



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

**ESTUDIO PALEOMAGNETICO DEL COMPLEJO PLUTONICO ILLAPEL 31°25'-
32°30' S: IMPLICANCIAS ACERCA DE SUS MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO Y
SU RELACION CON LA EVOLUCION TECTONICA REGIONAL**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS MENCION
GEOLOGIA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE GEOLOGO

RODOLFO PABLO FERRANDO URMENETA

**PROFESOR GUÍA:
DIEGO MORATA CESPEDES**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
CESAR ARRIAGADA ORTEGA
CHRISTIAN CREIXELL TORRES**

**SANTIAGO DE CHILE
ENERO 2014**

RESUMEN

El Complejo Plutónico Illapel (CPI) es un elemento distintivo de la geología entre los 31-33°S, expuesto en un área >3.200 km² a lo largo de la Cordillera de la Costa. Se encuentra emplazado principalmente en rocas volcanosedimentarias del Triásico, intrusivos y rocas volcánicas jurásicas y rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Inferior. Anteriormente el CPI se subdividía en dos unidades, sin embargo, datos geocronológicos actuales (U-Pb en circones) muestran diferencias en la edad de cristalización de al menos cuatro diferentes pulsos magmáticos entre 117-90 Ma, mostrando una amplia variedad de litologías.

Mediante el análisis de distintas propiedades magnéticas del CPI (anisotropía de susceptibilidad magnética, o ASM, y remanencia magnética principalmente) pretendemos un acercamiento más acabado a los procesos involucrados en su emplazamiento así como a su relación con el contexto geológico regional.

La remanencia magnética de la totalidad de los sitios paleomagnéticos es de polaridad normal, con direcciones características bastante homogéneas, que evidencian una pequeña rotación tectónica en sentido horario de esta franja de la Cordillera de la Costa (c. 4°). Esto coincide con lo observado en otros estudios de los últimos años, según lo cual el CPI se encuentra ubicado en una zona de baja rotación, consistente con la disminución de las rotaciones desde el Oroclino del Maipo hacia el norte.

Los datos de remanencia magnética extraídos de la roca caja del CPI muestran una remagnetización inducida por su emplazamiento, indicándonos que la deformación observada en ella fue previa o coetánea al magmatismo. Si bien más al oeste, también en la Cordillera de la Costa, ha registrado un régimen tectónico compresional cercano a los 98 Ma, la homogeneidad de las direcciones características, los bajos grados de anisotropía y la orientación variable de los tensores de ASM no concuerdan con ello.

Para la Unidad Trondhjemítica, la relación de contacto concordante entre su techo y la secuencia volcánica del Cretácico Inferior, además de las morfologías observadas en terreno para esta unidad (domos elongados) y los datos de ASM indicando sectores con foliaciones bien definidas y subhorizontales, nos permiten plantear que esta unidad se emplaza a manera de un gran lacolito, o bien una serie de lacolitos alineados a lo largo de una franja de orientación N-S a NNW-SSE.

Para la Unidad Tonalítica Principal, los datos de ASM indican un mecanismo de emplazamiento tipo “mega-dique”, con foliaciones subverticales bien definidas y lineaciones variables pero en torno a la vertical. Para el resto de los pulsos magmáticos que construyen el CPI es más complejo el análisis, principalmente por los pocos datos con los que se cuenta sumado a una distribución poco homogénea de éstos. Sin embargo, igualmente podemos plantear la importancia de canales alimentadores subverticales, probablemente asociados a estructuras de carácter regional.

Para ninguna de las unidades del CPI se puede plantear, de manera certera, un emplazamiento en condiciones tectónicas compresionales, por lo que el cambio en el régimen tectónico planteado por otros autores, de extensional a compresional, podría ser posterior al emplazamiento del CPI.

Cabe destacar que a pesar de los datos de geocronología U-Pb y ⁴⁰Ar/³⁹Ar, y las observaciones de las litologías en terreno, se hace difícil hacer una clara subdivisión del CPI, puesto que además los contactos de cada pulso no eran nítidos ni abruptos, sino que más bien se trata de contactos “crípticos” e interdigitados.

AGRADECIMIENTOS

Durante el desarrollo de esta tesis, numerosos fueron los que de una u otra forma colaboraron en las salidas a terreno, en el trabajo de laboratorio y en la sala de postgrado: desde pequeños gestos y detalles hasta enormes aportes y discusiones enriquecedoras: María Isabel Varas, Diego Morata, César Arriagada, Pierrick Roperch, Sergio Villagrán (IRD Chile), Fernando Poblete, Matías Peña, Esteban Salazar, Francisco Gutiérrez, Christian Creixell, Paulina Vásquez, Michael Higgins, y muchos más...En especial, debo mis agradecimientos al Dr. Pierrick Roperch, ya que su inmensa colaboración y buena voluntad fueron pilares para el desarrollo de esta tesis.

Este trabajo, se realizó bajo los objetivos del Proyecto FONDECYT 1080468, a cargo del investigador Dr. Diego Morata. Se agradece también al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (FONDAP - CEGA).

Se agradece también a la Vicerrectoría de Asuntos Académicos, del Departamento de Postgrado y Postítulo de la Universidad de Chile, y a su "Beca de Estadía Corta de Investigación", la cual financió un viaje y estadía por un mes a la *Université de Rennes I* (Rennes, Francia).

Y agradezco en general a todos con quienes compartí durante la carrera, a mis compañer@s de pregrado, postgrado y amig@s, a los funcionarios del Departamento de Geología y a sus académicos.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	<i>i</i>
AGRADECIMIENTOS	<i>ii</i>
1. INTRODUCCIÓN	1
OBJETIVOS	2
HIPÓTESIS	3
METODOLOGÍA	4
Muestreo Paleomagnético	4
Trabajo de Laboratorio	8
Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	10
2. MARCO TEÓRICO	12
2.1 MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO DE PLUTONES	12
Introducción	12
Transporte de magmas	12
Mecanismos de ascenso magmático	12
Velocidad de ascenso magmático	13
Mecanismos de emplazamiento	14
Rol de la presión magmática	16
Creación de espacio: lacolitos v/s lopolitos	17
Geometrías de las intrusiones	20
2.2 ANISOTROPÍA MAGNÉTICA	22
Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM)	22
Aplicación de la ASM	25
Anisotropía de Magnetización Remanente	26
ASM aplicada al estudio de cuerpos intrusivos	27
Ejemplo de caso de estudio: El Plutón Mont-Louis-Andorra	29
3. MARCO GEOLÓGICO	32

3.1	MARCO GEOTECTÓNICO	32
3.2	GEOLOGÍA REGIONAL	36
	Complejo Plutónico Illapel (CPI)	40
	Unidad Máfica (UM)	41
	Unidad Trondhjemítica (UT)	44
	Unidad Tonalítica Principal (UTP)	46
	Unidad Granodiorítica (UG)	49
	Plutón Caleu	50
	Roca caja del CPI	53
	Formación El Quereo	55
	Formación Lo Prado	55
	Formación Veta Negra	57
	Evolución tectónica de la zona de estudio	59
4.	PROPIEDADES MAGNÉTICAS DEL CPI	62
4.1	ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DEL COMPLEJO PLUTÓNICO ILLAPEL	62
	Susceptibilidad magnética del CPI	64
	Grado de anisotropía del CPI	65
	Fábrica magnética del CPI	71
	Enclaves máficos de la UTP	78
4.2	PALEOMAGNETISMO DEL CPI	81
	Artículo: "A paleomagnetic and magnetic fabric study of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, central Chile: Implications for emplacement mechanism and regional tectonic evolution during the Mid-Cretaceous"	82
5.	DISCUSIÓN	97
5.1	ACERCA DE LA CONSTRUCCIÓN DEL CPI	97
	Emplazamiento de la Unidad Máfica	99
	Emplazamiento de la Unidad Trondhjemítica	100
	Enjambre de Diques Máficos Frutillar (EDMF)	101
	Emplazamiento de la Unidad Tonalítica Principal	107

Bolsones pegmatíticos de Tilama _____	109
Emplazamiento de la Unidad Granodiorítica _____	110
5.2 ACERCA DE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA REGIONAL _____	112
6. CONCLUSIONES _____	118
7. REFERENCIAS _____	121
<i>ANEXO A: Resultados ASM en rocas del Complejo Plutónico Illapel _____</i>	<i>134</i>
<i>ANEXO B: Resultados ASM de enclaves máficos de la UTP _____</i>	<i>138</i>
<i>ANEXO C: Estudio de los diques del EDMF (XIII CGCh, 2012) _____</i>	<i>140</i>

1. INTRODUCCIÓN

El Complejo Plutónico Illapel (CPI), inicialmente definido como Superunidad Illapel (Rivano *et al.*, 1985), es un elemento distintivo de la geología de la Cordillera de la Costa de Chile central, entre los 31°25' y los 32°30' S. Expuesto en un área mayor a 3.200 km², se encuentra emplazado principalmente en rocas volcanosedimentarias del Triásico, intrusivos y rocas volcánicas jurásicas y rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Inferior.

Los afloramientos del CPI se dividían en dos unidades ("Chalinga" y "Limahuida"; Rivano *et al.*, 1985; Parada *et al.*, 1999), con dataciones K-Ar realizadas en biotita que daban un intervalo de edad entre 113±3 Ma y 96±2 Ma (Rivano *et al.*, 1985). Sin embargo, durante el desarrollo del proyecto FONDECYT #1080468, se ha planteado la existencia de al menos cuatro unidades o pulsos magmáticos, definidos en base a geocronología de U-Pb en circones (con edades en el intervalo *ca.* 117-87 Ma), geoquímica y petrografía (Morata *et al.*, 2010). Luego, el CPI se habría emplazado en un amplio intervalo temporal, entre el Cretácico Inferior alto y el Cretácico Superior bajo.

Para el Cretácico Inferior y Cretácico Superior bajo en Chile central, han sido propuestos diversos modelos paleogeográficos: una cuenca marginal abortada de tras-arco (Levi y Aguirre, 1981; Åberg *et al.*, 1984) o bien a un par de cuencas con altas tasas de subsidencia, una de intra-arco y otra de tras-arco (Charrier y Muñoz 1994; Vergara *et al.*, 1995). Además, los datos de geoquímica isotópica tanto para los granitoides del Cretácico Inferior como del volcanismo contemporáneo a dicho magmatismo (*e.g.* Formación Lo Prado y Formación Veta Negra), indican una fuerte extensión cortical (Morata y Aguirre, 2003; Parada *et al.*, 2005a; Parada *et al.*, 1999). Es así que para el Cretácico Inferior se considera que en Chile central prevalecieron condiciones regionales extensionales, tanto por los datos geoquímicos como por los enormes espesores de los depósitos del arco volcánico, de los sedimentos de trasarco y de antearco (Charrier *et al.*, 2007).

Sin embargo durante el Cretácico medio, un importante aumento de las tasas de erosión/exhumación toma lugar, lo cual queda registrado por edades de trazas de fisión de las

rocas ígneas del Paleozoico, Jurásico y Cretácico Inferior, que forman el lecho rocoso de la Cordillera de la Costa en Chile central (27-34°S). Dichos datos sugieren que el comienzo del alzamiento de la Cordillera de la Costa habría ocurrido entre los *ca.* 110–90 Ma (Parada y Larrondo, 1999; Gana y Zentilli, 2000; Parada *et al.*, 2001 Parada *et al.*, 2005a). Además, Arancibia (2004) describe un régimen compresivo en la Cordillera de la Costa de Chile central para el mismo período (Sistema de Falla Silla del Gobernador).

Por lo tanto, en vista de que hasta la fecha se considera que el CPI se ha emplazado en un régimen tectónico extensional, mediante la integración de datos obtenidos de sus propiedades magnéticas, geocronología y observaciones de terreno, evaluaremos el eventual registro de un cambio en las condiciones tectónicas. En ese sentido, el análisis de la anatomía interna del CPI, la interpretación de sus fábricas petro-magnéticas y las relaciones de contacto del CPI con su roca de caja, es información indispensables para la correcta evaluación de los procesos involucrados en su construcción: sus mecanismos de emplazamiento y las condiciones tectónicas regionales imperantes.

Por otro lado, caracterizar el magnetismo remanente del CPI y su roca caja, sirve para analizar la posible ocurrencia de deformación tectónica posterior al emplazamiento del CPI.

OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo es analizar la fábrica interna del CPI y su génesis (*i.e.* magmática y/o tectónica), en particular aplicando el análisis de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM), y también las propiedades magnéticas tanto del CPI como de su roca caja. Luego, desde una perspectiva integral, lograr un mayor entendimiento de los mecanismos de emplazamiento de este complejo plutónico y/o de eventos de deformación que puedan estar registrados en su fábrica.

Los objetivos específicos de este estudio son:

- (1) Análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) de las muestras extraídas en el CPI.

- (2) Complementar los datos de ASM con datos de geocronología y observaciones de terreno, con el fin de identificar y caracterizar de mejor manera los pulsos magmáticos que componen el CPI.
- (3) Caracterizar el magnetismo remanente de las rocas que componen el CPI y su roca caja, mediante demagnetización termal y/o por campo alternativo de las muestras. Así mismo, caracterizar su mineralogía magnética, complementando con experimentos de Temperatura de Curie y de Magnetización Remanente Isotermal (IRM).
- (4) Realizar nuevas dataciones radiométricas para muestras del CPI mediante la metodología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, de manera de descartar la ocurrencia de eventos termales posteriores al emplazamiento del CPI que pudieran haber remagnetizado sus rocas.
- (5) Integración de todos los resultados obtenidos para así comprender de mejor manera los mecanismos de emplazamiento del CPI dentro del contexto de la evolución geodinámica del Cretácico Inferior-Superior bajo

HIPÓTESIS

La hipótesis de trabajo a ser comprobada en esta investigación está basada en el supuesto de que el CPI, anteriormente considerado bastante homogéneo en sus características petrológicas, en realidad es un complejo plutónico originado por inyecciones múltiples de magma, emplazadas en niveles someros de la corteza bajo determinadas condiciones tectónicas.

Entonces, el CPI se compuso y amalgamó por varias intrusiones discretas cuyas formas (*e.g.*, diques, diapiros, lacolitos) son aún desconocidas. Si el CPI está compuesto de cuerpos subhorizontales, a manera de lacolitos, tendrá un techo subhorizontal y, probablemente también, flujos alimentadores más menos verticales. Si estuviera compuesto por diques tendría flujos en la vertical relativamente homogéneos e inclinados y un techo bastante irregular en el cual el plutón gradaría hacia la roca de caja intruída por muchos diques, seguramente más pequeños.

En consecuencia, relaciones de campo en conjunto con datos ASM, geoquímicos y geocronológicos nos permitirían identificar cada uno de los pulsos magmáticos, además de contrastar y modelar la estructura interna de este complejo plutónico.

Por otro lado, el analizar las direcciones características del magnetismo remanente en las muestras tomadas nos puede entregar información acerca de si, a la escala del estudio, existe o no deformación tectónica posterior o contemporánea al emplazamiento de los pulsos que componen el CPI.

METODOLOGÍA

Muestreo Paleomagnético

El primer paso en el estudio paleomagnético del CPI es el muestreo en terreno, en donde se perfora la roca fresca y se definen así distintos “sitios” o puntos de muestreo. En cada sitio el muestreo se realizó cubriendo un área amplia a la escala del afloramiento. Dentro de lo posible, se muestreó varios niveles para las secuencias estratificadas.

La toma de muestras se llevó a cabo utilizando una perforadora manual, con la que se obtuvo testigos de roca de 25 mm de diámetro, que posteriormente fueron cortados en el laboratorio, a fin de obtener especímenes de 22 mm de largo (muestras tamaño estándar). Los testigos fueron orientados en terreno, usando un equipo que contaba con un inclinómetro, un compás magnético y un compás solar, de tal manera que para cada muestra se midió su buzamiento, azimut magnético, azimut solar, y la hora de la medición. Además, para las secuencias estratificadas, se midió el rumbo y manteo por sitio, siempre y cuando no se observara deformación interna a la escala del afloramiento.



Figura 1.1: Fotografías que muestran parte del procedimiento de toma de muestras realizado en terreno.

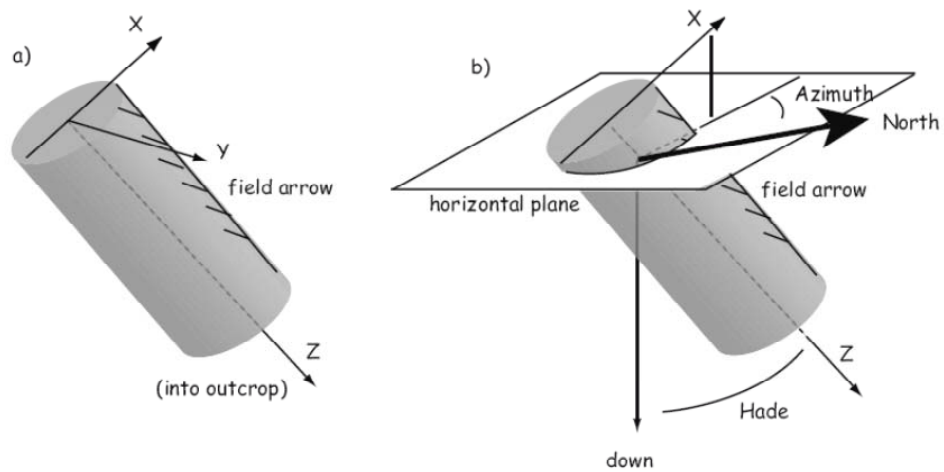


Figura 1.2: Esquema que muestra la forma en que se orienta una muestra en terreno, con la ayuda de un inclinómetro, un compás magnético y un compás solar.

El muestreo de la zona de estudio se realizó durante 6 campañas de terreno (34 días en total), entre agosto del 2008 y abril del 2010, en las que participó el autor junto con los Drs Cesar Arriagada, Pierrick Roperch y Diego Morata, además de la tesista María Isabel Varas (Proyecto Fondecyt 1080468) y la colaboración de Sergio Villagrán (IRD-Chile) en la logística. En aquellas se llevó a cabo un reconocimiento geológico de la zona de estudio y la toma de muestras para el estudio paleomagnético. En total se recolectaron 65 sitios paleomagnéticos, la mayoría de ellos en el mismo Complejo Plutónico Illapel, dentro del cual contamos con sitios en que se muestreó enclaves máficos (3 sitios) así como también varios diques máficos (8 sitios). Además se cuentan con sitios extraídos por Loreto Córdoba el año 2004 en el marco de su Tesis de Magíster.

En la Tabla 1 se indica la cantidad de sitios muestreados por cada unidad geológica, tanto en este estudio como por el realizado por Loreto Córdoba, del cual sólo tomaremos en cuenta los sitios dentro del CPI (ver Figura 1.3).

Detalle de Sitios Paleomagnéticos Muestreados		
Formación	Este trabajo	Loreto Córdoba
CPI	55	14
Fm. Lo Prado	3	-
Fm. Veta Negra	5	-
Fm. El Quereo	2	-
Suma	65	14
TOTAL	79 sitios	

Tabla 1: Detalle de las cantidades de sitios paleomagnéticos para las distintas unidades geológicas muestreados en este trabajo y de los extraídos por Loreto Córdoba el año 2004.

Nótese que la distribución de los sitios no es homogénea (ver Figura 1.3), concentrándose en la parte sur del CPI, entre las localidades de Cabildo (por el sur) y Tilama (por el norte). Esto se debe en gran parte a la mejor accesibilidad a los afloramientos con respecto a la zona norte del CPI.

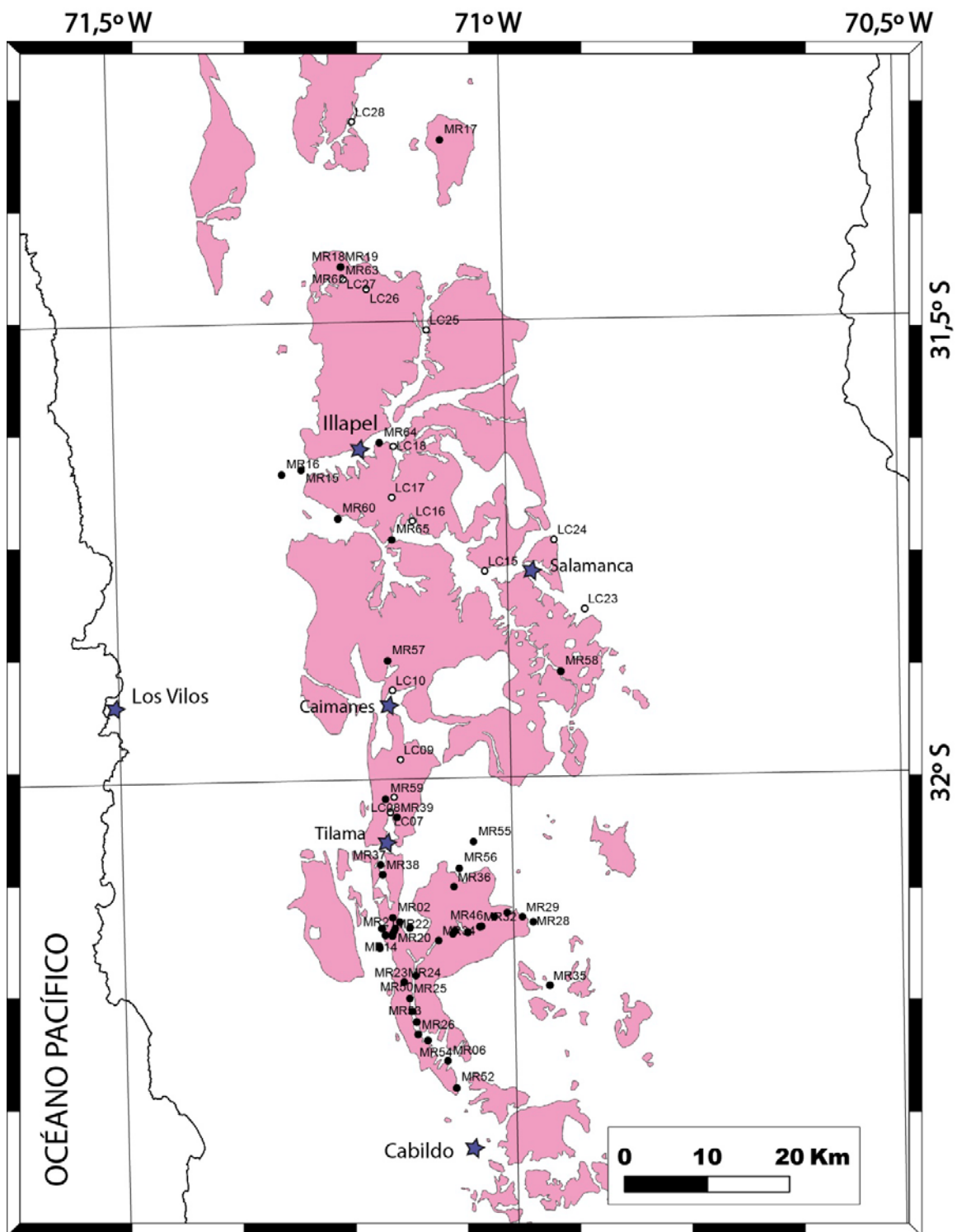


Figura 1.3: Ubicación de los distintos sitios paleomagnéticos muestreados en este estudio (círculos negros), incluyendo los analizados por Loreto Córdoba el año 2004 (círculos blancos). El cuerpo coloreado en rosa es el CPI.

