

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

PETROLOGÍA Y METAMORFISMO DE LAS ROCAS BASÁLTICAS
EN ISLA CAPITÁN ARACENA, ISLA CARLOS III Y ESTERO LA PERA,
REGIÓN DE MAGALLANES, CHILE.

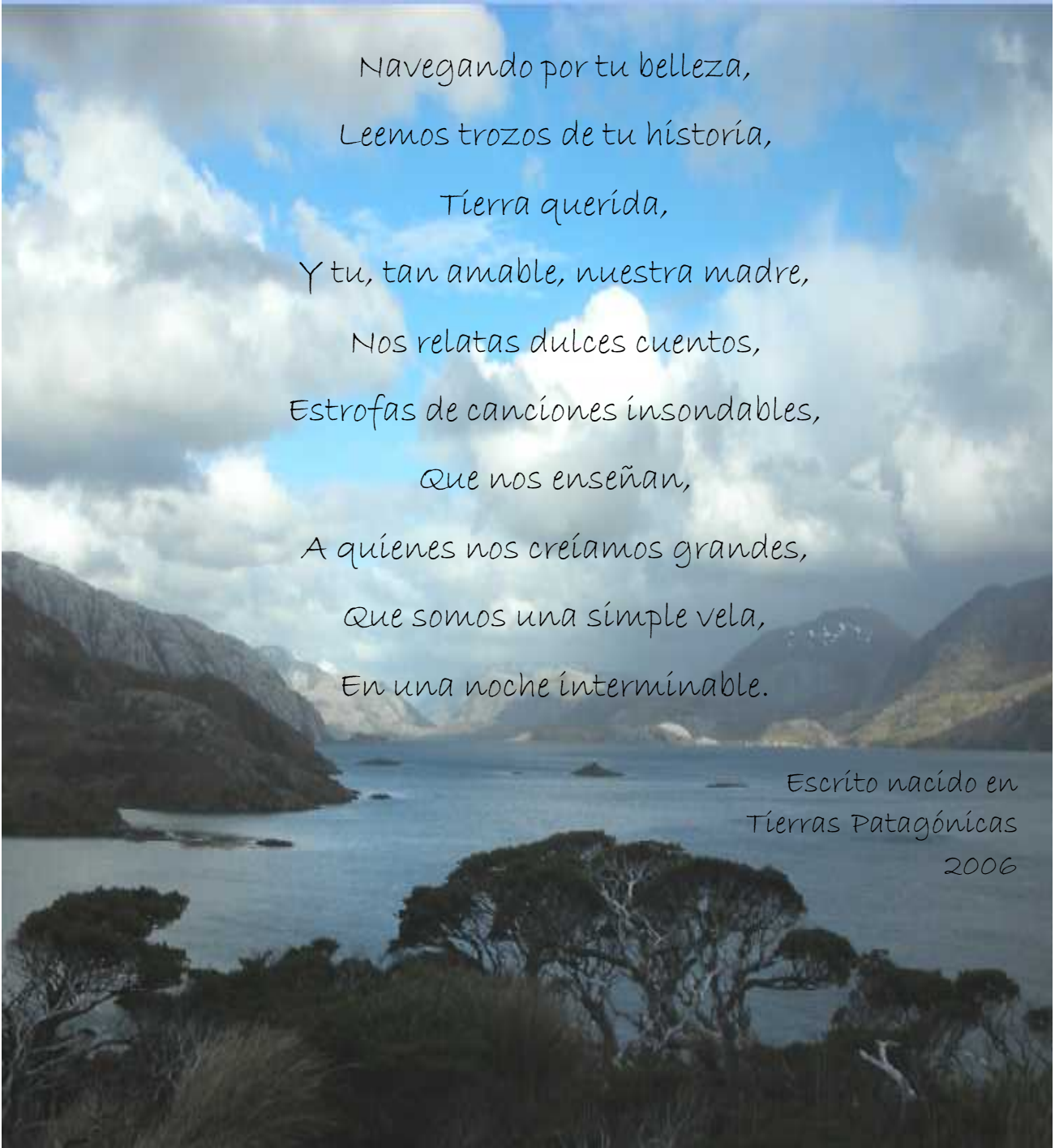
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

CARLOS FELIPE PRADES KOSCINA

PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
LUIS AGUIRRE LE BERT
CONSTANTINO MPODOZIS MARÍN

SANTIAGO DE CHILE
ENERO 2008



Navegando por tu belleza,
Leemos trozos de tu historia,
Tierra querida,
Y tu, tan amable, nuestra madre,
Nos relatas dulces cuentos,
Estrofas de canciones insondables,
Que nos enseñan,
A quienes nos creíamos grandes,
Que somos una simple vela,
En una noche interminable.

Escrito nacido en
Tierras Patagónicas
2006

RESUMEN

En el presente trabajo se estudian rocas basálticas de las islas Capitán Aracena y Carlos III, y del estero La Pera. El objetivo es, mediante un estudio petrográfico, geoquímico y de química mineral, responder a la hipótesis que señala que las rocas basálticas de ambas islas formaron parte del piso oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes, y que las lavas del Complejo La Pera se correlacionan con las de la Formación Barros Arana.

En las islas Capitán Aracena y Carlos III afloran metabasitas almohadilladas intruidas por diques máficos. Estos diques son más abundantes en la parte suroeste de la isla Capitán Aracena (Seno Mónica), en donde afloran rocas con características que indican que corresponden a la unidad de 100% diques (*sheeted dykes*) y a la unidad de lavas almohadilladas (*pillow lavas*) de un complejo ofiolítico. Estas metabasitas fueron afectadas por metamorfismo de muy bajo grado y de bajo grado. A diferencia de las demás rocas estudiadas, en las cuales el metamorfismo no obliteró la textura primaria ni produjo foliación, las rocas basálticas que afloran en la parte suroeste de la isla Capitán Aracena (Seno Mónica) presentan una foliación no penetrativa en la cual se midieron orientaciones promedio N76W/53SW. Esta foliación se observa también a escala microscópica junto con la presencia de indicadores cinemáticos de cizalle, indicando que en ellas los minerales secundarios se desarrollaron durante un evento metamórfico deformativo, probablemente superpuesto a un metamorfismo de tipo fondo oceánico, y que contemporáneamente a dicho metamorfismo ocurrió un evento de cizalle. Cabe destacar que en las rocas de ambas islas es común la presencia de sulfuros (principalmente pirita). En cuanto a su geoquímica, según su contenido de SiO₂ las rocas de las islas Capitán Aracena y Carlos III corresponden mayoritariamente a basaltos y algunas a andesitas basálticas. En un diagrama Ti v/s Zr presentan un patrón de diferenciación característico de magmas toleíticos, el cual es el mismo que siguen los basaltos de las ofiolitas chilenas. En este mismo diagrama caen en el campo de los OFB (*ocean-floor basalts*), mientras que en diagramas de discriminación tectónica caen en el campo de los MORB (*mid ocean ridge basalts*). Además, presentan patrones de Tierras Raras bastante planos, pero con razones (La/Yb)_N>1, y en un diagrama multi-elemento se observan enriquecidas en los elementos más incompatibles con respecto a N-MORB, características similares a las que presentan las rocas pertenecientes al complejo ofiolítico Sarmiento.

Con respecto a las lavas del Complejo La Pera, fue estudiada una muestra de ellas, en la cual el metamorfismo no produjo foliación ni obliteró la textura ígnea. La asociación mineralógica que presenta esta roca indica que fue sometida a condiciones de presión y temperatura correspondientes a la facies ceolita. Los minerales primarios observados en ella son clinopiroxeno, anfíbola y apatita. En cuanto a su geoquímica, según su contenido de SiO₂ fue clasificada como andesita basáltica, y según su contenido de K₂O y razones K₂O/Na₂O>2, como shoshonita y como roca ultrapotásica, respectivamente. Además, presenta nefelina normativa y en un diagrama TAS (*total alkalis silica*) cae en el campo de las rocas alcalinas. Estas características son muy similares a las que han sido descritas para las absaroquitas (miembro máfico de la serie shoshonítica) de la Formación Barros Arana, en las cuales el metamorfismo no obliteró la textura primaria ni produjo foliación y corresponden también al muy bajo grado. Estas también presentan clinopiroxeno, anfíbola y apatita como minerales primarios, nefelina normativa y caen en el campo de las rocas alcalinas en un diagrama TAS. Sumado a lo anterior el patrón que muestra la lava del Complejo La Pera en un diagrama multi-elemento y en uno de Tierras Raras es prácticamente el mismo que el que presentan las absaroquitas de la Formación Barros Arana.

Todas las características mencionadas concuerdan con las observaciones y los datos obtenidos por otros autores (estratigráficas, edades, etc.) y permiten corroborar la hipótesis evaluada, confirmando que las rocas basálticas de las islas Capitán Aracena y Carlos III formaron parte del piso oceánico máfico de la Cuenca de Rocas Verdes, y que las lavas del Complejo La Pera se correlacionan con las de la Formación Barros Arana, las cuales habrían formado parte de un evento volcánico ocurrido en el Albiano.

Además, se propone una división para las Rocas Verdes en tres complejos ofiolíticos: Complejo Sarmiento, Complejo Capitán Aracena y Complejo Tortuga. Finalmente, se hace una evaluación de los modelos tectónicos existentes para explicar el origen de las rocas estudiadas, y se propone un modelo que sugiere que las rocas basálticas del Complejo La Pera y de la Formación Barros Arana, se generaron en un régimen de extensión por flexura en el margen oriental de la Cuenca de Rocas Verdes durante su cierre, por bajos porcentajes de fusión parcial de un manto metasomatizado, cuyo metasomatismo habría sido producto de una subducción dirigida hacia el este.

AGRADECIMIENTOS

Gracias Sole, por ser mi compañera, mi amada, mi mejor amiga, mi maestra, mi discípula, mi madre, mi niña, por serlo todo, por ser mi alma gemela. Gracias por tu apoyo incondicional, por llenarme la vida de amor, de paz, de belleza, dulzura, bondad y libertad, porque desde que estoy contigo mi vida se ha convertido en una hermosa danza, en un colorido e interminable festival.

Gracias Madre por darme la vida, por tantos años de duro trabajo, tanto esfuerzo, tanta preocupación, y porque en gran parte gracias a ti he tenido tanto éxito, he tenido la disciplina, la fuerza de voluntad y la responsabilidad para llegar a donde estoy.

Gracias Padre por ser tan generoso, tan esforzado, por ser un ejemplo de quien no se rinde pese a las dificultades que se le han presentado. Gracias por darme todo lo que has podido, que ha sido mucho más de lo que he necesitado, y por darme la inteligencia que sé que en gran parte de ti he heredado.

Gracias tía Sonia, por ser la mejor madrina del mundo, por ser realmente una segunda madre, porque de usted he aprendido mucho acerca del amor incondicional y que para el amor no importan los lazos de sangre. Gracias por criarme, por regalarme, por acogerme en su hogar, por alimentarme, por darme lo que no tiene para pagar mi universidad, por ponerme siempre en primer lugar.

Gracias tía Xime, tío Enrique, Caro, Ale, Pablo, Pabli, Flo, Sra. Ana, por acogerme como uno de ustedes en su hermosa familia. Gracias tíos, Caro y Sole por recibirme en su casa, por permitirme vivir en su acogedor y cálido hogar, por darme tanto sin recibir nada a cambio. Gracias tíos por ser un ejemplo de matrimonio y de padres, siempre estaré agradecido de su generosidad.

Gracias a todos los que me ayudaron a pagar la universidad: mami, papi, tía Sonia, Sole, tía Xime, tío Enrique, abuelo, leli. Gracias también a mi familia, hermano, primos, abuelos, tíos, porque cada uno de ustedes ha dejado una huella en mí, una enseñanza, una experiencia de vida, momentos inolvidables llenos de lecciones que mi corazón no olvidará.

Gracias Pancho por ofrecerme esta memoria, por ese terreno inolvidable a la Patagonia, por tu sabiduría y tu pasión por la geología, por desarrollar mi iniciativa, por darme libertad, por permitir que esta memoria naciera a través de mí, que fuera obra de mi creatividad. Gracias Profesor Luis Aguirre y Dr. Constantino Mpodozis por su gran ayuda, por su excelente disposición, sus correcciones, su paciencia, sus enseñanzas, sus invitaciones, su amabilidad. También quiero agradecer a los profesores de Geología, quienes siempre tuvieron sus puertas abiertas y respondieron mis numerosas preguntas, y a los alumnos de postgrado, en especial al Caldera, por guiarme y ayudarme permanentemente durante el transcurso de mi memoria, y al pelao Solari, quien es el autor de las imágenes DEM utilizadas en este trabajo. Además quiero agradecer a mi amigo Sebastián Baes por dibujar los modelos tectónicos a color que aparecen al final de esta memoria.

Gracias a WAIIME por ser una institución con propósitos tan nobles, muchas gracias, porque sin el dinero de la beca que me otorgaron no se como habría pagado la deuda que tenía en la universidad. Gracias Sra. Rosa Klohn por su amabilidad, su gentileza y por su bondad.

También quiero agradecer a FONDECYT, por financiar esta memoria, y a ENAP, por facilitarme las muestras del Estero La Pera así como todos los informes inéditos que necesité. Gracias Lisandro Rojas por tu ayuda y por tu buena voluntad.

Gracias a todos los funcionarios de geología, en especial gracias María Rosa, por ser la solución al ms mínimo problema, por ser la secretaria de pregrado ideal.

Muchas gracias vida, por tantas bendiciones, tantos regalos, tantos días de vida, tantos momentos de paz y de dicha, gracias por llevarme por senderos tan bellos, y por conducirme sin que lo supiera, hacia el apasionante camino de la geología.

Tabla de Contenidos

Capítulo I. Introducción	1
I.1 Formulación del problema y antecedentes geológicos.....	1
I.2 Objetivo General.....	3
I.3 Objetivos Específicos	3
I.4 Ubicación y acceso.....	4
I.5 Metodología	5
Capítulo II. Marco Geológico	7
II.1 Provincias Tectónicas.....	7
II.2 Complejos Metamórficos	9
II.3 Rocas Estratificadas.....	11
II.3.1 Formación Tobífera	12
II.3.2 Formación Erezcano.....	13
II.3.3 Formación Canal Bertrand	14
II.3.4 Formación Latorre	15
II.3.5 Formación Escarpada	16
II.4 Rocas Ígneas.....	18
II.4.1 Batolito Sur-Patagónico.....	18
II.4.2 Rocas Verdes	20
II.5 Tectónica Regional.....	24
II.5.1 Punto Triple.....	24
II.5.2 Oroclino Patagónico	24
II.5.3 Faja Plegada y Corrida de Magallanes.....	25
Capítulo III. Petrografía, mineralogía y metamorfismo	26
III.1 Petrografía y química mineral	26
III.1.1 Isla Capitán Aracena	26
III.1.1.a Datos de terreno	27
III.1.1.b Petrografía	30
III.1.1.c Química mineral.....	37
III.1.2 Isla Carlos III.....	38
III.1.2.a Datos de Terreno.....	39
III.1.2.b Petrografía	40
III.1.2.c Química mineral.....	45
III.1.3 Estero La Pera.....	50

III.1.3.a	Datos de Terreno	51
III.1.3.b	Petrografía	52
III.2	Metamorfismo y conclusiones	54
III.2.1	Metamorfismo	54
III.2.1.a	Isla Capitán Aracena	54
III.2.1.b	Isla Carlos III.....	55
III.2.1.c	Estero La Pera	56
III.2.2	Conclusiones	58
Capítulo IV. Geoquímica	60
IV.1	Análisis de elementos mayores, elementos traza y Tierras Raras	60
IV.1.1	Isla Capitán Aracena	60
IV.1.2	Isla Carlos III.....	64
IV.1.3	Estero La Pera	67
IV.2	Análisis comparativo y conclusiones.....	71
IV.2.1	Análisis comparativo.....	71
IV.2.2	Conclusiones	73
Capítulo V. Discusión y conclusiones	74
V.1	Discusión	74
V.1.1	Rocas básicas de las islas Capitán Aracena y Carlos III	74
V.1.2	Lavas del Complejo La Pera	78
V.2	Modelos de evolución tectónica	82
V.2.1	Nomenclatura de los complejos ofiolíticos del sur de Chile	82
V.2.2	Consideraciones petrogenéticas.....	83
V.2.3	Modelos tectónicos.....	85
V.3	Conclusión	92
Referencias		95
Anexo A: Petrografía		
Anexo B: Análisis Químico Roca Total		
Anexo C: Análisis Química Mineral		
	C.1: Abreviaturas de Minerales	
	C.2: Química Mineral	

Índice de Figuras

Figura I-1. Imagen DEM (Digital Elevation Model) de la Región de Magallanes con ubicación de las áreas de estudio.....	4
Figura I-2. a. Lancha Pengüin. b. Zodiac.....	5
Figura II-1. Mapa mostrando las principales provincias tectónicas de la parte mas austral de Sudamérica, y la ubicación de las zonas de estudio (Modificado de Diraison et al., 2000).....	8
Figura II-2. Columna estratigráfica propuesta para la zona de Seno Skyring (Mpodozis, 2006).....	11
Figura II-3. Cuadro de correlaciones estratigráficas para las secuencias cretácicas de la Precordillera magallánica entre la zona de Última Esperanza y Seno Skyring (Mpodozis, 2006).	17
Figura II-4. Edades y ubicación de algunos intrusivos del Batolito Sur-Patagónico (Hervé et al, 2007a). .	19
Figura II-5. Mapa geológico simplificado en el cual se muestra la ubicación del Complejo Sarmiento y del Complejo Tortuga (Stern y de Wit, 2003, modificado de Dalziel et al., 1974).	20
Figura II-6. Sección esquemática de los complejos ofiolíticos Sarmiento y Tortuga (Stern y de Wit, 2003; modificado de Stern de Wit, 1978, 1981).....	21
Figura II-7. Histograma que ilustra la distribución de metabasaltos y metagabros del Complejo Sarmiento y el metamorfismo que los afecta.	22
Figura II-8. Configuración actual de placas en Sudamérica austral (Diraison et al. 2000).....	24
Figura III-1. Ubicación localidades muestreadas en isla Capitán Aracena. Mapa Geológico de Chile, escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2002).....	26
Figura III-2. Lavas almohadilladas de la parte sur oriental de la isla Capitán Aracena (FO 06 26).	27
Figura III-3. a. Rocas foliadas, afaníticas, de color verde oscuro. b. Intercalación de zonas no foliadas o levemente foliadas (a la izquierda y a la derecha de la foto), con zonas foliadas (centro).....	28
Figura III-4. a. Lava almohadillada (FO 06 57). b. Dique intruyendo a lavas almohadilladas (FO 06 56) ..	28
Figura III-5. Rocas de color verde, foliadas, observadas en la localidad 5.	29
Figura III-6. a. Textura variolítica. b. Pirita y calcopirita en corte transparente pulido. c. Amígdala con calcita, clorita, epidota y cuarzo (luz polarizada no analizada (LPNA)). d. Fotografía anterior con luz polarizada analizada (LPA).....	30
Figura III-7. a. Textura intersertal en muestra FO 06 52a (fotografía con LPNA). b. Fotografía anterior con LPA. c. Textura nematoblástica en muestra FO 06 53. d. Fotografía anterior con LPA.	31
Figura III-8. a. Indicador cinemático (fish) en la muestra FO 06 52 (Fotografía con LPA), compuesto por anfíbola, biotita, clorita y epidota. b. Fotografía anterior con LPNA.....	32
Figura III-9. a. Textura nematoblástica en muestra FO 06 55 (LPNA). b. Fotografía anterior con LPA. c. Textura microgranular en muestra FO 06 56 (LPNA). d. Fotografía anterior con LPA. e. Textura porfídica en muestra FO 06 57 (LPNA). f. Fotografía anterior con LPA.....	33
Figura III-10. a. Clinozoisita y epidota en amígdala de muestra FO 06 58, y anfíbola secundaria reemplazando minerales y vidrio en la masa fundamental (LPNA). b. Fotografía anterior con LPA. c. Anfíbola verde azulada reemplazando minerales primarios en muestra FO 06 59 (LPNA). d. Fotografía anterior con LPA.	35

Figura III-11. a. Textura lepidoblástica en muestra FO 06 60 (LPA). b. Fotografía anterior con LPNA.....	36
Figura III-12. Anfíbolos de muestra FO 06 58 clasificadas en el diagrama de Leake et al. (1997) como magnesiohornblenda y ferrohornblenda.....	37
Figura III-13. Imagen DEM (Digital Elevation Model) con ubicación de localidades muestreadas en isla Carlos III.....	38
Figura III-14. a. Muestra FO 03 35b compuesta principalmente por albita, clorita, epidota y titanita (Fotografía con LPA). B. Fotografía anterior con LPNA.....	40
Figura III-15. a. Muestra FO 03 36 mostrando una textura subofítica en la cual se observa clinopiroxeno entrecrecido con plagioclasa (fotografía con LPA). b. Fotografía anterior con LPNA. c. Pumpellyita reemplazando plagioclasa en muestra FO 03 36 (fotografía con LPA). d. Fotografía anterior con LPNA.	42
Figura III-16. a. Amígdala en muestra FO 03 37 con clorita, epidota, y cuarzo en el borde (LPA). b. Fotografía anterior con LPNA.....	43
Figura III-17. a. Fotografía con LPA muestra FO 03 38, la cual presenta una textura glomeroporfídica....	44
Figura III-18. Piroxenos de muestras FO 03 35b y FO 03 35d clasificados como diópsidos en el diagrama de Morimoto et al. (1988).....	45
Figura III-19. Rombos verdes corresponden a filosilicatos estratificados esmectita-clorita de la muestra FO 03 35b, ploteados en: a. Diagrama de Schiffman (1991) Si+Al+Fe+Mg+Mn v/s Al _{tot} ; b. Diagrama de Schiffman (1991) cationes interfoliares v/s Si apfu.	46
Figura III-20. Cloritas ploteadas en el diagrama de Hey (1954) para la clasificación de cloritas.....	47
Figura III-21. Rombos rojos corresponden a cloritas de la muestra FO 03 35c, ploteados en: a. Diagrama de Schiffman (1991) Si+Al+Fe+Mg+Mn v/s Al _{tot} ; b. Diagrama de Schiffman (1991) cationes interfoliares v/s Si apfu.	48
Figura III-22. Rombos azules corresponden a filosilicatos estratificados esmectita-clorita de la muestra FO 03 35b, ploteados en: a. Diagrama de Schiffman (1991) Si+Al+Fe+Mg+Mn v/s Al _{tot} ; b. Diagrama de Schiffman (1991) cationes interfoliares v/s Si apfu.....	49
Figura III-23. Ubicación estero La Pera. Mapa con principales dominios estructurales (Mpodozis, 2006).	50
Figura III-24. Areniscas y brechas volcanoclásticas finamente estratificadas correspondientes al Complejo La Pera, intercaladas en los niveles superiores de la Formación Canal Bertand).....	51
Figura III-25. Clasto de autobrecha (TO-50) (al cual se le hizo análisis químico).....	53
Figura IV-1. Muestras isla Capitán Aracena ploteadas en diagrama multi-elemento normalizado a E-MORB.	61
Figura IV-2. Muestras isla Capitán Aracena ploteadas en diagrama multi-elemento normalizado a N-MORB.	61
Figura IV-3. Diagrama mostrando el patrón de Tierra Raras de las muestras de la isla Capitán Aracena normalizadas al condrito	62
Figura IV-4. Muestras isla Capitán Aracena ploteadas en diagramas discriminantes Ti-Zr y Ti-Zr-Y.	63
Figura IV-5. Muestras isla Carlos III ploteadas en diagrama multi-elemento normalizado a E-MORB.	64

<i>Figura IV-6. Diagrama mostrando el patrón de Tierras Raras de las muestras de la isla Carlos III normalizadas al condrito.....</i>	<i>65</i>
<i>Figura IV-7. Muestra FO 03 35b ploteada en diagramas discriminantes Ti-Zr y Ti-Zr-Y</i>	<i>66</i>
<i>Figura IV-8. Muestra TO-50 ploteada en gráfico TAS de Le Maitre et al. (1989). Línea de separación entre serie alcalina y serie subalcalina o toleítica de Irving y Baragar (1971).....</i>	<i>68</i>
<i>Figura IV-9. Muestra TO-50 ploteada en gráfico K₂O v/s SiO₂ (Rickwood, 1989).....</i>	<i>68</i>
<i>Figura IV-10. Muestra TO-50 ploteada en gráfico K₂O v/s Na₂O (Turner et al., 1996).....</i>	<i>69</i>
<i>Figura IV-11. Muestra TO-50 ploteada en diagrama multi-elemento normalizado a E-MORB.....</i>	<i>69</i>
<i>Figura IV-12. Diagrama mostrando el patrón de Tierras Raras de la muestra TO-50 normalizada al condrito.</i>	<i>70</i>
<i>Figura IV-13. Muestras de las islas Capitán Aracena, Carlos III y del estero La Pera ploteadas en diagrama multi-elemento normalizado a E-MORB).</i>	<i>72</i>
<i>Figura IV-14. Diagrama mostrando el patrón de Tierras Raras de muestras de las islas Capitán Aracena, Carlos III y de muestra del estero La Pera, normalizadas al condrito.</i>	<i>72</i>
<i>Figura V-1. Muestras de las islas Capitán Aracena y Carlos III ploteadas en gráfico Ti v/s Zr (ppm).....</i>	<i>75</i>
<i>Figura V-2. a. Patrón de Tierras Raras de diques y lavas islas Capitán Aracena (líneas color verde) y Carlos III (líneas color naranja) normalizadas al condrito. b. Patrón Tierras Raras de diques y lavas Complejo Sarmiento (líneas color negro) y Complejo Tortuga (líneas color rojo) (Stern, 1979) normalizadas al condrito.....</i>	<i>76</i>
<i>Figura V-3. Mapa mostrando las principales provincias tectónicas de la parte mas austral de Sudamérica, y la ubicación del Complejo La Pera y de la Formación Barros Arana.....</i>	<i>79</i>
<i>Figura V-4. Muestra del Complejo La Pera (TO-50) y muestras de la Formación Barros Arana (Stern et al., 1991) ploteadas en diagrama multi-elemento normalizado a E-MORB</i>	<i>81</i>
<i>Figura V-5. Diagrama mostrando el patrón de Tierras Raras de la muestra del Complejo La Pera (TO-50) y de muestras de la Formación Barros Arana (Stern et al. 1991) normalizadas al condrito.</i>	<i>81</i>
<i>Figura V-6. Mapa geológico con división propuesta para las Rocas Verdes en tres complejos ofiolíticos: Complejo Sarmiento, Complejo Capitán Aracena y Complejo Tortuga.....</i>	<i>83</i>
<i>Figura V-7. Mapa esquemático mostrando la distribución de Complejos Plutónicos del Batolito Patagónico, y las edades del Complejo Plutónico Cretácico 3 entre los 51°-54°S.....</i>	<i>86</i>
<i>Figura V-8. Perfil esquemático del margen continental de Sudamérica a los 51°30' S durante el Cretácico inferior propuesto por Willner et al. (2004).....</i>	<i>87</i>
<i>Figura V-9. Modelo de evolución tectónica propuesto por Stern et al. (1991).....</i>	<i>88</i>
<i>Figura V-10. Dibujo esquemático del modelo tectónico propuesto por Mpodozis para explicar el origen de las rocas basálticas que formaron parte del piso oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes, y de las rocas básicas correspondientes a la Formación Barros Arana y al Complejo La Pera.....</i>	<i>90</i>
<i>Figura V-11. Modelo tectónico propuesto para explicar el origen de las rocas basálticas pertenecientes a la serie shoshonítica correspondientes a la Formación Barros Arana y al Complejo La Pera.....</i>	<i>91</i>

Capítulo I. Introducción

I.1 Formulación del problema y antecedentes geológicos

En este trabajo se analizan rocas basálticas muestreadas en tres áreas diferentes: isla Capitán Aracena, isla Carlos III y estero La Pera.

Las rocas máficas de la isla Capitán Aracena, han sido mapeadas como Rocas Verdes en el mapa geológico de Chile escala 1:1.000.000 del Servicio Nacional de Geología y Minería (2002), y también por Otzen (1987), sin embargo no han sido estudiadas en detalle hasta la fecha. De ser así, formarían parte de los complejos ofiolíticos que afloran en los Andes patagónicos entre los 50° y 56° latitud sur. Estos complejos han sido interpretados como remanentes del piso oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes desarrollada entre el Jurásico superior-Cretácico inferior (Katz, 1964; Dalziel et al, 1974; Stern et al, 1976; Dalziel, 1981; Stern y de Wit, 2003; Calderón, 2006).

Las rocas máficas que afloran en la isla Carlos III, si bien no han sido mapeadas como Rocas Verdes en el mapa mencionado anteriormente (aparecen como rocas cenozoicas), según Hervé et al. (2003b) presentan características litológicas que permiten correlacionarlas con los complejos ofiolíticos Sarmiento y Tortuga. Las características principales que les permite efectuar dicha correlación, son el metamorfismo que presentan las metabasitas (metamorfismo de bajo grado con texturas ígneas bien preservadas), su intercalación con la Formación Tobífera en la parte norte de la isla, su relación espacial con la Formación Zapata (Erezcano), y la deformación dúctil observada en algunas de estas rocas.

En cuanto a las rocas muestreadas en el estero La Pera, estas forman parte de las lavas, rocas volcanoclásticas y turbiditas de piroclastos, que se interdigitan con turbiditas ricas en detritos volcánicos en la parte superior de la Formación Canal Bertrand (Mpodozis, 2006). Dichos niveles volcánicos fueron descritos originalmente bajo el nombre de “Complejo La Pera” por Castelli (1992), y eran considerados como una unidad estratigráfica independiente y más joven que la Formación Canal Bertrand. Sin embargo, Mpodozis (2006) afirma que los niveles volcánicos y volcanoclásticos forman parte integral de la Formación Canal Bertrand.

Cabe señalar que si bien existe un buen registro estratigráfico de la zona en que afloran las lavas del estero La Pera (Seno Skyring), lo cual ha permitido asignarles una edad albiana

(Mpodozis, 2006), estas rocas volcánicas aún no han sido estudiadas a pesar de las numerosas interrogantes que existen con respecto a su génesis. Según Mpodozis (2006), la edad de la Formación Canal Bertrand permite compararla con la Formación Barros Arana ubicada en la zona de Última Esperanza. Esta comparación también fue hecha por Harambour (en Prieto, 1993), quien dice que la Formación Barros Arana es correlacionable litológicamente con el Complejo La Pera (niveles volcánicos de la Formación Canal Bertrand), y sugerida en el mapa geológico de Chile 1:1.000.000 del Servicio Nacional de Geología y Minería (2002), en el cual ambas aparecen mapeadas con la misma simbología como secuencias volcanoclásticas marinas del Cretácico superior.

En cuanto a la Formación Barros Arana, esta engrana con el miembro superior de la Formación Erezcano (Soffia, 1988; Fuenzalida y Covacevich, 1988), y ha sido descrita como una secuencia compuesta por lavas, psammitas y conglomerados (Ramírez, 2006). Las lavas mencionadas, corresponden a un evento volcánico desarrollado en el margen este de la Cuenca de Rocas Verdes (Stern et al., 1991; Stern, 1991; Ramírez, 2006), y han sido clasificadas según su química como absaroquitas, el miembro máfico de la serie shoshonítica, con afinidades levemente alcalinas (Stern et al., 1991; Ramírez, 2006). Con respecto a su edad, una datación K-Ar en hornblenda ha sido realizada en las lavas de la Formación Barros Arana, la cual sugiere una edad de 104 ± 3 Ma (Stern et al., 1991), consistente con la edad albiana determinada mediante fósiles por Fuenzalida y Covacevich (1988).

En el presente estudio se pretende analizar las rocas muestreadas con el objetivo de evaluar las correlaciones mencionadas, mediante un análisis petrográfico, geoquímico y de química mineral.

I.2 Objetivo General

Responder mediante un análisis petrográfico, mineralógico y geoquímico, a la hipótesis que señala que las rocas basálticas de las islas Capitán Aracena y Carlos III se correlacionan con los complejos ofiolíticos que formaron parte del piso oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes, y que las lavas del estero La Pera (Complejo La Pera) se correlacionan con las de la Formación Barros Arana.

I.3 Objetivos Específicos

- Establecer las características petrográficas y mineralógicas de las rocas estudiadas, delimitando las condiciones de metamorfismo a las cuales fueron sometidas.
- Caracterizar las rocas muestreadas mediante análisis geoquímico (utilizando elementos mayores, traza y Tierras Raras).
- Determinar las similitudes y/o diferencias existentes entre las rocas analizadas, y las rocas basálticas pertenecientes a los Complejos Sarmiento y Tortuga (Rocas Verdes), y a la Formación Barros Arana.

I.4 Ubicación y acceso

Las muestras analizadas en el presente trabajo, corresponden a rocas colectadas en la isla Capitán Aracena, isla Carlos III y estero La Pera (ubicado en el Seno Skyring) (Fig. I-1).

Estas zonas de estudio se encuentran en la Provincia de Magallanes de la duodécima Región de Magallanes y la Antártica Chilena. La Provincia de Magallanes, cuya capital es Punta Arenas, limita al norte con la Provincia de Última Esperanza, y al sur, con la Provincia de Tierra del Fuego.

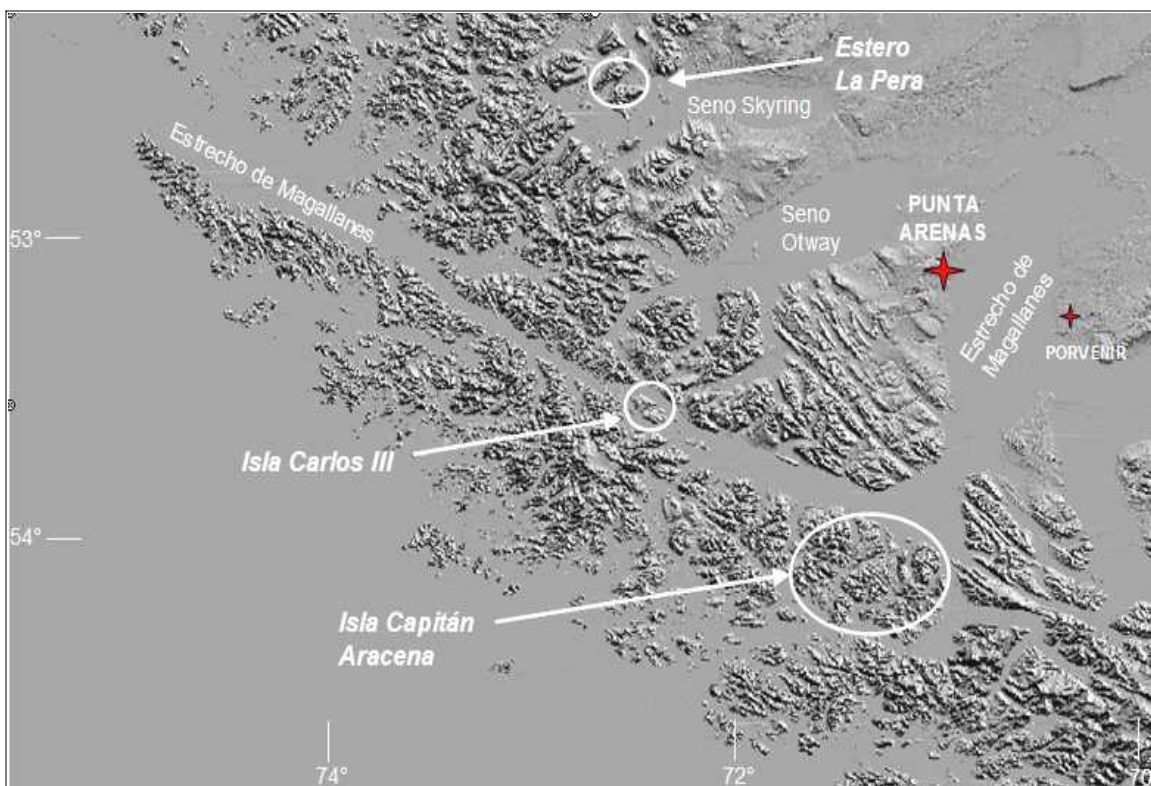


Figura I-1. Imagen DEM (Digital Elevation Model) de la Región de Magallanes con ubicación de las áreas de estudio.

El acceso a las dos islas mencionadas y al estero La Pera es por vía marítima, siendo posible zarpar en lancha desde Bahía Mansa, ubicada al suroeste de Punta Arenas, o desde cualquier otro puerto ubicado en las cercanías de las zonas de estudio.

I.5 Metodología

Las muestras estudiadas fueron obtenidas en tres zonas diferentes: isla Capitán Aracena, isla Carlos III y estero La Pera.

De las muestras mencionadas, sólo las de la isla Capitán Aracena fueron muestreadas por el autor de este estudio, en el trabajo de terreno efectuado entre el 24 de noviembre y el 3 de diciembre del año 2006. Dicho terreno se realizó en lancha (Pengüin) (Fig I-2.a) basándose en el Mapa Geológico de Chile escala 1:1.000.000 del Servicio Nacional de Geología y Minería (2002). El acceso a los afloramientos se realizó en zodiac (Fig I-2.b), el cual permitió el acercamiento a la costa y el muestreo de los pocos metros de rocas que no se encontraban cubiertas por vegetación. En dicho terreno se obtuvieron 12 muestras.

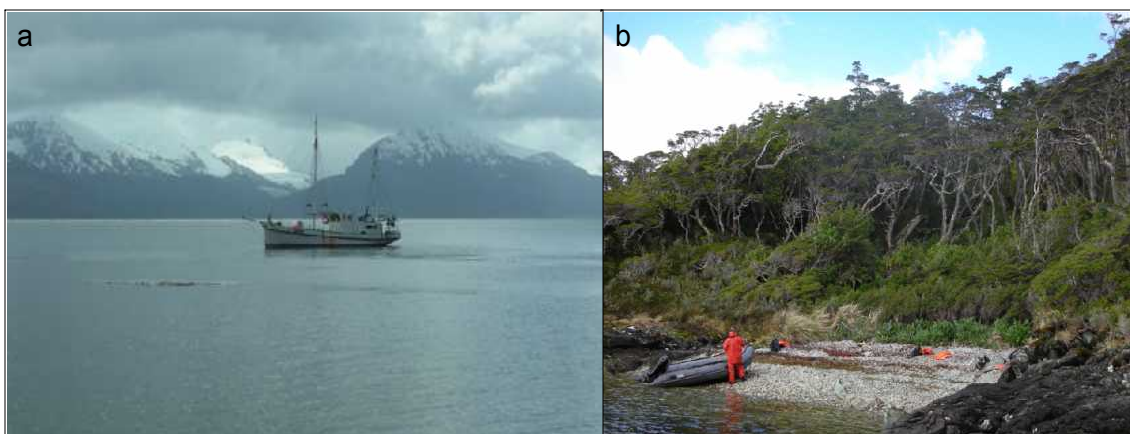


Figura I-2. a. Lancha Pengüin. b. Zodiac.

En cuanto a las muestras de la isla Carlos III, estas son 6, las que fueron colectadas por el Dr. Francisco Hervé el año 2003, financiado por el proyecto FONDECYT 1010412.

Con respecto a las muestras del estero La Pera, son 5, las que fueron colectadas por ENAP en el marco del Proyecto Otway-Tranquilo, en el cual en parte se muestrearon rocas del Seno Skyring.

La metodología a seguir para analizar las muestras mencionadas fue la siguiente:

- Se analizaron cortes transparentes al microscopio de todas las muestras disponibles, observando texturas, mineralogía primaria, mineralogía secundaria, metadominios, etc.

Para lograr una mejor caracterización mineralógica, se realizó un análisis en microsonda de una muestra de la isla Capitán Aracena y de tres muestras de la isla Carlos III. La muestra de la isla Capitán Aracena fue analizada en la Universidad de Montpellier, mientras que las de la isla Carlos III en la Universidad de Stuttgart. En ambas universidades se utilizó una microsonda CAMECA SX100 con cinco espectrómetros de dispersión de longitudes de onda. La microsonda de Montpellier tiene un voltaje de aceleración de 20 kV, un diámetro del rayo de 10 nA y un tiempo de conteo variable entre 20 y 30 s, mientras que la de Stuttgart un voltaje de aceleración de 15 kV, un diámetro del rayo de 5 μm , pero también de 2 μm en caso de minerales muy pequeños, y un tiempo de conteo de 20 s.

- Se efectuó un análisis de elementos mayores, elementos traza y Tierras Raras de las rocas muestreadas. Dicho análisis fue realizado en el laboratorio geoquímico del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, por el Sr. Jaime Martínez, empleando un ICP-AES secuencial (Perkin Elmer, Plasma 400).
- Se realizó una comparación entre las rocas analizadas en el presente estudio y las rocas basálticas pertenecientes a los complejos ofiolíticos que formaron parte de la Cuenca de Rocas Verdes y a la Formación Barros Arana.

Capítulo II. Marco Geológico

II.1 Provincias Tectónicas

En la Región de Magallanes ha sido posible distinguir cinco provincias tectónicas (Diraison et al., 2000) (Fig. II-1):

1. Cordillera Principal, formada por rocas metamórficas paleozoicas y mesozoicas, y por intrusivos jurásicos a terciarios que conforman el Batolito Patagónico.
2. Remanentes de la cuenca de Rocas Verdes, incluyendo ofiolitas y rocas sedimentarias marinas del Cretácico inferior.
3. El núcleo metamórfico Cordillera Darwin, ubicado en la Cordillera Darwin, la cual posee alturas que sobrepasan los 2000 m sobre el nivel del mar, convirtiéndola en el macizo más elevado de la región. Esta compuesto por las rocas metamórficas de mas alto grado de los Andes al sur de Perú.
4. La faja plegada y corrida de Magallanes, compuesta por rocas metamórficas del Paleozoico al Cretácico inferior, y por rocas sedimentarias Mesozoicas a Cenozoicas.
5. Cuenca de antepaís de Magallanes, compuesta por rocas sedimentarias cenozoicas, las que en general no se encuentran deformadas.

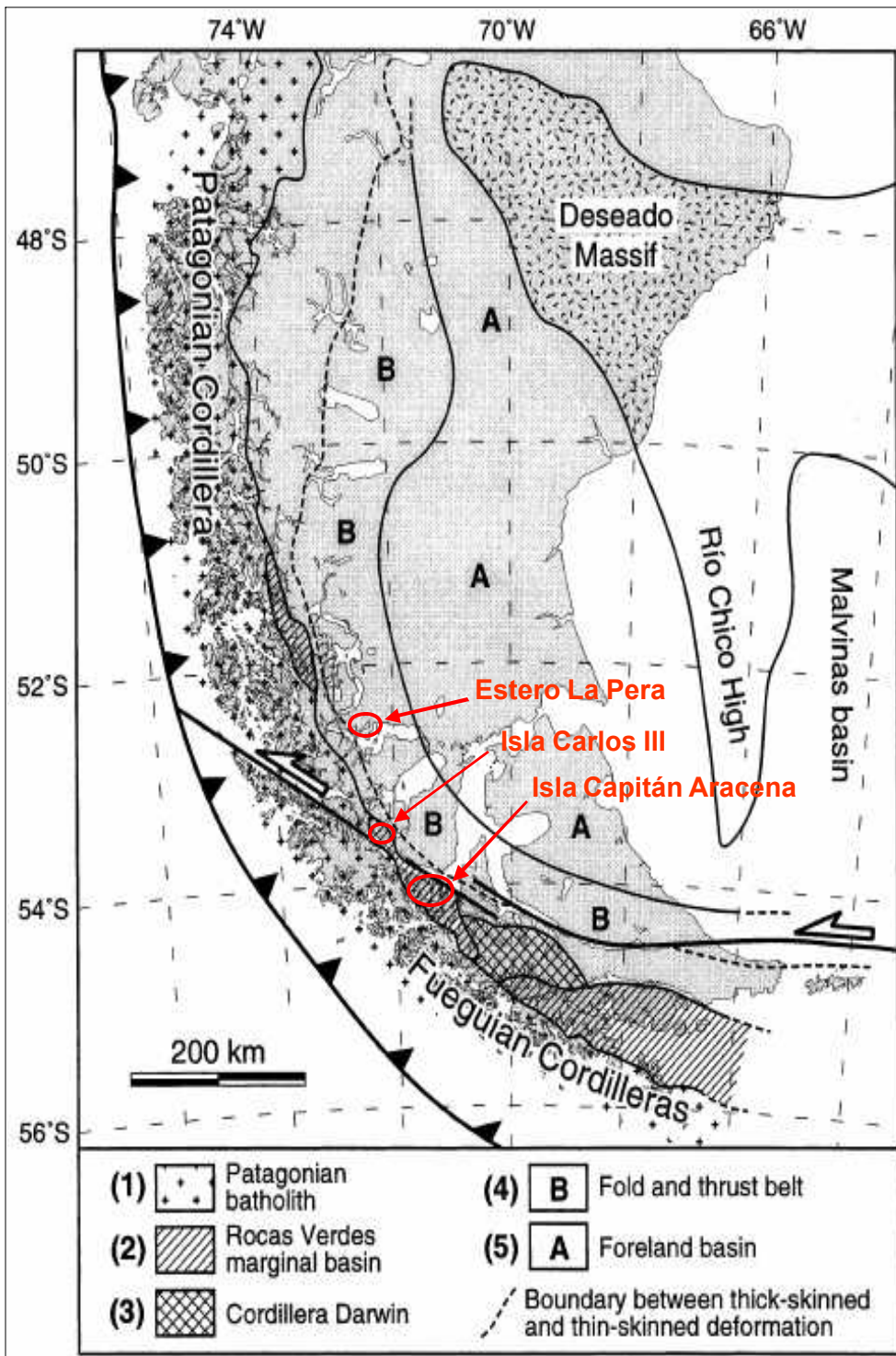


Figura II-1. Mapa mostrando las principales provincias tectónicas de la parte mas austral de Sudamérica, y la ubicación de las zonas de estudio (Modificado de Diraison et al., 2000). (1) Batolito Patagónico, (2) Cuenca Marginal de Rocas Verdes, (3) Cordillera Darwin, (4) Faja Plegada y Corrida, (5) Cuenca de Antepaís. La línea segmentada separa la faja plegada y corrida en dos: faja plegada y corrida de escama gruesa (al SW) y faja plegada y corrida de escama delgada (al NE).

II.2 Complejos Metamórficos

Al sur de los 34°S, el margen occidental de la placa Sudamericana está en gran parte conformado por rocas metasedimentarias, interpretadas por Hervé (1988) como un Complejo de Subducción del Paleozoico superior, las cuales han sido intruidas por granitoides mesozoicos-cenozoicos del Batolito Patagónico.

Dos franjas, compuestas principalmente por rocas metasedimentarias de bajo grado afloran al este y al oeste del Batolito Patagónico, mientras que afloramientos más pequeños de rocas de mayor grado metamórfico están incluidas en él (Hervé et al., 2003a).

Entre los 48° - 50°30' de latitud Sur, al este del Batolito aflora el Complejo Metamórfico Andino Oriental, cuyo protolito consiste en una secuencia sedimentaria constituida principalmente por areniscas cuarcíticas y fangolitas, y en menor proporción, por rocas carbonatadas y cherts calcáreos (Calderón y Hervé, 2000). Según Hervé et al. (1998), su metamorfismo varía de intermedio a baja presión (3 - 4.6 kb y 380-360°C), aunque zonas de mayor grado metamórfico (zonas de de andalucita y de sillimanita-feldespató potásico) han sido reconocidas en el margen occidental de dicho complejo, interpretadas como producto de metamorfismo de contacto sobrepuesto al metamorfismo regional del basamento (Calderón y Hervé, 2000). En cuanto a su edad, mediante plantas y trazas fósiles se le ha asignado una edad devónica superior a carbonífera inferior (Ramos, 1989), y su edad mínima se encuentra acotada por la de la Formación Tobífera, la cual lo sobrepone discordantemente (Bruhn et al., 1978; Forsythe y Allen, 1980; Fuenzalida y Covacevich, 1988; Thomson y Hervé, 2002). Basados en edades de circones, Thomson y Hervé (2002) acotan la edad del Complejo Metamórfico Andino Oriental entre 364 – 250 Ma.

