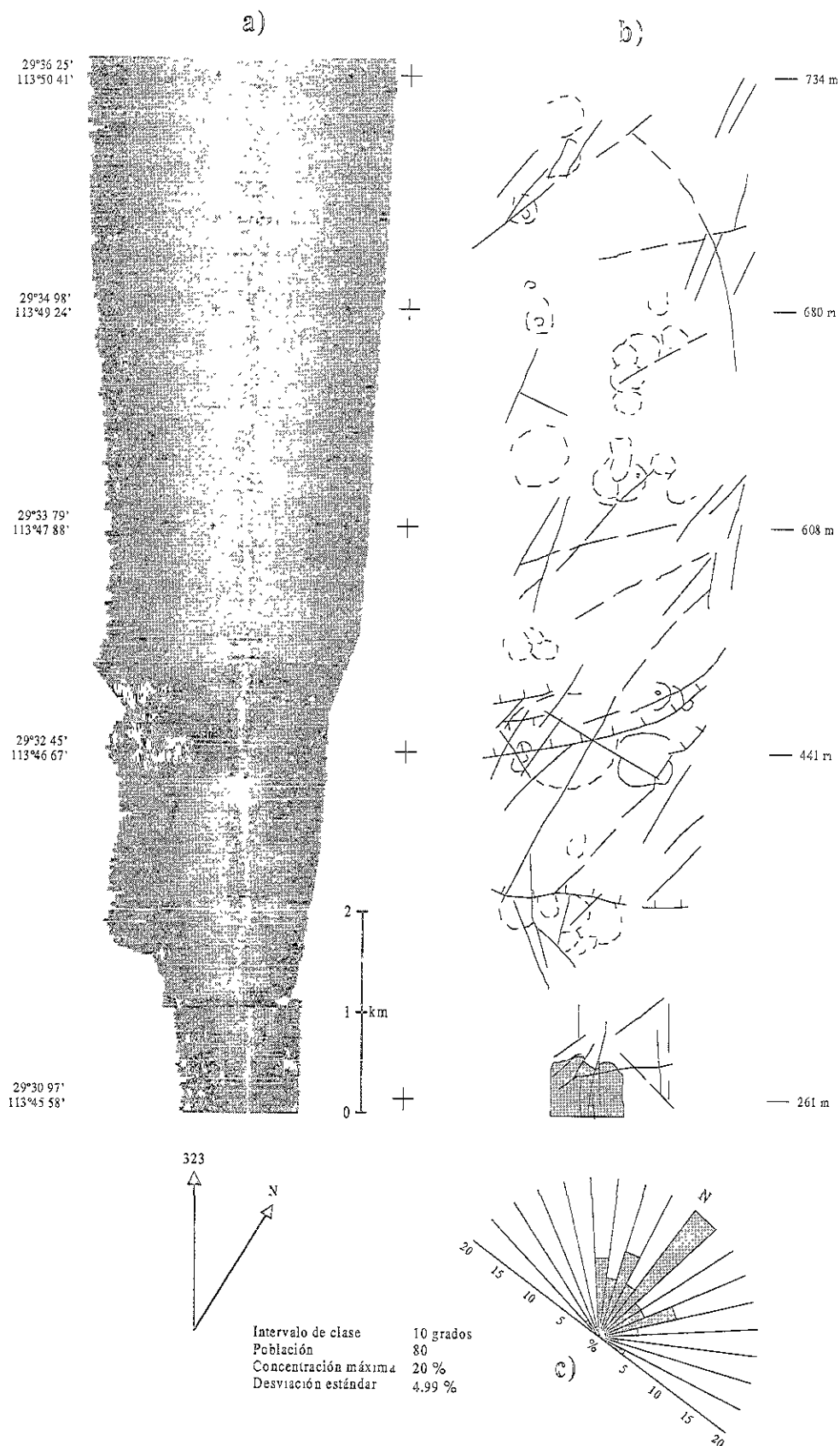


Fig. 38. a) Imagen de reflectividad de la parte norte del Canal Las Ballenas y sur de la Cuenca Delfin Inferior. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Los rasgos estructurales orientados en dirección N-S están aparentemente relacionados con el extremo meridional de la Cuenca Delfin Inferior (ver Fig. 40a). c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior.

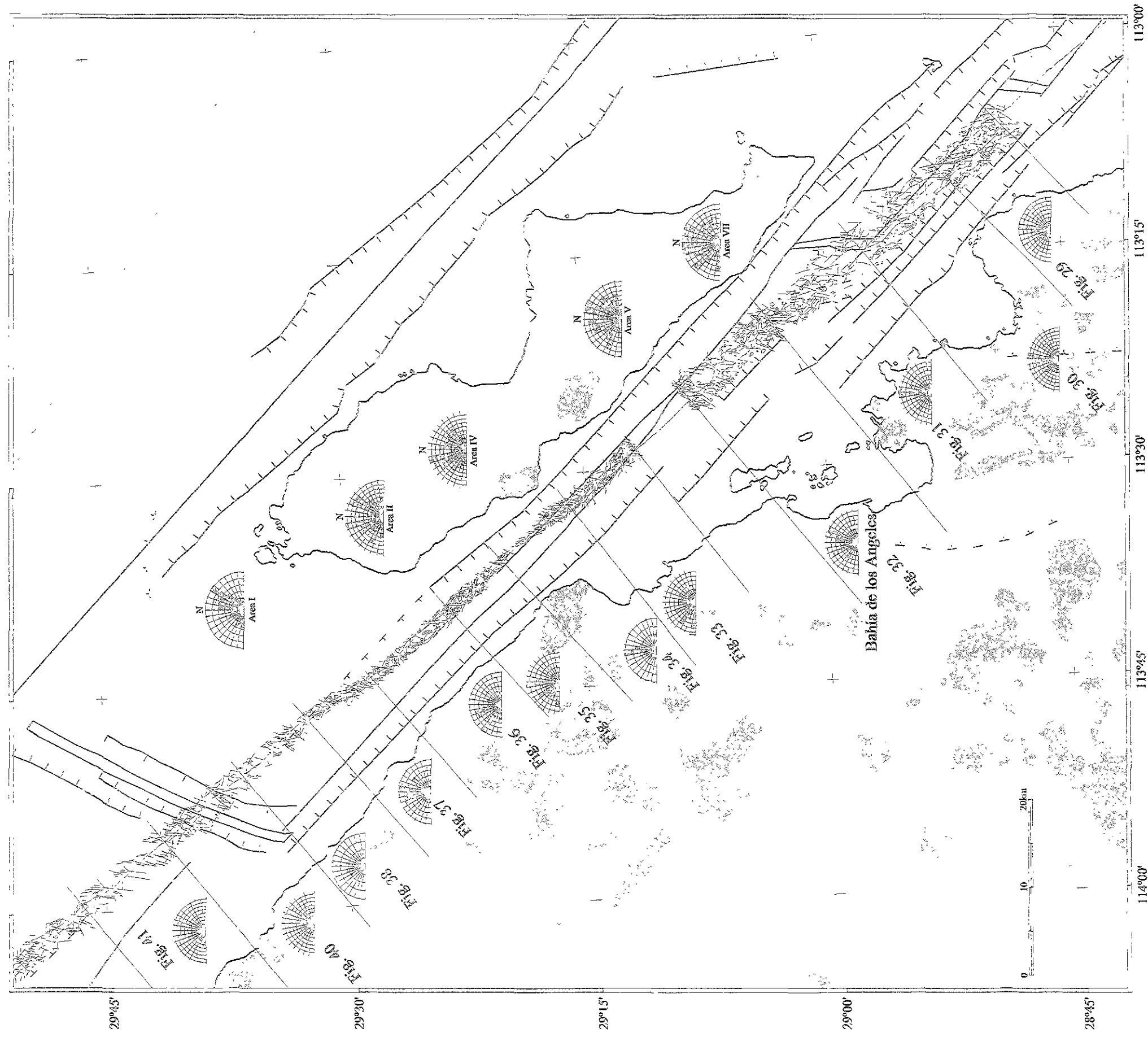


Fig. 39. a)

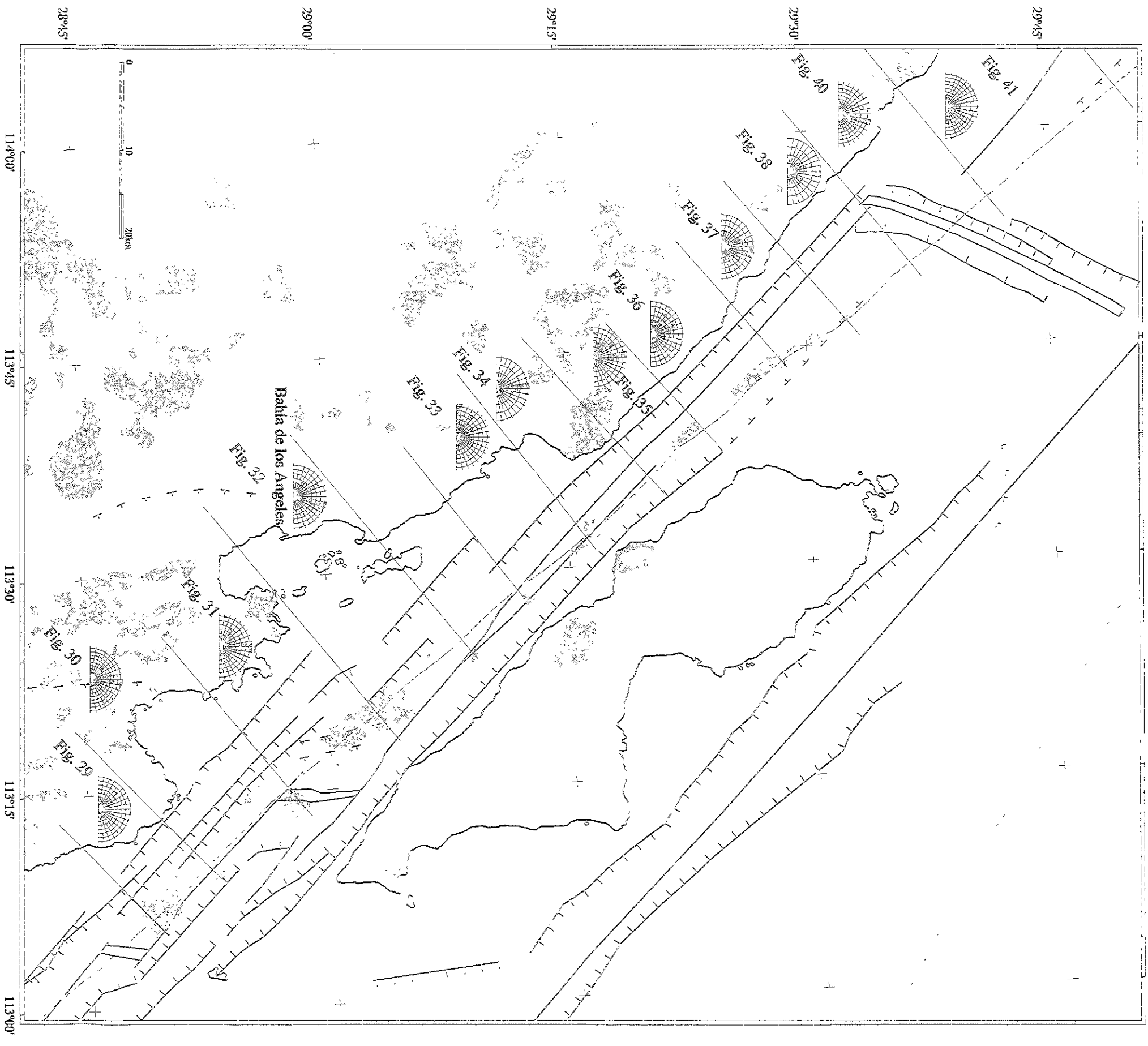


Fig. 39. a) Síntesis de los rasgos estructurales interpretados en las imágenes de reflectividad de las Figs. 29 a 41. Se indican las rosas de estructuras para cada una de las imágenes y de lineamientos interpretados con fotografías aéreas en la Isla Ángel de la Guarda de las áreas I, II, IV, V y VII. b) Distribución de la actividad volcánica interpretada de las imágenes de reflectividad del Canal Las Ballenas de las Figs. 29 a 37, así como las manifestaciones de actividad volcánica basáltica en la península e Isla Ángel de la Guarda. La línea delgada a lo largo del Canal Las Ballenas muestra el derrotero del B/O Hespérides.

La combinación de los resultados de las imágenes de las Figs. 35 y 36 es bastante similar a las tendencias observadas en el área II de la isla, sobre todo aquellas orientadas hacia el NNW. La diferencia más notable se debe a la escasez de estructuras en el cuadrante NE de las imágenes, mientras que éstos son muy abundantes en la isla. Las estructuras en el cuadrante NE son notables en los resultados de las imágenes de las Figs. 31 y 32.

B.2.3. Cuenca Delfín Inferior

La zona de falla Ballenas termina hacia el norte en la Cuenca Delfín Inferior. Esta cuenca es una estructura orientada hacia el NE delimitada en la misma dirección por la zona de fractura Tiburón y hacia el SW por la zona de falla Ballenas (Fig. 1). En este apartado se describe una sección formada por tres imágenes orientadas hacia 320° que cubren entre $29^\circ 36.2' / 113^\circ 50.4'$ y $29^\circ 53.9' / 114^\circ 07'$ (Figs. 28, 40 y 41). La cuenca está muy bien definida en la imagen de la Fig. 40a por una depresión de 3.5 km de anchura delimitada por fallas orientadas hacia 030° . La profundidad del piso hacia el sureste y noroeste de la cuenca es de alrededor de 750 y 650 m, respectivamente, mientras que la cuenca tiene un fondo plano a 1000 m de profundidad. El límite SE está marcado por una serie de lineamientos sobre un fondo con una pendiente de 50%. El piso del sureste de la cuenca está cortado por lineamientos orientados principalmente entre 350° y 015° y otra serie menos abundante en 275° (Figs. 40b y 40c). La cuenca tiene una importante cubierta sedimentaria en la que se observan numerosos cuerpos circulares de posible origen volcánico, su definición es pobre y no guardan relación aparente entre sí. El límite NW de la cuenca es complejo, está delimitado por fallas normales orientadas principalmente hacia 020° que buzcan hacia el SE. Este límite, en la margen izquierda de la imagen, forma una estructura más simple, mientras que en la porción derecha destaca una estructura tipo horst que se acuña hacia el sur. El horst tiene una anchura de cerca de 1.2 km con pendiente promedio de 30% donde se desarrollan estructuras volcánicas circulares de hasta 300 m de diámetro. Hacia la parte superior de la imagen, fuera de la cuenca (Fig. 40a), el fondo tiene una cubierta sedimentaria donde los lineamientos son más escasos y se orientan casi N-S y E-W. Los curvilineamientos fuera de la zona interior son abundantes, su definición también es pobre y comúnmente se presentan en grupos. Las relaciones entre ellos sugieren la presencia de campos volcánicos más complejos que los interpretados en la Cuenca Guaymas. Los complejos volcánicos, algunos de ellos concéntricos, son de hasta 1.5 km de diámetro, como el que se observa en la parte inferior de la imagen de la Fig. 40a.

La imagen de la Fig. 41a se localiza hacia el NW de la anterior. Tiene una longitud de cerca de 10.5 km, en donde el piso se eleva gradualmente desde 636 m hasta 541 m. Una elevación estructural de aproximadamente 400 m de anchura localizada en la margen izquierda de la imagen, la cual está delimitada por fallas normales que convergen hacia la derecha (NE) marca un límite estructural (Figs. 41a y 41b). En la parte inferior de la imagen, los lineamientos se orientan principalmente hacia el NNE, mientras que en la parte superior las estructuras se centran en 330° (Fig. 40c). Los rasgos curvilíneos de posible origen volcánico que son abundantes en la imagen anterior, en ésta están prácticamente ausentes, lo que permite inferir que la corteza continental cubierta por sedimentos debe ser dominante en esta zona.

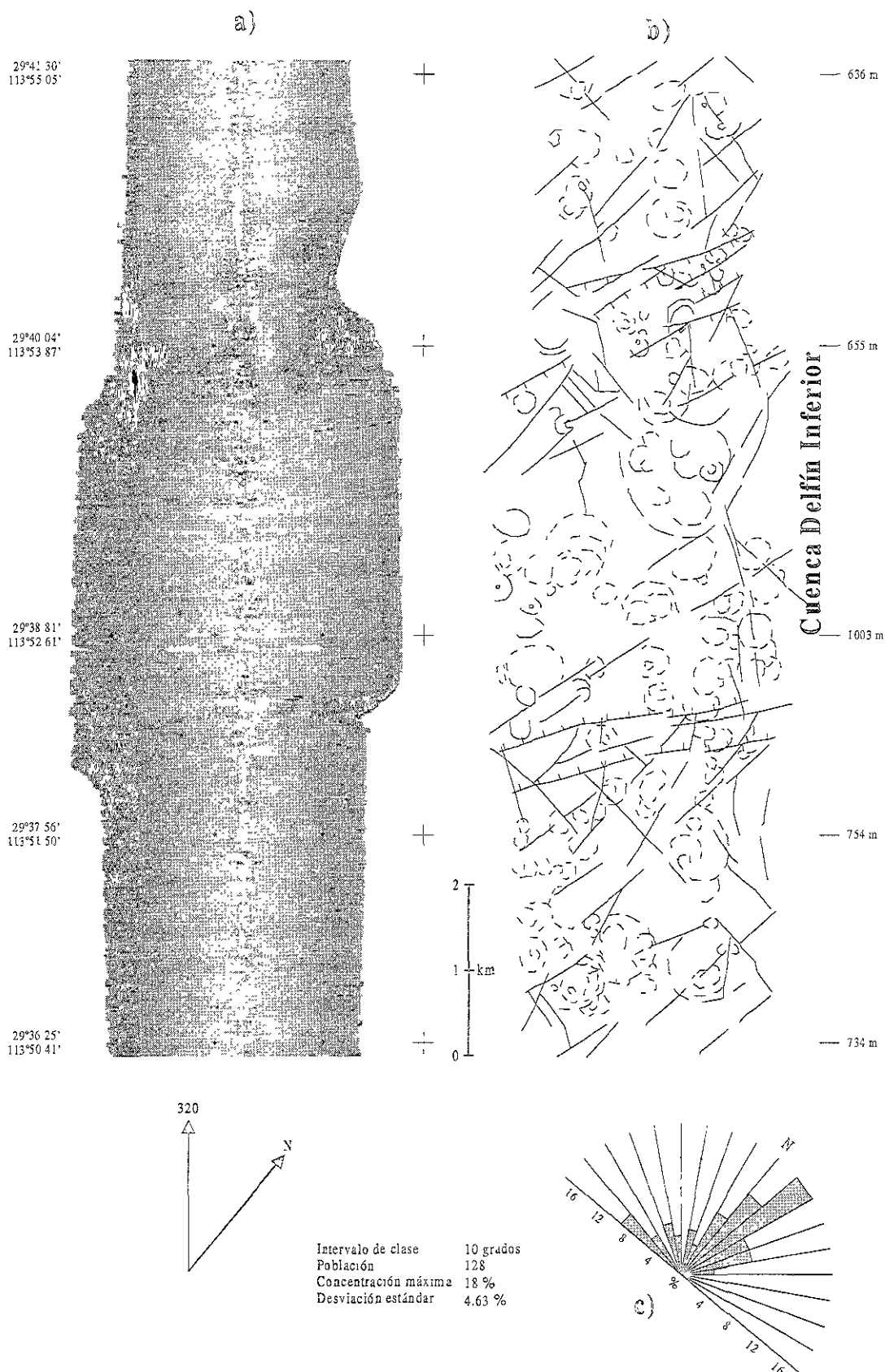


Fig. 40. a) Imagen de reflectividad de la parte central de la Cuenca Delfín Inferior. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Es notable la abundancia de los rasgos volcánicos y el arreglo paralelo de los rasgos estructurales con respecto a la orientación de la cuenca (ver Fig. 38a). Se interpreta que los rasgos curvilíneos afuera de la cuenca son estructuras formadas en etapas más tempranas de la formación de la cuenca. c) Rosa de lineamientos.

Como en las dos imágenes precedentes, la mostrada en la Fig. 42a se caracteriza por su cobertura sedimentaria. Los lineamientos principales se orientan entre 010° y 030° y entre 280° y 310° (Figs. 42b y 42c). Los primeros son dominantes en la parte superior, entre los que destacan las fallas normales que desarrollan un complejo de estructuras interpretadas como horsts y grabens cuya anchura es de aproximadamente 1 km y se orienta en 025° . Debido a la presencia de rasgos curvilíneos en esa zona de fallamiento normal, se infiere que estas estructuras posiblemente se formaron por el emplazamiento de diques y otros cuerpos subvolcánicos. Con respecto al piso del SE y NW, la estructura volcánica se eleva 40 y 30 m, respectivamente. Aunque el material volcánico no es evidente a partir de la intensidad de la reflectividad, es clara la asociación con actividad ígnea a partir de las estructuras circulares que tienden a alinearse en dirección N-S y muestran una elongación en la misma dirección. Este complejo ígneo parece ser la extensión más suroccidental del centro de dispersión de la Cuenca Delfín Superior, el cual tiene la misma orientación y se localiza a 40 km hacia 030° . Esta observación hace suponer que el límite entre ambas cuencas es más complejo que el que supone la simple extensión de la zona de fractura Tiburón.

B.3. SÍNTESIS

La descripción estructural basada en la cobertura de 120° de amplitud de las imágenes de reflectividad enriquece la definición de rasgos tectónicos mayores en el Golfo de California, los cuales debieron iniciar su desarrollo desde el periodo de deformación del Basin and Range (Lonsdale, 1989; Sawlan, 1991; Henry, 1989). Las Figs. 28 y 39 resumen gran parte de las observaciones efectuadas a partir de las imágenes. La Fig. 39 da una idea de las inconsistencias que aun existen entre las estructuras regionales interpretadas a partir de trabajos anteriores con ecosonda (líneas gruesas en rojo) y las observadas con la ecosonda multihaz (líneas finas en negro).

Se obtuvieron imágenes continuas del fondo del Golfo de California y se seleccionaron áreas de interés tectónico para el análisis de la región de Bahía de los Ángeles e Isla Ángel de la Guarda. Estas dos últimas zonas están separadas por el sistema de fallas Ballenas, cuyos límites septentrional y meridional son las cuencas Delfín Inferior y Guaymas, respectivamente.

Las ocho grandes cuencas del Golfo de California están bien definidas en su estructura central más joven; sin embargo, sus límites externos, más antiguos y cubiertos por sedimentos, no son claros ya que deben estar formados parcialmente por corteza continental. En parte, las dimensiones de las cuencas se han inferido a partir de datos geofísicos (magnetométricos, gravimétricos y sísmicos de reflexión), estructurales y a partir de la premisa de que tanto el campo de esfuerzos actual, como la velocidad de desplazamiento a lo largo del sistema San Andrés-Golfo de California se han mantenido casi constantes.

En términos estructurales, la Cuenca Delfín Inferior tiene una cuenca interior mejor definida que la Cuenca Guaymas; sin embargo, posiblemente por el mayor aporte de sedimentos proveniente del Río Colorado, la cubierta sedimentaria de la primera es más gruesa. Por esa razón, los campos de lava y edificios volcánicos de la Cuenca Guaymas son más claros, mientras que en la Cuenca Delfín Inferior la actividad volcánica sólo se infiere a partir de los curvilineamientos. En ambos casos es evidente la

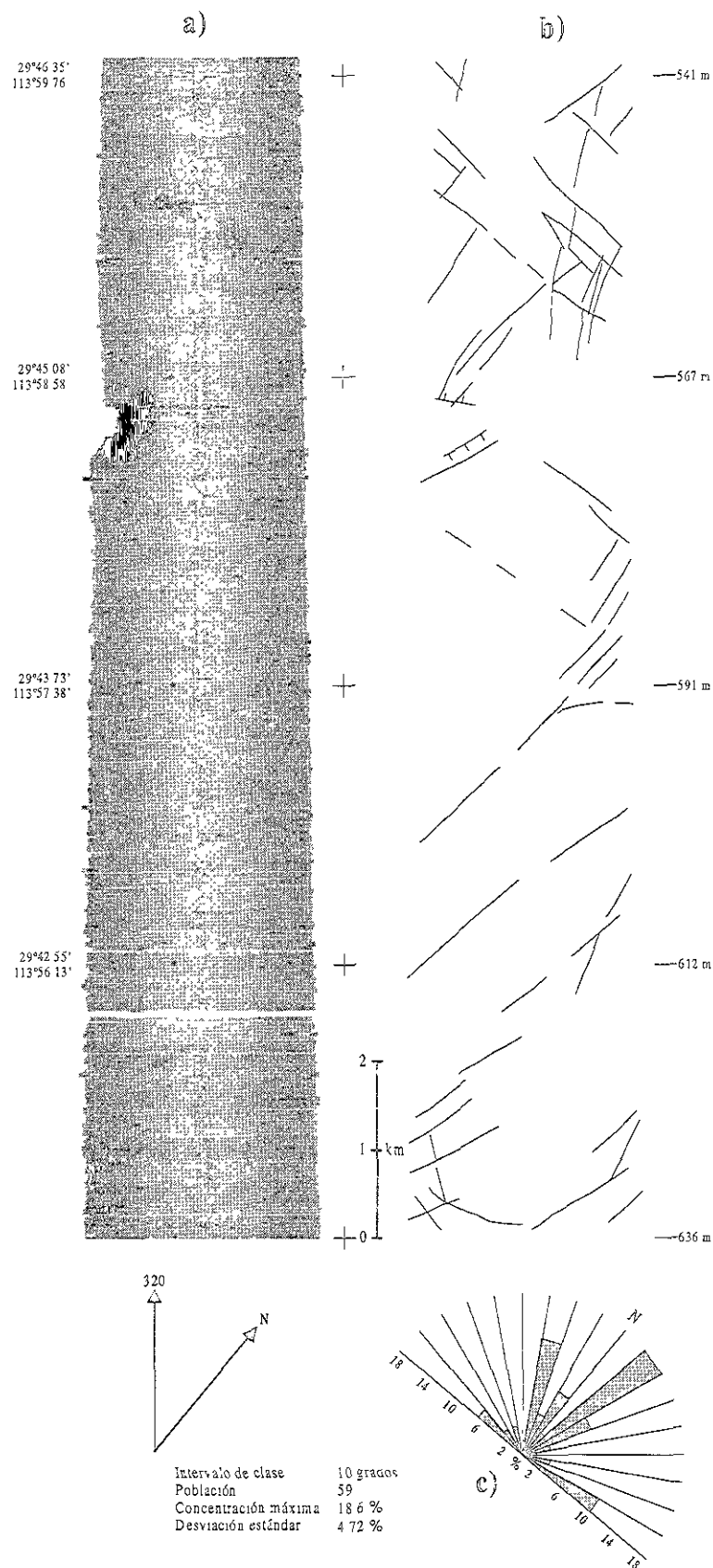


Fig. 41. a) Imagen de reflectividad de la parte norte de la Cuenca Delfin Inferior. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Es notable la escasez de rasgos volcánicos y el predominio de sedimentos de baja reflectividad. El fallamiento normal de la parte superior de la imagen es paralelo a la orientación de la cuenca. c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior.

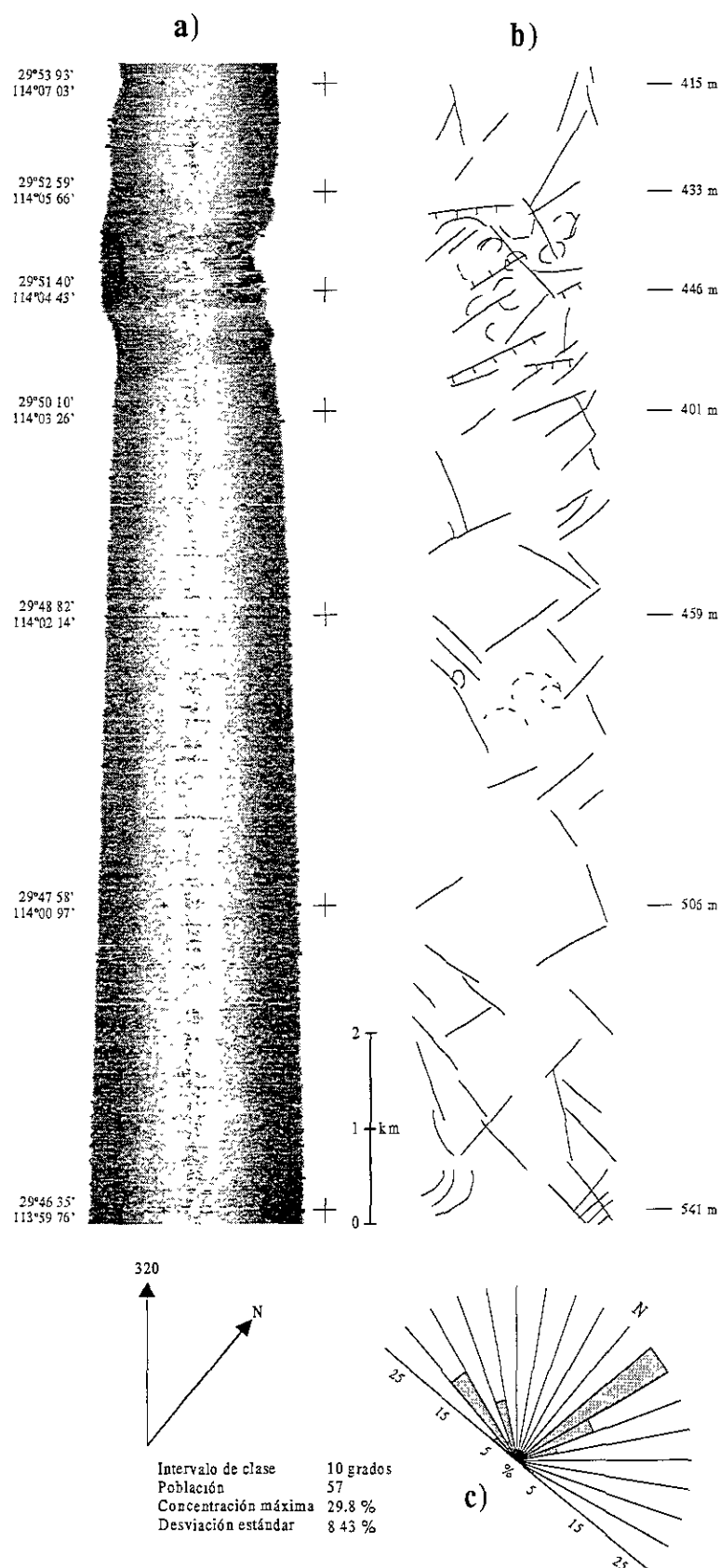


Fig. 42. a) Imagen de reflectividad de la parte norte de la Cuenca Delfín Inferior. b) Interpretación de lineamientos estructurales y volcánicos. Como en la imagen anterior, es notable la escasez de rasgos volcánicos y el predominio de sedimentos de baja reflectividad. El fallamiento normal de la parte superior de la imagen también es paralelo a la orientación de la cuenca. c) Rosa de los lineamientos interpretados en la figura anterior.

asimetría de las estructuras extensionales y magmatismo asociado. En particular, la Cuenca Delfín Inferior tiene una zona de emplazamiento de cuerpos subvolcánicos bien desarrollada en la parte noreste y paralela a la cuenca central (Fig. 40). También en ambas cuencas son evidentes los edificios volcánicos formando estructuras complejas fuera de la cuenca central, identificadas por los curvilineamientos con frecuencia anidados (Figs. 27 y 40). Se interpreta que estas estructuras se desarrollaron en antiguos centros de dispersión que fueron desplazados por efecto de la extensión y acreción magmática. Los centros tienen una orientación casi perpendicular con respecto a las fallas transcurrentes que las delimitan y su anchura, menor a 4 km, es similar a la de las zonas de actividad neovolcánica de los valles de rift de las dorsales oceánicas lentas (Cas y Wright, 1987). La actividad volcánica en la Cuenca Guaymas se concentra en una franja de aproximadamente 1.5 km, mientras que en la Cuenca Delfín Inferior parece concentrarse en el flanco NE, en una franja de aproximadamente 1 km de anchura que define un pequeño horst paralelo a la cuenca central (Fig. 40). Esta manifestación volcánica en el costado de la cuenca central indica que, si bien la actividad magmática reciente se efectúa en la cuenca, la fuente no corresponde con el centro de dispersión y explica la mayor elevación de la porción norte. Además, esta asimetría hace suponer que, o bien el esparcimiento es más rápido hacia el norte, o la corteza en la zona donde la actividad magmática es más reciente, es más delgada que en la porción central de la cuenca. De la Fig. 43 se observa que la zona de corteza continental hundida en el NW de la Cuenca Delfín Inferior es más amplia, mientras que hacia el SE de ésta se encuentra la Isla Ángel de la Guarda, donde recientemente se ha documentado sismicidad desarrollada en un medio altamente heterogéneo (Rebollar y Castillo-Román, 1995). Se interpreta que los procesos de acreción magmática en la cuenca han desarrollado una corteza rígida y que la deformación principal y la actividad ígnea asociada deben haberse transferido hacia el norte de la cuenca. La presencia de por lo menos dos rifts con volcanismo asociado, a aproximadamente 8 y 18 km al NW de la cuenca, expresados como levantamientos en forma de horsts con edificios y otras estructuras volcánicas, hace suponer que la actividad magmática y la deformación extensional son más intensas hacia el norte de la cuenca. De hecho, hacia el sur, en la parte norte de la Isla Ángel de la Guarda no se han identificado manifestaciones volcánicas recientes (Escalona Alcázar y Delgado Argote, 1998). La geometría de la deformación, vista a partir de los lineamientos interpretados de las imágenes (Figs. 40 a 42) es similar en los tres segmentos de la línea de la Cuenca Delfín Inferior, de donde se infiere una historia continua de evolución con pocas variaciones. Sin embargo, y a pesar de que las dimensiones e historia aparente de las cuencas Delfín y Guaymas puede ser contemporánea y similar, las tendencias de las estructuras son notablemente distintas. Esta diferencia indicaría que las cortezas en donde se desarrollaron las cuencas son también distintas o que su historia evolutiva es diferente.

Se ha propuesto que las cuencas Salsipuedes se desarrollaron a partir de 1 Ma, una vez que la zona de fractura Tiburón cesó su actividad (Lonsdale, 1989). De aquí se desprende la posibilidad de que la Cuenca Delfín Inferior sea más reciente que la Superior y que la primera represente una zona de transferencia entre la zona de fractura Tiburón y la zona de falla Ballenas. Es importante destacar que la extensión de la Cuenca Delfín Inferior en su porción NW, al proyectarla a su contraparte hacia el SE, ocupa gran parte del espacio de la Isla Ángel de la Guarda (Fig. 43), en la que no se aprecia (Fig. 39) algún estilo de deformación similar al esperado en una cuenca, ni al observado en la porción opuesta en la península (por ejemplo en la Provincia Volcánica Puertecitos; Martín-Barajas *et al.*, 1995).