Trabajo de Laboratorio

La obtención de datos fue realizada tanto como en el *Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile*, así como también en el *Laboratorio de Paleomagnetismo de la Université de Rennes I (Rennes, Francia)*, aprovechando en este último la disponibilidad de un Magnetómetro Criogénico (instrumento de alta resolución; ver Figura 1.4.c) y bajo la tutela del investigador Dr. Pierrick Roperch.

En el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile se cuenta con el equipamiento suficiente para la obtención de datos, y que pasamos a detallar a continuación:

- Magnetómetro de rotación (Modelo *JR5*, *AGICO*: Advanced Geoscience Inst Company): El magnetómetro mide el campo magnético inducido por la muestra ubicada en su interior (Figura 1.4.a), la que gira rápidamente a velocidad constante dentro de un par de bobinas de Helmholtz, en las que se induce un voltaje AC cuya amplitud y fase dependen de la magnitud y dirección del vector de magnetización remanente. La medición se realiza en dos ejes perpendiculares entre sí para cada muestra. El instrumento controla y prueba la velocidad de giro de la muestra y ejecuta tests, para evitar medidas erróneas.
- Susceptibilímetro Bartington: Este equipo se utiliza para las mediciones de susceptibilidad después de cada paso de desmagnetización termal y por campo alternativo (Figura 1.4.b). El rango de las mediciones va desde 1 a 9999 [$\times 10^{-5}$ SI].
- Horno (Modelo *TD-48*, *ASC Scientific*): Mediante el calentamiento de las muestras, éstas van perdiendo parte del vector magnético registrado en ellas. Este instrumento calienta un máximo de 48 muestras a la vez, alcanzando temperaturas hasta los 800°C ($\pm 10^\circ\text{C}$). Las muestras son introducidas en su interior en un portamuestras, que indica mediante un sistema de termocupla la temperatura en el interior del horno. Las muestras son calentadas durante una hora aproximadamente. El tiempo de enfriamiento varía desde los 25 a 60 minutos, dependiendo de la etapa de calentamiento. Tanto en la etapa de calentamiento y enfriamiento las muestras se encuentran dentro de un escudo magnético de tres capas,

para evitar que durante el proceso adquieran alguna magnetización externa (campo máximo al interior del horno: 50 nT).

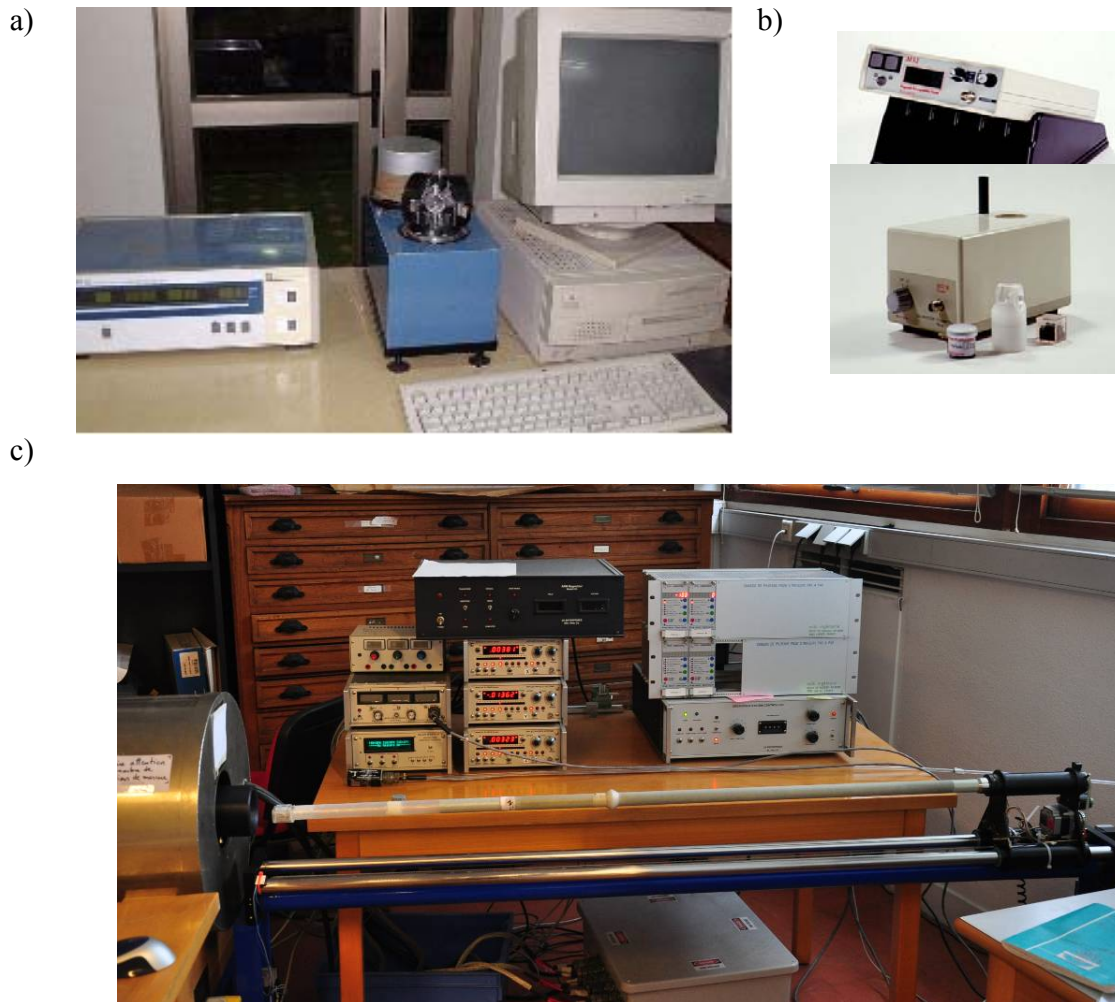


Figura 1.4: a) Magnetómetro de Rotación modelo JR5 (Agico); b) Susceptibilímetro Bartington; c) Magnetómetro Criogénico 2G del Laboratorio de Paleomagnetismo de la *Université de Rennes I* (Rennes, Francia).

- Susceptibilímetro de alta sensibilidad KLY3S Kappabridge Spinning Specimen Magnetic Susceptibility Anisotropy Meter (AGICO) (Figura 1.5). Esta vez, se introduce la muestra tamaño estándar y se mide la anisotropía magnética de la muestra en los tres ejes coordenados. La medida tarda cerca de 2 minutos y tiene una precisión de $3 \cdot 10^{-8}$ SI. El software SUSAR combina las medidas de los 3 coordenadas, más el valor total de susceptibilidad creando el tensor de susceptibilidad para cada muestra. Sin embargo, no es

posible realizar mediciones para muestras cuya magnitud de su susceptibilidad magnética promedio sea superior a 10.000×10^{-5} SI].

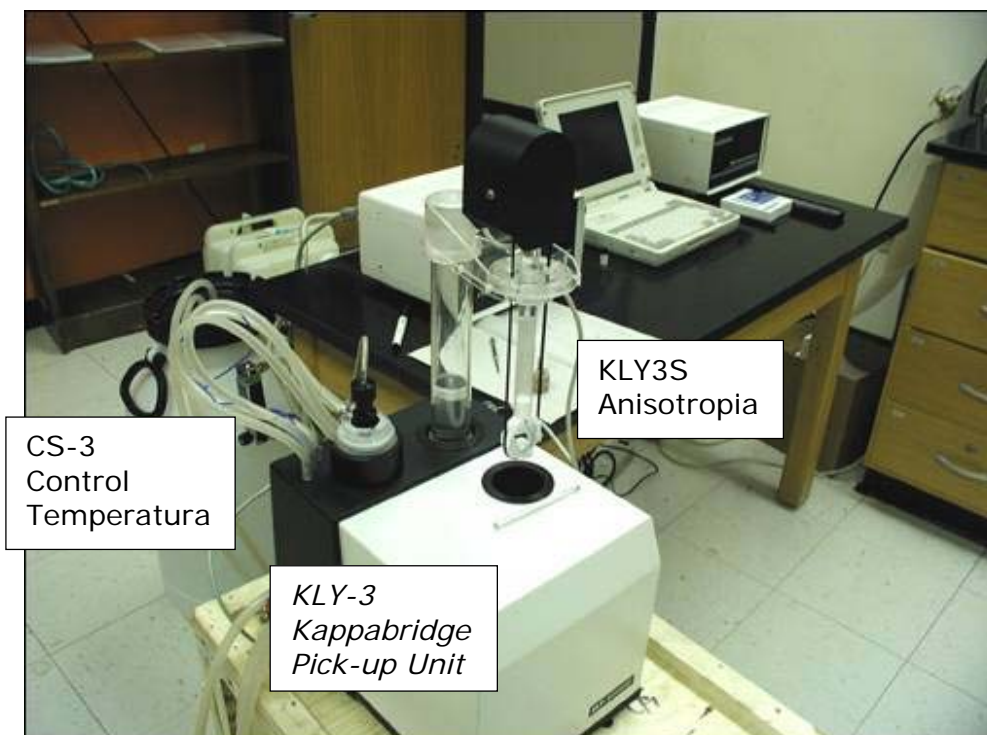


Figura 1.5: Equipos de precisión para la medición de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) y para experimentos de Temperatura de Curie.

Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Con el objeto de complementar la base de datos geocronológica y testear la eventual existencia de eventos de alteración posteriores al emplazamiento y cristalización del CPI, siete muestras fueron analizadas mediante el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (calentamiento por pasos mediante láser de CO_2 Synrad[®]). Los análisis fueron realizados por Gilles Ruffet en la *Université de Rennes I (Rennes, Francia)*, y efectuados en biotita (6 muestras) y anfíbola (1 muestra), cuidadosamente seleccionadas de forma manual bajo lupa binocular en la fracción molida 0,3-2 mm.

El criterio utilizado para definir una edad plateau en un espectro de desgasificación, es que esta debe contener un mínimo de 70% 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 1σ o 2σ . Las edades resultantes se presentan en el Artículo presentado en el Capítulo 4 (Ferrando *et al.*, 2014).

Ruffet *et al.* (1995, 1997) describen en detalle el procedimiento experimental de calentamiento por pasos utilizado. Otros detalles de la metodología están especificados en el artículo Ferrando *et al.* (2014) (ver Capítulo 4).

2. MARCO TEÓRICO

2.1 MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO DE PLUTONES

Introducción

El estudio de los procesos involucrados tanto en el origen de los magmas como en las etapas posteriores de éstos, hasta que alcanzan su emplazamiento y cristalización, o eventualmente su erupción en superficie (el llamado "Ciclo Magmático"; Marsh, 1989), han sido foco de gran debate sobre todo durante gran parte del siglo XX.

A grandes rasgos, los procesos involucrados en la historia de un magma los podríamos subdividir en: Génesis, Transporte y Emplazamiento de magmas. En esta sección haremos una revisión de algunos elementos y conceptos que tienen que ver con los últimos dos grupos de procesos (Transporte y Emplazamiento de magmas), ya que son los más involucrados en nuestros objetivos a estudiar.

En particular analizaremos el caso de los magmas graníticos, motivados por la amplia distribución de éstos además de su importancia en los procesos geológicos que han ocurrido en el margen occidental de nuestro continente y particularmente en la zona de estudio de este trabajo.

Transporte de magmas

Mecanismos de ascenso magmático

Los mecanismos de ascenso magmático incluyen a todos aquellos procesos por el cual los magmas recorren una determinada distancia (usualmente de decenas de kilómetros) entre el nivel de generación de éstos y el de su emplazamiento, entendiendo este último como el lugar "final" donde se acumulan volúmenes de magma para luego enfriarse y dar origen a cuerpos plutónicos. En el caso de concluir en una erupción, existe una analogía entre los procesos y se podría decir que el resultado final en este caso son las rocas volcánicas.

Existen controvertidas teorías que intentan explicar el ascenso de los magmas y sin duda que la más recurrida fue la del “Diapirismo”, que consiste en un ascenso impulsado por el contraste de densidades entre el magma y las rocas circundantes (Corry, 1988; Paterson y Vernon, 1995; Weinberg y Podladchikov, 1994).

Sin embargo, se fue descubriendo que los cuerpos graníticos emplazados en la corteza superior comúnmente tienen formas y estructuras que indican que el diapirismo no puede haber sido el mecanismo de emplazamiento, independientemente de cómo haya ocurrido el ascenso (Clemens, 1998). Desde la década de 1980, comenzaron a publicarse varios estudios que postulan que los magmas pueden ascender como diques, e incluso que pueden ascender tanto por auto-propagación de fracturas como por fracturas preexistentes, debido al contraste de densidades con la roca de caja al igual que los diapiros (Clemens, 1984, 1998; Wall *et al.*, 1987; Clemens y Vielzeuf, 1987; Clemens y Mawer, 1992; Petford *et al.*, 1993). Este mecanismo de ascenso magmático explica de mejor manera el creciente número de observaciones geológicas de conductos alimentadores de cuerpos plutónicos de diversos volúmenes y de forma relativamente tabular (Clemens, 1998). Estos diques alimentadores pueden ocurrir en todos los niveles estructurales en escala desde milimétrica a cientos de metros, demostrando que el magma puede penetrar rocas por propagación de fracturas (Hutton, 1992).

Velocidad de ascenso magmático

Cuando se analizan los factores que influyen en la velocidad de ascenso de un fundido, se llega a la conclusión que el más importante es la viscosidad de éste, y no la viscosidad de la roca caja como se pudiera pensar (Clemens y Petford, 1999; Vigneresse, 1999; Baker, 1998; Dingwell, 1999).

En cuanto a la viscosidad de un magma, los factores principales que la controlan son la composición de éste, su temperatura y el contenido de H₂O (usualmente entre 2-4%) y otros volátiles que tenga. De hecho la influencia de éste último factor puede ser impresionante: la adición de un 2% de agua a un fundido granítico a 800°C reduce su viscosidad en seis órdenes de magnitud, lo que es equivalente a aumentar su temperatura en 500°C (Baker, 1998). Por otro lado, la influencia del contenido de cristales pareciese no influir demasiado: de acuerdo con el

trabajo de Kerr y Lister (1991) un contenido de cristales de hasta un 30% en volumen, puede producir sólo un aumento relativamente pequeño en la viscosidad efectiva de los magmas.

En definitiva, se han estimado velocidades de ascenso de magma en diques del orden de 0,003 - 1 m/s, para diques de entre 3-13 m de espesor, donde una tasa de ascenso típica es de 0,1 m/s (Clemens, 1998). Estos valores son entre 10.000 a 100 millones de veces mayores que lo que predicen modelos similares para la velocidad de ascenso mediante diapiros (Clemens y Petford, 1999). De esta manera, un dique de 1 km de largo y 3 metros de ancho puede suplir a un plutón en crecimiento con 1.000 Km³ de magma granítico en 1200 años aproximadamente (Petford y Koenders, 1998). Luego, es posible transportar grandes volúmenes de magma mediante diques alimentadores en un período de tiempo bastante corto.

Mecanismos de emplazamiento

El llamado "Ciclo Magmático" en general, y el emplazamiento de magma en la corteza en particular, involucra una serie de procesos y mecanismos cuya interacción entre sí controla el *dónde*, el *cuándo* y el *cómo* los magmas se "almacenan" en la corteza (Marsh, 1989). Una serie de parámetros internos y externos influyen el tipo de emplazamiento magmático: composición y propiedades físicas del magma, la presión magmática, la profundidad de emplazamiento, la estructura mecánica y termal de la corteza, y otros (Cruden y McCaffrey, 2001; Vigneresse, 1995; Paterson y Fowler, 1993).

Además, si bien la intrusión de magma y los procesos asociados se dan en una variedad de contextos tectónicos (extensional, transcurrentes y compresionales), se ha demostrado que independientemente del campo de stress regional, el emplazamiento de magma siempre ocurre en sectores localmente extensionales (Vigneresse, 1995).

Luego, tradicionalmente los mecanismos de emplazamiento se han dividido en "mecanismos forzosos" o que distorsionan la roca caja (ver Figura 2.1) y "mecanismos permisivos" que aprovechan el "espacio creado" (Hutton, 1988). Paterson y Fowler (1993) se refieren a mecanismos "creadores de espacio" (es decir, que incrementan el volumen cortical) y

mecanismos de "transferencia de material". Dado que el volumen cortical sólo puede ser aumentado por un alzamiento de la superficie y/o por descenso del límite corteza-manto, la mayoría de los mecanismos de emplazamiento pueden ser clasificados como procesos de "transferencia de material". En ese contexto, los mecanismos de emplazamiento de magma más comunes serían:

- Diapirismo y "ballooning".
- Diques y sills a lo largo de zonas de fracturas.
- Formación de lacolitos y lopolitos.
- "Stopping" o inclusión de roca caja dentro del magma (ver Figura 2.1).

Estos mecanismos, a su vez pueden ser influenciados por la creación local de espacio en zonas de fallas y/o plegamiento (Paterson y Fowler, 1993), o a una escala más regional, por procesos como el "flujo" o desplazamiento lateral de corteza (ver Figura 2.1).

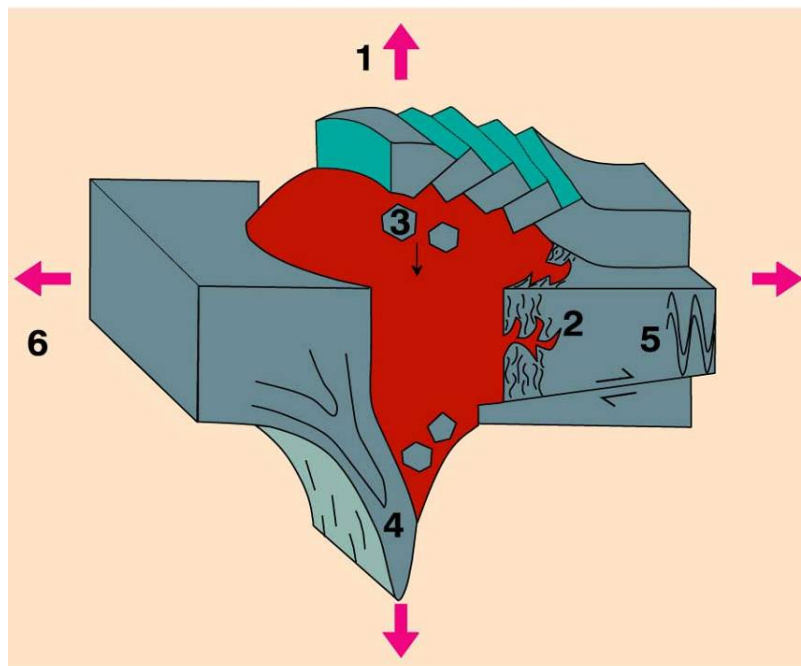


Figura 2.1: Esquema ilustrativo de algunos mecanismos de emplazamiento. (1) Levantamiento del techo (lacolito); (2) Asimilación de roca caja por fusión parcial; (3) "Stopping"; (4) Deformación dúctil de la roca caja; (5) Desplazamiento lateral de roca caja ya sea por fallamiento o plegamiento; (6) Emplazamiento en un ambiente extensional, al menos localmente. Modificado de Paterson *et al.* (1991).

Los típicos afloramientos con formas globulares que daban fuerza a la teoría “diapirista”, han demostrado, al analizar modelos en 3D, que en realidad ocultaban geometrías tabulares en un gran número de plutones graníticos (Vigneresse, 1990; Ameglio y Vigneresse, 1999).

En muchos plutones se observan contactos cayendo "hacia fuera", es decir, presentando forma aparente de domos, lo que en el pasado sugirió la idea de que aquello era extrapolable en profundidad como cuerpos globulares o diapíricos sin piso bien definido. Sin embargo aquella forma inferida no puede extenderse indefinidamente con la profundidad, evidencias empíricas (incluyendo datos geofísicos) sugieren que espesores de 12 km o menos son norma (McCaffrey y Petford, 1997).

La propagación del magma a través de diques, implica el fracturamiento hidráulico de la roca de caja y la consecuente auto propagación, o la utilización de fracturas preexistentes si estas están adecuadamente orientadas (Pollard, 1973; Emerman y Turcotte, 1984). Pollard (1973) demostró que en frente de una fractura se intensifican los esfuerzos extensionales en la dirección perpendicular a la de propagación. Si una fractura en crecimiento intercepta una heterogeneidad litológica, la dirección de propagación será, a partir de ese punto, paralela con la discontinuidad. Implícito en el argumento esta que este lente de magma corresponde a una estructura extensional, que para ser abierta requirió de una presión magmática superior a la del peso de la columna litostática sobrepuesta (Fyfe *et al.*, 1978).

Rol de la presión magmática

La capacidad de formar un plutón, tal como los considerados por McCaffrey y Petford (1997), es dependiente de la presión que conduce el magma y la carga litostática durante el emplazamiento (Hogan et al., 1998). El punto del emplazamiento puede ubicarse donde la presión que conduce el magma llega a ser insignificante, o donde el dique alimentador ascendente encuentra una superficie de fuerte anisotropía (planos de estratificación, planos de clivaje, de falla, etc) en los cuales no se puede propagar (una “trampa de magma” efectiva). En este punto el magma se moverá hacia fuera del dique lateralmente ("expansión lateral") y comenzará a levantar la cubierta para crear espacio, si la presión magmática es mayor que la carga litostática. Una vez que un filón inicial se ha formado, puede engrosarse a condición de que la presión que conduce el magma sea suficiente ("inflación").

En su movimiento lateral y la subsiguiente inflación, el magma puede ser acomodado levantando las rocas del techo (emplazamiento lacolítico) o presionando las rocas del piso (emplazamiento lopolítico), o por una combinación de los dos. Si la presión que mueve el magma y la carga litostática son aproximadamente iguales, el magma no podrá levantar las rocas de la cubierta y cristalizará como stock por etapas, con lados escarpados y techo aplanado (Hogan et al., 1998).

Creación de espacio: lacolitos v/s lopolitos

La mayoría de los estudios consideran que los lacolitos son fenómenos intrusivos de poca profundidad, con todos los ejemplos documentados emplazados en paleo-profundidades menores a 3 km (Cruden, 1998). Los datos sugieren que la razón de aspecto (largo/ancho) de los lacolitos aumenta con la profundidad. Esto se debe a que la propagación o el crecimiento horizontal del filón inicial es favorecido por sobre el levantamiento del techo, con el aumento del espesor de la sobrecarga.

El crecimiento vertical ocurre por la flexión elástica, elástico-plástica o dúctil de las rocas del techo, la elevación de un pistón por la dislocación de fallas, o una combinación de estos mecanismos (Corry, 1988). Aparentemente el crecimiento del lacolito esta “auto limitado” y raramente excede los 2 kilómetros (Corry, 1988). Un crecimiento adicional requiere el retiro rápido de las rocas del techo en la superficie por erosión o colapso gravitacional, de una depresión simultánea de su piso, o de múltiples episodios de inyección de magma (Cruden, 1998).

A mayores profundidades se forman los lopolitos y aparentemente existe una transición continua entre los dos estilos intrusivos aproximadamente a 3 kilómetros bajo la superficie. La carencia de evidencia para plutones con techo levantado sumado a la evidencia de plegamiento hacia abajo de las rocas de caja y modelos gravimétricos de granitos con pisos internos inclinados, sugiere que muchos plutones tienen geometrías similares a los lopolitos (Corry 1988).