En cuanto a la franja de rocas metamórficas ubicadas al oeste del Batolito Patagónico, corresponde a un complejo de subducción conformado por metaturbiditas, esquistos micáceos, metacherts, metacalizas y metabasaltos (Forsythe y Mpodozis, 1983; Hervé et al., 2003a). Forsythe y Mpodozis (1983) sugieren que en la isla Madre de Dios, parte de las rocas metamórficas se habrían formado en islas oceánicas, las cuales se acrecionaron al margen sudamericano pasando a formar parte de un prisma de acreción construido con anterioridad al Jurásico Superior. Además, dichos autores correlacionan los terrenos del basamento que afloran en Madre de Dios con aquellos ubicados en isla Mornington, estrecho Nelson, isla Desolación y península Staines, indicando que en conjunto representan un prisma de acreción

ancho y de centenares de kilómetros, edificado por acreción oblicua en el margen Pacífico de Gondwana durante el Paleozoico superior-Mesozoico inferior.

Al sur de los 54°S, afloran rocas metamórficas del basamento en la Cordillera Darwin. El primero en describir rocas de alto grado metamórfico en Tierra del Fuego fue Charles Darwin (1846), motivo por el cual a esta cordillera se le ha otorgado su nombre.

La Cordillera Darwin es un rasgo geológico único en la Cordillera Andina por diversas razones (Cunningham, 1995): (1) En ella se encuentran las rocas metamórficas de más alto grado de los Andes al sur de Perú, (2) ha experimentado una historia compleja de reactivación y deformación polifásica, y (3) corresponde a una culminación topográfica de rumbo E-W en los Andes Patagónicos, con alturas que en promedio son 1 km más altas que en los sectores adyacentes.

Para el Complejo Metamórfico Cordillera Darwin se han reportado protolitos principalmente sedimentarios; a este basamento metamórfico cristalino le sobreyace en discordancia angular la Formación Tobífera (Ortiz, 2007). Las condiciones de presión-temperatura alcanzadas durante el *peak* metamórfico por esquistos del Fiordo Parry, ubicado en la vertiente norte de Cordillera Darwin, permiten estimar una profundidad de formación de 18 km, si se considera una corteza granítica típica (2.7 gr/cm^3) y un gradiente de presión promedio de 0.3 kbar/km (Ortiz, 2007).

Las rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin fueron sometidas a procesos de deformación profundos, a tal punto de desarrollar estilos de deformación dúctil. En ellas se reconocen 3 fases de deformación, todas compresivas, aunque con una componente de cizalle, y una cuarta fase transtensional (Alvarez, 2007).

Según Cunningham (1995), la exhumación del núcleo metamórfico Cordillera Darwin durante el Cretácico superior-Terciario inferior, ha sido interpretada como producto de un alzamiento rápido y tasas normales de erosión. El mismo autor menciona que el rebote isostático rápido que experimentó la Cordillera Darwin, podría en parte deberse al término de la subducción continental de la parte sur de la Cordillera Darwin, y al desprendimiento del piso oceánico subductado de la Cuenca de Rocas Verdes durante su cierre en el Cretácico medio.

II.3 Rocas Estratificadas

Si bien en el caso de la Formación Tobífera y Erezcano, así como en el resto del marco geológico, la descripción realizada es de carácter regional, desde la Formación Canal Bertrand hasta la Formación Escarpada, las formaciones y sus descripciones corresponden a las que han sido reconocidas en el Seno Skyring (Fig II-2). Las correlaciones efectuadas por Mpodozis (2006) entre estas formaciones y las de la zona de Última Esperanza se presentan en la figura II-3.

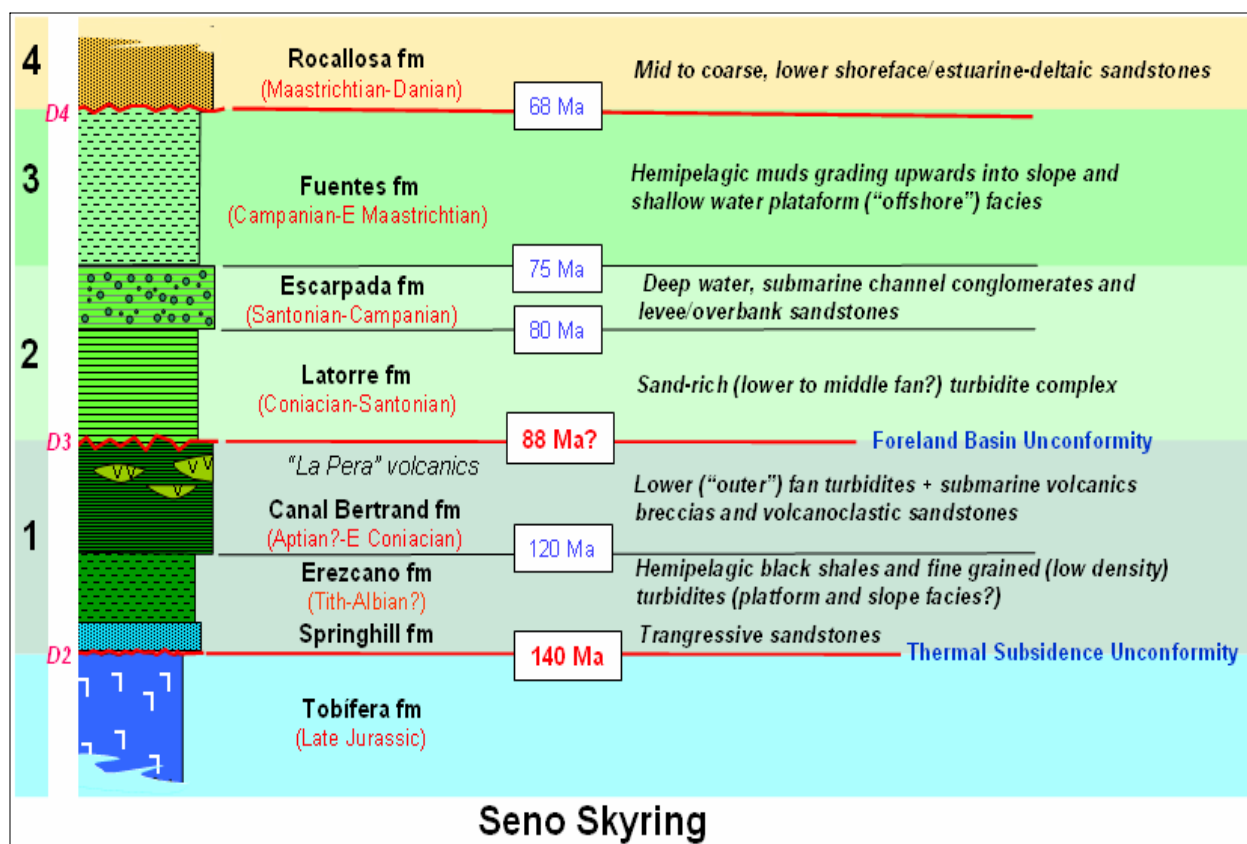


Figura II-2. Columna estratigráfica propuesta para la zona de Seno Skyring (Mpodozis, 2006).

II.3.1 Formación Tobífera

Corresponde a una sucesión volcano-sedimentaria compuesta principalmente por rocas piroclásticas y lavas riolíticas, con intercalaciones de lutitas, limonitas y areniscas fosilíferas, en parte cuarcíferas, y en menor medida por andesitas y lavas máficas (Bruhn, et al., 1978; Fuenzalida y Covacevich, 1988; Pankhurst et al., 2000; Galaz, 2005; Calderón, 2007). Se dispone discordantemente sobre el basamento metamórfico (Bruhn et al., 1978; Forsythe y Allen, 1980; Fuenzalida y Covacevich, 1988; Wilson, 1991).

Pankhurst et al. (2000) obtuvieron edades de 178 – 172 Ma en circones de la Formación Tobífera (SHRIMP, U-Pb). Sin embargo, Fuenzalida y Covacevich (1988) basados en el contenido faunístico, otorgaron una edad kimmeridgiana media a superior a este volcanismo silíceo Jurásico (aproximadamente 153 Ma) y una edad mínima titoniana superior (aproximadamente 145,5 Ma). Por otra parte, Calderón et al. (2007) datando dos muestras de la Formación Tobífera mediante el método U-Pb en circones, obtuvieron edades de 142 y 148 Ma.

Galaz et al. (2005) afirman que la Formación Tobífera se depositó en parte contemporáneamente al Complejo Ofiolítico Sarmiento, en un ambiente geodinámico de rifting. Lo anterior concuerda con lo mencionado por diferentes autores que fundamentan que la formación de la Cuenca de Rocas Verdes fue precedida y acompañada por este volcanismo riolítico (Bruhn et al., 1978; Fuenzalida y Covacevich, 1988; Calderón, 2006).

Apoiado en la datación de treinta circones detríticos del miembro inferior de la Formación Tobífera, Calderón (2007) argumenta que no existen evidencias de la presencia de un arco volcánico durante la formación temprana de la cuenca de Rocas Verdes, ya que no se encontraron poblaciones más jóvenes que 386 Ma. Mas aún, señalan que las poblaciones encontradas, exhiben un patrón de edades similar al de rocas metasedimentarias paleozoicas estudiadas por Hervé et al. (2003a), lo cual se podría interpretar como indicador de la existencia de un margen pasivo hasta la fase extensional del Jurásico tardío. Sin embargo, también mencionan que la ausencia de componentes detríticos jurásicos, podría estar relacionada a con la generación de aislados grabens formados a lo largo de estructuras de rifting.

Bruhn et al. (1978) basado en un estudio petrogenético, señala que el principal proceso que generó dichas rocas volcánicas silíceas habría sido la anatexia cortical. Según Pankhurst et al. (2000), la Formación Tobífera es parte de una provincia volcánica silícea jurásica de la Patagonia y de la Península Antártica, formada durante eventos episódicos, los cuales en

conjunto tienen una duración de aproximadamente 35 Ma. El mismo autor señala que este volcanismo se habría generado por una variedad de mecanismos, entre los cuales la fusión de corteza continental fue un proceso dominante.

Estructuras mesoscópicas y microscópicas observadas en la Formación Tobífera evidencian una zona de deformación milonítica, en la que se desarrollaron procesos de mediana deformación y mediana temperatura. Asociado a esta deformación, se desarrolló un metamorfismo facies esquistos verdes para asociaciones minerales presentes en la matriz de las rocas, y uno en facies prehnita-pumpellyita para asociaciones minerales presentes en vetillas de tensión asociado a metamorfismo retrógrado (Galaz et al. 2005). Mediante la aplicación de diversos geotermobarómetros en asociaciones minerales presentes en la matriz de las rocas, dichos autores obtuvieron condiciones P-T de $6,37 \pm 1,1$ kbar y de $399 \pm 64^\circ\text{C}$ respectivamente. Según ellos, estas condiciones metamórficas se habrían alcanzado a 19-26 km de profundidad, posiblemente producto de un periodo corto de subducción reversa, cuando se produjo el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes.

Finalmente, cabe decir que la presencia de clastos de rocas de la Formación Tobífera con similares características de metamorfismo y deformación anteriormente descritas, en brechas de la Formación Cerro Toro (Galaz et al., 2005) (80-70 Ma, U-Pb, Fildanni 2003), indica que las rocas de la Formación Tobífera se habrían exhumado previo a la depositación de dichas brechas.

II.3.2 Formación Erezcano

Se correlaciona con la Formación Zapata ubicada en la Provincia de . En algunos lugares sobreyace directamente a los basaltos almohadillados de la Cuenca de Rocas Verdes, y en contacto gradual a la Formación Tobífera (Fuenzalida y Covacevich, 1988; Fildani y Hessler, 2005).

Esta compuesta predominantemente por lutitas y limolitas de color gris oscuro a negro, finamente estratificadas y con pirita diseminada (Fuenzalida y Covacevich, 1988; Fildani y Hessler, 2005), lo cual indica una ambiente de depositación parcialmente anóxico (Boesen y Postma, 1988). Los estratos de areniscas son escasos, aunque hacia el techo de la Formación, capas de arenisca de grano fino a medio interpretadas como turbiditas, se intercalan con los

estratos de lutitas, lo cual representa la transición entre la Formación Zapata (Erezcano) y la Formación Punta Barrosa (Fildani y Hessler, 2005).

En general se le ha asignado un espesor entre 1000 – 1200 metros (Allen, 1982; Fildani y Hessler, 2005), aunque otros autores le han asignado espesores de 700 (Wilson, 1991) y 1450 metros (Fuenzalida y Covacevich, 1988). Sus rocas han sido interpretadas como depósitos marinos someros (Wilson, 1991), y como pelitas negras de plataforma subsidente (Mpodozis, 2006).

En base a su contenido faunístico, Fuenzalida y Covacevich (1988) le asignan una edad titoniana superior-aptiana superior, es decir, habría rellenado la Cuenca de Rocas verdes durante el Jurásico superior-Cretácico inferior.

El inicio de la fase de antepaís está marcada por una drástica profundización del medio sedimentario (Mpodozis, 2006), lo cual en el Seno Skyring está registrado en las rocas sedimentarias de la Formación Latorre, y en la provincia de Última Esperanza en la Formación Punta Barrosa (Fildani y Hessler, 2005; Mpodozis, 2006). Circones detríticos encontrados en la base de la Formación Punta Barrosa, arrojaron edades de 92 ± 1 Ma (Fildani et al, 2003), indicando que dicha formación probablemente se habría comenzado a depositar en el Coniaciano, edad que marcaría el inicio de la sedimentación en la cuenca de antepaís (Mpodozis, 2006). Lo anterior concuerda con lo que sucede al sur de Última Esperanza (Seno Skyring) (Mpodozis, 2006), indicando que la Formación Erezcano se habría depositado durante todo el Cretácico inferior

II.3.3 Formación Canal Bertrand

Aflora en el sector interno (occidental) del Seno Skyring (zona del Fiordo Riquelme-Isla Larga), donde está constituida por una secuencia rítmica de areniscas y lutitas afectadas por pliegues apretados de escala decamétrica, en general con vergencia al este y un intenso y penetrativo clivaje (Mpodozis, 2006).

Según Castelli (1992), incluye en su base complejos de “turbiditas diluidas”, que pasan hacia arriba a una serie de “turbiditas clásicas”. Direcciones de paleocorrientes indican aportes detríticos desde el norte para los niveles inferiores, y desde el oeste para los superiores (Castelli et al, 1992).

Hacia el techo, las turbiditas presentan niveles ricos en detritos volcánicos, y se interdigitan con lavas, rocas volcanoclásticas y turbiditas de piroclastos (Mpodozis, 2006). Dichos niveles volcánicos fueron descritos originalmente bajo el nombre de “Complejo La Pera” por Castelli (1992), y eran considerados como una unidad estratigráfica independiente y más joven que la Formación Canal Bertrand. Sin embargo, Mpodozis (2006) señala que este no es el caso, ya que los niveles volcánicos y volcanoclásticos forman parte integral de la Formación Canal Bertrand.

Una edad aptiano-albiana para la Formación Canal Bertrand fue propuesta por Castelli et al. (1992) basado en la ocurrencia de bivalvos que fueron clasificados por Riccardi (1990) como *Aucellina cf. radisotrata* y *Aucellina andina*, y por Covacevich (1991) como *Aucellina sp.* Acorde a lo anterior, una gran población de circones detríticos de 114 Ma obtenidos de la base de la formación, indica que la edad máxima de depositación es aptiana superior, mientras que una muestra de la parte superior volcánica de la formación se encuentra dominada (90%) por una población de circones detríticos centrada (*peak*) a los 102 Ma, lo cual indica una edad albiana para el Complejo La Pera (Mpodozis, 2006).

II.3.4 Formación Latorre

Definida por Mpodozis (2006), representa los depósitos más antiguos de la cuenca de antepaís cretácica. Se correlaciona con la Formación Punta Barrosa de la zona de Última Esperanza (Fig. II-3).

Aflora en la costa norte de isla Riesco, zona oriental del canal Bertrand, isla Latorre y estero La Pera, y corresponde a una asociación de areniscas y limonitas depositadas por corrientes de turbidez, las cuales a diferencia de la Formación Canal Bertrand, no muestran evidencias de deformación penetrativa (Mpodozis, 2006). Se encuentra en contacto por falla (Falla La Pera) con la Formación Canal Bertrand (Mpodozis, 2006).

Mpodozis (2006) señala que en la isla Latorre esta formación incluye una espectacular sucesión de turbiditas constituida por una alternancia rítmica de areniscas finas a medias, las cuales exhiben completas y típicas secuencias de Bouma con muy bien desarrollados intervalos Ta, Tb, Tc y Td, bases erosivas con calcos de carga, y techos con laminación convoluta y ondulitas.

Según dicho autor, las características sedimentológicas mencionadas permiten clasificarlas como depósitos de la sección media (“middle fan”) de un abanico submarino.

El resultado de análisis U/Pb de las poblaciones de circones detríticos observados en muestras de la Formación Latorre, entregan una edad máxima de depositación de 89 Ma y de 91 Ma (Coniaciano inferior) (Mpodozis, 2006), lo cual es consistente con el rango superior de edad (Albiano medio a Coniaciano) indicada por la ocurrencia de amonites (*Anaegaudryceras buda*) determinados por Covacevich (en Castelli et al, 1992).

II.3.5 Formación Escarpada

Definida por Mpodozis (2006), aflora en distintas localidades del seno Skyring (Cabo León, Bahía La Pesca, Punta Adelaida), y corresponde a una unidad de conglomerados y areniscas que sobreyacen concordantemente a la Formación Latorre.

En afloramientos expuestos en isla Escarpada se han descrito cerca de 800 mts. de conglomerados polimícticos gruesos, intercalados con bancos arenosos, con clastos muy bien redondeados de riolitas de la Formación Tobífera, clastos de pizarras con clivaje, similares a las de la formación Erezcano, además de rocas intrusivas y metamórficas (Mpodozis, 2006).

La litología dominante corresponde a conglomerados clasto-soportados, con clastos moderadamente seleccionados, redondeados a subangulosos, esferoidales y ovoides de hasta 30 cm. de diámetro de rocas volcánicas e intrusivas silíceas, granitoides, cuarzo, junto con rocas sedimentarias y metamórficas (lutitas y pizarras). Los conglomerados se organizan en capas de 1-2 m presentando estructuras sedimentarias características de barras y relleno de canales (Mpodozis, 2006).

La asociación litológica y las estructuras sedimentarias presentes en isla Escarpada son similares a las que caracterizan a los Conglomerados de Lago Sofía de la zona de Última Esperanza (Fig II-3), los cuales se interpretan como un complejo relleno de canales submarinos interconectados dentro de un abanico turbidítico profundo a lo largo del eje de la Cuenca de antepaís de Magallanes durante el Cretácico superior (en Mpodozis, 2006).

Circones detríticos de 86 Ma indican una edad máxima de depositación santoniana para esta formación (Mpodozis, 2006). Esta edad concuerda con la edad santoniana atribuida por

Covacevich (en Castelli et al, 1992), basado en amonites recolectados en los estratos que la componen (*Desmophyllites sp.*, *Bosyoceras sp.*).

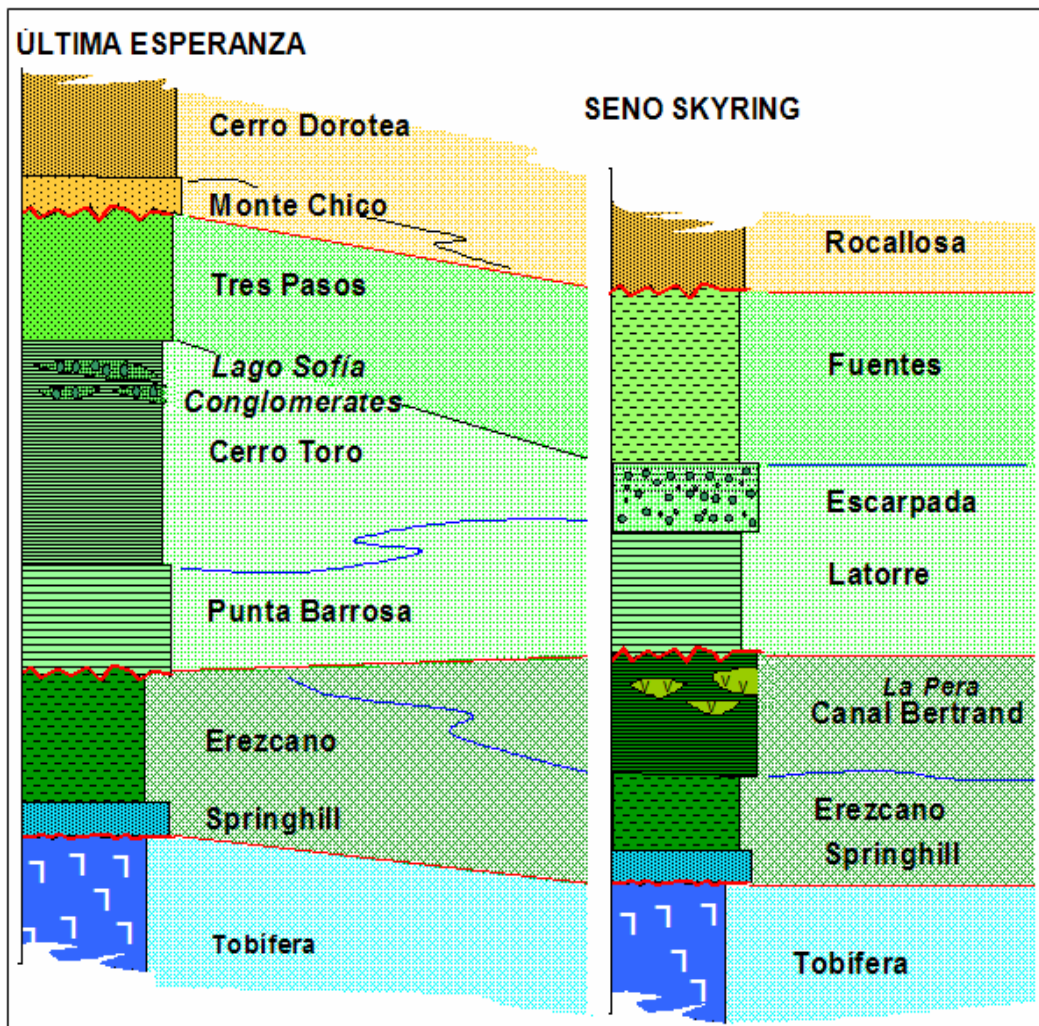


Figura 11-3. Cuadro de correlaciones estratigráficas para las secuencias cretácicas de la Precordillera magallánica entre la zona de Última Esperanza y Seno Skyring (Mpodozis, 2006).

II.4 Rocas Ígneas

II.4.1 Batolito Sur-Patagónico

El Batolito Patagónico Mesozoico-Cenozoico, es uno de los complejos plutónicos relacionados a procesos de subducción más largos del mundo, extendiéndose en el margen occidental sudamericano entre los 40° y 53° latitud sur (Pankhurst et al., 1999).

Está constituido principalmente por granitoides calcoalcalinos (Allen, 1982), y la geoquímica de los plutones cretácicos y cenozoicos que lo componen es esencialmente idéntica, formando una serie magmática cálcica/calcoalcalina típica, con algunos indicios de que los plutones más jóvenes son composicionalmente más variados que los más antiguos (Pankhurst et al., 1999).

Basados en 70 edades U-Pb en circones encontrados en rocas plutónicas, en un análisis petrográfico y geoquímico de estas, y en estudios previos, Hervé et al. (2007a) argumentan que el Batolito Sur-Patagónico comprende plutones relacionados a subducción, generados en distintos eventos magmáticos que ocurrieron desde el Jurásico hasta el Neógeno. Apoyados en observaciones litológicas, geoquímicas, y principalmente en sus edades, dividieron el Batolito en 5 complejos plutónicos (Fig. II-4):

- Complejo Plutónico del Jurásico Tardío (157 – 145 Ma), compuesto mayoritariamente por leucogranitos y por algunos gabros, emplazados a lo largo de su margen oriental actual. Este episodio es al menos en parte coetáneo con el evento magmático extrusivo representado por la Formación Tobífera. La generación del piso oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes fue también contemporánea a este evento magmático que generó los primeros plutones del batolito, lo cual es consecuente con las relaciones de corte mutuo que presentan en terreno.
- Complejo Plutónico Cretácico 1 (144 – 137 Ma), compuesto principalmente por granodioritas y granitos, incluyendo también algunos gabros de hornblenda. Este complejo plutónico se ubica al oeste del nombrado anteriormente y su generación habría sido gatillada por cambios en parámetros de la subducción
- Complejo Plutónico Cretácico 2 (136 – 127 Ma), conformado por granodioritas y tonalitas de grano grueso de biotita y hornblenda, y en menor cantidad por gabros de piroxeno. Estos cuerpos intrusivos se ubican en el borde occidental del batolito Patagónico Sur, representando la culminación de la migración del magmatismo hacia el oeste.

- Complejo Plutónico Cretácico 3 (126 – 75 Ma), compuesto mayoritariamente por tonalitas de biotita y hornblenda y granodioritas de biotita, y en menor cantidad por gabros de anfíbola y algunos granitos. Estos intrusivos fueron emplazados entre los márgenes del batolito.
- Complejo Plutónico Paleógeno (67 – 40 Ma), compuesto por tonalitas y granodioritas de biotita y hornblenda, ricas en magnetita, y por gabros de clinopiroxeno, emplazados entre los márgenes actuales del batolito.
- Complejo Plutónico Neógeno (25 – 15 Ma), compuesto principalmente por tonalitas y granodioritas de biotita y hornblenda, de grano grueso a medio, y en menor cantidad por gabros y granitos. Estos intrusivos se encuentran emplazados entre el centro y el margen oriental del Batolito.

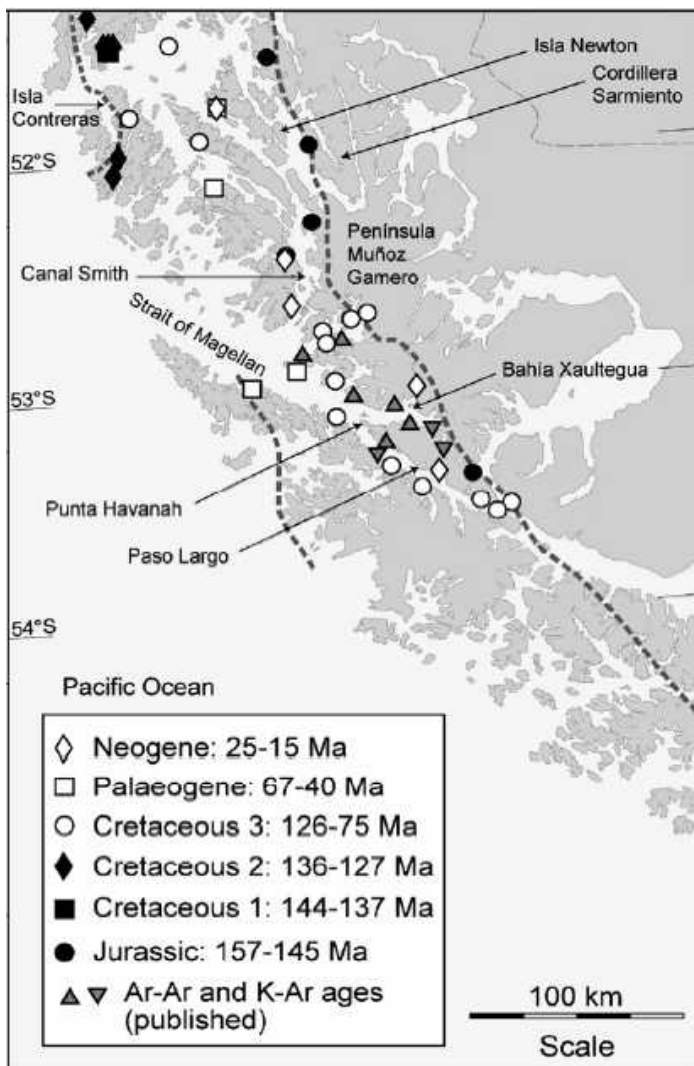


Figura II-4. Edades y ubicación de algunos intrusivos del Batolito Sur-Patagónico (Hervé et al, 2007a).

II.4.2 Rocas Verdes

Stern y de Wit (2003) se refieren con el nombre de Rocas Verdes a los complejos ofiolíticos que afloran en los Andes patagónicos entre los 50° y 56° latitud sur (Fig. II-5). Estos complejos han sido interpretados como remanentes de la Cuenca de Rocas Verdes desarrollada entre el Jurásico superior-Cretácico inferior (Katz, 1964; Dalziel et al., 1974; Stern et al., 1976; Dalziel, 1981; Stern y de Wit, 2003; Calderón, 2006).

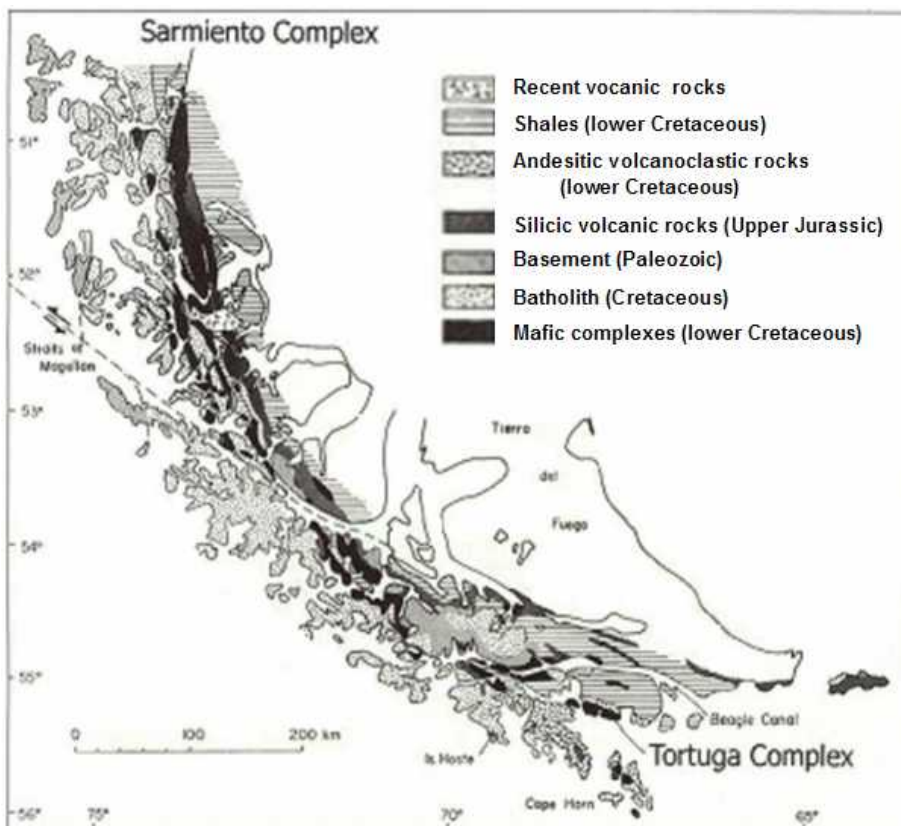


Figura II-5. Mapa geológico simplificado en el cual se muestra la ubicación del Complejo Sarmiento y del Complejo Tortuga (Stern y de Wit, 2003, modificado de Dalziel et al., 1974).

Según Stern y de Wit (2003), estos complejos ofiolíticos (Complejos Sarmiento y Tortuga) están compuestos por una primera unidad de 2-3 km de espesor, dominada por rocas extrusivas submarinas (lavas almohadilladas y brechas) cortadas por diques, la cual sobreyace a una segunda unidad formada por *sheeted dykes* (100% diques) (Fig. II-6). Bajo esta segunda unidad, los complejos presentan alrededor de 1 km de diabasas masivas y gabros de grano grueso. En los afloramientos correspondientes a la parte norte de la Cuenca de Rocas Verdes (Complejo Sarmiento), estos autores distinguen dos tipos de rocas leucocráticas (no observadas en el Complejo Tortuga): plagiogranitos y granófiros. Basados en análisis

geoquímicos, concluyen que los plagiogranitos derivaron de las rocas máficas del complejo, por un proceso de cristalización fraccionada en un sistema cerrado, y que por el contrario los granófiros corresponden a xenolitos corticales.

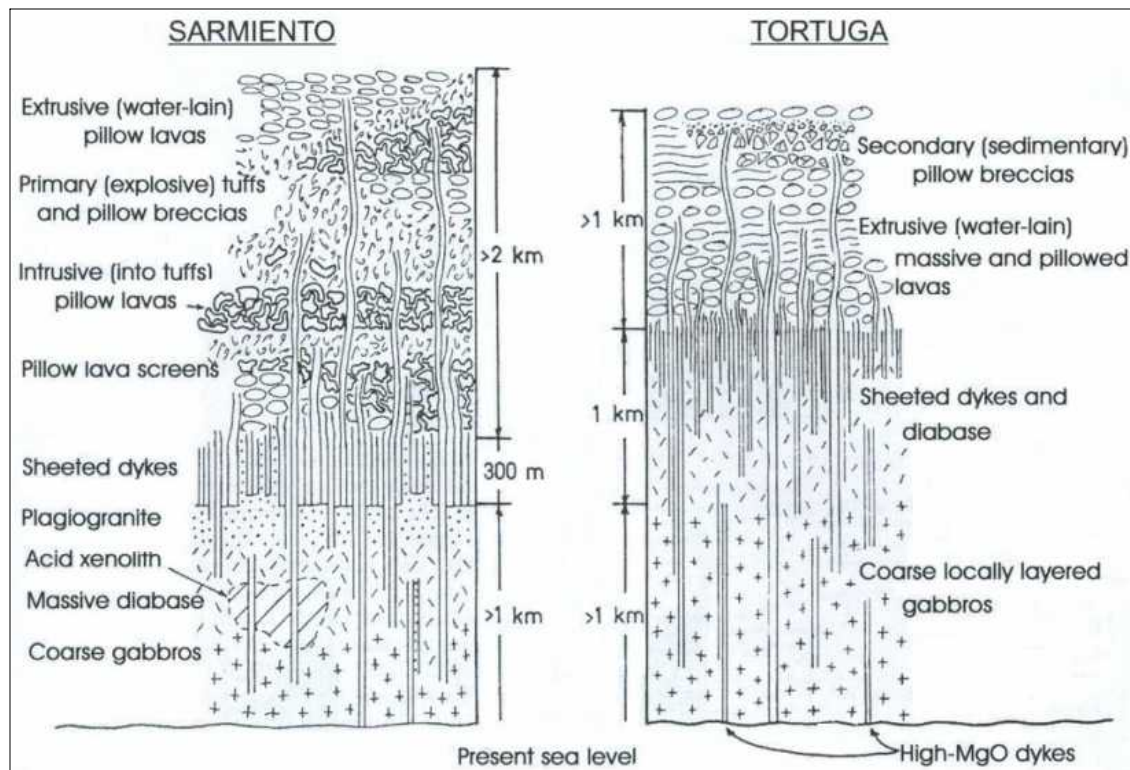


Figura II-6. Sección esquemática de los complejos ofiolíticos Sarmiento y Tortuga (Stern y de Wit, 2003; modificado de Stern de Wit, 1978, 1981).

Calderón (2006) describe la pseudoestratigrafía del Complejo Sarmiento, llamándola incompleta por no presentar los componentes ultramáficos de las ofiolitas “clásicas”. En esta pseudoestratigrafía define tres capas ígneas principales: 1) Una capa extrusiva máfica compuesta por basaltos almohadillados, brechas almohadilladas (*pillow brechas*) con intercalaciones de cherts de radiolarios y areniscas; 2) una capa extrusiva máfica-félsica, dominada por basaltos almohadillados con intercalaciones de tobas silíceas, hialoclastitas, y diques de dacita y riolita cortados por filones de gabros; y 3) una unidad intrusiva máfica-félsica, compuesta mayoritariamente por granófiros de grano medio cortados por diques de gabro de grano fino y diques horizontales de plagiogranito. En la base de esta unidad intrusiva menciona la presencia de metagabros y filones de anfibolita.

Con respecto al metamorfismo de dichas rocas, el Complejo Sarmiento fue afectado por metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico, caracterizado por el crecimiento de minerales

secundarios sin el desarrollo de esquistosidad (de Wit y Stern, 1976). Stern y de Wit (2003) afirman que este metamorfismo, en la pseudoestratigrafía del Complejo sarmiento exhibe un fuerte gradiente vertical, pasando desde facies ceolita a facies anfibolita en aproximadamente 2 km, siendo el grado de reemplazo metamórfico más intenso dentro y sobre el complejo de *sheeted dykes* (100% diques), decreciendo marcadamente en la unidad de gabros, probablemente debido al restringido acceso del agua marina a los niveles plutónicos más profundos del complejo ofiolítico (Fig.II-7). Mencionan además que los límites entre facies son irregulares y que es común observar efectos de desequilibrio retrógrado.

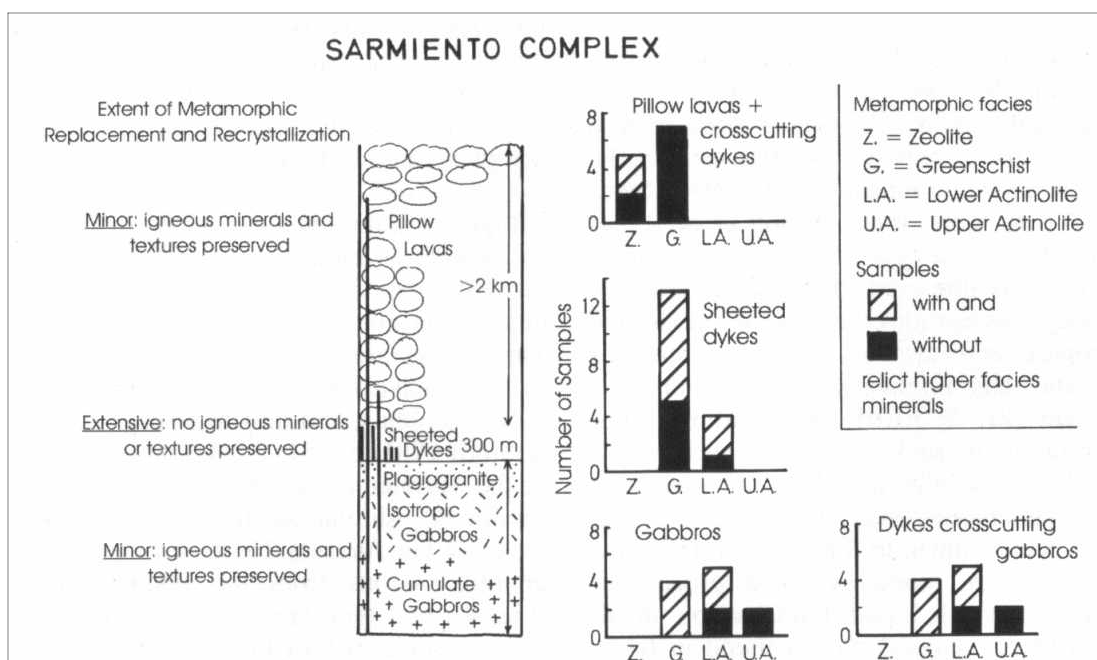


Figura II-7. Histograma que ilustra la distribución de metabasaltos y metagabros del Complejo Sarmiento y el metamorfismo que los afecta. Las barras negras representan la cantidad de rocas sin minerales relictos de facies de más alta temperatura, y las con líneas diagonales son rocas con dichos minerales relictos (Stern y de Wit, 2003).

Calderón (2006), basado en edades de circones magmáticos y detríticos del Complejo Sarmiento, señala que al menos entre los 152-147 Ma, se habría desarrollado una fase de *rifting* asociada al desarrollo de la Cuenca de Rocas Verdes, acompañada de un evento magmático bimodal.

Aún se discute si esta cuenca corresponde a una cuenca de trasarco, o si se desarrolló por extensión cortical sin la presencia de un arco magmático al oeste de ella. De estas dos opciones, la más recurrente es que al menos en las fases tardías de su evolución la Cuenca de Rocas Verdes fue una cuenca de trasarco desarrollada al este del arco magmático existente (Dalziel et al., 1974; Bruhn, 1978; Dalziel, 1981; Millar, 1994; Cunningham, 1995; Stern y de Wit,

2003; Calderón, 2006). Sin embargo, Mpodozis (2007) señala que dado que reconstrucciones basadas en anomalías magnéticas, indican que durante el Jurásico superior-Cretácico inferior la Península Antártica se ubicaba inmediatamente al oeste de la parte más austral de Sudamérica, la Cuenca de Rocas Verdes probablemente estaba muy distante del margen Pacífico para ser considerada una cuenca de trasarco, lo que le hace pensar que más bien corresponde a un brazo del proto-mar de Weddell, el cual se abrió progresivamente hacia el noroeste.

Calderón (2006) argumenta que la datación de circones detríticos en el miembro inferior de la Formación Tobífera no indica evidencias de la presencia de un arco volcánico durante la formación temprana de la Cuenca de Rocas Verdes, ya que no se encontraron poblaciones con edades menores que 386 Ma, lo cual sugiere que es indicador de la existencia de un margen pasivo hasta la fase extensional del Jurásico tardío. Sin embargo, también señala que la ausencia de componentes detríticos jurásicos, podría estar relacionada con la generación de aislados grabens formados a lo largo de estructuras de *rifting*. El mismo autor sostiene que edades de circones detríticos en depósitos de turbiditas distales de la Formación Zapata, indican que la Cuenca de Rocas Verdes estaba limitada hacia el oeste por un arco magmático en las etapas tardías de su evolución geodinámica.

Según Miller (1994), en Península Hardy se observa la transición lateral entre los depósitos de arco de la Formación Hardy, y rocas del relleno sedimentario de la cuenca marginal (Formación Yahgán). Basado en el estudio del engrane entre dichas secuencias, afirma que un magmatismo de arco relacionado a subducción ocurrió contemporáneamente al desarrollo de la Cuenca de Rocas verdes, ya que las lavas de la Formación Hardy, que se encuentran al SW de las Rocas Verdes, presentan un patrón de diferenciación calco-alcálico. Suárez et al. (1985) había asignado a la Formación Hardy una edad titoniana-valanginiana basado en los fósiles encontrados en ella, lo cual sumado a que Miller (1994) obtuvo una edad Ar-Ar de $107 \pm 0,7$ Ma, según este autor indica que el arco magmático estuvo activo durante todo o casi todo el Cretácico inferior.

Cabe mencionar que Stern y de Wit (2003), basados en el hecho que las rocas de la cuenca hacia el norte (Complejo Sarmiento) se hacen menos oceánicas en carácter que en el sur (Complejo Tortuga), y en que datos petroquímicos y de campo indican que la cuenca tuvo una amplitud mayor hacia el sur, sugieren que la Cuenca de Rocas Verdes se abrió de sur a norte, por lo que la parte sur llegó a etapas más evolucionadas del desarrollo de una cuenca marginal.

II.5 Tectónica Regional

II.5.1 Punto Triple

Los Andes Australes presentan una configuración tectónica compleja, ya que en un punto se juntan las placas Sudamericana, Antártica y Scotia (Fig. II-8). Esta última se encuentra como cuña tectónica entre las otras dos mencionadas, siendo su límite con la placa Antártica, convergente, y con la placa Sudamericana, transcurrente (sinistral).

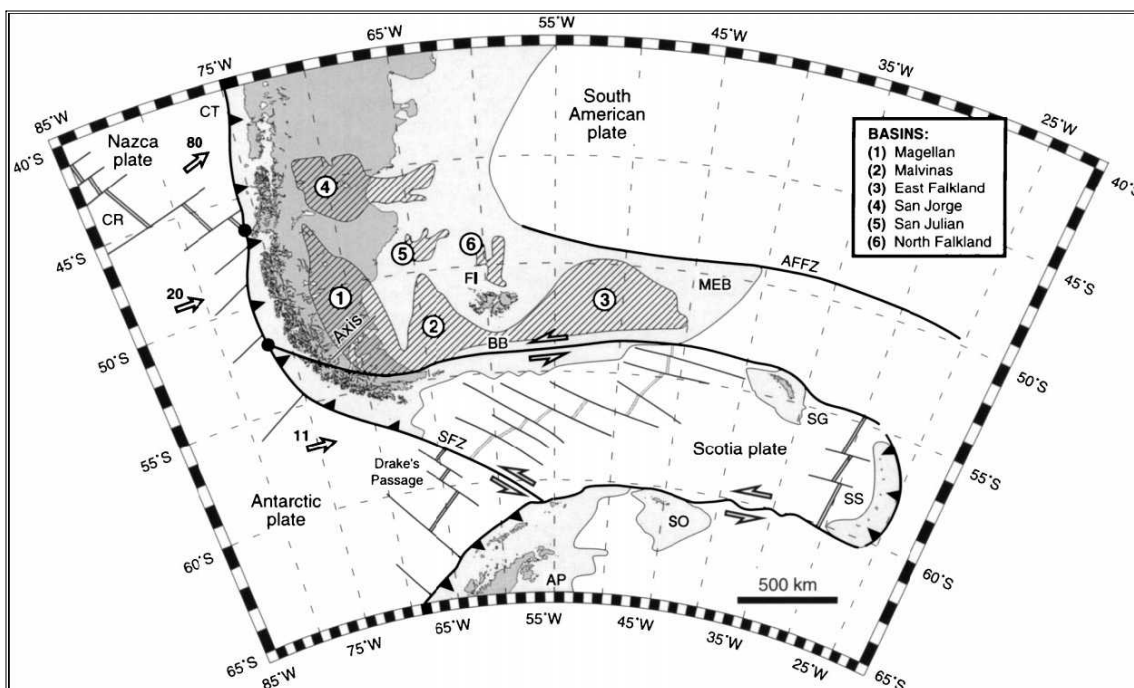


Figura II-8. Configuración actual de placas en Sudamérica austral (Diraison et al. 2000)

II.5.2 Oroclino Patagónico

El Oroclino Patagónico está ubicado en el extremo sur de Sudamérica, entre los 52° y 56° de latitud Sur. En esta zona, la Cordillera de los Andes cambia de un rumbo N-S al norte del oroclino, a un rumbo E-W en la parte más austral de éste (Diraison et al., 2000).

Estudios paleomagnéticos muestran que las rotaciones son de sentido antihorario, y aumentan de N a S, llegando a ser de hasta 90° en el extremo sur del oroclino (Dalziel et al. 1973; Burns et al., 1980; Cunningham et al., 1991; Rapalini et al., 2001).

En cuanto a la edad de las rotaciones, existen evidencias paleomagnéticas que afirman que la Cordillera de Darwin ha rotado en sentido antihorario desde el Cretácico tardío (Burns et al., 1980; Cunningham et al., 1991), y es probable que la mayor parte de la rotación ocurrió antes del Terciario (Cunningham et al., 1995).

II.5.3 Faja Plegada y Corrida de Magallanes

Corresponde a un sistema orogénico polifásico, que se originó entre el Cretácico superior y el Mioceno en respuesta a sucesivos pulsos de deformación, durante los cuales el frente de deformación avanzó hacia el antepaís, involucrando en cada etapa a los sedimentos acumulados en la antifosa, derivados de la erosión del relieve creado en cada uno de dichos eventos (Mpodozis, 2005).

Es posible separarla en dos sectores: uno dominado por tectónica de escama delgada, con corrimientos con vergencia hacia el antepaís y fuerte plegamiento; y otro dominado por pliegues de gran amplitud, probablemente relacionados a tectónica de escama gruesa (Harambour, 2002).

El acortamiento orogénico estimado en el Oroclino Patagónico aumenta de norte a sur, siendo de 110 km a los 50° latitud Sur (Kraemer et al., 1996), y de 300 (mínimo) a 600 (máximo) a los 56° latitud Sur (Kraemer, 2003). Este acortamiento se habría producido en cuatro eventos principales, siendo el del Cretácico medio el primero y el de mayor envergadura, provocando un periodo de fuerte subsidencia en la cuenca de antepaís de Magallanes en el Cretácico superior (Kraemer, 2003).

