



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**PETROGENESIS Y EMPLAZAMIENTO DE ENJAMBRES DE DIQUES
MAFICOS MESOZOICOS DE CHILE CENTRAL (30°-33°45' S): IMPLICANCIAS
TECTONICAS EN EL DESARROLLO DEL ARCO JURÁSICO - CRETÁCICO
TEMPRANO**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN
CIENCIAS/MENCIÓN GEOLOGIA**

CHRISTIAN ERWIN CREIXELL TORRES

**PROFESOR GUIA:
MIGUEL ANGEL PARADA REYES**

**MIEMBROS DE LA COMISION:
FRANCISCO HERVE ALLAMAND
DIEGO MORATA CESPEDES
CONSTANTINO MPODOZIS MARIN
JOSE CEMBRANO PERASSO**

**SANTIAGO DE CHILE
NOVIEMBRE DE 2007**

*A mi familia...
A Oscar Oyarzo y mi tío Pepe
que nunca han dejado de acompañarme...*

RESUMEN

En esta tesis se han estudiado cinco enjambres de diques máficos mesozoicos de Chile central (30°-33°45' S) mediante la combinación de diferentes técnicas petrológicas y geofísicas, con el fin de entender en profundidad la evolución tectónica mesozoica de Chile central. De estas unidades, el enjambre de diques del Elqui, localizado en la Alta Cordillera de los Andes (30° S) tiene una edad comprendida entre el Triásico Tardío y el Jurásico Medio. En la Cordillera de la Costa, el enjambre de diques del Limarí (30°50'-31°15' S) tiene una edad aproximada entre el Jurásico y el Cretácico Temprano (171-120 Ma), el enjambre de diques de Concón (33° S) y de Cartagena (33°30'-33°45' S) tienen una edad jurásica (163-157 Ma), mientras que el enjambre de diques de El Tabo (33°15'-33°30' S) tendría una edad cretácica temprana (~141 Ma).

El emplazamiento de los enjambres de diques de Concón y Cartagena ocurrió a través de fracturas de cizalle, orientadas NW-SE a E-W, en niveles corticales intermedios (12-15 km). Este proceso ocurrió durante las primeras etapas de construcción del batolito jurásico en sucesivas etapas de deformación transtensiva y transpresiva. Tras estos episodios magmático-tectónicos, ocurrió una etapa extensional, en la cual se produjo basculamiento de bloques (20°-23° hacia el NNW y S) asociado a extensión NNW-SSE y finalmente el emplazamiento del enjambre de diques de El Tabo a niveles corticales someros. Durante esta extensión probablemente ocurrió la exhumación parcial de rocas metamórficas que ocurren en el sector de las Cruces, cristalizadas a presiones de $6,12 \pm 2,21$ kbar.

Por otra parte, el emplazamiento de los enjambres de diques de El Tabo, Limarí y Elqui ocurrió a través de fracturas probablemente extensionales generadas durante la propagación de los diques. El enjambre de diques del Limarí sería en parte contemporáneo con el plutonismo del Jurásico Medio-Tardío, mientras que el enjambre de diques del Elqui, fuertemente rotado (26° en dirección horaria) se asoció a direcciones de dilatación cortical desde NW-SE a NE-SW.

La composición geoquímica e isotópica (caracterizada por valores positivos de ϵ_{Nd}) de la mayor parte de los enjambres de diques indica que los magmas que los originaron se derivaron de fuentes mantélicas astenósfericas. Una notable excepción la constituye el enjambre de diques del Tabo, donde algunas muestras con valores negativos de ϵ_{Nd} , pero elevados contenidos de Cr y Mg sugieren interacción con fuentes mantélicas enriquecidas, probablemente litósfericas. Comparativamente, la composición geoquímica de los enjambres de diques del Limarí y Elqui es similar a la de enclaves máficos pertenecientes al batolito del Jurásico Medio-Superior, lo cual sugiere una probable relación genética entre el plutonismo y los diques. Las trayectorias de flujo magmático de bajo buzamiento en estos diques refuerza esta hipótesis, en que los diques se habrían inyectado desde reservorios corticales poco profundos. En los enjambres de diques de Concón y Cartagena, las diferencias geoquímicas con el plutonismo indica que los diques, a pesar de haberse emplazado en forma coetánea con el plutonismo, se derivaron de reservorios geoquímicamente diferentes a la de los magmas que generaron los plutones.

AGRADECIMIENTOS

Muchas personas, vivas y otras que ya no están en este mundo, han contribuido al desarrollo y culminación de este trabajo. Mis profundos agradecimientos son para todos ellos.

En primer lugar quisiera agradecer a mi profesor guía y tutor, el Profesor Miguel Ángel Parada, por haberme dado a conocer esta interesante temática, además de entregarme su confianza, apoyo personal y científico y su constante guía durante el desarrollo de la tesis. Con especial agrado además quiero agradecer al Profesor Diego Morata, por su invaluable cooperación y por darme ánimo constantemente, el cual siempre me incentivó durante el desarrollo de la tesis. No es menor mencionar que gran parte de los análisis realizados fueron financiados a través de su Proyecto Fondecyt N°1031000. En forma especial agradezco a José Cembrano, por sus consejos, confianza y ayuda desinteresada como colega y miembro de la comisión examinadora. Estos agradecimientos se extienden además para los profesores Constantino Mpodozis y Francisco Hervé, por sus valiosas sugerencias científicas y apoyo científico y personal.

Muy importante para mí es agradecer al Proyecto MECESUP UCH0010, el cual me otorgó una beca de doctorado de cuatro años y a una beca CONICYT de Término de Tesis (Agosto 2006 – Enero 2007).

En forma especial además quiero dar gracias a César Arriagada y Pierrick Roperch, puesto que gran parte de esta tesis se realizó con la ayuda de sus conocimientos, apoyo en terreno y laboratorio. Además es muy gratificante para mí agradecer en forma muy sincera a todos aquellos colegas con los cuales compartí en las numerosas salidas a terreno, los cuales hicieron valiosos aportes con sus observaciones y discusiones: Mauricio Belmar, Sergio Villagrán, Rodrigo Santelices, Mauricio Calderón, Cristóbal Valenzuela, Muriel Gerbault, Loreto Córdova, Patricio Montecinos, Natalia Astudillo, Urs Schreyer, Joseline Tapia y Nemesio Heredia (¡¡espero no haber olvidado a nadie!!). También quiero entregar un cariñoso agradecimiento a los funcionarios del Departamento, especialmente a Cristi, María Rosa y Vero por su buena onda, paciencia y cariño en estos años.

Doy inmensas gracias a mi familia y a Ángela, por su cariño, amor y apoyo incondicional.

Una vez más en estas circunstancias finales vuelvo a agradecer a mis amigos Friedrich Lucassen (y su familia), Gerhard Franz, Paulina Vásquez y Sven Nielsen, por su confianza, paciencia y amistad. El gran apoyo de Gerhard fue fundamental para haber realizado la estadía en TU-Berlin

y la compañía de Friedrich, Paulina, Sven, Víctor (Faúndez) y Sandra fue realmente muy gratificante y valiosa. Además, las largas jornadas en el laboratorio de microsonda fueron siempre más agradables con la compañía y apoyo de Francois Galbert e Irene Preuss.

Finalmente quisiera agradecer a todos mis compañeros con los cuales compartí en la sala de Postgrado, sin duda que gracias a ustedes estos años de trabajo fueron mucho más agradables, entretenidos y fructíferos.

Resumen	1
Agradecimientos	2
Índice	4
CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN GENERAL	8
1.1 Presentación del problema estudiado	9
1.2 Hipótesis de trabajo	11
1.3 Objetivos	12
1.4 Metodologías de estudio	13
1.5 Estructura de la tesis	16
1.6 Marco teórico y referencial de las metodologías utilizadas: los enjambres de diques como registro de procesos geológicos	17
a) Ascenso de magmas mediante diques	17
b) rol de la presión magmática en el ascenso mediante diques	20
c) enjambres de diques como indicadores de condiciones tectónicas durante su emplazamiento	21
d) determinación de las direcciones y sentido de flujo magmático en diques	24
e) anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) aplicada al estudio de mecanismos de emplazamiento de diques y sus direcciones de flujo magmático	25
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO	30
2.1 Marco geotectónico durante el Mesozoico	31
2.2 Geología del área de estudio	32
a) alta cordillera andina a los 30° S (Valle del río Elqui-Turbio)	33
b) Cordillera de la Costa en el segmento 31°-31°30' S	40
c) Cordillera de la Costa entre los 33° y 33°45' S	44
d) síntesis de la evolución geológica	51
CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA DE LOS ENJAMBRES DE DIQUES MAFICOS MESOZOICOS DE CHILE CENTRAL (30°-33°45' S)	53
3.1 Introducción	54
3.2 Enjambres de diques de la Alta Cordillera andina (30° S): Enjambre de Diques del Elqui (EDE)	54
3.3 Enjambre de diques del Limarí (EDL)	66
3.4 Enjambre de diques de Concón (EDC)	69
3.5 Enjambre de diques de Cartagena (EDCr)	74
3.6 Enjambre de diques de El Tabo (EDT)	76
CAPÍTULO 4: MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO DE LOS ENJAMBRES DE DIQUES MÁFICOS MESOZOICOS DE CHILE CENTRAL	82
4.1 Introducción	83
Artículo n° 1: Syntectonic emplacement of the Middle Jurassic Concón Mafic Dike Swarm, Coastal range, central Chile (33° S). Creixell, C., Parada, M.A., Roperch, P., Morata, D., Arriagada, C., Pérez de Arce, C. Publicado en Tectonophysics 425, 101-122, 2006.	
Abstract	84
1. Introduction	85
2. Geological Setting	87
3. Middle Jurassic deformation	88
4. Analytical Methods	88
5. The Concón Mafic Dike Swarm and its host granitoids	89

5.1 Structural data and petrofabrics of the CMDS	89
5.2 Structural data and petrofabrics of the granitoid country rocks	90
5.3 Geochronology	91
6 AMS fabrics	92
7. Paleomagnetic results	94
8. Discussion	95
Origin and development of CMDS petrofabrics and magnetic fabrics	95
Origin of magnetizations and their tectonic significance	96
Tectonic implications of the CMDS	98
9. Concluding remarks	99
10 Acknowledgments	100
11. References	101
Figure Captions	105
Tables captions	107
Figures	108
Tables	122
Artículo n° 2: The geodynamic setting for the emplacement of Mesozoic dike swarms of central Chile (33°-33°45' S): implications for the growth of the Coastal Batholith. Creixell, C., Parada, M.A., Morata, D., Pérez de Arce, C., Roperch, P., Vásquez, P., Arriagada, C. En preparación.	
Abstract	129
1. Introduction	130
2. Geological setting	131
2.1 Late Paleozoic granitoids and metamorphic rocks	131
2.2 Mesozoic magmatic units	132
3. Analytical methods	133
4. Mesozoic dike swarms and related intrusions	134
4.1 Concón Mafic Dike swarm (CMDS)	134
4.2 Cartagena Mafic Dike Swarm (CrMDS)	135
4.3 El Tabo Mafic Dike Swarm (ETDS)	135
4.4 Laguna Verde plutonic complex	136
4.5 Structures in Jurassic and Laguna Verde plutonic complex	136
4.6 Structures in the ETDS	137
5 AMS fabrics of dike swarms	138
5.1 Magnetic properties and AMS ellipsoids of dikes	138
5.2 Magnetic properties and AMS ellipsoids of Laguna Verde diorites	139
6 Geothermobarometry	140
6.1 Geothermobarometry of country rocks	140
6.2 Geothermobarometry in Jurassic plutons and dike swarms	141
7. Geochronology	142
7.1 Biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in country rocks	142
7.2 Hornblende $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in mafic dikes	142
8 Discussion	143
8.1 Significance of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages	143
8.2 Origin of AMS and shape fabrics of Mesozoic dike swarms and plutons: insights into emplacement mechanisms	144
8.3 Geodynamic and tectonic setting of emplacement of dike swarms	148
8.4 Regional implications	150
9. Concluding remarks	152

10. Acknowledgments	153
11. References	153
Figure captions	159
Table captions	160
Figures	161
Tables	175
CAPÍTULO 5: PETROGÉNESIS DE LOS ENJAMBRES DE DIQUES	180
Artículo nº 3: The genetic relationship between mafic dike swarms and plutonic reservoirs in the Mesozoic of central Chile (30° 33'45" S): insights from AMS and geochemistry. Creixell, C., Parada, M.A., Morata, D., Roperch, P., Arriagada, C. Aceptado en Internacional Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)	
Abstract	181
1 Introduction	182
2 Geological setting	183
3 Analytical methods	184
4 Geology and petrography of the Mesozoic dike swarms	185
4.1 Coastal Dike swarms	186
4.2 Andean dike swarms	188
5. AMS results	188
6. Magma flow patterns inferred from field and AMS data	192
7. Whole rock geochemistry and isotopic composition	194
8 Discussion on magma sources	198
CMDS, CrMDS and ETDS	198
Elqui dike swarm and Limarí Mafic dike swarm	199
Do exist a link between reservoirs of mafic dike swarms and plutonic reservoirs?	199
9. Concluding remarks	201
10. Acknowledgments	202
11. References	202
Figure captions	207
Table captions	209
Figures	210
Tables	226
CAPÍTULO 6: PALEOMAGNETISMO DE LOS ENJAMBRES DE DIQUES Y SUS ROCAS DE CAJA	232
6.1 Introducción	233
6.2 Muestreo y métodos paleomagnéticos	233
6.3 Resultados	235
a) Propiedades magnéticas	235
b) direcciones paleomagnéticas características	239
c) síntesis de los resultados	244
CAPÍTULO 7: DISCUSIÓN GENERAL	247
7.1 Emplazamiento de los enjambres de diques	248
7.2 Origen y significado tectónico de las direcciones paleomagnéticas de diques máficos y sus rocas de caja	252
7.3 Observaciones acerca de la evolución tectónica mesozoica de Chile central	254
7.4 Implicancias tectónicas y petrológicas regionales	257
7.5 Los enjambres de diques mesozoicos en el contexto del Gondwana SW	258

7.6 Limitaciones persistentes tras el presente estudio y proyecciones futuras	259
CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES	260
CAPÍTULO 9: REFERENCIAS	263
ANEXO: Resultados paleomagnéticos en el Enjambre de Diques del Elqui (30°S)	

CAPÍTULO 1
INTRODUCCIÓN
GENERAL

1.1 Presentación del problema estudiado

La presencia de enjambres de diques máficos es una característica común en diferentes ambientes tectónicos, ya sea márgenes pasivos volcánicos (Callot y Geoffroy, 2004), rifts intracontinentales (Storey et al., 1999), grandes provincias magmáticas basálticas (LeGall et al., 2005; Ray et al., 2007) y también en márgenes activos asociados a subducción (Scarrow et al., 1998; Glazner et al.; 1999).

Los enjambres de diques representan el mecanismo principal de transporte (ascenso) de magmas desde niveles profundos (manto o corteza inferior) hacia niveles corticales someros (Clemens, 1998). A su vez, se ha reconocido que ellos representan una importante fuente de información acerca de la composición de las fuentes magmáticas y para la localización de reservorios magmáticos. Por otra parte, estas rocas pueden registrar las trayectorias de stress asociadas a su emplazamiento, a través de la orientación de sus paredes y sus fábricas internas, también a través del desplazamiento de marcadores pasivos y del análisis de fracturas tensionales generadas debido a la presión magmática (e.g. Emerman y Marrett, 1990; Delaney et al., 1986; Mège y Korme, 2004; Féménias et al., 2004). Todo esto sugiere que el estudio de enjambres de diques en un contexto geológico complejo como son los Andes centrales, puede significar un gran aporte para esclarecer su historia tectonomagmática, especialmente durante el Mesozoico, periodo para el cual diversos autores han propuesto un régimen de subducción asociada a extensión en la placa cabalgante, junto con el emplazamiento de grandes volúmenes de magmas juveniles (e.g. Aberg et al., 1984; Mpodozis y Ramos, 1989; Vergara et al., 1995, Scheuber y González, 1999; Grocott y Taylor, 2002, Morata y Aguirre, 2003, Lucassen et al., 2006).

El magmatismo mesozoico de Chile central ha sido estudiado desde el punto de vista geoquímico y petrológico por diferentes autores (e.g. Levi, 1973; Vergara et al., 1995; Parada et al., 1999; Morata y Aguirre, 2003). Gran parte de estos estudios permitieron documentar una progresiva migración de los focos magmáticos de oeste a este durante el Mesozoico (Fig. 1.1) junto con un progresivo empobrecimiento de sus fuentes mantélicas, hacia valores isotópicos de Sr-Nd cercanos a MORB (e.g. Parada et al., 1999). Desde el punto de vista tectónico, los estudios mencionados sugieren que el magmatismo mesozoico se desarrolló en un régimen extensional que dio origen a cuencas subsidentes donde se acumularon los productos volcánicos (Vergara et al., 1995; Aguirre et al., 1999).

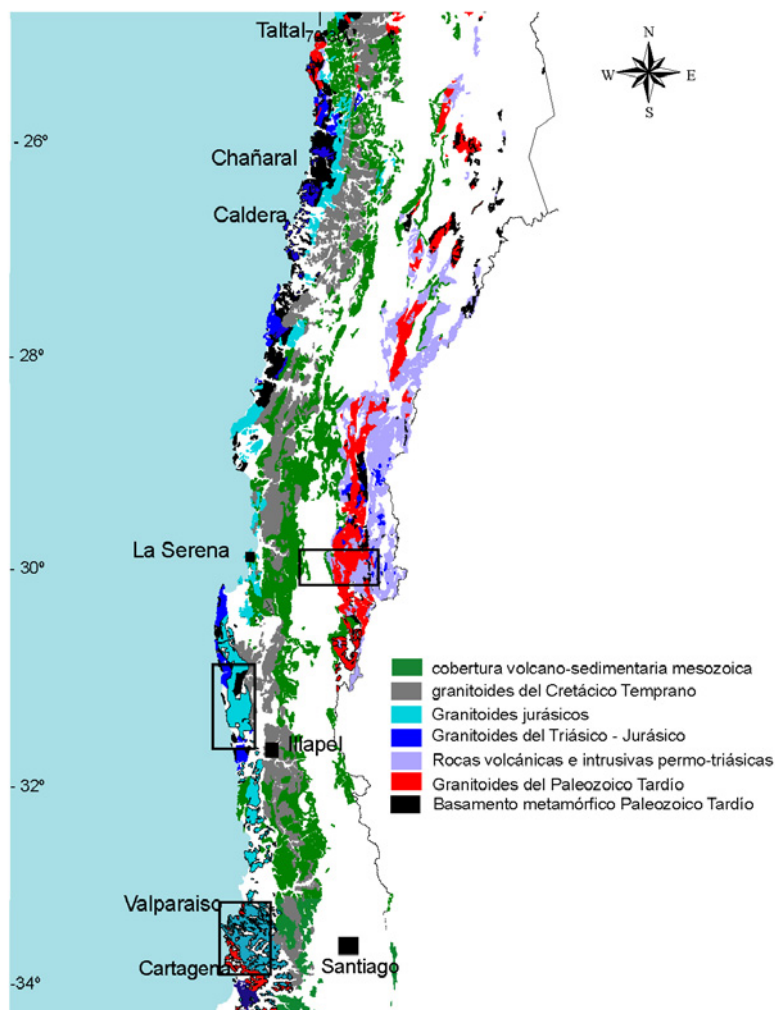


Figura 1.1: mapa geológico de unidades paleozoicas y mesozoicas del norte y centro de Chile, modificado de SERNAGEOMIN (2003). Los recuadros muestran las áreas de estudio de la presente tesis.

Hasta la fecha los enjambres de diques mesozoicos en Chile han sido pobremente investigados y exceptuando algunos estudios realizados en el norte de Chile (e.g. Scheuber y González, 1999), aún no se comprenden los procesos tectónicos asociados a su génesis. Los datos presentes en la literatura para los Andes centrales permiten señalar que la mayoría de estos enjambres de diques se emplazó entre los 182 y 133 Ma (Thiele y Hervé, 1984; Irwin et al., 1987, 1988; Dallmeyer et al., 1996, Scheuber y González, 1999), en forma coetánea con el desarrollo del magmatismo de arco del Jurásico y Cretácico temprano.

Durante esta Tesis se han obtenido datos geocronológicos de enjambres de diques máficos mesozoicos presentes en Chile central, entre los 30° y 33°45' S, así como datos referentes a la dinámica de emplazamiento, sus condicionantes tectónicas y su petrogénesis. Dentro de esta área, se han definido y estudiado cinco enjambres de diques: a) Enjambre de diques del Elqui (valle del río Elqui-Turbio, 30° S); b) Enjambre de diques del Limarí (Cordillera de la Costa entre los 31° y 31°30' S); c) Enjambre de diques de Concón (Cordillera de la Costa a los 33° S); d) Enjambre de diques de Cartagena (Cordillera de la Costa en las cercanías de la localidad de Cartagena, 33°30' – 33°45' S) y e) Enjambre de diques de El Tabo (Cordillera de la Costa entre las localidades de Algarrobo y Cartagena, ~33°15' – 33°45' S).

El desarrollo de la investigación fue principalmente financiada por el proyecto Fondecyt N°1031000 (Investigador Responsable Prof. Diego Morata) y además se contó con una beca de manutención del proyecto MECESUP UCH010 y una beca CONICYT de Término de Tesis (Agosto 2006 – Enero 2007).

1.2 Hipótesis de trabajo

La hipótesis principal de trabajo se refiere a que la inyección y emplazamiento de magmas máficos en la forma de enjambres de diques en Chile central se habría relacionado a un proceso de extensión, a escala regional, asociada al desarrollo del magmatismo de arco, durante el Jurásico y Cretácico temprano. Este proceso extensivo habría tenido una culminación con el emplazamiento de grandes volúmenes de flujos basálticos derivados del manto hacia los 120 Ma, incluidos en las formaciones Lo Prado y Veta Negra (Morata et al., 2006). Dentro de este marco, los enjambres de diques habrían sido los precursores de este voluminoso magmatismo y además habrían acomodado una importante cantidad de deformación horizontal en la forma de dilatación por el emplazamiento de los diques (dilatación magmática).

Estos enjambres de diques representarían la forma de ascenso rápido de los magmas a través de la corteza durante este régimen de carácter extensivo o transtensivo. Finalmente, como parte de la hipótesis se estima que las fuentes magmáticas de los diques podrían estar relacionadas genéticamente a la de los plutones coetáneos del Batolito de la Costa o a las de las unidades volcánicas mesozoicas. Otro punto importante dentro de la hipótesis de trabajo se refiere a que la separación actualmente observada entre unidades plutónicas y volcánicas paleozoicas y triásicas de la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal (geológicamente similares y coetáneas, pero separadas por más de 100 km), podría ser un efecto de extensión o transtensión a gran escala

durante el Mesozoico, lo cual podría ser dilucidado en parte mediante el estudio de los enjambres de diques.

1.3 Objetivos

a) Objetivo General

El objetivo general de la Tesis de Doctorado es comprender la geología, petrogénesis y las condiciones tectónicas de emplazamiento de los enjambres de diques máficos mesozoicos de Chile central y la naturaleza de sus vínculos con el magmatismo del arco Jurásico y Cretácico de los Andes centrales.

b) Objetivos específicos

1. Reconocer las relaciones geológicas existentes (edades relativas, tipo de roca de caja, etc.) entre principales enjambres de diques máficos mesozoicos de Chile central (30° - 33°45' S).
2. Precisar la edad de cristalización de los diques máficos en las diferentes zonas de estudio. Paralelamente, determinar edades de deformación en rocas de caja del Batolito de la Costa, reconociendo su eventual relación con el emplazamiento de los enjambres de diques.
3. Determinar las condiciones de transporte y ascenso, emplazamiento y cristalización de los enjambres de diques máficos.
4. Determinar, cuando sea posible, las direcciones de flujo e inyección de magma asociado al emplazamiento de los diques, con el fin de estimar la posición de los posibles reservorios magmáticos.
5. Reconocer posibles rotaciones tectónicas de bloques y su origen, ya sea asociado a procesos primarios (extensión mesozoica) o a procesos secundarios (tectónica compresiva post-cretácica).
6. Determinar la naturaleza de la fuente de los magmas que dieron origen a los enjambres de diques máficos. Esta información debe ser contrastada con la información existente en los productos del volcanismo y plutonismo jurásico y cretácico de Chile Central, con el fin de estudiar posibles relaciones genéticas entre ellos.

1.4 Metodologías de estudio

a) Trabajo de terreno

El punto de partida consistió en reconocer en terreno las variaciones litológicas y estructurales de los diversos afloramientos de enjambres de diques máficos de Chile central, con el fin de definir diferentes unidades. En este trabajo se obtuvieron medidas acerca de la orientación de estos cuerpos (rumbo/manteo), actitud de la fábrica interna (foliación, lineación), cuando esta es reconocible en terreno, estructuras presentes en los márgenes de los diques (p.e. ramificaciones de diques, variaciones en orientación, márgenes enfriados) además se realizaron observaciones petrográficas preliminares. Además de esto, se ha reconocido el tipo de roca encajante (en su mayoría granitoides) y estudiado su estructura. Durante la realización de la tesis, se completó un total de 50 días de trabajo en terreno. De éstos, 12 días fueron utilizados en el sector del valle del río Elqui-Turbio, 11 días en el sector costero entre los 31° y 31°30' S (al sur de la desembocadura del río Limarí) y los restantes 27 días en la Cordillera de la Costa entre los 33° y 33°45' S. En esta última área, 7 días se dedicaron al estudio de detalle del área de Concón (33° S), 2 días al sector de Laguna Verde (aprox. 20 km al sur de Valparaíso) y los restantes 18 días entre las localidades de Santo Domingo y Algarrobo.

b) Petrografía y Química Mineral

Se analizó mediante microscopio petrográfico binocular un total de 124 secciones transparentes. A partir de esto se seleccionaron muestras para análisis de química mineral y para análisis geoquímicos. Gran parte de los análisis de química mineral, específicamente de 13 muestras, se realizaron en el Laboratorio Zelmi, de la Universidad Técnica de Berlín, bajo la guía del Profesor Dr. Gerhard Franz, gracias al financiamiento de DAAD y de la mencionada universidad. En este laboratorio se utilizó una microsonda CAMEBAX Microbeam, con corrección PAP. Las condiciones analíticas fueron 13.1 nA de corriente y una aceleración de voltaje de 15.18 kV. Además, 4 muestras fueron analizadas en el Laboratorio de Microsonda Electrónica del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, utilizando una microsonda CAMECA SU-30 SEM-probe. Las condiciones analíticas fueron 10.15 nA de corriente y 15.11 kV de aceleración de voltaje. Para dichos análisis, se seleccionaron muestras representativas de cada enjambre de diques y rocas de caja, que en lo posible mostraran una paragénesis mineral óptima para realizar estudios de geotermobarometría, con el fin de conocer condiciones físicas de cristalización (presión y temperatura principalmente).

c) Geocronología

Con el fin de obtener edades de cristalización de diques máficos y de deformación en rocas de caja, se ha realizado dataciones radiométricas mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (calentamiento por pasos mediante láser de CO_2) en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). El criterio utilizado para definir una edad plateau en un espectro de desgasificación, es que esta debe contener más del 50% del ^{39}Ar liberado en al menos tres pasos de calentamiento sucesivos. La edad integrada del plateau debe corresponderse con la edad aparente de cada paso incluido en este, considerando un error de 2σ .

En diques máficos las dataciones se efectuaron en concentrados de plagioclasa y anfíbol cálcico (dos y cuatro dataciones respectivamente). En rocas de caja (granitoides deformados) se ha utilizado biotita (dos dataciones). Dada la textura de grano fino de gran parte de los diques estudiados, se asume que las edades obtenidas serían muy cercanas a la edad real de cristalización de ellos. En diques que presentan fábricas de estado sólido de alta temperatura, las determinaciones radiométricas en anfíbol serían las más cercanas a la edad de deformación de estos cuerpos, dada la temperatura de cierre de este mineral para el sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (450°-530° C, McDougall y Harrison, 1999). En cuanto a los granitoides deformados, hospedantes de los diques, las dataciones en biotita han entregado edades que se interpretan como edades mínimas de deformación para estas rocas.

La preparación de las muestras se realizó en el Taller de Separación Mineral del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Para obtener muestras útiles para datación se ha necesitado separar fracciones minerales de tamaño entre 200 y 500 μm (50 a 200 granos por muestra). El procedimiento de separación mineral ha sido convencional, comenzando con molienda utilizando chancadora de mandíbulas. Tras este paso y respectivo tamizaje, la separación mineral se hizo utilizando un separador magnético isodinámico, posteriormente líquidos densos y finalmente separación manual bajo lupa binocular.

d) Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) y magnetismo remanente

Como será explicado más adelante en este capítulo, la técnica de ASM se utilizó para reconocer fábricas magnéticas que pueden ser representativas de fábricas de origen magmático o tectónico en las rocas estudiadas. Estos estudios, en conjunto con los estudios de terreno y petrográficos, permiten dilucidar las condiciones de emplazamiento y deformación así como los posibles mecanismos involucrados.

Los análisis mediante estas técnicas se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Para ASM se analizó un total de 426 muestras, distribuidas en 46 sitios paleomagnéticos. El muestreo se realizó (con la estrecha colaboración de los profesores César Arriagada y Pierrick Roperch) utilizando una perforadora con motor alimentado por bencina. Las muestras (testigos) fueron orientadas con un compás solar y brújula magnética. El muestreo se realizó en afloramientos de roca fresca, con márgenes bien expuestos de diques máficos. Las muestras se extrajeron en gran parte en los márgenes de estas rocas y en la mayor parte de los casos con muestreo complementario en las rocas de caja circundantes.

En estas muestras, los análisis de ASM se realizaron utilizando un equipo Kappabridge CLY-3S de alta resolución, que mide la ASM en 15 posiciones, para luego calcular un elipsoide de susceptibilidad magnética, caracterizado por tres ejes principales ($K_1 > K_2 > K_3$). Estudios detallados de las propiedades magnéticas para muestras representativas se realizaron haciendo mediciones de la variación de la susceptibilidad magnética respecto a la temperatura (con el fin de conocer el punto de Curie de estas muestras), utilizando el mismo equipo Kappabridge y además se realizaron algunas mediciones de IRM (isothermal remanent magnetization) usando un equipo ASC IM-10-30 (Impulse Magnetometer).

El magnetismo remanente de los diques máficos y rocas de caja se realizó con el fin de conocer las direcciones paleomagnéticas registradas en estas rocas, para así determinar la posible presencia de rotaciones de estas direcciones paleomagnéticas respecto al polo de referencia. Para mediciones de magnetismo remanente, se logró desmagnetizar exitosamente un total de 156 muestras (seleccionando una muestra de cada testigo, tras las mediciones de ASM). Para esto, se procedió a realizar desmagnetización termal, desde temperatura ambiente hasta 570° C en la mayor parte de las muestras, con excepción de algunas muestras de areniscas rojas, en que fue necesario extender el proceso hasta llegar a 640° C. En el calentamiento de las muestras se usó un horno ASC Scientific, mientras que las medidas se realizaron utilizando un desmagnetizador JR-5 y un susceptibilímetro Bartington.

e) Geoquímica e isotopía

Con el objetivo de comprender los procesos petrogenéticos relacionados a los magmas que originaron los enjambres de diques estudiados, se realizaron análisis geoquímicos (elementos mayores y en trazas) de roca total en 31 muestras representativas de los diferentes tipos litológicos presentes en los enjambres de diques, mediante ICP óptico (ICP-AES). Estas muestras

además se caracterizaron por presentar un grado de alteración relativamente bajo. Estos análisis se realizaron en el Laboratorio Químico del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. A partir de estos análisis, se seleccionaron 12 muestras representativas para análisis de ICP-MS (elementos en trazas). En estas mismas muestras se realizaron análisis de isotopía de Rb-Sr y Sm-Nd mediante TIMS. Estos dos últimos tipos de análisis se realizaron en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada (España). El valor de normalización para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fue $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$, con una reproducibilidad del Standard NBS-987 mejor que 0,0007% (2σ) bajo sucesivas determinaciones. El valor de normalización para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fue $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, con una precisión sobre 0,0016% (2σ), calculada bajo sucesivas mediciones del Standard WSE.

1.5 Estructura de la Tesis

La presente Tesis está separada en nueve capítulos. En el presente (Capítulo 1) se presenta el problema estudiado, la hipótesis de trabajo y los objetivos de la investigación. También se describen, de manera general, las metodologías utilizadas para resolver los objetivos planteados. Finalmente se incluye un marco teórico acerca de la utilización de los enjambres de diques como indicadores de procesos geológicos a diferentes escalas.

El Capítulo 2 corresponde al Marco Geológico y en el se describen las características petrográficas, estructurales, geocronológicas y composicionales de las rocas que componen el Batolito de la Costa y el Batolito Elqui-Limarí, los cuales constituyen la roca de caja de los enjambres de diques mesozoicos y que son en parte contemporáneos con ellos. Además se describen brevemente las secuencias volcánicas jurásico-cretácicas de Chile central que guardan relación temporal con los enjambres de diques.

En el Capítulo 3 se presentan los enjambres de diques estudiados mediante una descripción de su distribución, litología, estructuras, edad y rocas de caja, junto a su mineralogía y resultados de geotermobarometría. Cabe notar que parte de estos datos son presentados también en los capítulos 4 y 6 (artículos).

El Capítulo 4 corresponde al estudio de los mecanismos de emplazamiento de los enjambres de diques de la Cordillera de la Costa de Chile central (33° - $33^{\circ}45'$ S). Este capítulo se constituye de dos artículos, uno enfocado en el Enjambre de Diques de Concón (33° S) y otro relacionado a los enjambres de diques que ocurren entre los 33° y $33^{\circ}45'$ S (enjambres de diques de Concón,

Cartagena y El Tabo). En ambos artículos se hace finalmente una interpretación tectónica de estos mecanismos de emplazamiento.

El Capítulo 5 se constituye de un artículo en el que se aborda la petrogénesis de los enjambres de diques y su eventual relación genética con los reservorios plutónicos del Batolito de la Costa de edad jurásica. En este capítulo se incluyen datos relacionados a los mecanismos de emplazamiento de algunos enjambres de diques, los cuales son útiles para dilucidar estas posibles relaciones genéticas.

En el Capítulo 6 se describe el magnetismo remanente de los enjambres de diques y sus rocas de caja. Parte de estos resultados fueron abordados en el Capítulo 4.

En el Capítulo 7, se hace una discusión general e integral de los resultados obtenidos en torno a problemas específicos y generales de los enjambres de diques.

En el Capítulo 8, se presentan las conclusiones extraídas del presente estudio.

En el Capítulo 9 se presenta la lista de referencias citadas en los capítulos 1, 2, 3, 6 y 7. Las referencias utilizadas en los capítulos 4 y 5 aparecen en cada artículo.

Finalmente, en el anexo, se incluyen resultados de paleomagnetismo del Enjambre de Diques del Elqui, los cuales por guardar relación con procesos tectónicos cenozoicos, han sido excluidos del desarrollo del resto de la tesis.

1.6 Marco teórico y referencial de las metodologías utilizadas: los enjambres de diques como registro de procesos geológicos

a) Ascenso de magmas mediante diques

El ascenso magmático se refiere al mecanismo mediante el cual los magmas que se generan en zonas corticales o subcorticales, puedan atravesar decenas de kilómetros hasta alcanzar su lugar de emplazamiento o solidificación. Éste puede corresponder al lugar de construcción de un cuerpo plutónico, a un reservorio intermedio, a niveles superficiales donde se construye un volcán o simplemente a niveles donde el magma se solidifica en sus conductos para formar enjambres de diques.

Se han planteado diversas teorías para explicar el ascenso de los magmas a través de la corteza. Una de las más aceptadas en el pasado fue el ascenso mediante diapiros, en el que el magma asciende impulsado principalmente gracias al contraste de densidad entre él y la roca de caja (e.g. Patterson y Vernon, 1995). Este tipo de ascenso ha sido frecuentemente representado en forma de

gotas invertidas. Para este mecanismo de ascenso, la velocidad de ascenso y consecuente formación de plutones sería de millones de años (Clemens, 1998). Por otra parte, este modelo requiere de una importante tasa de deformación dúctil, por lo que la viscosidad del medio hospedante del magma juega un papel determinante. Dado que debería existir una tasa de deformación elevada para permitir este tipo de ascenso magmático, este probablemente podría producirse solamente en niveles corticales profundos. Por otra parte, si los diapiros llegan finalmente a formar plutones, las observaciones cada vez más abundantes acerca de la presencia de cuerpos intrusivos de forma tabular (Petford et al., 2000) hace difícil explicar el ascenso de magmas mediante diapiros.

Modelos recientes han postulado que los magmas graníticos se pueden desplazar a través de un flujo pervasivo. Estos modelos se han basado especialmente en observaciones realizadas en terrenos migmatíticos, los cuales generalmente se asocian a zonas de cizalle (e.g. Brown y Solar, 1998). La migración de los fluidos es controlada por diferencias de densidad y por condiciones tectónicas, ya que los magmas tienden a concentrarse en zonas de baja presión asociadas a deformación, lo cual puede en parte generar un sistema distributivo de vetas y venillas (Vigneresse, 1999). Este proceso es aparentemente muy lento y podría ocurrir a niveles corticales profundos.

A partir de los años 80, diversos estudios han concentrado su interés en el mecanismo de ascenso de magmas a través de diques (Clemens, 1984, 1998). En este mecanismo, el magma podría ascender gracias a autopropagación de fracturas o mediante estructuras preexistentes, gracias a la presión magmática y al contraste de densidad con la roca de caja (e.g. Delaney et al., 1986). La presión magmática en el dique debe exceder al stress normal que actúa sobre las paredes del dique, perpendicular a éste. La viscosidad de los magmas juega también un papel determinante en el ascenso de magmas mediante diques. Modelos teóricos postulan que los magmas de baja viscosidad tienden a formar diques, mientras que los magmas viscosos tienden a formar plutones (Emerman y Marrett, 1990).

Una gran evidencia a favor de este modelo de ascenso es la identificación de conductos alimentadores en la base de plutones (Clemens, 1998) y la estrecha relación espacial y genética observada entre diques y pilas de lavas basálticas en algunas grandes provincias magmáticas (e.g. Ray et al., 2007).

La velocidad de ascenso de magmas en diques estaría controlada por la siguiente ecuación (Clemens, 1998) derivada a partir de la ley de Stoke:

$$V = \frac{\Delta \rho g w^2}{12 \eta_m}$$

Donde, V es la velocidad de ascenso vertical (m/s), $\Delta \rho$ la diferencia de densidades entre las rocas de caja y el magma (esta última se asume como 300 Kg/m^3), g es la aceleración de gravedad ($=9.8 \text{ m/s}^2$), w es el ancho del dique o veta (m) y η_m es la viscosidad del magma.

La viscosidad del magma, representa el factor más relevante en la velocidad de ascenso magmático. Esto se debe a que el trabajo requerido para empujar un fluido a través de la corteza es mucho mayor que el requerido para producir deformación elástica (generación de fracturas) en la roca de caja a través de la cual se propaga (Emerman y Marrett, 1990, entre otros). A diferencia de esto, en niveles corticales profundos dominados por deformación dúctil, la viscosidad de la roca de caja juega un papel determinante, puesto que esta se comporta en forma similar a un fluido, y su viscosidad siempre es mayor a la del magma.

Dentro de un cuerpo magmático tabular, compuesto por líquido y sólidos en suspensión (cristales), estos últimos tienden a concentrarse en el centro del flujo del dique (“efecto Bagnold”), mientras que los márgenes tienden a estar más libres de cristales, lo cual genera finalmente un centro de mayor viscosidad. Esto implica un efecto de lubricación, que permite que el transporte del magma en diques continúe incluso con un contenido de cristales significativo (Petford y Koenders, 1998). Para el momento en que el contenido sólido alcance 40 % vol, el magma llega a ser tan viscoso que se comporta como un agregado cristalino o sólido inelástico con módulo de cizalle distinto de cero. La reología será dependiente del strain y el magma continuará moviéndose solamente si se está deformando (Bagdassarov y Dorfman, 1998).

La Ecuación 1.1 dada por Clemens (1998) predice velocidades del orden de $3 \cdot 10^{-3}$ a 1 m/s para diques graníticos (magmas libres de cristales) de entre 3 a 13 metros de espesor. Dado que la viscosidad de los magmas basálticos es menor, se puede esperar en ellos velocidades de ascenso mucho mayores. Debido a todo esto, se puede llegar a considerar que el ascenso mediante diques es mucho más eficiente y mediante éste se puede explicar, por ejemplo, el emplazamiento de grandes volúmenes de lavas en plateaus basálticos en periodos cortos de tiempo ($< 10 \text{ Ma}$ en Grandes Provincias Magmáticas o LIPs).

b) Rol de la presión magmática en el ascenso mediante diques

En forma general, los diques comienzan su inyección cuando ocurre ruptura hidráulica de las rocas que hospedan al reservorio magmático, y esto ocurre cuando se cumple la siguiente condición (Gudmundsson, 1995):

$$P_T = \sigma_3 + T_0 \quad \text{Ecuación 1.2}$$

Donde P_T es la presión magmática total en el reservorio, σ_3 es el stress principal mínimo y T_0 es la resistencia a la tensión uniaxial in situ en las rocas que cubren al reservorio. Además, si P_L es el stress litostático total, tenemos que el exceso de presión en el reservorio (P_e) corresponde a:

$$P_e = P_T - P_L \quad \text{Ecuación 1.3}$$

Que corresponde a la diferencia entre la presión de magma total en el reservorio y la presión litostática. Ambas presiones son función de la profundidad (h), la densidad del material (ρ) y la aceleración de gravedad (g):

$$P = \rho * h * g \quad \text{Ecuación 1.4}$$

Por otra parte, la sobrepresión magmática o presión conducente del magma (P_0), es aquella fuerza necesaria para abrir una fractura. La magnitud de P_0 depende de la flotabilidad del magma, del estado de stress de la roca de caja, y de la presión en exceso inicial en el reservorio magmático (P_e), la cual aumenta con la profundidad de éste. De existir sobrepresión magmática disponible en un punto de un dique, éste puede avanzar a través de la roca de caja. Con esto también se puede deducir que, de existir una cámara magmática en equilibrio litostático con las rocas de caja, inyección de magma adicional en esta cámara puede gatillar aumentos de presión y generar inyecciones de diques en la corteza.

La sobrepresión magmática en un punto de un dique puede ser calculada conociendo las dimensiones horizontales de un dique, a través de la relación:

$$P_0 = (b_{\max} * E) / 2L(1-\nu^2) \quad \text{(Sneddon y Lowengrub, 1969)} \quad \text{Ecuación 1.5}$$

Donde b_{\max} es el espesor máximo del dique, E es el módulo de Young de la roca de caja, ν es la razón de Poisson de la misma y L es la longitud del dique a lo largo del rumbo. La razón de Poisson corresponde a una constante elástica, la cual proporciona una medida del estrechamiento que sufre un material elástico e isótropo, cuando este se estira longitudinalmente (y por ende se adelgaza perpendicular al estiramiento). Con esto, se tiene que el espesor de un dique es función directa de la sobrepresión magmática al momento de emplazarse. Además, como ya se mencionó, P_0 es función de la profundidad del reservorio. Ambas variables se relacionan mediante la ecuación:

$$Z = P_0 / ((\rho_r - \rho_m)g) \quad \text{Gudmunsson (1983)}$$

Ecuación 1.6

Donde Z es la profundidad del reservorio, ρ_r es la densidad cortical, ρ_m es la densidad del magma en el reservorio y g la aceleración de gravedad. De esta relación se deduce que mayor profundidad del reservorio, mayor será la P_0 en el dique.

c) Enjambres de diques como indicadores de condiciones tectónicas durante su emplazamiento

A escala planetaria, los enjambres de diques han sido objeto de estudio debido a que su geometría puede representar marcadores de stress y deformación cortical, especialmente en zonas de adelgazamiento cortical. Estas rocas además pueden entregar información acerca de las relaciones temporales entre magmatismo y deformación.

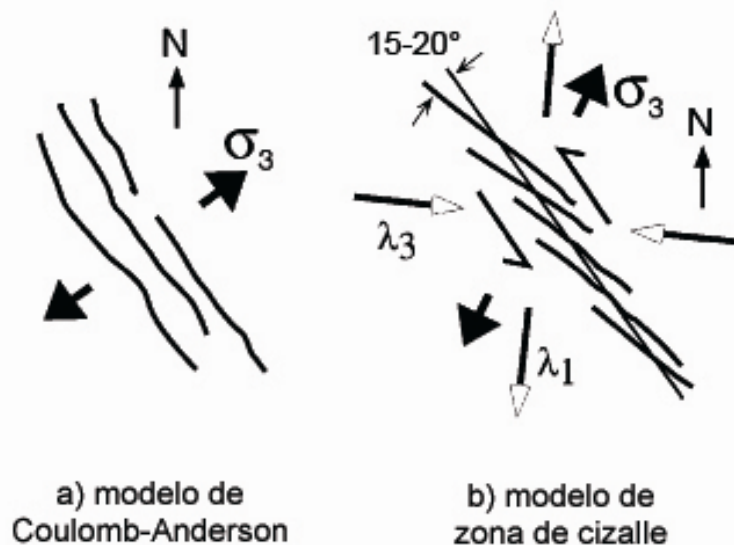


Figura 1.2: interpretación esquemática de los patrones de dilatación en diques perpendiculares al esfuerzo principal mínimo σ_3 (a) y oblicuos a esta dirección (b) asociados a desplazamientos paralelos a las paredes del dique (Tomado de Glazner et al., 1999). La dirección de máxima dilatación finita (λ_1) diferente a la dirección del esfuerzo principal mínimo.

El modelo clásico de Anderson (1951) para el emplazamiento de un dique indica que estos se forman como estructuras tensionales, perpendiculares a la dirección de stress principal menor (σ_3). Respecto a este modelo teórico idealizado, diversas observaciones de terreno, de fábricas magnéticas y modelos conceptuales han señalado que los diques también se pueden formar en orientación oblicua a la dirección de σ_3 (Fig. 1.2). Este caso es común cuando los magmas se emplazan a lo largo de estructuras pre-existentes que no están orientadas perpendiculares a σ_3 (Delaney et al., 1986). En este caso, la dilatación del dique y la fractura hospedante se comportan como estructuras con componente de cizalle, en la cual la dilatación es oblicua a las paredes del dique (Hutton, 1992). De lo anterior se puede concluir que un dique se orientará en forma perpendicular a la dirección de stress principal menor en el caso que se emplace por autopropagación de fracturas o en el caso de que se oriente en fracturas pre-existentes, las cuales estén orientadas perpendiculares a σ_3 actuante durante el emplazamiento. En el primer caso, para que el dique se oriente efectivamente perpendicular a σ_3 , se debe cumplir que exista una diferencial de stress (o “stress conducente”, es decir la diferencia entre stress principal mínimo y máximo) significativo (> 1 MPa, Emerman y Marrett, 1990) y que el dique tenga un tiempo necesario para orientarse o reorientarse según las direcciones de stress. Esto último está directamente controlado por la velocidad de ascenso y finalmente por la viscosidad del magma. Esta relación puede ser representada por la siguiente ecuación:

$$T = \eta_m / \Delta\sigma \quad \text{Emerman y Marrett (1990)}$$

Donde T es el tiempo necesario para reorientación del dique, η_m es la viscosidad del magma y $\Delta\sigma$ es el “stress conducente”.

En el caso del emplazamiento de un dique a través de estructuras pre-existentes orientadas en forma oblicua a σ_3 , el control está principalmente dado por la relación angular entre la fractura hospedante y la dirección de stress principal menor (σ_3) y por la razón de stress en relación a la presión magmática (“R”, Fig. 1.3, Delaney et al., 1986). En el caso de que la sobrepresión magmática (P_m) sea notablemente mayor que la magnitud del componente de stress normal que actúa sobre una fractura (campo superior en Fig. 1.3, donde $R > 1$), cualquier orientación de éstas es favorable para ser dilatada por magma. Este caso es común en zonas tectónicas inactivas, donde las magnitudes de stress (y las diferencias entre ellas) son bajas. En el caso de que la presión magmática no exceda notoriamente a las magnitudes de stress, la orientación de las fracturas será un factor determinante respecto a la posibilidad de que puedan ser dilatadas durante la intrusión de magma.

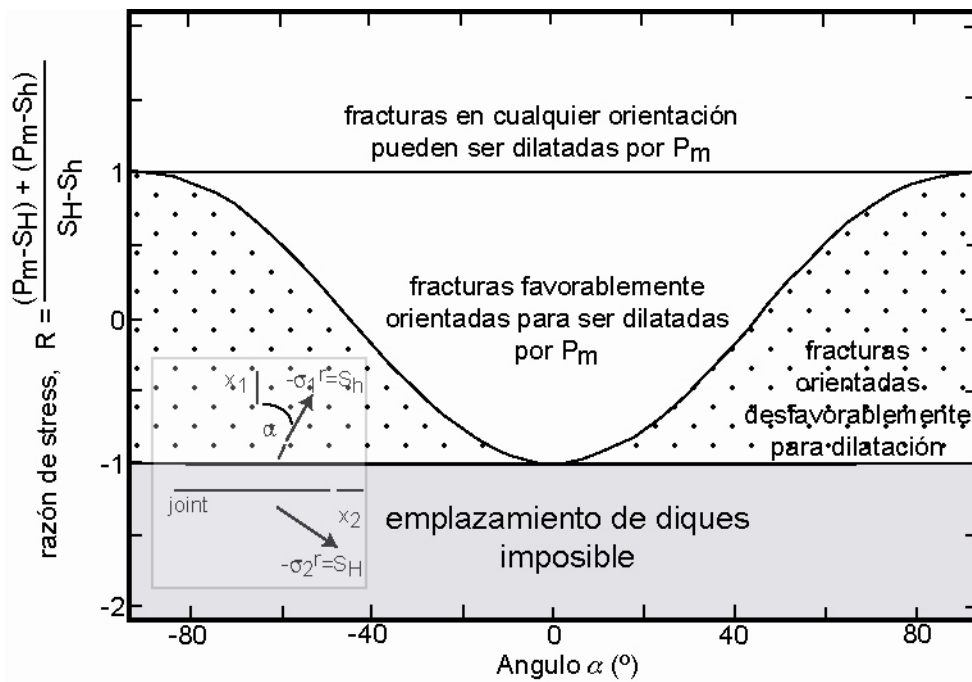


Figura 1.3: Análisis de stress en relación a la posibilidad de una fractura de orientación variable de ser dilatada por magma. La razón de stress (R) es estimada en relación a la presión magmática (P_m) y ploteada en función del ángulo entre una fractura vertical (α) y la dirección de stress principal menor (en este caso representada como S_h). En el recuadro a la izquierda, se representa una fractura en sección horizontal y dos direcciones de stress indicadas por flechas negras (σ_1 o S_h : stress principal mínimo, σ_2 o S_H : stress principal intermedio). Modificado de Delaney et al. (1986).

El reconocimiento de diques emplazados en forma perpendicular u oblicua a σ_3 se puede realizar a través de la observación de los patrones de dilatación. Los patrones de dilatación al interior de los diques se ha determinado mediante la observación de orientación de fenocristales o de la orientación de foliaciones o estructuras tensionales al interior de ellos (Blumenfeld y Bouchez, 1988; Correa-Gomes et al., 2001, Mège y Korme, 2004). Estos patrones también se han podido determinar mediante la observación de desplazamiento de marcadores pasivos cortados por los diques, tales como enclaves máficos, planos de estratificación, vetillas preexistentes (e.g., Kretz, 1991; Glazner et al., 1999). El emplazamiento de diques a lo largo de estructuras preexistentes además puede realizar zonas de debilidad cortical, las cuales en muchos casos son difíciles de reconocer en forma independiente (e.g. Mège y Korme, 2004).

La presencia de clivaje a lo largo de los márgenes es una característica muy común en muchos diques. Este clivaje sería una característica de diques emplazados a lo largo de zonas de cizalle, en donde el magma inicialmente inyectado en una zona de cizalle desarrollaría en primera instancia una foliación y lineación oblicua a sus márgenes. Si la deformación de cizalle continúa, la oblicuidad entre la foliación y la pared del dique disminuye progresivamente, la cual finalmente induciría el desarrollo de bandas de cizalle a lo largo del margen del dique (Delaney et

al., 1986; Blumenfeld y Bouchez, 1988). La presencia de este clivaje de cizalle en los márgenes de los diques constituye entonces una evidencia adicional para el emplazamiento de diques asociado a desplazamiento lateral a lo largo de sus paredes (Fig. 1.2b).

La ocurrencia de enjambres de diques radiales ha sido interpretada como evidencia de impacto de plumas mantélicas bajo la litósfera, las cuales representarían reservorios magmáticos con elevada sobrepresión magmática (Ernst et al., 2001). En estos casos, la orientación radial de los diques es controlada por un patrón de stress regional donde σ_1 es vertical y $\sigma_2 = \sigma_3$ son cercanamente horizontales. Sin embargo, estudios detallados han cuestionado recientemente este modelo, puesto que al parecer en algunas provincias basálticas (Provincia del Karoo), estos arreglos radiales de diques no se habrían emplazado en forma sincrónica (Le Gall et al., 2005; Jourdan et al., 2006).

d) Determinación de las direcciones y sentido de flujo magmático en diques

Diques que han cristalizado en ausencia de la influencia de tensión a lo largo de sus paredes, desarrollan una fábrica cuya geometría está fundamentalmente controlada por la dinámica del flujo magmático (Correa-Gomes et al., 2001). En este caso, el stress hidrodinámico genera una serie de características que podrían permitir el reconocimiento de las direcciones de flujo magmático. En general, este stress provoca una variación de velocidad donde en el centro del dique el magma es transportado a una mayor velocidad que en los márgenes, debido a una diferencia en el roce y diferencia en el grado de cristalización de margen a centro del dique (Johnson y Pollard, 1973). Debido a esto, los cristales y en general los elipsoides de deformación tienden a desarrollar una imbricación hacia el centro en ambos márgenes del dique (Fig. 1.4). La preservación de esta imbricación de cristales es una herramienta eficaz en el reconocimiento de direcciones y sentido de flujo magmático. Otras características texturales útiles en este sentido corresponden a pequeños pliegues de arrastre, ramificaciones de diques, cristales deformados en la dirección del flujo y desplazamiento de xenolitos (Fig. 1.4; ver detalles en Correa-Gomes et al., 2001).

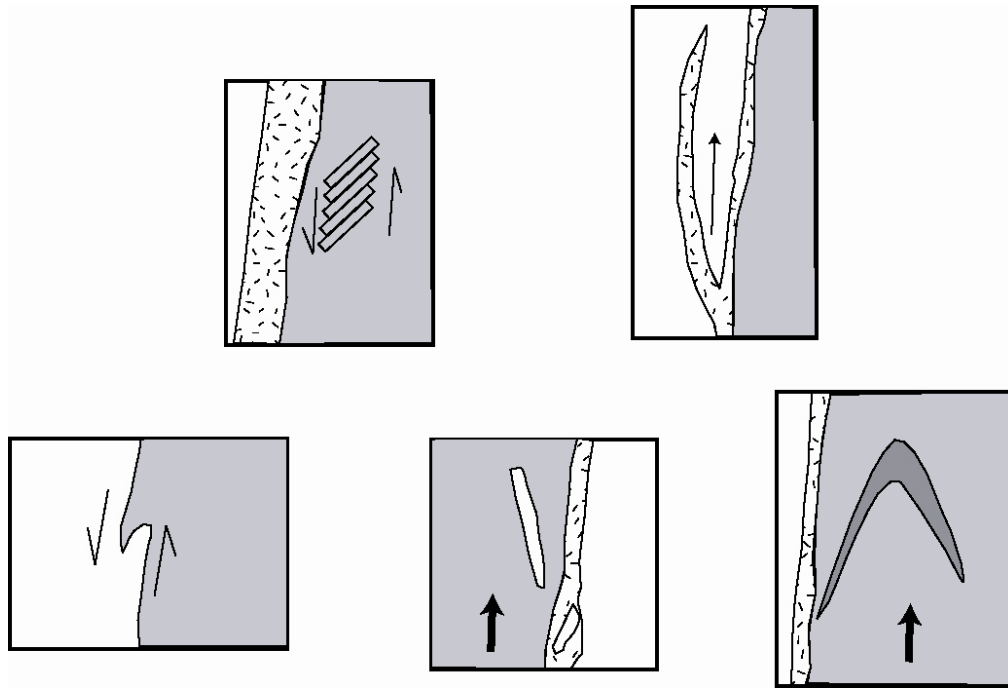


Figura 1.4: diferentes indicadores texturales de direcciones y sentido de flujo magmático que pueden desarrollarse en márgenes de diques (Correa-Gomes et al., 2001). En este ejemplo, el dique es subvertical (color gris) y su flujo es ascendente. Vista en perfil vertical.

Una complejidad que puede existir sobre estos modelos es el efecto que puede producir la compactación del magma, lo cual produce un colapso de la columna magmática y puede llevar a generar una disposición horizontal de cristales (e.g. Philpotts y Dickson, 2000). Otro posible efecto es el flujo en retroceso (backflow), el cual puede ocurrir en las etapas finales de emplazamiento de grandes diques, cuando la presión del magma disminuye considerablemente (e.g. Philpotts y Asher, 1994).

e) Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) aplicada al estudio de mecanismos de emplazamiento de diques y sus direcciones de flujo magmático

El uso de la ASM en rocas ígneas se ha incrementado notablemente en las últimas dos décadas, ya que se ha transformado en una técnica rápida mediante la cual conocer la fábrica de las rocas. Además de rocas ígneas, esta técnica se ha utilizado en rocas deformadas (e.g. Parés y VanDerPluijm, 2002) y en rocas sedimentarias (e.g. Abdeldayem et al., 2004).

El uso de esta técnica se basa principalmente en la obtención de un tensor de susceptibilidad magnética, determinado por la orientación de sus tres ejes principales ($K_1 > K_2 > K_3$). Este tensor está caracterizado además por varios parámetros escalares, dentro de los cuales los más importantes corresponden al porcentaje de anisotropía (%P'), el factor de forma (T) y la intensidad de la lineación y foliación magnética. El parámetro %P' determina la excentricidad del elipsoide de ASM, lo cual está directamente ligado a la magnitud de orientación de los minerales magnéticos en la muestra, mientras que el parámetro de forma T determina los casos en que el elipsoide tiene forma prolada ($T < 0$) u oblada ($T > 0$, Fig. 1.5). Al igual que en las fábricas de forma o petrofábricas, los elipsoides prolados presentan típica forma de cigarrillo o puro, y están dominados por el arreglo linear de las partículas (domina la lineación) y los elipsoides oblados presentan forma aplanada, dominada por arreglo en planos (elipsoide dominado por la foliación). Mediante la comparación de los parámetros L y F (lineación y foliación magnética, respectivamente) del elipsoide magnético se puede llegar a las mismas conclusiones.

El origen de la ASM está íntimamente ligado a la forma de los cristales que aportan a la susceptibilidad (lo que se denomina Anisotropía de Forma), la distribución de los granos (Anisotropía de distribución) y su grado de orientación. En general, rocas ígneas con susceptibilidad magnética promedio K_m , $[(K_1 + K_2 + K_3)/3]$ superior a $500 \text{ e}10^{-6} \text{ SI}$ se consideran ferromagnéticas (Bouchez, 1997). En estas, la señal de ASM está generalmente dominada por la presencia de magnetita, siendo este el mineral magnético más común en gran parte de las rocas ígneas.

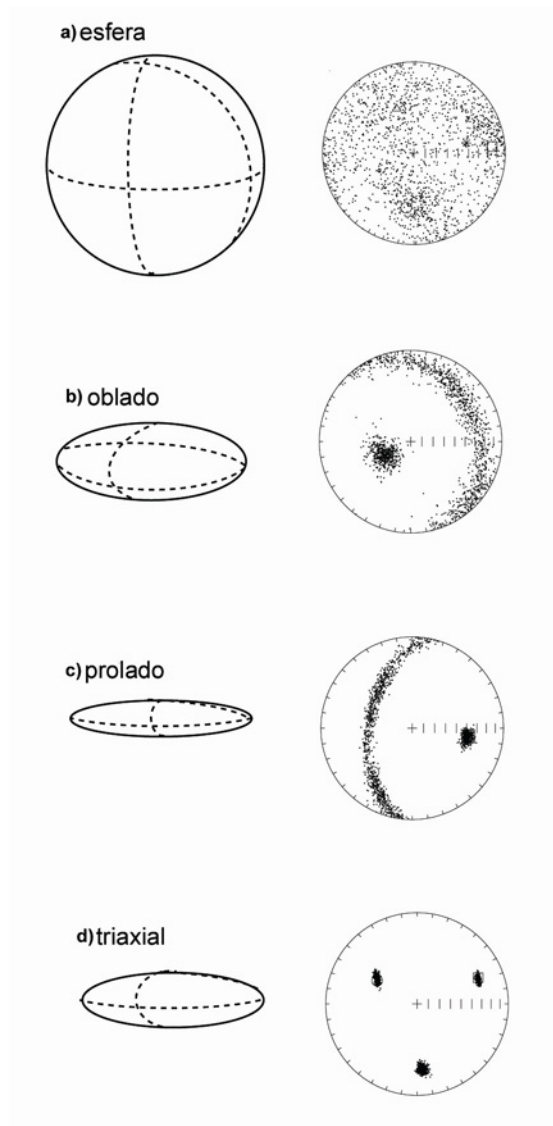


Figura 1.5: elipsoides oblatos y prolados. Hacia la derecha, representación estereográfica de tales elipsoides.

Dado que la magnetita tiende a ser un mineral tardío en la secuencia de cristalización de las rocas ígneas, su orientación tiende a estar controlada por la de los minerales ya cristalizados (silicatos), los cuales determinan la fábrica (e.g. feldespatos). Una desviación de esta correlación puede ocurrir debido a la formación de fábricas inversas (Ferré, 2002), en la cual se produce una inversión de los ejes del elipsoide de ASM, lo cual tiende a ser más común en rocas máficas con muy baja susceptibilidad magnética, o en casos en que el elipsoide es dominado por la presencia de minerales tales como turmalina, cordierita, carbonatos de Fe o magnetita de dominio simple (Rochette, 1988). Otro problema importante en la interpretación de los datos de ASM es una posible falta de interpretación o entendimiento acerca de los mecanismos de adquisición de las

fábricas durante la cristalización. En este caso es importante encontrar evidencias adicionales de correlación entre las fábricas magnéticas y las petrofábricas (mediante datos estructurales o estudio de cortes transparentes orientados).

La variación de los parámetros de ASM como la magnitud de la foliación y lineación magnética, podrían reflejar diferencias en la viscosidad y tasa de flujo del magma durante el emplazamiento. En el caso del parámetro de anisotropía, diversos autores han tratado de establecer una correlación entre éste y el grado de desarrollo de la petrofábrica de la muestra (intensidad de strain), pero aún existen serias discrepancias entre los diversos autores. Por una parte, Launeau y Cruden (1998) y Ferré et al (2003) presentaron evidencias de correlación entre %P y el grado de desarrollo de la fábrica de rocas graníticas y migmatíticas respectivamente. Por otro lado, Archanjo et al (1995) han encontrado serias discrepancias entre %P y el grado de desarrollo de fábricas en granitoides ferromagnéticos.

La aplicación de la ASM en rocas ígneas se ha hecho popular principalmente debido a la común dificultad de encontrar marcadores de deformación y de flujo magmático en estas rocas. En el caso de diques, la aplicación de ASM se ha hecho muy popular a partir del trabajo de Knight y Walker (1988), los cuales sugirieron una eventual correlación entre marcadores de flujo magmático (e.g. imbricación de cristales, alargamiento de vesículas) y la imbricación de las fábricas magnéticas observada en ambos márgenes de los diques. La imbricación de la fábrica magnética en ambos márgenes permitiría determinar la dirección y sentido de flujo magmático. Tauxé et al (1998) refinaron el modelo y propusieron muestreo detallado de ASM en los bordes enfriados de los diques, en que un número mínimo de tres muestras por margen permitiría determinar el flujo magmático. Según estos autores, la imbricación de la lineación magnética sería la que indicaría las direcciones de flujo de magma. Sin embargo, Geoffroy et al (2002) han señalado recientemente que pueden existir discrepancias entre la orientación de las lineaciones magnéticas y las direcciones de flujo magmático determinadas por métodos independientes. Estos mismos autores han propuesto un método más robusto, que se basa en la imbricación de los planos de la foliación magnética en los márgenes del dique. En este caso, el flujo es señalado por la línea perpendicular a la intersección entre el plano de foliación y el plano de la pared del dique (Fig. 1.6).

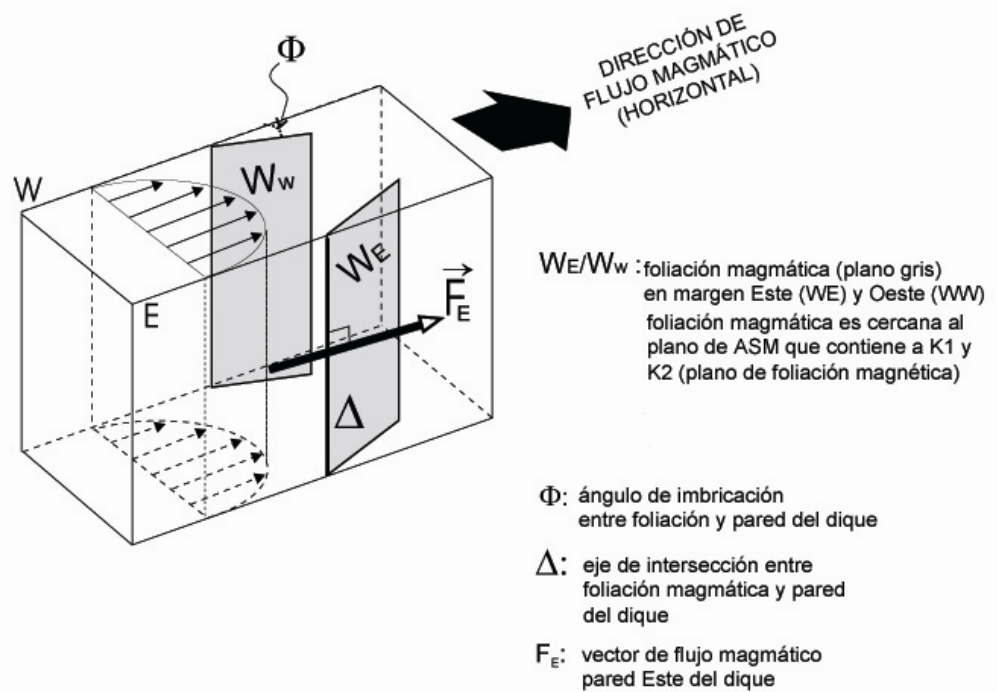


Figura 1.6: esquema para la resolución del vector de flujo magmático basado en la imbricación de la foliación magnética respecto a los márgenes del dique (Geoffroy et al., 2002). En este ejemplo el flujo es horizontal (flecha negra). Las flechas delgadas al interior del dique representan el perfil de velocidad dentro del dique (flechas más largas representan mayor velocidad de flujo). Figura tomada de Geoffroy et al (en prensa).

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO

2.1 Marco geotectónico en el Gondwana suroccidental durante el Mesozoico

La evolución mesozoica del margen occidental del continente gondwánico ocurrió en forma paralela con procesos de extensión y magmatismo a gran escala que se desarrollaron en diferentes localidades de este supercontinente, los cuales culminaron finalmente con la fragmentación final de este durante el Cretácico.

Entre el Pérmico y el Jurásico, el supercontinente gondwánico se caracterizó por la ocurrencia de importantes eventos magmáticos, que comprendieron la generación de grandes volúmenes de magma, los cuales particularmente se concentraron en los bordes del supercontinente (e.g. Mpodozis y Kay, 1992). Durante el Pérmico, este magmatismo tuvo una naturaleza predominantemente silícica, mientras que en el Triásico-Jurásico, además de provincias silícicas (e.g. Chon Aike, Pankhurst et al., 1998; López de Luchi y Rapalini, 2002), ocurrió un importante volumen de magmatismo basáltico (e.g. Segev, 2000; Jourdan et al., 2004). Diversos autores han propuesto que el origen de este magmatismo estaría relacionado a temperaturas anómalamente elevadas en el manto entre el Pérmico y el Jurásico (Mpodozis y Kay, 1992). Esto último ha sido relacionado además con el impacto de grandes plumas mantélicas en la base de la litósfera (Fig. 2.1), las cuales serían las generadoras de este magmatismo. Conjuntamente con esto, y probablemente en relación al impacto de plumas, comenzó la apertura de la cuenca del Atlántico cerca de los 200 Ma (e.g. Sebai et al., 1991) y el supercontinente evolucionó dentro de un régimen extensivo hasta su fragmentación final en el Cretácico (e.g. Ernesto et al., 2002).

El comienzo de la subducción de la placa oceánica hacia el este, se habría reactivado durante el Jurásico temprano a medio, según las edades obtenidas en lavas y plutones de la Cordillera de la Costa del norte y centro de Chile (19° - 24° S, Suárez et al., 1985; Dallmeyer et al., 1996; Scheuber y González, 1999; Oliveros et al., 2006, Gana y Tosdal., 1996, entre otros). La evolución de la placa continental en este margen convergente habría ocurrido bajo un régimen de deformación extensional hasta el Cretácico (e.g. Scheuber y González, 1999; Grocott y Taylor, 2002, entre otros).

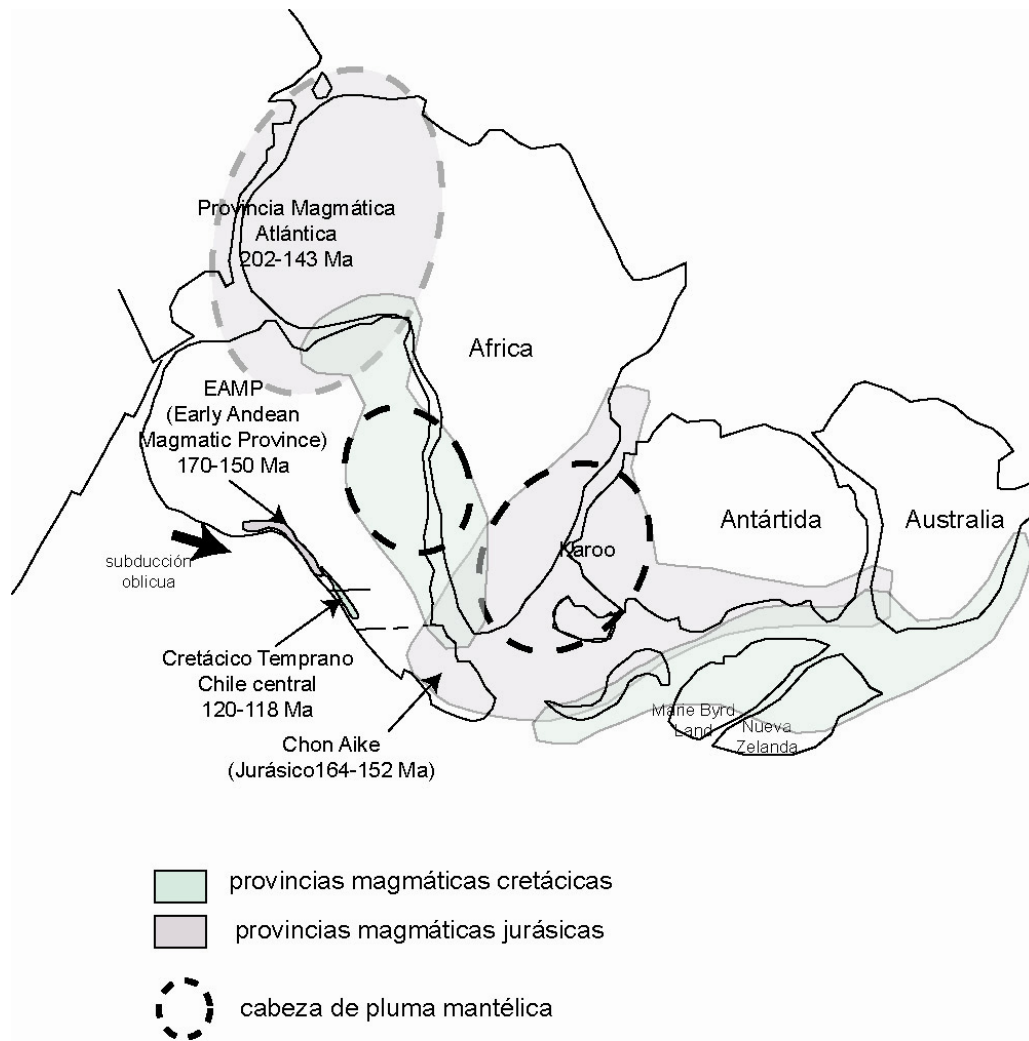


Figura 2.1: Configuración tectónica global durante el Mesozoico (modificado de Segev, 2000). La extensión en planta de las posibles plumas mantélicas aparece limitada por líneas punteadas.

2.2 Geología de las áreas de estudio

Los sectores estudiados durante esta Tesis se localizan en la Cordillera de la Costa y en la Alta Cordillera de los Andes de Chile centro-norte (30° - $33^{\circ}45'$ S). Específicamente, estos sectores corresponden a la Alta Cordillera de los Andes a los 30° S (Valle del río Elqui-Turbio) y a la Cordillera de la Costa entre los 31° y $31^{\circ}30'$ S (sur de la desembocadura del Limarí) y entre los 33° y $33^{\circ}45'$ S (entre los ríos Aconcagua y Maipo, Fig. 2.2).

Actualmente, el segmento estudiado se caracteriza por presentar subducción de bajo ángulo de la placa oceánica bajo la placa sudamericana (“flat-slab”, Jordan et al., 1983; Kay et al., 1987; Cahill y Isacks, 1992). Este régimen de subducción es coincidente con la subducción de la dorsal de Juan Fernández en este segmento desde hace 18 Ma (Yañez et al., 2001).

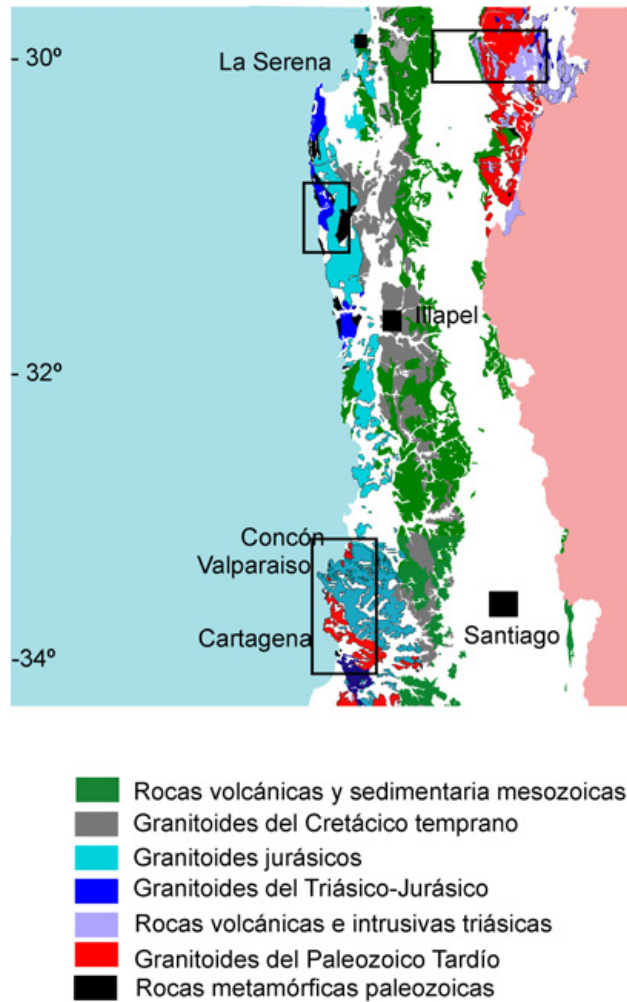
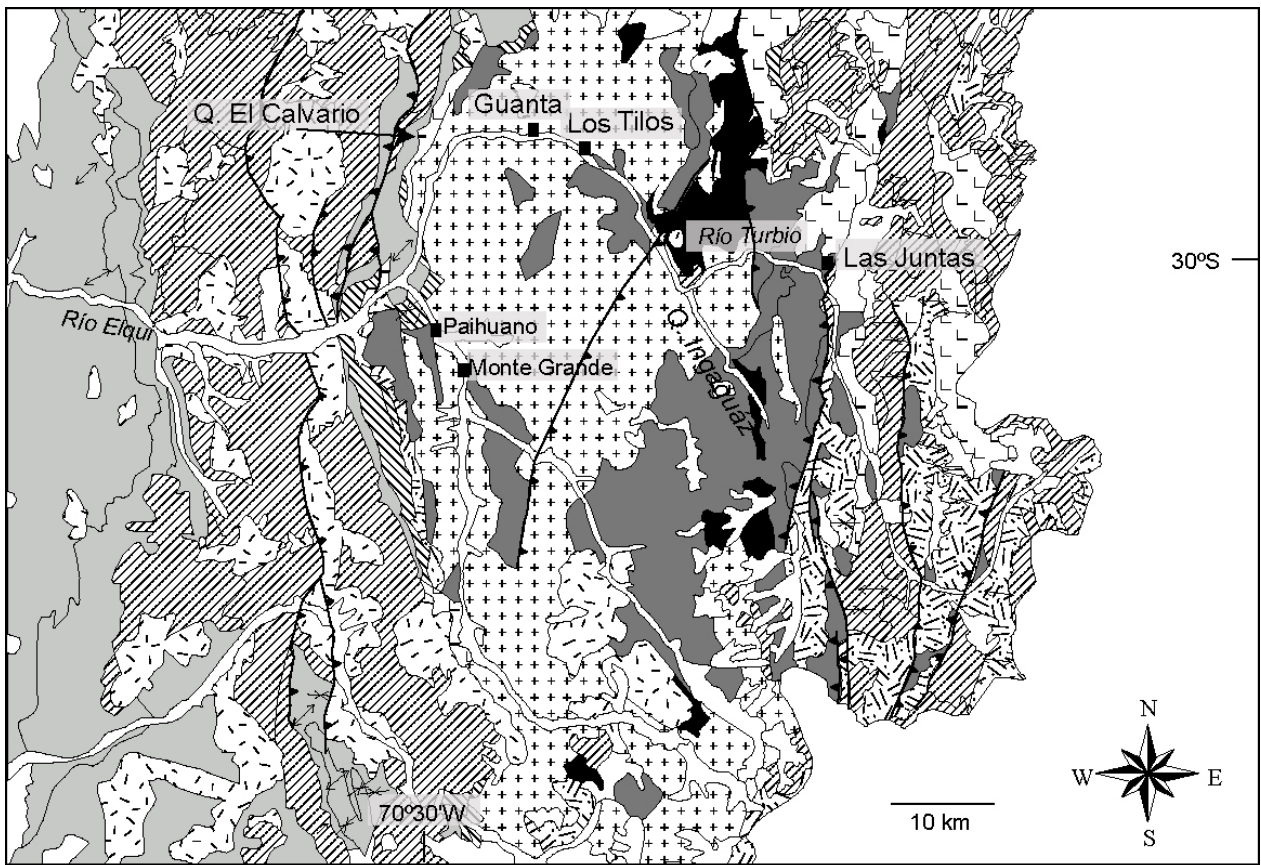


Figura 2.2: Mapa geológico de las unidades plutónicas y volcánicas paleozoicas y mesozoicas de Chile central. En los recuadros se destacan las áreas estudiadas. Modificado de SERNAGEOMIN (2003).

a) Alta Cordillera Andina a los 30° S (Valle del río Elqui – Turbio)

Este segmento de la Cordillera de los Andes está constituido principalmente por rocas intrusivas de edades desde el Carbonífero tardío al Jurásico temprano (Fig. 2.3, Tabla 2.1), las cuales han sido agrupadas dentro del Batolito Elqui-Limarí (Parada et al., 1981).













-  Sedimentos cuaternarios
-  Rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Tardío al Terciario
-  Rocas intrusivas cretácicas y terciarias
-  Rocas volcánicas del Cretácico Temprano
-  Rocas sedimentarias jurásicas (marinas y continentales)
-  Granitoides del Pérmico Tardío al Jurásico Temprano
-  Rocas volcanosedimentarias triásicas
-  Rocas volcánicas pérmicas
-  Granitoides del Carbonífero y Pérmico Temprano
-  Rocas metamórficas paleozoicas

Figura 2.3: Mapa geológico de la alta cordillera de los Andes, en el sector del Valle del Elqui (30° S). Modificado de Mpodozis y Cornejo (1988), Nasi et al (1990) y Emparán y Pineda (1999, 2000).

El Batolito Elqui-Limarí se compone de unidades del Carbonífero Pérmico (unidades Guanta, Cochiguáz y El Volcán) agrupadas dentro del Complejo Elqui (Nasi et al., 1985). Además de este, se ha definido el Complejo (o Superunidad) Ingaguás, que comprende plutones de edades entre el Pérmico temprano-Superior y del Triásico-Jurásico (unidades Los Carricitos, Chollay, El León, El Colorado y La Laguna). Rocas metamórficas que ocurren en el Valle del río Tránsito y río Huasco (complejos metamórficos de El Tránsito, La Pampa y El Cepo) representan las rocas encajantes de este batolito (Ribba et al., 1988). Rocas sedimentarias y metasedimentarias de probable edad Carbonífero (Complejo Metamórfico El Cepo y Formaciones Hurtado y Las Placetas), ocurren como “roof pendants” en el batolito (Mpodozis y Cornejo, 1988, Nasi et al., 1990).

Las secuencias estratificadas de edad pérmica a mesozoica del área de estudio corresponden en gran parte al Grupo Pastos Blancos (Martin et al., 1999), el cual comprende una unidad de edad pérmica (Formación Guanaco Sonso) y otra de edad triásica (Secuencia Los Tilos). Por otra parte, las secuencias jurásicas corresponden a una Formación marina del Lias (Formación Lautaro o secuencia Tres Cruces) y una secuencia volcánica del Jurásico medio (Formación Algarrobal).

Batolito Elqui-Limarí

Dentro del Complejo Elqui, las rocas más antiguas corresponden a la Unidad Guanta (Nasi et al., 1985), que se compone de tonalitas y granodioritas de grano grueso, foliadas, localmente abundantes son los enclaves máficos, los cuales ocurren principalmente en el sector occidental del batolito (Fig. 2.4). La Unidad Cochiguáz corresponde a granodioritas de dos micas peraluminosas y la Unidad El Volcán corresponde a granitos peraluminosos, de grano medio a grueso. Estas tres unidades constituyen plutones elongados en dirección N-S a NNW-SSE. La unidad Cochiguás presenta contactos gradacionales a intrusivos en la Unidad Guanta, mientras que la Unidad El Volcán tiene contactos intrusivos con la Unidad Cochiguáz (Nasi et al., 1985). Todas estas unidades son intruidas por diques máficos en cantidades variables.

Las edades para el Complejo Elqui presentan un amplio rango (Tabla 2.1). En la Unidad Guanta se ha determinado una edad U-Pb en circón de 285 ± 1.5 Ma al norte del área de estudio ($\sim 29^\circ$ S, Pankhurst et al., 1996).

Método	material	Unidad	localidad	edad (Ma) y error (2σ)	Autor
Rocas Intrusivas					
U-Pb	circón	Guanta	Valle Tránsito	285 \pm 1,5	Pankhurst et al., 1996
Rb-Sr	Roca total	Guanta	Elqui	310 \pm 8	Rex, 1987
K-Ar	anfíbola	Guanta	Chancoquín	310 \pm 18	Ribba et al, 1988
K-Ar	anfíbola	Guanta	La Punilla	303 \pm 9	Nasi et al., 1990
K-Ar	anfíbola	Guanta	Estero Guanta	297 \pm 9	Nasi et al., 1990
K-Ar	anfíbola	Guanta	Guanta	266 \pm 7	Nasi et al., 1990
K-Ar	Biotita	Guanta	Q. Romerito	260 \pm 6	Ribba et al, 1988
K-Ar	Biotita	Guanta	Q. Pimpinela	258 \pm 4	Nasi et al., 1990
K-Ar	Biotita	Guanta	Q. La Plata	245 \pm 4	Nasi et al., 1990
K-Ar	Anfíbola	Guanta	Q. La Plata	256 \pm 7	Nasi et al., 1990
K-Ar	Biotita	Guanta	La Arena	252 \pm 6	Ribba et al., 1988
K-Ar	Biotita	Guanta	El Hoyuelo	250 \pm 4	Mpodozis y Cornejo, 1988
K-Ar	Biotita	Guanta	Río Claro	92,7 \pm 2,9	Mpodozis y Cornejo, 1988
K-Ar	Anfíbola	Guanta	Río Claro	165 \pm 6	Mpodozis y Cornejo, 1988
Rb-Sr	Roca total	Cochiguás	Río Los Molles	256 \pm 10	Pankhurst et al., 1996
Rb-Sr	Roca total	Cochiguás	Elqui	311,5 \pm 3	Rex, 1987
K-Ar	muscovita	Cochiguás	Q. Carrizal	301 \pm 4	Mpodozis y Cornejo, 1988
K-Ar	Muscovita	Cochiguás	Q. El Pangue	259 \pm 6	Mpodozis y Cornejo, 1988
K-Ar	biotita	Cochiguás	Q. El Pangue	235 \pm 6	Mpodozis y Cornejo, 1988
Rb-Sr	Roca total	Sup. Elqui	Río claro y turbi	328 \pm 1	Parada et al., 1981
K-Ar	anfíbola	Carricitos	Río Turbio	207 \pm 9	Nasi et al., 1985
K-Ar	biotita	Carricitos	Río Turbio	221 \pm 3	Nasi et al., 1985
Rb-Sr	Roca total	Ingaguás	Río claro-turbio	197 \pm 5	Parada et al., 1981
U-Pb	Circón	Colorado	Mina Pascua	242,5 \pm 1,5	Martin et al., 1999
U-Pb	Circón	Colorado		242 \pm 1,5	Martin et al., 1999
U-Pb	Circón	Colorado		249,7 \pm 3,2	Martin et al., 1999
K-Ar	muscovita	Colorado	Río La Laguna	221 \pm 5	Martin et al., 1999
K-Ar	biotita	2 micas	Río Ingaguaz	219 \pm 5	Martin et al., 1999
K-Ar	biotita	Chollay	Río Estrecho	238 \pm 6	Nasi et al., 1985
K-Ar	biotita	El León	Río Cochiguáz	238 \pm 4	Nasi et al., 1985
K-Ar	biotita	El León	Río La Gloria	276 \pm 4	Nasi et al., 1985
Rb-Sr	Roca total	El León	Monte Grande	192 \pm 11	Brook et al., 1986
Rb-Sr	Roca total	El Colorado	Los Tilos	204 \pm 11	Parada et al., 1988
Fission track	apatito	Chollay	Río Cochiguás	9,65	Cembrano et al., 2003
Rocas volcánicas					
U-Pb	circón	Los Tilos	Río Primero	210-225	Martin et al., 1999
K-Ar	biotita	Los Tilos	Río Seco	235 \pm 5	Martin et al., 1999
K-Ar	biotita	Guanaco Sonso	Río seco	262 \pm 6	Martin et al., 1999
K-Ar	biotita	Guanaco Sonso	Río Colorado	281 \pm 6	Martin et al., 1999
K-Ar	biotita	Guanaco Sonso	Río Colorado	260 \pm 6	Martin et al., 1999
U-Pb	circón	Guanaco Sonso		265 \pm 5	Martin et al., 1999

Tabla 2.1: Recopilación de edades radiométricas de rocas intrusivas y volcánicas del Paleozoico Tardío al Jurásico del Batolito Elqui-Limari y parte de su cobertura. El detalle de las localidades aparece en las referencias.

Los mismos autores han presentado una edad Rb-Sr de 256 \pm 10 Ma para la Unidad Cochiguás, que al parecer sería levemente más joven que la edad sugerida por las relaciones de terreno. Las edades K-Ar en la Unidad Guanta varían entre 310 y 245 Ma (Nasi et al., 1985, 1990; Brook et al., 1986; Ribba et al., 1988; Mpodozis y Kay, 1992, Tabla 2.1). En la Unidad Cochiguás se

conocen dos edades K-Ar en mica blanca de 301 ± 4 y 259 ± 6 Ma y una en biotita de 235 ± 6 Ma (Nasi et al., 1985), además de una “errorcrona” Rb-Sr de $311,5\pm 3$ Ma (Rex, 1987). Para la Unidad El Volcán, se ha publicado solo una edad K-Ar en biotita de 247 ± 4 Ma (Mpodozis y Cornejo, 1988). A partir de estas edades, no es posible delimitar con claridad los eventos intrusivos de este complejo. Nasi et al (1990) y Mpodozis y Kay (1992) han considerado que edades más jóvenes que 266 Ma reflejan un efecto termal por las intrusiones pérmicas (reapertura de los sistemas isotópicos) o un efecto de solevantamiento (debido a procesos de colisión durante la Fase orogénica San Rafael).



Figura 2.4: Tonalita de la Unidad Guanta en las cercanías de la localidad de Guanta. La línea negra indica la orientación aproximada de la foliación magmática, la cual es oblicua al alargamiento de enclave máfico.

El Complejo Ingaguás está formado por plutones epizonales, generalmente de dimensiones reducidas, paredes verticales y techo plano, los cuales intruyen a granitoides del Complejo Elqui y en forma más local a la Formación Guanaco Sonso (Nasi et al., 1985, Martin et al., 1999). La Unidad Los Carricitos se compone de granodioritas de hornblenda y biotita de grano medio, mientras que las unidades Chollay y El León corresponden a monzogranitos de color rosado, que contienen fenocristales de feldespato-K. La Unidad El Colorado se compone de pórfidos riolíticos y granitos de textura gráfica, que en terreno presentan un tipo color rosado a rojizo, los

cuales afloran en forma abundante en la parte alta del valle del río Turbio. Finalmente, los gabros de La Laguna, corresponden a cuerpos de gabros de piroxeno que intruyen a la Formación Pastos Blancos en el límite oriental del área de estudio (Mpodozis y Kay, 1992).

Los granitoides de las unidades Chollay y El León, se han obtenido edades K-Ar en biotita entre 276 y 238 Ma (Nasi et al., 1985, Tabla 2.1). Dos edades U-Pb en circón para esta unidad indican episodios de cristalización de plutones entre de 242.0 ± 1.5 Ma y 242.5 ± 1.5 Ma (Martin et al., 1999). Estas edades son cercanas a las de pórfidos dacíticos, localizados en el margen oriental del batolito (Martin et al., 1999). En el Plutón Monte Grande, de características peralcalinas (Parada, 1988), perteneciente a la Unidad El León, se obtuvo una edad bastante Rb-Sr más joven que en el resto de la unidad (isócrona roca total de 192 ± 11 Ma, Brook et al., 1986).

Por otra parte, en la Unidad El Colorado, que intruye a la Unidad El León se ha obtenido una edad más joven (221.0 ± 5 Ma, K-Ar en mica blanca, Martin et al., 1999, Tabla 2.1). Una edad similar se obtuvo en un granito de dos micas de esta unidad (219 ± 5 Ma, K-Ar en biotita, Martin et al., 1999). El Plutón Los Tilos, reconocido en el Valle del río Turbio por Parada (1988), posteriormente incorporado dentro de la Unidad El León (Nasi et al., 1990), formaría parte de la Unidad El Colorado. Este intrusivo presenta características peraluminosas, con facies de dos micas y facies con nódulos de cordierita (junto a cuarzo y plagioclasa de origen magmático, Parada, 1988). Una Datación Rb-Sr en roca total, que incluye muestras de este plutón, ha entregado una edad de 204 ± 11 Ma (Rb-Sr roca total, Parada et al., 1988), la cual es similar a una edad K-Ar obtenida en un plutón de la misma composición reconocido más al sur (Cornejo et al., 1984).

En general, todas estas unidades son intruidas por enjambres de diques máficos de disposición mayoritaria N-S, aunque se han observado diques félsicos relacionados a la unidad El Colorado intruyendo a diques máficos, por lo cual podrían constituir una asociación bimodal (Martin et al., 1999).

Secuencias volcánicas y sedimentarias pérmicas a jurásicas

La Formación Guanaco Sonso, que corresponde a la secuencia inferior del Grupo Pastos Blancos, se compone de flujos riolíticos a dacíticos y tobas pardas que son intruidas por la Unidad El León y son cubiertas por la secuencia Los Tilos (Martin et al., 1999). Además se han reconocido niveles sedimentarios y volcanoclásticos intercalados con las lavas. El espesor mínimo de la secuencia varía entre 750 y 1000 metros (Martin et al., 1999). La secuencia Los Tilos se compone

de rocas volcánicas andesítico-basálticas, localmente andesitas y riolitas y rocas sedimentarias rojizas, las cuales se disponen en discordancia sobre la Formación Guanaco Sonso y en no concordancia sobre la Unidad El León. Esta secuencia es cubierta en aparente concordancia (en la mayoría de los contactos) por la Formación Lautaro, del Jurásico temprano, que consiste en calizas fosilíferas marinas y areniscas calcáreas.

En niveles volcánicos de la Formación Guanaco Sonso se determinó una edad U-Pb en circón de 265.8 ± 5.6 Ma y edades K-Ar en biotita de 281 ± 6 Ma y 260 ± 6 Ma (Martin et al., 1999). En la secuencia Los Tilos se determinó una edad U-Pb (circón) con concordia entre 210 y 225 Ma, además de una edad K-Ar en biotita de 235 Ma. El contenido fosilífero (restos de plantas) es indicativo también de una edad triásica para esta secuencia.

Las secuencias de edad Jurásica (Formación Tres Cruces y Algarrobal) documentan períodos de depósitos marinos en el Jurásico temprano (Formación Lautaro) seguida por un episodio de regresión hacia el Jurásico medio-tardío (Formación Algarrobal), donde además se registra una importante actividad volcánica andesítica (Nasi et al., 1990). La Formación Lautaro sobreyace concordantemente y en algunas localidades en forma levemente discordante a la secuencia Los Tilos y es cubierta concordantemente por la Formación Algarrobal.