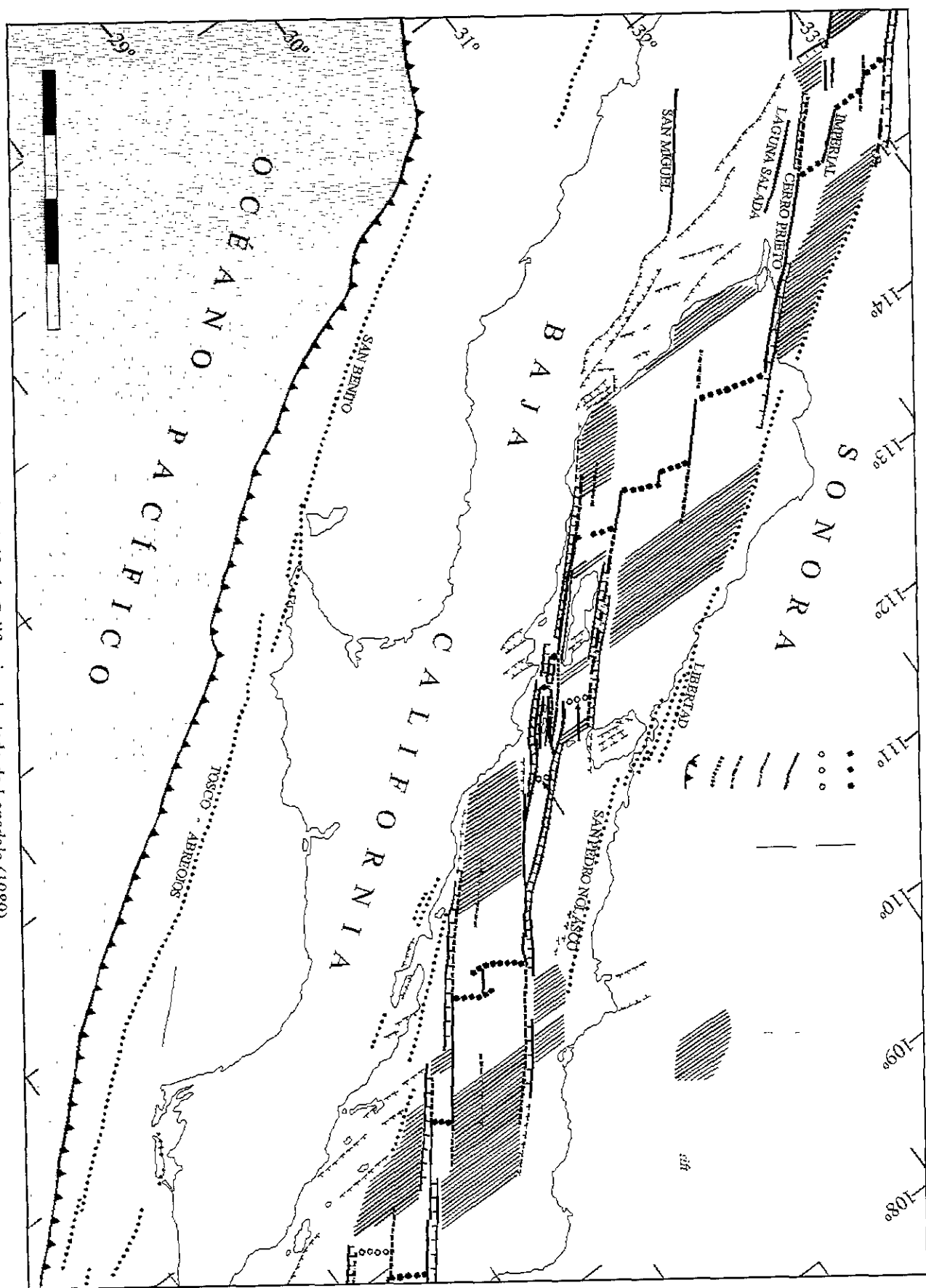


Fig. 43. Mapa estructural de la porción centro-septentrional del Golfo de California, adaptado de Lonsdale (1989).

Del análisis de la serie de imágenes de reflectividad del Canal Las Ballenas (Figs. 28, 39a y 39b) se observa que la correlación entre los lineamientos de la isla y los del fondo del canal no es muy buena. Esta serie incluye las dorsales inferidas de las cuencas Salsipuedes Norte y Sur; la primera localizada entre la punta sur de la Isla Ángel de la Guarda y Bahía de Las Ánimas y la segunda entre la Isla Salsipuedes y la Sierra Agua de Soda (Fig. 28). La dorsal sur estaría localizada al sur de la imagen de la Fig. 29, mientras que la dorsal del norte se observaría en la parte superior de la imagen de la Fig. 30 y en la parte inferior de la imagen de la Fig. 31 (también Fig. 39). En ambas secciones aparecen campos volcánicos extensos. La dorsal del sur se asocia con fallamiento normal buzante hacia el oriente y el desarrollo de una estructura volcánica mayor de 1 km de diámetro localizada hacia el NW. En general la estructura no parece indicar algún rasgo tectónico similar a una cuenca extensional. Entre esta zona y la dorsal norte existen series de fallas normales que definen cuencas donde la actividad volcánica aparece espaciada. Sin embargo, es importante notar que la orientación de estas fallas es paralela a la dirección de los σ_1 obtenidos para el fallamiento de desplazamiento lateral de la Sierra Las Ánimas (Fig. 21) y de los σ_1 obtenidos en la costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda (Fig. 25). Por su parte, la dorsal del norte (imágenes de las Figs. 30 y 31) parece estar definida por la presencia de complejos volcánicos alineados en zonas de rift y cuencas con intensa actividad volcánica. Esta actividad está bien delimitada por fracturas con tendencia principal hacia el NNW y N-S. Aunque las estructuras principales difieren para las imágenes en las que se localizarían las dorsales, las tendencias observadas de los lineamientos son similares en las orientaciones NNW y E-W, lo que sugiere que la deformación sigue un estilo similar, ésto es, que posiblemente se asocie a campos extensionales entre fallas de desplazamiento lateral derecho. En este sentido, son abundantes las estructuras cercanas a 320°, paralelas a la tendencia de la zona de falla Ballenas. Existe además una buena correlación entre las tendencias NNW y E-W de la imagen de la Fig. 31 y entre 310° y 320° de la imagen de la Fig. 30 con respecto a los lineamientos del extremo sur de la Isla Ángel de la Guarda (Fig. 24). Esta correlación sugiere que, tanto el fondo del Canal Las Ballenas como esta porción de la isla han estado sujetos al mismo régimen de esfuerzos. Es importante señalar que en esta zona de la isla, una dacita de la costa arrojó una edad K-Ar de ca. 3 Ma, lo que indica además, que la actividad volcánica observada en el fondo del Canal Las Ballenas también alcanzó a la isla durante el Plioceno Tardío. Con respecto a las edades relativas de las unidades volcánicas, éstas son prácticamente imposibles de discriminar a partir de las imágenes de reflectividad.

La extensa actividad basáltica de la parte norte de la Sierra Las Ánimas y de las islas de la Bahía de los Ángeles puede tener correlación, incluso por su estilo estructural, con los campos volcánicos que se observan en la parte superior e inferior de las imágenes de las Figs. 32 y 31, respectivamente, así como las partes norte y sur de las imágenes de las Figs. 32 y 33. Si la correlación es correcta, entonces la edad de los campos volcánicos interpretados de las imágenes sería Mioceno.

La deformación extensional, con formación de cuencas orientadas casi N-S, se interrumpe entre las latitudes 29° 10' y 29° 17' en Canal de Ballenas y las estructuras con esa orientación decrecen en número en la Isla Ángel de la Guarda y su contraparte en la península. A partir de esta zona se observa el desarrollo de largas estructuras interpretadas como diques orientados entre 275° y 310° y fallamiento normal casi paralelo que contrasta notablemente con las tendencias medidas para el resto de las imáge-

nes del canal, pero es correlacionable con las tendencias del área V de la Isla Ángel de la Guarda (Fig. 39). En la parte norte de esta área y en la parte sur del área IV, localizadas en el occidente de la isla, las estructuras muestran un notable incremento en las orientaciones entre 290° y 300° . En esta región, cerca de Punta Los Machos (Fig. 8), se encuentra un campo volcánico basáltico que posiblemente sea el más joven en la isla (Escalona Alcázar y Delgado Argote, 1998). En la margen superior derecha de la imagen de la Fig. 33 se interpretan rocas volcánicas que pueden ser correlacionables con el campo basáltico de Punta Los Machos. De la misma forma, en la latitud de $29^\circ 17'$ se marca en la isla un límite estructural importante a partir del cual, hacia el norte, se manifiesta la actividad volcánica antigua y los afloramientos más importantes del basamento. La correspondencia entre las estructuras de la isla y las del Canal Las Ballenas a esta latitud sugiere que el basamento de ambas es similar.

A partir de $29^\circ 17'$, hacia el norte, el resto del canal muestra una tendencia estructural dominante con orientación N-S. Las imágenes de las Figs. 33 y 34 presentan una serie de grabens y horsts orientados NNW-NNE con actividad volcánica espaciada que terminan en un campo volcánico que inicia en $29^\circ 20'$ y continúa de manera más o menos continua hasta aproximadamente $29^\circ 27'$. Desde esta zona, las estructuras de horsts y grabenes orientados entre 010° y 030° , de nuevo son dominantes hasta $29^\circ 32'$. La correspondencia entre la tendencia de lineamientos en el canal y la isla es notable en esta área donde el volcanismo es menos abundante. A partir de la última latitud el fondo empieza a profundizar suavemente hasta la Cuenca Delfín Inferior.

C. CRESTAS VOLCÁNICAS TORTUGA Y ROSALÍA

Dada la importancia de la actividad basáltica asociada con zonas de fracturamiento regionales, en esta sección se analizan dos alineamientos grandes de edificios volcánicos localizados frente a la costa de Santa Rosalía, Baja California Sur. La intención de este análisis es documentar con datos geofísicos marinos e imágenes de reflectividad la presencia de reservorios someros asociados con zonas de rift, similares por sus dimensiones y geometría al de Bahía de los Ángeles. Este último, presentado en las secciones anteriores, se identifica a partir de datos estructurales y petrológicos; sin embargo, su definición a partir de datos geofísicos es pobre. Por el contrario, la información petrológica con que se cuenta en el ambiente marino de esta parte del Golfo de California es casi nula comparada con la abundante información geofísica, por lo que se considera que los estudios en ambas áreas son complementarios.

El análisis de esta sección está basado en un trabajo de Fabriol *et al.* (1999) cuyo objetivo principal es mostrar la estructura interna de crestas volcánicas relacionadas con reservorios magmáticos someros que se desarrollaron durante el proceso de formación del Golfo de California. Los datos geofísicos que aquí se presentan se obtuvieron durante la campaña oceanográfica CORTES-P96. Una descripción de los métodos y equipos utilizados se encuentra en Dañobeitia *et al.* (1996 y 1997).

El área estudiada y los rasgos tectónicos principales de la parte central del Golfo de California, así como la litología de la costa de la península se muestran en la Fig. 44. Se sabe, a través de perforaciones en el campo volcánico Las Tres Vírgenes (3V, Fig. 44), que el basamento está constituido por rocas graníticas del Cretácico tardío (Sánchez Velasco, 1996). Rocas graníticas y otras rocas metasedimentarias del Paleozoico afloran a aproximadamente 50 km hacia el occidente del área de

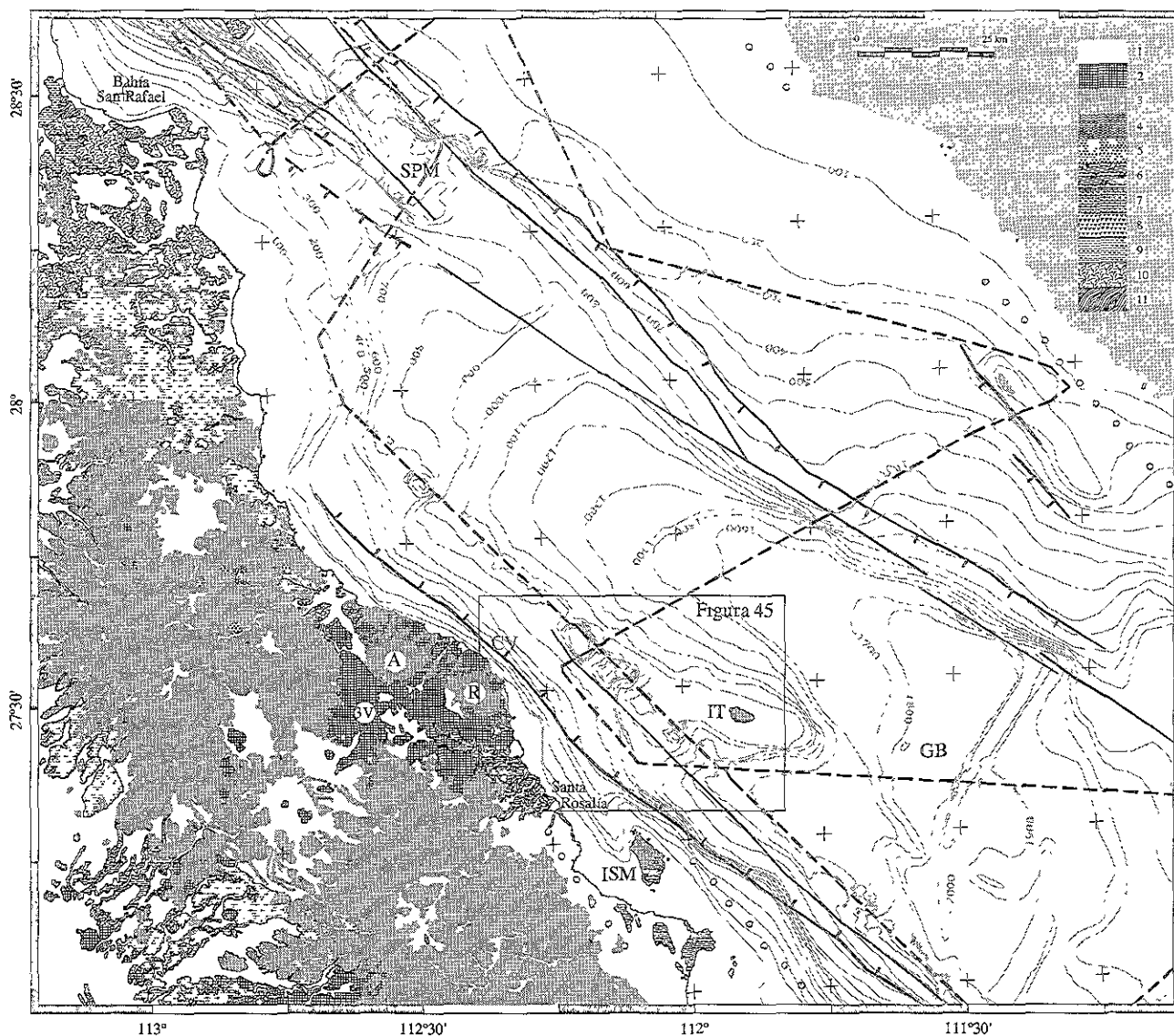


Fig. 44. Mapa tectónico de la parte central del Golfo de California (Lonsdale, 1989) y litología del campo volcánico Las Tres Vírgenes (3V), Caldera La Reforma (R) y Caldera El Aguajito (A) (INEGI, 1983, 1984). La batimetría integrada se adaptó del INEGI (1:1000,000), Lonsdale (1989; Cuenca Guaymas) y del crucero CORTES-P96. Las líneas discontinuas indican el derrotero del B/O Hespérides. Las abreviaturas son como sigue: CV, Cabo Vírgenes; GB, Cuenca Guaymas; ISM, Isla San Marcos; IT, Isla Tortuga; SPM, Cuenca San Pedro Mártir. Litología: 1. Sedimentos del Cuaternario, 2. Derrames de lava y tobas del Cuaternario, 3. Basalto y brecha basáltica del Terciario tardío, 4. Tobas e ignimbritas del Terciario tardío, 5. Andesita del Terciario tardío, 6. Unidades sedimentarias y volcanosedimentarias del Terciario tardío, 7. Rocas volcanoclásticas del Mioceno, 8. Arenisca del Mioceno, 9. Granitoides del Cretácico. El resto de la simbología es igual a la de la Fig. 3.

estudio, cerca del golfo. Estas rocas de basamento están ampliamente cubiertas por la secuencia andesítica del Oligoceno de la Sierra La Giganta y por lavas andesíticas a dacíticas y rocas piroclásticas del Mioceno al Pleistoceno del campo volcánico Las Tres Vírgenes (Capra *et al.*, 1998). En la Fig. 44 se observa que la margen peninsular al sur de Cabo Vírgenes (CV) está caracterizada por fallamiento normal que probablemente está asociado con las zonas de fractura que limitan la parte meridional de la Cuenca Guaymas (GB). En la zona marina, con base en estimaciones de la velocidad de dispersión de la Cuenca Guaymas, Batiza (1978) sugirió que la Isla Tortuga está construida sobre corteza oceánica y

que es el resultado de una migración de la actividad volcánica hacia el norte. Sin embargo, la isobata de 1000 m sugiere que la isla es parte de una cresta orientada WNW. Hacia el sur de la isla la cresta se orienta hacia el NW y se adelgaza al alcanzar la Cuenca Guaymas (Fig. 44). Batiza (1978) reportó que las series volcánicas viejas de la isla fueron extrudidas en un ambiente subaéreo e infiere que el conjunto fue sumergido tectónicamente. Los basaltos de la Isla Tortuga son similares a las toleitas de dorsales oceánicas (Batiza, 1978; Sawlan 1991). Por su parte, en la Cuenca Guaymas se ha desarrollado una corteza de tipo oceánico de cerca de 125 km de anchura. En su interior se observa actividad volcánica toleítica que, en la dorsal meridional, se interdigita con sedimentos (Einsele *et al.*, 1980; Curray *et al.*, 1982). Las rocas basálticas de esta región han sido clasificadas por Sawlan (1991) como toleitas transicionales de rift.

C.1. Batimetría e imágenes de reflectividad alrededor de la Isla Tortuga

Con el fin de identificar estructuras regionales a partir de rasgos morfológicos, se elaboró un mapa que incluye la información del mapa batimétrico del Golfo de California del INEGI escala 1:1 000 000, la batimetría de detalle de la Cuenca Guaymas (Lonsdale, 1989) y la batimetría de alta resolución de la ecosonda multihaz del B/O Hespérides de cuatro segmentos que cruzan el área (Fig. 44). El nuevo mapa muestra una serie de elevaciones y montículos interpretados como de origen volcánico, así como rasgos lineales cuyo origen se interpreta como tectónico. La estructura más prominente es la Cresta Volcánica Rosalía (CVR en la Fig. 45), formada por un alineamiento de edificios volcánicos orientado hacia 310° que coincide con las extensiones de zonas de fracturamiento relacionadas con fallas transformes frente a la costa de la península interpretadas por Lonsdale (1989). Esta cresta se localiza hacia el occidente de la Isla Tortuga y tiene una longitud aproximada de 75 km, desde 27.9°N hasta 27.4°N (Fig. 44). La misma isla se localiza en otro rasgo morfológico regional llamado Cresta Volcánica Tortuga (CVT en la Fig. 45). Esta cresta, cuya orientación es hacia 285°, tiene 7 km de anchura y por lo menos 40 km de longitud. Se define con claridad, aún en los mapas de escala grande, por la isobata de los 1000 m

En la Fig. 45 se muestran las tres secciones de las imágenes de reflectividad interpretadas en las Figs. 46 a 48 sobrepuestas al mapa batimétrico integrado. La primera sección (Fig. 46; A en la Fig. 45) se localiza al sur de la Isla Tortuga, en el límite NW de la Cuenca Guaymas y al oriente de la Cresta Volcánica Rosalía. La información topográfica y textural permite la identificación de lineamientos estructurales y el reconocimiento de la reflectividad distintiva de los sedimentos relativamente inelásticos con respecto a la reflectividad de las rocas volcánicas. Se observa de las Figs. 44 y 45 que los sedimentos cubren la mayor parte del área al sur de la isla. La imagen muestra lineamientos tenuemente definidos con orientación hacia 030°, 270° y 310° que se infiere que son fracturas Fig. 46b y 46c). La topografía se levanta suavemente hacia la costa de la península, desde 1475 m hasta 1200 m, con una pendiente del 2% (Fig. 46d). Inmediatamente al sur de la isla se interpreta un campo de lava de 2 km de anchura que aparentemente fluyó cerca de 6 km a partir de la isla y alcanzó una profundidad de más de 1400 m. Las lavas están cortadas por fallas orientadas hacia 320° en promedio con buzamientos hacia el NE y SW. Los derrames de lava de aspecto rugoso del lado oriental son distintos a los anteriores y se interpretan como lavas almohadilladas (PL en la Fig. 46a). En esta zona son abundantes los montículos, que se interpretan como centros de emisión, mientras que las lavas muestran rasgos cóncavos que

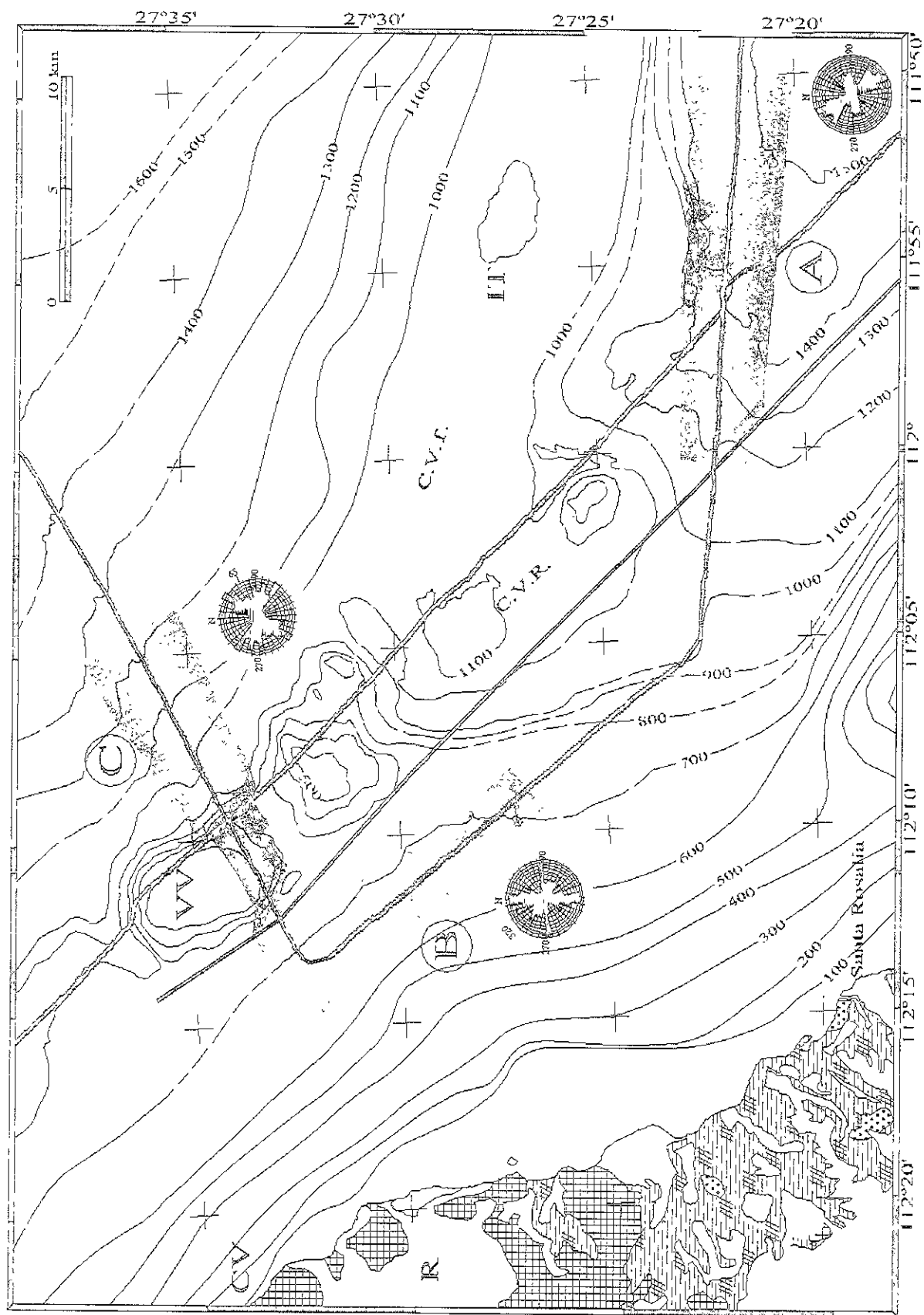


Fig. 45. Mapa batimétrico en el que se muestran las imágenes de reflectividad y los diagramas de rosa de las estructuras interpretadas en las Figs. 46 (segmento A), 47 (segmento B) y 48 (segmento C). VV es el Volcán Virgenes, CV es Cabo Virgenes, IT es Isla Tortuga, R es Caldera La Reforma, C.V.T. y C.V.R. indican el eje de la Cresta Volcánica Tortuga y la Cresta Volcánica Rosalia, respectivamente. La litología es como en la Fig. 44.

indican una dirección de flujo hacia el sur. Se interpreta además que las fracturas orientadas hacia 035° y 000° en las lavas almohadilladas son fisuras de emisión de lava. Hacia el lado occidental de la sección, a aproximadamente 25 km de Santa Rosalía, se observa otra serie de derrames de lava con montículos alineados hacia 310° . Un cañón largo y otras fracturas que cortan a las estructuras volcánicas se orientan en la misma dirección, lo que sugiere que forman parte de una zona de fractura y que la deformación y la actividad volcánica pudieron haber ocurrido simultáneamente.

La segunda sección (B en la Fig. 45) se orienta hacia 320° y se localiza entre la Cresta Volcánica Rosalía y la Caldera La Reforma. El rasgo más sobresaliente en esta sección es la presencia de un campo de lavas en la mitad meridional de la imagen (Fig. 47). Aunque aparentemente las lavas provienen de centros de emisión ubicados cerca del campo volcánico La Reforma y fluyeron hacia el oriente, no se descarta la posibilidad de que hayan extrudido de fisuras locales. El perfil a lo largo del transecto tiene una forma cómica y está cortado en la parte sur por un cañón angosto delimitado por fallas normales (Fig. 47b). La mitad noroccidental de la imagen se caracteriza por la cubierta sedimentaria inelástica donde se observan montículos anidados (alineados hacia N-S y 320°) y lineamientos curvilíneos que se interpreta que tienen asociación volcánica. En su conjunto, los lineamientos en la imagen presentan un arreglo ortogonal orientado N-S y E-W (Figs. 46b y 46c). No obstante que la geometría estructural es distinta a la reportada en el campo volcánico Las Tres Vírgenes, donde actividad sísmica intensa de origen tectónico ha sido reportada (Munguía y Wong, 1995), ésta es similar a los rasgos estructurales regionales descritos por Garduño-Monroy *et al.* (1993) en la Caldera El Aguajito.

La sección C (Figs. 45 y 48) es casi perpendicular a la orientación de la Cresta Volcánica Rosalía y corta a la estructura volcánica más prominente de la cresta, aquí nombrada Volcán Vírgenes (Fig. 45). Este edificio volcánico se define claramente como un alto topográfico de 3.5 km de anchura cuya parte occidental se eleva cerca de 200 m con respecto al piso promedio con una pendiente del 25%, mientras que la parte oriental tiene una diferencia de altura de 400 m con respecto al piso, con una pendiente del 50%. La morfología de esta porción del volcán sugiere la existencia de un edificio volcánico complejo delimitado por fallas normales, similar a una estructura de horst (Fig. 48d). El complejo volcánico está elongado hacia 300° y ligeramente basculado hacia el oriente. En la cima presenta una serie de lineamientos curvilíneos de origen volcánico y subvolcánico. En la Fig. 48d se indica esquemáticamente una serie de diques alimentadores que explicarían los rasgos estructurales inferidos. También se interpreta que la construcción de esta parte del edificio volcánico, de manera similar a lo observado en la Sierra Las Flores, es el resultado de la combinación de fallamiento normal y levantamiento producido durante el emplazamiento de reservorios magmáticos someros. Hacia el oriente del Volcán Vírgenes se observa una estructura curvilínea notable de aspecto parecido a una meseta de 6 km de diámetro. Esta estructura plana presenta una serie de montículos volcánicos y está cubierta por sedimentos, lo que hace suponer que la meseta es más antigua que el Volcán Vírgenes. En la sección completa, los lineamientos estructurales y alineamientos volcánicos más abundantes y continuos se orientan hacia 300° y 030° (Figs. 47b y 47c), mientras que la estructura de tipo horst del Volcán Vírgenes es casi paralela a la Cresta Volcánica Tortuga. Los lineamientos orientados hacia el NE que se localizan en la porción nororiental de la imagen pueden ser rasgos más antiguos que se relacionan con el desarrollo temprano de la Cuenca Guaymas.

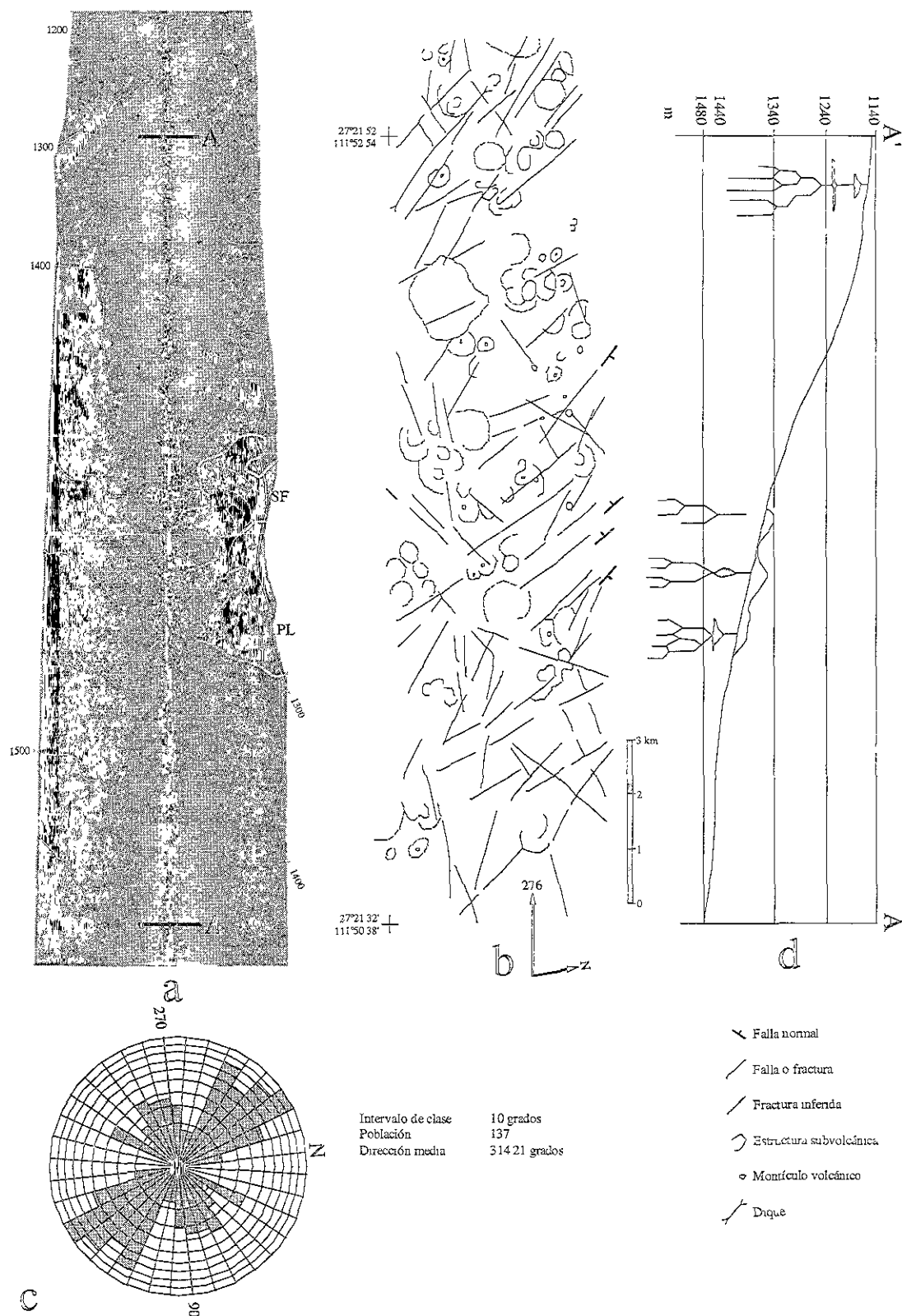


Fig. 46. a) Imagen de reflectividad con las isobatas de la parte sur de la Isla Tortuga. Las áreas claras indican reflectividad baja y las oscuras se interpretan como derrames de lava probablemente extrudidas de la Isla Tortuga. b) Interpretación estructural de la imagen indicando la presencia de lineamientos curvilíneos asociados con estructuras volcánicas. c) Diagrama de rosa de lineamientos rotados en la dirección del derrotero del barco; es notable la tendencia de la orientación de los lineamientos hacia el NW, paralela a la orientación de las zonas de fracturas cercanas a la Cuenca Guaymas. d) Perfil a lo largo del derrotero indicando la presencia de cuerpos subvolcánicos; las líneas punteadas sobre el perfil indican la presencia de los derrames de lava localizados en el lado derecho de la imagen.

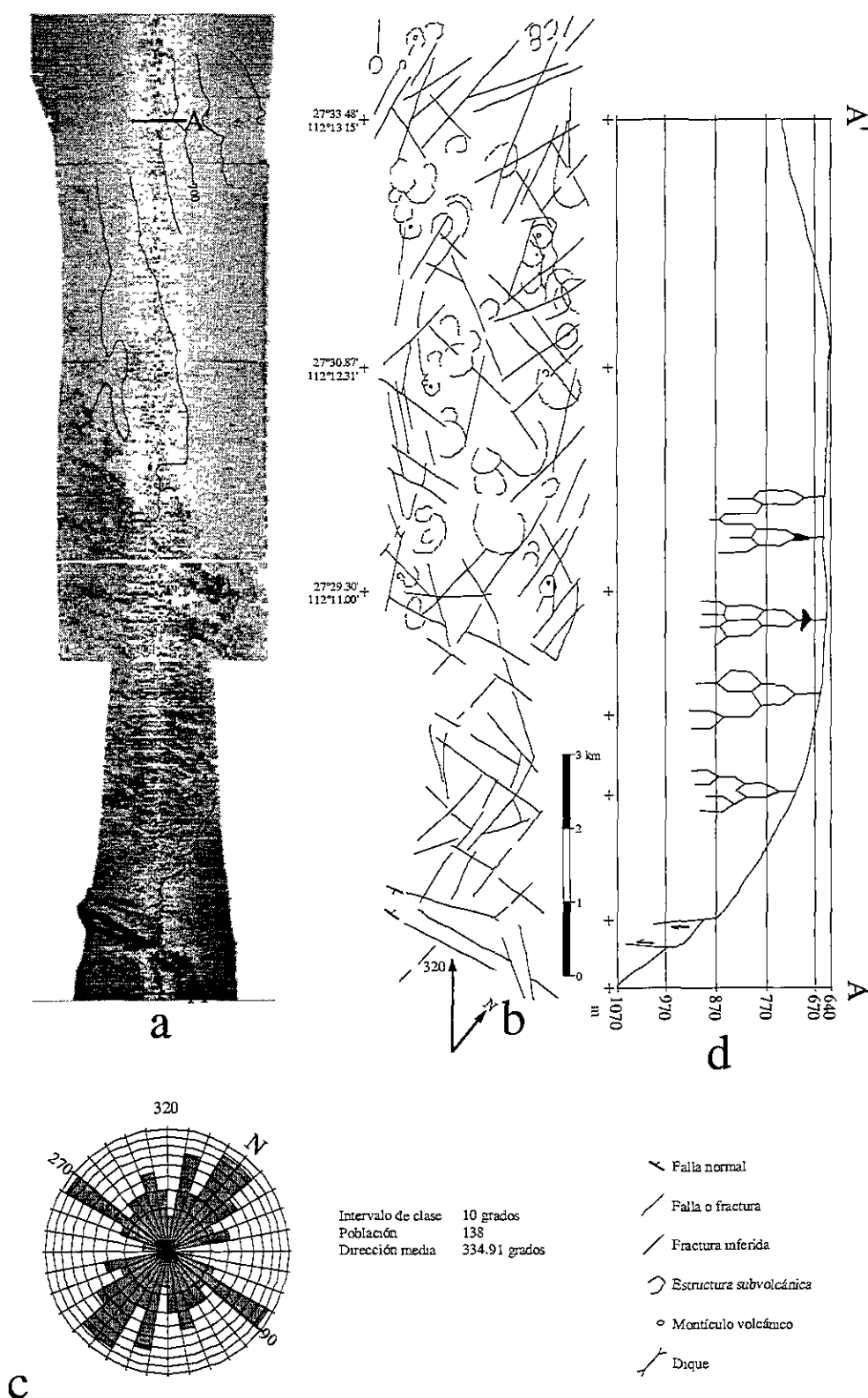


Fig. 47. a) Imagen de reflectividad del lado occidental de la Isla Tortuga. Las áreas oscuras se interpretan como derrames fisurales. Es clara la ausencia de lavas en la parte NW de la imagen. b) Interpretación estructural de la imagen, donde es notable la ausencia de estructuras circulares en el SE en comparación con la parte NW. c) Diagrama de rosa de lineamientos rotado en la dirección del derrotero; los lineamientos orientados E-W están relacionados con las fisuras de la parte SE de la imagen y los lineamientos orientados hacia el NW son paralelos a la pendiente peninsular y al cañón submarino localizado al W de la Isla San Marcos (Fig. 2). d) Perfil que indica las estructuras subvolcánicas debajo de los derrames de lava y las fallas normales en la parte SE de la imagen.