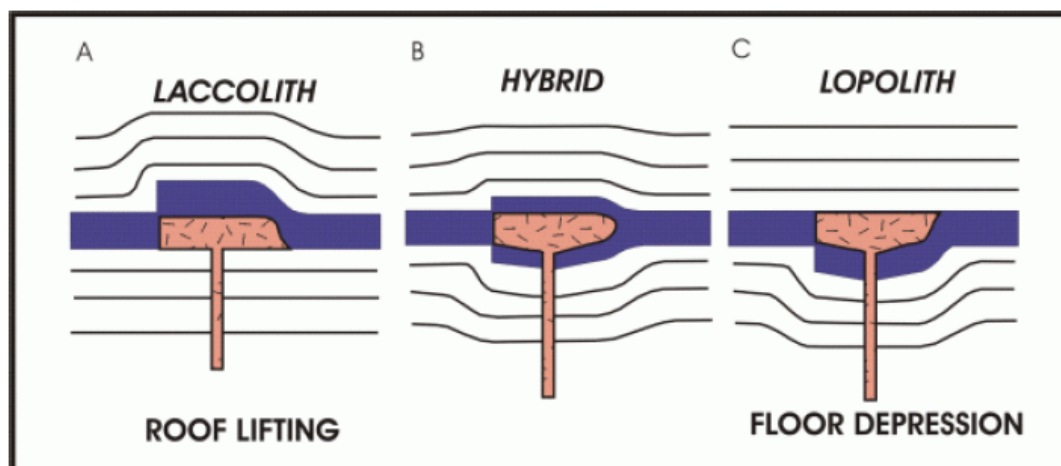


Figura 2.2: Modelos esquemáticos de emplazamiento de granitos tabulares, en donde se aprecia la diferencia entre lacolitos y lopolitos. Modificado de Cruden (1998).

Cruden (1998) propone dos modelos para explicar el mecanismo de depresión del piso y discutió sus ventajas relativas (ver Figura 2.3). En el modelo “cantilever”, el crecimiento del plutón ocurre inclinando el piso sobre un punto pivote situado en el perímetro del plutón, lo más lejos posible del dique alimentador. La corteza subyacente se deforma por cizalle simple progresivo a medida que regionalmente se hunde sobre una región parcialmente fundida en la fuente a mayor profundidad. En el modelo del “pistón”, el crecimiento ocurre por la depresión de un piso horizontal, que es acomodado por una zona de cizalle vertical cilíndrica (o diques anulares) en el perímetro del plutón y el desplazamiento a lo largo del mismo canal alimentador. El pistón completo cae sobre la región fuente ubicada a mayor profundidad. Aunque están simplificados a grandes rasgos, el aspecto final de la intrusión en estos dos modelos demuestra una semejanza geométrica razonable con muchos granitos tabulares.

Cuando estos dos modelos se contrastan matemáticamente, se producen dos resultados interesantes. En el mismo tiempo, plutones más grandes requieren de tasas más bajas de deformación para presionar sus pisos, si la tasa de suministro de magma es suficiente y debido a la geometría de los modelos, los periodos de llenado para los plutones “cantilever” es la mitad que para los de “pistones”. También se concluyó que el método pistón era menos eficiente energéticamente (a menos que las fallas periféricas fueran lubricadas por el magma, como en un dique anular) que el modelo "cantilever", haciendo esta opción desde el punto de vista energético más favorable.

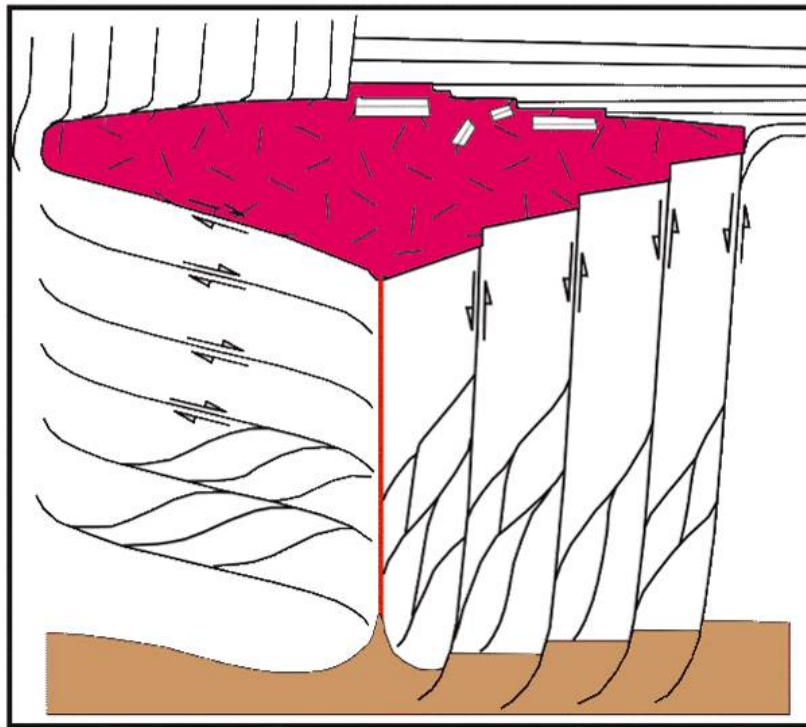


Figura 2.3: Sección transversal esquemática de un plutón emplazado por una combinación de los mecanismos “cantilever” y “pistón”. La tensión de cizalla es acomodada por fallas normales de alto ángulo (derecha) o zonas de cizalle de bajo ángulo (izquierda). Con el aumento de la profundidad, la deformación asociada a estas estructuras es probable que esté más distribuida y pueden contribuir a acanalar el magma ascendente. También es probable que ocurra una cierta modificación del techo del plutón (inicialmente con marcadores horizontales y verticales) tanto por "stopping" (mitad derecha) o por deformación dúctil durante el inicio del movimiento lateral del magma (mitad izquierda) (modificado de Cruden, 1998).

En un ambiente geológico verdadero es poco probable que estos procesos actúen aisladamente, de alguna manera esto acelera el proceso de transferencia hacia abajo del material, el que puede ser acomodado por dislocaciones de un número importante de fallas y zonas de cizalle activas, a veces, lubricadas por el magma (Holdsworth et al, 1999). Es más probable que los plutones más grandes sean alimentados por una serie de diques y más que por un suministro de magma continuo, se formen por inyecciones episódicas, resultando en una serie de pulsos magmáticos que conforman el cuerpo intrusivo. De esta manera se puede desarrollar una mezcla magmática y diferenciación muy caótica, lo que puede convertirse en complejos contactos intrusivos entre los distintos magmas en estados variables de cristalización. El mecanismo del transporte por diques permitirá que los grandes granitos tabulares puedan ser emplazados en tiempos geológicos

relativamente cortos (<100 ka a 1 Ma) sin requerir de altas tasas de deformación en la corteza subyacente (Cruden, 1998).

Muchos modelos actuales para el emplazamiento de plutones remarcan la importancia de fallas activas (Paterson y Schmidt, 1999; Yoshinobu et al., 1998) o zonas de cizalle que concentran el magma en “jogs” extensionales (Hutton, 1992). Los procesos tectónicos serán un factor importantísimo, que controlarán el emplazamiento del plutón.

La mayoría de los plutones en la partes altas de la corteza superior no se emplazan completamente dentro de zonas de falla, sin embargo, se ha observado que los cuerpos tabulares tienen contactos definidos por estructuras preexistentes en las rocas de caja tales como zonas de cizalle, límites formativos, estratificación y clivaje. El desarrollo de estudios de reflexión sísmica han sugerido que muchos plutones tienen pisos inclinados hacia la zona raíz (con uno o más conductos alimentadores) con un ángulo que varía entre 0° y 40° (Cruden, 1998).

Geometrías de las intrusiones

McCaffrey y Petford, (1997), recopilando datos sobre las dimensiones y geometrías de distintos cuerpos intrusivos de los que se tenía información sobre su forma en sección transversal, sugieren que la escala que exhiben estos cuerpos posee un comportamiento invariante (fractal) que puede ser definido por la relación (*'Empirical power law'*):

$$T = bL^a$$

Donde T= espesor y L= ancho del cuerpo intrusivo en una sección transversal.

Esta relación, al ser analizada en un espacio logarítmico, resulta en una recta de pendiente "a" e intercepto "Log(b)". Así, mediante la compilación de datos de alrededor de 66 plutones, Cruden y McCaffrey (2001) obtienen valores de b=0,6 y a=0,6±0,1; mientras que McCaffrey y Petford, (1997) obtienen valores de b=0,12 y a=0,88±0,1 para 135 lacolitos (ver Figura 2.4).

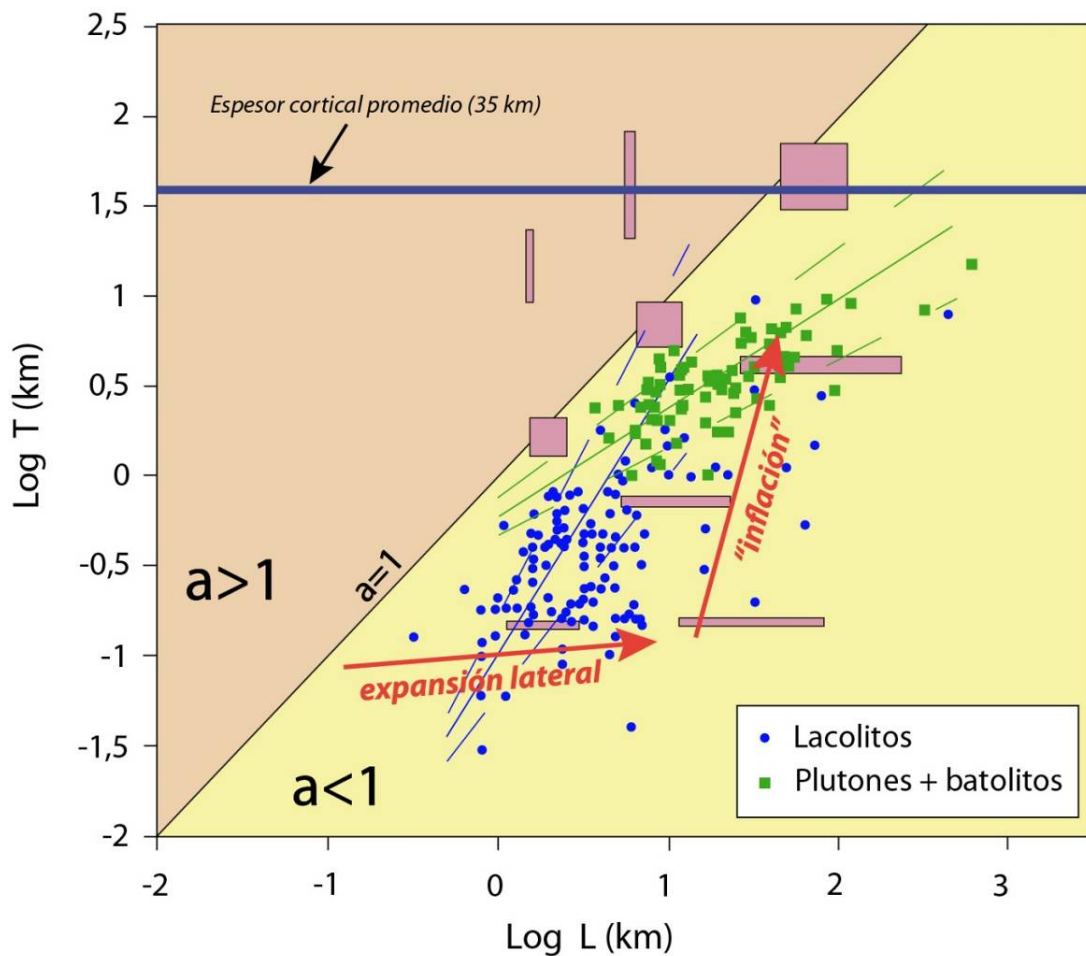


Figura 2.4: Compilación de datos de geometrías de cuerpos intrusivos en sección (T =espesor; L =ancho) realizada por McCaffrey y Petford (1997) y Cruden y McCaffrey (2001), tanto para lacolitos como para plutones y batolitos. Mediante regresiones lineales se han calculado los valores de los parámetros de la 'Empirical power law' (detalles en el texto). Se incluye en la figura las dos etapas para el crecimiento de intrusiones tabulares: el flujo lateral causa el alargamiento o expansión lateral, seguido por un engrosamiento vertical o "inflación". La zona naranja abarca todos los cuerpos intrusivos que poseen un espesor mayor que el largo (diques) y la zona en amarillo los cuerpos de geometrías tabulares. Modificado de McCaffrey y Petford (1997) y Cruden y McCaffrey (2001).

El modelo que McCaffrey y Petford (1997) han propuesto, sugiere que el transporte del magma granítico se desarrolla vía una serie de canales alimentadores (diques) a un punto donde la fractura del dique se termina contra una cara libre (planos de estratificación, planos de clivaje, de falla, etc). En este punto el magma se mueve lateralmente. El espesor máximo logrado por intrusiones en niveles altos de la corteza se debe a la capacidad del magma entrante de levantar sus rocas del techo, en función de la sobrepresión magmática disponible durante el

emplazamiento. La relación entre la presión del magma y el espesor de la intrusión es lineal y como la presión total disponible del magma en la corteza es poco probable que exceda de 100 MPa, ésta limita el grueso para un plutón individual a alrededor de 2,5 kilómetros.

Claramente, muchas intrusiones son más gruesas que esto, lo que sugiere que cuerpos más grandes deben ser resultado de procesos compuestos (una cuerpo intrusivo entonces se forma de múltiples cuerpos más pequeños; McCaffrey y Petford, 1997), u otros procesos (como derrumbamiento del piso; Cruden, 1998).

2.2 ANISOTROPIA MAGNÉTICA

Las rocas cuya magnetización, tanto inducida como remanente, son función de la dirección del campo magnético aplicado, presentan una anisotropía magnética. En estas rocas la dirección de magnetización puede desviarse del campo magnetizador, es decir no registrar exactamente el mismo campo aplicado. Existen 2 clases de anisotropía magnética, estas son:

- Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), en donde la susceptibilidad magnética es función de la dirección del campo magnético aplicado.
- Anisotropía de magnetización remanente (AMR), en donde la magnetización remanente adquirida difiere del campo magnetizador aplicado, o “actuante”, al momento de adquirir la remanencia. Este tiene implicancias sobre la precisión en el registro paleomagnético.

Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM)

Asumimos que la magnetización inducida se relaciona linealmente con un campo magnético aplicado, suponiendo una baja intensidad de éste (del orden de 5 mT, aproximadamente). Llamaremos "k" a la susceptibilidad volumétrica, "M" a la magnetización volumétrica, y "H" al campo magnetizador.

En un medio magnético isotrópico, la magnetización inducida es paralelo al campo magnetizador, pero en un medio anisotrópico en general, no lo es. Si la magnetización inducida M y el campo magnetizador H tienen componentes M_x, M_y, M_z y H_x, H_y, H_z con respecto a un sistema referencial arbitrario X-Y-Z entonces podemos expresar la magnetización como sigue:

$$\begin{aligned}M_x &= k_{xx}H_x + k_{xy}H_y + k_{xz}H_z \\M_y &= k_{yx}H_x + k_{yy}H_y + k_{yz}H_z \\M_z &= k_{zx}H_x + k_{zy}H_y + k_{zz}H_z\end{aligned}$$

Se puede demostrar que el tensor de susceptibilidad es simétrico, y que por lo tanto está caracterizado por seis constantes que corresponden a las componentes del tensor. Una mejor forma para representar la ecuación anterior es a través de una superficie geométrica, que para el caso de la susceptibilidad, es un elipsoide. En una muestra anisotrópica se pueden definir tres ejes perpendiculares entre sí que quedan definidos a lo largo de las direcciones donde la muestra tiene sus valores de susceptibilidad máximo, intermedio y mínimo (K_{\max} , K_{int} y K_{\min}). Estos ejes coinciden con los ejes principales del elipsoide, y las susceptibilidades son llamadas las susceptibilidades principales.

El elipsoide de susceptibilidad es triaxial, con sus dimensiones definidas por la magnitud de las susceptibilidades principales. Estas cantidades son combinadas en varias formas para entregar diferentes parámetros de la fábrica magnética. Los parámetros P1, P2 y P3 son definidos por:

- $P1 = K_{\max}/ K_{\text{int}} = \text{lineación ("L")}$
- $P2 = K_{\max}/ K_{\min} = \text{factor de anisotropía}$
- $P3 = K_{\text{int}}/ K_{\min} = \text{foliación ("F")}$

L es medida de la cantidad de partículas con orientación lineal y paralela que contribuyen a la susceptibilidad, y F equivale a la distribución planar de estos granos.

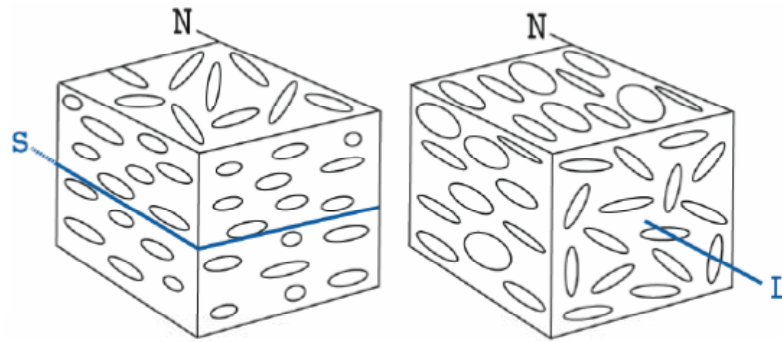


Figura 2.5: Esquema mostrando dos casos de petrofabricas en una roca, el primero una foliación ideal y el segundo una lineación ideal. Modificado de Borradaile (2001).

Este tensor, o elipsoide, también puede ser caracterizado por otros 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 prolata ($T < 0$) u oblata ($T > 0$).

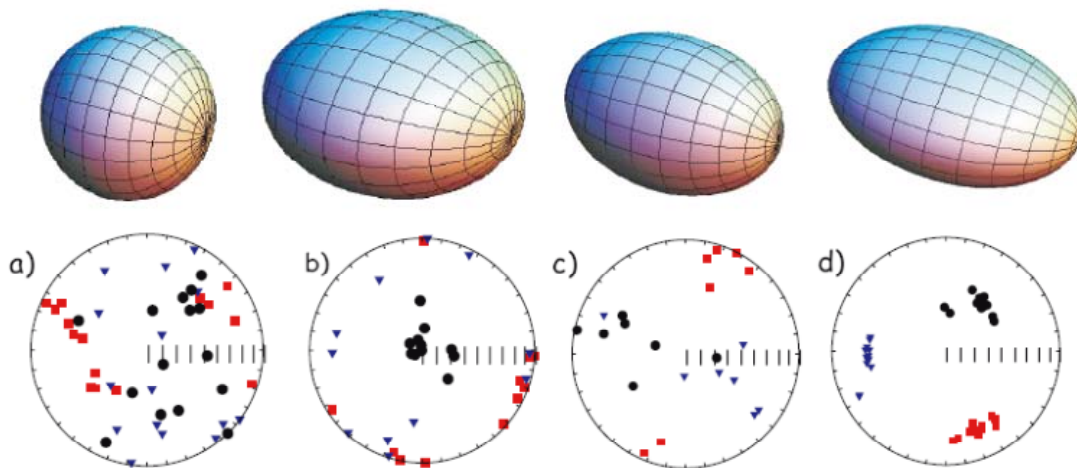


Figura 2.6: Distintas formas del elipsoide de ASM y ejemplos de representaciones de sus ejes principales en redes estereográficas. Los cuadrados rojos equivalen al eje mayor del elipsoide (K_{max}); los triángulos azules corresponden al eje intermedio (K_{int}); y los círculos negros al eje menor (K_{min}). Modificada de Tauxe (2008).

Generalmente, más de un 5% de ASM es perceptible a escala macroscópica. Por otro lado la ocurrencia de ASM mayores al 10% es poco usual (Butler, 1992). Sin embargo las ASM de porcentajes bajos son fáciles de medir. Además, tomando en cuenta que la ASM puede ser medida más rápida y fácilmente que medir orientación de minerales a través de análisis de cortes transparentes (ver Figura 2.7), el estudio de ASM puede ser usado para examinar petrofábricas.

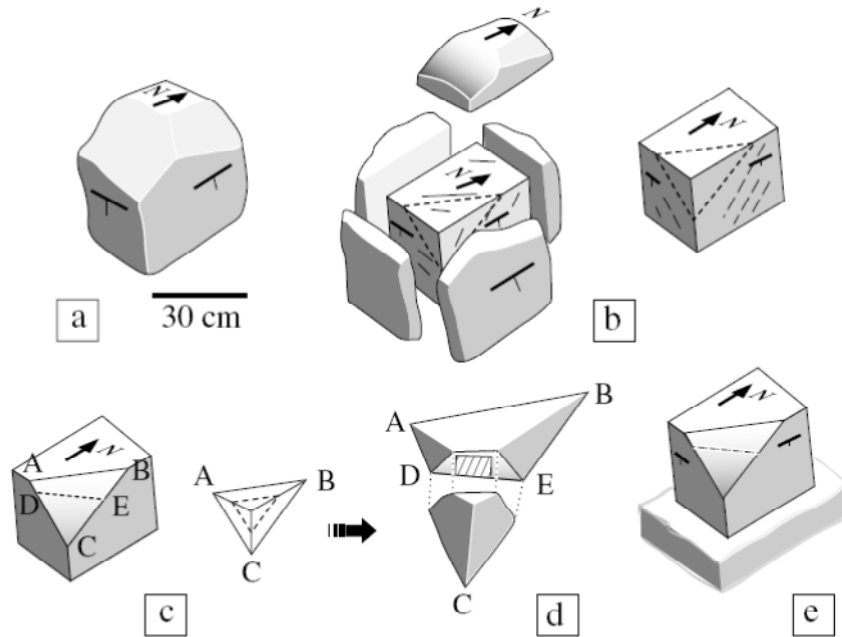


Figura 2.7: Los estudios de petrofábricas mediante análisis de cortes transparentes (método "tradicional") son bastante engorrosos y pueden darse errores significativos en comparación con la técnica de ASM. Primero se toma una muestra orientada en terreno, luego se analizan dos secciones transparentes distintas extraídas en orientaciones no paralelas, en cada una de ellas se define una orientación de su fábrica para luego calcular la fábrica real a partir de estas dos mediciones. Figura extraída de Bouchez (1997).

Aplicación de la ASM

Se ha aplicado la ASM a la sedimentología, a procesos ígneos y/o volcánicos y a la geología estructural. Las rocas sedimentarias normalmente presentan un elipsoide de ASM suave y oblata con K_{\min} perpendicular a la estratificación (de hecho en algunos casos la ASM puede ser ocupada para determinar direcciones de paleocorrientes). Elipsoides de ASM oblatas también ha sido observado en rocas volcánicas con fábricas de flujo, donde K_{\min} se presenta perpendicular a la superficie de flujo y en ocasiones es observado elipsoides de ASM alargados con K_{\max} paralelo a

las líneas de flujo de rocas volcánicas. En efecto el análisis de ASM puede ser usado para ubicar la fuente emisora de rocas volcánicas, especialmente ignimbritas y tobas soldadas, ocupando la dirección del eje K_{\max} y/o la dirección de máxima pendiente del plano de foliación determinado por K_{\min} .

En geología estructural, los datos de ASM han sido ocupados para determinar patrones de deformación. Se observa en términos muy simplificados, que minerales ferromagnéticos alargados son rotados durante la deformación de la roca.

Rocas con altos porcentajes de ASM, tienen una alta probabilidad de introducir una desviación al registro de la magnetización remanente, siendo no apropiadas para el análisis paleomagnético (en general se usa que rocas con más de un 5% de ASM debe ser analizado con particular cuidado). Sin embargo en rocas con gran desarrollo de magnetita, la ASM es dominada por los granos multidominios mientras que el registro paleomagnético está determinado principalmente por granos de dominio únicos o pseudosingular. Luego en este caso la ASM no está fuertemente ligado a la anisotropía de magnetización remanente.