Significado tectónico del Batolito Elqui-Limarí y la cobertura pérmica a jurásica

Los intrusivos de la Unidad Guanta presentan una signatura calcoalcalina. Sus edades y litología son bastante similares a las de unidades intrusivas reconocidas a lo largo de la Cordillera de la Costa de Chile central (e.g. Parada et al., 1999), las cuales son coetáneas con la deformación de un prisma de acreción paleozoico (Hervé, 1988). Todo esto ha llevado a inferir que los granitoides del Carbonífero-Pérmico (en este caso Unidad Guanta) representan un magmatismo de arco continental asociado a subducción hacia el este en el margen occidental de Gondwana (Mpodozis y Kay, 1992). Por otra parte, en la Unidad Cochiguáz, la signatura isotópica, con razones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7072 y ϵNd cercano a -6, sugiere que participó material cortical en la fuente de los magmas. La geoquímica de esta unidad es indicativa de granate residual en la fuente, lo que se ha interpretado como producto de un engrosamiento cortical ocurrido en el Pérmico (Mpodozis y Kay, 1992). Este engrosamiento sería consistente con la fase orogénica San Rafael, la cual ha sido ampliamente documentada en Argentina (e.g. Heredia et al., 2002). Este período de engrosamiento cortical, deformación y alzamiento es además consistente con el nivel más epizonal de emplazamiento inferido para las unidades del Complejo Ingaguás, lo que

indicaría que el Complejo Elqui fue alzado durante el Pérmico, al menos hasta el nivel de emplazamiento de los intrusivos pérmicos-jurásicos.

En el Complejo Ingaguás y en el Grupo Pastos Blancos, la información geocronológica y geológica permite señalar que es posible separar dos períodos de magmatismo, en el Pérmico tardío y en el Triásico Superior – Jurásico temprano, los cuales son parcialmente sincrónicos entre las unidades volcánicas y plutónicas. Estas unidades son contemporáneas con rocas volcánicas y plutónicas del Grupo Choiyoi y del Batolito de Colangüil (Llambías y Sato, 1990; Llambías et al., 2003) de la Cordillera Frontal en Argentina. Según Mpodozis y Kay (1992), la Superunidad Ingaguás estaría formada por intrusivos post-colisionales, derivados de magmas originados por fusión cortical a baja presión. Esta fusión se asoció a colapso extensional, tras el engrosamiento cortical del Pérmico. El gran volumen de magmatismo silíceo se habría generado gracias a aportes de calor provenientes de magmas mantélicos estacionados en la base de la corteza, como lo indicaría el gran volumen de diques máficos asociados a los plutones pérmicos a jurásicos.

Finalmente, cabe señalar que producto de actividad tectónica compresiva terciaria, el Batolito Elqui-Limarí ha sido expuesto a grandes altitudes (localmente alcanzando cumbres sobre los 5000 metros sobre el nivel del mar). Esta tectónica, de tipo “thick skinned” involucra a las rocas del basamento metamórfico y del batolito (Moscoso y Mpodozis, 1988). Las fallas inversas involucradas en estos procesos tectónicos presentan edades variables entre el Eoceno y el Mioceno (Moscoso y Mpodozis, 1988; Emparán y Pineda, 1999; Cembrano et al., 2003).

b) Geología de la Cordillera de la Costa entre los 31° y 31°30' S

En la Cordillera de la Costa entre los 31° y 31°30' S, la información geológica y geocronológica existente es menor respecto a las otras zonas estudiadas.

La geología del área está caracterizada principalmente por la ocurrencia de rocas intrusivas y metamórficas de edades paleozoicas a jurásicas (Fig. 2.5).

A lo largo de la línea de costa se reconoció un complejo metamórfico, compuesto de esquistos, anfibolitas, metabasaltos, localmente con pillow-lavas (Irwin et al., 1988). Villegas y Parada (1993), en el sector de Punta Talquilla (Fig. 2.6), reconocieron en la zona una serie de esquistos miloníticos que pertenecerían al Complejo Metamórfico del Choapa (Rivano y Sepúlveda, 1986). Estas rocas son sobreyacidas en discordancia por secuencias sedimentarias pérmicas de la

Formación Huentelauquén, constituida principalmente por lutitas negras y areniscas (Rivano y Sepúlveda, 1986).

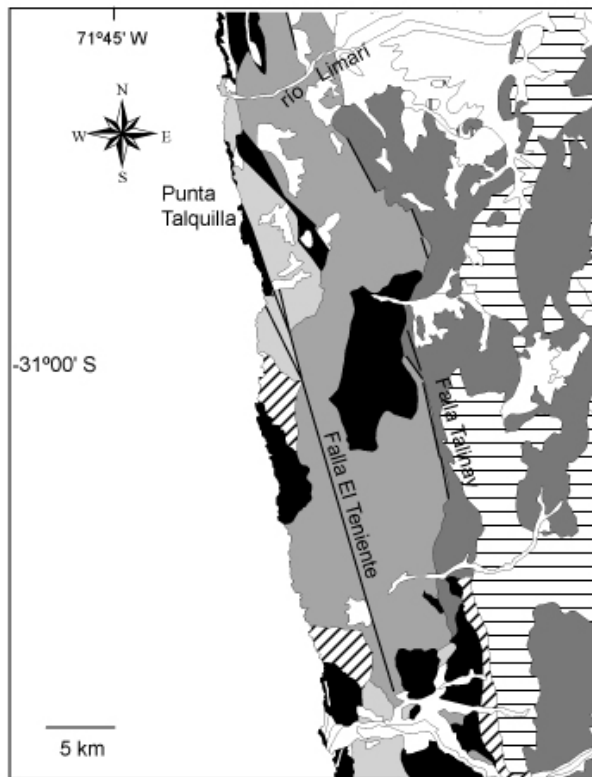
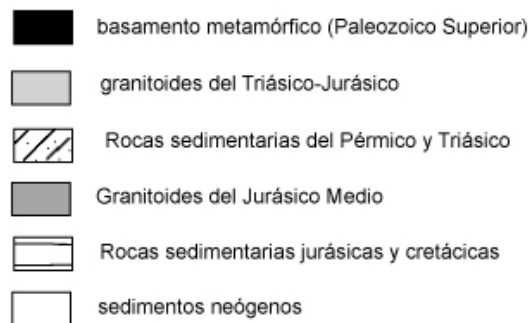


Figura 2.5: Mapa geológico de la Cordillera de la Costa en el sector del río Limarí (31° S). Modificado de Thiele y Hervé (1984) y Gana (1991).



El Complejo Metamórfico de metabasaltos, anfibolitas y esquistos presenta una afinidad oceánica y en ellos se ha determinado una edad Rb-Sr (errorcrona roca total) de 311 ± 89 Ma (Irwin et al., 1988), que da una gruesa idea acerca de la edad del protolito de estas rocas. Las edades K-Ar en estas unidades varía entre 220 y 188 Ma (Irwin et al., 1988; Tabla 2.2).

Las rocas intrusivas corresponden a una asociación plutónica bimodal de edad Triásico tardío-Jurásico temprano (Gana, 1991) y a rocas intrusivas intermedias del Jurásico medio.

La asociación bimodal triásico-jurásica está constituida por leucogranitos, gabros y agmatitas. Estas rocas son de grano medio a grueso. Las rocas félsicas han sido agrupadas por Parada et al

(1988) dentro de las unidades Tranquilla y Millahue (leucogranitos) y los gabros dentro de la Unidad El Guindo (Parada et al., 1991) o Unidad Talinay (Gana, 1991). Por otra parte, todas estas rocas fueron agrupadas dentro del Complejo Plutónico Limarí por Parada et al (1999). Los leucogranitos forman cuerpos plutónicos de dimensiones elongadas en dirección N-S y ocurren intruyendo a rocas metamórficas y también a los gabros de la Unidad Talinay. Parte de estos cuerpos presentan fuerte deformación en sus márgenes, lo cual ha sido tentativamente asociado a actividad sinplutónica a lo largo de una estructura regional denominada Falla El Teniente (Fig. 2.5; Villegas y Parada, 1993).

Parada et al (1988) obtuvieron edades Rb-Sr (isócronas roca total) de 200 ± 10 y 203 ± 15 Ma en la Unidad Tranquilla-Millahue. Irwin et al (1988) obtuvieron una edad similar de 200 ± 10 Ma mediante el mismo método (Tabla 2.2). En los gabros, Irwin et al (1988) obtuvieron una edad Rb-Sr (isócrona roca total) de 220 ± 20 Ma. Por otra parte, ambos tipos de rocas presentan composiciones isotópicas contrastantes (Parada et al., 1999). Los gabros presentan valores altos de ϵNd (entre +3.6 y +4.6) y bajos en razones iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (entre 0.7033 y 0.7035). Los leucogranitos se caracterizan por valores bajos de ϵNd (entre -0.6 y -0.7) y elevados de $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial (0.7121 a 0.7154).

Los granitoides del Jurásico medio-tardío ocurren directamente al este de las unidades descritas y han sido agrupados dentro de la Unidad Cavilolén y Unidad Puerto Oscuro (Parada et al., 1988). La primera de estas corresponde a un gran volumen de granodioritas y tonalitas calcoalcalinas (con variables cantidades de enclaves máficos), asociados a menores cuerpos de leucogranitos, mientras que la Unidad Puerto Oscuro corresponde a dioritas, monzodioritas y gabros. Todas estas rocas intruyen a rocas metamórficas paleozoicas y a las rocas intrusivas triásicas-jurásicas ya descritas (Espíñeira y Parada, 1987). Dos edades Rb-Sr (isócronas roca total) de 143 ± 13 Ma y 164 ± 2 Ma (Parada et al., 1988) indican edades del Jurásico medio-tardío para estas unidades. Rocas con deformación milonítica observadas en las cercanías de los márgenes de estas rocas intrusivas (directamente al norte del río Limarí) entregaron edades K-Ar entre 151 y 122 Ma (Gana, 1991; Tabla 2.2).

A escala más regional, las rocas intrusivas del Jurásico medio-tardío son correlacionables con el Complejo Plutónico Papudo-Quintero, que presenta edades y geología similares (Hervé et al., 1988, Parada et al., 1988, 1999).

Método	material	Unidad	localidad	edad (Ma) y error (2 σ)	Autor
Rocas Intrusivas					
Rb-Sr	Roca total	T-M	Punta Talquilla	200 \pm 10	Irwin et al., 1988
Rb-Sr	Roca total	Talinay	Punta Talca	220 \pm 20	Irwin et al., 1988
Rb-Sr	Roca total	Millahue	Río Limarí	200 \pm 10	Parada et al., 1988
Rb-Sr	Roca total	P. Oscuro	Río Limarí	143 \pm 13	Parada et al., 1988
K-Ar	Biotita	P. Oscuro	P.Oscuro	174 \pm 4	Rivano et al., 1985
K-Ar	Biotita	P. Oscuro	P.Oscuro	171 \pm 4	Rivano et al., 1985
Rb-Sr	Roca total	Tranquilla	Bahía Teniente	203 \pm 15	Parada et al., 1988
K-Ar	anfíbol	Talinay	Punta Talquilla	208,8 \pm 4	Irwin et al., 1988
K-Ar	plagioclasa	Talinay	Punta Talquilla	176 \pm 4	Irwin et al., 1988
K-Ar	plagioclasa	dique	Int. Punta Negra	121,6 \pm 6	Irwin et al., 1988
K-Ar	anfíbol	Talinay		231,4 \pm 4	Irwin et al., 1988
K-Ar	plagioclasa	Talinay	Punta Talca	124,6 \pm 8	Irwin et al., 1988
K-Ar	anfíbol	Talinay	Villa Señor	193,4 \pm 9	Gana, 1991
K-Ar	Roca total	Talinay	Villa Señor	144 \pm 5	Gana et al., 1991
K-Ar	anfíbol	T-M	Punta Talquilla	148,6 \pm 3,2	Irwin et al., 1988
K-Ar	Biotita	T-M	Punta Talquilla	140,1 \pm 2,4	Irwin et al., 1988
K-Ar	anfíbol	T-M	El Sauce	185 \pm 28	Gana, 1991
K-Ar	biotita	T-M	El Sauce	201 \pm 5	Gana, 1991
K-Ar	biotita	T-M	Villa Señor	147 \pm 4	Gana, 1991
K-Ar	biotita	T-M	Peñascos Blancos	166 \pm 4	Gana, 1991
K-Ar	anfíbol	gneiss	Fray Jorge	146 \pm 7	Gana, 1991
K-Ar	anfíbol	gneiss	Fray Jorge	150 \pm 8	Gana, 1991
K-Ar	muscovita	gneiss	Fray Jorge	151 \pm 4	Gana, 1991
K-Ar	biotita	gneiss	Fray Jorge	136 \pm 3	Gana, 1991
K-Ar	anfíbol	gneiss	Altos de Talinay	122 \pm 5	Gana, 1991
K-Ar	Biotita	gneiss	Co. Talinay	141 \pm 4	Gana, 1991
K-Ar	Anfíbol	dique	La Cebada	171,4 \pm 8	Irwin et al., 1988
K-Ar	Anfíbol	dique	Sur Pta. Talca	133,3 \pm 12	Irwin et al., 1988
K-Ar	Biotita	dique	Sur Pta. Talca	127,2 \pm 16	Irwin et al., 1988
K-Ar	Anfíbol	dique	Punta Negra	140 \pm 6	Irwin et al., 1988
K-Ar	Anfíbol	dique	Playa El Toro	145,4 \pm 4	Irwin et al., 1988
K-Ar	plagioclasa	dique	Playa El Toro	127,3 \pm 10	Irwin et al., 1988
K-Ar	Roca total	dique	Quebrada Pescador	166 \pm 10	Thiele y Hervé, 1984

Tabla 2.2: Compilación de edades radiométricas obtenidas en rocas intrusivas y metamórficas de la Cordillera de la Costa entre los 31° y 31°30' S.

Significado tectónico de las unidades

Los leucogranitos del Triásico-Jurásico presentan una composición isotópica que sugiere que han sido derivados a partir de fusión de material cortical, mientras que los gabros habrían sido generados a partir de fuentes mantélicas astenosféricas (Parada et al., 1999). Diversos autores han interpretado esta asociación como producto de un evento de extensión cortical ocurrido durante el Triásico tardío (Gana, 1991; Parada et al., 1991). Estas rocas son contemporáneas con el volcanismo de la Formación Pichidangui, que aflora al sur del área de estudio (Muñoz Cristi, 1942; Vergara et al., 1991; Morata et al., 2000) y que está constituida por secuencias volcánicas

bimodales. Además, estas rocas plutónicas son también coetáneas con la Unidad El Colorado y parte de los enjambres de diques máficos que afloran en la Cordillera de Los Andes a los 30° S, por lo cual aparentemente asociaciones magmáticas bimodales del Triásico tardío-Jurásico temprano ocurrirían en dos franjas aproximadamente paralelas en la Cordillera de la Costa y Cordillera de Los Andes (Parada et al., 1991). En cuanto a las unidades del Jurásico medio-tardío, Parada et al (1999) propone, en base a datos geoquímicos e isotópicos de Sr y Nd del Complejo Plutónico Papudo-Quintero, que estas rocas se habrían generado en un ambiente de arco magmático, durante las primeras etapas del Ciclo Andino. Los magmas máficos se originarían a partir de fundidos astenosféricos, mientras que gran parte de las rocas félsicas serían cogenéticas con estos gabros y dioritas, dadas sus similitudes composicionales en términos de isótopos de Sr y Nd.

c) Geología de la Cordillera de la Costa entre los 33° y 33°45' S

La geología del área está fuertemente caracterizada por la presencia de rocas plutónicas del Batolito de la Costa, las cuales varían en edad desde el Paleozoico tardío al Cretácico temprano y se distribuyen en franjas NW-SE a N-S (Fig. 2.7). Por otra parte, se reconocen también secuencias volcánicas y en menor medida sedimentarias, que presentan edades desde el Jurásico medio al Cretácico temprano. La mayor parte de estas unidades se encuentra surcada por lineamientos de orientación NW-SE a E-W, los cuales atraviesan transversalmente toda la Cordillera de la Costa. Un lineamiento en especial, se correlaciona con ocurrencia de rocas deformadas de la Falla Melipilla (Wall et al., 1996), la cual se relaciona además en profundidad con una extensa anomalía magnética denominada Anomalía Melipilla (Yañez et al., 1998).

Batolito de la Costa

En esta unidad, las rocas intrusivas presentan edades comprendidas entre el Carbonífero tardío al Pérmico temprano agrupadas dentro del Complejo Santo Domingo por Parada et al (1999). En el área de estudio, estas rocas se distribuyen en una franja NW-SE a NNW-SSE a lo largo de la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa entre las localidades de Concón y Santo Domingo (Fig. 2.6). Su litología varía entre tonalitas y granitos, donde las composiciones más máficas presentan una mayor proporción de enclaves máficos orientados (Fig. 2.7). Las rocas en general presentan una foliación magmática de orientación NW-SE a E-W (Siña, 1987). Además

de estas rocas intrusivas, entre las localidades de El Tabo y Cartagena se han reconocido rocas metamórficas (gneiss y anfibolita), cuyo protolito serían las mismas rocas intrusivas, las cuales se caracterizan por presentar una fuerte foliación NW-SE a ENE-WSW y lineaciones minerales hacia el sur (Siña, 1987; Creixell et al., 2006). Estas rocas presentan porfiroblastos de granate y cordierita (Fig. 2.8), además de sillimanita, biotita, cuarzo y plagioclasa (Creixell et al., 2006). Cabe señalar que las características litológicas y texturales del Complejo Santo Domingo son muy similares a las observadas en la Unidad Guanta del Batolito Elqui-Limarí (Nasi et al., 1985).

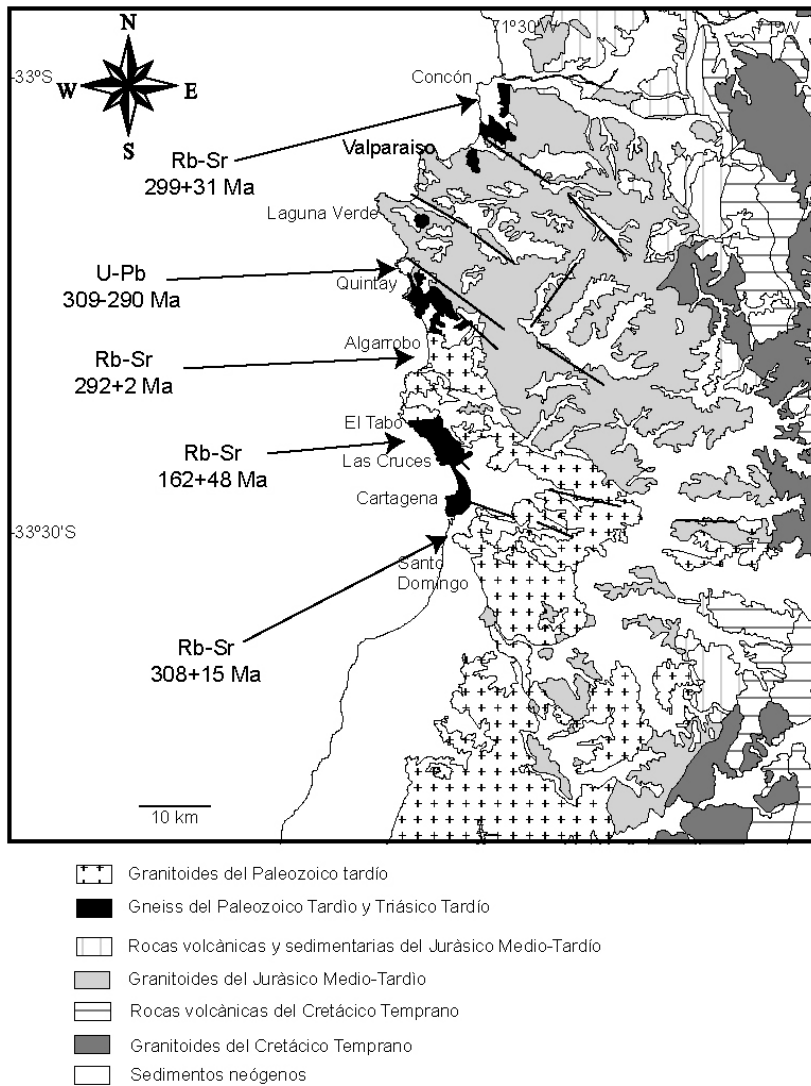


Figura 2.6: Mapa geológico simplificado de la Cordillera de la Costa entre los 33° y 33°45' S (modificado de Wall et al., 1996; Gana et al., 1996), en el cual se incluyen las principales edades de cristalización (U-Pb y Rb-Sr) de plutones paleozoicos.

Las rocas intrusivas del Triásico tardío son escasas en el área. El único afloramiento reconocido se localiza en la localidad de Cartagena y corresponde a dioritas caracterizadas por una intensa

deformación dúctil (dioritas gnéissicas de Cartagena, Gana y Tosdal., 1996). Estas rocas son diferentes a los granitoides del Triásico tardío descritos directamente al sur (34° S), los cuales no presentan importante deformación (Plutón La Estrella, Dávila et al., 1979; Vásquez et al., 2006). La unidad más voluminosa del área de estudio corresponde a granitoides del Jurásico medio (Complejo Plutónico Papudo-Quintero, Parada et al., 1999). Entre los 33° y $33^{\circ}45'$ S, estos plutones se distribuyen en franjas NW-SE (Fig. 2.6), a diferencia de lo que ocurre directamente al norte de los 33° S, donde se distribuyen en franjas ~N-S (Fig. 2.2). La litología de estos plutones varía entre gabro y granito. En el sector de Laguna Verde, las rocas son principalmente dioríticas y se caracterizan por presentar una fuerte foliación NW-SE de carácter dúctil, además de una lineación de estiramiento en dirección SW a SE (para detalles, ver Capítulo 4, artículo n°2). Hacia el este, las unidades plutónicas muestran progresivamente una disminución de la deformación y presentan características de plutones epizonales (unidades Peñuelas y Limache, Gana et al., 1996), lo cual es también sugerido por una disminución de las presiones de cristalización determinadas en estas unidades (Gana y Tosdal., 1996).

Intrusivos del Cretácico temprano afloran en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa y corresponden a plutones epizonales que intruyen tanto a intrusivos jurásicos como a rocas volcánicas y sedimentarias jurásicas y cretácicas (e.g. Wall et al., 1996).

La edad de las unidades que conforman el Batolito de la Costa se encuentra determinada por edades U-Pb y Rb-Sr (isócronas de roca total) entre 309 y 290 Ma para las rocas paleozoicas (Godoy y Loske, 1988; Hervé et al., 1988; Gana y Tosdal., 1996). En estas mismas rocas se han obtenido edades de trazas de fisión en apatito cercanas a 100 Ma (Gana y Zentilli, 2000). A la fecha no se han publicado antecedentes claros acerca de la edad de las rocas metamórficas que ocurren entre El Tabo y Cartagena. Una edad K-Ar en biotita de 159 ± 5 Ma y una isócrona Rb-Sr de roca total de 162 ± 48 Ma en Cartagena y Las Cruces, respectivamente (Hervé et al., 1988), han sido interpretadas como producto de reseteo termal por intrusivos jurásicos, al igual que parte de las edades K-Ar determinadas en las dioritas gnéissicas de Cartagena (Cordani et al., 1976; Gana y Tosdal., 1996). En estas últimas, una edad U-Pb en circón de 214 ± 1 Ma ha permitido determinar una edad triásica (Gana y Tosdal., 1996). En cuanto a las rocas del Jurásico medio, estas presentan edades U-Pb (circón y titanita) entre 163 y 154 Ma (Godoy y Loske, 1988; Gana y Tosdal., 1996). Las edades Rb-Sr y K-Ar en estas rocas presentan un rango de edades bastante similar a las edades U-Pb, lo que sugiere que se enfriaron en períodos de tiempo cortos (Gana y Tosdal., 1996). Además de esto, se observa una tendencia a edades decrecientes desde oeste a este en los intrusivos jurásicos.



Figura 2.7: Tonalita del Carbonífero tardío con enclaves máficos orientados en la localidad de Santo Domingo. La orientación de estos enclaves y la de cristales en la tonalita definen una foliación magmática de rumbo NW-SE y manteo al S.



Figura 2.8: Gneiss granítico en la localidad de Las Cruces. La foliación, subvertical y de rumbo E-W, está definida por la alternancia de bandas metamórficas leucocráticas ricas en granate y bandas melanocráticas. (Gt: granate)

Los intrusivos cretácicos presentan edades K-Ar que fluctúan en un rango entre 90 y 100 Ma (Wall et al., 1996). En el Plutón Caleu, se ha obtenido una edad U-Pb en circón en el intervalo 94.2-97.3 Ma, la cual es similar a las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 94.9 ± 1.8 y 93.2 ± 1.1 Ma obtenidas en plagioclasa, anfíbola y biotita (Parada et al., 2005). Estas edades sugieren una corta historia de enfriamiento para este plutón.

Rocas estratificadas jurásicas y cretácicas

Se constituyen principalmente de rocas volcánicas, acompañadas por menores cantidades de rocas sedimentarias (Vergara et al., 1995). Entre los 33° y 33°45' S, la edad de estas unidades varía entre el Jurásico medio y el Cretácico temprano, donde se encuentran, de base a techo, las formaciones Cerro Calera, Horqueta, Lo Prado y Veta Negra. Las secuencias estratificadas del Triásico tardío al Jurásico temprano están prácticamente ausentes dentro de este segmento de la Cordillera de la Costa, a diferencia de lo que ocurre al norte del río Aconcagua (e.g. Thomas, 1958; Vergara et al., 1995; Wall et al., 1996).

La Formación Cerro Calera tiene un carácter sedimentario marino a litoral, con intercalaciones piroclásticas que se hacen más abundantes al sur de los 33° S. Esta unidad es intruida por granitoides jurásicos (Wall et al., 1996) y está cubierta concordantemente por la Formación Horqueta, la cual se compone de rocas volcánicas y sedimentarias de carácter continental (Piracés, 1976). Las rocas volcánicas presentan una composición mayoritariamente basáltica a andesítica. Para esta formación se ha estimado una potencia máxima cercana a los 4300 metros (Nasi y Thiele, 1982). Vergara et al (1995) ha propuesto un espesor promedio de 1500 metros para esta formación, donde aproximadamente un 50% corresponde a rocas volcánicas. En base a relaciones estratigráficas, se le ha asignado una edad Jurásico medio-tardío (Vergara et al., 1995). Las unidades cretácicas corresponden a las formaciones Lo Prado y Veta Negra. La primera de ellas se dispone en concordancia sobre la Formación Horqueta y se constituye en gran parte por rocas volcánicas silíceas (riolitas e ignimbritas, Piracés, 1976; Vergara et al., 1995), con rocas volcánicas de carácter máfico hacia el techo de la secuencia. Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 133 y 120 Ma (Boric y Munizaga, 1994; Morata et al., 2006), son más jóvenes que aquellas edades entre el Valanginiano y el Berriasiano, determinadas mediante fósiles (Piracés, 1976).

La Formación Lo Prado es cubierta concordantemente por la Formación Veta Negra, la cual se constituye de un gran volumen de rocas volcánicas basálticas a andesítico-basálticas (e.g. Thomas, 1958; Aguirre et al., 1989). A pesar de que se ha propuesto un espesor cercano a 10 km para la Formación Veta Negra (Vergara et al., 1995), cabe la posibilidad de que este sea sobredimensionado, ya que hasta el momento no se han realizado estudios tectónicos que confirmen esta afirmación. Su edad ha sido determinada recientemente en base a edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa primaria (no alterada), las cuales fluctúan entre 119.4 y 118.7 Ma (Aguirre et al., 1999; Fuentes et al., 2005). Por otra parte, el metamorfismo de muy bajo grado

que presenta gran parte de esta unidad se ha datado en 93-97 Ma, sobre la base de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en minerales secundarios (sericita y adularia, Aguirre et al., 1999; Fuentes et al., 2005).

Significado tectónico de las unidades

Una característica esencial de las unidades plutónicas y volcánicas del área, es su distribución zonada con edades progresivamente más jóvenes desde oeste a este (e.g. Parada et al., 1999). Además de esta migración hacia el este, se aprecia una variación en la signatura isotópica inicial de Sr y Nd de las rocas, donde las unidades más jóvenes muestran una composición cada vez más cercana a MORB (Parada et al., 1999; Morata et al., 2001), manteniendo una afinidad geoquímica calcoalcalina.

Específicamente, en las rocas paleozoicas, la presencia de enclaves máficos y diques synplutónicos, además de las variaciones geoquímicas lineales en diagramas tipo Harker, sugieren un origen a partir de procesos de mezcla de magmas (“*mingling*” y “*mixing*”, Siña y Parada, 1985). De acuerdo a la composición isotópica de los miembros extremos félsicos y máficos, los componentes máficos de estas rocas se habrían derivado de fuentes mantélicas litosféricas, mientras que las rocas félsicas se habrían derivado de fusión cortical (Parada et al., 1999).

Los intrusivos y rocas volcánicas del Jurásico presentan una afinidad calcoalcalina, muy similar a la de basaltos de margen continental activo (Vergara et al., 1995; Parada et al., 1999). La composición isotópica de estas rocas sugiere que se derivan de fuentes astenosféricas, en que las rocas máficas y félsicas del batolito serían cogenéticas (Parada et al., 1999). En las rocas cretácicas se observan composiciones isotópicas con valores de ϵNd progresivamente más elevados (Fig. 2.9). El Plutón Caleu, que corresponde a la unidad más joven de este magmatismo, presenta los valores de ϵNd más primitivos (cerca de +6, Parada et al., 2002).

En niveles de la Formación Veta Negra, se ha logrado estimar un intervalo cercano a 25 Ma entre la depositación de las lavas y su metamorfismo. Asumiendo la existencia de una cuenca subsidente, se han estimado tasas de subsidencia que varían entre 0.15 y 0.25 mm/año (Vergara et al., 1995; Aguirre et al., 1999; Fuentes et al., 2005). A pesar de esto, se puede apreciar que el metamorfismo de muy bajo grado de la Formación Veta Negra es cercanamente contemporáneo a la intrusión de plutones cretácicos en estas unidades, por lo que existe la posibilidad de que el metamorfismo podría estar relacionado a metamorfismo de contacto por sobre subsidencia.

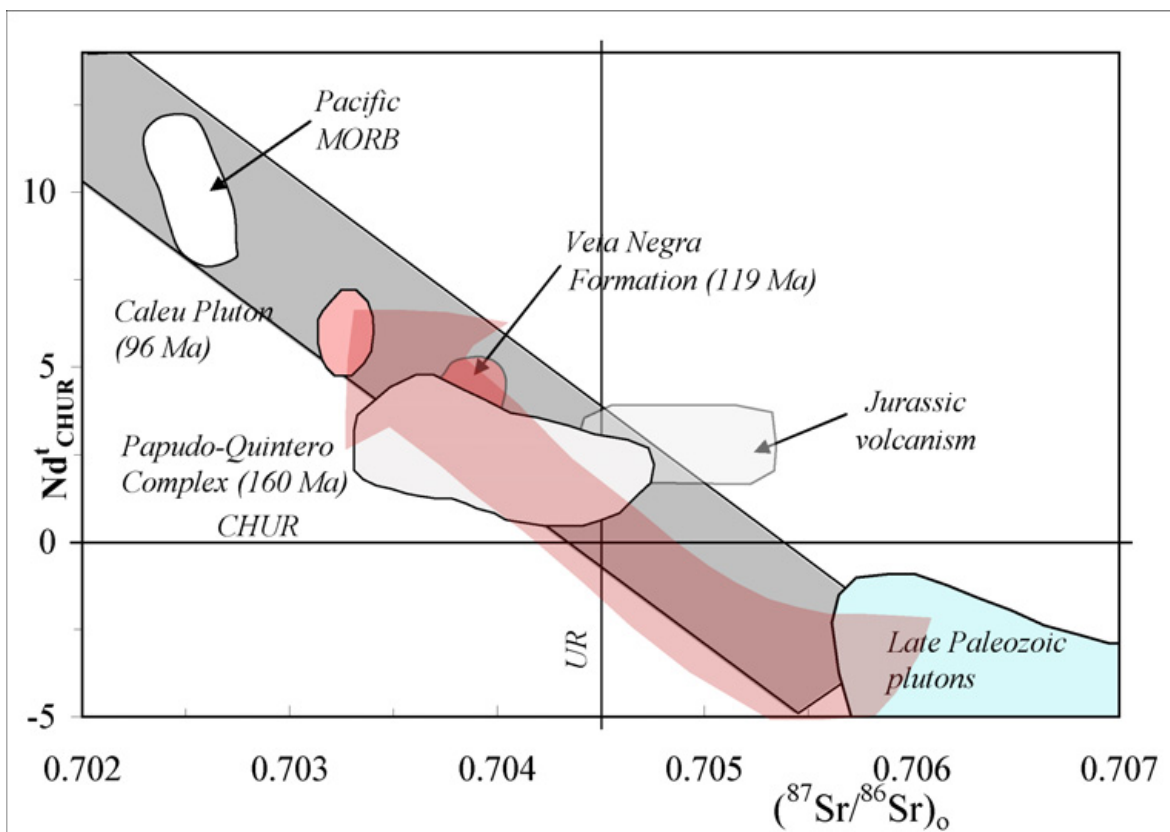


Figura 2.9: Evolución isotópica de Sr y Nd para rocas ígneas desde el Carbonífero al Cretácico temprano de Chile central (datos tomados de Vergara et al., 1995; Parada et al., 1999, 2002; Morata et al., 2001). MORB pacífico tomado de Peate et al (1997).

Tanto el progresivo empobrecimiento en la signatura isotópica hacia valores cercanos a MORB como la posible subsidencia en el cretácico, ha sido interpretados como evidencia de un proceso de adelgazamiento litosférico asociado a extensión mesozoica en esta área (Vergara et al., 1995; Parada et al., 1999).

Las edades de trazas de fisión en apatito obtenidas en rocas paleozoicas del sector costero (Gana y Zentilli, 2000), cercanas a 100 Ma, son similares a las edades relacionadas a deformación compresiva obtenidas en la Cordillera de la Costa cerca de los 32° S (Arancibia, 2004). Estas edades documentan un proceso de exhumación que podría relacionarse a alzamiento e inversión tectónica, que sería contemporáneo también con el enfriamiento y exhumación del Plutón Caleu, en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa (Parada et al., 2005).

d) Síntesis acerca de la evolución geológica

Las unidades plutónicas del Paleozoico tardío (Unidad Guanta a los 30° S y Complejo Santo Domingo a los 33°45' S) presentan fuertes similitudes, que incluyen sus edades (Fig. 2.10) y además su litología, puesto que en ambas unidades se reconocen inclusiones máficas alojadas en tonalitas foliadas. Estas unidades ocurren actualmente separadas a una distancia de aproximadamente 350 km entre los 30° y 33° S. Sin embargo, la ocurrencia de inclusiones xenolíticas de granitoides con edades U-Pb carboníferas cerca de los 31°30' S (Berg y Charrier, 1987), alojados en diques máficos presumiblemente jurásicos en la Cordillera de la Costa, sugiere que los plutones paleozoicos, que no son reconocidos en superficie en la Cordillera de la Costa al norte de los 33° S, se continuarían en profundidad en ese sector. Por su parte, para los intrusivos del Triásico tardío se observan dos franjas coetáneas, una en la Cordillera de la Costa y otra en la Cordillera Principal (Fig. 2.10, unidades Tranquilla-Millahue y El Colorado), en un esquema que podría ser similar al de los intrusivos paleozoicos.

Esta ocurrencia de franjas paralelas de rocas intrusivas, con edades pre-jurásicas, ha permitido sugerir a diversos autores una separación de ellas durante extensión a gran escala ocurrida durante el Jurásico-Cretácico (e.g. Rebolledo y Charrier, 1994; Parada et al., 1999). Si bien se han observado evidencias directas de extensión a gran escala en rocas cretácicas al norte del área de estudio (27° S, Mpodozis y Allmendinger, 1992), entre los 30° y 33°45' S, la escasa información estructural disponible hasta la fecha no ha hecho posible determinar la ocurrencia de procesos de extensión a gran escala en esta zona.

Por su parte, el magmatismo del Jurásico medio-tardío, presenta una distribución uniforme y prácticamente sin interrupciones al norte de los 33°30' S a lo largo de la Cordillera de la Costa del norte y centro de Chile. Estas rocas representarían las raíces del arco magmático que se generó durante las primeras etapas de subducción del ciclo Andino (Mpodozis y Ramos, 1989). Los datos presentados en este capítulo sugieren que este plutonismo comenzó cerca de los 163 Ma a lo largo de la Cordillera de la Costa.

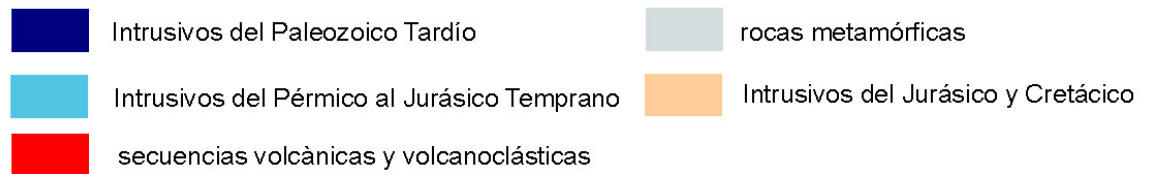
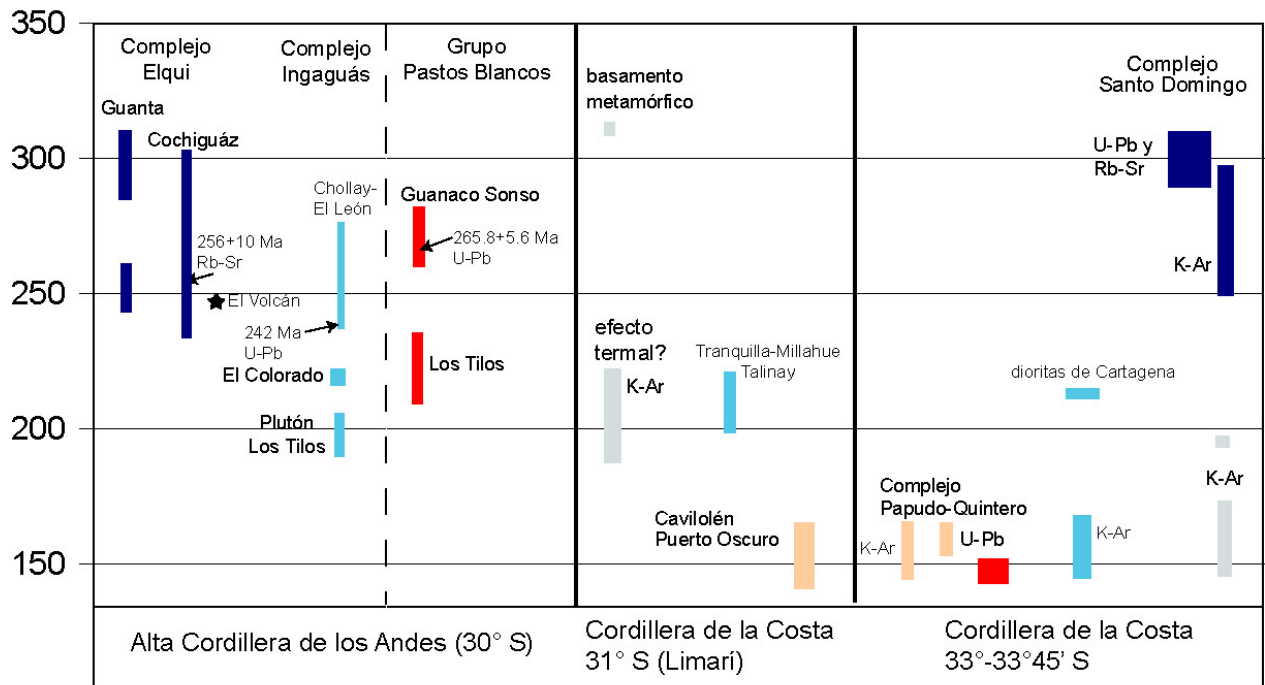


Figura 2.10: Cuadro comparativo de edades de rocas metamórficas, intrusivas y volcánicas del Paleozoico tardío al Cretácico temprano en las tres áreas estudiadas. La fuente de los datos aparece en el texto.

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA DE LOS ENJAMBRES DE DIQUES MÁFICOS MESOZOICOS DE CHILE CENTRAL (30°-33°45' S)

3.1 Introducción

En este capítulo se discuten las características geológicas generales y en detalle de los enjambres de diques máficos mesozoicos estudiados. Esta información representa la base para la definición de los enjambres de diques estudiados, la cual incluye principalmente datos de terreno. Acá se presentan los principales aspectos litológicos, petrográficos, de edad relativa y en forma parcial las edades absolutas (parte de estas se presentan en detalle en los artículos contenidos en el Capítulo 4). Los datos de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética, paleomagnetismo y geoquímica no serán entregados en este capítulo, puesto que se muestran en detalle en los capítulos siguientes. Parte de la información básica descrita en este capítulo aparece también en los capítulos siguientes (artículos 1, 2 y 3).

3.2 Los enjambres de diques en la Alta Cordillera andina (30° S): Enjambre de Diques del Elqui (EDE)

En esta zona, se ha definido un gran enjambre de diques predominantemente máfico, denominado Enjambre de Diques del Elqui (EDE). Este se extiende continuamente entre las localidades de Paihuano por el oeste y Las Juntas por el este (ver Fig. 3.1). En este enjambre se incluyen al menos tres generaciones de diques, distinguidas por su litología, relaciones de intrusión y orientación. Estos diques ya habían sido descritos muy brevemente por diferentes autores (e.g. Mpodozis y Cornejo, 1988; Nasi et al., 1990). Parada (1988) sugiere que estas rocas serían coetáneas con parte del plutonismo granítico de edad triásica observado en el área y señala además que en general estas rocas representarían aproximadamente un 7% de dilatación cortical durante su emplazamiento.

De las tres generaciones de diques, la más antigua corresponde a filones de espesor entre 2,5 y 10 metros. La orientación de estos diques es bastante variable (N13°W-10°E/74°SW-76°NE, Fig. 3.2). Estos diques intruyen a granitoides de las unidades Guanta, Los Carricitos y al Plutón Los Tilos y son intruidos por diques más jóvenes del EDE (Fig. 3.3). Se distribuyen en forma irregular y en muy baja frecuencia en toda el área.

Macroscópicamente, estos diques presentan un color verde a gris verdoso y textura porfídica. Microscópicamente, presentan una masa fundamental de textura intersertal, con abundante clorita, epidota, titanita y minerales opacos (óxidos de Fe?), además de microlitos de plagioclasa parcialmente sericitizada. En algunas muestras además se reconoce clinopiroxeno de grano fino en la masa fundamental. Los fenocristales corresponden a anfíbol euhedral a

subhedral, en cristales de hasta 2 cm y en menor proporción plagioclasa. Los fenocristales de anfíbol presentan reemplazo parcial de clorita y epidota.

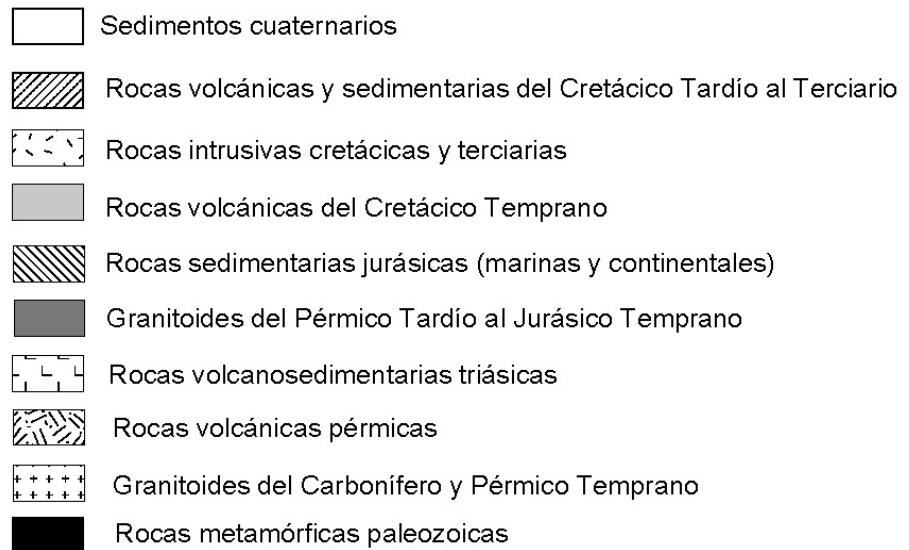
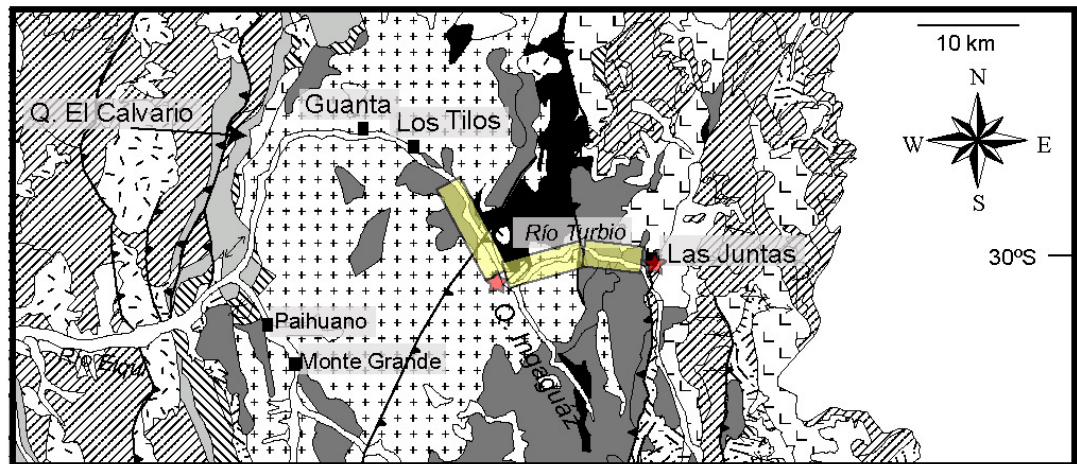


Fig. 3.1: Mapa geológico del valle del Elqui-Turbio (referencias en Fig. 2.3). Las franjas amarillas indican zonas con densidades de diques >10%. La estrella roja occidental indica la localidad de la Fig. 3.3 y la estrella roja en posición oriental muestra la ubicación de la muestra en Fig. 3.6.

La segunda familia de diques ocurre en la parte alta del valle del río Turbio y presenta una orientación cercana a E-W (65° - 120° E/ 73° N- 54° S, orientación promedio: $83^{\circ}/81^{\circ}$ S, Fig. 3.2). La mayor densidad de estos diques se observa entre la localidad de Los Tilos y la Quebrada Ingaguás (indicada con franja amarilla en Fig. 3.1). El espesor varía entre 0,6 y 5 metros y presentan bordes enfriados con foliación paralela a los márgenes del dique. Presentan un color gris oscuro y textura porfídica. Los diques de esta familia intruyen a granitoides de las unidades

Guanta, El León y Los Carricitos y a diques verdes descritos arriba. En la parte alta del valle del río Turbio, estos diques son cortados por diques de orientación N-S. En la parte más baja del valle del río Turbio (hacia el oeste de la localidad de Guanta), diques de estas características intruyen a granitoides de la unidad Guanta, pero presentan una orientación cercana a N-S.

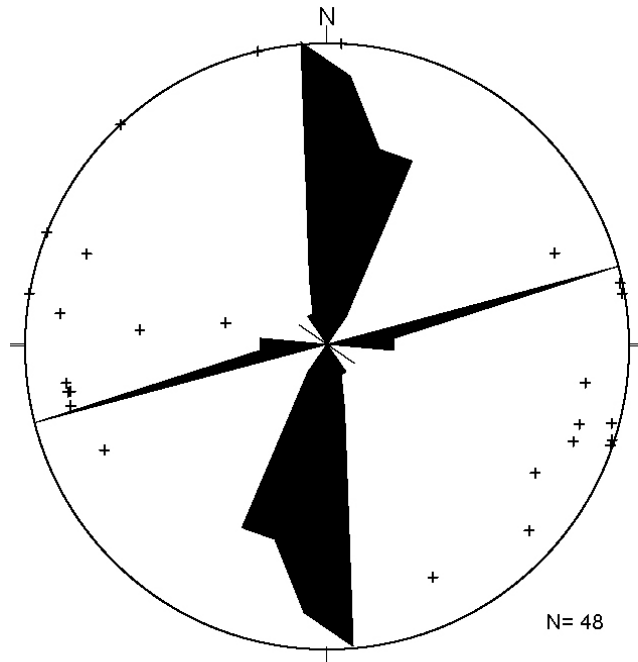


Figura 3.2 Roseta de direcciones para el Enjambre de Diques del Elqui. Se incluyen contornos de densidad para los polos de los planos de los diques. Los datos fueron a partir de mediciones en terreno a lo largo de los valles de los ríos Turbio y Claro.



Figura 3.3: Dique “verde” (v) de la familia más antigua de diques del EDE, que intruye a la Unidad Los Carricitos e intruído por un dique félsico (flecha negra) y por un dique máfico de orientación N-S (flecha blanca) que corta a todas las unidades. Vista hacia el NW, localidad de Los Carricitos, ladera sur.

Petrográficamente, presentan anfíbol verde-pardo como principal mineral máfico en la masa fundamental, acompañada de microlitos de plagioclasa, magnetita euhedral, además de fenocristales de plagioclasa parcialmente sericitizados.

La tercera familia de diques del EDE corresponde a diques máficos que presentan una orientación cercana a N-S (N31°E-N°25°W/70°N-71°S, dirección promedio: 7°/85°E; Fig. 3.2). Los espesores de estos diques varían entre 0,3 y 2,8 metros (con un promedio aproximado de 0,95 metros) y en general ellos no presentan clivaje en sus márgenes. Los diques de esta familia intruyen a granitoides de las unidades Guanta, El León, Los Carricitos y El Colorado y a diques de orientación E-W y diques “verdes” (Fig. 3.3). Estos diques además son cortados por diques félsicos, petrográficamente similares a rocas de la Unidad El Colorado. En algunos afloramientos de paredes verticales es posible apreciar que predominan los patrones de diques segmentados, sobre los diques continuos (Fig. 3.4). Esta familia de diques es muy abundante en la parte alta del valle del río Turbio, especialmente hacia el este de la quebrada Ingaguás (franja amarilla en Fig. 3.1), con densidad de diques cercanas a 20% en algunos afloramientos. La densidad de éstos llega a alcanzar aproximadamente un 20% en algunas localidades (Fig. 3.5), pero en general varía entre 5 y 10%.

Hacia el oeste de la localidad de Guanta, diques petrográficamente similares ocurren en la quebrada El Calvario, cortando a diques de orientación cercana a E-W, aunque a lo largo de esta quebrada también se observaron diques muy similares a los de esta familia, pero con orientación muy variable.

Macroscópicamente, los diques N-S se caracterizan por presentar un color pardo oscuro a verde oscuro y una textura afanítica a porfídica, donde se reconocen fenocristales de plagioclasa y en menor cantidad piroxeno y anfíbol. En general, no se aprecia una orientación clara de los cristales.

Microscópicamente, se han reconocido varios tipos litológicos, siendo los más comunes aquellos compuestos por una masa fundamental de grano fino de plagioclasa, clinopiroxeno y prismas de anfíbol con textura de tendencia intergranular. Los fenocristales en estos diques corresponden a plagioclasa subhedral y en menor cantidad a clinopiroxeno altamente cloritizado. Menos comunes son los diques equigranulares de grano medio, los cuales se componen mayoritariamente de un intercrecimiento de clinopiroxeno subofítico y plagioclasa (la cual forma un arreglo intergranular, Fig. 3.6), acompañados de minerales opacos y biotita parcialmente cloritizada. Algunos diques además se caracterizan por presentar una textura traquítica, compuesta por cristales de plagioclasa orientados, acompañados por cristales finos de clinopiroxeno y anfíbol, parcial a altamente reemplazados por clorita y epidota.



Figura 3.4: Diques de orientación N-S, verticales, con espesores cercanos a 0,4 m cada uno. La roca de caja corresponde a granitos de la Unidad El León. La flecha blanca indica patrón de segmentación en parte de los diques. Vista hacia el sur, sector Los Tilos. Martillo (elipse blanca) aparece como escala.



Figura 3.5: grupo de diques N-S intruyendo a granitos de la Unidad El León en el curso superior del Valle del río Turbio, alcanzando una densidad cercana a 20%. Vista hacia el norte. El ancho de la fotografía es aproximadamente 10 metros.

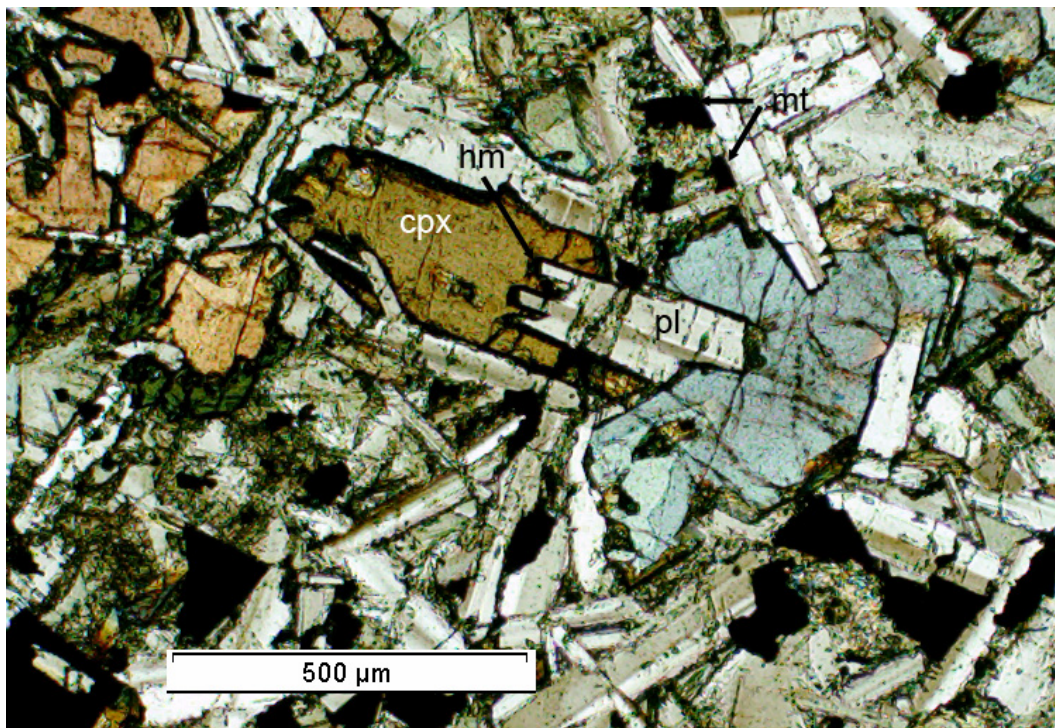


Figura 3.6: microfotografía de dique máfico (muestra CC-04-29) de la familia de diques N-S en la parte alta del valle del río Turbio. Se observa intercrecimiento de plagioclasa (pl), clinopiroxeno (cpx), magnetita intersticial (mt) e ilmenitas.

Aparte de las familias de diques ya descritas en el EDE, se han reconocido diques máficos que por su grado de alteración y orientación variable son difíciles de clasificar dentro de las familias de diques descritas. Estos corresponden a diques máficos que ocurren en el valle del río Claro, entre la Quebrada Tres Cruces y Monte Grande, los cuales se presentan muy alterados, con orientación variable e intruyen a rocas sedimentarias jurásicas (Formación Tres Cruces o Lautaro) y al Plutón Monte Grande, de 200 Ma, perteneciente al Complejo Ingaguás. Diques fuertemente alterados en la Quebrada Pucalume (continuación al NW de la Quebrada El Calvario) presentan orientaciones cercanas a N-S y E-W, donde los primeros cortan a los segundos. Ambos juegos de diques intruyen a rocas sedimentarias trásicas (Formación Las Breas) y Jurásicas (Formación Algarrobal), pero se interrumpen en la base de la Formación Pucalume, del Cretácico Temprano (Fig. 3.7). Es importante notar que los diques en estas quebradas presentan una densidad de afloramientos notoriamente más baja que en el valle del río Turbio, no superando el 5%.

Edad relativa del EDE

Las tres familias de diques máficos descritas previamente intruyen en gran parte a granitoides del Complejo Elqui y Complejo Ingaguás. La ocurrencia de diques félsicos, probablemente asociados a la Unidad El Colorado (Triásico Tardío) intruyendo a diques N-S en la parte alta del valle del río Turbio (Fig. 3.8), sugiere que los diques máficos tendrían una edad cercana al Triásico Tardío (dado que los diques máficos también intruyen a la Unidad El Colorado). En esta misma unidad (El Colorado), Martin et al (1999) reportaron evidencias de procesos de mezcla (*mingling*) entre magmas máficos y félsicos, tanto en plutones como en diques, lo que los llevó a sugerir que en la parte alta del valle del río Turbio, los diques máficos conforman una asociación bimodal con los granitos y diques félsicos.

Hacia el oeste, las relaciones de intrusión sugieren que los diques máficos son más jóvenes. En la localidad de Los Tilos, se puede observar a diques máficos (similares a los diques de la familia N-S y diques “verdes”) que intruyen al Plutón Los Tilos, del Jurásico Temprano (Fig. 3.9). Además, como ya se mencionó en párrafo anteriores, en las quebradas El Calvario, Pucalume y Tres Cruces se observan diques máficos que intruyen a secuencias sedimentarias del Triásico y Jurásico (Fig. 3.9). Además en la localidad de Monte Grande intruyen al plutón del mismo nombre, datado en 192 ± 11 Ma (Brook et al., 1986).

Todos estos antecedentes permiten sugerir en forma general que los diques máficos presentan edades que serían cercanas al Triásico Tardío en la parte alta del valle del río Turbio. Progresivamente hacia el oeste, las edades de los diques podrían ser más jóvenes, probablemente posteriores al Jurásico Temprano y previas al Cretácico, aunque no se puede descartar que hacia el oeste de Guanta estos diques coexistan con diques máficos más antiguos.



Figura 37: Dique máfico N-S (aprox. 70 cm espesor) intruyendo a secuencias jurásicas inclinadas hacia al norte, el cual se interrumpe en la base de la secuencia cretácica (Formación Pucalume). Vista hacia el N, Quebrada Pucalume. El contacto entre las formaciones constituye una superficie paleohorizontal, la cual está inclinada, sugiriendo que el dique también lo está.



Figura 3.8: Dique compuesto, con centro de composición félsica y márgenes máficos que intruye a granitos de la Unidad Guanta. Entrada de la Quebrada Ingaguáz. El dique compuesto tiene un espesor cercano a 4 metros. Vista hacia el S.

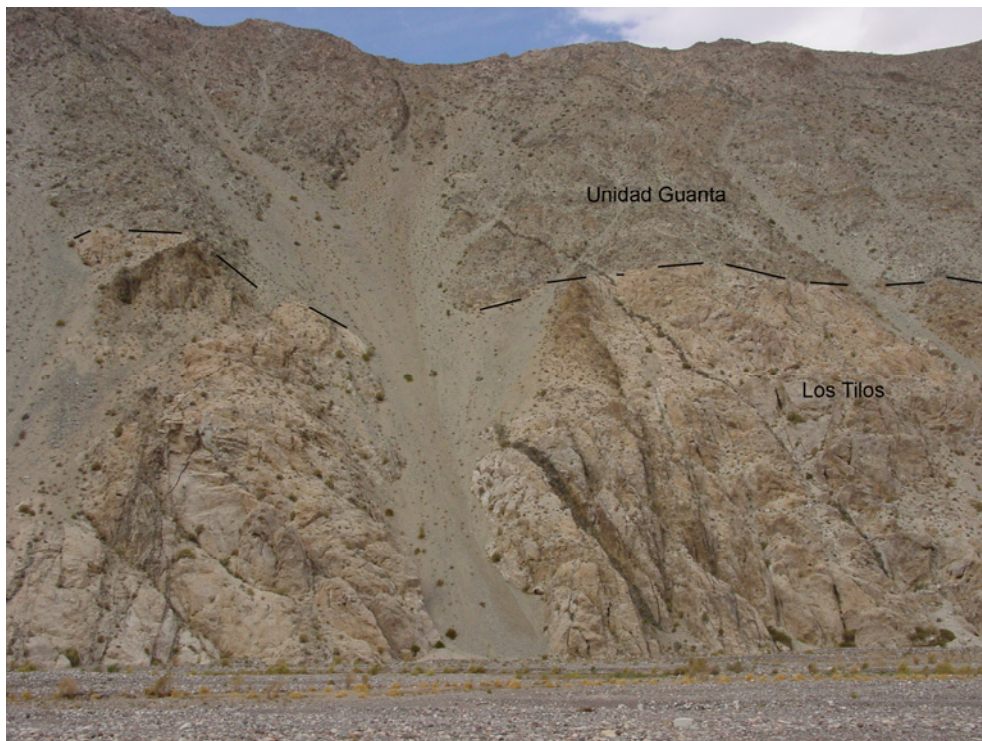


Figura 3.9: Diques máficos N-S intruyendo al Plutón Los Tilos (Jurásico temprano) de la Unidad El Colorado y a un plutón de la Unidad Guanta (Paleozoico tardío). El Plutón los Tilos presenta techo plano e intruye a la Unidad Guanta

Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en diques máficos

Con el fin de obtener edades de cristalización más exactas en los diques máficos, se realizaron dos dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa (Laboratorio de Geocronología del SERNAGEOMIN) para dos diques máficos que presentaban un muy leve grado de alteración. El factor de irradiación de las muestras fue $J=0.0015441 \pm 9.900000e-6$ (muestra CC-04-40) y $J=0.0015599 \pm 0.00001$ (CC-04-29). Las muestras corresponden a diques de la parte oriental del área (muestra CC-04-29, estrella azul en Fig. 3.1) y en la parte occidental del área (sector de Rivadavia, muestra CC-04-40), en la confluencia de los ríos Claro y Turbio.

En ambas muestras no se han obtenido edades plateau. En la muestra CC-04-40, se observa un patrón de desgasificación con forma de “U” (Fig. 3.10a), que sugiere que en los pasos de baja y alta temperatura se ha liberado ^{39}Ar en exceso. El paso de menor temperatura, que presenta una edad aparente envejecida ($117,01 \pm 3,6$ Ma) presenta un aumento de las razones Ca/K y Cl/K, lo que sugiere que el gas fue liberado de una fase pobre en K. En los pasos de alta temperatura, se observa un aumento variable de la razón Ca/K, sin aumento de la razón Cl/K, que podría indicar liberación de gas desde una fase más cálcica.

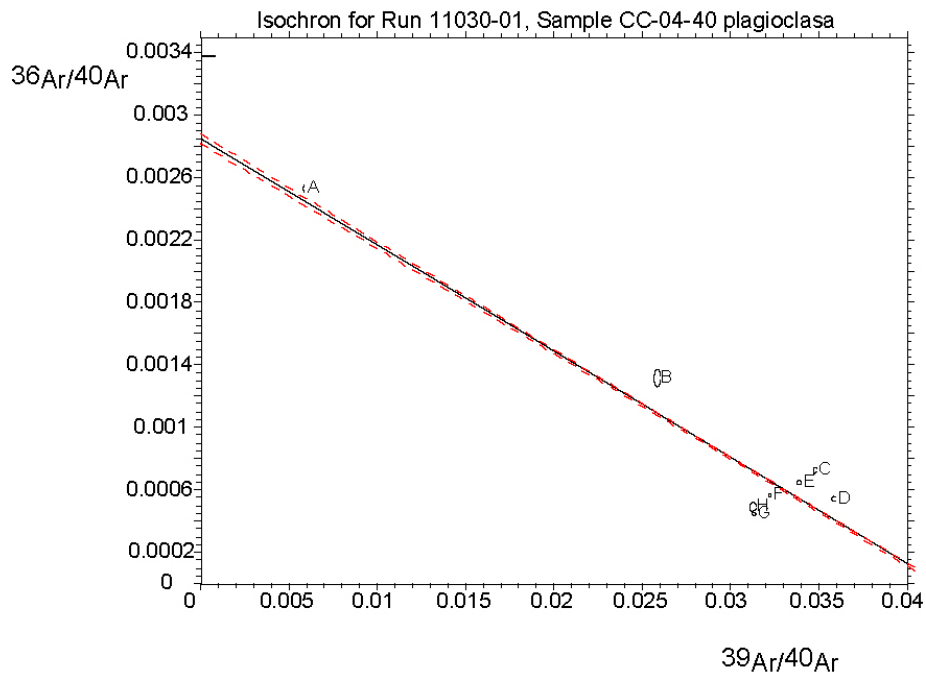
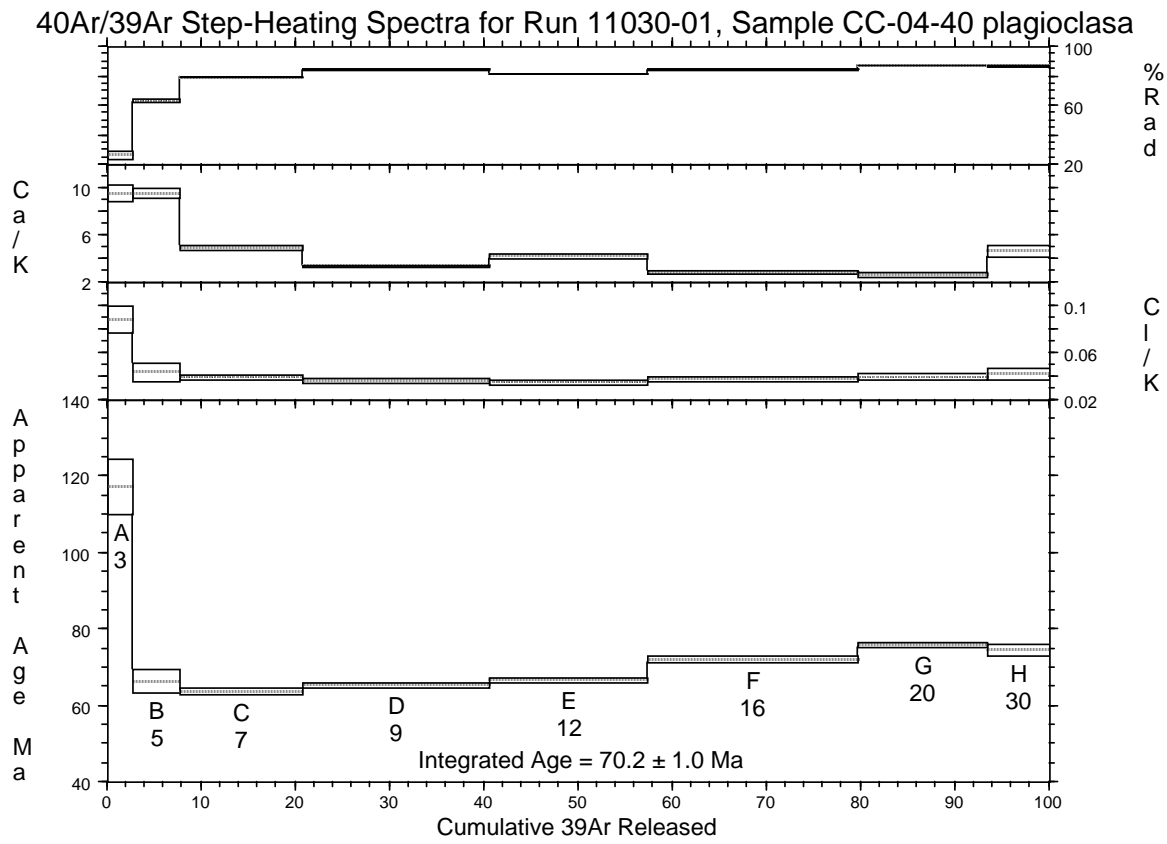


Figura 3.10: espectro de desgasificación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en muestra de plagioclasas de un dique del EDE (CC-04-40). b) diagrama de correlación inversa.

Debido al exceso de Ar, la edad integrada de $70,2 \pm 1.0$ Ma podría no tener significado geológico. El diagrama de correlación inversa (isocrona inversa), corrobora la presencia de Ar radiogénico en exceso, a pesar de que pasos de desgasificación están pobremente alineados.

En la muestra CC-04-29 también se observa un patrón de desgasificación con forma de “U” (Fig. 3.11a), que nuevamente indica presencia de exceso de Ar radiogénico en pasos de baja (A) y alta temperatura (E-G). El exceso de Ar en la muestra es muy probable dados los bajos contenidos de K_2O (0,08 a 0,14%) de las plagioclasas utilizadas. En la etapa de baja temperatura se observa un aumento de la razón Ca/K y una baja razón Cl/K, lo que puede indicar que el gas se libero desde una fase (inclusión?) rica en Ca. En los pasos de alta temperatura se observa algo similar, con fuerte aumento de la razón Ca/K sin significativo aumento en Cl/K. En el caso de esta muestra, se ha medido una apreciable variación en el contenido de anortita en las plagioclasas, al cual se podría relacionar estas variaciones en el espectro de desgasificación. En los pasos con edad aparente más joven (B-D) se observan edades entre 74,4 y 65,4 Ma, no muy lejanas a las observadas en CC-04-40. El diagrama de correlación inversa presenta un escaso alineamiento de puntos, no entregando información válida acerca de la edad de la muestra.

El significado geológico de ambas edades del EDE es difícil de evaluar. Sin embargo, se observa una similitud entre las edades de los pasos con edad aparente más joven de cada espectro. En forma especulativa, se puede proponer que estas edades, del Cretácico tardío, podrían representar una etapa de enfriamiento en las muestras.

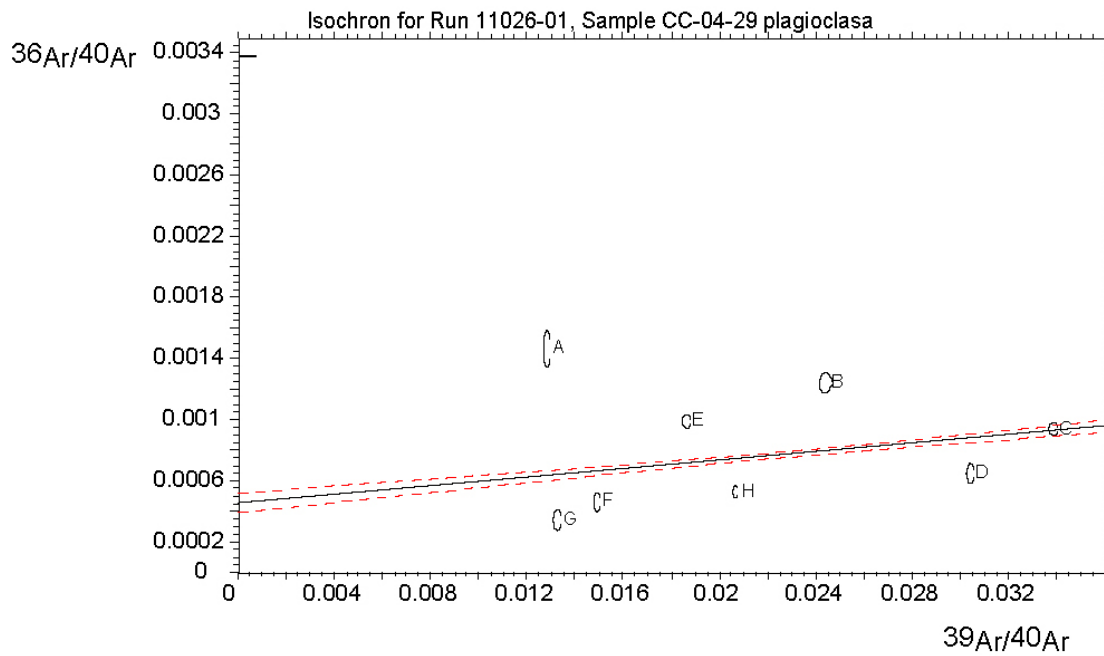
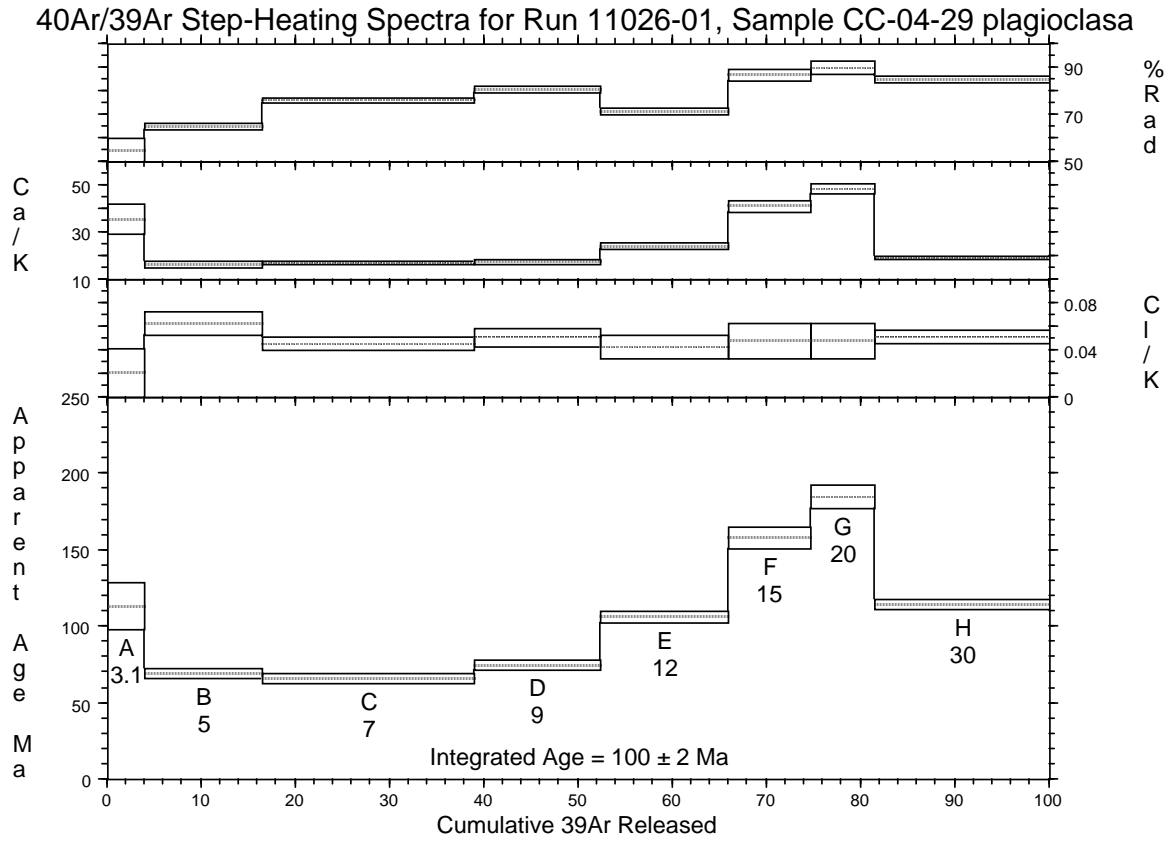


Figura 3.11: a) espectro de desgasificación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasas de la muestra CC-04-29 del EDE, b) diagrama de correlación inversa.

3.3 Enjambre de diques del Limarí (EDL)

Dentro de esta unidad se ha agrupado un conjunto de diques máficos que afloran en el sector costero entre los 30°50' y 31°15' S. Estos diques presentan al menos dos variedades litológicas e intruyen a rocas con edades desde el Paleozoico tardío hasta granitoides de edad Triásico tardío-Jurásico temprano.

Un grupo litológico importante corresponde a diques afaníticos a levemente porfídicos, los cuales presentan una orientación relativamente homogénea en el sector de Punta Talquilla (N2-12°E/57°-75°E, Fig. 3.12). En esta zona, estos diques presentan espesores entre 2 y 3 metros y una muy baja densidad (<1%). En el sector de Quebrada Las Palmas (~31°13' S) la densidad de estos diques aumenta, alcanzando cerca de un 20% o más. Se diferencian de los de Punta Talquilla por presentar clivaje en sus márgenes y orientaciones mucho más variables. En la Quebrada Las Palmas se observan diques de orientación 70-75°E/65°-90°E, con espesores cercanos a 1 metro, los cuales cortan a diques de orientación más cercana a N-S (335°-350°/35°W), que presentan clivaje en sus márgenes, aunque también se observan diques de orientación 320°/71°E cortando a diques de orientación 70°E, lo que indica que las diferentes familias de diques son coetáneas.

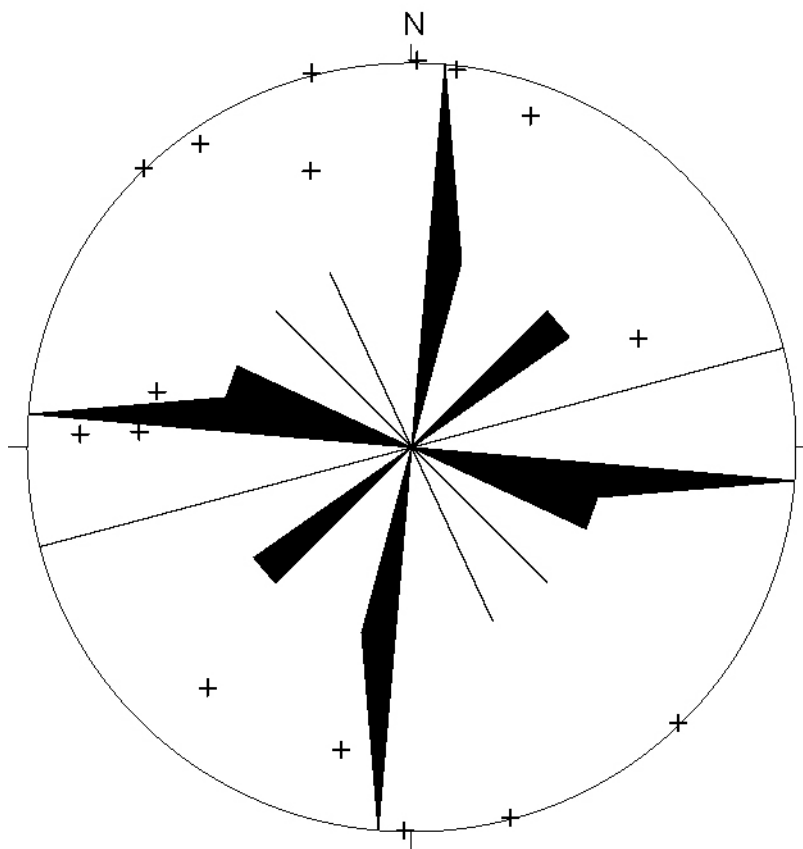


Figura 3.12: Roseta de direcciones y contornos de densidad (polos de planos) para orientación del Enjambre de diques del Limarí

Num total: 13

Los diques afaníticos en Punta Talquilla y Quebrada Las Palmas intruyen principalmente a leucogranitos de la Unidad Tranquilla-Millahue y a intrusivos de estructura agmatítica, ambos del Triásico-Jurásico (Irwin et al., 1988; Gana, 1991). También intruyen a rocas metamórficas (metabasaltos), a milonitas de la Falla Talinay y a secuencias sedimentarias del Triásico tardío (Formación El Quereo).

Los diques de Punta Talquilla y Quebrada Las Palmas se caracterizan por presentar bordes enfriados con o sin clivaje y un color gris a verde oscuro. Microscópicamente, estas rocas presentan una masa fundamental de grano fino, de textura intersertal, compuesta por prismas de anfíbol, plagioclasa, titanomagnetita y abundantes minerales secundarios (clorita y epidota principalmente). Los fenocristales corresponden a prismas >1 mm de anfíbol con pleocroismo verde-pardo (Fig. 3.13).

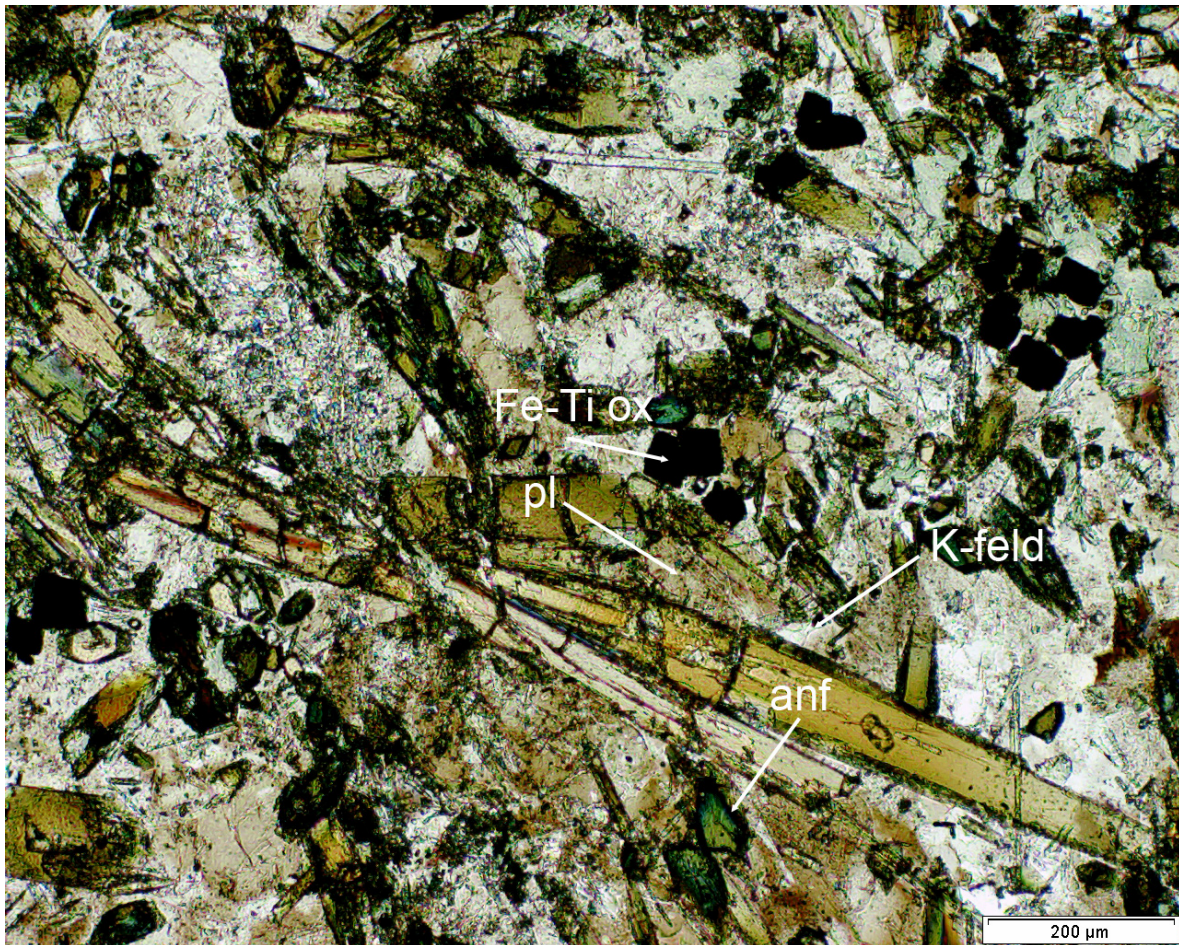


Figura 3.13: microfotografía de dique basáltico del EDL (muestra CC-04-54). En la muestra se observan prismas de anfíbola de origen magmático (anf), óxidos de fe-Ti (Fe-Ti ox), plagioclasa sericitizada (pl) y feldespato K secundario (K-feld).

Otro grupo importante de diques corresponde a intrusiones porfíricas de espesores que varían entre 6 y 10 metros (Fig. 3.14) y presentan orientación cercana a E-W ($N71^{\circ}-89^{\circ}W/77^{\circ}-90^{\circ}S$, Fig. 3.12). Estos diques intruyen a rocas sedimentarias de la Formación Huentelauquén (Pérmico) y a gabros, agmatitas y granitos de las unidades Tranquilla-Millahue y Talinay. Se caracterizan por presentar en terreno un color gris verdoso y una textura porfídica, dada por abundante cantidad ($>35\%$) de fenocristales de plagioclasa centimétricos.

Microscópicamente, los diques porfídicos se caracterizan por presentar una masa fundamental intersertal a intergranular de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales secundarios (principalmente clorita), además de presentar los mencionados fenocristales de plagioclasa, que en general están fuertemente reemplazados por sericita.

Edad del EDL

Las relaciones de intrusión descritas permiten señalar que los diferentes tipos de diques de este enjambre tiene una edad post-Jurásico temprano, puesto que intruyen a granitoides datados en 200 Ma. Diques similares a los de Punta Talquilla fueron datados por Irwin et al (1988) en la zona de estudio. Las edades K-Ar (en anfíbol) que obtuvieron estos autores fueron 145.4 ± 4 , 140 ± 6 Ma y 171.4 ± 8 Ma. En el sector de Quebrada Pescador ($\sim 31^{\circ}05' S$), en el contacto entre gabros agmatíticos triásicos y rocas sedimentarias asignadas a los Estratos de Hornillos (Triásico), Thiele y Hervé (1984) dataron un dique diabásico en 166 ± 10 Ma (edad K-Ar roca total). Diques porfíricos similares a los aquí descritos fueron datados por Irwin et al (1988) en 121.6 ± 6 y 120.7 ± 10 Ma (edades K-Ar en plagioclasa). Dada la persistente alteración a sericita que presenta la plagioclasa de estos diques, se presume que las edades de estos autores podrían estar parcialmente rejuvenecidas.

Todos estos resultados, de carácter preliminar, sugieren que estos diques presentan una edad post-Jurásico temprano (< 200 Ma). A pesar de que los métodos de datación empleados en estudios anteriores son relativamente imprecisos (a lo que se suma un grado de alteración importante en muchos diques), ellos tienden a agruparse en el Jurásico medio – tardío.

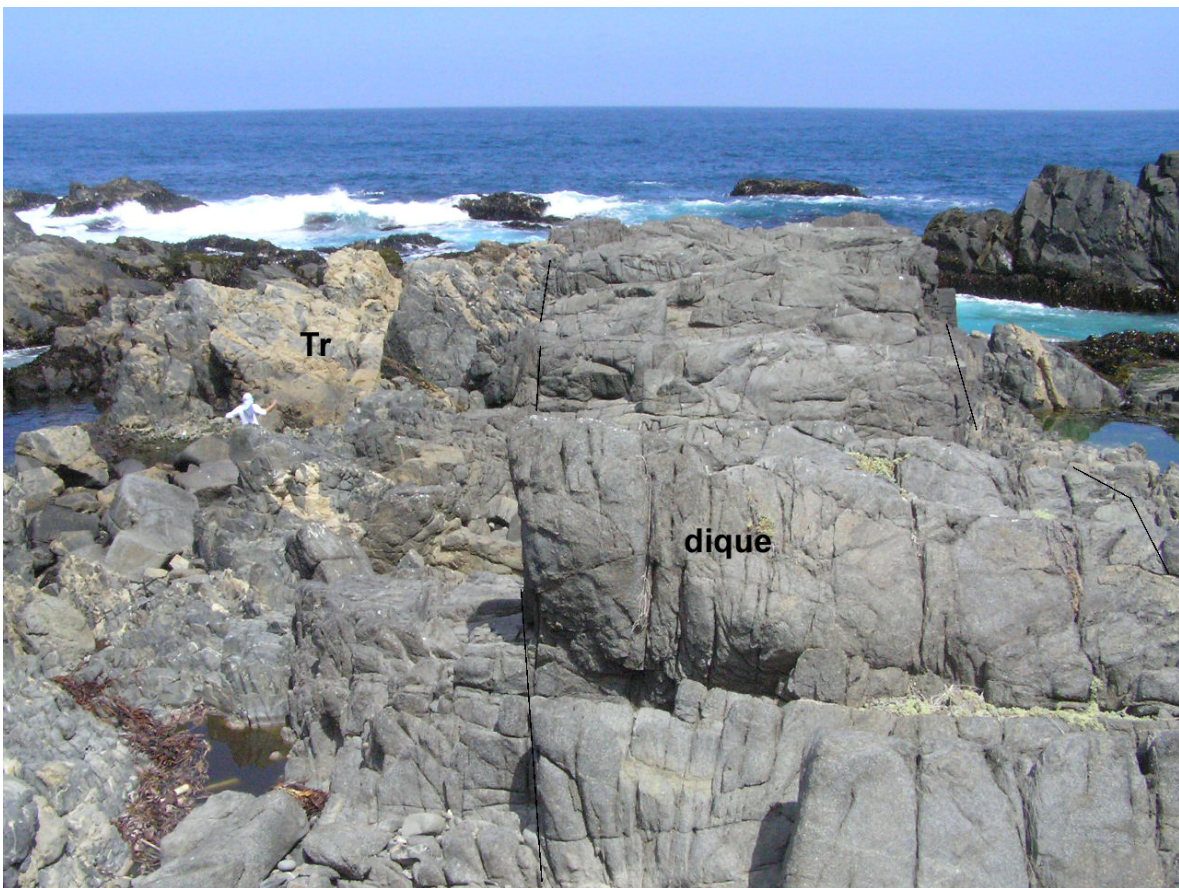


Figura 3.14: Dique máfico porfírico de aproximadamente 13 metros de espesor y orientación aproximada E-W del EDL, el cual intruye a agmatitas del Triásico tardío en el sector costero al sur del río Limarí ($31^{\circ}15' S$). Las líneas negras delimitan el contacto entre el dique y la roca de caja. Vista hacia el W.

3.4 Enjambre de Diques de Concón (EDC)

Este enjambre se presenta a lo largo de ~ 10 km entre las localidades de Concón y Reñaca ($\sim 33^{\circ} S$), al norte de Valparaíso (ver Fig. 2.6 para referencia y Figura 1 de artículo n°1 para ubicación específica). El enjambre se constituye de dos generaciones de diques de composición basáltica a andesítica basáltica, los cuales intruyen a granitoides del Carbonífero tardío foliados, datados en 299 ± 31 Ma (isócrona Rb-Sr en roca total, Hervé et al., 1988). Estas dos generaciones de diques (diques tempranos y diques tardíos) presentan diferencias de orientación, espesor, mineralogía, composición química y propiedades magnéticas. Algunas de estas diferencias se exponen en este capítulo, pero la mayor parte es discutida en profundidad en el Capítulo 4, artículo n°1.

Los diques tempranos tienen espesor que varía entre 5 y 12 metros y una orientación que varía en el rango $284\text{-}328^\circ\text{W}/53\text{-}90^\circ\text{SW}$ (Fig. 3.15a). Los diques tardíos presentan espesores entre 0,5 y 3 metros y están orientados $274\text{-}320^\circ/50\text{-}90^\circ\text{SW}$ (Fig. 3.15b). En varios afloramientos es posible observar a diques tardíos que intruyen a diques tempranos. En el sector de Costa Brava, se observan diques tardíos que intruyen a diques tempranos, plegándose al interior de estos (Fig. 3.16).

Todos los diques presentan un color verde a gris en terreno, con textura porfídica. Además, las dos generaciones de diques presentan un fuerte clivaje en sus bordes enfriados, paralelo a las paredes del dique. En algunos diques tempranos además es posible observar fenocristales de plagioclasa orientados en forma oblicua al rumbo del dique, mientras que en secciones verticales de diques tardíos, se observa un clivaje cercano a vertical, oblicuo al manteo del dique, además de observarse xenolitos de la roca de caja de forma sigmoidal, que indican movimientos inversos a lo largo de las paredes del dique (Fig. 3.17). En diques tempranos, los xenolitos de la roca de caja se encuentran foliados, donde esta foliación no coincide con la observada en los diques, lo que sugiere que la deformación de la roca de caja es anterior a la de los diques. Debido al carácter homogéneo de la roca de caja, no es posible observar marcadores pasivos de deformación a lo largo de los márgenes de los diques. En las cercanías de algunos diques se observan zonas de cizalle dúctil que cortan a la foliación de la roca de caja, las cuales podrían estar asociadas a la intrusión de los diques (capítulo 4, artículo N°1).

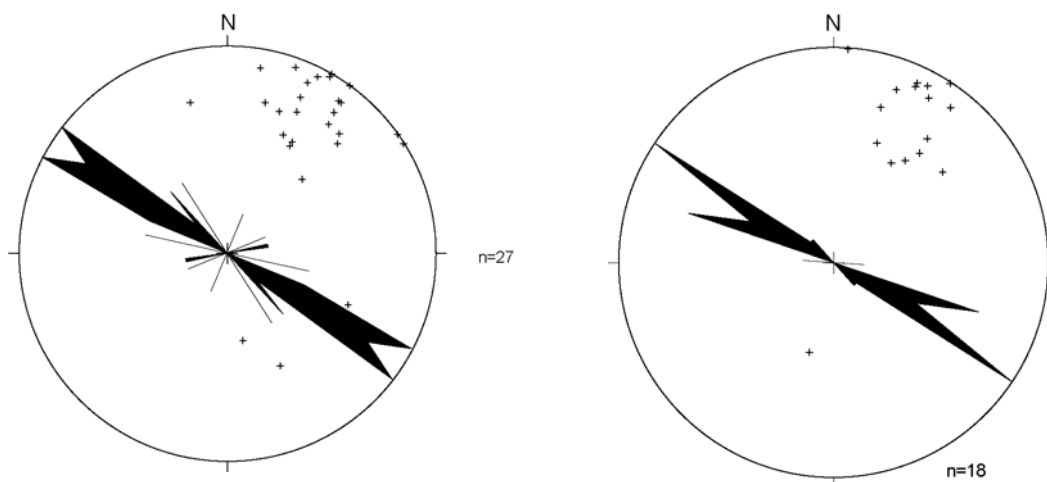


Figura 3.15: rosetas de direcciones y contornos de densidad para orientación de diques gruesos tempranos (a) y diques delgados o tardíos (b) del EDC



Figura 3.16: Dique tardío intruyendo a dique temprano en la localidad de Costa Brava, Concón. El dique tardío (borde con líneas punteadas) está plegado al interior del dique temprano y en la roca de caja granítica se continúa en forma rectilínea. La geometría del pliegue en el dique tardío es cinemáticamente consistente con cizalle sinistral a lo largo de las paredes del dique temprano hospedante.