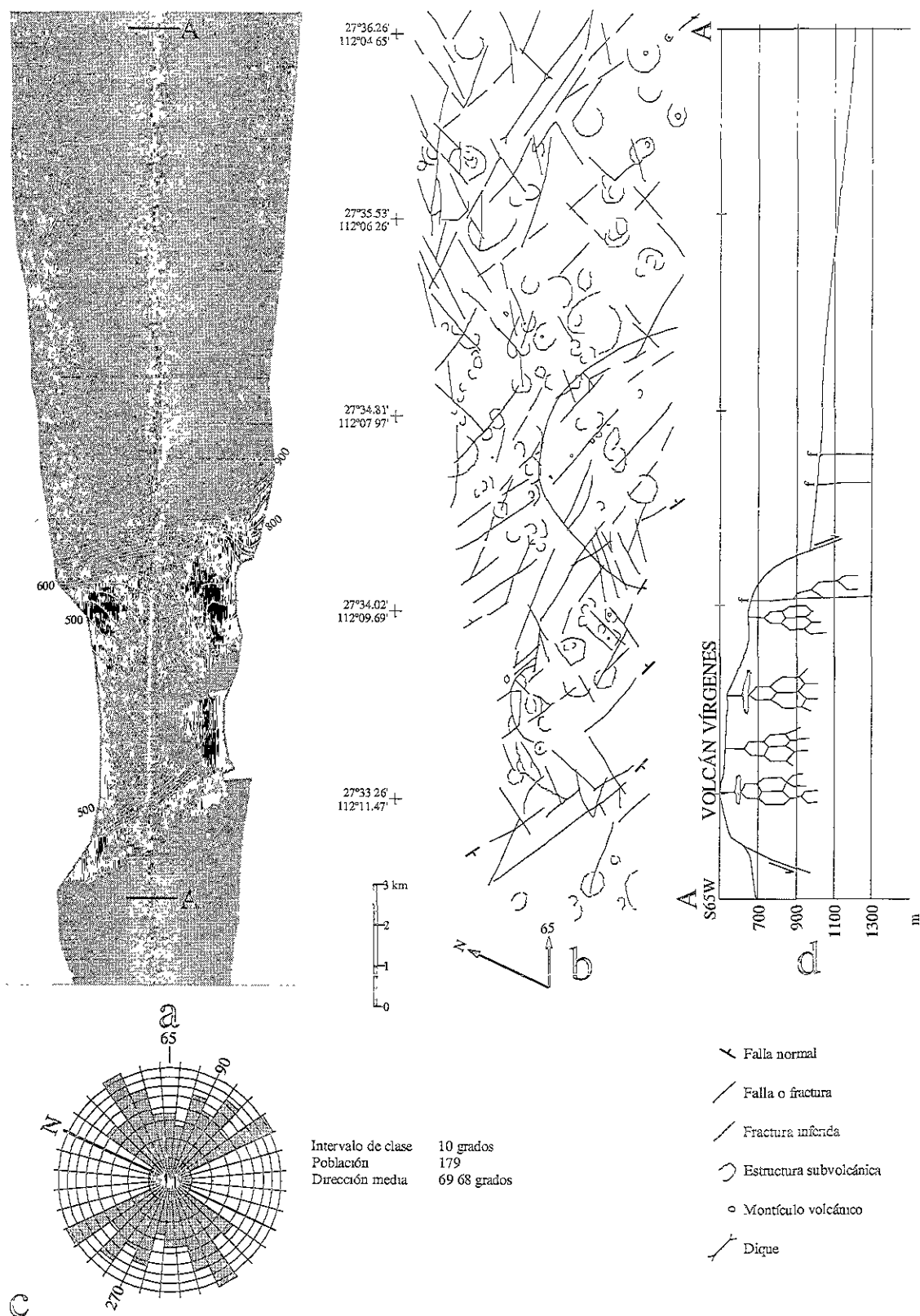


Fig. 48. a) Imagen de reflectividad de la zona del Volcán Virgenes con isobatas cada 25 m. b) Interpretación estructural de la imagen donde es notable la presencia de una gran estructura curvilínea en la parte oriental del volcán. Esta estructura es de origen volcánico y aparentemente es más antigua que el Volcán Virgenes, en donde son comunes las estructuras subvolcánicas agrupadas. c) Diagrama de rosa indicando tendencias principales de lineamientos hacia el NW y NE. Los lineamientos NW son paralelos a la Cresta Volcánica Tortuga. d) Perfil que indica fallamiento normal importante desarrollado durante la evolución del Volcán Virgenes y los cuerpos intrusivos someros.

Los tres diagramas de rosa de lineamientos estructurales y volcánicos muestran diferencias importantes entre sí (Fig. 45). En el transecto meridional (A) los rasgos dominantes se orientan hacia 320° y son paralelos a la costa y a la pendiente peninsular, por lo que pueden asociarse con las fallas transcurrentes desarrolladas antes y durante las fases iniciales de la apertura del golfo. En la misma sección se interpretan otros rasgos, no tan bien definidos, que se orientan hacia 035° y 080° ; el primer grupo es subparalelo a la Cuenca Guaymas y el segundo no tiene una contraparte evidente con otros rasgos regionales. Las estructuras ortogonales N-S y E-W de la sección B (Figs. 45 y 47) tampoco tienen relación aparente con estructuras regionales, mientras que las tendencias principales orientadas entre 300° y 310° de la sección C se correlacionan claramente con la orientación de la Cresta Volcánica Rosalía.

Finalmente, es importante mencionar que las redes sismológicas temporales instaladas en la región de la Caldera La Reforma y en el campo volcánico Las Tres Virgenes no han registrado sismicidad en esta región del golfo. El fallamiento activo y la sismicidad volcánica (Munguía y Wong, 1995) se concentran en la región peninsular, lo que sugiere que las estructuras más grandes en el área de estudio, con excepción de la Cuenca Guaymas, son inactivas.

C.2. Gravimetría Regional

El contraste de densidad marcado entre el agua de mar y las rocas y sedimentos del fondo hace que los contornos de las anomalías de gravedad de aire libre generalmente sigan los rasgos batimétricos. Por esta razón, donde los contornos no corresponden con la batimetría se deben suponer cambios laterales en la estructura del basamento y/o en el espesor de los sedimentos. Con el propósito de suprimir este efecto conocido, se obtuvo un mapa de anomalías de Bouguer completo para una región que incluye la Cuenca Guaymas, las crestas volcánicas y la margen occidental del golfo (Fig. 49).

La información utilizada para este análisis incluye datos de topografía en tierra del modelo digital ETOPO-5 (NGDC, 1988), la línea de costa (INEGI, 1983 y 1984) y anomalías de gravedad de aire libre y batimetría tomada durante los cruceros CONMAR-IOM (BAJA-76, MARSUR-78, GOLFO-81, GOLFO-84; Dauphin y Ness, 1991) y el crucero CORTES-P96 (Dañobeitia *et al.*, 1996 y 1997). La información batimétrica y topográfica se combinó en una malla utilizando el método de "kriging" para obtener una malla regular con nodos cada 4 km, donde se ubicó un prisma rectangular y el efecto de la gravedad fue computarizado siguiendo el método de García-Abdeslem (1996). La corrección completa de Bouguer se llevó hasta 167 km. En tierra el efecto de gravedad es causado por la topografía con una densidad de 2670 kg/m^3 ; en el mar, el agua fue reemplazada por sedimentos con una densidad de 2000 kg/m^3 . Al sumar la corrección anterior a las anomalías de gravedad de aire libre se obtuvo el mapa de anomalía de Bouguer completa de la Fig. 49.

Un rasgo notable en el mapa de anomalía de Bouguer de la Fig. 49 es el alto gravimétrico amplio, superior a los 50 mGal, localizado cerca del centro de la Cuenca Guaymas que a grandes rasgos sigue el centro de dispersión norte, mientras que el contorno de 40 mGal se aproxima a la geometría de la cuenca. Otro rasgo notable es el alineamiento de altos gravimétricos, que alcanzan entre 40 y 50 mGal, en los sitios VH, A, IT y B de la Fig. 49 y que se extiende a lo largo de la Cresta Volcánica Tortuga (Fig. 45) con rumbo 290° , perpendicular al centro de dispersión norte de la Cuenca Guaymas.

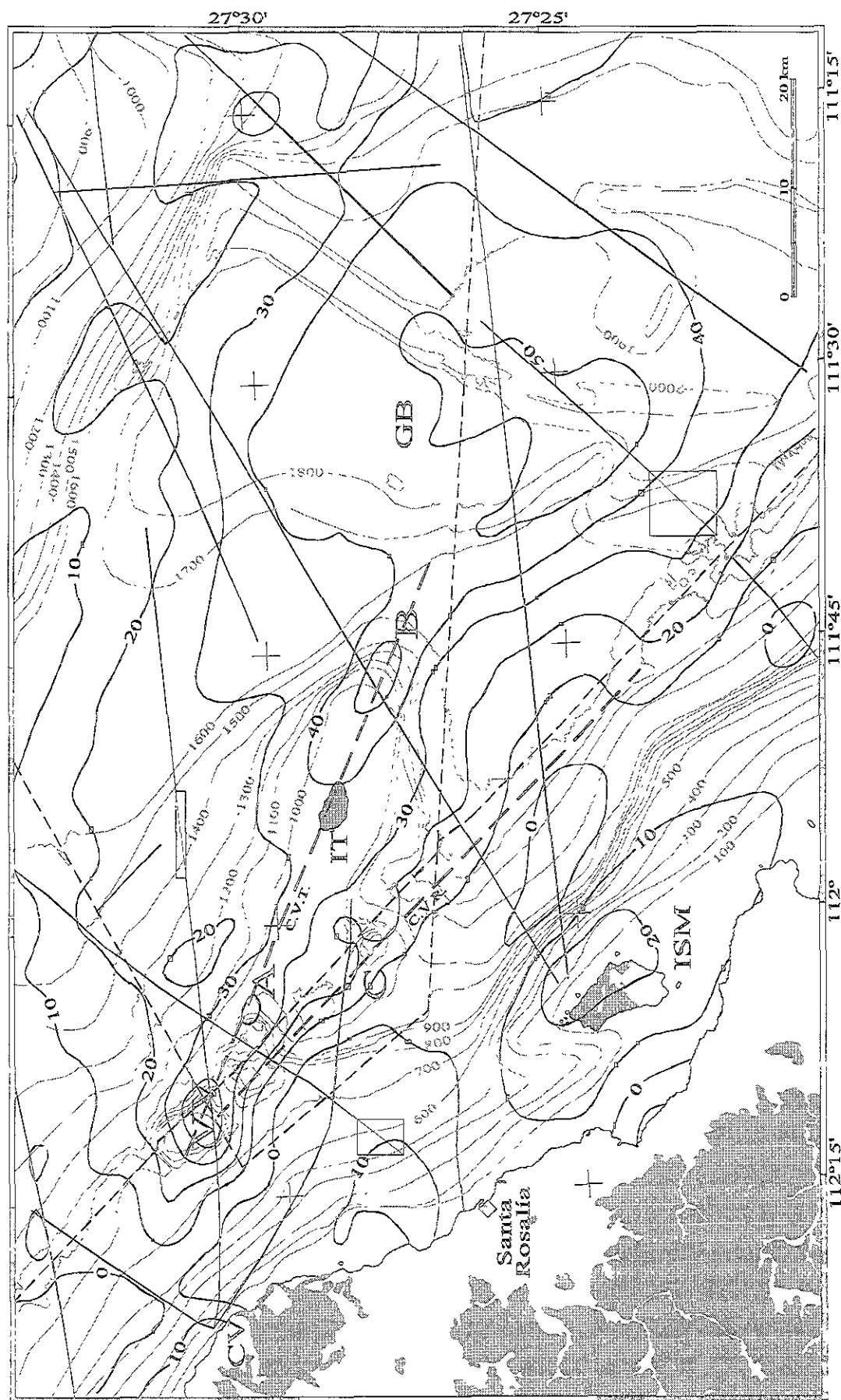


Fig. 49. Anomalia de Bouguer completa y batimetría con contornos cada 10 mGal y 100 m, respectivamente. Aunque la distribución de los datos es amplia, como lo indican los derroteros de los cruceros de CONMAR (línea continua) y de CORDES-P96 (línea discontinua), la anomalía de gravedad muestra una correlación directa con el esperado exceso de masa de la Cuenca Guaymas. Se interpreta que los alineamientos de altos gravimétricos (40-50 mGal) de 50 km de longitud orientados hacia 290° (V a B) son producidos por cuerpos de magma que forman la Cresta Volcánica Tortuga. Se interpreta que el suave gradiente de gravedad paralelo a la pendiente peninsular está asociado con una estructura profunda por donde el magma se emplazó formando la Cresta Volcánica Rosalía con orientación hacia 310°. A lo largo del eje de la Cresta Volcánica Rosalía se observan, tanto edificios volcánicos alineados, como anomalías de gravedad locales (V V a C).

Paralelo a la pendiente peninsular, entre Cabo Vírgenes (CV) y la Cuenca Guaymas (GB) se observa un gradiente de gravedad suave con valores decrecientes hacia el SW que se interpreta que está asociado con la Cresta Volcánica Rosalía cuya orientación es 310° . A lo largo de esta cresta se localizan otras anomalías de gravedad locales y edificios volcánicos (Fig. 49). Además, la cresta es paralela a las estructuras de falla relacionadas a las fases iniciales de la apertura del golfo que se muestran en la Fig. 43. La orientación de las crestas volcánicas Rosalía y Tortuga difiere en aproximadamente 30° , lo que sugiere que se formaron en periodos distintos. En vista de que las estructuras más recientes que siguen la orientación de la Cresta Volcánica Tortuga en el Volcán Vírgenes (A en la Fig. 49) cortan a estructuras volcánicas más antiguas, y a que se ha reportado actividad volcánica reciente en la Isla Tortuga (Batiza, 1978), se interpreta que la Cresta Volcánica Rosalía es más antigua que la Tortuga.

C.3. Modelo geofísico

Los datos geofísicos tomados a lo largo del transecto C de la Fig. 45 fueron de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo con una densidad de registro cada 80 m, sísmica de reflexión vertical, gravimetría y magnetometría. La energía del arreglo de cañones de aire con capacidad de 2850 pulgadas cúbicas (47 litros) utilizada para la sísmica de reflexión se registró en dos sismómetros portátiles instalados en tierra (Fig. 50a), en los que se obtuvo una densa serie de datos de refracción/reflexión de gran ángulo. Se registraron arribos nítidos desde distancias hasta de 100 km, de los que se seleccionaron sismogramas de los primeros 60 km para modelar la estructura superficial del Volcán Vírgenes. Las secciones de las Figs. 50a y 50b, correspondientes a las dos estaciones en tierra indican primeros arribos claros que se identifican como la fase Pg. Esta fase muestra un avance de 0.5 s de tiempo reducido para distancias epicentrales (estación-disparo) de 41 a 52 km para la estación sísmica 1 y de 35 a 46 km de distancia epicentral para la estación sísmica 2.

Para obtener un buen ajuste de los tiempos de viaje calculados con los tiempos de arribo observados, se aplicó un modelo de trazado de rayos de los datos sísmicos iterativo, ajustando las velocidades de las ondas P y las profundidades a las discontinuidades (Fig. 50c). Para lo anterior se utilizó el método propuesto por Zelt (1989) y Zelt y Smith (1992).

El perfil de la anomalía magnética residual se obtuvo de la reducción de los datos magnéticos utilizando los coeficientes del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (International Geomagnetic Reference Field) de 1995, tomando muestras espaciadas cada 250 m. Se observa en las Figs. 50d y 50e una anomalía positiva de Aire Libre de 30 mGal de amplitud y una anomalía magnética positiva de 220 nT; alrededor de esta anomalía magnética se identifican otras dos anomalías con amplitudes de 60 nT de amplitud. Tanto la anomalía magnética como la de gravedad se localizan sobre el edificio volcánico y en la misma posición que la anomalía sísmica de las Figs. 49a y 49b.

Para obtener los modelos de gravedad y magnético en 2D $1/2$ se utilizó un algoritmo tipo Talwani *et al.* (1959; en Cooper, 1991). Las densidades del modelo se obtuvieron de las velocidades sísmicas, empleando la relación empírica propuesta por Ludwig *et al.* (1971) y Zelt (1989) y los valores de susceptibilidad magnética se obtuvieron de Carmichael (1989).

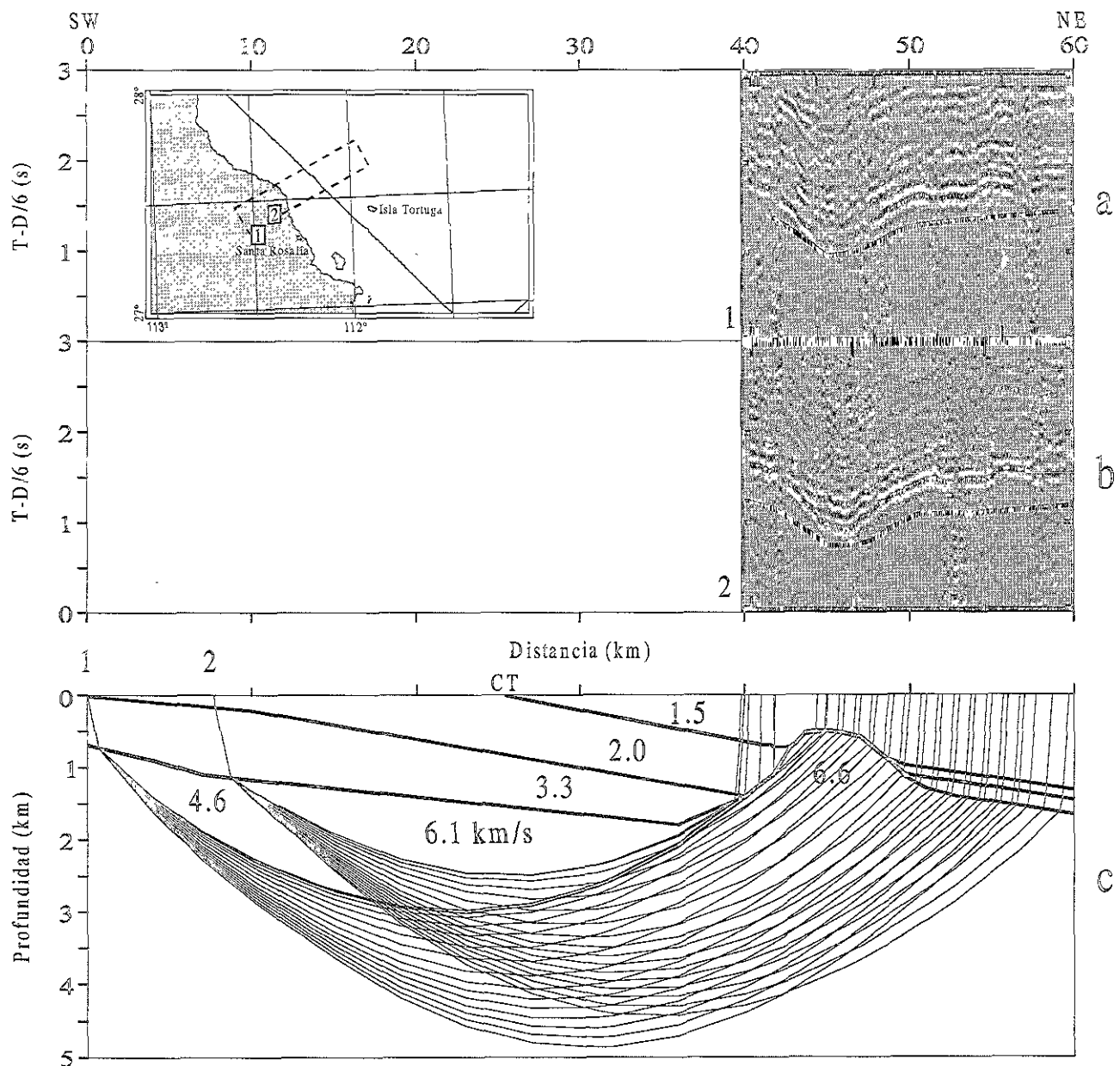
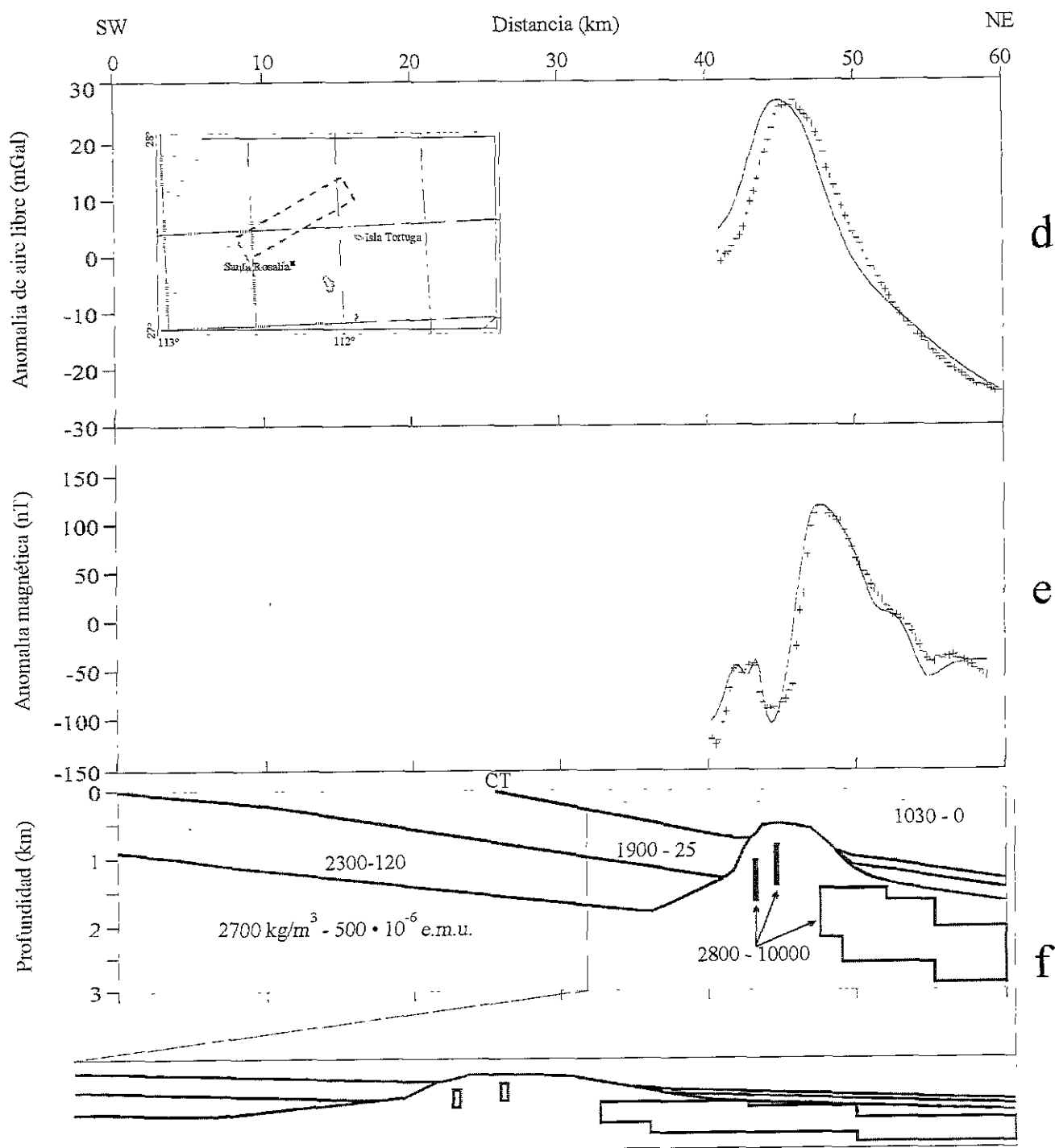


Fig. 50. Modelado geofísico del transecto que pasa sobre el Volcán Virgenes de la Fig. 47, indicando los registros de las dos estaciones sísmicas en tierra. La información en a) y b) ha sido filtrada entre 3 y 8 Hz. Los tiempos han sido reducidos a 6 km/s y las amplitudes han sido normalizadas. Las líneas superpuestas en a) y b) indican los tiempos de viaje calculados. c) Modelo de velocidad a profundidad a lo largo del perfil de 60 km de longitud, indicando la línea de costa CT. Sólo uno de cada cinco rayos se han marcado para hacer más claro el diagrama de rayos. d) Perfil de la anomalía de Aire Libre; las cruces representan los datos de gravedad observada y la línea continua indica los valores de la gravedad calculada. e) Perfil de la anomalía magnética residual; las cruces representan los datos magnéticos observados y la línea continua indica los valores magnéticos calculados. f) Modelo ajustado de densidad y susceptibilidad utilizado para generar los perfiles de gravedad y de magnetismo mostrados en d) y e); la exageración vertical es de cinco veces y una representación 1:1 también se muestra en la parte inferior. La ampliación del recuadro inferior de f) muestra una porción del perfil del Volcán Virgenes sin exageración vertical.



Los resultados del modelado del trazado de rayos de refracción/reflexión de gran ángulo y del modelado de gravedad en 2D1/2 y magnético se presentan en el perfil de la Fig. 50f. Se observa que la cubierta sedimentaria consiste de dos capas. La capa superior, formada por arena, arenisca y flujos pircásticos se caracteriza por una velocidad de ondas P de 2.0 km/s, una densidad de 1900 kg/m³ y una susceptibilidad magnética de 25 · 10⁻⁶ e.m.u. A partir de la información litológica proveniente de pozos en el campo volcánico Las Tres Vírgenes, se infiere que la siguiente capa está formada por aproximadamente un kilómetro de rocas volcánicas del Grupo Comondú y la Andesita Santa Lucía (Ballina López, 1985). Esta segunda unidad se caracteriza por una velocidad de ondas P de 3.3 km/s, una densidad de 2300 kg/m³ y una susceptibilidad de 120 · 10⁻⁶ e.m.u. Estos últimos valores se apoyan en inter-

pretaciones anteriores de sismica de refracción, perforaciones y en sondeos eléctricos efectuados en los campos volcánicos La Reforma y Las Tres Vírgenes (Ballina López, 1985). Con base en los datos sísmicos en tierra y de gravedad obtenidos por el B/O Hespérides, se observa que la cubierta sedimentaria se adelgaza tenuemente hasta alcanzar el Volcán Virgenes, donde afloran rocas con características físicas similares al basamento. La cubierta sedimentaria es considerablemente más delgada en el otro costado del volcán. El paquete volcánico y sedimentario descansa sobre el basamento granítico de ca. 82 Ma (Viggiano Guerra, 1992). Su velocidad de onda P es de 6.1 km/s, su gradiente vertical de velocidad es de 0.04 km/s/km, su densidad de 2700 kg/m³ y su susceptibilidad de $500 \cdot 10^{-6}$ e.m.u. Las anomalías magnéticas pueden ser explicadas por la presencia de tres cuerpos localizados en el interior del Volcán Virgenes, entre 40 y 50 km de la costa y que se extienden desde 0.8 km hasta cerca de 3 km por debajo del nivel medio del mar (Fig. 50f). Los cuerpos, interpretados como cámaras magmáticas fósiles, o intrusivos, se caracterizan por una densidad de 2800 kg/m³ y por un alto contraste de susceptibilidad ($10\,000 \cdot 10^{-6}$ e.m.u.) Para modelar la influencia de estos cuerpos en los datos sísmicos, se asignó una velocidad de 6.6 km/s a esta porción del Volcán Virgenes. En la sección derivada de la Fig. 50f se muestra el perfil del Volcán Virgen sin exageración vertical.

C.4. Discusión

Con base en la integración de datos magnéticos, gravimétricos y de reflectividad se han definido crestas volcánicas caracterizadas por el alineamiento de edificios volcánicos. El detalle estructural obtenido de la interpretación de las imágenes de reflectividad indica la presencia de patrones complejos de fracturas curvilíneas que se interpreta se formaron durante el emplazamiento de cuerpos intrusivos subvolcánicos. Las estructuras más grandes son rectilíneas y muestran orientaciones bien definidas (Figs. 44 a 47) cuyo origen es tectónico y puede ser atribuido a los periodos extensionales del *Basin and Range* y/o transtensivos del sistema San Andrés-Golfo de California (Henry, 1989; Lonsdale, 1989; Sawlan, 1991).

En la margen oriental de la península, a lo largo del Escarpe del Golfo, se han documentado grandes zonas de rift en las que ocurrió emplazamiento de magma, donde fallas y fracturas concéntricas están asociadas con sistemas de fracturamiento orientados NNW-SSE a NW-SE (Zanchi, 1994). En esa región se observan levantamientos en donde los sistemas de fracturamiento coexisten con enjambres de diques y series de fracturas radiales de origen magmático. De manera similar, una asociación de deformación extensional del Mioceno con emplazamiento de grandes diques basálticos está documentada en Bahía de los Ángeles por Delgado Argote y García Abdeslem (1999) y en este trabajo. Esta similitud indica que esa asociación es un fenómeno común durante el Neógeno en varios lugares de la margen occidental del Golfo de California.

Las extensiones asociadas con las deformaciones regionales del *Basin and Range* y el sistema San Andrés-Golfo de California no han sido simétricas ni sincrónicas a lo largo de la región del circungolfo. En una síntesis reciente, Lee *et al.* (1996) mostraron que la extensión pudo ser del 35% al 8% en la Cuenca Loreto del Plioceno, o del 10% en la parte nororiental de la península desde el Mioceno tardío. Los mismos autores mencionan que en el área de Santa Rosalía la extensión durante el Mioceno tardío se orientó en dirección NE-SW y que cambió a WNW-ESE y E-W durante el Plioceno. Cerca de

esta región, en el campo volcánico Las Tres Vírgenes, Angelier *et al.* (1981) documentaron que la deformación extensional orientada ENE-WSW fue seguida por otra ESE-WNW, asociadas con fallamiento de desplazamiento lateral orientado NW-SE a NNW-SSE y N-S a NNE-SSW, respectivamente. Cerca del mismo campo volcánico, el Escarpe del Golfo se estima que es más joven que el Basalto Esperanza de 10 Ma y se propone que las fallas normales orientadas NNW no afectan a unidades de 3 Ma (Sawlan y Smith, 1984; Stock y Hodges, 1989). En vista de que la orientación de la Cresta Volcánica Rosalía es aproximadamente perpendicular a la dirección de extensión durante el Plioceno y se encuentra a lo largo de la extensión de una zona de fracturamiento, se infiere que esta cresta debió formarse hace cerca de 5 Ma, una edad similar a la de la Cuenca Guaymas. En ese sentido, la Cresta Volcánica Rosalía estaría formada por corteza transicional consistente en corteza continental adelgazada y por rocas ígneas de la actividad magmática temprana de una Cuenca Guaymas embrionaria.

Por otro lado, la Isla Tortuga está formada por basalto toleítico y derrames andesíticos más jóvenes que 1.7 Ma extrudidos sobre una “zona de fractura de goteo” (Batiza, 1977). Esta zona de fracturamiento se interpreta como la Cresta Volcánica Tortuga (Figs. 44 y 48). Batiza (1978) sugirió que la actividad volcánica más antigua en la isla debió iniciarse en su porción suroriental y que migró hacia el NW hasta su posición actual y que además, el fallamiento normal perpendicular a la zona de fracturamiento indica hundimiento tectónico. Las fallas normales orientadas hacia 040° son paralelas a la orientación del centro de dispersión de la Cuenca Guaymas y otros lineamientos estructurales y volcánicos interpretados hacia el sur y noreste de la isla (Figs. 45 y 47). Además, el coalineamiento de los altos gravimétricos y batimétricos de las Figs. 44 y 48 indica que la isla es parte de la Cresta Volcánica Tortuga orientada hacia 290°, la cual intersecta a la Cresta Volcánica Rosalía en el Volcán Virgenes. A pesar de la falta de información batimétrica detallada alrededor de la isla, se infiere que su estructura interna es similar a la interpretada a partir de los datos geofísicos en el Volcán Virgenes (Figs. 48 y 49). Debido a que este edificio volcánico se localiza en la intersección de dos crestas volcánicas que han sufrido levantamiento, una de sus características principales es estar delimitado por fallas normales y fracturas orientadas entre 280° y 310°.