Capítulo III. Petrografía, mineralogía y metamorfismo

En la primera parte de este capítulo se realiza un análisis petrográfico y mineralógico de las muestras obtenidas en las islas Capitán Aracena y Carlos III, y en el estero La Pera, con lo cual en la segunda parte se efectúa una síntesis de las características del metamorfismo que presentan determinando las condiciones metamórficas a las cuales fueron sometidas, para finalizar con una conclusión del capítulo.

III.1 Petrografía y química mineral

III.1.1 Isla Capitán Aracena

Las 12 muestras de la isla Capitán Aracena fueron obtenidas en dos sectores: una en el sector sureste de la isla (Localidad 1), y todas las otras en el sector suroeste, en el Seno Mónica (localidades 2, 3, 4 y 5) (Fig. III-1)

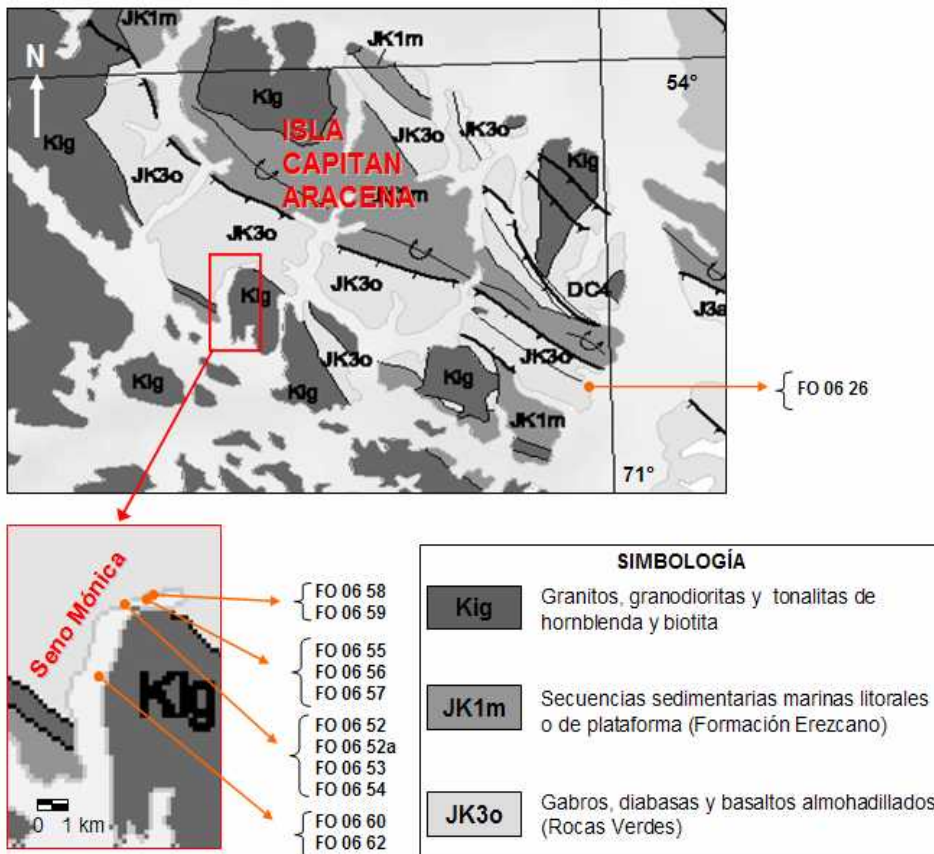


Figura III-1. Ubicación localidades muestreadas en isla Capitán Aracena. Mapa Geológico de Chile, escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2002).

III.1.1.a Datos de terreno

En la isla Capitán Aracena se visitaron 5 localidades, de las cuales se obtuvieron 12 muestras.

- **Localidad 1** ($54^{\circ}19'08.2''\text{S}$ y $71^{\circ}01'07.2''\text{W}$)

Afloran ahí lavas almohadilladas con un diámetro mayor de hasta 1 m de largo (Fig. III-2). Además de lavas almohadilladas, no fueron observadas otras litologías en esta localidad. Se obtuvo la muestra FO 06 26.



Figura III-2. Lavas almohadilladas de la parte sur oriental de la isla Capitán Aracena (FO 06 26).

- **Localidad 2** ($54^{\circ}11'31.8''\text{S}$ y $71^{\circ}33'59.8''\text{W}$)

Corresponde a la primera localidad visitada en el Seno Mónica. Afloran ahí rocas afaníticas, de color verde y foliadas (Fig. III-3). La foliación presenta un rumbo y manteo promedio N68W/56SW. Esta foliación, si bien predomina en el afloramiento, no es penetrativa, sino que se alternan zonas fuertemente foliadas con zonas no foliadas o levemente foliadas, paralelas al rumbo de la foliación (Fig. III-3.b). Estas rocas se encuentran intruidas por vetillas irregulares de cuarzo de hasta 10 cm de espesor. Aunque la foliación dificulta su reconocimiento, en terreno pareciera que estas rocas corresponden en su totalidad a diques máficos. Se obtuvieron las muestras FO 06 52, FO 06 53 y FO 06 54.

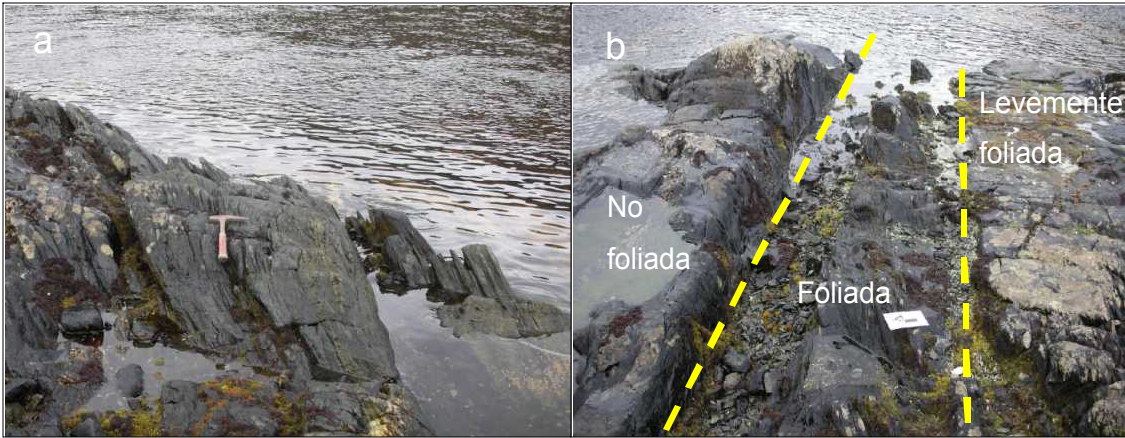


Figura III-3. a. Rocas foliadas, afaníticas, de color verde oscuro. b. Intercalación de zonas no foliadas o levemente foliadas (a la izquierda y a la derecha de la foto), con zonas foliadas (centro).

- **Localidad 3** ($54^{\circ}11'15.1''\text{S}$ y $71^{\circ}32'59.5''\text{W}$)

Situada a unos 100 m de la anterior, afloran ahí lavas almohadilladas con un diámetro mayor de aproximadamente 30 cm, intruidas por diques máficos afaníticos. Las muestras FO 06 55 y FO 06 57 corresponden a las lavas (Fig. III-4.a), y la FO 06 56 corresponde a uno de los diques (Fig. III-4.b). Estas rocas se encuentran intruidas por vetillas de cuarzo similares a las de la localidad 2, pero menos deformadas.

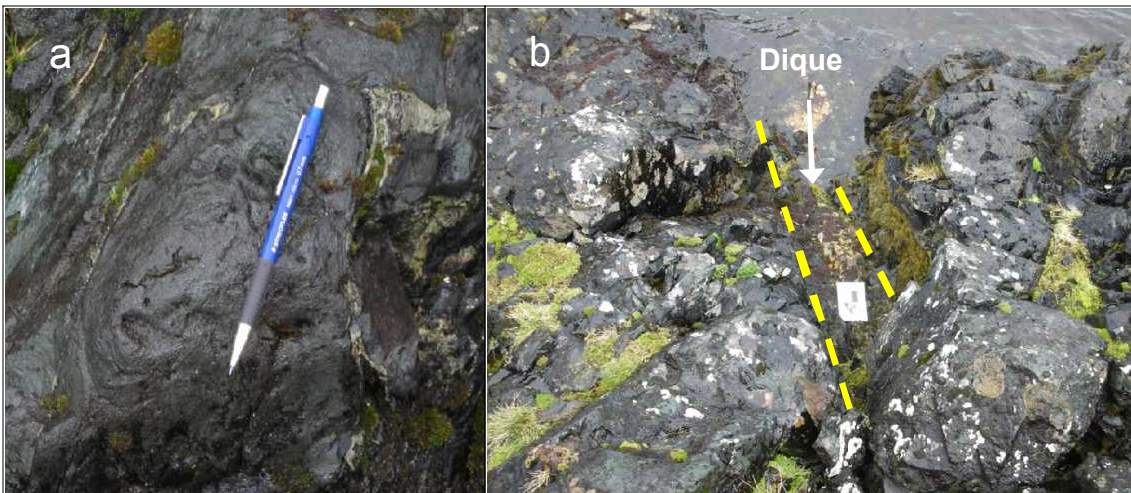


Figura III-4. a. Lava almohadillada (FO 06 57). b. Dique intruyendo a lavas almohadilladas (FO 06 56)

- **Localidad 4** ($54^{\circ}11'06.8''\text{S}$ y $71^{\circ}32'52.2''\text{W}$)

Se sitúa a unos 15 m al noreste de la localidad 3. El afloramiento es similar al anterior, es decir, corresponde a lavas almohadilladas (muestra FO 06 58) intruidas por diques (muestra FO 06 59).

- **Localidad 5** ($54^{\circ}13'09.1''\text{S}$ y $71^{\circ}35'50.4''\text{W}$)

La quinta y última localidad visitada en la isla Capitán Aracena, se ubica también en el Seno Mónica, a unos 300 m al suroeste de la localidad 2. En dicho lugar se observan rocas de color verde, foliadas, muy parecidas a las de la segunda localidad (Fig. III-5). En este afloramiento es posible observar lentes de epidota y cuarzo. La foliación tiene un rumbo y manteo N85W/49S. Se colectaron las muestras FO 06 60 y FO 06 62.



Figura III-5. Rocas de color verde, foliadas, observadas en la localidad 5.

III.1.1.b Petrografía

- Localidad 1

La muestra FO 06 26 conserva su textura primaria, la cual es variolítica y amigdaloidal. La textura variolítica se caracteriza por el crecimiento de acículas con hábito radial de plagioclasa o piroxeno (en este caso plagioclasa), entre las cuales se encuentra vidrio y minerales granulares (Fig. III-6.a). Esta textura indica un enfriamiento rápido (*quenching*) y progresivo desde el borde de la lava almohadillada. Los demás minerales primarios corresponden a pequeños piroxenos subhedrales y euhedrales, de 0,03 - 0,07 mm de largo (3%).

En cuanto a la mineralogía secundaria, ésta se encuentra en amígdalas (calcita, clorita, cuarzo, epidota, prehnita) (Fig. III-6.c y d), vetillas (calcita, clorita, cuarzo, epidota), reemplazando piroxeno (epidota) y vidrio (clorita y epidota). En corte transparente pulido es posible observar la presencia de pirita y calcopirita (Fig. III-6.b)

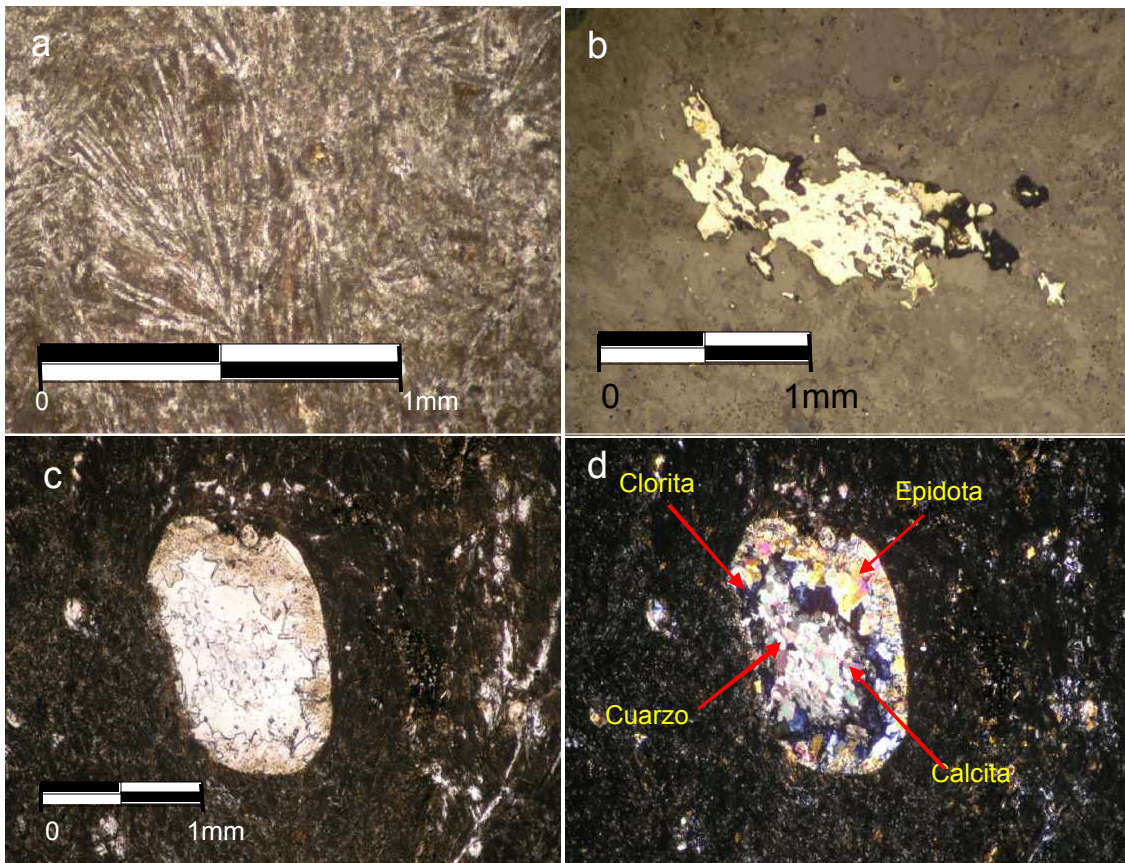


Figura III-6. a. Textura variolítica. b. Pirita y calcopirita en corte transparente pulido. c. Amígdala con calcita, clorita, epidota y cuarzo (luz polarizada no analizada (LPNA)). d. Fotografía anterior con luz polarizada analizada (LPA).

- **Localidad 2**

En las muestras obtenidas en la localidad 2 se observan distintos grados de obliteración de la textura original, variando desde una que preserva sus características primarias (FO 06 52a) (Fig. III-7.a y b), a otras en las que la textura original ha sido parcial (FO 06 54) o completamente obliterada (FO 06 52 y FO 06 53) (Fig. III-7.c y III-7.d). La muestra FO 06 52 presenta una textura seriada e intersertal, las muestras FO 06 52a y FO 06 53 una textura nematolepidoblástica y nematoblástica, respectivamente, y la muestra FO 06 54 presenta una foliación no penetrativa, pudiendo reconocerse en ella una textura primaria porfídica y ofítica.

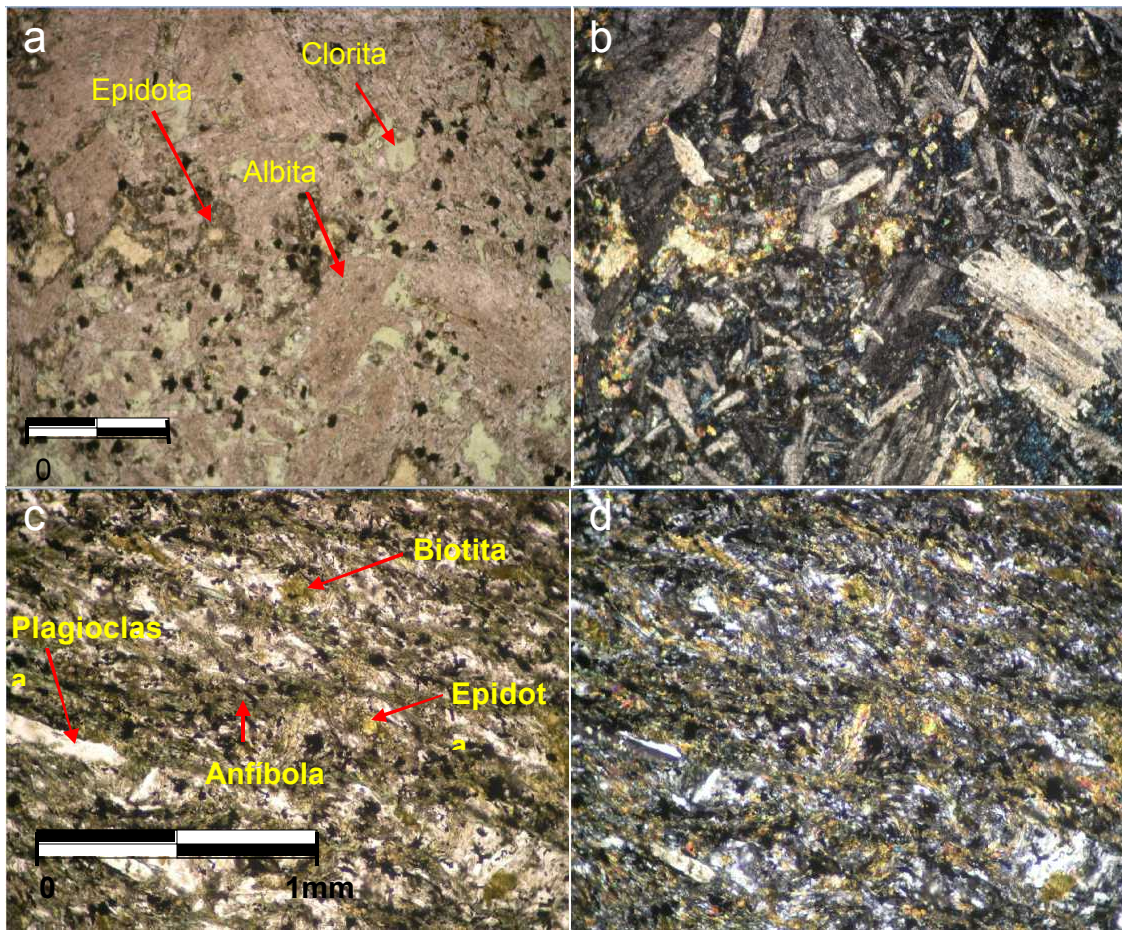


Figura III-7. a. Textura intersertal en muestra FO 06 52a (fotografía con LPNA). b. Fotografía anterior con LPA. c. Textura nematoblástica en muestra FO 06 53. d. Fotografía anterior con LPA.

La única muestra de estas cuatro en la que se pudo reconocer minerales primarios es la FO 06 54, en la que algunos de los piroxenos han sido parcialmente reemplazados por anfíbolos presentando zonas no alteradas.

La mineralogía secundaria de las cuatro muestras obtenidas en esta localidad es similar. Están compuestas por plagioclasa (probablemente albita), anfíbola verde acicular, clorita, epidota, cuarzo y titanita. Las muestras FO 06 52 y FO 06 53 presentan también biotita, mientras que en vetillas de la muestra FO 06 54 se reconoció la presencia de stilpnomelano. Además, en las cuatro muestras es posible observar pirita macroscópicamente.

Es importante destacar que la muestra FO 06 52 presenta indicadores cinemáticos compuestos por anfíbola, biotita, clorita y epidota (Fig. III-8). Como la muestra no es orientada, no es posible determinar la dirección del movimiento.

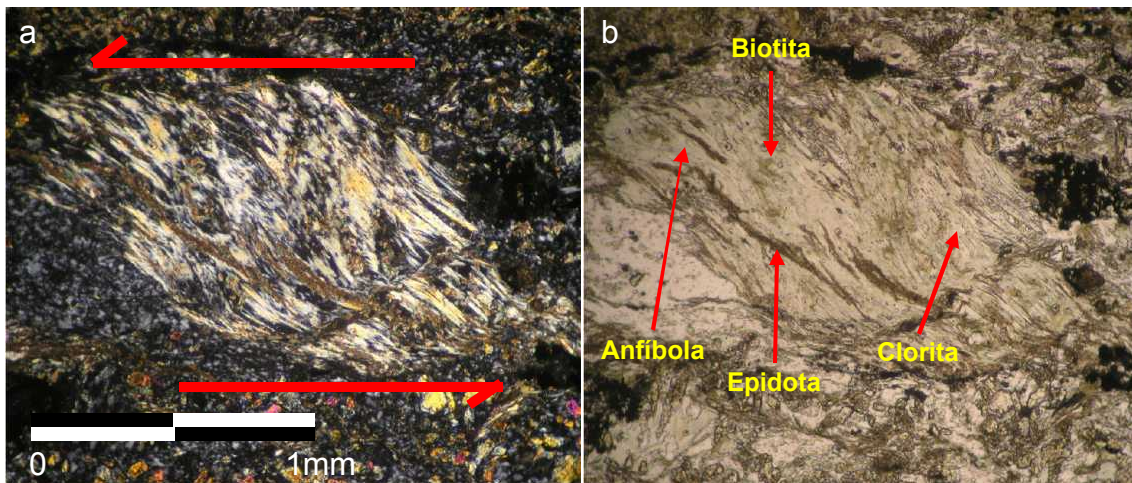


Figura III-8. a. Indicador cinemático (fish) en la muestra FO 06 52 (Fotografía con LPA), compuesto por anfíbola, biotita, clorita y epidota. b. Fotografía anterior con LPNA.

Consecuentemente con las observaciones de terreno, ninguna de las muestras obtenidas en esta localidad muestra características petrográficas típicas de lavas.

- **Localidad 3**

A diferencia de la muestra FO 06 55 (lava almohadillada), en la cual la textura primaria ha sido obliterada presentando una foliación no penetrativa y una textura nematoblástica, la textura primaria de las muestras FO 06 56 (dique) y FO 06 57 (lava almohadillada) no ha sido obliterada, por lo que es posible reconocer en el dique una textura ígnea microgranular, y una textura primaria porfídica en la lava (Fig. III-9).

En las rocas de esta localidad se observa un reemplazo total de la mineralogía primaria por mineralogía secundaria. Están compuestas principalmente por plagioclasa (probablemente albita), anfíbola verde y biotita, y en menor cantidad por clorita, epidota y cuarzo.

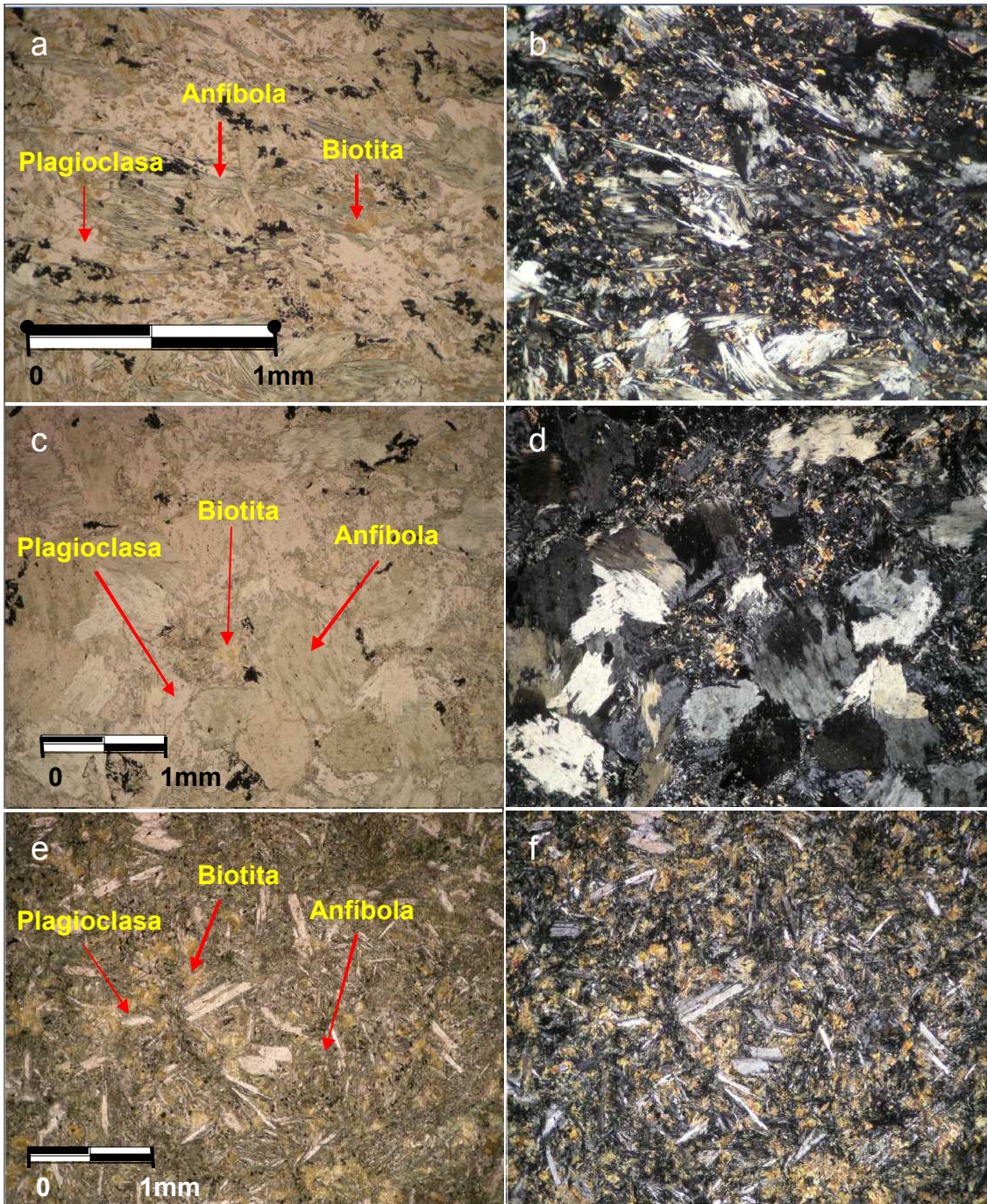


Figura III-9. a. Textura nematoblástica en muestra FO 06 55 (LPNA). b. Fotografía anterior con LPA. c. Textura microgranular en muestra FO 06 56 (LPNA). d. Fotografía anterior con LPA. e. Textura porfídica en muestra FO 06 57 (LPNA). f. Fotografía anterior con LPA.

La biotita es abundante, con un porcentaje modal estimado que varía entre un 10 y un 20 %, y no se distribuye homogéneamente, sino que se presenta en agregados que indican el reemplazo de minerales primarios. En el caso en que la albita muestra características de plagioclasa original, ella se encuentra reemplazada sólo por anfíbola, mientras que en el caso en que no presenta tales características (anhedral y sin macla), se encuentra reemplazada por biotita y anfíbola. Esto podría indicar que el mineral primario reemplazado por biotita no es plagioclasa, sino que se trata de otro mineral primario, probablemente rico en potasio (¿feldespato potásico?).

A las muestras FO 06 55 y FO 06 57 se les hizo corte transparente pulido, en los cuales fue posible observar la presencia de pirita diseminada (y calcopirita en la muestra FO 06 57).

- **Localidad 4**

Las rocas de esta localidad, al igual que las de la localidad anterior, presentan un reemplazo total de la mineralogía primaria, pero sin el desarrollo de foliación. La textura primaria en las dos muestras no ha sido obliterada, permitiendo reconocer en la lava almohadillada (FO 06 58) una textura glomeroporfídica y amigdaloidal, y en el dique (FO 06 59), una textura ígnea microgranular y probablemente ofítica (Fig. III-10).

La lava almohadillada está compuesta por fenocristales de albita, y por microlitos de albita, anfíbola verde acicular (magnesiohornblenda y ferrohornblenda) y epidota en la matriz. En las amígdalas se observa clinozoisita (relleno principal de las amígdalas), epidota y anfíbola verde.

El dique está compuesto principalmente por plagioclasa (probablemente albita), anfíbola y biotita, y en menor cantidad por epidota y titanita. Se observa la presencia de al menos dos tipos de anfíbola: una muy pleocroica, con colores que varían desde pardo a verde azulado, presente en agregados fibrosos que indican el reemplazo de minerales primarios ferromagnesianos, y otra muy similar a la observada en las muestras descritas anteriormente, acicular, pleocroica (incolora a verde), con extinción casi recta.

Macroscópicamente es posible observar pirita diseminada en la muestra FO 06 59.

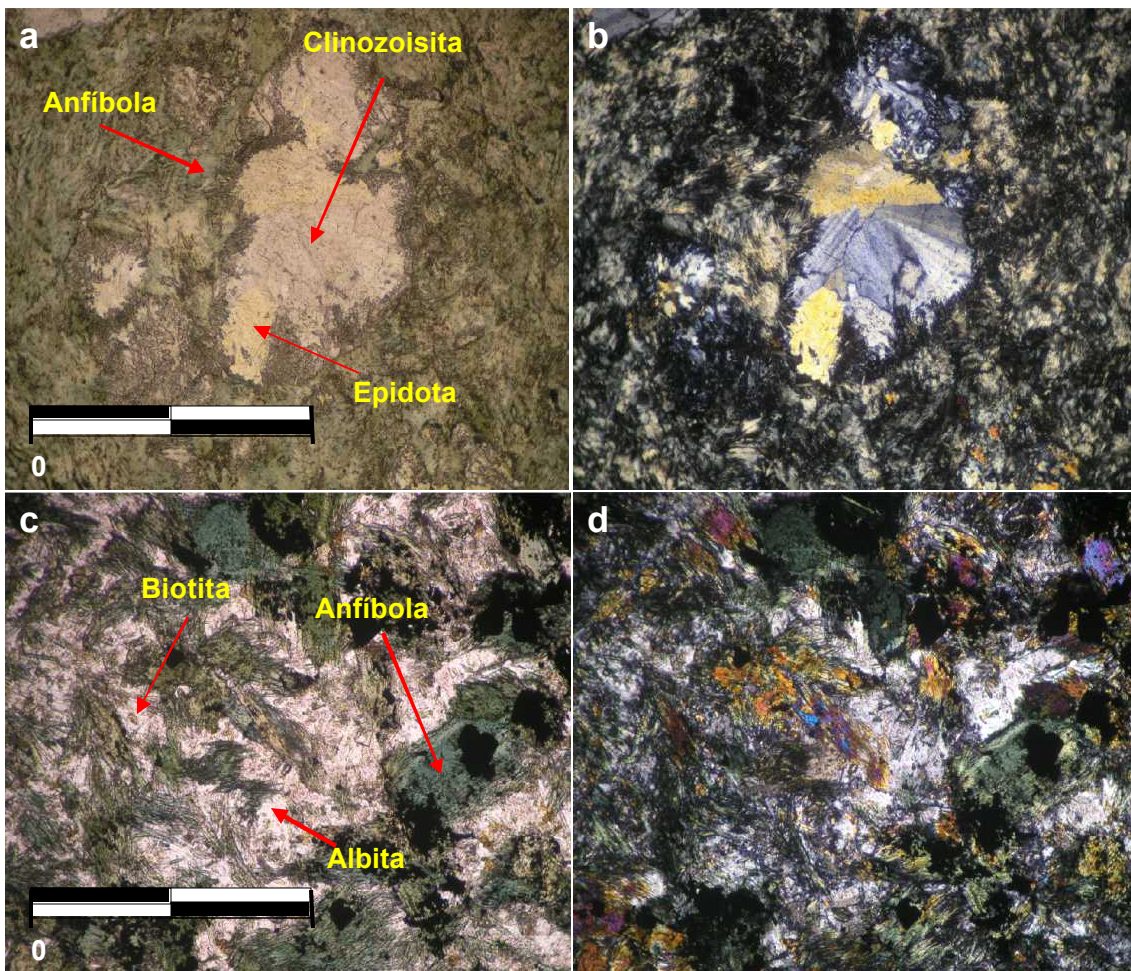


Figura III-10. a. Clinozoisita y epidota en amígdala de muestra FO 06 58, y anfíbola secundaria reemplazando minerales y vidrio en la masa fundamental (LPNA). b. Fotografía anterior con LPA. c. Anfíbola verde azulada reemplazando minerales primarios en muestra FO 06 59 (LPNA). d. Fotografía anterior con LPA.

- **Localidad 5**

Las dos muestras obtenidas en la localidad 5 (FO 06 60 y FO 06 62), presentan una textura primaria totalmente obliterada, y una textura secundaria caracterizada por su foliación (textura lepidoblástica) (Fig. III-11).

Están compuestas por plagioclasa (probablemente albita), anfíbola verde acicular, biotita, calcita, clorita, epidota, cuarzo y titanita. En las dos muestras se observan vetillas de epidota y cuarzo, y en la muestra FO 06 60 se observan lentes de cuarzo.

En ambas muestras es posible observar macroscópicamente la presencia de pirita.

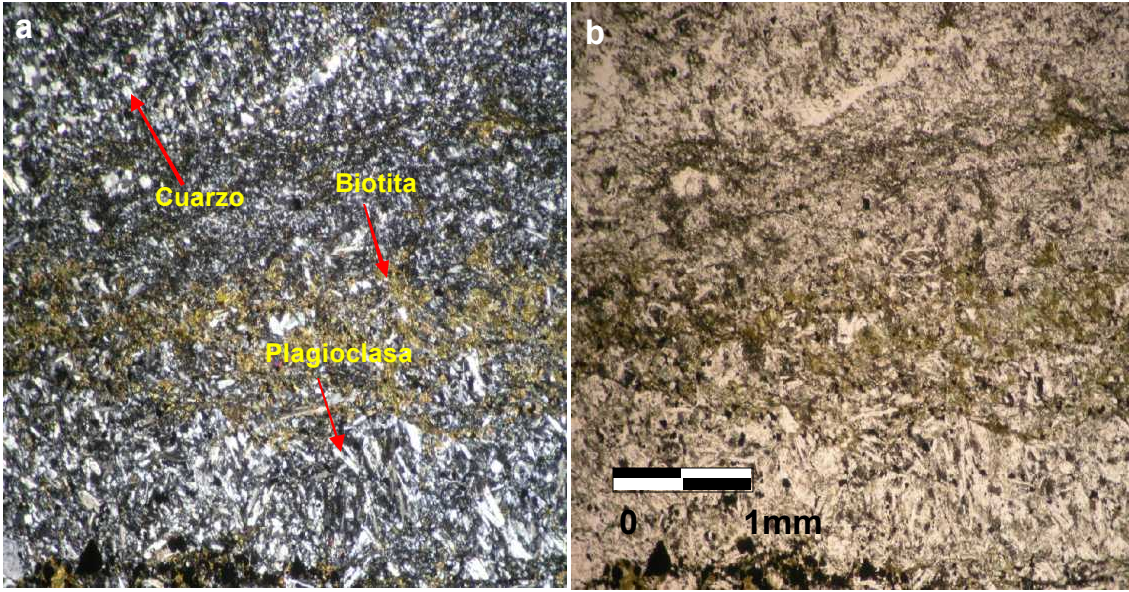


Figura III-11. a. Textura lepidoblástica en muestra FO 06 60 (LPA). b. Fotografía anterior con LPNA.

III.1.1.c Química mineral

De las muestras de la isla Capitán Aracena, se cuenta con datos de microsonda de la muestra FO 06 58, la cual fue analizada por el Dr. Francisco Hervé en la Universidad de Montpellier (Francia). Los minerales analizados corresponden a plagioclasa, epidota y anfíbola, cuyos resultados se presentan a continuación.

Las plagioclasas analizadas son tres, las cuales presentan una composición $An_{0.62}Ab_{99.2}Or_{0.18}$, $An_{2.04}Ab_{97.74}Or_{0.22}$ y $An_{0.66}Ab_{99.10}Or_{0.24}$, es decir, todas las plagioclasas analizadas corresponden a albita.

Las epidotas analizadas también son tres, y poseen entre un 10.2% y un 11.3% de FeO. Se les calculó el valor XFe^{3+} ($Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al_{tot}$), el cual es de 0.240, 0.227 y 0.254, lo que las clasifica como epidotas en el sentido estricto, puesto que los átomos de Fe ocupan el espacio que ocupa el Al en las clinzoisitas.

En cuanto a las anfíbolas, se obtuvieron resultados de dos de ellas, y corresponden a anfíbolas cálcicas, las cuales usando el diagrama de Leake et al. (1997) fueron clasificadas como magnesiohornblenda y ferrohornblenda (Fig. III-12).

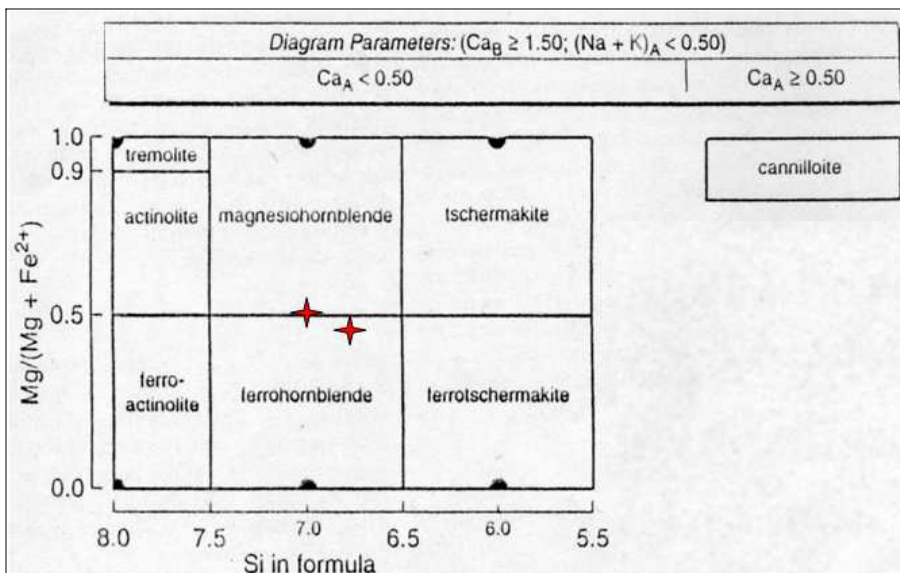


Figura III-12. Anfíbolas de muestra FO 06 58 clasificadas en el diagrama de Leake et al. (1997) como magnesiohornblenda y ferrohornblenda.

III.1.2 Isla Carlos III

Las muestras de la isla Carlos III fueron recolectadas en 4 localidades (Fig. III-13). Los datos de terreno fueron facilitados por el Dr. Francisco Hervé, quien visitó esta isla el año 2003.

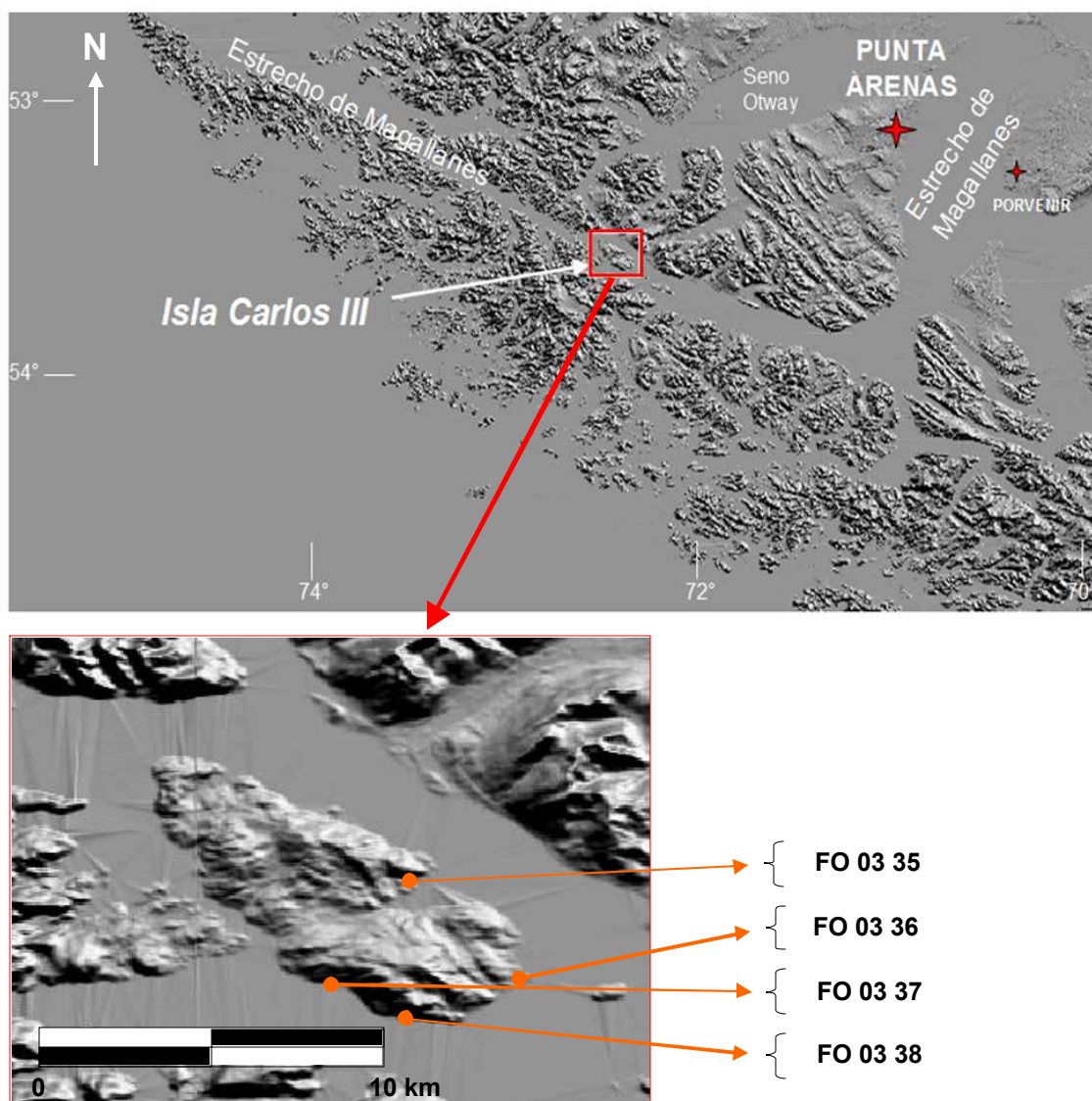


Figura III-13. Imagen DEM (Digital Elevation Model) con ubicación de localidades muestreadas en isla Carlos III.

III.1.2.a Datos de Terreno

Según Hervé et al. (2003b), algunas rocas de la ofiolita Carlos III presentan una foliación N15W a NW y diques ocasionales son en general NS y subverticales. Además dicen que una intercalación de areniscas volcanoclásticas y lutitas indica que en la costa oeste de la isla Carlos III la ofiolita ha sido basculada 30 o 40 grados hacia el este, en donde contactos abruptos entre diferentes litologías básicas sugieren un *thrust* con vergencia oeste. Dichos autores también mencionan que en la parte norte de la isla las lavas de la ofiolita están intercaladas con la Formación Tobífera.

A continuación se presentan los datos registrados en la libreta de terreno del Dr. Francisco Hervé en su visita a la isla Carlos III el año 2003.

- **Localidad 1** (53°36'23.5"S y 72°17'39.3"W)

En esta localidad afloran lavas almohadilladas con amígdalas hacia los bordes, las cuales presentan textura esferulítica. Se obtuvieron las muestras FO 03 35b, FO 03 35c y FO 03 35d.

- **Localidad 2** (53°39'08.7"S y 72°15'16.6"W)

Afloran ahí rocas de color verde y de grano fino muy fracturadas. Este fracturamiento tiene un rumbo predominante N80E y es subvertical. Además se observan zonas de cizalle frágil, en partes formándose brechas cataclásticas. En esta localidad se obtuvo la muestra FO 03 36.

- **Localidad 3** (53°40'11.2"S y 72°18'00.3"W)

Aflora ahí una roca maciza de color verde, de grano fino y sin estructuras y se observan también algunos diques. En este lugar se obtuvo la muestra FO 03 37.

- **Localidad 4** (53°39'52.7"S y 72°19'26.3"W)

Se encuentran afloramientos de pelitas negras foliadas intercaladas con rocas volcánicas. Se obtuvo la muestra FO 03 38 la cual corresponde a una de dichas rocas volcánicas.

III.1.2.b Petrografía

- **Localidad 1**

En la localidad 1 se obtuvieron tres muestras (FO 03 35b, FO 03 35c y FO 03 35d), en las cuales los minerales secundarios se desarrollan sin la presencia de foliación y sin causar obliteración de la textura primaria.

La muestra FO 03 35b (Fig. III-14) presenta una textura porfídica, intersertal y amigdaloidal. En sectores de la muestra se observa además una textura traquítica, pero en general la plagioclasa es decusada. La mineralogía primaria corresponde a piroxeno, el cual se encuentra como relictos, siendo ampliamente reemplazado por epidota.

Con respecto a la mineralogía secundaria, la roca está compuesta por abundante albita, clorita, epidota y titanita. Además es posible reconocer la presencia de pequeñas anfíbolos verdes aciculares, las cuales corresponden a menos de un 1% del corte transparente.

Macroscópicamente se observa la presencia de pirita.

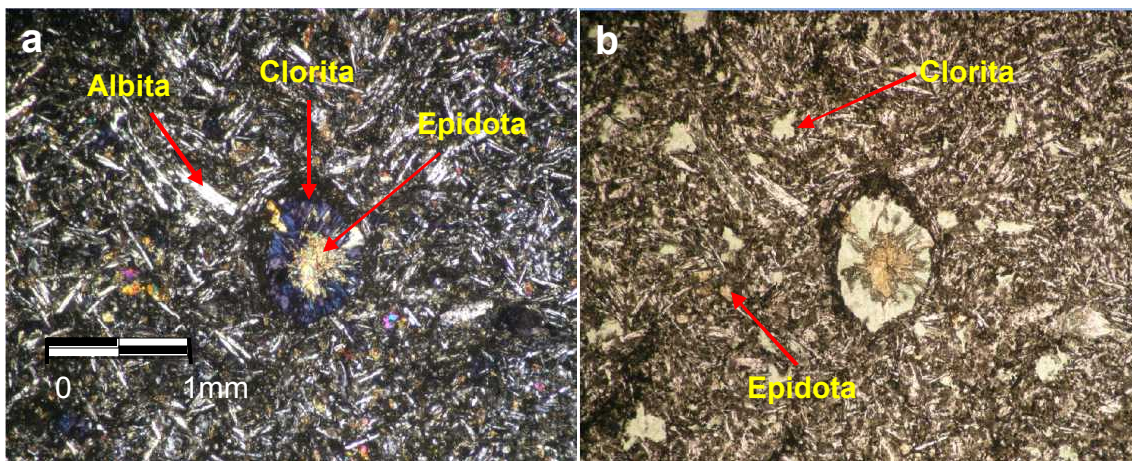


Figura III-14. a. Muestra FO 03 35b compuesta principalmente por albita, clorita, epidota y titanita (Fotografía con LPA). B. Fotografía anterior con LPNA.

La muestra FO 03 35c presenta tres zonas con texturas diferentes, una con textura porfídica, intersertal y amigdaloidal, rodeada por una zona de grano más fino compuesta mayoritariamente por microlitos de plagioclasa (sin fenocristales), la cual se encuentra en contacto con una zona con textura esferulítica (textura de desvitrificación). Como mineral

primario presenta escasos relictos de piroxeno, los cuales se encuentran ampliamente reemplazados por epidota.

Su mineralogía secundaria corresponde principalmente a albita, clorita, epidota y titanita. Además se observa la presencia de pequeñas anfíbolas verdes aciculares (~1%), y en vetillas la presencia de cuarzo. En las vetillas es posible observar el contacto entre los distintos minerales secundarios mencionados. Las esferulitas están compuestas por epidota fibrosa y radial (¿y por prehnita?), y en su centro por agregados esféricos de epidota prismática subhedral.

La muestra FO 03 35d presenta una textura porfídica, glomeroporfídica y amigdaloidal. Su mineralogía primaria corresponde a escasos relictos de piroxenos extensamente reemplazados por epidota y también por pequeñas anfíbolas aciculares.