Figura 3.17: Dique tardío en la localidad de Concón (sección vertical). Las líneas blancas señalan la orientación de clivaje observado en la pared del dique. Las flechas indican cizalle inverso deducido de la forma sigmoidal de un xenolito de la roca de caja.

La fábrica microscópica de los diques tempranos se caracteriza por presentar una masa fundamental con deformación y orientación, compuesta por un agregado de grano fino a medio de plagioclasa, anfíbol, biotita, cuarzo, apatito y magnetita con coronas de titanita. Tomando en cuenta la deformación existente, los fenocristales pueden ser considerados como porfiroclastos y corresponden a plagioclasa de bordes serrados, además de anfíbol fuertemente reemplazado por un intercrecimiento radial de actinolita y titanita. La masa fundamental que presenta una foliación que se curva alrededor de los fenocristales de plagioclasa (Fig. 3.18). La fábrica microscópica de los diques tardíos se caracteriza por presentar una masa fundamental de grano fino a medio orientada compuesta por plagioclasa, anfíbol, magnetita, cuarzo, apatito y pirrotina, junto a fenocristales prismáticos de anfíbol. Esta masa fundamental no presenta una curvatura en su orientación alrededor de los fenocristales.

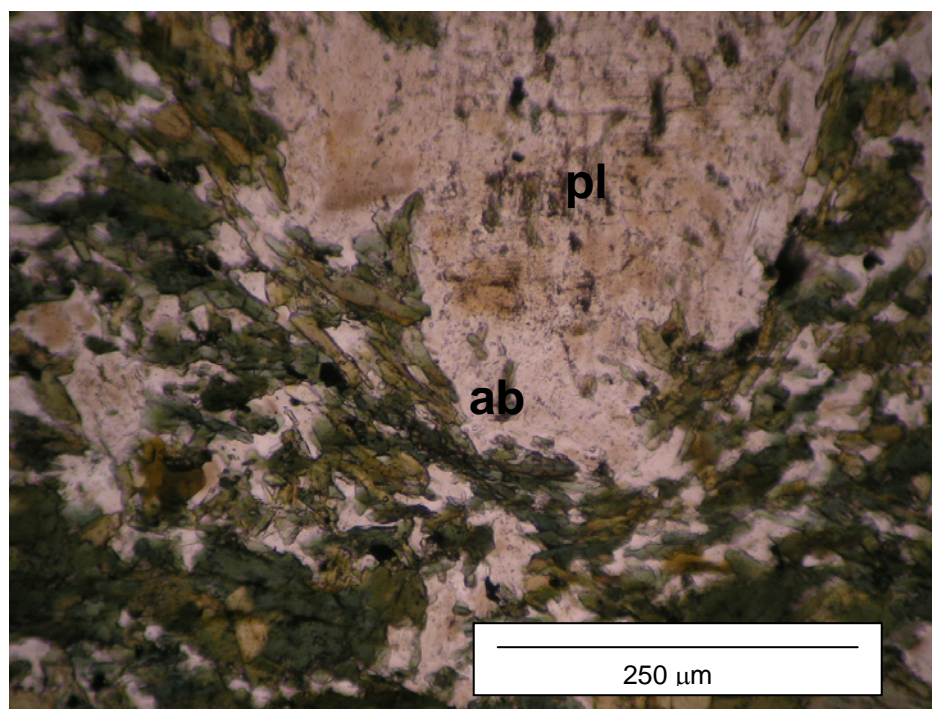


Figura 3.18: Microfotografía de dique máfico temprano. Porfiroclasto de plagioclasa (pl) con corona albítica (ab), alrededor del cual la masa fundamental se curva (compuesta de anfíbol verde, plagioclasa, magnetita, titanita, biotita y cuarzo)

Edad del EDC

Se han determinado dos edades radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola, las cuales son discutidas con mayor detalle en el artículo n°1. En la muestra CC-03-13, correspondiente a un dique temprano, se ha obtenido una edad plateau de 161 ± 3 Ma, que presenta un leve exceso de Ar. La isócrona inversa para esta muestra indica una edad de 157 ± 4 Ma. En la muestra CC-03-01, correspondiente a un dique tardío del enjambre, se ha obtenido una edad plateau de 164 ± 3 Ma, que incluye el 96,7% del ^{39}Ar liberado, donde la isócrona inversa es levemente más joven ($163\pm 3,2$ Ma), lo que indica un menor componente de Ar extraño en la muestra. Las edades de ambas muestras son similares considerando el rango de error de ambas muestras y se han interpretado como cercanas a la cristalización (en el dique tardío) y deformación de alta T° (en el dique temprano).

3.5 Enjambre de Diques de Cartagena (EDCr)

Este enjambre corresponde a un grupo de diques basálticos, los cuales afloran entre las localidades de San Antonio y Cartagena (Fig. 2.6 y Fig. 4, artículo n°2). Estos diques presentan una orientación promedio de $N73^{\circ}W/80^{\circ}N$ (Fig. 3.19) y espesores que no superan los 1,5 metros. Este enjambre intruye a dioritas foliadas del Triásico Tardío (Gana y Tosdal, 1996) y a gneisses con deformación milonítica, en los cuales se han determinado edades K-Ar en biotita de 159 ± 5 Ma (Hervé et al., 1988). Los diques de este enjambre presentan clivaje en sus márgenes y tienen un color verde oscuro y textura porfídica, con abundantes fenocristales de anfíbol. En la localidad de Punta Suspiro, estos diques presentan fenocristales orientados verticalmente y presentan desplazamientos inversos (Fig. 3.20). Las estructuras que desplazan a los diques están rellenas por material de los mismos diques, lo que sugiere deformación contemporánea con los diques o en estado muy plástico. En el sector de Panul, los diques intruyen y son intruidos por diques cuarzo-feldespáticos. Localmente los diques máficos están desplazados hacia el sur a lo largo de las paredes de diques cuarzo-feldespáticos.

Las microfábricas de estos diques son muy similares a las de diques tardíos del enjambre de diques de Concón. Estas se caracterizan por presentar una masa fundamental compuesta por plagioclasa, anfíbol, cuarzo y magnetita, además de apatito y pirrotina como accesorios, todos ellos orientados. El anfíbol generalmente presenta un fuerte reemplazo de clorita. Los fenocristales corresponden a anfíbol prismático y en menor cantidad a plagioclasa subhedral, leve a parcialmente cloritizada. La pirrotina ocurre como inclusiones dentro de cristales de anfíbol.

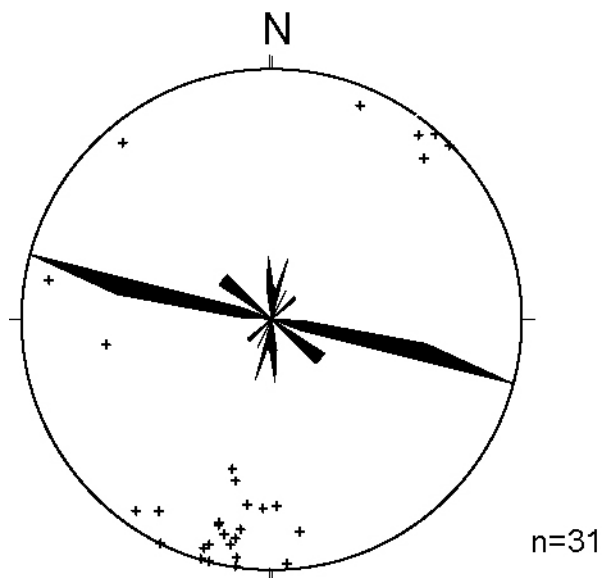


Figura 3.19: Roseta de direcciones y contornos de densidad para orientación del EDCr.



Figura 3.20: Diques en la localidad de Punta Suspiro (Cartagena) que son cortados por fallas inversas, rellenas por material del mismo dique, deformado dúctilmente. Sección vertical, vista hacia el este.

Edad del EDCr

Una determinación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbol cálcico para una muestra de este enjambre (CC-03-66) ha permitido obtener una edad de plateau de 157 ± 3 Ma (Fig. 13 en artículo nº2). La isócrona inversa de la misma muestra señala además que no existiría un exceso de Ar radiogénico importante, ya que la razón $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ intercepta cerca de la razón atmosférica, a $\sim 0,00321$. De todas maneras, la edad de la isócrona inversa es de $157 \pm 2,4$ Ma. Más detalles acerca de esta edad y su significancia aparecen en el Capítulo 4, artículo nº 2.

3.6 Enjambre de Diques de El Tabo (EDT)

Este enjambre consiste de dos grupos de diques basálticos no deformados, los cuales afloran entre las localidades de Algarrobo y El Tabo (Fig. 2.6). En forma muy local, diques litológicamente similares se han observado en la localidad de Cartagena. Estos diques intruyen a granitoides y gneisses del Paleozoico Tardío (Cordani et al., 1976; Hervé et al., 1988; Gana y Tosdal., 1996, ver además Capítulo N°4, artículo n°2). Los diques presentan relaciones mutuas de intrusión entre ellos, lo que indica que ambos grupos son contemporáneos.

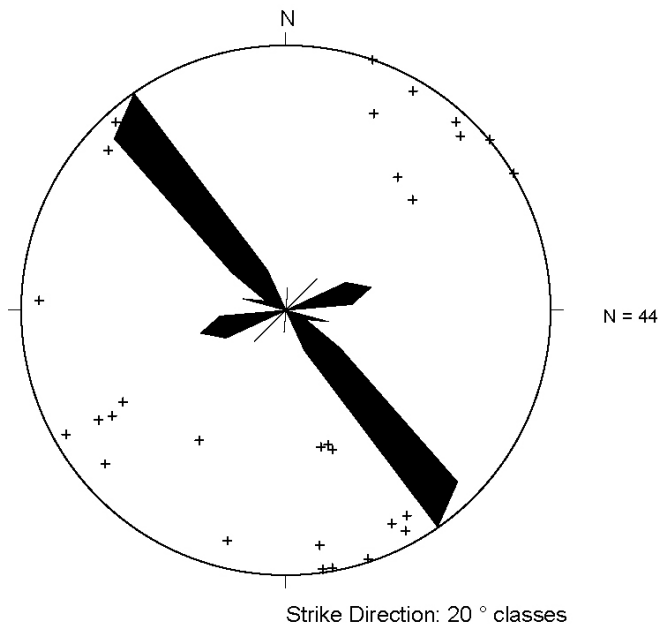


Figura 3.21: Roseta de direcciones y contornos de densidad para orientación del EDT.

Un grupo de intrusiones corresponde a diques de orientación NW-SE ($137^{\circ}/89^{\circ}W$, Fig. 3.21), de espesores inferiores a 1 metro. La mayor parte de los diques ocurre en forma de grupos de diques paralelos de poco espesor, separados por distancias cercanas a 50 cm uno del otro, los cuales localmente ocurren formando un grupo masivo de diques a partir de los cuales divergen (aparentemente) los grupos de diques ya mencionados. El otro grupo de diques corresponde a intrusiones de orientación NE-SW ($65^{\circ}/79^{\circ}N$, Fig. 3.21) de espesor variable entre 0,5 y 4 metros. Esta dirección es cercanamente perpendicular a la de los diques NW-SE. Ambos presentan bordes enfriados sin clivaje y en las cercanías de ellos, la roca de caja generalmente presenta diaclasas paralelas a los diques (Fig. 3.22). Algunos diques además cortan a vetillas de clorita-epidota presentes en la roca de caja (Fig. 3.23). Es importante notar que la mayoría de los diques no presenta evidencia de cizalle a lo largo de sus paredes. Esto está corroborado por la presencia de marcadores pasivos (enclaves máficos en la roca de caja y vetillas) que indican que los diques

tuvieron una apertura perpendicular a sus paredes (Fig. 3.23 y 3.24). De todas maneras, algunos patrones “en-echelon” locales (Fig. 3.25) se han observado también en diques NW en la localidad de Punta de Tralca, los cuales podrían indicar cizalle dextral de carácter local o de pequeña magnitud a lo largo de las paredes de algunos diques.

Los diques de orientación NW-SE presentan una textura macroscópica afanítica a porfídica (se distinguen fenocristales de plagioclasa) y un color pardo oscuro. Microscópicamente, estos diques presentan una masa fundamental levemente traquítica de grano fino compuesta por prismas elongados de anfíbol pardo, junto a cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y escasa magnetita. Los fenocristales corresponden a clinopiroxeno y plagioclasa parcialmente sericitizada. Localmente se reconocen pseudomorfos de olivino totalmente reemplazados por carbonato y serpentina. En estos diques no se han encontrado texturas de deformación en estado sólido que puedan relacionarse a los desplazamientos que presentan algunos diques (Fig. 3.23 a 3.25).

Los diques de orientación NE, presentan un color verde a gris y una textura porfídica de grano medio, en que se reconoce fenocristales de plagioclasa. Microscópicamente, la textura es inequigranular de grano medio, compuesta por clinopiroxeno (localmente esquelético o subofítico) y plagioclasa subhedral parcialmente sericitizada, acompañados de ilmenita, escasa biotita y abundante apatito. La plagioclasa ocurre de forma intersertal e intergranular, en conjunto con cuarzo secundario, clorita o clinopiroxeno (primario). La biotita ocurre en forma intersticial y está parcialmente reemplazada por clorita y epidota. Localmente se reconocen cristales de olivino totalmente reemplazados por serpentinas y probablemente talco.



Figura 3.22: Dique de orientación NE-SW del EDT, cuya roca de caja (granitoide del Paleozoico Tardío) presenta abundantes diaclasas paralelas al contacto. Localidad de El Quisco (sur de Algarrobo), sección en planta.



Figura 3.23: Dique de orientación NW-SE que corta a vetilla de epidota+clorita en la localidad de Punta de Tralca. Las flechas negras indican el desplazamiento relativo de la vetilla a ambos lados del dique. Sección en planta.



Figura 3.24: Sección vertical (vista hacia el NW) del dique vertical de la Figura 3.26 el cual desplaza a otra vetilla en dirección perpendicular a sus paredes (flechas negras finas). Un dique oblicuo, desplaza en forma normal al dique vertical (flechas gruesas). Ambos desplazamientos (del dique vertical y oblicuo) son cinemáticamente consistentes, con dilatación en dirección cercanamente perpendicular a la dirección NW de la mayoría de estos diques.

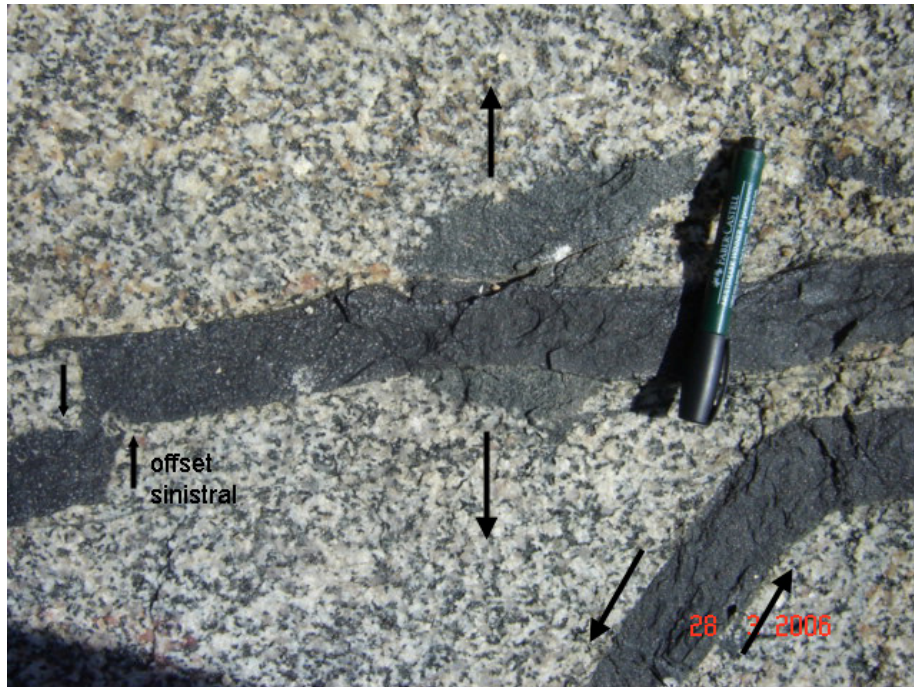


Figura 3.25: dique NW-SE en Punta de Tralca, corta a enclave máfico, indicando apertura del dique en forma perpendicular a su rumbo (flechas). El mismo dique presenta desplazamiento sinistral (offset) y otro dique (abajo, derecha) presenta una orientación oblicua al primero.

Edad del EDT

En el sector de Punta de Tralca, Irwin et al (1987) obtuvieron una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbol de $172,4 \pm 2,4$ Ma para diques de orientación NW. En el espectro de desgasificación se aprecia un paso de baja temperatura con edad cercana a 146 Ma, que los autores han interpretado como un evento termal que ha afectado a la muestra cerca de esa edad. En un dique de orientación NE-SW en la misma localidad, Irwin et al. (1987) reportaron una edad K-Ar en biotita de $183,4 \pm 6$ Ma, además de una edad K-Ar en plagioclasa de $179,4 \pm 4,8$ Ma. Los mismos autores, en el sector de Caleta La Ligua ($32^{\circ}18' \text{ S}$), obtuvieron una edad K-Ar en biotita de $144,4 \pm 3,6$ Ma en un dique similar a los de Punta de Tralca, el cual intruye a rocas sedimentarias y volcánicas del Triásico Tardío. En ese sector, abundantes diques con edades K-Ar en anfíbola de $150,8 \pm 2,2$ y $134,3 \pm 10$ Ma similares a los descritos además intruyen a granitoides del Jurásico Medio-Tardío (Irwin et al., 1987). Esto sugiere para Chile central la presencia de un importante evento magmático de diques máficos posterior al emplazamiento de los granitoides jurásicos.

Durante este estudio se ha obtenido una nueva edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbol de la muestra CC-03-27, correspondiente a un dique de orientación NW-SE de la localidad de El Tabo (Fig. 3.26). Esta edad también se incluye en el Capítulo 4, artículo n° 2, donde es descrita con mayor detalle. El patrón de desgasificación presenta una edad de plateau de 175 ± 4 Ma, la que corresponde a un 54,2% del ^{39}Ar liberado en tres etapas. Sin embargo, la forma del espectro, con dos etapas iniciales con edades aparentes más antiguas, y pasos intermedios con edades aparentes más jóvenes antes del plateau, sugieren que pueda existir un componente importante de exceso de Ar radiogénico. Esta hipótesis se ve reforzada por los bajos contenidos de K_2O de los anfíboles analizados. En los pasos que conforman el plateau (etapas F-H), las razones de Ca/K son elevadas, mientras que las razones Cl/K son las más bajas del espectro. Esto podría indicar una mayor cantidad de Ca o menores contenidos de K. Una isócrona inversa incluyendo las etapas del plateau junto a las dos etapas iniciales entrega una edad de $172,4 \pm 3$ Ma, que intercepta con una razón $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de 0,00307 el valor cero de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, lo cual indica la presencia de un cierto componente de Ar en exceso. Por otra parte, las etapas que presentan edades más jóvenes involucran un 40,3% del ^{39}Ar liberado. Estos pasos se caracterizan por presentar razones Ca/K que en el plateau y razones similares. Esto apunta a un mayor contenido de K en estos pasos respecto a aquellos que conforman en plateau. La excepción la constituye el paso E, el cual presenta una razón Cl/K más alta, junto a una razón Ca/K más baja, lo cual podría indicar presencia de impurezas o inclusiones ricas en Cl que liberaron Ar durante esta etapa. Esto además

podría ser la causa de exceso de Ar que se visualiza al construir una isócrona inversa incluyendo los pasos C-E. Descartando el paso E, la edad aparente en la etapa D podría ser la más cercana a la edad real de la muestra ($140,06 \pm 1,68$ Ma). Esta edad no es lejana de la observada en pasos de baja temperatura en el espectro presentado por Irwin et al (1987) para una muestra de Punta de Tralca.

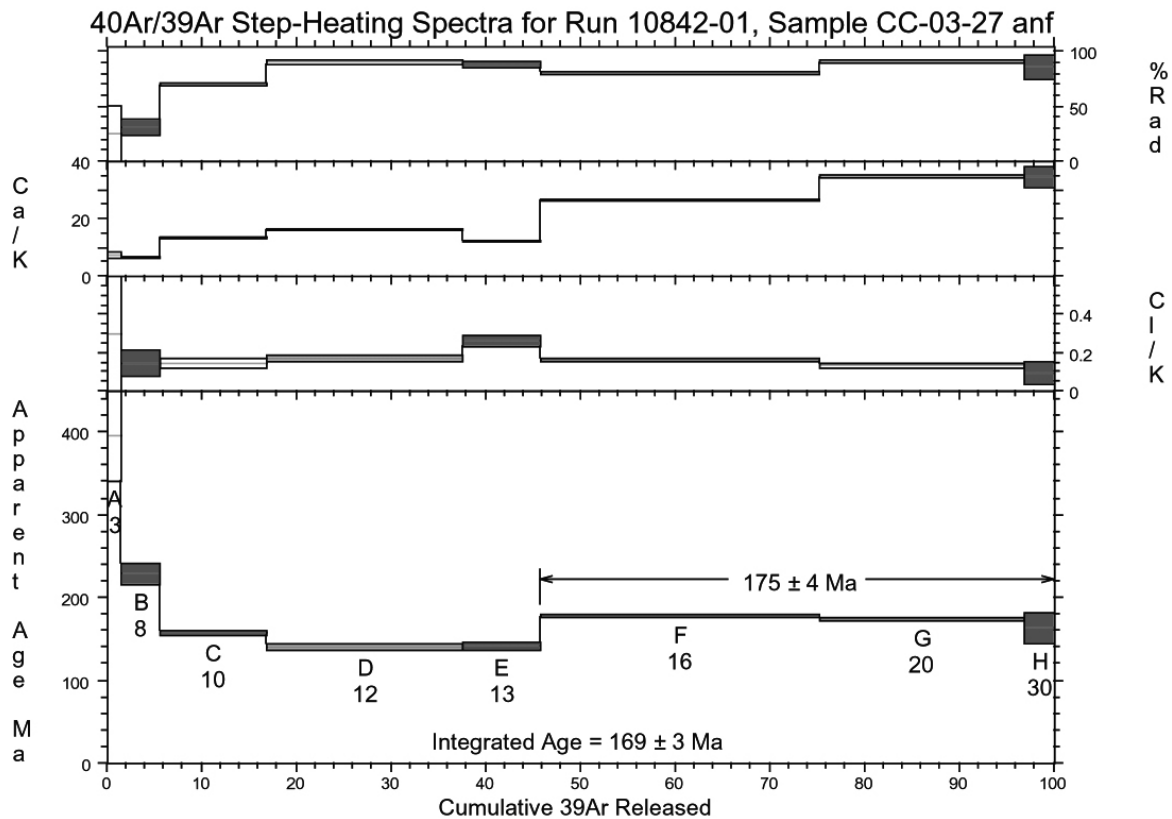


Figura 3.26: espectro de desgasificación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbolos de la muestra CC-03-27 (dique NW-SE) del EDT, muestreado en la localidad de El Tabo. Una edad plateau de 175 ± 4 Ma se obtuvo debido a exceso de Ar en la muestra. Los pasos D y E representarían la edad más cercana a la de cristalización del dique.

CAPÍTULO 4

MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO DE LOS ENJAMBRES DE DIQUES MÁFICOS MESOZOICOS DE CHILE CENTRAL

4.1 Introducción

Los datos estructurales recolectados en terreno, así como estudios petrográficos y de fábricas magnéticas, han permitido distinguir diferentes estilos de emplazamiento en los enjambres de diques mesozoicos.

Por una parte, los enjambres de diques de edad Jurásico Medio de la Cordillera de la Costa (enjambres de Concón y Cartagena), se caracterizan por presentar una fábrica visible en terreno, con foliación y en algunos casos lineación. Como se presentó en el Capítulo 3, muchos de estos diques presentan evidencias de deformación en sus márgenes, incluyendo clivaje de cizalle y xenolitos deformados.

En los siguientes artículos, gran parte de la información se concentra en ambos enjambres de diques. Además de ellos, se presentan datos estructurales del Enjambre de Diques de El Tabo. A partir del estudio de los mecanismos de emplazamiento de los enjambres de diques, se harán interpretaciones acerca del desarrollo tectónico jurásico de la Cordillera de la Costa de Chile central.

Por otra parte, en los enjambres de diques de Elqui y Limarí, hasta el momento se han realizado estudios de carácter preliminares, donde se ha incluido un muestreo de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética. A partir de la información de estos enjambres, mostrada en el capítulo 3, se ha reconocido en ellos una diferencia fundamental respecto a los enjambres de diques de Concón y Cartagena, puesto que no se ha reconocido la presencia de cizalle simple asociado a su emplazamiento y además las fábricas magnéticas presentan un patrón de foliaciones y lineaciones aproximadamente paralelas al rumbo de los diques, lo que sugiere que las fábricas fueron originadas por flujo magmático. Esto es corroborado por la información petrográfica (ausencia de deformación de estado sólido) y de terreno (ausencia de clivajes en márgenes ni foliaciones o fracturas oblicuas a los diques).

Los resultados de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética en los enjambres de diques del Limarí y Elqui, se presentan en el Capítulo 6 (artículo nº 3), puesto que en ellos se han realizados determinaciones de vectores de flujo magmático, los cuales serán útiles para reconocer eventuales vínculos con reservorios magmáticos de las unidades plutónicas jurásicas de Chile central.

Syntectonic emplacement of the Middle Jurassic Concón Mafic Dike Swarm, Coastal Range, central Chile (33° S)

Christian Creixell^{a*}, Miguel Ángel Parada^a, Pierrick Roperch^{b,c}, Diego Morata^a, César Arriagada^a, Carlos Perez de Arce^d

a. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Plaza Ercilla 803, casilla 13518, Santiago, Chile

b. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Santiago, Chile

c. IRD, UR154-LMTG & Géosciences Rennes, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France

d. Servicio Nacional de Geología y Minería, Laboratorio de Geocronología, Tiltill 1998, Santiago, Chile.

*Corresponding author: ccreixel@ing.uchile.cl, fax: 56-2-6963050; phone: 56-2-9780642

Publicado en Tectonophysics 425, 101, 122 (2006)

Abstract

The Concón Mafic Dike Swarm (CMDS) consists of basaltic to andesitic dikes emplaced into deformed Late Paleozoic granitoids during the development of the Jurassic arc of central Chile. The dikes are divided into an early group of thick dikes (5-12 m) and a late group of thin dikes (0.5-3 m). Two new amphibole $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates obtained from undeformed and deformed dikes, constrain the age of emplacement and deformation of the CMDS between 163 and 157 Ma. Based on radiometric ages, field observations, AMS studies and petrographic data, we conclude that the emplacement of the CMDS was syntectonic with the Jurassic arc extension and associated with sinistral displacements along the NW-trending structures that host the CMDS. The common occurrence of already deformed and rotated xenoliths in the dikes indicates that deformation in the granitoids started previously.

The early thick dikes and country rocks appear to have been remagnetized during the exhumation of deep-seated coastal rocks in the Early Cretaceous (around 100 Ma). The remanent magnetization in late thin dikes is mainly retained by small amounts of low-Ti magnetite at high temperature and pyrrhotite at low temperature. The magnetization in these dikes appears to be primary in origin. Paleomagnetic results from the thin dikes also indicate that the whole area was tilted $\sim 23^\circ$ to the NNW during cooling of the CMDS.

The NNW-SSE extension vectors deduced from the paleomagnetic data and internal fabric of dikes are different with respect to extension direction deduced for the Middle-Late Jurassic of northern Chile, pointing to major heterogeneities along the margin of the overriding plate during the Mesozoic or differences in the mechanisms driving extension during such period.

Keywords: dike swarm, magnetic fabric, syntectonic emplacement, Middle Jurassic, central Chile, paleomagnetism; block tilting

1. INTRODUCTION

Dike swarms are probably the main conduits for transport of magma from deep sources (upper mantle or lower crust) to the upper crust (e.g. Ernst et al., 2001). Dikes are magma-filled fractures originated or activated in association with extensional stresses. These structures can be found in various tectonic environments, such as passive volcanic margins (e.g. Callot and Geoffroy, 2004) or active continental margins (e.g. Glazner et al., 1999). Dikes can provide information about the composition of magma sources (e.g. Scarrow et al., 1998) and, because flow directions can be measured, the location of the magma reservoirs (e.g. Callot and Geoffroy, 2004). Paleostress trajectories can be inferred because these structures record the strain that occurs during their intrusion into the upper crust (Glazner et al., 1999; Mège and Korme, 2004). The strain can be recorded as relative displacements of structural markers or as occurrence of tensile fractures generated by the magmatic pressure (Delaney et al., 1986).

The classical interpretation of dike emplacement is that they form perpendicular to the minimum principal stress direction (e.g. Anderson, 1951). However, the internal structure of tabular magmatic bodies shows that, in some cases, fabrics develop in response to complex patterns of dilation associated with both internal (magmatic) and external (tectonic) stresses, and so they can form in directions not perpendicular to the minimum principal stress direction, especially when there are pre-existing fractures. For example, oblique fabrics can be developed in dikes emplaced along shear structures, indicating an oblique pattern of aperture (e.g. Hutton, 1992; Glazner et al., 1999; Correa-Gomes et al., 2001).

Over the last fifteen years, there has been an increase in our knowledge of the internal architecture of tabular magmatic bodies such as dikes, mainly because AMS (Anisotropy of Magnetic Susceptibility) can be used to decipher the internal arrangement of magmatic rocks, even those with very low anisotropy (< 3%). The preferred orientation of magnetic grains defines an ellipsoid with three main axis ($K_1 > K_2 > K_3$), where K_1 and K_3 represent the magnetic lineation and the pole of magnetic foliation, respectively. Sources for AMS come mainly from ferromagnetic grains and to a lesser degree from paramagnetic ferrosilicates. Several studies have shown that a good correspondence exists between the magnetic subfabric measured by AMS and the magmatic petrofabric of the rocks (Ferré et al., 2003; Geoffroy et al., 2002, and references therein). This is true because in most cases, magnetic grains (e.g. titanomagnetite) are later phases in the crystallization sequence, and tend to occupy spaces left by previously crystallized minerals. In most of these cases, the shape anisotropy (elongation of individual magnetic grains)

is controlled by the texture of the rock, which is primarily defined by the alignment of individual mineral grains.

Mesozoic mafic dike swarms in the Coastal Range of central Chile have been described (e.g., Muñoz Cristi, 1964; Levi, 1973; Irwin et al., 1987; Parada et al., 1991), but the geological processes associated with their origin and evolution are still poorly understood. In central and north-central Chile, extensional tectonics during the Jurassic–Early Cretaceous have been inferred from geochemical and isotopic data (Vergara et al., 1995; Parada et al., 1999; Morata and Aguirre, 2003) and from stratigraphic relationships (Vergara et al., 1995), but an understanding of the underlying tectonic mechanisms remains illusive. Mafic dike swarms in this area provide an opportunity to increase our understanding of the plate kinematics and the timing of extension during development of the Middle Jurassic magmatic arc. These processes can be related directly to the mechanisms of magma transport and emplacement in the upper crust of this part of the central Andes.

In this paper we provide field, petrographic, AMS fabric and geochronological evidence for the emplacement of the Middle Jurassic Concón Mafic Dike Swarm (CMDS), one of the most important exposures of Mesozoic dike swarms in the Coastal Range of central Chile.

To better define the 3-D internal architecture of the fabric of the dikes and country rocks, we collected samples for AMS analysis along the entire width of the intrusions, and measured structural data in the field. The first objective of the AMS sampling was to obtain magma flow directions, but after the first field observations and AMS results, we reorganized the sampling procedure to focus on the deformational mechanisms. Field data were supplemented with geothermometric calculations in hornblende-plagioclase pairs and geochronology to broadly constrain the timing and nature of the fabric's development and to connect the fabric with possible emplacement mechanisms. Because effects of magmatic and tectonic stress could be present at high temperature during fabric acquisition, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology in hornblende appears to be the most feasible method to get an age closer to the real crystallization age. New paleomagnetic results of the same rocks were obtained, with the aim of better understanding the tectonic processes associated with Mesozoic extensional tectonics in the area. The emplacement of the CMDS is discussed in terms of the tectonic evolution of the Mesozoic arc magmatism of central Chile.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Coastal Range of central Chile at $\sim 33^\circ$ S is composed of three plutonic belts and Mesozoic volcanic and sedimentary rocks that decrease in age to the east (Vergara et al., 1995; Parada et al., 1999; Fig. 1a). Late Paleozoic granitoids form the western belt; Mid-Jurassic intrusions occupy the central belt and Early Cretaceous plutonic rocks occupy the eastern belt. The Mesozoic volcanic and sedimentary formations were deposited in subsiding basins during the Early Jurassic-Early Cretaceous extensional regime (Vergara et al. 1995; Aguirre et al., 1999). A whole-rock Rb-Sr errorchron of 299 ± 31 Ma has been obtained (Hervé et al., 1988) for Late Paleozoic granitoids hosting the CMDS. This age does not differ from Rb-Sr and U-Pb ages of 290–309 Ma obtained elsewhere along the Late Paleozoic western belt between $33^\circ 10'$ and $33^\circ 40'$ S (Hervé et al., 1988; Godoy and Loske, 1988; Gana and Tosdal 1996; see Table 1). The spatially restricted Late Triassic intrusive rocks close to the Late Paleozoic granitoids at Cartagena yielded a plutonic age of 214 ± 1 Ma (U-Pb zircon, Gana and Tosdal, 1996). A similar age K-Ar age of 213 ± 10 Ma was obtained by Cordani et al. (1976) for the same rocks (Table 1). The age of the Middle Jurassic granitoids of the central belt, which represent the plutonism suspected to be coeval with the CMDS, is well constrained by zircon and titanite U-Pb ages of 160–163 Ma (Godoy and Loske, 1988) from foliated diorites at Laguna Verde ($33^\circ 10'$ S, Fig. 1b). Part of these rocks were intruded along NW-SE structures, as suggested by Godoy and Loske (1988), based on field and geochronological data. Slightly younger U-Pb ages were reported by Gana and Tosdal (1996) in granitoids located directly to the east of Laguna Verde (Sauce Unit, Table 1). The age of the Early Cretaceous eastern plutonic belt of the Coastal Range, is constrained by a zircon U-Pb age in the interval 94.2–97.3 Ma, and several ^{40}Ar - ^{39}Ar ages between 94.9 ± 1.8 and 93.2 ± 1.1 Ma obtained for amphibole, biotite and plagioclase of the Caleu pluton (33° S, Parada et al., 2005). Biotite K-Ar ages in other Early Cretaceous plutons of the area range from 118 to 91 Ma (Corvalán and Munizaga, 1972; Gana et al., 1996).

The Mesozoic evolution (Jurassic – Early Cretaceous) of the Andean arc was characterized by the development of an extensional arc setting (Mpodosis and Ramos, 1989; Vergara et al., 1995; Parada et al., 1999) wherein marine sediments were deposited and mantle-derived magmas with progressively depleted isotopic signature were emplaced (Vergara et al., 1995; Parada et al., 1999; Morata et al., 2001). This tectonic scenario differs from the Paleozoic and Tertiary to recent Andean evolution which is characterized by compressive deformation and crustal thickening (Isacks, 1988; Parada et al., 1999). During the Mesozoic extensional period, abundant

mafic dike swarms were emplaced, mostly intruding Paleozoic and Jurassic intrusions (Irwin et al., 1987; 1988), which appears to have been an important mechanism for magma transport.

3. MIDDLE JURASSIC DEFORMATION

In the Coastal Range between 33° and 33°45' S (fig. 1b), we have recognized a pervasive subvertical gneissic fabric in Late Paleozoic granitoids, mainly as L-S tectonites. In addition to this deformation, which probably occurred at high temperature during Late Paleozoic times, garnet-bearing gneissic granitoids at Cartagena, with a mylonitic fabric have been described (Gana et al., 1996), with normal dip-slip kinematics associated with a southdipping E-W foliation. Geochronological data suggest that this fabric originated during the Middle Jurassic (Hervé et al., 1988). These rocks are also intruded by Middle Jurassic dikes.

Structural and geochronological data in Middle Jurassic diorites in the Laguna Verde area indicate that these intrusions were syntectonically emplaced along NW structures (Irwin et al., 1987; Godoy and Loske, 1988). These rocks are characterized by a pervasive NW-WNW foliation (280-317°/71-87° S) and locally N-S (4-21°/42-72° S) with steeply dipping SSW to SSE-plunging stretching lineations, both defined by alignment of medium-grained feldspars and mafic minerals. Some of these foliated rocks show evidence of sub-vertical normal shearing. Geochronological data, coupled with geological and petrographical observations, suggest that the deformation occurred soon after emplacement.

4. ANALYTICAL METHODS

Microprobe analysis of mafic silicates (amphibole and biotite) and plagioclase were performed at the Departamento de Geología, Universidad de Chile, using a CAMECA SU-30. Additional analyses on sulphide and oxide phases were performed at ZELMI Laboratory, TU-Berlin, using a CAMEBAX microbeam, with PAP correction.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating was carried out on separate amphibole (hornblende) grains from thick and thin mafic dikes. Approximately one kilogram of sample was crushed to obtain grain sizes of 100 to 250 μm . Amphibole separation was performed using an isodynamic magnetic separator and heavy liquids, followed by hand picking under a binocular microscope. The samples were irradiated in the nuclear reactor of the Comisión Chilena de Energía Nuclear (La Reina, Santiago de Chile). The irradiation factor for each sample was $J=0.0011009 \pm 8.500000e^{-6}$ (sample CC-03-

01) and $J = 1.03E-03 \pm 7.900000e^{-6}$ (sample CC-03-13). Gas extraction was performed using a step heating procedure with a CO₂ laser beam on hornblende grain populations (<15 grains) in the Laboratorio de Geocronología of Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). Detailed analytical procedures are given in Arancibia et al. (2006). The criteria used to define a plateau age is that it should contain more than 50% released ³⁹Ar, that there should be at least three successive steps in the plateau, and that the integrated age of the plateau should agree with each apparent age of the plateau within a 2σ error.

Sampling for AMS and paleomagnetic studies was carried out using an oil-powered drill at 15 sites. Samples were oriented using solar and magnetic compasses. Depending on dike thickness, four to 15 cores were sampled for each site. The Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) of the samples was measured and thermomagnetic experiments were conducted at the Laboratorio de Paleomagnetismo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, using KLY-3S Kappabridge equipment (AGICO Ltd.), working under a weak alternative magnetic field, with a resolution as high as 10⁻⁸ SI. Additional measurements of IRM (isothermal remanent magnetization) were taken at the University of Rennes.

Remanent magnetization was measured with a Molspin or Agico JR5A spinner magnetometer. Magnetic susceptibility was measured with a Bartington susceptibilimeter. These measurements were performed on at least one specimen from each core at all sites. All of these measurements were performed at the Laboratorio de Paleomagnetismo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

5. THE CONCÓN MAFIC DIKE SWARM AND ITS HOST GRANITOIDS

5.1 Structural data and petrofabrics of the CMDS

The Concón Mafic Dike Swarm (CMDS) consists of basaltic to andesitic dikes that are exposed over a distance of 10 km along the coast between the localities of Concón and Reñaca (Fig. 1c). This swarm is composed of more than 60 individual intrusions. The intrusions are separated into two groups of dikes based on their field and petrographic features: thick dikes and thin dikes (Fig. 2).

Thick dikes are tabular bodies 5.5 to 12 m thick (Fig. 2 and 3a), oriented 284-328°/53-90°SW and characterised by a porphyritic texture with large plagioclase phenocrysts. They are weakly to moderately foliated in the field. The foliation, observed in plan view, is defined mainly by the

orientation of feldspar crystals, and is usually 11 to 35° clockwise oblique of dike trend. All thick dikes show penetrative foliation at their margins, parallel to the dike trend. Xenoliths of foliated granitoids are common and some of them show a sigmoidal (sinistral) shape with an internal foliation parallel to those observed in the host dikes. Dikes branching from the main body are locally observed pointing to the NW and could indicate magma flow from SE to NW. Thick dikes contain normally zoned, large plagioclase porphyroclasts (cores: An₅₈₋₄₄, rims: An₂₄₋₁₈), in a dynamically recrystallized groundmass composed of a fine-grained oriented intergrowth of Mg-hornblende, Na-plagioclase, and minor quartz and magnetite rimmed by titanite. These grains are commonly bent around large plagioclase porphyroclasts (Fig. 4a). We estimated high recrystallization temperature, between 620 and 690° C from geothermometric calculations, using the compositions of amphiboles and coexisting plagioclase rims (Holland and Blundy, 1994). The presence of plagioclase porphyroclasts with fractures filled with minerals similar to those observed in the groundmass suggests submagmatic flow during deformation (Fig. 4b, Paterson et al., 1989; Bouchez et al., 1992).

Thin dikes are 0.5 to 3 m thick (Fig. 2 and 3b) and oriented 274-320°/50-90°SW. Some of them are observed cutting thick dikes. These dikes also have a well developed foliation oriented in a direction clockwise to the dike margins. Penetrative foliation is also present at the margins, but parallel to the dike trend. Minor xenoliths of granitoids are also present; some of them show a sigmoidal shape in vertical view, suggesting subvertical shearing during dike emplacement (Fig. 3b). The microfabrics of thin dikes are created by an equigranular arrangement of fine-grained plagioclase (An₅₆₋₄₅), Mg-hornblende, titanite and magnetite. Foliation is clearly observed in thin sections but does not show effects of solid-state deformation, such as generation of submagmatic microcracks or undulose extinction. This is consistent with the magmatic temperatures of about 700° C obtained from geothermometric calculations in hornblende-plagioclase pairs (Holland and Blundy, 1994).

5.2 Structural data and petrofabrics of granitoid country rocks

In the study area, granitoid country rocks are polydeformed. The main tectonic fabric is characterized by a solid state foliation (315-360°/72-90°S, Fig. 1) and a southward-plunging stretching lineation (167-175°/42-50°), both defined by the orientation of mafic minerals, feldspar phenocrysts and mafic enclaves where present. Feldspars and mafic minerals are ductily deformed. Amphibole phenocrysts vary in composition between ferro-edenite, ferro-pargasite and

hastingsite (locally ferro-tschermakite). These minerals are characterized by a slight decrease in Ti content from core to rim, where the cores probably represent magmatic compositions, and the borders are characterized by small dynamically recrystallized grains associated with small rutile grains. Plagioclase in most cases corresponds to andesine (An_{32-30}). Estimations of equilibrium temperature for this fabric, using the geothermometer of Holland and Blundy (1994) in hornblende-plagioclase pairs indicate that this deformation occurred at high temperatures between 610 and 665° C (assuming a pressure of 3.5 kbar; Arce, 2002). These calculations, coupled with the microscopic observations, suggest that the granitoids were deformed at high temperature (amphibolite facies, following models of Simpson, 1985).

Discrete shear bands (<20 cm thick) are another common deformational feature observed in the granitoids in the vicinities of some thick dikes. These structures are characterized by a foliation oriented 18°-0° /~90° and C shear planes oriented 320°-342°. The micro fabrics consist of an arrangement of ductily deformed quartz, feldspars, amphibole and biotite (Fig. 4c). Quartz ribbons display sinistral kinematic indicators, consistent with the arrangement of S and C planes. Some of the sinistral shear bands are intruded and displaced by thin dikes. Dextral shear bands (23°-30°/90°) are locally observed, displacing thin dikes. Scarce lineations in these dextral bands are subhorizontal.

5.3 Geochronology

Separated amphibole (hornblende) grains from the groundmass of the samples (thick dike sample CC-03-13; thin dike sample CC-03-01) were dated by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. Analytical results are given in Table 2. For thick dikes (sample CC-03-13) a plateau age of 161±3 Ma (92.8% of ^{39}Ar released, Fig. 5a) was obtained on hornblende from the deformed groundmass. However, an inverse isochron indicates a component of excess ^{40}Ar in this sample. The corrected age for the sample is 157±4 Ma (Fig. 5b). For a thin dike (sample CC-03-01), a plateau age of 164±3 Ma (96.7% of ^{39}Ar released) on magmatic hornblende was obtained (Fig. 5c). The isochron age for this sample (163±3.2 Ma) on which $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ intercepts near the atmospheric ratio (Fig. 5d), is similar to the plateau age.

According to the textural relationships of hornblende grains in both kinds of samples, and given the closure temperature for the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in amphibole (450°-525° C), we interpret the age obtained in the thick dike (sample CC-03-13) as the minimum age for a deformation event (well developed in the groundmass of the sample) that occurred close to time of dike emplacement. In

the thin dike (sample CC-03-01), the age obtained represents cooling after emplacement and development of the magmatic fabric of the rock. Although the age of the thin dike is slightly older than that of the thick dike, both ages are within the same uncertainty limits and are consistent with field evidence that both dike were emplaced during a common geological event.

6. AMS FABRICS

Sampling was carried out at 15 sites (six from granitoid country rocks, six from thick dikes and three from thin dikes, Table 3). Four to 15 cores were sampled for each site. Sampling of the dikes was performed along strike of the intrusions where we suppose we can observe major variations on the fabric of the dikes. Flow directions in dikes derived from AMS data are better defined near the chilled margins where elongate and planar particles become imbricated (Knight and Walker, 1988; Tauxé et al., 1998). For this reason, the sampling for AMS analyses should be performed as close as possible to the dike margins. However, in the present study, the AMS fabric is a result of tectonic deformation combined with magma flow. Moreover, in aphanitic dikes it is not easy to accurately observe effects of deformation or magmatic flow.

Magnetic Properties and Magnetic Mineralogy

Thick dikes and granitoids show ferromagnetic behaviour, with $K_m > 500e10^{-6}SI$ (Fig. 6a, see Table 4). Some show strong ferromagnetic behaviour, with K_m up to $47000e10^{-6}SI$ (dike site RN09) and up to $32000e10^{-6}SI$ (some samples of granitoid site RN06). In some thick dikes, we observed K_m varying from low susceptibility at the margins (generally between 635 and $890 e10^{-6}SI$) to higher values in the centres (generally higher than $1000 e10^{-6}SI$). Thermomagnetic experiments show Curie points between 570 and $580^\circ C$ for selected samples of granitoids and thick dikes (Fig. 7a and b respectively). This implies the presence of low-Ti magnetite as the main ferromagnetic phase.

Thin dikes always show weak ferromagnetic behaviour (Fig. 6a; mean K_m of all three sites = $813e10^{-6}SI$). Thermomagnetic curves in thin dikes do not show a well defined pattern in the variation of K , mainly because of their low susceptibility. However, IRM (isothermal remanent magnetization) experiments in two specimens of thin dikes (site RN10 and RN13) indicate rapid saturation of magnetization residuals with the applied field (Fig. 8). This saturation curve

suggests the presence of magnetite. Detailed microprobe analyses indicate the presence of rare grains of low-Ti magnetite in samples of site RN13 (Fig. 4d). The main sulphide phase in the samples appears to be pyrite, but small amounts of pyrrhotite were also detected, mainly as rounded inclusions within unaltered calcic amphibole (Fig. 4d). This observation suggests that pyrrhotite is a primary phase in the samples. The amount of magnetic phases, such as magnetite and pyrrhotite, in thin dikes is low, in agreement with the low magnetic susceptibility of the samples (Fig. 6a) and the behaviour of the hysteresis loop, showing clear signs of paramagnetic phases in the experiments (not shown).

Scalar and directional data

Granitoids and dikes are dominated by oblate ellipsoids and a variable degree of anisotropy (P'), but are generally lower than 8% (Fig. 6b). Triaxial ellipsoids noted in some granitoids (site 06) are correlated with poorly-developed foliation observed in the field for these sites. High P' (>20%) is observed in more deformed samples, such as mylonitized thick dikes (site RN03), strongly foliated thin dikes (RN12), and granitoids (RN01 and locally in RN06). The thick dike at site RN03 shows strongly oblate (T between 0.69 and 0.85) ellipsoids with lower K_m and % P at sheared margins and weakly oblate to prolate ellipsoids in central parts (Table 4). These more oblate ellipsoids at margins appear to be contradictory with a higher shear strain, where prolate ellipsoids are expected. An explanation for this is a mineralogical control of the fabric. The sheared margins having lower phenocryst concentration (more aphanitic) and consequently lower K_m probably do not record a stronger fabric than the crystal-rich dike centers, that have facility to register minor increments in deformation and in this case show more intense AMS fabric parameters (% P and prolate ellipsoids).

The most noticeable feature of the AMS data in the dikes is the presence of oblique fabrics at all sites (Fig. 9). This feature is particularly well observed in thick dikes, where magnetic foliation at the margins tends to be parallel to the dike trend, but is oriented 10 to 40° clockwise of the trend in the central parts, thus producing a sigmoidal pattern of foliations. Thick dikes with a high percentage of anisotropy (RN03 and RN09) are characterised by vertical foliation planes and lineations that plunge gently to the south (Fig. 9 and 10). Thick dikes with a lower percentage of anisotropy show more variable plunges of magnetic lineation to the south (Fig. 10). In thin dikes, the plane of magnetic foliation is nearly vertical and lineations plunge steeply to the north. Another outstanding feature is the similarity observed between magnetic foliations in dikes and

associated country rocks. This is clearly observed in tensorial site-mean magnetic vectors (Fig. 11). For granitoid country rocks, oblate ellipsoids are dominant and AMS directional data correlates well with structural elements measured in the field (foliation and lineation).

7. PALEOMAGNETIC RESULTS

A study of the remanent magnetization and thermomagnetic behaviour of the rocks was performed on at least one specimen from each core at all sites. For calculations of tectonic rotations, we used the reference poles derived from the Apparent Polar Wander Path (APWP) of Besse and Courtillot (2002). Details of this study are given by Arriagada et al. (2003). Mean-site directions are listed in Table 5.

A magnetization of normal polarity is observed for the majority of thick dikes and country rocks during thermal demagnetization in the temperature range 210-530° C (Fig. 12a, b, c; component C in Table 5). In general, these paleomagnetic directions are roughly homogeneous (Fig. 13) and are very similar to those published by Irwin et al. (1987) for Mesozoic coastal mafic dikes.

Magnetization of normal polarity with a weak inclination (ca. 15 to 20° lower than the inclination expected for stable South America during the Jurassic) is observed in thin dikes (Fig. 12d, e and h, Component B in Fig. 13 and Table 5). This magnetization is associated with a very definite unblocking temperature between 320 and 360° C (Table 5), that represents the Curie temperature of pyrrhotite, the probable carrier of this low-temperature magnetization. In the same samples, a poorly defined magnetization of inverse polarity and low inclination is observed at high temperature between 500 and 610° C (component A in Table 5, Fig. 12e). These magnetization temperatures, coupled with the results of IRM experiments, suggest that the small amounts of primary low-Ti magnetite recognized in the samples (Fig. 4d) are the carriers of this magnetization. These particular paleomagnetic directions are also observed in thick dikes and country rock granitoids that are intruded by thin dikes (e.g. site RN14; Fig. 12f and g). At these sites of thick dikes and granitoids, changes in magnetic properties are also observed, mainly a decrease in magnetic susceptibility. Site 03RN11, intruded by thin dikes (sites 03RN10 and 03RN12) shows similar paleomagnetic directions around the thin dikes, with a low inclination (45 to 13° N). Thick dike site 03RN14 shows paleomagnetic directions of inverse polarity at high temperature (>350° C, Fig. 12f and g). These features strongly suggest that magnetization in thin dikes is primary and that the sites intruded by these rocks reflect changes in magnetic properties due to the localized effect of the intrusions.

8. DISCUSSION

Origin and development of CMDS petrofabrics and magnetic fabrics

Asymmetrical fabrics, similar to those observed in the CMDS and characterized by foliation and lineation oblique to the trend of the dike, have been attributed to intrusion along active transcurrent faults or fractures (e.g. Blumenfeld and Bouchez, 1988; Hutton, 1992; Correa-Gomes et al., 2001; Féménias et al., 2004). Therefore, this kind of fabric is developed under the influence of magmatic and tectonic stresses. Theoretical models of Correa-Gomes et al. (2001) attributed the pattern of asymmetrical internal dike fabrics (with foliations parallel to the dike along the margins and oblique in centers) as related to external stresses at least five times higher in magnitude than magma-flow-related stress. This excess of external stress, acting as a simple shear component, facilitates the development of wall-parallel shear planes (Blumenfeld and Bouchez, 1988) such as those observed in the dikes of the CMDS. This type of fabric is clearly distinguishable from fabrics developed under the influence of pure magma flow, which are characterized by a mirror imbrication of fabric with respect to the margin of the dikes (e.g. Johnson and Pollard, 1973; Tauxé et al., 1998; Geoffroy et al., 2002).

We have explored the correlation between magnetic and shape fabrics. Granitoid country rocks, where foliation and lineation were measured in the field, these show a very good correlation with AMS fabrics and the last one can be considered as representative of the petrofabric axes. In the case of thick dikes, in spite of a scarce dataset of field-measured foliations and lineations (mainly because of the incomplete exposure of dikes), AMS fabrics show a good correlation with the pattern of mineral alignment observed in the field. Microscopic examination of the samples demonstrated that magnetite grains, the main carrier of the magnetic signal, occurs in most cases as isolated grains (with a titanite rim), that are oriented parallel to the fabric of the deformed groundmass and the magnetic ellipsoid is controlled by shape anisotropy of magnetite, avoiding the presence of distributed anisotropy (caused by interaction or clustering between magnetic grains that can cause a departure of the AMS ellipsoid from the shape fabric ellipsoid). In the case of thin dikes, a correlation between AMS directional data and field observations has also been observed. The weak ferromagnetic behaviour of the samples is probably controlled by the low contents of magnetite present in the samples, but we do not know at this point what are the magnetic effects on the AMS signal of sulphides or paramagnetic grains.

For the case of the CMDS, we suggest that magma emplacement and external (tectonic) stress were approximately contemporaneous because of their high-temperature (~solid state flow) to magmatic state microfabrics (Fig. 4a, b). These kinds of microfabrics are a common feature of syntectonic intrusions (e.g. Paterson et al., 1989). The emplacement of thick dikes would have been controlled by and coeval with transcurrent sinistral shear along NW-trending structures, dipping 90-70° to the south. The horizontal component of displacement was dominant in the thick dikes, as denoted by the low plunge of magnetic lineation (Fig. 10 and 11). Thick dikes with a steeper southward-plunging lineation were probably associated with a more important vertical displacement along NW-trending structures. In the case of thin dikes, the dominant presence of steeply-plunging lineations suggests that vertical displacements were dominant (see also Fig. 3b) and we suggest that there was a minor change to transpressional conditions, with sub-vertical stretching.

The main tectonic fabric of the granitoids developed previous to the intrusion of the CMDS, as shown by the presence of already foliated granitoid xenoliths within some thick dikes. The high temperature conditions estimated for the fabric suggest that the timing was closer to the emplacement of the granitoids, during the Late Paleozoic. On the other hand, the formation of the discrete sinistral shear zones was coeval with the intrusion of the thick dikes, whereas NE-trending dextral shear zones were active shortly after intrusion of the late thin dikes, as suggested by the crosscutting relationships observed in the field. These discrete shear zones were probably produced as a way to accommodate in part the space created for the intrusions.

Origin of magnetizations and their tectonic significance

Differences in paleomagnetic directions observed in rocks of a single area can only be explained as the product of magnetization acquired during different geological times. In the study area, the differences in paleomagnetic directions between thick and thin dikes are consistent with differences in magnetic properties between these rocks and indicate that these magnetizations were acquired in different geological times.

We recognize three different components of magnetization in the CMDS. Components A and B are interpreted as primary features, present in thin dikes and their associated host rocks. Component C is present in thick dikes and some granitoid country rock sites and is considered to result from remagnetization during a later tectonic event. Unblocking temperatures for component A are characteristic of low-Ti magnetite present in the mafic dikes in small amounts.

The second component of magnetization (B), of lower temperature and normal polarity, is carried by pyrrhotite that is a primary mineral included in amphibole (Fig. 4d). The characteristic directions of magnetizations A and B, of low inclination in high and low temperature can be explained by two mechanisms: a) broad displacement of the Chilean forearc towards the south after dike emplacement; b) regional block tilt towards the north of approximately 19-36° (with a mean of 23.2°, Table 5). The first hypothesis is not supported by previous paleomagnetic results in Mesozoic rocks of central Chile (Beck et al., 1986; 1990). Besides this, to explain this change in paleomagnetic declination, a north-south latitudinal transport of several thousand kilometres is needed. Such displacements would need to be explained by the presence of north-south structures in the forearc. Lateral displacements in large forearc structures in the central Andes are unable to explain such block movements (Grocott and Taylor, 2002; Arancibia, 2004; Cembrano et al., 2005). We thus favour the hypothesis of a regional tilt, which occurred after the CMDS was cooled below the Curie point of pyrrhotite (ca. 320° C), during the Jurassic-Cretaceous. Several studies have demonstrated that block tilting is a common feature of extensional terranes (e.g. Karson et al., 1992; Irving et al., 2000). The changes in inclination were accompanied by minor vertical axis rotations of less than 15° (Fig. 13).

The block tilting process can best be explained by extension in a NNW-SSE direction, following the deviation in paleomagnetic directions (Fig. 13). If restoration of paleomagnetic rotations from the thin dikes is applied, assuming a mean change in inclination of about 23.2° to the NNW, the main attitude of thin mafic dikes changes from steeply inclined to the southwest (a dike pole of 27°/14°) to near-vertical (dike pole is translated to 221.8°/9.2°; Fig. 10). This restoration implies that the thin dikes were intruded originally in a near-vertical orientation and were then tilted to the NNW (Fig. 14). This restoration also can be applied to the thick dikes, resulting in a dike pole of (225.8°/4.2°). The fact that thick dikes have a present mean orientation more inclined to the north with respect to the thin dikes may indicate that these dikes have undergone a larger amount of tilting. Consequently, this tilting probably occurred during more than one stage.

Thick dikes and granitoids that show the C component of magnetization, exhibit subtle changes, if any, in paleomagnetic inclination (Fig. 13), suggesting that these rocks were remagnetized during a later tectonic event. This hypothesis is in agreement with the homogeneity of paleomagnetic directions of normal polarity in all these rocks (Fig. 13, Table 5) and the higher values of magnetic susceptibility in thick dikes and granitoids with respect to the thin dikes. The characteristic directions of thick dikes and granitoids are roughly similar to the direction expected for the Early-Mid Cretaceous at this latitude (expected direction of 2.6°/-52.7°). In addition, the

exclusive observation of normal polarity magnetization suggests that the rocks were remagnetized during the Cretaceous Long Normal Superchron (118-83 Ma). In fact, the most important post-Jurassic thermo-tectonic event registered in the Coastal Range of central Chile is represented by the rapid exhumation of Paleozoic and Mesozoic units during the Mid-Cretaceous, around 100 Ma, as noted by geological and fission track evidence (Gana and Zentilli, 2000; Arancibia, 2004; Parada et al., 2005). This tectonic event is related to the changes from extensional to compressional conditions in the central Chilean Andean margin.

Tectonic implications of the CMDS

Taking into account the accumulated thickness of the dikes conforming the CMDS, the emplacement of this swarm represents a minimum of 2.5 – 4% of crustal dilation.

The Middle Jurassic extension, deduced from our study, can be directly compared with Middle Jurassic extension observed in northern Chile, in terms of the kinematics of crustal extension. An important source of information about the Jurassic tectonic evolution is the Atacama Fault System (AFS), that was most active between 190 and 110 Ma (e.g. Scheuber and Andriessen, 1990; Brown et al., 1993; Grocott and Taylor, 2002). This large broadly N-S trending structural system extends for about 1000 km along the forearc of the central Andes, between 21° and 30° S. The study of this structure and related rocks emplaced along it, indicates that during the Middle Jurassic, there was extension orthogonal to the margin related to strain partitioning caused by oblique, NW-SE, slow convergence between the Aluk and South American plates (Scheuber and Andriessen, 1990). This extension is also recorded by sinistral displacements along the AFS. On the other hand, at 27° S, Taylor and Randall (2000) studied a group of mafic dike swarms of Late Triassic, Middle Jurassic and Early Cretaceous age that are intruded into associated plutonic complexes. The Middle Jurassic dikes have whole rock $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates between 155 and 153 Ma (Dallmeyer et al., 1996), and are intruded into the Las Animas plutonic complex (159-153 Ma, Dallmeyer et al., 1996). Structural analyses of these dikes yield a near horizontal net extension direction with an azimuth of 232°, discarding effects of regional tilting and giving an extension direction that is consistent with oblique subduction during the Jurassic. Middle –Late Jurassic mafic dikes (155-140 Ma) has been reported south of Antofagasta (23° S) by Scheuber and Gonzalez (1999). These consist of an early generation of NE-trending dikes intruded by NW-trending dikes, suggesting that both dike groups intruded during two episodes of contrasting extensional direction, being both oblique to the Jurassic arc. These strong changes were probably

controlled by successive seismic decoupling and coupling of the plates along the subduction zone. In contrast, Yañez et al (1998) presented a model of compressional deformation and SE directed crustal viscous flow associated with oblique convergence for central Chile (33°-34° S), to explain the development of the Melipilla Anomaly and associated currently exposed fault zones. At first sight, the current results about crustal extension derived from the CMDS appear to be inconsistent with the models of Yañez et al (1998) and with the extension directions obtained for the Jurassic in northern Chile. Geological patterns in Mesozoic and older basement rocks point to a major change in tectonic features in this area of central Chile with respect to those observed in northern Chile. These features of central Chile include: a) absence of large, N-S trending fault systems such as the AFS; b) dominance of NW-trending structures in this area, observed in the CMDS and Jurassic plutons; c) basement of the area, constituted by Late Paleozoic and Late Triassic granitoids with strong ductile deformation, including metamorphic rocks of migmatitic grade, that are in large part absent in the Paleozoic batholith in other latitudes; d) a major change in the orientation axis of the Jurassic batholith, from N-S to the north to nearly NW-SE at 33°. All these geological features suggest that the tectonic evolution of the margin at 33° S evolved in a different way with respect to the Mesozoic evolution described in northern Chile, probably marking a segmentation of the Jurassic margin. The tectonic mechanisms associated to the extensional processes can show local differences controlled by several factors such as the effect of basement inherited structures. However, extension direction deduced from NE-trending dikes in the Antofagasta area (Scheuber and Gonzalez, 1999) are not fairly different from the extension direction deduced for the CMDS and we cannot discard that changes in the interactions between both plates (decoupling and coupling) also plays an important role in the development of the successive generations of dikes in the CMDS.

9. CONCLUDING REMARKS

The CMDS is composed of two groups of mafic dikes: an early group of thick dikes and a late group of thin dikes that crosscut the thick dikes. The new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results on both groups of intrusions demonstrate that the CMDS was emplaced during the formation of the Middle Jurassic arc of central Chile. The high temperature (solid-state) to magmatic fabrics in the mafic dikes, together with the asymmetrical fabrics indicate that the emplacement of the CMDS was syntectonic, associated with sinistral displacement along the host fractures of the magmas. These results suggest that the regional stress field was a dominant factor during the development of the

CMDS fabrics. The paleomagnetic studies of thick dikes and granitoid country rocks show characteristic directions of normal polarity that are similar to the paleomagnetic directions expected for the Early Cretaceous. This suggests that these rocks of high susceptibility were remagnetized during the Cretaceous Long Normal Superchron (118-83 Ma), probably associated with the exhumation of deep-seated Paleozoic and Mesozoic coastal rocks around 100 Ma. On the other hand, paleomagnetic directions obtained in thin dikes are interpreted as primary, and indicate that the whole area underwent NNW-directed block tilting during the Mesozoic extension. The NNW sense of tilting deduced from these paleomagnetic results is coincident with the direction of extension deduced from the internal fabric of the dikes, where magnetic lineations are oriented in a NNW-SSE direction. These features allow us to conclude that the evolution of the CMDS during the Jurassic was associated with an extensional event in NNW-SSE direction and that dike emplacement was controlled by NW-trending structures. This kinematic framework for the Mesozoic extensional tectonics is different from the results obtained by other investigators of Jurassic features of northern Chile, pointing to major heterogeneities in the overriding plate during this extensional period. These heterogeneities can be produced by differences in the crustal structure in the overriding plate or by other regional controls in the extensional mechanisms.

10. ACKNOWLEDGMENTS

This research was funded by Fondecyt Project N°1031000 (leader DM). We thank Natalia Astudillo for assistance on a one day field trip, Juan Vargas for his valuable assistance with mineral separation and Mauricio Belmar for helping us with microprobe analyses at the Departamento de Geología, Universidad de Chile. Microprobe analyses at Zelmi, TU-Berlin, were carried out by the first author with financing of TU-Berlin and a DAAD scholarship, under guidance of Prof. Dr. Gerhard Franz (TU-Berlin) and with the valuable assistance of Francois Galbert and Irene Preuss. The first author carried out his PhD studies with a financial grant from a MECESUP scholarship. The authors would also like to thank Sven Nielsen and Paulina Vásquez for valuable comments on an earlier version of the manuscript and Prof. Jacobous Le Roux and Karen Grove for corrections on the English version of the text. We also thank the editor Mark Sandiford, José Cembrano and an anonymous reviewer for their constructive reviews that improved the manuscript.

11. REFERENCES

- Aguirre, L., Féraud, G., Morata, D., Vergara, M., Robinson, D., 1999. Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. *Tectonophysics* 313, 433-447.
- Anderson, E.M. (1951). *The Dynamics of Faulting*. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Arancibia, G., 2004. Mid-Cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32° S). *Journal of South American Earth Sciences* 17, 209-226.
- Arancibia, G., Matthews, S., Pérez de Arce, C. 2005. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in Atacama Desert, northern Chile: tectonic and climatic relations. *Journal of the Geological Society of London* 163, 107-118.
- Arce, M. 2002. Condiciones de formación y naturaleza de las estructuras del complejo plutónico Santo Domingo, V Región: evidencias de terreno y de fábricas magnéticas. Unpublished Thesis. Universidad de Chile.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Dupont-Nivet, G., Cobbold, P., Chauvin, A., Cortés, J., 2003. Paleogene clockwise tectonic rotations in the forearc of central Andes, Antofagasta region, northern Chile. *Journal of Geophysical Research* 108, 1-22.
- Beck, M. Jr., Burmester, R., García, A., Rivano, S. 1990. Paleomagnetic results from the Cretaceous rocks in the Llaillay – San Felipe – Putaendo region: Implications for block rotations in the Andean forearc. *Revista Geológica de Chile* 17, 115-130.
- Beck, M. Jr., Drake, R., Butler, R. 1986. Paleomagnetism of Cretaceous volcanic rocks from central Chile and implications for the tectonics of the Andes. *Geology* 14, 132-136.
- Besse, J., Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field in the last 200 million years. *Journal of Geophysical Research* 107, 2300.
- Blumenfeld, P., Bouchez, J.L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology* 10, N°4, 361-372.
- Bouchez, J-L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20, 35-38.
- Brown, M., Díaz, F., Grocott, J., 1993. Displacement history of the Atacama Fault System, 25°00'S–27°00'S, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* 105, 1165– 1174.

- Callot, J-P., Geoffroy, L., 2004. Magma flow directions in the East Greenland dyke swarm inferred from studies of anisotropy of magnetic susceptibility: magmatic growth of a volcanic margin. *Geophysical Journal International* 159, 816-830.
- Cembrano, J., Gonzalez, G., Arancibia, G., Ahumada, I., Olivares, V., Herrera, V. 2005. Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: A case study from the Mesozoic Atacama fault system, Northern Chile. *Tectonophysics* 400, 105-125.
- Cordani, U., Munizaga, F., Hervé, F., Hervé, M., 1976. Edades provenientes del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa de las provincias de Valparaíso y Santiago, Chile. 1° Congreso Geológico Chileno, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile, pp: 213-221.
- Correa-Gomes, L.C., Souza Filho, C.R., Martins, C.J.F.N., Oliveira, E.P., 2001. Development of symmetrical and asymmetrical fabrics in sheet-like igneous bodies: the role of magma flow and wall-rock displacements in theoretical and natural cases. *Journal of Structural Geology* 23, 1415–1428.
- Corvalán, J., Munizaga, F. 1972. Edades radiométricas de rocas intrusivas y metamórficas de la Hoja Valparaíso – San Antonio. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N°28, 28p. Santiago.
- Dallmeyer, R.D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G.K., Treloar, P. 1996. Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean plate boundary zone, 26° - 27°30' S, North Chile: constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. *The Journal of Geology* 104, 19-40.
- Delaney P.T., Pollard, D.D., Ziony, J., McKee, E.H. 1986. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research*, 91, 4920-4938.
- Ernst, R.E., Grosfils, E.B., Mège, D. 2001. Giant dyke swarms: Earth, Venus and Mars. *Annual Reviews Earth and Planetary Science* 29, 489-534.
- Féménias, O., Diot, H., Berza, T., Gauffriau, A., Demaiffe, D., 2004. Asymmetrical to symmetrical magnetic fabric of dikes: Paleo-flow orientations and paleo-stresses recorded on feeder-bodies from the Motru Dike Swarm (Romania). *Journal of Structural Geology* 26, 1401-1418.
- Ferré, E., Teyssier, C., Jackson, M., Thill, J., Rainey, E. 2003. Magnetic susceptibility anisotropy: a new petrofabric tool in migmatites. *Journal of Geophysical Research* 108, B2, doi: 10.1029/2002JB001790.

- Gana, P., Tosdal, R., 1996. Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile* 23, 151-164.
- Gana, P., Zentilli, M., 2000. Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de La Costa de Chile Central. 9º Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, Servicio Nacional de Geología y Minería, Puerto Varas, Chile, pp. 664-667.
- Gana, P.; Wall, R. and Gutiérrez, A. (1996). Mapa geológico del área de Valparaíso-Curacaví. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. Mapas Geológicos, N°1, escala 1: 100.000. Santiago.
- Geoffroy, L., Callot, J.P., Aubourg, C., Moreira, M., 2002. Divergence between magnetic and plagioclases linear fabric in dykes: a new approach to defining the flow vector using magnetic foliation. *Terra Nova* 14, 183-190.
- Glazner, A., Bartley, J., Carl, B., 1999. Oblique opening and noncoaxial emplacement of the Jurassic Independence dike swarm, California. *Journal of Structural Geology* 21, 1275-1283.
- Godoy, E., Loske, W., 1988. Tectonismo sinplutónico de dioritas jurásicas al sur de Valparaíso: datos U-Pb sobre la Fase Quintay. *Revista Geológica de Chile* 15, 119-127.
- Grocott, J., Taylor, G.K., 2002. Deformation partitioning, magmatic arc fault systems and the emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25 – 27° S). *Journal of Geological Society of London* 159, 425– 442.
- Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M.A., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N., Drake, R. 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 1, 185-194.
- Holland, T., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 433-444.
- Hutton, D., 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 377-382.
- Irving, E., Baker, J., Wynne, P.J., Hamilton, T.S., Wingate, M.T.D., 2000. Evolution of the Queen Charlotte Basin; further paleomagnetic evidence of Tertiary extension and tilting. *Tectonophysics* 326, 1-22.
- Irwin, J., Sharp, W., Spangler, R., Drake, R., 1987. Some paleomagnetic constraints in the tectonic evolution of the coastal cordillera of central Chile. *Journal of Geophysical Research* 92, 3603-3614.

- Irwin, J., García, C., Hervé, F., Brook, M. 1988. Geology of a part of a long-lived dynamic plate margin: the Coastal Cordillera of north-central Chile, latitude 30°51' -31° S. *Canadian Journal of Earth Sciences* 25, 603-624.
- Isacks, B. L., 1988. Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93, 3211– 3231.
- Johnson, A.M., Pollard, D.D. 1973. Mechanisms of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah. Field observations, Gilbert's model, physical properties and flow of the magma. *Tectonophysics* 18, 261-309.
- Karson, J., Hurst, S., Lonsdale, P., 1992. Tectonic rotation of dykes in fast-spread oceanic crust exposed near Hess Deep. *Geology* 20, 685-688.
- Knight, D., Walker, M. 1988. Magma flow direction in dykes of Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *Journal of Geophysical Research* B5, 4301-4319.
- Levi, B., 1973. Eastern shift of Mesozoic and Early Tertiary volcanic centers in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin* 84, 3901-3910.
- Mège, D., Korme, T., 2004. Dyke swarm emplacement in the Ethiopian Large Igneous Province: not only a matter of stress. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 132, 283-310.
- Morata, D., Aguirre, L. 2003. Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29°20' – 30°S), Chile: geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 459-476.
- Morata, D., Aguirre, L., Féraud, G., Fuentes, F., Parada, M.A., Vergara, M., 2001. The Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range of central Chile: geochronology and isotopic geochemistry, III South American Symposium on Isotope Geology, Sociedad Geológica de Chile, Pucón, Chile, pp. 321–324.
- Mpodozis, C., Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentine. *Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series* 11, 59-88.
- Muñoz Cristi, J., 1964. Estudios petrográficos y petrológicos sobre el Batolito de la Costa de las provincias de Santiago y Valparaíso. *Publicación* 25, Universidad de Chile. 94pp.
- Parada, M.A., Féraud, G., Fuentes, F., Aguirre, L., Morata, D., Larrondo, P., 2005. Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society of London* 162, 273-287.

- Parada, M.A., Levi, B., Nystrom, J., 1991. Geochemistry of the Triassic to Jurassic plutonism of central Chile (30° to 33° S); petrogenetic implications and a tectonic discussion. Geological Society of America Special Paper 265, 99-112.
- Parada, M.A., Nystrom, J., Levi, B., 1999. Multiple sources for the Coastal batholith of central Chile (31-34°S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos* 46, 505-521.
- Paterson, S., Vernon, R., Tobish, J., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11, 349-363.
- Scarrow, J., Leat, P., Wareham, C., Millar, I., 1998. Geochemistry of mafic dykes in the Antarctic Peninsula continental -margin batholith: a record of arc evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 131, 289-305.
- Scheuber, E., Andriessen, P.A.M. 1990. The kinematics and geodynamics significance of the Atacama Fault Zone, Northern Chile. *Journal of Structural Geology* 12, 243-257.
- Scheuber, E., Gonzalez, G. Tectonics of the Jurassic – Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26° S): a history of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics* 18, N°5, 895-910.
- Simpson, C., 1985. Deformation of granitoid rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7, 503-511.
- Tauxe, L., Gee, J.S., Staudigel, H., 1998. Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: the bootstrap way. *Journal of Geophysical Research* 103, 17775-17790.
- Taylor, G.K., Randall, D. 2000. Structural analysis of dyke emplacement directions as an aid to paleomagnetic studies: an example from northern Chile. *Geophysical Journal International* 141, 253-258.
- Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J., Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin* 107, 1427-1440.
- Yañez, G., Gana, P., Fernández, R. 1998. Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile central. *Revista Geológica de Chile* 25, N°2, 175-198.

Figure Captions

Figure 1: (a) Simplified magmatic units in the Coastal Range of central Chile (modified from Parada et al., 1999) (b) Geological map of the Coastal Range near 33°, modified from Godoy and Loske (1988). Previous U-Pb ages are shown in squares. The exception is an age of 299₋₃₁ Ma

from Rb-Sr isochron in granitoids from Reñaca. Inset figure at right (c) is a geological sketch of the study area, with location of sampling stations. White lines represent main dike exposures and black lines are main lineaments.

Figure 2: thickness (in meters) of dikes vs. number of measured dikes. A break in thickness between thick and thin dikes is observed between approximately 3 and 6 meters.

Figure 3: Field features of dikes: a) thick dike (10 meters thickness) tilted to the NNW at Roca Oceánica (see Figure 1c for location). View to the east b) sinistral fabrics in vertical view of a thin dike (1.7 m thick), arrow indicates presence of sigmoidal granitoid xenolith, view from NW.

Figure 4: a) Microscopic photograph under plane polarized light of a thick dike. Texture is characterized by several plagioclase phenocrysts (pl) with albitic rims (ab) surrounded by a banded and fine-grained groundmass composed mainly of amphibole, magnetite plagioclase, titanite and minor quartz (sample CC-03-06, plane polarized light) b) submagmatic filling (smf) of high-temperature minerals in plagioclase cracks (sample CC-03-06, plane polarized light) c) high-temperature solid-state foliation on a sinistral shear zone in tonalitic country rock near dike site RN05 (crossed polars). d) Secondary electron image in sample CC-03-56 from site 03RN13. Symbols are for amphibole (amph), magnetite (mt) and pyrrhotite (po)

Figure 5: a) Ar-Ar age spectra (plateau age) for sample CC-03-13 (thick dike) b) Inverse isochron for the same sample. c) Ar-Ar age spectra (plateau age) for sample CC-03-01 (thin dike) and d) inverse isochron for the sample.

Figure 6: a) K_m (mean susceptibility) vs %P' (anisotropy degree) b) %P' vs T (shape parameter) parameters for both dike types and country rocks.

Figure 7: Variation of magnetic susceptibility versus temperature in representative specimens of granitoids (a, b, c, d) and thick dikes (e, f).

Figure 8: Acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) showing rapid increase of magnetization typical of magnetite in samples RN1004B and RN1301A.

Figure 9: Geological sketch of the arrangement of magnetic foliation and lineation in a thick mafic dike site (03RN03) and granitoid country rock (site 03RN04), showing the presence of an asymmetrical fabric.

Figure 10: AMS plots for thick dikes, thin dikes and granitoid country rocks.

Figure 11: tensorial mean AMS vectors K1, K2 and K3 for dikes and country rocks. Key field structures are also plotted. Pole of thin and thick dikes mean orientation are plotted as an example of the restoration of rotations.

Figure 12: a, b and c) Representative curves of demagnetization in orthogonal projection for samples of thick dikes. d) orthogonal projection of demagnetization diagram of a sample of a thin dike within a site of thick dikes (RN05) and e) equal-area projection of paleomagnetic directions from this sample. f) Orthogonal projection of demagnetization diagram (on right, 10g) for a sample of a thin dike (03RN1301B), demonstrating the presence of magnetization with an unblocking temperature near 320° C. h and i) orthogonal projection of demagnetization curves for samples of site RN14, intruded by thin dikes, showing the presence of a component of magnetization of reverse polarity at high temperature (>500°C).

Figure 13: Equal area projection of site mean directions for dikes and granitoids. Expected directions for Middle Jurassic and Early Cretaceous calculated from the APWP of Besse and Courtillot (2002). Open circles represent normal polarity directions and black circles represent reverse polarity directions.

Figure 14: Schematic representation of emplacement mechanism of the CMDS, with relative shear movements along margins of the intrusions.

Tables

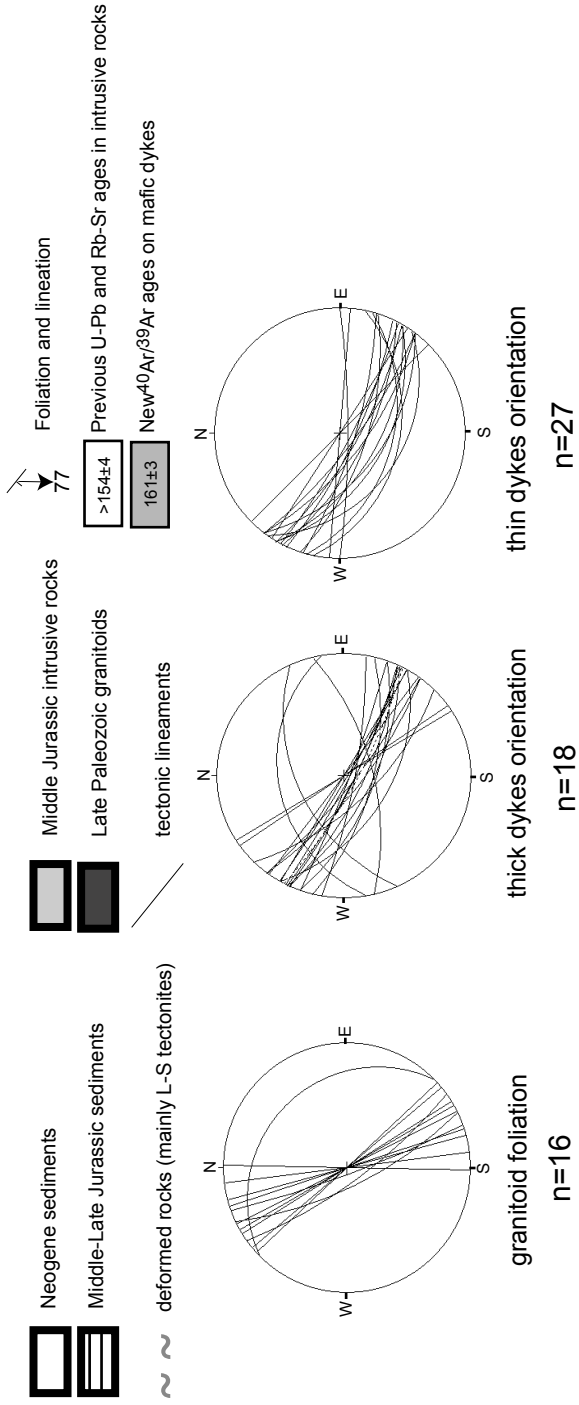
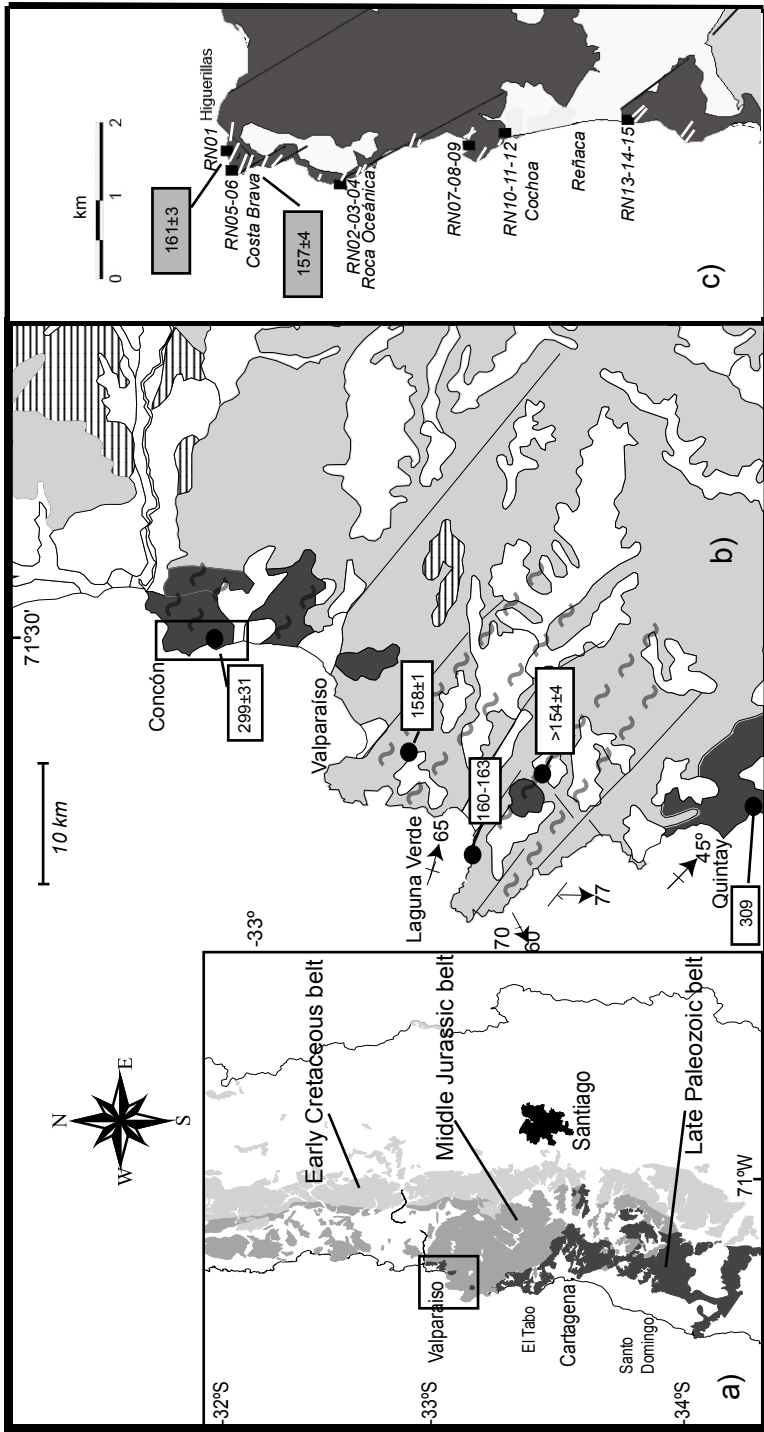
Table 1: Compilation of the main radiometric ages obtained in Paleozoic and Mesozoic plutonic and metamorphic rocks of the area, between 33° and 33°45' S.

Table 2: Detailed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analytical results on amphibole from the CMDS, Coastal Range, central Chile.

Table 3: Location of AMS/paleomagnetic sampling sites and key field features from the CMDS and its country rocks, Coastal Range, central Chile.

Table 4: AMS data from dikes and granitoids country rocks. Samples from dikes are listed from SW to NE margin.

Table 5: Paleomagnetic results of Middle Jurassic dikes.