El alto gravimétrico en el Volcán Virgenes (Fig. 49) resulta de un exceso de masa relacionado con la acumulación de cuerpos de magma basáltico, con densidad de 2,900 kg/m³, en intrusivos someros emplazados en roca encajonante granítica. Esta interpretación está apoyada en los modelos geofísicos de la Fig. 50, donde se observa que las cimas de un dique regional y de cuerpos que, en planta, tienen forma de dique estratos que se localizan a cerca de 800 m por debajo de la superficie y que se extienden hasta profundidades del orden de los 1800 m. Estos cuerpos son similares a las rocas intrusivas del Dique Las Flores en Bahía de los Ángeles (Delgado Argote y García Abdeslem, 1999 y este trabajo) tanto por su geometría como por el hecho de estar encajonados en rocas graníticas (Fig. 22). Se interpreta que los lineamientos circulares que se desarrollan en el Volcán Virgenes deben ser fracturas formadas durante el emplazamiento de los cuerpos de magma interpretados en el perfil geofísico. Cuerpos magmáticos subvolcánicos con velocidades características, densidades y susceptibilidades de basalto a andesita construyen, en consecuencia, el Volcán Virgenes y los edificios más grandes de las crestas. Este modelo es similar a los documentados en otras localidades por Gudmundsson (1995), quien reporta la existencia de reservorios en forma de dique estratos alojados entre 1 y 3 km de profun-

dad que alimentan diques subvolcánicos. Una investigación sobre la actividad sísmica en el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes muestra una sismicidad importante atribuida a fallas activas cuyos mecanismos focales no pudieron ser obtenidos debido en parte a anomalías de velocidad y cambios en las propiedades de atenuación en la región focal (Guerrero Guadarrama, 1998). Sin embargo, en ese trabajo se encontró que la distribución de hipocentros por debajo del volcán activo Las Tres Vírgenes define una región asísmica importante en forma de sill de más de 10 km de longitud en dirección N-S y de 2500 m de espesor máximo. La cima de esta zona se localiza a 2500 m de profundidad y, en un perfil orientado E-W, su anchura se estima en aproximadamente 100 m, por lo que se interpreta que el cuerpo en forma de dique tiene una razón alta fluido / roca que se mueve lateralmente hacia el norte. En ambientes estructurales con actividad volcánica similares al del campo volcánico Las Tres Vírgenes, Ryan *et al.* (1983) remarcen que una geometría de sills y diques explica en gran medida la deformación superficial y en particular el desarrollo de fallas normales. En el mismo sentido, los autores anteriores indican que patrones de deformación a gran escala requieren de la presencia de intrusivos cuya expresión en planta también sea grande, tales como las interpretadas de las imágenes de reflectividad.

Finalmente, la importancia de la interpretación del Volcán Vírgenes radica en que nos ofrece una estructura interna de referencia para aplicar a edificios volcánicos asociados con estructuras regionales. El crecimiento de los diferentes segmentos formados por dos o más estructuras volcánicas o subvolcánicas define una cresta volcánica que puede estar relacionada a estructuras tectónicas regionales, como las extensiones de las zonas de fracturamiento que resultan de regímenes transtensivos del Sistema San Andrés-Golfo de California. Además, para explicar el emplazamiento de cuerpos de magma en zonas de rift se parte de la premisa de que el movimiento de magma es un fenómeno pasivo, lo que nos permite interpretar que la Cresta Volcánica Rosalía se desarrolló en sentido perpendicular a la extensión E-W, a la que también se pueden asociar la deformación y actividad de los campos volcánicos Las Tres Vírgenes, El Aguajito y La Reforma desde el Plioceno.

Finalmente, desde las etapas tempranas de la formación del proto Golfo de California, en la región del golfo la actividad volcánica y la extensión han sucedido simultáneamente, por lo que una de las contribuciones importantes de este trabajo es la correlación entre zonas de fracturamiento a gran escala con el emplazamiento de magma máfico. La comprensión de la escala y la geometría interna de las crestas volcánicas y su asociación con eventos tectónicos representa una clave importante para visualizar la evolución de una gran parte de la región del circungolfo durante el Neógeno.

D. SÍNTESIS GENERAL

El análisis cinemático del fallamiento normal de las zonas Archelon y Bahía de los Ángeles en el flanco oriental de la Sierra La Libertad indica extensión hacia $079^\circ / 13^\circ$ en la primera y hacia $070^\circ / 15^\circ$ en la segunda, similar a las tendencias observadas regionalmente. El alineamiento formado por las manifestaciones de la actividad volcánica de composición basáltica, así como a la orientación de los diques alimentadores es perpendicular a esa orientación de extensión. El mismo tipo de análisis efectuado en la parte norte de la Sierra Las Flores muestra que σ_3 se orienta hacia 084° con una inclinación de 01° ($\sigma_1 = 204^\circ / 87^\circ$ y $\sigma_2 = 354^\circ / 02^\circ$), mientras que las fallas normales en granito de la parte occidental de la Sierra Las Ánimas arroja una solución cuyo valor de σ_3 se orienta hacia 097° con

inclinación de 22° ($\sigma_1 = 318^\circ / 62^\circ$ y $\sigma_2 = 194^\circ / 16^\circ$). A diferencia de las sierras anteriores, en ésta no se pueden correlacionar la dirección de la extensión con la distribución del volcanismo máfico ya que sus manifestaciones tienen una dispersión mayor. La orientación de σ_3 es similar en las tres sierras, lo que sugiere que la actividad basáltica de 12 Ma y el evento extensional están relacionados. En el costado oriental de la Sierra Las Ánimas, donde la actividad basáltica es considerablemente menor que en el interior de la cuenca de Bahía de los Ángeles, se observa que para la zona septentrional y el basamento granítico, la dirección de extensión es casi paralela, orientándose hacia 304° con buzamiento de 02° y hacia 118° con buzamiento de 03° , respectivamente. En ambas zonas el vector de compresión es casi vertical. El bloque de Punta El Soldado, en la misma costa, se interpreta como un bloque discreto cuya solución al análisis cinemático arrojó una extensión hacia 066° con inclinación de 04° , $\sigma_1 = 77^\circ$ hacia 179° y $\sigma_2 = 11^\circ$ hacia 334° .

El análisis cinemático en localidades espaciadas aproximadamente 4 km en la costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda indica que en todos los sitios, con excepción de uno, los vectores extensionales se orientan con dirección E-W y su inclinación promedio es de 13° , lo que sugiere que el régimen de esfuerzos puede corresponder a la deformación del periodo del *Basin and Range* del Mioceno. Sin embargo, de la comparación entre las rosas de lineamientos con respecto a la de la síntesis del análisis cinemático de la isla, se observa que los resultados son congruentes con una geometría en la que el fallamiento lateral se asocia al sistema transcurrente Ballenas. El sistema de fallamiento transforme Las Ballenas se localiza entre las grandes cuencas Guaymas y Delfín Inferior. En términos estructurales, la Cuenca Delfín Inferior tiene una cuenca interior mejor definida que la Cuenca Guaymas, aunque los edificios volcánicos en esta última son más claros, posiblemente por la cubierta de sedimentos más delgada. Ambas cuencas son asimétricas y los edificios volcánicos forman estructuras complejas fuera de la cuenca central, que pudieron haberse desarrollado en antiguos centros de dispersión que fueron desplazados por efecto de la extensión y acreción magmática. En la Cuenca Delfín Inferior se interpreta que los procesos de acreción magmática han desarrollado una corteza rígida y que la deformación principal y la actividad ígnea asociada debió haberse transferido hacia el norte. La presencia de por lo menos dos rifts con volcanismo asociado, a aproximadamente 8 y 18 km al NW de la cuenca, expresados como levantamientos en forma de horsts con edificios y otras estructuras volcánicas, sugiere que la actividad magmática y los efectos de la deformación extensional son más intensos hacia el norte de la cuenca y menores en la parte norte de la Isla Ángel de la Guarda.

Con respecto a las dorsales inferidas de las cuencas Salsipuedes Norte y Sur, la primera se localiza entre la punta sur de la Isla Ángel de la Guarda y Bahía de Las Ánimas y la segunda, entre la Isla Salsipuedes y la Sierra Agua de Soda. En ambas secciones aparecen amplios campos volcánicos. La dorsal del sur no parece indicar algún rasgo tectónico similar a una cuenca extensional. Entre esta zona y la dorsal norte existen series de fallas normales que definen cuencas donde la actividad volcánica aparece espaciada. El fallamiento es paralelo a los ejes σ_1 obtenidos para el fallamiento de desplazamiento lateral de la Sierra Las Ánimas y de los σ_1 obtenidos en la costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda, lo que sugiere su posible asociación. Por su parte, la dorsal del norte está definida por la presencia de complejos volcánicos alineados en zonas de rift y cuencas con intensa actividad volcánica. La dorsal puede tener relación, tanto por la extensa actividad basáltica como por el estilo estructu-

ral, con la parte norte de la Sierra Las Ánimas. Si la correlación es válida, entonces la edad de los campos volcánicos interpretados en la zona de la dorsal norte sería Mioceno

Desde las etapas tempranas de la formación del proto Golfo de California la actividad volcánica y la extensión han sucedido simultáneamente en la región, por lo que una de las contribuciones importantes de este trabajo es documentar en detalle la relación entre zonas de fracturamiento a gran escala y el emplazamiento de magma máfico. La comprensión de la escala y la geometría interna de las crestas volcánicas y su asociación con eventos tectónicos representa una clave importante para visualizar la evolución de una gran parte de la región del circungolfo durante el Neógeno.

En Bahía de los Ángeles, el alineamiento formado por las pequeñas manifestaciones de volcanismo basáltico en el oriente de la Sierra La Libertad, el intrusivo interpretado a partir de la prospección gravimétrica y los diques y lavas expuestos en la Sierra Las Flores, sugieren la existencia de diques alimentadores a gran escala que se emplazaron durante el Mioceno tardío. En la Fig. 23 se muestra la distribución de las manifestaciones basálticas a lo largo del segmento B-B', mientras que las manifestaciones orientales del Cerro Las Tinajas, cima y norte de la Sierra Las Ánimas y posiblemente las islas Los Gemelitos y Cabeza de Caballo estarían asociadas con otras fuentes someras. Sin embargo, la composición química similar y las variaciones mineralógicas con respecto a la composición química de las lavas de la Sierra Las Flores, oriente de la Sierra La Libertad y occidente de Las Ánimas, sugieren relaciones genéticas cercanas entre estos grupos de rocas. Se interpreta que los reservorios someros están conectados a una profundidad de aproximadamente 500 m por debajo del nivel del mar, extendiéndose desde la Sierra Las Flores hasta por lo menos la parte oriental de la Sierra Las Ánimas, pudiendo continuar hacia el Golfo de California. El ascenso de magma desde cámaras magmáticas más profundas obedece a un patrón de esfuerzos donde σ_1 y σ_3 satisfacen el patrón de deformación interpretado a partir del análisis estructural, caracterizado por fracturas con arreglo escalonado. Se considera en este modelo que el ascenso del magma involucra la evolución e interacción del patrón de conductos que son generados por las fracturas extensionales. Se ha documentado que en regiones con intensa actividad volcánica máfica existen zonas asísmicas localizadas a profundidades entre 2 y 7 km que indican razones altas de fluido / roca y se ha identificado que la actividad subvolcánica asociada con fisuras está relacionada con la acumulación de magma a profundidades en el rango de 300 m a 1700 m. Entre estas últimas profundidades se localiza la región de flotación neutral, en donde el magma se mueve lateralmente y migra hacia arriba siguiendo el patrón de fracturas tensionales en echelón. Suponiendo que la extensión vertical de la región donde se acumula el magma es aproximadamente simétrica con respecto a la zona de flotación neutral, el área de mayor acumulación de magma en el Dique Las Flores se localizaría por debajo de la Sierra Las Flores, a partir de donde el magma migraría lateralmente más de 15 km, hasta el Cerro Archelon. Se interpreta que el desarrollo de grandes diques alimentadores está controlado por fisuras orientadas perpendicularmente a σ_3 durante el régimen extensional casi E-W del Mioceno.

Basados en la distribución de crestas volcánicas en la zona occidental del Golfo de California, frente a las costas de Santa Rosalía-Cabo Vírgenes, se interpreta que estructuras similares al Dique Flores se desarrollaron durante el régimen extensional del Mioceno en la región del circungolfo. El edificio volcánico más importante de las crestas Tortuga y Rosalía es el Volcán Vírgenes. El alto

gravimétrico de este volcán resulta de un exceso de masa relacionado con la acumulación de cuerpos de magma basáltico formando intrusivos someros emplazados en roca encajonante granítica. El modelo geofísico de la Fig. 50 muestra las cimas de un dique y de cuerpos en forma de sills que se localizan cerca de 800 m por debajo de la superficie y que se extienden hasta profundidades del orden de los 1800 m. Los lineamientos circulares que se desarrollan en el Volcán Vírgenes deben ser fracturas formadas durante el emplazamiento de los cuerpos de magma subvolcánicos; éstos tienen velocidades características, densidades y susceptibilidades magnéticas correspondientes a basalto y andesita. Los edificios más grandes de las crestas volcánicas marinas deben tener una geometría interna similar a la modelada en el Volcán Vírgenes.

La geometría observada de los alineamientos volcánicos en Bahía de los Ángeles, en la región frente a la costa de Santa Rosalía y en el Canal Las Ballenas puede ser comparada con regiones como Islandia (Gudmundson, 1995), Hawaii (Ryan, 1987) e Italia (Sanderson, 1982). En esos lugares se ha documentado que los diques se conectan a reservorios magmáticos localizados a profundidades entre 1 km y 3 km, los que a su vez son alimentados por diques más profundos. En el ejemplo activo más cercano a la región, la distribución de hipocentros por debajo del Volcán Las Tres Vírgenes define una importante región asísmica en forma de dique estrato de más de 10 km de longitud en dirección N-S (Guerrero Guadarrama, 1998). Esta región se interpreta como un cuerpo de magma (?) que tiene una razón alta de fluido / roca que se mueve lateralmente hacia el norte.

Una de las implicaciones más importantes que se desprenden de la definición de este tipo de estructuras subvolcánicas es que ayuda a interpretar algunos de los campos volcánicos basálticos del oriente de la península y del interior del Golfo de California. En la península, los campos volcánicos están alargados en la dirección de las tendencias estructurales regionales, mientras que en el golfo la actividad volcánica, identificada a partir de imágenes de reflectividad y batimetría, desarrolla crestas submarinas. En ambas manifestaciones se observa que los reservorios magmáticos están encajonados en basamento granítico y metamórfico y que su emplazamiento fue acompañado por fallamiento normal, lo que define zonas de rift

V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

V.A. DISCUSIÓN

Uno de los problemas de correlación estratigráfica más importante en la región del Golfo de California y sus márgenes se refiere a la reconstrucción de la península para periodos anteriores a la formación del golfo. Smith (1991a) menciona que la distribución faunística y de edades radiométricas indican que un cuerpo de agua marina, similar en extensión al actual golfo existió hace unos 13 Ma, antes del propuesto protogolfo de California de origen tectónico. La sedimentación anterior al Neógeno es principalmente continental en la península aunque, con base en fechamientos en diques, Henry (1989) considera que el proceso de extensión pudo haber iniciado entre 32 y 24 Ma en una localidad de Sinaloa, durante las etapas iniciales del *Basin and Range*.

Las asociaciones marinas más viejas en la región del Golfo de California se encuentran en la parte suroccidental de la Isla Tiburón y son de 12 a 13 Ma (Smith, 1991a). La secuencia fosilífera marina consiste en un conglomerado volcánico sobreyacido por una unidad de detritos volcánicos de 12.9 ± 0.4 Ma con facies de areniscas también fosilíferas (Smith, 1991). Gastil *et al.* (1979) reportaron que la deformación en la isla ocurrió hace 9 Ma, unos 3 Ma antes que en la región de la península de Baja California y que las unidades fosilíferas de conglomerados tienen una edad entre 12 y 16 Ma, por lo que serían las más antiguas de la parte norte del Golfo. Sobre la misma región, Lee *et al.* (1996) sugirieron que el fallamiento normal inició entre los 15 y 13 Ma y que el fallamiento cesó entre los 6 y 4 Ma.

Hacia el occidente de la península, en la latitud de Loreto, Baja California Sur, la Fm. Isidro, que descansa sobre la Fm. San Gregorio del Oligoceno (23.4 ± 0.3 Ma; Hausback, 1984), contiene fauna tropical de afinidad caribeña similar a la de Bahía de los Ángeles, incluyendo depósitos de coquina. Smith (1984) interpretó que el ambiente de depósito de la Fm. Isidro es lagunar, similar a la actual Laguna de San Ignacio y muestra en sus columnas estratigráficas que esta formación está cubierta por capas no marinas de la Fm. Comondú, de la que un derrame de basalto alcalino en el Arroyo San Gregorio fue fechado en 14.5 ± 1.2 Ma por Hausback (1984). El mismo Hausback (1984) considera que la Fm. Isidro del Mioceno temprano a medio es el equivalente marino somero de la Fm. Comondú que se localiza hacia el oriente y cuya secuencia está dominada por derrames andesíticos, tobas riolíticas, depósitos volcanoclásticos de arco subaéreo y depósitos detríticos de abanicos aluvial. Hacia el norte, en la región de San Ignacio, la Fm. San Ignacio se encuentra entre el Basalto La Esperanza de 9.72 ± 0.29 Ma y derrames de andesita basáltica de 12.5 ± 0.4 Ma (Sawlan y Smith, 1984). En la parte norte de la caldera El Aguajito, Garduño-Monroy *et al.* (1993) describieron una secuencia volcánica similar con lavas almohadilladas. Aunque aún no se conoce la relación entre las Fms. San Ignacio e Isidro, las secuencias de rocas sedimentarias y volcánicas anteriores sugieren una conexión de aguas marinas tropicales desde el occidente de la Sierra La Giganta hasta por lo menos la latitud de la parte septentrional de la Isla Ángel de la Guarda y suroccidental de la Isla Tiburón, donde se han fechado rocas volcánicas asociadas con rocas sedimentarias marinas tan antiguas como 18.4 ± 0.5 Ma (Tabla 1) y hasta 16 Ma (Gastil *et al.*, 1979), respectivamente. Entre las islas y la región de San Ignacio se encuentra la secuencia volcánica andesítica de 17.7 ± 0.6 y 17.9 ± 0.7 (Tabla 1) intercalada con sedimentos marinos

en la Sierra Las Ánimas. Se observa de la reconstrucción de las grandes islas de la Fig. 51, que resulta de cerrar las porciones con piso oceánico de las grandes cuencas del golfo, una tendencia NNW-SSE de estas asociaciones. Lo anterior sugiere una conexión entre el Océano Pacífico y el protogolfo durante el Mioceno Temprano y Medio. Además, es notable la orientación paralela de las cuencas de Bahía de los Ángeles, Bahía Las Ánimas y Bahía San Rafael con respecto a la tendencia estructural de la corteza subsidida a los costados de las cuencas, por lo que se propone que la conexión marina tiene un origen estructural relacionado con la extensión temprana de la provincia del *Basin and Range* en esta región.

A nivel de interacción entre placas, se observa de la posición de las anomalías magnéticas que intersectan a la paleotrinchera (Fig. 52) que la subducción debió haber cesado hace unos 17 o 18 Ma en el extremo septentrional de la península (Lonsdale, 1991; Bohannon y Parsons, 1995). Hacia el sur de la placa Guadalupe, la dorsal dejó de ser activa hace unos 12.5 Ma de manera casi simultánea hasta la latitud del Abanico Magdalena (23.5° N; Lonsdale, 1991). Se han propuesto varios modelos para tratar de explicar los efectos en el continente por la captura de la placa Pacífico (Atwater, 1970 y 1989; Dickinson y Snyder, 1979). En ese sentido, la extensión del Basin and Range se interpreta que obedece a la remoción de la placa oceánica subducionada durante el reestablecimiento de una zona de subducción más inclinada que siguió al periodo laramídico cuando la inclinación de la zona de Benioff era muy baja (Atwater, 1989). Bohannon y Parsons (1995) ofrecen un modelo de litósfera de esta porción del sistema cordillerano, donde se hacen consideraciones térmicas y mecánicas de las cortezas oceánica y continental, además de las cinemáticas de modelos anteriores. Estos autores muestran perfiles en los que se presentan estimaciones de esfuerzos (yield stress) con base en modelos de isotermas y composición de las cortezas (Fig. 4). En estos perfiles se indican zonas de debilidad importantes en ambos lados del cinturón batolítico que coinciden en lo general con la distribución del volcanismo del Mioceno al Reciente en la mayor parte de la península (Gastil *et al.*, 1979). En el modelo se presenta la evolución de las isotermas en un ambiente de subducción donde la placa consumida es cada vez más joven, hasta el momento en que la subducción cesa y las isotermas se retraen hacia la trinchera. Además, se propone una distribución litológica basada en una composición generalizada de la corteza para diferentes sectores en un perfil que corresponde a la latitud de Los Ángeles, California, que es bastante similar a la corteza del norte de Baja California. En la Fig. 4 se presenta la variación en los valores del esfuerzo cortante, tanto en la corteza continental como en la oceánica, en función de la temperatura y la profundidad. El resultado, grosso modo, es un perfil de distribución de esfuerzos (yield stress) en la litósfera, desde el océano hasta la provincia del *Basin and Range*. El perfil es particularmente útil pues muestra zonas de debilidad que están sujetas a rompimiento por efecto de la captura de placas, por donde, dadas las condiciones de fusión parcial del manto, se elevarán las isotermas y la actividad volcánica tendrá lugar. El modelo está diseñado para predecir zonas de ruptura, de tal forma que al cesar la subducción, la margen occidental de la península será capturada por el movimiento hacia el NW de la placa oceánica. El primer efecto de la captura es el desarrollo del sistema de desplazamiento derecho de Tosco-Abreojos (Spencer y Normark, 1979) en la porción meridional de la península y del complejo de fallas del borde continental San Clemente en el norte de la península (Fig. 52) en una zona que correspondería a D en la Fig. 4. Es importante tomar en cuenta que el prisma acrecional externo de la figura está pobremente desarrollado en Baja California, por lo que las distancias a partir de la trinchera se reducen en casi 100

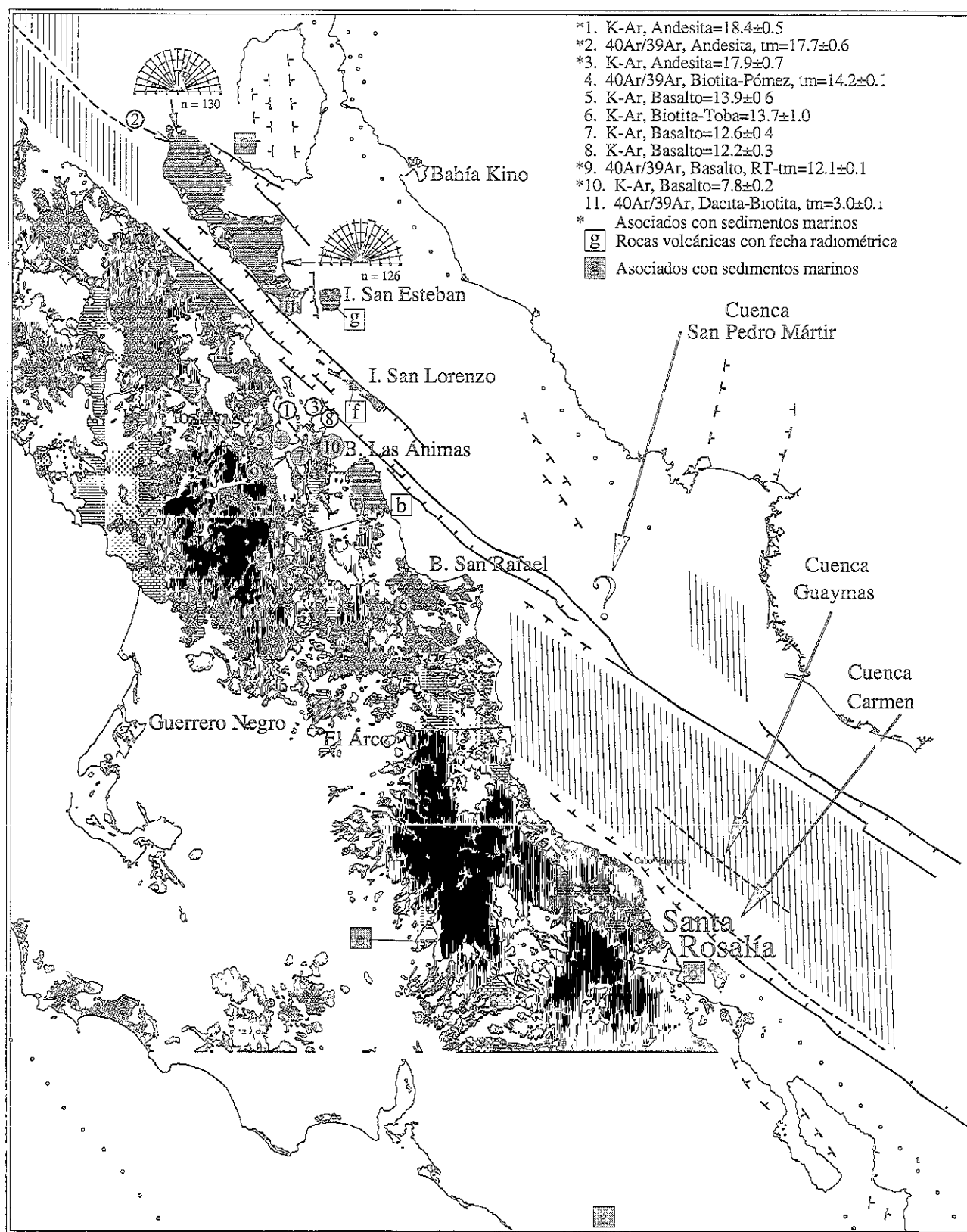


Fig. 51. Reconstrucción del Golfo de California después de cerrar las cuencas donde existe piso oceánico. Las zonas con líneas verticales representan corteza continental sujeta a subsidencia de las márgenes de la península y continente (tomado de Lonsdale, 1989). Las direcciones y cantidad de desplazamiento para cada una de las cuencas fueron de $139^\circ / 153$ km para Delfín Superior, $139^\circ / 103$ km para Delfín Inferior, $136^\circ / 45$ km para Canal Las Ballenas-Salsipuedes, $134^\circ / 60$ km para San Pedro Mártir y $145^\circ / 162$ km para Guaymas. Se observa que la orientación de las zonas deprimidas es casi paralela a los límites de Bahía de los Ángeles, Bahía Las Ánimas y Bahía San Rafael, cuyos límites son estructurales y sugieren que la evolución de las estructuras en la península antecede a la formación de las cuencas del Golfo de California. La orientación de los lineamientos interpretados de imágenes de satélite que aparecen en la Isla Ángel de la Guarda sugieren que la isla está girada cerca de 10° en el sentido de la manecillas del reloj, posiblemente por extensión en el Canal Las Ballenas. Se numeran las localidades con las edades radiométricas presentadas en este trabajo y con letras, en orden decreciente, otras localidades con fechamientos radiométricos con asociación de sedimentos marinos mencionados en el texto. a) Hausback, 1984, b) Gastil *et al.*, 1979, c) Smith, 1991a, d) Smith, 1991b, e) Sawlan y Smith, 1984, f) Escalona Alcázar, 1999, g) Desonie, 1992. Se eliminaron las coordenadas para evitar confusión debida a la reconstrucción.

km. Posteriormente, hace unos 10 Ma, el movimiento principal se trasladó a la posición actual del Golfo. Durante este periodo se observa actividad volcánica en regiones correspondientes a **D** (serie andesítica de la Fm. Rosarito Beach en la costa occidental entre Tijuana y norte de San Quintín; Gastil *et al.*, 1975). Al mismo tiempo, la actividad volcánica calciocalina en la margen oriental de la península correspondería a la zona marcada con **G** en la Fig. 4, antes del desarrollo de sistema transforme San Andrés-Golfo de California. La zona marcada con **F** de la misma figura corresponde al batolito peninsular y es una región gruesa y resistente en donde no se observa actividad volcánica, excepto en la parte sur de Baja California, donde se interpreta que la corteza es aproximadamente 10 km más delgada (Fig. 4b y 4c) que la del norte de la península (Núñez-Cornú *et al.*, 1996) y sur de California (Bohannon y Parsons, 1995).

De acuerdo con lo anterior, la distribución de la actividad volcánica basáltica del Mioceno tardío fue controlada por el espesor de la corteza y su fracturamiento con tendencia NNW-SSE después de cesar la subducción, mientras que la actividad de, por ejemplo, la Provincia Andesítica de 17 a 22 Ma, tiene una orientación marcadamente paralela a la zona de subducción. La reconstrucción de las grandes islas de la Fig. 51 indica que las rocas de 17.7 ± 0.6 Ma del norte de la Isla Ángel de la Guarda se ubican en esa provincia y que la correlación estratigráfica entre las unidades volcánicas de la isla y de la región de Bahía de los Ángeles no es posible.

En la región de Santa Rosalía, las crestas volcánicas Rosalía y Tortuga, orientadas 310° y 290° , respectivamente, representan dos casos particulares relacionados con estructuras en las extensiones de zonas de fractura del Golfo de California. En las sierras de la región de Bahía de los Ángeles los vectores extensionales varían de occidente a oriente desde 070° hasta 097° , mientras que en la parte oriental de la Sierra Las Ánimas, estos vectores en fallas en el basamento granítico se orientan hacia 304° y 118° , sugiriendo que existe menor influencia de la deformación del golfo conforme las áreas están más alejadas de éste. En el occidente de la Isla Ángel de la Guarda los vectores extensionales se orientan en promedio en dirección E-W, aunque es probable que la isla haya rotado ligeramente en el sentido de las manecillas del reloj durante su migración hacia el sureste durante el Plioceno, según lo sugieren las rosas de lineamientos estructurales de la Fig. 51. De los lineamientos interpretados de imágenes de satélite en la isla, sólo los localizados en el extremo norte son paralelos a las fallas normales orientadas 030° que delimitan la Cuenca Delfín Inferior. Esta cuenca, marcadamente asimétrica,

tiene aproximadamente la mitad de la anchura de la Cuenca Delfin Superior, más antigua, de donde se infiere que su desarrollo debió iniciar hace unos 2.5 Ma. Los lineamientos estructurales de los extremos septentrional y meridional del Canal Las Ballenas muestran una tendencia marcada de sus orientaciones hacia el NNE, similar a las interpretadas en la Isla Ángel de la Guarda, lo que sugiere una deformación contemporánea, posiblemente hacia finales del periodo del *Basin and Range*. Lo anterior se apoya además en el hecho de que sólo las imágenes que pasan sobre, o muy cerca de la zona de falla Ballenas orientada hacia el NW, tienen lineamientos paralelos a esa zona.

Las manifestaciones volcánicas, así como los rasgos interpretados como diques que se identifican en el fondo del Canal Las Ballenas, probablemente se relacionan con la zona de falla plio-cuaternaria, excepto las que se localizan al NE de la Sierra Las Ánimas. La cercanía de estas últimas a los derrames basálticos del Mioceno medio de la sierra y su posición en el lado occidental de la zona de falla, permite correlacionarlas. Los derrames interpretados al norte de Bahía Las Ánimas y oriente de la Sierra Agua de Soda posiblemente tengan una edad similar y las cuencas embrionarias Salsipuedes no pudieron identificarse a partir de los rasgos estructurales (Fig. 39). Los derrames de lava de esta última región pueden también ser del Plioceno, contemporáneas a una brecha de derrame del sur de la Isla Ángel de la Guarda, que comparte características litológicas y temporales con las islas San Lorenzo (Escalona Alcázar, 1999) y San Esteban (Desonie, 1992) y parte occidental de la Sierra Las Ánimas (Fig. 51).

En la cuenca formada entre las sierras La Libertad y Las Ánimas, las rocas piroclásticas que cubren parcialmente al basamento granítico se encuentran en posición cercana a la de su depositación, indicando que la fisiografía actual es muy similar a la que existía por lo menos hace 14 Ma, con pendientes cercanas a los 60° en el occidente de la Sierra Las Ánimas. El conjunto granítico y piroclástico fue afectado por el emplazamiento de diques de basalto y de andesita basáltica a lo largo de fisuras que siguen la tendencia del fallamiento normal hacia el NW. En vista de que no se observaron diques cortados por fallas normales, se considera que el emplazamiento de éstos y la extensión orientada ENE-WSW ocurrió simultáneamente, durante el Mioceno medio, desarrollando zonas de rift donde se emplazó el magma basáltico.

Los análisis químicos de elementos mayores y traza indican que el conjunto de rocas de todas las áreas, incluyendo las de la Isla San Esteban (Desonie, 1992) pertenecen a la serie calcialcalina. En general, las rocas volcánicas tienen un contenido de K medio, salvo algunas andesitas basales de la Sierra Las Flores y tobas riolíticas de la Sierra Las Ánimas e Isla Ángel de la Guarda que son de K alto. Se infiere a partir de los diagramas Harker que las rocas del interior de Bahía de los Ángeles están genéticamente relacionadas y que han derivado por cristalización fraccionada de un magma padre de composición basáltico andesítica rico en olivino y clinopiroxeno. Las anomalías de Nb sugieren la asimilación parcial de rocas ricas en ilmenita del batolito peninsular oriental.

En Bahía de los Ángeles, de la correlación entre el contenido modal y la composición química de las rocas intermedias y básicas entre el Cerro Archelon y la Sierra Las Flores se interpreta la evolución de magmas en reservorios someros debidos a transporte lateral. Este fenómeno se efectuó en la zona de flotación neutral del magma, lo que explica la distribución espaciada de la actividad volcánica. Además, se interpreta que el traslape de las envolventes del contenido modal y químico entre la porción

septentrional de la Sierra Las Flores y los cerros Los Triates puede explicar las variaciones observadas a lo largo de un dique regional de más de 15 km de longitud, debidas al transporte lateral del magma. De acuerdo con las observaciones de campo y un perfil gravimétrico orientado E-W, se interpreta que el cuerpo intrusivo se aloja en las rocas graníticas (Fig. 23). En la figura anterior se interpreta además que en dirección E-W, los reservorios someros están conectados a una profundidad de aproximadamente 500 m, desde la Sierra Las Flores hasta por lo menos la parte oriental de la Sierra Las Ánimas, pudiendo continuar hacia el Golfo de California. El ascenso de magma desde cámaras magmáticas más profundas obedece a un patrón de esfuerzos en echelón, donde σ_1 y σ_3 satisfacen el patrón de deformación interpretado a partir del análisis estructural. Se considera en este modelo que el ascenso del magma involucra la evolución e interacción del patrón de conductos que son generados por las fracturas extensionales con la roca encajonante. Entre los 300 m y 1700 m de profundidad se localiza la región de flotación neutral del Dique Las Flores (Fig. 23).

Con base en la distribución de crestas volcánicas frente a las costas de Santa Rosalía, se interpreta que estructuras similares al Dique Las Flores se desarrollaron durante el régimen extensional del Mioceno en la región del circungolfo. El alto gravimétrico del Volcán Virgenes es el resultado de un exceso de masa relacionado con la acumulación de cuerpos de magma basáltico formando intrusivos someros emplazados en roca encajonante granítica. El modelo geofísico muestra las cimas de diques y cuerpos en forma de sills que se localizan a 800 m de profundidad y que se extienden hasta profundidades cercanas a los 1800 m. Los lineamientos circulares que se desarrollan en el Volcán Virgenes se interpretan como fracturas formadas durante el emplazamiento de intrusivos subvolcánicos de composición basáltica o andesítica. Se infiere que los edificios más grandes de las crestas volcánicas marinas pueden tener una geometría interna similar a la modelada en el Volcán Virgenes.

V.B. CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

De acuerdo con los objetivos planteados, se presentan en este trabajo las relaciones estratigráficas de las regiones de Bahía de los Ángeles y zona occidental de la Isla Ángel de la Guarda logrando identificar, con apoyo de fechamientos isotópicos, evidencias de incursiones marinas en zonas con actividad volcánica del Mioceno temprano y medio en la parte central del Golfo de California. Hasta ahora, estas son las edades más antiguas reportadas en la región del circungolfo y se propone una conexión marina desde por lo menos la región de San Isidro, Baja California Sur hasta el norte de la Isla Ángel de la Guarda. Se infiere que la conexión fue a través de cuencas estructurales orientadas NNE-SSW, a cuyo desarrollo se debe la fisiografía actual de las cuencas de Bahía de los Ángeles y Bahía Las Ánimas.