En cuanto a los minerales secundarios observados en esta muestra, ellos corresponden principalmente a albita, clorita y epidota, y en menor cantidad a titanita y anfíbola verde acicular (actinolita y magnesiohornblenda) la cual presenta las mismas características que las anfíbolas observadas en las muestras FO 03 35b y c. Además, en vetillas y amígdalas es posible observar la presencia de granate de color amarillo (andradita).

- **Localidad 2**

En esta localidad se obtuvo la muestra FO 03 36, la cual presenta el desarrollo de minerales secundarios sin obliteración de la textura primaria, y sin la presencia de foliación. La textura de la roca es subofítica, caracterizada por el intercrecimiento entre plagioclasa y clinopiroxeno (Fig. III-15.a y b). Otro mineral primario observado en esta muestra corresponde a apatita. Algunos piroxenos y apatitas se encuentran algo deformados, lo cual concuerda con las observaciones de terreno.

La mineralogía secundaria corresponde a plagioclasa (probablemente albita), ¿anfíbola verde?, clorita, epidota, pumpellyita, cuarzo y titanita. Mientras que la epidota reemplaza plagioclasa y piroxeno, la clorita reemplaza piroxeno y vidrio, y la pumpellyita sólo se observa reemplazando plagioclasa (Fig. III-15.c).

Además es posible observar macroscópicamente la presencia de pirita (¿y calcopirita?).

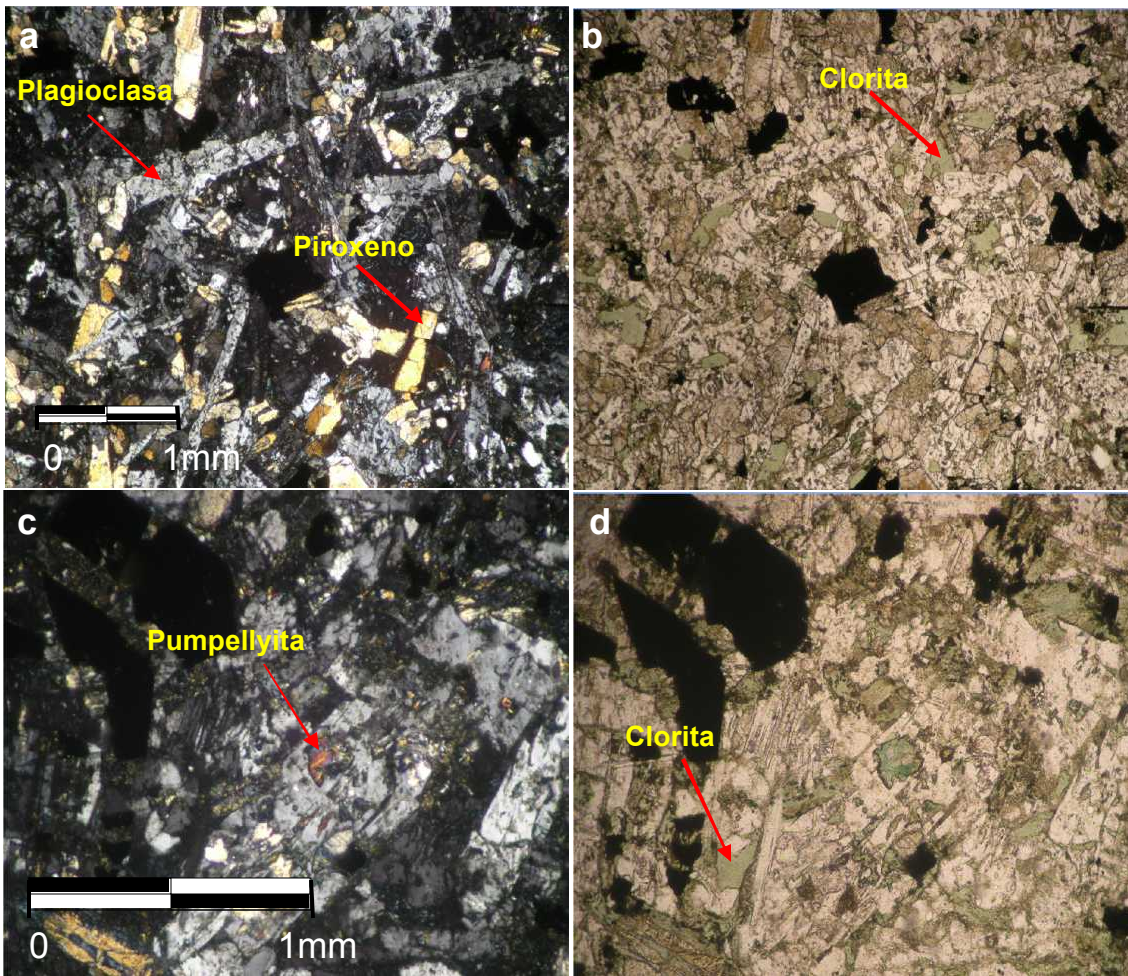


Figura III-15. a. Muestra FO 03 36 mostrando una textura subofítica en la cual se observa clinopiroxeno entrecrecido con plagioclasa (fotografía con LPA). b. Fotografía anterior con LPNA. c. Pumpellyita reemplazando plagioclasa en muestra FO 03 36 (fotografía con LPA). d. Fotografía anterior con LPNA.

- **Localidad 3**

En la muestra obtenida en esta localidad (FO 03 37), los minerales secundarios se desarrollaron sin causar obliteración de la textura primaria ni foliación. La textura de dicha muestra es traquítica y amigdaloidal (Fig. III-16). Los minerales primarios que no fueron totalmente reemplazados por minerales metamórficos, corresponden a piroxenos que en parte se encuentran reemplazados por epidota.

Los minerales secundarios corresponden principalmente a plagioclasa (probablemente albita), clorita, clinozoisita, epidota y titanita, y en menor cantidad a cuarzo y anfíbola (probablemente actinolita). Con respecto a los metadominios, la mineralogía secundaria se desarrolla en amígdalas (anfíbola, clorita, clinozoisita, epidota, cuarzo), vetillas (clorita, epidota, cuarzo y

titanita), y reemplazando minerales primarios (anfíbola, clorita, epidota y titanita) y vidrio en la masa fundamental (clorita, epidota y titanita). Las amígdalas son irregulares, de 0,25 – 3 mm, en su mayoría alargadas y orientadas según la misma dirección en que se orientan las plagioclasas.

Macroscópicamente se observa la presencia de pirita y calcopirita.

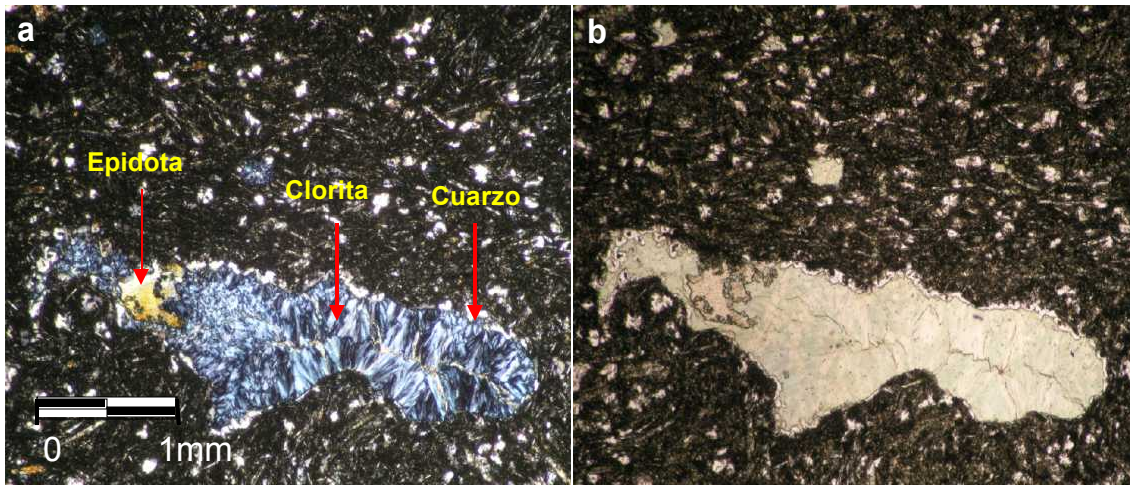


Figura III-16. a. Amígdala en muestra FO 03 37 con clorita, epidota, y cuarzo en el borde (LPA). b. Fotografía anterior con LPNA.

- **Localidad 4**

En esta localidad se obtuvo la muestra FO 03 38, la cual presenta una textura primaria glomeroporfídica, intersertal y amigdaloidal (el metamorfismo no obliteró la textura primaria ni produjo el desarrollo de foliación) (Fig. III-17). La mineralogía primaria corresponde a clinopiroxeno (~10%)

La mineralogía secundaria está conformada principalmente por plagioclasa (probablemente albita), calcita, clorita, clinozoisita, epidota y titanita, y en menor cantidad por anfíbola acicular verde. Se desarrolla en amígdalas, reemplazando minerales primarios y reemplazando vidrio en la masa fundamental.

Muchos de los minerales opacos presentan forma cúbica (¿pirita?).

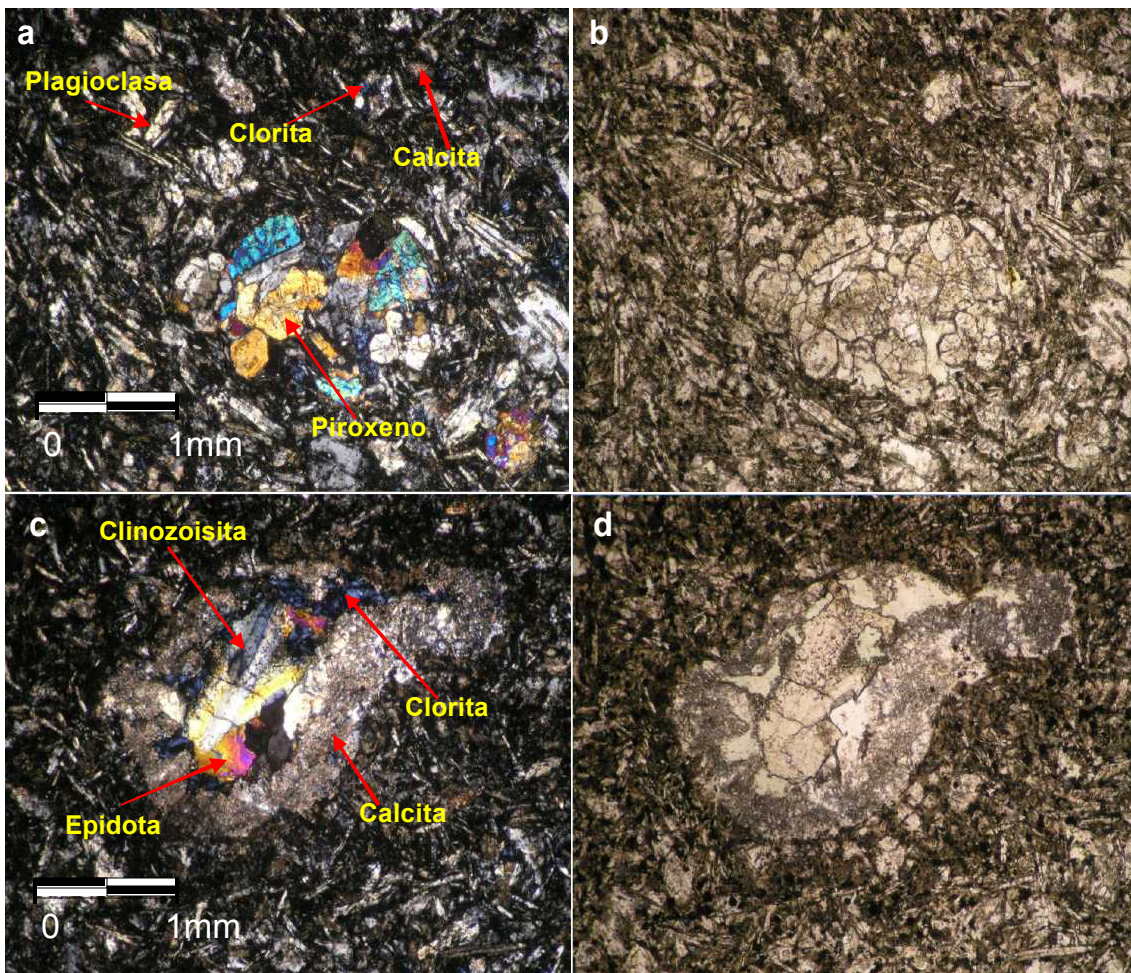


Figura III-17. a. Fotografía con LPA muestra FO 03 38, la cual presenta una textura glomeroporfídica. En la fotografía se observa la presencia de plagioclasa, clinopiroxeno, clorita y calcita. b. Fotografía anterior con LPNA. c. Fotografía con LPA amígdala muestra FO 03 38, compuesta por albita, anfíbola, calcita, clorita, clinzoisita y epidota. D. Fotografía anterior con LPNA.

III.1.2.c Química mineral

De las muestras de la isla Carlos III, tres fueron analizadas mediante microsonda en la Universidad de Stuttgart por el Dr. Francisco Hervé el año 2004. Corresponden a las muestras FO 03 35b, FO 03 35c y FO 03 35d. A continuación se presentan los resultados obtenidos para cada muestra.

- **Muestra FO 03 35b**

Los minerales analizados en la muestra FO 03 35b son plagioclasa, piroxeno, clorita, epidota y titanita. Las dos plagioclasas analizadas corresponden a albita, presentando composiciones $An_{2.73}Ab_{96.94}Or_{0.33}$ y $An_{0.45}Ab_{98.49}Or_{1.06}$, mientras que cuatro piroxenos analizados corresponden a clinopiroxenos, presentando una composición promedio $En_{31.04}Fs_{22.24}Wo_{46.72}$, los cuales en el diagrama de Morimoto et al. (1988) caen en el campo del diópsido (Fig. III-18)

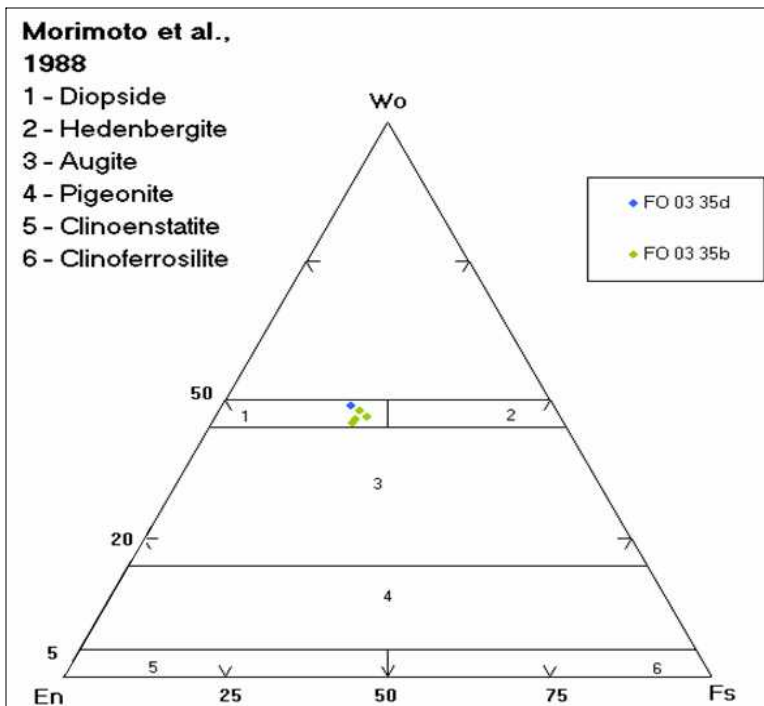


Figura III-18. Piroxenos de muestras FO 03 35b y FO 03 35d clasificados como diópsidos en el diagrama de Morimoto et al. (1988).

Las cloritas analizadas en esta muestra son cinco, y corresponden a filosilicatos estratificados esmectita-clorita pertenecientes a la serie trioctahédrica, cuyos términos extremos son la saponita y la clorita, como es posible apreciar en el diagrama de Schiffman (1991) (Fig. III-19.a). En este diagrama, cuatro de ellas plotean como cloritas, mientras que una presenta valores más

bajos de $(Si+Al+Fe+Mg+Mn)$, lo cual concuerda con el mayor valor de la suma de cationes interfoliares $(Ca+Na+K)$ que ésta posee (Fig. III-19.b).

Lo anterior también concuerda con los valores X_c que presentan (porcentaje de capas de clorita en la estructura del filossilicato), los cuales son iguales a 0.92, 0.94, 0.98 y 0.98 (cloritas), y en una de ellas igual a 0.55 (esmectita). Por otro lado, en el diagrama de Hey (1954), las cuatro cloritas clasificadas como pycnocloritas (Fig. III-20),

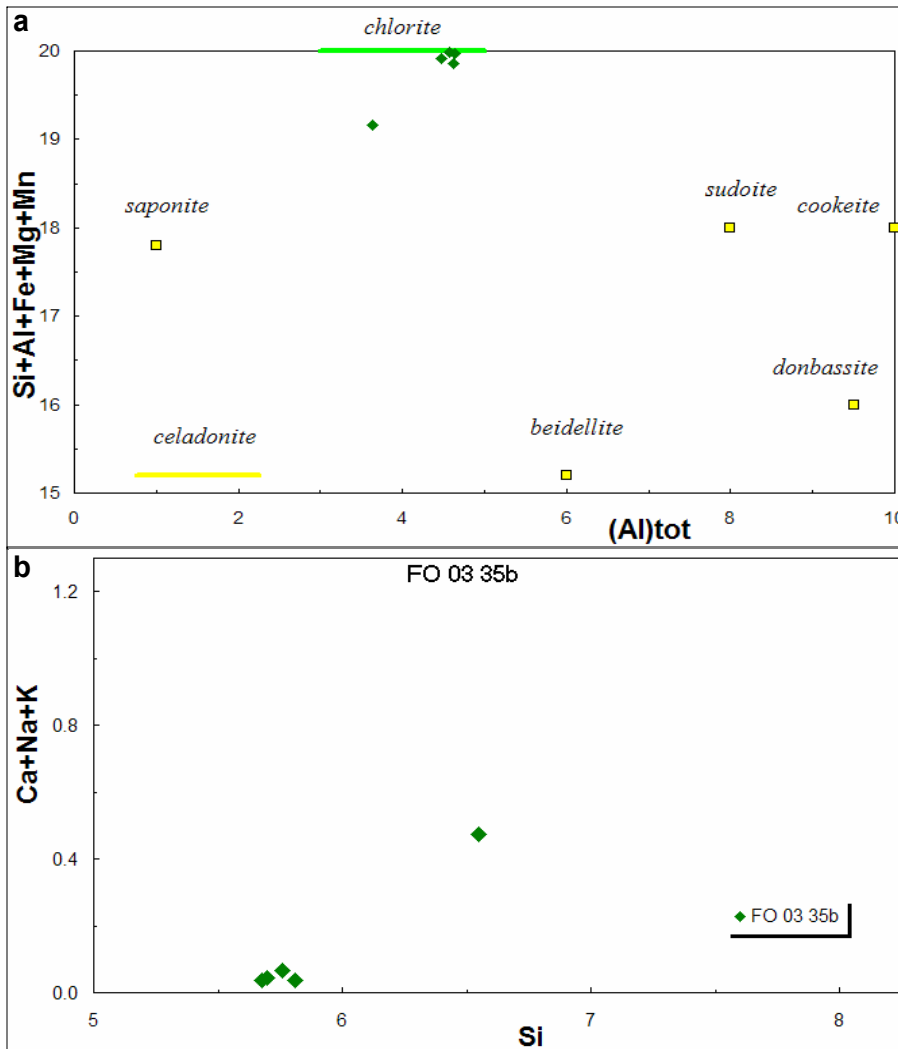


Figura III-19. Rombos verdes corresponden a filossilicatos estratificados esmectita-clorita de la muestra FO 03 35b, ploteados en: a. Diagrama de Schiffman (1991) $Si+Al+Fe+Mg+Mn$ v/s Al_{tot} ; b. Diagrama de Schiffman (1991) cationes interfoliares v/s Si apfu.

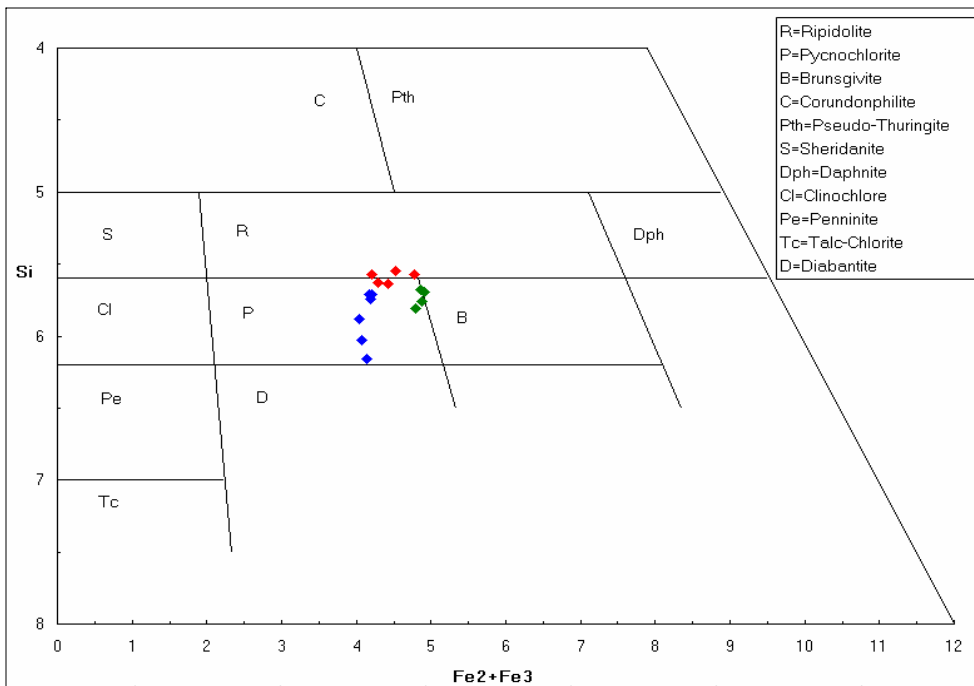


Figura III-20. Cloritas ploteadas en el diagrama de Hey (1954) para la clasificación de cloritas. Rombos verdes = FO 03 35b, rombos rojos = FO 03 35c, rombos azules = FO 03 35d.

En cuanto a las epidotas, el porcentaje de FeO en ellas varía entre 11.48% y 16.5%, mientras que el valor del parámetro XFe^{3+} lo hace entre 0.257 y 0.381, con un promedio de 0.296, lo cual permite clasificarlas como epidotas propiamente tales.

- **Muestra FO 03 35c**

En esta muestra se obtuvieron análisis de plagioclasa, feldespato potásico, clorita, epidota y titanita. Las plagioclasas corresponden a albita (composición promedio $An_{1.10}Ab_{98.61}Or_{0.29}$), andesina ($An_{47.85}Ab_{50.79}Or_{1.36}$) y labradorita ($An_{64.27}Ab_{35.18}Or_{0.56}$), mientras que el feldespato potásico presenta una composición promedio $An_{0.02}Ab_{2.16}Or_{97.81}$.

Las cinco cloritas analizadas en esta muestra poseen un alto porcentaje de capas de clorita con un valor Xc mínimo de 0.98. Clasifican como cloritas en el diagrama de Schiffman (1991) (Fig. III-21.a) y presentan un bajo contenido de cationes interfoliares (Fig. III-21.b). Tres de ellas clasifican como ripidolitas y dos como pycnocloritas en el diagrama de Hey (1954) (Fig. III-20).

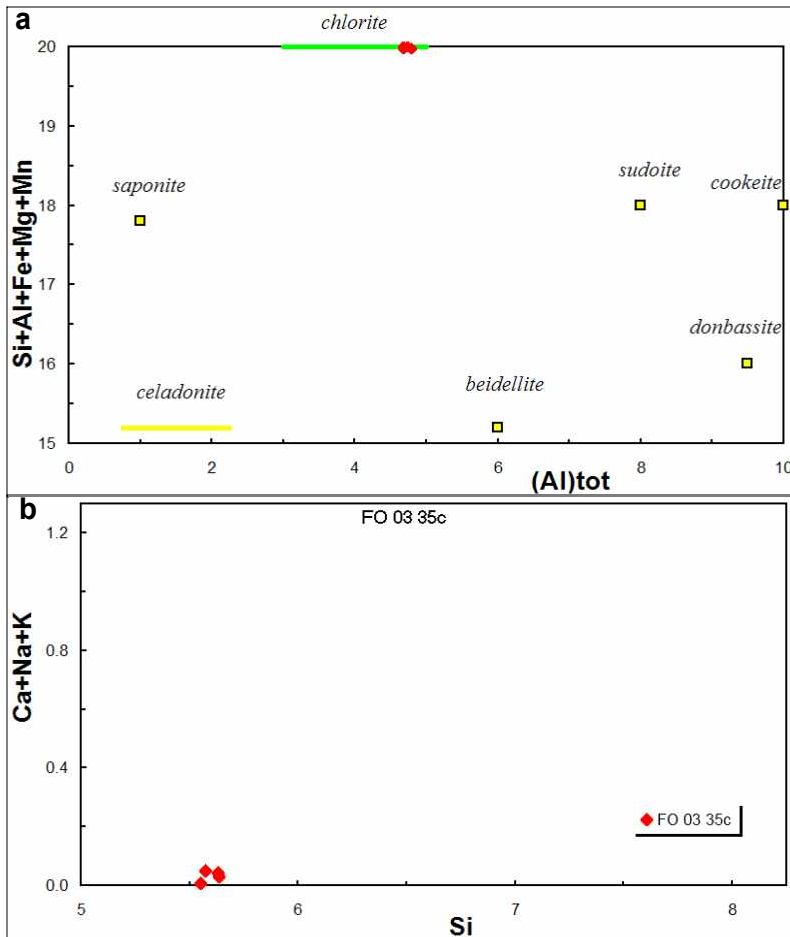


Figura III-21. Rombos rojos corresponden a cloritas de la muestra FO 03 35c, ploteados en: a. Diagrama de Schiffman (1991) Si+Al+Fe+Mg+Mn v/s Al_{tot}; b. Diagrama de Schiffman (1991) cationes interfoliares v/s Si apfu.

Las epidotas de esta muestra presentan un porcentaje de FeO variable entre 9.72 y 13.18. El valor del parámetro $X_{Fe^{3+}}$ en las ocho epidotas analizadas varía entre 0.213 y 0.310, con un valor promedio de 0.267, lo cual permite clasificarlas como epidotas en sentido estricto.

- **Muestra FO 03 35d**

En esta muestra se obtuvieron análisis de plagioclasa, piroxeno, anfíbola, clorita-esmectita, epidota, titanita y granate. Las 9 plagioclasas analizadas en dicha muestra corresponden a albita, con una composición promedio $An_{0.001}Ab_{99.998}Or_{0.0003}$, mientras que el piroxeno analizado presenta una composición $En_{31.21}Fs_{19.89}Wo_{48.90}$, clasificado como diópsido en el diagrama de Morimoto et al (1988) (Fig. III-18). Las cuatro anfíbolos analizadas corresponden a anfíbolos cálcicos, de las cuales tres clasifican como magnesiohornblendas y una como actinolita en el diagrama de Leake et al. (1997).

Las cloritas-esmectitas de esta muestra corresponden a la serie trioctahédrica cuyos términos extremos son la saponita y la clorita (Fig. III-22.a). En el diagrama de la figura III-22.a se observa que una de ellas corresponde a una esmectita, lo cual concuerda con su valor relativamente alto de cationes interfoliares (Fig. III-22.b), y con su porcentaje bajo de capas de clorita ($X_c=0.17$). Las otras cinco tienen un valor X_c variable entre 0.77 y 0.96 y plotean cerca del campo de las cloritas en el diagrama de Schiffman (1991) (Fig. III-22.a). Estas cinco clasifican como pycnocloritas en el diagrama de Hey (1954) (Fig. III-20)

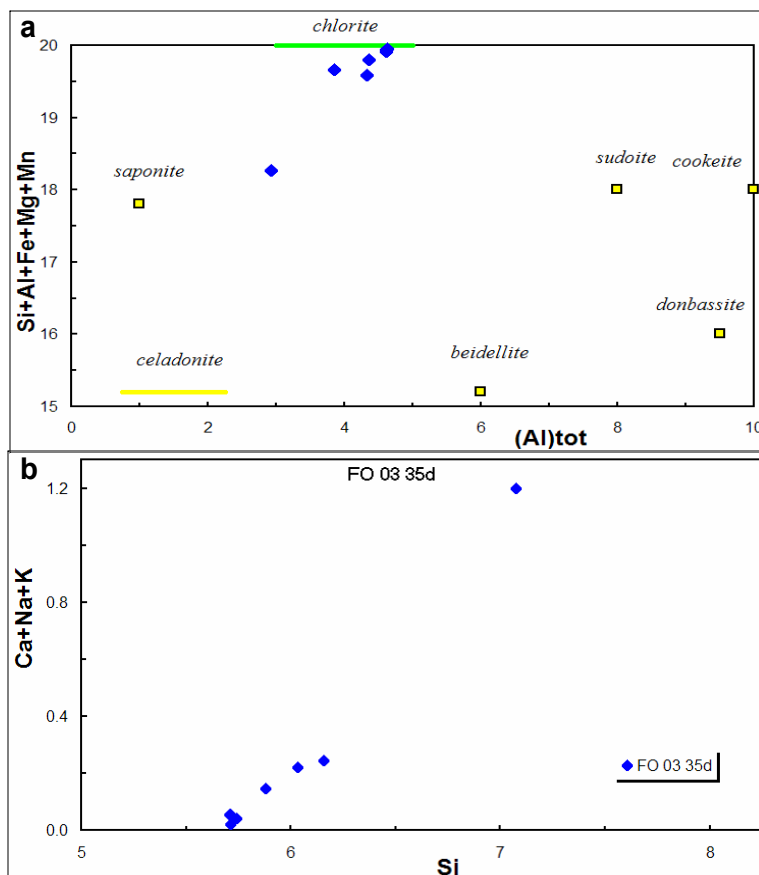


Figura III-22. Rombos azules corresponden a filosilicatos estratificados esmectita-clorita de la muestra FO 03 35b, ploteados en: a. Diagrama de Schiffman (1991) $Si+Al+Fe+Mg+Mn$ v/s Al_{tot} ; b. Diagrama de Schiffman (1991) cationes interfoliares v/s Si_{apfu}

Las epidotas analizadas en la muestra FO 03 35d son doce, las cuales presenta un porcentaje promedio de FeO igual a 10.13% y un valor promedio del parámetro $X_{Fe^{3+}}$ igual a 0.226, correspondiendo a epidotas en sentido estricto.

Finalmente, se obtuvieron cuatro análisis de granate los cuales corresponden a andradita (composición promedio $And_{0.975} Gros_{0.011} Uv_{0.00} Py_{0.005} Alm_{0.000} Spes_{0.009}$).

III.1.3 Estero La Pera

Cinco muestras fueron recolectadas por ENAP en el estero La Pera (TO-47, TO-48, TO-49, TO-50 y TO-51) (Fig. III-23), las cuales según observaciones macroscópicas y de terreno, fueron reportadas como lavas (coladas y brechas autoclásticas).



Figura III-23. Ubicación estero La Pera. Mapa con principales dominios estructurales (Mpodozis, 2006).

III.1.3.a Datos de Terreno

Las rocas colectadas en el estero La Pera, provienen de la parte superior (volcánica) de la Formación Canal Bertrand (Complejo La Pera), donde se observan turbiditas ricas en detritos volcánicos interdigitadas con lavas, rocas volcanoclásticas y turbiditas de piroclastos (Mpodozis, 2006) (Fig. III-24).



Figura III-24. Areniscas y brechas volcanoclásticas finamente estratificadas correspondientes al Complejo La Pera, intercaladas en los niveles superiores de la Formación Canal Bertrand (Mpodozis, 2006).

III.1.3.b Petrografía

De las cinco muestras del estero La Pera (correspondientes al Complejo la Pera), una corresponde a una lava autobrechizada (TO-50), y las otras cuatro resultaron ser rocas sedimentarias.

La lava autobrechizada presenta un color rojizo, y está formada por clastos angulosos, de tamaño variable entre algunos milímetros y aproximadamente 5 cm. Estos clastos no son iguales, sino que presentan ciertas diferencias (algunos presentan mayor contenido de amígdalas y de vidrio). La textura de los clastos es porfídica, glomeroporfídica, intersertal y en algunos casos, amigdaloidal. La matriz también es porfídica, y en ella se observa la misma mineralogía primaria y secundaria observada en los clastos. Si bien la roca se encuentra alterada y presenta minerales secundarios, la textura primaria no ha sido obliterada y no se observa foliación.

La mineralogía primaria observada en la autobrecha corresponde a clinopiroxeno (25%), anfíbola (1%) y apatita (<1%) (Fig. III-25.a y b). Estos minerales conservan sus características primarias, presentándose levemente alterados. Los piroxenos son de tamaño variable entre 0,2 y 3 mm, presentando en ocasiones macla y zonación (Fig. III-25.d). Las anfíbolas (Fig. III-25.c) son de aproximadamente 0,5 a 0,8 mm de largo, y presentan pleocroísmo con colores que varían entre verde y pardo. Además se observa plagioclasa, la cual se encuentra reemplazada por sericita y por otros filosilicatos no distinguibles mediante observación microscópica. En ellas este reemplazo presenta una zonación, observándose en general mayor cantidad de sericita hacia los bordes (¿sanidina primaria en los bordes?) (Fig. III-25.a y b).

En cuanto a la mineralogía secundaria, tanto en vetillas como en amígdalas, se observa calcita, ceolita, clorita, epidota, sericita, stilpnomelano y cuarzo (en vetillas también ¿prehnita?). Se aprecia también se observa la presencia de clorita, epidota, sericita, titanita y filosilicatos reemplazando minerales primarios y vidrio. La clorita se presenta en parte como mineral pseudomorfo, el cual por la forma tabular y el clivaje paralelo al largo del cristal, probablemente corresponde a reemplazo de biotita (Fig. III-25.e y f). Además se observan óxidos de Fe y la presencia de pirita.

Con respecto a las rocas sedimentarias, estas fueron clasificadas como litarenita feldespática (TO-47), arcosa lítica (TO-48), y las otras dos como grauwackas feldespáticas (TO-49 y TO-51).

Todas son inmaduras textural y químicamente, y presentan clastos angulosos y subangulosos, baja esfericidad y mala selección. En todas ellas los clastos corresponden a líticos (fragmentos de rocas ígneas con textura afanítica y porfírica), plagioclasas, piroxenos y en menor cantidad anfíbolas, todos estos minerales muy similares a los encontrados en la autobrecha. Estas también están intruidas por vetillas de calcita, la cual es el cemento de dichas rocas.

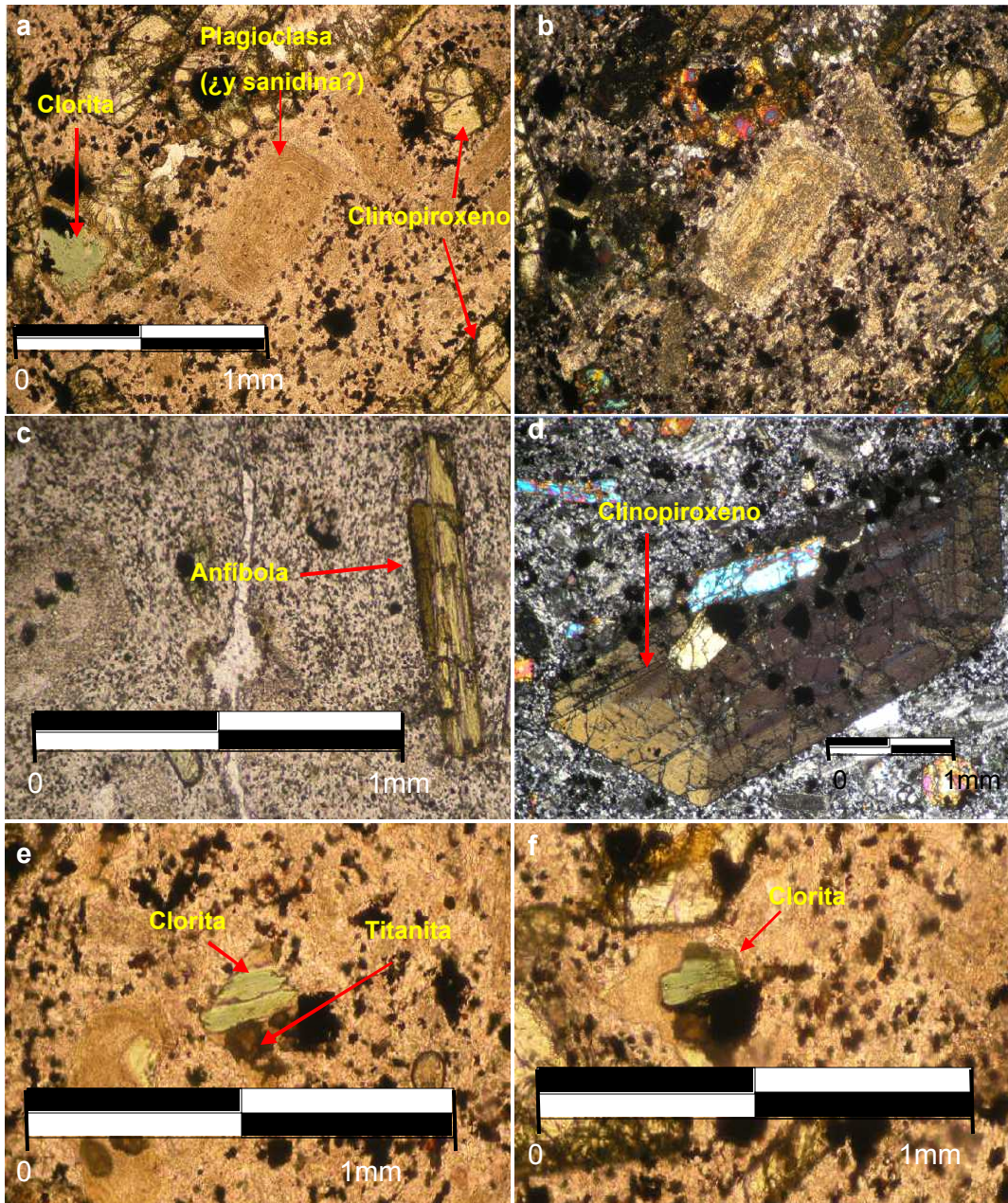


Figura III-25. Clasto de autobrecha (TO-50) (al cual se le hizo análisis químico). a. Plagioclasa alterada a sericita y arcilla, con mayor cantidad de sericita hacia los bordes (LPNA). b. Fotografía anterior con LPA. c. Anfíbola de color verde-pardo (fotografía con LPNA). d. Clinopiroxeno zonado (LPA). e. Clorita (¿seudomorfo de biotita?) y titanita (LPNA). f. Clorita (¿seudomorfo de biotita?) y titanita (LPA).

III.2 Metamorfismo y conclusiones

Esta segunda sección del capítulo está dividida en dos partes. En la primera se intenta determinar las condiciones de presión y temperatura a las cuales fueron sometidas las distintas rocas (facies metamórfica), y en la segunda se presenta una conclusión del capítulo.

III.2.1 Metamorfismo

A continuación se hace un análisis del metamorfismo experimentado por las rocas correspondientes a las tres áreas de estudio. En la tabla III-1 se encuentra un resumen de la mineralogía secundaria observada en las muestras estudiadas al microscopio, junto con la facies metamórfica determinada para cada una de ellas.

III.2.1.a Isla Capitán Arcena

En la muestra obtenida en la localidad 1, proveniente del sector sureste de la isla, la textura ígnea primaria se conserva y el desarrollo de minerales secundarios se observa sin la presencia de foliación. En cuanto a las condiciones del metamorfismo, los minerales secundarios no permiten determinar con certeza una facies metamórfica para esta roca, pero sí asignarle una facies sub-esquistos verdes debido a la presencia de prehnita como parte de la paragénesis mineral.

Las rocas de la parte suroeste de la isla (Seno Mónica), presentan asociaciones mineralógicas que indican que fueron sometidas a un metamorfismo de mayor grado que las de la localidad 1, y características texturales que muestran el desarrollo de minerales secundarios durante un evento deformativo. En casi todas las muestras la textura primaria ha sido parcial o totalmente obliterada, observándose en varias de ellas una textura foliada no penetrativa tanto a escala del afloramiento como a escala microscópica. La presencia de indicadores cinemáticos (*fish*) en una de las muestras estudiadas señala que contemporáneamente al metamorfismo ocurrió un evento de cizalle.

En cuanto a las condiciones de temperatura a las que fueron sometidas las muestras del Seno Mónica en las distintas localidades, se observan asociaciones mineralógicas correspondientes a las facies esquistos verdes. Tanto en la localidad 2 como en la 4 se observan rocas en las cuales se desarrolló biotita secundaria y rocas en las que no se desarrolló dicho mineral.

Cabe señalar que en casi todas las muestras de la isla Capitán Aracena se observa la presencia de sulfuros (principalmente pirita).

III.2.1.b Isla Carlos III

Las rocas muestreadas en la isla Carlos III se caracterizan por el crecimiento de minerales secundarios sin desarrollo de foliación, y porque el metamorfismo que las ha afectado no ha obliterado su textura primaria.

Las muestras obtenidas en la localidad 1 (FO 03 35b, FO 03 35c y FO 03 35d) presentan albita, anfíbola cálcica (bajo porcentaje), clorita, epidota, cuarzo y titanita. Además, en la muestra FO 03 35c se observa un mineral que podría corresponder a prehnita, y en la FO 03 35d uno que podría ser pumpellyita, lo cual no queda claro mediante observación microscópica.

Usando la relación empírica determinada por Cathelineau (1988) entre la temperatura y el contenido catiónico de aluminio en la posición tetrahédrica (Al_{IV}) en las cloritas (para cloritas con $X_c > 0.8$), se obtuvieron temperaturas promedio de 302°C para la muestra FO 03 35b, de 326°C para la muestra FO 03 35c, y de 289°C para la muestra FO 03 35d, dando una temperatura promedio para las tres muestras de 306°C. Por otro lado, tomando en cuenta la corrección que Jowett (1991) hizo a la fórmula propuesta por Cathelineau, las temperaturas promedio obtenidas para las tres muestras son de 312°C, 330°C y 293°C, respectivamente, lo cual da un promedio de 312°C.

La suma de estos datos, si bien no permite determinar una facies metamórfica con precisión, sugiere que estas rocas fueron sometidas a metamorfismo de muy bajo grado (facies sub esquistos verdes), y que probablemente fueron sometidas a condiciones de presión y temperatura correspondientes a la facies prehnita-actinolita o pumpellyita actinolita.

En cuanto a la muestra FO 03 36, en ella se observa la presencia de albita, ¿anfíbola?, clorita, epidota, pumpellyita, cuarzo y titanita, asociación mineralógica que indica que la roca experimento condiciones metamórficas correspondientes a la facies prehnita-pumpellyita o pumpellyita-actinolita del metamorfismo de muy bajo grado.

La mineralogía secundaria de las muestras FO 03 37 y FO 03 38 corresponde a albita, anfíbola verde, clorita, clinozoisita, epidota y titanita ± calcita ± cuarzo. Según Winkler (1979) el paso del

metamorfismo de muy bajo grado al metamorfismo de bajo grado queda registrado en las rocas por la desaparición de prehnita y pumpellyita, y por el crecimiento de zoisita o clinozoisita junto con actinolita, lo cual genera una asociación mineralógica típica de esquistos verdes compuesta por albita, actinolita, clorita, zoisita o clinozoisita \pm cuarzo. Considerando lo anterior, las muestras FO 03 37 y FO 03 38 presentan asociaciones mineralógicas correspondientes a la facies esquistos verdes, o que indican un grado metamórfico transicional entre el metamorfismo de muy bajo grado y el de bajo grado.

III.2.1.c Estero La Pera

En la muestra TO-50 del estero La Pera, perteneciente al Complejo La Pera, se observa que el metamorfismo no produjo el desarrollo de foliación, ni obliteró la textura primaria de la roca.

La mineralogía secundaria observada corresponde a calcita, ceolita, clorita, epidota, ¿prehnita?, sericita, cuarzo, stilpnomelano, titanita y otros filosilicatos. Es decir, presenta una asociación mineralógica que indica que fue sometida a las condiciones de presión y temperatura de la facies ceolita, correspondiente a metamorfismo de muy bajo grado.

Tabla III.1 Textura y mineralogía secundaria muestras isla Capitán Aracena, isla Carlos III y estero La Pera.

Loc	Muestra	Coord S	Coord W	Textura	Ab / Anf	Bt	Cal	Ceo	Clo	Czoil	Epl	Gte	Pr	Pm	Ser	Qz	Stilip	Ti	Facies		
Área de estudio Isla C. Aracena	1	FO 06 26	54°19'08,2"	71°01'07,2"	P	NF	?	R(A,V)	Vi		Mp, R(A,V), Vi		R(A)			R(V)			Sub EV (¿PP?)		
	2	FO 06 52a	54°11'31,8"	71°33'59,8"	P	NF	v	Mp	R(V)		Mp						v		Mp	EV	
		FO 06 52	II	II	O	F	v	v	v										v		EV
		FO 06 53	II	II	O	F	v	v	R(V)												EV
		FO 06 54	II	II	PO	F	v	Mp	R(V)												EV
3	FO 06 55	54°11'15,1"	71°32'59,5"	O	F	v	v													EV	
	FO 06 56	II	II	PO	NF	v	Mp													EV	
	FO 06 57	II	II	PO	NF	v	Mp													EV	
	4	FO 06 58	54°11'06,8"	71°32'52,2"	PO	NF	v	Mp, R(A)													EV
		FO 06 59	II	II	PO	NF	v	Mp													EV
5	FO 06 60	54°13'09,1"	71°35'50,4"	O	F	v	v													EV	
	FO 06 62	II	II	O	F	v	v	R(V)													EV
		II	II	O	F	v	v	R(V)													EV
		II	II	O	F	v	v	R(V)													EV
		II	II	O	F	v	v	R(V)													EV
Isla Carlos III	1	FO 03 35b	53°36'23,5"	72°17'39,3"	P	NF	v	Mp												Sub EV	
		FO 03 35c	II	II	P	NF	v	Mp, R(V)													Sub EV (¿PrA?)
		FO 03 35d	II	II	P	NF	v	Mp, R(A,V)													Sub EV (¿PmA?)
	2	FO 03 36	53°39'08,7"	72°15'16,6"	P	NF	v	?													Sub EV (¿PmA?)
		FO 03 37	53°40'11,2"	72°18'00,3"	P	NF	v	Mp, R(A)													¿PP o PmA?
3	FO 03 38	53°39'52,7"	72°19'26,3"	P	NF	v	Mp, R(A)														EV
	FO 03 38	53°39'52,7"	72°19'26,3"	P	NF	v	Mp, R(A)														EV
Esterio La Pera	1	TO 50	4.175.042 (UTM)	670.905	P	NF	?	R(A,V)													Ceo

Minerales: Ab=albita, Anf=anfíbola, Bt=biotita, Cal=calcita, Ceo=ceolita, Clo=clorita, Czoil=clinozoisita, Epl=epidota, Gte=granate, Ser=sericita, Pr=prehnita, Pm=pumpellyita, Qz=cuarzo, Stilip=stilpnomelano, Ti=titanita

Textura:
P Textura primaria se conserva
PO Textura primaria parcialmente obliterada (es posible reconoceria)
O Textura primaria obliterada

F Foliada
NF No Foliada

Metadominio:
Mp Reemplazando minerales primarios.
R(A,V) Relleno de espacios abiertos (amigdalas (A), vetillas (V))
Vi Reemplazando vídrio
v Mineral presente en la roca

Facies:
Ceo Ceolita
PP Prehnita-Pumpellyita
PrA Prehnita-Actinolita
PmA
EV (Zcl) Esquistos Verdes

III.2.2 Conclusiones

En las islas Capitán Aracena y Carlos III afloran metabasitas almohadilladas intruidas por diques máficos. Estos diques son más abundantes en la parte suroeste de la isla Capitán Aracena (Seno Mónica), en donde afloran rocas con características que indican que corresponden a la unidad de 100% diques (*sheeted dykes*) y a la unidad de lavas almohadilladas (*pillow lavas*) de un complejo ofiolítico. En rocas del Seno Mónica se observa una foliación no penetrativa para la cual se midieron orientaciones N68W/56SW y N85W/49S.