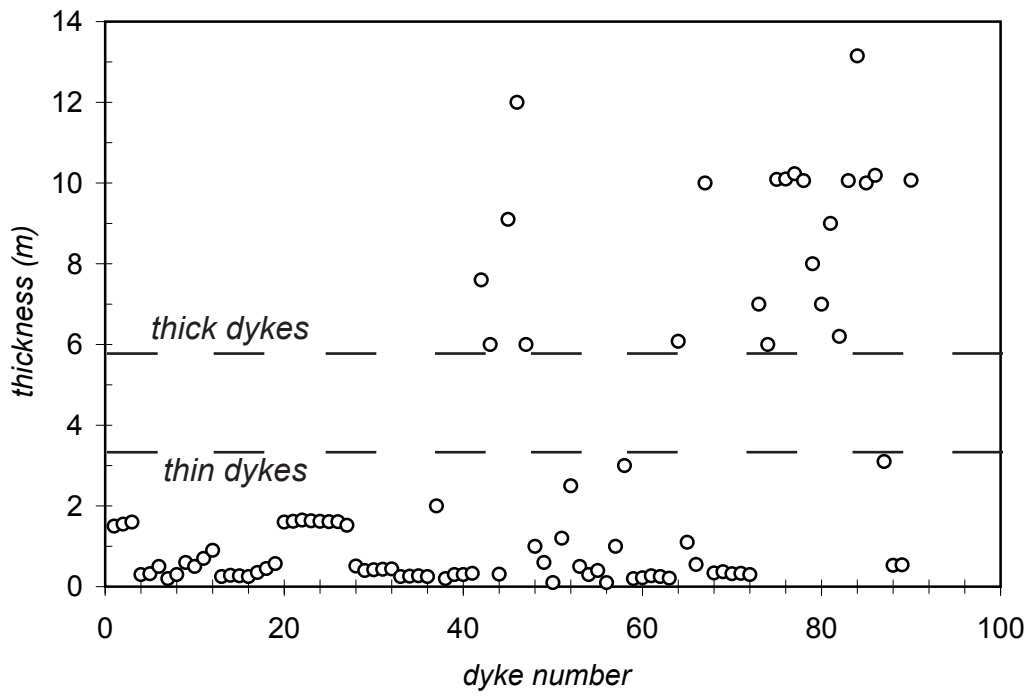


Figure 2



Figure 3a

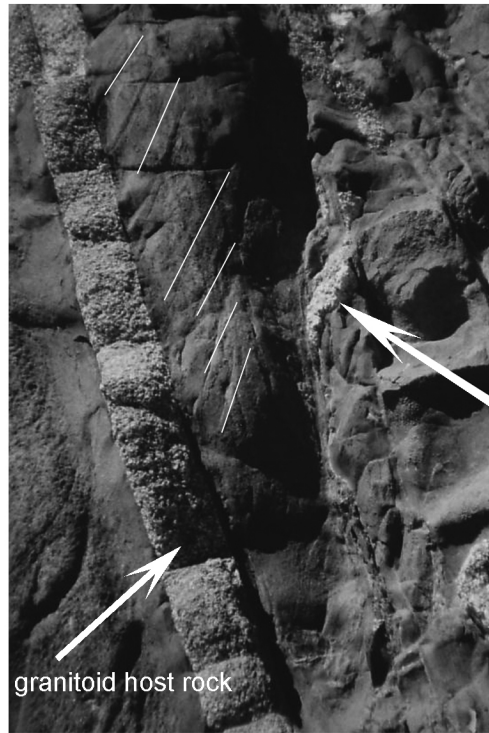


Figure 3b

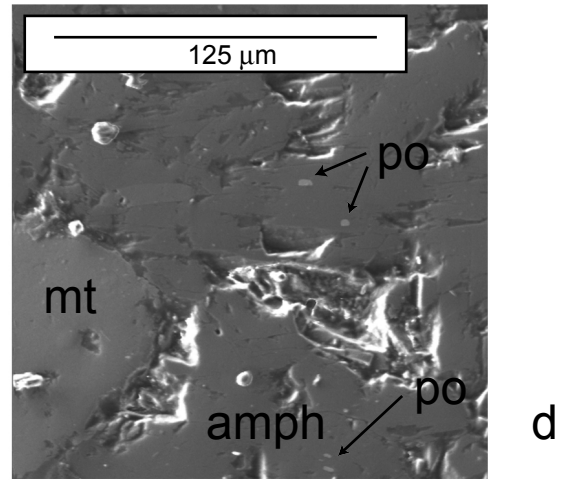
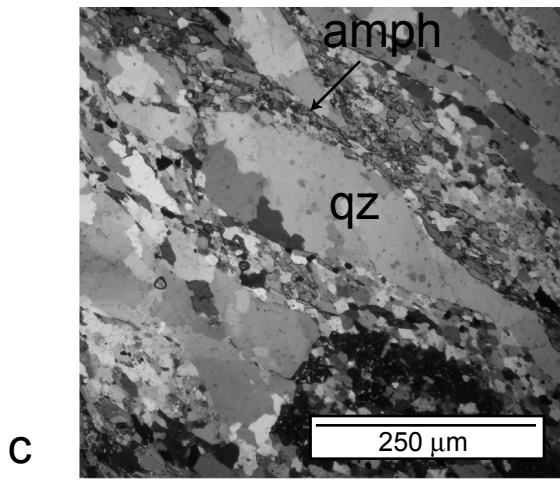
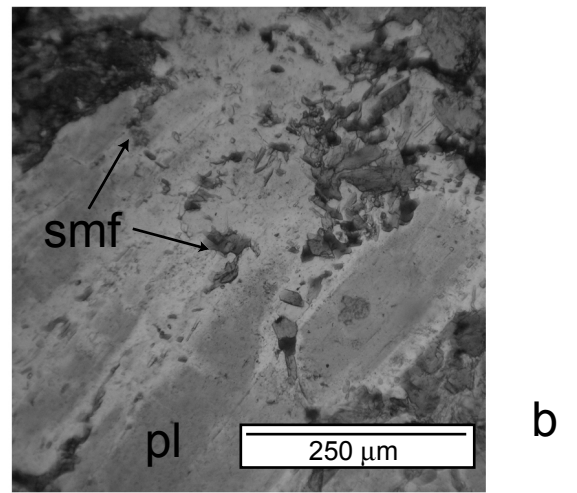
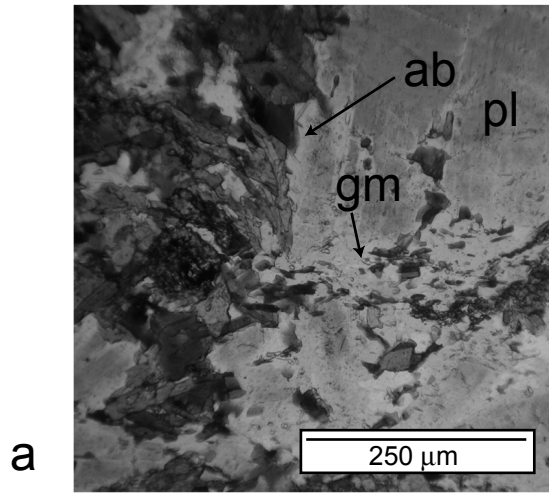


Figure 4

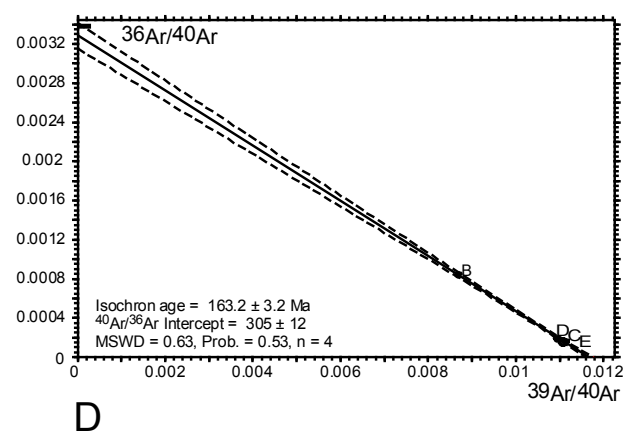
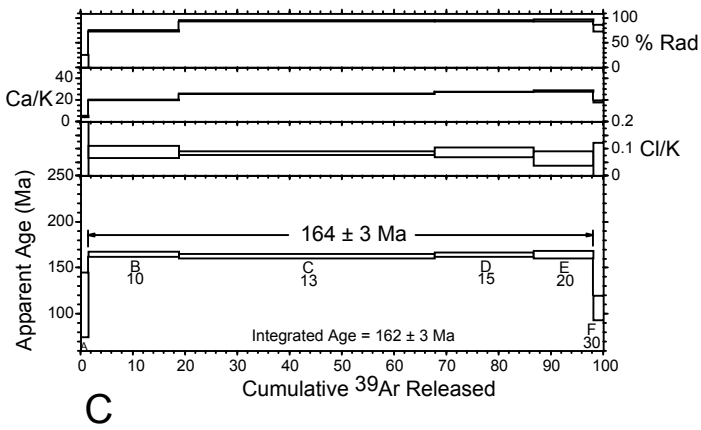
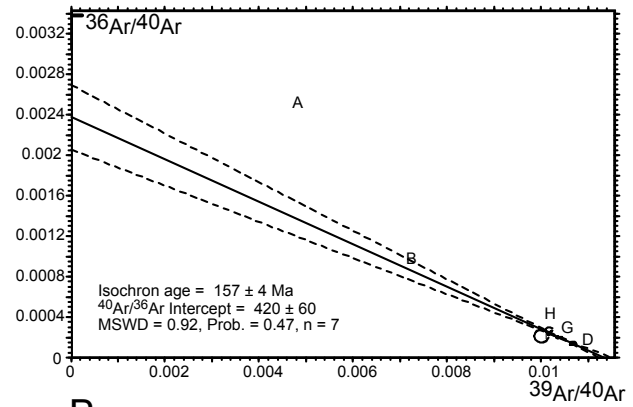
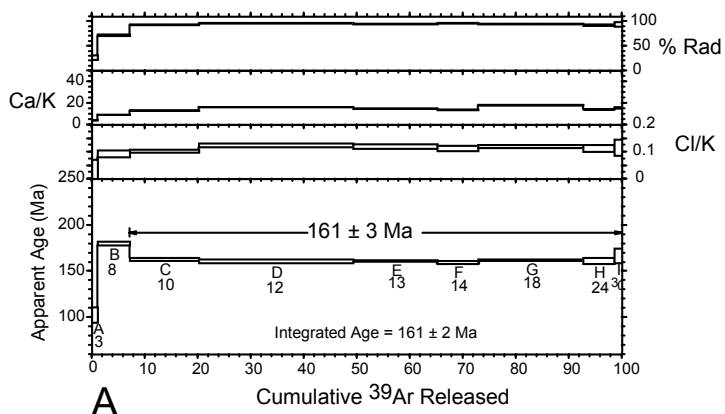


Figure 5

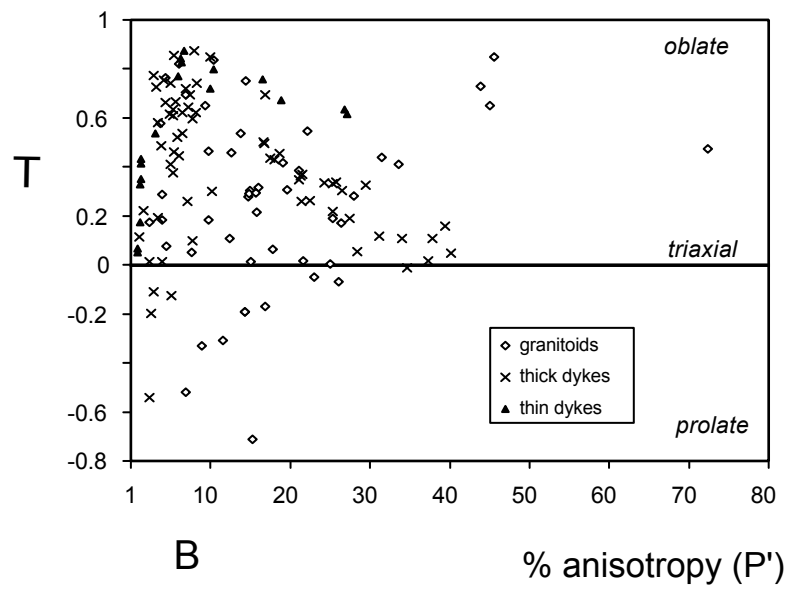
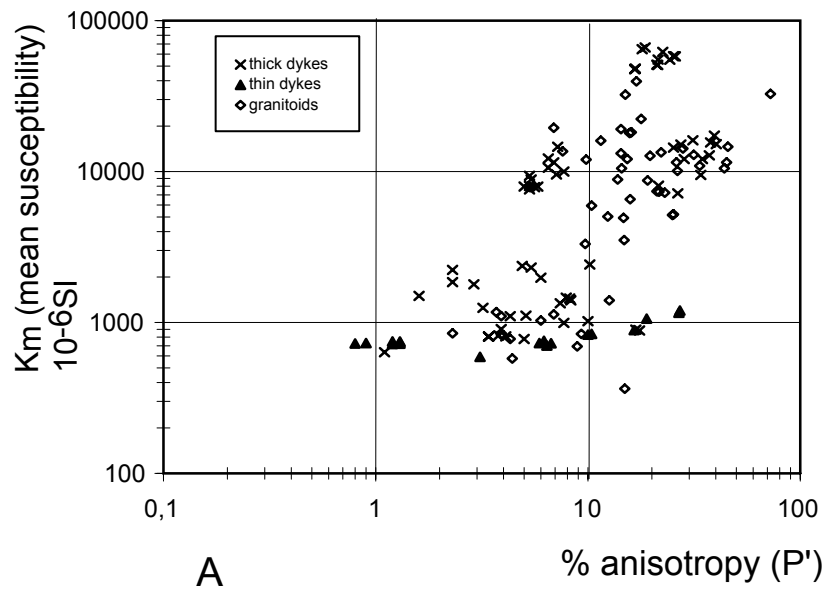


Figure 6

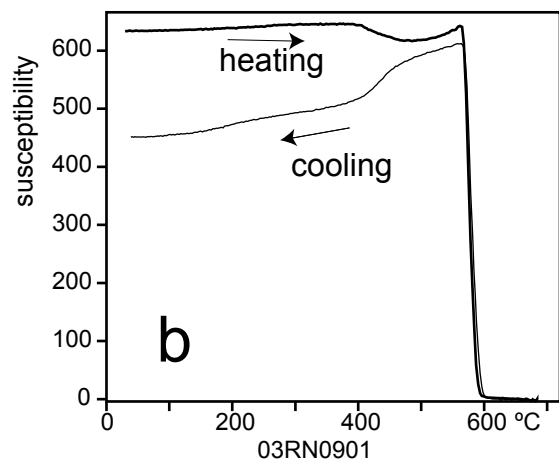
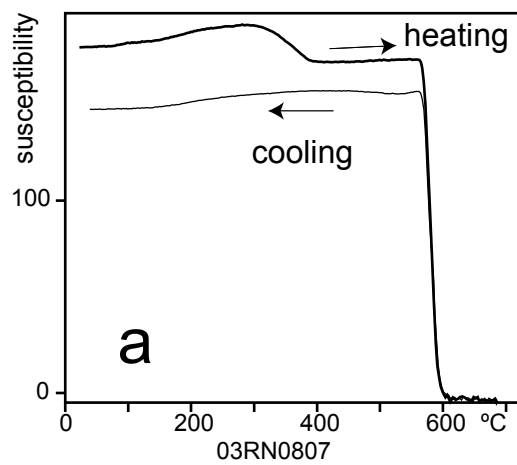


Figure 7

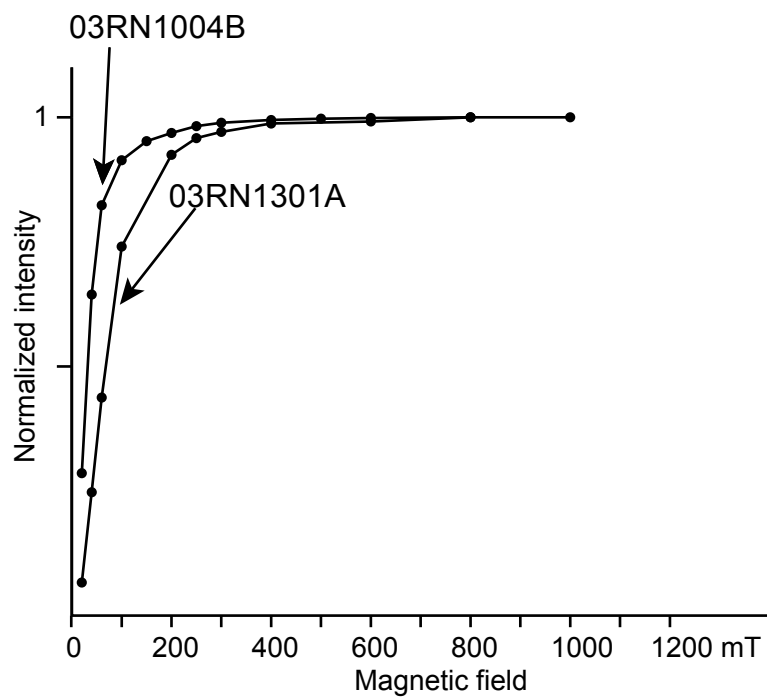


Figure 8

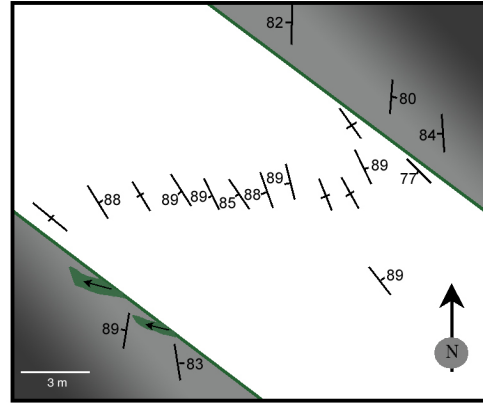
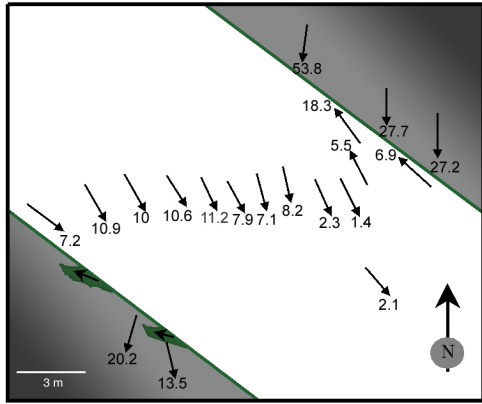
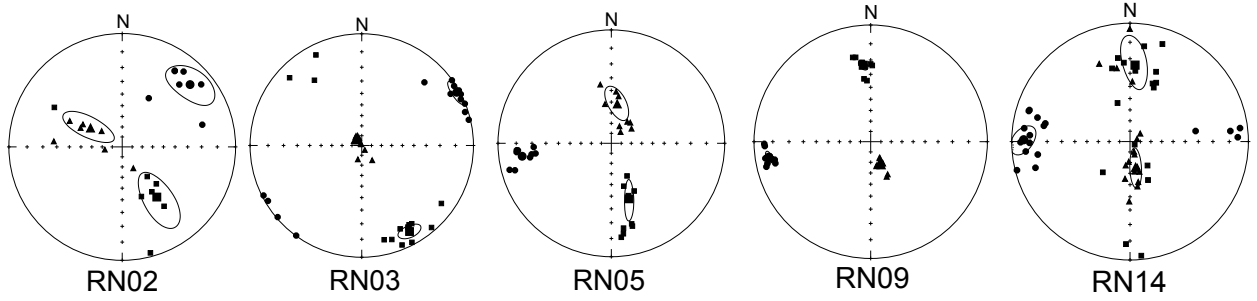
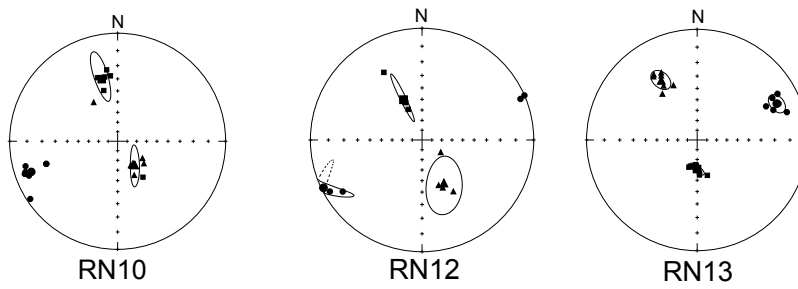


Figure 9

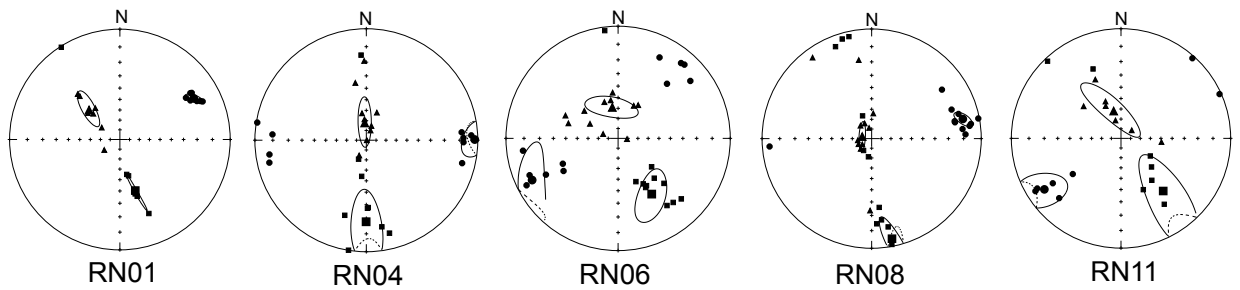
thick dykes



thin dykes

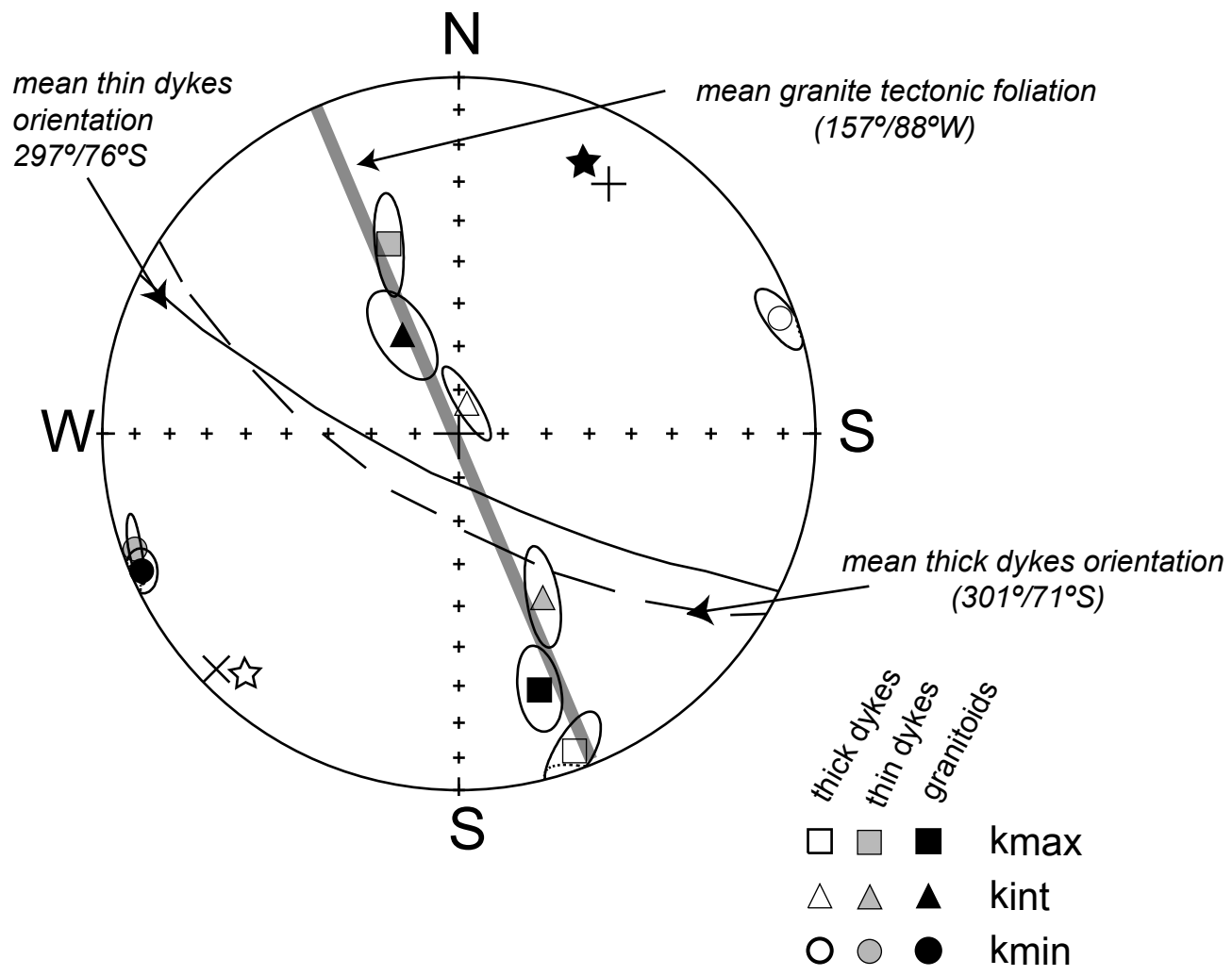


granitoid country rock



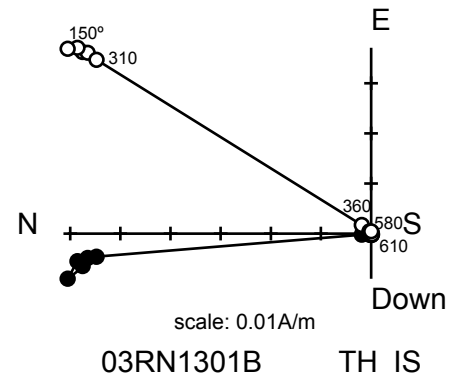
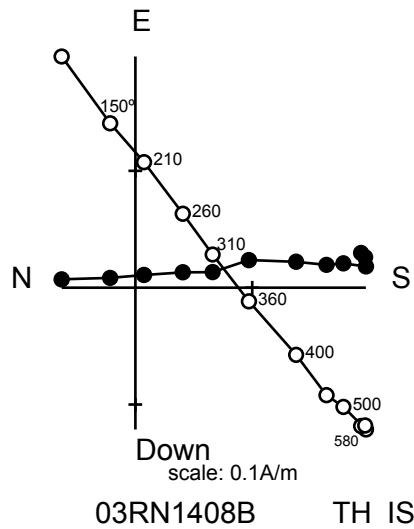
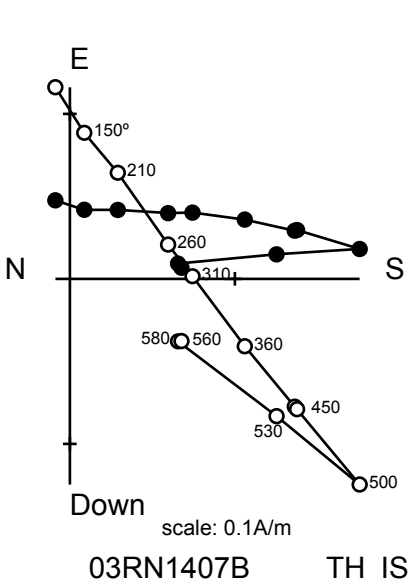
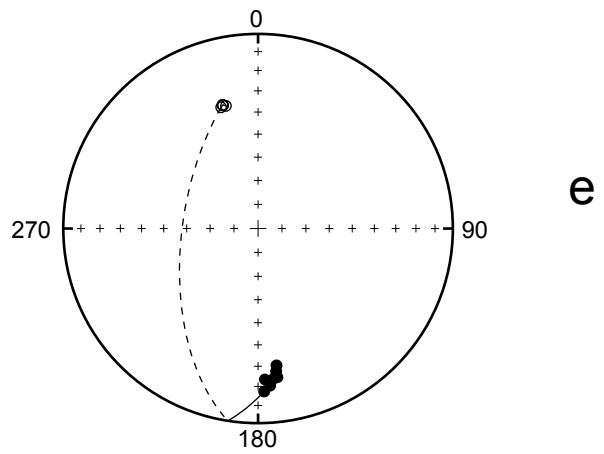
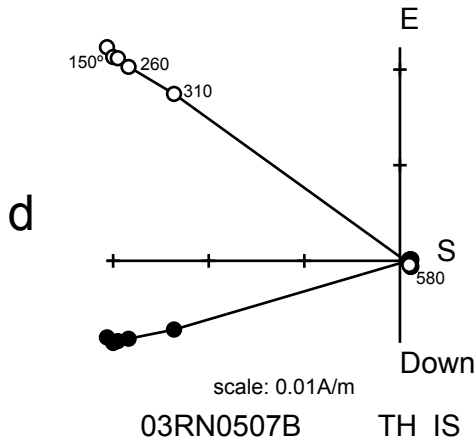
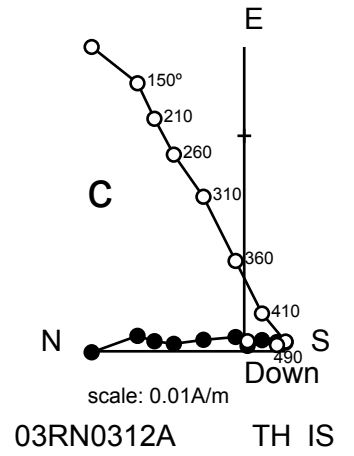
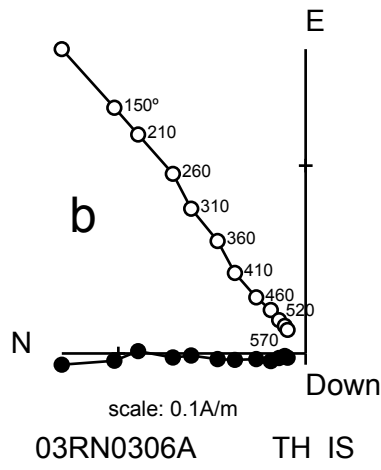
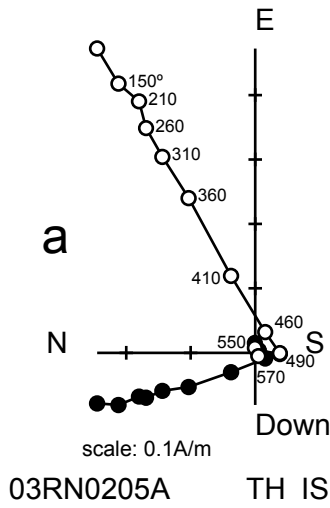
- kmax
- ▲ kint
- kmin

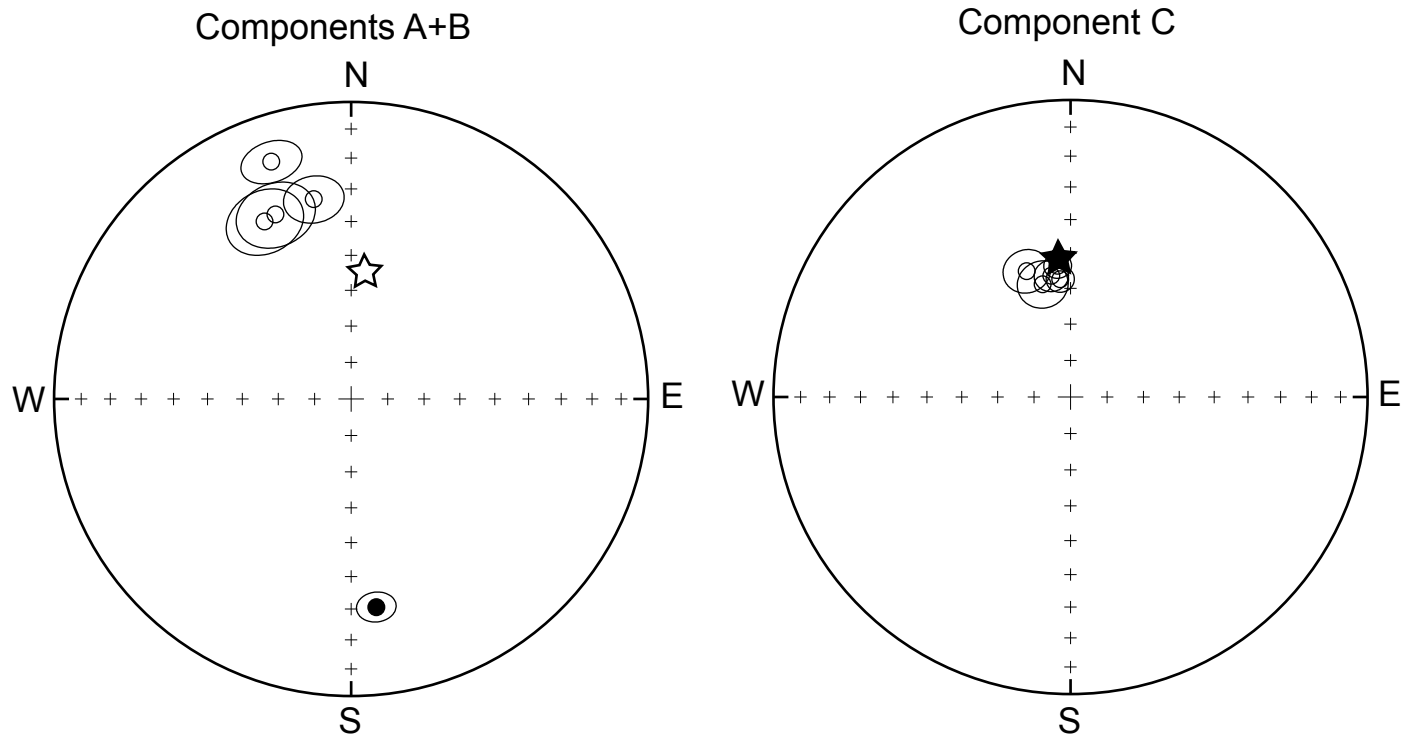
Figure 10



- ★ pole of thin dyke plane
- ☆ pole of thin dyke plane after paleomagnetic restoration
- + pole of thick dyke plane
- × pole of thick dyke plane after paleomagnetic restoration

Figure 11



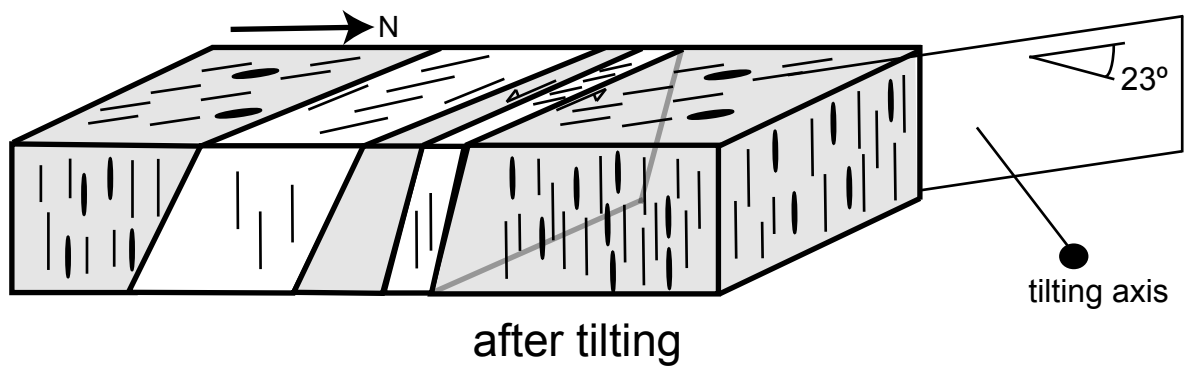
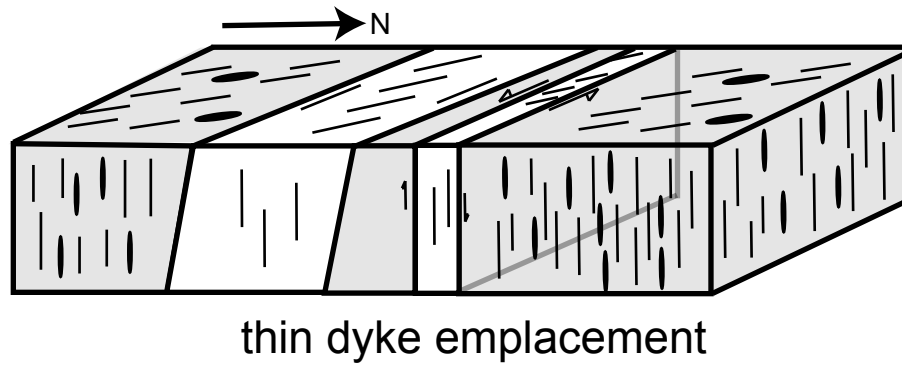
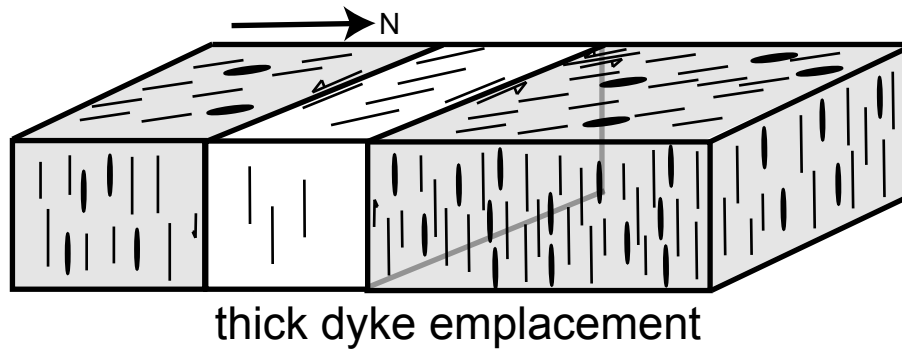


spected directions

☆ Middle Jurassic (160 Ma)

★ Lower Cretaceous (100 Ma)

Figure 13






-  mafic enclaves
-  trace of foliation
-  relative displacements along the walls of the dyke

Figure 14

Table 1: Compilation of the main radiometric ages obtained from Paleozoic to Jurassic plutonic and metamorphic rocks of the area between 33° and 33°45' S

Method	material	locality	age (Ma) and error (2σ)	Autor
<i>Late Paleozoic granitoids</i>				
Rb-Sr isochron	whole rock	Santo Domingo	308 \pm 15	Hervé et al., 1988
Rb-Sr isochron	whole rock	Algarrobo	292 \pm 2	Hervé et al., 1988
U-Pb	zircon	Quintay	290	Godoy and Loske, 1988
U-Pb	zircon	Quintay	309	Godoy and Loske, 1988
Rb-Sr errorchron	whole rock	Reñaca	299 \pm 31	Hervé et al., 1988
Fission track	apatite	Algarrobo	98 \pm 10	Gana and Zentilli, 2000
<i>Gneissic diorites and granitic gneisses</i>				
U-Pb	zircon	Cartagena	214 \pm 1	Gana and Tosdal, 1996
K-Ar	amphibole	Cartagena	213 \pm 10	Cordani et al., 1976
K-Ar	amphibole	Cartagena	167 \pm 8	Cordani et al., 1976
K-Ar	plagioclase	Cartagena	157 \pm 1	Cordani et al., 1976
K-Ar	biotite	Cartagena	159 \pm 15	Hervé et al., 1988
Rb-Sr	whole rock	Las Cruces	162 \pm 48	Hervé et al., 1988
Fission track	apatite	Cartagena	106 \pm 8.6	Gana and Zentilli, 2000
Fission track	apatite	Cartagena	106 \pm 7.4	Gana and Zentilli, 2000
<i>Laguna Verde diorites and amphibolites</i>				
U-Pb	zircon	Laguna Verde	160-163	Godoy and Loske, 1988
Ar-Ar	amphibole	Laguna Verde	165 \pm 2.6	Irwin et al., 1987
Rb-Sr errorchrone	bt, feld, apatite, wr	Laguna Verde	156.3 \pm 1.2	Godoy and Loske, 1988
<i>Jurassic granitoids</i>				
U-Pb	titanite	S of Valparaíso	157	Gana and Tosdal, 1996
U-Pb	zircon	S of Valparaíso	>154 \pm 4	Gana and Tosdal, 1996
U-Pb	zircon	S of Valparaíso	158 \pm 1	Gana and Tosdal, 1996
U-Pb	titanite	Cantera Las Placillas	155.5	Gana and Tosdal, 1996
Rb-Sr errorchrone	whole rock	Cuesta Zapata	173 \pm 28	Hervé et al., 1988
<i>Mafic dykes</i>				
Ar-Ar	amphibole	Laguna Verde	169.6 \pm 3.6	Irwin et al., 1987
K-Ar	amphibole	Cartagena	133.1 \pm 7.2	Irwin et al., 1987
Ar-Ar	amphibole	El Tabo	172.4 \pm 2.4	Irwin et al., 1987
K-Ar	biotite	El Tabo	183.4 \pm 6	Irwin et al., 1987
K-Ar	plagioclase	El Tabo	179.4 \pm 4.8	Irwin et al., 1987

Table 2: detailed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results on amphibole from the CMDS, Coastal Range, central Chile.

Amphibole sample CC-03-01

Step	Atmospheric contamination	$^{39}\text{Ar}(\%)$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$^{40}\text{*Ar}/^{39}\text{Ar}$	Age
3-A	0	1.5	313.0448	792.2938	4.6938	56.8357	109.745±17.72
10-B	3.4	17.4	1131.7589	113.9389	20.1518	86.6393	164.736±1.60
13-C	23	48.9	4146.3060	88.3596	25.8551	85.4158	162.512±1.11
15-D	21.7	19	4148.1321	90.1398	27.4964	86.4207	164.339±1.29
20-E	25.8	11.4	4829.0370	89.1210	28.1028	86.3378	164.188±1.96
30-F	6.8	1.8	1433.0909	67.3675	18.6868	55.1434	106.571±6.64
Integrated Age=							162±3
(•) Plateau Age =		96.7					164±3

Amphibole sample CC-03-13

step	Atmospheric contamination	$^{39}\text{Ar}\%$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$^{40}\text{*Ar}/^{39}\text{Ar}$	Age
3A	0.1	1.2	393.1015	215.1543	3.9012	56.5618	102.262±4.00
8B	1.1	6	1014.5854	140.7716	8.8848	101.5207	179.613±1.22
10C	8.7	13	3851.2137	97.4708	12.8312	91.51633	162.684±0.87
12D	18.6	29.1	6220.7283	92.7826	16.1312	90.1425	160.348±0.98
13E	11.4	15.9	4393.6934	95.0926	14.4218	90.3379	160.680±0.53
14F	14.6	7.7	5776.8367	92.7474	13.6807	89.5712	159.375±0.94
18G	13.6	19.8	4266.4746	95.6148	17.6907	90.9309	161.689±0.62
24H	8.1	6	3250.6197	97.5461	14.0656	90.3877	160.765±1.60
30I	11	1.3	4216.6667	99.0215	15.3655	93.7368	166.456±3.93
Integrated Age							161±2
(•) Plateau Age =		92.8					161±3

Table 3: Location of AMS/paleomagnetic sampling sites and key field features from the CMDS and its country rocks, Coastal Range, central Chile.

	rock type	strike/dip	thickness	latitude	longitude
		<i>granite foliation</i>			
03RN01	<i>foliated granitoid</i>	324/86°SW		-32°55.489'	-71°32.650'
03RN02	<i>thick dike</i>	297°/85SW	7 m thick	-32°56.288'	-71°33.029'
03RN03	<i>thick dike</i>	307°/80°SW	9 m thick	-32°56.260'	-71°33.100'
03RN04	<i>foliated granitoid</i>	1°/90°		-32°56.260'	-71°33.100'
03RN05	<i>thick dike</i>	329°/90°	2-3.5 m thick	-32.55.756'	-71°32.889'
03RN06	<i>foliated granitoid</i>	342°/90°		-32.55.756'	-71°32.889'
03RN07	<i>thick dike</i>	330°/90°	4.3 m thick	-32°57.605'	-71°32.785'
03RN08	<i>foliated granitoid</i>	340°/84°SW		-32°57.605'	-71°32.785'
03RN09	<i>thick dike</i>	328°/90°	3 m thick	-32°57.605'	-71°32.785'
03RN10	<i>thin dike</i>	300°/78°SW	1.2 m thick	-32°57.389'	-71°32.779'
03RN11	<i>foliated granitoid</i>	332°/76°SW		-32°57.389'	-71°32.779'
03RN12	<i>thin dike</i>	300°/78°SW	0.9 m thick	-32°57.389'	-71°32.779'
03RN13	<i>thin dike</i>	303°/85°SW	0.7 m thick	-32.58.299'	-71°32.630'
03RN14	<i>thick dike</i>	300°/75°SW	12 m thick	-32.58.299'	-71°32.630'
03RN15	<i>granitoid</i>			-32.58.299'	-71°32.630'

Table 4: AMS data of dikes and granitoid country rocks. Samples of dikes are listed from SW to NE margin

	Km (10 ⁻⁶ SI)	P'	T	K1		K2		K3	L	F	
				<i>dec</i>	<i>inc</i>	<i>dec</i>	<i>inc</i>	<i>dec</i>			
<i>thick dikes</i>											
03RN0207A	904	1.039	0.014	146.6	39.3	114.5	-46	42.5	16.6	1.019	1.019
03RN0206B	1250	1.032	0.726	158.8	39.8	94.6	-27.6	28.6	37.8	1.004	1.025
03RN0205A	14600	1.072	0.644	345.1	-1.9	261.2	72.4	74.5	17.5	1.012	1.055
03RN0201A	1100	1.043	0.662	300.2	20.6	152.6	66	34.7	11.8	1.007	1.033
03RN0202A	1980	1.06	0.444	137.3	42.2	119.8	-46.4	39.2	8.8	1.016	1.041
03RN0203A	7170	1.265	0.302	144.8	24.7	127.4	-64.2	51.6	6.8	1.084	1.163
03RN0204A	2420	1.102	0.299	139.8	52.2	116.3	-35.4	34.6	11.5	1.034	1.064
03RN0301A	885	1.175	0.436	126.1	7.2	307.4	82.8	216.1	0.2	1.045	1.119
03RN0302A	9490	1.34	0.109	149.2	10.9	336.8	79	239.4	1.4	1.139	1.176
03RN0303A	12100	1.284	0.054	150.4	10	150.3	-80	60.4	0	1.125	1.141
03RN0304A	15200	1.402	0.049	147.4	10.6	142.1	-79.4	57.2	1	1.174	1.194
03RN0305A	12800	1.373	0.015	155.2	11.2	148.7	-78.7	65	1.3	1.169	1.175
03RN0306A	12100	1.346	-0.013	150.5	7.9	119	-80.7	59.8	4.8	1.162	1.158
03RN0313A	15600	1.378	0.108	139.6	2.1	336.9	87.8	229.6	0.7	1.153	1.194
03RN0307A	17300	1.394	0.158	162.2	7.1	149.2	-82.7	72	1.6	1.149	1.211
03RN0308A	16100	1.312	0.117	166.6	8.2	160.6	-81.8	76.5	0.9	1.127	1.163
03RN0309A	15100	1.274	0.189	157.9	2.3	152.4	-87.7	67.9	0.2	1.103	1.154
03RN0310A	14400	1.253	0.217	152.6	1.4	150.1	-88.6	62.6	0.1	1.092	1.146
03RN0311A	8060	1.215	0.37	333.1	5.5	325	-84.5	243.1	0.8	1.062	1.139
03RN0312A	1020	1.1	0.85	324	18.3	144.7	71.7	54.1	0.2	1.006	1.083
03RN0314A	896	1.168	0.694	313.2	6.9	195.7	75.3	44.8	12.9	1.022	1.13
03RN0501A	994	1.077	0.597	342	-38.2	350.8	51.4	75.4	-4.3	1.014	1.058
03RN0501B	777	1.05	0.742	351.8	-15.9	25.6	71.1	84.7	-10	1.006	1.04
03RN0502A	822	1.038	0.485	352.4	-12.4	54.1	65.2	87.2	-21.1	1.009	1.027
03RN0502B	807	1.034	0.58	345.7	-16	42.6	62.3	82.4	-22	1.007	1.025
03RN0503B	809	1.041	0.754	345.8	-17.6	36.5	63.5	82.2	-19.2	1.005	1.033
03RN0504A	805	1.034	0.192	343.8	-47	5.3	40.9	85.7	-10.9	1.014	1.02
03RN0506B	1110	1.051	-0.124	154.4	40	188.8	-44.5	80.2	-17.9	1.028	1.022
03RN0705A	1790	1.029	-0.11	101.5	18.7	52.5	-62.7	4.8	19.1	1.016	1.013
03RN0702A	2230	1.023	-0.541	157.6	67.1	42.6	10.1	308.8	20.3	1.017	1.005
03RN0702B	1850	1.023	0.013	344.5	-51.8	5.4	36.3	87.8	-10.2	1.011	1.012
03RN0703B	1500	1.016	0.222	27.3	-58	301.9	2.9	33.7	31.9	1.006	1.01
03RN0704A	2310	1.054	0.461	150.5	69.1	59.7	0.3	329.6	20.9	1.014	1.038
03RN0704B	2370	1.049	0.615	173.1	68.6	64.4	7.2	331.8	20.1	1.009	1.037
03RN0904A	50800	1.213	0.364	354	21.9	151.2	66.4	80.6	-8.2	1.062	1.137
03RN0904B	51000	1.211	0.348	353.5	22.6	150.6	65.7	79.9	-8.5	1.063	1.135
03RN0903A	47600	1.166	0.502	353.9	33.1	152.5	55	77.3	-10.1	1.037	1.117
03RN0903B	48200	1.167	0.497	356.5	34.7	155.4	53.4	79.4	-10.2	1.038	1.118
03RN0905A	64700	1.18	0.428	348	17.1	151.3	72.2	76.5	-4.8	1.047	1.122
03RN0905B	66400	1.186	0.455	349.8	17.4	150.5	71.6	78	-5.7	1.046	1.127
03RN0906A	55200	1.214	0.26	360	22.7	164.8	66.6	87.6	-5.5	1.074	1.129
03RN0906B	62100	1.225	0.263	1.2	23.7	167.1	65.7	88.9	-5.3	1.077	1.135
03RN0902A	58100	1.253	0.331	353.1	21.7	158.4	67.6	81	-5.2	1.077	1.159
03RN0902B	58000	1.258	0.337	353.8	21.3	156.4	67.8	81.4	-6	1.078	1.163
03RN0901A	55100	1.243	0.334	355.3	23.6	155.1	65	81.9	-7.7	1.074	1.153
03RN1401A	1460	1.079	0.874	355.5	22.4	190.3	66.9	87.7	5.3	1.004	1.066
03RN1401B	1400	1.083	0.742	346.2	25	164	65	75.8	-0.8	1.009	1.066
03RN1402A	1340	1.074	0.695	342	52.2	180.8	36.3	84	9.1	1.01	1.058
03RN1402B	1440	1.082	0.623	351.7	19	183.8	70.6	83	3.8	1.014	1.062

	Km (10^6 SI)	P'	T	K1		K2		K3		L	F
<i>thick dikes</i>				<i>dec</i>	<i>inc</i>	<i>dec</i>	<i>inc</i>	<i>dec</i>			
03RN1403A	7950	1.058	0.52	18.4	8.1	158.5	79.5	107.4	-6.6	1.013	1.042
03RN1403B	7880	1.056	0.665	21.3	34.5	187.7	54.8	106.8	-6.4	1.009	1.043
03RN1404B	7620	1.053	0.635	20.5	25.6	171.5	61.3	104.6	-12.1	1.009	1.04
03RN1405A	9570	1.071	0.258	23.7	37	170.6	48	100.4	-17	1.026	1.044
03RN1405B	10000	1.077	0.1	24	32.9	168.6	51.6	102.1	-17.6	1.034	1.042
03RN1406A	8860	1.054	0.854	302.2	-84.7	359.9	2.8	89.7	-4.4	1.003	1.045
03RN1407A	8030	1.053	0.377	4.3	28.1	162.8	60.1	89.3	-9.3	1.016	1.035
03RN1407B	7960	1.05	0.409	8.4	11.7	160.8	76.8	97.2	-5.9	1.014	1.034
03RN1408A	9370	1.053	0.609	354.4	-1.8	69.6	82.8	84.6	-7	1.01	1.04
03RN1408B	12200	1.065	0.538	2.3	-8.2	51.8	77.5	93.6	-9.4	1.014	1.047
03RN1409A	11500	1.069	0.72	334.9	-50.6	2.2	36.2	82	-13.6	1.009	1.054
03RN1409B	10600	1.065	0.622	143.8	61.9	169.7	-25.6	74.5	-10.7	1.011	1.049
03RN1410A	635	1.011	0.114	41.6	-51.8	338.3	19.5	80.8	31.4	1.005	1.006
<i>thin dikes</i>											
03RN1001A	703	1.064	0.827	353.7	27.3	310.3	-54.6	252.4	20.7	1.005	1.053
03RN1001B	728	1.067	0.874	351.3	22.4	304.4	-58.9	252.5	20.4	1.004	1.055
03RN1002A	592	1.031	0.537	144.7	45.7	148.3	-44.2	56.6	-1.8	1.007	1.023
03RN1003A	730	1.059	0.769	344.9	28.7	150.8	60.6	71.6	-6	1.006	1.047
03RN1003B	756	1.062	0.841	348.6	27.5	151.6	61.4	74.9	-7.1	1.004	1.051
03RN1004A	840	1.104	0.798	342.5	26.7	324.8	-62.2	248.8	7.3	1.009	1.084
03RN1004B	1060	1.189	0.671	344.8	38.1	333.9	-51.4	250.6	5.3	1.027	1.144
03RN1201A	831	1.1	0.719	330.5	20.4	303.4	-67.4	237	9.5	1.012	1.079
03RN1202A	891	1.165	0.757	335.7	56.5	328.7	-33.3	240.8	3.2	1.017	1.131
03RN1203A	1200	1.271	0.614	334.5	46.5	159.9	43.3	67.4	2.7	1.045	1.2
03RN1203B	1160	1.268	0.633	336.4	49.9	156.5	40.1	66.5	0	1.042	1.199
03RN1301A	749	1.012	0.175	3.5	-64.8	325.4	20.3	60.8	14.2	1.005	1.007
03RN1301B	720	1.012	0.327	2.4	-63.9	330.7	22.7	66	12.3	1.004	1.008
03RN1302A	723	1.013	0.431	343.9	-53.2	322.9	34.9	60.1	10.1	1.004	1.009
03RN1303A	748	1.013	0.414	356	-56.8	328.2	30.1	65.7	12.8	1.004	1.009
03RN1303B	740	1.013	0.351	356.3	-54.9	336.5	33.5	72.8	9.4	1.004	1.009
03RN1304A	726	1.008	0.052	14.6	-62.6	331.8	20.9	68.5	17	1.004	1.004
03RN1304B	730	1.009	0.066	16.9	-61.2	326.4	19.3	64	20.6	1.004	1.005
<i>granitoids</i>											
03RN0101A	14600	1.456	0.85	327.6	0.5	236	70.6	57.7	19.4	1.026	1.366
03RN0101B	11500	1.45	0.651	158.6	18.5	123.3	-67.7	64.5	12	1.063	1.332
03RN0102A	5150	1.25	0.003	163.8	37.6	141.9	-50.3	65.3	10.9	1.118	1.119
03RN0102B	5200	1.253	0.191	164.3	35.8	129.6	-48.7	61	17.7	1.095	1.143
03RN0103B	10500	1.439	0.73	163	33.5	134	-52.9	63.5	14.1	1.046	1.337
03RN0104A	12900	1.315	0.44	168.9	54.3	137.1	-31.4	56.6	15.2	1.077	1.211
03RN0104B	14200	1.28	0.281	166.6	52.6	137.2	-33.7	57	14.3	1.092	1.169
03RN0401A	18000	1.157	0.295	196	20	174.9	-68.7	103.4	7.1	1.052	1.098
03RN0401B	18200	1.16	0.316	9.2	-0.1	91.6	89.5	99.2	-0.5	1.051	1.101
03RN0402A	6550	1.158	0.215	349.8	-13.5	19.7	74.6	81.6	-7.4	1.059	1.093
03RN0402B	3510	1.148	0.29	346	-8.7	23.3	79.1	77	-6.5	1.049	1.092
03RN0403A	13600	1.076	0.052	187.3	53.8	169.1	-34.8	85.2	8.7	1.035	1.039
03RN0403B	12000	1.098	0.185	202.4	69.2	178.4	-19.2	91.2	7.8	1.038	1.056
03RN0404A	3310	1.097	0.463	358.4	-27.7	21	60.3	93.5	-9.7	1.024	1.068
03RN0405A	7400	1.211	0.386	356.5	15.2	205.2	72.8	88.6	7.9	1.066	1.128
03RN0405B	7350	1.216	0.015	179.1	27.2	170.8	-62.5	87.3	3.4	1.101	1.104
03RN0602B	39600	1.169	-0.171	130.3	47.2	106.8	-40.3	27.1	11.9	1.095	1.067
03RN0603A	32300	1.15	0.013	134.4	30.4	117.3	-58.5	39.9	7.6	1.072	1.074

<i>granitoids</i>	Km (10^6 SI)	P'	T	K1		K2		K3		L	F
				<i>dec</i>	<i>inc</i>	<i>dec</i>	<i>inc</i>	<i>dec</i>			
03RN0604A	19500	1.069	-0.521	157.6	44.8	113.4	-35.8	41.8	23.7	1.05	1.015
03RN0605A	12700	1.196	0.306	137.7	38.8	353.1	45.4	243.3	18.5	1.063	1.122
03RN0606A	13200	1.143	-0.193	143.9	17	31.1	51.8	245.4	33.1	1.082	1.055
03RN0607A	5030	1.124	0.109	150.7	36.7	349	51.9	247.4	9	1.053	1.067
03RN0607B	12100	1.153	-0.713	139.3	16	25.7	54.3	239.2	30.9	1.119	1.019
03RN0608A	16000	1.115	-0.308	133.7	14.1	106.2	-74.1	42	7	1.073	1.038
03RN0609A	22300	1.178	0.063	151.1	40.3	129.1	-47.6	51.5	11.1	1.08	1.091
03RN0610A	19100	1.143	-0.193	149.1	37.7	339.2	51.9	242.9	5	1.073	1.086
03RN0611A	32700	1.724	0.474	352.9	1.9	274.6	-80.9	262.6	8.9	1.148	1.472
03RN0801A	1400	1.126	0.459	338.2	64.8	181.3	23.4	87.4	8.8	1.032	1.087
03RN0802A	577	1.044	0.076	190.1	70.9	170.6	-18.1	82.6	6	1.02	1.023
03RN0802B	694	1.089	-0.329	214.2	75.1	143.9	-5.1	55.1	14	1.057	1.028
03RN0803A	364	1.149	0.304	349.4	-11.4	346.5	78.6	79.3	0.6	1.049	1.093
03RN0804A	10900	1.336	0.412	343.5	3.1	238.2	78.5	74.1	11	1.086	1.22
03RN0804B	4930	1.147	0.278	353.7	-25.5	3.7	64.1	85.6	-3.9	1.05	1.09
03RN0805A	10100	1.264	0.17	338.5	5.9	226.7	74.4	70	14.4	1.102	1.146
03RN0805B	7240	1.23	-0.049	349.2	-1	263	75.5	78.9	14.5	1.115	1.103
03RN0806A	10500	1.144	0.751	356.6	-14.2	319.1	72.3	84	10.3	1.015	1.114
03RN0806B	13400	1.221	0.545	353.1	-16.5	335.2	72.7	81.6	5	1.044	1.158
03RN0807A	11500	1.261	-0.069	347.4	2.7	246.9	75.2	78.1	14.5	1.132	1.114
03RN1101A	1030	1.06	0.819	121	55.4	336.4	29.4	236.7	16.7	1.005	1.05
03RN1102A	830	1.039	0.287	133.1	48.3	130.6	-41.7	41.7	1.2	1.014	1.025
03RN1103A	778	1.043	0.764	316.4	1.7	233.1	-76.1	226	13.8	1.005	1.035
03RN1104A	1130	1.069	0.693	156.4	36	154.6	-54	65.8	0.9	1.01	1.053
03RN1105A	1170	1.037	0.579	338.1	21.4	275.2	-49.4	233.5	32.7	1.007	1.028
03RN1106A	1100	1.039	0.185	146.7	18.6	342.8	70.7	238.4	5	1.016	1.023
03RN1107A	847	1.023	0.173	323.6	-39.3	337.2	49.9	59.1	-6.7	1.009	1.013
03RN1501B	8720	1.191	0.417	167	31.7	155.7	-57.8	73.8	5.1	1.051	1.128
03RN1502A	5940	1.104	0.835	166.8	68.1	154.9	-21.5	66.5	4.1	1.007	1.085
03RN1502B	8860	1.138	0.536	344.4	10.6	177.3	79.1	74.8	2.4	1.029	1.1
03RN1504A	840	1.093	0.65	162.8	72.3	153.6	-17.5	64.5	2.6	1.015	1.071

Table 5. Paleomagnetic results of Middle Jurassic dykes

<i>Site</i>	<i>unblocking T°C</i>	<i>n</i>	<i>D°</i>	<i>I°</i>	<i>α95</i>	<i>k</i>
Component A+B						
RN12+10	260-360	4	341.4	-16.8	6.9	180
RN13	260-360	3	349.4	-32.1	7.3	289
RN05	260-360	3	337.7	-33.3	9.8	159
RN14	500-610	4	173.1	30.1	4.7	378
RN07-C1	500-580	5	334.0	-33.9	9.7	63
Mean		5	343.2	-29.4	9.4	67
Component C						
RN02	210-460	7	346.1	-57.9	6.7	83
RN03	210-490	13	355.0	-57.3	3.7	125
RN05	210-530	4	351.0	-56.0	4.5	422
RN07-C3	210-500	6	340.8	-53.0	6.2	118
RN14	210-500	7	354.4	-53.4	3.6	279
Mean		5	349.4	-55.6	3.9	391

Artículo n° 2 (en preparación)

The geodynamic setting for the emplacement of Mesozoic dike swarms of central Chile (33°-33°45' S): implications for the growth of the Coastal Batholith

Christian Creixell^{a*}; Miguel Ángel Parada^a; Diego Morata^a; Paulina Vásquez^b; Carlos Pérez de Arce^c; César Arriagada^a

a. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Plaza Ercilla 803, casilla 13518, Santiago, Chile

b. Technische Universität Berlin, Fachgebiet Mineralogie-Petrologie, Sekr. ACK 9, Ackerstraße 71-79, 13355 Berlin, Germany

c. Servicio Nacional de Geología y Minería, Laboratorio de Geocronología, Tiltill 1998, Santiago, Chile.

*Corresponding author: ccreixel@ing.uchile.cl, fax: 56-2-6963050; phone: 56-2-9780642

Keywords: dike swarm, magma emplacement, AMS, tilting, extension, transtension, transpression

Abstract

Middle Jurassic to Early Cretaceous mafic dike swarms in the Coastal range of central Chile (33°-33°45' S) documented the tectonic evolution of the Mesozoic magmatic arc. These dikes were emplaced into Late Paleozoic granitoids and gneiss. Middle Jurassic dike swarms (Concón and Cartagena mafic dike swarms) were intruded along shear fractures between 163 and 157 Ma coeval with the first stages of construction of the Jurassic batholith. Changes in the style of emplacement and deformation of these dikes indicate a transition from transtensional to transpressional conditions along NW-SE sinistral structures. The Early Cretaceous El Tabo Mafic Dike Swarm (ETDS) apparently was emplaced in an extensional environment, after regional tilting and partial exhumation of the Jurassic units. Brittle structures observed in this swarm, such as dike-parallel joints suggest emplacement in self-generated hydraulic fractures oriented in two perpendicular directions (NW-SE and NE-SW).

Regional information and paleomagnetic data, including progressive shallow level of emplacement from Middle to Late Jurassic plutons and occurrence of deeply crystallized basement rocks in the central part of the study area suggest that tilting was related to NNW-SSE extension previous to ETDS emplacement. This tilting, extension and magmatism probably occurred between the Middle Jurassic and Earliest Cretaceous, as precursors of the development of the intense Early Cretaceous volcanism documented along the Coastal Range of central Chile.

1. INTRODUCTION

Subduction zones concentrate crustal deformation caused by convergence of subducting and overriding plates. In these settings, deformation is more concentrated in the magmatic arc zone, where fluid circulation, the highest heat flows and consequently a thermal weakening of the crust occur. Therefore, the analysis of magma emplacement mechanisms arises as a key tool to understand the tectonic behavior of the overriding plate during plate convergence.

The Coastal Cordillera of the central Andes has been proved as an exceptional site to describe the upper plate deformation occurred during the Mesozoic (e.g. Scheuber and Gonzalez, 1999; Grocott and Taylor, 2002). Between the Permian and the Early Cretaceous, the Andean crust was deformed as a retreating subduction boundary, characterized by mostly extensional and transtensional deformation. In northern Chile, the extensional mechanisms include transtension along intra-arc faults, development of strike-slip duplexes and back-arc trench normal extension and subsidence (e.g. Grocott et al., 1994; Cembrano et al., 2005). In central Chile, evidences for extension include the development of Jurassic to Cretaceous subsiding basins (Aguirre et al., 1999), where accumulation of large volumes of mantle-derived lavas occurred accompanied by diastathermal metamorphic processes (e.g. Aguirre et al., 1989; Vergara et al., 1995). Another indirect evidence of extension is the progressive depletion in the isotopic signature of magmas towards MORB from the Jurassic to the Cretaceous that has been interpreted as the effect of progressive lithospheric removal and crustal thinning during extension (Parada et al., 1999).

The aim of this paper is to describe and identify the emplacement mechanisms of Jurassic and Cretaceous mafic dike swarms of central Chile (33°-33°45' S). The information extracted from these rocks will be used to constrain the tectonic behavior of the overriding plate during the construction of the Mesozoic Coastal Batholith of central Chile that was built during the Middle-Late Jurassic and Early Cretaceous (Parada et al., 1999). This information will be also useful to recognize possible evidences of crustal extension with the aim to test the regional models of evolution of the margin at this local scale. The changes in the style of emplacement will be also correlated with changes in compositional evolution of these dike swarms described in a previous paper (Creixell et al., 2007) to develop a preliminary tectono-magmatic model.

To reach these goals we presented here a combined approach using field and AMS (Anisotropy of Magnetic Susceptibility) fabric studies, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology and geothermobarometry in the dikes and country rocks.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Coastal Cordillera between 33° and 33°45'S is mainly composed of intrusive and volcanic rocks (Fig. 1). An eastward pattern of decreasing age has been observed by several authors, from Late Carboniferous to Early Cretaceous granitoid complexes and Early-Middle Jurassic to Early Cretaceous volcanic-sedimentary sequences (e.g. Vergara et al., 1995; Parada et al., 1999).

2.1 Late Paleozoic granitoids and metamorphic rocks

The oldest rocks recognized in the area correspond to Late Carboniferous granitoids and metamorphic rocks (Cordani et al., 1976; Hervé et al., 1988; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996). Both magmatic and metamorphic (metaigneous) rocks range in composition from tonalite to granite (Siña, 1987). Granitoids crop out north of Valparaíso, at Concón, between Quintay and Punta de Tralca and continuously from Santo Domingo to the south (Fig. 1). The metamorphic rocks are distributed at Quintay and between localities of El Tabo and Cartagena. At the locality of Las Cruces, the metamorphic rocks show high-strain deformation and are mostly not intruded by dikes. Toward the west of the coastline of Valparaíso, seismic reflection data suggest that Late Paleozoic granitoids continue to the west, forming an uplifted crustal competent block (Topocalma Knoll). This block could be a limit between Neogene forearc basins in the shelf and a north-south aligned relict arc close to the current trench axis (Yañez et al., 2001).

Previous U-Pb ages on zircon and whole-rock Rb-Sr isochrones constrain a regional plutonic event between 309 and 292 Ma (Godoy and Loske, 1988; Hervé et al., 1988; Gana and Tosdal, 1996). K-Ar ages in plutonic rocks range from Permian to Early Jurassic (Cordani et al., 1976; Hervé et al., 1988; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996). The metamorphic rocks yielded a biotite K-Ar age of 159 ± 5 Ma in gneissic granitoids at Cartagena (Hervé et al., 1988). The same authors obtained a Rb-Sr whole rock errorchron of 162 ± 48 Ma in garnet-bearing gneisses at Las Cruces.

The granitoids are foliated and lineated and characterized by a variable content of mafic enclaves (more abundant in tonalitic rocks) aligned along the magmatic foliation (Siña, 1987). The foliation in the granitoids varies in orientation between NW-SE to E-W with variable dips to the south. The magmatic foliation is defined by the alignment of mafic minerals (biotite and amphibole), feldspar phenocrysts and mafic enclaves. The mineral and stretching lineation (defined by feldspars and biotite, respectively) plunges to the south. At Santo Domingo, Siña and Parada (1985) described magmatic structures (synplutonic dikes and mafic enclaves) originated

by magma mingling processes. These structural patterns in the granitoids are corroborated by AMS fabrics in local areas (Arce, 2002; Creixell et al., 2006).

The metamorphic rocks are gneisses with granoblastic and lepidoblastic textures, with variable foliation and south-plunging stretching lineation. At Las Cruces, these gneisses show a near E-W foliation and locally gently-plunging pencil shapes and some high-strain ductile bands, cut by undeformed felsic veins. Mylonitic foliation in augen gneiss has been described at Cartagena overprinting on a gneissic foliation (Gana et al., 1996). In these rocks, stretching lineations also plunge to the south.

2.2 Mesozoic magmatic units

Geochronological evidences of a Late Triassic intrusive event were found by Gana and Tosdal (1996) at Cartagena in deformed diorites/amphibolites. The zircon U-Pb age of 214 ± 1 Ma is similar to an amphibole K-Ar age of 213 ± 10 Ma in the same rocks obtained by Cordani et al (1976). Younger Middle Jurassic ages between 167 ± 8 and 145 ± 5 Ma (Cordani et al., 1976; Gana et al., 1996) have been interpreted as a Jurassic thermal overprinting event.

The volumetrically most important unit of the area corresponds to a NW-SE belt of Middle-Late Jurassic granitoids (Fig. 1). These rocks vary in composition between gabbro and granite and are locally foliated (Parada et al., 1999). Precise radiometric dating (zircon and titanite U-Pb data) in Jurassic plutons ca. 10 km south of Valparaíso, define a pattern of decreasing ages to the east, from 160-163 Ma at Laguna Verde (Godoy and Loske, 1988) and 158 ± 1 to 154 ± 4 Ma in eastern units of the batholith (Gana and Tosdal., 1996). These ages are broadly similar to those obtained along the N-S belt of Jurassic granitoids exposed along the Coastal Range north of 33° S (Irwin et al., 1987; Parada et al., 1988).

Early Cretaceous granitoids occupy the eastern slope of the Coastal Range. These intrusive rocks range in age between 118 and 91 Ma (Corvalán and Munizaga, 1972; Gana et al., 1996; Parada et al., 2005) and were emplaced at shallow crustal levels, in some cases forming zoned plutons (Parada et al., 2002).

The Mesozoic volcanic sequences are scarce in the western flank of the Coastal Range in the studied segment (Fig. 1). Between 33° and $33^\circ 45'$ S, Early to Middle Jurassic volcanic and marine sequences (Ajial and Cerro Calera formations) are poorly exposed (Thomas, 1958; Piracés, 1976). Directly north of Aconcagua River (33° S), they rest over Paleozoic granitoids (Vergara et al., 1995).

The Late Jurassic Horqueta Formation and Early Cretaceous Lo Prado and Veta Negra formations are the most abundant sequences in the Coastal Cordillera between 33° and 33°45' S. The Horqueta Formation has approximately 1500 m of thickness, comprised by at least 50% of volcanic rocks, mainly of basaltic composition, deposited under continental conditions (Vergara et al., 1995). The Early Cretaceous Lo Prado Formation is comprised mostly of acid ignimbrites. Basic lavas are most abundant to the roof of the sequence (Morata et al., 2006). The overlaying sequence, Veta Negra Formation, is comprised mostly of andesites and basalts, with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages between 119 and 117 Ma (Aguirre et al., 1999; Fuentes et al., 2005). Estimated subsiding rates of the Cretaceous basins related to these formations are in the order of 0.25 to 0.15 mm/year (Aguirre et al., 1999; Fuentes et al., 2005).

3. ANALYTICAL METHODS

Microprobe analysis of mafic silicates (amphibole, pyroxene and biotite) and plagioclase were performed at the Departamento de Geología, Universidad de Chile, using a CAMECA SU-30 SEM-probe, with WDS, using a beam current of 10.15 nA, 15.11 kV of acceleration voltage and 5 to 20 μm beam size. Additional analyses were performed at ZELMI Laboratory, TU-Berlin, using a CAMEBAX microbeam electron microprobe, with PAP correction. Running conditions for these analyses were 13.1 nA beam current and 15.18 kV acceleration voltage. Accuracy is estimated as approximately 1 % relative for major and 10 % relative for minor elements.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating was carried out on separate amphibole (hornblende) grains from mafic dikes and on separate biotite grains from deformed granitoid rocks. Approximately one kilogram of sample was crushed to obtain grain sizes of 100 to 250 μm . Amphibole and biotite separation was performed using an isodynamic magnetic separator and heavy liquids, followed by hand picking under a binocular microscope. The samples were irradiated in the nuclear reactor of the Comisión Chilena de Energía Nuclear (La Reina, Santiago de Chile). The irradiation factor for each sample was $J = 0.0016079 \pm 0.0000103$ (sample CC-03-67), $J = 0.0016381 \pm 0.0000105$ (sample CC-04-50), $J = 0.0010241 \pm 7.9 \times 10^{-6}$ (sample CC-03-66) and $J = 0.0010502 \pm 8.1 \times 10^{-6}$ (sample CC-03-27). Gas extraction was performed using a step heating procedure with a CO_2 laser beam on hornblende grain populations (<15 grains) in the Laboratorio de Geocronología of Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). Detailed analytical procedures are given in Arancibia et al. (2006). The criteria used to define a plateau age is that it should contain more than 50% released ^{39}Ar , that there should be at least three successive steps in the plateau, and that

the integrated age of the plateau should agree with each apparent age of the plateau within a 2σ error.

Sampling for AMS was carried out using an oil-powered drill at 15 sites. Samples were oriented using solar and magnetic compasses. Depending on dike thickness, four to 15 cores were sampled for each site. The Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) of the samples was measured and thermomagnetic experiments were conducted at the Laboratorio de Paleomagnetismo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, using KLY-3S Kappabridge equipment (AGICO Ltd.), working under a weak alternative magnetic field, with a resolution as high as 10^{-8} SI. IRM (isothermal remanent magnetization) experiments at the same laboratory were performed using an ASC IM-10-30 Impulse Magnetometer.

4. MESOZOIC DIKE SWARMS AND RELATED INTRUSIONS

The main units of the Jurassic batholith correspond to granitoids grouped in several units by Gana et al (1996) and Wall et al (1996). Mafic dike swarms has been also recognized in the area in previous studies (Muñoz-Cristi, 1964; Irwin et al., 1987; Creixell et al., 2006) and will be described below. In addition, main structural and petrographic features of plutonic rocks located at Laguna Verde will be described, because these intrusions are coeval with Jurassic dike swarms.

4.1 Concón Mafic Dike Swarm (CMDS):

This swarm is recognized along the coastal road between localities of Concón and Viña del Mar, intruding foliated Late Paleozoic granitoids. This unit was described in detail by Creixell et al (2006) and consists of two generations of basaltic dikes. One group of thick dikes (5-12 meters thick) intruded by a group of thin dikes (0.5-3 meters). All these dikes are oriented NW-SE with main orientations of $301^{\circ}/71^{\circ}\text{S}$ and $297^{\circ}/76^{\circ}\text{S}$ for thick and thin dikes respectively (Fig. 2a and 2b). Two amphibole $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of Creixell et al (2006) constrain the emplacement and submagmatic deformation of the swarm between 163 and 157 Ma.

4.2 Cartagena Mafic Dike Swarm (CrMDS):

This swarm is composed by basaltic dikes of <1.5 meters of thickness that crop out between localities of San Antonio and Cartagena (Fig. 1). The orientation of the CrMDS varies between NW-SE and E-W, with a mean orientation of 287°/80°N (Fig 2c). NE-trending dikes were observed at local scale at Panul, but their crosscutting relations with the other dikes were not observed. The country rock comprises granitic to granodioritic gneisses, with a K-Ar age of 159±5 Ma (Hervé et al., 1988) and Late Triassic gneissic diorites. These dikes are composed by an equigranular to porphyritic arrangement of fine grained amphibole (Mg-hornblende to Tschermakite), plagioclase, biotite, magnetite and accessory pyrrhotite and apatite. Phenocrysts mostly correspond to Mg-hornblende. Some strongly altered dikes of this swarm are characterized by a planar fabric, but extreme replacement of hornblende by chlorite makes difficult to recognize a solid-state or magmatic origin for the texture.

4.3 El Tabo Mafic Dike Swarm (ETDS):

This swarm consists of two systems of dikes of basaltic composition that mainly occur between the localities of Algarrobo and El Tabo. Local occurrences of these dikes are observed at Cartagena, but are very scarce at Las Cruces. They intrude foliated Late Paleozoic granitoids and gneisses and show mutual crosscutting relations between them, indicating that both dike systems are coeval. One system of intrusions are porphyritic to aphanitic NW-trending dikes, with mean orientation of 137°/89°W (Fig. 2d) and thicknesses <1 meter, usually occurring as group of multiple parallel intrusions. The texture of the rocks is partially oriented, containing plagioclase (An₇₄-An₅₃) and clinopyroxene (Wo₂₈En₄₈₋₅₀Fs₂₀₋₂₃) phenocrysts, with abundant brown hornblende prisms in the groundmass. The other system are NE-trending dikes (main orientation: 65°/79°N, Fig. 2d) of variable thickness (0.5-4 meters). The texture of the rocks is porphyritic, composed of plagioclase phenocrysts, with a medium-grained groundmass of clinopyroxene (Wo₄₀₋₄₂En₂₉₋₃₁Fs₂₆₋₂₉) and plagioclase (An₅₂₋₅₃) accompanied by ilmenite, apatite and minor biotite.

4.4 Laguna Verde plutonic complex:

This unit consists of gabbroic to granitic intrusions, where dioritic compositions are dominant (Hervé, 1976, Godoy and Loske, 1988). These rocks are distributed between localities of Valparaiso and north of Quintay. Godoy and Loske (1988) obtained a U-Pb age (zircon) of 163-160 Ma and a mineral Rb-Sr isochron age of 156.3 ± 1.2 Ma in diorites. Irwin et al (1987) obtained a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age in amphibole of 165 ± 2.6 Ma.

4.5 Structures in Jurassic dikes and Laguna Verde plutonic complex

The different types of structures (dike orientations, foliations and shear zones) have a dominant NW-SE orientation in Jurassic intrusions. Because of the relative homogeneity of country rocks, 2-D passive markers are scarce at the margins of dikes and makes difficult in the study of emplacement mechanisms of these rocks.

In CMDS and CrMDS, is important to note that at least two generations of dikes can be recognized in each swarm, with changing structures and fabric patterns.

In CMDS, thick dikes and thin dikes are characterized by asymmetrical fabrics with respect to dike trend that have been interpreted as sinistral displacements along dike margins during emplacement. This is consistent with locally observed passive markers with sinistral displacement along some dikes (Creixell et al., 2006). Flow-related compositional banding is preserved at the margins of some dikes, and dike branches to the NW probably represents a feature of NW-directed magma flow (see review of field criteria for magma flow directions in Correa-Gomes et al., 2001). Main differences arise from presence of near horizontal magnetic lineations in thick dikes and steeply-plunging magnetic lineations in thin dikes, together with field indicators of reverse shearing along dip of the thin dikes. Some of the thin dikes are nearly horizontal oriented in some outcrops. Variations from submagmatic microfabrics in thick dikes to magmatic fabrics in thin dikes, marks another difference between them and suggest that the whole swarm can be considered as syntectonic.

For the CrMDS, we can recognize a dominant set of near-vertical dikes, oriented close to E-W at Cartagena (Punta Suspiro locality, Fig. 3) and NW-SE at Panul (Fig. 4a). At the first locality, these dikes are cut by north-vergent E-W reverse faults (Fig. 4b). These faults are filled with ductile-deformed dike material (where the fault cut the dikes) and breccias (away from dikes). This suggest that these reverse faults where formed when dikes were still hot to be ductile. At

Panul, felsic veins in country rocks show apparent centimetric normal displacements of mafic dikes and veins. These zones are spatially associated with low-grade (chlorite fish), microstructural indicators of normal displacement (Fig. 5a). In the same outcrops dike segmentation patterns in vertical sections of dikes suggest that a prominent component of horizontal flow was present during emplacement. In addition to this, horizontal dikes of the CrMDS are also observed at Santo Domingo beach (Fig. 4c) and Panul Quarry, some of them intruding the near-vertical dikes. In most cases, we can note that orientation of mafic dikes do not show geometrical relationships with the strong ductile fabric of gneissic country rocks (Fig. 4a). Intense deformation in Laguna Verde diorites is distributed heterogeneously along NW-SE trending shear zones. In the northern part of the plutonic complex, strong planar sinistral shear fabrics are spatially associated with meter-scale sub-vertical folds and some reverse ductile shear zones (Fig. 4d). In this site, foliation is oriented 110° - $160^{\circ}/65^{\circ}$ - 90° SW and stretching lineations plunge to the south (46° - 77° , Fig. 6). In the western outcrops of the plutonic complex, NNW-SSE schlieren of elongated felsic rocks in diorite/gabbro matrix are observed. Felsic and mafic portions are oriented near-parallel to local sinistral shear bands. The microfabrics in deformed zones at northern and southern parts of the complex display sinistral C/S fabrics, including sigmoidal plagioclase (An_{48-52}) and amphibole (mostly Fe-Mg hornblende and Fe-edenite) porphyroclasts, in a matrix of hornblende, plagioclase (An_{25-36}), quartz, titanite, magnetite and accessories allanite and titanite (Fig. 5b).

4.6 Structures in the ETDS

As difference with respect to Jurassic intrusions, ETDS rocks do not show ductile shear bands, asymmetrical fabrics or horizontal dikes. A characteristic feature in some outcrops of ETDS is the presence of dike-parallel joints in the country rocks close to the dikes (Fig. 7a). Passive markers are restricted to some chlorite-epidote veins intruded by NW-trending dikes at Punta de Tralca. Apparent offset of these veins at both sides of dikes in plan (Fig. 7b) and vertical sections (Fig. 7c) suggest that at least NW-trending dikes opened perpendicular to their strikes during emplacement. Second-order segments in NW-trending dikes are oriented NE-SW, parallel to the NE-trending set of mafic dikes (Fig. 7d), but these segments define a local “en-echelon” pattern in the dikes, that can be caused by dextral shear displacements of minor magnitude along the dike walls.

5 AMS FABRICS OF DIKE SWARMS

5.1 Magnetic properties and AMS ellipsoids of dikes

For Jurassic rocks, magnetic properties and AMS directions of the CMDS were described in detail by Creixell et al (2006). Details on the new analyses are given in Table 1.

In general, K_m values vary largely between the different rocks types. This can be related to different mineralogies or proportions of magnetic minerals, since most samples show weak to moderate ferrimagnetic behavior.

In the case of the CrMDS, samples of the four sites sampled show weak ferrimagnetic behavior, with K_m between 824 and 394×10^{-6} [SI] (Fig. 8a). Examination of selected samples under SEM (scanning electron microscopy) and EMPA (electron microprobe analyses), allow us to detect presence of low-Ti magnetite as independent crystals in the oriented groundmass of dikes and small inclusions of pyrrhotite in primary hornblende. It is worth to note that in country rocks close to the contact with these dikes, magnetic mineralogy change from magnetite to pyrrhotite as the dominant magnetic mineral. This is probably a response to localized contact metamorphism by the mafic dikes. The presence of magnetite is also correlated with IRM experiments with saturation of magnetic residual close to 250 mT (Fig. 9a).

The four sites of CrMDS show low but variable %P' (0.7-3.5%) at relatively constant K_m values (Fig. 8a), suggesting that intensity of magnetic fabric is not controlled by the magnetite content, but controlled by intensity of shape fabric. The shape parameter T represents mostly oblate ellipsoids for these dikes, and is well correlated with %P' (Fig. 8c). This is most notable in the case of sites ET05 and ET06 (Cartagena, Punta Suspiro), where %P' values are higher. We cannot discriminate if these values are influenced by the presence of small amounts of pyrrhotite. In sites ET05 and ET06 at Cartagena, magnetic foliation is near parallel to dike trend and magnetic lineation show high plunge angles to the NE (Fig. 10). The fact that these dikes are cut by reverse shear zones will be discussed below in terms of the origin of these fabrics. Important variations leading to zonation of scalar parameters across the dikes is not observed in these sites. This represents an important difference with CMDS, where zonation in K_m , %P' and T, not correlated with intensity of shape fabric, is generally observed from margin to core of the dikes (Creixell et al., 2006).

In site CT01 from Panul, magnetic lineation gently plunges to the SW, whereas magnetic foliation, well grouped and trending to the NNW-SSE is clockwise oblique to dike trend (Fig.

10), in a similar pattern as observed in thick dikes of CMDS (Creixell et al., 2006). In this site, there is no clear zonation from border to centre in %P' and K_m . In site CT02, the magnetic ellipsoids vary between weakly oblate and weakly prolate and the three magnetic axes (K_1 , K_2 and K_3) are well clustered. The magnetic lineation plunges to the SW and magnetic foliation planes trend NE-SW, being both perpendicular to dike trend ($313^\circ/83SW^\circ$, Fig 10). A possible explanation is that correspond to an inverse fabric that is a relatively common feature in low susceptibility mafic rocks (e.g. Ferré, 2002).

Magnetic properties of ETDS were presented by Creixell et al. (2007). The K_m values are generally low, being 544 to 841×10^{-6} [SI] in NW trending dikes and 651 to 901×10^{-6} [SI] in NE-trending dikes. The weak ferromagnetic behaviour of these dikes has not been studied in terms of contributions of magnetite and paramagnetic minerals in the source of magnetic susceptibility.

The AMS architecture of ETDS dikes, described by Creixell et al. (2007), is those expected in dike fabrics acquired by magma flow, with no significant influences of external (tectonic) stress. Fabric parameters such as %P' remain low (close to 1%) and most ellipsoids at dike margins tend to be oblate. The AMS fabrics (foliation planes and lineation) are nearly parallel to dike trend, with a weak imbrication, indicative of magma flow direction and sense. In NW-trending dikes, divergent patterns of magma flow to NW and SE were estimated, whereas vertical trajectories of magma flow were estimated from AMS and field data.

5.2 Magnetic properties and AMS ellipsoids of Laguna Verde diorites

Site LV01 of Laguna Verde (Playa Chica) shows weak ferromagnetic behavior, in contrast with high K_m values of site LV02, located at Curaumilla (Fig. 8a). In both cases, Curie points near 560° C and IRM experiments with saturation of magnetic residual near 180 mT suggest that magnetite is the main ferromagnetic phase that controls the AMS signal of the samples (Fig. 9b).

The AMS ellipsoids show two contrasting behaviors in Laguna Verde sites. In both sites LV01 and LV02, there is no clear correlation between K_m and %P' (Fig. 8a). However, site LV01, characterized by lower K_m is characterized also by lower %P'.

Two different types of fabrics are also observed. Site LV01 is dominated by oblate ellipsoids, whereas site LV02 show more prominent prolate ellipsoids, where %P' show a good correlation with T. These contrasting fabrics can mean the presence of two different mineralogical contents or two different deformation regimes. Since shape parameter T is not well correlated with K_m ,

probably the AMS fabrics are controlled by the shape fabric ellipsoid, registering two contrasting tectonic behaviors. In fact, the AMS shapes are well correlated with field observations, where LV01 is dominated by planar shear fabrics in the field (Fig. 6). The AMS show well defined ellipsoid axes, with NW-trending magnetic foliation plane (K_1 - K_2 plane) and steeply SE-plunging K_1 lineation (Fig. 10). In site LV02, prolate ellipsoids have magnetic lineation K_1 plunging to the SW (Fig. 10).

6. GEOTHERMOBAROMETRY

6.1 Geothermobarometry of country rocks

Geobarometric calculations in Late Paleozoic (hornblende and biotite-bearing) granitoids were performed using Al content of hornblende in tonalites. Crystallization conditions using the calibration of Anderson and Smith (1995) were 5.6 kbar and 4.3-6.32 kbar for a tonalite of Concón and gneiss from El Tabo, respectively. The temperature of both samples varies between 668 and 720° C (hornblende-plagioclase geothermometry, Holland and Blundy, 1994). In spite that the buffer assemblage required for geobarometry is present in the samples, K-feldspar tends to be a scarce mineral, probably causing not complete buffering and presence of excess Al in amphibole. In addition, Fe/(Fe+Mg) ratio in amphibole from the tonalite of Concón varies between 0.67 and 0.73. The high Fe contents probably also increase erroneously pressure results. Hornblende geobarometry using calibration of Johnson and Rutherford (1989), yields values between 4.45 and 4.91 kbar in both samples. These values are similar to crystallization pressures of about 4.5 kbar (Sial et al., 1999) and between 3.1 and 4.9 kbar (Arce, 2002) obtained for Carboniferous granitoids at Santo Domingo.

Coarse grained gneisses at Las Cruces are composed of centimetric metamorphic bands with quartz and feldspar rich leucosome, with garnet porphyroblasts and dark melanocratic bands composed of garnet ($Alm_{71-75}Py_{20-23}Sp_{0.02}Gr_{0.03-0.04}$) and cordierite porphyroblasts, in a groundmass of plagioclase (An_{47-32}), sillimanite fibers, biotite (X_{Mg} 0.43-0.51), ilmenite, quartz and minor muscovite. More details on the composition of these minerals are given in Table 2. For this assemblage, multiequilibrium P-T calculations using TWQ (Berman, 1991) give an invariant P-T at in the KFMASH system of 6.12 ± 2.21 kbar and 766.52 ± 0.01 ° C (Fig. 11). Garnet-biotite geothermometry (Bhattacharya et al., 1992) yields slightly lower temperature of 714° C.

Garnet-bearing gneisses at Cartagena were also analyzed. These rocks contain the assemblage biotite (X_{Mg} 0.24-0.35) + plagioclase + quartz + garnet ($Alm_{67-60}Py_{9.6-4.6}Sp_{7.7-20.3}Gr_{17.8-14.5}$) \pm allanite. Garnet-biotite geothermometry (Bhattacharya et al., 1992) yields temperature of 605° C, whereas Ti in biotite geothermometry (Henry et al., 2005) yields values between 681 and 704° C. The high temperatures obtained in Las Cruces fall into the anatectic P-T zone above the wet solidus (Fig. 11). The higher pressure conditions of these rocks with respect to granitoids are consistent with higher deformation of the former.

6.2 Geothermobarometry in Jurassic plutons and dike swarms

Details in composition of minerals used for geothermobarometry are given in Table 3. Samples of hornblende-biotite diorites from Laguna Verde yield pressures of crystallization close to 4.3-4.4 kbar, using hornblende compositions and the calibration of Johnson and Rutherford (1989). Previous results in Jurassic granitoids are largely variable between 3.5 and 6.5 kbar (Araneda, 1999). Gana and Tosdal reported hornblende crystallization pressures between 4.1 and 5.4 kbar for Middle Jurassic sauce unit, located directly to the east of Laguna Verde diorites. The same authors reported lower pressures than those of Laguna Verde and Sauce Unit for Late Jurassic units located to the east. These pressures vary between 2.8 and 3.6 kbar. These eastern units are younger than Laguna Verde and Sauce units (Gana and Tosdal., 1996).

In mafic dikes of the CMDS and CrMDS, only the semi-quantitative geothermometry of Ernst and Liu (1998) can be applicable, because K-feldspar is absent in these rocks to use correctly the geobarometers based in the Al content in amphibole. The pressure estimations with this method vary largely between 2.7 and 6 kbar, with most data close in the range 3.3-3.7 kbar. Temperatures vary between 590° and 800° C. Hornblende-plagioclase geothermometry in thick dikes gives results between 620 and 670° C, consistent with sub-magmatic deformation in the CMDS (Creixell et al., 2006).

In spite of some variability in the geobarometric results, a remarkable feature is that Middle Jurassic plutonic rocks and dikes were emplaced at depths that are not significantly different from those of Paleozoic granitoids (country rocks). Paleozoic gneisses evidence higher depth of crystallization, consistent with higher deformation and high metamorphic grade of these rocks. Assuming a normal bulk crustal density of 2700 kg/m³, the emplacement of Jurassic dike swarms and most Paleozoic granitoids took place around 13-15 km, whereas gneiss crystallized at depth of 23-25 km.

7. GEOCHRONOLOGY

Two new biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages were obtained for deformed granitoids and two new amphibole $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for mafic dikes (Fig. 12). Details on the analyses are given in Table 4.

7.1 Biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in country rocks

Sample CC-04-50 corresponds to tonalitic gneiss from El Tabo. Biotite in this sample is aligned along the foliation, in textural equilibrium with the other minerals (plagioclase, amphibole and quartz). In this sample, we obtained a plateau age of 272 ± 3 Ma, involving 100% of the ^{39}Ar released (Fig. 12a). Ca/K ratios of the sample vary significantly only at first temperature step and the high temperature steps show only an increase in error values. The inverse isochrone for this sample show that $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ratio intercepts near the atmospheric ratio at 0.00342 (Fig. 12b).

The sample CC-03-67 corresponds to a granitic gneiss from Cartagena beach, intruded by dikes of the CrMDS. Biotite is aligned along the foliation of the rock, together with quartz, plagioclase, microcline and garnet. A pseudo-plateau age is obtained for the sample at 153 ± 2 Ma, involving 46.4% of the ^{39}Ar released (Fig 12c). The most important fraction of ^{39}Ar was released in the two first steps, characterized by slightly higher Ca/K ratios, but nearly constant Cl/K ratios. The two first steps with large amount of ^{39}Ar released with young apparent ages can be interpreted as a evidence of slow cooling below closure temperature of biotite (300° - 350° C, McDougall and Harrison, 1999) or reflect partial Ar loss due to reheating at 150-134 Ma.

7.2 Hornblende $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in mafic dikes

In the mafic dike sample CC-03-66, belonging to the CrMDS, magmatic amphibole (Mg-hornblende) is aligned in the weak foliation of the sample, in textural equilibrium with plagioclase. The plateau age of 157 ± 3 Ma obtained for the sample represents 79.6% of the ^{39}Ar released in six successive temperature steps (Fig. 13a). In spite of that apparent ages for each steps show only small errors, Ca/K ratios show a notable increase in central parts of the degasification pattern (steps E and F). Inverse isochron only detects a small component of excess Ar, because $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ratio intercepts slightly below atmospheric ratio (0.00322, Fig. 13b).

Sample CC-03-27 corresponds to a NW-trending mafic dike of the ETDS, with amphibole belonging to the groundmass of the sample. The degasification pattern yields a plateau age of

175±4 Ma, involving 54.2% of ³⁹Ar released, while the integrated age is 169±3 Ma (Fig. 13c). However, the pattern shows a “U” concave shape, suggestive of presence of excess Ar. An additional problem in this sample is the low K₂O content of amphibole (<0.26 wt%) and the sample is very sensitive to show Ar excess. In this sense, the lower apparent ages contained in steps D and E (140.1 and 141.0 Ma) can be closer to the true age for the sample. These both steps are characterized by lower Ca/K ratios with respect to high temperature steps, pointing to important heterogeneities in the sample. Since no important zonation was detected in microprobe analyses, excess Ar was probably contained in crystallographic inclusions inside crystals. For reference, an inverse isochron can be traced using steps C, D and E. This isochron yields an apparent age of 135±4 Ma.

8. DISCUSSION

8.1 Significance of ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages

The new geochronological results in sample CC-04-50 indicate that deformation in country rocks was mainly occurred during the Late Paleozoic (Early Permian). This is consistent with the fact that deformation occurred at high temperature (upper amphibolite/low granulite) and is more possible to be produced close to the emplacement of the Paleozoic granitoids when they were still hot. The difference between the typical U-Pb and Rb-Sr ages obtained in this group of rocks (mostly between 300 and 290 Ma) and this younger age is explained by the time elapsed during cooling until closure temperature of biotite is reached (~300°-350° C, McDougall and Harrison, 1999). This also means that at least part of the Paleozoic rocks experienced some exhumation between 300 and 272 Ma. By the other hand, the Jurassic age obtained in the gneissic rock at Cartagena is similar to a previous biotite K-Ar age determination by Hervé et al (1988) and K-Ar ages in supposed Triassic gneissic diorites in the same locality. These ages are also similar to the new Middle/Late Jurassic age obtained in a dike of the CrMDS that intrudes these rocks (Fig. 13a, b). An effect of thermal reheating is proposed for the Jurassic K-Ar ages obtained in this study and by other authors in the metamorphic country rocks at Cartagena. This is also supported by the modification of the magnetic mineralogy of these rocks at the vicinity of mafic dikes (see section 5.1 for details).

The new hornblende ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological determination in the CrMDS is indicative of cooling of hornblende crystals at 450-540° C (McDougall and Harrison, 1999). Since the sampled

dike does not show noticeable effects of secondary alteration or deformation, this age of 157 ± 3 Ma is interpreted as the age of cooling after emplacement. The fine grain size of the sample texture suggests relatively fast cooling after emplacement of the dike and the age could be close to its emplacement. This age determination in CrMDS is similar to those obtained in CMDS (Creixell et al., 2006) suggesting that both dike swarms are coeval and Middle-Late Jurassic in age (according to time scale of Palmer and Geissman, 1999).

The age of the dike swarms are also similar to U-Pb, Rb-Sr, K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages reported for the Laguna Verde plutonic complex (Hervé, 1976; Irwin et al., 1987; Godoy and Loske, 1988). Age determinations by the three different methods are very similar in Laguna Verde diorites. The U-Pb age of the Sauce Unit of Gana et al (1996) is also similar to the age of dike swarms (Gana and Tosdal, 1996).

The age of dikes of the ETDS remains imprecise, because the poor constrain obtained in the new hornblende $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age. However, field data suggest that this unit could be younger than the Jurassic dike swarms. From this point, the probable ages of 141 or 135 Ma (from the “mini-plateau” and inverse isochron, respectively) are more probable ages than the older age of 175 ± 4 Ma suggested by a part of the degasification spectra (Fig. 13c). Since Irwin et al (1987) obtained a similar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pattern from hornblende of an ETDS (with “thermal disturbance” at <146 Ma) dike in Punta de Tralca (about 6.5 km northwest of El Tabo), the probable Ar excess could be a general problem in part of these rocks. Dikes similar to those of the ETDS, located at $32^{\circ}30'$ S has been dated by Irwin et al (1987) between 144.4 and 151 Ma, indicating the preliminary recognition of a Early Cretaceous magmatic event along the Coastal range.

8.2 Origin of AMS and shape fabrics of Mesozoic dike swarms: insights into emplacement mechanisms

CrMDS, CMDS and Laguna Verde diorites

In both dike swarms, we can recognize a type of shape and AMS fabrics that are asymmetrical with respect to dike trend. This fabric is characterized by subvertical foliation and magnetic lineations of variable plunge (Fig. 10). As has been discussed by several authors, occurrence of asymmetrical fabrics in tabular intrusions can be a consequence of a component of simple shear produced by emplacement along active shear structures (e.g. Blumenfeld and Bouchez, 1988; Hutton, 1992; Correa-Gomes et al., 2001).

Thick dikes of the CMDS and CrMDS dikes at Panul quarry (Fig. 3) have asymmetrical magnetic fabrics, clockwise oblique to dike trend and characterized by sub-vertical foliation and shallow-plunging lineation. The asymmetry of this fabric suggest sinistral shear along the dike plane (Creixell et al., 2006). The trace of foliation in some outcrops is coincident with AMS fabrics of these dikes, suggesting that AMS is representative of the shape fabric. A difference between thick dikes of CMDS and CrMDS dikes is the absence of submagmatic fabrics in the last one, at least at Panul Quarry. This could indicate that sinistral shear occurred probably during and shortly after emplacement in CMDS and only during magma emplacement (above solidus) in the case of CrMDS. Another difference between both is the presence and absence of marginal dike-parallel foliation or cleavage in CMDS and CrMDS, respectively. Another important difference is the absence of important fabric intensity zonation across dikes in CrMDS. In CMDS, this zonation is related to zonation in Km, where central, crystal-rich portions of the dikes register a more intense AMS fabrics, without correspondence with shape fabrics, that register higher strain at margins. Shallow-plunging lineations (a mean of 7° and 26° for CMDS and CrMDS, respectively) can be developed in different scenarios. Theoretical models of lineation development in shear zones (Tikoff and Greene, 1997; Teyssier and Tikoff, 1999) predicted that near horizontal lineations are produced in transtension or in transpressive zones affected by low strain or with a low obliquity (e.g. transcurrent component dominates over normal component of stress) with respect to the local maximum principal stress (σ_1). In the case of the studied dikes, we did not found evidences for horizontal shortening associated to these dikes, and probably the horizontal space necessary to dike emplacement was accommodate by sinistral transtension. If the magnetic lineations are representative of stretching during fabric adquisition, they indicate oblique opening in NNW-SSE direction (Fig. 14a).

On the other hand, another type of fabrics and structures are recognized in thin (late) dikes of CMDS and in some dikes of CrMDS. In thin dikes of CMDS, Creixell et al (2006) described internal AMS fabrics characterized by subvertical foliation and steeply plunging lineation (Fig. 14b). In the same dikes, there are field indicators of reverse shear (vertical section) and sinistral displacement of passive markers (plan view). The high plunge of lineation in the asymmetrical fabrics of the thin dikes is indicative of transpression with a dominant component of pure shear or produced at high strain (e.g. Tikoff and Greene, 1997). If these dikes were emplaced during transpression, an important component of horizontal shortening was acting normal to the dike during emplacement and we can consider that the host fracture was oriented unfavorable to be opened (the most compressive stress axis was close to perpendicular to the dike).

CrMDS dikes at Punta Suspiro (sites ET05 and ET06, see Fig. 4 for location) are characterized by steeply dipping magnetic foliation and near vertical magnetic lineations. As has been described above, these dikes are cut by north-vergent, E-W reverse shear zones. The field relationships (fracture filling with ductile dike material) suggest that reverse shear was produced shortly after dike emplacement in ductile conditions. A possible explanation for vertical lineations in these dikes is that a late fabric were imposed or acquired during the horizontal shortening associated to the reverse faulting. This horizontal shortening is also the more appropriate scenario for the emplacement of horizontal dikes in the CrMDS (in the southern exposures of the swarm at Panul and Santo Domingo) and CMDS (at the northern exposure of the dike swarm). These horizontal dikes were emplaced as hydraulic fractures during horizontal shortening, with the minimum least principal stress in vertical direction (Fig. 14b).