La actividad volcánica de composición basáltica de Bahía de los Ángeles sucedió en el Mioceno medio y se asocia inequívocamente con el periodo extensional ENE-WSW del *Basin and Range*. Sobrepuesta a ésta se identificó que la deformación asociada a la zona de falla Ballenas del Plioceno-Pleistoceno tiene influencia en un ámbito muy cercano. En la margen peninsular existen evidencias de fallas de desplazamiento lateral cuya densidad y magnitud de movimiento disminuye notablemente a sólo 20 km de la zona de falla, mientras que en la Isla Ángel de la Guarda puede ser más extensa.

La actividad volcánica del Mioceno medio está genéticamente relacionada a la extensión del *Basin and Range*. Se propone que esta actividad se asocia a diques regionales emplazados en zonas de rift. Las evidencias en Bahía de los Ángeles son geoquímicas, estructurales y geofísicas, mientras que frente a las costas de Santa Rosalía las evidencias son geofísicas. Una de las aportaciones más importantes de este trabajo es la definición de la geometría interna de este tipo de diques regionales que puede extenderse a varios campos volcánicos basálticos del oriente de la península y del interior del Golfo de California. En la península, los campos volcánicos son alargados en la dirección de las tendencias estructurales regionales, mientras que en el golfo la actividad volcánica identificada a partir de imágenes de reflectividad y batimetría desarrolla crestas submarinas. En ambas manifestaciones se observa que el desarrollo de los reservorios magmáticos sucedió en basamento granítico y metamórfico y que su emplazamiento está acompañado por fallamiento normal que define zonas de rift.

Actualmente se están desarrollando proyectos de cartografía geológica regional, estudios de geoquímica y geocronología en Bahía Las Ánimas e Isla San Lorenzo que permitirán ampliar y detallar las correlaciones estratigráficas de las unidades del Neógeno. Con el fin de definir el estilo de emplazamiento de otros campos volcánicos basálticos, se tiene proyectado extender estas investigaciones hasta la región de El Arco, Baja California. Para ello se propone apoyar las cartografías con métodos potenciales y de anisotropía magnética. En las zonas en las que se localizan los perfiles del proyecto COR-TES-P96, se realizará un modelo de estructura cortical a partir de la interpretación de la sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo, con lo que se conocerá la variación del espesor de la corteza, posiblemente adelgazada desde el periodo del *Basin and Range*. Para correlacionar la actividad volcánica interpretada a partir de las imágenes de reflectividad en piso del Golfo de California con la cartografiada en la península y las islas, es necesario hacer análisis químicos y geocronológicos de las manifestaciones volcánicas marinas. Lo anterior se logrará detallando la cartografía del fondo con sísmica de reflexión y batimetría y con campañas de dragado.

VI. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allmendinger, R.W., Marrett, R.A. and Cladouhos, R., 1989, Fault Kinematics, version 2.1, a program for analyzing fault slip data for the Macintosh computer.
- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L. and Rangin, C., 1981, Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico, *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 347-357.
- Atwater, T., 1989, Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, *en* : E.L. Winterer, D.M. Hussong, and R.W. Decker, editors, *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. N, p. 21-72.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America, *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3518-3536.
- Axen, G., 1995, Extensional segmentation of the main gulf escarpment, Mexico and United States, *Geology*, v. 23, p. 347-357.
- Ballina-López, H.R., 1985, Estudio geofísico en la zona geotérmica de Tres Vírgenes, B.C.S., *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, v. 1, 21-43.
- Bard, J.P., 1980, *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*, Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 264 pp.
- Barillas Cruz, E.M., 1995, *Estratigrafía volcánica y deformación neogénica en la Sierra las Animas, Baja California*, Tesis de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 47 pp.
- Batiza, R., 1978, Geology, petrology, and geochemistry of Isla Tortuga, a recently formed tholeiitic island in the Gulf of California, *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, 1309-1324.
- Batiza, R., 1977, Oceanic crustal evolution. Evidence from the petrology and geochemistry of isolated oceanic central volcanoes, Ph.D. Thesis, University of California, San Diego, 295 pp (inédita).
- Best, M.G., 1982, *Igneous and metamorphic petrology*, W.H. Freeman and Company, New York, 630 pp.
- Bigioggero, B., Chiesa, S., Zanchi, A., Montrasio, A. and Vezzoli, L., 1995, The Cerro Mucenaes volcanic center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift, *Geological Society of America Bulletin*, v. 107-9, p. 1108-1122.
- Bohannon, R.G. and Parsons, T., 1995, Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions, *Geological Society of America Bulletin*, v. 107-8, p. 937-959.
- Brooks, E.R., Ramsdell, J.B. and Schiffman, P., 1997, Arc-related Tertiary volcanic and sedimentary rocks in the Sierra Salorio, Baja California, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 29-7, p. A-418.
- Campa-Uranga, M.F. and Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, 1040-1051.
- Campbell, M. and Crocker, J., 1993, Geology west of the Canal de Las Ballenas, Baja California, Mexico, *en* R.G. Gastil and R.H. Miller, editores., *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*, Geological Society of America Special Paper 279, p. 61-76.
- Capra, L., Macías, J.L., Espindola, J.M. and Siebe, C., 1998, Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 80, 239-266.

- Capra, L., Macías, J.L., Espíndola, J.M. y Siebe, C., 1996, Actividad pliniana del volcán La Virgen, complejo volcánico de Tres Vírgenes (Baja California Sur, México): Mecanismos eruptivos y evolución magmatológica, *Geos*, v. 16-4, p. 221-222.
- Carmichael, R.S., 1989, Magnetic properties of minerals and rocks. In: Carmichael, R.S., editor, *Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals*. CRC Press, Inc., Florida, p. 299-358.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V., 1987, *Volcanic successions: modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*, Unwin Hyman Ltd, London, UK, 528 pp.
- Clarke, D., 1993, *NewPet for DOS*, Memorial University of Newfoundland, Department of Earth Sciences, Centre for Earth Resources Research.
- Coney, P.J., Jones, D.L. and Monger, J.W.H., 1980, Cordilleran suspect terranes, *Nature*, v. 288, p. 329-333.
- Cooper, G.R.J., 1991. *Geomodel. 2.5 dimensional interactive magnetic and gravity modelling v.1.3*. Department of Geophysics, University of Witwatersrand, Johannesburg, South Africa.
- Costa, J.E. and Baker, V.R., 1981, *Surficial geology: building with the Earth*, John Wiley & Sons, 498 pp.
- Couch, R.W., Ness, G.E., Sánchez-Zamora, O., Calderón-Riveroll, G., Doguin, P., Plawman, T., Coperude, S., Huehn, B. and Gumma, W., 1991, Gravity anomalies and crustal structure of the Gulf and Peninsular Province of the Californias, *en* J.P. Dauphin and B.R. Simoneit, editores, *American Association of Petroleum Geologists Memoir 47*, p. 25-46.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979, *The interpretation of igneous rocks*, George Allen & Unwin, London, UK, 450 pp.
- Curry, J.R., Moore, D.G., Kelts, K. and Einsele, G., 1982, Tectonics and geological history of the passive continental margin at the tip of Baja California, *en*: Curry, J.R., and Moore, D.G., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 64, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, p. 1089-1121.
- Dañobeitia, J.J., Córdoba, D., Delgado-Argote, L.A., Michaud, F., Bartolomé, R., Farrán, M., Carbonell, R., Núñez-Cornú, F. and CORTES-P96 Working Group, 1997, Expedition gathers new data on crust beneath Mexican west coast, *EOS*, v. 78, 565-572.
- Dañobeitia, J.J., Delgado-Argote, L., Michaud, F., Carbonell, R., Canales, J.P., Ayarza, P. y Grupo Marino CORTES-P96, 1996, *Informe de la Campaña evolución tectónica del margen continental oeste de México: fosa Mesoamericana y Golfo de California*, 123 pp (inédito).
- Dauphin, J.P. and Ness, G.E., 1991, Bathymetry of the Gulf and Peninsular Province of the Californias. *en* Dauphin, J.P. and Simoneit, B.R., editores, *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir 47*, 21-23.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992, *An introduction to the rock-forming minerals*, Second Edition, Longman Scientific & Technical, Longman House, Burnt Mill, Harlow, Essex CM20 2JE, England, 696 pp.
- De La Fuente, M.F., Mena, M. and Aitken, C.L.V., 1992, *Cartas Gravimétricas de la República Mexicana*, Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, México.
- Delgado-Argote, L. A., 1996, Actividades del proyecto geofísico marino y de sismica de refracción CORTES-P96, *GEOS*, v.16-2, p.109-111.

- Delgado-Argote, L.A. and García-Abdeslem, J., 1999, Shallow Miocene basaltic magma reservoirs in the Bahía de los Angeles Basin, Baja California, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v 88-1, p.29-46.
- Delgado-Argote, L.A. y Frias-Camacho, V., 1996, Interpretación estructural del Canal de Ballenas, Golfo de California a partir de imágenes de reflectividad, *Geos Boletín*, v 16-4, p. 228-229
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M. and Perrilliat, M.C., 1999, Geologic Reconnaissance of Bahía de los Angeles, Baja California, Central Gulf of California, *en* H. Delgado, G. Aguirre and J. Stock, editors, *Cenozoic Tectonics and Volcanism of México*, Geological Society of America Special Paper 334 (en prensa).
- Delgado-Argote, L.A., Escalona-Alcázar, F. y López-Martínez, M., 1998, Reconstrucción de las grandes islas a partir de rasgos estructurales y de depósitos marinos del protogolfo de California, *GEOS*, v. 18-4, p. 294.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M. y Escalona-Alcázar, F., 1997, Geoquímica y geocronología del volcanismo de Bahía de los Angeles-Isla Angel de la Guarda, IV Reunión Internacional Sobre Geología de la Península de Baja California, Sociedad Geológica Peninsular (sin páginas).
- Delgado-Argote, L.A., Castrejón-González, I., Escalona-Alcázar, F.J. y Mendoza-Borunda, R., 1995, Reconocimiento estructural y litológico de la margen occidental de la Isla Ángel de la Guarda e interpretación fotogeológica, *Geos Boletín*, v 15-2, p. 105.
- Demant, A., 1981, Plio-Quaternary volcanism of the Santa Rosalia area, Baja California, Mexico, *en* L. Ortlieb and J. Roldán, editores, *Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona*, Field Guides and Papers, Cordilleran Meeting, the Geological Society of America, p 295-307.
- 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*, v. 52, p. 123-140.
- Dickinson, W.R. and Snyder, W.S., 1979, Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform, *Journal of Geology*, v. 87, p.609-627.
- Durham, W.P., 1950, Megascopic paleontology and marine stratigraphy, pt.2 of 1940 E.W. Scripps Cruise to the Gulf of California, *Geological Society of America Memoir* 43, 216 pp.
- Edwards, B.R. and Russell, J.K., 1998, Time scales of magmatic processes. New insights from dynamic models for magmatic assimilation, *Geology*, v. 26, p. 1103-1106.
- Einsele, G., Gieskes, J.M., Curray, J., Moore, D.M., Aguayo, E. and 14 more, 1980, Intrusion of basaltic sills into highly porous sediments, and resulting hydrothermal activity, *Nature*, v. 283, p. 441-445
- Escalona Alcázar, F.J., 1999, Reconocimiento geológico de las islas San Lorenzo y Las Ánimas y la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas, Baja California central, Tesis de Maestría en Ciencias, División de Ciencias de la Tierra, CICESE, 124 pp.
- Escalona-Alcázar, F.J., 1996, Estratigrafía volcánica y deformación neogénica de la zona El Paladar, costa SW de la isla Angel de la Guarda, Golfo de California, Tesis de Licenciatura, Escuela de Ingeniería de Minas, Metalurgia y Geología, Universidad Autónoma de Zacatecas, 45 pp.
- Escalona-Alcázar, F.J. y Delgado-Argote, L.A., 1998, Descripción estratigráfica de la zona El Paladar y litología de la Isla Angel de la Guarda, Golfo de California, *GEOS*, v. 18-3, p. 197-205.

- Fabriol, H., Delgado-Argote, L.A., Dañobeitia, J.J., Córdoba, D., González, A., García-Abdeslem, J., Bartolomé, R. and Martín-Atienza, B., 1999, Backscattering and geophysical features of volcanic rifts offshore Santa Rosalia, Baja California Sur, Gulf of California, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 93, p. 75-92.
- Fenby, S.S. and Gastil, R.G., 1991, *Geologic-Tectonic map of the Gulf of California and surrounding areas*, en: J.P. Dauphin and B.R. Simoneit, editores, *American Association of Petroleum Geologists Memoir 47*, p. 79-83.
- García-Abdeslem, J., 1996, GL2D: A Fortran program to compute the gravity anomaly of a 2-D prism where density varies as a function of depth, *Computers and Geosciences* v. 22, p. 823-826.
- Garduño-Monroy, V.H., Vargas-Ledezma, H. and Campos-Enríquez, J.O., 1993, Preliminary geologic studies of Sierra El Aguajito (Baja California, Mexico): a resurgent-type caldera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 59, p.47-58.
- Gastil, R.G., 1993, Prebatholithic history of peninsular California, en R.G. Gastil and R.H. Miller, editores, *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*, *Geological Society of America Special Paper 279*, p. 145-156.
- Gastil, R.G. and Fenby, S.S., 1991, Detachment faulting as a mechanism for tectonically filling the Gulf of California during dilatation, en: *The Gulf and Peninsular Province of the Californias* J.P. Dauphin and B.R. Simoneit, editores, *American Association of Petroleum Geologists Memoir 47*, p. 371-375.
- Gastil, R.G., Miller, R., Anderson, P., Crocker, J., Campbell, M., Buch, P., Lothringer, C., Leier-Engelhardt, P., DeLatre, M., Hobbs, J. and Roldán-Quintana, J., 1991, The relation between the Paleozoic strata on opposite sides of the Gulf of California, en: E. Pérez-Segura and C. Jacques-Ayala, editores, *Studies of Sonoran Geology*, *Geological Society of America Special Paper 254*, p. 7-17.
- Gastil, R.G., Diamond, J., Knaack, Ch. Wallawander, M., Marshall, M., Boyles, C., Chadwick, B. and Erskine, B., 1990, The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California, en: J.L. Anderson, editor, *The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism*, *Geological Society of America Memoir 174*, p. 19-32.
- Gastil, R.G., Krummenacher, D. and Minch, J., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California, *Geological Society of America Bulletin*, v. 90, p. 839-857.
- Gastil, R.G., Phillips, R.F. and Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California, *Geological Society of America Memoir 140*, 170 p.
- GEODAS CD-ROM, 1993. National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, USA.
- Glazner, A.F., 1990, Recycling of continental crust in Miocene volcanic rocks from the Mojave block, southern California, en Anderson, J.L., editor, *The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism: Boulder Colorado*, *Geological Society of America Memoir 174*, p. 147-168.
- Gudmundsson, A., 1995, Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 64, p. 1-22.
- Guerrero Guadarrama, J.L., 1998, Actividad sísmica del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S., México, *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, v. 14, p. 87-100.
- Hausback, B.P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, en Frizzel, Virgil A. Jr., editor, *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section S.E.P.M.*, v 39, p. 219-236.

- Hazlett, R. W., 1990, Extension-related Miocene volcanism in the Mopah Range volcanic field, southeastern California, *en* Anderson, J.L., editor, The Nature and origin of Cordilleran magmatism: Boulder Colorado, Geological Society of America Memoir 174, p. 133-145.
- Henry, C D , 1989, Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California, Geological Society of America Bulletin, v.101, p.1147-1156.
- Herrera Recinos, J.R., 1995, Análisis estructural e historia geológica del oriente de la Sierra Las Animas, Bahía Las Animas, Baja California, Tesis Ingeniero Geólogo, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 41 pp.
- 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.
- Howell, D.G , Jones, D.L. and Schermer, E.R., 1985, Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region, *en* D.G. Howell, editor, Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, Number 1, Houston, Texas, U.S.A., p. 3-30.
- Hubbert, M.K., 1948, A line-integral method of computing the gravimetric effects of two-dimensional masses Geophysics, v. 13, p 215-225.
- Humphreys, E.D. and Weldon III, R.J., 1991, Kinematic constraints on the rifting of Baja California, *en* J. P. Dauphin and B.R. Simonet, editores, The Gulf and Peninsular Province of the Californias, American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, p. 217-230.
- IGPET 3.21, 1994 Version, Terra Softa Inc., 155 Emerson Rd. Somerset, NJ 08873 (manual de 45 pp.)
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1989, Fotografías aéreas de la Isla Angel de la Guarda, líneas 34, 35, 36 y 37 de la zona H12-7, escala 1: 75 000.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1984. Carta Geológica 1:250,000, Santa Rosalia G12-1. Aguascalientes, México.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1983. Carta Geológica 1:250,000, Isla San Esteban H 12-10. Aguascalientes, México.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1977, Carta geológica Bahía de los Angeles H12C52 (escala 1:50,000), Aguascalientes, Aguascalientes, México.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1973a, Banco de nivel de primer orden 14306. Reporte Interno, Aguascalientes, Aguascalientes, México.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1973b, Base gravimétrica ACIC 4715-1 Reporte Interno, Aguascalientes, Aguascalientes, México.
- International Association of Geodesy, 1971, Geodetic Reference System 1967, Bulletin of Geodesy Special Publication 3, 116 pp.
- Karig, D E and Jansky, W., 1972, The proto-Gulf of California, Earth and Planetary Science Letters, v 17, p. 169-174.
- Kelts, K., Curray, J.R. and Moore, D.G., 1982, Introduction and explanatory notes: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 64: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, p. 5-26.

- Layer, P.W., Hall, C.M. and York, D., 1987, The derivation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of single grains of hornblende and biotite by laser step-heating, *Geophysical Research Letters*, v. 14, p. 757-760.
- Ledbetter, M.T. and Sparks R.S.J., 1979, Duration of large-magnitude explosive eruptions deduced from grade bedding in deep-sea ash layers, *Geology*, v. 7, p. 240-244.
- 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*, v. 108, p. 505-525.
- Legg, M.R., Wong, V. and Suárez-V., F., 1991, Geologic structure and tectonics of the inner continental borderland of northern Baja California, *en* J. P. Dauphin and B.R. Simoneit, editores, *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, p. 145-178.
- Le Maitre, R.W., editor, 1989, *A classification of igneous rocks and glossary of terms*, Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Lonsdale, P., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California, *en* J. P. Dauphin and B.R. Simoneit, editores, *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, p. 87-125.
- Lonsdale, P., 1989, Geology and tectonic history of the Gulf of California, *en* E.L. Winterer, D.M. Hussong, and R.W. Decker, editores, *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. N, p. 499-521.
- Lonsdale, P. and Becker, K., 1985, Hydrothermal plumes, hot springs, and conductive heat flow in the southern trough of Guaymas basin, *Earth and Planetary Science Letters*, v.73, p.211-225.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F. y Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-x para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas, *Actas INAGEQ 1*(Instituto Nacional de Geoquímica, A.C.), México, p.237-242.
- Ludwig, W.J., Nafe, J.E. and Drake, C.L., 1971, Seismic refraction, *en* A.E. Maxwell, editor, *The Sea*, v.4-1, *New Concepts of Sea Floor Evolution*, Wiley – Interscience, New York, p. 53-84.
- Lyle, M. and Ness, G.E., 1991, The opening of the southern Gulf of California, *in* J. P. Dauphin and B.R. Simoneit, editors, *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, p. 403-423.
- MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H. and Guilford, C., 1982, *Atlas of igneous rocks and their textures*, Longman Group Limited, England, 148 pp.
- Martín-Barajas, A. y Delgado-Argote, L.A., 1995, *Monografía geológico-minera de Baja California*, Secretaría de Desarrollo del Gobierno del Estado de Baja California, 112 pp, 44 Figs., 14 tablas y 3 mapas, Mexicali, Baja California, México.
- 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*, v. 107-4, p. 407-424.
- Medina, F., Mora, G. y Delgado, L., 1994, Contenido de elementos traza en obsidias del Volcán San Luis Gonzaga, B.C., *Geos*, v. 14-5, p.92.
- Mendoza-Borunda, R. and Axen, G., 1995, Preliminary analysis of the late Cenozoic structural history of the southeastern Sierra Juarez fault zone in the vicinity of the main Gulf Escarpment, III International Meeting Geology of the Baja California Peninsula, Peninsular Geological Society, p. 126-127

- Mora-Álvarez, G., 1993, Relaciones estratigráficas y geocronológicas entre las unidades volcánicas de la Sierra Santa Úrsula, en Sonora y el magmatismo de la región del Golfo de California, *en* Delgado-Argote, L.A. y Martín-Barajas, A., editores, Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México, Monografía No. 1, Unión Geofísica Mexicana, p 123-146.
- Mora Alvarez, G. y Moreno Rivera, V., 1994, Procedimientos para análisis químico de potasio por fotometría de flama en el Laboratorio de Geocronología del CICESE, Informe Técnico, Comunicaciones Académicas, clave CIGOT9403, Serie Geología, CICESE, 49 pp.
- Munguía, L. y Wong, V., 1995, Estudio de sismicidad en la zona geotérmica Las Tres Vírgenes, Baja California Sur, *en* F. Medina-Martínez, L.A. Delgado-Argote y G. Suárez-Reynoso, La Sismología en México. 10 Años Después del Temblor de Michoacán del 19 de Septiembre de 1985 (M=8.1), Monografía No. 2, Unión Geofísica Mexicana, p. 198-211.
- Muehlberger, W.R., compilador, 1992, Tectonic map of North America - Southwest Sheet, scale 1:5,000,000-, American Association of Petroleum Geologists.
- Nava, A. and Brune, J.N., 1982, Source mechanism and surface wave excitation for two earthquakes in northern Baja California, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 73, p. 739-763.
- National Geophysical Data Center, NOAA (NGDC), 1988, ETOPO5 Digital relief of the Surface of the Earth, Boulder, Colorado.
- Nicholson, C., Sorlien, C.C., Atwater, T., Crowell, J.C. and Luyendyk, B.P., 1994, Microplate capture, rotation of the western Transverse Ranges, and initiation of the San Andreas transform as low-angle fault system, *Geology*, v. 22, p. 491-495.
- Ninkovich, D., Sparks, R.S.J. and Ledbetter, M.T., 1978, The Exceptional Magnitude and Intensity of the Toba Eruption, Sumatra: An Example of the Use of Deep-sea Tephra Layers as a geological Tool, *Bulletin of Volcanology*, v 41-3, p. 286- 298.
- Núñez-Cornú, F., Frez, J., Montana, C., Munguía, L., Nava, A., González, J., Mendoza, L., Aragón, M., Sánchez-Mora, C., Morandi, M., Madrid, J. y Grupo de Perfiles Sísmicos del CICESE, 1996, Un modelo de la estructura de la corteza para el sistema de fallas de San Andrés, en la zona fronteriza México-EEUU, *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, v. 12-1, p. 43-51.
- Olhoeft, G.R. and Johnson, G.R., 1989, Densities of rocks and minerals, *en* R.S. Carmichael, editor, *Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals*, CRC Press, Boca Raton, Florida, p. 140-176.
- Ortlieb, L., 1991a, Quaternary vertical movements along the coasts of Baja California and Sonora, *en* J.P. Dauphin and B.R. Simonet, editores, *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, p.447-480.
- Ortlieb, L., 1991b, Quaternary shorelines along the northeastern Gulf of California; geochronological data and neotectonic implications, *en* Pérez-Segura, E., and Jacques-Ayala, C., editores, *Studies of Sonoran Geology*, Geological Society of America Special Paper 254, p. 95-120
- Price, N.J. and Cosgrove, J.W., 1990, *Analysis of geological structures*, Cambridge University Press, Cambridge, G B., 502 pp.
- Radelli, L., 1989, The ophiolites of Calmalli and the Olvidada nappe of northern Baja California and west-central Sonora, Mexico, *en* P.L. Abbott, editor, *Geologic Studies in Baja California*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 79-85.

- Rebollar, C.J. y Castillo-Román, J., 1995, Análisis de microsismicidad registrada en un acelerógrafo en el norte de la isla Angel de la Guarda, Baja California, *en* F. Medina-Martínez, L.A. Delgado-Argote y G. Suárez-Reynoso, editores, *La Sismología en México: 10 años después del Temblor de Michoacán del 19 de Septiembre de 1985 (M = 8.1)*, Monografía No.2, Unión Geofísica Mexicana, p. 236-239.
- Rebollar, C.J., Castillo Román, J. y Uribe, A., 1995, Parámetros de fuente de la actividad sísmica que ocurrió en marzo de 1993 en la Bahía de las Animas, Baja California, *en* F. Medina-Martínez, L.A. Delgado-Argote y G. Suárez-Reynoso, editores, *La Sismología en México: 10 años después del Temblor de Michoacán del 19 de Septiembre de 1985 (M = 8.1)*, Monografía No.2, Unión Geofísica Mexicana, p. 229-235.
- Rendón Márquez, G., 1995, Técnicas petrográficas para el estudio de rocas y sedimentos en el laboratorio de petrología del CICESE. Informe Técnico, Comunicaciones Académicas clave CTGOT9501, Serie Geología, CICESE, 33 pp.
- Rollinson, H.R., 1993, *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group UK Ltd, 352 pp.
- Romero-Espejel, H., 1996, Estructura y petrología en el norte de Sierra Juárez, Baja California. Tesis de Maestría, División de Ciencias de la Tierra, CICESE, 155 pp. (inédita).
- Ryan, M.P., 1988, The mechanics and three-dimensional internal structure of active magmatic systems: Kilauea Volcano, Hawaii, *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 4213-4248.
- Ryan, M.P., 1987, Neutral buoyancy and the mechanical evolution of magmatic systems, B.O. Mysen, editor, *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*, The Geochemical Society, Special Publication No.1, Pennsylvania State University, Pennsylvania 16802 U.S.A., p. 259-287.
- Ryan, M.P., Blevins, J.Y.K., Okamura, A.T. and Koyangi, R.Y., 1983, Magma reservoir subsidence mechanics: Theoretical summary and application to Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 4147-4181.
- Sánchez-Velasco, R., 1996, Aspectos generales del proyecto geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S., México, *Geotermia*, Revista Mexicana de Geoenergía, v. 12, p. 115-124.
- Sanderson, T.J.O., 1982, Direct gravimetric detection of magma movements at Mount Etna. *Nature*, v. 297, p. 487-490.
- Sanderson, T.J.O., Berrino, G., Corvado, G. and Grimaldi, M., 1983, Ground deformation and gravity changes accompanying the March 1981 eruption of Mount Etna, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 16, p. 299-315.
- Saunders, A.D., Rogers, G., Marriner, G.F., Terrell, D.J. and Verma, S.P., 1987, Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: Implications for the petrogenesis of post-subduction magmas, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 32, p. 223-245.
- Sawlan, M.G., 1991, Magmatic evolution of the Gulf of California rift, *en* J.P. Dauphin and B.R. Simoneit, editores, *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, p. 301-369.
- Sawlan, M.G., 1981, Late Cenozoic volcanism in the Tres Virgenes area, *en* L. Ortlieb and J. Roldán, editores, *Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona*, Field Guides and Papers, Cordilleran Meeting, the Geological Society of America, p. 309-319.

- 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., v 39, p. 237-251.
- Secretaría de Marina, 1987, *Atlas/Memoria del levantamiento geofísico de la Zona Económica Exclusiva y margen continental oeste de México*, SMPO8710, México.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F. and Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, *Geological Society of America Special Paper* 278, Boulder, Colorado, 153 pp.
- Shaw, H.R., 1980, The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface, *en* R B Hargraves, editor, *Physics of Magmatic Processes*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, p. 201-264.
- Smellie, J.L., Millar, I.L., Rex, D.C. and Butterworth, P.J., 1998, Subaqueous, basaltic lava dome and carapace breccia on King George Island, South Shetland Islands, Antarctica, *Bulletin of Volcanology*, v. 59, p. 245-261.
- Smith, J.T., 1991a, Cenozoic marine mollusks and paleogeography of the Gulf of California, *en* J.P. Dauphin and B.R. Simonet, editores, *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, p. 447-480.
- Smith, J.T., 1991b, New strontium isotope and molluscan data from Santa Rosalía imply longer period of Neogene sedimentation in the Boleo basin, Baja California Sur, Mexico, *Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with Programs*, p. A195.
- Smith, J.T., 1984, Miocene and Pliocene marine mollusks and preliminary correlations, Vizcaino Peninsula to Arroyo La Purísima, northwestern Baja California Sur, Mexico, *en* Frizzell, Virgil A. Jr., editor, *Geology of the Baja California Peninsula*, Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 39, p. 197-217.
- Spencer, J.E. and Normark, W.R., 1979, Tosco-Abrejos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico, *Geology*, v. 7, p. 554-557.
- Stock, J. and Hodges, K.V., 1990, Miocene to Recent structural development of an extensional accommodation zone, northeastern Baja California, Mexico, *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 315-328.
- Stock, J. and Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate, *Tectonics*, v.8, p. 99-115.
- Talwani, M., Worzel, J.L. and Landesman, M., 1959, Rapid gravity computation for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *Journal of Geophysical Research*, v. 64, p. 49-59.
- Taylor, S.R. and S.M. McLennan, 1985, *The continental Crust: its composition and evolution*, Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Vázquez Jaimés, M.E., 1999, Estudio de deformación y actividad volcánica en el área de Bahía Las Animas, B.C., Tesis de Maestría en Ciencias, División de Ciencias de la Tierra, CICESE (en proceso).
- Verma, S.P., Lozano-Santa Cruz, R., Girón-García, P. y Velasco, F., 1996, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas, *Actas INAGEQ 2* (Instituto Nacional de Geoquímica, A.C.), México, p.237-242.
- Viggiano-Guerra, J.C., 1992, El pozo desviado LV-2A (Las Tres Vírgenes, B.C.S.). petrología e interpretación, *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, v. 8, p. 373-394.

- Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis*, Chapman and Hall, London, UK, 466 pp.
- Wood, D.A., 1980, The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 50, p. 11-30.
- Zanchi, A., 1994, The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico: from basin and range extension to transtensional tectonics, *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 1619-1639.
- Zelt, C.A., 1989, Seismic structure of the crust and upper mantle in the Peace River Arch region, Ph. D. Thesis, University of British Columbia, Vancouver, Canada.
- Zelt, C.A. and Smith, R.B., 1992, Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophysical Journal International*, v. 108, p. 16-34.

ANEXO I. PETROGRAFÍA DE ROCAS REPRESENTATIVAS DEL ÁREA DE BAHÍA DE LOS ÁNGELES E ISLA ÁNGEL DE LA GUARDA

En este anexo se presenta la descripción petrográfica de las rocas ígneas representativas de la región de Bahía de los Ángeles e Isla Ángel de la Guarda utilizadas para la descripción de la estratigrafía y selección de muestras para análisis químicos y geocronológicos. Las muestras están numeradas sucesivamente y están separadas según la zona a la que pertenecen, indicando la clave de campo. Entre paréntesis se indican las coordenadas UTM obtenidas con GPS portátil, seguido del área de muestreo. Se presenta la descripción de campo y el contenido de SiO₂ que aparece en las tablas de análisis por Fluorescencia de Rayos X. Las tablas de conteo de puntos (605) indican en el primer renglón el mineral identificado, seguido por los renglones del conteo de puntos para cinco áreas representativas de la lámina delgada (121 puntos por área) y el total para cada mineral. El último renglón indica la composición modal. A la derecha de las tablas se presenta la clasificación con base en el análisis petrográfico y la clasificación de acuerdo con el diagrama TAS (LeMaitre, 1989). El significado de las abreviaturas en las tablas, en orden alfabético, son las siguientes: Aug=augita, Biot=biotita, Cpx=clinopiroxeno, F=fenocristales, FK=feldespatos potásicos, Hb=hornblenda, M=matriz, Ol=olivino, Opx=ortopiroxeno, Ox=óxidos, Pig=pigeonita, Plg=plagioclasa, Px=piroxeno, Q=cuarzo. Los cristales considerados en la matriz corresponden a microfenocristales cuyo diámetro, de acuerdo al criterio de MacKenzie *et al.* (1982), varía entre 0.05 y 0.5 mm

A. SIERRA LA LIBERTAD

1. MUESTRA BAQ-3 (249 622 / 3206.626) - Cerro Archelon

CLASIFICACION DE CAMPO: Derrame de basalto con olivino y piroxeno y textura traquítica porfírica

CONTENIDO DE SiO₂: 53.2 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Cristales hasta de 0.5 mm. Andesina >> labradorita en cristales subhedrales y anhedrales prismáticos.

Piroxeno: Cristales subhedrales de augita de 0.1 mm en promedio, pero alcanzan hasta 1.7 mm en crecimiento paralelo al de la plagioclasa. Puede tener inclusiones de olivino y llega a presentar sobrecrecimiento de ortopiroxeno. Aproximadamente el 50% del clinopiroxeno cristaliza simultáneamente con la plagioclasa.

Olivino: Cristales hasta de 1mm, euhedrales y subhedrales. Son frecuentes los bordes de iddingsita y las fracturas rellenas de serpentina. Normalmente los cristales están orientados en el sentido del flujo. Las inclusiones de magnetita son comunes. El olivino con bordes de reacción indica que son cristales de formación temprana atrapados en el flujo. La alteración es deutérica.

Oxidos. Cristales hasta de 0.05 mm en inclusiones en olivino y clinopiroxeno y cristálitos en la matriz. Otros. Parches de clorita, calcita y epidota (< 0.1mm) intersticial que indica alteración deutérica selectiva.

Textura: Holocristalina, inequigranular porfírica.

Plg	Ol	Aug	Ox	Muestra BAQ-3
97	7	16	1	Andesita basáltica porfírica de olivino-augita.
79	34	8	0	Andesita basáltica de acuerdo con el diagrama TAS
39	72	10	0	
107	3	9	2	
101	11	8	1	
423	11	8	1	=605
69.9	21.0	8.4	0.7	=100 %

2. MUESTRA BAQ-2 (249.43 / 3206.285) - Cerro Archelon

CLASIFICACION DE CAMPO: Derrame de basalto de olivino con textura porfirítica traquítica

CONTENIDO DE SiO₂: 53.38 %

MINERALOGIA:

Plagioclase: Labradorita euhedral temprana de 0.5 a 1.2 mm. Se presentan algunos cristales esqueléticos con inclusiones de clinopiroxeno. La andesina es la plagioclase más abundante. Es común la textura zonada y los cristales en la matriz varían de 0.03 hasta 0.1 mm en un arreglo traquítico junto con oligoclase tardía en cristales aciculares.

Piroxeno: Cristales euhedrales y subhedrales de augita de hasta 1.0 mm con bordes ligeramente absorbidos en la matriz. Arreglo glomerofírico de augita con un ortopiroxeno.

Olivino: Cristales hasta de 1.5 mm euhedrales y subhedrales, con inclusiones de plagioclase. Son comunes los bordes de iddingsita.

Oxidos: Cristales hasta de 0.02 mm en la matriz y hasta de 0.1 mm en inclusiones en olivino y clinopiroxeno.

Textura: Holocristalina, seriada porfirítica.