Anisotropía de Magnetización Remanente

Debido a que las condiciones de la formación de la magnetización remanente natural primaria es indirectamente inferido y difícilmente reproducido es que la anisotropía de la magnetización remanente debe ser examinado indirectamente. Algunas rocas volcánicas con flujos fuertemente marcados, presentan una deflexión significativa en la magnetización termoremanente con respecto al campo magnético presente en el momento de enfriarse. Sin embargo, estos casos son inusuales y por lo tanto la anisotropía de la magnetización remanente es improbable en la mayoría de los casos de rocas ígneas o en sedimentos rojos.

Usando una técnica de magnetización remanente en laboratorio llamada Magnetización Remanente Anhisterética (MRA), y que consiste en sobreimponer un campo magnético alterno a un pequeño campo magnético direccionado, se observó que los granos ferromagnéticos que acarrea MRA son aquellos con fuerza coercitiva microscópica por sobre la máxima amplitud del campo magnético alternante aplicado. Como en otras formas de magnetización remanente, los

granos de dominio singular y pseudosingular son mejores acarreadores de MRA que los granos multidominios. Luego, aplicando MRA en direcciones diferentes a una muestra, se puede examinar la fábrica de los portadores más importantes del magnetismo remanente, los granos de dominio singular y pseudosingular.

Observaciones de anisotropía de MRA indican la posible anisotropía en adquirir magnetización remanente natural, y por lo tanto entrega una advertencia de que la roca puede no tener un registro paleomagnético con precisión. MRA es detectado en rocas con una muy débil magnetización y ASM es detectado en rocas con cantidades suficientes de minerales ferromagnéticos.

ASM aplicada al estudio de cuerpos intrusivos

El uso de la ASM en rocas ígneas se ha incrementado notablemente desde mediados de la década de 1980, ya que se ha transformado en una técnica rápida mediante la cual conocer la fábrica de las rocas, en comparación con el método "tradicional" (Bouchez, 1997; ver Figura 2.7). Además, mediante la medición sistemática de la magnitud de la susceptibilidad magnética se puede llegar a reconocer diferencias composicionales, y por lo tanto litológicas, dentro de un cuerpo intrusivo (Gleizes *et al.*, 1993; Aydin *et al.*, 2007).

El origen de la ASM en las rocas intrusivas 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 $K_{\text{bulk}} = [(K_{\text{max}} + K_{\text{int}} + K_{\text{min}}) / 3]$ superior a 500×10^{-6} 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. 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, los cuales determinan la fábrica (*e.g.* plagioclasas).

En definitiva, los datos entregados por los estudios de ASM nos permiten una primera aproximación a la estructura interna de un cuerpo intrusivo. Sin embargo, el principal problema es la interpretación de los mecanismos de adquisición de las fábricas observadas. Paterson *et al.* (1998) resume los procesos formadores de fábricas en las rocas ígneas, planteando que ésta puede tener su origen en procesos internos del magma, en los procesos de cristalización, en los procesos de emplazamiento y/o en procesos regionales, dependiendo del "grado de acoplamiento" del sistema roca caja-intrusivo (ver Figura 2.8).

Es indispensable entonces, a la hora de querer entender los mecanismos de emplazamiento de un cuerpo intrusivo, complementar los datos de ASM con otros datos y observaciones: identificar la temporalidad de las fábricas observadas; comparación con las fábricas y estructuras observadas a escala del afloramiento; análisis de la deformación y estructuras observadas en la roca caja; modelación 3D de lo observado en planta, lo que puede lograrse, por ejemplo, mediante métodos geofísicos como la gravimetría (Bouchez, 1997; Paterson *et al.*, 1998).

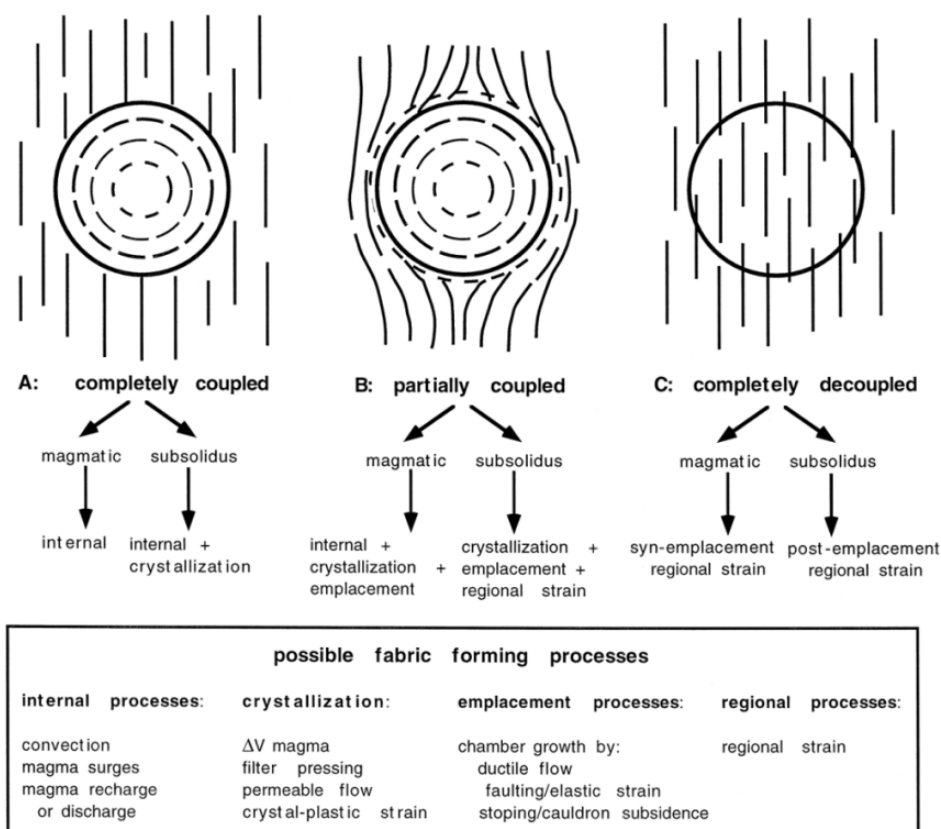


Figura 2.8: Esquema que muestra el grado de continuidad de las estructuras en la roca caja y en el cuerpo intrusivo (grado de "acoplamiento") y las probables causas para las fábricas magmáticas. Extraída de Paterson *et al.* (1998).

Ejemplo de caso de estudio: El Plutón Mont-Louis-Andorra

Las Figuras 2.9, 2.10, 2.11 y 2.12, se han extraído de Gleizes *et al.* (1993) y de Bouchez y Gleizes (1995), quienes estudiaron mediante el análisis de ASM el Plutón Mont-Louis-Andorra (en los Pirineos). Mediante un muestreo sistemático del plutón (con 281 sitios de muestreo en un intrusivo que cubre una superficie aproximada de unos 600 km²; ver Figura 2.9) han logrado un mapeo litológico en función de la magnitud de la susceptibilidad magnética y tomando en cuenta datos geoquímicos previos (ver Figura 2.10)

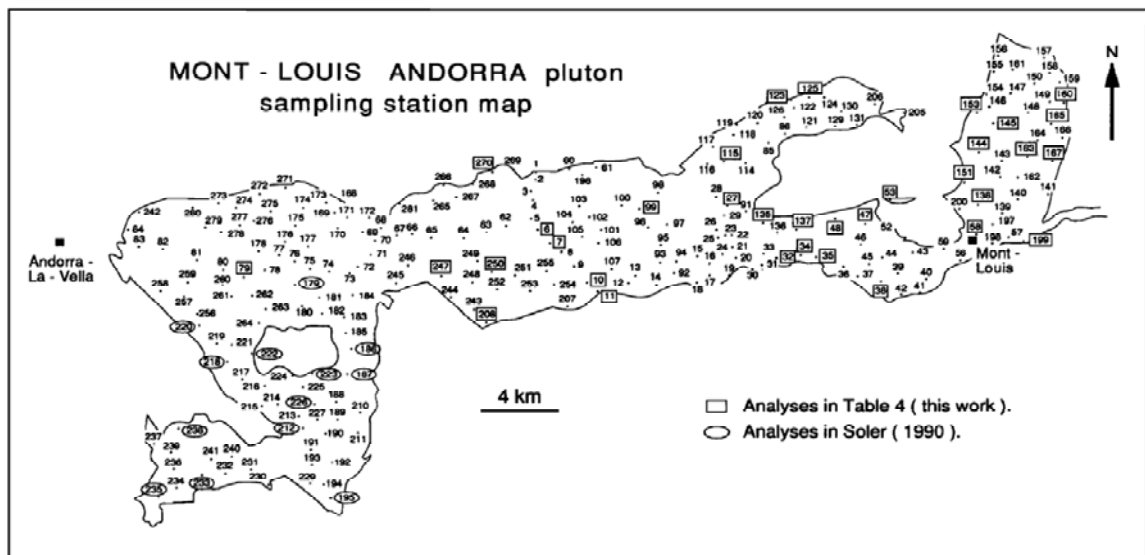


Figura 2.9: Mapa del plutón Mont-Louis-Andorra con la ubicación de los sitios muestreados para el análisis de ASM. Las muestras de los sitios encerrados en elipses y en rectángulos son aquellas para las que se tenía información geoquímica de trabajos previos. Extraída de Gleizes *et al.* (1993).

El rango de magnitudes obtenido para la susceptibilidad magnética ($<41 \times 10^{-5}$ SI; ver Figura 2.10) indica que los datos de ASM son resultado de la mineralogía paramagnética, es decir, de la contribución de los silicatos portadores de hierro (biotita y hornblenda; Gleizes *et al.*, 1993). Una vez que se ha demostrado que lo indicado por el elipsoide de ASM es efectivamente lo observado en la orientación de estos silicatos paramagnéticos y que ésta a su vez es el resultado de procesos magmáticos, submagmáticos y eventualmente de procesos en "estado sólido", se puede utilizar directamente los resultados de ASM como un indicador preciso de la fábrica interna del plutón y de los eventos de deformación sobrepuestos (Bouchez y Gleizes, 1995).

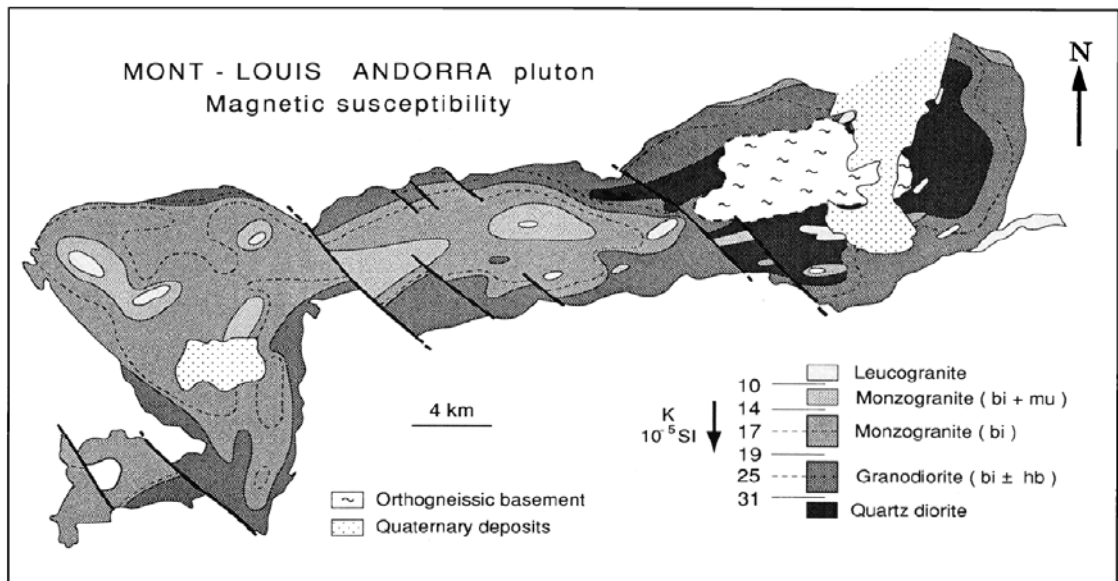


Figura 2.10: Mapa litológico del plutón, obtenido al integrar las magnitudes de la susceptibilidad magnética, la geoquímica previa y la información de campo. Extraída de Gleizes *et al.* (1993).

Luego, al integrar los datos de foliación (ver Figura 2.11) y lineación de su fábrica magnética, se puede conocer la estructura interna del plutón Mont-Louis-Andorra. El grado de anisotropía (%P) se presenta a su vez como un parametro que puede ser correlacionado en ocasiones a la intensidad del *strain*, ya sea durante el emplazamiento o en procesos posteriores (ver Figura 2.12).

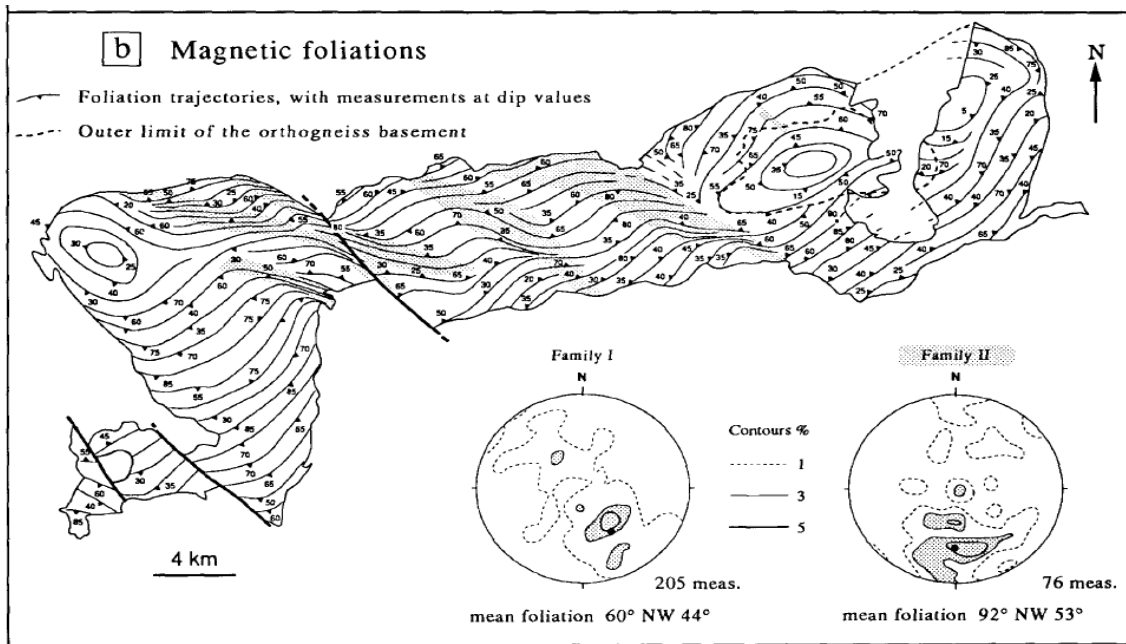


Figura 2.11: Mapa de la estructura interna del plutón mediante la interpolación simple de los datos de la orientación de la foliación magnética. Extraída de Bouchez y Gleizes (1995).

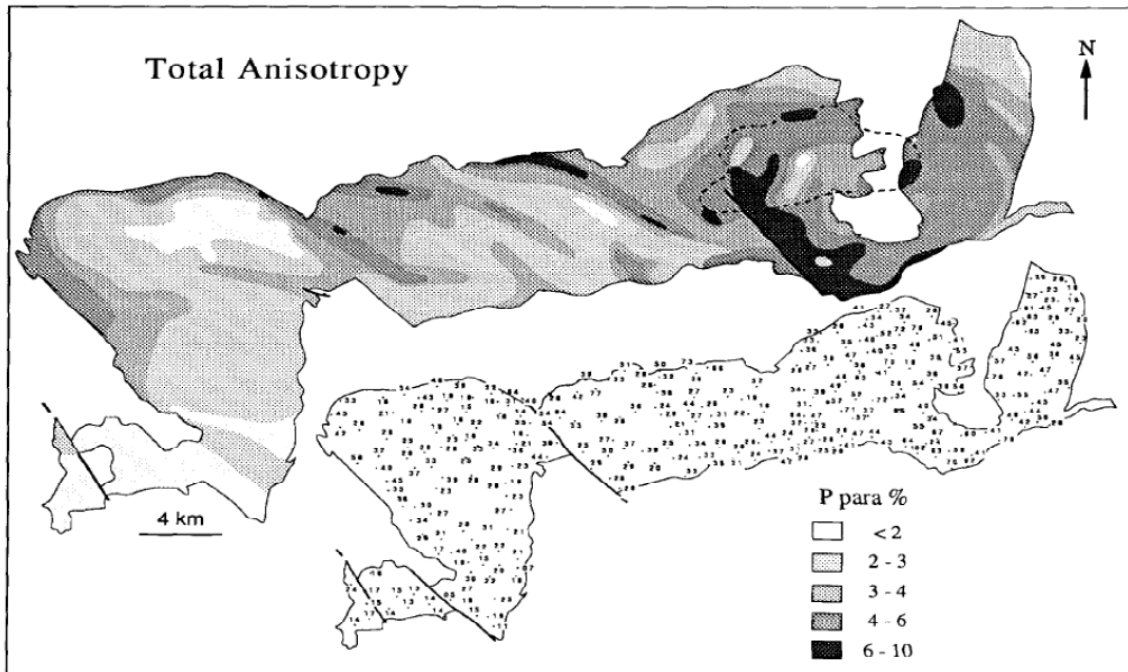


Figura 2.12: Mapa de las magnitudes de la anisotropía de susceptibilidad magnética (%P) obtenido para el plutón. Extraída de Bouchez y Gleizes (1995).

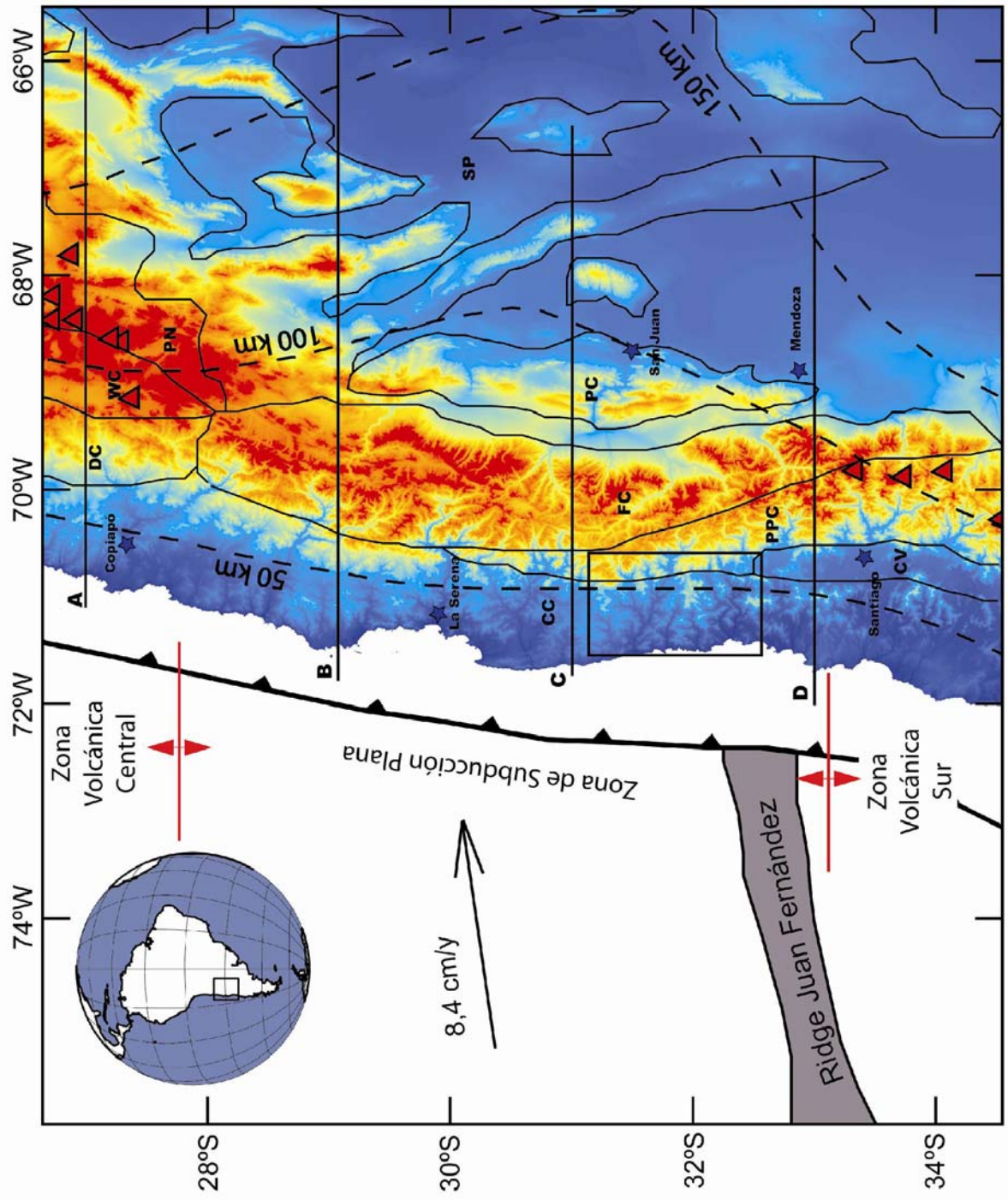
3. MARCO GEOLÓGICO

3.1 MARCO GEOTECTÓNICO

La zona de estudio se encuentra en la parte más austral de los Andes Centrales, y tal como lo presentan diversos estudios, en donde se observan una notable variación latitudinal de sus características (Jordan *et al.*, 1983; Mpodozis y Ramos 1989; Kley *et al.* 1999; Ramos *et al.*, 2004; Tassara, 2005). De hecho, entre las latitudes en las que se realizó el presente estudio (31-33°S) se dan una serie de quiebres o transiciones en muchos aspectos, dentro de los cuales podemos nombrar:

1° El CPI se encuentra dentro de una zona en que se da una particularidad desde el punto de vista del ambiente de subducción, la llamada zona de subducción plana o “flat slab” (Barazangi and Isacks, 1976; Gutscher, 2002). Este concepto refiere a un cambio en la geometría del ambiente de subducción, en el que la placa subductante (en este caso la Placa de Nazca) disminuye el ángulo con el cual se “hunde” bajo la Placa Sudamericana. Este cambio en la geometría de la placa subductante resulta evidente al analizar la zona de Wadati-Benioff (Figura 3.1 y 3.2), es decir, la zona en donde se distribuyen los hipocentros de los sismos interplaca, y se atribuye actualmente al resultado de una mayor flotabilidad de la placa subductante (Gutscher, 2002).

Figura 3.1: (página siguiente) Topografía coloreada de los Andes Centrales entre las latitudes 27°-34° S, indicándose distintos elementos tectónicos: fosa, zona de flat slab, ridge de Juan Fernández, volcanismo activo (triángulos rojos) y las principales unidades morfotectónicas (DC: Cordillera de Domeyko; WC: Cordillera Occidental; PN: Puna; CC: Cordillera de la Costa; PPC: Cordillera Principal; FC: Cordillera Frontal; PC: Precordillera; SP: Sierras Pampeanas; CV: Depresión Central). Se muestra además el vector de convergencia relativa de la placa de Nazca (DeMets *et al.*, 1990), las curvas de igual profundidad de la zona de Wadati-Benioff (a los 50, 100 y 150 km; Gutscher, 2002) y en un rectángulo se indica la zona de estudio. A, B, C y D corresponden a la ubicación de perfiles topográficos y de raíz corticales que se muestran en la Figura 3.4.