Summarizing, the occurrence of transpressive fabrics in thin dikes of CMDS, horizontal dikes and reverse shear zones in CrMDS indicates a change from transtensional to transpressional/compressive conditions. The high plunge of lineations in most of the dikes, in addition with the horizontal attitude of some dikes indicates that dilation of structures was close to vertical. The physical requirement to dilate such kind of fractures during this deformation was an elevated magma pressure probably higher than the near-vertical σ_3 , that reduced the “effective stress” (the difference between the stress and magma overpressure; Delaney et al., 1986; Sibson, 1990), and probable these fractures acted as valve-faults, allowing the overpressurized magma to ascent during the transpressional shearing of the fractures.

Structures observed in Laguna Verde diorites, including NW-trending reverse shear zones, vertical parallel folds in felsic bands and vertical foliations with steeply-plunging stretching lineations are consistent with those observed in thin dikes of CMDS. Both they suggest emplacement (thin dikes) and ductile deformation (Laguna Verde) under transpression. If we take into account that deformation in Laguna Verde took place at high temperature (near submagmatic state, e.g. Paterson et al., 1989) and the similar ages obtained in deformed rocks by different methods (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mostly in the range 163-155 \pm 9 Ma), this deformation occurred during emplacement of the diorites.

ETDS

Two perpendicular sets of dikes were recognized in the ETDS. Another observation is that occurrence of dike-parallel joints and chlorite-epidote veins cut by dikes are evidence of

emplacement at shallow depth. Most of the joints were observed in the vicinity of NE-trending dikes. Since these structures are not widespread at regional scale, they probably were associated to dike emplacement. The presence of dike-parallel joints in dikes has been described as an evidence of dike propagation as self-generated fractures, were these joints are associated to tensile strain produced near and away dike tip (Delaney et al., 1986). This implies that the dikes were emplaced as hydraulic fractures, perpendicular to the local least principal stress direction. Consistent with these hypothesis, we can observe that the homogeneous orientation of the each dike set in the ETDS do not vary with the variation in the fabric orientation of the country rock, and therefore, emplacement was not controlled by the basement fabric, at least at the exposed emplacement level. Also, passive markers observed mostly at Punta de Tralca beach suggest that opening occurred normal to dike walls (Fig. 7b and c), as expected in hydraulic fractures (e.g. Anderson, 1951; Emerman and Marrett, 1990). The symmetrically imbricated internal AMS fabrics of ETDS were acquired by flow of the crystallizing magma (Creixell et al., 2007), probably parallel to the propagation direction of the dike. “En-echelon” steps observed at local scale in NW-trending dikes (Fig. 7d) could be the evidence of dike intrusion and propagation along en relais fractures, generated previously during dilation associated to NE-SW dikes, and after filled by NW-SE dikes.

Taking into account these observations, the presence of two nearly coeval and perpendicular dike systems in ETDS indicate two directions of crustal dilation. Horizontal radial extension cannot account as a mechanism that explain the emplacement of ETDS, simply because radial extension (with vertical maximum stress axis σ_1) produces radial sets of dikes or fractures. A more possible tensional regime (with $\sigma_2 \sim \sigma_3$ lying in the horizontal plane, Fig. 14c) is where a first set of vertical dikes is emplaced perpendicular to σ_3 . The pressure imposed by magma intrusion allows inversion of horizontal stress axes at the local scale, due to their small differences in magnitude and intrusion of another set of vertical dikes, perpendicular to the former, is produced. This mechanism could be efficient for minor intrusions, such as ETDS, at shallow crustal levels, where magnitude of stress axes become small.

A similar mechanism was proposed by Vigneresse et al. (1999) to explain inversion of vertical and horizontal stress axes in a tensional regime associated to magma intrusion.

8.3 Geodynamic and tectonic setting of emplacement of dike swarms

From field, AMS and petrological data of dikes and related plutons, we can separate at least three different stages of magma emplacement during the Middle Jurassic-Early Cretaceous interval. These stages have tectonic significance in the local context and will be discussed with regional data of the Mesozoic margin in the next section.

Stage 1: transtension

Thick dikes of CMDS and most dikes of CrMDS register a transtensional event (see above). The architecture of internal fabrics of these dikes (clockwise oblique to dike trend) suggest that transtension was sinistral along these NW-trending dike walls. The NNW-SSE orientation of magnetic lineations inside these NW-trending dikes indicate opening in that direction. This deduction is consistent in the whole study area (33° to 33°45' S) and probably represents the first stage of magma emplacement of the batholith. According to the age of the CMDS (Creixell et al., 2006), this stage of deformation was developed near 163-157 Ma.

Stage 2: transpression

In thin dikes of CMDS and Laguna Verde diorites, most common structures correspond to NW-trending sinistral transpressive structures (dikes with asymmetrical fabrics and C/S fabrics in diorites). These sinistral structures could be associated to a paleo-shortening direction near to NE-SW to ENE-WSW direction (near perpendicular to thin dike orientation). However, structures related to pure shortening (horizontal dikes and reverse shear zones) are also present. Such structures reveal a complex deformation that can be related to strain partitioning during magma emplacement. In both cases of dikes of this stage (horizontal dikes and thin dikes emplaced in transpressional shear zones) high magma overpressure pressure and deformation can be invoked as common factors that triggered the magma ascent and emplacement.

Following Sibson (1990), the mechanism of fault-valve, that was probably the mechanism that facilitated emplacement of dikes during this stage, is more active at the base of the seismogenic crust (e.g. brittle-ductile transition) at depths between 10 and 15 km. In the case of the studied dike swarms, the calculated emplacement depths between 13 and 15 km and the local low-grade deformation of country rocks associated to the dikes (Figure 5a) are consistent with this

hypothesis. The emplacement depth of the Jurassic dike swarms at the current exposure level probably represents the paleo-depth of the seismogenic crust during this stage, where an important localization of deformation occurred.

An important observation is that transtension and transpression stages occurred very close in time (163-157 Ma), according to the age of the intrusions and field relationships. This change in tectonic conditions of the arc can be also correlated with changes in geochemical composition of the magmas, as the described differences between thick (early) and thin (late) dikes of the CMDS, implying that an important change in the behavior and composition of the magmatic reservoirs occurred. Probably the changing tectonic behaviour of host structures of the dikes played a considerable role in, by example, changes in magma extraction rates that influence geochemical changes observed by Creixell et al. (2007) in the different generations of mafic dikes.

Stage 3: block tilting, basement exhumation and emplacement of ETDS in extension

After emplacement of the CMDS and CrMDS and construction of a great part of the Jurassic batholith (Gana and Tosdal, 1996), northward block tilting took place in the northern part of the area, as deduced from paleomagnetic data and SW dip of the CMDS dikes (as a product of tilting of originally vertical dikes, Creixell et al., 2006). Block tilting apparently also occurred in the southern part of the area (Cartagena), but in southward direction, as suggested by preliminary paleomagnetic data in the CrMDS (Creixell, 2007). The mean orientation of the CrMDS (287°/80°N) can be tentatively assigned to ~20° block tilting to the south. Anomalous paleomagnetic directions have not been observed in preliminary data of Creixell (2007) for the ETDS, and consistently, these dikes are vertical. This constrains the tilting between the Late Jurassic and Early Cretaceous interval, after crystallization of Jurassic dike swarms and therefore in absence of important magmatism. Such tilting in divergent directions is a common process in extensional environments, such as has been observed, by example, in core-complexes (e.g. Brun et al., 1994).

Since emplacement of ETDS took place in Paleozoic granitoids (similar to the country rocks of CMDS and CrMDS) at shallower crustal levels comparatively to the Jurassic intrusions, the basement was partially exhumed previous to emplacement of the ETDS in the same time interval of block tilting process. Since gneissic rocks at Las Cruces were crystallized ~8 km deeper than the rest of the Paleozoic country rocks, we propose that differential exhumation occurred during

this time (previous to final exhumation during the Cretaceous, Gana and Zentilli, 2000), where rocks in the central area were more exhumed than in the peripheries. Consistently, tilting was more prominent in the northern and southern extremes of the studied segment. However, exhumation of deeper portions of basement needs high amounts of extensional strain accommodated by shear along detachment faults or as gneiss doming related to widespread extension (e.g. Buck, 1991; Cagnard et al., 2004). Further structural and paleomagnetic data is needed for a better constrain on these hypotheses.

As pointed in the previous section, the occurrence of two perpendicular sets of dikes in the ETDS probably reflects emplacement in an extensional environment, with changing horizontal stress axes. This implies that the extension related to block tilting and exhumation in the Late Jurassic-Early Cretaceous interval was continued until emplacement of the ETDS. During this extensional setting, mantle-derived magmas of ETDS, genetically related to variable mixing of asthenospheric and lithospheric sources were injected from reservoirs located at variable depth and emplaced at shallow crustal levels forming an anastomosing dike system (Fig. 14c) (Creixell et al. (2007).

8.4 Regional implications

Growth of the Coastal Batholith

The current results can be give preliminary insights about the tectonic evolution of the Mesozoic magmatic arc of central Chile. The structures observed in the dike swarms show that the evolution of this western part of the batholith took place in several stages rather than a simplistic scenario of Jurassic-Cretaceous extension, proposed in previous studies.

One important point is to decipher the causes for the change in the orientation of the axis of the batholith, from N-S north of 33° S to NW-SE in the study area (Fig. 1). The current results suggest that the growth of the studied part of the batholith was strongly controlled by NW-SE structures. During the Jurassic, these structures probably represented a first-order feature of the arc in the overriding plate and probably localized magmatism, heat and mass transference and in consequence a major amount of crustal deformation. The activity of these structures produces “tectonic pumping” of magma, at least during the first stages of growth of the batholith, represented by the CMDS, CrMDS and Laguna Verde diorites. These NW-SE structures, now represented by relief lineaments that crosscut all the Coastal Ranges are present along most part

of central Chile, but have a notable density of occurrence in the coastal segment between 33° and 33°45' S.

Regional considerations

The tectonic processes envisaged in this study can also be correlated with the stratigraphic and volcanic evolution during the Jurassic-Cretaceous interval at this latitude. Marine sedimentation occurred during the Middle Jurassic (Cerro Calera Formation) was replaced by lava eruption and deposition in sub-aerial conditions in the Horqueta Formation (Late Jurassic?). These changes could reflect crustal uplift or inflation, and tentatively can be associated in time with the basement exhumation explained in the previous section.

The return to marine sedimentation in the Early Cretaceous (Lo Prado Formation) can be consistent with a stage of extensional tectonics, proposed for the emplacement of the ETDS. We can hypothesize that extensional conditions were dominant until the end of the Early Cretaceous, where the volume of erupted basic lavas was higher and the isotopic signature of magmas was progressively depleted (Vergara et al., 1995; Parada et al., 1999).

At the scale of the central Andean margin, the evolution of the Jurassic arc in the study area can be compared with those studied in northern Chile for the same period. In the Antofagasta area (24°-26° S), the tectonic evolution has been recorded in the behaviour of the Atacama Fault Zone (AFZ), roughly oriented N-S to NNE-SSW. Several studies have shown that this fault zone had been registered sinistral movements during the Jurassic-Early Cretaceous (e.g. Brown et al., 1993; Dallmeyer et al., 1996, Grocott and Taylor, 2002). The sinistral activity of this structure has been invoked to propose the existence of a highly oblique subduction from NNW to SSE in the Jurassic (e.g. Jaillard et al., 1990).

The context of NNW to SSE oblique subduction deduced from the behaviour of the AFZ is obviously not consistent with NNW-SSE extension described in the study area. However, detailed studies demonstrated that evolution in this area has been marked by changes in tectonic directions in several episodes (e.g. Scheuber and Gonzalez, 1999; Cembrano et al., 2005). Late Jurassic dike swarms indicate a NW-SE extension, followed by dike swarms that indicate NE-SW extension in the interval 155-147 Ma (Scheuber and Gonzalez, 1999). Near 26° S, Jurassic mafic dikes had a NE-SW opening direction. These changes in tectonic directions resemble with some differences those observed in the study area, but the age of dike swarms in the north appears to be younger than in central Chile.

The changing dike orientations and tectonic directions in northern Chile indicate stress inversion that had been interpreted by Scheuber and González (1999) as an effect of a change in coupling and decoupling between subducting and overriding plates between 155-147 Ma. When decoupling between both plates is dominant, deformation in the overriding plate do not register necessarily the tectonic directions of subduction. If such model is applied in the study area, we can interpret that decoupling between both plates was dominant during the transtensional stage of the Jurassic arc. The NNW-SSE crustal dilation direction deduced for this stage is discordant with the plate convergence vector proposed in northern Chile. The change to transpression, with NE-SW to ENE-WSW shortening direction is also discordant with the regional model and probably is not controlled by plate coupling or reflects that regional models utilized in northern Chile has no direct application at this latitude.

9. CONCLUDING REMARKS

Structures in the Jurassic arc of central Chile (33° - $33^{\circ}45'$ S) have been characterized from the study of mafic dike swarms and ductile structures in diorites from Laguna Verde. The data presented here indicate that the emplacement of these rocks was strongly controlled by NW-SE to E-W structures. These structures are the responsible for the change from N-S to NW-SE of the magmatic arc axis from north to south along the coast.

Emplacement and growth of the batholith in his western border was occurred in several stages, characterized by different tectonic behaviors. During the first transtensional stage, emplacement of dike swarms occurred. These NW-SE structures behaved as sinistral transtension structures, associated to NNW-SSE oblique opening, as interpreted by the orientation of magnetic lineations in the dikes. This stage was followed by a transpressional stage, characterized by emplacement of late thin dikes and Laguna Verde diorites. The recognition of this stage is important because previous models for the evolution of the area, based mainly in stratigraphy and petrological data, suggested that the Middle Jurassic-Early Cretaceous was dominated exclusively by extension (e.g. Vergara et al., 1995, Parada et al., 1999). The current results suggest that an important part of the batholith could be emplaced during this transpressional stage.

Primary magnetizations in CMDS and orientation of CrMDS found in Jurassic mafic dikes indicate that block tilting took place between the Late Jurassic and the Earliest Cretaceous. In the northern part of the area (Concón), tilting was 23° to the NNW and in the south (Cartagena) was $\sim 20^{\circ}$ to the S. this divergent block tilting could be associated to extension and probable

exhumation of the deeper portions of the basement exposed at Las Cruces. However, this exhumation and cooling was not enough to cross the 100° C isotherm, as suggested by Cretaceous fission track ages (Gana and Zentilli, 2000). Following this exhumation, emplacement of shallow level dikes of ETDS occurred in an extensional setting following two preferred directions, NW-SE and NE-SW.

The basement behavior during the Mesozoic still remains not well constrained. The new geochronological and petrological data confirms that a great part of these rocks are Late Paleozoic in age, including its ductile deformation. According to a biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age in a deformed country rock at Cartagena and in changes in their magnetic properties, intrusions of dikes caused local thermal perturbations in the country rocks. Previous Middle Jurassic K-Ar cooling ages published in these country rocks near Cartagena probably reflect the thermal effect of dikes.

The discrepancy observed between extension directions (deduced from emplacement fabrics and paleomagnetism) and previous regional plate tectonic schemes of NNW to SSE oblique subduction during the Jurassic suggest that overriding plate was largely decoupled from subducting plate in this area during the Jurassic-Early Cretaceous or that these tectonic schemes are not applicable to this latitude.

10. ACKNOWLEDGMENTS

This research was funded by Fondecyt N°1031000 (D.M.). Microprobe analyses at Zelmi Laboratory were financed by TU-Berlin and a DAAD studentship for first author. These analyses were performed under guidance of Prof. Gerhard Franz. First author carried his PhD studies with MECESUP and CONICYT grants. The authors want to thank Rodrigo Santelices, Cristóbal Valenzuela, Dr. Mauricio Calderón, Natalia Astudillo and Professor Mauricio Belmar for sharing with us some days of field trips. The authors also want to thank to Juan Vargas for assistance in mineral separation and Francois Galbert and Irene Preuss for assistance with microprobe analyses at Zelmi Laboratory, TU-Berlin.

11. REFERENCES

Anderson, J.L., Smith, D. 1995. The effects of temperature and $f\text{O}_2$ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80, 549-559.

- Aguirre, L., Féraud, G., Morata, D., Vergara, M., Robinson, D., 1999. Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. *Tectonophysics* 313, 433-447.
- Aguirre, L., Levi, B., Nystrom, J.O. 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. In: *Evolution of metamorphic belts* (Daly, J.S., Cliff, R.A., Yardley, B.W.D., eds.). Geological Society of London Special Publication 43, 223-232.
- Arancibia, G., Matthews, S., Pérez de Arce, C., 2006. K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in Atacama Desert, northern Chile: tectonic and climatic relations. *Journal of the Geological Society of London* 163 (1), 107–118.
- Araneda, E. 1999. Características geoquímicas y variaciones termobarométricas en el Batolito de la Costa de Chile Central entre los 33° y 33°45'S. Unpublished Thesis, Universidad de Chile.
- Arce, M. 2002. Condiciones de formación y naturaleza de las estructuras del complejo plutónico Santo Domingo, V Región: evidencias de terreno y de fábricas magnéticas. Unpublished Thesis. Universidad de Chile.
- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S.K., and Raith, M. 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite boundary: Constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111, 87–93.
- Berman, R.G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Journal of Petrology* 29, 445–522.
- Berman, R.G. (1990) Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *The American Mineralogist*, 75, 328-344.
- Berman, R.G. 1991. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Canadian Mineralogist*. Vol. 29. p. 833-855.
- Berman, R.G., Aranovich, L.Ya. 1996. Optimized Standard state and solution properties of minerals. I Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet and ilmenite in the system $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126, 1-24.
- Blumenfeld, P., Bouchez, J.L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology* 10, N°4, 361-372.
- Brown, M., Díaz, F., Grocott, J., 1993. Displacement history of the Atacama Fault System, 25°00'S–27°00'S, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* 105, 1165– 1174.

- Brun, J-P., Sokoutis, D., Van Den Driessche, J. 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology* 22, 319-322.
- Buck, W.R. 1991. Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research* 96, 20161-20178.
- Cagnard, F., Gapais, D., Brun, J-P., Gumiaux, Ch., Van den Driessche, J. 2004. Late pervasive crustal-scale extension in the south Armorican Hercynian belt (Vendée, France). *Journal of Structural Geology* 26, 435-449.
- Cembrano, J., Gonzalez, G., Arancibia, G., Ahumada, I., Olivares, V., Herrera, V. 2005. Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: A case study from the Mesozoic Atacama fault system, Northern Chile. *Tectonophysics* 400, 105-125.
- Correa-Gomes, L.C., Souza Filho, C.R., Martins, C.J.F.N., Oliveira, E.P., 2001. Development of symmetrical and asymmetrical fabrics in sheet-like igneous bodies: the role of magma flow and wall-rock displacements in theoretical and natural cases. *Journal of Structural Geology* 23, 1415–1428.
- Creixell, C., Parada, M.A., Roperch, P., Morata, D., Arriagada, C., Pérez de Arce, C. 2006. Syntectonic emplacement of the Middle Jurassic Concón Mafic Dike Swarm, Coastal Range, central Chile (33° S). *Tectonophysics* 425, 101-122.
- Creixell, C., Parada, M.A., Morata, D., Roperch, P., Arriagada, C. 2007. The genetic link between mafic dike swarms and plutonic reservoirs in the Mesozoic of central Chile (30°-33°45' S): insights from AMS and geochemistry. *International Journal of Earth Sciences*, in press.
- Cordani, U, Munizaga, F., Hervé, F., Hervé, M. 1976. Edades radiométricas provenientes del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa de las provincias de Valparaíso y Santiago. I Congreso Geológico Chileno, Vol. 2, F213-F222.
- Delaney P.T., Pollard, D.D., Ziony, J., McKee, E.H. 1986. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research*, 91, 4920-4938.
- Emerman, S., Marrett, R. 1990. Why dikes?. *Geology* 18, 231-233.
- Ernst W.G. & Liu, J. 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist* 83, 952-969.
- Ferré, E. 2002. Theoretical models of intermediate and inverse AMS fabrics. *Geophysical Research Letters* 29, 7, 10.1029/2001GL1436667.

- Fuentes, F., Féraud, G., Aguirre, L., Morata, D. 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of volcanism and subsequent very low-grade metamorphism in a subsiding basin: example of the Cretaceous lava series from central Chile. *Chemical Geology* 214, 157-177.
- Gana, P., Tosdal, R., 1996. Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile* 23, 151-164.
- Gana, P.; Wall, R. and Gutiérrez, A. (1996). Mapa geológico del área de Valparaíso-Curacaví. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. Mapas Geológicos, N°1, escala 1: 100.000. Santiago.
- Gana, P., Zentilli, M., 2000. Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de La Costa de Chile Central. 9° Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, Servicio Nacional de Geología y Minería, Puerto Varas, Chile, pp. 664-667.
- Godoy, E., Loske, W., 1988. Tectonismo sinplutónico de dioritas jurásicas al sur de Valparaíso: datos U-Pb sobre la Fase Quintay. *Revista Geológica de Chile* 15, 119-127.
- Grocott, J., Brown, M., Dallmeyer, R.D., Taylor, G.K. & Treloar, P.J. 1994. Mechanisms of continental growth in extensional arcs: an example from the Andean plate-boundary zone. *Geology*, 22, 391–394.
- Grocott, J., Taylor, G.K., 2002. Deformation partitioning, magmatic arc fault systems and the emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25 – 27° S). *Journal of Geological Society of London* 159, 425– 442.
- Henry, D., Guidotti, C., Thomson, J. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90, 316-328.
- Hervé, F. 1976. Petrografía del basamento cristalino en el área Laguna Verde – Quintay, Provincia de Valparaíso, Chile. Primer Congreso Geológico Chileno, F125-143, Santiago.
- Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M.A., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N., Drake, R. 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 1, 185-194.
- Holland, T., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 433-444.
- Huang, W.L., Wyllie, P.J. 1981. Phase relationship of S-type granite with H₂O to 35 kbar : muscovite granite from Harney Peak, South Dakota. *Journal of Geophysical Research* 86, 1015-1029.

- Hutton, D., 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 377-382.
- Irwin, J., Sharp, W., Spangler, R., Drake, R., 1987. Some paleomagnetic constraints in the tectonic evolution of the coastal cordillera of central Chile. *Journal of Geophysical Research* 92, 3603-3614.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., Mourier, T. 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal of the Geological Society of London* 147, 1009-1022
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17, 837-841.
- McDougall, I., Harrison, T.M. 1999. Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics* n°9, Second Edition. Oxford Univ. Press, New York, 269 p.
- Morata, D., Féraud, G., Schärer, U., Aguirre, L., Belmar, M., Cosca, M. 2006. A new geochronological framework for Lower Cretaceous magmatism in the Coastal Range of central Chile. XI Congreso Geológico Chileno, CD-Rom Volume, pp. 509-512.
- Muñoz Cristi, J., 1964. Estudios petrográficos y petrológicos sobre el Batolito de la Costa de las provincias de Santiago y Valparaíso. *Publicación 25, Universidad de Chile*. 94pp.
- Palmer, A.R., Geissman, J. 1999. *Geological Time Scale*. The Geological Society of America, product code CTS004.
- Parada, M.A., Féraud, G., Fuentes, F., Aguirre, L., Morata, D., Larrondo, P., 2005. Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society of London* 162, 273-287.
- Parada, M.A., Larrondo, P., Guirresse, C., Roperch, P., 2002. Magmatic gradients in the Cretaceous Caleu pluton (central Chile): injections of pulses from a stratified reservoir. *Gondwana Research* 5, 307-324.
- Parada, M.A., Nystrom, J., Levi, B., 1999. Multiple sources for the Coastal batholith of central Chile (31-34°S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos* 46, 505-521.

- Parada, M.A., Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Hervé, F., Puig, A., Munizaga, F., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N. 1988. Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30°30' S-32°30' S). *Journal of South American Earth Sciences* 1, 249-260.
- Paterson, S., Vernon, R., Tobish, J., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11, 349-363.
- Piracés, R. 1976. Estratigrafía de la Cordillera de la Costa entre la Cuesta El Melón y Limache, Provincia de Valparaíso, Chile. I Congreso Geológico Chileno, v.1, A65-A82.
- Scheuber, E., Gonzalez, G. 1999. Tectonics of the Jurassic – Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26° S): a history of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics* 18, N°5, 895-910.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile, scale 1:1.000.000, Santiago.
- Sial, A., Toselli, A., Saavedra, J., Parada, M.A., Ferrera, V. 1999. Magmatic epidote-bearing granitoids in South America: Borborema province, NE Brazil, Pampean Ranges, NW Argentina and pre-Andean to Andean magmatic arcs in Chile. *Lithos* 46, 367-392.
- Sibson, R. 1990. Conditions for fault-valve behavior. *Geological Society of London, Special Publications* 54, 15-28.
- Siña, A. 1987. El Batolito de la Costa entre Algarrobo y Rocas de Santo Domingo (Chile central, 33°30' S): geología e interpretaciones petrogenéticas. *Comunicaciones* 38, 47-66.
- Siña, A., Parada, M.A. 1985. Los granitoides de Rocas de Santo Domingo: antecedentes de terreno, petrográficos y de química de elementos mayores para una mezcla de magmas. IV Congreso Geológico Chileno Vol. 4, 512-530.
- Teyssier, Ch., Tikoff, B. 1999. Fabric stability in oblique convergent and divergent. *Journal of Structural Geology* 21, 969-974.
- Tikoff, B., Greene, D. 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones. *Journal of Structural Geology* 19, 29-40.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga, Santiago. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín n°2, 86 p.
- Thompson, A.B. 1996. Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87, 1-10.
- Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J., Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin* 107, 1427-1440.

- Vignerresse, J-L., Tikoff, B., Améglio, L. 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics* 302, 203-224.
- Wall, R., Gana, P., Gutiérrez, A. 1996. Geología de la Hoja Santiago, área de San Antonio-Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, N° 2.
- Yañez, G., Gana, P., Fernández, R. 1998. Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile central. *Revista Geológica de Chile* 25, N°2, 175-198.
- Yañez, G., Ranero, C., Von Huene, R., Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32-34° S): the role of the Juan Fernandez Ridge in the Late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research* 106, 6325-6345.

Figure Captions

- Figure 1: Geological map of the study area, modified from SERNAGEOMIN (2003) and from Gana et al (1996) and Wall et al (1996).
- Figure 2: Rose diagrams for orientation of mafic dikes of the a) CMDS (thick dikes), b) CMDS (thin dikes), c) CrMDS and d) ETDS.
- Figure 3: detailed geological map of the Cartagena area, modified from Siña (1987). Stereoplots (lower hemisphere projection) are from gneiss foliation and lineation. The location of some AMS sampling sites is also indicated.
- Figure 4: Field photographs: a) NW-trending CrMDS dike intruding into gneiss at Cartagena b) mafic dikes of the CrMDS displaced by reverse shear zones filled with dike material, view to the east, c) near-horizontal CrMDS dike intruding Late Paleozoic granitoids at Santo Domingo d) reverse shear zone in Jurassic diorites at Laguna Verde, view to the west.
- Figure 5: a) dextral chlorite “fish” in sample CC-03-63 of Cartagena gneiss (Panul quarry), indicating top-to-the-southeast shear, b) ductile deformed plagioclase and quartz crystals in a diorite from Laguna Verde.
- Figure 6: stereoplot of structural data (foliation and lineation) from deformed diorites of Laguna Verde.
- Figure 7: a) NE-trending dike of the ETDS with associated dike-parallel joints in the country rocks, El Quisco beach, view to the NE, b) epidote-chlorite vein cut by NW-trending dike of the ETDS (contact marked by arrows), observed in horizontal section, pen for scale, Punta de Tralca beach, c) near-vertical, zoned NW-trending dike intruding chlorite-epidote vein (contact marked by thin arrows). The dike is cut by a gently dipping NW-trending dike, associated with apparent normal displacement to the NW, d) set of NW-SE parallel ETDS dikes at Punta de Tralca, view to the SE. Arrow indicate the local “en-echelon” pattern in one dike. The hammer is approximately 1 meter long.
- Figure 8: a) Bulk magnetic susceptibility (K_m) versus anisotropy degree (P' %), b) shape parameter (T) versus anisotropy degree (P' %) of dike swarms and Laguna Verde diorites, c) detail on shape parameter (T) versus $\%P'$ in CrMDS.
- Figure 9: a) IRM curves for CrMDS samples, b) magnetic susceptibility (not scaled) versus temperature curves for a sample of diorite from Laguna Verde, showing a Curie point near 570° C, indicative of the presence of magnetite.

Figure 10: AMS stereoplots (lower hemisphere projection) of magnetic ellipsoids of mafic dikes of CrMDS (CT01, CT02, ET05 and ET06) and Laguna Verde diorites (LV01 and LV02), including 95% confidence cone for each mean magnetic axis ($K_1 > K_2 > K_3$). Solid lines represent dike orientation.

Figure 11: Pressure-temperature diagram (KFMASH system). Invariant point was calculated using TWQ software (Berman, 1991), the internally consistent database of Berman (1988, 1990) and mixing models for garnet, cordierite and biotite of Berman and Aranovich (1996) for a sample of Las Cruces gneiss. P-T estimations on Late Paleozoic granitoids (Arce, 2000, Sanhueza, 1999) and geothermobarometry in Jurassic dikes and diorites is also showed. Wet and dry granite solidus curves are from Huang and Wyllie (1981) and Thompson (1996), respectively.

Figure 12: a) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra for sample CC-04-50 (tonalitic gneiss from El Tabo), b) inverse isochron, c) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra for Cartagena gneiss, sample CC-03-67. A pseudo-plateau age is indicated (see text for details).

Figure 13: a) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra for sample CC-03-66 (CrMDS) b) inverse isochron, c) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra for a mafic dike of the ETDS, d) inverse isochron.

Figure 14: Schematic schemes of dike emplacement. a) and b) CMDS, c) ETDS.

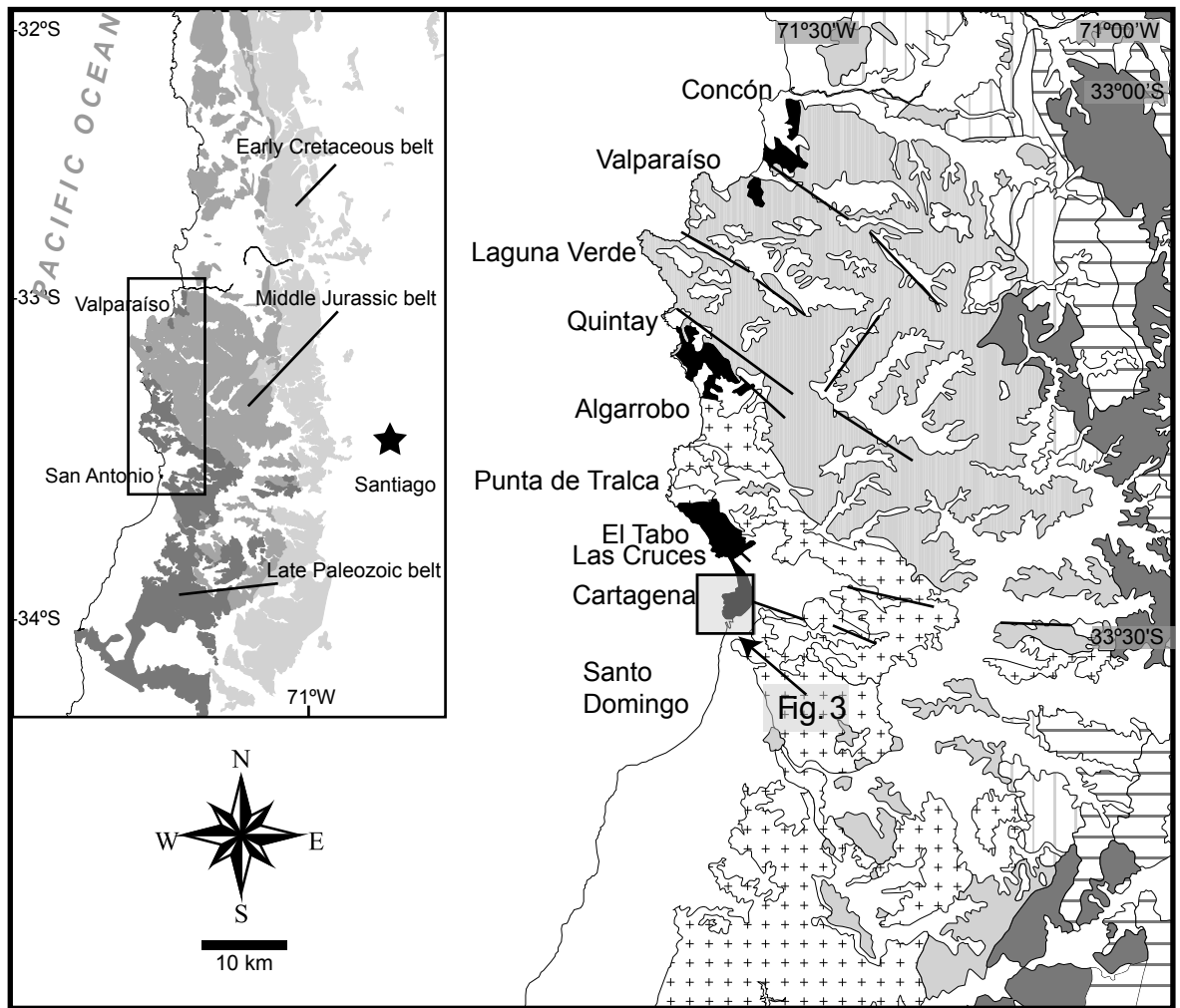
Tables

Table 1: AMS data from CrMDS and Laguna Verde

Table 2: Representative compositions of amphibole, garnet, cordierite and biotite from country rocks

Table 3: representative amphibole and plagioclase compositions from Jurassic dikes and plutons

Table 4: Detailed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analytical results on biotite and amphibole from gneissic rocks and mafic dikes of the study area. Sample location in UTM coordinates.











-  Late Paleozoic granitoids
-  Late Paleozoic and Late Triassic gneisses
-  Middle-Upper Jurassic sediments and lavas
-  Middle Jurassic granitoids
-  Lower Cretaceous volcanism
-  Lower Cretaceous granitoids
-  Neogene sediments
-  alineamientos

Figure 1

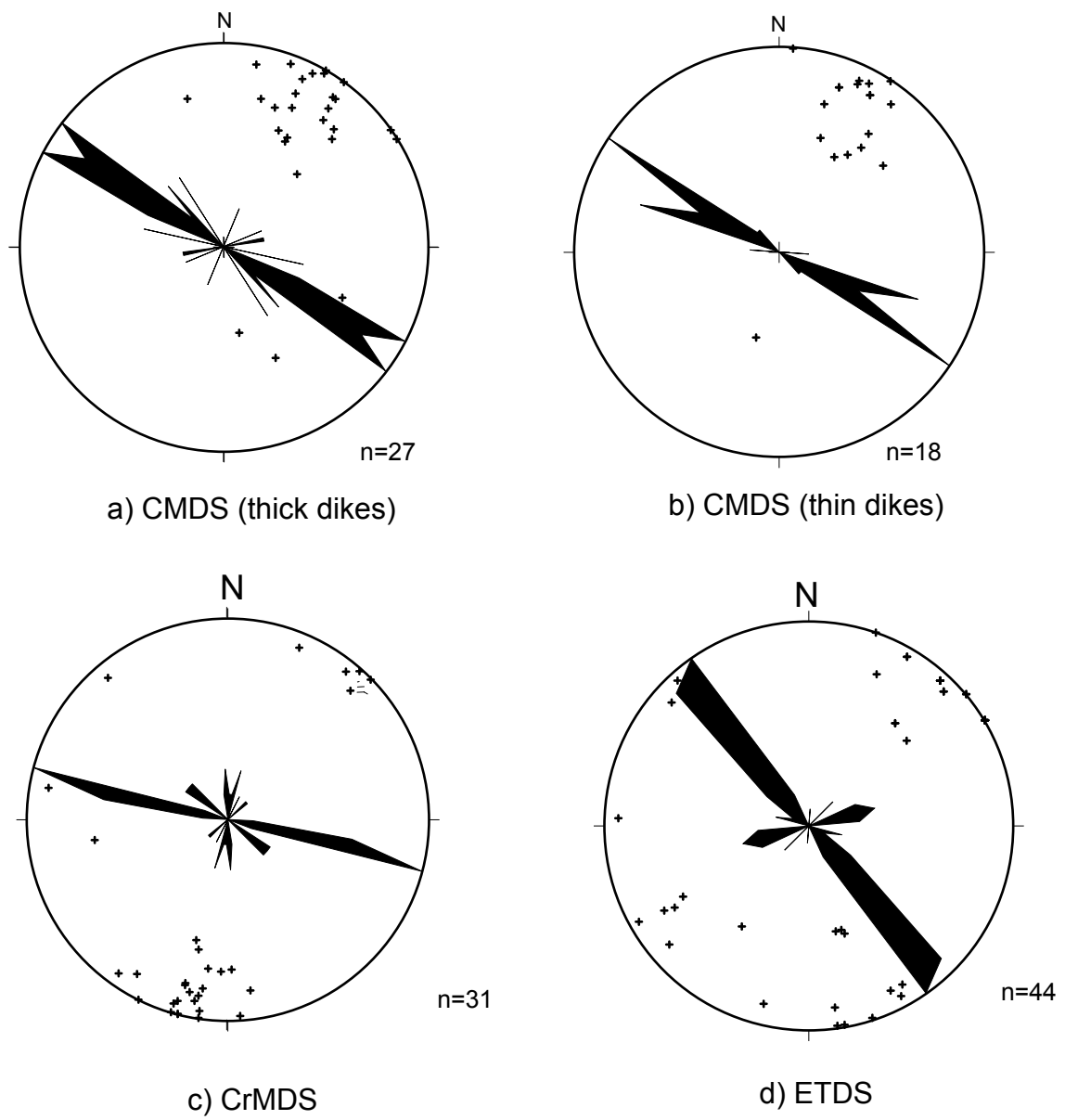


Figure 2

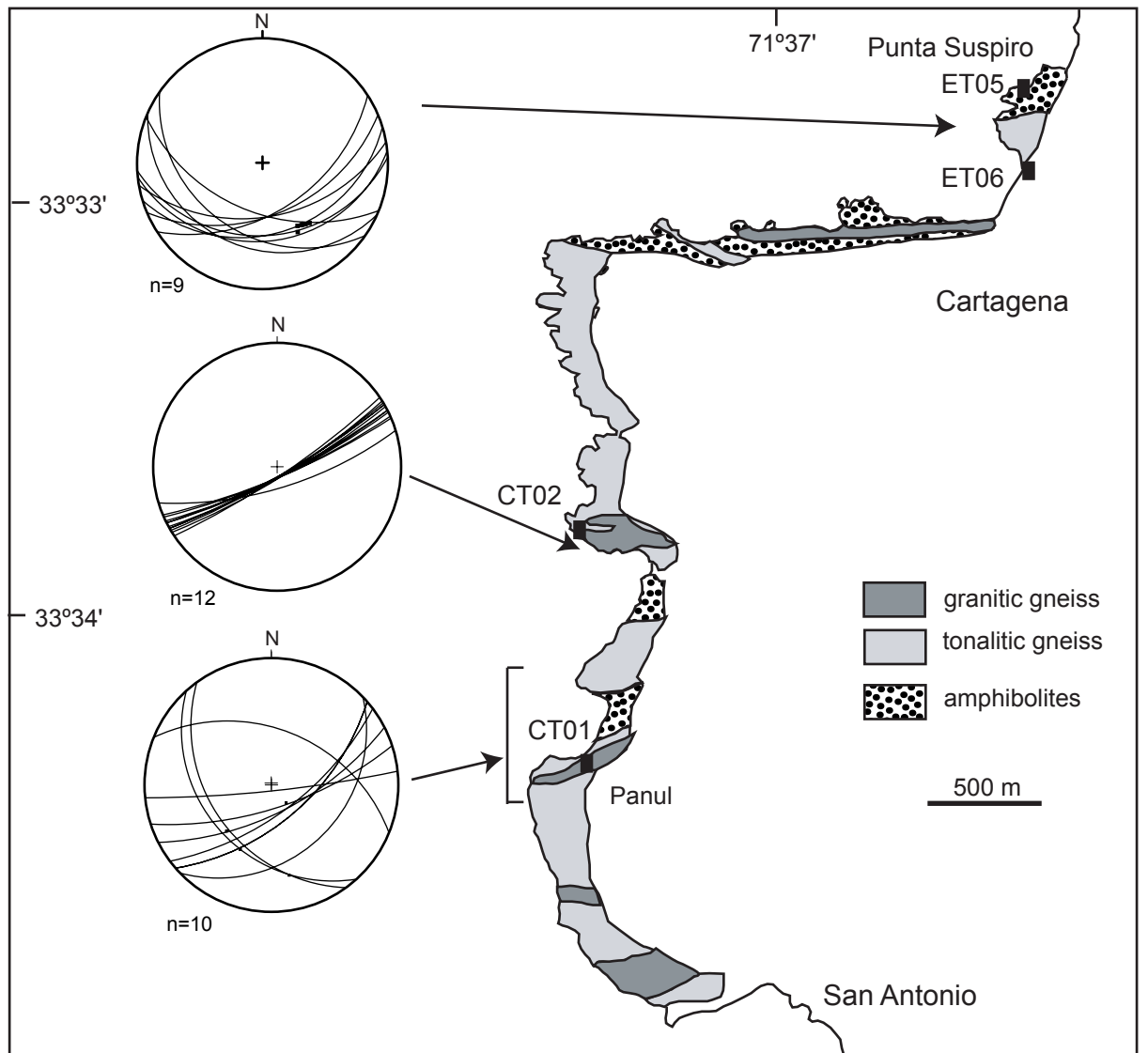


Figure 3

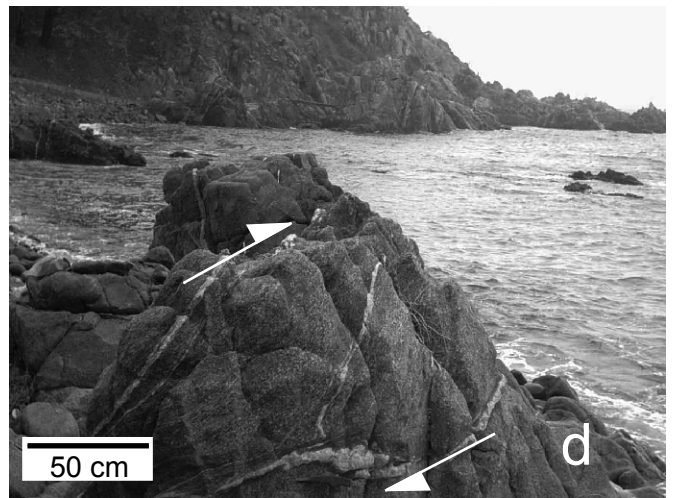


Figure 4

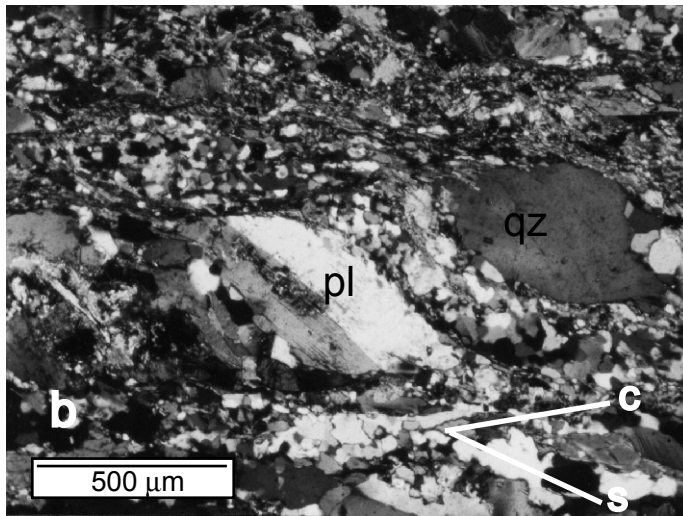
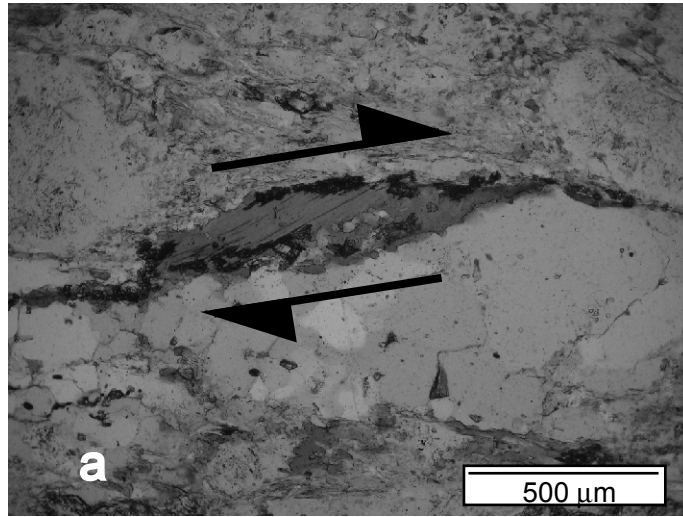


Figure 5

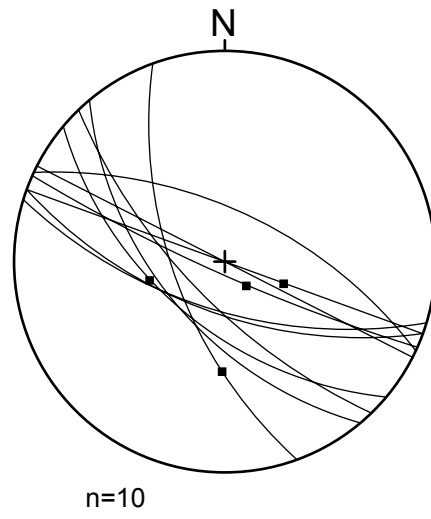


Figure 6

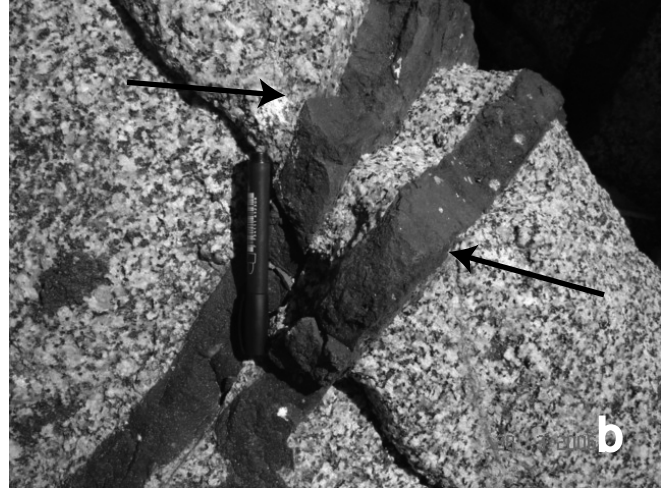
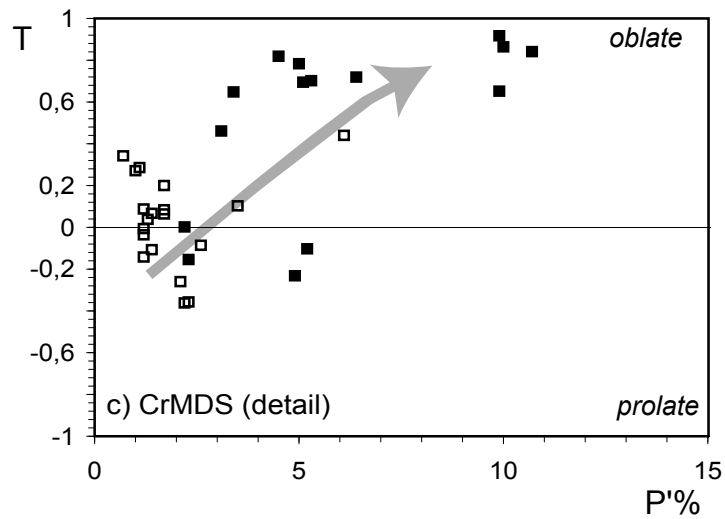
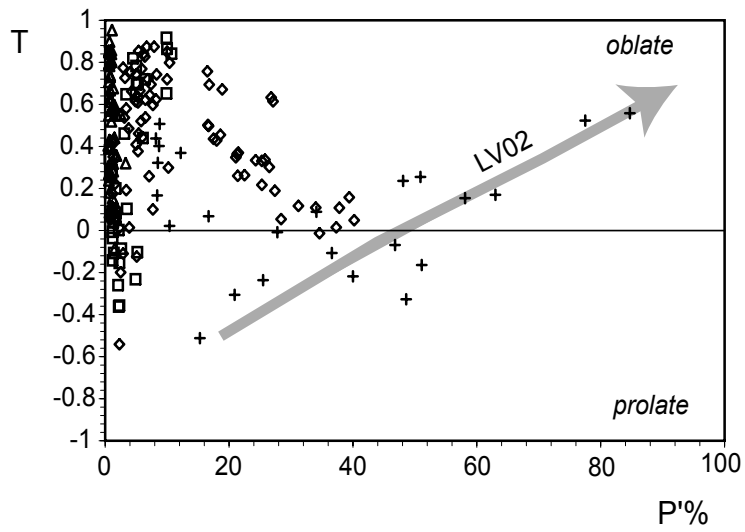
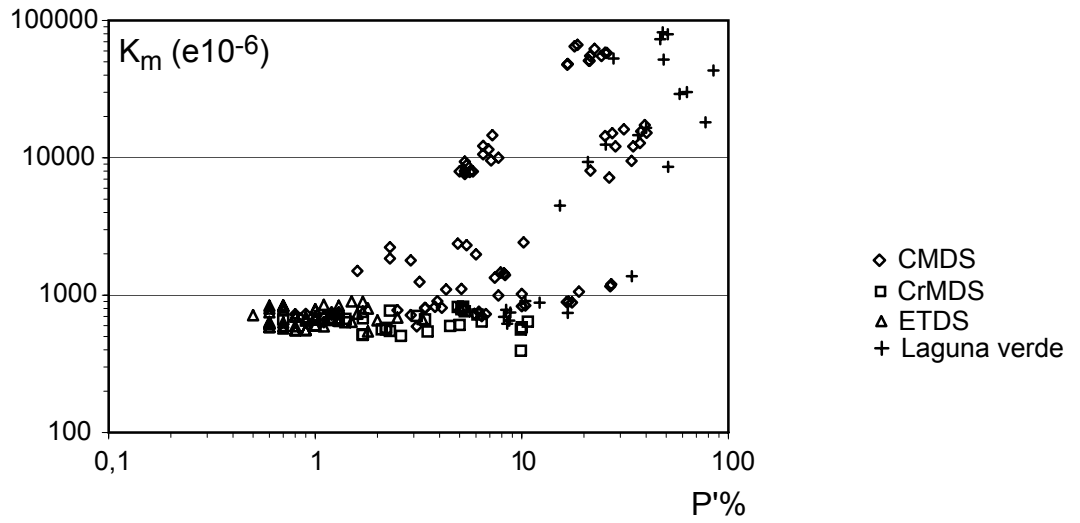


Figure 7



- Cartagena beach (ET05 and ET06)
- Panul (CT01 and CT02)

Figure 8

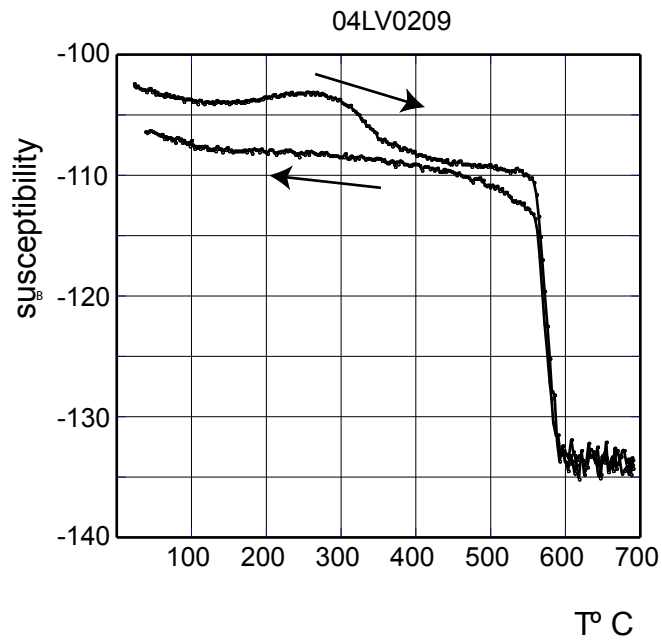
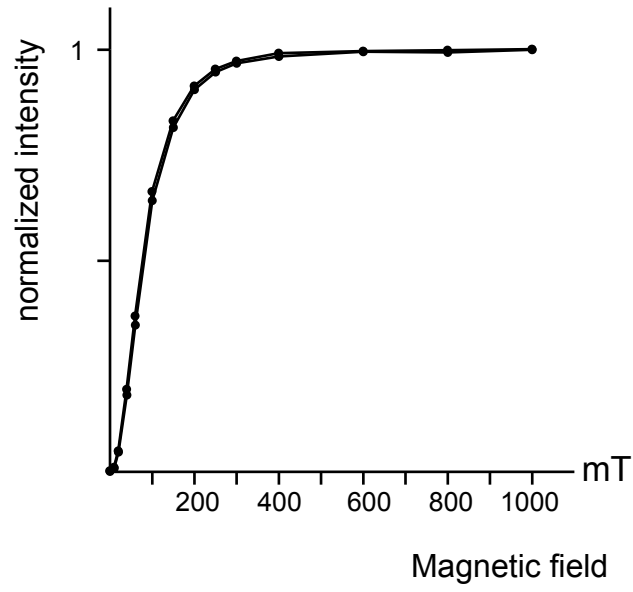
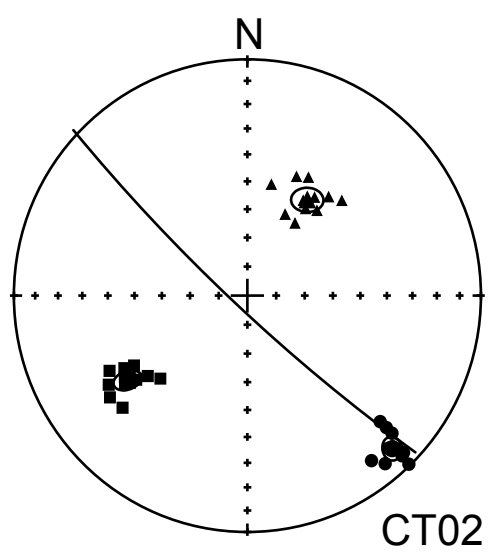
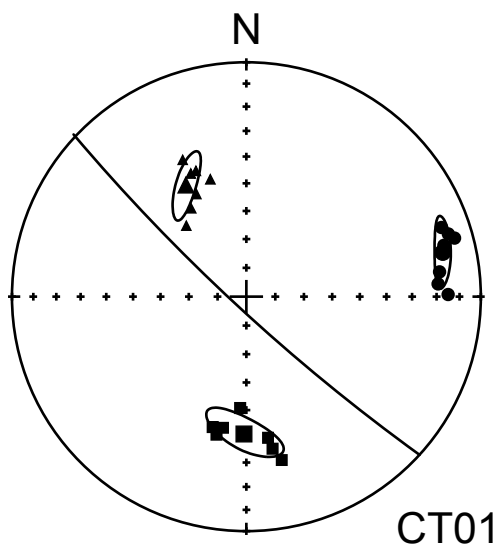


Figure 9



- kmax
- ▲ kint
- kmin

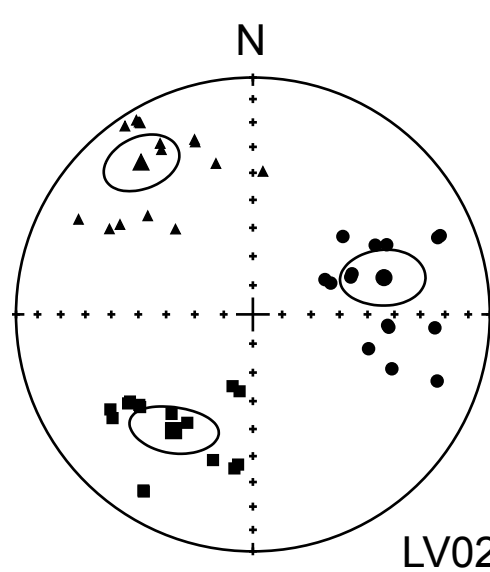
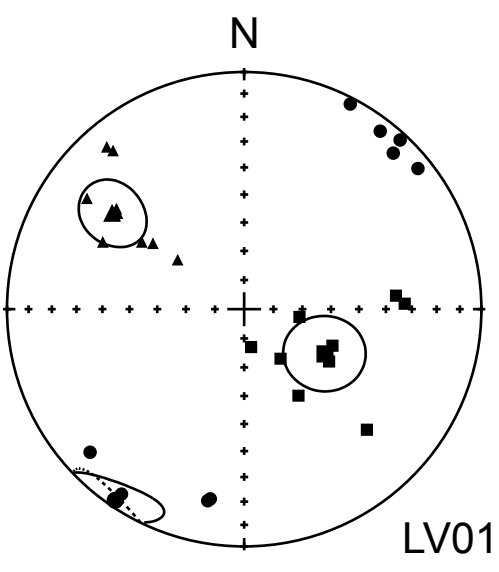
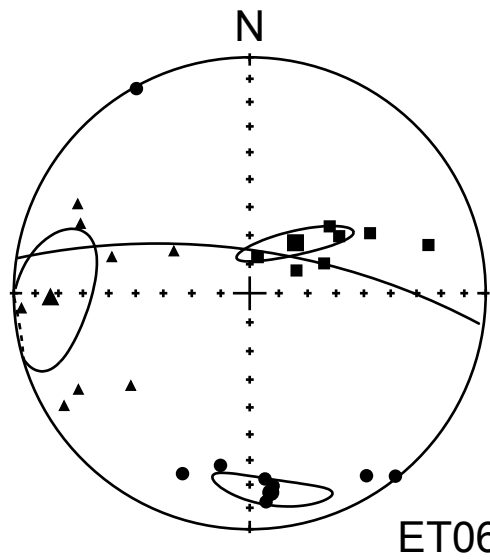
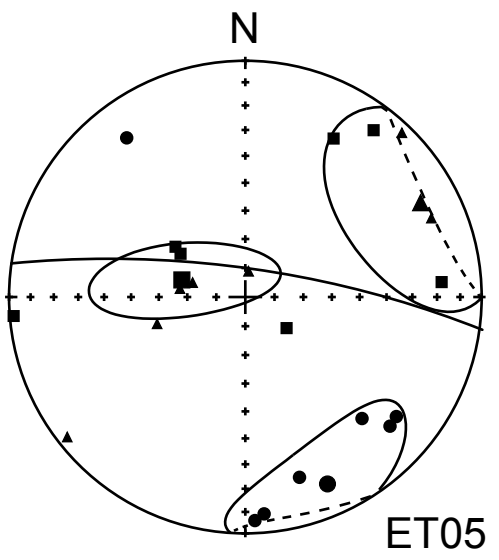
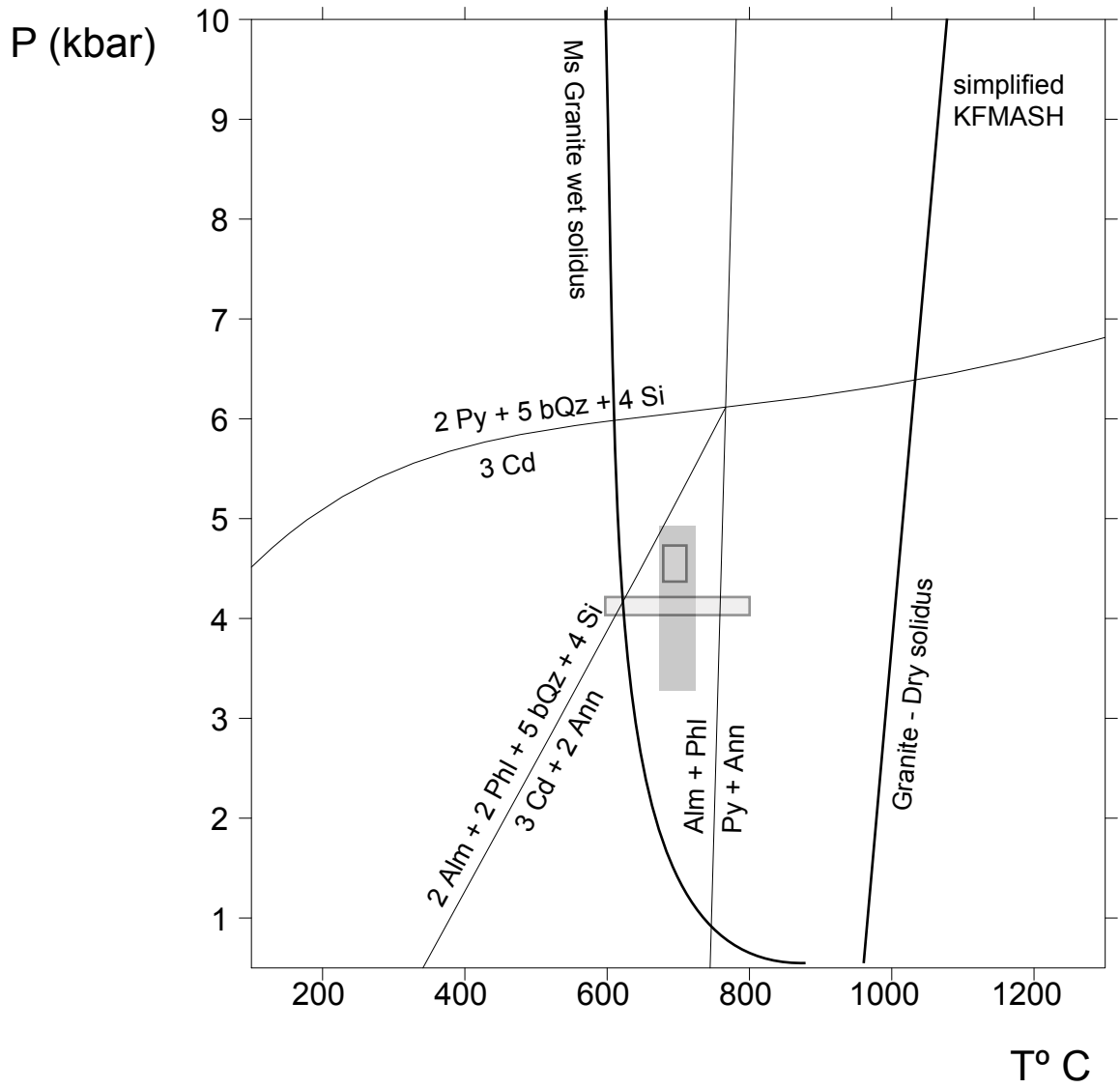
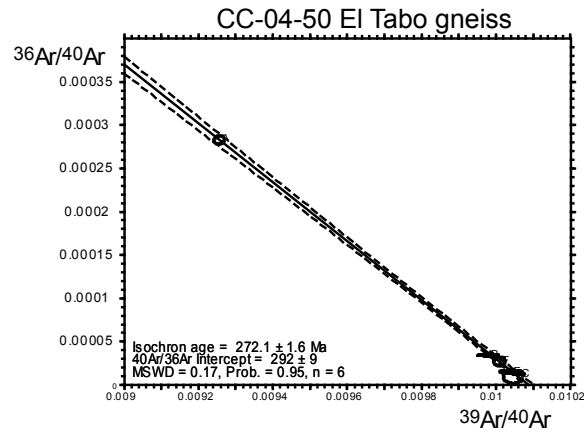
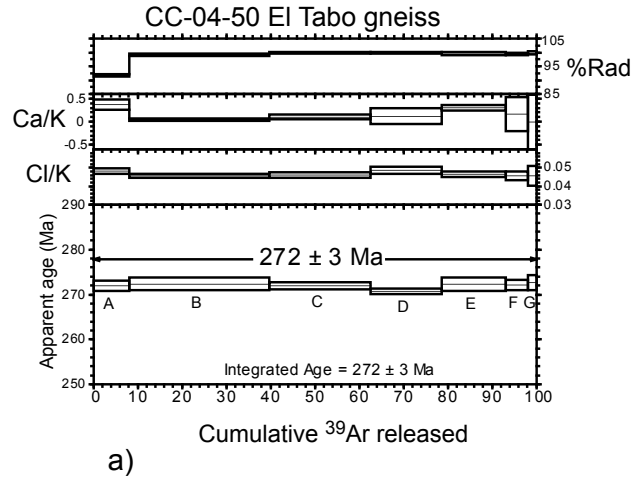


Figure 10

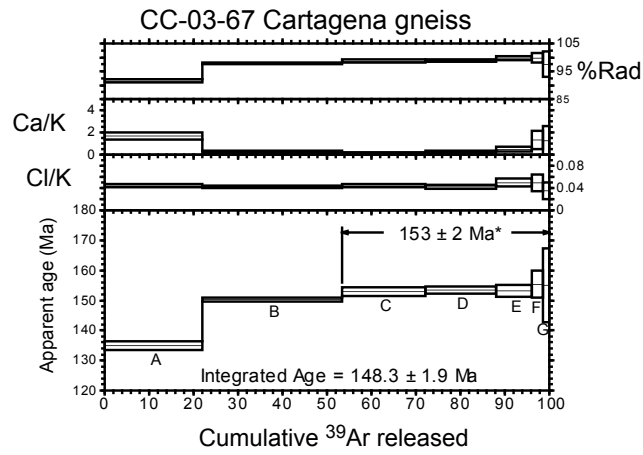


- Late Paleozoic granitoids
- Middle Jurassic granitoids and dikes

Figure 11



b)



c)

Figure 12

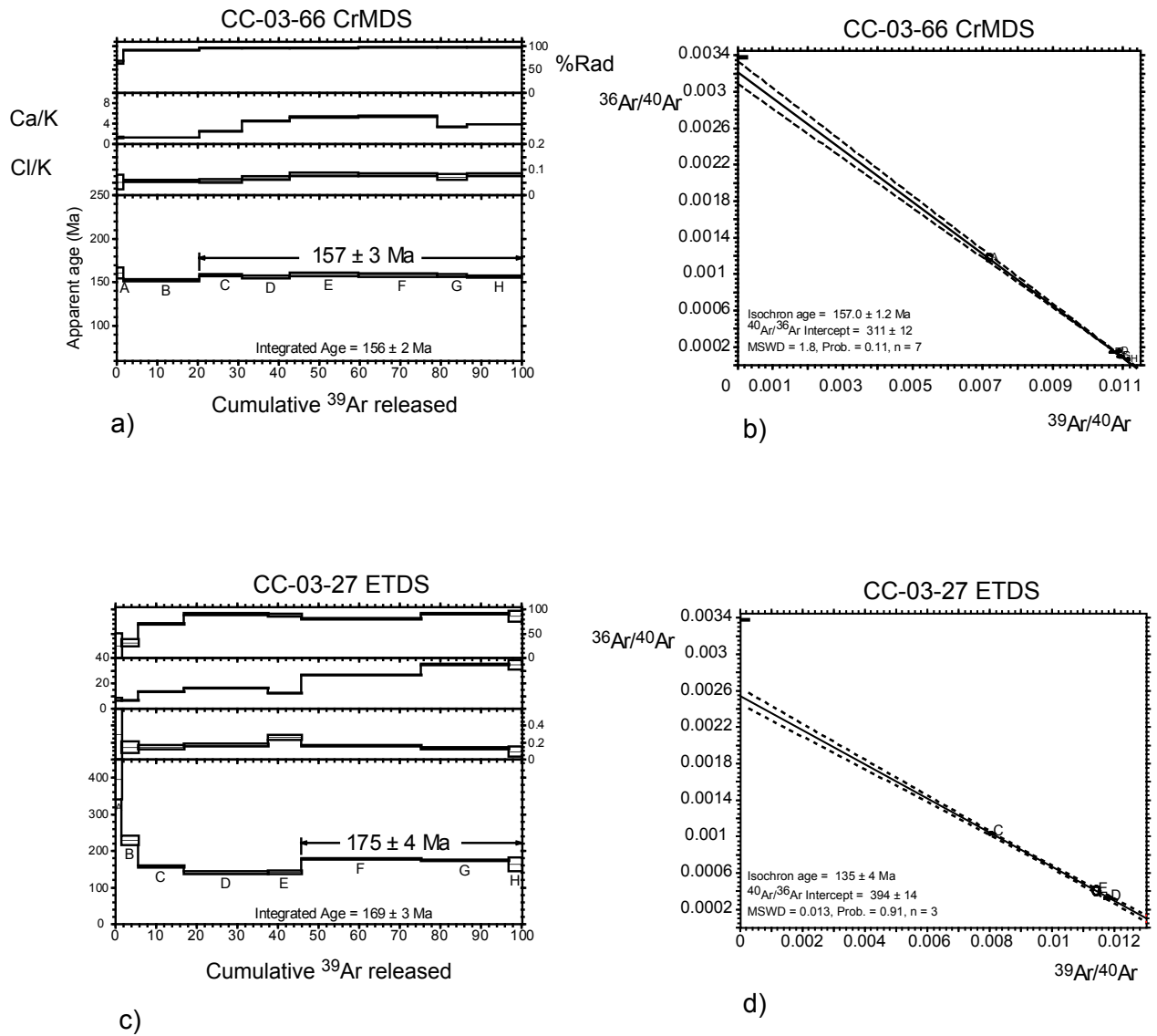
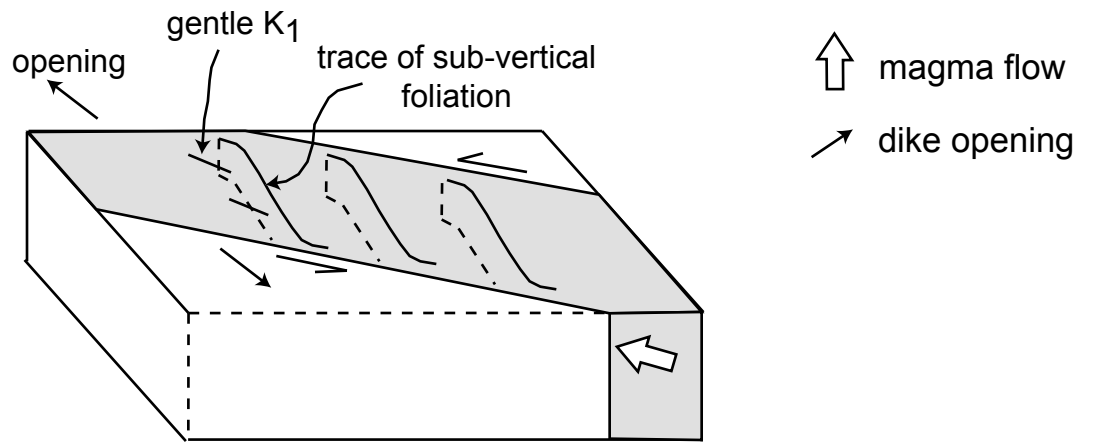
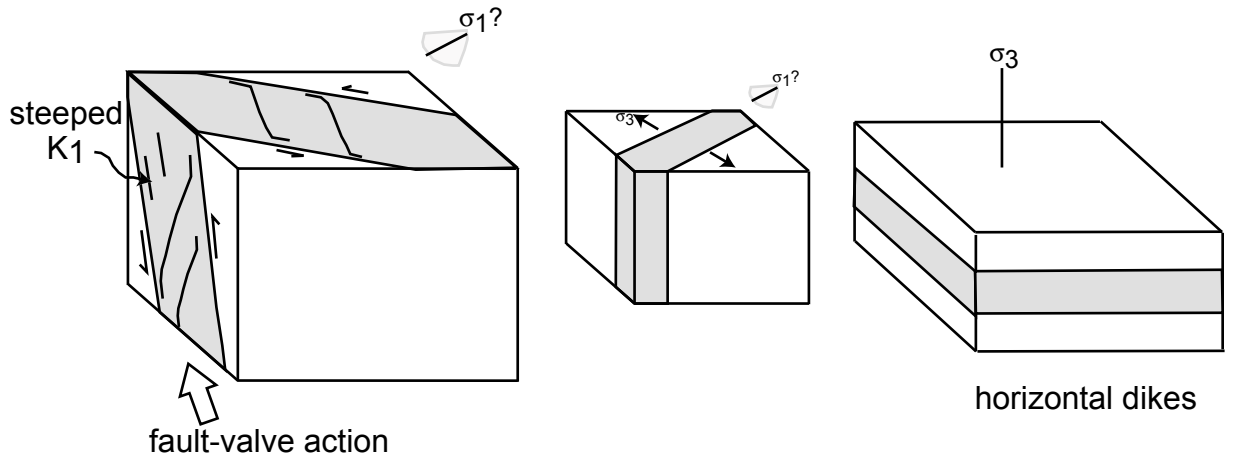


Figure 13

a) early CMDS (thick dikes) and CrMDS



b) late CMDS (thin dikes) and CrMDS



c) ETDS

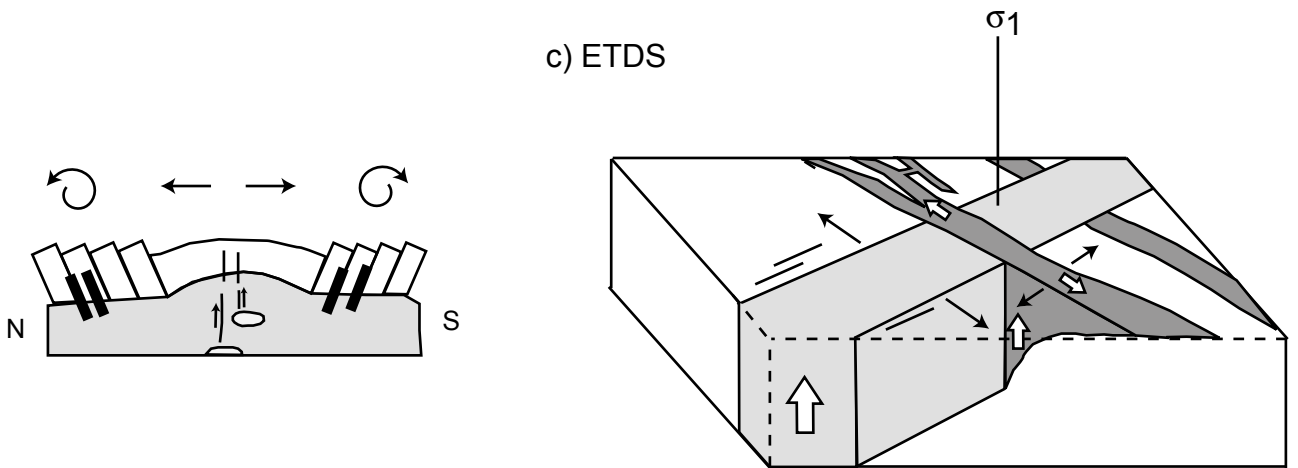


Figure 14

Table 1: AMS data for the CrMDS and Laguna Verde diorites

	Km					K1		K2		K3	
	(10 ⁻⁶ SI)	P'	T	L	F	dec	inc	dec	inc	dec	inc
04LV0101a	695.5	8.2	0.438	1.022	1.057	88	33	306	51	191	19
04LV0101b	747.7	8.8	0.507	1.02	1.063	85	36	303	47	190	20
04LV0102b	652.7	8.7	0.402	1.025	1.059	98	71	320	14	227	12
04LV0103a	619.3	8.5	0.322	1.028	1.054	144	69	305	20	37	6
04LV0104a	881.4	12.2	0.369	1.036	1.08	170	77	320	11	51	6
04LV0104b	782.4	8.4	0.167	1.034	1.048	148	55	307	34	44	10
04LV0105a	906.5	10.4	0.022	1.049	1.052	134	28	306	61	43	3
04LV0105b	1374	34.1	0.089	1.143	1.173	112	57	308	32	214	7
04LV0106a	742.5	16.7	0.068	1.074	1.086	122	55	295	34	27	3
04LV0201a	12480	25.5	-0.236	1.149	1.09	195	36	299	17	49	48
04LV0202a	16520	40	-0.218	1.225	1.139	186	36	304	33	62	36
04LV0202b	14620	36.6	-0.107	1.188	1.149	187	35	301	30	60	40
04LV0203a	4490	15.3	-0.512	1.109	1.034	212	13	318	50	111	37
04LV0203b	9327	20.9	-0.306	1.13	1.067	212	14	313	39	106	48
04LV0204a	8597	51.1	-0.164	1.27	1.187	211	46	346	35	94	24
04LV0205a	30100	63	0.17	1.224	1.329	236	28	329	5	68	61
04LV0205b	29190	58.1	0.154	1.213	1.301	234	27	326	4	64	62
04LV0206a	81960	48.1	0.236	1.16	1.272	235	36	330	7	69	54
04LV0206b	79340	50.9	0.255	1.164	1.291	235	37	329	6	68	53
04LV0207a	51930	48.6	-0.327	1.295	1.14	232	39	342	23	95	42
04LV0207b	73040	46.8	-0.069	1.228	1.196	231	38	341	24	95	42
04LV0209a	43220	84.7	0.558	1.138	1.572	196	64	332	19	67	17
04LV0209b	18150	77.5	0.523	1.14	1.519	190	63	331	22	67	15
04LV0210a	52830	27.8	-0.008	1.131	1.129	219	45	4	39	110	18
05CT0101a	566	1.023	-0.362	1.015	1.007	14.5	-42.1	338.1	41.7	86.2	19.2
05CT0101b	564	1.021	-0.26	1.013	1.008	10.1	-42.6	335.7	41.9	82.7	18.0
05CT0102a	549	1.023	-0.357	1.015	1.007	12.2	-39.6	342.9	46.5	89.4	15.0
05CT0103a	505	1.026	-0.086	1.014	1.012	3.2	-50.7	335.0	35.8	75.4	14.0
05CT0104a	519	1.017	0.064	1.008	1.009	350.2	-34.5	328.0	53.4	72.7	10.7
05CT0104b	513	1.017	0.084	1.008	1.009	351.3	-39.0	334.0	49.7	74.3	8.6
05CT0105a	544	1.035	0.103	1.015	1.019	347.8	-29.4	319.8	57.4	70.5	12.7
05CT0106a	723	1.063	0.44	1.017	1.043	217.0	73.0	78.2	13.0	345.7	10.8
05CT0201a	662	1.012	-0.142	1.007	1.005	51.5	-44.6	219.8	-44.8	315.7	-5.9
05CT0202a	683	1.012	-0.036	1.006	1.006	46.7	-47.5	225.2	-42.5	315.9	-0.8
05CT0203a	635	1.014	-0.107	1.008	1.006	56.8	-37.3	219.6	-51.4	320.3	-8.4
05CT0204a	672	1.012	0.286	1.004	1.007	58.6	-42.6	207.6	-43.0	313.2	-16.1
05CT0205a	659	1.012	-0.006	1.006	1.006	59.8	-38.9	202.7	-44.6	313.2	-19.5
05CT0206a	678	1.017	0.2	1.007	1.01	53.8	-27.9	205.2	-58.9	317.0	-12.6
05CT0207a	672	1.014	0.067	1.006	1.007	61.7	-33.4	214.2	-53.4	322.7	-13.3
05CT0208a	666	1.007	0.342	1.002	1.005	57.6	-30.4	192.3	-50.2	313.1	-23.1
05CT0209a	599	1.01	0.271	1.004	1.006	48.4	-29.3	213.7	-59.9	314.8	-6.4
05CT0210a	656	1.013	0.038	1.006	1.007	54.5	-36.2	210.7	-51.4	315.8	-11.7
05CT0210b	666	1.012	0.088	1.006	1.007	53.2	-40.3	214.7	-48.1	315.2	-9.3
04ET0504a	562	1.099	0.652	1.016	1.076	303.8	63	247	-15.6	163.3	21.4
04ET0505a	641	1.107	0.841	1.007	1.088	305.8	60.1	223.6	-4.5	136.2	29.5

04ET0506a	597	1.045	0.819	1.004	1.037	29.1	24.2	253.1	58	128.4	19.6
04ET0506b	607	1.05	0.783	1.005	1.041	37.6	11.9	277.3	67.2	131.7	19.1
04ET0509a	643	1.064	0.719	1.008	1.05	127	72.2	51.9	-4.7	323.3	17.1
04ET0511a	394	1.1	0.864	1.006	1.083	85.3	-1.8	187	-81.1	355.1	-8.8
04ET0511b	394	1.099	0.917	1.003	1.083	85.6	17.8	105.4	-71.1	357.6	-6
04ET0601a	824	1.052	-0.103	1.029	1.023	11.5	77.1	86.3	-3.4	355.5	-12.4
04ET0602a	821	1.049	-0.232	1.03	1.018	12.6	77.3	58.8	-8.9	327.4	-9.1
04ET0603a	578	1.022	0.002	1.011	1.011	64	72.1	60.7	-17.9	331	1
04ET0603b	772	1.023	-0.154	1.013	1.01	50.1	53.6	52.2	-36.4	321.5	-1
04ET0604a	666	1.034	0.648	1.005	1.026	57.4	52.9	112.4	-23.5	9.7	-26.9
04ET0604b	706	1.031	0.461	1.008	1.022	68.1	62.2	117.4	-19	20.4	-19.5
04ET0605a	763	1.053	0.702	1.007	1.042	63.5	42.5	104.8	-39.4	355.3	-22.1
04ET0605b	790	1.051	0.695	1.007	1.04	74.9	22.6	119.1	-59.8	353.1	-18.9

Table 2: representative compositions of minerals from plutonic and metamorphic country rocks

Label	Garnet			biotite			cord			amph				No	pg			
	LC-B	LC-B	CC-67	LC-B	LC-B	CC-67	LC-B	LC-B	CC-48	CC-48	CC-50	CC-50	LC-B		CC-67	CC-48	CC-50	
zone	2	2	1	2	4	1	2	4	1	4	2	2	2	1	4	1		
No	22	23	38	27	28	33	26	33	68	89	23	24	20	36	92	11		
	core	rim	rim										rim	rim	rim	rim		
SiO ₂	39.28	39.63	37.20	36.52	36.50	34.35	49.40	49.61	41.71	40.67	44.51	44.46	SiO ₂	61.49	57.44	61.82	56.89	
TiO ₂	0.05	0.00	0.05	4.58	4.94	3.25	0.02	0.02	0.66	0.64	1.03	1.06	TiO ₂	0.02	0.03	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	21.74	21.52	21.13	18.46	18.62	16.96	33.62	33.57	10.10	10.62	11.18	10.99	Al ₂ O ₃	26.79	26.59	24.56	27.63	
FeO	31.29	31.11	28.16	18.11	19.56	23.28	7.48	8.73	22.57	23.48	18.64	19.03	FeO	0.05	0.34	0.20	0.17	
MnO	0.87	0.85	6.21	0.06	0.05	0.20	0.13	0.11	0.57	0.41	0.53	0.42	MnO	0.00	0.04	0.03	0.01	
MgO	5.72	5.48	1.56	10.45	8.31	5.68	8.87	8.44	6.10	6.14	8.22	8.29	MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	1.16	1.22	5.10	0.02	0.00	0.05	0.02	0.02	11.64	11.41	11.59	11.61	CaO	7.55	8.18	5.92	9.36	
Na ₂ O	0.02	0.03	0.05	0.11	0.09	0.29	0.11	0.18	1.08	1.06	1.02	0.91	Na ₂ O	4.68	6.73	8.46	6.65	
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	8.90	9.28	9.15	0.01	0.01	1.15	1.14	1.11	1.16	K ₂ O	0.10	0.17	0.16	0.11	
total	100.12	99.83	99.47	97.20	97.34	93.20	99.65	100.69	95.59	95.56	97.84	97.94	Total	100.66	99.51	101.15	100.81	
				22 ox			16 ox			23 ox				8 ox				
Si	3.07	3.10	3.01	5.81	5.85	5.48	5.00	4.99	6.56	6.39	6.69	6.67	Si	2.69	2.59	2.72	2.54	
Al	2.00	1.98	0.00	3.46	3.52	3.19	4.01	3.98	1.87	1.97	1.98	1.95	Al	1.38	1.41	1.27	1.45	
Ti	0.00	0.00	2.01	0.55	0.60	0.39	0.00	0.00	0.08	0.08	0.12	0.12	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe	2.04	2.03	1.90	2.41	2.62	3.11	0.63	0.74	2.97	3.09	2.34	2.39	Fe	0.00	0.01	0.01	0.01	
Mn	0.06	0.06	0.43	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.08	0.05	0.07	0.05	Ca	0.35	0.39	0.28	0.45	
Mg	0.67	0.64	0.19	2.48	1.99	1.35	1.34	1.27	1.43	1.44	1.84	1.86	Na	0.40	0.59	0.72	0.58	
Ca	0.10	0.10	0.44	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	1.96	1.92	1.87	1.87	K	0.01	0.01	0.01	0.01	
Na	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.09	0.02	0.04	0.33	0.32	0.30	0.27	total	4.82	5.01	5.01	5.03	
K	0.00	0.00	0.00	1.81	1.90	1.86	0.00	0.00	0.23	0.23	0.21	0.22						
total	7.93	7.91	7.99	16.56	16.51	15.51	11.01	11.03	15.51	15.48	15.41	15.39	An	0.47	0.40	0.28	0.43	
XMg	0.25	0.24	0.09	0.51	0.43	0.30	0.68	0.63	0.36	0.37	0.45	0.46	Ab	0.52	0.59	0.71	0.56	
XAl	0.71	0.72	6.35										Or	0.01	0.01	0.01	0.01	
XPy	0.23	0.23	64.35															
XSp	0.02	0.02	14.92															
XGr	0.03	0.04	14.38															

Table 3: representative compositions of amphibole and plagioclase from mafic dikes and jurassic diorites

Simple n° analysis	amph								plg					
	CC-03-66	CC-03-66	CC-03-01	CC-03-07	CC-03-52	CC-03-52	CC-03-48	CC-04-54	CC-04-54	CC-03-48	CC-03-52	CC-03-07	CC-03-07	
mineral zone	52	53	45	26	62	72	105	151	154	97	93	24	32	
	border	center	center	border	center	border			center	center	border	border	center	
SiO ₂	42.64	48.20	49.65	48.51	41.89	42.34	44.52	40.35						
TiO ₂	0.42	1.13	0.30	0.30	1.39	1.43	1.17	3.62	SiO2	56.81	55.54	63.35	63.28	55.07
Al ₂ O ₃	10.92	4.85	6.40	5.96	10.65	10.34	9.82	14.18	TiO2	0.02	0.03	0.00	0.03	
FeO	19.70	17.06	13.96	18.14	23.91	22.95	15.75	11.72	Al2O3	27.36	28.34	22.80	23.47	28.42
MnO	0.38	0.58	0.23	0.59	0.40	0.41	0.23	0.17	FeO	0.50	0.08	0.16	0.43	0.62
MgO	9.72	14.22	14.64	11.09	5.95	6.01	10.25	13.89	MnO	0.00	0.02	0.04		0.03
CaO	12.20	10.82	12.65	11.94	11.52	11.36	11.76	11.49	MgO	0.02	0.00	0.00		0.08
Na ₂ O	1.64	0.99	0.61	0.76	1.26	1.31	1.04	2.39	CaO	9.61	10.39	4.69	4.72	11.24
K ₂ O	0.50	0.29	0.38	0.49	1.19	1.03	0.98	0.38	Na2O	6.21	5.85	8.28	8.64	4.85
									K2O	0.19	0.12	0.44	0.20	0.12
Total	98.10	98.12	98.84	97.77	98.15	97.16	95.51	98.19	total	100.72	100.38	99.78	100.77	100.43
					23		23		Si	2.54	2.49	2.81	2.78	2.48
Si	6.36	6.97	7.09	7.18	6.44	6.56	6.77	5.84	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.05	0.12	0.03	0.03	0.16	0.17	0.13	0.39	Al	1.44	1.50	1.19	1.22	1.51
Al	1.92	0.83	1.08	1.04	1.93	1.89	1.76	2.42	Fe2+	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02
Fe	2.46	2.06	1.67	2.24	3.07	2.97	2.00	1.42	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.05	0.07	0.03	0.07	0.05	0.05	0.03	0.02	Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	2.16	3.07	3.12	2.45	1.36	1.39	2.32	3.00	Ca	0.46	0.50	0.22	0.22	0.54
Ca	1.95	1.68	1.94	1.89	1.90	1.88	1.92	1.78	Na	0.54	0.51	0.71	0.74	0.42
Na	0.47	0.28	0.17	0.22	0.38	0.39	0.31	0.67	K	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
K	0.10	0.05	0.07	0.09	0.23	0.20	0.19	0.07	total cation	5.01	5.01	4.97	4.98	4.98
Total cations	15.52	15.12	15.19	15.22	15.53	15.51	15.44	15.62						
Fe3+	0.78	1.07	0.53	0.41	0.41	0.24	0.04	0.62	Xan	0.46	0.49	0.23	0.23	0.56
Fe2+	1.67	0.99	1.14	1.83	2.66	2.74	1.96	0.80	Xab	0.53	0.50	0.74	0.76	0.44
Aliv	1.64	1.03	0.91	0.82	1.56	1.44	1.23	2.16	Xor	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
Alvi	0.28	-0.20	0.17	0.22	0.37	0.45	0.53	0.26						
Mg/(Mg+Fe ²)	0.56	0.76	0.73	0.57	0.34	0.34	0.54	0.79						

Table 4: detailed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results on biotite and amphibole from the gneiss and mafic dikes, Coastal Range, central Chile.

biotite sample CC-04-50

Step	Atmospheric contamination	$^{39}\text{Ar}(\%)$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$^{40}\text{*Ar}/^{39}\text{Ar}$	Age
3-A	0,2	8,2	3534.818	108.108	0.354	99.024	271.836±0.58
6-B	0,2	31,5	29154.519	100.200	0.034	99.206	272.300±0.71
9-C	1,3	22,9	79365.079	99.404	0.099	99.043	271.883±0.39
12-D	1,4	16,1	76335.878	98.912	0.110	98.548	270.622±0.34
17-E	3,2	14,6	65359.477	99.602	0.293	99.171	272.210±0.74
23-F	0,9	4,9	36764.706	99.900	0.151	99.120	272.081±0.56
30-G	-6,7	1,9	108695.652	99.602	-0.338	99.296	272.530±0.86
Integrated Age=							272±3
(•) Plateau Age =		100					272±3

biotite sample CC-03-67

Step	Atmospheric contamination	$^{39}\text{Ar}\%$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$^{40}\text{*Ar}/^{39}\text{Ar}$	Age
3-A	1.8	22.1	393.1015	215.1543	1.633	48.166	134.890±0.71
6-B	0.9	31.5	1014.5854	140.7716	0.223	53.875	150.230±0.35
9-C	0.2	18.6	3851.2137	97.4708	0.027	54.867	152.882±0.72
13-D	1.2	15.9	6220.7283	92.7826	0.192	55.060	153.397±0.59
18-E	9.7	8.1	4393.6934	95.0926	0.478	54.954	153.114±1.02
24-F	24.9	2.5	5776.8367	92.7474	1.302	55.800	155.373±2.26
30-G	1.3	1.4	4266.4746	95.6148	0.401	55.627	154.911±6.10
Integrated Age							148.3±1.9
(•) Plateau Age =		46.4					153±2

amphibole sample CC-03-27

Step	Atmospheric contamination	$^{39}\text{Ar}(\%)$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$^{40}\text{*Ar}/^{39}\text{Ar}$	Age
3-A	0	1.6	341.986	1694.915	6.965	231.975	394.272±27.47
8-B	0.1	4	428.137	413.223	6.238	128.226	228.462±6.30
10-C	1.7	11.2	966.744	124.688	13.181	86.578	157.374±1.59
12-D	9.1	20.8	3074.085	84.818	16.079	76.680	140.061±1.68
13-E	5.5	8.3	2463.054	87.719	12.261	77.227	141.021±2.62
16-F	5.3	29.5	1497.903	121.803	26.306	97.831	176.858±0.97
20-G	15.5	21.6	3259.452	105.597	34.560	96.040	173.771±1.00
30-H	10.1	3.1	2008.435	104.822	34.047	89.394	162.269±9.47
Integrated Age=							169±3
(•) Plateau Age =		54.2%					175±4

amphibole sample CC-03-66

Step	Atmospheric contamination	$^{39}\text{Ar}(\%)$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$^{40}\text{*Ar}/^{39}\text{Ar}$	Age
3-A	0.1	1.7	846.024	139.470	1.17503	90.8079	160.799±3.12
8-B	0.7	18.7	3146.633	94.607	1.18832	85.72222	152.162±0.55
10-C	3	10.6	6944.444	93.023	2.39927	89.07796	157.866±0.65
12-D	5	11.8	6414.368	91.996	4.44332	87.75354	155.617±0.86
13-E	6.2	17.1	6915.629	93.545	5.23301	89.55682	158.678±0.95
14-F	9.5	19.4	10515.247	91.575	5.37026	88.97907	157.698±1.04
18-G	6	7.2	10395.010	91.575	3.3095	88.9904	157.717±0.79
30-H	9.9	13.5	15313.936	89.847	3.77822	88.10347	156.211±0.68
Integrated Age=							156±2
(•) Plateau Age =		79.6%					157±3

CAPÍTULO 5

PETROGÉNESIS DE LOS ENJAMBRES DE DIQUES

The genetic relationship between mafic dike swarms and plutonic reservoirs in the Mesozoic of central Chile (30°-33°45' S): insights from AMS and geochemistry

Christian Creixell^{1*}, Miguel Ángel Parada¹, Diego Morata¹, Pierrick Roperch^{1,2}, César Arriagada¹

¹ *Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, casilla 13518, Santiago*

Phone: 56-2-9780642

Fax: 56-2-6963050

c creixel@ing.uchile.cl

² *IRD, UR154-LMTG & Géosciences Rennes, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France*

** Corresponding author*

Keywords: magma flow, Sr-Nd isotopes, magnetic fabric, dike swarm, reservoir

Aceptado para publicación en International Journal of Earth Sciences

Abstract

Five mafic dike swarms between 30° and 33°45' S were studied for their geochemical signature and kinematics of magma flow directions by means of AMS data. In the Coastal Range of central Chile (33°-33°45' S), Middle Jurassic dike swarms (Concón and Cartagena dike swarms, CMDS and CrMDS respectively) and an Early Cretaceous dike swarm (El Tabo Dike Swarm, ETDS) display the presence of dikes of geochemically enriched (high-Ti) and depleted (low-Ti) basaltic composition. These dikes show geochemical patterns that are different from the composition of mafic enclaves of the Middle Jurassic Papudo-Quintero Complex and this suggests that the dikes were injected from reservoirs not related to the plutonic complex. The mantle source appears to be a depleted mantle for Jurassic dikes and a heterogeneous enriched lithospheric mantle for Cretaceous dikes. In the ETDS, vertical and gently-plunging magma flow vectors were estimated for enriched and depleted dikes, respectively, that suggest, together with variations in dike thickness, that reservoirs were located at different depths for each dike family.