Plg		Ol	Aug	Ox	Muestra BAQ-2 Andesita basáltica según el diagrama TAS / Andesita porfirítica de Ol
F	M				
0	81	10	28	2	
1	92	2	21	5	
0	92	0	26	3	
0	65	37	14	5	
3	89	0	22	7	
4	419	49	111	22	=605
0.7	69.3	8.1	18.3	3.6	
70.0		8.1	18.3	3.6	=100 %

3. MUESTRA BAQ-1 (248.728 / 3206.301) - Cerro Archelon

CLASIFICACION DE CAMPO: Andesita basáltica de piroxeno, traquítica y parcialmente oxidada

CONTENIDO DE SiO₂: 53.86 %

MINERALOGIA:

Plagioclase: Son claras dos generaciones de plagioclases: la primera está formada por labradorita temprana euhedral y subhedral de 0.3 a 1.0 mm, que presenta intercrecimientos comunes de augita; la segunda generación está formada por andesina-labradorita subhedrales en la matriz de cristales hasta de 0.3 mm (promedio 0.15) en arreglo pseudotraquítico por flujo.

Augita: Cristales desde euhedrales y anhedral hasta de 0.8 mm. Es común el intercrecimiento con ortopiroxeno (hiperstena?) y plagioclase. La augita es abundante en la matriz en cristales hasta de 0.05 mm. El ortopiroxeno está sólo en fenocristales y ausente en la matriz.

Olivino: Cristales hasta de 1.0 mm euhedrales y subhedrales y un cristal fragmentado de 2 mm en el sentido del eje c. El olivino está ausente en la matriz. Los fenocristales comúnmente presentan coronas de iddingsita.

Oxidos: Cristales hasta de 0.05 mm en la matriz y hasta de 0.15 mm en inclusiones en olivino y clinopiroxeno.

Matriz: Es alto el contenido de calcita que ocupa planos paralelos a la foliación. Los carbonatos junto con la iddingsita se formaron por alteración deutérica.

Textura: Traquítica con glomerofiros de hasta 2 mm formados por agregados de Cpx+Ol+Plg. Los cristales en los agregados glomerofíricos pueden ser hasta de 0.8 mm.

Plg		Aug		Ol	Ox	Muestra BAQ-1 Andesita, con base en el contenido de M (Streckeisen). Con base en el diagrama TAS es una andesita basáltica
F	M	F	M			
6	91	1	13	7	3	
0	104	0	12	0	5	
1	95	0	20	0	5	
0	82	19	17	0	3	
0	95	0	14	10	2	
7	467	20	76	17	18	=605
1.0	77.3	3.3	12.6	2.8	3.0	
78.3		15.9		2.8	3.0	=100 %

4. MUESTRA BAQ-5 (251.538 / 3202 982) - Cerro Los Angelitos

CLASIFICACION DE CAMPO Derrame de basalto de olivino, textura traquítica porfirítica con glomerocristales.

CONTENIDO DE SiO_2 : 53.96 %

MINERALOGIA:

Glomerocristales: Formados por labradorita zonada (andesina hacia los bordes), augita, ortopiroxeno y olivino. Los glomerocristales varían entre 3.5 y 5 mm, de manera que puede tratarse de un xenolito formado por 30.6% de plagioclasa, 9.9% de olivino y 59.5% de piroxenos, que corresponde a un gabro de olivino en el sentido estricto (Le Maitre, 1989). Es notable la ausencia de óxidos en los fenocristales, los que son comunes en la matriz

Fenocristales:

Plagioclasa. Andesina con textura seriada fina

Augita. Cristales euhedrales y subhedrales de hasta 1.0 mm.

Olivino. Cristales hasta de 2.5 mm euhedrales y subhedrales, con inclusiones de óxidos euhedrales. Varían desde cristales frescos hasta parcialmente iddingsitizados.

Matriz En la matriz los minerales máficos son más o menos equigranulares y la augita se presenta en mucha mayor cantidad que el olivino.

Plg		Aug		Ol	Ox	MUESTRA BAQ-5 Según el diagrama TAS es una andesita basáltica Petrográficamente es una andesita de Olivino al eliminar los Glomerocristales
F	M	F	M			
2	84	2	13	14	6	
35	68	3	10	0	5	
9	94	5	10	0	3	
3	80	1	7	27	3	
9	91	1	15	0	5	
58	417	12	55	41	22	=605
9.6	68.9	2.0	9.1	6.8	3.6	
78.5		11.1		6.8	3.6	=100 %

5. MUESTRA BAQ-6 (251.600 / 3200.270) - Cerro El Querubín

CLASIFICACION DE CAMPO. Andesita basáltica de clinopiroxeno y olivino con textura afanítica traquítica. Contiene xenolitos de granito.

CONTENIDO DE SiO_2 : 54.39 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Fenocristales de andesina y labradorita hasta de 0.5 mm, más o menos en la misma proporción. En algunas labradoritas se llegan a observar inclusiones de augita. Los cristales son euhedrales y anhedral. La labradorita forma los cristales más grandes, aunque se identificó una andesina de 1 mm. Los cristales zonados son comunes.

Augita. Cristales euhedrales y anhedral de hasta 0.02 mm. Son comunes como microlitos en la matriz de vidrio desvitrificado. Un cristal hasta de 0.8 mm aloja matriz de vidrio en fracturas

Olivino: Los cristales son principalmente anhedral hasta de 0.3 mm. Más del 90% de los cristales está iddingsitizado totalmente

Oxidos: Cristalitos en la matriz. Los cristales anhedral hasta de 0.01 mm se localizan cerca de los fenocristales de olivino y clinopiroxeno. Estos últimos normalmente presentan bordes de reabsorción.

Matriz: La matriz es hipocristalina desvitrificada que, a diferencia de los xenolitos, no presenta calcita.

Xenolitos Xenolito máfico de 2 mm, reabsorbido parcialmente con alteración propilitica intensa (clorita, calcita, albita). Xenolito félsico de 3.4 mm formado únicamente por feldespatos potásico >> cuarzo con fracturas rellenas de matriz que incluye cristalitos de óxidos y calcita. Los bordes no muestran absorción, por lo que se infiere que fue atrapado cerca de la superficie.

Textura: Traquítica hipocristalina de grano fino. El conteo siguiente excluye a los xenolitos.

Plg		Aug		Ol	Ox	Matriz	MUESTRA BAQ-6	
F	M	F	M				Andesita basáltica de acuerdo con el diagrama TAS.	
0	25	0	5	5	2	84		
3	16	0	0	3	0	99		
0	13	0	2	3	0	103		
4	20	1	4	1	1	90		
2	15	0	7	5	0	92		
9	89	1	18	17	3	468	=605	
1.5	14.7	0.1	3.0	2.8	0.5	77.4		
	16.2		3.1	2.8	0.5	77.4	=100 %	

6. MUESTRA BAQ-7 (251.834 / 3200.270) - Cerro El Almacén

CLASIFICACION DE CAMPO: Andesita basáltica de olivino con textura traquítica porfirítica que cubre a tobas de 14 Ma.

CONTENIDO DE SiO₂: 54.21 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Sólo en la matriz en arreglo traquítico equigranular (0.1 a 0.3 mm). La composición es andesina-oligoclasa. Es característica la ausencia de fenocristales.

Clinopiroxeno: La augita parece ser el único clinopiroxeno. Los cristales son subhedrales a anhedrales hasta de 0.02 mm, distribuidos en la matriz.

Olivino: Son los únicos fenocristales importantes y con frecuencia se presentan rotados. Sus dimensiones varían desde aproximadamente 0.2 mm en la matriz, hasta cristales de 2.3 mm, principalmente euhedrales. Algunos cristales están iddingsitizados parcialmente, desarrollando texturas dendríticas a partir de fracturas. Se interpreta que los fenocristales bordeados por los cristales de la matriz son xenocristales, mientras que los de la matriz son contemporáneos al derrame. Según diagrama Di-Fo-An (Fig. 6.26 de Bard, 1980), esta roca pudo haber empezado a cristalizar olivino desde los 1400°C y alcanzar el eutéctico a los aproximadamente 1280°C, donde cristalizaron simultáneamente las tres fases. Algunos fenocristales pueden tener inclusiones de plagioclasa.

Oxidos: Son abundantes en cristallitos en la matriz y como inclusiones en los fenocristales. En estos últimos se observan los más grandes, que alcanzan hasta 0.05 mm, lo que indica también por lo menos dos momentos de cristalización.

Matriz: La matriz está dominada por las proporciones de Plg-Cpx-Ol que se indica en la tabla adjunta. El vidrio, mayormente desvitrificado, es localmente abundante y forma bandas paralelas a la dirección del flujo. El conjunto es hipocristalino y no hay evidencias de alteración hidrotermal.

Textura: Traquítica equigranular hipocristalina de grano fino.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz	MUESTRA BAQ-7	
F	M	F	M	F	M	F	M		Andesita basáltica de acuerdo con el diagrama TAS.	
0	60	0	6	24	10	0	2	19	Andesita basáltica de Ol	
0	39	0	2	8	2	0	3	67		
0	45	0	3	9	5	1	6	52		
0	34	0	2	42	4	0	6	33		
0	56	0	4	3	5	0	3	50		
0	234	0	17	86	26	1	20	221	=605	
0	38.7	0	2.8	14.2	4.3	0.2	3.3	36.5		
	38.7		2.8		18.5		3.5	36.5	=100 %	

7. MUESTRA 2-V-95 (251.0 / 3198.0) - Triate del Fondo (Enmedio)

CLASIFICACION DE CAMPO: Dacita de hornblenda porfirítica que posiblemente sea parte de un domo.

CONTENIDO DE SiO₂: 67.7 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Oligoclasa-andesina en cristales hasta de 3.7 mm. Son comunes los cristales zonados con sobrecrecimiento. Predominan los cristales euhedrales y subhedrales; estos últimos muestran

con frecuencia bordes reabsorvidos en la matriz. Se encontró un cristal de labradorita. También son abundantes los cristallitos de plagioclasa en la matriz desvitrificada.

Feldespatos alcalinos. Se identifica un feldespato potásico anhedral con estructura de rejilla de microperitita hasta de 0.3 mm con bordes de reacción con la matriz.

Piroxenos: Los piroxenos están intensamente alterados deutéricamente formando pseudomorfoconstituidos por clorita y óxidos de Fe. Se interpreta que en su mayoría es pigeonita, aunque se identifica augita y ortopiroxeno en algunos relictos. Los cristales de clinopiroxeno llegan a medir hasta 1.3 mm, mientras que los de ortopiroxeno alcanzan una longitud de 1.6 mm. La augita parece ser la composición única de clinopiroxeno. Los cristales son subhedrales a anhedrales hasta de 0.02 mm, incluidos en la matriz. Podría tratarse de johannsenita, una variedad rica en manganeso de la serie diopsida-hedenbergita.

Oxidos: Están ampliamente distribuidos en la matriz y se confunden fácilmente con los pequeños cristales de piroxeno.

Matriz: La matriz está dominada por cristallitos de Plg>>FK, vidrio desvitrificado, microlitos de máficos opacos y óxidos. No presenta orientación preferente, lo que indica su baja fluidez. Se puede definir como hipohialina.

Textura: Porfírica de grano medio.

Plg		FK		Px		Ox		Matriz	MUESTRA 2-V-95 Dacita porfírica de 2 Px De acuerdo con el diagrama TAS es una dacita.
F	M	F	M	F	M	F	M		
8	22	53	0	0	0	0	0	38	
76	4	0	0	0	0	0	1	40	
52	6	4	0	7	0	2	0	50	
36	5	0	0	11	0	0	1	68	
20	7	0	0	4	0	0	1	89	
192	44	57	0	22	0	2	3	285	=605
31.7	7.4	9.4	0	3.6	0	0.3	0.5	47.1	
39.1		9.4		3.6		0.8		47.1	=100%

8. MUESTRA BAQ-10 (252.322 / 3198.632) - Cerro Triate Norte

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto de olivino y piroxeno afanítico que cubre a dacitas.

CONTENIDO DE SiO₂: 53.48 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Los cristales euhedrales y subhedrales identificables en la matriz son de andesina-oligoclasa en arreglo traquítico equigranular de 0.1 mm en promedio. Se identificaron algunos cristales de labradorita en la matriz y como inclusiones en olivino. Es característica la ausencia de fenocristales.

Olivino: El olivino define a los fenocristales más frecuentes con dimensiones que alcanzan hasta 1.5 mm. En la matriz son también abundantes. Varían desde euhedrales hasta anhedrales. Prácticamente todos presentan coronas de iddingsita que puede ocupar incluso la parte central. En los cristales más grandes llega a desarrollarse serpentina en el centro. Son abundantes las inclusiones de óxidos euhedrales (magnetita) y eventualmente de labradorita (?). Salvo el desarrollo de iddingsita, no se observan bordes de reacción con la matriz. Los fenocristales están bordeados por los cristales de la matriz y se interpreta que algunos son xenocristales, mientras que los de la matriz son contemporáneos al derrame. Según el diagrama Di-Fo-An (Fig. 6.26 de Bará, 1980), el magma pudo haber empezado a cristalizar Ol desde los 1400°C y alcanzar el eutéctico a los aproximadamente 1280°C, donde cristalizaron simultáneamente las tres fases.

Piroxenos: La augita es el piroxeno dominante. Cristales subhedrales de clinopiroxeno de 0.5 mm presentan intercrecimiento de ortopiroxeno en aparente continuidad óptica. El cristal aislado más grande de ortopiroxeno mide 0.2 mm.

Oxidos: Son abundantes los cristales euhedrales de hasta 0.05 mm en los fenocristales de olivino y en la matriz. Se llegan a encontrar cristales subhedrales en olivino hasta de 0.1 mm. Posiblemente las dimensiones indiquen también dos momentos de cristalización.

Matriz: La matriz está dominada por las proporciones de Plg-Ol y vidrio, según se muestra en la tabla adjunta. El vidrio, mayormente desvitrificado es localmente abundante y forma bandas paralelas a la dirección del flujo que en muestra de mano se observa con claridad. El conjunto es hipocristalino y no hay evidencias de alteración hidrotermal, aunque se presentan concentraciones de calcita en algunas porciones de la matriz que, junto con la alteración de los olivinos, puede indicar una alteración deutérica incipiente.

Textura: Traquítica equigranular hipocristalina de grano fino.

Plg		Px		Ol		Ox		Matriz	Muestra BAQ-10	
F	M	F	M	F	M	F	M			
0	19	0	4	0	8	0	0	90	Andesita basáltica de acuerdo con el diagrama TAS	
0	44	0	2	6	11	0	3	55	Andesita basáltica de olivino	
0	31	0	3	0	6	0	3	78		
0	20	0	2	25	8	0	3	63		
0	18	0	2	0	7	0	7	87		
0	132	0	13	31	40	0	16	373	=605	
0	21.8	0	2.2	5.1	6.6	0	2.6	61.7		
21.8		2.2		11.7		2.6		61.7	=100 %	

9. MUESTRA BAQ-9 (251.75 / 3198.379); Triate del Fondo (Enmedio)

CLASIFICACION DE CAMPO: Dacita porfirítica o hialoporfirítica.

CONTENIDO DE SiO₂: 53.7 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Oligoclasa-Andesina en cristales euhedrales y subhedrales hasta de 1.6 mm, aunque existen megacristales hasta de 3 mm. Son comunes los cristales zonados con sobrecrecimiento y menos frecuencia, muestran intercrecimiento. Es común la corrosión en los planos perpendiculares al eje c. En la matriz pueden estar en proporciones importantes como microlitos sin embargo, por sus dimensiones no pueden identificarse.

Feldespato potásico: Se observaron cristales anhedrales de feldspato potásico de 0.2 mm con bordes parcialmente absorbidos en la matriz.

Piroxenos: Se presentan dos tipos de clinopiroxenos. Son abundantes los pseudomorfos de clinopiroxenos (posiblemente augita ferrífera) formados por clorita y abundantes minerales opacos (magnetita secundaria?) concentrada hacia el centro de los cristales. La alteración es completa por asimilación, sin embargo, en dos cristales se midió la extinción de vestigios equivalentes a augita. La augita sin alteración es escasa en cristales euhedrales de hasta 0.2 mm. En su lugar, la pigeonita identificada a partir de su ángulo de extinción entre 10° y 25°, es el piroxeno más abundante en cristales euhedrales hasta de 0.8 mm. Es frecuente que se encuentren incluidos en la plagioclasa, lo que indica su cristalización relativamente temprana.

Oxidos: Están ampliamente distribuidos en la matriz en cristales menores a 0.05 mm que le imprimen una susceptibilidad magnetica baja a la roca y en las partes centrales de los pseudomorfos de piroxeno.

Matriz: La matriz está dominada por cristalitos de plagioclasa, vidrio desvitrificado y óxidos. Localmente, los cristalitos y microlitos están orientados y muestran flujo alrededor de los fenocristales indicando su baja fluidez.

Textura: Hipocristalina porfirítica.

Plg		FK		Px		Ox		Matriz	MUESTRA BAQ-9	
F	M	F	M	F	M	F	M			
28	1	0	0	4	2	0	0	86	Andesita hialofirica de 2 Px De acuerdo con el	
36	0	0	0	4	1	0	0	80	diagrama TAS es una andesita basáltica.	
61	0	0	0	1	0	0	0	59	PxM= pseudomorfo	
9	0	0	0	10	13	0	1	88		
23	0	0	0	5	8	0	1	84		
157	1	0	0	24	24	0	2	397	=605	
26	0	0	0	4	4	0	.03	65.6		
26		0		8		0.3		65.6	=100 %	

10. MUESTRA BAQ-4 (249.62 / 3206.626); Archelon Norte

CLASIFICACION DE CAMPO: Toba pumicítica rica en biotita Infrayace al basalto BAQ-3.

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Fragmentos de oligoclasa y andesina hasta de 1.5 mm y menores de feldespato potásico con textura Schiller hasta de 1mm. No se observan bordes de reacción en ninguno de los cristales.

Biotita: Abundante en cristales euhedrales y fragmentados con ocasionales inclusiones de minerales opacos (magnetita).

Hornblenda: Fragmentos hasta de 0.8 mm

Fragmentos líticos: Andesita hasta de 0.5 mm con fenocristales de andesina y augita. Los fragmentos de vidrio son hasta de 0.5 mm típicamente redondeados y eventualmnete deformados (shards). Opacos: Distribuidos en la matriz vítrea, como inclusiones en biotita y hornblenda y ocasionamente muy abundantes en fragmentos de pómez.

Matriz: La matriz es vítrea sin soldamiento con dirección de flujo clara pero mal desarrollada por su baja fluidez

Textura: Con soldamiento incipiente.

Máficos									Matriz		MUESTRA 3AQ-4
Plg	FK	Biot	Hb	Px	Pmz	FL	Ox				
18	0	1	0	0	12	0	0	90			Toba pumicítica rica en biotita
3	3	3	0	0	36	3	0	73			FL= Fragmento lítico
1	0	5	0	0	91	0	0	24			Pmz=Pómez
17	1	0	0	0	5	0	0	98			Hb= Hornblenda
0	1	6	0	0	20	4	0	90			Fr= Fragmentos
39	5	15	0	0	164	7	0	375	=605		F= En fenocristales
64	0.8	2.5	0	0	27.1	1.2	0	62.0			M= Matriz
											Biot= Biotita
	7.2		2.5		27.1		1.2	62.0	=100 %		

B. SIERRA LAS FLORES

11. MUESTRA 12.1.92 (255.35 / 3194.4), h= 240 m; Circo de la cima oriental Las Flores. Montículo de basalto afanítico cubierto con costras de caliche hasta de 4 cm que forma parte de un circo de cinco montículos con sedimentos en el centro que forman una playa.

CLASIFICACION DE CAMPO: Andesita basáltica con fenocristales de olivino y piroxeno.

CONTENIDO DE SiO₂ 58.99 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Andesina>>labradorita. Ambos son subhedrales y anhedrales en cristales hasta de 1 mm con marcada tendencia a alinearse en la dirección del flujo. Los cristales euhedrales pueden presentar zonación concéntrica. Ocasionalmente llegan a presentar inclusiones de olivino, piroxeno, magmáticas y, en menor grado, de magnetita. Las relaciones entre cristales puede ser de intercrecimiento, en su mayoría en cristales individuales.

Piroxeno La augita se caracteriza por encontrarse en cristales anhedrales y subhedrales de hasta 0.5 mm como fenocristales y entre el arreglo cristalino de plagioclasas, definiendo una cristalización seriada. Son comunes los crisrales agregados en forma de glomerocristales y fragmentados posiblemente durante el flujo. Las relaciones de contacto con el olivino indican que en parte cristalizaron simultáneamente y son anteriores a la plagioclasa en la que llegan a estar como inclusiones. Es frecuente encontrar magnetita en inclusiones euhedrales y anhedrales.

Olivino. Se presenta en cristales euhedrales y anhedrales de hasta 1.2 mm, tanto aislados como en contacto con piroxenos. Son comunes los bordes de reacción y fragmentados debido posiblemente al efecto del flujo. Puede encontrarse en agregados de tipo glomerofirico de hasta 0.6 mm. Son comunes las inclusiones de magnetita.

Oxidos. Están ampliamente diseminados en la matriz y en inclusiones en olivino y piroxeno en cristales anhedrales y euhedrales

Matriz: La matriz es abundante y consiste principalmente de vidrio desvitrificado.

Textura: Hipocristalina, traquítica, seriada con fenocristales de olivino y augita de grano fino.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz		MUESTRA 12.1.92
F	M	F	M	F	M	F	M			
61	0	7	0	0	1	0	3	49		De acuerdo con el diagrama TAS es una andesita.
37	0	0	5	0	0	0	6	73		Andesita Px-Ol
49	0	0	7	0	2	0	3	60		
38	0	0	4	0	3	0	5	71		
48	0	0	5	0	4	0	2	62		
233	0	7	21	0	10	0	19	315	=605	
38.5	0	1.2	3.5	0	1.6	0	3.1	52.1		
	38.5		4.7		1.6		3.1	52.1	=100 %	

12. **MUESTRA XII.1.95** (255.4 / 3193.4); Dique de 5 m de espesor parcialmente oxidado con olivino, vesículas rellenas de calcita y fenocristales de piroxeno. Corta a tobas desarrollando zona de cocimiento mayor a 1 m en el cañón de diques del oriente de la Sierra Las Flores.

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto de olivino y piroxeno de textura porfirítica de grano grueso.

CONTENIDO DE SiO₂: 52.16 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Labradorita » andesina, ambos subhedrales y anhedrales en cristales hasta de 0.7 mm con tendencia a alinearse en dirección del flujo. Es común la textura de intercrecimiento en los cristales más pequeños. Los bordes difusos de los cristales de aspecto acicular hacia la matriz indica enfriamiento rápido de la mayor parte de las plagioclasas.

Piroxeno: La augita se caracteriza por encontrarse en cristales anhedrales y subhedrales de hasta 1 mm como fenocristales y en agregados glomerofíricos con olivino. La augita es común en la matriz, definiendo una cristalización seriada. Las relaciones de contacto con el olivino indican que en parte cristalizaron simultáneamente con las dos generaciones de olivino y no muestran alteración. Las plagioclasas que los bordean muestran un arreglo de flujo y son claramente de cristalización posterior.

Olivino: Se presentan dos generaciones aparentes de olivino. La primera se presenta como pseudomorfos euhedrales a anhedrales menores de 1.5 mm, aunque se observan hasta de 5 mm, separados entre sí y reemplazados por clorita y serpentina (?), con bordes de iddingsita, producto de alteración deutérica. Los de la segunda generación, a diferencia de los anteriores, es común que formen agregados glomerofíricos que pueden incluir augita, ambos sin huellas de alteración. Los agregados glomerofíricos miden hasta 2.2 mm, con cristales individuales de hasta 0.8 mm y formas euhedrales a anhedrales. También se presentan ampliamente distribuidos en cristales finos en la matriz. En algunos cristales se observan inclusiones magmáticas o embahiamientos con la matriz.

Oxidos: Están ampliamente diseminados en la matriz, tanto en masas anhedrales (alteración hidrotermal) como en cristales euhedrales (primarios) y, en menor grado, como inclusiones en olivino y piroxeno.

Matriz: La matriz es abundante y consiste principalmente de vidrio desvitrificado y cloritizado intensamente. Se alcanza a distinguir una textura de intercrecimiento de plagioclasas finas. Es abundante la magnetita anhedral y euhedral. La primera se asocia a la alteración hidrotermal, mientras que la segunda es primaria. Aparentemente es más intensa la cloritización en la matriz vítrea que en la cristalina. En el conteo se considera a la clorita en la matriz, siempre y cuando esté fuera de los pseudomorfos.

Textura: Hipocristalina, traquítica, seriada con fenocristales de olivino y augita de grano fino.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz	
F	M	F	M	F	M	F	M		
7	4	18	0	18	0	0	4	70	
20	4	6	4	0	3	0	5	79	
15	0	17	0	9	0	0	8	72	
9	0	21	0	58	0	0	5	28	
11	0	34	0	7	1	0	3	65	
62	8	96	4	92	4	0	25	314	=60%
10.2	1.3	15.9	0.7	15.2	0.7	0	4.1	51.9	
11.5		16.6		15.9		4.1		51.9	=100 %

MUESTRA XII.1.95

De acuerdo con el diagrama TAS es una andesita basáltica
Basalto o andesita basáltica de Px-Ol

13. **MUESTRA XII.2.95** (255.3 / 3193.5); Dique de 4 m de espesor que desarrolla zona de cocimiento de 0.2 m en tobas.

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto de olivino y piroxeno con textura porfirítica hipocristalina de grano grueso.

CONTENIDO DE SiO₂: 51.94 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Labradorita > Andesina en cristales euhedrales y subhedrales menores de 0.1 mm, aunque llegan a desarrollarse cristales hasta de 0.3 mm. Están alineados en la dirección del flujo y paralelos a los fenocristales de olivino y piroxeno. Los cristalitos y microlitos se confunden con la matriz vítrea recrystalizada.

Piroxeno La augita se caracteriza por encontrarse en cristales desde euhedrales hasta anhedrales mayores de 1 mm. Son comunes los agregados glomerocristalinos de piroxeno y de olivino-piroxeno, normalmente sin alteración. El maclado concéntrico y en sectores es común, así como los arreglos de sobrecrecimiento e inclusiones de piroxenos tempranos. Las relaciones de contacto con el olivino indican precipitación simultánea que continúa hasta el momento de la rápida cristalización de la matriz. Las inclusiones más frecuentes son de magnetita euhedral.

Olivino Se presentan dos generaciones aparentes de olivino. La primera en pseudomorfos euhedrales a anhedrales de hasta 2.2 mm. En su mayoría están totalmente alterados a serpentina con bordes de iddingsita, aunque es frecuente encontrar olivinos frescos o parcialmente alterados donde es posible identificar el mineral primario. La alteración es deutérica. El segundo grupo de olivinos está fresco. Puede representar una segunda generación posterior a la alteración deutérica, o bien ser cristales formados en otro sitio y transportados. Son comunes las inclusiones de magnetita y magmáticas.

Oxidos Están ampliamente diseminados en la matriz en cristales euhedrales y, en menor grado, como inclusiones en olivino y piroxeno.

Matriz: La matriz es abundante y consiste principalmente de vidrio desvitrificado con microlitos y cristallitos principalmente de plagioclasa. En la matriz se distinguen texturas de intercrecimiento de plagioclasas finas, las cuales se orientan en la dirección del flujo. Es abundante la magnetita anhedral y euhedral. Está atravesada por vetillas de 0.05 mm de espesor rellenas de calcita.

Textura Hipocristalina traquítica seriada con fenocristales de olivino y augita de grano fino.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz	MUESTRA XII.2.95 De acuerdo con el diagrama TAS es basalto Basalto de Px-Ol
F	M	F	M	F	M	F	M		
8	0	23	0	8	0	0	3	79	
11	0	40	0	8	0	0	6	56	
21	0	14	0	3	0	0	5	78	
11	0	36	0	7	0	0	4	63	
5	0	34	0	10	0	0	5	67	
56	0	147	0	36	0	0	23	343	=605
9.3	0	24.3	0	5.9	0	0	3.8	56.7	
9.3		24.3		5.9		3.8		56.7	=100 %

14. MUESTRA XII.3.95 (255.1 / 3193.5) Cima de Las Flores. Derrame de basalto asociado con los diques de XII.2.95.

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto de olivino y piroxeno de textura porfírica de grano fino sobre el que se encuentran productos balísticos y de tefra.

CONTENIDO DE SiO₂: 50.67 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Labradorita >> andesina. Ambos son subhedrales y anhedrales en cristales hasta de 0.15 mm con tendencia a alinearse en la dirección del flujo. Los cristales están aislados sin mostrar relaciones de intercrecimiento o sobrecrecimiento. Los cristales más pequeños pueden llegar a confundirse con los microlitos de la matriz.

Piroxeno: La augita se caracteriza por encontrarse en cristales anhedrales y subhedrales de hasta 0.4 mm como fenocristales y entre el arreglo cristalino de plagioclasas, definiendo una cristalización seriada. Los cristales están aislados sin formar agregados como en las muestras anteriores. Cuando llegan a estar en contacto con olivino se observa que su cristalización fue simultánea. Pueden presentar inclusiones de magnetita.

Olivino Se presenta en cristales desde euhedrales hasta anhedrales de hasta 0.5 mm, principalmente aislados y ocasionalmente en contacto con piroxenos. Son comunes los bordes de reacción con desarrollo de iddingsita y fragmentados debido posiblemente al efecto del flujo. Algunos cristales están serpentinizados indicando alteración deutérica de cristales de formación temprana. Son comunes las inclusiones de magnetita.

Oxidos Su contenido es muy bajo. Se encuentran en cristales muy pequeños en la matriz. Los cristales más claros se observan como inclusiones en los ferromagnesianos.

Matriz: La matriz es abundante y consiste principalmente de vidrio. Las vesículas existentes están rellenas de calcita.

Textura. Hipocristalina seriada con fenocristales de olivino y augita de grano fino.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz	
F	M	F	M	F	M	F	M		
13	0	24	0	4	0	0	2	78	
8	0	25	0	6	0	0	1	81	
16	0	10	0	11	0	0	3	80	
12	0	9	0	8	0	0	1	91	
14	0	17	0	8	0	0	2	80	
63	0	85	0	37	0	0	10	410	=605
10.4	0	14.0	0	6.1	0	0	1.7	67.8	
10.4		14.0		6.1		1.7		67.8	=100 %

MUESTRA XII.3.95

De acuerdo con el diagrama TAS es basalto.
Basalto Px-Ol

15. **MUESTRA XII.5.95** (255.7 / 3193.7). Sección de diques curvos del arroyo de diques del oriente de la Sierra Las Flores.

CLASIFICACION DE CAMPO: Dique de 4 m de espesor de basalto de olivino con textura porfírica vesicular que desarrolla poco cocimiento en la toba pumicítica que lo aloja.

CONTENIDO DE SiO₂: 51.48 %

MINERALOGIA

Plagioclasa: Labradorita >> Andesina. Ambos son subhedrales en cristales hasta de 0.3 mm en arreglo traquítico. El aspecto de los cristales tiende a ser acicular. En los cristales más pequeños es común el intercrecimiento. La plagioclasa es claramente posterior a todos los ferromagnesianos. Ocasionalmente llegan a presentar inclusiones de magnetita, la que preferentemente se localiza entre cristales de plagioclasa. Los cristales más grandes pueden presentar inclusiones magmáticas.

Piroxeno: La augita se caracteriza por encontrarse en cristales anhedrales y subhedrales de hasta 1 mm como fenocristales y entre el arreglo cristalino de plagioclasas, definiendo una cristalización seriada. Son comunes los cristales agregados en forma de glomerocristales y aparentemente fragmentados posiblemente durante el flujo. Los cristales más grandes se localizan en arreglos glomerofíricos que llegan a ser hasta de 2 mm, donde se observa que el olivino es posterior y contemporáneo al piroxeno. En ocasiones el olivino crece alrededor del piroxeno. Las inclusiones de magnetita son comunes.

Olivino. Se presenta en cristales euhedrales y anhedrales de hasta 2 mm, tanto aislados como en contacto con piroxenos en arreglos glomerofíricos. Prácticamente todos los cristales están iddingsitizados y serpentinizados completamente que, a diferencia de los piroxenos frescos, indican alteración deutérica selectiva. Son comunes los bordes de reacción y fragmentados debidos posiblemente al efecto del flujo. Las inclusiones de magnetita son comunes.

Oxidos: Están ampliamente distribuidos en la matriz y en inclusiones en olivino y piroxeno en cristales anhedrales y euhedrales.

Matriz: La matriz es principalmente cristalina. En el conteo se considera matriz a aquella fracción que no forma cristales identificables.

Textura: Holocristalina traquítica, porfírica seriada con fenocristales de olivino y piroxeno.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz	
F	M	F	M	F	M	F	M		
49	0	27	12	0	4	0	5	24	
54	0	31	8	0	8	0	9	11	
40	0	28	10	10	2	0	3	28	
31	0	25	9	11	1	0	4	40	
36	0	28	11	14	2	0	4	26	
210	0	139	50	35	17	0	25	129	=605
34.7	0	23.0	8.3	5.8	2.8	0	4.1	21.3	
34.7		31.3		8.6		4.1		21.3	=100 %

MUESTRA XII.5.95

De acuerdo con el diagrama TAS es un basalto
Basalto de Px-Ol

16. **MUESTRA XII.6.95** (255.7 / 3193.7); Basalto vesicular con olivino muy magnético de la parte superior del dique XII.5.95 en la cima de la Sierra Las Flores.

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto porfírico vesicular de grano fino a medio con fenocristales de olivino.

CONTENIDO DE SiO₂: 53.16 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Andesina > labradorita. Ambos son subhedrales y anhedrales en cristales bastante homogéneos de 0.2 mm, aunque se presentan hasta de 0.7 mm, todos alineados en la dirección del flujo. Es común la textura de intercrecimiento. Los bordes difusos de los cristales de aspecto acicular hacia la matriz indica enfriamiento rápido de la mayor parte de las plagioclasas.

Piroxeno: La augita es escasa, se presenta en cristales anhedrales de 0.1 mm entre la plagioclasa. Aparentemente cristaliza junto con una porción de olivino poco antes que la cristalización simultánea del resto del olivino y la plagioclasa que indica una nucleación alta y crecimiento bajo. Llegan a presentar inclusiones de magnetita euhedral. Los cristales más grandes presentan zonación diagonal en sectores.

Olivino. La mayoría se presenta en pequeños agregados de aproximadamente 0.1 mm que indica nucleación alta y en fenocristales de hasta 0.8 mm que indica una cristalización temprana con crecimiento alto. Los fenocristales son subhedrales y los agregados distribuidos entre las plagioclasas son anhedrales. Ocasionalmente se encuentran en arreglos glomerofíricos de hasta 0.6 mm.

Oxidos: Están ampliamente diseminados entre el arreglo cristalino y, en menor grado, como inclusiones en olivino y piroxeno.

Matriz: La matriz consiste de vidrio que ocupa los espacios entre cristales. Es típicamente rica en magnetita microcristalina que contrasta con la euhedral de las inclusiones.

Textura: Hipocristalina seriada con fenocristales de olivino de grano fino.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz	
F	M	F	M	F	M	F	M		
78	0	0	4	0	4	0	4	31	
73	0	0	3	0	11	0	3	31	
59	0	0	18	6	5	0	3	30	
70	0	0	7	0	16	0	5	23	
65	0	0	1	18	10	0	7	20	
345	0	0	33	24	46	0	22	135	=605
57.0	0	0	5.5	4.0	7.6	0	3.6	22.3	
57.0		5.5		11.6		3.6		22.3	=100 %

MUESTRA XII.6.95

De acuerdo con el diagrama TAS es una andesita basáltica
Basalto o andesita basáltica de Px-Ol

17. **MUESTRA XII.7.95** (255.7 / 3193.7) Cima de la Sierra Las Flores sobre la zona de diques. Derrame de basalto porfíritico de grano fino asociado con los diques de XII.5.95.