En el sector sureste de la isla Capitán Aracena (localidad 1), afloran metabasaltos almohadillados sometidos a metamorfismo de muy bajo grado, en los cuales la textura primaria no ha sido obliterada, ni se observa el desarrollo de foliación.

A diferencia de estas, las rocas obtenidas en el sector suroeste de la isla Capitán Aracena (Seno Mónica), presentan asociaciones mineralógicas que indican que fueron sometidas a un metamorfismo de mayor grado (metamorfismo de bajo grado de facies esquistos verdes) desarrollándose biotita secundaria, y características texturales que indican el desarrollo de minerales secundarios durante un evento deformativo. En casi todas estas rocas la textura primaria ha sido parcial o totalmente obliterada, observándose en varias de ellas una textura foliada, siendo esta foliación no penetrativa tanto a escala macroscópica (en afloramientos) como a escala microscópica. La presencia de indicadores cinemáticos (*fish*) en una de las muestras estudiadas, señala que contemporáneamente al metamorfismo ocurrió un evento de cizalle.

En cuanto a las metabasitas de la isla Carlos III, en ellas las texturas ígneas han sido conservadas y los minerales secundarios se presentan sin desarrollo de foliación. Algunas de estas rocas fueron afectadas por metamorfismo de muy bajo grado, en las cuales el desarrollo de actinolita y magnesiohornblenda secundaria indica que fueron sometidas a condiciones de presión y temperatura relativamente altas dentro del metamorfismo de muy bajo grado, mientras que otras presentan asociaciones mineralógicas correspondientes a la facies esquistos verdes o fueron sometidas a condiciones metamórficas transicionales entre metamorfismo de muy bajo grado y metamorfismo de bajo grado.

En las rocas de ambas islas el mineral primario mas abundante es el piroxeno, el cual en los casos en que fue analizado mediante microsonda fue clasificado como diópsido, y en casi todas ellas se observa la presencia de sulfuros (principalmente pirita).

Por otra parte, en el estero La Pera aflora el Complejo la Pera (niveles volcánicos de la Formación Canal Bertrand), compuesto por turbiditas ricas en detritos volcánicos, interdigitadas con lavas, rocas volcanoclásticas y turbiditas de piroclastos (Mpodozis, 2006). De las cinco rocas muestreadas en ese lugar, una corresponde a una lava autobrechizada, y las otras cuatro son rocas sedimentarias inmaduras textural y químicamente, compuestas por los minerales primarios observados en la autobrecha (plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbola) y por fragmentos de rocas con textura porfírica, es decir, corresponden a la erosión de las lavas del Complejo La Pera. En cuanto a la mineralogía primaria de la lava autobrechizada, se observa la presencia de plagioclasa (¿y sanidina?), clinopiroxeno y anfíbola. La presencia de clorita probablemente seudomorfa de biotita indica que esta también podría haber formado parte de la mineralogía primaria. En las plagioclasas el reemplazo presenta una zonación, observándose en general mayor cantidad de sericita hacia los bordes, lo cual podría deberse a una zonación primaria de la plagioclasa (mayor contenido de feldespato potásico hacia los bordes). Cabe destacar que según Morrison (1980), la presencia de anillos de sanidina en torno a fenocristales de plagioclasa es una característica típica de rocas pertenecientes a la serie shoshonítica.

Finalmente, el metamorfismo en estas rocas no produjo el desarrollo de foliación ni obliteración de la textura primaria, y la asociación mineralógica observada en la autobrecha permite asignarle condiciones metamórficas de presión y temperatura correspondientes a la facies ceolita (metamorfismo de muy bajo grado). En esta lava autobrechizada además se observa la presencia de pirita.

Capítulo IV. Geoquímica

En el presente capítulo se analizan los datos geoquímicos de elementos mayores, elementos traza y Tierras Raras correspondientes a 7 muestras de la isla Capitán Aracena, 3 muestras de la isla Carlos III, y 1 muestra del estero La Pera. En la primera parte del capítulo se presenta dicho análisis ordenado por área de estudio, mientras que en la segunda parte se realiza un análisis comparativo entre las distintas muestras y se incluye una conclusión del capítulo. Cabe mencionar que en todos los diagramas se utilizaron los análisis de elementos mayores recalculados al 100%.

IV.1 Análisis de elementos mayores, elementos traza y Tierras Raras

IV.1.1 Isla Capitán Aracena

Las muestras analizadas de la isla Capitán Aracena son las siguientes: FO 06 26, FO 06 53, FO 06 56, FO 06 57, FO 06 58, FO 06 59 y FO 06 62. Como se estableció en el capítulo anterior, todas ellas presentan un alto grado de alteración, lo cual se refleja en el porcentaje de PPC (pérdida por calcinación) de las muestras FO 06 26 (3.24%), FO 06 53 (2.55%) y FO 06 62 (4.54%).

Lo anterior, sumado a que Pearce (1976) señala que en facies esquistos verdes ocurre movilidad de Fe, Mg, Na y K, indica que para estas muestras no es confiable hacer un estudio basado en elementos mayores móviles, por lo cual se ha procurado no utilizar diagramas basados en dichos elementos. Por tal motivo las muestras serán clasificadas según su contenido de sílice como basaltos (48-53%), andesitas basálticas (53-57%), andesitas (57-63%), dacitas (63-68%) y riolitas (>68%). Según este criterio, todas las muestras de la isla Capitán Aracena corresponden a basaltos salvo la muestra FO 06 59, la cual es clasificada como andesita basáltica.

En la figura IV-1 se encuentran representadas las muestras en un diagrama multi-elemento, normalizado con respecto a E-MORB (Sun y McDonough, 1989). En este diagrama se observa una mayor variabilidad en los valores de los LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) en comparación a la de los HFSE (*High Field Strength Elements*), presentándose en algunas muestras un enriquecimiento en los elementos más incompatibles (LILE) y en otras un empobrecimiento en estos elementos, lo cual es consecuente con su mayor movilidad.

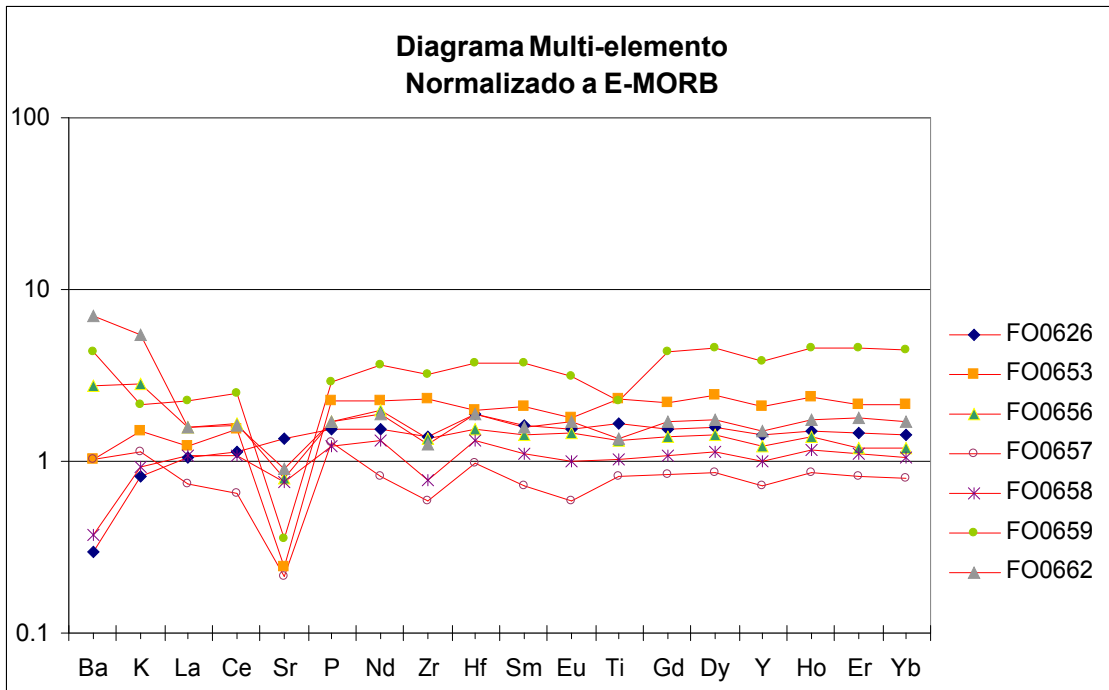


Figura IV-1. Muestras isla Capitán Arcena ploteadas en diagrama multi-elemento normalizado a E-MORB (Sun y McDonough, 1989).

Cabe señalar que cuando se plotean las muestras en el mismo diagrama pero normalizando a N-MORB, se observa un enriquecimiento con respecto a éste en los LILE (Fig. IV-2) variable entre 1 y 90, sugiriendo que estas tienen mayor afinidad con un MORB enriquecido.

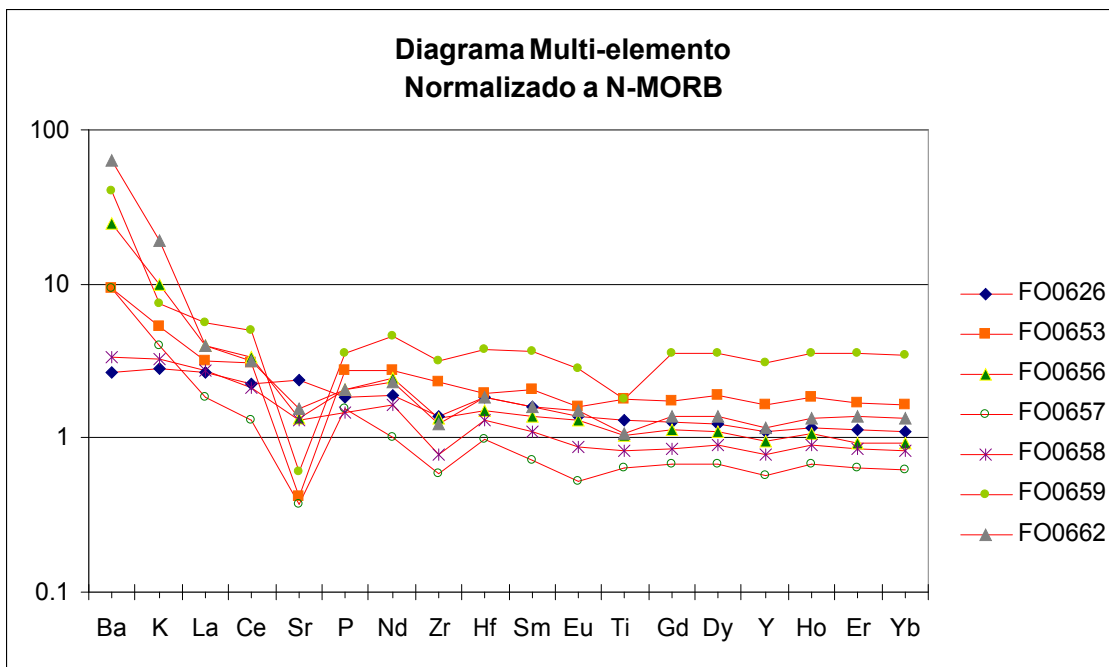


Figura IV-2. Muestras isla Capitán Arcena ploteadas en diagrama multi-elemento normalizado a N-MORB (Sun y McDonough, 1989).

Con respecto a las Tierras Raras, al graficarlas normalizadas al condrito (Sun y McDonough, 1989) (Fig.IV-3) presentan un patrón bastante plano, con valores de la razón $(La/Yb)_N$ variable entre 1.11 (FO 06 53) y 2.52 (FO 06 56), con un valor promedio igual a 1.63. Además no se observan anomalías de Eu, excepto una leve anomalía negativa en las muestras FO 06 57 y FO 06 59.

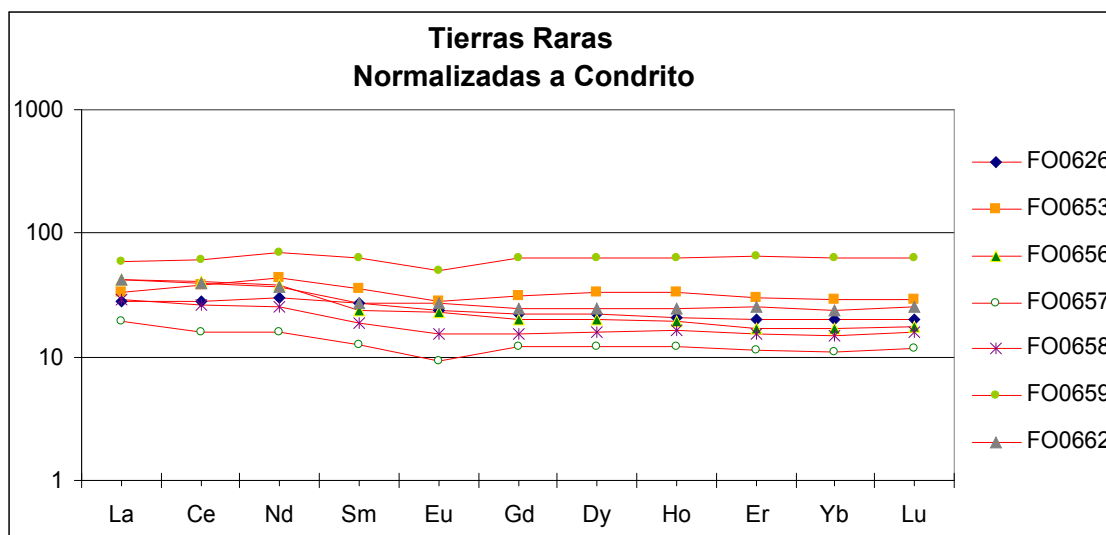


Figura IV-3. Diagrama mostrando el patrón de Tierra Raras de las muestras de la isla Capitán Aracena normalizadas al condrito (Sun y McDonough, 1989).

Dos diagramas discriminantes de Pearce y Cann (1973) fueron elegidos por utilizar elementos inmóviles (Ti-Zr y Ti-Zr-Y), en los cuales se plotearon sólo las muestras que cumplen con sus restricciones de uso. En el diagrama Ti-Zr dos muestras caen en el campo B (MORB, basaltos calcoalcalinos y tholeiitas de arco de islas) y tres en el campo D (MORB), mientras que en el diagrama Ti-Zr-Y todas las muestras caen en el campo B (MORB) (Fig. IV-4).

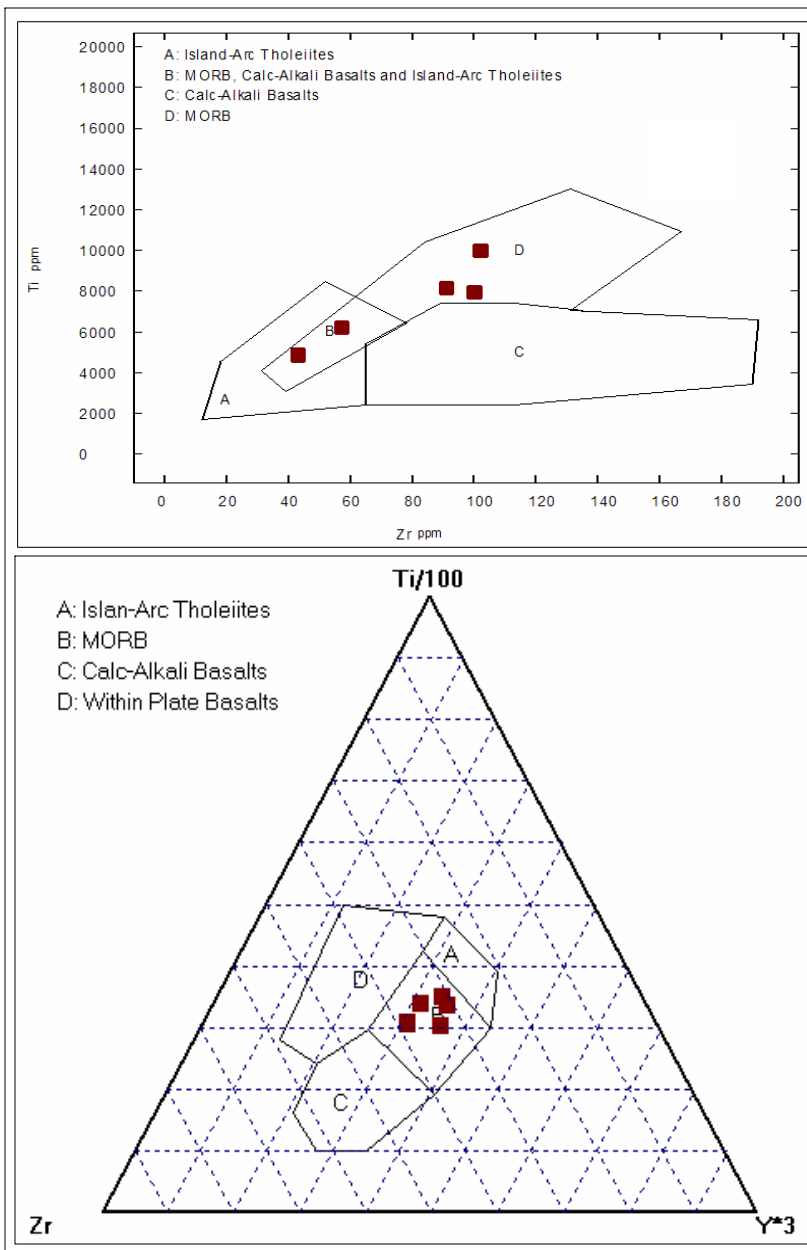


Figura IV-4. Muestras isla Capitán Aracena ploteadas en diagramas discriminantes Ti-Zr y Ti-Zr-Y (Pearce y Cann, 1973).

IV.1.2 Isla Carlos III

Las muestras analizadas de la isla Carlos III son las siguientes: FO 03 35b, FO 03 36 y FO 03 37. Como se observa en el capítulo III, estas muestras se encuentran bastante alteradas, lo cual se manifiesta en un alto porcentaje de PPC, con valores de 3.33%, 3,17% y 4.28%, respectivamente. Por tal motivo, al igual como se hizo en el caso de la isla Capitán Aracena, se intentará evitar la utilización de diagramas basados en elementos móviles. De acuerdo a su porcentaje de sílice, la muestra FO 03 35b corresponde a una andesita basáltica, y las otras dos clasifican como basaltos.

Las muestras fueron ploteadas en un diagrama multi-elemento normalizado a E-MORB (Sun y McDonough, 1989) (Fig. IV-5). En dicho diagrama se observa un leve enriquecimiento en los HFSE, mientras que en el caso de los LILE se observa mayor variabilidad, estando una muestra (FO 06 36) enriquecida en dichos elementos, y las otras dos, empobrecidas en algunos de estos con respecto a un E-MORB. Cabe señalar que las dos muestras que presentan este empobrecimiento en algunos LILE con respecto al E-MORB, corresponden justamente a las dos que presentan un mayor porcentaje de PPC, lo cual apoya la interpretación de que el mayor grado de variabilidad que presentan los LILE se debe por lo menos en parte a la movilización de dichos elementos.

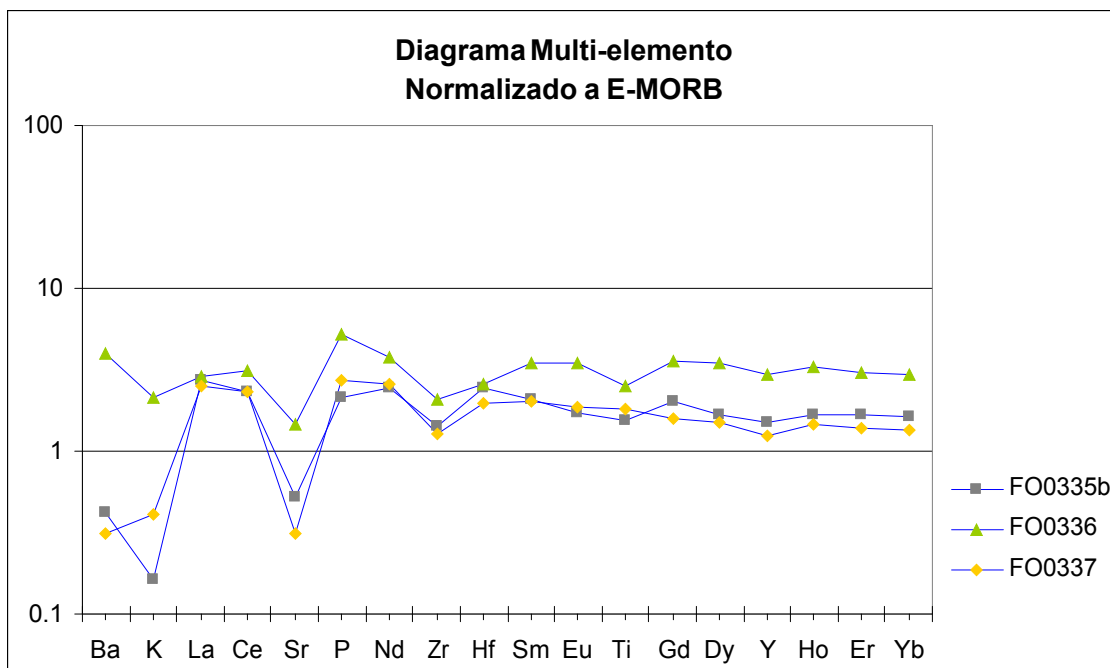


Figura IV-5. Muestras isla Carlos III ploteadas en diagrama multi-elemento normalizado a E-MORB (Sun y McDonough, 1989).

Con respecto a las Tierras Raras, estas fueron normalizadas con respecto al condrito (Sun y McDonough, 1989) y ploteadas en el diagrama mostrado en la figura IV-6. En este diagrama se observa un enriquecimiento en Tierras Raras variable entre 10 y 100 veces la composición de estos elementos en el condrito, siendo mayor el enriquecimiento en las Tierras Raras más incompatibles. Los valores de la razón $(La/Yb)_N$ son de 3.18, 1.84 y 3.62 para las muestras FO 03 35b, FO 03 36 y FO 03 37 respectivamente, con un promedio igual a 2.88.

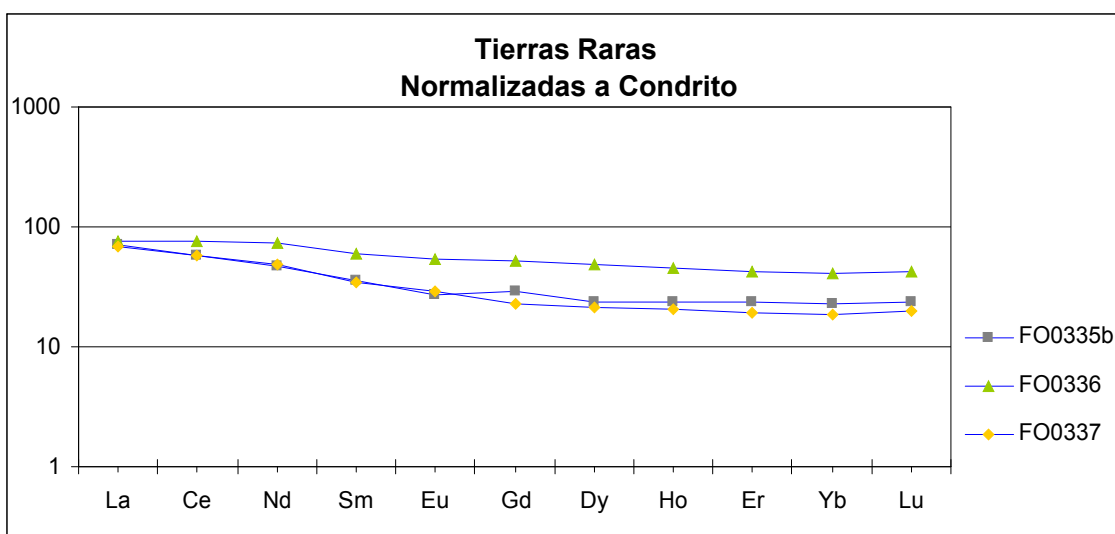


Figura IV-6. Diagrama mostrando el patrón de Tierras Raras de las muestras de la isla Carlos III normalizadas al condrito (Sun y McDonough, 1989).

Sólo una muestra de las tres de la isla Carlos III cumple con las restricciones que le permite ser representada en los diagramas discriminantes Ti-Zr y Ti-Zr-Y, cayendo en ambos diagramas en el campo de los MORB (Fig. IV-7).

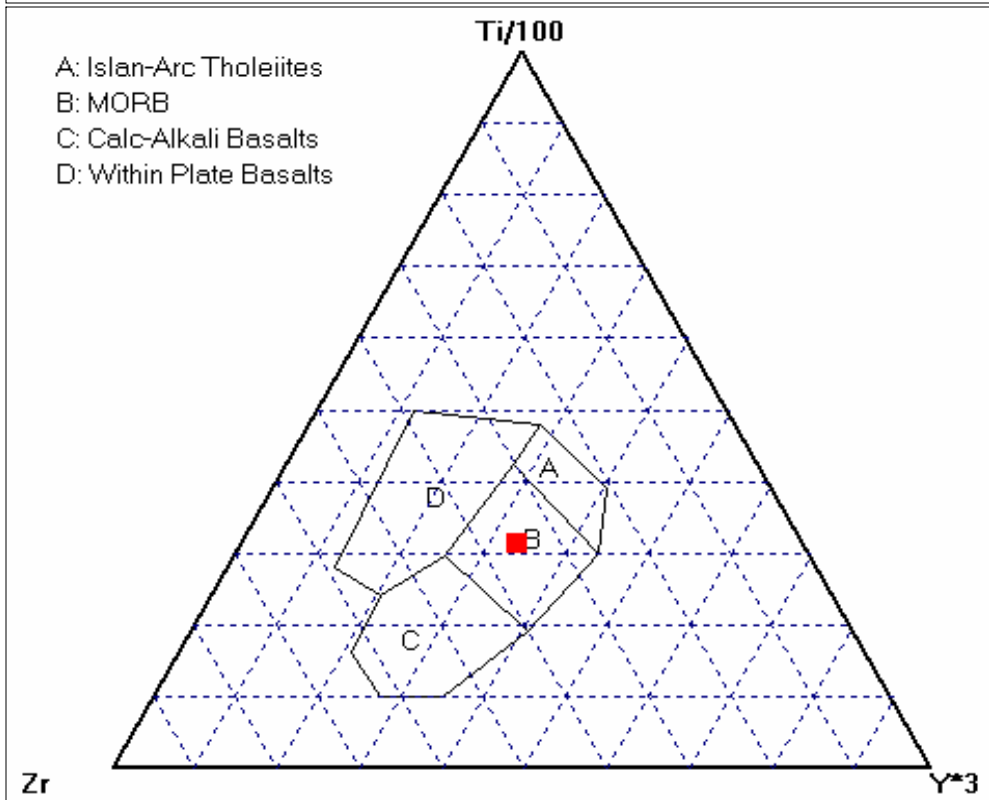
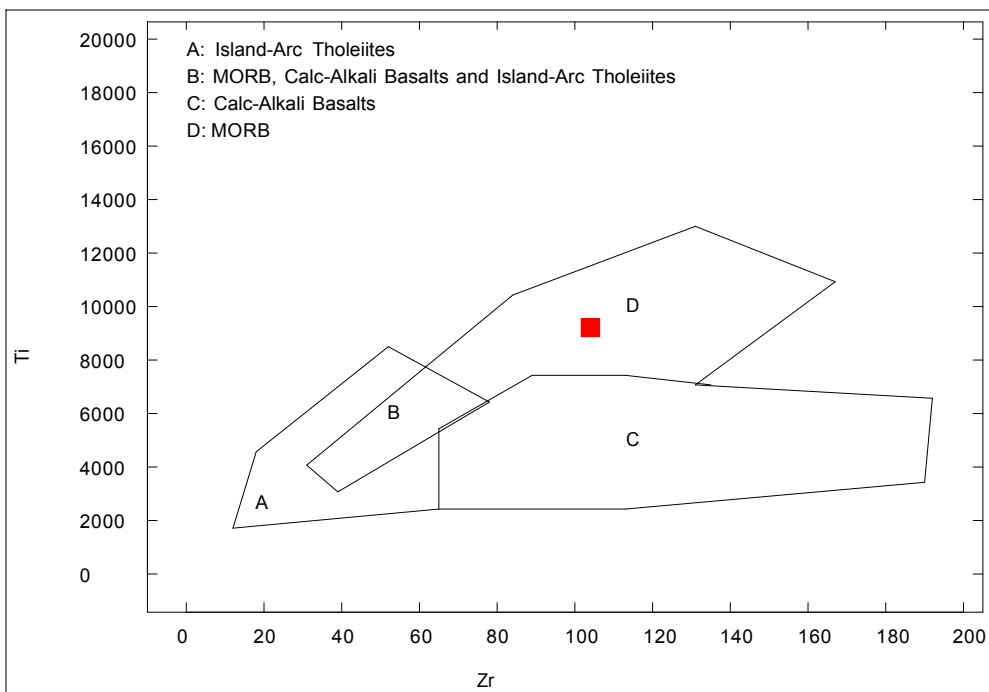


Figura IV-7. Muestra FO 03 35b planteada en diagramas discriminantes Ti-Zr y Ti-Zr-Y (Pearce y Cann, 1973).

IV.1.3 Estero La Pera

De las cinco muestras del estero La Pera (Formación Canal Bertrand), sólo a una se le hizo análisis químico (TO-50), debido a que las otras cuatro son rocas sedimentarias. Para dicho análisis se escogió petrográficamente el clasto menos alterado (el cual no presentaba amígdalas), intentando evitar la presencia de vetillas al seleccionar los fragmentos después del primer proceso de molienda.

Dicho procedimiento dio un buen resultado, ya que el análisis químico de la muestra arrojó un porcentaje de PPC igual a 1.53%, teniendo en cuenta que la roca tenía originalmente un cierto porcentaje de H₂O (presencia de anfíbola primaria). Esto permite suponer que si bien la roca presenta mineralogía secundaria, no ha ocurrido un proceso de metasomatismo considerable en el clasto analizado, por lo cual se ha decidido no descartar la utilización de elementos móviles para clasificarla.

En el diagrama TAS (*total alkalis silica*) de Le Maitre et al. (1989), la muestra TO-50 plotea en el campo de las rocas alcalinas (Fig. IV-8), cayendo en el límite entre fonotefritas, tefrifonolitas, traquiandesitas basálticas y traquiandesitas. Según su contenido de sílice (53.03%), la muestra corresponde a una andesita basáltica, aunque está prácticamente en el límite entre basaltos (48-53%) y andesitas basálticas (53-57%). Además en la norma CIPW, indica la presencia de nefelina normativa.

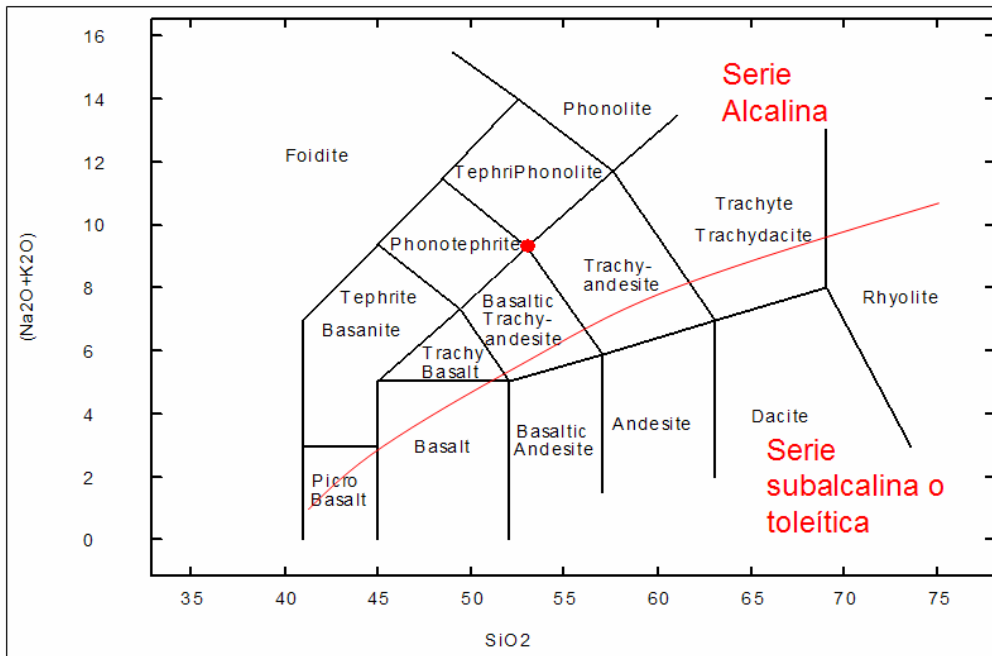


Figura IV-8. Muestra TO-50 plotada en gráfico TAS de Le Maitre et al. (1989). Línea de separación entre serie alcalina y serie subalcalina o toleítica de Irving y Baragar (1971).

La roca analizada presenta un contenido muy alto de K₂O (6.6%), el cual es mayor al contenido de Na₂O (2.71%), lo que es una característica excepcional de rocas potásicas y ultrapotásicas (Wilson, 1989). En el gráfico K₂O v/s SiO₂ (Rickwood, 1989) la muestra cae en el campo de la serie shoshonítica (Fig. IV-9), mientras que en el gráfico K₂O v/s Na₂O (Turner et al., 1996) lo hace en el campo de las rocas ultra potásicas (Fig. IV-10).

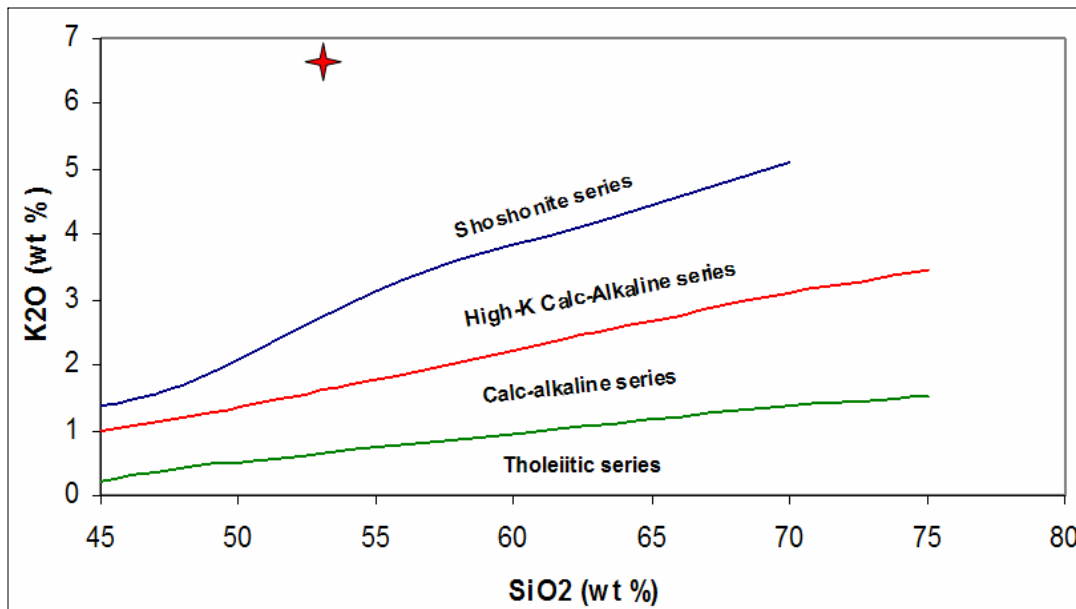


Figura IV-9. Muestra TO-50 plotada en gráfico K₂O v/s SiO₂ (Rickwood, 1989).

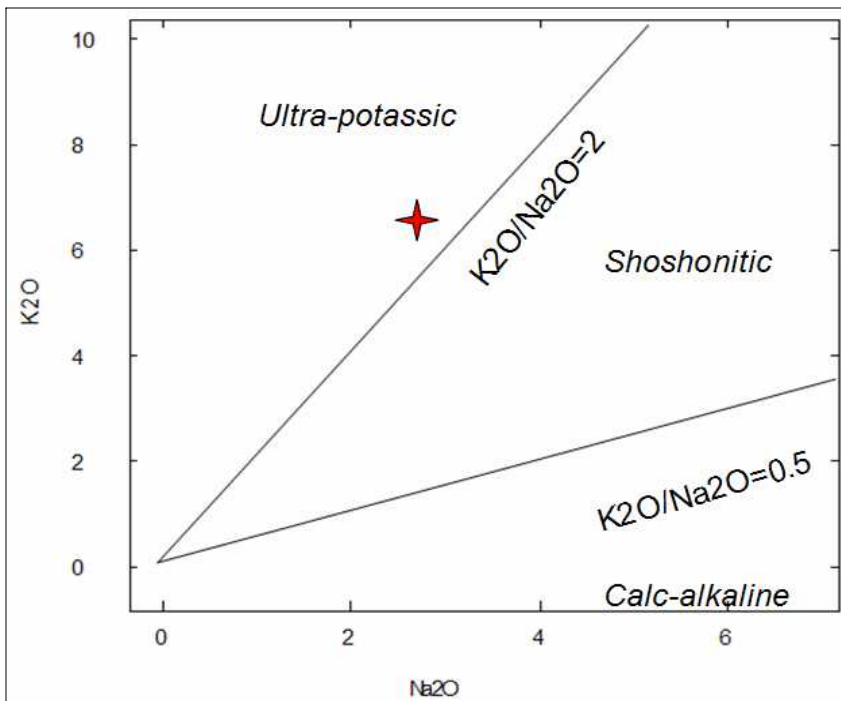


Figura IV-10. Muestra TO-50 planteada en gráfico K_2O v/s Na_2O (Turner et al., 1996).

La muestra además fue representada en un diagrama multi-elemento normalizado a un E-MORB (Fig. IV-11), con respecto al cual presenta un alto enriquecimiento en los LILE, y un ligero empobrecimiento en algunos HFSE. El patrón presentado en este diagrama se caracteriza además por presentar anomalías altamente positivas de Ba y K, y anomalías negativas de Zr, Hf y Ti.

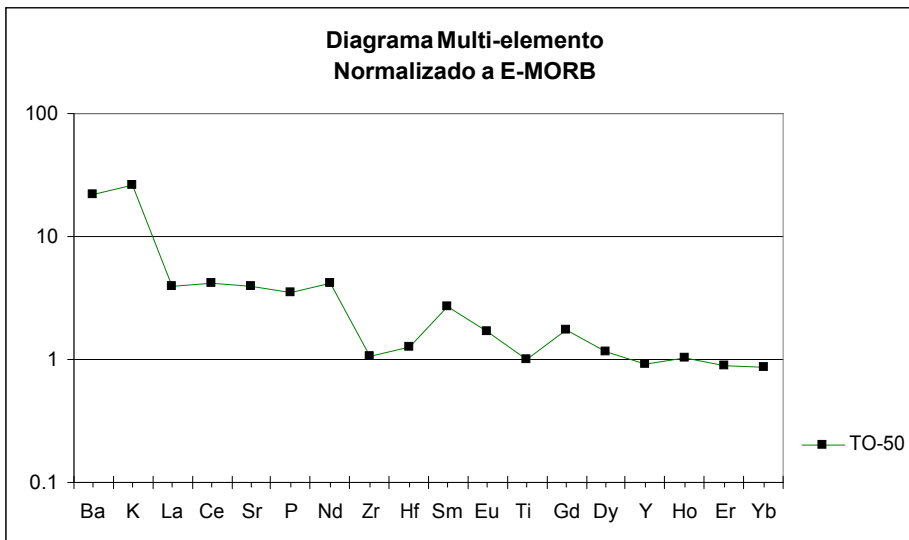


Figura IV-11. Muestra TO-50 planteada en diagrama multi-elemento normalizado a E-MORB (Sun y McDonough, 1989).

Con respecto a las Tierras Raras, al graficarlas normalizadas al condrito (Sun y McDonough, 1989) (Fig. IV-12), presentan un enriquecimiento mucho mayor en las Tierras Raras más incompatibles, las cuales llegan a tener un valor 100 veces mayor que el del condrito. La razón $(La/Yb)_N$ tiene un valor igual a 8.7.

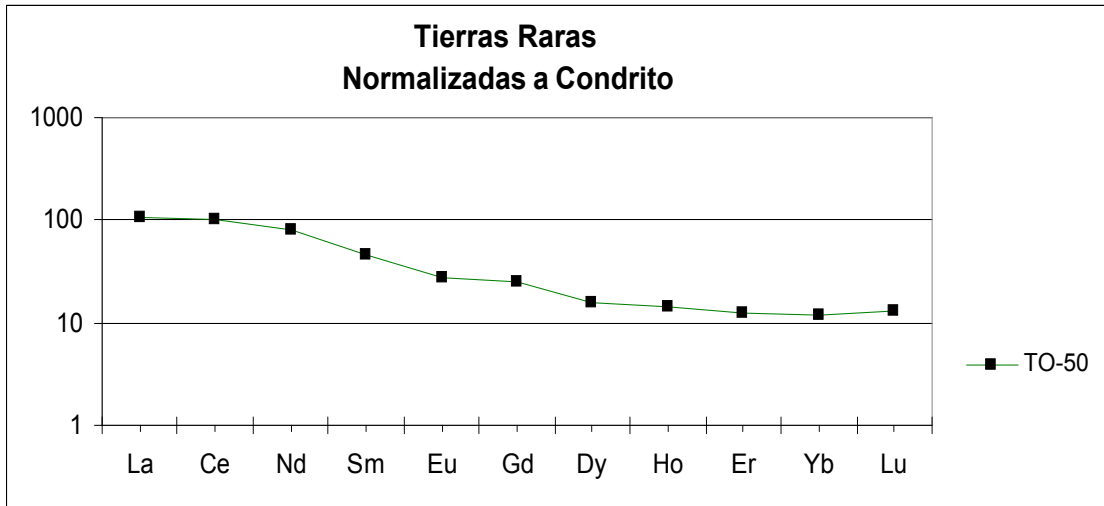


Figura IV-12. Diagrama mostrando el patrón de Tierras Raras de la muestra TO-50 normalizada al condrito (Sun y McDonough, 1989).

IV.2 Análisis comparativo y conclusiones

IV.2.1 Análisis comparativo

En esta segunda sección del capítulo se pretende comparar los resultados obtenidos en la primera parte, con el objetivo de observar las semejanzas y diferencias geoquímicas entre las rocas estudiadas.

La primera diferencia observada corresponde al porcentaje de K_2O que presentan las muestras analizadas. Mientras que las rocas de las islas Capitán Aracena y Carlos III presentan un porcentaje máximo de K_2O igual a 1.36%, con un promedio de un 0.44%, el porcentaje de K_2O de la muestra del estero La Pera es de un 6.6%. Es decir, la muestra del estero La Pera presenta un porcentaje de K_2O quince veces superior al del promedio de las muestras de las dos islas. Junto a esto, la razón K_2O/Na_2O de la muestra del estero La Pera es igual a 2.43 (>1), mientras que el de las muestras de las islas Capitán Aracena y Carlos III es en promedio igual a 0.11, con un valor máximo igual a 0.41 (<1).

Esta diferencia también se expresa en elementos traza como el Ba y el Sr. La muestra del estero La Pera contiene 1240 ppm de Ba y 611 ppm de Sr, mientras que en las muestras de las islas se obtuvieron valores promedio de 122 ppm de Ba y 107.3 ppm de Sr, con valores máximos iguales a 395 y 228 respectivamente.

Ploteando todas las muestras en un diagrama multi-elemento normalizado con respecto a un E-MORB (Sun y McDonough, 1989) (Fig. IV-13), es posible observar que el patrón de la muestra del estero La Pera difiere significativamente del de las demás, presentando valores considerablemente mayores de LILE, y en general, valores menores de HFSE. En este diagrama se observan también similitudes en el patrón de las muestras de ambas islas, las que presentan un patrón relativamente plano, con un enriquecimiento promedio sin fuertes variaciones entre los LILE y los HFSE, el cual es menos de 5 veces superior al valor de E-MORB.

En el gráfico de Tierras Raras normalizadas al condrito (Sun y McDonough, 1989) de la figura IV-14, se observan también diferencias significativas entre la muestra del estero La Pera y las muestras de las dos islas, ya que la primera presenta una pendiente mayor, con mayores valores de Tierras Raras livianas, y menores de Tierras Raras pesadas que las muestras de las

islas. Por lo demás, comparando los patrones de Tierras Raras que presentan las muestras de las islas Capitán Aracena y Carlos III, es posible observar que en general las de la isla Carlos III están algo más enriquecidas en las Tierras Raras más incompatibles.

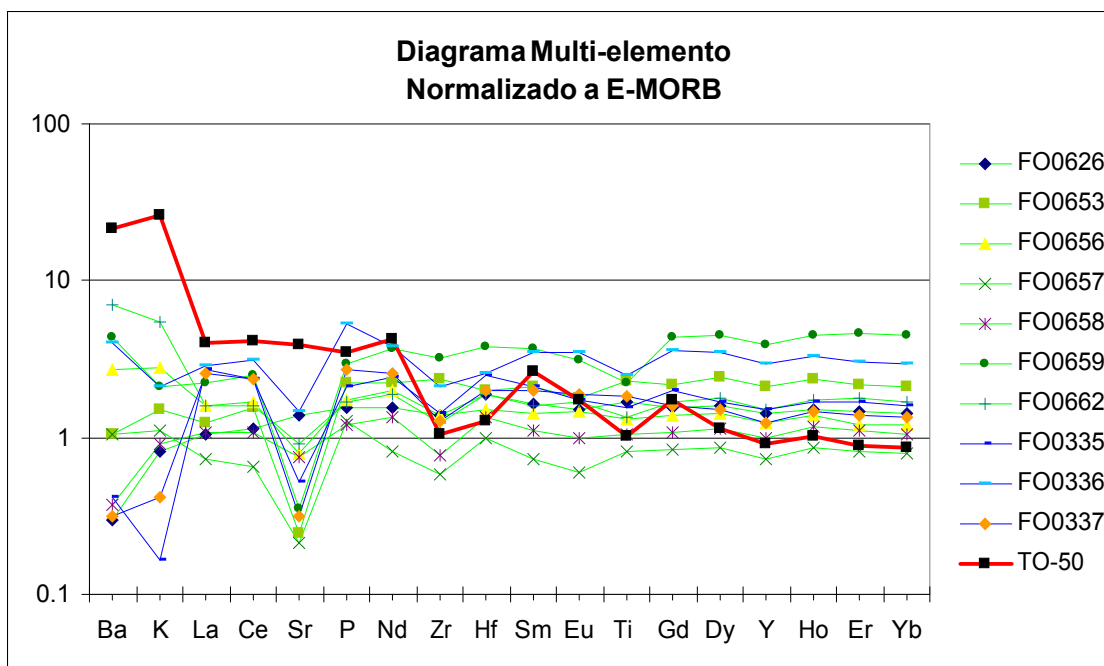


Figura IV-13. Muestras de las islas Capitán Aracena, Carlos III y del estero La Pera ploteadas en diagrama multi-elemento normalizado a E-MORB (Sun y McDonough, 1989).