In the Elqui Dike Swarm (EDS) and Limarí Mafic Dike Swarm (LMDS), geochemical patterns are similar to those of the mafic enclaves of the Middle Jurassic plutons. In the

LMDS, east to west magma flow vectors are coherent with injection from neighbouring pluton located to the east. In the EDS, some dikes show geochemical and magma flow patterns supporting the same hypothesis. Accordingly, dikes do not necessarily come from deep reservoir; they may propagate in the upper crust from coeval shallow pluton chamber.

1. INTRODUCTION

Since an important volume of recent literature has demonstrated that dikes represent an efficient mechanism of magma transport from deep sources (lower crust or upper mantle) to upper crustal levels (Hutton, 1992; Petford et al., 1993; Clemens, 1998; Mége and Korme, 2004, among others), dike swarms of central Chile can be envisaged as potential feeder conduits for the intense volcanism and plutonism observed in the Jurassic and Cretaceous provinces of the central Andes.

An important question in dike formation is the location of potential magma reservoirs either as source regions or as staging chambers during the magma's ascent to the final site of emplacement. Magmas can be injected directly from the source reservoir or from shallower reservoirs represented by plutonic complexes. In the first case, one can expect thick dikes and vertical-dominated trajectories of primitive magma; however variations in trajectories of magma flow can be also related to the position of the dike with respect to the source reservoir as observed in plume-related environments. Vertical flows are expected near the centre of the plume and lateral magma propagation is likely to occur at large distances from the source (Ernst and Baragar, 1992). In the second case, thin dikes and more variable trajectories of magma flow, including horizontal transport, are expected, as observed in the Tertiary East Greenland volcanic margin (Klausen and Larsen, 2002; Callot and Geoffroy, 2004).

Tectonic information from dike swarms is also valuable because they register the amount of crustal dilation associated with magma injection during an extensional episode (Klausen and Larsen, 2002; Le Gall et al., 2005) and can be used as time/stress markers in different settings (e.g. Delaney et al., 1986; Mége and Korme, 2004).

Over the last years, an increasing volume of publications showed the advantage of magnetic fabric studies to obtain a 3-D image of the internal structure of magma bodies and to decipher magma flows related to the emplacement of tabular intrusions (e.g. Tauxe et al., 1998; Geoffroy et al., 2002). However, most studies on mafic dike swarms are concentrated in passive or intraplate settings, where dike swarms are well exposed (Klausen and Larsen, 2001; Le Gall et al., 2005).

In central Chile, the occurrence of dike swarms of Mesozoic age is a conspicuous feature (Irwin et al., 1987, 1988). These are related to extensional conditions developed episodically between the Late Permian and Early Cretaceous. In the Late Permian – Early Jurassic interval, mafic dikes are related in time and space to bimodal magmatism developed during crustal extension, apparently in a period of arrested subduction (Parada et al., 1991). From the Middle Jurassic to the Early Cretaceous, the emplacement of dike swarms appears to be related to the first stage of evolution of the Andean subduction system, spatially linked to batholithic plutons and large volcanic piles of basaltic to andesitic composition, that are now exposed along the Coastal Range (Mpodozis and Ramos, 1989; Vergara et al., 1995, Parada et al., 1999).

In the present study, we endeavour to decipher the genetic relationship between some of the well-recognized Mesozoic dike swarms of central Chile and coeval plutonic complexes and volcanic sequences using a combined approach of AMS fabrics with new geochemical and isotopic data on dikes. The recognition of magma flow trajectories in the dikes and the potential magma reservoirs from which they were injected is also attempted in order to provide new insight on the style of magma propagation in an active continental margin.

The study is centered in two main areas: the Coastal Range between 33° and 33°45' S and the High Andes Cordillera at 30° S (Fig. 1). Preliminary data on mafic dikes of the Coastal Range at 31° S are also presented for comparison.

2. GEOLOGICAL SETTING

In the Andes of central Chile, subduction has been active at least since the Late Paleozoic, giving rise to large granitoid batholiths of Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic age along the Coastal and High Andes Cordillera (Nasi et al., 1985; Parada et al., 1988; 1999; Grocott et al., 2002).

In central Chile, a Late Paleozoic batholith has been described in the Coastal Range south of 33° S and in the High Andes north of 31° S. Despite the fact that both batholithic belts are now separated by about 220 km, geochronological and petrological studies suggest strong similarities among them (Nasi et al., 1985; Hervé et al., 1988; Pankhurst et al., 1996; Parada et al., 1999). Both units were emplaced at about 300 Ma, have calc-alkaline affinities and are spatially associated with an accretionary prism located to the west.

The Paleozoic subduction system was followed by the onset of the Choiyoi magmatism during the Late Permian, consisting of large volumes of acid volcanic and related plutonic

rocks that occupy the eastern flank of the High Andes. This acidic magmatism is thought to represent large volumes of crustal anatexis developed during an extensional regime (Mpodozis and Kay, 1992) that followed the San Rafael contractional deformation episode (Ramos, 1988).

A second stage of crustal extension and magmatism apparently occurred during the Late Triassic-Early Jurassic, when NW-trending rift basins developed all along the southwestern margin of Gondwana (Charrier, 1979), associated with marine and continental sedimentation and bimodal volcanism and plutonism (Vergara et al., 1991, Parada et al., 1991; Morata et al., 2000; Franzese and Spalletti, 2001). Bimodal associations of plutonic rocks dated between 220 and 200 Ma have been described in the coastal area of central Chile (Gana, 1991; Parada et al., 1991, 1999). In the High Andes, this magmatism is represented by several peraluminous and metaluminous felsic plutons of Late Triassic (Martin et al., 1999) and Early Jurassic ages (Parada, 1988).

From the Middle Jurassic, the development of successive arcs that progressively migrated eastward has been described by several authors (e.g. Mpodozis and Ramos, 1989; Vergara et al., 1995). Middle-Late Jurassic calc-alkaline plutons and volcanic rocks are exposed all along the coastal area forming a north-south trending belt. Middle-Late Jurassic to Early Cretaceous volcanism consists mostly of a thick pile (ca. 15,000 m) of basaltic andesites and felsic ignimbrites (Horqueta, Lo Prado and Veta Negra formations) accumulated in extensional subsiding basins (Vergara et al., 1995; Aguirre et al., 1999; Fuentes et al., 2005). These volcanic successions were intruded by epizonal granitoids around 100-96 Ma (e.g. Caleu pluton; Parada et al., 2005). The Middle Jurassic to Early Cretaceous magmatism shows a systematic depletion in its isotopic signature with time, which probably documents the increasing effect of crustal thinning and decreasing crustal contamination during the development of the extensional arc (Parada et al., 1999).

3. ANALYTICAL METHODS

Sampling for AMS was carried out using an oil-powered drill on 37 fine-grained and one porphyric dike. Cores were oriented using sun and magnetic compasses. The mean diameter and length of the cores were 25.4 and 22 mm, respectively. Depending on dike thickness, four to 15 cores were sampled for each dike. Sampling was concentrated along dike margins for dikes that do not show macroscopic evidence of solid state deformation. In deformed dikes (such as those at Concón and Cartagena), sampling was carried out along the entire width of

the outcrop. The Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) of the samples was measured and thermomagnetic experiments were conducted at the Laboratorio de Paleomagnetismo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, using KLY-3S Kappabridge equipment (AGICO Ltd.), working under a weak alternating magnetic field (300 A/m and 920 Hz frequency), with a precision as high as 10^{-8} SI.

Microprobe analyses were performed at the Departamento de Geología, Universidad de Chile, using a CAMECA SU-30 SEM-probe, with WDS, using a beam current of 10.15 nA, 15.11 kV of acceleration voltage and 5 to 20 μm beam size. Additional analyses were performed at ZELMI Laboratory, TU-Berlin, using a CAMEBAX microbeam, with PAP correction and EDS. Running conditions were 13.1 nA beam current and 15.18 kV acceleration voltage.

Whole-rock geochemical analyses for major and trace elements were carried out by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES, Perkin-Elmer P-430) at the Departamento de Geología, Universidad de Chile. Selected samples were also analyzed for trace elements (including rare earth elements) by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS, Perkin-Elmer Sciex Elan 5000) at the Centro de Instrumentación Científica, Universidad de Granada, Spain. Sr and Nd isotope data for the samples analyzed by ICP-MS were obtained using a Finnigan MAT 262 thermal ionization mass spectrometer (TIMS) with variable multicollector and RPQ at the Centro de Instrumentación Científica, Universidad de Granada, Spain. The normalization value for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ was $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$, with a reproducibility under successive determinations of the NBS-987 dissolved standard better than 0.0007% (2σ). The normalization value for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ was $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. The precision was better than 0.0016% (2σ), calculated under successive measures of the WSE power standard. The reproducibility of successive measurements of the La Jolla dissolution standard was better than 0.0014% (2σ).

The external precision (2σ), estimated by analyzing 10 replicates of the standard WSE (Govindaraju et al., 1994), was better than $\pm 0.003\%$ for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\pm 0.0015\%$ for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Rb}$ and $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ were directly determined by ICP-MS following the method developed by Montero and Bea (1998), with a precision better than $\pm 1.2\%$ and $\pm 0.9\%$ (2σ), respectively.

4. GEOLOGY AND PETROGRAPHY OF THE MESOZOIC DIKE SWARMS

In the light of field and petrographic observations, five main mafic dike swarms occurrences, were recognized. Four of them are located in the Coastal Range and one in the high Andes.

Coastal Dike Swarms:

a) Concón Mafic Dike Swarm (CMDS):

This swarm crops out in the vicinity of Concón (33° S, Fig. 2), intruding deformed Late Paleozoic granitoids. It consists of two generations of foliated NW-trending dikes classified as an early group of thick (5 – 12 m) dikes and a late group of thin (0.5-1.5 m) dikes intruding the former. The main orientations are between 301°/71°S and 297°/76°S for thick and thin dikes, respectively. Detailed fabric studies and new ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronological data for this swarm indicate that it was emplaced syntectonically along NW-trending structures during the Middle Jurassic (157-163 Ma; Creixell et al., 2006). The petrography of the thick dikes is characterized by a porphyritic texture, composed of plagioclase phenocrysts (An₅₈₋₁₈), in a dynamically deformed groundmass composed of Mg-hornblende, sodic plagioclase, minor biotite, quartz, apatite and magnetite surrounded by titanite. The texture of the thin dikes is foliated and formed by a planar arrangement of equigranular plagioclase (An₅₆₋₄₅), Mg-hornblende and accessory magnetite, titanite, apatite and pyrrhotite. The latter phase occurs as inclusions in Mg-hornblende. In some samples and outcrops, centimetric phenocrysts of oriented amphibole prisms can also be observed (see Creixell et al., 2006 for details).

b) Cartagena Mafic Dike Swarm (CrMDS):

This swarm corresponds to a group of basaltic dikes of <1.5 m of thickness, that crop out in the vicinity of Cartagena and San Antonio (Fig. 2). These dikes have a main orientation of 287°/80°N and are hosted by mylonitic gneisses and Late Triassic gneissic diorites. A hornblende ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of 157±2 Ma constrains the age of this swarm (Creixell, 2007).

The petrography of the mafic dikes is similar to that observed in the thin dikes of the CMDS and is characterized by a fine-grained and foliated (magmatic) arrangement of calcic amphibole (Mg-hornblende to tschermakite), normally zoned plagioclase (An₈₆ to An₃₂), biotite, magnetite and accessory pyrrhotite and prisms of apatite. Phenocrysts, where present, mostly are Mg-hornblende.

c) El Tabo Mafic Dike Swarm (ETDS):

This swarm consists of two undeformed dike systems: NW- and NE-trending dikes of basaltic composition, mainly observed between the localities of Algarrobo and El Tabo, and locally at Cartagena (Fig. 2). They show mutual crosscutting relations, indicating that both dike systems

were emplaced contemporaneously into Late Paleozoic granitoids and gneisses. Locally abundant dike-parallel joints in the host rocks and chlorite-epidote veins cut by dikes suggest that this swarm was emplaced at shallow crustal levels.

One system corresponds to NW-trending dikes of <1 m thickness. The other group consist of NE-trending dikes of variable thickness (0.5-4 m).

The NW system consists of porphyry dikes with a main orientation of 137°/89°W. They are composed of plagioclase and clinopyroxene phenocrysts in a groundmass of brown hornblende (tschermakite to Mg-hastingsite), augite (Wo₂₈En₄₈₋₅₀Fs₂₀₋₂₃), plagioclase (An₇₄-An₅₃) and minor magnetite (< 1%) and olivine relicts strongly replaced by carbonates and serpentine minerals. The scarce magnetite grains are distributed as single crystals. The NE-trending dikes system (main orientation: 65°/79°N) includes porphyry dikes formed by plagioclase phenocrysts in a medium-grained groundmass of unzoned clinopyroxene (Wo₄₀₋₄₂En₂₉₋₃₁Fs₂₆₋₂₉) and plagioclase (An₅₂₋₅₃) and minor amounts of ilmenite, apatite and biotite. Clinopyroxene from the NE-trending dikes has a significantly higher TiO₂ and Al₂O₃ contents (1.21-1.62 wt% and 3.06-3.68 wt%) with respect to those in the NW-trending dykes (0.06-0.12 wt% and 1.80-2.13 wt%, respectively).

A hornblende ⁴⁰Ar/³⁹Ar age for the NW-trending dikes, showing the effect of excess radiogenic Ar, indicates a maximum age of ~141 Ma for this swarm (Creixell, 2007). Near Punta de Tralca (about 6.5 km northwest of El Tabo), Irwin et al. (1987) obtained a hornblende ⁴⁰Ar-³⁹Ar age of 172.4±2.4 Ma, with thermal disturbance at <146 Ma, and a biotite K-Ar age of 183.4±6 Ma in the ETDS, that probably also reflects the effect of excess radiogenic Ar. K-Ar ages between 144.4 and 151 Ma in similar dikes near 32°30' S (Irwin et al., 1987) indicate the presence of a regional Early Cretaceous dike event along the Coastal Range.

d) Limarí Mafic Dike Swarm (LMDS):

This swarm occurs along the Coastal Range between 30°50' and 31°15' S (Fig. 1), intruding Late Paleozoic metamorphic and sedimentary rocks and Late Triassic-Early Jurassic (220-200 Ma) granites and gabbros (Irwin et al., 1988; Gana, 1991).

Some of the dikes correspond to N-S-trending basaltic dikes (358°-348°/57°-90°E) of 2-3 m thickness. These are composed of fine-grained brown-green hornblende (Mg-hastingsite), plagioclase (An₅₈₋₄₆), titanomagnetite and secondary minerals. Dikes of this swarm and with a similar mineralogy, were dated by hornblende K-Ar method in 171.4±8, 145.4 ±4 and 140±6 Ma (Irwin et al. 1988). Another group of intrusions correspond to near-vertical (N71°-

89°W/77°-90°S), thick (6-10 m) and highly porphyritic dikes, characterized by large amounts of centimetric plagioclase phenocrysts in a fine-grained groundmass of plagioclase, clinopyroxene and secondary minerals. These dikes crosscut Late Triassic gabbro and enclave-rich granitoids. Plagioclase K-Ar ages of 121.6 ± 6 and 120.7 ± 10 Ma have been obtained in similar dikes of this swarm (Irwin et al. 1988). Thiele and Hervé (1984) reported a Middle Jurassic whole-rock K-Ar age of 166 ± 10 Ma for similar dikes near 32° S.

Andean Dike Swarms:

Elqui Dike Swarm (EDS):

This swarm is well exposed along the Elqui-Turbio Valley and intrudes Late Carboniferous to Early Jurassic granitoids of the Elqui-Limarí batholith (30° S, Fig. 1). In the eastern part of the valley, the proportion of dikes is higher than 20% of the total rock exposed. This proportion decreases to the west, but for the whole area the dikes represent around 10% of the rock volume. Most of the dikes have a near N-S orientation, although there are early dikes of near E-W orientation and altered NW and NE-trending dikes (denominated here as “green dikes”). In the eastern part of the valley, some composite dikes formed by mafic dikes hosting felsic dikes were observed. The felsic counterparts are probably related to a Late Triassic – Lower Jurassic granite suite (Parada, 1988; Martin et al., 1999) of the Elqui-Limarí batholith. On the other hand, the western dikes appear to be younger because they intrude Early Jurassic granites. Most of the N-S and the E-W mafic dikes are characterized by a fine-grained texture composed of a groundmass of plagioclase, clinopyroxene and green-brown hornblende. Other dikes have augite ($Wo_{45-39}En_{41-38}Fs_{18-14}$), plagioclase (An_{75-59}) and minor pyrite, ilmenite, magnetite and partially chloritized biotite. Magnetite is mostly distributed as single crystals in the groundmass and locally as inclusions in amphibole. Green dikes are characterized by centimetric phenocrysts of amphibole and plagioclase in a fine-grained and highly propylitic groundmass.

5. AMS RESULTS

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) corresponds to the directional variability of the magnetic susceptibility of a sample (Uyeda et al., 1963; Tarling and Hrouda, 1993) and is

represented by a second-order tensor, whose three eigenvectors ($K_1 > K_2 > K_3$) define the magnetic ellipsoid under low-field conditions. In this ellipsoid, K_1 (maximum susceptibility axis) represents the magnetic lineation and K_3 (minimum susceptibility axis) represents the pole of the magnetic foliation (the plane formed by K_1 and K_2). The degree of anisotropy of the ellipsoid used here corresponds to P_j of Jelinek (1981) instead of the K_1/K_3 ratio. The parameter T defines the shape of the AMS ellipsoid, with oblate shapes for $0 \leq T \leq 1$ and prolate shapes for $-1 \leq T \leq 0$.

The main sources for AMS in rocks are: (i) the shape anisotropy of minerals (variation of susceptibility in non equidimensional grains, where K_1 tend to be parallel to the long axis of the particle), (ii) crystalline anisotropy (variations in magnetizations controlled by the distribution of cations in the crystal structure) and (iii) the distribution anisotropy. This latter source for AMS originates from by the magnetic interaction among magnetic grains, when they form clusters or when the distance between them become less than the grain size. For detailed discussions see Hargraves et al (1991) and Tarling and Hrouda (1993). The main contributors to the magnetic signal in magmatic rocks are commonly ferromagnetic minerals (e.g. titanomagnetite) because their high magnetization (e.g. Bouchez, 1997). Considering that the titanomagnetite is commonly a late crystallizing phase in mafic magmas, the previous crystallization of paramagnetic rock-forming minerals defines the texture of the rock that ultimately controls the spatial distribution of the magnetic minerals and the orientation of the AMS ellipsoid.

Coastal dike swarms

A detailed structural, petrographic and AMS study was performed in the CMDS by Creixell et al. (2006). These authors demonstrated that the fabric of these mafic dikes shows important tectonic effects related to sinistral shearing along the host fractures during the emplacement of the swarm. The general pattern of the fabrics is asymmetrical, clockwise oblique to the dike trend. For the CrMDS, effects of tectonic displacement are also observed in the fabrics. The effect of shear displacement along the host fractures during dike emplacement causes the AMS axes to be oriented in response to tectonic activity (shear displacements) rather than strain imposed by magma flow. For these reasons, AMS was concentrated on mafic dikes of the ETDS and LMDS, because they show AMS fabrics that are nearly parallel to the dike planes and can be considered as representative of the magma flow kinematics during

emplacement. The complete data set of AMS for ETDS, LMDS and EDS is presented as supplementary material. The location of sites is presented in Table 1.

Dikes from the ETDS are characterized by a weak ferromagnetic behaviour, with K_m values of 544 to 841 $\times 10^{-6}$ [SI] and 651 to 901 $\times 10^{-6}$ [SI] in NW and NE-trending dikes, respectively (Fig. 3a). IRM (isothermal remanent magnetization) curves in NW-trending dikes of the ETDS indicate saturation near 200 mT of the applied field, consistent with magnetite as the main ferromagnetic phase (Fig. 4a).

The anisotropy of the AMS ellipsoids (expressed as corrected anisotropy P_j) in NW-trending dikes is remarkably low (<2%, with a mean of 0.85%) and most samples have oblate ellipsoids (Fig. 3b). Scalar data in NE-trending dikes are characterized by a very low P_j (1.1 to 1.8%), not correlated with K_m and most samples have an oblate AMS ellipsoid ($T > 0$).

In the ETDS, most NW-trending dikes show a normal fabric ellipsoid, where magnetic foliation tends to be parallel to dike walls. This suggests that the fabric was formed by magma flow (as demonstrated elsewhere by Rochette et al., 1991). On the other hand, magnetic lineation (K_1) is scattered along the dike plane (Fig. 5). At sites CT03 and CT04, mirror imbrication of foliation planes is observed. Magnetic lineations at these sites show large variations in plunge, with some samples showing near-horizontal lineations and another group in the same dikes showing steeply dipping lineations (Fig. 5). At site CT05 (NE-trending dike) the normal fabric is characterized by well-grouped magnetic lineations plunging to the east (Fig. 5), and magnetic foliations nearly parallel to the dike plane, showing minor imbrication with respect to the dike walls.

AMS sampling and data is scarce in the LMDS, with the exception of detailed sampling carried out in a porphyritic dike that intrudes Late Triassic gabbros and bimodal intrusions. This dike is oriented almost E-W and is near vertical (271-289°/77-90°S). It has a normal fabric, but the ellipsoid shows variability between oblate and prolate (T between -0.47 and 0.59, Fig. 3b), with variable ferromagnetic behaviour (K_m between 874 and 31200 $\times 10^{-6}$ [SI]). The magnetic lineation does not display great variation in its orientation, and shows steep dips to the ENE (Fig. 6).

Andean Dike Swarm

Mafic dikes of the EDS are characterized by high K_m . For N-S dikes, K_m values are highly variable, some dikes having strong ferromagnetic behaviour (maximum K_m of 66200 $\times 10^{-6}$ [SI]) and others showing weak ferromagnetic behaviour (K_m as low as 500 $\times 10^{-6}$ [SI], Fig.

3a). In the case of E-W dikes, K_m varies between 1040 and 64700×10^{-6} [SI], with the lower values found along the margins of the intrusions, especially at site EQ08. For most of the dikes, susceptibility vs temperature curves indicate Curie points around 560°C (Fig. 4b and 4c), indicative of the presence of low-Ti magnetite as the main magnetic mineral. IRM experiments with saturation near 200mT, also confirm the presence of magnetite.

Three N-S dikes (EQ04, EQ05 and EQ06) display a normal magnetic fabric, with oblate ellipsoids. The anisotropy values in these dikes are in the common range of basaltic dikes, between 1.7 and 5.3% (Fig. 3b). Magnetic axes are well clustered in these dikes, generally defining a magnetic foliation plane (Fig. 6). Magnetic lineation in these dikes gently dips to the NNE in most cases, but in EQ06 shows steeper dip angles to the south (Fig. 6). In EQ04, large confidence ellipses are related to poorly defined directions due to scarce data in this site (Fig. 6). Site EQ21 displays a magnetic fabric with K_1 and magnetic foliation plane almost perpendicular to dike plane. This can be correlated with strong alteration of this dike, where more than one population of magnetic minerals could exist due to partial replacement of primary magnetite. This is corroborated by presence of two unblocking temperatures during thermal demagnetization experiments for this site (Fig. 4d).

In an E-W dike (EQ07), intruded by EQ04, EQ05 and EQ06, the magnetic data display a normal fabric with oblate ellipsoids. The anisotropy in this dike tends to be higher than for the other sites (6.5 to 13.4%). Magnetic foliation planes are imbricated at the margins with respect to the dike walls and magnetic lineation tends to be parallel to the dike trend, but plunges in several directions (Fig. 6). At site EQ08, magnetic foliation planes are oblique to the dike walls at a small angle, and the fabric of this dike was probably affected by shearing during emplacement (Fig. 6).

The two sites of altered “green dikes” are characterized by low anisotropy (<3% in EQ10 and <1% in EQ14) and oblate ellipsoids for site EQ14 and variable shape for site EQ10 (T between -0.43 and 0.46, Fig. 3). The K_m values are also low in these sites, and for site EQ14 varies between paramagnetic to weakly ferromagnetic (486 to 517×10^{-6} [SI]). At site EQ10 the magnetic lineation plunges to the SSE, parallel to the dike plane, whereas at site EQ14 magnetic lineation is mostly horizontal, probably because of problems with a very low AMS signal in the samples.

6. MAGMA FLOW PATTERNS INFERRED FROM FIELD AND AMS DATA

Knight and Walker (1988) documented imbricate fabrics in ferromagnetic particles that can be related to the flow direction of dikes. This is because the shear stress generated by the magma flow along the walls of the dikes, imbricates the elongated particles (including silicates and magnetic grains) against the dike margins. Since this work, abundant literature exists about the use of this technique in the determination of the flow sense in magmas. Tauxe et al. (1998) proposed a statistical method of sampling along the chilled margins of dikes, where the mirror imbrications ($<30^\circ$ of asymmetry between K_1 and dike wall) of magnetic lineation (K_1) define the magma flow vector (where K_1 is considered as a “flow lineation”). Recent modelling and analyses of AMS data in normal fabric dikes by Geoffroy et al. (2002), suggest that divergences can exist between the magnetic lineation of a dike and the flow vector determined by independent methods. This divergence may result from: (i) the effect of distribution anisotropy, (ii) a not well defined (in a statistical sense) magnetic lineation direction, particularly in the case of oblate and low anisotropy fabrics, (iii) mixing of primary and secondary fabrics, and (iv) presence of inverse fabrics when single-domain magnetite is present, (e.g. Rochette et al., 1999; Ferré, 2002). Geoffroy et al. (2002) note that in those dikes with a normal magnetic fabric, the magnetic texture is oblate and the K_3 pole is better defined than K_1 pole. They propose that the flow direction is better inferred from the imbrication of magnetic foliation with respect to dike walls, and define the flow vector as “the perpendicular, on each dike wall, to the axis of intersection between the magnetic foliation and the dike wall”.

Field and AMS indicators of magma flow in the studied dike swarms are summarized in Table 2. The asymmetrical fabrics of CMDS and CrMDS disable the use of AMS in these dikes to infer magma flow patterns. Dike segmentation patterns observed in vertical exposures of some CrMDS dikes, indicate that an important component of horizontal flow was present. The magma flow patterns, inferred from AMS data, for the ETDS, LMDS and EDS will be presented below.

ETDS

In the ETDS, dike segmentation patterns in horizontal exposures of NW-trending dikes, vertical dike branches, and locally vertical alignment of phenocrysts, suggest an important

component of vertical magma flow in several dikes (Fig. 7a). In NE-trending dikes, vertical dike branches are locally observed and could indicate vertical magma flow in these dikes.

AMS data in the ETDS were used to estimate magma flow vectors from the imbrication of magnetic foliation and dike walls, following the methodology of Geoffroy et al. (2002). In site ET01 at El Tabo (NW-trending dike), the imbrication of magnetic foliation and NE dike wall suggest an upward flow vector to the SE (106° - $116^{\circ}/18^{\circ}$ - 39° , Fig. 8a and Table 2). In the SW wall of the same dike, imbrication of magnetic foliation indicates a downward flow vector that will be discussed later. At site CT03 (Punta de Tralca), the determined flow vectors are upward and show moderate to high plunge (160° - $331^{\circ}/50^{\circ}$ - 84°). Some data in this dike also show imbrication of fabric that suggests downflow (open circles in Fig. 8b). At site CT04, that corresponds to the northwestward prolongation of site CT03, the flow vectors plunges upward to the NW, with variable angles (Fig. 8c). At site CT05 (NE-trending dike), the flow vectors determined from AMS plunges upward with high inclination to the NW (between 52° and 57° , Fig. 8d) and the mean flow vector (using mean orientation of magnetic foliation and dike wall) is $87^{\circ}/69^{\circ}$.

Differences between the flow vectors and K_1 are recognized in the ETDS. Several reasons can be invoked to explain such discrepancies. The effects of distribution anisotropy are ruled out after petrographic examination that revealed that opaque crystals commonly occur isolated from each other. Recent studies explained differences between magnetic lineation and magma flow directions as an effect of rotation of magnetite phenocrysts of prolate ellipsoid (Philpotts and Philpotts, 2007), which have not been observed in the ETDS. A suitable explanation for the discrepancies is that most of the ellipsoids are oblate (T between 0.113 and 0.953) and magnetic lineations are very weak (mostly below 0.5%) probably not representing a statistical alignment of particles during fabric acquisition. The flow vectors determined from AMS are, thus more reliable and show a good correspondence with observed field indicators of magma flow. These are the cases of dikes at Punta de Tralca (sites CT03 and CT05), where both field observations and flow vectors indicate vertical magma flow.

Another important feature present in NW-trending dikes of ETDS is the identification of downflow vectors in some dikes without the corresponding field evidence. This downward magma flow could be related to partial gravitational collapse of the magma during solidification, constituting a record of a late stage of fabric acquisition (e.g. Philpotts and Asher, 1994; Philpotts and Philpotts, 2007).

LMDS and EDS

In the sampled LMDS porphyritic dike (site 05LT10), the magnetic foliation shows a poorly defined orientation and imbrication of magnetic foliation is largely variable. In spite of this, this imbrication suggests a downward magma flow vector from east to west of shallow plunge ($288^{\circ}/26^{\circ}$, Fig. 9).

For the EDS, several outcrops of N-S dikes show segmentation in vertical exposures (Fig. 7b) whereas other dikes do not show any evidence of this (Fig. 7c) and this probably constitutes preliminary evidence for lateral propagation of magmas. Estimates of the magma flow sense following the procedure of Geoffroy et al. (2002) are strongly variable in the N-S dikes (Fig. 10). In dike EQ04, imbrication between the mean foliation ($198^{\circ}/64^{\circ}W$) and the western dike wall ($8^{\circ}/76^{\circ}W$) indicates magma flow from south to north, with a high plunge ($350^{\circ}/54^{\circ}$ upward). For a group of two closely spaced, parallel dikes (EQ04 and EQ05), a northward direction of horizontal flow was determined ($8^{\circ}/0^{\circ}$). In this case, this flow vector is similar to the orientation of magnetic lineation. In dike EQ06, an upward flow vector to the south ($192^{\circ}/18^{\circ}$) and downward flow were determined ($4^{\circ}/17^{\circ}$, Table 2). In both cases, these vectors are consistent with field evidences of lateral magma flow, but without relation with K_1 (Fig. 10). In an E-W dike (site EQ07), imbrication of the magnetic foliation with respect to the dike trend ($284^{\circ}/54^{\circ}$ SW) in plan view indicates magma flow from west to east ($173^{\circ}/53^{\circ}$), showing some consistency with respect to orientation of magnetic lineation.

7. WHOLE ROCK GEOCHEMISTRY AND ISOTOPIC COMPOSITION

CMDS, CrMDS and ETDS

According to the major element geochemistry, the dikes are subalkaline basalts, basaltic andesites and andesites (Fig. 11). Details on the geochemical composition are given in Tables 3 and 4. Different dike systems recognized in the CMDS, CrMDS and ETDS show systematic differences in terms of their geochemistry that allow us to separate a group of dikes enriched in incompatible elements (Nb, Zr, Th, Ti, REE) from a group of dikes depleted of the same elements, characterized by high MgO and Cr. Enriched dikes are systematically characterized by $TiO_2 > 1.43$ wt%, whereas depleted dikes are characterized by $TiO_2 < 0.94$ wt%. The mg# (calculated as molar proportion of $MgO/[MgO+FeO+Fe_2O_3]$, because FeO could be

underestimated due to alteration) also allows separation between the enriched dikes ($\text{mg}\# < 0.58$) and depleted dikes ($\text{mg}\# > 0.60$, Fig. 12). Depleted dikes always have $\text{Zr} < 100$ ppm, compared to > 175 ppm of the enriched dikes. This geochemical separation of dikes is correlated with the structural and petrographic features described above. Enriched dikes correspond to thick dikes of the CMDS and CrMDS and NE-trending dikes of the ETDS, whereas depleted dikes correspond to thin dikes (that always show reverse shear indicators) of the CMDS and CrMDS and NW-trending dikes of the ETDS.

Enriched dikes

The SiO_2 content of enriched dikes of the CMDS and CrMDS varies between 50.8 and 55.8 wt%, whereas enriched dikes of the ETDS have lower SiO_2 (47.2-48.8 wt%). All enriched dikes are quartz normative and have a sodic character ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$). Enriched dikes are characterized by low $\text{mg}\#$ (0.38 – 0.58) and high TiO_2 (1.40 – 3.1 wt%). The alkali content varies between 3.8 and 6.3 wt% in enriched dikes of the CMDS and CrMDS and between 3.2 and 4.7 wt % in enriched dikes of the ETDS. Some enriched dikes of the ETDS also display high P_2O_5 contents (1.1 wt%).

Enriched dikes are also characterized by high Zr, Nb, Th, Ba and REE contents. In the ETDS, enriched dikes do not show Ta-Nb depletion, whereas in the CMDS and CrMDS the trace element pattern (normalized to N-MORB, Sun and McDonough, 1989) resembles those of basalts from active continental margins, with moderate enrichment in incompatible elements and Nb depletion (Fig. 13a and b). Ti/Zr ratios are always lower in enriched dikes, because of their high Zr contents. REE patterns are flat ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ between 5 and 6) without a significant Eu anomaly (Fig. 14a and b).

Depleted dikes

Depleted dikes are characterized by low SiO_2 (≤ 52 wt%) with the exception of one sample of the CMDS that has high SiO_2 (55.7 wt%). Some dikes from the ETDS have normative olivine. All depleted dikes have $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$. The MgO contents are high in the ETDS and CrMDS (9.3-15.6 wt%), and are lower in depleted dikes of the CMDS (6.7-7.4 wt%). The $\text{mg}\#$ varies between 0.60 and 0.77. All depleted dikes show trace element distribution patterns similar to those of active continental margin basalts, characterized by a marked Nb-Ta

depletion and moderate enrichment in incompatible elements (Fig. 13a and b). As observed for MgO, depleted dikes in the CMDS have lower Cr contents (82-320 ppm) than depleted dikes of the CrMDS and ETDS (380-950 ppm). These features, including slightly higher SiO₂, suggest that CMDS dikes suffered some degree of fractional crystallization of olivine or pyroxene during their magmatic evolution. REE patterns tend to be flat in all dikes, without important Eu anomalies (Fig. 14a and b).

When enriched and depleted dikes of the CMDS, CrMDS and ETDS are compared with mafic enclaves contained in granitoids of the Middle-Late Jurassic Papudo-Quintero Complex (Parada et al., 1999), these enclaves are transitional between enriched and depleted dikes in terms of trace elements and REE.

LMDS

The three samples of the LMDS are characterized by SiO₂ between 55.4 and 56.3 wt%, whereas MgO values are between 4.3 and 7.4 wt% (the lowest value is for a highly porphyritic dike, sample LT1005). The three samples have high alkalis (4.02-4.96 wt%), with Na₂O>K₂O. In terms of trace elements, we cannot observe dramatic differences between the two basaltic dikes and the porphyritic dike (Fig. 13c). All these samples show a moderate enrichment in incompatible elements and their trace elements patterns are similar to those of active continental margin basalts, including Nb depletion. REE patterns are nearly flat (La_N/Yb_N between 4.6 and 7.6, Fig. 14c), without a significant Eu anomaly, whereas the REE contents of the porphyritic dike are between those of the basaltic dikes.

EDS

All the mafic dikes are characterized by low SiO₂ (between 46.5 and 56.9 wt %, Table 4). Effects of hydrothermal alteration are present, in different degrees, in most samples, and some of them exceed 3.5 wt% LOI. The mg# is variable between 0.48 and 0.72. Most dikes of this swarm have TiO₂ contents > 1.5 wt%, with the exception of sample CC-04-32 and two samples of “green dikes” (1.02-1.12 wt%). In general, the geochemical characteristics of the EDS do not allow us to separate compositional groups as a function of orientation or other geological features, as in the coastal dikes. The trace element patterns are relatively homogeneous, characterized by LILE enrichment and Nb depletion typical of active

continental margin basalts (Fig. 13d). Most other trace elements are close to N-MORB (Sun and McDonough, 1989). REE patterns tend to be flat in all samples, with La_N/Yb_N ratios between 3.65 and 6.73 (Fig. 14d) and Yb values are close to MORB, discarding the effects of residual garnet in the source. A negative Eu anomaly is only present in one sample (CC-04-25), which also shows Cr depletion and one of the lowest mg# (0.57), probably resulting from a small degree of plagioclase and olivine fractionation.

The analyzed EDS samples show trace elements compositions and REE patterns very similar to those reported for the mafic enclaves of the Middle Jurassic plutons of the coastal area (Parada et al., 1999).

Isotopic Composition

Eight samples of coastal mafic dikes and four of the EDS have been analyzed for Sr and Nd isotopes (Fig. 15, Table 5). The two samples from the CMDS have similar $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, of 0.70361 and 0.70347 (depleted and enriched dikes respectively). Sample CC-03-01 has an ϵNd of 1.29, whereas sample CC-03-32 has an ϵNd of 2.02. The isotopic composition of these dikes falls into the field defined by coeval Middle Jurassic granitoids (Parada et al., 1999). One sample of CrMDS (CC-03-42) falls in the field of Jurassic granitoids, with ϵNd of 1.15 and $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ of 0.704611.

A sample of a depleted (NW-trending) dike of the ETDS (CC-03-27) is characterized by a high $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ ratio (0.70598) and negative ϵNd (-1.52), whereas another sample of the same dikes (CC-03-24) is characterized by higher ϵNd (+1.70) and lower $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ ratio (0.7052803). The isotopic composition of CC-03-27 tends to be similar to those registered in mafic enclaves of Late Paleozoic granitoids of the Santo Domingo Complex (33°45' S, Parada et al., 1999), whereas composition of sample CC-03-24 falls in the mantle array. The samples of enriched (NE-trending) dikes (CC-03-38, CC-03-62 and CC-04-51) have variable values of ϵNd (-1.59 to 4.65) and variable $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ ratios (0.70358-0.7048234). The isotopic composition of sample CC-03-38 is not comparable to the composition of other magmatic rocks of central Chile.

Samples from the Elqui Dike Swarm show similarity in terms of $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ with the exception of one sample (CC-04-15) which has a slightly higher value. In terms of Nd isotopes the analyzed samples show differences (Table 5, Fig. 15). Two samples (CC-04-34 and CC-04-40) are characterized by high ϵNd (+5.35 and +5.05) similar to those of Early Cretaceous plutons (Parada et al., 1999; 2002). The two other samples (located in an

easternmost position in the valley) are characterized by positive ϵNd (+2.88 and +1.99 for samples CC-04-15 and CC-04-29, respectively) and are not far from the field of Middle Jurassic plutons.

8. DISCUSSION ON MAGMA SOURCES

CMDS, CrMDS and ETDS

A clear observation in Middle Jurassic and Early Cretaceous coastal dikes is a separation between two compositional groups in each swarm in terms of trace elements and TiO_2 . We distinguish a group of enriched dikes, with a high content of incompatible elements (Nb, Zr, Th, Ba, REE, Ti) and a group of depleted dikes, with a low content in these incompatible elements, but high MgO and Cr.

This compositional distinction of mafic rocks in terms of enrichment and depletion of incompatible elements (especially TiO_2) is a common feature of basaltic LIPs (Large Igneous Provinces) related to different stages of breakup of Gondwana (e.g. Storey et al., 1999). These compositional differences have also been observed in the sheeted dikes section of ophiolitic sequences (e.g. Staudigel et al., 1999). Several studies have shown that geochemical differences (e.g. high and low-Ti magmas) are consistent with a derivation from different mantle sources (e.g. Deckart et al., 2005).

The differences in geochemical composition of enriched and depleted dikes of the CMDS and CrMDS are not correlated with strong differences in isotopic signature. The geochemical patterns, similar to those typical of subduction-related basalts, with LILE enrichment and Nb depletion, suggest that CMDS were derived from an asthenospheric source modified by subduction-related fluids or crustal components. Compatible with this assumption are the positive ϵNd values (1.29-2.02) of these dikes. Taking into account that Paleozoic granitoids represent the only known voluminous unit older than Jurassic rocks in the area, a mixing line between a depleted MORB source (Peate et al., 1997) as representative of a depleted mantle and a mean of Paleozoic tonalites (data from Parada et al., 1999) was calculated. This mixing line does not reproduce the isotopic composition of CMDS dikes and excludes the continental crust as a source of contamination.

Depleted and enriched dikes of the Cretaceous ETDS show variable isotopic signatures (Table 5). The isotopic compositions of two samples with negative ϵNd resemble those of

lithospheric mantle domains characterized by old (Proterozoic) T_{DM} ages (Gibson et al., 1996; Lucassen et al., 2005). Differences in $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ and geochemistry between enriched and depleted dikes of the ETDS, could be related to different causes, difficult to resolve with the current data set. The possibility of crustal contamination (Paleozoic contaminant) to produce depleted ETDS dikes from enriched ones is discarded, because depleted dikes are characterized by larger MgO and Cr contents than enriched dikes that cannot be explained by contamination. Discarding contamination, and taking into account the isotopic variability of the samples, a probable explanation for compositional differences could be mostly related to differences or heterogeneities in the mantle source, or mixing between isotopically enriched (lithospheric) and depleted (asthenospheric) mantle sources.

EDS and LMDS

The isotopic signature of the EDS suggests a derivation from asthenospheric mantle sources, but the deviation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios from the typical mantle array (Fig. 15) may indicate the effects of the hydrothermal alteration commonly observed. The ϵNd values (Table 5) show important variability. The higher values (5.05-5.35) are observed in two samples located in the western parts of the valley, whereas lower ϵNd values (2.0-2.9) were observed in the eastern portions of the swarm. The higher ϵNd values are similar to those observed in Late Triassic coastal gabbros, whereas the other fall in the field of Middle Jurassic plutonic rocks (Parada et al., 1999). The current data appear to indicate derivation from heterogeneous asthenospheric sources for the EDS, but uncertainties in the age of the swarm impedes a refinement of the models on their origin. In spite of the lack of isotopic data for the LMDS, the similar geochemical signature with respect to the EDS suggests that they were derived from similar depleted mantle sources.

Does a common reservoir exist for the dike swarms and coeval plutons?

Apart from isotopic similarities between the CMDS and coeval mafic enclaves of the Papudo-Quintero Plutonic Complex, systematic geochemical (major and trace elements) differences indicate that they were derived from different reservoirs, but probably similar sources.

In the ETDS, AMS and field data indicating a dominance of vertical flow directions in enriched (NE-trending) dikes, suggest that magmatic reservoirs were located directly below

the swarm. In depleted (NW-trending) dikes, magma flow vectors are more variable, but dominantly show gently dipping flow vectors (mostly between 20° and 50°). These flow vectors appear to follow a divergent pattern, pointing to the SE- in El Tabo and to the NW in Punta de Tralca. These differences in the orientation of flow vectors are correlated with differences in composition and dike thickness, indicating that both dike systems were injected from different reservoirs. Enriched dikes are thicker (0.5-4 meters) than depleted dikes (usually <0.6 meters). This difference could indicate variations in the depth of the reservoir from which they were evacuated. A possibility is that the thickest, NE-trending (enriched) dikes were injected vertically from deeper reservoirs, at higher magma overpressure than reservoirs of thinner depleted dikes, located at shallower depth. The gentle plunges of flow vectors in depleted dikes indicate lateral propagation of magma, consistent with location of the reservoir at shallow depth (Fig. 16).

A correlation between dike thickness, aspect ratio (length/thickness) of the dikes and depth of the source has been recently shown for basaltic dikes (Ray et al., 2007). In the dike swarm of East Greenland, Klausen and Larsen (2002) demonstrated that thinner dikes were emplaced closer to their source than older and thicker dikes that were probably injected from deeper crustal reservoirs. We suggest that dikes of the ETDS followed the same behaviour.

The current data for the ETDS apparently rule out any genetic relationship with plutonic reservoirs, because Early Cretaceous plutons (141 Ma) are not known in the area and the isotopic composition of the ETDS is very different from that of other Mesozoic plutonic rocks of the area. The isotopic composition also rules out that the ETDS dikes were the feeders of Late Jurassic or Early Cretaceous volcanic units of the area, which are characterized by positive ϵNd values $> +2$ (Vergara et al., 1995; Morata et al., 2001).

The preliminary information presented here for the LMDS is consistent with injection from reservoirs related to the plutonic complexes located directly to the east. The evidence includes the striking similarities in geochemistry between basaltic dikes and mafic enclaves of the plutons and the nearly horizontal east-to-west flow vector estimated in one dike. This gentle flow vector suggests that the reservoir was located at a similar depth of the dike (Fig. 16).

In the EDS, a link between the dikes and coeval plutons is envisaged. A remarkable geochemical similitude is recognized between mafic dikes and mafic components of the Middle Jurassic coastal plutonic complexes. In terms of ϵNd , two dikes have values similar to the Middle Jurassic mafic enclaves, but two others are more depleted and similar to the Late Triassic mafic rocks, also located to the west in the Coastal Range. The flow estimates in an E-W dike of the EDS, indicating magma flow from west to east, also suggest that injection occurred from reservoirs located toward the west, where the Middle Jurassic plutonic

complexes crop out (Fig. 16). From the available data on magma flow pattern, it is possible to conclude that some of the studied dikes may not represent magmas coming directly from deep sources (upper mantle?). We infer that Andean shallow plutons of central Chile can be considered as mantle-derived magma reservoirs from which dike swarms propagate in the upper crust during the Mesozoic extensional regime.

9. CONCLUDING REMARKS

The five mafic dike swarms studied here represent mafic magmatism which occurred during the Late Triassic-Early Cretaceous time span at different latitudes (30°-33°45' S), during a period of crustal extension in central Chile (e.g. Vergara et al., 1995). In the coastal area between 33° and 33°45' S, Middle Jurassic dike swarms (CMDS and CrMDS) and an Early Cretaceous dike swarm (ETDS) show the systematic presence of geochemically depleted and enriched dikes in each dike swarm. In the case of the CMDS and CrMDS these were derived from isotopically depleted mantle sources and injected from reservoirs that apparently were not related to mafic magmas of the coeval Papudo-Quintero Complex. In the ETDS, geochemically enriched dikes, oriented NE-SW, show vertical magma flow vectors, whereas depleted dikes, oriented NW-SE, show more gentle flow vectors. These data and the differences in thickness (enriched dikes being thicker than depleted ones) suggest that the reservoir of the enriched dikes was located deeper. The source of the magmas is different from the Jurassic magmas, because of their negative ϵ_{Nd} values that suggest their derivation from heterogeneous enriched lithospheric sources.

The EDS and LMDS show geochemical compositions that are remarkably similar to those of mafic components of the Papudo-Quintero Complex, suggesting a common origin. In the LMDS located directly to the west of the Jurassic batholith, the genetic relationship is validated by gently-plunging magma flow vectors from east to west. In E-W dikes of the EDS, calculated flow vectors from west to east are also consistent with a provenance from the coeval coastal plutons. This genetic relationship indicates that plutons could serve as shallow reservoirs from which dike swarms propagated in the crust.

10. ACKNOWLEDGMENTS

This research was funded by Fondecyt N°1031000. Microprobe analyses at Zelmi Laboratory (TU-Berlin) were financed by TU-Berlin and a DAAD scholarship. The authors also thank Prof. Mauricio Belmar for his help in microprobe analysis at Universidad de Chile, Professor Gerhard Franz for his guidance during analytical work in TU-Berlin, and Francois Galbert and Irene Preuss for their assistance at Zelmi Laboratory. The authors would also like to thank Prof. Jacobous Le Roux for corrections on the English version of the manuscript and Rodrigo Santelices, Cristóbal Valenzuela and Sergio Villagrán for their help in the field. The first author carries his PhD studies with a MECESUP grant. Finally, the authors are much acknowledged of the constructive reviews on the manuscript by Marlina Elburg, Jens Becker and an anonymous reviewer.

11. REFERENCES

- Aguirre, L., Féraud, G., Morata, D., Vergara, M., Robinson, D. 1999. Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. *Tectonophysics* 313, 433-447.
- Bouchez, J.L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS of granitic rocks. In Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, pp. 95–112. Kluwer Academic Publishers.
- Callot, J.P., Geoffroy, L. 2004. Magma flow directions in the East Greenland dyke swarm inferred from studies of anisotropy of magnetic susceptibility: magmatic growth of a volcanic margin. *Geophysical Journal International* 159, 816-830.
- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina. *Comunicaciones, Departamento de Geología, Universidad de Chile* 26, 1-37.
- Clemens, J.D. 1998. Observations on the origins and ascent of granitic magmas. *Journal of the Geological Society of London* 155, 843-851.
- Creixell, C. 2007. Emplazamiento y petrogénesis de enjambres de diques máficos de Chile central (30°-33°45' S): implicancias tectónicas en el desarrollo del arco Jurásico-Cretácico Temprano. PhD Thesis, Universidad de Chile.

- Creixell, C., Parada, M.A., Roperch, P., Morata, D., Arriagada, C., Pérez de Arce, C. 2006. Syntectonic emplacement of the Concon Mafic Dike Swarm, Coastal Range, central Chile (33° S). *Tectonophysics* 425, 101-122.
- Deckart, K., Bertrand, H., Liégeois, J.P. 2005. Geochemistry and Sr, Nd and Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. *Lithos* 82, 289-314.
- Delaney P.T., Pollard, D.D., Ziony, J.I., McKee, E.H. 1986. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research* 91, 4920-4938.
- Ernst, R.E. Baragar, W.R.A. 1992. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm. *Nature* 356, 511-513.
- Ferré, E. 2002. Theoretical models of intermediate and inverse AMS fabrics *Geophysical Research Letters* 29, N° 7 (doi:10.1029/2001GL014367).
- Franzese, J., Spalletti, L. 2001. Late Triassic-Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-breakup rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 257-270.
- Fuentes, F., Féraud, G., Aguirre, L., Morata, D. 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of volcanism and subsequent very low-grade metamorphism in a subsiding basin: example of the Cretaceous lava series from central Chile. *Chemical Geology* 214, 157-177.
- Gana, P. 1991. Magmatismo bimodal del Triásico Superior-Jurásico Inferior, en la Cordillera de la Costa, Provincias de Elqui y Limarí, Chile. *Revista Geológica de Chile* 18, 55-67.
- Geoffroy, L., Callot, J.P., Aubourg, C., Moreira, M. 2002. Divergence between magnetic and plagioclases linear fabric in dykes: a new approach to defining the flow vector using magnetic foliation. *Terra Nova* 14, 183-190.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Dickin, A.P., Leonardos, O.H. 1996. Erratum to “High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume–lithosphere interaction and continental flood-basalt genesis”. *Earth and Planetary Science Letters* 141, 325–341.
- Govindaraju, K., Potts, P.J., Webb, P.C., Watson, J.S. 1994. Report on Whin Sill Dolerite WSE from England and Pitscurrie Microgabbro PM-S from Scotland: assessment by one hundred and four international laboratories. *Geostand Newsl* XVIII, 211-300.
- Grocott, J., Taylor, G.K. 2002. Deformation partitioning, magmatic arc fault systems and the emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25 – 27° S). *Journal of Geological Society of London* 159, 425– 442.
- Hargraves, R.B., Johnson, D., Chan, C.Y. 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks?. *Geophysical Research Letters* 18, 2193-2196.

- Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M.A., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N., Drake, R. 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 1, 185-194.
- Hutton, D. 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 8, 377-382.
- Irwin, J., Sharp, W., Spangler, R., Drake, R. 1987. Some paleomagnetic constraints in the tectonic evolution of the coastal cordillera of central Chile. *Journal of Geophysical Research* 92, 3603-3614.
- Irwin, J., García, C., Hervé, F., Brook, M. 1988. Geology of a part of a long-lived dynamic plate margin: the Coastal Cordillera of north-central Chile, latitude 30°51'-31° S. *Canadian Journal of Earth Sciences* 2, 603-624.
- Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63-67.
- Klausen, M.B., Larsen, H.C. 2002. East Greenland coast-parallel dike swarm and its role in continental breakup. In: Menzies, MA, Klemperer, SL, Ebinger, CJ, Baker, J (eds). *Volcanic Rifted Margins*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 362 p, 137-162.
- Knight, D., Walker, M. 1988. Magma flow direction in dykes of Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *Journal of Geophysical Research* B5, 4301-4319.
- Le Gall, B., Tshoso, G., Dymant, J., Kampunzu, A.B., Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Aubourg, C., Vétel, W. 2006. The Okavango giant mafic dyke swarm (NE Botswana): its structural significance within the Karoo Large Igneous Province. *Journal of Structural Geology* 27, 2234-2255.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R., Zanettin, B. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford.
- Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J., Romer, R., Dulski, P., Lang, A. 2005. The late Cretaceous lithospheric mantle beneath the Central Andes: Evidence from phase equilibria and composition of mantle xenoliths. *Lithos* 82, 379-406.
- Martin, M., Clavero, J., Mpodozis, C. 1999. Late Paleozoic to early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio Region, Chile (29-30° S). *Journal of South American Earth Sciences* 12, 33-49.
- Mège, D., Korme, T. 2004. Dyke swarm emplacement in the Ethiopian Large Igneous Province: not only a matter of stress. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 132, 283-310.

- Montero, P., Bea, F. 1998. Accurate determination of $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios by inductively-coupled-plasma mass spectrometry in isotope geoscience: an alternative to isotope dilution analysis. *Anal. Chim. Acta* 358, 227-233.
- Morata, D., Aguirre, L., Oyarzún, M., Vergara, M. 2000. Crustal contribution in the genesis of the bimodal Triassic volcanism from the Coastal Range, central Chile. *Revista Geológica de Chile* 27, 83-98.
- Morata, D., Aguirre, L., Féraud, G., Fuentes, F., Parada, M.A., Vergara, M. 2001. The Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range of central Chile: geochronology and isotopic geochemistry. III South American Symposium on Isotope Geology, Sociedad Geológica de Chile, Pucón, Chile, pp. 321–324.
- Mpodozis, C., Kay, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordillera batholiths (28° to 31° S). *GSA Bulletin* 104, 999-1014
- Mpodozis, C., Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentine. *Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series* 11, 59-88.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 757–775.
- Nasi, C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R., Maksae, V. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile* 25-26, 77-111.
- Pankhurst, R., Millar, I., Hervé, F. 1996. A Permo-Carboniferous U-Pb age for part of the Guanta Unit of the Elqui-Limarí Batholith at Río del Tránsito, northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 23, 35-42.
- Parada, M.A. 1988. Pre-Andean peraluminous and metaluminous leucogranitoid suites in the High Andes of central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 1, 211-221.
- Parada, M.A., Levi, B., Nystrom, J. 1991. Geochemistry of the Triassic to Jurassic plutonism of central Chile (30° to 33° S); petrogenetic implications and a tectonic discussion. *Geological Society of America Special Paper* 265, 99-112.
- Parada, M.A., Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Hervé, F., Puig, A., Munizaga, F., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N. 1988. Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30°30' S-32°30' S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 249-260.
- Parada, M.A., Nystrom, J., Levi, B. 1999. Multiple sources for the Coastal batholith of central Chile (31-34°S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos* 46, 505-521.

- Parada, M.A., Larrondo, P., Guisresse, C., Roperch, P. 2002. Magmatic gradients in the Cretaceous Caleu pluton (central Chile): injections of pulses from a stratified reservoir. *Gondwana Research* 5, 307–324.
- Parada, M.A., Feraud, G., Fuentes, F., Aguirre, L., Morata, D., Larrondo, P. 2005. Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society of London* 162, 273-287.
- Peate, D.W., Pearce, J.A., Hawkesworth, C.J., Colley, H., Edwards, C.M.H., Hirose, K. 1997. Geochemical variations in Vanuatu Arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. *Journal of Petrology* 38, 1331–1358.
- Petford, N., Kerr, R.C., Lister, J.R. 1993. Dike transport of granitic magmas. *Geology* 21, 843–845.
- Philpotts, A.R., Asher, P.M. 1994. Magmatic flow-direction indicators in a giant diabase feeder dike, Connecticut. *Geology* 22, 363-366.
- Philpotts, A.R., Philpotts, D.E. 2007. Upward and downward flow in a camptonite dike as recorded by deformed vesicles and the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 161, 81-94.
- Ray, R., Sheth, H., Mallik, J. 2007. Structure and emplacement of the Nandurbar–Dhule mafic dyke swarm, Deccan Traps, and the tectonomagmatic evolution of flood basalts. *Bulletin of Volcanology* 69, 537-551.
- Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F., Reuber, I. 1991. Emplacement modes of basaltic dykes in the Oman ophiolite: Evidence from magnetic anisotropy with reference to geochemical studies. In: Peters, T.J., et al. (eds). *Ophiolite Genesis and the Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp: 55–82.
- Rochette, P., Aubourg, C., Perrin, M. 1999. Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations. *Tectonophysics* 307, 219-234.
- SERNAGEOMIN. 2003 Mapa Geológico de Chile, scale 1:1,000,000. Santiago.
- Staudigel, H., Tauxe, L., Gee, J.S., Bogaard, P., Haspels, J., Kale, G., Leenders, A., Meijer, P., Swaak, B., Tuin, M., Van Soest, M.C., Verdurmen, E.A., Zevenhuizen, A. 1999. Geochemistry and intrusive directions in sheeted dikes in the Troodos ophiolite: implications for Mid-Ocean Ridge spreading centers. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (1) (online: 1999GC000001).
- Storey, B.C., Leat, P., Weaver, S., Pankhurst, R., Bradshaw, J., Kelley, S. 1999. Mantle plumes and Antarctica-New Zealand rifting: evidence from mid-Cretaceous mafic dykes. *Journal of the Geological Society of London* 156, 659-672.

Tarling, D.H., Hrouda, F. 1993. The magnetic anisotropy of rocks, 217 pp., CRC press, Boca Ratón, Fla.

Tauxe, L., Gee, J.S., Staudigel, H. 1998. Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: the bootstrap way. *Journal of Geophysical Research* 103, 17775-17790.

Thiele, R., Hervé, F. 1984. Sedimentación y tectónica de antearco en los terrenos preandinos del Norte Chico, Chile. *Revista Geológica de Chile* 22, 61-75.

Uyeda, S., Fuller, M.D., Belshé, J.C., Girdler, R.W. 1963. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. *Journal of Geophysical Research* 68, 279-291.

Vergara, M., López-Escobar, L., Cancino, A. 1991. The Pichidanguí Formation: some geochemical characteristics and tectonic implications of the Late Triassic marine volcanism in central Chile (31°55' to 32°30' S). *Geological Society of America, Special Paper* (265), 93-98.

Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J., Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of central Chile. *GSA Bulletin* 107, 1427-1440.

Figure Captions

Figure 1: Geological map of central Chile (30°-34° S, modified from SERNAGEOMIN, 2003), showing the distribution of Late Paleozoic and Mesozoic main volcanic and plutonic units. Squares indicate specific study areas

Figure 2: Geological map of the Coastal Range between 33° and 33°45' S. Rose diagrams for strike of dikes in each swarm

Figure 3: a) Mean magnetic susceptibility (K_m) vs % anisotropy for AMS data of dike swarms of EDS, LMDS and ETDS b) shape parameter (T) vs % anisotropy for the same samples (ETDS, LMDS and EDS)

Figure 4: a) IRM (isothermal remanent magnetization) curves for samples of the ETDS indicating saturation of the magnetic residuals near 200 mT, b and c) magnetic susceptibility (K) vs temperature curves for the N-S (sample EQ0402) and E-W (sample EQ0803) oriented dikes of the EDS, showing Curie points near 560° C, suggesting the presence of low-Ti magnetite, d) normalized intensity of magnetization versus temperature (° C) curves. Temperatures of demagnetization occurred near 350° C and 570° C

Figure 5: AMS stereoplots (lower hemisphere projection) for dike sites of the El Tabo Dike Swarm (ETDS). Solid line in the stereoplots represent main trend of the dike. Ellipses represent the projection of the 95% confidence cone

Figure 6: AMS stereoplots (lower hemisphere) for dike sites of the LMDS and EDS. Solid lines in the stereoplots represent main trend of the dike. Ellipses represent the projection of the 95% confidence cone

Figure 7: Field aspects of dikes, a) dike segmentation pattern in horizontal exposure of a NW-trending dike of the ETDS, b) vertical dike segmentation pattern in EDS. Hammer (in white circle) for scale, c) near-vertical sequence of N-S mafic dikes in the densest zone of the EDS. Photo width is approximately 10 meters

Figure 8: Upward and downward flow vectors determined from AMS data in dikes of ETDS, following the methodology of Geoffroy et al (2002). Downward flow vectors are projected in lower hemisphere whereas upward flow vectors are in upper hemisphere projection

Figure 9: Magma flow vector determination from AMS in the sampled site for the LMDS (site LT10)

Figure 10: Magma flow vector determination from AMS in N-S sites in the EDS

Figure 11: K₂O vs SiO₂ diagram for whole rock geochemical analyses of mafic dikes. Compositional fields are after Le Maitre et al. (1989)

Figure 12: Bivariant diagrams for a) TiO₂ vs mg# and b) TiO₂ vs Zr for whole rock analyses of mafic dikes, showing the difference in composition between enriched and depleted dikes of the ETDS, CrMDS and CMDS. The mg# was calculated using molar proportions of Mg/(Mg+Fe_{total}), where Fe_{total} is FeO molar + Fe₂O₃ molar

Figure 13: Spider diagrams normalized to N-MORB (Sun and McDonough, 1989). a) CMDS and CrMDS, b) ETDS, c) EDS, d) LMDS

Figure 14: REE diagrams normalized to chondrite (Nakamura, 1974). a) CMDS and CrMDS, b) ETDS, c) EDS, d) LMDS

Figure 15: Sr and Nd initial isotopic composition of mafic dikes. Fields for Caleu pluton from Parada et al. (2002), Illapel Complex, Late Triassic gabbros and Late Paleozoic mafic enclaves are from Parada et al. (1999), Veta Negra lavas and Jurassic volcanism are from Vergara et al. (1995). Pacific N-MORB composition is from Peate et al. (1997). A mixing line model (A) between N-MORB and a mean of Late Paleozoic tonalites is traced ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7075$; $\epsilon\text{Nd} = -4.026$)

Figure 16: Schematic cartoon showing the injection and propagation of dikes for the LMDS, EDS and ETDS. Vertical magnitudes are unknown. In a) propagation of LMDS and EDS from plutonic reservoirs following low angle flow vectors to west and east In b) propagation of ETDS from reservoirs located at different depths for low-Ti and high-Ti dikes

Tables

Table 1: Field features and location of AMS sites (reference Datum: Prov. South America 1956)

Table 2: Field and AMS indicators of magma flow in the studied dike swarms

Table 3 Representative geochemical analyses of Mesozoic mafic dikes from the Coastal Range of central Chile (31°-33°45' S)

Table 4: Geochemical composition of Mesozoic mafic dikes from the Frontal Cordillera (30° S)

Table 5: Sr and Nd isotopic data from mafic dikes of the EDS, CMDS and ETDS

Supplementary data

AMS data of ETDS, LMDS and EDS

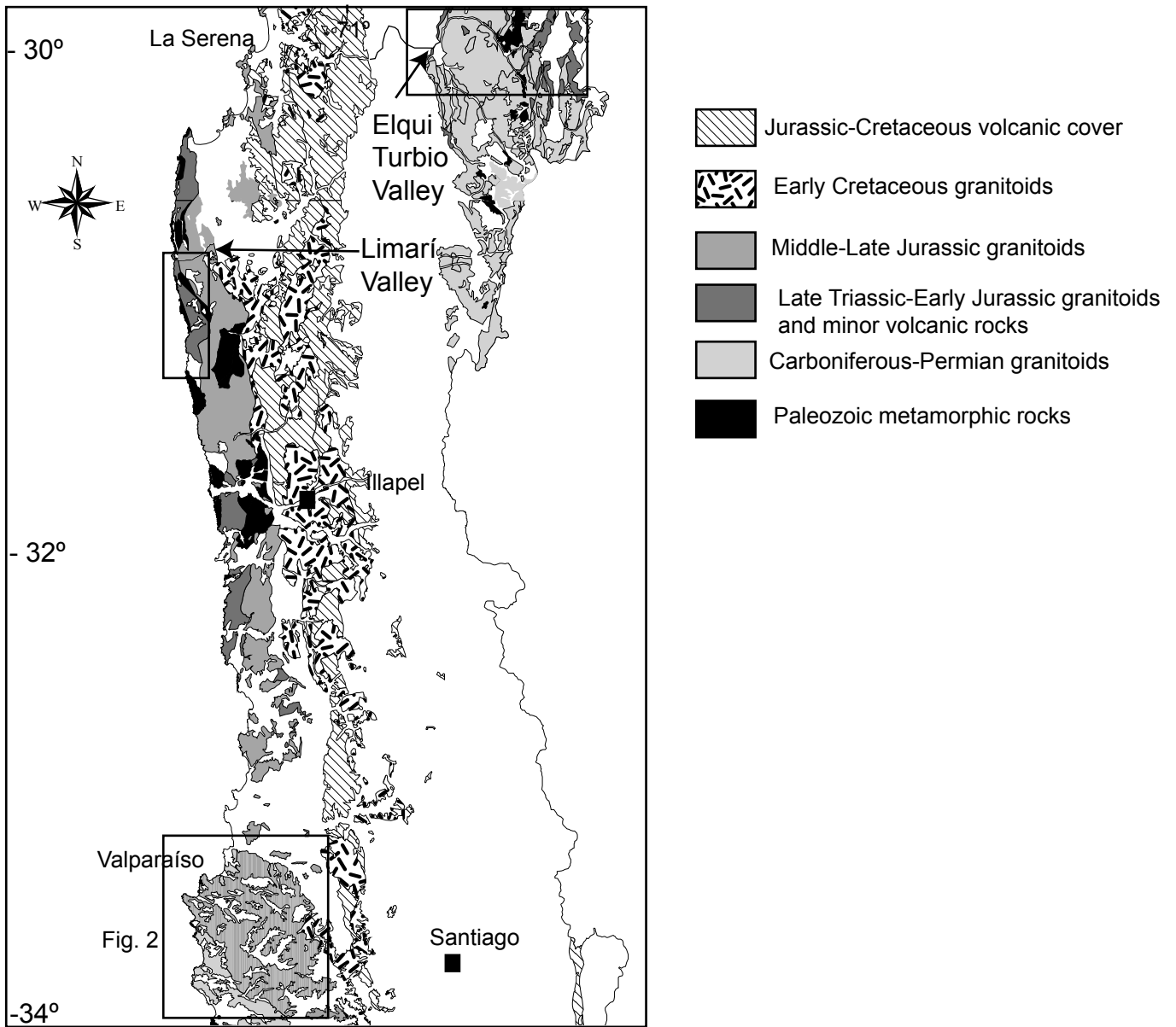
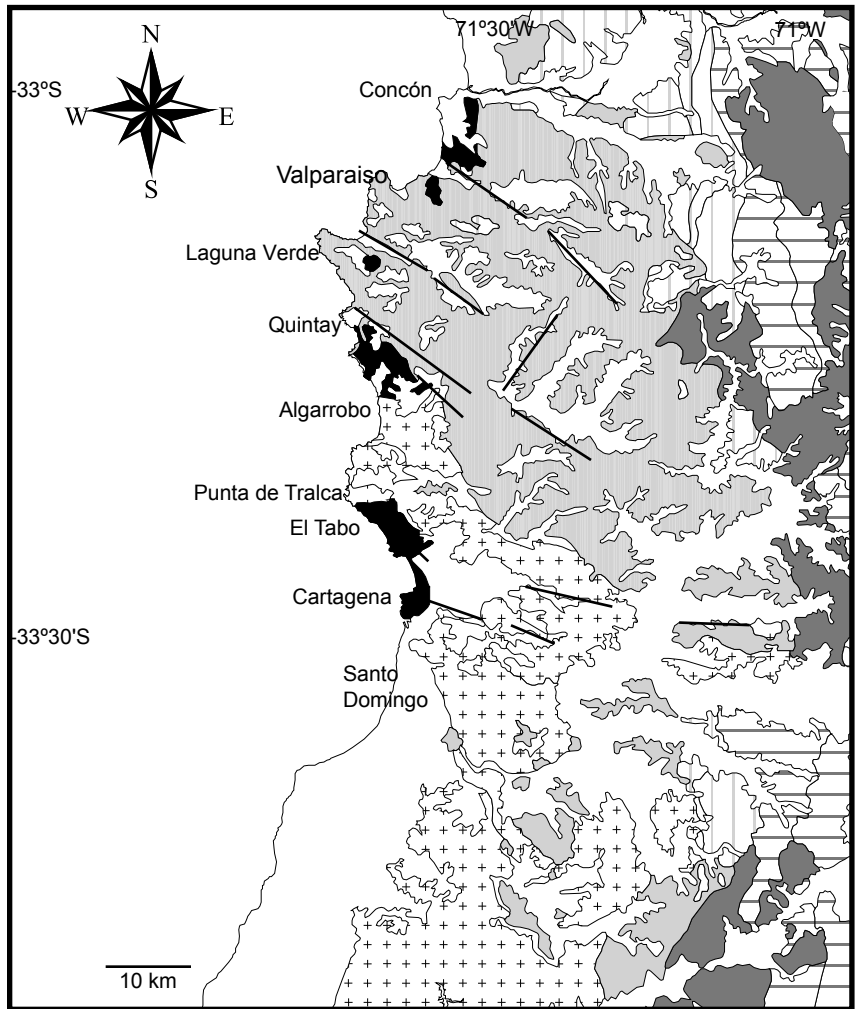
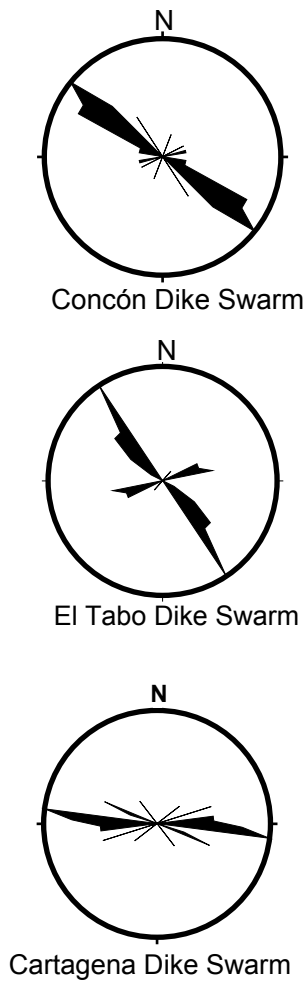


Figure 1



- Late Paleozoic granitoids (undefomed)
- Late Paleozoic and Late Triassic gneisses
- Middle-Late Jurassic sediments and lavas
- Middle Jurassic granitoids
- Early Cretaceous volcanism
- Early Cretaceous granitoids
- Neogene sediments

Figure 2

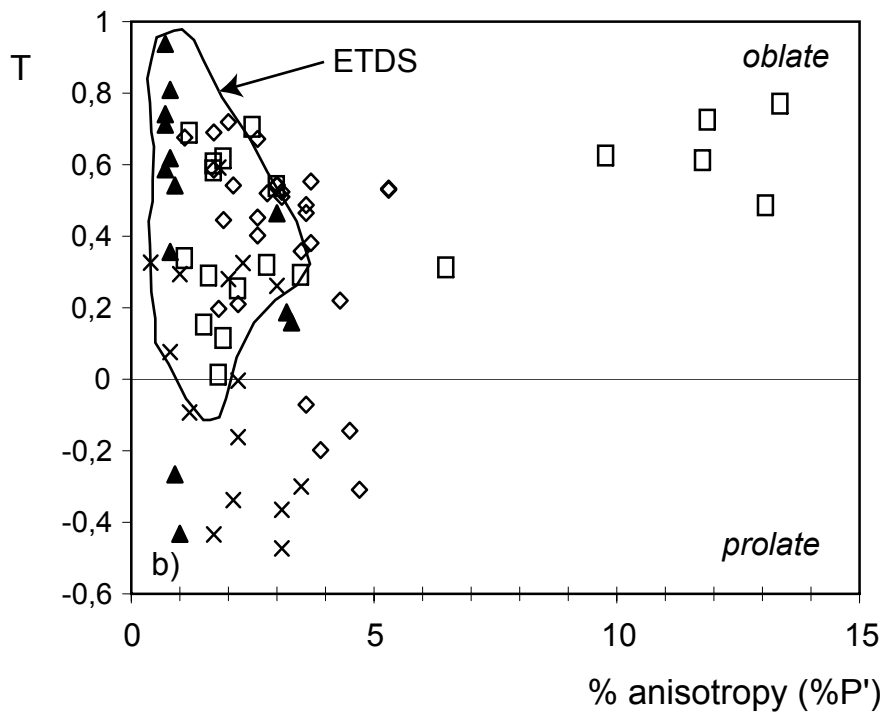
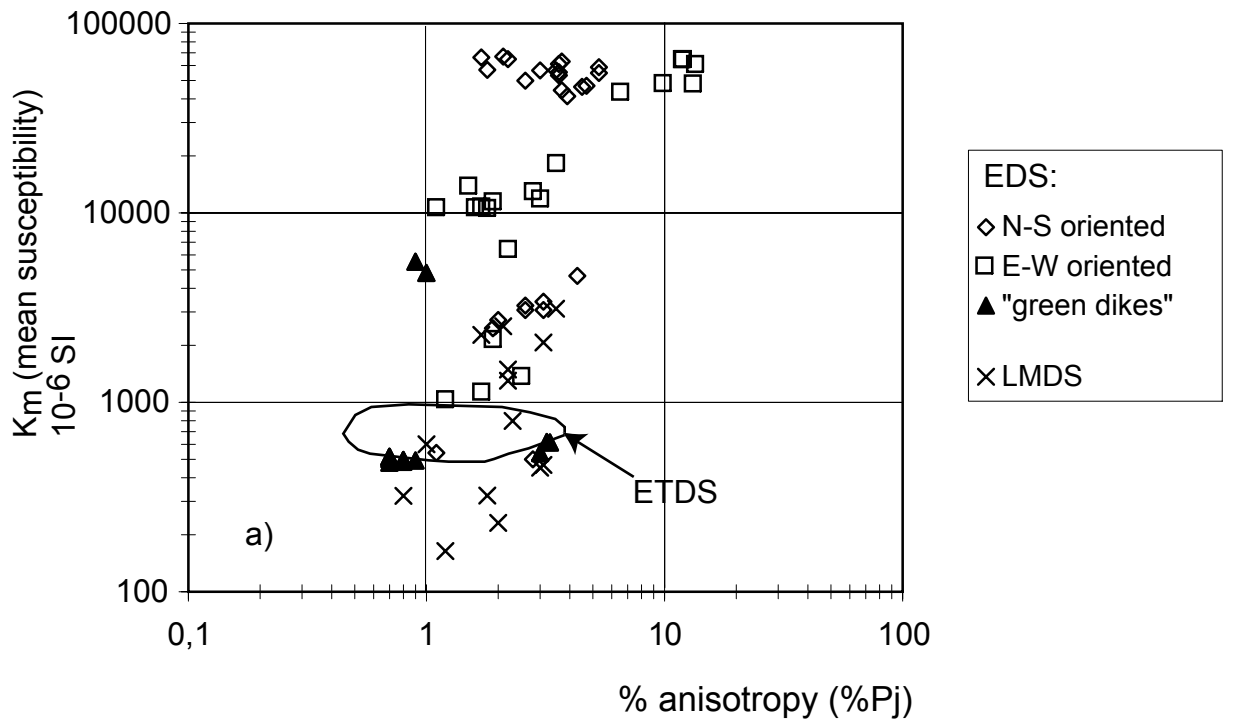


Figure 3

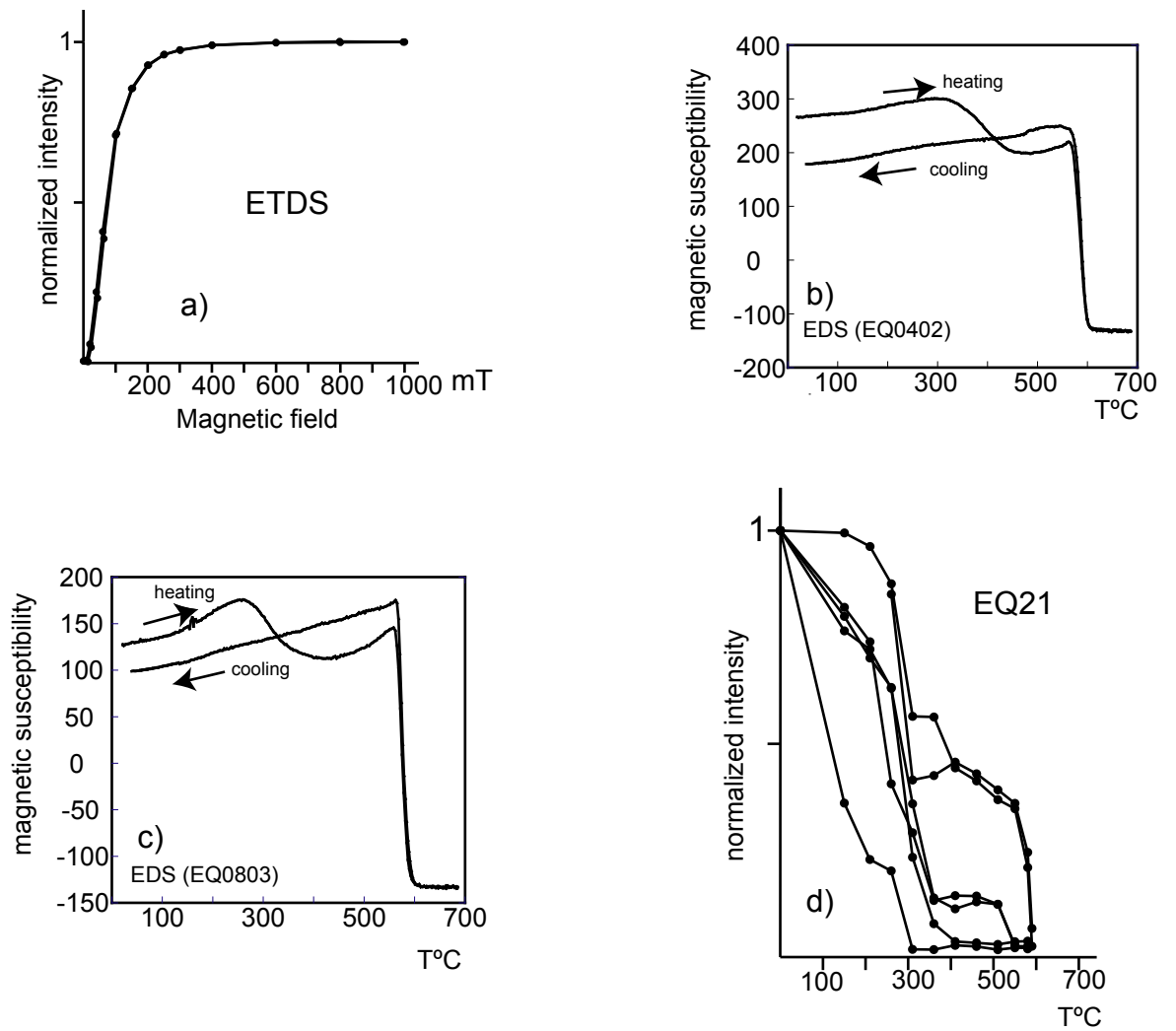


Figure 4

El Tabo Mafic Dike Swarm

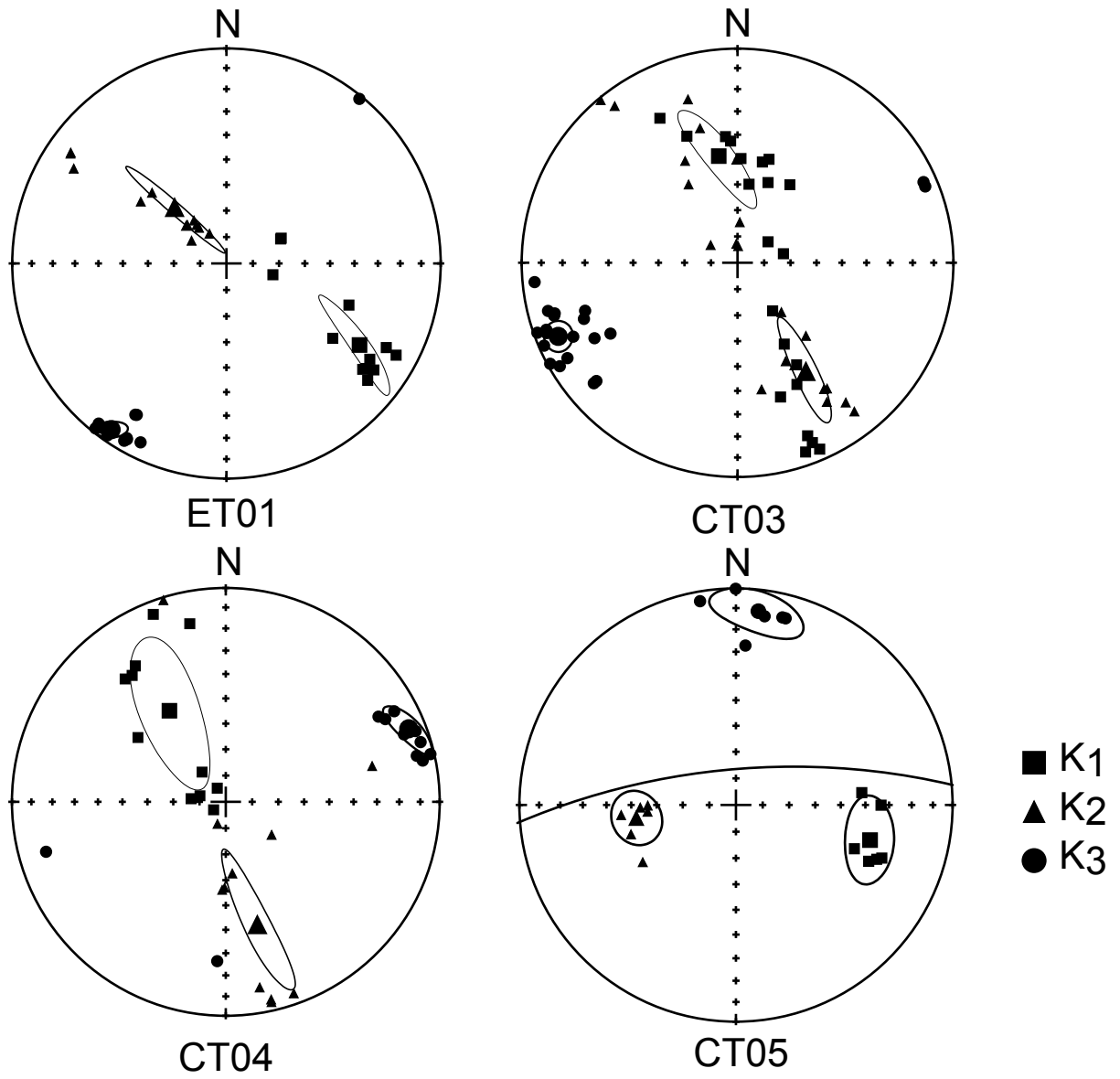


Figure 5

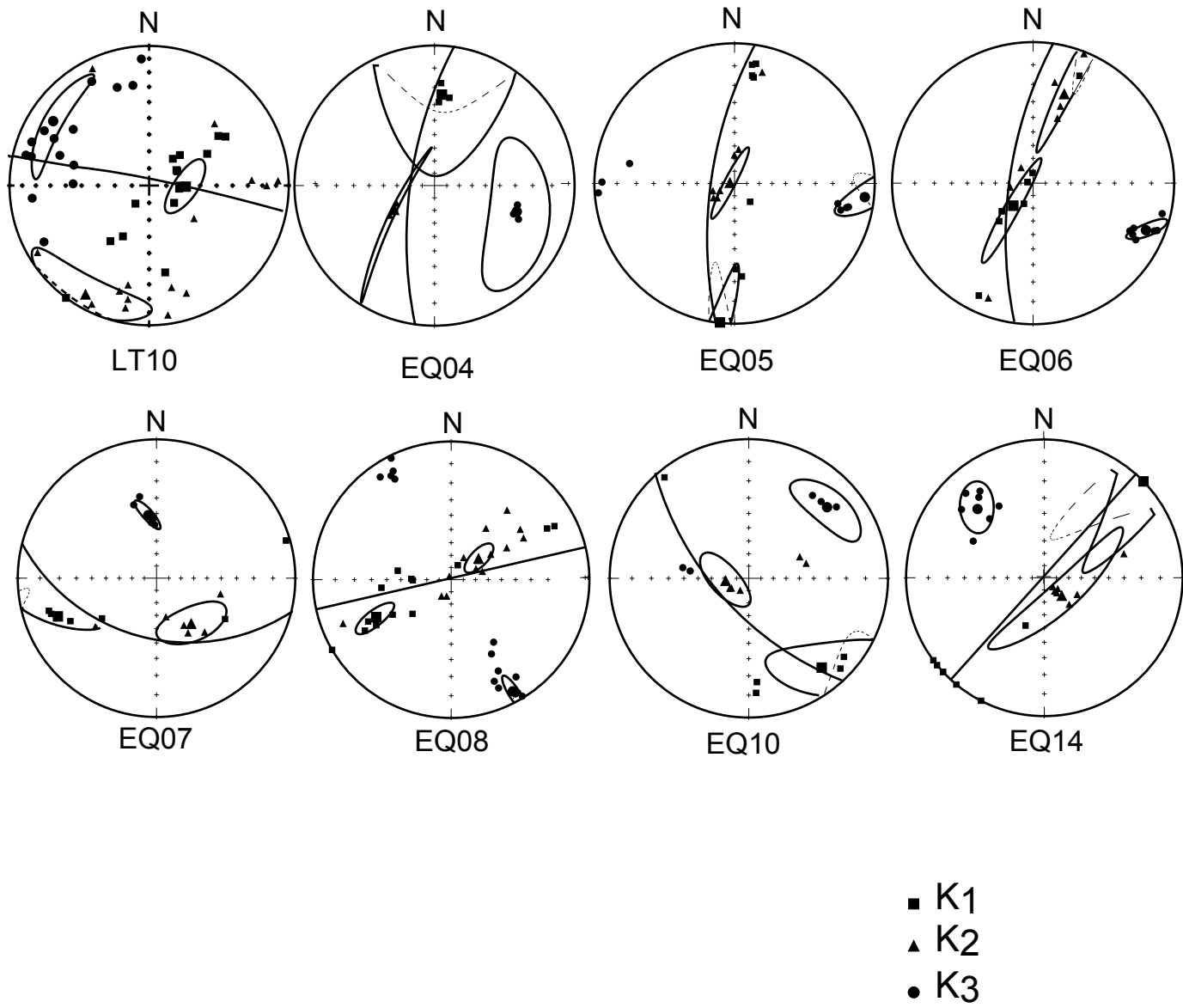


Figure 6

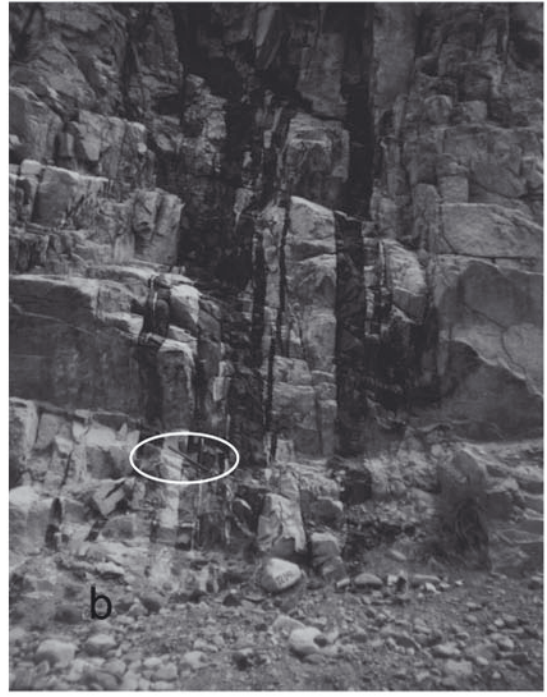


Figure 7

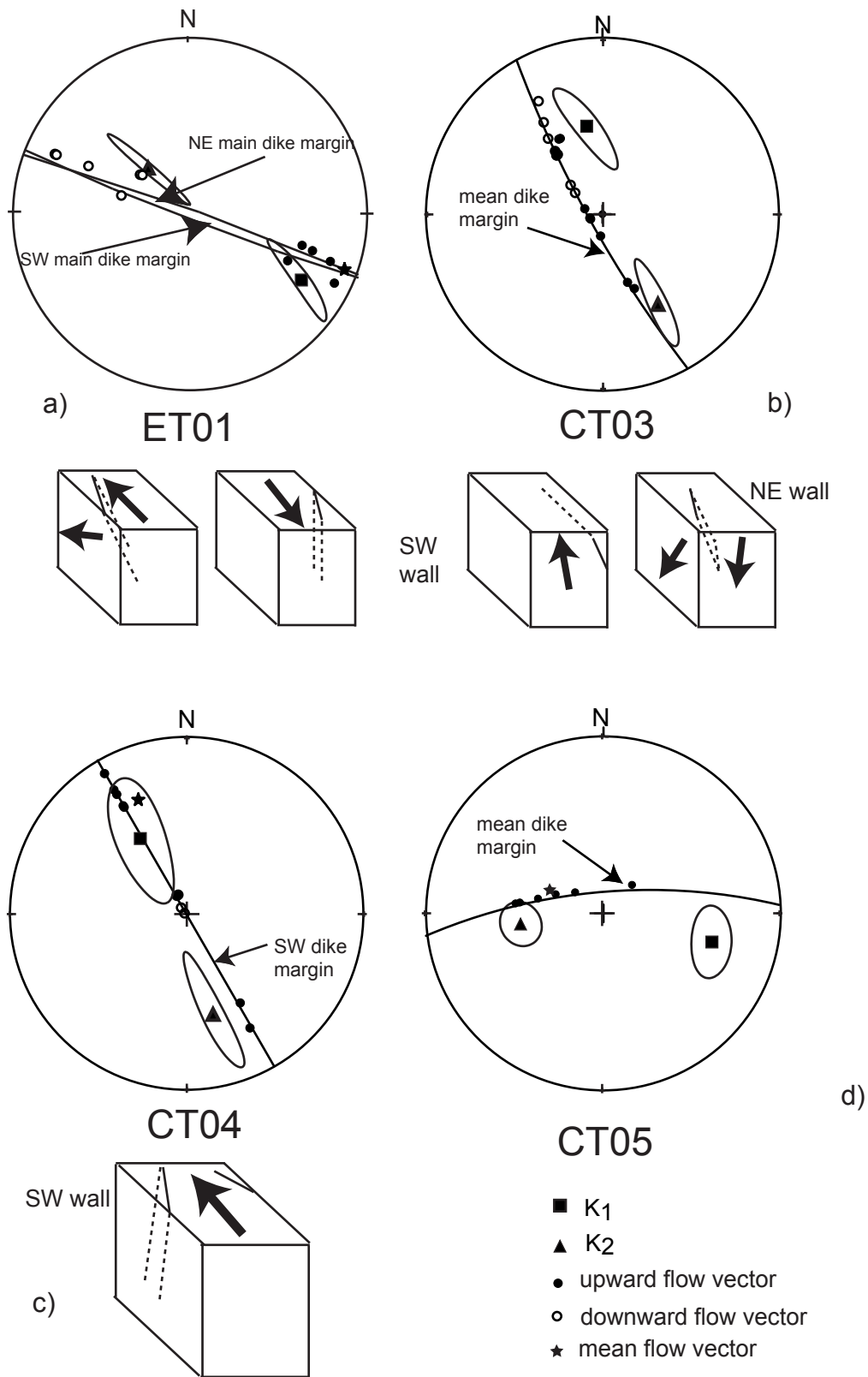
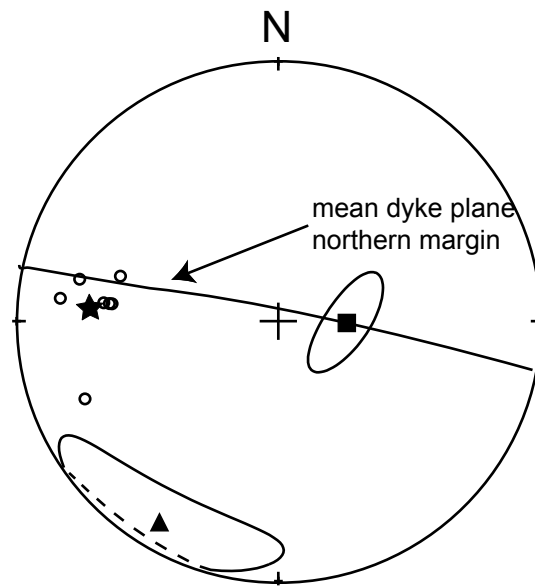


Figure 8



★ mean flow vector (downward)

○ flow vector (downward)