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto de aspecto porfíritico fluidal.

CONTENIDO DE SiO₂: 51.75 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Labradorita » andesina. Ambos son subhedrales y anhedrales en cristales hasta de 1 mm, aunque la mayoría tiene alrededor de 0.3 mm con tendencia a alinearse en la dirección del flujo. Los cristales más grandes son de labradorita indicando que se formaron primero que la andesina; llegan a mostrar zonación concéntrica e inclusiones de magnetita y magmáticas. Pueden presentarse en arreglos glomerofíricos con augita y olivino, lo que sugiere la cristalización temprana de este grupo de cristales. Los cristales más pequeños llegan a mostrar relaciones de intercrecimiento y confundirse con los microlitos de la matriz.

Piroxeno: Aparte de la escasa presencia en agregados, la augita tiende a presentarse en pequeños cristales individuales. Se caracteriza por encontrarse en cristales anhedrales y subhedrales menores a 0.1 mm entre el arreglo cristalino de plagioclasas. Los cristalitos llegan a formar mosaicos. Su cristalización es claramente posterior a la del olivino y aparentemente simultánea a la de la plagioclasa. Pueden presentar inclusiones de magnetita.

Olivino. Se presenta en cristales euhedrales y anhedrales de hasta 1.3 mm, principalmente aislados, aunque es común que estén en contacto entre sí. Son comunes los bordes de reacción con desarrollo de iddingsita y fragmentados debidos posiblemente por efecto del flujo. Son muy comunes las inclusiones de magnetita euhedral.

Oxidos: El contenido es relativamente bajo en la matriz y muy común en los minerales ferromagnesianos.

Matriz: La matriz es vítrea intercristalina con magnetita fina diseminada.

Textura: Hipocristalina seriada con fenocristales de olivino y augita de grano fino.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz	MUESTRA XII.7.95 De acuerdo con el diagrama TAS es basalto Basalto Ol-Px
F	M	F	M	F	M	F	M		
53	0	0	2	3	11	0	3	49	
56	0	0	5	1	15	0	2	42	
55	0	0	4	5	11	0	2	44	
50	0	0	3	11	10	0	4	43	
52	0	0	5	21	11	0	6	26	
266	0	0	19	41	58	0	17	204	=605
44.0	0	0	3.1	6.8	9.6	0	2.8	33.7	
								33.7	=100 %

18. **MUESTRA BAQ-18** (259.50/ 3199.77); Montículo de la parte noroccidental de la sierra.

CLASIFICACION DE CAMPO: Derrame de bloques de basalto afanítico traquítico de olivino y piroxeno.

CONTENIDO DE SiO₂: 53.43 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Andesina >> labradorita. Ambas son subhedrales equigranulares con cristales hasta de 0.4 mm alineados en dirección del flujo. Ocasionalmente llegan a presentar inclusiones de magnetita y en algunas porciones donde predomina la matriz desvitrificada los microlitos (<0.01 mm) pueden presentarse intercrecidos.

Piroxeno: Se interpreta por el hábito y el color que algunos microlitos (<0.05 mm) contenidos en la matriz pueden ser piroxenos. Por su extinción casi paralela se interpreta que son pigeonitas.

Olivino. Cristales subhedrales de hasta 1.7 mm. Es común que tengan los bordes iddingsitizados y menos frecuentemente, que estén serpentinizados en su interior. Son comunes también las inclusiones de magnetita de hasta 0.1 mm. Cuando las inclusiones son pequeñas presentan formas cúbicas.

Oxidos: Están ampliamente diseminados en la matriz y en inclusiones en olivino en cristales euhedrales y subhedrales.

Matriz: La matriz está dominada por cristalitos de plagioclasa, piroxeno (?) y vidrio desvitrificado.

Textura: Hipocristalina traquítica equigranular.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz	MUESTRA BAQ-18 De acuerdo con el diagrama TAS es una andesita basáltica. Andesita basáltica de Ol
F	M	F	M	F	M	F	M		
42	0	0	4	2	0	1	0	72	
36	0	0	4	0	0	5	0	76	
37	0	0	2	23	0	4	0	55	
46	0	0	2	1	0	10	0	62	
46	0	0	3	8	0	8	0	56	
207	0	0	15	34	0	28	0	321	=605
34.2	0	0	2.5	5.6	0	4.6	0	53.1	
								53.1	=100 %

19. **MUESTRA BAQ-19** (256.12/ 3180.89); Cerro aislado en el occidente de la Sierra Las Flores, camino a San Francisquito, Valle Las Flores

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto afanítico de piroxeno.

CONTENIDO DE SiO₂: 52.13 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Andesina >> labradorita. Ambas son subhedrales a euhedrales, en cristales con tendencia equigranular hasta de 0.7 mm. En ocasiones, los cristales que no están elongados pueden estar zonados concéntricamente. Muestran un claro arreglo traquítico. Ocasionalmente llegan a presentar inclusiones de magnetita y en algunas porciones, inclusiones magmáticas. El intercrecimiento es poco común y los cristales están separados. Algunos cristales de labradorita pueden presentarse como inclusiones en augita.

Piroxeno: Cristales subhedrales y anhedrales de hasta 0.5 mm. Llegan a formar glomerocristales de hasta 1 mm en donde pueden encontrarse olivino y plagioclasa. El maclado en sectores es

común y puede presentar inclusiones de plagioclasa y más comúnmente de magnetita. Algunos cristales con extinción cercana a los 10° puede corresponder a pigeonita.

Olivino. Cristales euhedrales y subhedrales de hasta 0.8 mm. Sus tamaños variables indican una cristalización seriada. Es común que desarrollen iddingsita a lo largo de fracturas y en los bordes por alteración deutérica. Son comunes como inclusiones en la augita y en ellos, magnetita euhedral. También puede formar agregados glomerocristalinos.

Oxidos: Están ampliamente distribuidos como cristales anhedrales en la matriz y euhedrales en inclusiones en olivino y piroxeno.

Matriz La escasa matriz se localiza en los intersticios de las fases cristalinas. Se interpreta como vidrio desvitrificado.

Textura: Holocristalina traquítica seriada.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz	MUESTRA BAQ-19 De acuerdo con el diagrama TAS es una andesita basáltica Andesita basáltica de Ol
F	M	F	M	F	M	F	M		
79	0	27	0	2	0	4	0	9	
63	0	12	0	31	0	3	0	12	
77	0	16	0	19	0	3	0	6	
81	0	11	0	13	0	6	0	10	
73	0	19	0	14	0	2	0	13	
373	0	85	0	79	0	18	0	50	=605
61.6	0	14.0	0	13.1	0	3.0	0	8.3	
61.6		14.0		13.1		3.0		8.3	=100 %

20. MUESTRA BAQ-20 (257.25/3180.83); Derrame de bloques que corona la Sierra Las Flores

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto afanítico de olivino-piroxeno.

CONTENIDO DE SiO₂: 52.27 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Andesina >> labradorita. Ambos son subhedrales con cristales hasta de 0.6 mm con marcada tendencia a alinearse en dirección del flujo. Ocasionalmente llegan a presentar inclusiones de magnetita y magmáticas. Las relaciones entre cristales puede ser de intercrecimiento o en cristales individuales. En algunos especímenes se observa zonación y ocasionalmente se localiza en embahiamientos de olivinos. Se observó un sólo cristal de labradorita subhedral de 0.8 mm que muestra inclusiones de piroxeno y magnetita y cuya formación es aparentemente más temprana.

Piroxeno: La augita es el piroxeno principal. Se caracteriza por encontrarse en cristales anhedrales y subhedrales menores a 0.1 mm localizados principalmente entre el arreglo cristalino de plagioclasas. Son comunes los agregados similares a los glomerocristales y los sobrecrecimientos, entre los que es frecuente encontrar magnetita anhedral.

Olivino. Se presenta en cristales euhedrales y anhedrales de hasta 0.8 mm. La mayoría de ellos están iddingsitizados en los bordes o totalmente. Son comunes los agregados, entre los que se desarrollan embahiamientos que incluyen piroxeno y plagioclasa de la mesostasis. Las plagioclasas orientadas rodean a los cristales de olivino, lo que indica su formación temprana. Las inclusiones más comunes son de magnetita euhedral.

Oxidos: Están ampliamente diseminados en la matriz y en inclusiones en olivino en cristales anhedrales y euhedrales, respectivamente.

Matriz: La matriz es escasa e incluye calcita.

Textura: Holocristalina traquítica casi equigranular.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz	MUESTRA BAQ-20 De acuerdo con el diagrama TAS es una andesita basáltica Andesita basáltica de Ol-Px
F	M	F	M	F	M	F	M		
77	0	21	0	10	0	5	0	8	
75	0	28	0	4	0	5	0	9	
85	0	14	0	4	0	4	0	14	
58	0	17	0	30	0	7	0	9	
68	0	19	0	17	0	5	0	12	
363	0	99	0	65	0	26	0	52	=605
60.0	0	16.4	0	10.7	0	4.3	0	8.6	
60.0		16.4		10.7		4.3		8.6	=100 %

21. MUESTRA BAQ-21 (257.25/ 3181.44); Parte occidental de la Sierra Las Flores, corresponde a un frente de derrame de bloques.

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto porfirítico de olivino y piroxeno con desarrollo de foliación.

CONTENIDO DE SiO₂: 52.05 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Andesina > labradorita. Ambas se presentan en cristales desde euhedrales hasta anhedrales que alcanzan hasta 1.6 mm de longitud en su eje c. Son comunes los cristales con inter y sobrecrecimiento y los arreglos de agregados como glomerocristales. En la matriz las plagioclasas tienen tamaños típicamente menores a 0.1 mm orientados en la dirección de flujo que definen la textura traquítica de la muestra. En los fenocristales es común la zonación concéntrica. Los bordes de algunos cristales de aspecto fragmentado están parcialmente absorbidos en la mesostasis. Las inclusiones de óxidos no son abundantes y, cuando están presentes, son de microlitos.

Piroxenos: Están presentes la augita y la hiperstena, donde la primera es el piroxeno más abundante. Los fenocristales de augita alcanzan hasta los 0.8 mm, comúnmente muestran maclas bien desarrolladas y zonación en sectores. Se caracteriza por encontrarse en cristales anhedrales y subhedrales que con frecuencia se presentan en agregados glomerofíricos de hasta 1.6 mm. Algunos cristales muestran un aspecto complejo debido al sobrecrecimiento de nuevas fases cristalinas y, en menor medida, al desarrollo de cristales intercrecidos. En la matriz, junto con la plagioclasa, es el mineral más abundante en cristales menores de 0.2 mm. Debido a su forma prismática corta no es evidente su orientación con respecto al flujo. La hiperstena se caracteriza por su extinción recta. Normalmente se presenta en cristales aislados, aunque es frecuente que se asocie en los agregados glomerofíricos con el clinopiroxeno y el olivino. En su mayoría son euhedrales y subhedrales y alcanzan hasta los 0.5 mm. En vista de que no se encuentran en la matriz, se interpreta que su formación es tan temprana como la de los fenocristales de olivino y augita. Además son comunes los bordes reabsorbidos en la mesostasis. Las inclusiones en ambos piroxenos son principalmente de magnetita euhedral y anhedral.

Olivino: Se presenta en cristales euhedrales y anhedrales hasta de 2.0 mm. La mayoría de ellos está iddingsitizada en los bordes o totalmente. Son comunes los agregados de tipo glomerofírico asociados con los dos piroxenos. El olivino está ausente en la matriz. El desarrollo de texturas de ambahiamiento con plagioclasa en el interior es común. La inclusiones más comunes son de magnetita euhedral, aunque eventualmente pueden ser de plagioclasa en los cristales mayores de 1 mm.

Oxidos: Están ampliamente disseminados en la matriz y en inclusiones en olivino en cristales anhedrales y euhedrales, respectivamente.

Matriz: Se interpreta que los intersticios entre los cristales de plagioclasa y augita, principalmente, están ocupados por vidrio desvitrificado, donde es común la presencia de microlitos de minerales opacos.

Textura: Hipocristalina traquítica seriada con fenocristales de Ol-Px-Pg que le dan un aspecto porfirítico.

Plg		Aug		Opx	Ol	Ox		Matriz	
F	M	F	M			F	M		
19	37	0	15	0	0	0	3	47	
6	45	0	14	0	15	0	6	35	
14	60	0	12	0	0	0	3	32	
12	56	3	12	0	6	0	3	29	
11	50	5	10	2	13	0	4	26	
62	248	8	63	2	34	0	19	169	=605
10.3	41.0	1.3	10.5	0.3	5.6	0	3.1	27.9	
51.3		11.8		5.9		3.1		27.9	=100 %

MUESTRA BAQ-21

De acuerdo con el diagrama TAS es una andesita basáltica.

Andesita basáltica de Ol-Px

22. MUESTRA BAQ-22 (258.87/ 3181.44); Puerto Las Flores-Las Ánimas. Basalto en fisura.

CLASIFICACION DE CAMPO: Dique de basalto afanítico fuertemente oxidado y fracturas rellenas de carbonatos

CONTENIDO DE SiO₂: 49.51 %

MINERALOGIA

Plagioclasa: Labradorita > andesina. Ambas son subhedrales con cristales hasta de 0.2 mm con tendencia a alinearse en la dirección del flujo. Las texturas de intercrecimiento son muy comunes en las plagioclasas más sódicas, mientras que las labradoritas tienden a presentarse en cristales más aislados y euhedrales. Salvo en las plagioclasas tardías de la matriz, las inclusiones de óxidos no son comunes.

Anfíbol: Los fenocristales más grandes (hasta 1.5 mm) corresponden a anfíboles que varían de euhedrales a subhedrales caracterizados por sus secciones transversales hexagonales o subhexagonales. Todos los fenocristales están completamente alterados a clorita que varía desde las variedades ricas en Fe hasta las pardas ricas en Mg con texturas fibrosas y escamosas. De acuerdo con Deer *et al.* (1992), este anfíbol puede ser hornblenda formada a alta temperatura por reacción de olivino con líquido andesítico, de allí la variedad de clorita rica en magnesio. Es característico en los pseudomorfos la formación de óxidos que ocupan los bordes y grandes porciones del interior de los cristales. Se interpreta que es magnetita de origen secundario formada durante procesos de alteración deutérica pues contrasta con las inclusiones de magnetita euhedral de los mismos cristales. Además, el contenido de óxidos es muy alto en la matriz, lo que sugiere una alta fugacidad de agua y oxígeno en el líquido magmático cuando los fenocristales de anfíbol ya estaban formados. Otros ferromagnesianos, como la augita, no presentan alteración.

Piroxeno: La augita es el piroxeno principal. Se presentan en cristales anhedral y subhedrales hasta de 0.4 mm con maclas características en sectores, zonación concéntrica y suelen mostrar bordes de reacción con la mesostasis. Pueden llegar a formar agregados similares a los glomerocristales, aunque es más abundante en la matriz en cristales menores a 0.1 mm.

Oxidos: Están ampliamente distribuidos en la matriz en cristales anhedral y en menor medida euhedrales hasta de 0.1 mm. Algunos cristales oxidados presentan una coloración roja transparente similar a la hematita.

Matriz: La matriz es escasa, posiblemente sea vidrio desvitrificado y parcialmente cloritizado, además de pequeñas bandas discontinuas de epidota que indican una alteración propilítica selectiva en la matriz. Las fracturas siempre son paralelas a los planos de flujo y están rellenas de calcita. En el conteo, la calcita, la epidota y la clorita se consideraron como matriz.

Textura: Holocristalina pseudotraquítica, matriz subequigranular con fenocristales de anfíbol de grano fino.

Plg		Aug		Anfíbol		Ox		Matriz	
F	M	F	M	F	M	F	M		
0	24	0	22	12	0	0	7	56	
0	35	4	12	7	0	0	5	58	
0	17	0	17	2	0	0	6	79	
0	17	0	15	30	0	0	6	53	
0	25	0	19	42	0	0	8	27	
0	118	4	85	93	0	0	32	273	≈605
0	19.5	0.7	14.0	15.4	0	0	5.3	45.1	
19.5		14.7		15.4		5.3		45.1	≈100 %

MUESTRA BAQ-22

De acuerdo con el diagrama TAS es una andesita basáltica
Andesita basáltica de anfíbol

23 MUESTRA BAQ-23 (260.60/ 3176.81); Puerto Las Flores-Las Ánimas. Andesita en edificio de lavas de aproximadamente 400 m de altura.

CLASIFICACION DE CAMPO: Derrame de basalto afanítico ligeramente vesicular que forma parte de un cuerpo de lavas que definen edificios volcánicos. Posiblemente corresponda a la secuencia andesítica de 18 Ma.

CONTENIDO DE SiO₂: 54.30 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Está formada por fenocristales de hasta 1 mm de labradorita euhedral y subhedral que muestran inclusiones magmáticas y alteración deutérica principalmente en los núcleos. La zonación concéntrica y las inclusiones de óxidos son comunes. La matriz cristalina está constituida principalmente por andesina de hasta 0.2 mm en cristales subhedrales y anhedral. El arreglo entre los cristales de la matriz comúnmente es de intercrecimiento. En la matriz se encuentra plagioclasa anhedral, incluyendo esferulitas de 0.4 mm de diámetro en vesículas.

Anfíbol: Entre los fenocristales máficos se presenta un anfíbol cloritizado que puede ser hornblenda por las secciones transversales hexagonales. Los fenocristales más grandes miden hasta 1.5 mm, corresponden a anfíboles que varían de euhedrales a subhedrales caracterizados por sus

secciones transversales hexagonales o subhexagonales. Son comunes las inclusiones de magnetita euhedrales. Se interpreta que son minerales de cristalización temprana alterados deutéricamente que contrastan con los clinopiroxenos inalterados. Aunque pueden confundirse con uralitas, su forma hexagonal en los cristales euhedrales difiere de los cristales de cuatro y ocho lados de los piroxenos.

Piroxeno: La augita es el piroxeno principal en cristales hasta de 0.6 mm. Se presentan en cristales anhedrales y subhedrales con maclas características en sectores y zonación concéntrica; pueden mostrar bordes de reacción con la mesostasis. Es muy abundante en la matriz en cristales menores a 0.1 mm. Las inclusiones de magnetita son comunes.

Oxidos: Están ampliamente distribuidos en la matriz en cristales anhedrales y, en menor medida, euhedrales hasta de 0.1 mm. Son abundantes como inclusiones euhedrales en los cristales máficos.

Matriz: La matriz es escasa, posiblemente sea vidrio desvitrificado y parcialmente cloritizado.

La alteración selectiva en los cristales de anfíbol hace suponer que se debe a una alteración deutérica o pneumatolítica debida a fluidos magmáticos enriquecidos en agua que afectaron a los anfíboles antes de la cristalización de los piroxenos. En ese sentido, es probable que los anfíboles se hayan formado a expensas del olivino que reaccionó con magma de composición andesítica.

Fig		Aug		Anfibol		Ox		Matriz	MUESTRA BAQ-23	
F	M	F	M	F	M	F	M		De acuerdo con el diagrama TAS es un basalto.	
13	15	8	4	10	3	0	3	65	Basalto de anfíbol	
3	34	0	9	14	5	0	5	51		
11	17	0	11	0	14	0	5	63		
11	30	0	11	0	12	0	5	52		
3	46	0	11	0	15	0	6	40		
41	142	8	46	24	49	0	24	273		
67	234	1.3	7.5	4.0	8.1	0	4.0	45.0	=605	
30	1		8.8		12.1		4.0	45.0	=100 %	

24. MUESTRA BAQ-24 (261.57/ 3176.12); Arroyo del Puerto Las Flores-Ánimas. Derrame con horizontes de aglomerado de tefra oxidada aglutinada en arreglo estratificado.

CLASIFICACION DE CAMPO: Andesita basáltica porfirítica con fenocristales de olivino oxidado en matriz fina.

CONTENIDO DE SiO_2 : 53.39 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Andesina >> labradorita. Ambas son subhedrales y anhedrales con cristales hasta de 0.3 mm con marcada tendencia a alinearse en la dirección del flujo. Ocasionalmente llegan a presentar inclusiones magmáticas. Las relaciones entre cristales puede ser de intercrecimiento o en cristales individuales. En algunos especímenes se observa zonación y ocasionalmente se localizan en embahiamientos de olivinos. Los cristales de labradorita son más pequeños que los de la andesina. Los primeros están orientados en la dirección de flujo mientras que la andesina aparentemente cristalizó con la dirección de flujo.

Piroxeno: La augita es el piroxeno principal. Se caracteriza por encontrarse en cristales anhedrales y subhedrales de hasta 0.6 mm como fenocristales y entre el arreglo cristalino de plagioclasas definiendo una cristalización seriada. Son comunes los cristales con zonación oscilatoria y en sectores. Además, son comunes los agregados similares a los glomerocristales y los sobrecrecimientos, entre los que es frecuente encontrar magnetita desde euhedral hasta anedral.

Olivino. Se presenta en cristales euhedrales y anhedrales hasta de 1.2 mm. La mayoría de ellos está iddingsitizada en los bordes o totalmente. Son comunes los agregados, entre los que se desarrollan embahiamientos que incluyen piroxeno y plagioclasa de la mesostasis. Las plagioclasas orientadas rodean a los cristales de olivino, lo que indica la formación temprana del olivino. La inclusiones más comunes son de magnetita euhedral.

Oxidos: Están ampliamente diseminados en la matriz y en inclusiones en olivino en cristales anhedrales y euhedrales.

Matriz: La matriz es abundante y consiste principalmente de vidrio desvitrificado. En algunos sectores aislados se observa clorita.

Textura: Hipocristalina, traquítica, seriada con fenocristales de olivino de grano fino.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz	
F	M	F	M	F	M	F	M		
0	21	9	2	11	0	0	1	77	
0	37	0	12	2	0	0	2	68	
0	34	13	7	15	3	0	4	45	
0	25	0	10	25	3	0	2	56	
0	25	0	11	25	3	0	5	52	
0	142	22	42	78	9	0	14	298	=605
0	23.5	3.6	6.9	12.9	1.5	0	2.3	49.3	
23.5		10.5		14.4		2.3		49.3	=100 %

MUESTRA BAQ-24

De acuerdo con el diagrama TAS es una andesita basáltica.
Andesita basáltica de Ol-Px

C. SIERRA LAS ÁNIMAS LADO OCCIDENTAL

25. MUESTRA BAQ-11 (259 95 / 3198.194).

CLASIFICACION DE CAMPO: Cuerpo aislado de basalto porfirítico de 200 m de anchura (montículo) que atraviesa tobas.

CONTENIDO DE SiO_2 : 56.57 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa. Andesina-oligoclasa, en ese orden de cristalización. Ambas muestran zonación con bandas de inclusiones magmáticas que indican inestabilidad durante el crecimiento de los cristales. Son comunes las inclusiones magmáticas. En ambos casos las inclusiones son similares a la mesostasis, que es característicamente rica en magnetita. Los cristales son subhedrales hasta de 2.8 mm y los sobrecrecimientos son comunes. Pueden contener inclusiones de piroxeno y olivino. Ocasionalmente se observa labradorita en cristales euhedrales de 0.2 mm. En la matriz se presentan desde los fenocristales hasta los microlitos en una textura seriada.

Piroxeno. Se presentan pigeonita, augita y ortopiroxeno (hiperstenita) en ese orden de abundancia. Pueden formar glomerofiros de hasta 2 mm con cristales individuales de 0.3 mm. Los cristales euhedrales y subhedrales son hasta de 1.5 mm; algunos muestran bordes de reacción con el líquido magmático. La augita muestra una zonación característica en sectores, puede desarrollar embahiamientos con la matriz, mientras que la pigeonita muestra extinción casi recta (alrededor de los 10°) y se desarrollan sobrecrecimientos de augita. El ortopiroxeno se encuentra en trazas en cristales hasta de 1.2 mm con bordes de reacción característicos.

Olivino. Este mineral es euhedral y subhedral de hasta 2 mm que desarrolla angostos bordes de reacción. Puede estar incluido en fenocristales de plagioclasa.

Oxidos: Están ampliamente diseminados en la matriz en cristales submicroscópicos no identificables.

Matriz. La matriz está dominada por cristálitos de plagioclasas, piroxenos y óxidos, en ese orden de abundancia. Localmente, los cristales de plagioclasa y piroxeno menores de 1 mm están orientados, lo que indica su baja fluidez debido, principalmente, al alto contenido de cristales en el fluido.

Textura: Porfirítica seriada.

Plg		Aug/Pig		Ol	Opx	Ox		Matriz	
F	M	F	M			F	M		
44	3	0	6	0	0	0	8	60	
6	5	14	2	9	4	1	6	74	
42	5	2	1	0	1	0	6	64	
12	4	12	0	0	2	8	0	83	
25	4	29	0	0	0	5	0	58	
129	21	57	9	9	7	14	20	339	=605
21.3	3.5	9.4	1.5	1.5	1.2	2.3	3.3	56.0	
24.8		10.9		2.7		5.6		56.0	=100 %

MUESTRA BAQ-11

Andesita basáltica de acuerdo con el diagrama TAS
Andesita basáltica de Cpx-Ol

26 MUESTRA BAQ-12 (259 96/ 3197.05), Entrada al Arroyo Andesitas.

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto aislado en pequeño stock de basalto porfirítico de piroxeno

CONTENIDO DE SiO_2 : 56.48 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Labradorita-andesina-oligoclasa, en tamaños que indican cristalización seriada. Los cristales son euhedrales y subhedrales. Comúnmente presentan inclusiones de clinopiroxeno y se observan sobrecrecimientos de andesina en labradorita. La oligoclasa normalmente está aislada y en cristales más pequeños en la matriz. La oligoclasa más grande (> 1mm) contiene inclusiones de magnetita de hasta 0.1 mm. Aparentemente la zonación es más común en los cristales más tempranos. En la matriz se presentan desde microlitos hasta los fenocristales en una textura seriada.

Piroxeno: Se observa un sobrecrecimiento complejo de pigeonita (extinción < 15°) a partir de augita con la que está en continuidad óptica. El conjunto forma un megacristal subhedral de 4 mm con intercrecimiento de oligoclasa. La pigeonita de 1 mm en promedio es abundante. Son comunes los intercrecimientos de ortopiroxeno y clinopiroxeno con inclusiones de andesina y pigeonita con bordes de corrosión y además, son notables los sobrecrecimientos borderos de clinopiroxeno y la zonación concéntrica. Ocasionalmente se presentan los clinopiroxenos en glomerocristales de hasta 0.5 mm. Claramente son de temprana cristalización y sus dimensiones indican una cristalización seriada.

Olivino. Escasos cristales subhedrales de hasta 0.4 mm que desarrollan angostos bordes de reacción.

Oxidos: Están ampliamente diseminados en la matriz en cristales submicroscópicos no identificables, así como en inclusiones en los piroxenos y plagioclasas. Son abundantes los cristales euhedrales.

Matriz: La matriz está dominada por cristalitos de plagioclasa, piroxenos y óxidos, en ese orden de abundancia. No se observan cristales orientados, lo que indica su baja fluidez debido principalmente al alto contenido de cristales en el fluido.

Textura: Porfírica seriada.

Plg		Aug/Plg		Ol	Opx	Ox		Matriz	
F	M	F	M			F	M		
32	8	9	0	1	0	0	3	68	
48	4	12	0	0	0	0	7	50	
23	1	32	1	0	0	0	12	52	
25	2	51	0	1	0	0	2	40	
79	1	4	0	0	0	0	3	34	
207	16	108	1	2	0	0	27	244	=605
34.2	2.6	17.9	0.2	0.3	0	0	4.5	40.3	
36.8		18.1		0.3		4.5		40.3	=100 %

MUESTRA BAQ-12

Andesita basáltica de acuerdo con el diagrama TAS.

Andesita basáltica de Cpx

27. MUESTRA BAQ-13 (260.15/ 3196.46); Occidente de la Sierra Las Ánimas, lado sur del Arroyo Andesita.

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto afanítico de olivino.

CONTENIDO DE SiO₂: 51.43 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Labradorita-andesina en cristales euhedrales y subhedrales de hasta 0.8 mm con textura seriada e incipientemente dispuesta en la dirección del flujo. En ambas son comunes las inclusiones magmáticas, la textura zonada y las inclusiones de magnetita euhedral.

Piroxeno: Augitas seriadas desde la matriz hasta 1 mm. Son comunes los arreglos glomerofíricos hasta de 1.5 mm. Son frecuentes las texturas con zonación concéntrica y oscilatoria. En menor grado se presentan intercrecimientos entre piroxenos. Las inclusiones de magnetita son comunes y en menor medida, de olivino. En pequeña proporción hay piroxeno de bajo ángulo de extinción que puede ser pigeonita intercrecida con augita.

Olivino. El olivino es abundante desde la matriz hasta cristales de 1.5 mm. Son comunes los bordes iddingsitizados y centros serpentizados con precipitación de calcita que indica alteración deutérica selectiva. La calcita también puede presentarse como manchas en la matriz. La serpentina no presenta magnetita secundaria, lo que hace suponer que son olivinos ricos en Mg. Son frecuentes las inclusiones de magnetita euhedral hasta de 0.003 mm.

Oxidos: Están ampliamente diseminados en la matriz en cristales hasta de 0.005 mm.

Matriz: La matriz está dominada por cristales de plagioclasa, piroxenos, olivino y óxidos. Sólo los cristales de plagioclasa muestran orientación incipiente, lo que indica su baja fluidez debido principalmente al alto contenido de cristales en el fluido.

Textura: Hipocristalina porfírica seriada.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz	MUESTRA BAQ-13 Basalto de acuerdo con el diagrama TAS Basalto de Ol-Cpx La matriz incluye calcita fuera de cristales
F	M	F	M	F	M	F	M		
22	10	20	0	10	0	1	0	58	
26	9	30	0	5	0	0	2	49	
26	2	18	0	2	0	0	1	72	
22	3	27	0	11	0	0	2	56	
28	2	28	0	4	0	0	3	56	
124	26	123	0	32	0	1	8	291	=605
20.5	4.3	20.3	0	5.3	0	0.2	1.3	48.1	
24.8		20.3		5.3		1.5		48.1	=100 %

28. MUESTRA BAQ-14 (260 17/ 3196 59); parte central de la boca del Arroyo Basamento. Cuerpo de aproximadamente 50 m de diámetro.

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto de olivino porfírico

CONTENIDO DE SiO₂: 51.53 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa. Labradorita-andesina en cristales euhedrales y subhedrales de hasta 0.5 mm con textura seriada e incipientemente orientada en la dirección del flujo. La zonación es ocasional. A diferencia de los cristales máficos, las plagioclasas no se encuentran en los glomerocristales y no contienen inclusiones de magnetita.

Piroxeno: Cristales de augita seriados desde la matriz hasta 1 mm. Son comunes en glomerocristales hasta de 1.5 mm, donde eventualmente se presenta olivino. Los cristales varían de euhedrales a anhedrales. Texturas de zonación concéntrica y oscilatoria se presenta ocasionalmente.

Olivino. El olivino es abundante desde la matriz hasta los 0.7 mm en cristales euhedrales y subhedrales. Eventualmente se presentan cristales con los bordes iddingsitizados. Las inclusiones de magnetita euhedral hasta de 0.003 mm son frecuentes.

Oxidos. Están ampliamente disseminados en la matriz en cristales hasta de 0.005 mm y como cristalitos en la matriz.

Matriz. La matriz está dominada por cristales de plagioclasa, piroxenos, olivino, óxidos y vidrio desvitrificado. Sólo los cristales de plagioclasa muestran orientación incipiente, lo que indica su baja fluidez debido al alto contenido de cristales máficos en el fluido.

Textura. Hipocristalina porfírica seriada.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz	MUESTRA BAQ-14 Basalto de acuerdo con el diagrama TAS Basalto de Ol-Cpx La matriz incluye vidrio desvitrificado.
F	M	F	M	F	M	F	M	Vidrio	
13	5	5	0	30	1	0	1	66	
21	7	29	0	7	0	2	0	55	
35	6	12	0	5	0	2	0	61	
37	6	23	2	10	1	0	3	39	
33	5	23	2	12	0	0	3	43	
139	29	92	4	64	2	5	7	263	=605
23.0	4.8	15.2	0.7	10.6	0.3	0.8	1.1	43.5	
27.8		15.9		10.9		1.9		43.5	=100 %

29. MUESTRA BAQ-15 (260.21/ 3196.89), Montículo aislado con derrame de 400 m de longitud en el flanco occidental de la Sierra Las Animas.

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto porfírico con fenocristales de plagioclasa.

CONTENIDO DE SiO₂: 56.95 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Labradorita-andesina en cristales euhedrales y subhedrales de hasta 3 mm con textura seriada. La labradorita tiende a mostrar mejor desarrollo cristalino y puede presentar sobrecrecimiento de andesina. En ambas son frecuentes las texturas zonadas, inclusiones magmáticas y de clinopiroxeno, y pueden encontrarse intercrecimientos de clinopiroxeno. Se observó un oikocristal de labradorita con sobrecrecimiento de andesina de 5.7 mm que contiene augita y magnetita subhedrales de hasta 0.1 mm, así como inclusiones magmáticas.

Piroxenos: Por sus dimensiones y en menor grado por su cristalinidad, se interpretan dos generaciones de ortopiroxeno y augita. Dentro del último grupo de cristales se presenta pigeonita, caracterizada por su ángulo de extinción menor de 15°. Son comunes los cristales zonados, las texturas de sobrecrecimiento y, en menor abundancia, de zonación. Pueden alcanzar hasta los 2.5 mm y son frecuentes las huellas de corrosión. En ningún cristal de piroxeno se observa magnetita en inclusiones, lo que indica que la fugacidad de oxígeno fue baja durante la cristalización de estos cristales. En la matriz es clara la relación seriada y la formación de los fenocristales es claramente anterior a la de las plagioclasas. Se llegan a observar glomerocristales de dos piroxenos hasta de 1.5 mm. Es común el ortopiroxeno de aproximadamente 1 mm con bordes de sobrecrecimiento de aproximadamente 0.05 mm de augita.

Olivino. El olivino sólo se encontró como inclusiones en augita en cristales de hasta 0.3 mm.

Oxidos: Están ampliamente diseminados en la matriz en cristales hasta de 0.005 mm. Es común encontrarlos dispuestos en las bandas de zonación concéntricas y en cristales orientados paralelamente al eje c de las plagioclasas. Algunos cristales de magnetita en la matriz pueden alcanzar hasta 0.05 mm.

Matriz: La matriz está dominada por cristallitos de los minerales antes descritos y vidrio desvitrificado.

Textura: Hipocristalina porfírica seriada.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz		
F	M	F	M	F	M	F	M			
70	2	9	2	0	0	0	2	36		MUESTRA BAQ-15 Andesita basáltica de acuerdo con el diagrama TAS. Andesita basáltica de 2-Px
29	3	17	3	0	0	0	0	69		
35	3	18	2	0	0	0	2	61		
81	3	10	0	0	0	2	2	23		
57	3	18	5	0	0	0	1	37		
272	14	72	12	0	0	2	7	226	=605	
45.0	2.2	11.9	2.0	0	0	0.3	1.2	37.4		
47.2		13.9		0		1.5		37.4	=100 %	

30. MUESTRA BAQ-16 (259.48/ 3199.99); Derrame local de bloques de la zona La Mona, parte septentrional de la Sierra Las Animas.