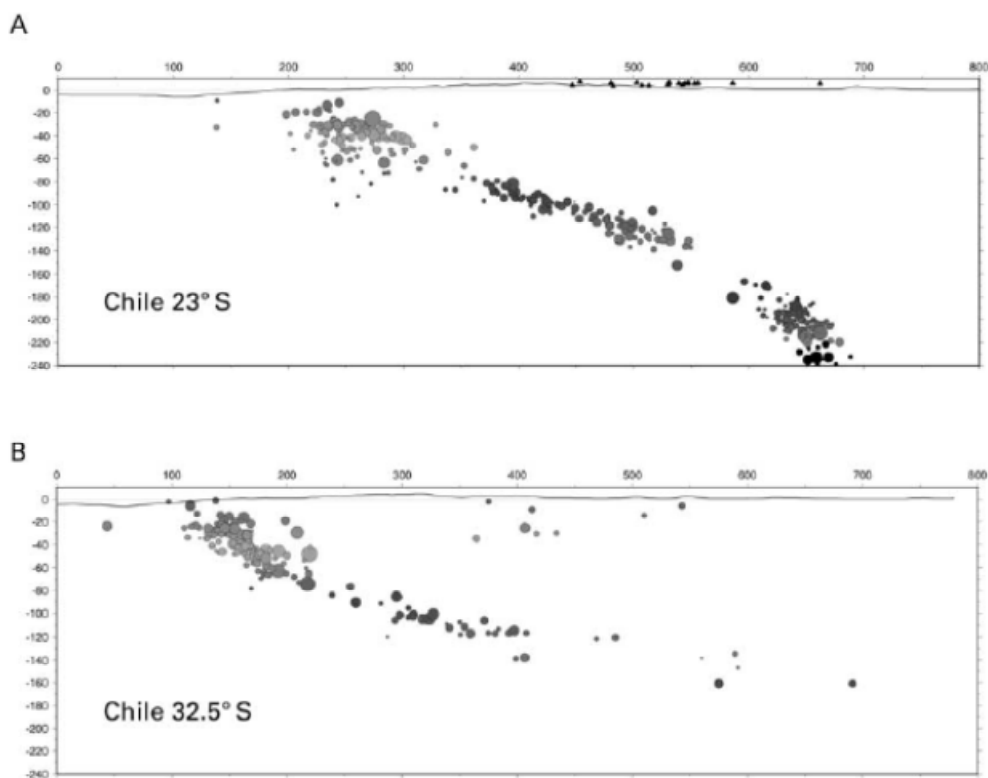


Figura 3.2: Perfiles de sismicidad actual, perpendiculares a la fosa usando datos de hipocentros relocizados (ventanas de 1° de ancho, equivalentes a 111 km aproximadamente) y escalados por magnitud (tamaño de los círculos). Modificado de Gutscher (2002).

Esta zona de “flat slab” está limitada por el sur por la subducción del Ridge de Juan Fernández (Figura 3.1), un reciente registro o huella de un “hot-spot” ubicado en el Océano Pacífico; y hacia el norte llegaría a los 28° S (Jordan *et al.*, 1983), en donde la Placa de Nazca volvería a inclinarse en torno a los 30°.

Los procesos o efectos relacionados a la subducción plana se pueden distinguir en: efectos en el campo de stress en la placa subductante, efectos sobre la estructura termal (aleja la cuña astenósferica de la fosa e incluso la hace desaparecer), acoplamiento intraplacas, deformación de la corteza superior (abundancia de sismos superficiales) y aumento de la zona sismogénica (Gutscher, 2002).

2° Íntimamente relacionado al punto anterior, esta zona se caracteriza por carecer de volcanismo activo, debido a la influencia de la subducción plana en la estructura termal (ver Figura 3.3). Así

pues, nuestra zona de estudio se encuentra ubicada justo al norte de la Zona Volcánica Sur (SVZ, ver Figura 3.1).

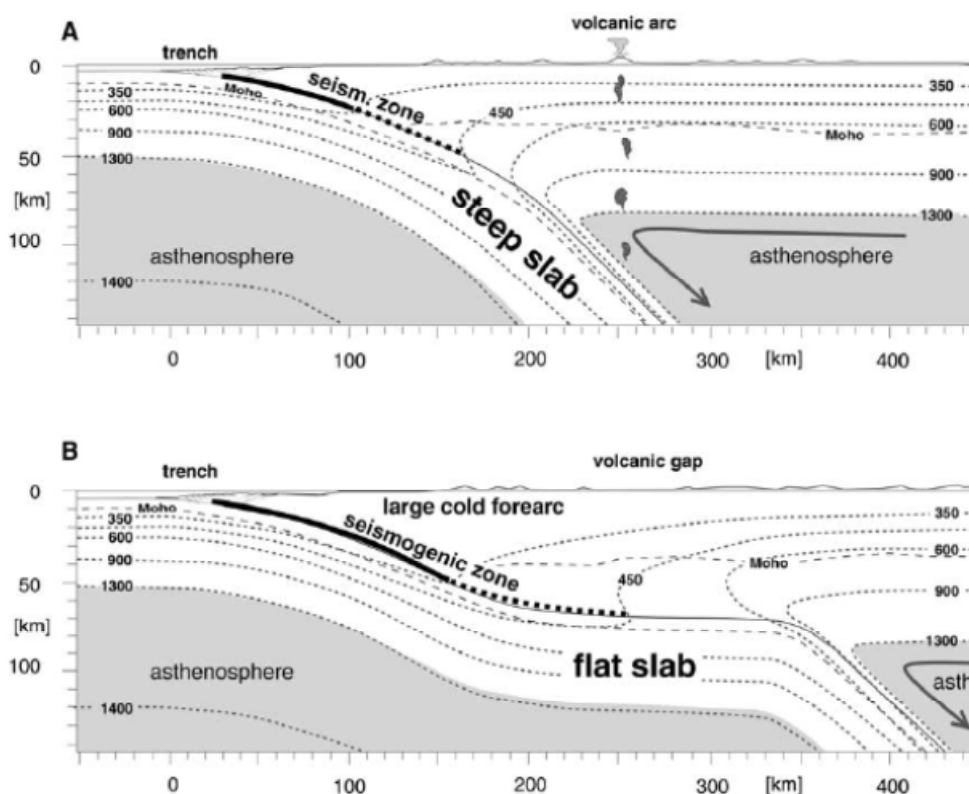


Figura 3.3: Perfiles esquemáticos que ilustran el efecto del estilo de subducción en la estructura termal. Extraído de Gutscher (2002).

3° En cuanto a las unidades morfotectónicas, y coincidiendo con el límite sur de la zona de subducción plana, se tiene que aproximadamente desde los 33° S hacia el norte deja de existir la Depresión Central (reapareciendo recién a los 28° S una depresión intermontana, coincidentemente una vez fuera de la zona de “flat slab”), por lo que en la zona de estudio lo que podríamos llamar antearco (informalmente, ya que a estas latitudes no existe arco volcánico reciente) estaría constituido esencialmente por Cordillera de la Costa y Cordillera Principal por el lado chileno (ver Figura 3.1).

Por otro lado, a diferencia de más al norte, entre estas latitudes tenemos que la Cordillera de Los Andes se presenta más angosta pero a su vez es aquí en donde presenta sus mayores altitudes, con elevaciones cercanas a los 7.000 m.s.n.m. (Cerro Aconcagua). Así mismo su raíz cortical es más

angosta en esta zona (Figura 3.4), y hacia el sur el grosor cortical disminuye, pasando de aproximadamente los 70 km de espesor a los 31° S a los 57 km de espesor a los 35° S (Ramos *et al.*, 2004).

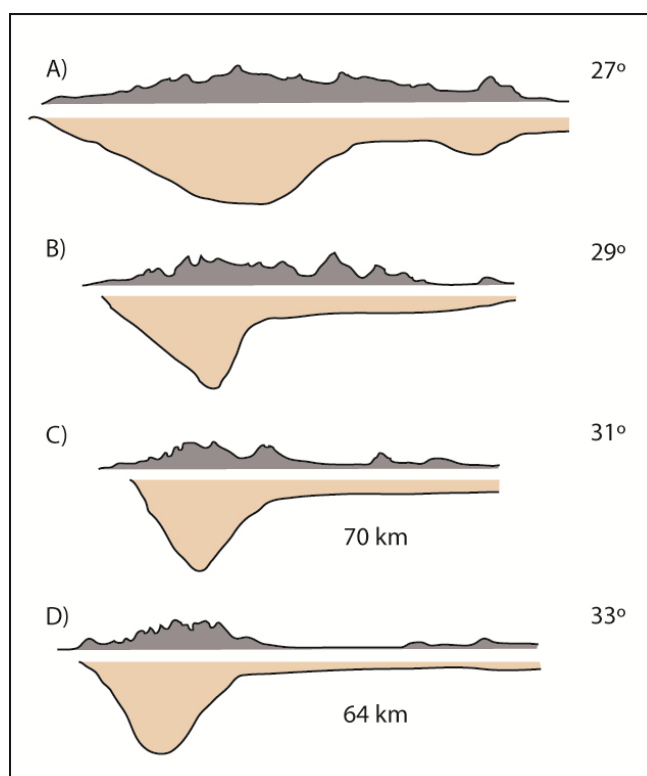


Figura 3.4: Perfiles en los cuales se muestra la topografía y la profundidad de las raíces corticales a distintas latitudes (ver ubicaciones en Figura 3.1). La exageración vertical es aproximadamente 10:1. Modificada de Ramos *et al.* (2004).

3.2 GEOLOGÍA REGIONAL

La zona de estudio se encuentra en la Cordillera de la Costa entre los 31°25' -32°30' S, dentro de la zona de subducción plana (ver Figura 3.1). A grandes rasgos podemos decir que la parte occidental de la Cordillera de la Costa está conformada principalmente de rocas estratificadas del Paleozoico Superior, rocas sedimentarias del Triásico y rocas intrusivas y volcánicas del Jurásico; mientras que la parte oriental estaría conformada por rocas intrusivas, volcánicas y sedimentarias del Cretácico Inferior. En la Cordillera Principal afloran rocas intrusivas, volcánicas y sedimentarias del Cretácico Superior y Cenozoico (ver Figura 3.5).

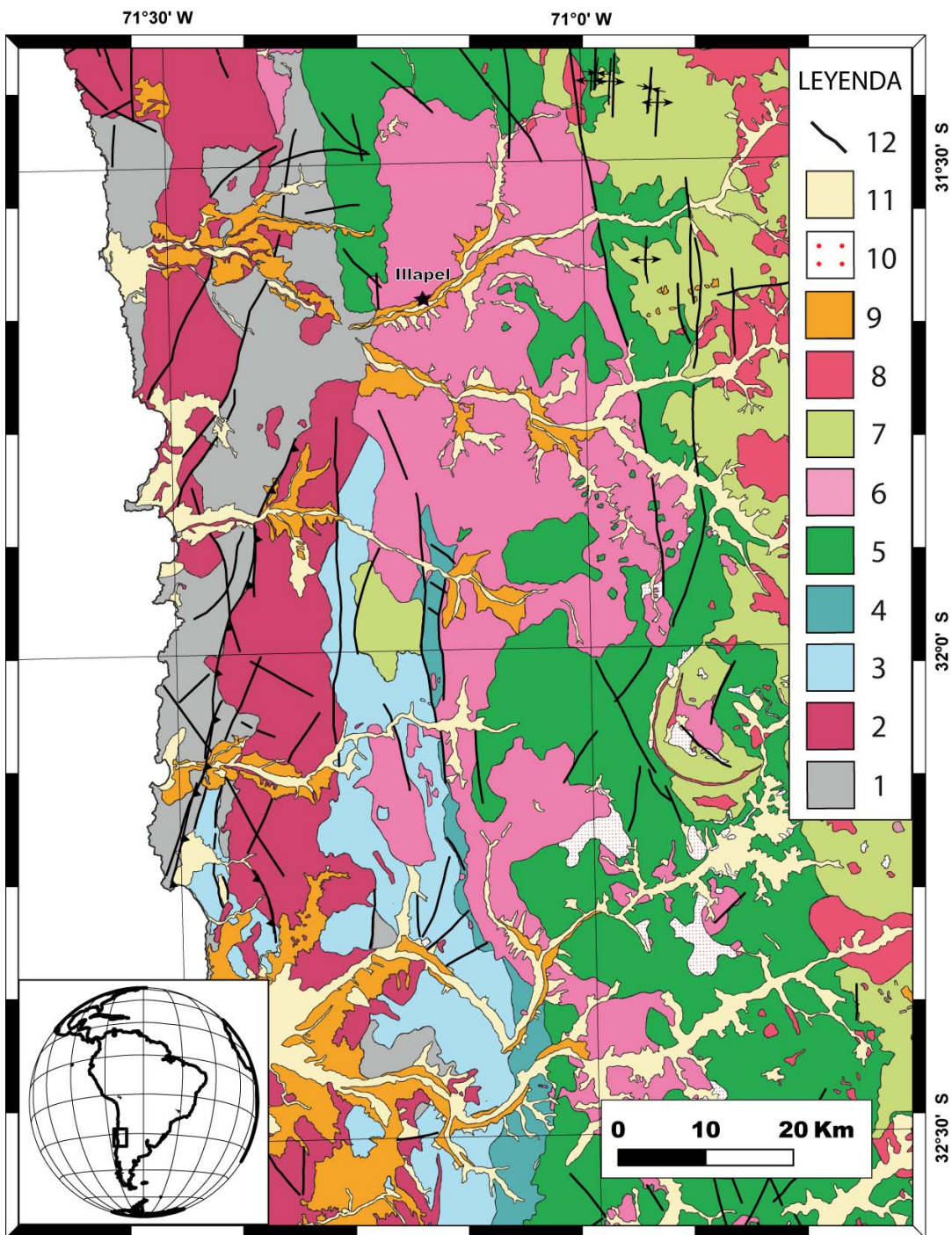


Figura 3.5: Mapa geológico regional de Chile central (31°30'-32°30' S) modificado y simplificado de las hojas 1:250.000 de Chile, Rivano *et al.* (1993) y Rivano y Sepúlveda (1991), mostrando las unidades geológicas que afloran. Leyenda: 1= Rocas estratificadas e ígneas del Paleozoico Superior y Triásico; 2= Rocas ígneas del Jurásico; 3= Rocas estratificadas del Jurásico; 4= Formación Lo Prado (Cretácico Inferior); 5= Rocas volcánicas y continentales del Cretácico Inferior; 6= Complejo Plutónico Illapel; 7= Rocas volcánicas y continentales del Cretácico Superior; 8= Rocas ígneas del Cretácico Superior; 9= Rocas volcánicas y continentales del Cenozoico; 10= Rocas con una fuerte alteración hidrotermal; 11= Depósitos no consolidados del Cuaternario; 12= Principales lineamientos.

Si se observa la distribución de los afloramientos de las rocas asociadas a actividad ígnea, desde el Jurásico en adelante, al menos entre los 31-33° S resulta obvia una progresiva disminución de la edad de dichas rocas hacia el este, tanto de las rocas extrusivas como de las intrusivas, lo que se ha interpretado como un desplazamiento del eje magmático hacia el oriente.

En el mapa de la Figura 3.6 se muestran sólo las franjas de rocas intrusivas para el Jurásico, Cretácico Inferior-Superior temprano, límite Cretácico Superior-Cenozoico y las del Cenozoico. Evidente es lo que se ha llamado la “migración del arco”, resultando en bandas de cuerpos ígneos con orientación N-S aproximadamente (al menos entre los 31-33°S). Las franjas del Jurásico y del Cretácico Inferior afloran en la Cordillera de la Costa, mientras que las franjas del Cretácico Superior y Cenozoico se encuentran emplazadas en la Cordillera Principal.

Como se puede observar, el conjunto de las rocas intrusivas cubre una parte importante de la superficie entre estas latitudes, aunque esto no quiere decir necesariamente que también constituyen una parte importante del volumen de corteza continental. Particularmente el Complejo Plutónico Illapel, miembro de la franja ígnea del Cretácico Inferior-Superior temprano, cubre una extensa superficie de poco más de 3.200 km².

Pareciese también que al sur de la localidad de Cabildo no es tan importante la presencia de estas rocas, sin embargo esta aparente disminución puede deberse a que hacia el sur estén cubiertos por depósitos no consolidados de la Depresión Central, la cual reaparece en esta latitud.

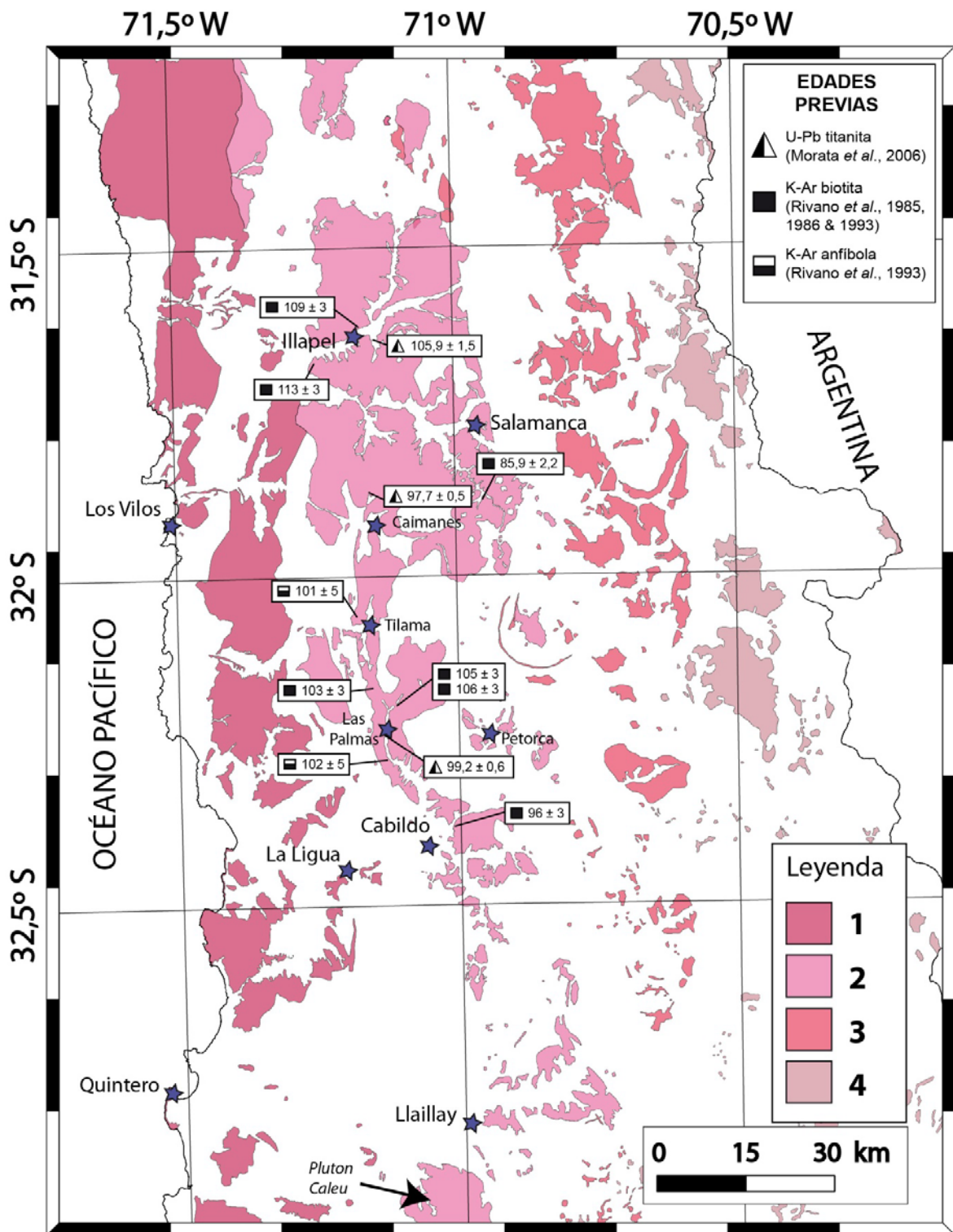


Figura 3.6: Distribución de las franjas magmáticas entre los 31°-33°S en Chile, donde también hemos incluido las principales localidades de la zona de estudio. De oeste a este: franja del Jurásico (1), Cretácico Inferior-Superior temprano (2), Cretácico Superior (3) y Cenozoico (4). Se han incluido también las principales edades previas al desarrollo del proyecto FONDECYT #1080468 (es decir, excluyendo las edades obtenidas por Morata *et al.* (2010) y las de Ferrando *et al.* (2014)).

Debido a lo extensa de la zona de estudiada y a la complejidad de la misma es que a continuación se describirán exclusivamente las unidades geológicas que se consideran más relevantes para nuestro análisis:

Complejo Plutónico Illapel (CPI)

El Complejo Plutónico Illapel (CPI), inicialmente definido como Superunidad Illapel (Rivano *et al.*, 1985) es un elemento distintivo de la geología entre los 31°25' y los 32°30' S, expuesta en un área mayor a 3.200 km² y que se encuentra emplazada principalmente en rocas intrusivas y volcánicas del Jurásico, y en rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Inferior (ver Figura 3.5).

Según Rivano *et al.* (1985) y Parada *et al.* (1999) los afloramientos del CPI se dividen en dos unidades: Chalinga (95% del total de afloramientos) y Limahuida (5% del total de afloramientos), que corresponden a granodioritas y tonalitas de anfíbol y biotita, y granodioritas y trondhjemitas respectivamente; y se habría emplazado a profundidades someras de 1,5–3,0 kbar (Parada *et al.*, 1988, 1999).

La existencia de secuencias de rocas metavolcánicas y metasedimentarias en su interior (en el sector nor-oriental del CPI), a modo de *roof pendant*, indicaría que aún es posible observar el techo de este complejo, o más bien de alguno de los pulsos que lo construyen.

Dataciones K-Ar realizadas en biotita entregaron preliminarmente un rango de edad de 113±3 Ma a 96±2 Ma (Rivano *et al.*, 1985), aunque nuevas determinaciones U-Pb realizadas en titanitas magmáticas por Morata *et al.* (2006) acotaron dicho intervalo entre los 105,9±1,5 y los 97,7±0,5 Ma (ver Figura 3.6).

Posteriormente, y durante el desarrollo del proyecto FONDECYT #1080468, se ha planteado la existencia de al menos cuatro pulsos magmáticos, definidos en base a geocronología de U-Pb en circones, geoquímica y petrografía (Morata *et al.*, 2010):

Unidad Máfica (UM)

Compuesta fundamentalmente de gabros y dioritas de edades entre $118,0 \pm 1,9$ y $115,7 \pm 2,0$ Ma (U-Pb en circones; Morata *et al.*, 2010) que aflora en la parte noroccidental del CPI. Además, durante el desarrollo de esta tesis se ha obtenido una nueva edad Ar-Ar en anfíbola *ca.* 113 Ma (ver detalles en Artículo: Ferrando *et al.* (2014); Capítulo 4), ampliando ligeramente el intervalo definido por Morata *et al.* (2010) para la edad de emplazamiento de esta unidad (ver Figura 3.17).