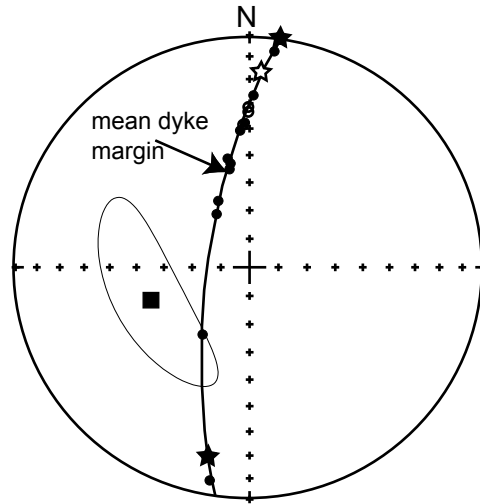
mean (AMS) axes

■ K₁

▲ K₂

Figure 9

N-S dikes



- ★ mean flow vector (W side)
- ☆ mean downward flow vector (EQ06, W side)
- ★ mean upward flow vector (EQ06, E side)
- upward flow vector
- downward flow vector
- mean (AMS) axes
- K1

Figure 10

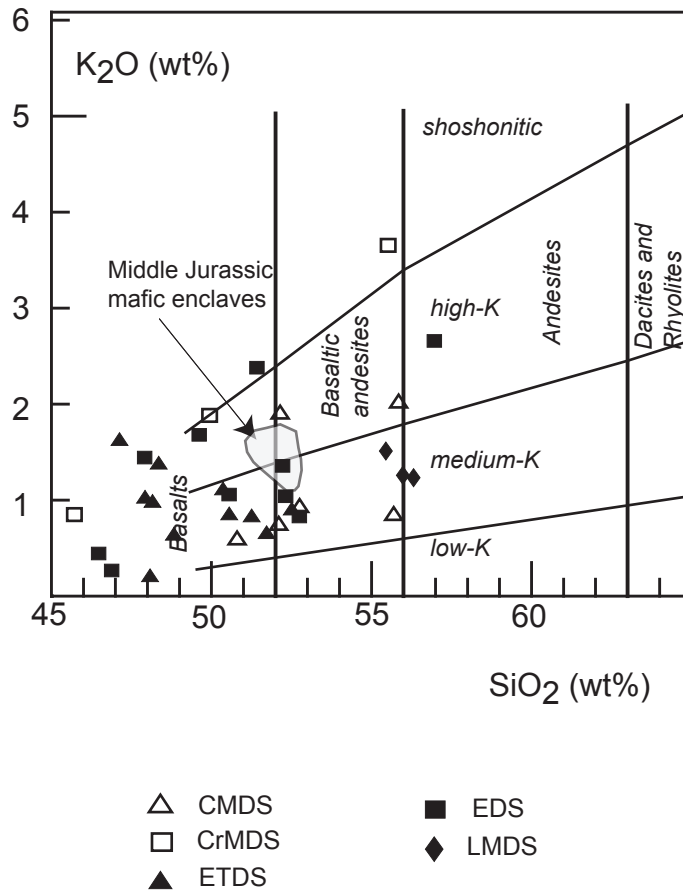


Figure 11

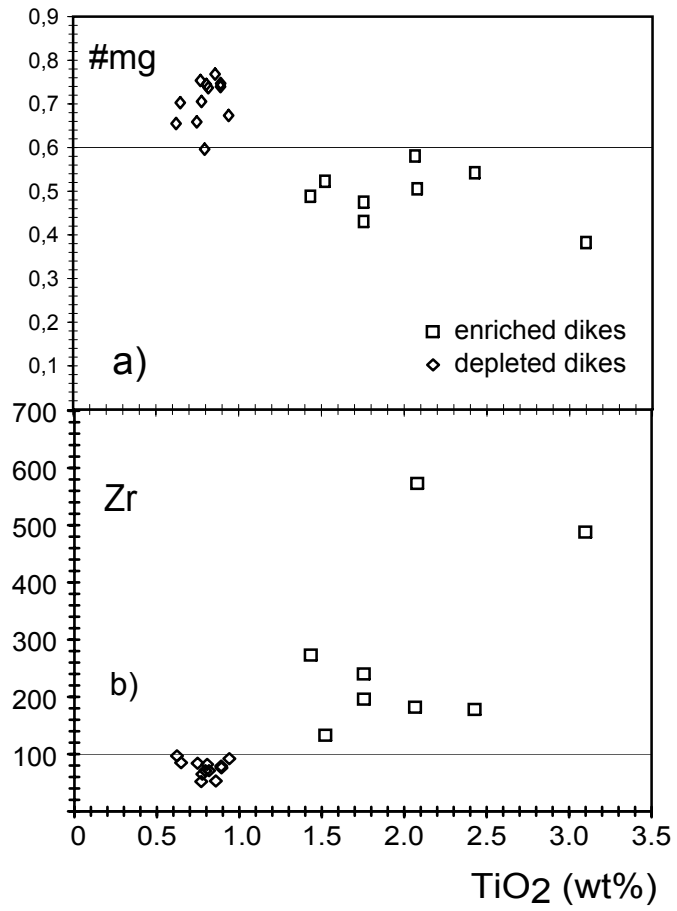


Figure 12

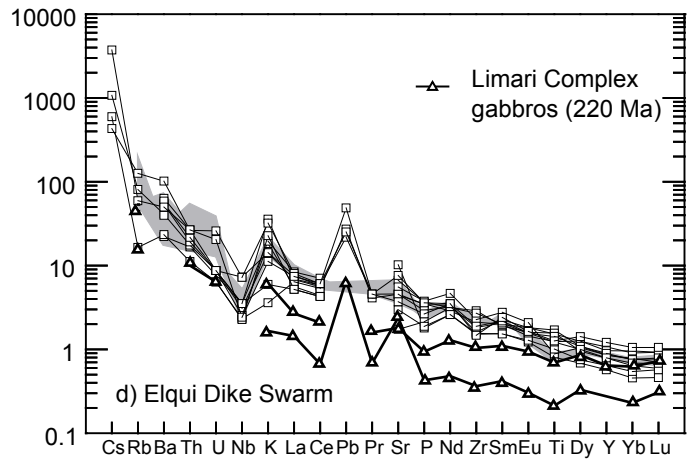
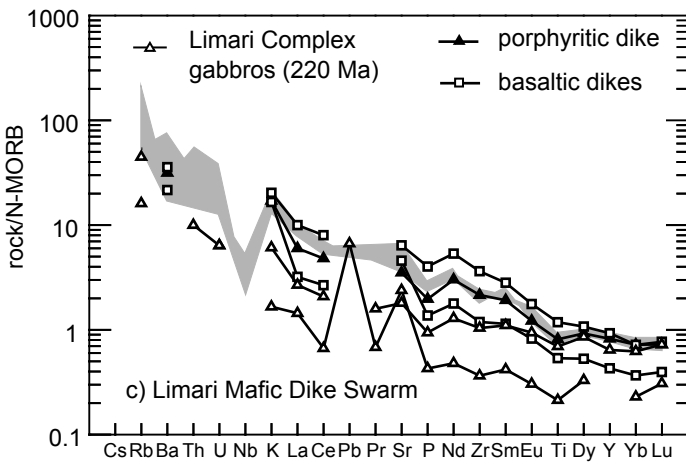
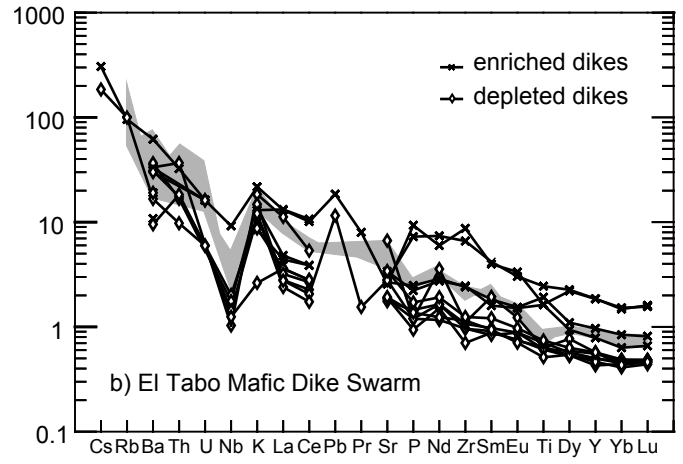
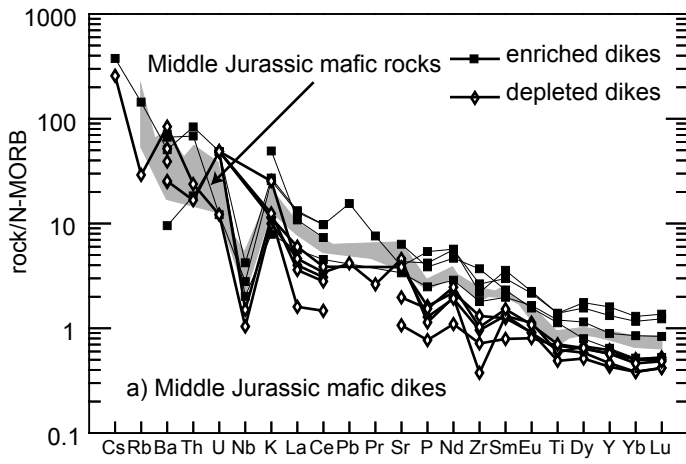


Figure 13

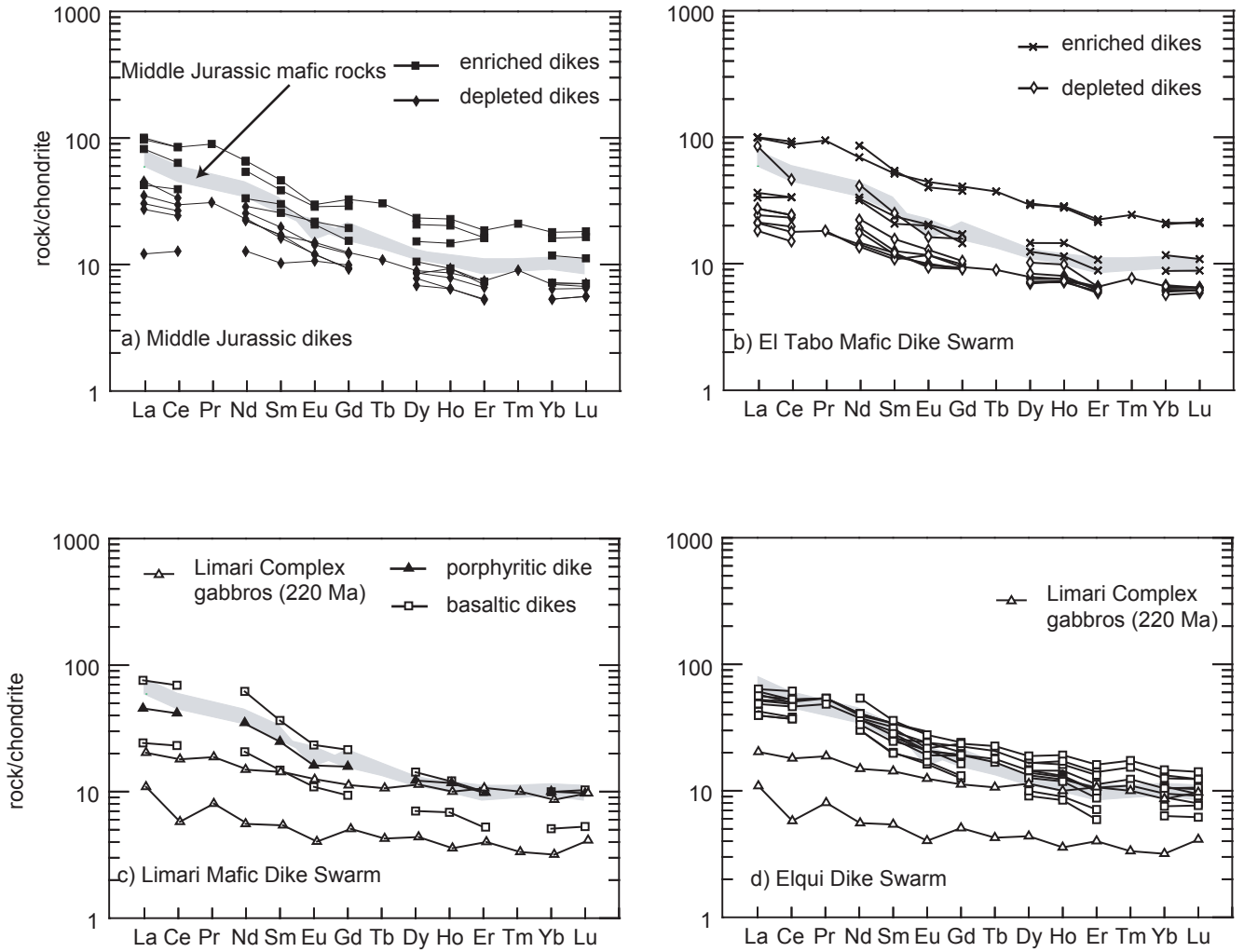


Figure 14

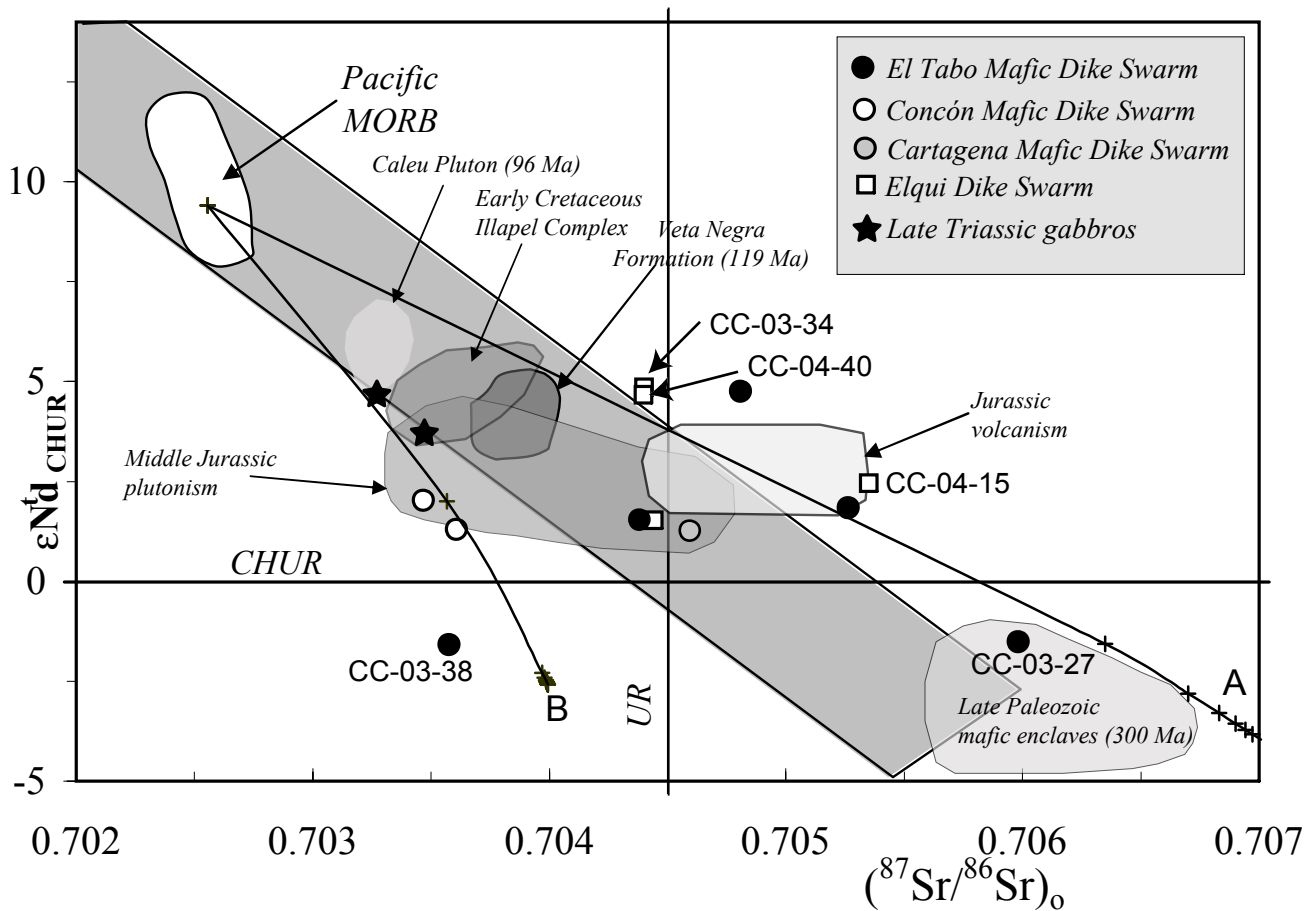


Figure 15

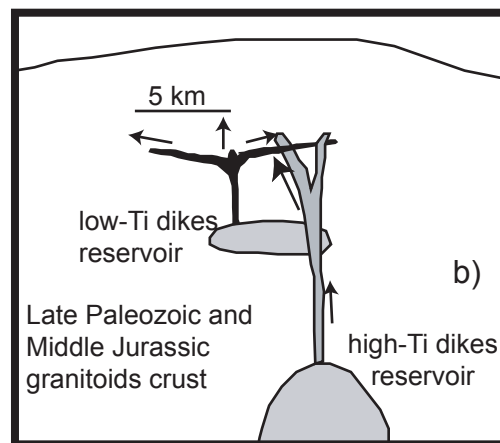
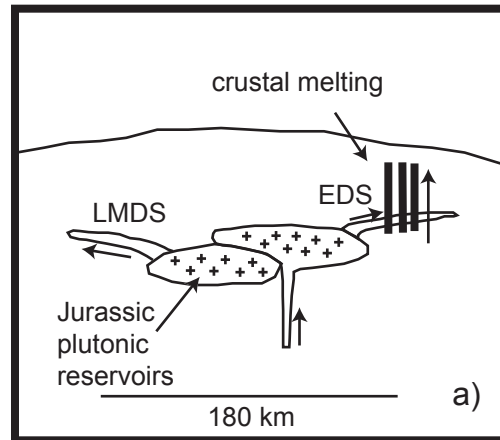


Figure 16

Table 1: field features and location of AMS sites (reference datum: Prov. South America 1956)

	Dike swarm	strike/dip	thickness	latitude	longitude
ET01	<i>ETDS</i>	290°/88°N (east wall) 291°/88°S (west wall)	0.8 m	-33°27.339' S	-71°39.645' W
CT03	<i>ETDS</i>	330°/87°W	0.4 m	-33°25.324' S	-71°42.376' W
CT04	<i>ETDS</i>	330°/90° (west wall)	0.2 m	-32°25.294' S	-71°42.389' W
CT05	<i>ETDS</i>	85°/77°N	0.9 m	-32°25.674' S	-71°42.034' W
LT10	<i>LMDS</i>	102°/87°S (north wall)	10 m	-31°1.342' S	-71°39.495' W
EQ04	<i>EDS</i>	8°/76°W	1 m	-29°58.254' S	-70°6.122' W
EQ05	<i>EDS</i>	8°/76°W	0.4 m	-29°58.254' S	-70°6.122' W
EQ06	<i>EDS</i>	8°/76°W	0.4 m	-29°58.254' S	-70°6.122' W
EQ07	<i>EDS</i>	284°/54°SW	2.1 m	-29°58.254' S	-70°6.122' W
EQ08	<i>EDS</i>	77°/90°	5 m	-29°56.583' S	-70°15.963' W
EQ10	<i>EDS</i>	338°/71°SW	2.5 m	-29°53.43' S	-70°18.583' W
EQ14	<i>EDS</i>	42°/90°	9 m	-29°51.483' S	-70°21.782' W

Table 2: flow vector results from AMS data in ETDS, LMDS and EDS

Site	unit	Mean flow vector	Dynamics	K_1 (mean)	Mean foliation plane
ET01	ETDS	110°/8° (NE side)	Upflow	118°/35°	305°/86°N
		289°/48° (SW side)	Downflow		302°/80°N
CT03	ETDS	186°/80° (NE side)	upflow	89°/75°	334°/75°E
		160°/57° (SW side)	downflow		340°/82°E
CT04	ETDS	338°/31° (SW side)	upflow	324°/52°	163°/82°W
CT05	ETDS	293°/64° (S side)	Upflow	100°/48°	95°/78° S
LT10	LMDS	288°/26° (N side)	downflow	79.9°/71.8°	75°/69°
EQ04	EDS	350°/54° (W side)	upflow	5°/24°	198°/63°W
EQ05	EDS	8°/0° (mean EQ04-05))	horizontal	186°/0.2°	192°/76°W
EQ06	EDS	192°/18° (E side)	upflow	162°/46.4°	203°/81°W
		4°/17° (W side)	downflow		203°/81°W

Table 3: representative geochemical analyses of Mesozoic mafic dikes from the Coastal Range of central Chile (31°-33°45' S)

sample	CC-03-07	CC-03-32	CC-03-13	CC-03-01	CC03-29	CC03-43	CC-03-40	CC03-42	CC04-61	CC-03-16	CC-03-23	CC-03-26
unit	CMDS(e)	CMDS(e)	CMDS(e)	CMDS(d)	CMDS(d)	CMDS(d)	CrMDS(d)	CrMDS(d)	CrMDS(e)	ETDS(d)	ETDS(d)	ETDS(d)
SiO ₂ wt%	51.39	55.03	50.10	50.93	54.60	51.80	44.29	48.20	54.20	46.87	48.31	48.46
TiO ₂	1.73	1.73	1.50	0.73	0.61	0.78	0.83	0.86	1.40	0.78	0.78	0.74
Al ₂ O ₃	16.19	16.30	16.86	15.91	15.01	16.62	13.91	13.22	17.28	16.09	12.90	14.36
Fe ₂ O ₃	4.27	3.93	3.75	4.22	2.35	2.54	3.09	2.60	2.59	3.01	2.90	4.05
FeO	6.40	5.28	6.48	4.76	5.80	6.80	6.76	6.88	5.52	5.28	6.64	4.88
MnO	0.18	0.15	0.25	0.15	0.17	0.17	0.16	0.17	0.15	0.15	0.17	0.15
MgO	4.22	2.99	5.02	7.21	7.30	6.58	15.14	13.33	3.58	10.84	12.49	11.50
CaO	7.99	6.33	10.65	10.11	8.56	8.74	10.38	8.49	5.53	10.46	8.50	9.06
Na ₂ O	3.88	4.29	3.14	2.90	2.69	3.14	1.33	0.79	3.49	1.97	1.94	1.86
K ₂ O	1.82	1.93	0.56	0.70	0.80	0.88	0.80	1.77	3.48	1.29	0.78	1.03
P ₂ O ₅	0.48	0.62	0.29	0.13	0.19	0.15	0.09	0.17	0.44	0.14	0.13	0.11
L.O.I.	1.20	1.20	1.13	2.10	1.59	1.39	3.09	3.44	2.16	2.81	4.21	3.58
TOTAL	99.75	99.78	99.73	99.85	99.67	99.59	99.87	99.92	99.82	99.69	99.75	99.78
mg#	0.47	0.43	0.52	0.66	0.65	0.60	0.77	0.75	0.49	0.74	0.74	0.75
		ICP-MS		ICP-MS				ICP-MS				
Cs		2.63		1.80				0.90				
Rb		80.53		16.29				61.32				
Ba	420	319.30	60	529.12	157	246	160	332.79	449	210	195	230
Th	8.2	10.03	2.2	2.85			2	1.97		4.4	2.1	2
U		2.29		0.57				0.25				
Nb	6.5	9.81	4.7	2.42			3.5	1.94		2.4	4.7	4.1
Ta	0.41	0.76	0.29	0.13			0.22	0.17		0.15	0.29	0.26
Pb		4.65		1.25				3.06				
Sr	391	352.16	304	412.51	345	370	96	181.48	570	600	166	170
Zr	196	162.68	133	27.73	97	71	53	32.92	273	82	71	52
Y	37	44.77	25	17.28	12	13	16	15.90	18	16	12	14
Hf	5.7	4.07	2.3	0.97	2.1	1.6	1.8	1.14	3.1	2.4	2.3	2
Sc	31	24.24	34	42.80	33	38	41	34.44	15	43	26	32
Ni	16	12.68	25	32.76	53	47	330	312.88	25	100	288	251
Cr	85	39.85	160	88.42	320	110	900	765.86	90	480	950	700
Zn	106	111	97	47.60	74	131	117	102.12	114	84	81	75
Co	28	19.51	26	32.01	23	24	36	47.54	21	31	34	29
V	308	194.23	310	269.29	188	291	212	244.08	160	249	200	195
La	32	33.13	14	11.53	15	9	4	8.25	27	28	8	7
Ce	73	73.27	34	25.64	29	21	11	18.38	55	40	20	17
Pr		10.03		3.46				2.99				
Nd	41	41.55	21	14.43	16	14	8	14.22	34	26	12	11
Sm	7.83	9.38	5.19	3.44	3.28	3.48	2.08	3.79	6.09	5.09	2.4	2.31
Eu	2.2	2.29	1.68	1.15	0.93	0.92	0.82	1.16	1.59	1.25	0.75	0.77
Gd	8	9.02	5.35	3.43	2.54	2.58	2.73	3.47	4.24	4.35	2.56	2.51
Tb		1.43		0.51				0.50				
Dy	7.09	8	5.22	3.06	2.34	2.66	2.9	3.02	3.61	3.5	2.44	2.39
Ho	1.42	1.60	1.03	0.60	0.45	0.45	0.65	0.61	0.65	0.69	0.5	0.51
Er	3.66	4.19	3.64	1.67	1.18	1.2	1.56	1.71	1.65	1.48	1.36	1.48
Tm		0.63		0.27				0.25				
Yb	3.55	3.96	2.59	1.53	1.17	1.17	1.54	1.65	1.58	1.49	1.35	1.42
Lu	0.56	0.62	0.38	0.228	0.19	0.19	0.24	0.24	0.24	0.22	0.21	0.22

sample	CC-03-27	CC-03-36	CC03-24	CC03-21	CC-03-38	CC04-51	CC03-34	CC03-62	CC04-54	CC04-55	LT1005
unit	ETDS(d)	ETDS(d)	ETDS(d)	ETDS(d)	ETDS(e)	ETDS(e)	ETDS(e)	ETDS(e)	LMDS	LMDS	LMDS (oc)
SiO ₂ wt%	49.58	45.93	50.31	49.56	45.60	46.50	46.20	46.50	52.30	54.34	54.32
TiO ₂	0.75	0.85	0.62	0.90	2.01	2.31	1.99	2.99	1.42	0.66	1.00
Al ₂ O ₃	14.95	13.90	14.83	15.20	13.92	15.77	15.96	13.98	15.77	16.10	16.62
Fe ₂ O ₃	3.37	2.27	2.08	3.02	4.55	2.27	3.34	4.21	2.74	1.93	2.95
FeO	5.80	7.56	6.72	6.32	9.88	9.68	8.68	11.96	4.96	5.28	6.08
MnO	0.14	0.17	0.15	0.15	0.22	0.20	0.19	0.25	0.13	0.13	0.14
MgO	9.83	13.67	10.15	8.88	6.84	7.11	7.91	4.81	5.32	7.11	4.17
CaO	8.92	8.81	8.07	7.48	8.42	7.89	8.39	7.22	6.78	6.96	6.76
Na ₂ O	2.47	1.97	1.91	3.51	2.68	2.60	2.48	2.85	3.11	2.72	3.63
K ₂ O	0.77	0.18	0.83	0.60	1.52	0.58	0.95	0.91	1.39	1.16	1.19
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.15	0.19	1.05	0.28	0.25	0.82	0.44	0.15	0.22
L.O.I.	2.96	4.18	3.80	3.98	3.28	4.51	3.42	3.15	5.37	3.21	2.67
TOTAL	99.68	99.65	99.62	99.79	99.97	99.70	99.76	99.65	99.73	99.75	99.75
mg#	0.70	0.74	0.70	0.67	0.50	0.54	0.58	0.38	0.60	0.67	0.50
	ICP-MS		ICP-MS		ICP-MS			ICP-MS			
Cs	1.29		0.84		2.14	0.75		1.89			
Rb	55.84		39.14		53.50	36.64		31.42			
Ba	104.89	60	187.11	120	390.08	66.38	120	197.46	225	136	198
Th	1.17	2.2	0.96		3.89	0.59		2.31			
U	0.28		0.23		0.76	0.14		0.48			
Nb	3.34	2.9	1.93		21.43	9.31		22.21			
Ta	0.21	0.18	0.16		1.91	1.05		1.62			
Pb	3.46		4.18		5.54	1.88		4.67			
Sr	250.94	158	172.44	307	230.59	238.17	304	242.27	576	411	316
Zr	71.38	79	54.94	92	643.87	84.10	182	333.51	268	88	159
Y	15.54	14	13.68	16	51.67	29.98	22	52.97	26	12	23
Hf	1.84	2.2	1.76	2	13.68	2.43	3.1	7.69	4.4	2.3	3.3
Sc	34.64	38	31.14	40	46.86	35.99	31	37.95	23	25	26
Ni	191.88	246	211.28	81	74.14	72.60	96	36.41	38	70	34
Cr	590.22	850	697.17	380	285.86	298.71	250	158.95	105	328	226
Zn	67.90	84	81.67	79	152.63	99.81	94	176.28	89	79	93
Co	39.44	38	44.98	30	35.46	46.64	39	37.40	25	25	21
V	201.35	212	188.98	267	201.54	276.49	238	266.39	188	182	197
La	6.92	9	5.62	9	32.68	9.93	12	28.09	25	8	15
Ce	15.44	21	12.19	21	75.83	25.41	29	66.36	60	20	36
Pr	2.04		1.75		10.55	3.84		9.52			
Nd	8.50	12	8.08	14	43.64	18.69	20	43.74	39	13	22
Sm	2.20	2.56	2.23	3.18	10.47	5.22	4.2	10.94	7.4	3	5.04
Eu	0.90	0.9	0.73	0.99	3.41	1.81	1.54	3.30	1.8	0.84	1.24
Gd	2.60	2.73	2.19	2.9	11.24	5.74	4.01	10.75	5.92	2.58	4.35
Tb	0.42		0.37		1.75	0.95		1.70			
Dy	2.69	2.6	2.41	2.87	10	5.88	4.27	10.10	4.89	2.41	4.2
Ho	0.53	0.53	0.51	0.56	1.99	1.16	0.8	1.99	0.85	0.48	0.82
Er	1.48	1.42	1.48	1.38	5.03	2.94	1.99	5.30	2.26	1.18	2.21
Tm	0.23		0.22		0.73	0.40		0.75			
Yb	1.46	1.37	1.46	1.32	4.64	2.52	1.93	4.86	2.19	1.12	2.2
Lu	0.22	0.21	0.21	0.21	0.71	0.35	0.3	0.69	0.35	0.18	0.33

Table 4: geochemical analyses of Mesozoic mafic dikes from the Frontal Cordillera of central Chile (30° S)

sample	CC-04-12	CC-04-15	CC-04-17	CC-04-19	CC-04-20	CC-04-25	CC-04-29	CC-04-32	CC-04-34	CC-04-40
SiO ₂ wt%	45.23	51.12	50.16	48.60	46.03	55.15	45.41	47.60	49.90	51.62
TiO ₂	2.10	1.90	0.98	1.90	1.08	1.52	1.75	1.23	1.50	1.57
Al ₂ O ₃	17.40	17.10	19.32	17.20	17.49	15.14	18.05	16.04	17.04	16.19
Fe ₂ O ₃	4.19	2.37	4.29	2.87	3.98	4.18	3.94	2.43	3.67	4.29
FeO	6.60	6.20	3.32	5.08	4.84	5.52	6.08	5.80	4.52	6.92
MnO	0.17	0.16	0.11	0.14	0.17	0.29	0.19	0.16	0.14	0.19
MgO	7.96	5.34	3.84	5.74	7.47	4.08	7.81	9.74	6.82	4.58
CaO	10.01	8.37	8.87	8.59	10.74	3.41	10.40	8.92	6.26	8.16
Na ₂ O	2.76	3.77	3.69	4.60	2.44	4.83	2.58	2.20	4.52	3.26
K ₂ O	0.42	0.99	1.27	0.99	1.35	2.51	0.25	1.57	2.25	0.79
P ₂ O ₅	0.40	0.39	0.20	0.41	0.42	0.24	0.33	0.21	0.41	0.30
L.O.I.	2.57	2.08	3.63	3.65	3.87	2.75	3.13	3.77	2.93	2.01
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
mg#	0.63	0.57	0.57	0.62	0.67	0.50	0.64	0.72	0.66	0.48
		ICP-MS					ICP-MS		ICP-MS	ICP-MS
Cs		7.52					4.18		3.02	26.17
Rb		45.27					9.22		70.56	33.27
Ba	140	259.47	340	250	400	350	147.37	370	640.73	314.58
Th	2	2.10	2.3	<2	3.2	2.6	1.34	<2	3.16	3.20
U		0.41					0.3		1.22	0.96
Nb	8.2	7.20	5.9	17	8.2	8.2	5.40	5.3	16.85	5.63
Ta	0.51	0.59	0.37	1.06	0.51	0.51	0.43	0.33	1.16	0.47
Pb		6.54					8.18		7.56	14.63
Sr	400	412.28	920	600	500	156	409.61	267	685.59	333.25
Zr	156	118.5	112	214	168	200	135.54	115	139.66	108.95
Y	24	29.97	16	22	24	27	25.07	18	22.14	33.93
Hf	2.2	3.78	2.5	4	3.9	4.4	3.76	3.1	3.74	3.44
Sc	25	29.31	18	19	25	28	27.51	25	27.14	37.22
Ni	115	44.08	29	68	125	6	117.53	203	59.86	46.82
Cr	180	122.47	40	130	380	10	245.08	550	207.73	192.62
Zn	90	89.03	70	80	86	200	83.26	82	70.1	106.08
Co	38	28.90	19	28	26	25	42.44	31	28.64	35.86
V	218	220.3	200	149	190	265	217.17	184	225.94	383.83
La	13	17.33	14	19	21	17	16.03	13	20.08	18.55
Ce	32	43.74	33	43	53	42	40	32	45.27	45.71
Pr		6.02					5.42		6.03	6.03
Nd	21	24.69	19	23	34	23	23.62	19	25.66	25.62
Sm	5.26	5.95	4.08	4.99	7.29	5.23	5.43	4.02	5.74	6.32
Eu	1.85	1.85	1.25	1.63	2.13	1.47	1.58	1.31	1.60	1.67
Gd	5.58	6.19	3.46	4.51	6.66	5.22	5.29	3.63	5.29	6.51
Tb		0.97					0.84		0.79	1.06
Dy	4.96	5.68	3.12	4.33	4.76	5.73	4.95	3.42	4.55	6.46
Ho	0.92	1.20	0.59	0.83	0.9	1.13	1.01	0.63	0.86	1.34
Er	2.25	3.16	1.33	1.97	2.24	2.99	2.53	1.6	2.38	3.62
Tm		0.46					0.37		0.33	0.52
Yb	2.38	2.76	1.39	1.95	2.33	2.92	2.30	1.66	2.09	3.22
Lu	0.32	0.42	0.21	0.27	0.35	0.42	0.36	0.26	0.31	0.48

Table 5: Sr and Nd isotopic data for mafic dikes of central Chile (30°-33°45' S)

sample	unit	Age	Rb	Sr	Sm	Nd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	ϵNd	T_{DM}
		Ma	ppm	ppm	ppm	ppm				Ga		
cc-03-01	CMDS	160	16.39	421.03	3.44	14.43	0.703866	0.512649	0.703610	0.512498	+1.29	1.097
cc-03-32	CMDS	160	79.99	354.16	9.38	41.55	0.704962	0.512678	0.703478	0.512535	+2.01	0.932
cc-03-42	CrMDS	160	61.32	195.64	3.64	13.65	0.706671	0.51266	0.704611	0.512491	+1.15	1.418
cc-03-27	ETDS	140	56.58	255.78	2.20	8.50	0.70721	0.512525	0.705938	0.512381	-1.50	1.673
cc-03-38	ETDS	140	52.94	225.08	10.47	43.64	0.70488	0.512511	0.703528	0.512378	-1.56	1.416
cc-03-24	ETDS	140	39.14	186.24	2.19	7.93	0.706489	0.512698	0.7052803	0.512545	+1.70	1.466
cc-04-51	ETDS	140	36.64	254.00	4.93	17.66	0.705653	0.512851	0.7048234	0.512696	+4.65	1.015
cc-03-62	ETDS	140	31.42	258.13	10.28	41.11	0.705193	0.512661	0.7043930	0.512503	+1.38	1.192
cc-04-15	EDS	200	45.16	412.22	5.95	24.69	0.705959	0.512719	0.705059	0.512528	+2.88	0.968
cc-04-29	EDS	200	9.34	409.41	5.43	23.62	0.70456	0.512665	0.704384	0.512483	+1.99	0.990
cc-04-34	EDS	200	70.55	685.43	5.74	25.66	0.704972	0.512832	0.704126	0.512655	+5.35	0.618
cc-04-40	EDS	200	33.34	333.17	6.32	25.62	0.704954	0.512835	0.704132	0.512640	+5.06	0.744

CAPÍTULO 6

PALEOMAGNETISMO DE LOS ENJAMBRES DE DIQUES Y SUS ROCAS DE CAJA

6.1. Introducción

En este capítulo se presentan los resultados de magnetismo remanente y direcciones paleomagnéticas de los enjambres de diques de Concón, Cartagena y El Tabo y sus rocas de caja asociadas, junto con una descripción de las propiedades magnéticas de las muestras estudiadas. El estudio de paleomagnetismo se realizó con el fin de detectar posibles rotaciones de bloques o basculamientos que pudieran afectar la disposición primario de los enjambres de diques estudiados. Al final del capítulo se presenta una breve síntesis de los datos, junto con las direcciones promedio para cada zona de estudio. Una discusión más profunda acerca del origen y de las implicancias tectónicas de las direcciones paleomagnéticas encontradas se realizará en el Capítulo 7. El estudio paleomagnético realizado en el Enjambre de Diques del Elqui se muestra en el Anexo 1, puesto que los resultados de tal estudio (rotaciones horarias respecto a un eje vertical) tendrían relación con procesos tectónicos ocurridos probablemente el en Cenozoico.

6.2. Muestreo y métodos paleomagnéticos

En la Cordillera de la Costa de Chile central (33° - $33^{\circ}45'$ S), el muestreo se concentró en afloramientos litorales en las localidades de Concón (15 sitios, ver Figura 1c de artículo n°1), Laguna Verde (2 sitios), El Tabo, Las Cruces y Cartagena (7 sitios en conjunto). El detalle de la ubicación de los sitios muestreados aparece en la Tablas 6.1. El muestreo abarcó en su mayoría diques máficos, pero además se muestreó rocas de caja en las cercanías de los diques, para realizar una comparación de las propiedades y direcciones magnéticas en rocas de diferente edad. Las mediciones de magnetismo remanente se realizaron en su totalidad en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. El magnetismo remanente se midió usando un magnetómetro JR5 AGICO, mientras que la susceptibilidad magnética se midió con un susceptibilímetro Bartington. Para examinar en forma detallada las propiedades magnéticas de las muestras, se realizaron experimentos de Magnetismo isotérmico remanente (IRM: Isothermal Remanent Magnetization) utilizando un magnetómetro ASC IM-10-30 y además se realizaron curvas de variación de susceptibilidad magnética respecto a temperatura, utilizando un instrumento AGICO KLY3-CS3 de alta precisión.

En la Cordillera de la Costa se realizó un muestreo de dos sitios en rocas intrusivas jurásicas del sector de Laguna Verde, al sur de Valparaíso, cuatro sitios en rocas intrusivas y metamórficas paleozoicas entre El Tabo y Cartagena, un sitio en el Enjambre de diques de El Tabo, un sitio en el Enjambre de diques de Cartagena (Jurásico) y un sitio que incluye diques de esta última unidad y dioritas foliadas del Triásico Tardío en Cartagena. Adicionalmente se realizaron mediciones paleomagnéticas en granitoides paleozoicos de la localidad de Santo Domingo.

	Localidad	unidad	n° muestras	latitud	longitud
03RN01	<i>Concón</i>	<i>Granitoide foliado</i>	4	-32°55.489'	-71°32.650'
03RN02	<i>Concón</i>	<i>Dique grueso</i>	7	-32°56.288'	-71°33.029'
03RN03	<i>Concón</i>	<i>Dique grueso</i>	15	-32°56.260'	-71°33.100'
03RN04	<i>Concón</i>	<i>Granitoide foliado</i>	5	-32°56.260'	-71°33.100'
03RN05	<i>Concón</i>	<i>Dique grueso</i>	7	-32°55.756'	-71°32.889'
03RN06	<i>Concón</i>	<i>Granitoide foliado</i>	11	-32°55.756'	-71°32.889'
03RN07	<i>Concón</i>	<i>Dique grueso</i>	5	-32°57.605'	-71°32.785'
03RN08	<i>Concón</i>	<i>Granitoide foliado</i>	7	-32°57.605'	-71°32.785'
03RN09	<i>Concón</i>	<i>Dique grueso</i>	6	-32°57.605'	-71°32.785'
03RN10	<i>Concón</i>	<i>Dique Delgado</i>	4	-32°57.389'	-71°32.779'
03RN11	<i>Concón</i>	<i>Granitoide foliado</i>	7	-32°57.389'	-71°32.779'
03RN12	<i>Concón</i>	<i>Dique Delgado</i>	3	-32°57.389'	-71°32.779'
03RN13	<i>Concón</i>	<i>Dique Delgado</i>	4	-32°58.299'	-71°32.630'
03RN14	<i>Concón</i>	<i>Dique grueso</i>	10	-32°58.299'	-71°32.630'
03RN15	<i>Concón</i>	<i>Granitoide</i>	4	-32°58.299'	-71°32.630'
04LV01	<i>Laguna Verde</i>	<i>Diorita foliada</i>	6	-33°5.953'	-71°41.206'
04LV02	<i>Laguna Verde</i>	<i>Diorita</i>	9	-33°5.875'	-71°44.027'
04ET01	<i>El Tabo</i>	<i>Dique</i>	6	-33°27.339'	-71°39.645'
04ET02	<i>El Tabo</i>	<i>Gneiss tonalítico</i>	6	-33°27.339'	-71°39.645'
04ET03	<i>Las Cruces</i>	<i>Gneiss</i>	5	-33°29.477'	-71°38.248'
04ET04	<i>Las Cruces</i>	<i>Gneiss</i>	6	-33°29.493'	-71°38.243'
04ET05	<i>Cartagena</i>	<i>Gneiss / diques</i>	11	-33°32.511'	-71°36.167'
04ET06	<i>Cartagena</i>	<i>Dique</i>	5	-33°32.661'	-71°36.213'
04ET07	<i>Cartagena</i>	<i>Gneiss granítico</i>	6	-33°32.661'	-71°36.213'

Tabla 6.1: ubicación de sitios paleomagnéticos del sector costero (33°-33°40' S).

6.3 Resultados

a) Propiedades Magnéticas

En los dos sitios muestreados en la localidad de Laguna Verde, se observan propiedades magnéticas contrastantes. En el sitio LV01, las rocas corresponden a dioritas foliadas de grano medio. En ellas se observa una baja susceptibilidad magnética asociada a bajos valores de Magnetismo Remanente Natural (MRN), mientras que en el sitio LV02, que corresponde a rocas dioríticas a gnéisicas de grano medio a grueso, se han obtenido altos valores de susceptibilidad magnética asociados a altos valores de MRN (Fig. 6.1). Estas diferencias estarían relacionadas a un mayor porcentaje modal de magnetita en el sitio LV02. La presencia de este mineral es evidenciada en las temperaturas de Curie cercanas a 570° C (Fig. 6.2a).

Los gneiss paleozoicos, que presentan una composición granítica a tonalítica y grano grueso, en general tienen un comportamiento débilmente ferromagnético, asociados a valores bajos de MRN, en la mayoría de las muestras inferior a $1,00e^{-2} \text{ Am}^{-1}$ (Fig. 6.1). Los experimentos de IRM han demostrado la presencia de magnetita en esas muestras, probablemente en bajas proporciones (Fig. 6.3). Por su parte, los granitoides tonalíticos a graníticos del sector de Concón presentan una fuerte correlación entre susceptibilidad magnética y MRN, lo cual está controlado por las variables proporciones de magnetita en las muestras (Fig. 6.2).

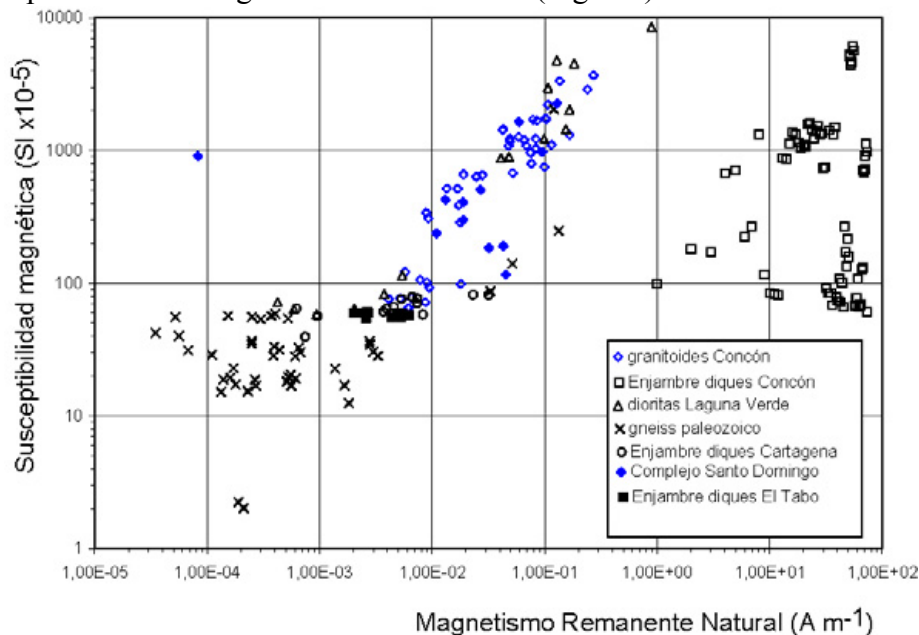


Figura 6.1: Susceptibilidad magnética vs Magnetismo Remanente Natural (MRN) en rocas intrusivas (diques, granitoides) y gneisses del sector costero entre los 33° y 33°40' S.

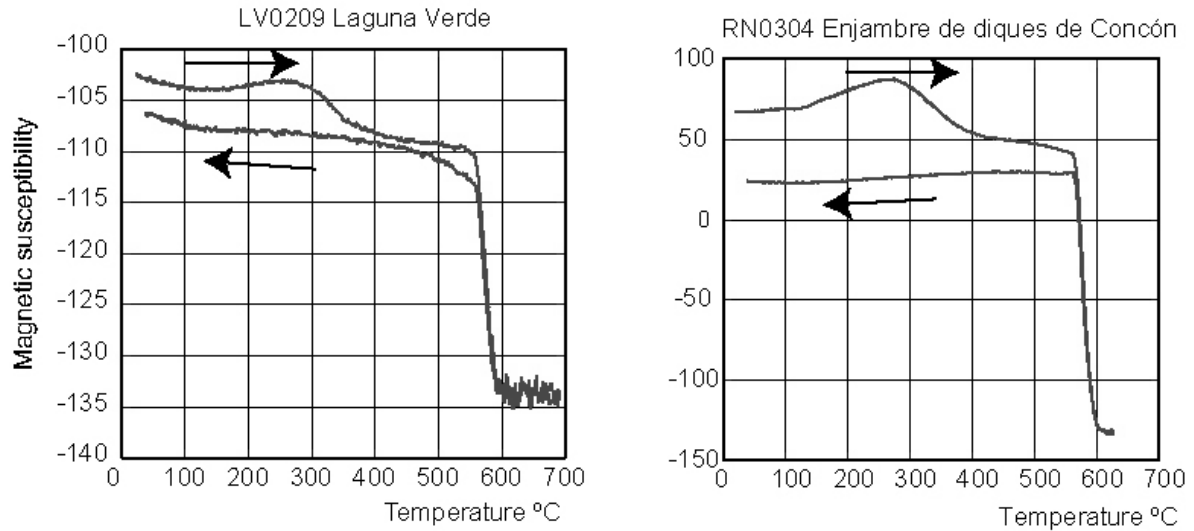


Figura 6.2: Curvas de susceptibilidad magnética vs temperatura ($^{\circ}$ C) en dioritas de Laguna Verde y un dique de Concón. Puntos de Curie ocurren cercanos a 570° C

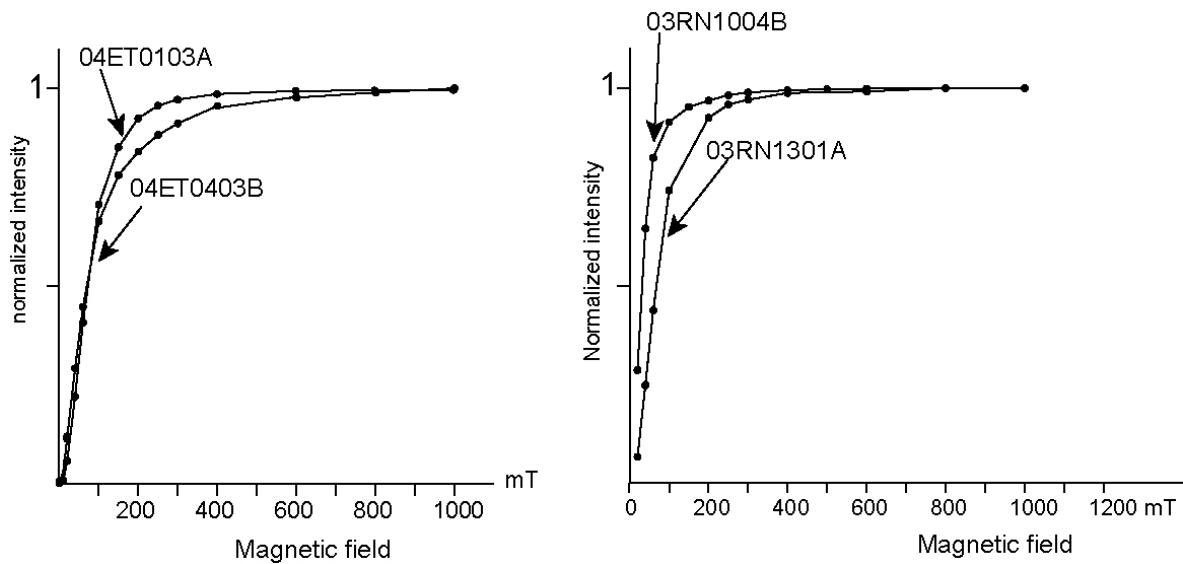


Figura 6.3: Curvas de experimentos de IRM (isothermal remanent magnetization). Intensidad de magnetización normalizada al máximo (normalizad intensity) vs campo magnético aplicado en microTesla (Magnetic field). a) muestras de gneiss (04ET0403B) y dique de El Tabo (04ET0103A), b) muestras de diques de Concón.

Los diques del enjambre de Concón presentan una similar correlación de valores, pero siguiendo una tendencia hacia mayores valores de MRN y susceptibilidad magnética (algunas muestras superan los 5000×10^{-5} [SI]). En estos diques, la magnetita también sería la principal fase ferromagnética, de acuerdo a las temperaturas de Curie y las curvas de IRM (Fig. 6.2b y 6.3b). Efectivamente, como se describió en el Capítulo 3, magnetita con bajos contenidos de Ti ha sido

observada tanto en diques máficos tempranos (diques gruesos) como en diques tardíos del enjambre. En los diques tempranos, este mineral ocurre rodeado de una corona de titanita (Fig. 6.4), mientras que en los diques tardíos ocurre sin esta corona. En ambos tipos de diques además se ha detectado pirita como una fase metálica importante y en los diques tardíos se ha reconocido pirrotina incluida en anfíbol (Fig. 4.d en artículo n°1).

Los diques máficos del enjambre de diques de El Tabo se caracterizan por un comportamiento débilmente ferromagnético, con valores constantes de susceptibilidad magnética alrededor de 60×10^{-5} [SI] y pequeña variación en MRN. Los diques máficos del enjambre de diques de Cartagena presentan valores similares de MRN y susceptibilidad magnética que las muestras del Enjambre de diques de El Tabo. En muestras de ambos enjambres se observa un comportamiento similar en experimentos de IRM, con rápida a moderada saturación, cercana a 200 mT, indicativa de presencia de magnetita (Fig. 6.3a). Sin embargo, en diques máficos de Cartagena (Enjambre de diques de Cartagena, sitio ET06) y en su roca de caja (gneiss granítico sitio ET07), se ha observado temperaturas de desmagnetización cercana a 310-340° C, que sugieren la presencia de pirrotina como fase magnética importante y portadora de magnetización. De hecho, mediante observación en microscopio electrónico (SEM), se han reconocido pequeñas inclusiones de este mineral al interior de anfíbol (Fig. 6.5), al igual como fue reconocido en diques delgados (tardíos) en el enjambre de diques de Concón.

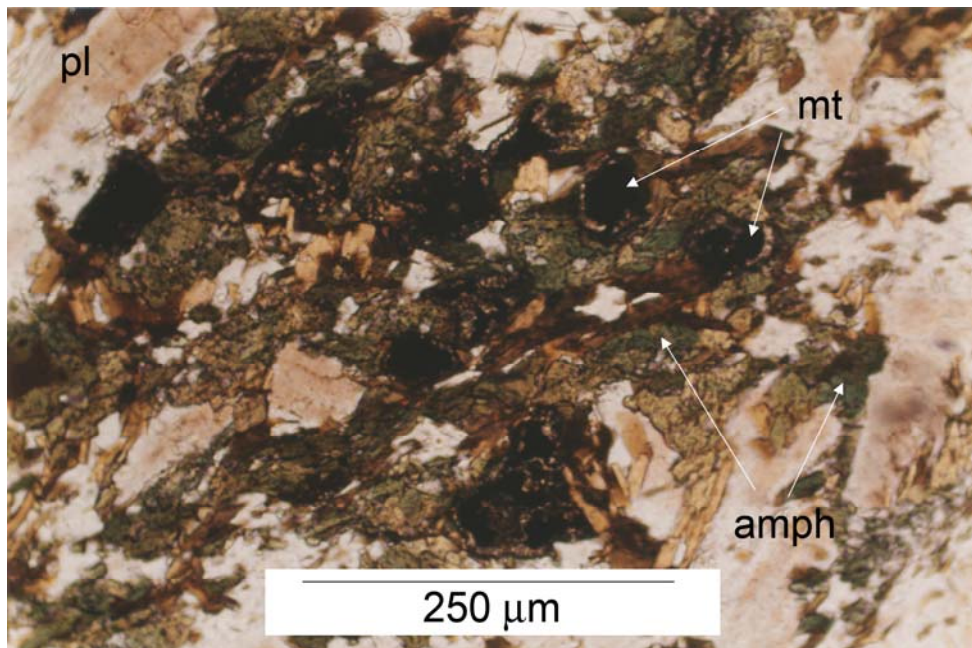


Figura 6.4: Microfotografía de dique máfico foliado del Enjambre de diques de Concón (muestra CC-03-06). En esta muestra se aprecian cristales de magnetita (mt) rodeados de corona de titanita, junto a cristales de anfíbol (amph) y plagioclasa (pl).

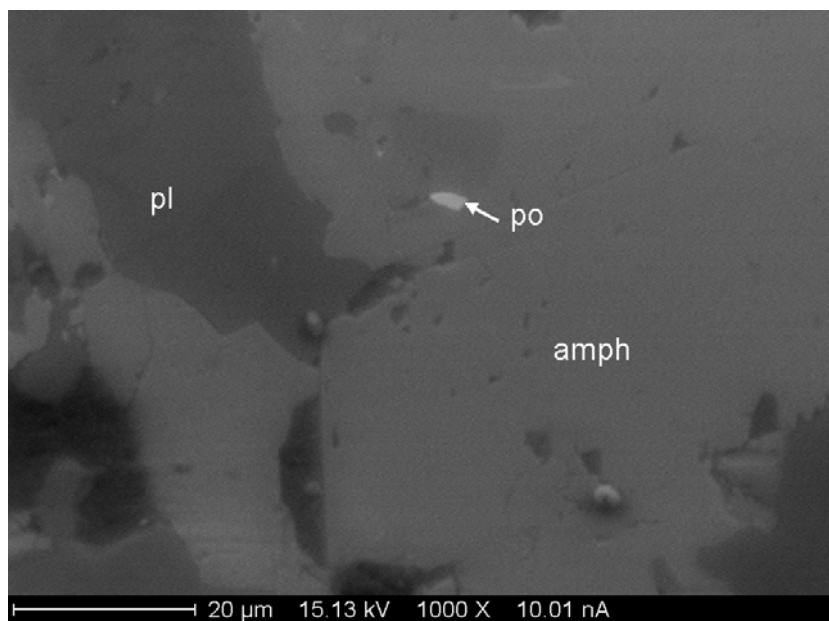


Figura 6.5: Imagen bajo microscopio electrónico (Scanning electron microscope: SEM) de una muestra de dique basáltico del enjambre de diques de Cartagena (muestra CC-03-66). En esta se observa plagioclasa (pl) y anfíbol (amph), el cual contiene pequeñas inclusiones de pirrotina (po).

b) Análisis de direcciones paleomagnéticas características

Gneisses y granitoides (Paleozoico al Jurásico)

En la mayor parte de las rocas gnéissicas y granitoides paleozoicos no fue posible obtener direcciones paleomagnéticas características. En muestras del Complejo Plutónico Santo Domingo, previamente analizadas por ASM (Arce, 2002), se obtuvieron solo dos direcciones interpretables. En la muestra SD0305a, se obtuvo una dirección de polaridad normal de $3.7^\circ/-48.9^\circ$, mientras que en la muestra SD0403a se obtuvo una dirección de polaridad inversa de $207.5^\circ/46^\circ$ (Fig. 6.6a, Tabla 6.2). La dirección de polaridad normal no difiere de las direcciones paleomagnéticas obtenidas en granitoides paleozoicos de la localidad de Concón (Capítulo 4, artículo n° 1), los cuales se han interpretado como remagnetizados durante la Supercrona Cretácica (118-83 Ma). Por su parte, en gneiss Paleozoicos de El Tabo y Las Cruces ha sido muy difícil obtener direcciones paleomagnéticas características. Se ha logrado separar algunos vectores paleomagnéticos, los cuales presentan patrones de orientación muy difíciles de interpretar. En general, las temperaturas de desmagnetización son variables entre 460 y 570°C . En la localidad de Laguna Verde, en el sitio LV02 se han obtenido direcciones de polaridad normal (Fig. 6.6a) similares a las obtenidas en Santo Domingo y Concón (dirección característica: $1.9^\circ/-46.7^\circ$, Tabla 6.2), con temperaturas de desbloqueo entre 510 y 550°C (Fig. 6.6b y c).

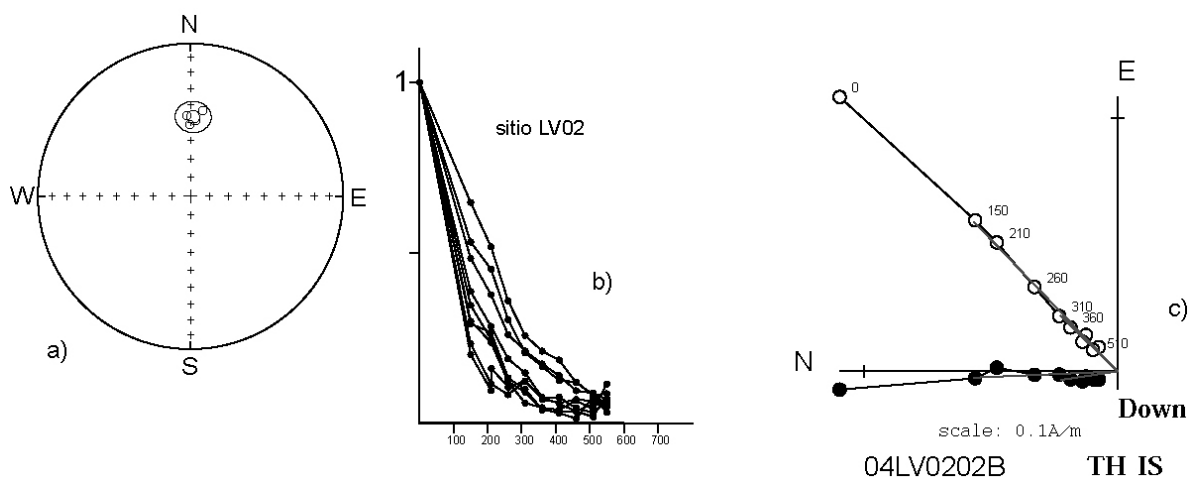


Figura 6.6: a) Proyección estereográfica de direcciones paleomagnéticas y cono de confianza de 95% para rocas del sitio LV02 de Laguna Verde. La dirección paleomagnética de Santo Domingo es similar a las de este sitio. b) curvas de magnetización versus temperatura en sitio LV02, mostrando temperaturas de Curie cercanas a 560°C , c) proyección ortogonal (Zijderveld) para un vector paleomagnético de polaridad normal en una muestra de Laguna Verde.

Diques máficos

En diques máficos jurásicos de Cartagena (ET06) y sus rocas de caja (gneiss ET07), se ha encontrado direcciones paleomagnéticas caracterizadas por presentar temperaturas de desbloqueo entre 310° y 410° C, similares al punto de Curie de pirrotina, que sugieren que la magnetización fue portada por este mineral (Fig. 6.7a). Las direcciones obtenidas en ambos sitios se caracterizan por presentar una alta inclinación entre 60° y 87°, asociadas a variable declinación magnética. En forma subordinada ocurren magnetizaciones con menor inclinación en el sitio ET07. En el sitio ET06 se ha obtenido una dirección característica de 354.6°/-71.1° (Tabla 6.2), mientras que en el sitio ET07 se ha obtenido una dirección de 17.4°/-80° (Fig. 6.7b). En alta temperatura, los diques del sitio ET06 tienden a definir una magnetización cerca de los 570° C, que es retenida por magnetita (Fig. 6.7c). Esta dirección en general no es muy definida, pero presenta una polaridad inversa y orientación hacia el NW. En diques similares del sitio ET05, se observa una variación desde magnetización de polaridad inversa hacia el sur, retenida a alta temperatura (570° C) probablemente por magnetita y magnetizaciones de polaridad normal a más baja temperatura, entre 310° y 360° C, lo que sugiere, al igual que en el caso anterior, que la pirrotina es la portadora de esta magnetización. Las variaciones de magnetización observadas en el sitio ET05, junto con la ocurrencia de similares magnetizaciones de baja temperatura en los diques ET06 y en la roca de caja adyacente (test de cocimiento) sugieren que estas magnetizaciones en los diques son de origen primario y que en las rocas de caja se asociaron a la intrusión de los diques por variación de las propiedades termomagnéticas.

En el enjambre de diques de Concón y sus rocas de caja, se observan tres componentes de magnetización. Tanto en los granitoides como en los diques gruesos del enjambre, se ha reconocido una magnetización de polaridad normal, en un rango entre 210° y 530° C (Fig. 6.8a y b, Tabla 6.3). Estas direcciones paleomagnéticas son en general muy homogéneas y similares a las obtenidas en Laguna Verde, Santo Domingo y a las publicadas por Irwin et al (1987) para rocas mesozoicas de la zona costera de Chile central.

Por otra parte, los diques delgados del enjambre, los cuales contienen pequeños porcentajes de pirrotina, como inclusiones primarias en anfíbol, se caracterizan por presentar direcciones paleomagnéticas de polaridad normal y baja inclinación (al menos 15 a 20° menor a la esperada para el Jurásico en esta latitud). Esta magnetización presenta temperaturas de desbloqueo entre 320° y 360° C (Fig. 6.8c), similares a las observadas en diques de Cartagena, lo que sugiere que es portada por pirrotina. Al igual que en los diques de Cartagena, se observa un componente de

magnetización a alta temperatura (500°-610° C) y polaridad inversa (Fig. 6.8d), asociada muy probablemente a magnetita pobre en Ti.

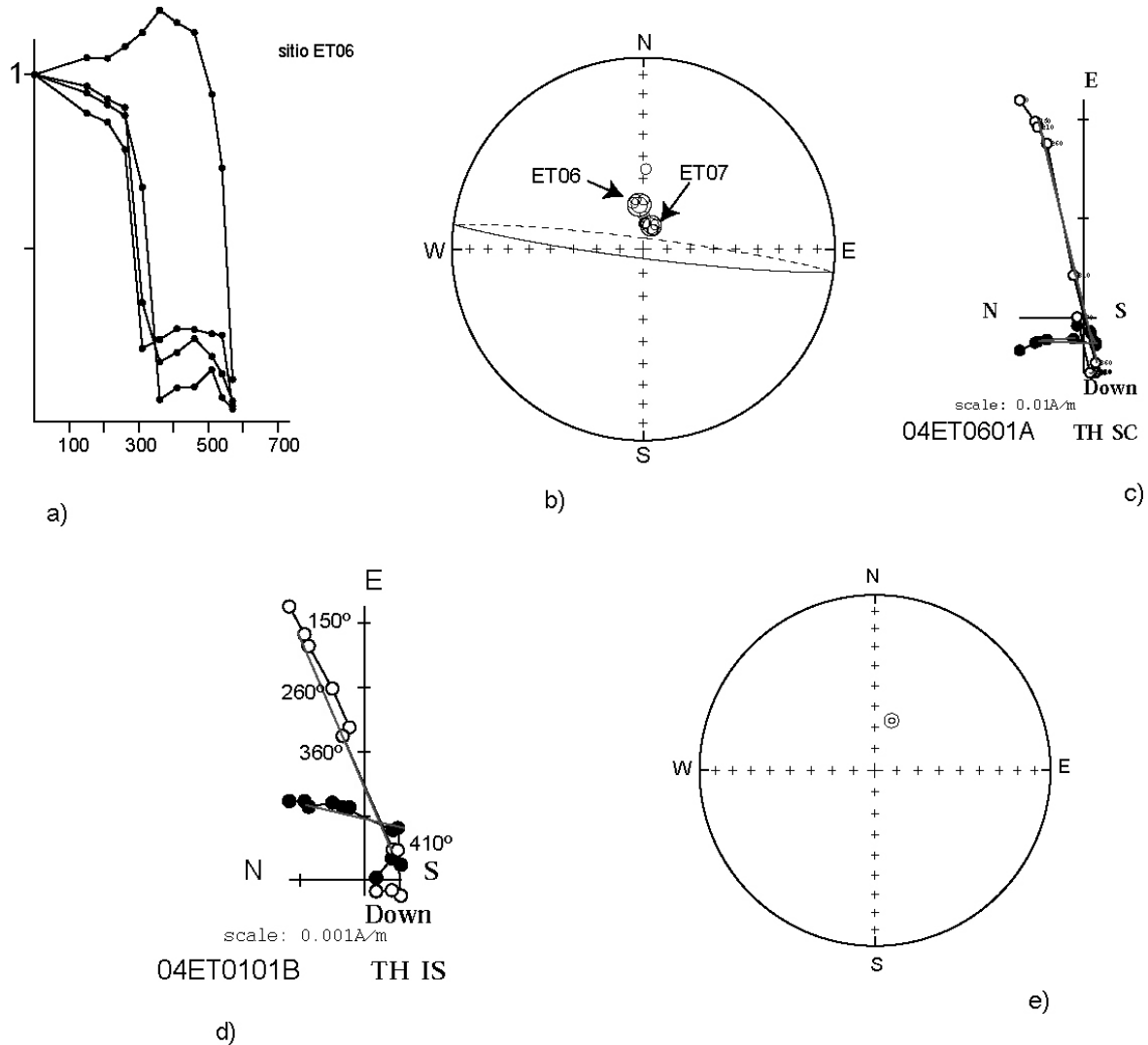


Figura 6.7: curvas de desmagnetización termal (magnetización vs temperatura) en muestras del sitio ET06, mostrando una fuerte desmagnetización cerca de los 360° C, b) proyección estereográfica (hemisferio inferior) de direcciones paleomagnéticas de los sitios ET06 (dique) y ET07 (roca de caja gnéissica), c) proyección ortogonal (Zijderveld) de vectores de desmagnetización en la muestra ET0601A, d) proyección ortogonal (Zijderveld) de vectores de desmagnetización en la muestra ET0101B (El Tabo), e) proyección estereográfica, incluyendo cono de confianza de 95% de direcciones paleomagnéticas en el sitio ET01.

En este caso, la magnetización presenta una baja inclinación al igual que el componente de baja temperatura, a diferencia de la alta inclinación observada en Cartagena. Estas direcciones de baja inclinación también han sido reconocidas en muestras de rocas de caja intruidas por estos diques. Por ejemplo, en el dique grueso 04RN14 se observan direcciones paleomagnéticas de polaridad inversa a alta temperatura con baja inclinación (Fig. 6.8e). Estos cambios se asocian también a una disminución notoria en la susceptibilidad magnética (similar a la observada en los diques delgados), lo que sugiere que estas rocas de caja fueron parcialmente afectadas termalmente por los diques delgados, cambiando sus propiedades termomagnéticas, lo cual además indica que la magnetización en los diques es primaria.

En el sitio ET01 de diques cretácicos de El Tabo, se han observado magnetizaciones muy estables, con temperaturas de desmagnetización alrededor de 460° C (Fig. 6.7d), que sugiere que magnetita con Ti (~18% moléculas de ulvoespinela, según la curva de Akimoto, 1957) es la portadora de la magnetización. Las direcciones en las muestras de este sitio son muy homogéneas, que definen una dirección característica para el sitio de 18.3°/-65.6° (Fig. 6.7e), la cual es claramente distinguible de las direcciones de alta inclinación observadas en los diques de Cartagena. A alta temperatura, entre 510° y 570° C, se han obtenido algunas direcciones de polaridad inversa pobremente definidas, que varían en inclinación entre 134,3°-151,4°/3°-21°. Estas direcciones, a pesar de ser pobremente definidas, tienden a ser similares a la obtenida por Irwin et al (1987) en un diques de este enjambre en la localidad de Punta de Tralca. Estos autores obtuvieron una dirección promedio de 150,2°/49,6°. Por otra parte, en diques de orientación NE-SW del enjambre de El Tabo, Irwin et al (1987) obtuvieron direcciones de polaridad normal que varían en declinación entre 330,8° y 350,7° y entre -52,7° y -59,3° de inclinación del vector magnético.

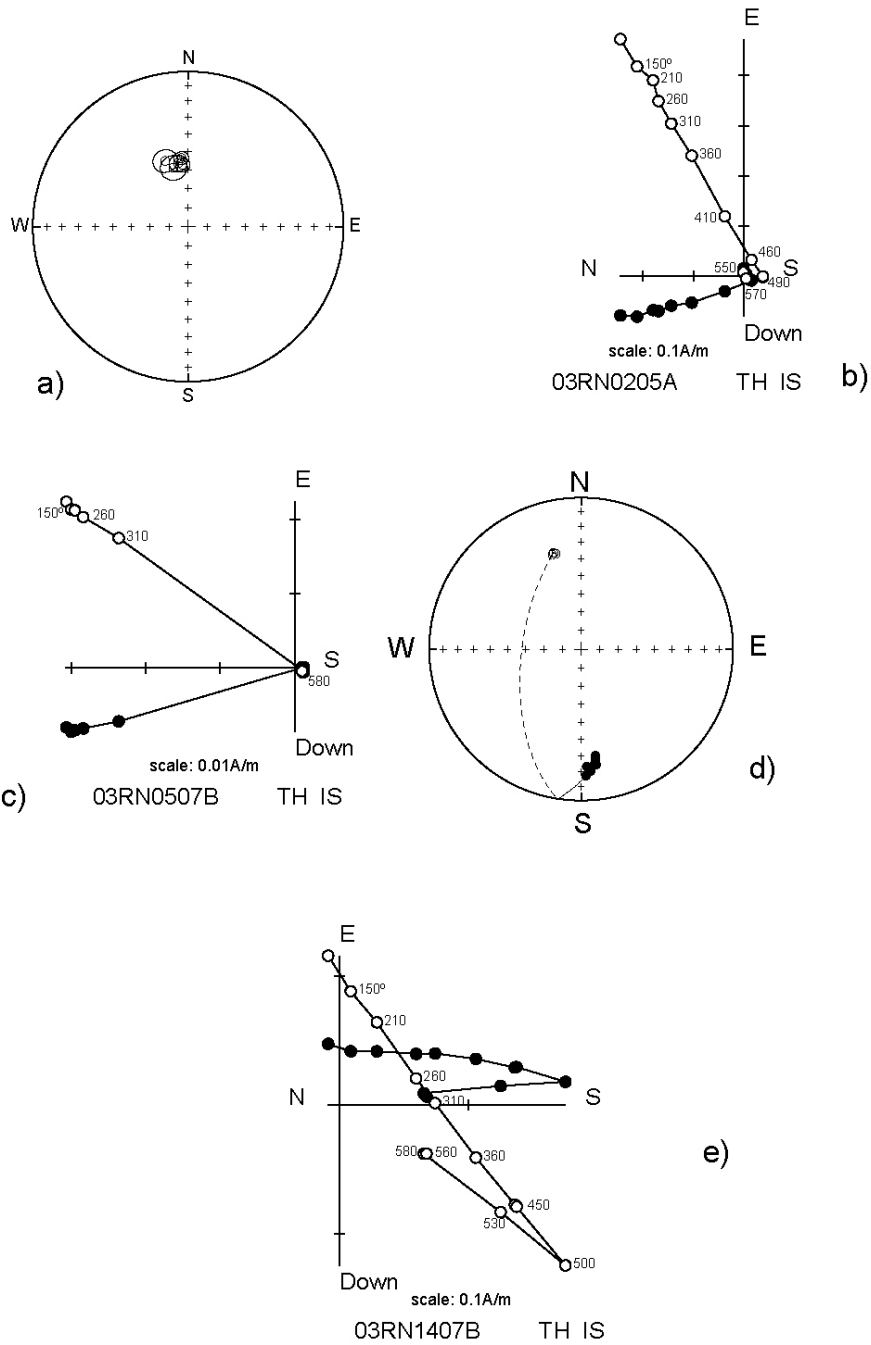


Figura 6.8: a) proyección estereográfica de direcciones paleomagnéticas en diques gruesos y granitoides de Concón, b) proyección ortogonal (Zijdjerveld) de vector de desmagnetización en una muestra de dique grueso de Concón, c) proyección ortogonal (Zijdjerveld) de vector de desmagnetización en una muestra de dique delgado de Concón, d) proyección estereográfica de ese vector, con magnetización de polaridad inversa a alta temperatura y polaridad normal a baja temperatura, e) vector de desmagnetización en dique intruido por dique delgado con pirrotina, que muestra cambios de polaridad a baja y alta temperatura.

<i>Sitio</i>	<i>T°C demagnetización</i>	<i>n</i>	<i>D°</i>	<i>I°</i>	α_{95}	<i>k</i>
ET01	460	6	18.3	-65.6	1.4	2440
Component B						
ET06	310-410	4	354.6	-71.1	4.9	350
ET07	360-410	3	17.4	-80.0	4.4	789
Component C						
LV02	550	3	1.9	-46.7	8.9	191

Tabla 6.2: Resultados paleomagnéticos adicionales, Laguna Verde, Cartagena y El Tabo

<i>Sitio</i>	<i>T°C desmagnetización</i>	<i>n</i>	<i>D°</i>	<i>I°</i>	α_{95}	<i>k</i>
Componente A+B						
RN12+10	260-360	4	341.4	-16.8	6.9	180
RN13	260-360	3	349.4	-32.1	7.3	289
RN05	260-360	3	337.7	-33.3	9.8	159
RN14	500-610	4	173.1	30.1	4.7	378
RN07-C1	500-580	5	334.0	-33.9	9.7	63
Dirección promedio		5	343.2	-29.4	9.4	67
Componente C						
RN02	210-460	7	346.1	-57.9	6.7	83
RN03	210-490	13	355.0	-57.3	3.7	125
RN05	210-530	4	351.0	-56.0	4.5	422
RN07-C3	210-500	6	340.8	-53.0	6.2	118
RN14	210-500	7	354.4	-53.4	3.6	279
Dirección promedio		5	349.4	-55.6	3.9	391

Tabla 6.3. Resultados paleomagnéticos de diques jurásicos de Concón

c) Síntesis de los resultados

En general, para el área costera se puede observar un patrón con al menos tres componentes de magnetización bien definidos. Se observa primero un patrón de magnetizaciones primarias en diques jurásicos de Concón y Cartagena. Se ha reconocido un componente de alta temperatura y polaridad inversa, que en Concón presenta baja inclinación, mientras que en Cartagena presenta una alta inclinación (Fig 6.9). Esta magnetización es portada por magnetita pobre en Ti. Un segundo componente de magnetización de baja temperatura en los mismos diques es portado por pirrotina, el cual también presenta baja inclinación en Concón y alta inclinación en Cartagena.

Ambos componentes presentan declinaciones que no son muy diferentes entre si ni muy diferentes a la declinación esperada para el Jurásico, en cambio las inclinaciones del vector magnético obtenido son diferentes a la dirección esperada para el Jurásico ($358^{\circ}/-52,6^{\circ}$, calculada en base a la deriva aparente de polos de Besse y Courtillot, 2002).

Un último y muy bien definido componente (Componente C) correspondería a una magnetización de polaridad normal, muy estable, en rocas de alta susceptibilidad magnética, como son los granitoides y diques gruesos de Concón, dioritas de Laguna Verde (LV02) y una muestra de granitoides de Santo Domingo (Fig. 6.8). Esta dirección paleomagnética homogénea ha sido explicada como adquirida durante el Cretácico (Larga Supercrona Cretácica 118-83 Ma, ver Capítulo 4, artículo n° 1), lo cual explicaría que para rocas de una misma zona se observen direcciones paleomagnéticas diferentes y además explicaría la persistente polaridad normal de esta magnetización. Además esto es coherente con que el último evento termomagnético importante observado en el área corresponde a la exhumación de las unidades intrusivas de la Cordillera de la Costa cerca de los 100 Ma (Gana y Zentilli, 2000) y a que las magnetizaciones con diferentes inclinaciones observadas en los diques con pirrotina serían primarias, adquiridas durante el Jurásico Medio-Superior. De todo se deduce además que los cambios de inclinación magnética observados en los componentes A y B habrían ocurrido previos al Cretácico, dado que el componente C no presentan tales inclinaciones anómalas.

Un posible componente adicional de magnetización correspondería a la detectada en diques cretácicos de El Tabo, los cuales presentan una magnetización de polaridad normal, con inclinación magnética distinguible a la de los diques jurásicos con pirrotina y con leve diferencia respecto a la dirección esperada para el Cretácico (Fig. 6.9). La dirección obtenida en el sitio ET01 es diferente a la dirección de polaridad inversa ($150,2^{\circ}/49,6^{\circ}$) obtenida por Irwin et al (1987) en un dique del mismo enjambre. Adicionalmente, en diques NE-SW, los mismos autores encontraron direcciones cercanamente antiparalelas a la anterior ($330,8^{\circ}-350,7^{\circ}/-52,7^{\circ}-59,3^{\circ}$), que sugieren una rotación antihoraria en el Enjambre de Diques de El Tabo. Se necesitarán más datos para lograr establecer con claridad los posibles diversos componentes de magnetización presentes en estas rocas.

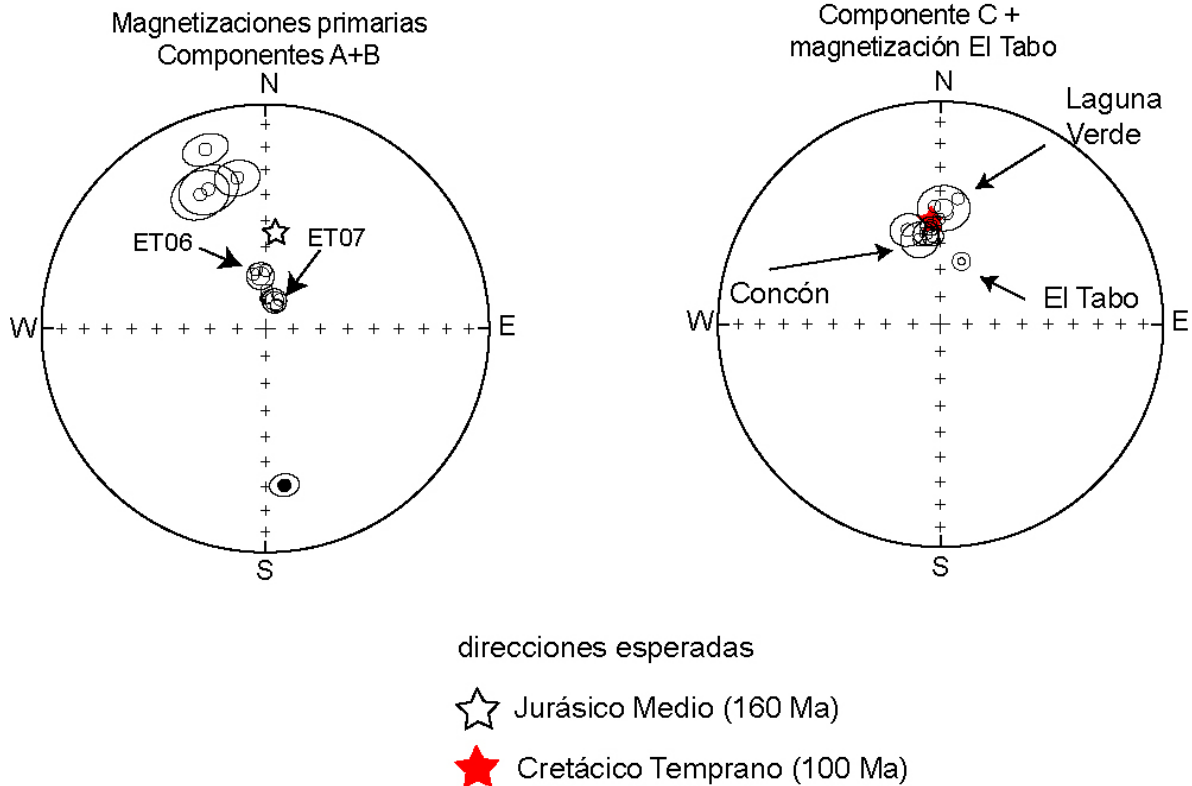


Figura 6.9: componentes principales de magnetización reconocidos en el área costera entre los 33° y 33°40' S, en diques máficos y sus rocas de caja intrusivas. A la izquierda, los componentes A (alta temperatura, polaridad inversa) y B (baja temperatura, polaridad normal), que en Concón presentan baja inclinación y en Cartagena presentan alta inclinación respecto a la dirección esperada para el Jurásico a esta latitud. A la derecha, los componentes de remagnetización cretácica observados en diques y granitoides de Concón y en dioritas de Laguna Verde. Además se muestra la dirección obtenida en diques cretácicos de El Tabo.

CAPÍTULO 7

DISCUSIÓN GENERAL

7.1 Emplazamiento de los enjambres de diques

Enjambres de diques de Concón y Cartagena: emplazamiento a través de fracturas de cizalle

El emplazamiento a través de fracturas de cizalle activas es evidenciado tanto por indicadores de terreno, petrográficos y de fábricas magnéticas (ASM).

Entre estos indicadores se debe mencionar como el más prominente la existencia de fábricas internas asimétricas con respecto al rumbo de los diques. Estas fábricas fueron reconocidas en ambos enjambres de diques tanto mediante observaciones de terreno (traza de foliaciones) y de fábricas magnéticas. En forma consistente, pero escasa, se pudo observar en diques delgados de Concón algunos marcadores pasivos desplazados en forma sinistral y xenolitos de forma sigmoidal en el margen de algunos diques. La ocurrencia común en el borde de los diques de clivaje paralelo a estos, es también una evidencia de este tipo de emplazamiento (e.g. Blumenfeld y Bouchez, 1988).

Como se discutió en el Capítulo 4, una generación de diques (diques delgados y tardíos en el enjambre de diques de Concón) se habrían emplazado durante transpresión. Estudios de casos naturales y modelos analógicos han demostrado que el emplazamiento de magma durante transpresión y compresión es posible en la corteza (e.g. Brown y Solar, 1998; Galland et al., 2003, 2007). En estos casos, los diques pueden formar fracturas hidráulicas, para formar sills subhorizontales o formar diques subverticales, que ascienden a través de fallas, las cuales actúan como “válvulas de succión” de los magmas (e.g. Sibson, 1990). Estas fallas además podrían propagarse por la influencia termal y reológica del magma (Galland et al., 2007). Por otra parte, el modelo de stress generalizado de Delaney et al. (1986) sugiere que para que el emplazamiento de diques en fracturas de orientación poco favorables a la dilatación, la presión de magma debe ser suficientemente elevada. En el caso de los diques delgados, se puede postular que ellos se han propagado a través de estructuras transpresivas, las cuales actuaron como válvulas de succión, permitiendo el ascenso de magma con elevada presión (Fig. 7.1).

En el caso de los diques emplazados durante transtensión, se puede deducir que los magmas se alojaron en estructuras cuya orientación fue favorable a la dilatación, permitiendo el acomodo horizontal del dique en las fracturas (Fig. 7.1).

En ambos tipos de emplazamiento (transtensión y transpresión), se puede postular que el emplazamiento ocurrió a través de estructuras pre-existentes, las cuales se encontraban orientadas en una dirección no perpendicular a la dirección de stress principal mínimo activo durante el

emplazamiento de los diques. Sin embargo, dado que la orientación de los diques no presenta una similar orientación con respecto a la fábrica local de la roca de caja (granitoides foliados), el origen de estas estructuras hospedantes del magma es aún incierto.

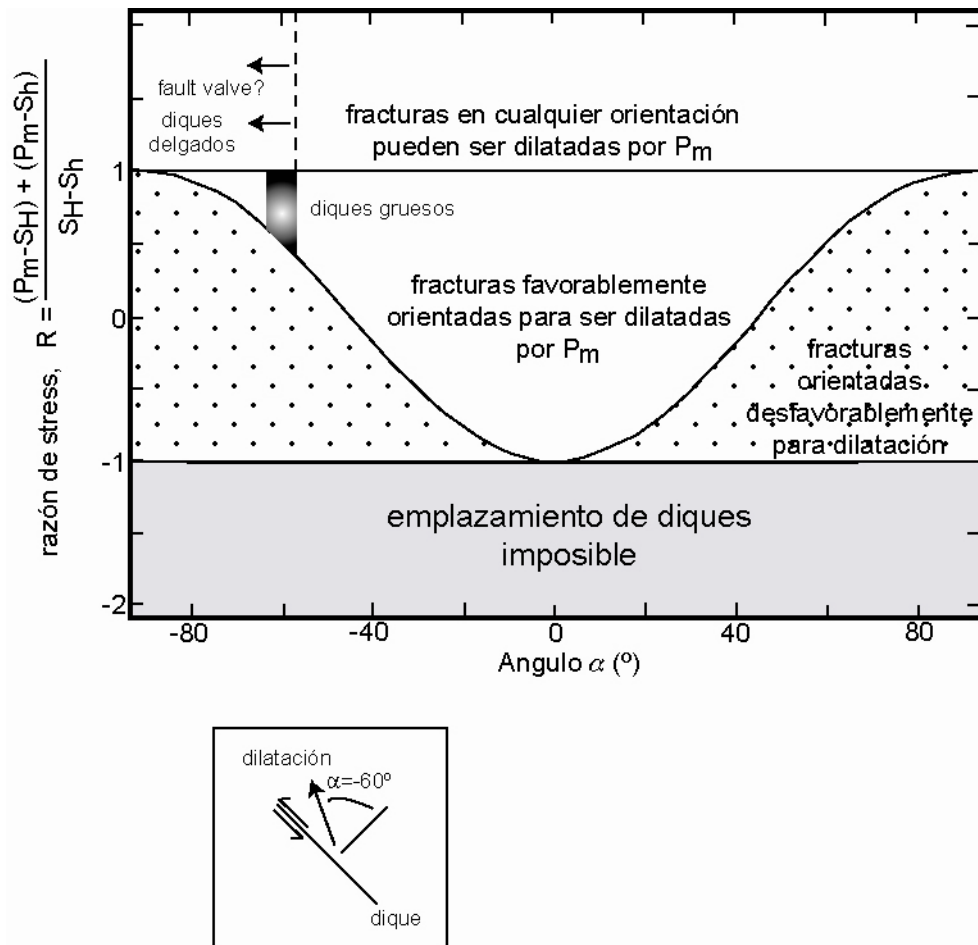


Figura 7.1: modelo simple entre la relación de stress y el ángulo entre la dirección de dilatación y orientación de fracturas (modificado de Delaney et al., 1986). El campo sombreado representaría el adecuado para el emplazamiento de los diques gruesos de Concón. En este caso, la dirección de dilatación se asume como cercana a la de stress principal mínimo (S_h). Para los diques delgados, la presión magmática (P_m) y la acción de válvula de las estructuras, habrían sido suficientes para generar o abrir una fractura. En este último caso, el ángulo α es incierto. En el eje vertical, la razón de stress (o de stress efectivo), corresponde a la razón entre la diferencial de los stress efectivos

Enjambres de El Tabo, Limarí y Elqui: emplazamiento a través de fracturas de tensión

Gran parte de los marcadores pasivos observados en estos enjambres sugieren extensión perpendicular a las paredes del dique (Fig. 7b y c en artículo 2). Consecuentemente con esto, las fábricas magnéticas de estos diques son cercanamente paralelas o levemente imbricadas respecto a las paredes de los diques, lo que se interpreta como un marcador de flujo magmático, sin cizalle de origen tectónico (e.g. Johnson y Pollard, 1973). En el caso de estos enjambres de diques, el emplazamiento habría sido conducido por la presión magmática, la cual facilitó la propagación de fracturas, que se habrían orientado en forma perpendicular a la dirección de stress menor (e.g. Emerman y Marrett, 1990). La autopropagación de fracturas se evidencia por la ocurrencia de diaclasas de tensión paralelas a algunos diques en el Enjambre de Diques del Tabo (Figura 7a en artículo 2).

Control en la orientación y espesor de los enjambres de diques

En los enjambres de diques de Concón y Cartagena, existe una clara correlación entre el espesor de los diques (diques gruesos versus diques delgados) y el mecanismo de emplazamiento deducido para ellos. Los diques gruesos se habrían emplazado durante transtensión, mientras que los diques delgados lo habrían hecho en transpresión. (e.g. Fig. 3.18). Estos datos sugieren que la transtensión a lo largo de las fracturas hospedantes permitió una mayor dilatación horizontal que acomodó diques más gruesos. En los diques delgados, la dilatación habría sido principalmente vertical, como es esperado en fracturas inversas o transpresivas y la dilatación horizontal fue menor.

En los enjambres de diques del Elqui, Limarí y El Tabo, una característica persistente es la presencia de sistemas de diques de orientación perpendicular y sucesivamente de menor espesor. El control en la orientación de los diques por la fábrica de la roca de caja queda descartado, puesto que en los enjambres de diques del Limarí y Elqui, la fábrica de la roca de caja es muy variable y en general débil. En el enjambre de diques de El Tabo, la foliación de la roca de caja es similar a la orientación de los diques solo en forma local. Esto sugiere que la orientación de los diques respondió a la acción de esfuerzos corticales tensionales producidos durante el emplazamiento. Como se discutió en el artículo n°2, variaciones en el campo de stress horizontal (donde $\sigma_2 \sim \sigma_3$), bajo posible influencia de la presión magmática habría generado las variaciones rápidas en las direcciones de los diques.

De no haber existido control de la fábrica de la roca de caja sobre la orientación de los diques, entonces algunos parámetros tales como el espesor de los diques, podrían estar controlados por propiedades físicas de los magmas.

Una posibilidad en las variaciones de espesor es un control por cambios de viscosidad. Efectivamente, la relación de Clemens (1998), despejada en función de la viscosidad:

$$\eta_m = \frac{\Delta\rho g w^2}{12V}$$

Predice que el espesor (w) podría ser función directa de la viscosidad. Tomando como ejemplo los diques NW-SE y NE-SW del Enjambre de Diques de El Tabo, se tiene que dada una viscosidad aproximada de $9,63 \times 10^1$ y $1,24 \times 10^2$ Pa*s, respectivamente, se pueden calcular espesores de $\sim 0,7$ y $1,3$ m, lo cual es cercano a lo observado en terreno. Consistente con esto, los diques NE-SW, que presentan una mayor viscosidad calculada, presentan una mayor cantidad de fenocristales que los diques NW-SE, por lo cual se puede suponer que la viscosidad ha jugado un rol preponderante en el crecimiento y desarrollo de los diques. Modelos teóricos señalan a la viscosidad del magma como el factor principal en la determinación de la geometría de los cuerpos intrusivos (Emerman y Marrett, 1990).

Sin embargo, dado que la viscosidad del magma se puede considerar como una medida de su fricción interna, un mayor espesor de un dique requiere una mayor “fuerza” o sobrepresión magmática para ensancharse durante su propagación (Wada, 1994), por lo cual la viscosidad y sobrepresión magmática en un dique pueden aumentar en forma proporcional en relación al espesor de él.

Dado que la sobrepresión magmática es en parte controlada por la profundidad del reservorio, es interesante notar la importancia de este factor en el espesor de los diques. Por ejemplo, dado un magma basáltico en un dique de composición similar a la de los diques NE-SW y NW-SE del Enjambre de diques de El Tabo. A un nivel de emplazamiento somero (~ 8 km), y una temperatura cercana a 900° C y contenidos de H_2O disuelta de 2 y 3%, respectivamente, la densidad de los magmas de los diques NE-SW y NW-SE no son muy diferentes y corresponden a ~ 2610 y 2545 kg/m^3 , respectivamente. La flotabilidad de los magmas es posible, puesto que ambas densidades son inferiores a las de la corteza, compuesta por granitoides (2700 kg/m^3).

El factor de la profundidad del reservorio se evaluará usando la ecuación 1.6 (Capítulo 1) de Gudmunsson (1983). Suponiendo un reservorio localizado en la base de la corteza (~ 40 km) y otro a poca profundidad (10 km), se tiene que la P_0 es de 35,28 y 15,19 MPa, respectivamente.