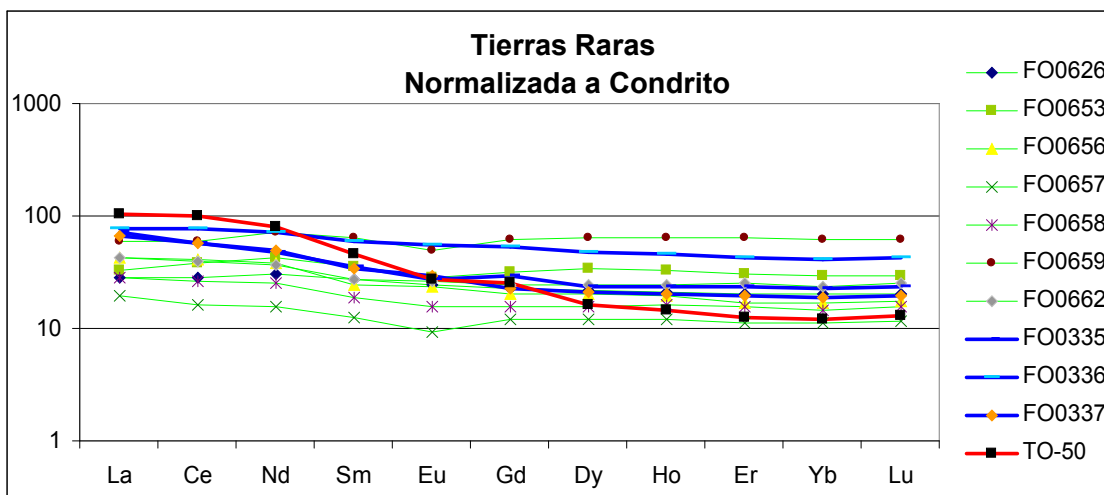


Figura IV-14. Diagrama mostrando el patrón de Tierras Raras de muestras de las islas Capitán Aracena, Carlos III y de muestra del estero La Pera, normalizadas al condrito (Sun y McDonough, 1989).

IV.2.2 Conclusiones

Según su contenido de SiO₂, todas las rocas estudiadas clasifican como basaltos (48-53% SiO₂) y andesitas basálticas (53-57%), siendo predominantes los primeros.

Las rocas de las islas Capitán Aracena y Carlos III presentan ciertas similitudes:

- Ambas presentan patrones similares en diagramas multi-elemento, con valores que varían en torno a la unidad al normalizarlos a E-MORB, y muestran enriquecimiento en los LILE con respecto a N-MORB.
- Ambas presentan patrones relativamente planos de Tierras Raras, siendo los de la isla Carlos III un poco más inclinados (razones $(La/Yb)_N$ mayores), por ser algo más enriquecidos en Tierras Raras livianas.
- Ambas clasifican como MORB en los diagramas de discriminación tectónica de Pearce y Cann (1973).

Con respecto a la lava del Complejo La Pera, ésta presenta diferencias geoquímicas considerables en comparación con las muestras de las islas Capitán Aracena y Carlos III, las que se manifiestan tanto en la composición de elementos mayores, como en la de elementos traza y Tierras Raras. Su contenido de K₂O es muy alto (6.6%), y presenta una razón K₂O/Na₂O igual a 2.43, lo cual la clasifica como shoshonita en el diagrama de Rickwood (1989) y como roca ultrapotásica en el diagrama de Turner et al. (1996). Junto a esto, la roca presenta un alto enriquecimiento en los LILE con respecto a E-MORB, y una razón $(La/Yb)_N$ igual a 8.7, considerablemente mayor a la razón $(La/Yb)_N$ calculada para las muestras de las islas Capitán Aracena y Carlos III.

Capítulo V. Discusión y conclusiones

En este último capítulo, se discute y se responde a la hipótesis que señala que las rocas basálticas de las islas Capitán Aracena y Carlos III formaron parte del piso oceánico máfico de la Cuenca de Rocas Verdes, y que las lavas que afloran en el estero La Pera (Complejo La Pera) se correlacionan con las de la Formación Barros Arana.

Con tal motivo el capítulo fue dividido en tres secciones. En la primera se discute la hipótesis de trabajo, comparando las rocas basálticas de las islas Capitán Aracena y Carlos III con las de las ofiolitas Sarmiento y Tortuga, y la lava del estero La Pera con las de la Formación Barros Arana, en la segunda se analizan los modelos de evolución tectónica existentes para explicar su origen, y en la tercera se realiza una conclusión final respondiendo a la hipótesis evaluada.

V.1 Discusión

V.1.1 Rocas básicas de las islas Capitán Aracena y Carlos III

Las rocas basálticas de la isla Capitán Aracena han sido mapeadas como Rocas Verdes en el mapa geológico escala 1:1.000.000 del Servicio Nacional de Geología y Minería (2002), y también por Otzen (1987). Esto concuerda con las observaciones de terreno efectuadas en este trabajo, ya que tanto al sureste como al suroeste de la isla afloran lavas almohadilladas, las cuales en el sector suroccidental de la isla (Seno Mónica) se encuentran intruidas por diques máficos. Además, en el Seno Mónica se observa un sector en el que afloran 100% diques, indicando que en dicho lugar aflora la unidad de 100% diques (*sheeted dykes*) y la unidad de lavas almohadilladas (*pillow lavas*) de un complejo ofiolítico.

Las rocas básicas de la isla Carlos III no han sido representadas como Rocas Verdes en el mapa mencionado, en el cual aparecen como rocas eocenas, sin embargo las observaciones de terreno efectuadas por Hervé et al. (2003b) indican que esto no es así, ya que se encuentran intercaladas con rocas de la Formación Tobífera, cuyas edades más jóvenes asignadas son cercanas a los 140 Ma (Fuenzalida y Covacevich, 1988; Calderón et al., 2007). Sumado a esto, Hervé et al. (2003b) señalan que las características del metamorfismo que presentan estas rocas, su asociación espacial con la Formación Zapata (Erezcano), y la deformación dúctil observada en algunas de ellas, permite correlacionarlas con los complejos ofiolíticos Tortuga y Sarmiento.

Con respecto a la geoquímica de las rocas de ambas islas, según su porcentaje de SiO_2 la mayoría corresponde a basaltos y algunas a andesitas basálticas. Por razones explicadas en el capítulo de geoquímica, es necesario basarse principalmente en elementos inmóviles al analizar las rocas de las islas Capitán Aracena y Carlos III. De estos elementos, el Ti es muy útil para diferenciar entre basaltos toleíticos y basaltos calcoalcalinos ya que su comportamiento refleja procesos de cristalización que operan durante la evolución de un magma (Miyashiro, 1973; Pearce, 1982). Los magmas toleíticos se caracterizan por un aumento en su contenido de Ti en etapas tempranas de su diferenciación (reflejando fraccionación de olivino y clinopiroxeno \pm plagioclasa) y una disminución en etapas tardías (comienza fraccionación de magnetita) (Miller, 1994). Esto contrasta con lo que sucede en los magmas calcoalcalinos, en los cuales el contenido de Ti disminuye constantemente durante su diferenciación, lo cual se atribuye a la fraccionación temprana de óxidos de Fe-Ti junto con olivino y clinopiroxeno (\pm plagioclasa) (Sisson y Grove, 1993). En el gráfico Ti v/s Zr de la Figura V-1 se observa que las rocas de las islas Capitán Aracena y Carlos III siguen un patrón característico de magmas toleíticos, el cual es prácticamente el mismo patrón de diferenciación que siguen los basaltos de las ofiolitas Chilenas según Stern (1979). En este mismo gráfico, las rocas menos diferenciadas caen en el campo de basaltos de fondo oceánico (OFB: *ocean-floor basalts*; Pearce y Cann, 1973).

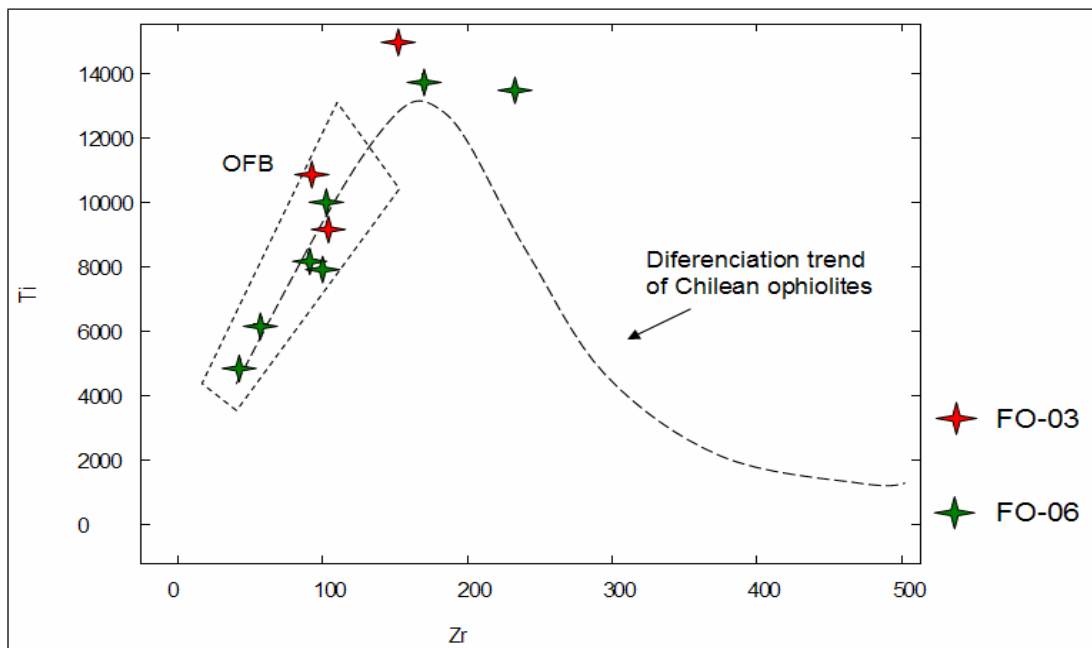


Figura V-1. Muestras de las islas Capitán Aracena y Carlos III ploteadas en gráfico Ti v/s Zr (ppm). Línea segmentada corresponde al patrón de diferenciación que siguen los basaltos de las ofiolitas Chilenas (Stern, 1979). Campo OFB (*ocean-floor basalts*) corresponde al campo en que plotean los basaltos de fondo oceánico según Pearce y Cann (1973).

Esto es consecuente con lo que indican los diagramas de discriminación tectónica de Pearce y Cann (1973), en los cuales las rocas basálticas de las islas Capitán Aracena y Carlos III plotean en el campo de los MORB (*Mid Ocean Ridge Basalts*).

Comparando los patrones de Tierras Raras de los diques y lavas de las islas Capitán Aracena y Carlos III (Fig. V-2.a) con los que presentan diques y lavas de los Complejos Sarmiento y Tortuga (Stern, 1979) (Fig. V-2b), es posible observar que los patrones de Tierras Raras de ambas islas presentan pendientes similares a las de las rocas del Complejo Sarmiento, es decir, relativamente planos y con un mayor enriquecimiento en Tierras Raras livianas (razones $(La/Yb)_N > 1$).

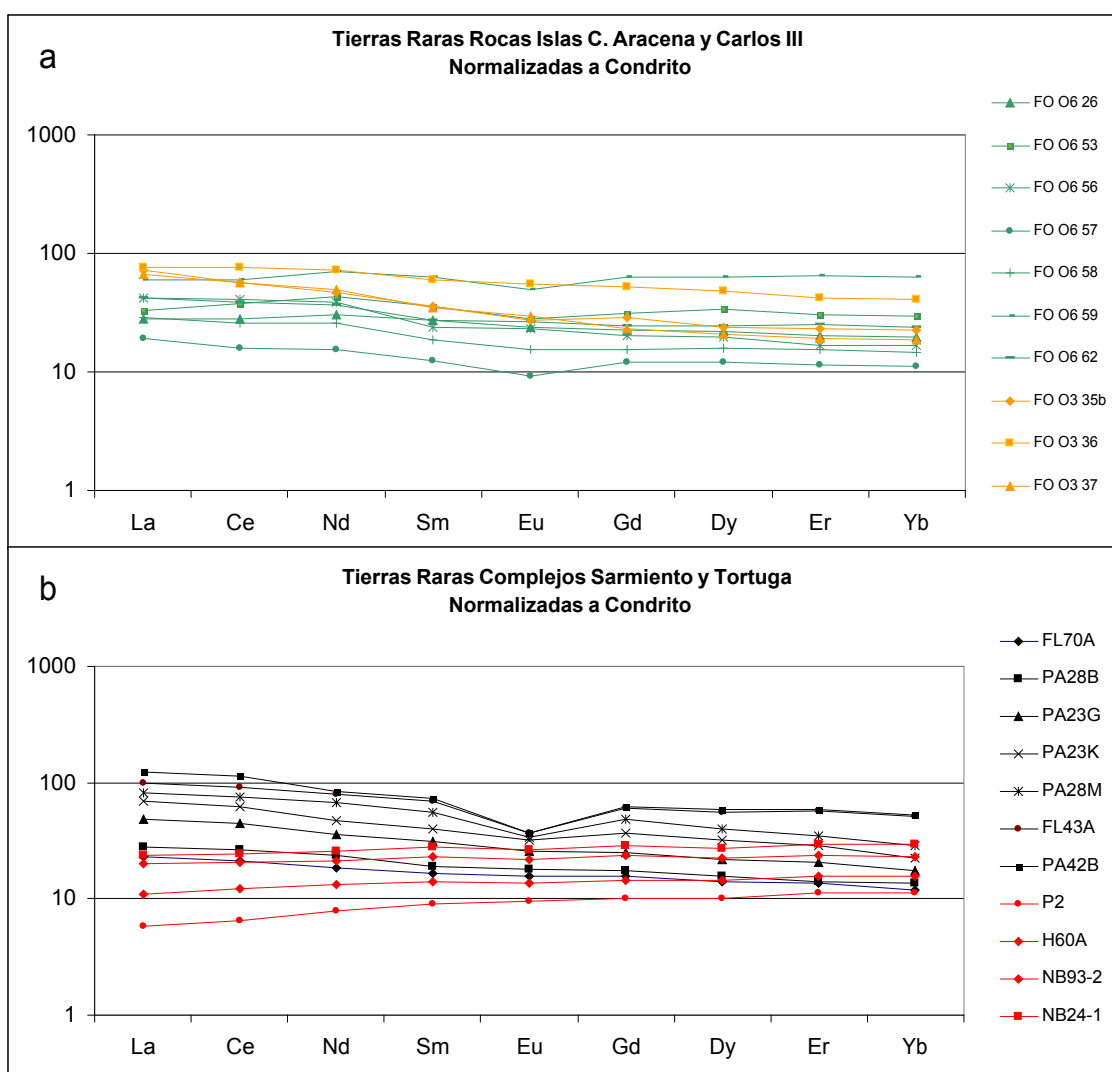


Figura V-2. a. Patrón de Tierras Raras de diques y lavas islas Capitán Aracena (líneas color verde) y Carlos III (líneas color naranja) normalizadas al condrito (Sun y McDonough, 1989). b. Patrón Tierras Raras de diques y lavas Complejo Sarmiento (líneas color negro) y Complejo Tortuga (líneas color rojo) (Stern, 1979) normalizadas al condrito (Sun y McDonough, 1989).

Mientras que las rocas de la isla Capitán Aracena tienen en una razón $(La/Yb)_N$ promedio igual a 1.11 y las de la isla Carlos III igual a 2.88, las rocas del Complejo Sarmiento tienen una razón $(La/Yb)_N$ promedio igual a 2.43. A diferencia de estas, las rocas del Complejo Tortuga presentan razones $(La/Yb)_N$ menores que 1, con un valor $(La/Yb)_N$ promedio igual a 0.73.

Según Stern y de Wit (2003) las diferencias entre los Complejos Sarmiento y Tortuga se deben a que estos representan diferentes etapas en la evolución de la Cuenca de Rocas Verdes. El Complejo Sarmiento, en el extremo norte de la Cuenca de Rocas Verdes, presenta características petroquímicas y estructurales intermedias entre continentales y oceánicas, representando etapas evolutivas tempranas de la cuenca, mientras que el Complejo Tortuga, en el extremo sur de la misma cuenca, presenta características más típicamente oceánicas, representando etapas más tardías de su evolución. Además, Stern (1980) señala que la diferencia de las razones $(La/Yb)_N$ entre ambos complejos puede ser explicada por un modelo en que ocurre progresivamente fusión y extracción de magmas de una fuente mantélica inicialmente homogénea.

Por lo tanto, el patrón de Tierras Raras de las rocas basálticas de las islas Capitán Aracena y Carlos III, indica que estas al igual que las rocas del Complejo Sarmiento, representan etapas menos evolucionadas que las rocas del Complejo Tortuga, siendo probablemente de naturaleza intermedia entre continental y oceánica. Esto concuerda con el patrón similar al de un E-MORB que muestran en un diagrama multi-elemento (enriquecido en LILE con respecto a un N-MORB) (Fig. IV-1 y IV-2).

En cuanto a lo observado petrográficamente, las rocas basálticas de la isla Capitán Aracena y Carlos III tienen características consecuentes con la hipótesis que dice que formaron parte del piso oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes. En efecto, en ambas islas se observan rocas en las cuales el desarrollo de minerales secundarios ocurre sin la presencia de foliación y, en la gran mayoría de las muestras, se observó la presencia de sulfuros (pirita y calcopirita), lo cual según Upadhyay y Strong (1973; en Stern et al., 1976) es común en la parte superior del nivel de 100% diques y en los niveles de lavas almohadilladas de las ofiolitas.

Sin embargo, en las rocas muestreadas en el Seno Mónica (isla Capitán Aracena) se observan características que indican que el desarrollo de minerales secundarios ocurrió durante un evento deformativo de acuerdo a la presencia de foliación y de indicadores cinemáticos de cizalle. Este metamorfismo deformativo posee características similares al experimentado por rocas de la Formación Tobífera, las cuales según Galaz et al. (2005) presentan asociaciones

mineralógicas correspondientes a la facies esquistos verdes y han sido afectadas por una deformación milonítica. Dichos autores señalan además que este metamorfismo habría ocurrido durante el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes.

Lo anterior, sumado a las características de terreno y geoquímicas que indican que las rocas del Seno Mónica formaron parte del piso oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes, hace pensar que probablemente ellas fueron sometidas a un metamorfismo de tipo fondo oceánico, al cual se superpuso un segundo evento metamórfico (deformativo) asociado al cierre de la Cuenca de Rocas Verdes.

Finalmente, es posible concluir que tanto las observaciones de terreno y petrográficas como la geoquímica, apoyan la hipótesis que dice que las rocas de las islas Capitán Aracena y Carlos III formaron parte del piso oceánico máfico de la Cuenca de Rocas Verdes.

V.1.2 Lavas del Complejo La Pera

Uno de los argumentos utilizados hasta la fecha para correlacionar el Complejo La Pera con la Formación Barros Arana, es que tanto en el Seno Skyring como en la zona de Última Esperanza, la estratigrafía del Cretácico está marcada por la presencia de un evento de volcanismo basáltico (Complejo La Pera y Formación Barros Arana) situado justo antes de las rocas sedimentarias que según diversos autores (Fildani y Hessler, 2005; Mpodozis, 2006) marca el inicio de la fase de antepaís (Formación Latorre y Formación Punta Barrosa).

Acorde con esto, las edades obtenidas para ambas unidades litoestratigráficas son de alrededor de 102 Ma para el Complejo La Pera, según un estudio estadístico de edades de circones detríticos (Mpodozis, 2006), y de 104 ± 3 Ma (K-Ar en hornblenda) para la Formación Barros Arana (Stern et al., 1991), esta última edad coincidente con la edad albiana determinada mediante fósiles por Fuenzalida y Covacevich (1988) para esta formación. Estos datos, en consecuencia, afirman la contemporaneidad de ambas unidades (ambas se depositaron en el Albiano).

Es importante notar además que el Complejo La Pera y la Formación Barros Arana se ubican a una corta distancia a escala regional, y en una misma provincia tectónica (Faja Plegada y Corrida de Magallanes), al este de los complejos ofiolíticos correspondientes a la Cuenca de Rocas Verdes (Fig. V-3).

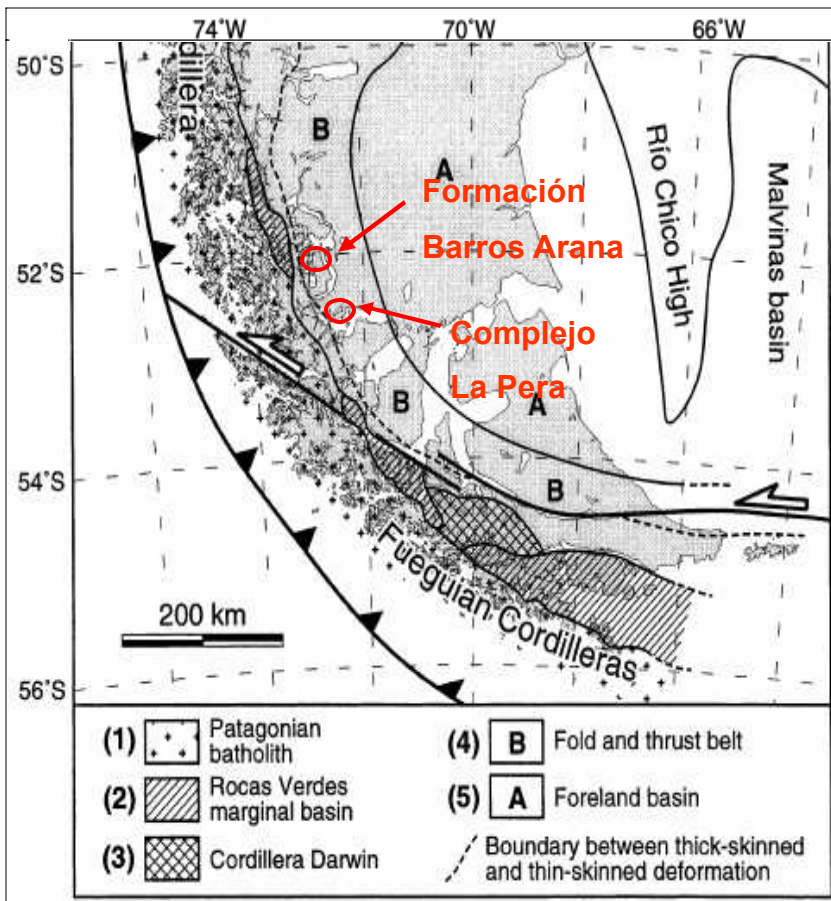


Figura V-3. Mapa mostrando las principales provincias tectónicas de la parte mas austral de Sudamérica, y la ubicación del Complejo La Pera y de la Formación Barros Arana (Modificado de Diraison et al., 2000). (1) Batolito Patagónico, (2) Cuenca Marginal de Rocas Verdes, (3) Cordillera Darwin, (4) Faja Plegada y Corrida, (5) Cuenca de Antepaís. La línea entrecortada separa la faja plegada y corrida en dos: faja plegada y corrida de escama gruesa (al SW) y faja plegada y corrida de escama delgada (al NE).

Por otro lado, desde un punto de vista petrográfico estas rocas presentan también características muy similares. Comparando las observaciones petrográficas realizadas en este estudio con descripciones de las lavas de la Formación Barros Arana (Stern et al., 1991; Ramírez, 2006), se puede establecer que las lavas del Complejo La Pera y las de la Formación Barros Arana presentan las siguientes similitudes:

- En ambas el metamorfismo no produjo foliación ni obliteró la textura primaria de las rocas, la cual es porfírica y glomeroporfírica.
- En ambas la mineralogía primaria está compuesta por clinopiroxeno (ausencia de ortopiroxeno), anfíbola (presente en rocas básicas) y apatita, mientras que la plagioclasa se encuentra altamente alterada, siendo reemplazada en ambos casos por sericita y por otros filosilicatos que Stern llama arcillas.

- Stern et al. (1991) menciona que biotita, la cual se encuentra parcial o totalmente alterada a clorita podría haber sido una fase primaria de las lavas de la Formación Barros Arana, rasgo observado también en la lava del Complejo La Pera en la que se presenta clorita probablemente pseudomorfa de biotita.
- En ambas, la mineralogía secundaria se caracteriza por asociaciones con calcita, clorita, ceolita, epidota, sericita, titanita, cuarzo, arcillas, stilpnomelano y óxidos de Fe, indicando que fueron sometidas a condiciones de metamorfismo de muy bajo grado.
- En ambas se observa la presencia de pirita.

Sumado a lo anterior, la geoquímica de la muestra correspondiente al Complejo la Pera (TO-50) es muy semejante a la de las lavas de la Formación Barros Arana. Mientras que estas últimas han sido clasificadas como absarokiticas, el miembro máfico de la serie shoshonítica (Stern et al., 1991; Ramírez, 2006), la muestra TO-50 correspondiente al Complejo La Pera ha sido clasificada en este estudio como shoshonita y como roca ultrapotásica debido a su alto contenido de K_2O y a su razón $K_2O/Na_2O > 1$. Además, en un diagrama TAS (*total alkalis silica*) tanto las lavas de la Formación Barros Arana (Stern et al., 1991; Ramírez, 2006) como las del Complejo La Pera caen en el campo de las rocas alcalinas, y en ambos casos las lavas son nefelina normativas.

En un diagrama multi-elemento (Fig. V-4) y en uno de Tierras Raras (Fig.V-5), es posible observar que en ambos casos el patrón de la roca del Complejo La Pera es prácticamente igual al que presentan las muestras analizadas por Stern et al. (1991), sugiriendo un mismo origen para ellas. En el diagrama multi-elemento ambas presentan un alto enriquecimiento en Ba y K, una anomalía negativa de Zr y Hf, y valores menores que 1 en los elementos más compatibles, mientras que en el de Tierras Raras, ambas presentan pendientes similares, con un enriquecimiento en las Tierras Raras más incompatibles, y ausencia de anomalías de Eu.

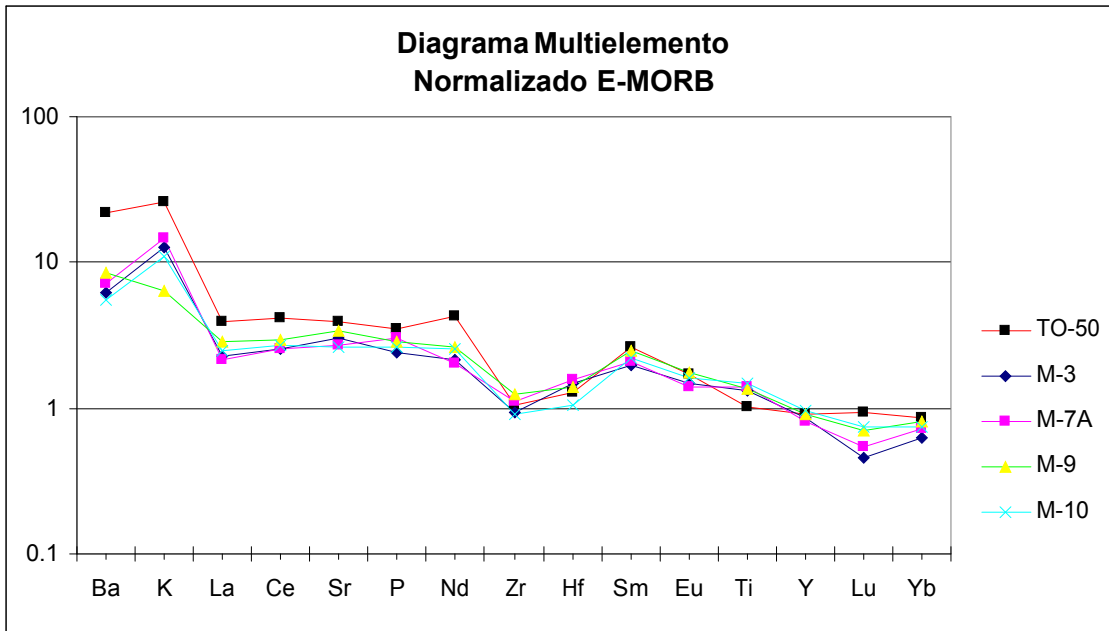


Figura V-4. Muestra del Complejo La Pera (TO-50) y muestras de la Formación Barros Arana (Stern et al., 1991) ploteadas en diagrama multi-elemento normalizado a E-MORB (Sun y McDonough, 1989).

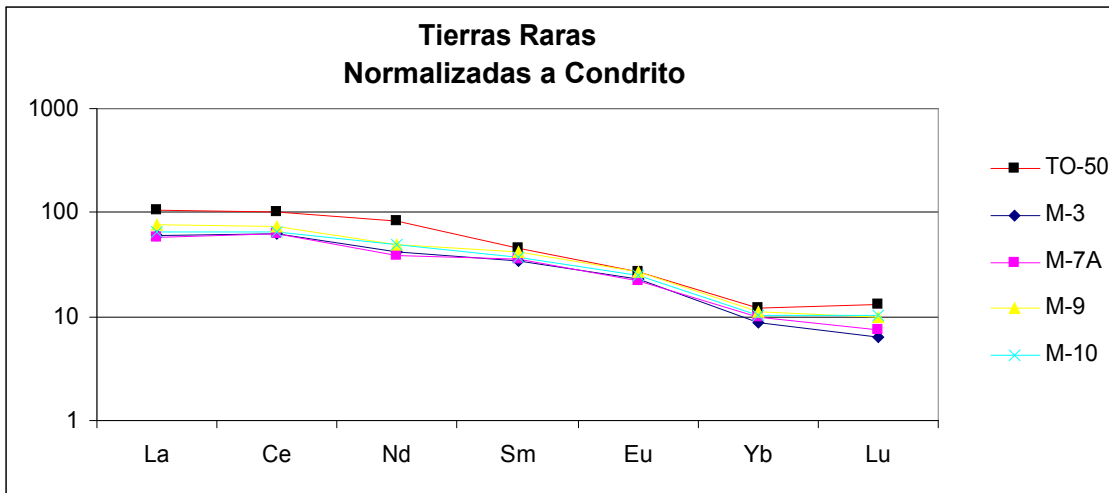


Figura V-5. Diagrama mostrando el patrón de Tierras Raras de la muestra del Complejo La Pera (TO-50) y de muestras de la Formación Barros Arana (Stern et al. 1991) normalizadas al condrito (Sun y McDonough, 1989).

Todas estas semejanzas permiten sostener que la hipótesis que señala que las lavas del Complejo La Pera se correlacionan con las de la Formación Barros Arana es correcta.

V.2 Modelos de evolución tectónica

Antes de analizar los modelos tectónicos que intentan explicar el emplazamiento de las Rocas Verdes y de las rocas basálticas correspondientes a la Formación Barros Arana y al Complejo La Pera, se propone una nomenclatura para los complejos ofiolíticos que ahí afloran, y se realiza un breve análisis petrogenético.

V.2.1 Nomenclatura de los complejos ofiolíticos del sur de Chile

Si bien en el mapa geológico escala 1:1.000.000 del Servicio Nacional de Geología y Minería (2002), se observa que las Rocas Verdes forman una franja semi-continua en los Andes Patagónicos entre los 50° y 56° latitud Sur, hasta ahora sólo se ha hecho mención a los extremos de esta franja: en el norte el llamado Complejo Sarmiento, y en el sur el Complejo Tortuga. Respecto al resto de las rocas que formaron parte del piso oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes, no existe claridad en cuanto a la nomenclatura a utilizar para referirse a ellas.

Como es posible apreciar en el presente estudio, en el mapa geológico recién mencionado, en mapeos detallados de la isla Capitán Aracena efectuados por ENAP (Otzen, 1987), y según observaciones realizadas por Hervé (2007, comunicación personal), en la isla Capitán Aracena aflora un complejo ofiolítico de tamaño comparable al del Complejo Sarmiento, e incluso de tamaño mayor al del Complejo Tortuga.

Por tales motivos, se sugiere utilizar el término Rocas Verdes utilizado por Stern y de Wit (2003) para referirse en general a todas las rocas que formaron parte del piso oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes, y se propone dividir la franja semi-continua de Rocas Verdes en tres complejos ofiolíticos (Fig. V-6):

- Complejo Sarmiento: Desde 50° a 53°10' latitud Sur.
- Complejo Capitán Aracena: Desde 53°10' a 54°40' latitud Sur (Seno Otway a Seno Searle).
- Complejo Tortuga: Desde 54°40' a 56° latitud Sur.

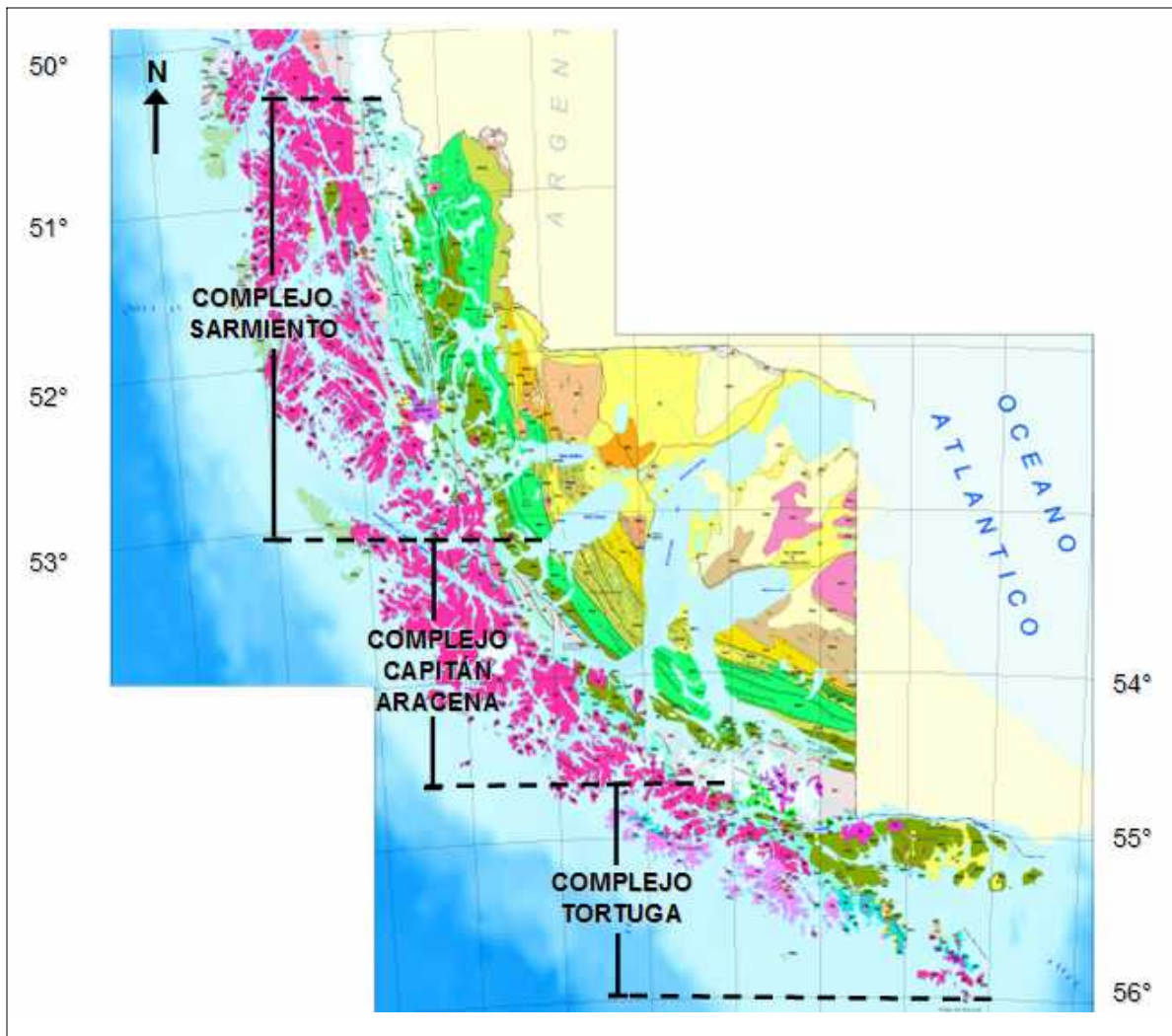


Figura V-6. Mapa geológico con división propuesta para las Rocas Verdes en tres complejos ofiolíticos: Complejo Sarmiento, Complejo Capitán Aracena y Complejo Tortuga (modificado del mapa geológico escala 1:1.000.000 del Servicio Nacional de Geología y Minería, 2002)

V.2.2 Consideraciones petrogenéticas

Según Stern (1980, 1991) las rocas que formaron el piso oceánico máfico de la Cuenca de Rocas Verdes, ahora expuestas como una franja de complejos ofiolíticos en los Andes Patagónicos, se generaron por el ascenso de astenósfera químicamente similar a la que se encuentra bajo los centros de expansión oceánica actuales, originando magmas toleíticos tipo MORB. Además, Stern (1980) señala que la diferencia de las razones $(La/Yb)_N$ entre las rocas del extremo norte y sur de la Cuenca de Rocas Verdes puede explicarse mediante un modelo en el que ocurren progresivamente fusión y extracción de magmas de una fuente mantélica inicialmente homogénea. Según Stern y de Wit (2003), basados en el hecho que las rocas de la

cuenca hacia el norte (Complejo Sarmiento) se hacen menos oceánicas en carácter que en el sur (Complejo Tortuga), y en que datos petroquímicos y de campo indican que la cuenca tuvo una amplitud mayor hacia el sur, sugieren que la Cuenca de Rocas Verdes se abrió de sur a norte, por lo que la parte sur llegó a etapas más evolucionadas del desarrollo de una cuenca marginal.

Por otro lado, según Wilson (1989) para generar rocas potásicas y ultrapotásicas, caracterizadas por concentraciones extremadamente altas de elementos incompatibles como es el caso de las rocas basálticas de la Formación Barros Arana y del Complejo La Pera, se requiere un porcentaje muy bajo de fusión parcial (<1%). Dicho autor concuerda con otros autores como Foley et al. (1987) en que tales rocas deben derivar de fuentes mantélicas metasomatizadas o enriquecidas. Más específicamente, diferentes autores señalan que en distintas partes del mundo donde se presenta un magmatismo potásico (shoshonítico) y ultrapotásico, éste fue originado por fusión parcial de manto litosférico metasomatizado (Turner, 1996; Conceição y Green, 2004; Gill et al., 2004; Altunkaynak y Can Genç, 2007) mencionando la probable presencia de flogopita en la fuente. Acorde con esto, según Stern et al. (1991) la composición isotópica de los basaltos de la Formación Barros Arana plotea dentro del campo del manto litosférico subcontinental Patagónico en un diagrama ϵNd_i v/s $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$.

Lo anterior indicaría que las rocas basálticas de la Formación Barros Arana y del Complejo La Pera se habrían originado por bajos porcentajes de fusión parcial de una fuente mantélica metasomatizada. Ello además es consecuente con la mineralogía de estas rocas, en las cuales se observan minerales primarios hidratados como anfíbola (¿y biotita?) en rocas basálticas, indicando que estas provienen de una fuente rica en H₂O.

Según Wilson (1989), el metasomatismo del manto puede ocurrir de diversas maneras, que varían desde la migración de pequeños volúmenes de fundidos o fluidos a lo largo del tiempo geológico, hasta el ingreso de fluidos ricos en H₂O liberados de la placa subductada en zonas de subducción. Junto a esto, es importante tener en cuenta que las rocas de la Formación Barros Arana presentan anomalías negativas de Ta, Nb y Ti en un diagrama multi-elemento normalizado a valores de manto primitivo (Stern et al., 1991), lo cual es una signatura geoquímica típica de magmas originados en ambientes tectónicos relacionados a subducción (Wilson, 1989) y una característica asociada a rocas de arco volcánico (Best, 2003).

V.2.3 Modelos tectónicos

Aún no está claro si la Cuenca de Rocas Verdes corresponde a una cuenca de trasarco, o si se desarrolló por extensión cortical sin la presencia de un arco magmático al oeste de ella. De estas dos hipótesis, la más aceptada es que al menos en las fases tardías de su evolución la Cuenca de Rocas Verdes fue una cuenca de trasarco desarrollada al este de un arco magmático (Dalziel et al., 1974; Bruhn, 1978; Dalziel, 1981; Millar, 1994; Cunningham, 1995; Stern y de Wit, 2003; Calderón, 2006). Sin embargo, Mpodozis (2007) señala que dado que reconstrucciones basadas en anomalías magnéticas indican que durante el Jurásico superior-Cretácico inferior la Península Antártica se ubicaba inmediatamente al oeste de la parte más austral de Sudamérica, la Cuenca de Rocas Verdes estaba muy distante del margen Pacífico para ser considerada una cuenca de trasarco, lo que le hace deducir que más bien corresponde a un brazo del proto-mar de Weddell, el cual según este autor, se abrió progresivamente hacia el noroeste.

Cabe señalar que los autores que han propuesto que la Península Antártica se encontraba al oeste de la parte más austral de Sudamérica no señalan con precisión la edad en que esto habría ocurrido. Diferentes autores, basados en reconstrucciones paleomagnéticas, sugieren que la Península Antártica y la Patagonia habrían estado en contacto en el Jurásico inferior (Lawver et al., 1998; Ghidella et al., 2002; Jokat et al., 2003), y que la Península Antártica habría migrado hacia su posición actual desde el Jurásico superior (Hervé et al., 2006).

Según Calderón (2006), edades de circones magmáticos y detríticos del Complejo Sarmiento, señala que al menos entre los 152-147 Ma, se habría desarrollado una fase de *rifting* asociada al desarrollo de la Cuenca de Rocas Verdes, acompañada de un evento magmático bimodal. El mismo autor argumenta que la datación de circones detríticos en el miembro inferior de la Formación Tobífera, no indica evidencias de la presencia de un arco volcánico durante la formación temprana de la Cuenca de Rocas Verdes, ya que no se encontraron poblaciones con edades menores que 386 Ma. Sin embargo, también señala que la ausencia de componentes detríticos jurásicos, podría estar relacionada a la generación de aislados grabens formados a lo largo de estructuras de *rifting*. Además, sostiene que edades de circones detríticos en depósitos de turbiditas distales de la Formación Zapata, indican que la Cuenca de Rocas Verdes estaba limitada hacia el oeste por un arco magmático al menos en las etapas tardías de su evolución geodinámica.

Un dato importante a considerar, es que según Hervé et al. (2007a), basados en edades U-Pb en circones y en un estudio petrográfico y geoquímico de las muestras datadas, los plutones del Batolito Patagónico se habrían generado por magmatismo relacionado a subducción ocurrido desde el Jurásico superior hasta el Neógeno. Como es posible observar en la figura V-7, las rocas del Complejo Plutónico Cretácico 2 afloran en el borde occidental del Batolito Patagónico, mientras que las del Cretácico 3 se encuentran más al oriente que las del Cretácico 2. Mpodozis sostiene que durante el Jurásico superior- Cretácico inferior no habría existido en la zona subducción hacia el este (coordenadas actuales), y que las rocas del Complejo Plutónico Cretácico 2 se habrían originado por subducción del piso oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes hacia el oeste (2007, comunicación personal). Sin embargo, es difícil explicar según este modelo la presencia de rocas tanto del Complejo Plutónico Cretácico 2 como del Cretácico 3 al oeste del Complejo ofiolítico Sarmiento entre los 51°- 52°S.

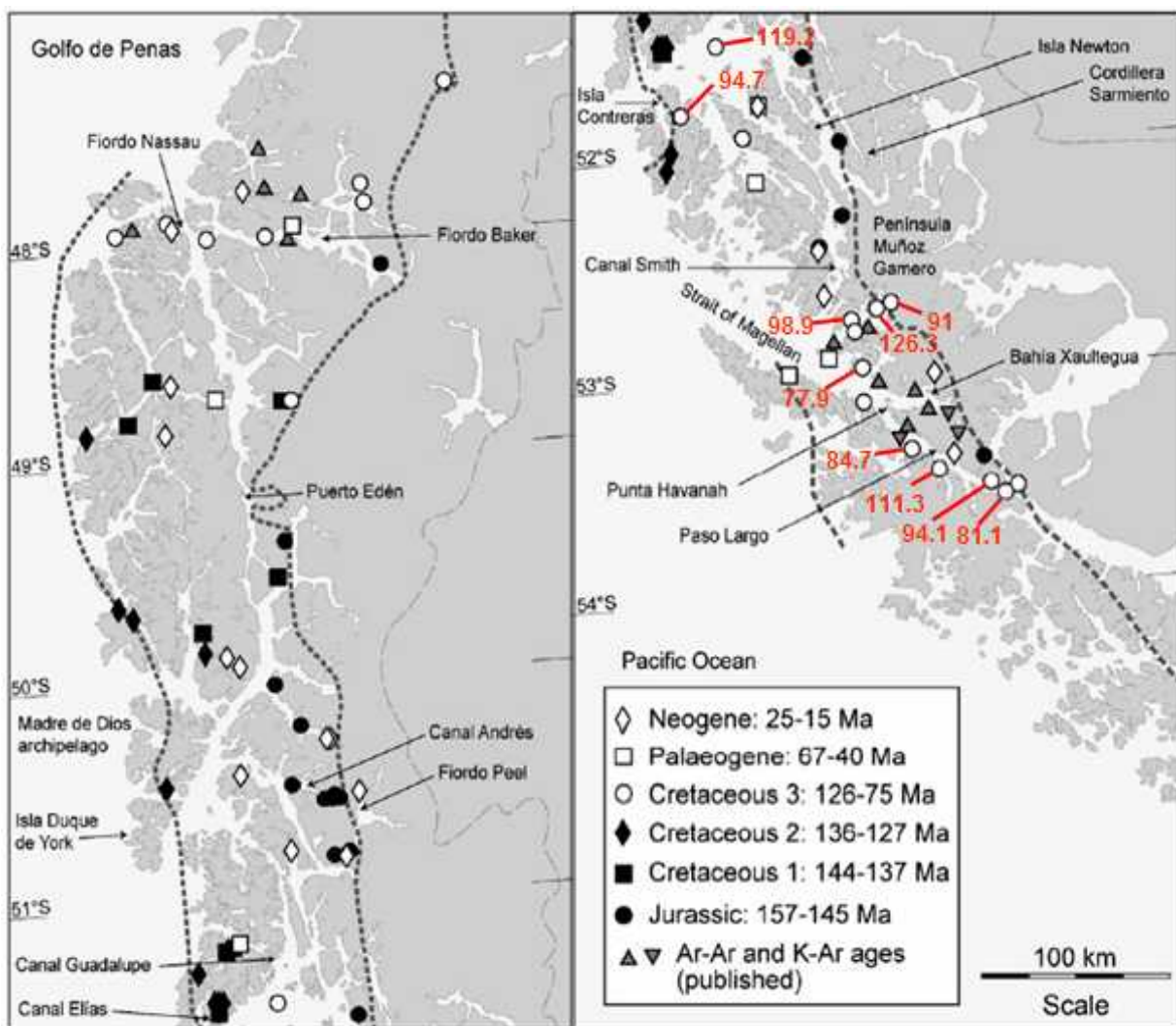


Figura V-7. Mapa esquemático mostrando la distribución de Complejos Plutónicos del Batolito Patagónico, y las edades del Complejo Plutónico Cretácico 3 entre los 51°-54°S (modificado de Hervé et al., 2007a).

Otro dato a favor de una subducción hacia el este en el Cretácico inferior, es que en la isla Diego de Almagro aflora el Complejo Diego de Almagro, compuesto por una secuencia metasedimentaria con intercalaciones de esquistos azules y lentes de anfibolitas (Willner et al., 2004). Según Willner et al. (2004) este complejo corresponde a un prisma de acreción (Fig. V-8) cuyo protolito y *peak* metamórfico presentan edades de 157 y 117 Ma respectivamente.