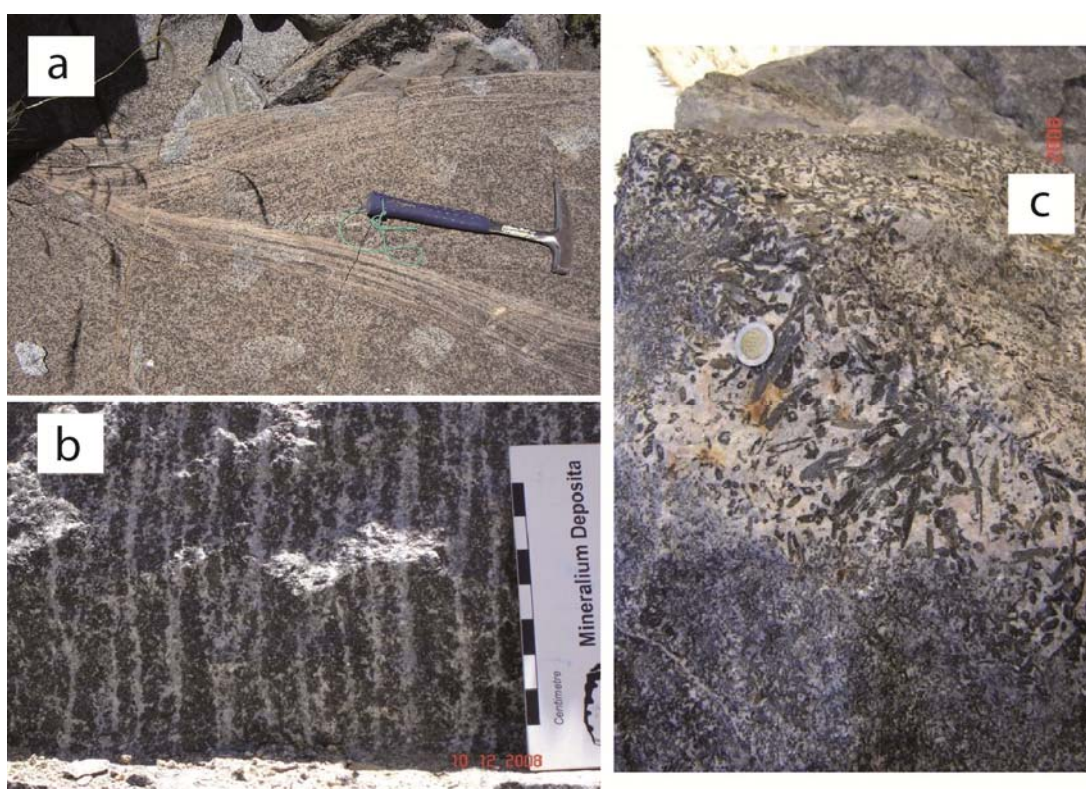


Figura 3.7: Aspecto de los afloramientos de los Gabros Bandeados La Cordadera. Es común encontrar sets de bandas cruzadas (a); dentro de un set de bandas paralelas, éstas no son continuas sino que tienden a "acuñarse" (b); y también es posible observar, localmente, pegmatitas bien desarrolladas, con cristales de anfíbola de hasta 8 cm (c).

Durante el desarrollo del proyecto FONDECYT, se han definido los **Gabros Bandeados La Cordadera**, en el extremo nor-oeste del CPI (Morata *et al.*, 2009), que pertenecerían a este evento magmático. Se trata de un cuerpo pequeño en comparación con el CPI, de forma ovoidal que cubre unos $0,3 \text{ km}^2$, emplazado en una secuencia volcánica de edad Cretácico Inferior, y

compuesto por gabros que presentan un llamativo bandeamiento, con distinta proporción entre plagioclasas y anfíbolas (ver Figura 3.7).

Además, al sureste de la zona en que se encuentran los Gabros Bandeados La Cordadera, por la carretera viajando hacia Illapel, es posible encontrar una zona altamente deformada afectando a rocas gabroicas y tonalíticas del CPI, a lo largo de al menos 100 m. Esencialmente esta presenta una deformación de tipo dúctil, aún cuando también se observa una superposición de deformación frágil. En terreno se estimó una orientación de la zona de cizalle dúctil: $N60^{\circ}E/45^{\circ}N$ aproximadamente, pero por otro lado en imágenes satelitales se observan lineamientos bien marcados en dirección $N20-30W$, al parecer subverticales: en terreno no pudimos reconocer estos lineamientos, si se trataba de otra componente de la zona de cizalle dúctil, un enjambre de diques u algún otro elemento.

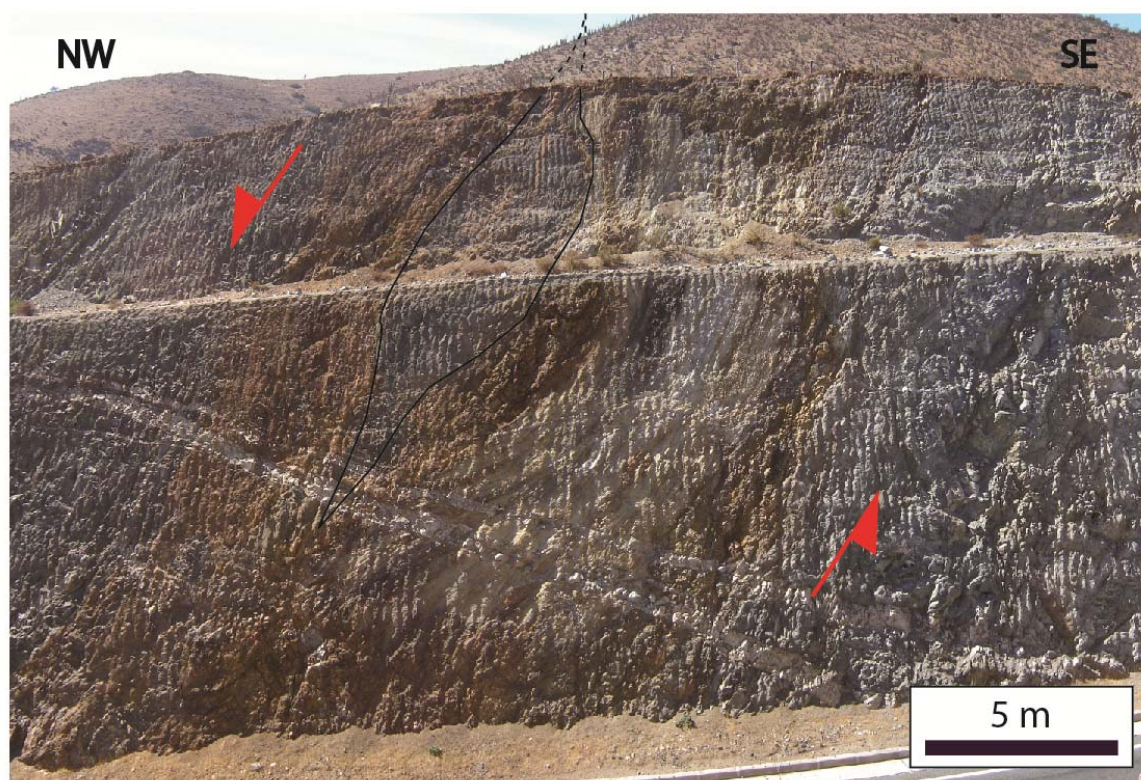


Figura 3.8: Vista general de una parte de la zona de cizalle reconocida, afectando a rocas gabroicas y tonalíticas del CPI. Llama la atención un mega-porfiroclasto con forma sigmoidal al centro de la fotografía.

Se pueden apreciar en esta zona de cizalle, a escala del afloramiento, distintos indicadores cinemáticos: porfiroclastos de tamaños variables (de hasta 5 m, ver Figura 3.8), porfiroblastos de tamaños milimétricos (principalmente cuarzo recristalizado), colas de tipo σ y δ de tamaños variables (de hasta varios centímetros) y estructuras tipo S-C, entre otras (ver Figura 3.9). Se requiere un estudio estructural más detallado de esta zona con tal de reconstruir la historia de deformación en esta zona de cizalle.

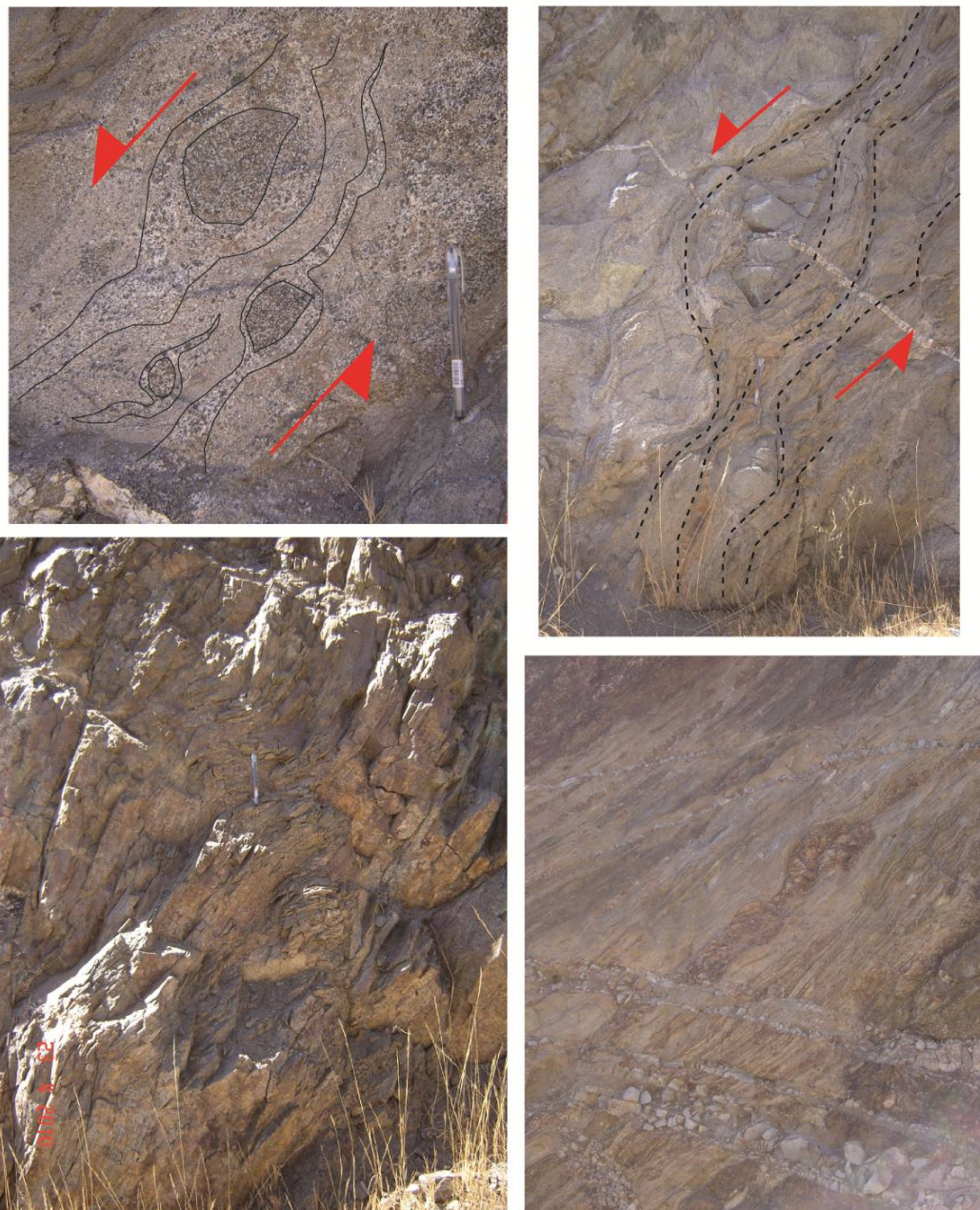


Figura 3.9: Fotografías mostrando distintas evidencias de la intensa deformación concentrada en esta zona de cizalle: porfiroblastos y porfiroclastos formando colas tipo δ , y clivajes tipo S-C.

Unidad Trondhjemítica (UT)

Compuesta por trondhjemitas y leucogranitos de edades entre $110,4 \pm 1,8$ y $109,7 \pm 1,5$ Ma (U-Pb en circones; Morata *et al.*, 2010) que se presentan como una banda N-S al centro-norte del CPI.

Las nuevas edades Ar-Ar obtenidas en este trabajo en el sector de la Quebrada Frutillar, al nor-oriente de la localidad de Las Palmas ("**Lóbulo Frutillar**"), indican una edad de emplazamiento *ca.* 108 Ma (ver detalles en Artículo: Ferrando *et al.*, 2014; Capítulo 4), que nos permite correlacionar los afloramientos allí expuestos con la Unidad Trondhjemítica definida por Morata *et al.* (2010).

Denominamos "Lóbulo Frutillar" a un cuerpo intrusivo de forma lobular, en planta, cortado a lo ancho por la Quebrada Frutillar (ver Figura 3.10). En esta quebrada, y a lo largo de casi 8 km, es posible observar muy buenos afloramientos de rocas graníticas: principalmente granodioritas y leucogranitos, pero también observándose localmente facies tonalíticas.

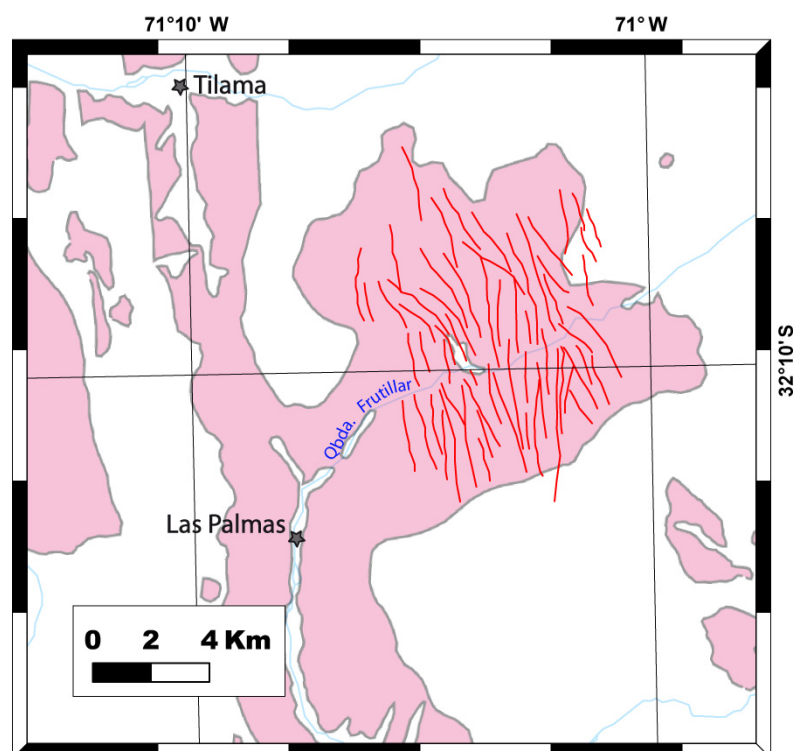


Figura 3.10: Mapa en donde se observa el CPI a la latitud de la localidad de Las Palmas, en donde las líneas rojas representan de manera esquemática el EDMF.

Las rocas expuestas a lo largo de la Quebrada Frutillar, se encuentran intruídas a su vez, por abundantes diques de composición máfica, con espesores no mayores a los 3 m y de texturas afaníticas a porfíricas, definiendo de esta forma al **Enjambre de Diques Máficos de Frutillar (EDMF)**. Un análisis más detallado del EDMF fue desarrollado por Hidalgo (2011), quién estudió los mecanismos involucrados en la construcción y emplazamiento de sus diques en base a perfiles composicionales, mineralógicos y de fábrica mineral y magnética (en dicho trabajo, los datos de ASM fueron obtenidos en este estudio; ver ANEXO C).

Hidalgo (2011) plantea que existirían dos familias de diques, unos sin-plutónicos y otros de origen post-plutónico, pero que las texturas de los diques estudiados son de origen ígneo (no tectónico) y revelan un flujo magmático subvertical.

No se realizó en este trabajo un análisis estrictamente estadístico de las orientaciones de estos diques, pero mediante análisis visual y tomando en cuenta la orientación medida de algunos diques, se puede concluir que estamos frente a un enjambre de diques más bien paralelos y de orientación aproximada de N20-30°W y principalmente subverticales (ver Figuras 3.11 y 3.12).

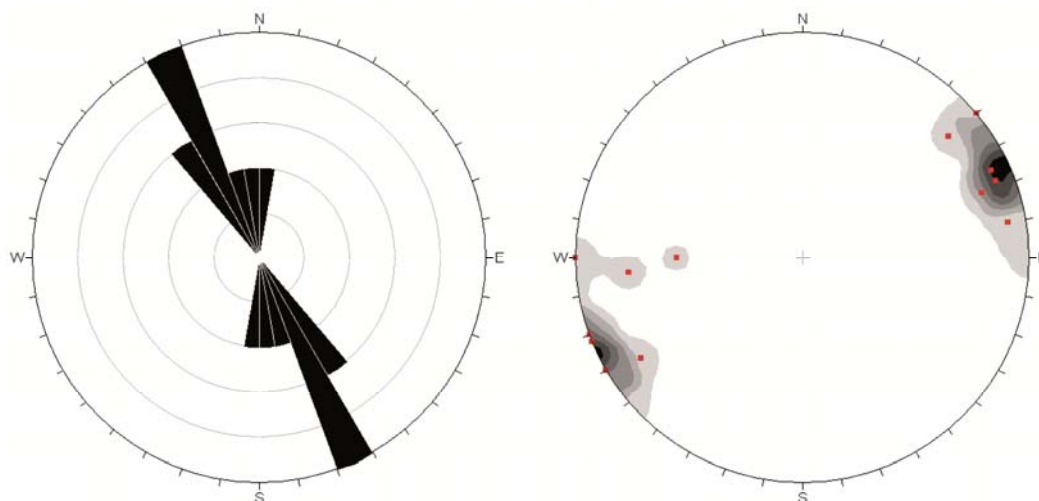


Figura 3.11: Orientación de 14 diques, pertenecientes al EDMF. A la izquierda la roseta con la distribución de los rumbos de éstos, a la derecha la red estereográfica mostrando la distribución de los polos de los diques.



Figura 3.12: Vista general de un afloramiento ubicado en un sector de la Quebrada Frutillar, donde se observan rocas granodioríticas intruídas por un enjambre de diques oscuros y subparalelos.

Unidad Tonalítica Principal (UTP)

Compuesta por tonalitas con distintas proporciones de enclaves máficos, de distintas formas y tamaños (Varas *et al.*, 2009; Varas, 2011), y de edades entre $102,4 \pm 1,5$ y $98,8 \pm 1,3$ Ma (U-Pb en circones; Morata *et al.*, 2010) que se puede apreciar bastante bien a lo largo de una franja N-S en el centro y sur del CPI, al menos entre las localidades de Caimanes y Cabildo.

En algunos sectores puntuales, se puede apreciar una abundante presencia de enclaves máficos microgranulares (**EMM**), y ocasionalmente se observan xenolitos de tamaños variables, desde centimétricos a métricos, compuestos principalmente por lavas tipo basálticas de color oscuro y textura mayoritariamente porfídica (ver Figuras 3.13 y 3.14).



Figura 3.13: Fotografías mostrando dos afloramientos con alta densidad de enclaves máficos, inmersos en un magma tonalítico. Detalle en el texto.

En terreno se puede apreciar que estos enclaves se encuentran inmersos en el magma tonalítico, dentro de “conductos” a distintas escalas: a veces bien restringidos (como el caso de lo observado en la fotografía derecha de la Figura 3.13), y en otros casos abarcando conductos de varios metros de ancho, que a veces muestran una disminución de la densidad de enclaves hacia sus bordes.

Incluso, en varios casos, es posible ver la orientación de estos flujos, tanto por la elongación de los enclaves y/o xenolitos como por una evidente orientación preferencial de los minerales pertenecientes a la tonalita (particularmente las anfíbolos), tal como se puede observar en las fotografías de la Figura 3.14.



Figura 3.14: Fotografías de un sector cercano a la localidad de Cabildo, mostrando xenolitos de roca encajante del CPI, inmersos en un flujo magmático tonalítico.

Por otra parte, la localidad de Tilama y sus alrededores, hace décadas es conocida por la presencia de canteras y minas artesanales de extracción de cristales de cuarzo, euhedrales y de tamaños variables de hasta varias decenas de centímetros, asociados principalmente a cristales de muscovita, de tamaños mucho menores. Éstas rocas pegmatíticas se presentan en terreno como una serie de afloramientos de formas elongadas, de hasta varias decenas de metros. En adelante llamaremos a estos: **Bolsones pegmatíticos de Tilama.**

Unidad Granodiorítica (UG)

Compuesta principalmente por granodioritas leucocráticas a mesocráticas, con una edad de $86,9 \pm 1,2$ Ma (U-Pb en circones; Morata *et al.*, 2010) en el borde oriental del CPI.

Es importante mencionar que esta unidad es la menos estudiada en esta tesis, con pocos puntos de observación y muestreo. No obstante, al sur de la localidad de Salamanca se pueden encontrar afloramientos bien expuestos como el de la Figura 3.15.

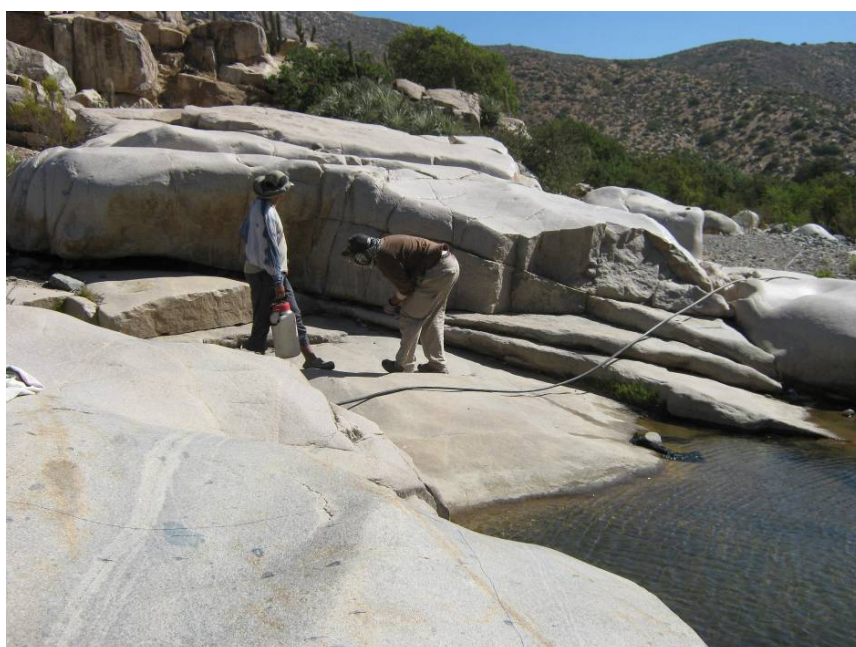


Figura 3.15: Fotografía que muestra un afloramiento de granodioritas de esta unidad, al sur de la localidad de Salamanca.

En la Figura 3.17 se hace una compilación de las edades que se han obtenido para el CPI (sin tomar en cuenta las edades K-Ar), pudiéndose observar una alta densidad de datos geocronológicos al menos para las tres unidades más antiguas que componen el CPI. Sin embargo, cabe destacar que la distribución de dichas unidades y sus contactos es aún poco clara. Más adelante en este trabajo (Capítulo 4 y 5), en combinación con los nuevos datos que se presentan, se intentará una aproximación a dicha distribución en un mapa geológico del CPI (aún cuando no tenemos mucha información del sector nor-oriental, tal como ya lo hemos mencionado).