Una mayor sobrepresión facilitaría la generación de diques de mayor espesor. Estudios recientes en enjambres de diques en Groenlandia e India (Klausen y Larsen, 2002; Ray et al., 2007) muestran una tendencia a correlacionar la sobrepresión y los espesores de diques.

Lamentablemente, el cálculo de la sobrepresión magmática en forma independiente a la profundidad del reservorio no ha podido realizarse, debido a que no se cuenta con datos acerca de la longitud de los diques a lo largo del rumbo (Ecuación 1.5), debido principalmente a que la exposición de los diques es muy incompleta.

7.2 Origen y significado tectónico de las direcciones paleomagnéticas de los diques máficos y sus rocas de caja

Enjambre de diques del Elqui

Tanto los diques máficos como sus rocas de caja presentan un patrón de direcciones paleomagnéticas orientadas en dirección NE-SW, antiparalelas (tomando en cuenta las direcciones de polaridad normal e inversa). Estas direcciones se encuentran rotadas entre 12° y 44° (con un promedio de $26,7^{\circ} \pm 10,3^{\circ}$) respecto al norte, lo cual puede significar una evidencia de rotación horaria de bloques. Este patrón de direcciones paleomagnéticas es muy similar al obtenido por diferentes autores en las cercanías de los 30° S y hacia el norte hasta la región de Antofagasta (e.g. Arriagada et al., 2003, 2006; Dashwood y Taylor, 2005, entre muchos otros). El origen de este patrón se relacionaría a rotación horaria de bloques ocurrida durante el Paleógeno (Eoceno, Fase Incaica), ligado a subducción oblicua y deformación compresiva, la cual podría estar ligada además al origen del Codo de Arica (e.g. Arriagada et al., 2003).

Los datos del presente estudio por si solos, no permiten definir una edad para las rotaciones, sin embargo, dada la continuidad espacial con las rotaciones determinadas directamente al norte, es probable que se hayan originado durante el mismo evento paleógeno. En forma preliminar, se puede mencionar que en el área de estudio existen evidencias de deformación compresiva eocena (Falla Rivadavia, de carácter inverso), que podría asociarse a este evento (e.g. Emparán y Pineda, 1999; Cembrano et al., 2003).

Cordillera de la Costa de Chile central (33°-33°45' S)

Los componentes Ay B de magnetización, de origen primario, presentes en los diques máficos jurásicos registran cambios de inclinación magnética respecto a la dirección esperada para el Jurásico (160 Ma, Fig. 5.18), de aproximadamente 23° hacia el norte en Concón y entre 18° y 27° hacia el sur en Cartagena.

El origen de estas direcciones paleomagnéticas debido a desplazamientos latitudinales de bloques es descartado puesto que los cambios de inclinación ocurren en direcciones divergentes y no en una dirección relativamente homogénea, como sería esperado durante el desplazamiento latitudinal de un bloque alóctono. Por otra parte, en base al conocimiento actual de las estructuras mesozoicas presentes en el antearco de los Andes centrales, tales como la Falla de Atacama, no permitiría explicar desplazamiento latitudinal de bloques del orden de cientos o miles de kilómetros (Grocott y Taylor, 2002; Arancibia, 2004; Cembrano et al., 2005). En el caso de haber ocurrido acreción de bloques o terrenos exóticos en esta latitud de la Cordillera de la Costa (e.g. Forsythe et al., 1987), esta se habría producido previa al Jurásico Medio-Superior.

El origen de los cambios de inclinación paleomagnética en los diques jurásicos puede ser explicado por basculamiento de bloques hacia el norte y sur. Sin embargo, no se han reconocido a la fecha estructuras que puedan haber estado asociadas a tales movimientos de bloques. De todas maneras, el proceso de basculamiento puede tener implicancias tectónicas, p.e. en el crecimiento horizontal de la corteza. El modelo geométrico simple de basculamiento durante extensión de Klausen y Larsen (2002) (Fig. 7.2), permite estimar la cantidad de crecimiento horizontal que se produce durante este basculamiento. Estos cálculos se han aplicado solo en los segmentos aproximadamente N-S, donde se ha logrado conocer aproximadamente bien la magnitud del basculamiento a través de los datos paleomagnéticos.

En el área de Concón, tomando un basculamiento promedio de 23°, sobre una sección longitudinal de aproximadamente 7000 metros (sección a lo largo de la cual aflora el Enjambre de diques de Concón), se tiene una extensión horizontal de aproximadamente 49,2%, es decir 3444 metros. En el sector de Cartagena, tomando un basculamiento promedio de 20° sobre una sección longitudinal de 4500 metros, se tiene una extensión de 46,94%, es decir, 2112 metros. Este basculamiento y extensión horizontal podrían corresponder a parte de los mecanismos de respuesta relacionados a la posible exhumación de rocas metamórficas profundas en el sector de Las Cruces, como se discutió en el Capítulo 4, artículo n°2. Con los datos disponibles, no es posible extender este modelo a toda el área (33°-33°45' S), puesto que aún no se conoce bien la

magnitud de este basculamiento en toda ella. De todas maneras, se puede apreciar que la magnitudes de extensión calculadas pueden ser consistentes con un modelo de extensión pervasiva (sin necesidad de una zona de detachment) que explique la exhumación del bloque de rocas metamórficas de Las Cruces, que se extiende por aproximadamente 5 km.

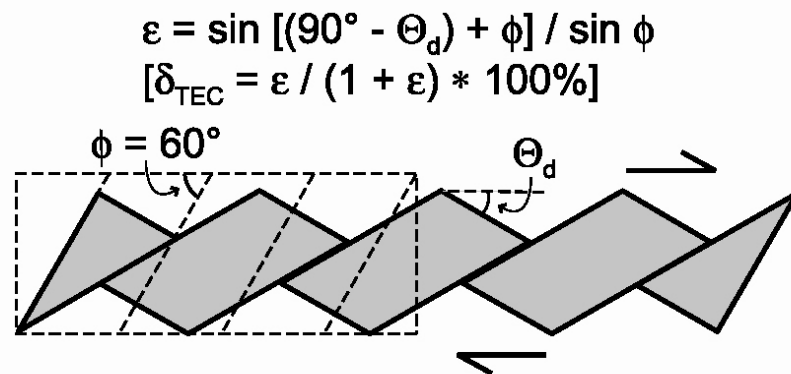


Figura 7.2: modelo geométrico para el cálculo de dilatación tectónica (Klausen y Larsen, 2002).

ε : extensión tectónica

Θ_d : ángulo de basculamiento

Φ : ángulo original de fallas normales que pueden acomodar la extensión (se asume como 60°)

δ_{TEC} : dilatación tectónica, expresada en porcentaje

7.3 Observaciones acerca de la evolución tectónica Mesozoica de Chile central

La investigación realizada durante la presente tesis permite tener una mayor comprensión acerca de los procesos tectónicos que ocurrieron durante el Jurásico y parte del Cretácico en Chile central. Como observación general, se puede señalar que la evolución tectónica en este período no respondió a un simple proceso de “extensión cortical”, si no más bien presentó importantes variaciones y heterogeneidades en el régimen tectónico en el tiempo y espacio, donde ocurrió una sucesión de procesos de transtensión, transpresión y extensión. A continuación se presenta un breve marco evolutivo diseñado a partir de la presente investigación y estudios anteriores (Figura 7.3).

Triásico Tardío – Jurásico Medio, Alta Cordillera (30° S)

Durante el lapso Triásico Tardío – Jurásico Medio, ocurrieron procesos de dilatación cortical donde se produjo la intrusión de las múltiples generaciones del Enjambre de Diques del Elqui. Las direcciones principales en estos diques (promedios de 83°/81° S y 7°/85° S), restauradas a partir de los datos paleomagnéticos (rotación horaria de ~26°, Anexo 1) corresponden a 56°/81° SE y 340°/85° NE. Estas direcciones sugieren que ocurrió una variación de las direcciones de dilatación cortical desde NW-SE a NE-SW, durante el Triásico – Jurásico en el actual sector de la alta Cordillera (30° S). Durante estas etapas habría ocurrido inyección de magmas basálticos en forma de diques, a partir de reservorios localizados en la corteza, y posiblemente asociados a importante fusión cortical que en parte originó granitos ricos en SiO₂ (e.g. Unidad El Colorado).

Jurásico Medio-Tardío, Cordillera de la Costa

A partir del Jurásico Medio – Tardío (aproximadamente 163 Ma), comenzó el emplazamiento y construcción del batolito que ocupa actualmente gran parte de la Cordillera de la Costa de Chile central.

Los datos de fábricas magnéticas del Enjambre de diques del Limarí sugiere que cerca de los 31°30' S, ocurrió propagación lateral del magmas de E a W a partir de los reservorios plutónicos del batolito. Más al sur (33°-33°45' S) los diques máficos se derivaron a partir de reservorios independientes de los plutones que conformaron el batolito a esta latitud.

Entre los 33° y 33°45' S, se puede señalar que la evolución tectónica estuvo marcada por diferentes etapas de actividad de estructuras de orientación NW-SE. Cerca de los 163 Ma, se registró una primera etapa de transtensión sinistral, asociada a dilatación NNW-SSE, la cual fue rápidamente seguida por una etapa de transpresión sinistral a lo largo de las mismas estructuras NW-SE. Durante ambas etapas ocurrió el emplazamiento de los enjambres de diques de Concón y Cartagena y probablemente ocurrió gran parte de la construcción del batolito jurásico, también controlado por estructuras regionales NW-SE. Los cambios en el comportamiento de las estructuras podrían haberse asociado a por ejemplo, cambios en la tasa de extracción de magma u otros procesos que causaron las diferencias geoquímicas observadas en las diferentes generaciones de diques.

Tras las etapas de transtensión y transpresión, ocurrió una etapa de extensión NNW-SSE, aproximadamente entre los 157 y 141 Ma (en el lapso entre el emplazamiento de los enjambres de diques jurásicos y el Enjambre de Diques de El Tabo). En esta etapa ocurrió basculamiento de bloques (evidenciado principalmente a través de cambios de inclinación de vectores paleomagnéticos) hacia el NNW y SSE y exhumación parcial de rocas metamórficas profundas (gneiss de Las Cruces). Los antecedentes obtenidos no permiten aclarar en detalle los mecanismos de extensión y exhumación, pero dada la relación espacial de estas rocas metamórficas con rocas de cristalización más somera hacia norte y sur, se sugiere una posible similitud con domos gnéissicos extensionales (e.g. Buck, 1991; Cagnard et al., 2004), donde se produce extensión pervasiva a lo largo de un área, que permite exhumación de porciones profundas de la corteza. Sin embargo, dado que el conocimiento estructural del basamento es aún muy pobre, no se puede descartar la presencia de “core-complexes”, donde la extensión habría ocurrido en forma localizada a través de zonas de detachment (e.g. Davis y Coney, 1979; Brun et al., 1994). En cualquiera de los dos casos, la exhumación de rocas metamórficas profundas en el área de estudio (33°-33°45' S) representaría una anomalía de mayor extensión en un régimen distensivo regional.

Tras la exhumación y extensión, ocurrió el emplazamiento del Enjambre de Diques de El Tabo cerca de los 141 Ma, a niveles corticales someros, dentro de un régimen extensional asociado a variaciones rápidas del campo de stress horizontal, con variaciones en la dirección de dilatación entre NW-SE y NE-SW.

Finalmente, se propone que todos estos eventos de magmatismo y dilatación en diferentes direcciones generaron las condiciones precursoras de adelgazamiento cortical que llevaron al posterior ascenso y efusión de secuencias de lavas máficas e ignimbritas hacia los 120 Ma (Vergara et al., 1995).

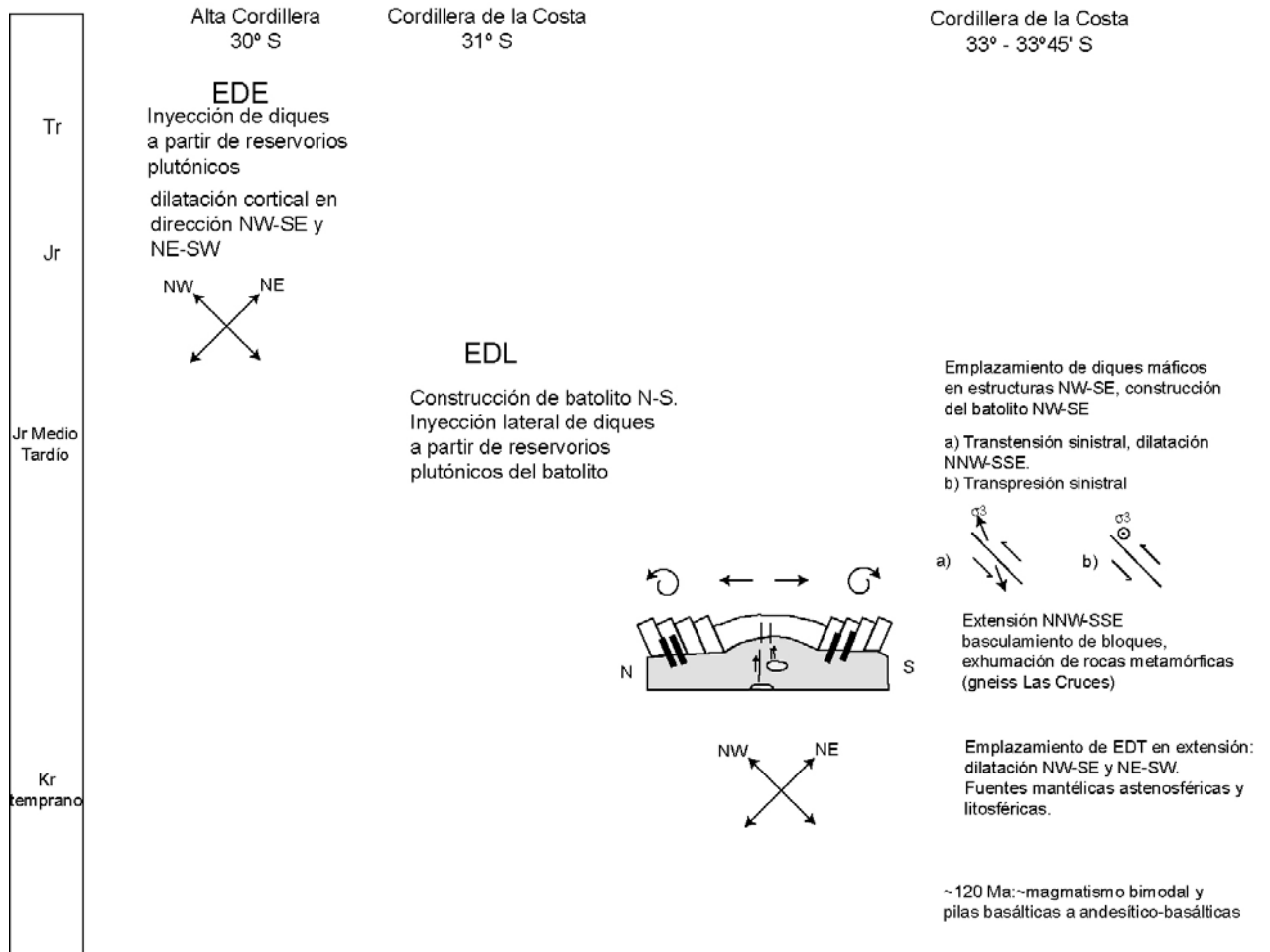


Figura 7.3: cuadro esquemático de la evolución tectónica mesozoica de Chile central derivada del estudio de los enjambres de diques máficos. Ver texto para mayor detalle. Las flechas corresponden a las representaciones en planta de las direcciones de stress asociadas al emplazamiento de los enjambres de diques.

7.4 Implicancias tectónicas y petrológicas regionales

A escala regional, variaciones temporales en las direcciones tectónicas, tal como las determinadas durante la presente investigación, han sido también propuestas en el arco jurásico del norte de Chile. A partir de los datos cinemáticos obtenidos en la Zona de Falla de Atacama, diversos autores (e.g. Jaillard et al., 1990) han propuesto que durante el Jurásico la subducción de la placa oceánica habría ocurrido en forma oblicua al margen continental. Sin embargo, se han determinado fuertes variaciones en la cinemática de esta zona de falla, para el período entre los 190 y 100 Ma, lo cual ha sido explicado por Scheuber y González (1999) como consecuencia de

acoplamiento y desacoplamiento entre las placas en el plano de subducción. Tomando en cuenta este modelo, las etapas de transtensión y extensión registradas en el área de estudio (con dirección de dilatación en dirección NNW-SSE), que no son consistentes con el modelo de convergencia oblicua en dirección NW-SE, podrían haber ocurrido asociadas a desacoplamiento entre la placa oceánica y continental, donde la deformación de la placa cabalgante sería independiente y no sería representativa del marco geotectónico de posible subducción oblicua ocurrida durante el Jurásico.

A escala regional, se puede mencionar que la composición isotópica de los diques máficos estudiados (30° - 33°45' S) es en general similar a la reconocida en rocas máficas jurásicas a lo largo del margen suroccidental de Gondwana.

En el norte de Chile (18°-27° S), los valores máximos de ϵNd varían aproximadamente entre +6,7 y +2,7 (Lucassen et al., 2006), mientras que valores más elevados de ϵNd (+6,8 a +7,6) han sido obtenidos en complejos ofiolíticos jurásicos de los Andes australes (Stern, 1991). Los valores máximos de ϵNd observados en ambas latitudes, cercanos a +7, podrían representar la composición isotópica de la fuente mantélica subcortical, que sería homogénea a una gran escala en el margen (Lucassen et al., 2006). Valores más bajos de ϵNd , como los observados en los diques máficos y en el batolito jurásico de Chile central podrían estar relacionados a contaminación cortical o leves heterogeneidades en el manto. Como corolario de esta hipótesis, se puede señalar que los valores isotópicos más empobrecidos observados en el Mesozoico de Chile central en la etapa final de la extensión durante el Cretácico ($\epsilon\text{Nd} \sim -6$, Plutón Caleu, 97 Ma, Parada et al., 2002) serían bastante cercanos a la composición de la fuente mantélica original.

7.5 Los enjambres de diques mesozoicos en el contexto del Gondwana suroccidental

El magmatismo del Jurásico Medio-Tardío registrado en gran parte de los enjambres de diques estudiados se enmarca dentro de un período de importante magmatismo ocurrido a lo largo del margen gondwánico, de carácter intermedio a máfico. En el norte y centro de Chile, gran parte de este magmatismo está registrado a través de ocurrencia de volcanitas principalmente andesíticas (Formación La Negra) con edades que varían principalmente entre los 164 y 150 Ma (Oliveros et al., 2006). El emplazamiento de abundantes plutones calcoalcalinos y enjambres de diques máficos habría ocurrido en forma parcialmente coetánea con el volcanismo (e.g. Parada et al., 1988; Dallmeyer et al., 1996; Oliveros et al., 2006). Más hacia el sur, en Patagonia y los Andes Australes, el magmatismo de carácter máfico y en algunas localidades bimodal, se habría

relacionado a un período de extensión cortical, que representarían las etapas tempranas de fragmentación final del continente gondwánico.

7.6 Limitaciones persistentes tras el presente estudio y proyecciones futuras

Una de las principales limitaciones que persisten tras el presente estudio es la falta de un mayor volumen de datos geocronológicos confiables en los enjambres de diques. La termocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ si bien presenta dificultades en la datación exacta de eventos intrusivos (esto principalmente a que las temperaturas de cierre de los minerales datados son inferiores a las de cristalización de las rocas estudiadas), ha entregado valiosos datos que en el futuro deberían ser corroborados o comparados con otros métodos geocronológicos (e.g. U-Pb).

Por otra parte, las inferencias de carácter tectónico extraídas en el presente estudio deberán ser contrastadas por datos estructurales independientes, tales como cinemática y edad de fallas.

En la Cordillera de la Costa de Chile central (33° - 33°45' S) se han abierto nuevas perspectivas para estudios futuros, respecto a establecer el rol de estructuras de orientación NW-SE en el desarrollo y control del voluminoso magmatismo Jurásico-Cretácico y además dilucidar el origen y desarrollo de las estructuras que originaron la exhumación de rocas metamórficas profundas del sector de Las Cruces.

CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

El trabajo presentado en esta tesis representa un avance hacia una mejor comprensión de los procesos tectónicos, magmáticos y físicos asociados al emplazamiento de diques, especialmente en el margen andino de Chile central, lo cual tiene en este caso directa aplicabilidad en el entendimiento de la evolución del magmatismo durante el desarrollo del arco magmático en el Jurásico – Cretácico.

El tema de tesis ha sido abordado utilizando y combinando en forma novedosa diferentes herramientas geológicas y geofísicas, aplicadas en el estudio de cinco enjambres de diques de Chile central (30°-33°45' S) definidos en esta tesis: los enjambres de diques del Elqui, del Limarí, de Concón, de Cartagena y del Tabo.

A partir de la investigación realizada, se pueden mencionar las siguientes conclusiones generales

a) En la Cordillera de la Costa de Chile central, los enjambres de diques estudiados presentan edades entre el Jurásico Medio-Tardío y el Cretácico Temprano (163 – 141 Ma). Los enjambres de diques jurásicos se emplazaron en forma coetánea con plutones jurásicos. En la Alta Cordillera de los Andes (30° S), el Enjambre de Diques del Elqui, agrupa varias generaciones de diques, cuyas edades fluctúan aproximadamente entre el Triásico Tardío y el Jurásico Medio.

b) El emplazamiento de los enjambres de diques de Limarí, Elqui y El Tabo ocurrió a través de fracturas de tensión, posiblemente por autopropagación facilitada por la sobrepresión magmática en los diques. En los primeros dos enjambres, la propagación y flujo magmático en los diques fue cercanamente lateral, lo cual sugiere inyección lateral de magmas a partir de reservorios localizados en la corteza. En el Enjambre de diques de El Tabo, las direcciones de flujo magmático son verticales en diques NE-SW y verticales a horizontales en diques NW-SE.

El emplazamiento de los enjambres de diques de Concón y Cartagena se produjo asociado a desplazamientos de cizalle siniestral paralelo a los bordes de las fracturas hospedantes, de orientación NW-SE. El emplazamiento de estos enjambres de diques ocurrió en niveles intermedios de la corteza (12-15 km).

c) El Enjambre de Diques del Limarí se originó e inyectó a partir de reservorios plutónicos (derivados de fuentes astenosféricas) relacionados al batolito del Jurásico Medio-Tardío

localizado directamente al este del enjambre de diques, mientras que el Enjambre de Diques del Elqui se originó a partir de reservorios plutónicos de composición similar, pero aún con edad incierta. Por otra parte, los enjambres de diques de Concón y Cartagena no presentan relaciones genéticas directas con el magmatismo jurásico contemporáneo, aunque se derivaron de fuentes astenosféricas similares a las del plutonismo jurásico. El Enjambre de Diques de El Tabo se derivó de fuentes mantélicas litosféricas y astenosféricas, aunque al no presentar relaciones de contemporaneidad con otros eventos magmáticos, se estima que no presentan relaciones genéticas directas con los productos plutónicos y volcánicos reconocidos hasta la fecha en la Cordillera de la Costa de Chile central.

d) La evolución tectónica y magmática jurásico-cretácica de Chile central presenta importantes heterogeneidades especiales y temporales y se debe señalar que esta evolución no respondió a un patrón simple de régimen extensional. En los cinco enjambres estudiados se reconocieron características estructurales (cambios de orientación y fábrica) que se relacionan a cambios en el campo de stress asociado al emplazamiento. Es así como en el Enjambre de Diques del Elqui, gran parte del emplazamiento ocurrió asociado a direcciones de dilatación cortical NW-SE seguida por dilatación NE-SW.

e) En la Cordillera de la Costa de Chile central, se han reconocido diferentes etapas en la evolución tectónica, comenzando con una etapa de transtensión sinistral (asociada a estructuras NW-SE con dilatación oblicua NNW-SSE) seguida de transpresión sinistral, ambas ocurridas en el Jurásico Medio-Tardío (163-157 Ma).

Estas etapas fueron seguidas por un evento extensional entre los 157 y 141 Ma, en dirección NNW-SSE, al cual se asoció basculamiento de bloques en dicha dirección y exhumación parcial de rocas metamórficas cristalizadas a profundidades cercanas a 24 km (6,12±2,21 kbar) reconocidas en el sector de Las Cruces. Tras este proceso, ocurrió la intrusión del Enjambre de Diques de El Tabo (141 Ma), en niveles corticales someros, asociándose a posibles cambios rápidos en el campo de stress horizontal (plano σ_2 - σ_3).

f) Se puede considerar que los procesos magmáticos y tectónicos mencionados, corresponden a los precursores del voluminoso volcanismo máfico, en parte bimodal, ocurrido en el Cretácico Temprano en la Cordillera de la Costa de Chile central (120-117 Ma).

CAPÍTULO 9

REFERENCIAS

- Abdeldayem, A.L., Ikehara, K., Yamazaki, T. 2004. Flow path of the 1993 Hokkaido-Nansei-oki earthquake seismoturbidite, southern margin of the Japan sea north basin, inferred from anisotropy of magnetic susceptibility. *Geophysical Journal International* 157, 15-24.
- Aberg, G., Aguirre, L., Levi, B., Nyström, J.O., 1984. Spreading subsidence and generation of ensialic marginal basins: an example from Early Cretaceous of central Chile. In: *Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins* (Kokellar, B.P., Howells, M.F., eds.). Geological Society of London, Special Publication, 16., pp. 185–193.
- Aguirre, L., Levi, B., Nystrom, J.O. 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. In: *Evolution of metamorphic belts* (Daly, J.S., Cliff, R.A., Yardley, B.W.D., eds.). Geological Society of London Special Publication 43, 223-232.
- Aguirre, L., Féraud, G., Morata, D., Vergara, M., Robinson, D., 1999. Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. *Tectonophysics* 313, 433-447.
- Akimoto, S. 1957. Magnetic properties of ferromagnetic oxide minerals as a basis of rock-magnetism. *Advances in Physics* 6, 288-298.
- Anderson, E.M. (1951). *The Dynamics of Faulting*. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Arancibia, G., 2004. Mid-Cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32° S). *Journal of South American Earth Sciences* 17, 209-226.
- Archanjo, C.J., Launeau, P., Bouchez, J.L., 1995. Magnetic fabric vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gamelerias (Northeast Brazil). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 89, 63-75.
- Arce, M. 2002. Condiciones de formación y naturaleza de las estructuras del complejo plutónico Santo Domingo, V Región: evidencias de terreno y de fábricas magnéticas. Tesis para optar al grado de Geólogo. Universidad de Chile.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Dupont-Nivet, G., Cobbold, P., Chauvin, A., Cortés, J. 2003. Paleogene clockwise tectonic rotations in the forearc of the Central Andes, Antofagasta Region, northern Chile. *Journal of Geophysical Research* 108(B1), 1-22.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Fernández, R. 2006. Paleomagnetism and tectonics of the Southern Atacama Desert (25°-28° S), northern Chile. *Tectonics* 25,

- Bagdassarov, N., Dorfman, A. 1998. Granite rheology: magma flows and melts migration. *Journal of the Geological Society of London* 155, 863-872.
- Beck, M. Jr., Burmester, R., Cembrano, J., Drake, R., García, A., Hervé, F., Munizaga, F. 2000. Paleomagnetism of the North Patagonian batholith, southern Chile. An exercise in shape analysis. *Tectonophysics* 326, 185–202.
- Berg, K., Charrier, R., 1987. The Rio Choapa transect; a magmatic profile across the Chilean Andes at 31830'–328 lat S, Proc. Congreso Geológico Argentino, 10th, Tucuman, Argentina, Vol. 4, pp. 11-14.
- Besse, J., Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field in the last 200 million years. *Journal of Geophysical Research* 107, 2300.
- Blumenfeld, P., Bouchez, J.L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology* 10, N°4, 361-372.
- Boric, R., Munizaga, F. 1994. Geocronología ar-Ar y Rb-Sr del depósito estratoligado de cobre El Soldado (Chile central). *Comunicaciones* 45, 135-148.
- Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephen, W.E. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, pp. 95–112. Kluwer Academic Publishers.
- Brook, M., Pankhurst, P., Sheperd, T., Shapiro, B. 1986. *Andchron: Andean geochronology and metallogensis*. Overseas Development Administration, Open File Report, 1-83, London.
- Brown, M., Solar, G.S. 1998. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology* 20, 1365-1393.
- Brun, J.P., Sokoutis, D., Van Den Driessche, J., 1994. Analogue modeling of detachment faults systems and core complexes. *Geology* 22, 319–322.
- Buck, W.R. 1991. Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research* 96, 20161-20178.
- Cagnard, F., Gapais, D., Brun, J-P., Gumiaux, Ch., Van den Driessche, J. 2004. Late pervasive crustal-scale extension in the south Armorican Hercynian belt (Vendée, France). *Journal of Structural Geology* 26, 435-449.
- Cahill, T., Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97, 17503-17529.
- Callot, J-P., Geoffroy, L., 2004. Magma flow directions in the East Greenland dyke swarm inferred from studies of anisotropy of magnetic susceptibility: magmatic growth of a volcanic margin. *Geophysical Journal International* 159, 816-830.

- Cembrano, J., Zentilli, M., Grist, A., Yañez, G. 2003. Nuevas edades de trazas de fisión para Chile central (30°-34° S): implicancias en el alzamiento y exhumación de los Andes desde el Cretácico. X Congreso Geológico Chileno, CD-Rom Volume, Concepción, Chile.
- Cembrano, J., Gonzalez, G., Arancibia, G., Ahumada, I., Olivares, V., Herrera, V. 2005. Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: A case study from the Mesozoic Atacama fault system, Northern Chile. *Tectonophysics* 400, 105-125.
- Clemens, J.D. 1984. Water contents of intermediate to silicic magmas. *Lithos* 17, 273-287.
- Clemens, J.D. 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *Journal of the Geological Society of London* 155, 843-851.
- Cordani, U., Munizaga, F., Hervé, F., Hervé, M., 1976. Edades provenientes del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa de las provincias de Valparaíso y Santiago, Chile. 1° Congreso Geológico Chileno, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile, pp: 213-221.
- Cornejo, P., Nasi, C., Mpodozis, C. 1984. La alta cordillera entre Copiapó y Ovalle. Seminario: actualización de la geología de Chile. Santiago.
- Correa-Gomes, L.C., Souza Filho, C.R., Martins, C.J.F.N., Oliveira, E.P., 2001. Development of symmetrical and asymmetrical fabrics in sheet-like igneous bodies: the role of magma flow and wall-rock displacements in theoretical and natural cases. *Journal of Structural Geology* 23, 1415–1428.
- Creixell, C., Parada, M.A., Morata, D. 2006. Contrasting tectono-magmatic styles in the Late Paleozoic and Middle Jurassic batholiths of central Chile. XI Congreso Geológico Chileno. Cd-Rom volume, 189-192. Antofagasta.
- Dallmeyer, R.D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G.K., Treloar, P. 1996. Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean plate boundary zone, 26° - 27°30' S, North Chile: constrains from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. *The Journal of Geology* 104, 19-40.
- Dashwood, B., Taylor, G. 2005. Temporal and spatial constrains on multi-phase crustal rotation in the forearc of northern Chile. VI International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), extended abstracts, 202-205, Barcelona, España.
- Dávila, A., Hervé, F., Munizaga, F. 1979. Edad K-Ar en granitoides de la Cordillera de la Costa de la provincia de Colchagua, VI Región, Chile central. II Congreso Geológico Chileno, F109-F120. Arica.
- Davis, G.H., Coney, P.J., 1979. Geological development of Cordilleran metamorphic core complexes. *Geology* 7, 120–124.

- Delaney, P.T., Pollard, D.D., Ziony, J., Mckee, E.H., 1986. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research* 91, 4920–4938.
- Emerman, S., Marrett, R. 1990. Why dikes?. *Geology* 18, 231-233.
- Emparán, C., Pineda, G. 1999. Área Condoriaco – Rivadavia, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, N°12, escala 1:100.000. Santiago.
- Ernesto, M., Marques, L.S., Piccirillo, E.M., Molina, E.C., Ussami, N., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G. 2002. Paraná Magmatic Province - Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources
- Ernst, R.E., Grosfils, E.B., Mège, D. 2001. Giant dike swarms: Earth, Venus and Mars. *Annual Reviews Earth and Planetary Sciences* 29, 489-534.
- Espiñeira, C., Parada, M.A. 1987. Geology of the Jurassic plutonic complex of the Chilean Coastal Range between 32°30' and 33° S. X Congreso Geológico Argentino, Vol. 4, 15-17. Tucumán.
- Féménias, O., Diot, H., Berza, T., Gauffriau, A., Demaiffe, D., 2004. Asymmetrical to symmetrical magnetic fabric of dikes: Paleo-flow orientations and paleo-stresses recorded on feeder-bodies from the Motru Dike Swarm (Romania). *Journal of Structural Geology* 26, 1401-1418.
- Ferré, E. 2002. Theoretical models of intermediate and inverse AMS fabrics. *Geophysical Research Letters* 29, 7, 10.1029/2001GL1436667.
- Ferré, E., Teyssier, C., Jackson, M., Thill, J., Rainey, E. 2003. Magnetic susceptibility anisotropy: a new petrofabric tool in migmatites. *Journal of Geophysical Research* 108, B2, doi: 10.1029/2002JB001790.
- Forsythe, R., Kent, D., Mpodozis, C., Davidson, J. 1987. Paleomagnetism on Permian and Triassic rocks, central Chilean Andes. In: *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, Geophysical Monograph 40. American Geophysical Union, 241-252.
- Fuentes, F., Féraud, G., Aguirre, L., Morata, D. 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of volcanism and subsequent very low-grade metamorphism in a subsiding basin: example of the Cretaceous lava series from central Chile. *Chemical Geology* 214, 157-177.
- Galland, O., Bremons d'Ars, J., Cobbold, P., Hallot, E. 2003. Physical models of magma intrusion during thrusting. *Terra Nova* 15, 405-409.

- Galland, O., Cobbold, P., Bremons d'Ars, J., Hallot, E. 2007. Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: Insights from experimental modeling. *Journal of Geophysical Research*, en prensa.
- Gana, P. 1991. Magmatismo bimodal del Triásico Superior-Jurásico Inferior, en la Cordillera de la Costa, Provincias del Elqui y Limarí, Chile. *Revista Geológica de Chile* 18 (1), 55-67.
- Gana, P., Tosdal, R., 1996. Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile* 23, 151-164.
- Gana, P., Wall, R., Gutierrez, A. 1996. Mapa geológico del área de Valparaíso-Curacaví. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas Geológicos N°1, escala 1:100.000. Santiago.
- Gana, P., Zentilli, M., 2000. Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de La Costa de Chile Central. 9° Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, Servicio Nacional de Geología y Minería, Puerto Varas, Chile, pp. 664-667.
- Geoffroy, L., Callot, J.P., Aubourg, C., Moreira, M., 2002. Divergence between magnetic and plagioclases linear fabric in dykes: a new approach to defining the flow vector using magnetic foliation. *Terra Nova* 14, 183-190.
- Geoffroy, L., Aubourg, C., Callot, J.P., Barrat, J-A. En prensa. Mechanisms of crustal growth in large igneous provinces: the North Atlantic Province as a case study. En: Foulger, G. R., Jurdy, D.M. *Plates, Plumes and Planetary Processes*. Geological Society of America.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., 1996. Erratum to "High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interaction and continental flood-basalt genesis". *Earth and Planetary Science Letters* 141, 325-341
- Glazner, A., Bartley, J., Carl, B., 1999. Oblique opening and noncoaxial emplacement of the Jurassic Independence dike swarm, California. *Journal of Structural Geology* 21, 1275-1283.
- Godoy, E., Loske, W., 1988. Tectonismo sinplutónico de dioritas jurásicas al sur de Valparaíso: datos U-Pb sobre la Fase Quintay. *Revista Geológica de Chile* 15, 119-127.
- Grocott, J., Taylor, G. 2002. Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30' S to 27°00' S). *Journal of the Geological Society of London* 159, 425-442.
- Gudmunsson, A. 1983. Form and dimensions of dykes in eastern Iceland. *Tectonophysics* 95, 295-307.
- Gudmunsson, A. 1995. The geometry and growth of dykes. En: Baer, G. Heimann, A. (eds.) *Physics and chemistry of dykes*. Balkema, Rotterdam, 23-24.

- Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L., Gallastegui, G., Busquets, P., Colombo, F. 2002. Geological setting of the Argentina Frontal Cordillera in the flat-slab segment (30°00'-31°30' S latitude). *Journal of South American Earth Sciences* 15, 79-99.
- Hervé, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes* 11, 183-188.
- Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M.A., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N., Drake, R. 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 1, 185-194.
- Hutton, D., 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 377-382.
- Irwin, J., Sharp, W., Spangler, R., Drake, R., 1987. Some paleomagnetic constraints in the tectonic evolution of the coastal cordillera of central Chile. *Journal of Geophysical Research* 92, 3603-3614.
- Irwin, J., García, C., Hervé, F., Brook, M. 1988. Geology of a part of a long-lived dynamic plate margin: the Coastal Cordillera of north-central Chile, latitude 30°51'-31° S. *Canadian Journal of Earth Sciences* 25, 603-624.
- Johnson, A.M., Pollard, D.D. 1973. Mechanisms of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah. Field observations, Gilbert's model, physical properties and flow of the magma. *Tectonophysics* 18, 261-309.
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Kampunzu, A.B., Tshoso, G., Le Gall, B., Tiercelin, J.J., Capiez, P. 2004. The Karoo triple junction questioned: evidence from Jurassic and Proterozoic $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geochemistry of the giant Okavango dyke swarm (Botswana). *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 989– 1006.
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M.K., Kampunzu, A.B., Le Gall, B. 2006. Basement control on dyke distribution in Large Igneous Provinces: Case study of the Karoo triple junction *Earth and Planetary Science Letters* 241, 307– 322.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., Ando, C. 1983. Andean tectonics related to the geometry of subducted plates. *Geological Society of America Bulletin* 94, 341-361.
- Kay, S., MaksaeV, V., Mpodozis, C., Moscoso, R., Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: middle to late Tertiary magmatic rocks in Chile over the modern zone of horizontal subduction (29°-31,5° S). *Journal of Geophysical Research* 92, 6173-6189.

- Klausen, M.B., Larsen, H.C., 2002. The East Greenland coast-parallel dyke swarm and its role in continental breakup. In: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.), *Volcanic Rifted Margins*, Geological Society of America Special Paper 362, pp. 137–162.
- Knight, D., Walker, M. 1988. Magma flow direction in dykes of Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *Journal of Geophysical Research* B5, 4301-4319.
- Kretz, R., 1991. The dilation direction of intrusive sheets, *Journal of Structural Geology* 13, 97-99.
- Launeau, P., Cruden, A.R., 1998. Magmatic fabric acquisition mechanisms in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *Journal of Geophysical Research* 103, 5067-5089.
- Le Gall, B., Tshoso, G., Dymont, J., Kampunzu, A.B., Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Aubourg, C., Vétel, W. 2005. The Okavango giant mafic dyke swarm (NE Botswana): its structural significance within the Karoo Large Igneous Province. *Journal of Structural Geology* 27, 2234-2255.
- Levi, B. 1973. Eastward shift of Mesozoic and Early Tertiary volcanic centers in the Coast Range of central Chile. *GSA Bulletin* 84, 3901-3910.
- Llambías, E., Quenardelle, S., Montenegro, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 243-257.
- Llambías, E., Sato, A.M. 1990. El Batolito de Colangüil (29°-31° S), Cordillera Frontal de Argentina estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17, 99-108.
- López de Luchi, M., Rapalini, A. 2002. Middle Jurassic dyke swarms in the North Patagonian Massif: the Lonco Trapial Formation in the Sierra de Mamil Choique, Río Negro province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 625-641.
- Lucassen, F., Escayola, M., Romer, R.L., Viramonte, J., Koch, K., Franz, G., 2002. Isotopic composition of Late Mesozoic basic and ultrabasic rocks from the Andes (23–32°S): implication for the Andean mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 336–349.
- Lucassen, F., Kramer, W., Bartsch, V., Wilke, H.G., Franz, G., Romer, R., Dulski, P. 2006. Nd, Pb, and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic province of northern Chile (18–27°S): indications for a uniform subarc mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152, 571-589.

- Martin, M., Clavero, J., Mpodozis, C. 1999. Late Paleozoic to early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio Region, Chile (29-30° S). *Journal of South American Earth Sciences* 12, 33-49.
- McDougall, L., Harrison, T. 1999. *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*, Second Edition. Oxford University Press, 269 pp.
- Mège, D., Korme, T., 2004. Dyke swarm emplacement in the Ethiopian Large Igneous Province: not only a matter of stress. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 132, 283-310.
- Morata, D., Aguirre, L., Oyarzún, M., Vergara, M., 2000. Crustal contribution in the genesis of the bimodal Triassic volcanism from the Coastal Range, central Chile. *Revista Geológica de Chile* 27, 85–102.
- Morata, D., Aguirre, L., Féraud, G., Fuentes, F., Parada, M.A., Vergara, M., 2001. The Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range of central Chile: geochronology and isotopic geochemistry, III South American Symposium on Isotope Geology, Sociedad Geológica de Chile, Pucón, Chile, pp. 321–324.
- Morata, D., Aguirre, L. 2003. Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29°20' – 30°S), Chile: geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 459-476.
- Morata, D., Féraud, G., Schärer, U., Aguirre, L., Belmar, M., Cosca, M. 2006. A new geochronological framework for Lower Cretaceous magmatism in the Coastal Range of central Chile. XI Congreso Geológico Chileno, CD-Rom Volume, pp. 509-512.
- Moscoso, R., Mpodozis, C. 1988. Estilos estructurales en el Norte Chico de Chile (28°-31° S), regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile* 15, N°2, 151-166.
- Mpodozis, C., Allmendinger, R. 1992. Extensión cretácica a gran escala en el norte de Chile (Puquios - Sierra de Fraga, 27° S): significado para la evolución tectónica de los Andes. *Revista Geológica de Chile* 19, N°2, 167-197.
- Mpodozis, C., Cornejo, P. 1988. Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N°68, 1-164.
- Mpodozis, C., Kay, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordillera batholiths (28° to 31° S). *GSA Bulletin*, 104, 999-1014.
- Mpodozis, C., Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentine. *Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series* 11, 59-88.

- Muñoz-Cristi, J. 1942. Rasgos generales de la constitución geológica de la Cordillera de la Costa especialmente en la Provincia de Coquimbo. Primer Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología. Imprenta y Litografía Universo, S.A. Vol. 2, 285-318. Santiago.
- Nasi, C., Thiele, R. 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa al sur del río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile central). *Revista Geológica de Chile* 16, 81-99.
- Nasi, C., Moscoso, R., Makshev, V. 1990. Hoja Guanta: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile (1:250.000), No 67, p. 1-141, Santiago.
- Nasi, C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R., Makshev, V. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 25-26, 77-111.
- Oliveros, V., Féraud, G., Aguirre, L., Fornari, M., Morata, D. 2006. The Early Andean Magmatic Province (EAMP): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157, 311-330.
- Palmer, H.C., Hayatsu, A., McDonald, W.D. 1980. Paleomagnetic and K-Ar age studies of a 6 km thick Cretaceous section from the Chilean Andes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 62, 133-153.
- Pankhurst, R., Leat, P., Sruoga, P., Rapela, C., Márquez, M., Storey, B., Riley, T. 1998. The Chon-Aike silicic igneous province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic LIP. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81, 113-136.
- Pankhurst, R., Millar, I., Hervé, F. 1996. A Permo-Carboniferous U-Pb age for part of the Guanta Unit of the Elqui-Limarí Batholith at Río del Tránsito, northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 23, 35-42.
- Parada, M.A. 1988. Pre-Andean peraluminous and metaluminous leucogranitoid suites in the High Andes of central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 211-221.
- Parada, M.A., Féraud, G., Fuentes, F., Aguirre, L., Morata, D., Larrondo, P., 2005. Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society of London* 162, 273-287.
- Parada, M.A., Larrondo, P., Guirresse, C., Roperch, P., 2002. Magmatic gradients in the Cretaceous Caleu pluton (central Chile): injections of pulses from a stratified reservoir. *Gondwana Research* 5, 307-324.

- Parada, M.A., Levi, B., Nystrom, J.O. 1991. Geochemistry of the Triassic to Jurassic plutonism of central Chile (30°-33° S); petrogenetic implications and a tectonic discución. Geological Society of America, Special Paper, 265, 99-112.
- Parada, M.A., Munizaga, F., Kawashita, K. 1981. Edades Rb-Sr roca total del batolito compuesto de los ríos Elqui-Limarí a la latitud 30°S. Revista Geológica de Chile 13-14, 87-93.
- Parada, M.A., Nystrom, J., Levi, B., 1999. Multiple sources for the Coastal batholith of central Chile (31-34°S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. Lithos 46, 505-521.
- Parada, M.A., Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Hervé, F., Puig, A., Munizaga, F., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N. 1988. Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30°30' S-32°30' S). Journal of South American Earth Sciences, 1, 249-260.
- Parés, J.M.; Van der Pluijm, B.A. 2002. Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks Tectonophysics 350, 283– 298
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. 1995. Bursting the bubble of ballooning pluton: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. Geological Society of America Bulletin 107, 1356-1380.
- Peate, D.W., Pearce, J.A., Hawkesworth, C.J., Colley, H., Edwards, C.M.H., Hirose, K. 1997. Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. Journal of Petrology 38, 1331-1358.
- Petford, N., Koenders, M.A. 1998. Granular flow and viscous fluctuations in low Bagnold number granitic magmas. Journal of the Geological Society, London 155, 873-881.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J-L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature 408, 669-673.
- Piracés, R. 1976. Geología de la Cordillera de la Costa entre Catapilco y Limache, Región de Aconcagua. Memoria de Título. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 118 p.
- Philpotts, A.R., Asher, P.M. 1994. Magmatic flow-direction indicators in a giant diabase feeder dike, Connecticut. Geology 22, 363-366.
- Philpotts, A.R., Dickson, L.D. 2000. The formation of plagioclase chains during convective transfer in basaltic magma. Nature 406, 59-61.
- Ray, R., Sheth, H., Mallik, J. 2007. Structure and emplacement of the Nandurbar–Dhule mafic dyke swarm, Deccan Traps, and the tectonomagmática evolution of flood basalts. Bulletin of Volcanology 69, 537-551.
- Rebolledo, S., Charrier, R. 1994. Evolución del basamento Paleozoico en el área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile (31°-32° S). Revista Geológica de Chile, 21, 55-69.

- Rex, A.J. 1987. The Geology, Geochemistry and Mineralization of the North Chilean High Cordillera, Ph.D. Thesis, University of Leicester, p. 1-213, Leicester, U.K.
- Ribba, L., Mpodozis, C., Hervé, F., Nasi, C., Moscoso, R. 1988. El basamento del valle del Tránsito, Cordillera de Vallenar: eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los Andes chileno-argentinos. *Revista Geológica de Chile*, 15, 129-149.
- Rivano, S., Sepúlveda, P. 1986. Hoja Illapel. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N°69, escala 1:250.000. Santiago.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Puig, A. 1985. Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31-32° S, Chile. *Revista Geológica de Chile* 12 (1), 63-74.
- Rochette, P. 1988. Inverse magnetic fabric carbonate-bearing rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 229-237.
- Scarrow, J., Leat, P., Wareham, C., Millar, I., 1998. Geochemistry of mafic dykes in the Antarctic Peninsula continental -margin batholith: a record of arc evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 131, 289-305.
- Scheuber, E., Gonzalez, G. 1999. Tectonics of the Jurassic – Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26° S): a history of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics* 18, N°5, 895-910.
- Sebai, A., Féraud, G., Bertrand, H., Hanes, J., 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 455–472.
- Segev, A. 2000. Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: radiometric ages from the Levant and other provinces. *Tectonophysics*, 325, 257-277.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile, scale 1:1.000.000, Santiago.
- Sibson, R. 1990. Conditions for fault-valve behavior. *Geological Society of London, Special Publications* 54, 15-28.
- Siña, A., Parada, M.A. 1985. Los granitoides de Rocas de Santo Domingo: antecedentes de terreno, petrográficos y de química de elementos mayores para una mezcla de magmas. IV Congreso Geológico Chileno 4, 512-530, Antofagasta.
- Siña, A. 1987. El Batolito de la Costa entre Algarrobo y Rocas de Santo Domingo (Chile central, 33°30' S): geología e interpretaciones petrogenéticas. *Comunicaciones*, 38, 47-66.
- Sneddon I.N., Lowengrub M. 1969. Crack problems in the classical theory of elasticity. John Wiley, New York, 221 p.

- Stern, C.R. 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* 18, N°1, 15-23.
- Storey, B.C., Leat, P., Weaver, S., Pankhurst, R., Bradshaw, J. & Kelley, S. 1999. Mantle plumes and Antarctica-New Zealand rifting: evidence from mid-Cretaceous mafic dykes. *Journal of the Geological Society of London* 156: 659-672.
- Tauxe, L., Gee, J.S., Staudigel, H., 1998. Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: the bootstrap way. *Journal of Geophysical Research* 103, 17775-17790.
- Thiele, R., Hervé, F. 1984. Sedimentación y tectónica de antearco en los terrenos preandinos del Norte Chico, Chile. *Revista Geológica de Chile* 22, 61-75.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N°2, 86 p.
- Vásquez, P., Franz, G., Frei, D. 2006. Petrology of the Late Triassic Arfvedsonite granitoid at La Estrella (central Chile). XI Congreso Geológico Chileno. CD-Rom volume, 573-576.
- Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J., Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin* 107, 1427-1440.
- Vergara, M., López-Escobar, L., Cancino, A. 1991. The Pichidanguí Formation: some geochemical characteristics and tectonic implications of the Late Triassic marine volcanism in central Chile (31°55' to 32°30' S). *Geological Society of America, Special Paper* N°265, 93-98.
- Vigneresse, J.L. 1999. Should felsic magmas be considered as tectonic objects, just like faults or folds?. *Journal of Structural Geology* 21, 1125-1130.
- Villegas, J., Parada, M.A. 1993. La Superunidad Limarí: aspectos litológicos y de emplazamiento del plutonismo Triásico Superior-Jurásico Inferior de Chile central. *Comunicaciones*, 44, 29-48.
- Wada, Y. 1994. On the relationship between dike width and magma viscosity. *Journal of Geophysical Research* 99, N°B9, 177443-17756.
- Wall, R., Gana, P., Gutiérrez, A. 1996. Mapa Geológico del área San Antonio-Melipilla. Mapas Geológicos N°2. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Yañez, G., Gana, P., Fernández, R. 1998. Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile central. *Revista Geológica de Chile* 25, N°2, 175-198.
- Yañez, G., Ranero, C., von Huene, R., Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34° S): the role of the Juan Fernández Ridge in the Late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, 106, 6325-6345.

ANEXO

RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS EN EL ENJAMBRE DE DIQUES DEL ELQUI (30° S)

1. Introducción

En este capítulo se presentan los resultados de magnetismo remanente y direcciones paleomagnéticas de los enjambres de diques de Elqui y sus rocas de caja, junto con una descripción de las propiedades magnéticas de las muestras estudiadas. Al final del anexo se presenta una breve síntesis de los resultados, junto con las direcciones paleomagnéticas promedio. El estudio de paleomagnetismo se realizó con el fin de detectar posibles rotaciones de bloques que pudieran afectar la disposición primario de los enjambres de diques estudiados. Una discusión acerca del origen de los resultados se presenta en el Capítulo 7.

2. Muestreo y métodos paleomagnéticos

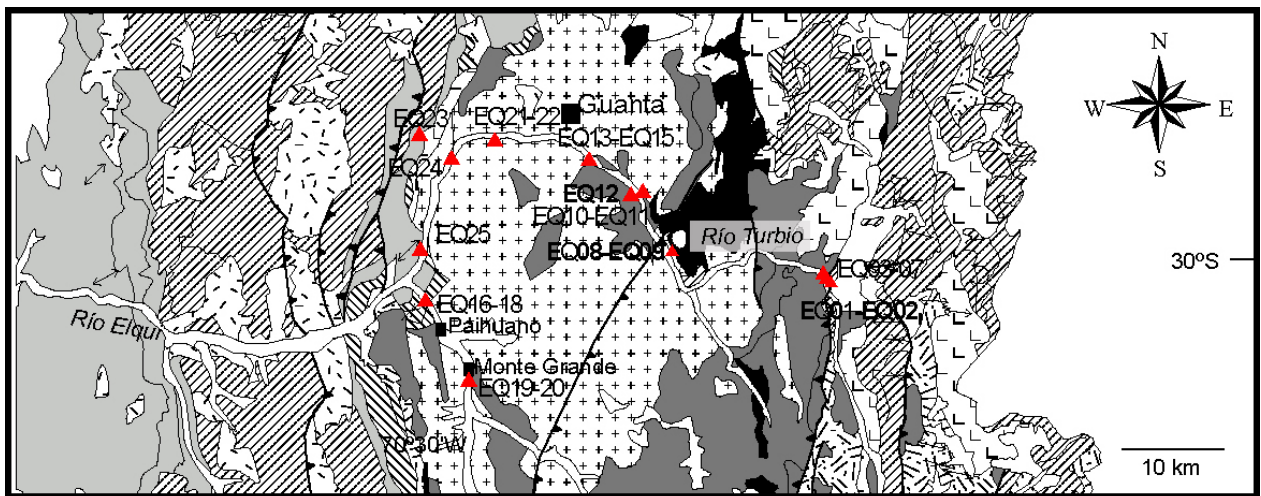
El muestreo en el Valle del Elqui consistió de 25 sitios, donde se recolectaron entre 4 y 12 muestras por sitio. El muestreo se extendió entre las cercanías del pueblo de Rivadavia por el oeste y el sector de Las Juntas por el este, abarcando un perfil de aproximadamente 90 km a lo largo del valle del río Turbio (Fig. A.1). El detalle de la ubicación de los sitios muestreados aparece en la Tabla A.1. Las unidades muestreadas corresponden a: a) cuatro sitios de rocas sedimentarias rojas del techo de la Formación Tres Cruces y de la Formación Algarrobal, ambas depositadas entre el Jurásico Temprano y el Jurásico Medio-Superior, las cuales son intruidas por diques b) un sitio de lavas andesíticas de probable edad Cretácico Temprano, c) doce sitios de diques máficos, d) ocho sitios de granitoides Permo-jurásicos. Dentro de los sitios de diques máficos, ocho corresponden a diques de orientación aproximada norte-sur, dos a diques de orientación este-oeste y dos a diques diorítico-tonalíticos verdes. Dentro de los sitios de granitoides, dos corresponden a la Unidad Guanta (Carbonífero Superior), un sitio de la Unidad Los Carricitos (Pérmico Inferior-Medio), dos sitios a la unidad El León (Pérmico Superior y tres a granitoides peraluminosos-peralcalinos de edad Triásico-Jurásico (plutones Los Tilos y plutón Monte Grande).

Las mediciones de magnetismo remanente se realizaron en su totalidad en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. El magnetismo remanente se midió usando un magnetómetro JR5 AGICO, mientras que la susceptibilidad magnética se midió con un susceptibilímetro Bartington. Para examinar en forma detallada las propiedades magnéticas de las muestras, se realizaron experimentos de Magnetismo isotérmico remanente (IRM: Isothermal Remanent Magnetization) utilizando un magnetómetro ASC IM-10-

30 y además se realizaron curvas de variación de susceptibilidad magnética respecto a temperatura, utilizando un instrumento AGICO KLY3-CS3 de alta precisión.

Sitio	n° muestras	unidad	latitud	longitud
EQ01	2	Granito El León	-29°58.576' S	-70°5.841' W
EQ02	7	Dique N-S	-29°58.576' S	-70°5.841' W
EQ03	2	Granito El León	-29°58.254' S	-70°6.122' W
EQ04-EQ05-EQ06	2 - 4 - 4	Diques N-S	-29°58.254' S	-70°6.122' W
EQ07	5	Dique E-W	-29°58.254' S	-70°6.122' W
EQ08	7	Dique E-W	-29°56.583' S	-70°15.963' W
EQ09	6	Plutón Los Carricitos	-29°56.583' S	-70°15.963' W
EQ10	4	Dique NW-SE	-29°53.43' S	-70°18.583' W
EQ11	2	Unidad Guanta	-29°53.43' S	-70°18.583' W
EQ12	5	Plutón Los Tilos	-29°53.636' S	-70°18.727' W
EQ13	3	Dique N-S	-29°51.483' S	-70°21.782' W
EQ14	6	Dique NW-SE	-29°51.483' S	-70°21.782' W
EQ15	3	Plutón Los Tilos	-29°51.483' S	-70°21.782' W
EQ16-EQ17	7 - 9	Formación Algarrobal	-29°59.173' S	-70°31.838' W
EQ18	3	Dique N-S	-29°59.173' S	-70°31.838' W
EQ19	4	Plutón Monte Grande	-30°3.175' S	-70°29.164' W
EQ20	4	Dique N-S	-30°3.175' S	-70°29.164' W
EQ21	6	Dique N-S	-29°50.246' S	-70°27.26' W
EQ22	2	Unidad Guanta	-29°50.246' S	-70°27.26' W
EQ23	4	Lavas Fm. Algarrobal	-29°50.096' S	-70°31.928' W
EQ24-EQ25	6 - 6	Formación Algarrobal	-29°50.033' S	-70°31.376' W

Tabla A.1: ubicación de sitios paleomagnéticos en el Valle del Elqui-Turbio (30° S)













-  Sedimentos cuaternarios
-  Rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Tardío al Terciario
-  Rocas intrusivas cretácicas y terciarias
-  Rocas volcánicas del Cretácico Temprano
-  Rocas sedimentarias jurásicas (marinas y continentales)
-  Granitoides del Pérmico Tardío al Jurásico Temprano
-  Rocas volcanosedimentarias triásicas
-  Rocas volcánicas pérmicas
-  Granitoides del Carbonífero y Pérmico Temprano
-  Rocas metamórficas paleozoicas

Figura A.1: Mapa geológico del sector del Valle del río Elqui-Turbio, modificado de Mpodozis y Comejo (1988) y Nasi et al (1990). Se incluye la ubicación de los sitios paleomagnéticos. Ver Figura 3.1 para mayor referencia geográfica.

3. Resultados

a) *Propiedades magnéticas*

La mayor parte de las muestras presenta una dispersión logarítmica (Fig. A.2) en el gráfico de susceptibilidad versus Magnetismo Remanente Natural (MRN). El sitio EQ23 (lavas andesíticas) está caracterizado por presentar alta susceptibilidad magnética y alto MRN, atribuible a abundante presencia de magnetita. Una alta dispersión dentro del sitio puede ser atribuida a

oxidación parcial de las muestras, la que es evidenciada en las curvas de temperatura versus susceptibilidad, por una inflexión cerca de los 260° C, indicativa de presencia de maghemita (Fig. A.3a). Las sedimentitas rojas de la Formación Algarrobal (EQ16, EQ17, EQ24 y EQ25) se caracterizan por una baja susceptibilidad magnética, dada la predominancia de hematita en ellos como fase magnética. Experimentos de IRM confirman la presencia de este mineral como principal fase magnética (Fig. A.4).

Los diques dioríticos-tonalíticos verdes pueden ser reconocidos por su notoriamente baja susceptibilidad magnética (Fig. A.2).

Estos diques presentan una alteración fuerte a epidota y clorita, la cual podría haber afectado a las fases magnéticas primarias. Por su parte, los diques E-W se caracterizan por alta susceptibilidad magnética ($\geq 100 \times 10^{-5}$ [SI]) y alto MRN. A su vez, estas rocas presentan puntos de Curie cercanos a 570° C, indicativos de la presencia de magnetita como principal fase ferromagnética (Fig. A.3b). En el caso de los más abundantes diques norte-sur, se puede observar una alta variabilidad en el comportamiento magnético, donde tres sitios se caracterizan por baja susceptibilidad y MRN (EQ06, EQ13 y EQ20), mientras que el resto presenta valores más altos de susceptibilidad magnética ($> 1000 \times 10^{-5}$ [SI]) y MRN ($>$ la mayor parte de las muestras $> 1,00 \times 10^{-1} \text{ Am}^{-1}$). En todas las muestras, la fase magnética principal parece ser magnetita, lo cual se corrobora por los puntos de Curie cercanos a 570° C en gran parte de las muestras y por experimentos de IRM (Fig. A.3c y A.4).

Dentro de las muestras de granitoides, se observa una alta variabilidad en las propiedades magnéticas. La Unidad Guanta presenta los más altos valores de susceptibilidad magnética y MRN ($> 1000 \times 10^{-5}$ [SI] y $> 1,00 \times 10^{-1} \text{ Am}^{-1}$, respectivamente). Estas rocas corresponden a tonalitas foliadas de grano grueso. Los valores más bajos de susceptibilidad y MRN se observan en las granodioritas de grano medio de la Unidad Los Carricitos (EQ09), cuyas muestras se caracterizan por presentar valores de susceptibilidad magnética inferiores a 10×10^{-5} [SI]. En granitos Triásico-Jurásicos, la susceptibilidad magnética es baja, cercana a 100×10^{-5} [SI], lo que podría deberse en parte a una parcial meteorización observada en los afloramientos, aunque se ha podido detectar la presencia de magnetita (Fig. A.3d).

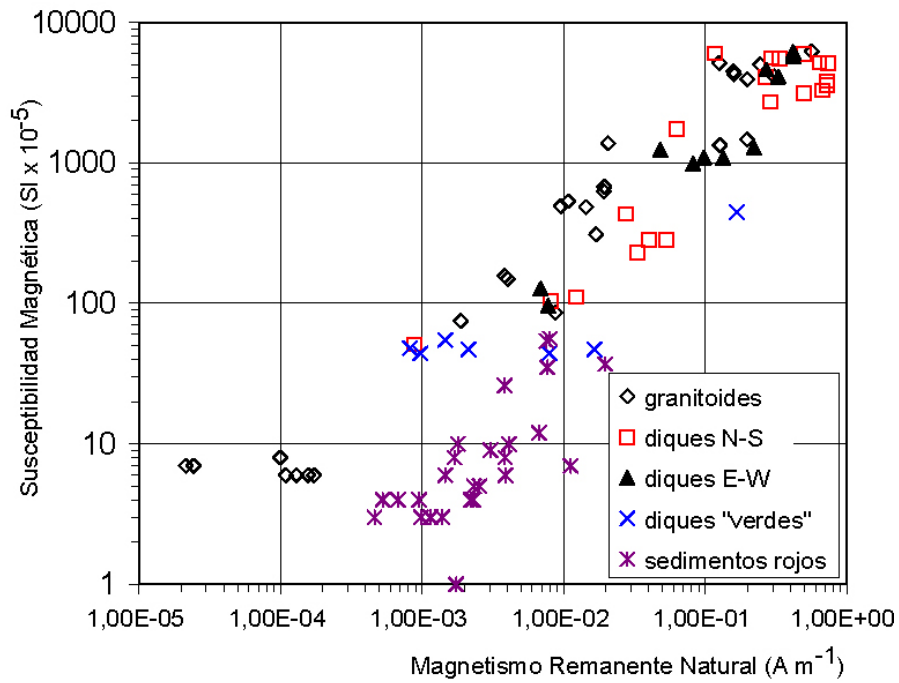


Figura A.2: Susceptibilidad magnética vs Magnetismo Remanente Natural (MRN) en rocas Paleozoicas y Mesozoicas del Valle del Elqui

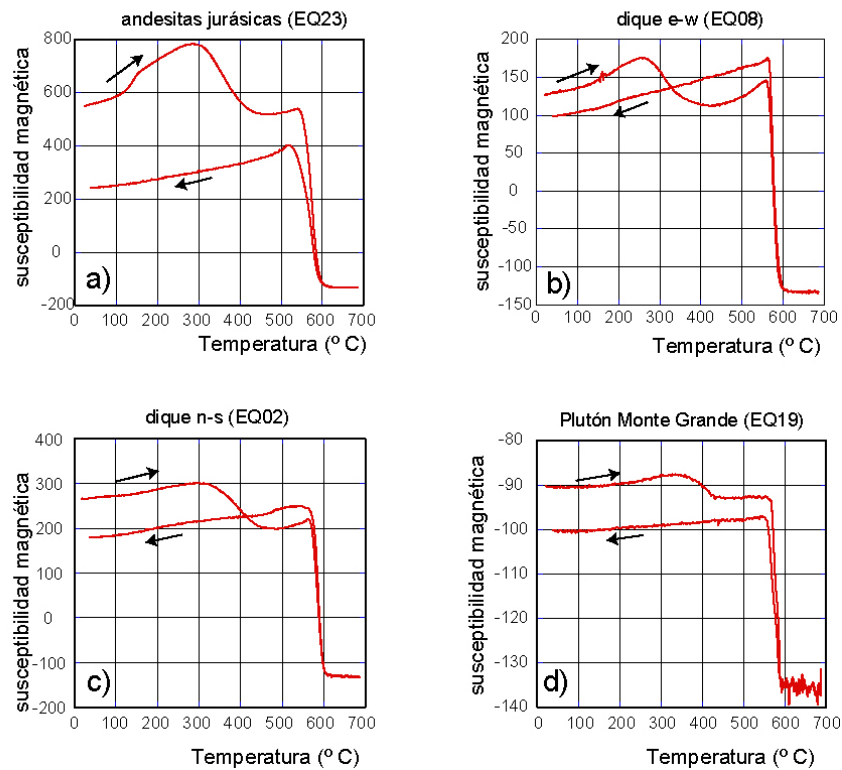


Figura A.3: Curvas de susceptibilidad magnética vs temperatura (° C) en diques, volcanitas y granitoides. Puntos de Curie ocurren cercanos a 570° C

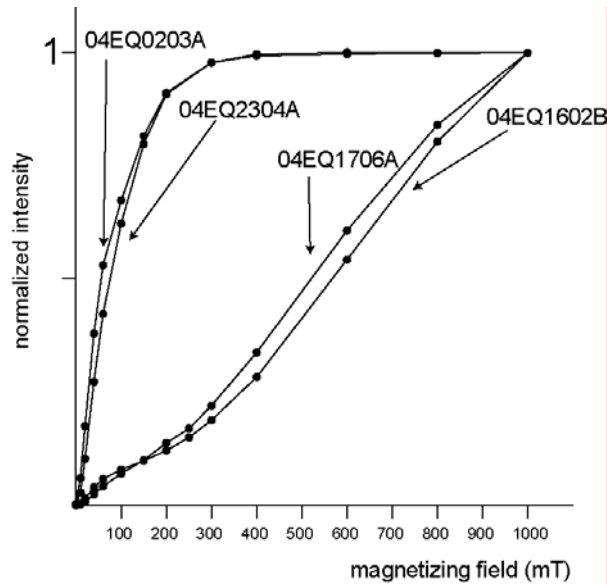


Figura A.4: Curvas IRM (isothermal remanent magnetization) en muestras de areniscas rojas (04EQ1602B y 04EQ1706A), diques máficos (04EQ0203A) y lavas andesíticas (04EQ2304A). El campo inducido (magnetizing field) está medido en miliTesla (mT).

b) Direcciones paleomagnéticas características

Areniscas rojas jurásicas

Los sitios de este grupo corresponden a areniscas finas de color rojo, algunas de ellas con cemento calcáreo, las cuales son localmente intruidas por diques máficos. Los sitios EQ16 y EQ17 aparentemente corresponden a la base de la Formación Algarrobal o a la parte alta de la secuencia marina jurásica subyacente (Formación Tres Cruces). En general, estos sitios muestran una muy bien definida magnetización (Fig. A.5a), con moderadas a altas temperaturas de desmagnetización (510°-610° C, Fig. A.5b). Las direcciones paleomagnéticas para ambos sitios presentan polaridad inversa (Fig. A.5c y A.5d). Muestras específicas del sitio EQ17, intruidas por un dique máfico, no evidencian significativas diferencias con el resto de las muestras del sitio, por lo que aparentemente no habrían sufrido efectos importantes termo-magnéticos por esta intrusión. En niveles medios de la secuencia (EQ24 y EQ25) se registraron direcciones paleomagnéticas de polaridad inversa (Fig. A.5e y A.5f), con temperaturas de desmagnetización en general altas (460°-660° C, Tabla A.2). En general, se observan algunas diferencias en declinación magnética entre los sitios, donde EQ25 presenta la menor declinación magnética y en el sitio EQ17 se observa la menor inclinación. Estas diferencias son difíciles de explicar con el

conocimiento actual, pero podrían deberse, entre otras causas, a efectos tectónicos locales (fallamiento de edad terciaria).

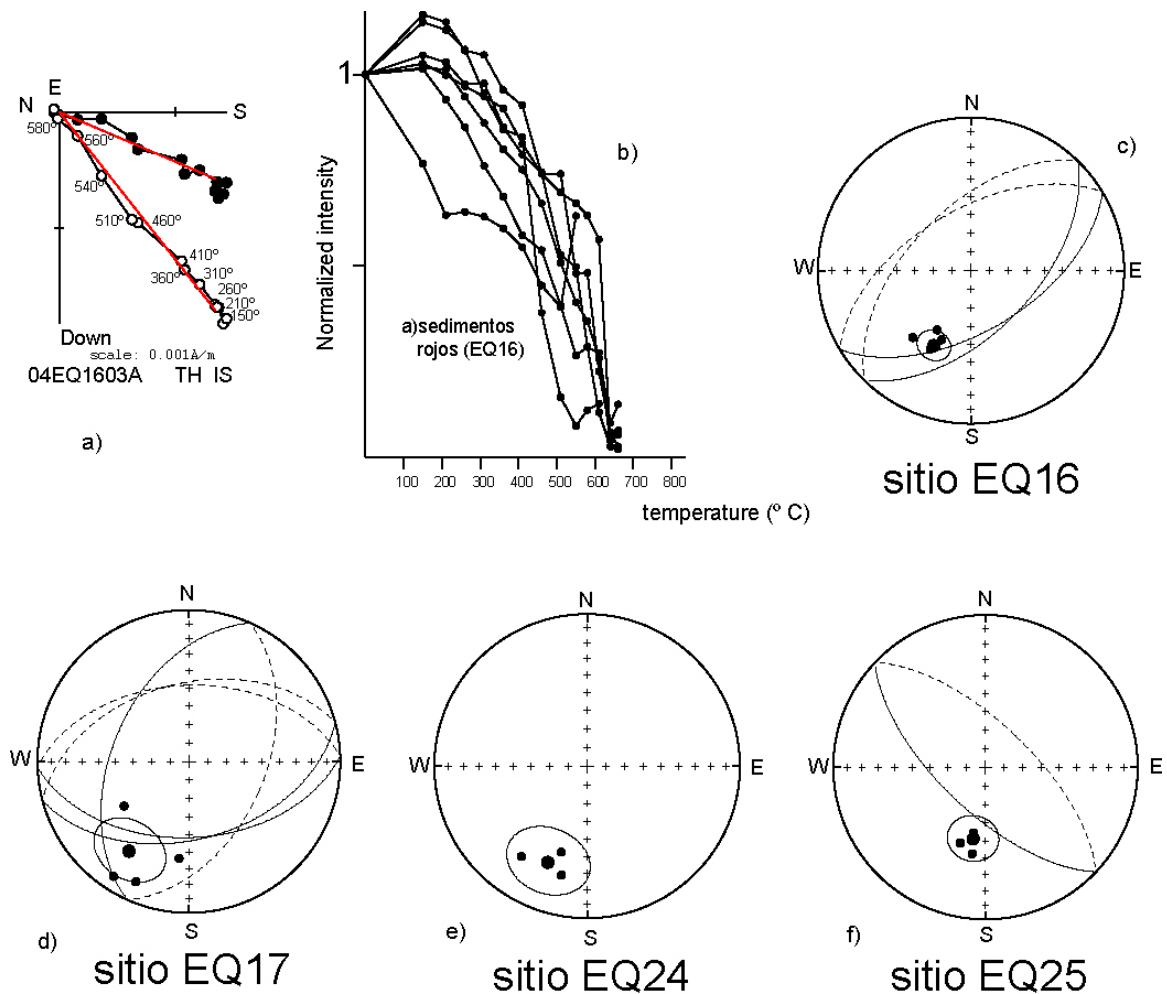


Figura A.5: a) Proyección ortogonal (Zijderveld) de vector paleomagnético en la muestra 04EQ1603A (desmagnetización termal), b) curvas de intensidad de magnetización versus temperatura en muestras de sedimentos del sitio EQ16, c, d, e, f) proyección estereográfica (hemisferio inferior) de direcciones paleomagnéticas por muestras y sitios (círculo negro grande), incluyendo cono de confianza de 95%, para sitios de sedimentos rojos. Círculos negros corresponden a polaridad inversa.

Lavas andesíticas cretácicas (sitio EQ23):

En este sitio las lavas andesíticas muestran temperaturas de desmagnetización altas, entre 580 y 590° C (Fig. A.6a). Los vectores de desmagnetización son altamente estables entre 210 y 580° C

(Fig. A.6b), lo que sugiere que magnetita pobre en Ti es la portadora de la magnetización remanente. Las direcciones calculadas para las muestras presentan una polaridad normal de muy baja declinación magnética, pero al aplicar la corrección de manteo, estas muestras presentan una mayor declinación, que en promedio (estadísticas de Fisher) son de 18.6° (Fig. A.6c, Tabla A.2).

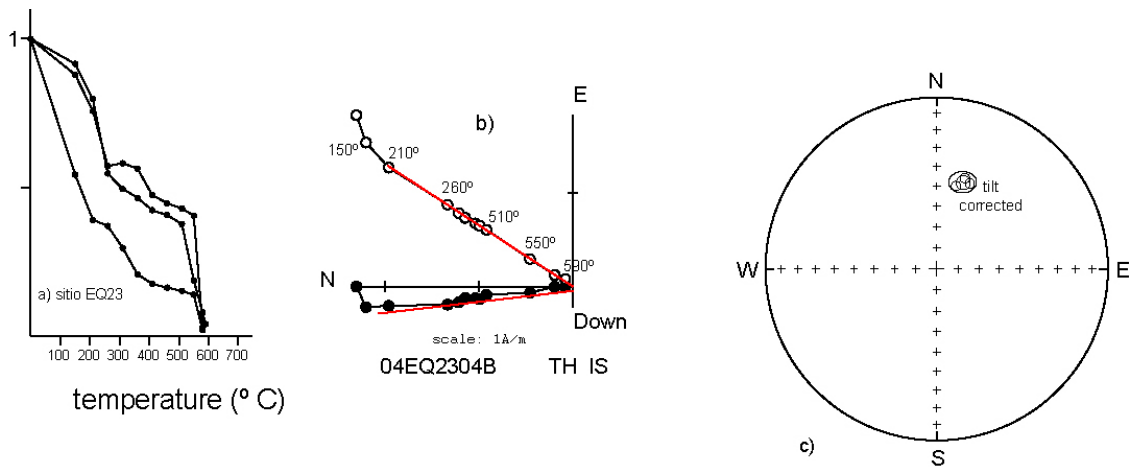


Figura A.6: a) Curvas de intensidad de magnetización versus temperatura en muestras de lavas andesíticas del sitio EQ23, b) proyección ortogonal (Zijderveld) de vector paleomagnético en la muestra 04EQ2304B (desmagnetización termal), c) proyección estereográfica (hemisferio inferior) de direcciones paleomagnéticas en el sitio EQ23, incluyendo cono de confianza de 95%. Círculos blancos corresponden a polaridad normal

Granitoides del Carbonífero al Jurásico Inferior

En general se observa una variabilidad en los resultados para las diferentes unidades plutónicas. Esto es concordante con las variaciones en las propiedades magnéticas.

Para los granitoides de la Unidad Guanta (sitio EQ11 y EQ22) y para el sitio de la Unidad Los Carricitos (Pérmico Medio, sitio EQ09), no se obtuvieron direcciones características. En el sitio EQ03 correspondiente a un granito de grano grueso de la Unidad El León, se ha obtenido una dirección entre 510° y 580° C (11.4 - 22.5°) pero no se han podido aplicar cálculos de direcciones características. De todas maneras, se observa un patrón con dirección magnética de alta temperatura de cierre, que indicaría presencia de rotación horaria, al igual como en las muestras de sedimentos y lavas.

En el plutón Los Tilos (granito con cordierita, sitio EQ12), se han encontrado direcciones paleomagnéticas de polaridad inversa en tres muestras, donde la dirección promedio es $217.2^\circ/62.5^\circ$ (Fig. A.8a, Tabla A.2). Las temperaturas de desmagnetización en estas muestras son

altas (cercanas a 510° C, Fig. A.8b), sugiriendo que la magnetización es retenida por magnetita al igual como en otros plutones del área.

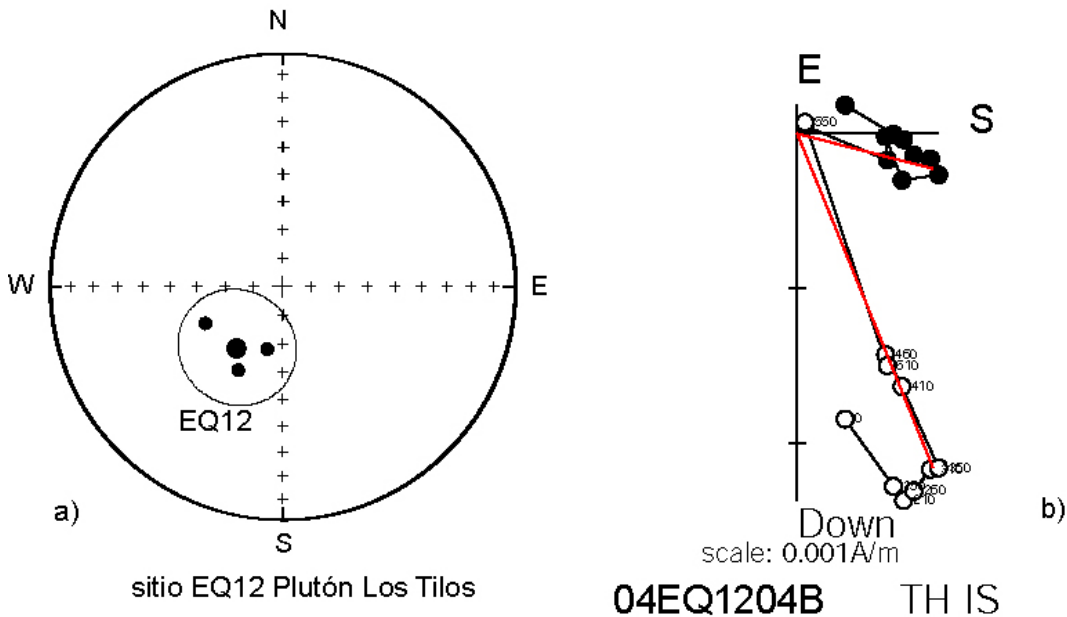


Figura A.7: a) Proyección estereográfica de direcciones paleomagnéticas obtenidas en el sitio EQ12 (Plutón Los Tilos), b) proyección ortogonal (Zildjerveld) de vector paleomagnético en la muestra 04EQ1204B.

Direcciones paleomagnéticas de Diques máficos

En los diques verdes de gran espesor (sitio EQ10), se encontraron direcciones de polaridad inversa (223.6°/50.9°), con temperatura de cierre alta (460°-580° C, Fig A.8a, Tabla A.2), que sugieren que magnetita con variables contenidos de Ti es la portadora de esta magnetización. En 2 muestras de este sitio además se aprecia una fuerte desmagnetización cerca de los 260° C (Fig. A.8b), que a pesar de no poder haberse definido un vector paleomagnético a esta baja temperatura, existiría presencia de diferentes especies magnéticas en las muestras.

Un dique similar al sitio EQ10 (sitio EQ14) tiene direcciones paleomagnéticas de polaridad inversa (Fig. A.8c) a alta temperatura (360°-510° C), probablemente retenidas por magnetita y direcciones paleomagnéticas de polaridad normal a baja temperatura (310°-410° C), que podrían ser retenidas por pirrotina (Fig. A.8d). La dirección promedio de polaridad inversa obtenida en

este sitio es de $207.6^{\circ}/46.2^{\circ}$, la cual es similar a las obtenidas en las muestras ya descritas de areniscas rojas y granitoides. En el dique EQ07, de orientación E-W, se obtuvieron vectores de desmagnetización que muestran temperaturas de cierre altas (550° - 590° C) atribuibles a retención de la magnetización por magnetita. En general estas magnetizaciones se presentan en forma muy estable a partir de los 310° C en la mayor parte de las muestras. La dirección característica para este sitio es de $32.6^{\circ}/-49^{\circ}$, la cual es similar a la obtenida en diques de orientación N-S que intruyen al sitio EQ07. Por otra parte, en el dique del sitio EQ08, se obtuvieron direcciones de alta declinación magnética $\sim 340^{\circ}/-46.9^{\circ}$ (Tabla A.2), las cuales muestran temperaturas de desbloqueo atribuibles a la presencia de magnetita pobre en Ti (550° - 580° C).

Los resultados en general tienden a no ser muy diferentes entre los diques de orientación N-S. En el sitio EQ02, que intruye a la Unidad El León (EQ03), se aprecian temperaturas de desmagnetización altas (550° - 580° C), con magnetizaciones estables a partir de los 310° C, donde la magnetita sería el portador de esta magnetización. La dirección característica para este sitio es de $44.3^{\circ}/-43.3^{\circ}$, que indica una alta declinación en la dirección paleomagnética, mayor que en la roca de caja y comparable con la de los diques máficos ya descritos.

Tal como se observa en otros diques y en el granito de la Unidad El León, hay una tendencia a definir una dirección secundaria en un intervalo entre 210° y 460° C, que tendría una menor declinación, cercana a 10° , pero que en general es difícil de calcular.

En el caso de los sitios EQ04, EQ05 y EQ06, estos presentan direcciones características muy similares a las observadas en el dique EQ07 y en la Unidad El León (sitio EQ03), a los cuales intruyen (Fig. A.8e). Esto sugiere que tanto en el dique como en los granitos pudiera existir un efecto de remagnetización por la intrusión de diques de orientación N-S, los cuales son abundantes donde fueron muestreados estos sitios (Fig. A.1). Los vectores paleomagnéticos en las muestras de los sitios EQ04, EQ05 y EQ06 se comportan en forma estable entre 260° y 580° C para la mayoría de las muestras, lo que sugiere que en ellos, al igual como en gran parte de los diques del área, la magnetización remanente es portada por magnetita pobre en Ti. Las direcciones características obtenidas para estos sitios presentan declinación magnética que varía entre 21.7° y 32.6° , con inclinación homogénea (entre -45.3° y -52.5°).

En el dique EQ13, se obtuvo una sola dirección de polaridad inversa, la cual presenta una mayor inclinación que la observada en el dique al cual intruye (EQ14), lo cual, como se señaló anteriormente, sugiere que el dique EQ14 no fue remagnetizado por el dique EQ13.

En el dique del sitio EQ21 se han observado una variación desde magnetizaciones remanentes de alta temperatura, de polaridad inversa a magnetizaciones de polaridad normal de baja temperatura

(Fig. A.8f). En general, se observa que ambas direcciones ocurren en forma antiparalela, es decir, a 180° una de otra. Todo esto indica que estas magnetizaciones fueron adquiridas durante enfriamiento, lo que sugiere un origen primario para ellas. Las direcciones de alta temperatura, con temperatura de desbloqueo entre 550° y 590° C, fueron retenidas por magnetita pobre en Ti, mientras que las de baja temperatura de desbloqueo (310° - 360° C), podrían haber sido retenidas por pirrotina (Fig. A.8g). Las direcciones características en este sitio son $191.0^\circ/43.7^\circ$ (alta temperatura) y $12.8^\circ/-37.7^\circ$ (baja temperatura, Tabla A.2).

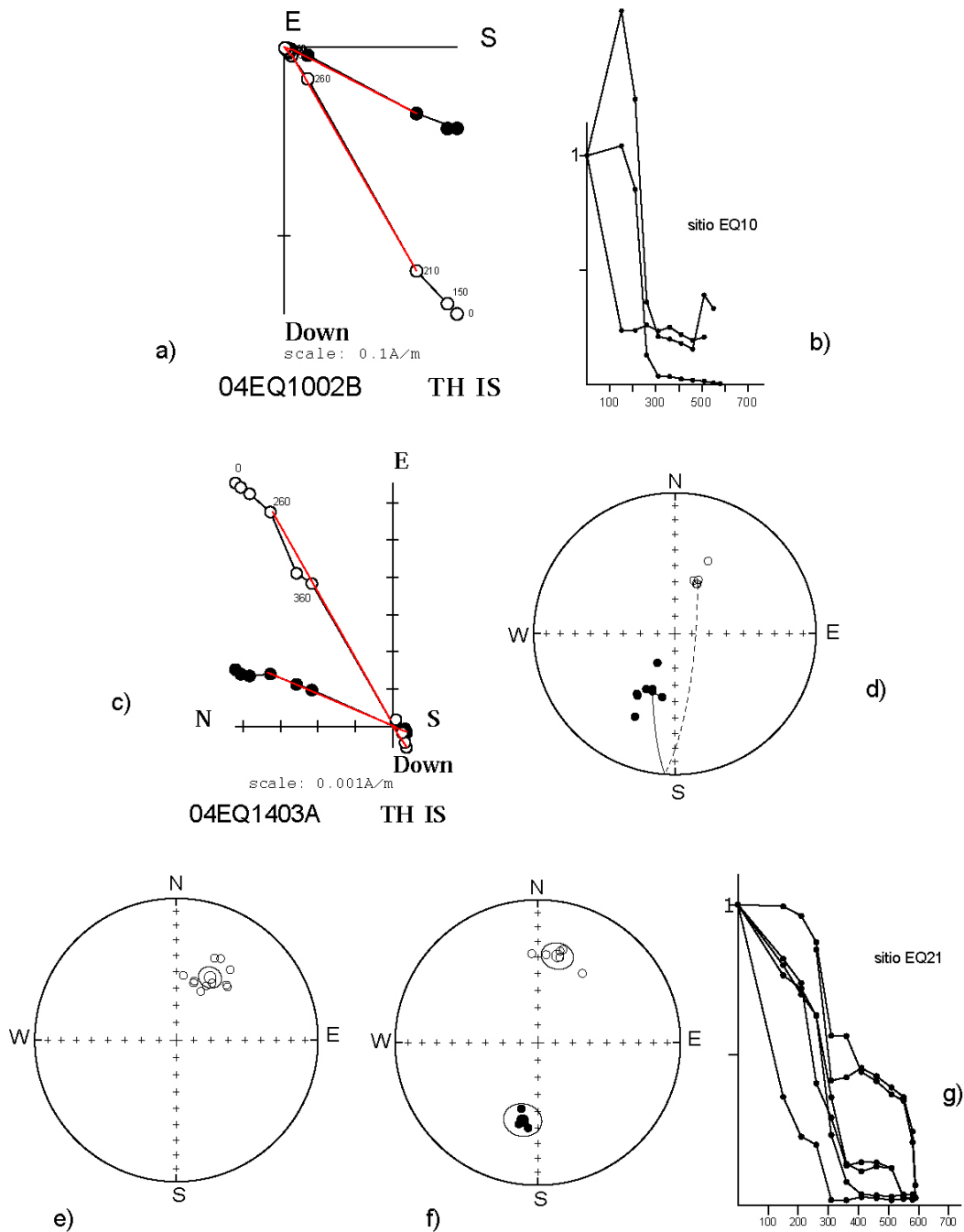


Figura A.8: a) Proyección ortogonal (Zijderveld) de vector paleomagnético en la muestra 04EQ1002B (desmagnetización termal), b) curvas de intensidad de magnetización versus temperatura en muestras de dique verde EQ10, c) proyección ortogonal (Zijderveld) de vector paleomagnético en la muestra de dique verde 04EQ1403A (desmagnetización termal), d) proyección estereográfica (hemisferio inferior) de direcciones paleomagnéticas en el sitio EQ14 (círculos aislados) y comportamiento magnético de la muestra 04EQ1403A, e, f) proyección estereográfica (hemisferio inferior) de direcciones paleomagnéticas características en los sitios EQ04, EQ05 y EQ06 (e) y en el sitio EQ21, mostrando las direcciones de polaridad inversa y polaridad normal y su cono de confianza, g) curvas de intensidad de magnetización versus temperatura en muestras del dique EQ21, mostrando una fuerte desmagnetización cerca de los 310° C.

<i>Sitio</i>	<i>T°C demagnetización</i>	<i>n</i>	<i>D°</i>	<i>I°</i>	α_{95}	<i>k</i>
EQ02	550-580	5	44.3	-43.0	11.3	46.4
EQ05	510-590	3	27.7	-45.3	19	43.3
EQ06	550-580	4	21.7	-52.5	7.2	161.7
EQ07	550-590	5	32.6	-49.0	7.2	112.3
EQ04-06	510-590	18	26.4	-48.1	7.1	62.1
EQ21	310-360	5	12.8	-37.7	8.3	65.9
EQ23	580-590	3	18.4	-46.4	5.8	459.5
Dirección promedio		7	27.6	-46.7	6.3	93
EQ12	360-510	3	217.2	62.5	20.6	37
EQ14	510	4	207.6	46.2	9.9	87.3
EQ21	510-590	3	191.0	43.7	10.1	150.7
EQ25	510-640	4	189.8	50.4	13.0	68.5
EQ16	510-580	6	206.4	44.6	8.5	68.6
EQ17	460-610	7	213.7	29.5	18	13.7
EQ24	460-660	4	202.2	32.2	20.1	38.8
Dirección promedio		9	206.0	48.9	7.7	46

Tabla A.2. Resultados paleomagnéticos en rocas del Valle del Elqui (30° S).

c) Síntesis de los resultados

La presencia de polaridades normales e inversas a diferentes intervalos de temperatura en una misma muestra (e.g. sitio EQ14 y EQ21) sugiere que estas magnetizaciones fueron adquiridas durante enfriamiento, a partir de la cristalización del dique (en que corresponderían a magnetizaciones primarias) o tras un evento termal de alta temperatura que haya afectado al dique. Los diques que presentan estas magnetizaciones son intruidos sólo en forma local por diques N-S de pequeño espesor y no se observan texturas de recristalización a alta temperatura (metamorfismo de contacto) en el dique del sitio EQ14, por lo que se puede considerar que estos diques presentan una magnetización primaria.

En forma general, los resultados obtenidos para las rocas del Valle del Elqui-Turbio sugieren que existen magnetizaciones de origen primario en diques máficos, las cuales habrían sido adquiridas durante su enfriamiento, entre el Triásico Tardío-Jurásico Medio aproximadamente. En el caso de las sedimentitas rojas y las lavas andesíticas, no se puede asegurar su origen primario, pero de ser así, habrían sido adquiridas durante el Jurásico y el Cretácico, respectivamente. En el caso del sitio de lavas andesíticas (EQ23), se ha obtenido una dirección paleomagnética que es coherente con el patrón general del resto de los sitios al aplicar la corrección de manteo local, lo que sugiere que habrían adquirido su magnetización previamente a sufrir cambios de inclinación. Los escasos datos obtenidos en granitoides, sugieren que estos fueron remagnetizados durante la intrusión de los diques, los cuales representarían un evento térmico importante en el Mesozoico. El patrón de direcciones paleomagnéticas características del área presenta una tendencia evidente a mostrar declinaciones con una rotación horaria variable entre 12° y 44° respecto al norte (Fig. A.9). El promedio de las direcciones de polaridad normal del área da como resultado $27.6^\circ/-46.7^\circ$ mientras que las direcciones de polaridad inversa dan un promedio de $206^\circ/48.9^\circ$, lo que indica que ambas en general son antiparalelas. La presencia de rotaciones de bloques representa un factor importante en la interpretación tectónica de los enjambres de diques, lo cual será discutido en el Capítulo 7.

Estas direcciones son similares a las obtenidas por Forsythe et al (1987) en rocas volcánicas silíceas del Grupo Pastos Blancos (Permo-Triásico) en la misma zona. Estos autores proponen un origen secundario para las magnetizaciones en esas rocas, las cuales indicarían la presencia de rotaciones horarias cercanas a 30° en esta zona. Por otra parte, en secuencias cretácicas directamente al oeste del segmento estudiado, Palmer et al (1980, datos posteriormente reanalizados por Dashwood y Taylor, 2005) encontraron direcciones paleomagnéticas que

indican una rotación horaria variable entre 5,6 y 21,9°, con una leve tendencia a disminuir desde el Cretácico Temprano (Formación Arqueros) al Cretácico Tardío (Formación Elquinos). Si bien estas direcciones tienden a presentar una menor declinación que aquellas en rocas jurásicas, se necesitan más datos para evaluar si existe un gradiente temporal en las rotaciones desde el Jurásico al Cretácico, puesto que no existe seguridad respecto a la edad de las magnetizaciones.

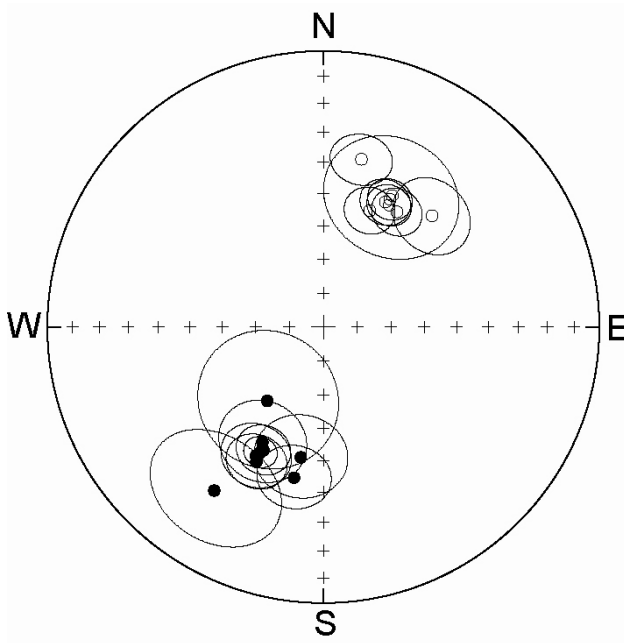


Figura A.9: Proyección estereográfica (hemisferio inferior) de direcciones características obtenidas en rocas intrusivas (diques y granitoides) y estratificadas (lavas y sedimentos) del Valle del Elqui-Turbio (30° S).