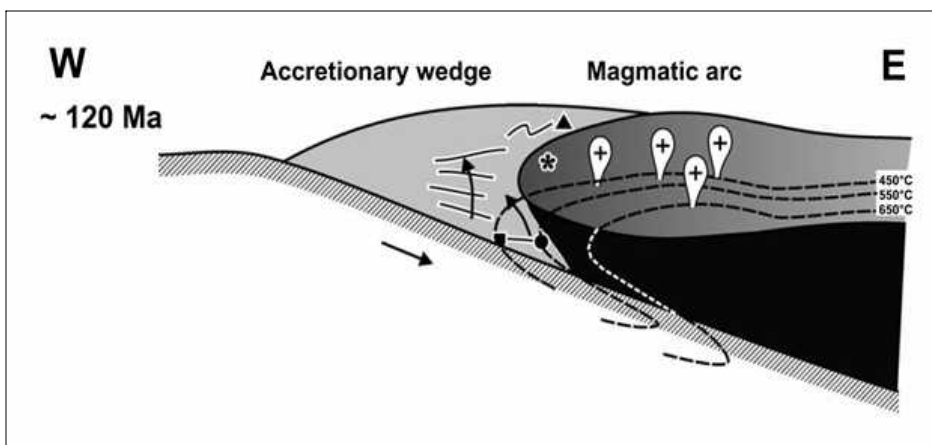


Figura V-8. Perfil esquemático del margen continental de Sudamérica a los 51°30' S durante el Cretácico inferior propuesto por Willner et al. (2004)

Por otro lado, en cuanto a los ambientes tectónicos en que se generan rocas potásicas y ultrapotásicas, estas se forman según Wilson (1989) en tres contextos geodinámicos:

1. En zonas de subducción activa, en donde están íntimamente relacionadas con miembros de la serie calcoalcalina. Según Morrison (1980) en zonas de subducción las rocas shoshoníticas son más jóvenes, se encuentran a una mayor distancia de la fosa que las rocas calcoalcalinas, y se generan en partes más profundas de la zona de Benioff, existiendo una completa gradación entre ambas series. El mismo autor señala que una zonación similar se observa en arcos de isla, y que en los que no se observa una zonación espacial, las series sucesivamente más ricas en potasio son más jóvenes y relacionadas a un aumento de la pendiente de la zona de Benioff.
2. Después de colisiones continentales precedidas de cierres de cuencas oceánicas.
3. En regiones en las se ha producido magmatismo por extensión cortical. Cabe señalar que según Foley et al. (1987) las rocas ultrapotásicas formadas en ambientes de *rift* presentan un menor contenido de sílice.

De estos tres ambientes geodinámicos, el segundo pareciera ser adecuado para la generación de las lavas de la Formación Barros Arana y del Complejo La Pera, debido a que en el

Cretácico inferior habría comenzado el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes. Sin embargo, este modelo carece de consistencia en el caso estudiado, ya que según la estratigrafía de la zona si se pudiera hablar de una colisión, ésta habría ocurrido después de dicho magmatismo.

Stern et al. (1991) propusieron un modelo tectónico en el cual en el Cretácico inferior existía una cuenca de trasarco, la Cuenca de Rocas Verdes, cuyo piso se formó por la erupción de magmas toleíticos en centros de expansión de tipo oceánico. Estos autores sostienen que posteriormente, entre el Albiano superior y el Cenomaniano, esta cuenca comenzó a cerrarse, su relleno sedimentario a deformarse, y el límite oriental del magmatismo del arco migró hacia el este (Fig.V-9).

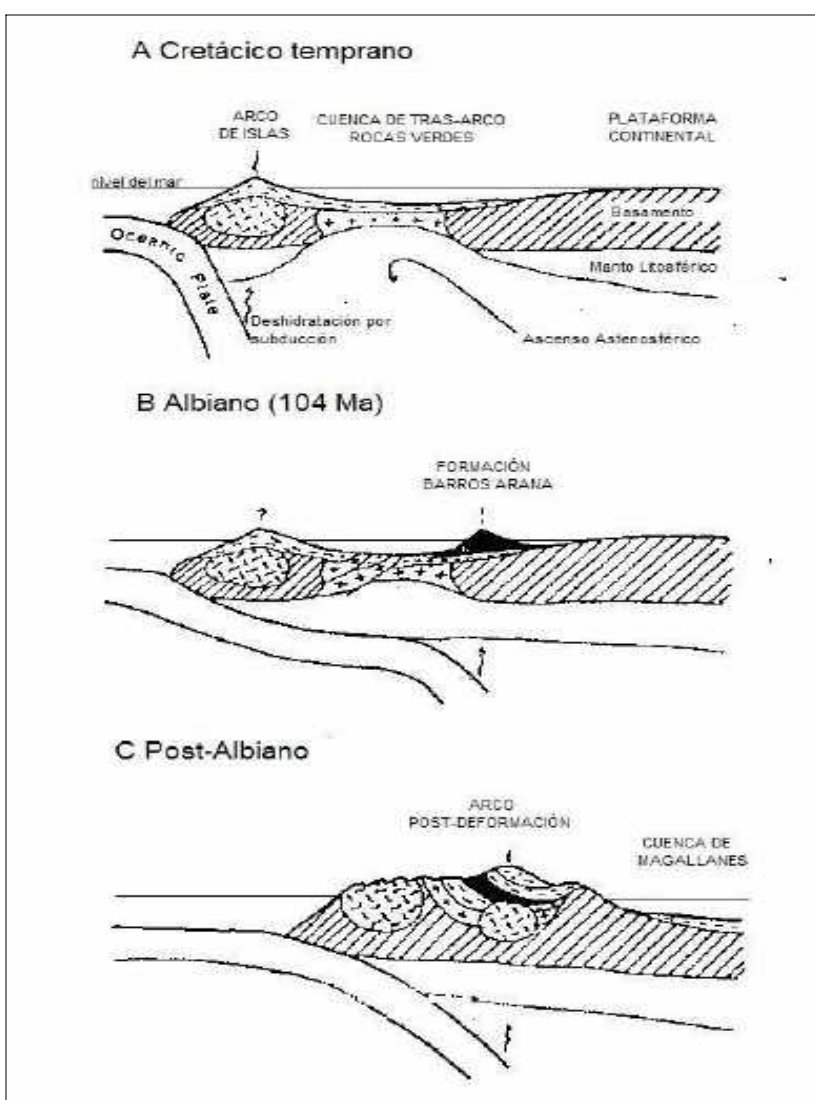


Figura V-9. Modelo de evolución tectónica propuesto por Stern et al. (1991).

Según Stern et al. (1991) la presencia de los basaltos de la Formación Barros Arana al este del Batolito Patagónico y del Complejo Sarmiento, sugiere que la migración hacia el este de la actividad magmática relacionada a subducción comenzó en el Albiano. Estos autores señalan que los basaltos de la Formación Barros Arana representan una manifestación temprana del cambio de la geometría de la subducción (*flattening*), relacionada ya sea a la subducción de un *ridge*, o a un incremento global de las tasas de expansión oceánicas, lo cual provocó finalmente el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes así como la migración hacia el este del magmatismo asociado a subducción. Además, basados en razones isotópicas iniciales mencionan que los basaltos de la Formación Barros Arana no interactuaron tanto con la corteza como los magmas calcoalcalinos del Batolito Patagónico, lo cual según ellos indica que el margen oriental de la Cuenca de Rocas Verdes se encontraba todavía en un régimen extensional cuando estos extruyeron, al mismo tiempo que una deformación compresional habría comenzado hacia el oeste.

Lo discutible de este modelo es que observando las edades del Complejo Plutónico Cretácico 3 (Fig. V-7), si bien estas rocas se encuentran al este de las del Cretácico 2, no es claro que el arco magmático haya migrado tanto como para generar volcanismo al este de la Cuenca de Rocas Verdes, ya que sigue habiendo magmatismo en la posición del Batolito Patagónico al oeste de esta cuenca. Además, el modelo de Stern et al. (1991) no explica claramente a que se debe la extensión ocurrida en la zona en donde extruyeron las lavas de la Formación Barros Arana.

Mpodozis (2007) ha propuesto un modelo tectónico en el cual la Cuenca de Rocas Verdes no habría correspondido a una cuenca de trasarco sino que a un brazo del proto-mar de Weddell, el cual se habría abierto progresivamente hacia el noroeste. Según dicho autor, el piso oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes fué subductado hacia el oeste (Mpodozis, 2007), produciéndose una extensión localizada en el margen pasivo de la cuenca por flexura de la placa subductada (2007, comunicación personal). Esta extensión localizada explicaría los depósitos de turbiditas de la Formación Canal Bertrand, y la generación, producto de dicha extensión, de magmas basálticos pertenecientes a la serie shoshonítica (absaroquitas) originados por bajos porcentajes de fusión parcial, los cuales habrían ascendido rápidamente hacia la superficie sin alcanzar a interactuar en gran medida con la corteza (Fig. V-10).

Un punto a evaluar en este modelo es si esta extensión por flexura de la placa es una condición suficiente para producir magmatismo. Según Hirano et al. (2006), en la Placa Pacífico, cerca de la fosa de Japón (*Japan Trench*), pequeños volcanes alcalinos a los cuales llaman *petit spots*,

se originaron por bajos porcentajes de fusión parcial en la astenósfera, e hicieron erupción a través de fracturas litosféricas en respuesta a flexura de la placa durante la subducción. Un segundo punto a discutir del modelo propuesto por Mpodozis, es cómo se explican las anomalías negativas de Nb, Ta y Ti sin que existiera subducción hacia el este entre el Jurásico superior-Cretácico inferior.

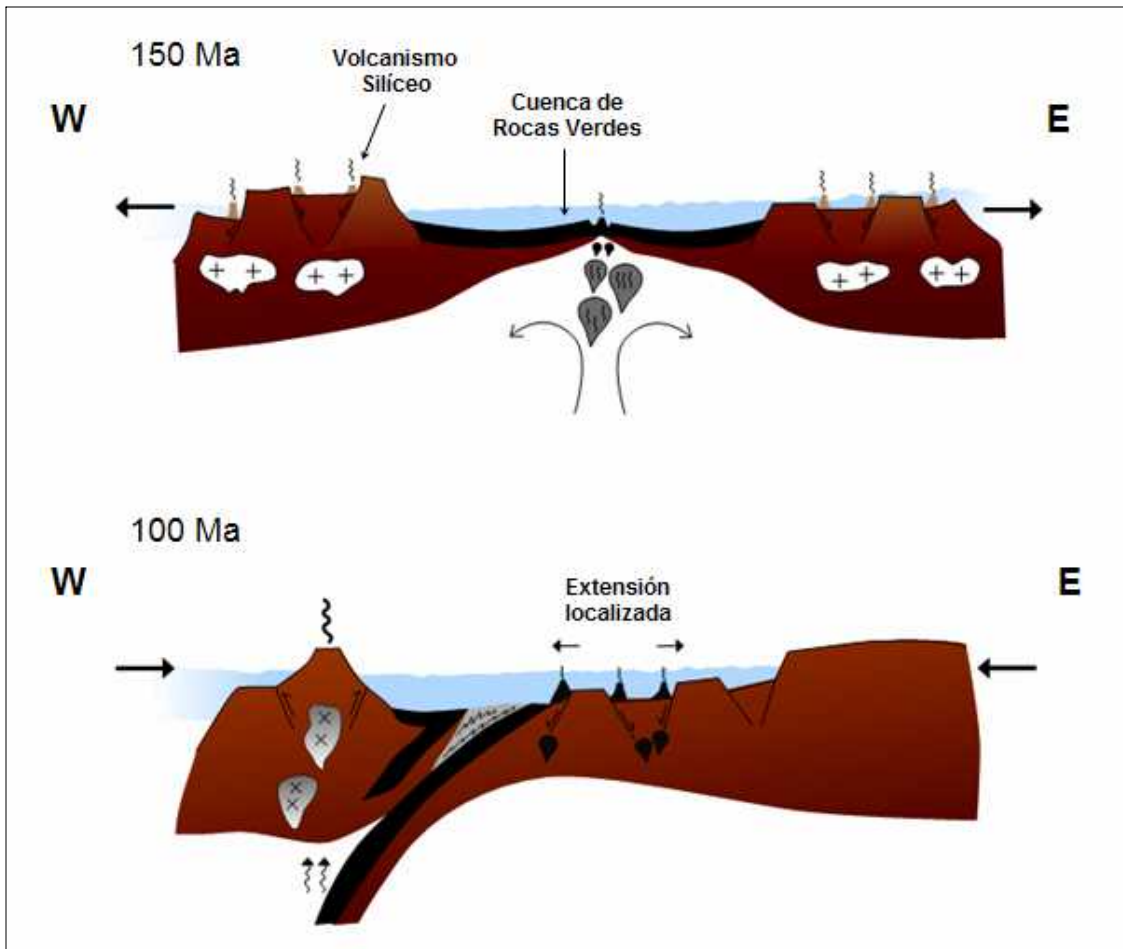


Figura V-10. Dibujo esquemático del modelo tectónico propuesto por Mpodozis para explicar el origen de las rocas basálticas que formaron parte del piso oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes, y de las rocas básicas correspondientes a la Formación Barros Arana y al Complejo La Pera (2007, comunicación personal).

Para finalizar, se propone aquí un tercer modelo para explicar el origen de las rocas basálticas correspondientes a la Formación Barros Arana y al Complejo La Pera, el cual integra los dos modelos antes mencionados (Fig. V-11). Se sugiere que al menos desde el Cretácico inferior existía subducción dirigida hacia el este, la cual habría generado los plutones del Complejo Plutónico Cretácico 2. Alrededor de los 120 Ma, producto de un incremento global en las tasas de expansión oceánicas (Dalziel, 1990) o debido a que la apertura del Atlántico provocó un

aumento en las tasas de convergencia a lo largo del margen activo de Sudamérica (Cunningham, 1995), habría disminuido el ángulo de subducción (Stern et al, 1991), se habría corrido el arco volcánico hacia el este generándose las rocas del Complejo Plutónico Cretácico 3, y habría comenzado el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes. A partir de entonces la subducción hacia el este habría producido metasomatismo del manto que se encontraba sobre la placa subductada, el cual se habría enriquecido en elementos incompatibles y en H_2O . Ello explicaría las anomalías negativas de Nb, Ta y Ti que presentan las rocas de la Formación Barros Arana. Alrededor de los 100 Ma, producto de un *underthrusting* de la parte oriental bajo la parte occidental de la Cuenca de Rocas Verdes (Cunningham, 1995) o de un corto periodo de subducción reversa (Kraemer, 2003; Hervé, 2007c), habría tenido lugar una extensión por flexura en el margen pasivo de dicha cuenca (Mpodozis, 2007, comunicación personal). Esta extensión localizada habría producido bajos porcentajes de fusión parcial de un manto metasomatizado y rico en H_2O , generando magmas ricos en potasio que habrían ascendido rápidamente hacia la superficie.

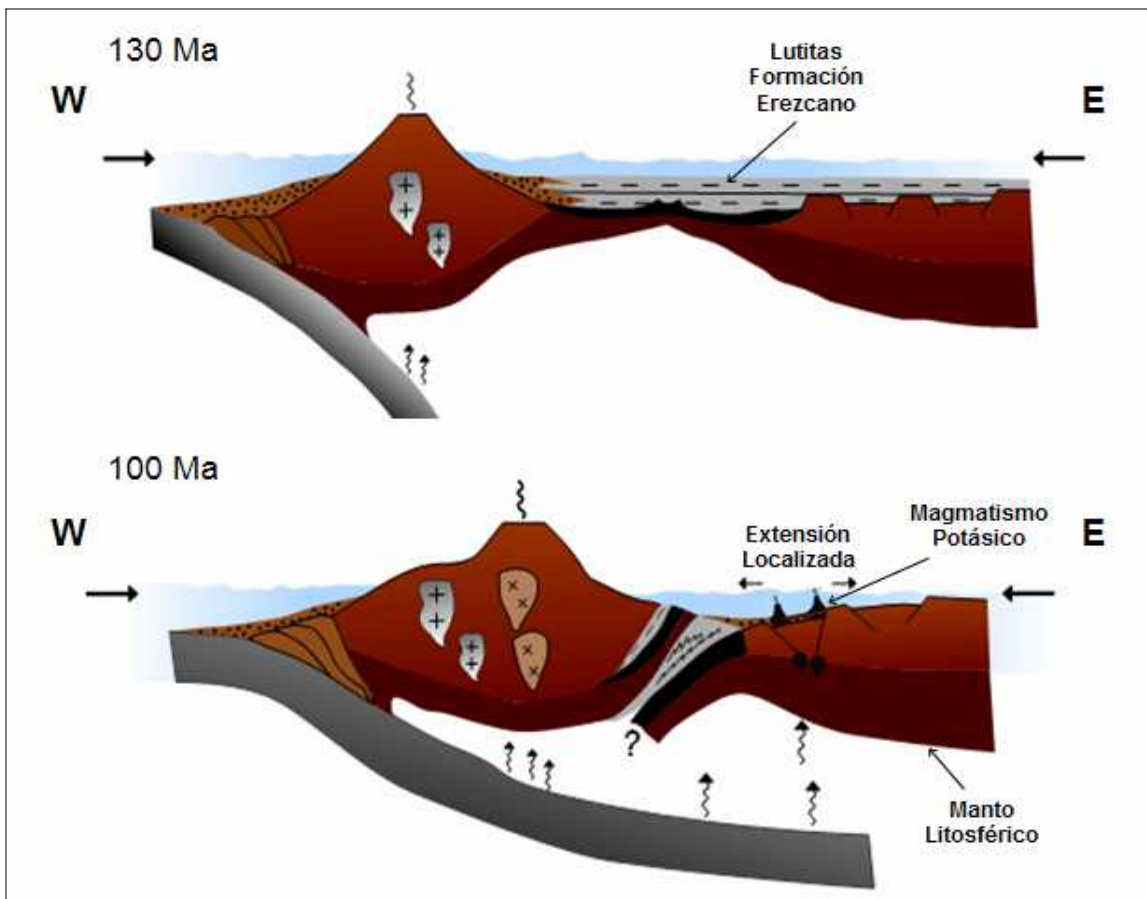


Figura V-11. Modelo tectónico propuesto para explicar el origen de las rocas basálticas pertenecientes a la serie shoshonítica correspondientes a la Formación Barros Arana y al Complejo La Pera.

V.3 Conclusión

En las islas Capitán Aracena y Carlos III afloran metabasitas almohadilladas intruidas por diques máficos. Estos diques son más abundantes en la parte suroeste de la isla Capitán Aracena (Seno Mónica), en donde afloran rocas con características que indican que corresponden a la unidad de 100% diques (*sheeted dykes*) y a la unidad de lavas almohadilladas (*pillow lavas*) de un complejo ofiolítico.

Las metabasitas de la isla Capitán Aracena fueron sometidas a metamorfismo de muy bajo grado y de bajo grado. En el sector sureste de la isla afloran lavas almohadilladas no deformadas sometidas a metamorfismo de muy bajo grado, en las cuales el metamorfismo no obliteró la textura primaria ni produjo foliación. A diferencia de estas, muchas de las rocas basálticas correspondientes a la parte suroeste de la isla Capitán Aracena (Seno Mónica) presentan una textura ígnea parcial o totalmente obliterada y una foliación no penetrativa, observándose en ellas asociaciones mineralógicas que indican que fueron sometidas a condiciones de presión y temperatura mayores (presencia de biotita secundaria), correspondientes a la facies esquistos verdes. Esta foliación, observada también a escala microscópica, indica que en ellas los minerales secundarios se desarrollaron durante un evento metamórfico deformativo, probablemente superpuesto a un metamorfismo de tipo fondo oceánico. La presencia de indicadores cinemáticos (*fish*) en una de estas rocas, señala que contemporáneamente a este metamorfismo ocurrió un evento de cizalle.

En cuanto a las metabasitas de la isla Carlos III, en ellas las texturas ígneas han sido conservadas y los minerales secundarios se presentan sin desarrollo de foliación. Algunas de estas rocas fueron afectadas por metamorfismo de muy bajo grado, en las cuales el desarrollo de actinolita y magnesiohornblenda secundaria indica que fueron sometidas a condiciones de presión y temperatura relativamente altas dentro del metamorfismo de muy bajo grado, mientras que otras presentan asociaciones mineralógicas correspondientes a la facies esquistos verdes o fueron sometidas a condiciones metamórficas transicionales entre metamorfismo de muy bajo grado y metamorfismo de bajo grado.

Cabe destacar que en las rocas de ambas islas es común la presencia de sulfuros (principalmente pirita).

En cuanto a su geoquímica, según su contenido de SiO₂ las rocas de las islas Capitán Aracena y Carlos III corresponden mayoritariamente a basaltos y en menor cantidad a andesitas

basálticas. En un diagrama Ti v/s Zr presentan un patrón de diferenciación característico de magmas toleíticos, el cual es el mismo patrón que siguen los basaltos de las ofiolitas Chilenas. En este mismo diagrama caen en el campo de los OFB (*ocean-floor basalts*), mientras que en diagramas de discriminación tectónica caen en el campo de los MORB (*mid ocean ridge basalts*). Además, presentan patrones de Tierras Raras bastante planos, pero con razones $(La/Yb)_N > 1$, y en un diagrama multi-elemento se observan enriquecidas en los elementos más incompatibles con respecto a un N-MORB, características similares a las que presentan las rocas pertenecientes al Complejo Sarmiento.

Con respecto a la lava autobrechizada del Complejo La Pera, en ella el metamorfismo no produjo foliación ni obliteró la textura ígnea, y la asociación mineralógica que presenta indica que esta roca fue sometida a condiciones de presión y temperatura correspondientes a la facies ceolita. Los minerales primarios observados en esta lava son clinopiroxeno, anfíbola y apatita. La plagioclasa se encuentra ampliamente reemplazada por sericita y por otros filosilicatos. En dicho reemplazo se observa una zonación, presentándose en general una mayor cantidad de sericita hacia los bordes del cristal, lo cual podría deberse a un mayor contenido inicial de K_2O en dicho sector (¿anillos de sanidina primaria?). Junto a esto, la clorita se presenta en parte como mineral pseudomorfo, el cual por la forma tabular y el clivaje paralelo al largo del cristal, probablemente corresponde a reemplazo de biotita. En esta roca además es posible observar pirita.

Procurando evitar la presencia de vetillas y amígdalas, un clasto de esta lava autobrechizada fue elegido para análisis geoquímico. Según su contenido de SiO_2 clasifica como andesita basáltica, y según su contenido de K_2O y razones $K_2O/Na_2O > 2$, como shoshonita y como roca ultrapotásica respectivamente. Junto a esto, la norma CIPW indica la presencia de nefelina normativa, y en un diagrama TAS (*total alkalis silica*) clasifica como roca alcalina.

Sumado a que las características petrográficas y geoquímicas mencionadas son muy similares a las que presentan las lavas de la Formación Barros Arana, en un diagrama multi-elemento y en uno de Tierras Raras es posible observar que el patrón de la roca del Complejo La Pera es prácticamente igual al de las muestras de la Formación Barros Arana analizadas por Stern et al. (1991), lo cual sugiere un mismo origen para ellas.

Por lo tanto, los datos petrográficos y geoquímicos obtenidos en este estudio concuerdan con los obtenidos por otros autores, corroborando la hipótesis que dice que las rocas basálticas de las islas Capitán Aracena y Carlos III formaron parte del piso oceánico de la Cuenca de Rocas

Verdes desarrollada entre el Jurásico superior-Cretácico inferior, y que las lavas del Complejo La Pera (niveles volcánicos de la Formación Canal Bertrand) se correlacionan con las de la Formación Barros Arana, las cuales habrían formado parte de un evento volcánico ocurrido en el Albiano.

No existe consenso respecto a si la Cuenca de Rocas Verdes se desarrolló contemporáneamente con un arco volcánico al oeste en etapas iniciales de su evolución. Según Hervé et al. 2007a, basados en edades U-Pb en circones y un estudio petrográfico y geoquímico de las rocas datadas, los plutones del Batolito Patagónico se habrían generado por magmatismo relacionado a subducción ocurrido desde el Jurásico superior hasta el Neógeno. Calderón (2006) sostiene que edades de circones detríticos en depósitos de turbiditas distales de la Formación Zapata, indican que la Cuenca de Rocas Verdes estaba limitada hacia el oeste por un arco magmático al menos en las etapas tardías de su evolución geodinámica.

Se propone aquí un modelo tectónico para explicar el emplazamiento de las rocas basálticas de la Formación Barros Arana y del Complejo La Pera. Este implica que menos desde los 137 Ma (Valanginiano) habría existido subducción dirigida hacia el este. Alrededor de los 120 Ma (Aptiano) como producto de un incremento global en las tasas de expansión oceánicas (Dalziel, 1990) o debido a un aumento en las tasas de convergencia a lo largo del margen activo de Sudamérica (Cunningham, 1995), habría comenzado el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes, produciéndose un *underthrusting* o un periodo de subducción del lado oriental bajo el lado occidental de dicha cuenca (Cunningham, 1995; Kraemer, 2003; Hervé, 2007c). Esto habría producido una extensión por flexura en el margen continental de la Cuenca de Rocas Verdes (Mpodozis, 2007, comunicación personal), generando bajos porcentajes de fusión parcial de un manto metasomatizado enriquecido en elementos incompatibles y en H₂O. Estos fundidos habrían ascendido rápidamente hacia la superficie y corresponderían a las rocas basálticas ricas en potasio pertenecientes a la Formación Barros Arana y al Complejo La Pera.

Referencias

Allen, R. 1982. Geología de la Cordillera Sarmiento, Andes Patagónicos, entre los 51°00' y 52°15' Lat S, Magallanes, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 38, p. 1-46.

Altunkaynak , Ş, Can Genç, Ş 2007. Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). Lithos, doi:10.1016/j.lithos.2007.06.003

Alvarez, J. 2007. Evolución geodinámica del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin, Tierra del Fuego, XII Región, Chile. Memoria de Título, Universidad de Chile, 91 pp.

Atherton, M., Aguirre, L. 1992. Thermal and geotectonic setting of Cretaceous volcanic rocks near Ica, Peru, in relation to Andean crustal thinning. Journal of South American Earth Sciences, 5, p. 47-69.

Augustsson, C., Bahlburg, H. 2003. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. Journal of South American Earth Sciences, 16, p. 15-26.

Augustsson, C., Münker, C., Bahlburg, H., Fanning, C. 2006. Provenance of late Paleozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin: a combined U-Pb and Hf-isotope study of single detrital zircons. Journal of the Geological Society, London, 163, p. 983-995.

Best, M. 2003. Igneous and metamorphic petrology. Blackwell Science Ltd., 729 pp.

Boesen, C., Postma, D. 1988. Pirite formation in anoxic environments of the Baltic. American Journal of Science, 285, p. 193-206.

Bruhn, R., Stern, C., de Wit, M. 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. Earth and Planetary Science Letters, 41; p. 32-46.

Burns, K., Rickard, M., Belbin, L., Chamalun, F. 1980. Further palaeomagnetic confirmation of the Magallanes orocline. Tectonophysics, 63, p. 75-90.

Calderón, M., Hervé, F. 2000. Metamorfismo de contacto en el margen oriental del Batolito Sur-Patagónico (48°-50°30'S). Actas, IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, 2, 707–711.

Calderón, M. 2006. Petrogenesis and Tectonic evolution of late Jurassic bimodal magmatic suites (Sarmiento Complex) and migmatites (Puerto Edén Igneous Metamorphic Complex) in the Southern Patagonian Andes, Chile. Tesis de Doctorado. Universidad de Chile. 170 pp.

Calderón, M., Fildani, A., Hervé, F., Fanning, C., Weislogel, A., Cordani, U. 2007. Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the RocasVerdes basin, southern Patagonian Andes. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 164, 2007, p. 1011–1022.

Castelli, J., Robertson, R., Harambour, S. 1992. Evaluación Geológica y Petrolera, bloques Última Esperanza Sur e Isla Riesco. Informe Técnico ENAP (inédito), Santiago, 160 pp.

Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, p. 471-485.

Conceição, R., Green, D. 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Lithos*, 72, p. 209-229.

Covacevich, V. 1991. Estudios paleontológicos y biostratigráficos en la costa norte de Isla Riesco e interior de Seno Skyring, Región de Magallanes. Informe Técnico ENAP (inédito), Santiago.

Cunningham, W., Klepeis, K., Gose, W., Dalziel, I. 1991. The Patagonian orocline: new paleomagnetic data from the Andean magmatic arc in Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Geophysical Research*, 96, p. 16061–16067.

Cunningham, W. 1995. Orogenesis at the southern tip of the Americas: the structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southernmost Chile. *Tectonophysics*, 244, p. 197-229.

Cvetković, V., Prelević, D., Downes, H., Jovanović, M., Vaselli, O., Pécskay, Z. 2004. Origin and geodynamic significance of Tertiary postcollisional basaltic magmatism in Serbia (central Balkan Peninsula). *Lithos*, 73, p. 161-186.

Dalziel, I.W.D., Kligfield, R., Lowrie, W., Opdike, N.D., 1973. Palaeomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarctic Andes. In: Tarling, D.H., Runcorn, S.K. (Eds.), *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, 1, Academic Press, San Diego, CA, p. 87–101.

Dalziel, I., de Wit, M., Maarte, J., Palmer, K. 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250, p. 291-294.

Dalziel, I. 1981. Back-arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 300, 319–335.

Dalziel, I. 1990. Circum-Pacific orogenic processes: A view from the Andes and Antarctica. In: *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 11, p. 13-22.

Darwin, C. 1846. *Geological observations on South America*, London.

De Wit, M. y Stern, C. 1976. Ocean floor metamorphism, seismic layering and magnetism. *Nature*, 264, p. 615-619.

Deer, W., Howie, R., Zussman, J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. Second edition. Longman Scientific and Technical, 696 pp.

Deer, W., Howie, R., Zussman, J. 1997. *Rock-forming minerals. Orthosilicates*. The Geological Society, London, 919 pp.

Diraison, M., Cobbold, P., Gapais, D., Rossello, E., Le Corre, C. 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, 316, p. 91-119.

Fildani, A., Cope, T., Graham, S., Wooden, J. 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology*, 31, p. 1081–1084.

Fildani, A., Hessler, A. 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes–Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile. *GSA Bulletin*, 117, p. 1596–1614.

Foley, S., Venturelli, G., Green, D., Toscani, L. 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth Science Reviews*, 24, p. 81-134.

Forsythe, R., Allen, R. 1980. The basement rocks of Peninsula Staínes, Region XII, province of Última Esperanza, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 10, p. 3-15.

Forsythe, R., Mpodozis, C. 1983. Geología del basamento pre-Jurásico Superior en el Archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Boletín 39, p. 63.

Fuenzalida, R., Covacevic, V. 1988. Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, Chile. Actas V Cong. Geol. Chileno, Santiago. V 3: H159-H183.

Galaz, G., Hervé, F., Calderón, M., Sanchez, A., 2005. La Formación Tobífera en la cordillera Riesco, región de Magallanes, Chile. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Argentina, 1, p. 145-149.

Ghidella, M., Yañez, G., LaBrecque, J. 2002. Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the Western Weddell sea. *Tectonophysics*, 347, p. 65-86.

Gill, R., Aparicio, A., El Azzouzi, M., Hernandez, J., Thirlwall, M., Bourgois, J., Marriner, G. 2004. Depleted arc volcanism in the Alboran Sea and shoshonítica volcanism in Morocco: geochemical and isotopic constraints on Neogene tectonic processes. *Lithos* 78, p. 363-388.

Harambour, S. 2002. Deep-seated thrusts in the frontal part of the Magallanes fold and thrust belt, Última Esperanza, Chile. En Cabalero, N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (eds.) XV Congreso Geológico Argentino, Actas CD-Rom, comunicación n. 383, 1p., El Calafate, Santa Cruz.

Hervé, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes* II (3), p. 183-188.

Hervé, F. 1998. Late Triassic rocks in the subduction complex of Aysén, southern Chile. *Journal of African Earth Sciences, Special Abstracts Issue Gondwana 10: Event Stratigraphy of Gondwana*, p. 224.

Hervé, F., Fanning, C., Pankhurst, R. 2003a. Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, p. 107-123.

Hervé, F., Pankhurst, R., Trouw, R., Fanning, C., Dzogolyk, E., Solari, M., Suarez, M. 2003b. Geological observations at the western portion of the Scotia-South America plate boundary: results of the "Penguin" 2003 cruise. X Congreso Geológico Chileno.

Hervé, F., Miller, H., Pimpirev, C. 2006. Patagonia – Antarctica connections before Gondwana break-up. En: Futterer, D., Damaske, D., Kleinschmidt, G., Miller, H., Tessensohn, F. (eds), *Antarctica: contributions to global earth sciences*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, p. 217-228.

Hervé, F., Pankhurst, R., Fanning, C., Calderón, M., Yaxley, G. 2007a. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, 97, p. 373-394.

Hervé, F., Faundez, V., Calderón, M., Massone, H., Willner, A. 2007b. Metamorphic and plutonic basement complexes. En: Moreno, T. y Gibbon, W. (eds), *The Geology of Chile*, Geological Society, London, p. 5-19.

Hervé, F., Massone, H., Calderón, M., Theye, T. 2007. Metamorphic P-T conditions of Late Jurassic rhyolites in the Magallanes fold and thrust belt, Patagonian Andes, Chile. *Journal of Iberian Geology*, 33, p. 5-16.

Hey, M. 1954. A new review of chlorites. *Mineralogical magazine*, 30, p. 277-292.

Hirano, N., Takahashi, E., Yamamoto, J., Abe, N., Ingle, S., Kaneoka, I., Hirata, T., Kimura, J., Ishii, T., Ogawa, Y., Machida, S., Suyehiro, K. 2006. Volcanism in response to plate flexure. *Science*, 313, p. 1426-1428.

Irving, T., Baragar, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, p. 523-548.

Jokat, W., Boebel, T., König, M., Meyer, U. 2003. Timing and geometry of early Gondwana breakup. *Journal of Geophysical Research*, 108, p. 9.

Katz, H.R. 1964. Some new concepts on geosynclinal development and mountain building at the southern end of South America. In: 22nd International Geological Congress, India, Proceedings. New Delhi. 4, p. 242-255.

Kraemer, P. 1996. Regional balanced cross-section in the Patagonian Andes of Tierra del Fuego (Argentina and Chile). Troisieme Symposium International sur la Geodynamique Andine, Resumes Etendus, p. 407-410.

Kraemer, P. 2003. Orogenic shortening and origin of the Patagonian orocline (56° s lat). Journal of South American Earth Sciences, 15, p. 731-748.

Lawver, L., Dalziel, I., Gahagan, L. 1998. A tight fit Early Mesozoic Gondwana, a plate reconstruction perspective. Mem Nation Inst Polar Res Spec Issue, 53, p. 214-229.

Le Maitre, R., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A., Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.

Leake, B., et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and minerals names. Mineralogical Magazine, 61, p. 295-321.

Miller, C. A., Barton, M., Hanson, R., Flemming, T. 1994. An Early Cretaceous volcanic arc-marginal basin transition zone, Peninsula Hardy, southernmost Chile. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 63, p. 33-58.

Miyashiro, A. 1973. The Trodos ophiolitic complex was probably formed in an island-arc. Earth and Planetary Science Letters, 19, p. 218-224.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G. 1988. Nomenclature of Pyroxenes. American Mineralogist, 73, p. 1123-1133.

Morrison, G. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. Lithos, 13, p. 97-108.

Mpodozis, C. 2005. Evolución tectónica de la cordillera y cuenca de antepaís de Tierra del Fuego. . Informe Técnico ENAP (inédito), 107 pp.

Mpodozis, C. 2006. Revisión de la estratigrafía y facies de la cuenca de antepaís cretácica entre Lago Argentino y Península Brunswick. Informe Técnico ENAP (inédito), 161 pp.

Mpodozis, 2007. Tectonics of the southern Patagonian Andes: a critical review. Libro de resúmenes, Geosur 2007, p. 105.

Ortiz, M. 2007. Condiciones de formación del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin, al sur de Seno Almirantazgo, Región de Magallanes, Chile. Memoria de Título, Universidad de Chile, 106 pp.

Otzen, G. 1987. Geología Regional de la isla Capitán Aracena y Clarence, Magallanes, Chile. Informe Técnico ENAP (inédito).

Pankhurst, R., Weaver, S., Hervé, F., Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. Journal of the Geological Society, London, 156, p. 673-694.

Pankhurst, R., Riley, T., Fanning, C., Kelley, S. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and Antarctic Peninsula: Chronology of magmatismo associated with the break-up of Gondwana. Journal of Petrology, 41, p. 605-625.

Pearce, J., Cann, J. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth and Planetary Science Letters, 19, p. 290-300.

Pearce, J. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (ed.), Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks, Wiley, New York, NY, p. 525-548.

Prieto, X. 1993. Geología del sector comprendido entre Seno Última Esperanza y Seno Obstrucción, Región de Magallanes, Chile. Memoria de Título, Universidad de Chile, 137 pp.

Ramírez, C. 2006. Ambiente tectónico de emplazamiento de la Formación Barros Arana. Memoria de Título, Universidad de Chile, 119 pp.

Ramos, V.A., 1989. Andean foothills structures in northern Magallanes Basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 73, p. 887–903.

Rapalini, A., Hervé, F., Ramos, V., Singer, S. 2001. Paleomagnetic evidence for a very large counterclockwise rotation of the Madre de Dios archipiélago, southern Chile. Earth and Planetary Science, 184 (2), p. 471-487.

Riccardi, A. 1990. Informes paleontológicos realizados para el Distrito Precordillera en Tierra del Fuego. Informe Técnico ENAP (inédito), Santiago

Rickwood, P. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of mayor and minor elements. Lithos, 22, p. 247-263.

Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, New York, 352 pp.

Schiffman, P., Fridleifsson, G.O. 1991. The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE, and electron microprobe investigations. Journal of Metamorphic Geology, 9, p. 679-696.

Servicio Nacional de Geología y Minería. 2002. Mapa Geológico de Chile. Escala 1:1.000.000, Santiago.

Sisson, T., Grove, T. 1993. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. Contributions to Mineralogy and Petrology, 113, p. 143-166.

Soffia, J. 1988. Interpretación estructural del sector Laguna Amarga, Parque Nacional Torres del Paine, Región de Última Esperanza, Magallanes, Chile. Actas V Congreso Geológico Chileno. Tomo 1: A157-A172.

Stern, C., de Wit, M., Lawrence, J. 1976. Igneous and metamorphic processes associated with the formation of Chilean ophiolites and their implication for ocean floor metamorphism, Seismic layering, and magnetism. Journal of Geophysical Research, 81, p. 4370-4380.

Stern, C. 1979. Open and closed system igneous fractionation within two Chilean ophiolites and the tectonic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68, p. 243-258.

Stern, C. 1980. Geochemistry of Chilean ophiolites: evidence for the compositional evolution of the mantle source of back-arc basin basalts. *Journal of Geophysical Research*, 85, p. 955-966.

Stern, C. 1991. Isotopic composition of late Jurassic and early Cretaceous mafic igneous rocks from the southernmost Andes: implications for sub-andean mantle. *Revista Geológica de Chile*, V. 18, N°1, p. 15-23.

Stern, C., Frey, F., Futa, K., Zartman, R., Peng, Z., Kyser, T. 1990. Trace-element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic compositions of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, p. 294-308.

Stern, C., Mohseni, P. y Fuenzalida R. 1991. Petrochemistry and tectonic significance of Lower Cretaceous Barros Arana Formation basalts, southernmost Chilean Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 4, p. 331-342.

Stern, C., de Wit, M. 2003. Rocas Verdes ophiolites, southernmost South America: remnants of progressive stages of development of oceanic type crust in a continental margin back-arc basin. En: Dilek, Y. y Robinson, P.T., (eds). *Ophiolites in Earth History*. Geological Society, London, Special Publications, 218, p. 665-683.

Suárez, M., Hervé, M., Puig, A. 1985. Hoja Isla Hoste e Islas Adyacentes. *Carta Geológica de Chile* 65, 113 pp.

Sun, S. y McDonough, W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A. y Norry, M. (eds), *Magmatism in Ocean Basins*, Geological Society Special Publication, London, 42, p. 313-345.

Thomson, S., Hervé, F. 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42–52°S). *Revista Geológica de Chile*, 29, 255–271.

Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P., Deng, W. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37, p. 45-71.

Upadhyay, H., Strong, D. 1973. Geologic setting of the Betts Cove copper deposits, Newfoundland: an example of ophiolite sulfide mineralization. *Economic Geology*, 68, p. 161-167.

Weaver, S., Bruce, R., Nelson, E., Brueckner, H., LeHuray, A. 1990. The Patagonian batholith at 48°S latitude, Chile: Geochemical and isotopic variations. En: *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper, 241, p. 33-50.

Willner, A., Hervé, F., Thompson, S., Massone, H. 2004. Converging P-T paths of Mesozoic HP-LT metamorphic units (Diego de Almagro island, Southern Chile): evidence for juxtaposition during late shortening of an active continental margin. *Mineralogy and Petrology*, 84, p. 43-84.

Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis*. Chapman & Hall, London, 466 pp.

Wilson, T. 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in southernmost Andes: Stratigraphic record from the Última Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 103, p. 98-111.

Winkler, H. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin, 348 pp.

Anexo A: Petrografía

- **MUESTRA FO 06 26**

Tipo de Roca: Lava almohadillada

Nombre: Metabasalto almohadillado

Textura: Microcristalina, variolítica, amigdaloidal.

Mineralogía Primaria:

- Plagioclasa (35%): Abanicos de fibras de plagioclasa formados por el enfriamiento progresivo hacia el borde de la lava almohadillada. Entre las fibras en general hay vidrio.

- Piroxeno (3%): Pequeños cristales subhedrales y euhedrales, prismáticos, de 0,03 - 0,07 mm.

Metadominios:

- Vetillas (0,02 - 2mm de espesor)

- Amígdalas (0,4 – 1,3 mm)

- Rellenando espacios abiertos (zonas con mayor porosidad)

- Reemplazo de minerales primarios

- Reemplazo de vidrio

Mineralogía Secundaria:

- Calcita (7%): En vetillas, amígdalas y rellenando otros espacios abiertos. Mosaico de granos anhedral de 0,03 – 0,1mm.

- Clorita (4%): En vetillas (usualmente en los bordes de estas), en amígdalas y reemplazando vidrio. Color pardo a nícoles cruzados.

- Epidota (5%): En vetillas, en amígdalas, reemplazando minerales primarios, rellenando otros espacios abiertos y reemplazando vidrio. En vetillas se presenta como agregado de cristales microgranulares, y en los otros metadominios con forma anhedral, subhedral y euhedral, prismática (¿reemplazo de piroxenos?), con tamaño variable entre 0,3 – 0,7 mm.

- Prehnita (<1%): En amígdalas. Se presenta como un agregado de cristales con hábito y extinción radial.

- Cuarzo (5%): En vetillas, amígdalas y rellenando otros espacios abiertos. Anhedral, de 0,03 – 0,1 mm, en vetillas y amígdalas se presenta como agregados.

Observaciones:

Hacia el borde de la lava almohadillada se observan fragmentos esféricos de lava (y rodeados por lava), compuestos por vidrio y microlitos (plagioclasa?), los cuales en ocasiones presentan amígdalas.

Se observa aproximadamente un 3% de minerales opacos. El resto de la roca esta conformada por vidrio color pardo.

En corte transparente pulido fue posible observar la presencia de un 1% de pirita, anhedral, de hasta 0,5 mm, diseminada principalmente en torno a las vetillas, y también la presencia de calcopirita.

- **MUESTRA FO 06 52a**

Tipo de Roca: Dique?

Nombre: Metabasita

Textura: Microcristalina, seriada, intersertal.

Metadominios:

- Reemplazo de minerales primarios (plagioclasas, y probablemente piroxenos en la masa fundamental)
- Reemplazo de vidrio en la masa fundamental

Mineralogía Secundaria:

- Albita (albitización) (44%): Se presenta como fenocristales y en la masa fundamental, subhedral y euhedral, con tamaño variable entre 0,2 – 2 mm, se presenta albitizada y reemplazada por clorita.
- Anfíbola (1%): Reemplazando minerales primarios (plagioclasa). Euhedral, acicular, de 0,02 – 0,05 mm de largo. Creciendo junto a epidota.
- Clorita (15%): Reemplaza vidrio en la masa fundamental y también plagioclasa. Azul a nícoles paralelos (rica en Fe), se observa muy “pura”.
- Epidota (15%): Mosaico de epidotas microgranulares reemplazan minerales primarios en la masa fundamental.
- Titanita (5%): Granos de 0,02 – 0,05 mm, creciendo a partir de minerales primarios (plagioclasa), y junto a clorita en la masa fundamental.

Observaciones:

Se observa también un 10% de minerales opacos en la masa fundamental. No se observa orientación de los fenocristales ni otras características texturales típicas de lavas.

En muestra de mano es posible observar la presencia de pirita.

- **MUESTRA FO 06 52**

Tipo de Roca: Dique?

Nombre roca: Esquisto verde milonítico

Textura: Nematolepidoblástica

Estructuras:

- Indicadores Cinemáticos (*fish*) (0,5 – 2mm de largo, compuestos por anfíbola, biotita, clorita y epidota)

Mineralogía Secundaria:

- Albita (Albitización) (5%): Corresponde a relictos de plagioclasa casi totalmente reemplazada por los demás minerales secundarios.

- Anfíbola (15%): Se encuentran predominantemente en los peces, aunque también en la matriz. Euhedral, acicular y fibrosa, con tamaño variable entre 0,03 – 0,07 mm.

- Biotita (10%): En peces y en la matriz. Euhedral y subhedral, tabular, de 0,02 – 0,05 mm de largo.

- Clorita (3%): En peces de mica y en la matriz. Agregados micáceos de clorita color pardo a nícoles paralelos (magnesianas).

- Epidota (25%): Se presenta en la matriz como cristales subhedrales, prismáticos, de 0,02 – 0,05 mm de largo, y también como bandas paralelas a la foliación, de 0,02 mm de espesor, de diminutas epidotas. Dentro de los peces se observan dichas bandas de epidota,

- Cuarzo (25%): Se observa en la matriz entre los demás minerales, como mosaicos de cuarzoes anhedrales de unos 0,02 – 0,04 mm.

- Titanita (10%): Pequeños granos anhedrales y subhedrales, con su forma rómbica alargada característica. Su tamaño varía entre 0,02 – 0,25 mm. También en pequeñas bandas junto a epidota y sin ella.

Observaciones:

Se observa un 7% de minerales opacos.

En muestra de mano es posible observar la presencia de pirita.

- **MUESTRA FO 06 53**

Tipo de Roca: Dique?

Nombre roca: Esquisto verde

Textura: Nematoblástica

Estructuras:

- Vetillas (0,03 – 2 mm de espesor)

Mineralogía Secundaria:

- Albita (albitización) (30%): Relictos subhedrales y anhedrales de albita, de 0,1–1 mm. En general orientadas según foliación.

- Anfíbola (30%): Euhedral, acicular, de 0,01 – 0,2 mm de largo, otorga la foliación a la roca. También se observa creciendo a partir de albita.

- Biotita (5%): Se encuentra en vetillas (en general en sus bordes) y también en el resto de la roca en contacto con anfíbola, clorita y epidota. Tamaño varía entre 0,02 – 0,2 mm.

- Clorita (7%): Se encuentra en vetillas principalmente. Se observa “pura” y su color azul a nícoles cruzados indica que es de composición férrica.

- Epidota (7%): En vetillas y reemplazando minerales primarios. Tamaño varía entre 0,02 – 0,1 mm.

- Cuarzo (5%): Se presenta en vetillas. Anhedral, tamaño varia entre 0,05 – 0,25 mm.

Observaciones:

Se observa un 15% de minerales opacos, en su mayoría subhedrales, algunos equidimensionales y otros mas alargados.

En muestra de mano se observa la presencia de pirita.

- **MUESTRA FO 06 54**

Tipo de Roca: Dique?

Nombre roca: Metabasita

Textura: Microcristalina, porfídica, ofítica (textura primaria).

Mineralogía Primaria:

- Piroxeno (3%): Anhedral, corresponde a zonas no alteradas de piroxenos de 0,07 – 0,2 mm que han sido reemplazados por anfíbola.

Estructuras:

- Vetillas (3 – 4 mm. de espesor con predominante epidota)

Mineralogía Secundaria:

- Albita (albitización) (35%): Subhedral y anhedral, tabular, de 0,07 - 0,5 mm.

- Anfíbola (25%): Reemplazando minerales primarios. Euhedral, acicular, pleocroica (incolora a verde), de 0,02 – 0,06 mm de largo. En general se presentan como agregados, debido al reemplazo de minerales ferromagnesianos.

- Clorita (10%): En vetillas y también reemplazando minerales primarios. Color pardo a nicoles paralelos (magnesianos), en agregados de 0,3 – 0,5 mm. Común creciendo junto a anfíbola a partir de minerales ferromagnesianos.

- Epidota (10%): Se presenta en vetillas y también reemplazando minerales primarios. Su tamaño varía entre 0,03 – 0,06 mm, siendo de menor tamaño en las vetillas.

- Cuarzo (2%): Se presenta en vetillas como agregados policristalinos, con cristales individuales de aproximadamente 0,05 mm.

- Stilpnomelano (1%): En vetillas, creciendo junto con cuarzo.