Plutón Caleu

Varias decenas de kilómetros al sur del CPI, también en la Cordillera de la Costa y unos 40 km al noroeste de la ciudad de Santiago, se encuentra el Plutón Caleu (ver Figura 3.6). Este plutón es quizás el cuerpo intrusivo más estudiado de la franja magmática del Cretácico Inferior, al menos del centro y norte de Chile (Parada y Larrondo, 1999; Parada *et al.*, 2001; Parada *et al.*, 2002; Parada *et al.*, 2005a; Parada *et al.*, 2005b).

Se encuentra emplazado en potentes secuencias volcánicas y sedimentarias del Cretácico Inferior (formaciones Horqueta, Lo Prado, Veta Negra y Las Chilcas; de más vieja a más joven respectivamente), depositadas en una cuenca subsidente (Vergara *et al.*, 1995). Por otra parte, sus características geoquímicas e isotópicas (ver Figura 3.16) indican que proviene de una de las fuentes magmáticas más empobrecidas identificadas en los Andes Chilenos (Parada *et al.*, 1999) y que se asocia a un régimen tectónico regional de carácter extensional y a un adelgazamiento cortical (Vergara *et al.*, 1995).

Los datos isotópicos presentados por Morata *et al.* (2010) muestran una fuente levemente menos empobrecida que la del Plutón Caleu (ver Figura 3.16), pero sin duda coincidente con lo planteado en el párrafo anterior: valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ entre 0,70325 y 0,70369, y de ϵNd entre +5,6 y +4,2 para los 3 pulsos más antiguos.

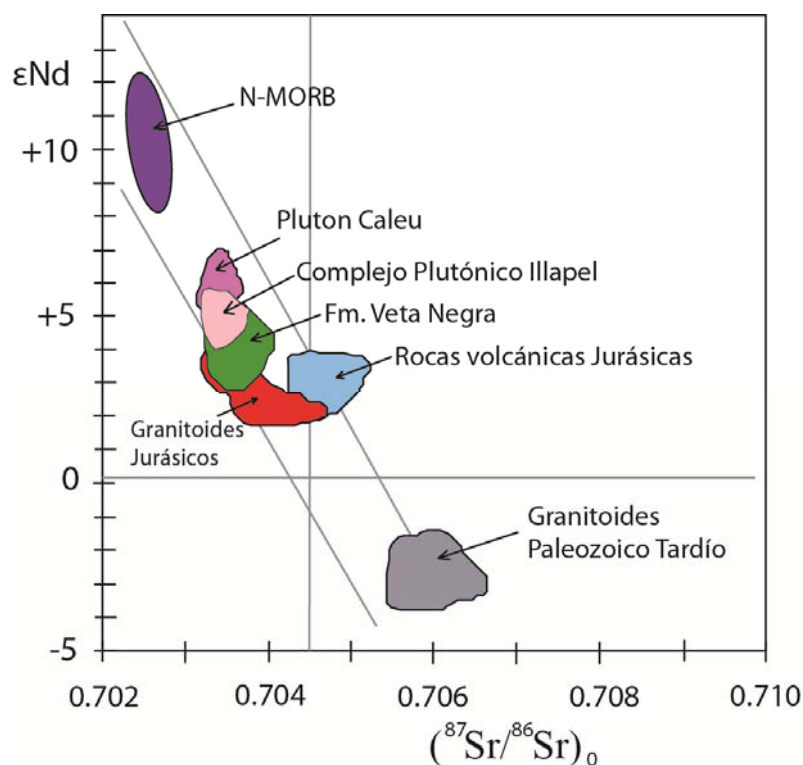


Figura 3.16: Gráfico que compara la firma isotópica del CPI con rocas volcánicas e ígneas del Paleozoico Superior al Cretácico Inferior. Modificado de Parada *et al.* (2005a), en base a los datos publicados por Morata *et al.* (2010).

En cuanto a los datos geocronológicos (ver Figura 3.17), el Plutón Caleu se habría emplazado en un período posterior a los 3 pulsos más viejos que conforman el CPI, pero antes que el pulso más joven de éste (Unidad Granodiorítica), según los resultados de geocronología U-Pb y Ar-Ar obtenidos por Parada *et al.* (2005a). Además, si bien el Plutón Caleu es un cuerpo intrusivo mucho más acotado (en cuanto extensión areal) y que se emplaza en un intervalo más restringido de tiempo en comparación con el CPI, llama la atención su variedad composicional: gabros, dioritas, tonalitas y granodioritas. Sin embargo, las rocas que componen cada uno de los pulsos magmáticos que conforman el CPI parecieran ser bastante más homogéneas composicionalmente.

Parada *et al.* (2005a) han planteado que el emplazamiento de éste (*ca.* 97-94 Ma) ocurrió en condiciones extensionales al menos hasta los 94 Ma, en que se registra un evento de rápida exhumación (deducido a partir de su historia termal), probablemente asociado a un cambio en las condiciones tectónicas de extensionales a compresionales.

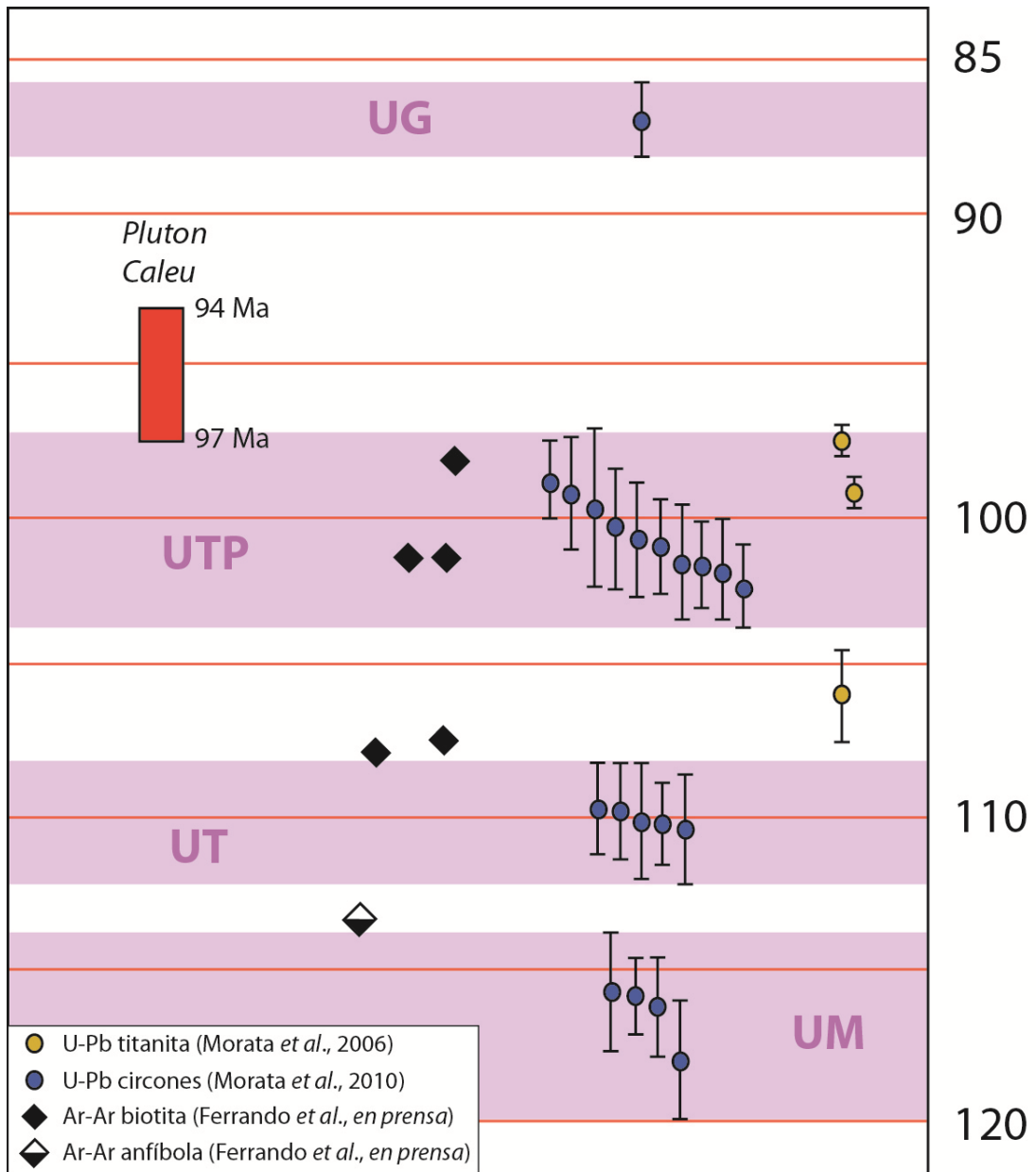


Figura 3.17: Compilación de edades del CPI, donde aparecen las edades U-Pb de Morata et al. (2006, 2010) y las edades Ar-Ar obtenidas en este trabajo (cuyo error es muy pequeño, por lo que las barras de error no se alcanzan a notar). Se han incluido, en franjas rosas, los intervalos de edades para las distintas unidades definidas por Morata et al. (2010), así como el intervalo de edades obtenidas para el Pluton Caleu (Parada et al., 2005a).

Roca caja del CPI

Como ya mencionáramos anteriormente, el CPI se encuentra emplazado principalmente en rocas intrusivas y volcánicas del Jurásico, y en rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Inferior (ver Figura 3.5). Sin embargo, a la latitud de la ciudad de Illapel, es posible observar al CPI intruyendo a una secuencia sedimentaria del Triásico (Formación El Quereo) en el sector del Puente Confluencia (ver Figura 3.18).

Hacia el sur de la localidad de Caimanes, el CPI se encuentra emplazado en secuencias sedimentarias marinas hacia su borde occidental (Formación Lo Prado) y en secuencias volcánicas hacia su borde oriental (Formación Veta Negra) (Ver Figura 3.18).

Si bien el CPI se encuentra en contacto con muchas otras unidades geológicas, en esta sección solamente haremos una breve revisión de una parte de ellas, particularmente de las secuencias sedimentarias y volcánicas que han sido muestreadas en este trabajo. Además, hay que mencionar que no existen muchos estudios de la geología regional de la zona, y que aún existen muchas incongruencias y problemas no resueltos en cuanto a la estratigrafía del área de estudio.

En la Figura 3.18, se han agregado también las principales estructuras regionales, las que se han modificado de Rivano y Sepúlveda (1991) y de Rivano *et al.* (1993): el Sistema de Falla de Silla del Gobernador se ha puesto como una gran falla inversa tomando en cuenta lo planteado por Arancibia (2004), y así mismo la Falla Millahue se ha reinterpretado como inversa ya que la asociamos a la anterior. Las Fallas Manquegua, Limpo y Pupio, se mapean como normales, aún cuando planteamos la posibilidad de que presenten cierto grado de inversión.

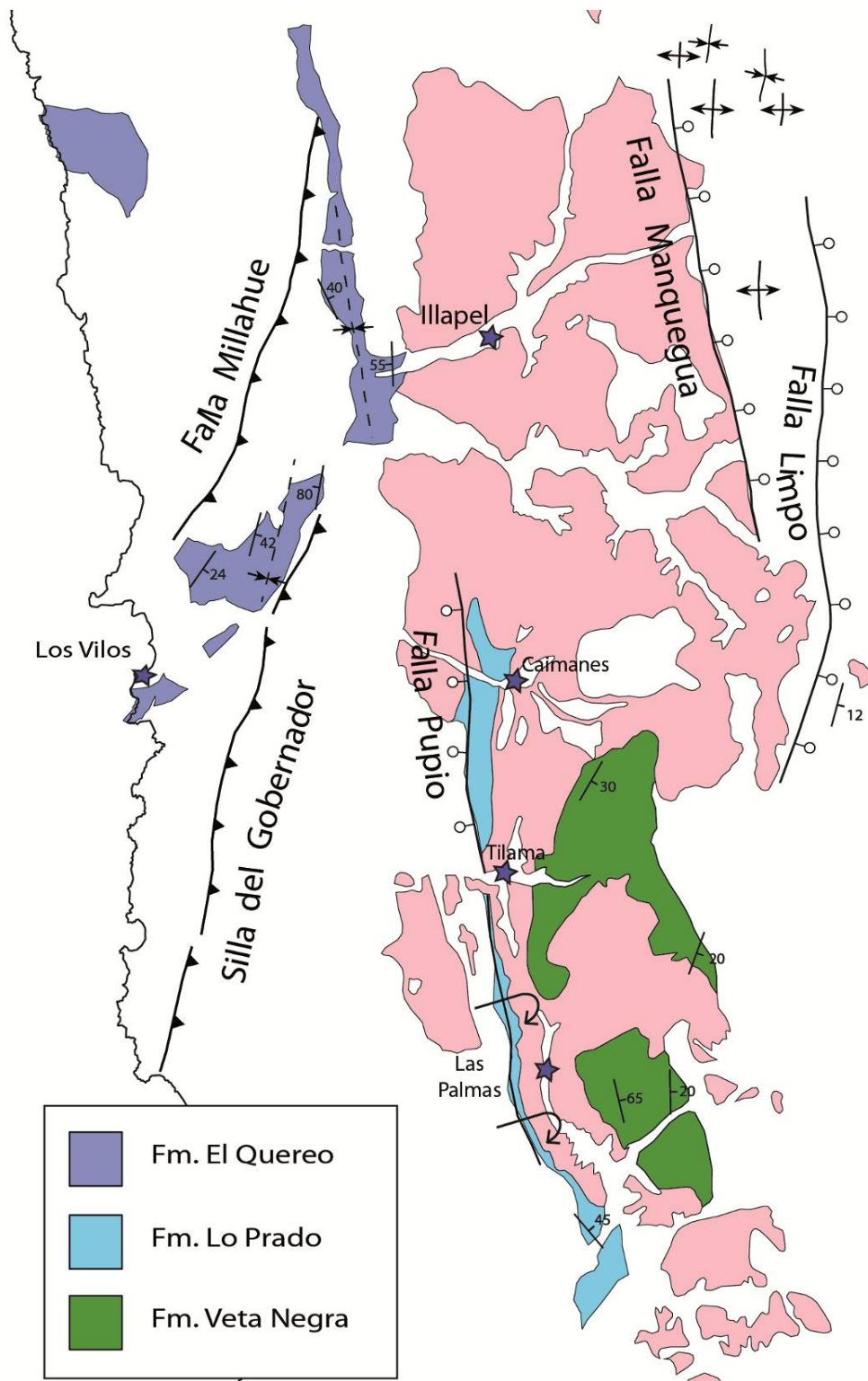


Figura 3.18: Mapa geológico simplificado mostrando el CPI y unidades de su roca caja muestreadas en este estudio. Se muestran también los rasgos estructurales principales (mayor detalle en el texto).

Formación El Quereo

Unidad sedimentaria definida por Cecioni y Westermann (1968) en el sector costero al sur de Los Vilos, en donde sobreyace discordantemente a secuencias sedimentarias del Paleozoico (Formación Arrayán). Es intruída por rocas Jurásicas y del Cretácico Inferior (CPI), y en vista de su contenido fosilífero se le ha asignado una edad Triásico Inferior-Superior bajo (Rivano y Sepúlveda, 1991).

Compuesta por conglomerados, grauwacas, areniscas feldespáticas, lutitas y areniscas conglomerádicas, que se habrían depositado en un ambiente transicional a marino (Muñoz Cristi, 1942; Rivano y Sepúlveda, 1991). El carácter terrígeno del material clástico (cuarzo predominante, feldespato secundario), sugiere una proveniencia de orógeno reciclado a arco magmático erodado a transicional, con una importante proveniencia plutónica (Rivano y Sepúlveda, 1991).

En sus afloramientos ubicados desde Los Vilos hacia el NNE, que forman una franja entre los sistemas de falla de Millahue y Silla del Gobernador, se puede inferir que éstos forman un pliegue sinclinal asociado, probablemente, a la actividad de los sistemas de falla mencionados (ver Figura 3.18).

Formación Lo Prado

Unidad sedimentaria marina y volcánica que consiste en una secuencia marina batial cubierta por ignimbritas interestratificadas con rocas sedimentarias litorales y continentales. Se dispone en pseudo-concordancia (Piráces, 1976; Nasi, 1981), en discordancia (Vergara *et al.*, 1995), en aparente concordancia (Gana *et al.*, 1996) sobre la Formación Horqueta o sobre granitoides del Cretácico Inferior y es cubierta en concordancia por la Formación Veta Negra y localmente por la Formación las Chilcas (Wall *et al.*, 1996).

Las lavas de Formación Lo Prado son andesitas y andesitas basálticas porfíricas desde shoshoníticas hasta altas en K, y tienen alto contenido de Al_2O_3 y bajo de MgO con razón de Sr inicial bajos, indicando para ese tiempo la existencia de una cuenca de antearco con una fuerte extensión cortical (Morata y Aguirre, 2003; Parada *et al.*, 2005a).

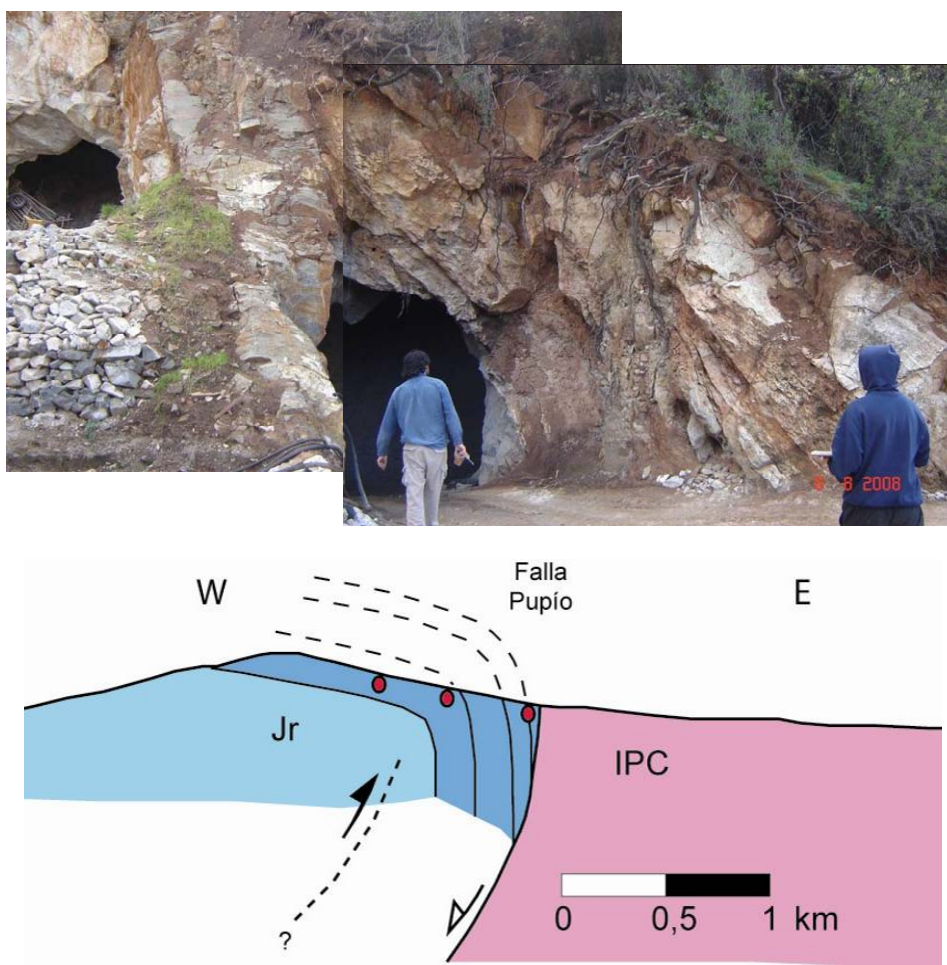


Figura 3.19: En la fotografía superior se puede observar una secuencia de calizas y areniscas de la Formación Lo Prado en los alrededores de la localidad de Las Palmas, inclinadas hacia el E, de las que se extrae mármol. En la parte inferior se muestra un perfil esquemático de la deformación observada en la secuencia de calizas en la misma localidad. Los círculos rojos son sitios de muestreo paleomagnético de la secuencia de calizas.

Su asociación faunística cronoestratigráficamente más relevante corresponde a bivalvos y ammonites, que en conjunto señalan el intervalo Berriasiano-Hauteriviano (Nasi, 1981). Esta

edad se corrobora con la edad plateau de 132 Ma obtenida en plagioclasa de un dique mineralizado del yacimiento El Soldado (32°38'S), varios kilómetros más al sur, que Boric y Munizaga (1994) asignaron al volcanismo de esta formación.

En general, se observa en esta unidad una extensa aureola de contacto (de varios cientos de metros) y zonas de alteración hidrotermal que hospedan principalmente mineralización estratiforme de cobre (asociadas a mantos de calizas) y yacimientos de caliza (Wall *et al.*, 1996). Su potencia aumenta hacia el sur junto con el aumento en la proporción de los depósitos volcánicos y la disminución de rocas calcáreas en su base.

En el área de estudio, esta formación comprende una secuencia principalmente sedimentaria que se encuentra altamente deformada, formando un anticlinal volcado con vergencia hacia el este (ver Figura 3.19) y en contacto con tonalitas del CPI de aproximadamente 100 Ma (Morata *et al.*, 2010). En el esquema de la Figura 3.19 se plantea la importancia de la Falla Pupío en cuanto su rol en la apertura de la cuenca de la Formación Lo Prado así como en la deformación observada actualmente, y que podría estar asociada al cierre o inversión de esta cuenca.

Formación Veta Negra

Unidad volcánica que consiste en una gruesa pila de flujos básicos a intermedios, tipo "ocoítas" (ver Figura 3.20), con intercalaciones sedimentarias subordinadas, emplazados en un ambiente continental. La morfología de estos flujos "ocoíticos" fue descrita por Åberg *et al.* (1984) como '*flood basalts*'. Se dispone concordantemente sobre la Formación Lo Prado y su contacto superior con la Formación Las Chilcas ha sido descrito como discordante (Levi, 1968) y concordante (Thomas, 1958).

En base a sus relaciones estratigráficas, se le asigna una edad Barremiano-Albiano, consistente con la edad Hauteriviana de la Formación Lo Prado, y es intruída en su parte superior por granitoides de edades cercanas a los 90 Ma (Morata *et al.*, 2010). Edades radiométricas realizadas

en plagioclasas de ocoítas, han datado el volcanismo entre 105 Ma (K-Ar; Vergara y Drake, 1979) y 119 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Aguirre *et al.*, 1999; Fuentes *et al.*, 2005).



Figura 3.20: Fotografías que muestra el aspecto típico de los afloramientos de la Formación Veta Negra en la zona de estudio. En la fotografía superior, una secuencia volcano-sedimentaria manteniendo hacia el NE en 30° aproximadamente. La fotografía inferior destaca el aspecto porfirico ("ocoítico") de algunas coladas de andesitas-basálticas de esta formación.

En la zona de estudio se encuentra intruída por el Complejo Plutónico Illapel, pero a diferencia de lo que ocurre con la Formación Lo Prado, no se encuentra tan deformada y tampoco se observa un gran metamorfismo de contacto, aunque si existen zonas de gran alteración hidrotermal que podrían estar asociadas al emplazamiento del CPI, particularmente en las zonas altas de la

quebrada Frutillar. En general se dispone formando un homoclinal manteniendo hacia el este (ver Figura 3.20), aunque hacia el sureste de la localidad de Las Palmas se observa bastante inclinada en las proximidades de su contacto con el CPI (ver Figura 3.18).