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto porfírico vesicular con fenocristales de plagioclasa hasta de 2 cm.

CONTENIDO DE SiO₂: 56.62 %

MINERALOGIA.

Plagioclasa: Labradorita-andesina en cristales equigranulares euhedrales y subhedrales de hasta 0.3 mm. Algunos cristales alcanzan a desarrollar zonación concéntrica y eventualmente contienen inclusiones magmáticas.

Piroxenos: Se identifica augita euhedral y subhedral en cristales finos de 0.03 mm contenidos en la matriz. Pueden contener inclusiones de magnetita. Se presenta en intercrecimientos con la plagioclasa. Es frecuente el intercrecimiento de augita con plagioclasa en la matriz.

Olivino. Se presenta en fenocristales de hasta 3 mm y en la matriz. Algunos fenocristales están serpentinizados en el centro sin desarrollar magnetita secundaria, mientras que otros pocos pueden estar iddingsitizados en los bordes.

Oxidos: Están ampliamente diseminados en la matriz en cristales hasta de 0.03 mm. Es frecuente encontrarlos como inclusiones euhedrales en los olivinos y en concentraciones criptocristalinas en la matriz, principalmente en el vidrio desvitrificado.

Matriz: La matriz está dominada por cristallitos de los minerales antes descritos y vidrio desvitrificado.

Textura: Hipocristalina porfírica anisotrópica.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz		
F	M	F	M	F	M	F	M			
35	5	0	3	10	6	3	5	54		MUESTRA BAQ-16 Andesita basáltica de acuerdo con el diagrama TAS. Andesita basáltica de Ol.
50	3	0	7	0	8	3	4	46		
46	3	0	4	4	7	2	2	53		
30	2	0	5	16	2	2	7	57		
33	7	0	3	13	0	0	3	62		
194	20	0	22	43	23	10	21	272	=605	
32.1	3.3	0	3.6	7.1	3.8	1.6	3.5	45.0		
35.4		3.6		10.9		5.1		45.0	=100 %	

31. MUESTRA BAQ-17 (259.50 / 3195.15); Montículo aislado sobre tobas. Área La Mona al NW de la Sierra Las Animas

CLASIFICACION DE CAMPO: Basalto porfírico con fenocristales de piroxeno.

CONTENIDO DE SiO₂: 56.76 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Labradorita-andesina-oligoclasa, en ese orden de abundancia, en cristales euhedrales y subhedrales de hasta 3 mm con textura seriada. La labradorita tiende a mostrar mejor desarrollo cristalino y puede presentar sobrecrecimiento de andesina. Son frecuentes en ambas las texturas zonadas, inclusiones magmáticas y de clinopiroxeno. Son frecuentes las inclusiones magmáticas y de magnetita hasta de 0.05 mm. Pueden encontrarse intercrecimientos de clinopiroxeno. Algunos cristales de hasta 2 mm pueden estar rotos y rotados, mientras que otros muestran deformación plástica (pliegues abiertos) en los bordes.

Piroxenos: Por sus dimensiones, y en menor grado por su cristalinidad, se interpretan dos generaciones de ortopiroxenos y augita. Dentro del último grupo de cristales se presenta pigeonita, caracterizada por su ángulo de extinción menor de 20°. Son comunes los cristales zonados, las texturas de sobrecrecimiento y, en menor abundancia, de zonación. Pueden alcanzar hasta los 2.5 mm y son frecuentes las huellas de corrosión. En un autolito de Cpx (70%) – Plg (28%) – Mt (2%) de 2 mm se observa la segregación cristalina acentuada de los minerales máficos. En fenocristales de pigeonita con bordes de augita se observan exsoluciones sólidas de augita e inclusiones de plagioclasa. Se infiere que estos cristales son de formación temprana.

Oxidos: Están ampliamente distribuidos en agregados criptocristalinos en la matriz y en cristales hasta de 0.05 mm como inclusiones en piroxenos y plagioclasas. Además, es común encontrarlos dispuestos en las bandas de zonación concéntricas.

Matriz: La matriz está dominada por cristallitos de los minerales antes descritos y vidrio desvitrificado en mayor abundancia.

Textura: Hipocristalina, porfírica, seriada e isotrópica.

Plg		Aug		Ol		Ox		Matriz	
F	M	F	M	F	M	F	M		
32	3	18	2	0	0	0	2	64	
43	3	3	2	0	0	0	3	67	
44	3	26	2	0	0	0	2	44	
57	4	7	3	0	0	1	3	46	
60	6	9	2	0	0	2	2	40	
236	19	63	11	0	0	3	12	261	=605
39.0	3.1	10.5	1.8	0	0	0.5	2.0	43.1	
42.1		12.3		0		2.5		43.1	=100 %

MUESTRA BAQ-17

Andesita basáltica de acuerdo con el diagrama TAS.

Andesita basáltica de Cpx

32. MUESTRA S1-0 (17-III-92) (261.352 / 3195.776); Andesita basal en el Cañón Las Tinajas de edad K-Ar de 18.8 Ma. Infrayace a un conglomerado polimíctico con matriz de arena de ambiente marino.

CLASIFICACION DE CAMPO: Andesita porfírica de hornblenda.

CONTENIDO DE SiO₂: 59.36 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa. Andesina > labradorita > oligoclasa, en cristales seriados subhedrales y anhedral de hasta 0.4 mm. La labradorita tiende a mostrar mejor desarrollo cristalino. Los cristales más pequeños se confunden en la matriz cristalina. Característicamente los cristales más pequeños rodean a los fenocristales de piroxeno y los más grandes están aislados, lo que indica mayor nucleación alrededor de los fenocristales. La falta de orientación de los cristales es notable, de donde se infiere que la cristalización ocurrió en condiciones relativamente estáticas.

Piroxenos: Se presentan dos grupos de piroxenos. Al primer grupo pertenecen las augitas sin alteración con maclado por zonas en cristales subhedrales hasta de 0.5 mm. Ocasionalmente se encuentran en agregados de tipo glomerofírico. El segundo grupo está principalmente formado por bastitas hasta de 1 mm. Se caracterizan por estar formadas por un arreglo de cristales intercrecidos de minerales de serpentina en el interior con precipitaciones de óxidos en la periferia. Aunque deben ser producto de la alteración de ortopiroxeno, es probable que se trate de pigeonita caracterizada por su ángulo de extinción menor a 20°. De las dimensiones mayores con respecto a la

augita y su alteración completa en prácticamente todos los cristales se infiere que son de cristalización temprana y fueron alteradas deutéricamente antes de la cristalización de la augita y la plagioclasa. La mayor concentración de óxidos en la periferia hace suponer que la proporción Mg/Fe es mayor en los centros.

Oxidos: Los cristales aislados de magnetita son escasos en la muestra. Los óxidos están concentrados en masas criptocristalinas en algunas zonas de la matriz y principalmente, en los bordes de las bastitas.

Matriz: La matriz está dominada por cristálitos de plagioclasa y en parte por vidrio desvitrificado.

Textura: Hipocristalina seriada isotrópica.

Plg		Aug		Opx (Bastita)		Ox		Matriz	
F	M	F	M	F	M	F	M		
34	0	6	0	15	0	0	2	64	
27	0	6	0	26	0	0	2	60	
27	0	2	0	19	0	0	1	72	
16	0	6	0	5	0	0	2	92	
37	0	3	0	9	0	0	1	71	
141	0	23	0	74	0	0	8	359	=605
23.3	0	3.8	0	12.2	0	0	1.3	59.4	=100 %

MUESTRA S1-0 (17-III-92)

Andesita de acuerdo con el diagrama TAS.

Andesita de 2-Px

33. MUESTRA LT-5 (15-III-92) (260.048 / 3195.680); Derrame potente de andesita con flujo hacia S78°W. Es un derrame característico pues incluye biotita y hornblenda.

CLASIFICACION DE CAMPO: Andesita afanítica de hornblenda.

CONTENIDO DE SiO₂: 58.02 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Andesina-oligoclasa en los escasos cristales anhedral que pueden determinarse. La mayor parte de la plagioclasa se encuentra como matriz en cristales menores a 0.05 mm. El cristal más grande es de 0.3 mm, es anhedral y difiere del resto de cristales microcristalinos por las inclusiones magmáticas y bordes de reacción. Gran parte de la plagioclasa parece ser producto de recrystalización de una matriz principalmente vítrea, por lo que abundan las relaciones de intercrecimiento.

Piroxenos: La augita es el piroxeno dominante. Se encuentra en cristales desde euhedrales hasta anhedral en cristales seriados desde menos de una décima de mm hasta 1.2 mm. Es común la augita maclada, sobre todo en los cristales grandes y puede llegar a verse en asociación con ortopiroxeno. Ambos piroxenos pueden tener inclusiones de hornblenda basáltica. Además, es común ver relaciones entre piroxenos y hornblendas que indican cristalización simultánea, aunque la mayor parte de los piroxenos aparecen en cristales aislados. Los cristales más pequeños y alargados están orientados en la dirección del flujo.

Hornblenda. Son comunes los cristales de hornblenda basáltica anhedral y euhedral hasta de 1 mm. Tienen una forma alargada característica, extinción paralela y abundantes óxidos microcristalinos principalmente en los bordes. Normalmente se presentan en cristales aislados que se orientan en la dirección del flujo, aunque también se presentan como exsoluciones (?) en cristales de piroxeno. Es probable que estos cristales se hayan formado a partir de la oxidación del hierro de hornblendas normales. Son comunes las inclusiones de magnetita.

Oxidos: Están ampliamente distribuidos en agregados criptocristalinos en la matriz y en cristales individuales subhedrales hasta de 0.05 mm, y como inclusiones en piroxenos y hornblenda. Además, es común encontrarlos dispuestos en las bandas de zonación concéntricas en la hornblenda.

Matriz: La matriz está dominada por cristálitos de los minerales principalmente de plagioclasa y, en mayor abundancia, por vidrio desvitrificado. Algunas fracturas están rellenas de calcita y se observan algunas pequeñas porciones con precipitación de epidota.

Textura: Hipocristalina seriada.

Plg		Piroxeno		Hornblenda		Ox		Matriz	
F	M	Opx	Cpx	F	M	F	M		
0	12	6	9	4	1	0	5	84	
0	24	2	11	4	5	0	3	72	
0	15	3	21	5	1	0	4	72	
6	25	4	10	2	1	0	4	69	
0	25	4	18	3	0	0	4	67	
6	101	19	69	18	8	0	20	364	=605
1.0	16.7	3.1	11.4	3.0	1.3	0	3.3	60.2	=100 %

MUESTRA LT-5 (15-III-92)

Andesita de acuerdo con el diagrama TAS.

Andesita de 2Px-Hbl

D. SIERRA LAS ÁNIMAS ZONA COSTA

34. MUESTRA 1-IV-94 (269.164 / 3196 449); Campamento El Soldado.

CLASIFICACION DE CAMPO: Derrame de andesita porfírica con facies de autobrechamiento con fenocristales de plagioclasa y hornblenda hasta de 0.5 cm y matriz criptocristalina.

CONTENIDO DE SiO_2 : 63.82 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Andesina > oligoclasa. Ambas muestran zonación, pero las inclusiones de magnetita y ortopiroxeno son más frecuentes en la andesina. Principalmente la andesina presenta bordes de reacción por alteración deutérica. Los cristales varían de euhedrales hasta anhedral en tamaños hasta de 2 mm. Son comunes los cristallitos de plagioclasa en la mesostasis. Los fenocristales pueden aparecer en aglomerados ricos en orto y clinopiroxeno, así como en mosaicos ricos en ortopiroxeno.

Piroxenos: La hiperstena anhedral es el piroxeno más común. Se presenta en cristales hasta de 1.5 mm. En éstas son abundantes las inclusiones de magnetita y plagioclasa microcristalina y llega a observarse en intercrecimiento con augita. El clinopiroxeno llega a desarrollar una incipiente zonación en sectores.

Hornblenda. Se presenta en cristales euhedrales y subhedrales desde 1 mm de longitud en el eje c hasta microcristales en la matriz. A diferencia de los piroxenos, la hornblenda no llega a presentarse como inclusiones. Las pocas inclusiones que se observan en estos cristales son aparentemente magmáticas.

Oxidos: Estos cristales son anhedral y se encuentran ampliamente distribuidos en la matriz y como inclusiones en los piroxenos y en menor medida en la plagioclasa. Los cristales más grandes alcanzan los 0.2 mm.

Matriz: La matriz está formada por cristallitos de plagioclasa, piroxenos, anfíboles y óxidos, en ese orden de abundancia. El vidrio desvitrificado es dominante. Los cristales en la matriz muestran una orientación incipiente sin llegar a desarrollar estructuras continuas de flujo por su viscosidad alta.

Textura: Hialoporfírica seriada con matriz desvitrificada criptocristalina.

Plg		Cpx		Opx		Hbl		Ox		Matriz	
F	M					F	M	F	M		
20	4	15	3	5	3	1	4	66			
12	0	26	41	4	1	0	1	36			
121	0	0	0	0	0	0	0	0			
42	3	1	1	5	5	0	0	64			
17	4	4	0	0	6	0	2	88			
212	11	46	45	14	15	1	7	254		=605	
350	1.9	7.6	7.4	2.4	2.5	0	1.2	42.0			
36.9		15.0		4.9		1.2		42.0		=100 %	

MUESTRA 1-IV-94

Dacita de acuerdo con el diagrama TAS

Dacita de 2-Px y Hbl.

35. MUESTRA 4-IV-94 (268.933 / 3196 607); Andesita que infrayace a depósitos de areniscas con estructuras de canal E-W a las que les sobreyace una brecha volcánica.

CLASIFICACION DE CAMPO: Andesita porfírica cortada por diques de basalto. Dirección de flujo de la andesita hacia N10°W.

CONTENIDO DE SiO_2 : 59.76 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Andesina > oligoclasa. La zonación es común en la andesina. Esta muestra valores de extinción extremos hacia la oligoclasa y hacia la labradorita. Las estructuras de sobrecrecimiento entre éstas es común, así como las inclusiones de ortopiroxeno, magnetita y magmáticas, en ese orden de frecuencia. Los cristales más grandes (hasta 3 mm) suelen estar fracturados y en ocasiones las fracturas estar rellenas por matriz. Se llega a encontrar plagioclasa como inclusiones en clinopiroxeno. En la matriz los cristales menores a 0.1 mm suelen ser anhedral.

Piroxenos: La hiperstena subhedral es el piroxeno más común en cristales hasta de 2.5 mm de largo en el eje c. Son comunes los sobrecrecimientos de clinopiroxeno a partir del ortopiroxeno. Aunque los ángulos de extinción de la augita son normales, en algunos cristales se observan ángulos

relativamente bajos ($\sim 30^\circ$), lo que sugiere valores relativamente altos de Na y Fe en estos minerales. Los cristales de ortopiroxeno suelen ser los mayores, mientras que el clinopiroxeno muestra una tendencia seriada, al igual que la plagioclasa. Las inclusiones de magnetita son frecuentes en ambos piroxenos.

Oxidos: Estos cristales son anhedral y se encuentran principalmente como inclusiones en la plagioclasa y los piroxenos. En la matriz no se observa.

Matriz: La matriz está formada por cristallitos de plagioclasa, piroxenos y vidrio desvitrificado. El vidrio es dominante. Los cristales en la matriz no muestran una orientación definida, lo que sugiere que el magma estaba frío y viscoso.

Textura: Porfírica seriada.

Plg		Cpx		Opx		Ox		Matriz	MUESTRA 4-IV-94 Andesita de acuerdo con el diagrama TAS. Andesita de 2-Px.
F	M	F	M	F	M	F	M		
31	10	7	0	8	0	0	0	65	
48	8	12	2	2	0	0	0	49	
44	6	6	2	0	0	0	0	63	
17	3	26	0	4	1	0	1	69	
20	7	30	5	2	0	0	0	57	
160	34	81	9	16	1	0	1	303	=605
26.4	5.6	13.4	1.5	2.6	0.2	0	0.2	50.1	
32.0		14.9		2.8		0.2		50.1	=100 %

36. MUESTRA 15-IV-94 (269.662 / 3196.439); Punta El Soldado.

CLASIFICACION DE CAMPO: Sucesión de derrames y aglomerados de andesita la textura es porfírica con fenocristales de plagioclasa, piroxenos y hornblenda; la matriz parece vítrea de aspecto sacaroide.

CONTENIDO DE SiO_2 : 63.78 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: La oligoclasa euhedral y subhedral es dominante. Se presenta en cristales hasta de 2.6 mm que incluye andesina de 0.5 mm y clinopiroxeno menor a 0.1 mm. Normalmente aparece fresca, aunque puede mostrar alteración deutérica en los bordes. Es abundante en la matriz en forma de microlitos alineados. La andesina es común en cristales menores a 1 mm en agregados glomerofíricos junto con piroxenos. La alteración deutérica es común en estos cristales y con frecuencia se presentan como cristales subhedrales fragmentados. Se observó un fragmento de 0.4 mm de labradorita con alteración deutérica. Las inclusiones son raras en los tres tipos de plagioclasa.

Piroxeno: La augita es el piroxeno más abundante. Se presenta en cristales hasta de 0.7 mm con formas que varían desde alargadas subhedrales hasta euhedrales rómbicas. Las primeras suelen estar intensamente alteradas deutéricamente; las segundas, de acuerdo con las variaciones en su pleocroísmo presentan un aparentemente amplio rango de composición. En éstas son muy abundantes las inclusiones de magnetita. Es abundante también un piroxeno de extinción casi paralelo que se interpreta como pigeonita y que se encuentra en proporción equivalente a la augita.

Hornblenda. En este grupo se incluye a una serie de minerales alargados con relación de aspecto hasta de 10:1, comúnmente con fuerte oxidación y orientados en la dirección del flujo. Los pocos cristales donde se preservan las características ópticas son fuertemente pleocróicos. Aunque son comunes en la matriz, llegan a desarrollarse cristales hasta de 1 mm.

Oxidos: Están ampliamente distribuidos en la matriz y como inclusiones en los piroxenos en cristales hasta de 0.2 mm.

Matriz: La matriz está dominada por cristales de plagioclasa, piroxenos, hornblenda y óxidos, donde sólo los cristales de óxidos, por su forma redondeada no muestran orientación en la dirección del flujo.

Textura: Hipocristalina porfírica seriada.

Plg		Aug		Hbl		Ox		Matriz		
F	M	F	M	F	M	F	M			
15	3	0	2	4	1	0	1	95		
36	12	0	1	0	8	0	1	63		
19	10	3	1	0	4	0	2	82		
35	7	15	1	2	2	5	1	53		
8	12	9	0	14	1	2	4	71		
113	44	27	5	20	16	7	9	364	=605	
18.7	7.3	4.5	0.8	3.3	2.5	1.2	1.5	60.2		
26.0		5.3		5.8		2.7		60.2	=100 %	

MUESTRA 15-IV-94

Dacita de acuerdo con el diagrama TAS
Dacita de Cpx-Hbl.

37. MUESTRA 18-IV-94 (270.033 / 3196.000); Punta El Soldado, lado de Bahía Las Ánimas. Bloque de 3.5m de diámetro de andesita basáltica en un flujo de detritos que no contiene granito a pesar de la cercanía del basamento.

CLASIFICACION DE CAMPO. Andesita basáltica porfírica de clinopiroxeno.

CONTENIDO DE SiO₂: 53.05 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Andesina y oligoclasa en la misma proporción en cristales subhedrales y anhedrales hasta de 0.5 mm. Los cristales son individuales sin mostrar rasgos de intercrecimiento. Las inclusiones magmáticas son escasas y eventualmente se presentan como inclusiones en las augitas más grandes. La zonación, cuando se presenta, es concéntrica.

Piroxenos: La augita es el único piroxeno presente. Se encuentra en cristales euhedrales hasta de 2.5 mm. Son comunes las texturas de sobrecrecimiento e intercrecimiento y las inclusiones de olivino, magnetita, plagioclasa y magmáticas, en ese orden de frecuencia. La zonación concéntrica es común en los cristales más grandes.

Olivino: En general el olivino aparece iddingsitizado en tamaños que varían desde 0.3 mm hasta pequeños cristalitos en la matriz. Es muy frecuente que se presenten como inclusiones en los piroxenos. Su forma varía de euhedral a anedral.

Oxidos: Estos cristales son anhedrales y se encuentran principalmente en la matriz y como inclusiones en los piroxenos.

Matriz: La matriz está formada por cristalitos de los minerales descritos hasta una pequeña proporción de vidrio. La calcita y el cuarzo llegan a encontrarse relleno de vesículas.

Textura: Porfírica seriada.

Plg		Cpx		Ol		Ox		Matriz		
F	M	F	M	F	M	F	M			
21	10	45	3	4	2	0	3	33		
46	9	4	5	11	2	0	2	42		
45	12	19	4	4	2	0	4	31		
48	8	3	13	6	1	0	4	38		
36	8	14	7	4	1	0	3	48		
196	47	85	32	29	8	0	16	192	=605	
32.5	7.8	14.0	5.3	4.8	1.3	0	2.6	31.7		
40.3		19.3		6.1		2.6		31.7	=100 %	

MUESTRA 18-IV-94

Andesita basáltica de acuerdo con el diagrama TAS.
Andesita basáltica de augita y olivino.

38. MUESTRA 20-IV-94 (268.079 / 3195947); Cañón Granito.

CLASIFICACION DE CAMPO Tonalita de biotita con textura fanerítica equigranular

CONTENIDO DE SiO₂: 68.22 %

MINERALOGIA:

El conjunto está formado por oligoclasa, feldespato potásico, cuarzo, en ese orden de abundancia. Los constituyentes máficos son biotita >> hornblenda y esfena en trazas. Los óxidos están ausentes en esta muestra.

Se clasifica como granodiorita de biotita y hornblenda.

E. ISLA ÁNGEL DE LA GUARDA

39. **MUESTRA 2-VI-94** (288.014 / 3212.626); Sur de la costa occidental de Isla Ángel de la Guarda.

CLASIFICACION DE CAMPO: Brecha de flujo que incluye fragmentos de un derrame riolítico hialoporfirítico y fragmentos de un depósito ignimbítico eutaxítico. Fragmento hialoporfirítico, edad K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 3.4 \pm 0.2$ y 3.0 ± 0.1 Ma en hornblenda.

CONTENIDO DE SiO_2 : 72.62 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Sobrecrecimientos de oligoclasa hasta de 1.5 mm y cristales subhedrales individuales de hasta 2 mm. La zonación concéntrica es común, así como las inclusiones de magnetita de hasta 0.2 mm. Muchos de los cristales muestran un fracturamiento similar al de la matriz vítrea perlítica. Salvo raras excepciones, los bordes de los cristales están bien definidos con respecto al vidrio. Sólo los cristales de aspecto fragmentado muestran bordes de reacción con la matriz.

Piroxenos: Cristales de hiperstena subhedral de hasta 0.4 mm con inclusiones de magnetita. Prácticamente todos los piroxenos muestran asociación con magnetita. En menor proporción se presentan cristales de clinopiroxeno, aparentemente augita.

Anfiboles: La hornblenda subhedral menor de 0.5 mm se encuentra en proporción ligeramente menor al del piroxeno. En éstas son menos frecuentes las inclusiones de óxidos.

Matriz: La matriz está constituida totalmente por vidrio perlítico parcialmente desvitrificado muy homogéneo.

Oxidos: La magnetita se encuentra en cristales subhedrales y anhedrales de hasta 0.4 mm, tanto diseminados en el vidrio como en inclusiones en los fenocristales.

Textura: Hialoporfirítica.

Plg		Opx		Hbl		Ox		Vidrio	
F	M	F	M	F	M	F	M		
3	0	0	0	0	0	0	0	118	
18	0	0	0	1	0	0	0	102	
6	0	0	0	0	0	1	0	114	
6	0	7	0	0	0	1	0	107	
26	0	0	0	1	0	2	0	92	
59	0	7	0	2	0	4	0	533	=605
9.8	0	12	0	0.3	0	0.7	0	88.0	
9.8		12		0.3		0.7		88.0	=100 %

MUESTRA 2-VI-94

Riolita de acuerdo con el diagrama TAS

Riolita vitrofírica de Px-Hbl.

40. **MUESTRA 7-VI-94** (279.260 / 3221.938); Sur de El Paladar, costa occidental de Isla Ángel de la Guarda.

CLASIFICACION DE CAMPO: Brecha de derrame de dacita que infrayece a depósitos tobáceos que incluye bloques de andesita oxidada. Fragmento hialofírico donde son comunes las vetillas de vidrio desvitrificado debidas posiblemente al flujo de vapores a lo largo de planos de fracturamiento que contrasta con el vidrio de la matriz que muestra fracturamiento perlítico.

CONTENIDO DE SiO_2 : 72.66 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa. Básicamente sólo contiene cristales de oligoclasa hasta de 3 mm que muestran sobrecrecimiento, zonación concéntrica e inclusiones de biotita, hornblenda y magnetita. Los cristales varían de subhedrales a anhedrales en una secuencia de tamaños seriada, donde los cristales subhedrales muestran una cristalización mejor desarrollada.

Feldespato potásico: Se presenta en cristales anhedrales de hasta 1 mm con bordes más redondeados que en las plagioclasas. Es común la alteración incipiente.

Cuarzo: Se presenta en cristales anhedrales de hasta 1.5 mm. Es común el desarrollo de embahiamientos ocupados por la matriz vítrea. En contraste con las plagioclasas y feldespatos, no presenta inclusiones.

Anfiboles: La hornblenda se encuentra en cristales euhedrales y subhedrales menores a 1 mm. Los cristales elongados están deformados y son comunes las inclusiones de magnetita.

Biotita: Los cristales de biotita son en su mayoría euhedrales menores de 0.5 mm, aunque se observó un cristal de 1 mm. Ocasionalmente presentan inclusiones de magnetita y plagioclasas. Cuando se localizan en las zonas de fracturamiento suelen estar deformadas.

Oxidos: La magnetita se encuentra en cristales subhedrales y anhedrales de hasta 0.4 mm, tanto diseminados en el vidrio como en inclusiones en los fenocristales.

Matriz: La matriz está constituida por vidrio perlítico con zonas ricas en cristalitos. La matriz en las zonas de fracturamiento se caracteriza por estar formado por vidrio desvitrificado y por cristales de aspecto fragmentado.

Textura: Hialoporfirítica

Pig	FK	Q	Hbl	Biot	Ox	Matriz	
20	2	0	4	0	1	94	
44	1	1	3	0	0	72	
15	4	1	13	0	1	87	
7	1	1	3	0	0	109	
6	2	2	1	8	2	100	
92	10	5	24	8	4	462	=605
15 2	1.7	0.8	4.0	1.3	0.7	76.3	=100 %

MUESTRA 7-VI-94

Riolita de acuerdo con el diagrama TAS

Riolita vitrofirica de Hbl-Biotita.

41. MUESTRA 4-VI-94 (1-X-95) (284.019 / 3216.088); continuación de El Paladar en la costa occidental de Isla Ángel de la Guarda.

CLASIFICACION DE CAMPO: Dacita hialofirica que corta a depósitos de arena saturados en agua. Está en contacto por falla con conglomerados y areniscas que le sobreyacen.

CONTENIDO DE SiO_2 : 67.0 %

MINERALOGIA:

Plagioclasa: Sólo se observa oligoclasa en cristales subhedrales de hasta 1.2 mm que llegan a orientarse en la dirección del flujo. Algunos cristales presentan zonación concéntrica y todas muestran una alteración hidrotermal incipiente.

Piroxenos. Se observaron sólo tres cristales de augita de 0.2 mm parcialmente alteradas, una de ellas contiene una inclusión de magnetita y otra, euedral, está cortada perpendicularmente al eje C y tiene un diámetro de 0.2 mm.

Oxidos. La escasa magnetita se encuentra en cristales subhedrales y anhedrales de hasta 0.2 mm diseminada en la matriz de vidrio.

Matriz: La matriz está constituida totalmente por vidrio parcialmente perlitzado que muestra una textura fluidal bien desarrollada.

Textura: Hialofirica

Pig	Aug	Ox	Matriz	
14	0	0	107	
1	0	1	119	
1	0	1	119	
4	0	0	117	
0	0	0	121	
20	0	2	583	=605
3 3	0	0.3	96.4	=100 %

MUESTRA 4-VI-94

Dacita de acuerdo con el diagrama TAS.

Dacita vitrofirica de Px.

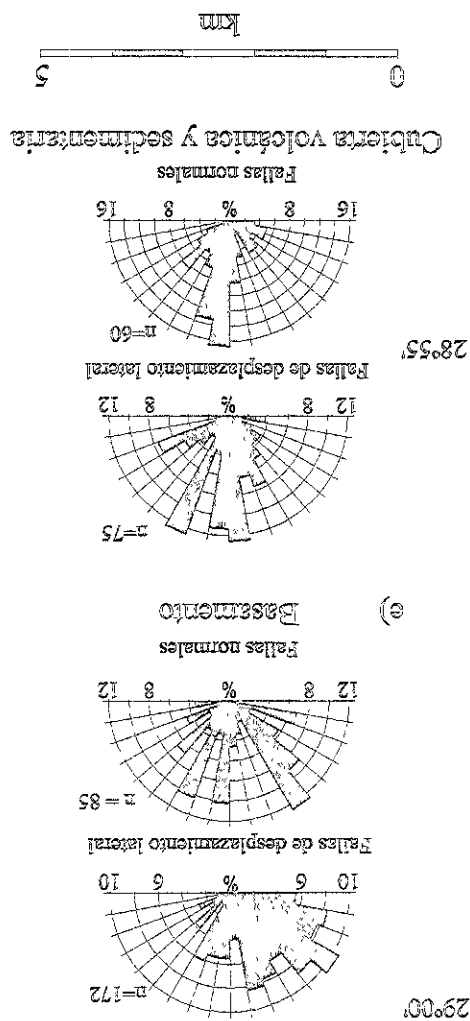
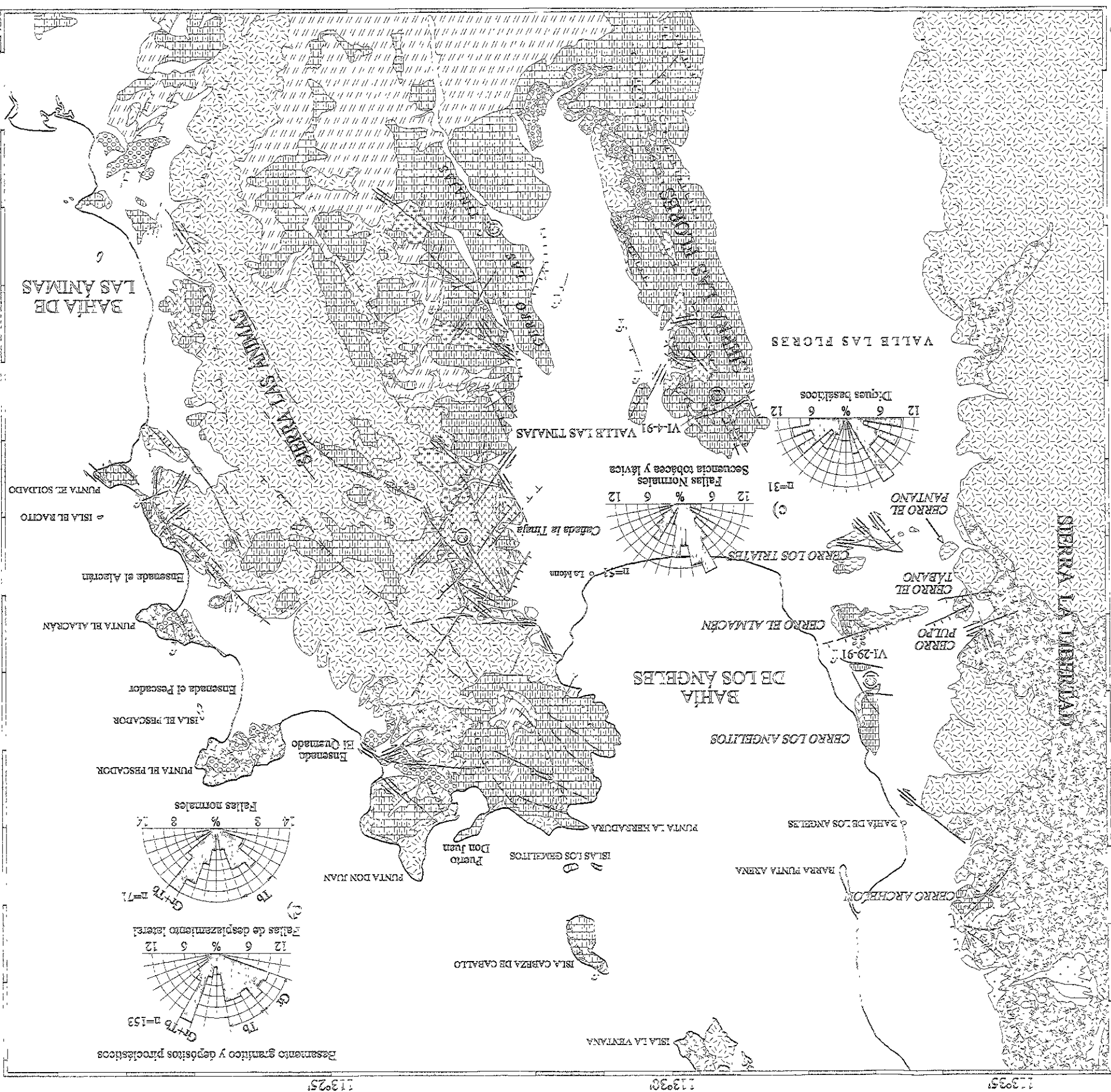
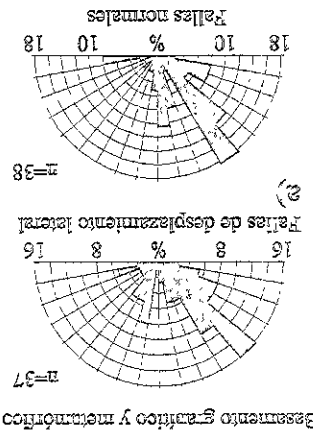
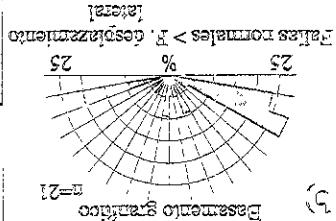


Fig. 20. Diagramas de rosa mostrando el rumbo de fallas y diques medidos en el campo. Se observa el notable decrecimiento en el número de fallas medidas de oriente a occidente, en particular de las de desplazamiento lateral, lo que refleja la influencia de la zona de fallamiento Batallas. a) Fallas medidas entre el Cerro Archelon y los cerros Los Triales. b) Fallas medidas en dos arroyos perpendiculares a la falla normal. c) Fallas normales y orientación de aflques basálticos en la mitad septentrional de la Sierra Las Flores. En esta zona las fallas de desplazamiento lateral son menos importantes. d) Fallas de desplazamiento lateral y normales de toda la porción occidental de la Sierra Las Animas separadas, indicando la litología dominante. e) Fallas de desplazamiento lateral y normales en el basamento y cubierta volcánica y sedimentaria entre Punta El Alacran y Punta El Soldado en el oriente de la Sierra Las Animas. La simbología geológica es la misma que en la Fig. 5.