- Titanita (7%): En vetillas y también reemplazando minerales primarios. Granos subhedrales, de 0,01 – 0,04 mm.

Observaciones:

La textura primaria se encuentra parcialmente obliterada, mostrando una foliación no penetrativa. Ni las anfíbolas ni las plagioclasa están orientadas.

Se observa un 7% de minerales opacos, tanto anhedrales como subhedrales, algunos de los cuales corresponden a óxidos de Fe.

En muestra de mano se observa la presencia de pirita.

- **MUESTRA FO 06 55**

Tipo de Roca: Lava almohadillada

Nombre roca: Metabasalto almohadillado

Textura: Nematoblástica

Mineralogía Secundaria:

- Albita (y/o cuarzo?) (35%): Anhedral, en muchos casos en forma de mosaicos. Se encuentra altamente reemplazada por anfíbola y biotita.
- Anfíbola (33%): Euhedral, acicular, largo entre 0,01 – 0,3 mm. Se presenta principalmente en agregados (reemplazo de minerales primarios).
- Biotita (20%): Anhedral y subhedral, tabular, de 0,03 – 0,15 mm.
- Epidota (2%): Euhedral y subhedral, prismática, de 0,03 a 0,1 mm.

Observaciones:

La foliación es suave y no es penetrativa. Si bien la textura original ha sido obliterada, aún es posible reconocer tablas de plagioclasa primarias que han sido reemplazadas por los minerales secundarios.

Observando detalladamente, es posible observar que la biotita se agrupa preferentemente en ciertos lugares, y que en dichos lugares, la anfíbola crece de manera un tanto diferente a como lo hace en los sectores aledaños en los que no hay biotita (mas pequeña y acículas mas delgadas junto a biotita). Esto podría indicar el reemplazo de distintos minerales primarios en los dos casos mencionados.

La roca presenta aproximadamente un 10% de minerales opacos. En corte transparente pulido se observa la presencia de aproximadamente un 2 % de pirita, y menor cantidad de calcopirita.

- **MUESTRA FO 06 56**

Tipo de Roca: Dique

Nombre Roca: Metabasita

Textura: Microgranular, ofítica, subofítica.

Estructuras:

Vetillas (de hasta 0,04 mm de espesor)

Mineralogía Secundaria:

- Albita (albitización) (45%): Anhedral y subhedral, tabular, de 0,5 – 1,3 mm de largo. Se encuentra altamente reemplazada por anfíbola y biotita. En ocasiones presenta características de plagioclasa primaria (Forma, macla) (en este caso es reemplazada por anfíbola), y otros casos anhedral y sin características de haber sido plagioclasa originalmente (en este caso reemplazada por biotita y anfíbola).

- Anfíbola (35%): Se presenta de dos maneras: euhedral, acicular, de 0,03 – 0,1 mm reemplazando plagioclasa, y como agregados fibrosos que reemplazan minerales primarios (probablemente piroxenos). Estos agregados fibrosos en sus bordes varían al primer tipo de anfíbola. Presentan pleocroísmo (incoloras a verde).

- Biotita (13%): Subhedral, tabular, de 0,03 – 0,08 mm de largo. De color pardo en torno a vetillas, y de color verdoso en el resto de la roca. No se distribuye homogéneamente en el corte, sino que se presenta en agregados o nódulos reemplazando minerales primarios.

- Epidota (1%): Subhedral, prismática, de 0,01 – 0,03 mm.

- Cuarzo (1%): En vetillas. Anhedral.

Observaciones:

En los casos en que la albita muestra características de haber sido plagioclasa originalmente (forma, maclas), es reemplazada sólo por anfíbola (no biotita). Esto parece indicar que la biotita, la cual se presenta en agregados que indican el reemplazo de minerales primarios, no reemplaza plagioclasa, sino que algún otro mineral, probablemente rico en potasio (Feldespatos potásicos?).

Se observa un 5% de minerales opacos. Además se observan óxidos de Fe alrededor de las vetillas.

- **MUESTRA FO 06 57**

Tipo de Roca: Lava almohadillada

Nombre Roca: Metabasalto almohadillado

Textura: Porfídica

Metadominios:

- Vetilla (1 – 3 mm de espesor)
- Fenocristales (plagioclasa)
- Masa fundamental

Mineralogía Secundaria:

- Albita (albitización) (35%): Subhedral y euhedral, de tamaño variable entre 0,1 – 0,7 mm, Se encuentra parcial y a veces casi totalmente reemplazada por anfíbola y biotita. Presenta inclusiones de minerales opacos.
- Anfíbola (30%): En fenocristales y en la masa fundamental. Euhedral, acicular, largo variable entre 0,02 – 0,1 mm.
- Biotita (15%): En fenocristales y en la masa fundamental. Mayoritariamente anhedral, tamaño varia entre 0,05 – 0,2 mm.
- Clorita (4%): En vetillas y en pequeña cantidad en la masa fundamental.
- Epidota (4%): En vetillas y en pequeña cantidad en la masa fundamental.
- Cuarzo (2%): Se presenta en vetillas. Anhedral, de 0,03 – 0,2 mm.

Observaciones:

Se observa un 10 % de minerales opacos de 0,01 – 0,02 mm. En corte transparente pulido se observa la presencia de aproximadamente un 1% de pirita anhedral, la cual se encuentra diseminada en la roca, pero se encuentra principalmente en las vetillas. También se observa calcopirita.

- **MUESTRA FO 06 58**

Tipo de Roca: Lava almohadillada

Nombre Roca: Metabasalto almohadillado

Textura: Microcristalina, glomeroporfídica, amigdaloidal.

Metadominios:

- Amígdalas (0,3 – 1 mm, en las que predomina la clinzoisita)
- Masa fundamental
- Fenocristales (Plagioclasa)

Mineralogía Secundaria:

- Albita (albitización) (40%): Fenocristales subhedrales, tabulares, de 0,1 – 0,7 mm, en general formando cúmulos. microlitos en la masa fundamental de 0,04 – 0,07 mm.
- Anfíbola (37%): En amígdalas, en la masa fundamental y también reemplazando plagioclasa. Euhedral, acicular, largo entre 0,01 – 0,07 mm.
- Clinzoisita (10%): En amígdalas y en ocasiones reemplazando plagioclasa. Presenta colores de interferencia azul, gris, amarillo de primer orden y no es pleocroica (incolora). Tamaño variable entre 0,2 – 1,5 mm. En ocasiones presenta hábito y extinción radial.
- Epidota (8%): En amígdalas (junto a clinzoisita y anfíbola), reemplazando plagioclasas y en la masa fundamental. Presenta pleocroismo (incolora a amarillo). En amígdalas corresponde a variaciones en un mismo cristal de clinzoisita (que presentan pleocroismo (incoloro a amarillo)). En el resto de la roca tiene un tamaño variable entre 0,03 – 0,06 mm.

Observaciones:

Se observa un 5 % de minerales opacos. Además se observan pequeñas microfracturas en la masa fundamental (probablemente por enfriamiento), rellenas por minerales oscuros, probablemente arcillas y titanita.

En corte transparente pulido se observó la presencia de pirita.

- **MUESTRA FO 06 59**

Tipo de Roca: Dique

Nombre Roca: Metabasita

Textura: Microgranular, ofítica.

Mineralogía Secundaria:

- Albita (albitización) (35%): Subhedral y anhedral, de tamaño variable entre 0,05 – 0,5 mm, Se encuentra altamente reemplazada por anfíbola y biotita.

- Anfíbola (30%): Se presenta reemplazando minerales primarios. Se observan dos tipos. Uno corresponde a anfíbola euhedral, acicular, en ocasiones radial, de largo variable entre 0,01 – 0,1 mm, la cual reemplaza plagioclasa y también crece en los bordes del segundo tipo de anfíbola. El segundo, corresponde a una anfíbola cuyos colores a nícoles paralelos varían de pardo claro a verde azulado (pleocroismo muy intenso), la cual se presenta como agregados fibrosos (probable reemplazo de piroxeno) que terminan en anfíbolos aciculares hacia los bordes.

- Biotita (10%): Se presenta reemplazando minerales primarios. En su mayoría anhedral, tamaño varía entre 0,01 – 0,04 mm.

- Epidota (1%): Reemplaza plagioclasa. Subhedral, prismática.

- Titanita (4%): Granos muy pequeños que reemplaza plagioclasa.

Observaciones:

Se observa un 20% de minerales opacos entre los cuales hay óxidos de Fe, algunos con formas euhedrales isométricas. En muestra de mano se observa la presencia de pirita diseminada.

- **MUESTRA FO 06 60**

Tipo de Roca: Dique?

Nombre Roca: Esquisto verde

Textura: Lepidoblástica

Estructuras:

- Vetillas (0,02 – 0,05 mm de espesor principalmente de cuarzo)
- Lentes de cuarzo (0,5 – 1,5 mm)

Mineralogía Secundaria:

- Albita (albitización) (25%): Subhedral, tabular, de 0,04 – 0,15 mm de largo, decusada. Algunas se presentan como mosaicos indicando recristalización.
- Anfíbola (3%): Euhedral, acicular, largo variable entre 0,01 – 0,05 mm.
- Biotita (20%): Subhedral y euhedral, tabular, 0,03 – 0,06 mm. Hay sectores (bandas) con mayor cantidad de biotita.
- Clorita (10%): En pequeños agregados de 0,05 – 0,1 mm. Color de interferencia pardo (magnesiana).
- Epidota (10%): Pequeños granos anhedrales de 0,01 – 0,03 mm, en general formando agregados.
- Cuarzo (20%): En vetillas, lentes, bandas (de hasta 0,7 mm de espesor) de cuarzo policristalino, con cristales de 0,01 – 0,1 mm. También entre los demás minerales en el resto de la roca.
- Titanita (2%): Granos subhedrales de 0,02 – 0,04 mm.

Observaciones:

También la muestra presenta un 10% de minerales opacos subhedrales y euhedrales, algunos cúbicos y otros prismáticos.

En muestra de mano se observa la presencia de pirita y ¿calcopirita?

- **MUESTRA FO 06 62**

Tipo de Roca: Dique?

Nombre Roca: Esquisto verde

Textura: Lepidoblástica

Estructuras:

- Vetillas (de aproximadamente 1mm de espesor, compuesta predominantemente por epidota y cuarzo, pero también por los demás minerales secundarios).

Mineralogía Secundaria:

- Albita (albitización) (10%): Anhedral y en algunos casos subhedral (tabular), de 0,1 – 0,25 mm. Reemplazada por el resto de los minerales secundarios.

- Anfíbola (5%): Algunas euhedrales, aciculares, de 0,01 – 0,03 mm de largo, y otras como agregados fibrosos.

- Biotita (13%): Subhedral y euhedral, tabular, de 0,02 – 0,05 mm de largo.

- Calcita (7%): Anhedral, tamaño variable entre 0,03 – 0,25 mm.

- Clorita (20%): Agregados de hasta 1,5 mm de clorita café a nícoles cruzados (magnesianos), creciendo junto a clorita y epidota.

- Epidota (15%): Euhedral, subhedral, prismática, de 0,02 – 0,1 mm de largo

- Titanita (7%): Granos en su mayoría anhedrales y subhedrales, de 0,02 – 0,25 mm.

- Cuarzo (18%): Mosaicos de cuarzos anhedrales que presentan un tamaño variable entre 0,01 – 0,1 mm.

Observaciones:

Se observa un 5 % de minerales opacos entre los cuales es común la titanomagnetita. En muestra de mano se observa la presencia de pirita.

- **MUESTRA FO 03 35 b**

Tipo de Roca: Lava almohadillada

Nombre Roca: Metabasita

Textura: Porfídica, intersertal, amigdaloidal, en escasos sectores traquítica pero en general la plagioclasa tiene una textura decusada.

Mineralogía primaria:

- Piroxeno (5%): Subhedral y anhedral, prismático, de 0,1 - 0,3 mm, se encuentra altamente reemplazado por epidota.

Metadominios:

- Amígdalas (de 0,5 – 2 mm, algunas con formas irregulares y otras mas circulares)
- Reemplazo de minerales primarios (plagioclasa y minerales ferromagnesianos)
- Reemplazo de vidrio intersticial

Mineralogía Secundaria:

- Albita (albitización) (50%): Subhedral y euhedral, tabular, de largo variable entre 0,05–0,5 mm, en muchos casos con textura esqueletoidal.
- Anfíbola (<1%): Reemplazando minerales primarios (plagioclasa). Euhedral, acicular, de 0,01 – 0,03 mm de largo.
- Clorita (20%): Se presenta principalmente reemplazando vidrio intersticial, pero también en amígdalas (junto a epidota). Presenta un color azul a nícoles cruzados (férrica).
- Epidota (10%): Reemplazando minerales primarios, vidrio, y también en amígdalas. Se presenta como granos subhedrales de 0,05 a 0,25 mm. Frecuentemente se observa en contacto con clorita.
- Titanita (10%): Reemplazando minerales primarios y vidrio, se observan pequeños granos de 0,01 – 0,025 mm creciendo junto a clorita y epidota.

Observaciones:

Se observa también aproximadamente un 5% de minerales opacos, los que probablemente en su mayoría corresponden a titanomagnetita.

- **MUESTRA FO 03 35 c**

Tipo de Roca: Lava almohadillada

Nombre Roca: Metabasita

Textura: En esta roca se encuentran 3 zonas con distintas texturas. En un sector posee una textura porfídica, intersertal y amigdaloidal (zona 1), la cual se encuentra rodeada por una zona de grano mas fino (zona 2) compuesta mayoritariamente por microlitos de plagioclasa (sin fenocristales), la que esta en contacto con una zona que presenta textura esferulítica (textura de desvitrificación) (zona 3).

Mineralogía primaria:

- Plagioclasa y feldespato potásico (30%): En la zona 1 se presenta subhedral, tabular, de 0,4 – 1,5 mm de largo, mientras que en la zona 2 solo llega a tener 0,2 mm de largo. Se presentan bastante alterados y reemplazados principalmente por anfíbola y por epidota. La alteración dificulta la distinción petrográfica entre ambos tipos de feldespato, aunque algunos están reemplazados por anfíbola y otros no.

- Piroxeno (3%): Se observan relictos de piroxeno anhedral y subhedral, prismático, de 0,1 – 0,3 mm, que en su mayoría ha sido reemplazado por epidota.

Metadominios:

- Amígdalas

- Esferulitas

- Vetillas (de 0,1 – 0,4 mm de espesor)

- Reemplazo de minerales primarios (plagioclasa y minerales ferromagnesianos)

- Reemplazo de vidrio intersticial

Mineralogía Secundaria:}

- Anfíbola (1%): Se observa en vetillas y reemplazando minerales primarios. Es euhedral, acicular, pleocroica (incolora a verde), de 0,025 - 0,04 mm de largo. Se encuentra en contacto con cuarzo, clorita, epidota.

- Clorita (15%): Se presenta principalmente reemplazando vidrio intersticial, pero también en amígdalas y en vetillas. Presenta mayoritariamente color pardo a nícoles cruzados.

- Epidota (40%): Se observa en vetillas, reemplazando minerales primarios, en amígdalas y en esferulitas. Se presenta euhedral y prismática y también como agregados de pequeños cristales en vetillas y reemplazando minerales primarios. Su tamaño varía entre 0,025 y 0,2 mm. Se encuentra en contacto con clorita, anfíbola, cuarzo y titanita.

- Titanita (5 %): Reemplazando minerales primarios y vidrio en la masa fundamental. Se observan pequeños granos de 0,01 – 0,025 mm.

- Cuarzo (1%): Se presenta en vetillas de forma anhedral.

Observaciones:

Los porcentajes se tomaron con respecto al total del corte, del cual menos de la mitad corresponde a las zonas 1 y 2, y el resto corresponde a la zona 3 (esferulitas) (por tal motivo es tan alto el porcentaje de epidota).

Las esferulitas están compuestas por epidotas (¿y prehnita?) de hábito fibroso y radial, y en su centro por agregados esféricos de epidota subhedral y prismática.

Además se observa la presencia de minerales opacos, que probablemente en gran parte corresponden a titanomagnetita.

- **MUESTRA FO 03 35 d**

Tipo de Roca: Lava almohadillada

Nombre Roca: Metabasita

Textura: Porfídica, glomeroporfídica, amigdaloidal.

Mineralogía primaria:

- Piroxeno (3%): Relictos anhedrales, reemplazados principalmente por epidota y anfíbola.

Metadominios:

- Vetillas (de 0,1 a 1,7 mm de ancho)

- Amígdalas (de 0,5 a 2,5mm)

- Reemplazo de minerales primarios

- Reemplazo de vidrio intersticial.

Mineralogía Secundaria:

- Albita (albitización) (45%): Se encuentra como microlitos en la masa fundamental, como fenocristales, y en amígdalas. Es subhedral, tabular, con un largo variable entre 0,1 y 3 mm. Se encuentra reemplazada por anfíbola, epidota y clorita.

- Anfíbola (2%): Se presenta en amígdalas, en vetillas y reemplazando plagioclasa. Es euhedral, acicular, de 0,01 - 0,05 mm de largo, pleocroica (incolora a verde claro). Es común encontrarla creciendo junto a epidota y albita, pero también esta en contacto con clorita.

- Clorita (15%): En amígdalas, vetillas y reemplazando minerales primarios y vidrio. Se presenta como agregados, tanto de color pardo como azul a nícoles cruzados. Además se observa esmectita, la cual se presenta en agregados micáceos de color pardo a nícoles paralelos.

- Epidota (25%): Se observa en amígdalas, vetillas y reemplazando minerales primarios. Es subhedral, prismática, de 0,1 - 0,3 mm.

- Granate (1%): Se encuentra en amígdalas y en vetillas. Es isométrico, isótropo, de color amarillo y de tamaño variable entre 0,02 y 0,075 mm.

- Titanita (3%): Se encuentra creciendo junto a clorita, entre los microlitos de plagioclasa de la masa fundamental. Corresponde a pequeños granos color pardo oscuro, de 0,017 a 0,05 mm.

Observaciones:

Se observan minerales opacos anhedrales en vetillas y en la masa fundamental la presencia de titanomagnetita.

Además se observan agregados de un mineral de color verde más oscuro que el de las anfíbolas descritas anteriormente, el cual podría corresponder a anfíbola o a pumpellyita.

- **MUESTRA FO 03 36**

Tipo de Roca: Dique o lava?

Nombre Roca: Metabasita

Textura: Subofítica.

Mineralogía Primaria:

- Apatita (3%): Euhedral, prismático, alto relieve, incoloro, baja birrefringencia, de 0,06 - 0,8 mm de largo.
- Clinopiroxeno (25%): Subhedral, prismático, de 0,2 – 0,5 mm de largo. Presenta textura de intercrecimiento con plagioclasa (probablemente augita). Se encuentra reemplazado por epidota, pumpellyita y titanita. Se presentan un tanto deformados.

Metadominios:

- Amígdalas (de 0,5 a 2 mm)
- Reemplazo de minerales primarios (plagioclasa y piroxeno)
- Rellenando intersticios o espacios abiertos.

Mineralogía Secundaria:

- Albita (albitización) (25%): Subhedral, tabular, de 0,4 – 1 mm de largo. Reemplazada por pumpellyita, epidota y titanita.
- Anfíbola (<1%): Reemplazando plagioclasa. Euhedral, acicular, pleocroica (incolora a verde), de 0,025 – 0,05 mm de largo.
- Clorita (15%): Se presenta en amígdalas, reemplazando minerales primarios (piroxenos) y rellenando espacios abiertos. Es de color azul a nícoles paralelos (férrica).
- Epidota (5%): Reemplazando plagioclasa, en ocasiones en contacto con pumpellyita, y también reemplazando piroxenos (en contacto con clorita). Pequeños granos subhedral de 0,01 – 0,05 mm.
- Pumpellyita (5%): Reemplazando plagioclasa. Pleocroica (incolora a verde levemente azulado) y con colores de interferencia azul y violeta. Se presenta como agregados de 0,04 – 0,1 mm de pequeños cristales aciculares.
- Cuarzo (2%): Se presenta en amígdalas en contacto con clorita. Corresponde a cuarzo automorfo, euhedral, con sección transversal hexagonal.
- Titanita (5%): Reemplazando minerales primarios. Granos de 0,02 – 0,05 mm.

Observaciones:

Se observa un 15% de minerales opacos, algunos isométricos y otros prismáticos. En muestra de mano se observa la presencia de pirita y calcopirita?

Se observa una pequeña vetilla de 0,02 mm de espesor compuesta principalmente por óxidos de Fe.

- **MUESTRA FO 03 37**

Tipo de Roca: Lava

Nombre Roca: Metabasita

Textura: Afanítica, traquítica, amigdaloidal.

Mineralogía Primaria:

- Piroxeno: Subhedrales, prismáticos, en su mayoría de 0,15 - 0,2 mm de largo, y en ocasiones de 0,5 mm de largo. En parte reemplazados por epidota.

Metadominios:

- Amígdalas (irregulares, de 0,25 – 3 mm) , en su mayoría alargadas y orientadas según la misma dirección en que se orientan las plagioclasas)

- Vetillas (de 0,05 - 0,5 mm de espesor)

- Reemplazo de minerales primarios (piroxeno y plagioclasa)

- Reemplazo de vidrio intersticial

Mineralogía Secundaria:

- Albita (albitización) (35%): subhedral y anhedral, tabular, de 0,05 – 0,2 mm. de largo. Reemplazada por anfíbola, clorita y epidota.

- Anfíbola (3%): En amígdalas (creciendo junto a clorita, epidota y cuarzo) y reemplazando plagioclasa. Euhedral, acicular, pleocroica (incolores a verde), de 0,02 – 0,04 mm de largo.

- Clorita (25%): En amígdalas, en vetillas, reemplazando plagioclasa y reemplazando vidrio intersticial. Es de color azul a verdes paralelos (férrica). Rellena gran parte de las amígdalas.

- Epidota (10%): En amígdalas, en vetillas, reemplazando minerales primarios y reemplazando vidrio intersticial. Se presenta de manera anhedral (en amígdalas) y subhedral (prismática), con tamaño variable entre 0,03 – 0,3 mm. Corresponde en parte a clinozoisita (en amígdalas), la cual no presenta pleocroismo y tiene colores de interferencia amarillo, azul y gris.

- Cuarzo (5%): En amígdalas y en vetillas. Anhedral, de 0,04 – 0,2 mm. En amígdalas por lo general se presenta en el borde de las amígdalas, rodeando a la clorita.

- Titanita (15%): En vetillas, reemplazando plagioclasa y reemplazando vidrio intersticial. Granos de 0,02 – 0,4 mm.

Observaciones:

Se observa un 7% de minerales opacos, los cuales también se presentan en vetillas.

En muestra de mano se observa la presencia de pirita y calcopirita.

- **MUESTRA FO 03 38**

Tipo de Roca: Lava

Nombre Roca: Metabasita

Textura: Glomeroporfídica, intersertal, amigdaloidal.

Mineralogía Primaria:

- Clinopiroxeno (10%): Subhedral, prismático, de 0,15 – 0,7 mm de largo.

Metadominios:

- Amígdalas (de 0,7 – 2 mm)

- Reemplazo de minerales primarios

- Reemplazo de vidrio intersticial

Mineralogía Secundaria:

- Albita (albitización) (35%): Subhedral, tabular, de 0,07 – 1,3 mm de largo.

- Anfíbola (3%): En amígdalas y reemplazando plagioclasa. Euhedral, acicular, de menos de 0,01 – 0,03 mm de largo.

- Calcita (15%): En amígdalas (por lo general en los bordes, rodeando a los demás minerales secundarios), y reemplazando minerales primarios (plagioclasa, piroxeno). Se presenta con forma anhedral.

- Clorita (10%): En amígdalas, reemplazando minerales primarios (plagioclasa y piroxeno) y vidrio. Se presenta como agregados de color azul a nícoles paralelos (férica).

- Epidota (7%): En amígdalas, y de tamaño menor reemplazando minerales primarios (plagioclasa y piroxeno). Anhedral y subhedral, prismática, de 0,03 - 1 mm (de tamaño mas grande en amígdalas). Corresponde en parte a clinozoisita, la cual no presenta pleocroismo y tiene colores de interferencia amarillo, azul y gris.

- Titanita (7%): Reemplazando plagioclasa y en amígdalas. Granos de 0,02 – 0,05 mm.

Observaciones:

Se observa un 13% de minerales opacos, muchos de los cuales tienen forma cúbica (¿pirita?).

- **MUESTRA TO - 47**

Roca sedimentaria: Clástica

Nombre: Litarenita feldespática

Textura:

- **Tamaño:** Variable entre arena muy fina (0,07 mm) y arena muy gruesa (2 mm). Presenta menos de un 10% de matriz (clastos tamaño limo y arcilla)

- **Redondeamiento:** Clastos subangulosos y angulosos

- **Esfericidad:** Baja

- **Selección:** Mal seleccionada

- **Madurez textural:** Inmadura texturalmente

- **Madurez química:** Inmadura químicamente

Composición: Feldespato plagioclasa (30%), y fragmentos de roca (70%). Dentro de los fragmentos de roca se observa un 60% de líticos (lavas) y un 40% de otros minerales (piroxenos y algunas anfíbolos).

Estructuras: Laminación

Observaciones: El cemento corresponde a calcita.

- **MUESTRA TO - 48**

Roca sedimentaria: Clástica

Nombre: Arcosa lítica

Textura:

- **Tamaño:** Variable entre arena muy fina (0,07 mm) y arena fina. Presenta menos de un 10% de matriz (clastos tamaño limo y arcilla)

- **Redondeamiento:** Clastos subangulosos y angulosos

- **Esfericidad:** Baja

- **Selección:** Mal seleccionada

- **Madurez textural:** Inmadura texturalmente

- **Madurez química:** Inmadura químicamente

Composición: Feldespato plagioclasa (65%), y fragmentos de roca (35%). Dentro de los fragmentos de roca se observan líticos (lavas), piroxenos y anfíbolos.

Observaciones: Se observa la matriz reemplazada por clorita (cemento), y algunos clastos por calcita.

- **MUESTRA TO - 49**

Roca sedimentaria: Clástica

Nombre: Grauwacka feldespática

Textura:

- **Tamaño:** Variable entre arena media (0,5 mm), fina, y entre 30% y 65% de clastos tamaño limo y arcilla (matriz).

- **Redondeamiento:** En su mayoría clastos angulosos

- **Esfericidad:** Baja

- **Selección:** Mal seleccionada

- **Madurez textural:** Inmadura texturalmente

- **Madurez química:** Inmadura químicamente

Composición: Feldespato plagioclasa (60%), y fragmentos de roca (40%) (35% de piroxeno y 5% de anfíbolos).

Estructuras: Laminación

Observaciones: Se observa la presencia de una vetilla de aproximadamente 1 mm de espesor compuesta principalmente por epidota.

- **MUESTRA TO - 50**

Tipo de Roca: Autobrecha (a continuación descripción de clasto analizado químicamente).

Nombre Roca: Metabasita autoclástica

Textura: Porfídica, glomeroporfídica, intersertal.

Mineralogía Primaria:

- Anfíbola (1%): Euhedral y subhedral, prismática, pleocroica (verde a pardo), de 0,5 a 0,8 mm de largo, con bajo ángulo de extinción (<5°).

- Clinopiroxeno (25%): Subhedral, prismático, algunos presentan macla y zonación, de 0,2 - 3 mm. En general se observan con poco reemplazo.

Metadominios:

- Amígdalas (<1% del clasto)

- Vetillas (0,3 – 0,7 mm de espesor, <2% clasto)

- Reemplazo de minerales primarios

- Reemplazo de vidrio y minerales de la masa fundamental

Mineralogía Secundaria:

- Plagioclasa y/o sanidina (30%): Subhedral, tabular, zonada, alterada a arcilla y sericita, de 0,2 – 1,5 mm de largo. Presenta una alteración zonada, siendo en general mas reemplazada por sericita hacia los bordes.

- Calcita (1%): En vetillas (rellenando espacios abiertos). Mosaicos de calcita anhedral.

- Ceolita (<1%): Se desarrolla en amígdalas con forma anhedral. Es biaxial negativa (¿laumontita?), incolora, con baja birrefringencia, presenta extinción ondulosa,
- Clorita (2%): En vetillas, en la masa fundamental y reemplazando piroxeno. Color pardo a nícoles cruzados. En parte se presenta como mineral probablemente pseudomorfo de biotita, ya que presenta un hábito tabular y se observan clivajes paralelos al largo del cristal.
- Epidota (2%): En vetillas, en la masa fundamental, y reemplazando plagioclasa y piroxenos. Se presenta de forma anhedral, de 0,02 – 0,1 mm, y como un mosaico de granos muy pequeños de 0,01 – 0,03 mm en vetillas. Pleocroica (incolora a amarillo).
- Sericita (10%): En vetillas, en amígdalas y reemplazando plagioclasa. Anhedrales y subhedrales, tabulares, de 0,03 – 0,05 mm. Cuando reemplaza a plagioclasa se presenta con tamaños incluso menores.
- Stilpnomelano (<1%): En vetillas y amígdalas. Presenta pleocroismo de pardo claro a pardo oscuro y tamaño < 0,025 mm.
- Cuarzo (1%): Se presenta en vetillas como agregados anhedrales de 0,02 – 0,07 mm, y rellenando espacios abiertos (en ocasiones corresponde a calcedonia).
- Titanita (3%): Reemplazando plagioclasa y piroxeno, y también en la masa fundamental. Granos anhedrales y subhedrales de 0,02 – 0,07 mm.

Observaciones:

La descripción anterior corresponde a la de un clasto de la autobrecha, el cual fue elegido para análisis geoquímico, por presentar menor cantidad de minerales secundarios (presenta muy pocas amígdalas (<1%) y vetillas (<2%)). Este clasto es equivalente a muchos otros observados en el corte transparente. En dicho clasto se observa además un 10% de minerales opacos y hematita. También presenta apatita como mineral accesorio, y arcillas tanto reemplazando fenocristales como en la matriz.

En la autobrecha se observa un segundo tipo de clastos, los cuales tienen la misma mineralogía primaria, pero presentan un mayor contenido de vidrio y amígdalas.

En el total de la roca el porcentaje de minerales secundarios es mayor al asignado en la descripción del clasto, debido a la mayor cantidad de vetillas y amígdalas que presenta en total. La calcita es abundante en vetillas y rellenando todo tipo de espacios abiertos, ya sea dentro de los clastos como entre ellos. En vetillas se observa la presencia de calcita, clorita, epidota, sericita, stilpnomelano, cuarzo y ¿prehnita? Las amígdalas se encuentran rellenas por calcita, ceolita, clorita, epidota, sericita, stilpnomelano y cuarzo. Macroscópicamente, es posible observar pirita en vetillas.

Se observa en la roca la presencia de circón como mineral accesorio.

La matriz de la autobrecha también tiene textura porfídica y presenta los minerales primarios y secundarios mencionados.

- **MUESTRA TO - 51**

Roca sedimentaria: Clástica

Clasificación: Grauwacka feldespática

Textura:

- **Tamaño:** Cantidad de clastos tamaño limo y arcilla (matriz) varía entre un 50% y un 75%. Los clastos varían desde tamaño limo medio (0,03 mm) a arena gruesa (0,6 mm).

- **Redondeamiento:** Clastos angulosos

- **Esfericidad:** Baja

- **Selección:** Mal seleccionada

- **Madurez textural:** Inmadura texturalmente

- **Madurez química:** Inmadura químicamente

Composición: Feldespato plagioclasa (55%), y fragmentos de roca (45%). Dentro de los fragmentos de roca se observa principalmente piroxeno, pero también anfíbola (verde-pardo) y olivino.

Estructuras: Laminación

Observaciones: Se observan vetillas de calcita y sectores bandeados paralelos a la laminación con gran cantidad de clastos alterados a calcita (probablemente sectores con mayor porosidad ya que poseen menos porcentaje de matriz).

Anexo B: Análisis Químico Roca Total

ANALISIS QUIMICO ROCA TOTAL

Ubicación Muestra	Isla Capitán Aracena							Isla Carlos III			Estero La Pera
	FO O6 26	FO O6 53	FO O6 56	FO O6 57	FO O6 58	FO O6 59	FO O6 62	FO O3 35b	FO O3 36	FO O3 37	TO-50
<i>Oxidos mayores(Wt%)</i>											
SiO ₂ %	47,70	47,02	49,20	50,71	51,50	52,38	46,88	52,95	50,50	50,20	52,18
TiO ₂	1,61	2,23	1,30	0,80	1,02	2,22	1,30	1,48	2,41	1,73	0,99
Al ₂ O ₃	16,00	14,60	15,50	15,40	14,20	12,50	15,20	14,00	13,00	14,10	15,60
Fe ₂ O ₃	2,53	4,58	2,10	2,20	3,13	3,86	3,35	2,15	4,23	2,11	6,19
FeO	7,72	11,08	8,68	8,52	8,88	12,76	7,84	9,16	10,28	11,48	3,96
MnO	0,14	0,23	0,17	0,20	0,21	0,22	0,21	0,19	0,25	0,22	0,09
MgO	6,85	5,78	7,92	6,61	6,47	3,55	8,38	5,43	3,72	5,78	3,75
CaO	9,78	6,28	8,16	8,43	7,59	5,44	7,45	6,81	7,00	5,04	5,98
Na ₂ O	3,86	4,69	4,23	5,09	5,01	4,63	3,17	3,99	3,85	4,21	2,67
K ₂ O	0,20	0,37	0,70	0,28	0,23	0,53	1,30	0,04	0,52	0,10	6,49
P ₂ O ₅	0,21	0,31	0,24	0,18	0,17	0,41	0,23	0,29	0,72	0,37	0,49
PPC	3,24	2,55	1,56	1,39	1,14	1,11	4,54	3,33	3,17	4,28	1,53
TOTAL	99,84	99,72	99,76	99,81	99,55	99,61	99,85	99,82	99,65	99,62	99,92
<i>Elementos traza (ppm)</i>											
Y	31	46	27	16	22	85	33	33	65	27	20
Sc	37	40	42	36	43	39	53	48	43	42	30
Hf	3,8	4,0	3,1	2,0	2,7	7,6	3,8	5,0	5,2	4,0	2,6
Zn	84	118	92	82	129	159	98	136	134	138	66
Co	35	36	33	25	32	34	31	29	26	25	19
Ni	181	17	106	71	86	17	143	15	26	9	19
Ba	17	59	155	59	21	250	395	24	229	18	1240
Cr	269	22	193	140	164	14	258	16	28	5	16
V	268	481	294	265	292	325	315	285	226	390	236
Cu	135	4	51	12	<2	36	31	14	58	<2	25
Sr	212	38	122	33	116	55	140	80	228	49	611
Zr	102	170	100	43	57	233	91	104	152	93	77
<i>Tierras raras (ppm)</i>											
La	6,6	7,8	10	4,6	6,8	14	10	17	18	16	25
Ce	17	23	25	9,8	16	37	24	35	47	35	62
Nd	14	20	18	7,3	12	33	17	22	34	23	38
Sm	4,22	5,42	3,68	1,89	2,88	9,64	4,15	5,43	9,09	5,25	6,91
Eu	1,39	1,63	1,34	0,54	0,90	2,86	1,55	1,57	3,16	1,70	1,56
Gd	4,61	6,43	4,13	2,48	3,17	12,89	5,07	5,95	10,75	4,72	5,12
Dy	5,61	8,53	5,05	3,04	4,04	16,10	6,25	6,02	12,24	5,35	4,07
Ho	1,18	1,88	1,09	0,68	0,92	3,58	1,37	1,32	2,57	1,16	0,81
Er	3,36	4,96	2,76	1,88	2,55	10,62	4,14	3,87	7,00	3,18	2,05
Yb	3,38	5,01	2,84	1,89	2,51	10,60	4,05	3,83	6,98	3,17	2,06
Lu	0,51	0,74	0,45	0,30	0,40	1,58	0,64	0,59	1,07	0,50	0,33

Anexo C: Análisis Química Mineral

C.1: Abreviaturas de minerales

Ab: albita

Act: actinolita

And: andesina

Andr: andradita

Clo: clorita

C-S: clorita-esmectita

Dio: dióxido

Epi: epidota

Esm: esmectita

Feld-K: feldespato potásico

Fhbl: ferrohornblenda

Lab: labradorita

Mhbl: magnesiohornblenda

Tit: titanita

C.2: Química mineral

Muestra FO 03 35b												
Punto	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Total
1	Epi	37.367	0,124	20.535	14.906	0,074	0,016	23.990	0,026	0,014	0,03	97.082
2	Epi	37.616	0,099	20.578	14.982	0,073	0,011	23.850		0,018	0,013	97.241
3	Epi	37.346	0,084	20.308	15.183	0,006	0,022	23.950				96.899
4	Epi	36.133	0,034	22.005	12.468	0,086	0,031	23.278	0,018	0,005	0,026	94.085
5	Epi	38.180	0,027	22.502	12.414	0,135	0,027	24.000	0,009	0,001	0,01	97.306
6	Epi	37.998	0,021	22.602	12.168	0,144	0,026	24.043	0	0,003	0,027	97.031
7	Epi	37.727	0,06	23.756	11.485	0,113	0,015	23.972	0,023	0,009		97.159
8	Epi	37.650	0,066	23.335	11.602	0,157	0,034	23.789			0,019	96.651
9	Epi	37.863	0,033	23.561	11.559	0,169	0,009	24.234			0,015	97.442
10	Epi	36.963	0,126	18.962	16.509	0,07	0,006	23.534			0,011	96.181
11	Epi	37.624	0,052	23.313	12.297	0,248	0,042	23.715	0,004	0,01		97.306
12	Clo	26.748	0,018	18.525	27.350	0,391	14.986	0,094	0,022	0,021	0,053	88.209
13	Clo	27.384	0,002	17.896	26.996	0,358	15.076	0,117	0,007	0,027	0,016	87.878
14	Clo	26.666	0,012	18.130	27.487	0,374	14.884	0,104	0,041	0,013	0,015	87.727
15	Epi	37.542	0,118	22.969	12.590	0,147	0,037	23.660		0,013	0,064	97.139
16	Ab	68.086	0,019	19.401	0,403			0,587	11.522	0,06		100.079
17	Ab	69.453	0,016	19.515	0,285		0,047	0,097	11.838	0,194	0,05	101.496
18	C-S	31.566	0,038	14.847	25.236	0,379	14.653	2.025	0,044	0,024	0,003	88.816
20	Dio	51,44	0,07	0,907	13,16	0,582	11,21	22,82	0,175		0,012	100.372
22	Clo	26.554	0,083	18.052	26.875	0,399	13.974	0,204	0,023	0,026		86.190
23	Epi	37.798	0,246	23.933	11.694	0,157	0,096	24.006	0,007		0,036	97.973
24	Epi	37.490	0,241	23.466	11.903	0,205	0,169	23.765	0,009	0,005		97.254
25	Dio	51,24	0,071	1,00	14,03	0,62	10,42	22,81	0,197	0,008	0,019	100,42
26	Dio	52,42	0,061	0,481	13,03	0,582	10,65	23,53	0,198	0,001	0,024	100,98
27	Dio	51,31	0,048	1,27	12,84	0,607	11,34	22,22	0,196	0,02		99,85
28	Tit	29.670	19.997	8.842	12.001	0,142	6.265	17.135	0,035	0,03	0,589	94.706

Muestra FO 03 35c

Punto	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Cr2O3	Total
38	Clo	26,172	0,108	19,104	26,785	0,309	15,02	0,111	0,029	0,048	0,008	0,017	87,711
39	Ab	66,205	0,047	19,097	0,216		0,01	0,224	7,195	6,875	0,229		100,098
40	Tit	29,576	22,4	7,908	9,953	0,111	5,012	18,907		0,216	0,771	0,034	94,886
41	Tit	30,105	27,66	5,869	6,129	0,042	3,141	23,525	0,018	0,092	0,873	0,031	97,48
44	Lab	51,337	0,097	29,415	0,716		0,149	13,619	4,121	0,099	0,032	0,002	99,587
45	And	55,35	0,015	27,149	0,375		0,093	10,109	5,927	0,242	0,008		99,268
46	Feld-K	63,338	0,007	18,139	0,215	0,005	0,025		0,235	16,465	0,323	0,005	98,757
47	Epi	37,555	0,099	23,509	12,065	0,001	0,027	24,102	0,005			0,05	97,413
48	Clo	26,479	0,057	19,157	25,782	0,391	16,559	0,026				0,033	88,484
49	Ab	69,661	0,017	19,821	0,102			0,189	11,828	0,036			101,654
50	Clo	26,457	0,027	18,617	24,889	0,437	16,283	0,093	0,022		0,021	0,036	86,882
51	Epi	36,834	0,124	22,733	11,944	0,182	0,061	23,026	0,018	0,002			94,924
52	Epi	37,415	0,101	24,542	10,827	0,043	0,032	24,21					97,17
53	Ab	69,188	0,033	19,906	0,243		0,027	0,204	11,761	0,056			101,418
54	Clo	26,491	0,094	19,092	23,928	0,35	17,195	0,111	0,051	0,015	0,001	0,121	87,449
55	Epi	37,3	0,137	21,468	13,645		0,024	24,051	0,02	0,024	0,019	0,066	96,754
56	Clo	26,704	0,01	18,805	24,326	0,406	16,745	0,119	0,026	0,018	0,014	0,24	87,413
57	Ab	68,126		19,499	0,221	0,02	0,038	0,266	11,662	0,059	0,005		99,896
58	Epi	37,98	0,19	25,439	9,719	0,107	0,036	24,244		0,004	0,025		97,744
59	Epi	37,75	0,054	23,837	11,499	0,131	0,124	24,012		0,001	0,03	0,306	97,744
60	Epi	37,596	0,059	22,451	13,176	0,103	0,416	23,373	0,023	0,017		0,18	97,394
61	Ab	68,818		19,869	0,045		0,018	0,292	11,761	0,06	0,007		100,87
62	Feld-K	64,388	0,009	18,336	0,046			0,009	0,206	16,479	0,272	0,006	99,751
63	Epi	37,423	0,06	22,677	12,982	0,108	0,128	23,8				0,013	97,191
64	Feld-K	62,412	0,007	18,353	0,043	0,006			0,275	16,539	0,267	0,004	97,906

Muestra FO 03 35d

Punto	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Total
1	Tit	29.208	33.912	0,704	3.849	0,008	0,005	25.503	0,055		1.102	94.345
2	Ab	69.241		20.145	0,023	0,013	0,014	0,377	11.678	0,042	0,011	101.543
3	Ab	69.036	0,014	19.869			0,004	0,214	11.872	0,071		101.079
4	Epi	37.836	0,11	25.151	9.930	0,084	0,004	24.093	0,007			97.216
5	Clo	24.458	0,188	19.728	34.765	0,177	8.619	0,099			0,053	88.087
6	Epi	37.772	0,08	25.745	9.251	0,048	0,024	24.279		0,016		97.216
7	Clo	23.994	0,068	20.615	33.864	0,26	7.843	0,063	0,01	0,003	0,002	86.721
8	Epi	38.736	0,033	28.691	5.777	0,046	0,01	24.844		0,007		98.143
9	Ab	68.426	0,017	19.931	0,04			0,343	11.761	0,086	0,03	100.634
10	Ab	68.618	0,018	19.880	0,03	0,011	0,014	0,446	11.805	0,072		100.895
11	Ab	68.917	0,01	19.874	0,006		0,011	0,49	11.840	0,046		101.193
12	Ab	69.188	0,003	20.142	0,004	0,003		0,523	11.370	0,086		101.319
13	Epi	37.731	0,194	24.724	10.847	0,31	0,007	23.208		0,001	0,051	97.074
14	Epi	38.909	0,07	29.006	5.308	0,014	0,008	25.140	0,009	0,024	0,038	98.526
15	Ab	69.921	0,018	19.646	0,112			0,116	11.926	0,027	0,039	101.803
16	Ab	69.759	0,011	19.953	0,114		0,003	0,203	11.985	0,067		102.096
17	Esm	35.269	0,072	12.366	20.800	0,45	15.708	5.439	0,045	0,042		90.191
18	Mhbl	45.118	0,073	5.741	15.292	0,623	14.089	16.608	0,079	0,029	0,019	97.670
19	C-S	29.748	0,094	15.807	23.950	0,426	17.535	1.083	0,007	0,01	0,007	88.669
20	Tit	30.936	31.561	3.691	4.310	0,084	2.980	24.889	0,004		1.008	99.464
21	Ab	69.155	0,063	19.199	0,529		0,39	0,625	11.682	0,045	0,003	101.691
22	C-S	29.045	0,05	17.673	23.494	0,382	16.412	0,866	0,039	0,038	0,028	88.027
23	Act	52.556	0,113	1.909	17.906	0,438	12.421	12.810	0,232	0,086	0,011	98.481
24	Epi	39.302	0,109	22.983	11.285	0,177	1.003	23.235	0,037	0,013	0,032	98.177
25	Mhbl	49.961	0,069	4.210	17.985	0,385	12.404	11.681	0,24	0,087	0,002	97.025
26	Epi	38.264	0,17	24.139	10.506	0,245	0,239	24.061	0,005	0,018	0,027	97.674
30	Clo	27.398	0,008	18.743	24.118	0,485	17.100	0,218	0,008	0,004	0,011	88.095
31	Clo	27.116	0,002	18.571	23.850	0,45	17.011	0,219	0,01	0,003		87.232
32	Epi	37.905	0,072	24.573	10.785	0,105	0,139	24.053		0,005		97.637
33	Epi	39.456	0,208	21.778	11.953	0,129	1.086	22.891	0,005	0,01	0,012	97.528
34	And	35.281	0,025	0,014	28.314	0,312	0,134	33.800		0,012		97.891
35	And	35.499	0,075	0,768	27.016	0,419	0,153	33.717		0,002		97.649
36	And	36.683	0,009	0,72	26.943	0,447	0,083	33.028			0,033	97.945
37	Epi	37.361	0,093	22.894	12.505	0,178	0,043	23.874		0,007	0,036	96.991
38	Clo	27.315	0,009	18.775	23.892	0,5	17.130	0,073		0,02	0,002	87.716
39	Clo	28.276	0,011	17.779	23.205	0,471	17.568	0,649		0,006		87.965
41	And	35.349	0,009		28.466	0,308	0,074	33.879		0,015		98.099
42	Clo	27.423	0,018	18.681	23.944	0,514	16.892	0,146	0,006	0,025	0,007	87.654
43	Epi	37.915	0,131	23.977	11.568	0,066	0,067	24.190		0,002		97.916
44	Epi	37.791	0,08	25.392	9.788	0,06	0,055	24.421	0,008	0,01	0,002	97.606
45	Mhbl	48,27	0,033	4,27	13,87	0,557	13,59	17,03	0,182	0,023		97.824
46	Dio	51,68	0,185	0,916	12,10	0,485	11,16	24,33	0,201	0,002		101.066
47	Ab	70.254	0,019	20.292	0,266		0,015	0,207	11.701	0,047	0,024	102.824

Muestra FO 06 58

Punto	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	NiO	Total
30	Epi	37,8137	0,10346	24,13704	10,75079	0,10038	-0,00043	23,82248	0,01015	-0,00089	0,01307	0,00706	96,75814
31	Mhbl	46,7564	0,34643	7,17345	18,91498	0,35279	9,79631	12,09751	0,99773	0,13528	0,05991	0,04224	96,67304
32	Ab	68,55067	-0,01399	19,60939	0,06694	0,00566	-0,00616	0,12752	11,2849	0,0319	-0,00619	0,00154	99,67857
33	Epi	37,76802	0,01911	24,56714	10,18183	0,07683	-0,00046	23,96413	-0,0036	0,00055	0,00911	0,00357	96,59029
34	Ab	69,67065	0,01246	19,24734	0,07933	0,02055	0,00573	0,3985	10,5557	0,0366	0,01926	-0,01035	100,0461
35	Fhbl	44,67689	0,43725	9,30718	20,17293	0,34933	8,45332	11,90759	1,32817	0,18127	0,04407	-0,00459	96,85799
36	Epi	38,29834	0,16	23,47431	11,2838	0,12395	0,34891	22,85008	0,05831	0,01714	0,00051	-0,00513	96,61534
39	Ab	68,96155	-0,0199	19,62166	0,06029	0,00627	-0,00709	0,13791	11,3957	0,04142	0,01559	0,01188	100,2523