Evolución tectónica de la zona de estudio

Para el período de tiempo comprendido entre el Cretácico Inferior y el Cretácico Superior bajo, han sido propuestos diversos modelos paleogeográficos en Chile central. En estos modelos la génesis de los productos volcánicos y el metamorfismo de muy bajo grado que los afecta, han sido asociados a una cuenca marginal abortada de tras-arco (Levi y Aguirre, 1981; Åberg *et al.*, 1984) o bien a un par de cuencas, una de intra-arco y otra de tras-arco (Charrier y Muñoz, 1994; Vergara *et al.*, 1995), ambas con altas tasas de subsidencia. Las lavas de Formación Lo Prado son andesitas y andesitas basálticas porfíricas desde shoshoníticas hasta altas en K, y tienen alto contenido de Al_2O_3 y bajo de MgO, con razones de Sr inicial bajas, indicando para dicho período la existencia de una cuenca de antearco con una fuerte extensión cortical (Morata y Aguirre, 2003; Parada *et al.*, 2005a). Además, las bajas razones de Sr inicial de los granitoides del Cretácico Inferior en Illapel (ver Figura 3.16) indican que la mayoría de los magmas parentales vendrían directamente del manto superior, casi sin influencia de corteza continental (Parada *et al.*, 1999). Es así que para el Cretácico Inferior, mientras se emplazaba el CPI y el Plutón Caleu, se considera que en Chile central prevalecieron condiciones regionales extensionales, tanto por los datos geoquímicos como por los enormes espesores de los depósitos del arco volcánico, de los sedimentos de trasarco y de antearco (Charrier *et al.*, 2007).

Por otro lado, parte del magmatismo del Cretácico Inferior es coincidente con una baja tasa de expansión oceánica en el Pacífico Sur (5 cm/año), durante el intervalo comprendido entre los 125-110 Ma (Larson y Pitman, 1972), y las condiciones extensionales se han atribuido a un ascenso del manto astenosférico, produciéndose atenuación cortical, subsidencia y volcanismo de arco bimodal (Aguirre *et al.*, 1989). Sin embargo durante el Cretácico medio, un importante aumento de las tasas de erosión/exhumación toma lugar, lo cual queda en parte registrado por depósitos de grano grueso del Cretácico Superior, consecuencia de las altas tasas de erosión de

las unidades volcanosedimentarias alzadas del Jurásico-Cretácico Inferior (e.g., Formación Las Chilcas *sensu* Vergara *et al.* (1995), ya que trabajos como Godoy *et al.* (2006), Martínez-Pardo *et al.* (1994) y Wall *et al.* (1999), asignan dicha formación al Cretácico Inferior).

La rápida exhumación de las rocas ígneas del Paleozoico, Jurásico y Cretácico Inferior, que conforman la Cordillera de la Costa en Chile central (27-34°S), ha sido documentada por edades de trazas de fisión. Dichos datos sugieren que las rocas plutónicas del Cretácico Inferior cruzaron la zona de trazas de fisión del apatito (80-125°C) entre los 110–88 Ma (Parada y Larrondo, 1999; Gana y Zentilli, 2000; Parada *et al.*, 2001; Wilson *et al.*, 2003; Parada *et al.*, 2005a), marcando el comienzo del alzamiento de la Cordillera de la Costa, con el consecuente cierre ("inversiones") de cuencas, engrosamiento cortical y cese de la subsidencia.

Además, en el segmento más occidental de la Cordillera de la Costa a los 32°S, al oeste del CPI, Arancibia (2004) documentó la actividad compresiva del Sistema de Falla de Silla del Gobernador (ver Figura 3.18). En esta zona observó deformación por cizalle tanto dúctil como cataclástica en una zona de cizalle de orientación NNE-SSW, afectando a rocas sedimentarias del Paleozoico y a rocas volcánicas e intrusivas del Triásico-Jurásico Inferior, y cuyo análisis cinemático indicaría un régimen compresional (o transpresional) con acortamiento cortical en dirección NWW-SEE. Mediante la datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de minerales formados durante la deformación dúctil (mica blanca y biotita), Arancibia (2004) ha constreñido dicho evento de deformación a los 100 Ma (aproximadamente), en concomitancia con las altas tasas de exhumación descritas previamente. De esta manera, el Sistema de Falla de Silla del Gobernador (SFSG) registraría el cambio en el régimen tectónico de extensional a compresional ocurrido durante el Cretácico "medio" (ver Figura 3.21).

En concordancia con la idea de un cambio en el régimen tectónico durante el Cretácico medio, Somoza y Zaffarana (2008) plantean que un evento compresivo puede correlacionarse con la aceleración del movimiento de Sudamérica hacia el oeste según constatan sus modelos predictivos en un período *c.* 95 Ma. En el mismo período habría comenzado el desarrollo de las fajas plegadas y corridas del Agrío y del Aconcagua (Mpodosis y Ramos, 1989; Ramos y

Aleman, 2000). Sin embargo, la edad exacta en que el evento compresivo principal ocurrió no está bien definida, y perfectamente podría ser más joven que 95 Ma (Cobbold *et al.*, 2007).

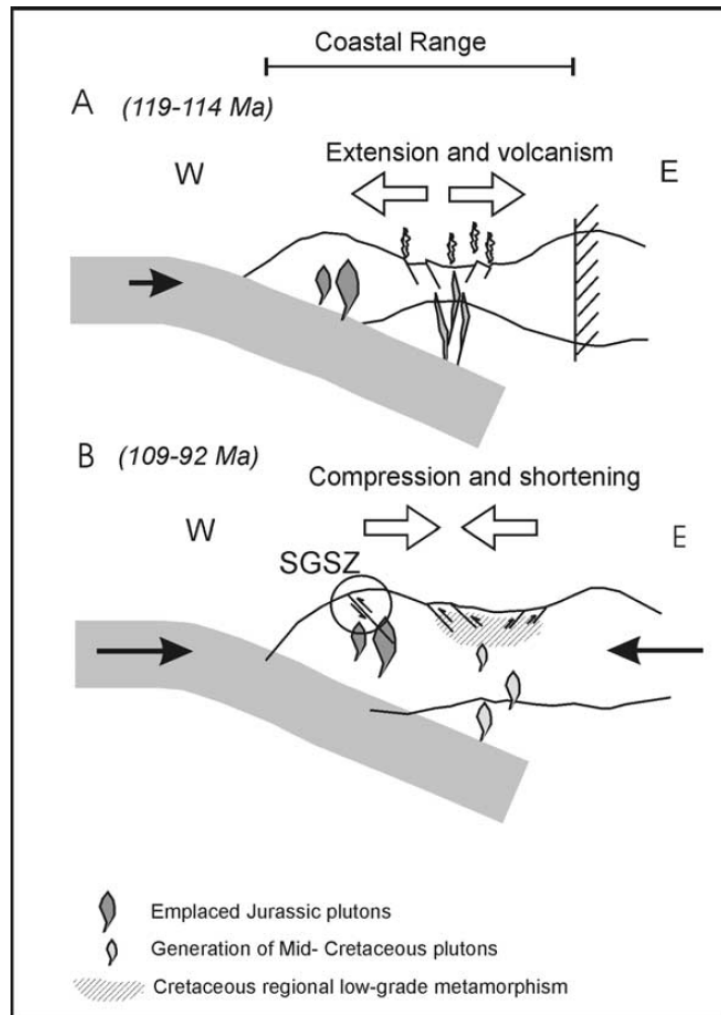


Figura 3.21: Secciones esquemáticas a los 32°S de Arancibia (2004) indicando el cambio de régimen tectónico del Cretácico medio. (A) Régimen predominantemente extensional con apretura de las cuencas del Cretácico Inferior; (B) Régimen compresivo relacionado al cierre de cuencas y al aumento de las tasas de exhumación y alzamiento.

4. PROPIEDADES MAGNÉTICAS DEL CPI

En el presente capítulo se dan a conocer el resultado de los análisis de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) que se realizaron en muestras del Complejo Plutónico Illapel (CPI). Los principales datos obtenidos se dan a conocer en el ANEXO A.

Posteriormente en este Capítulo, en el artículo Ferrando *et al.* (2014), se combinan estos últimos con los resultados de los análisis de las direcciones características del CPI y su roca caja.

4.1 ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DEL COMPLEJO PLUTÓNICO ILLAPEL

Los datos geocronológicos del CPI (Morata *et al.*, 2006; Morata *et al.*, 2010; Ferrando *et al.*, 2014), indican que está compuesto por al menos 4 pulsos magmáticos discretos (ver Figura 3.17), a los cuales ya hemos hecho una revisión en el Capítulo 3 (Marco Geológico). Sin embargo, no se tenían muchas claridades acerca de la distribución en superficie de estas unidades. Luego, tomando en cuenta las propiedades magnéticas del CPI (particularmente la magnitud de la susceptibilidad magnética) y las observaciones de terreno, proponemos un mapa del CPI dividido en sus cuatro unidades intrusivas (ver Figura 4.1), cuyos contactos lejos de ser nítidos y abruptos, son más bien irregulares y "crípticos".

Lamentablemente, el total de 69 sitios paleomagnéticos con los que contamos, no se encuentran distribuidos homogéneamente (ver Figura 4.1), sino que más bien se encuentran concentrados particularmente en la zona sur del CPI, entre las localidades de Caimanes y Cabildo. Así mismo, una porción importante de los datos se encuentran en la Unidad Tonalítica Principal y en los afloramientos a lo largo de la quebrada Frutillar, pertenecientes a la Unidad Trondhjemítica (ver Figura 4.1).

Cabe mencionar nuevamente, que hay sectores importantes dentro del CPI de los que no se tienen datos, y consistentemente con ello, hay unidades intrusivas que probablemente no estén bien mapeadas. Es el caso de la Unidad Máfica y de la Unidad Granodiorítica (ver Figura 4.1).

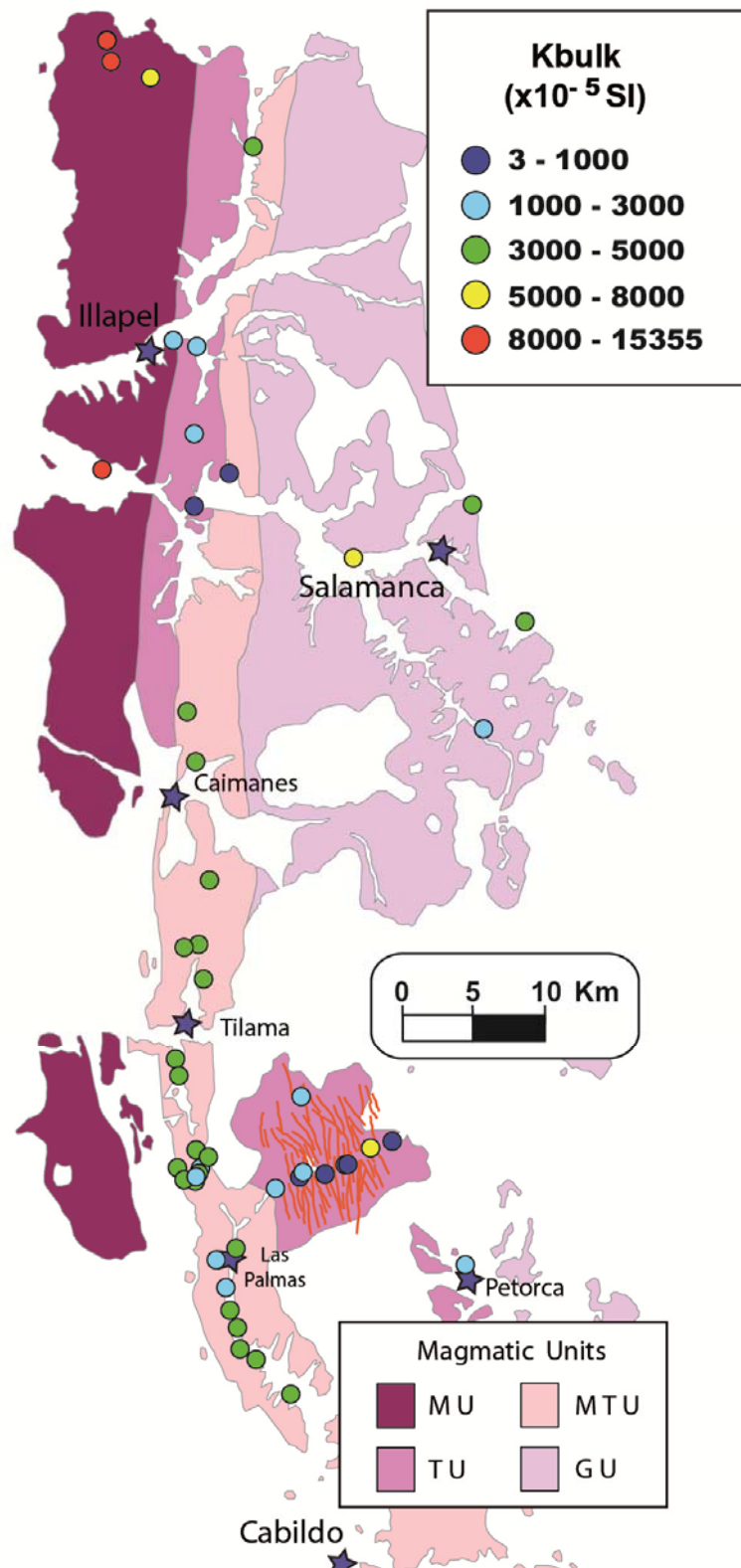


Figura 4.1: Magnitudes de la susceptibilidad magnética, en escala de colores, para los sitios estudiados. MU: Unidad Máfica; TU: Unidad Trondhjemítica; MTU: Unidad Tonalítica Principal; GU: Unidad Granodiorítica.

Susceptibilidad magnética del CPI

Con respecto a las magnitudes de la susceptibilidad magnética (Figura 4.1), las rocas intrusivas del CPI presentan valores dentro de un rango bastante amplio, que varían entre 0 y 16.000 [$\times 10^{-5}$ SI]. Se ha corroborado que mientras más máfica es la roca muestreada, más alto es su valor de susceptibilidad: algunas muestras de gabros de la Unidad Máfica (de los sitios MR18, MR63N y MR63S por ejemplo) presentan susceptibilidades que alcanzan los 20.000 [$\times 10^{-5}$ SI], y en el otro extremo, muestras de trondhjemitas (sitio MR65) tienen susceptibilidades casi nulas, alrededor de 5 [$\times 10^{-5}$ SI].

En definitiva, destacan los siguientes resultados respecto de las magnitudes de la susceptibilidad magnética y las correspondientes unidades intrusivas del CPI (ver Figura 4.1):

- Los sitios de la **Unidad Máfica** tienen valores de susceptibilidad magnética generalmente mayores a 8.000 [$\times 10^{-5}$ SI], en correspondencia con sus características litológicas. Es importante destacar, que en el sector norte de esta unidad se tienen más sitios de los que se observan en el mapa, a los que solamente se les pudo calcular su magnitud de la susceptibilidad magnética mediante la medición en porciones de muestra (generalmente se dividían las muestras por la mitad), ya que los susceptibilímetros tienen un límite de detección de aproximadamente 10.000 [$\times 10^{-5}$ SI]. Por esa razón es que no se pudo medir correctamente el tensor de ASM.
- Los sitios de la **Unidad Trondhjemítica** poseen bajos valores de susceptibilidad magnética, generalmente menores a 3.000 [$\times 10^{-5}$ SI], y con varios sitios bajo los 1.000 [$\times 10^{-5}$ SI], llegando a ser casi nula en algunas muestras.
- Los sitios de la **Unidad Tonalítica Principal** presentan una susceptibilidad magnética bastante homogénea, con valores generalmente en el rango 3.000-5.000 [$\times 10^{-5}$ SI]. Sólo unos pocos sitios muestran valores menores a 3.000 [$\times 10^{-5}$ SI].

- Los sitios de la **Unidad Granodiorítica** presentan una susceptibilidad magnética variable en el rango 1.400-5.300 [$\times 10^{-5}$ SI]..

Las susceptibilidades magnéticas por sobre 50 [$\times 10^{-5}$ SI], nos indican que minerales ferromagnéticos predominan por sobre los paramagnéticos (Bouchez, 1997). En nuestro caso de estudio, estamos en presencia casi exclusiva de magnetita y titanomagnetitas pobres en Ti según lo indican los experimentos realizados en muestras pertenecientes a las distintas unidades y analizados en el artículo presentado más adelante en este capítulo (Temperatura de Curie y Magnetización Remanente Isotermal o IRM).

Las bajas susceptibilidades en algunas muestras, especialmente en rocas leucocráticas de la Unidad Trondhjemítica, nos indicarían el dominio de minerales paramagnéticos como biotita y anfíbolos. Esta mineralogía sería de origen primaria, aunque al oriente de la localidad de Las Palmas, a lo largo de la quebrada Frutillar, estamos ante la presencia de mineralogía secundaria (sobre todo en diques se observa magnetita, según lo indican experimentos de Curie), evidenciada por una leve alteración de estas rocas, con la presencia de abundante epidota en varios afloramientos del sector. En el artículo que se presentará más adelante, se concluye que esta alteración tiene que haber sido coetánea o por lo menos no mucho después que el emplazamiento de este pulso magmático, ya que la remanencia magnética observada en estos sitios es exactamente la misma que la observada en el resto de los sitios del CPI, y además, mediante la presentación de nuevos antecedentes geocronológicos ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) se descarta la existencia de un evento termal posterior al emplazamiento de dicha unidad.

Grado de anisotropía del CPI

En cuanto a la magnitud de la anisotropía de la susceptibilidad magnética de los sitios analizados, se puede observar que, en general, tanto las foliaciones como las lineaciones magnéticas se observan bastante variables, aunque no sobrepasan el 15%. De hecho, las lineaciones no superan el 8% y las foliaciones se concentran bajo el 15% aunque unos pocos sitios presentan mayores valores. Ello resulta en que los grados de anisotropía no superen el 20% salvo unas pocas excepciones.

Luego, respecto de las magnitudes de los parámetros que definen la anisotropía de susceptibilidad magnética y las correspondientes unidades intrusivas del CPI (ver Figura 4.2, 4.3, 4.4 y 4.5):

- Los sitios de la **Unidad Máfica** tienen valores de grado de anisotropía generalmente mayores a 12%, en donde la foliación magnética es la mejor definida, con valores usualmente mayores al 10%. No obstante, los resultados obtenidos para el sitio LC26 sobrepasan dichos rangos, ya que en este sitio hemos obtenido cerca de un 36% de foliación y un 41% de grado de anisotropía. Cabe destacar que este sitio se encuentra muy próximo a una zona de deformación dúctil, la cual hemos caracterizado en el Capítulo 3 (Marco Geológico). Además, sólo un sitio destaca en cuanto a la magnitud de la lineación, alcanzando un valor cercano a 8%, mientras el resto no sobrepasa el 5%.
- Los sitios de la **Unidad Trondhjemítica** poseen valores del grado de anisotropía variables entre 0,4% y 8,0%, así como la foliación magnética que varía entre 0,1% y 10,0%. El grado de lineación magnética se presenta bajo, usualmente menor a 1%. Por otro lado, aparentemente no existe ninguna relación entre las magnitudes de estos parámetros y la distribución espacial de los sitios muestreados.
- Los sitios de la **Unidad Tonalítica Principal** presentan un grado de anisotropía variable, aunque usualmente en el intervalo entre 5,0% y 12,0%. Así mismo, la foliación magnética también es variable en un amplio rango, entre casi nula hasta un 17%. La lineación magnética, igual de variable, apenas llega a un 7%. Llama la atención en este caso, que algunos sectores que presentan los mayores valores de lineación (>3%) coinciden con zonas en donde hay mayor densidad de enclaves.
- Los sitios de la **Unidad Granodiorítica** presentan un grado de anisotropía variable, de hasta 8%, con valores de foliación y lineación magnética que no superan el 7% y el 3%, respectivamente.

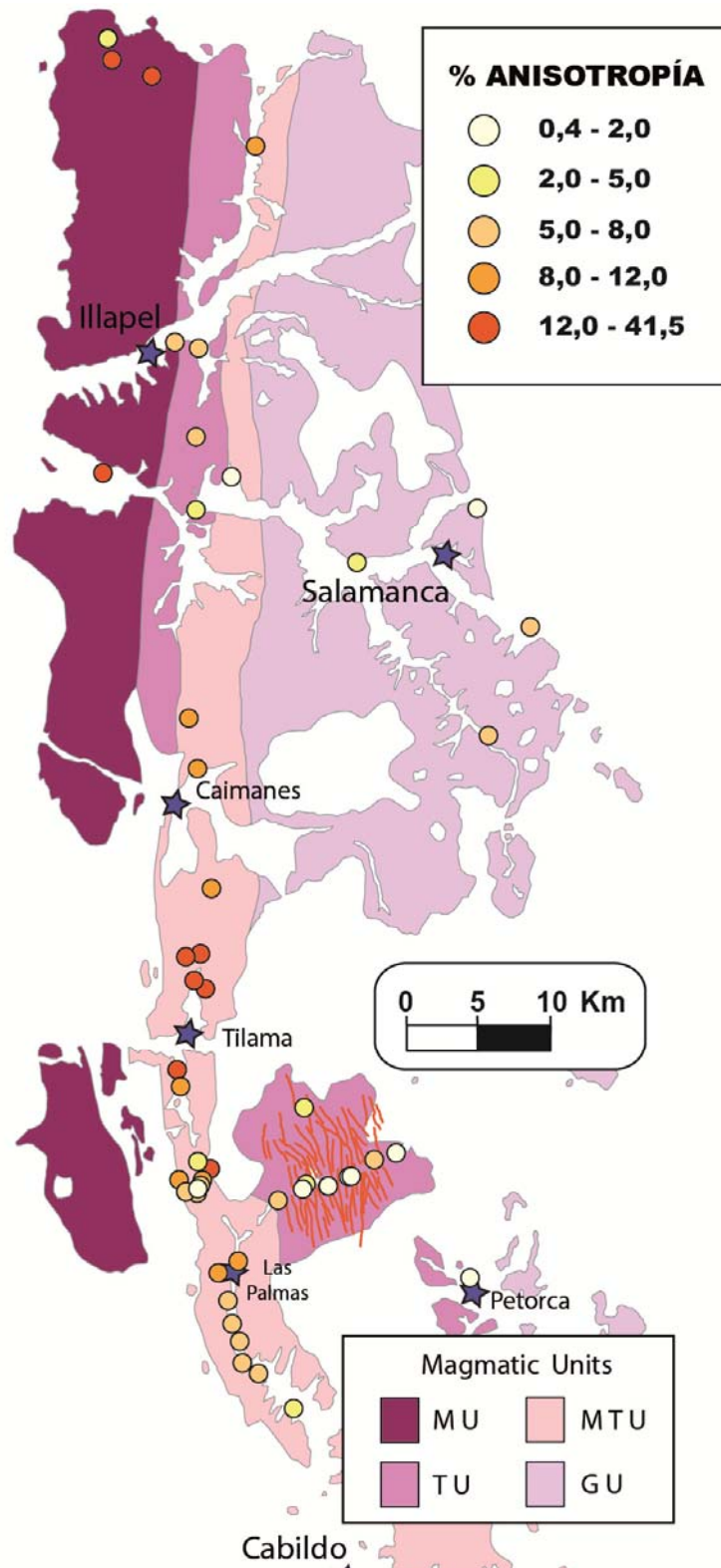


Figura 4.2: Magnitudes del grado de anisotropía de la susceptibilidad magnética, en escala de colores, para los sitios estudiados. MU: Unidad Máfica; TU: Unidad Trondhjemítica; MTU: Unidad Tonalítica Principal; GU: Unidad Granodiorítica.

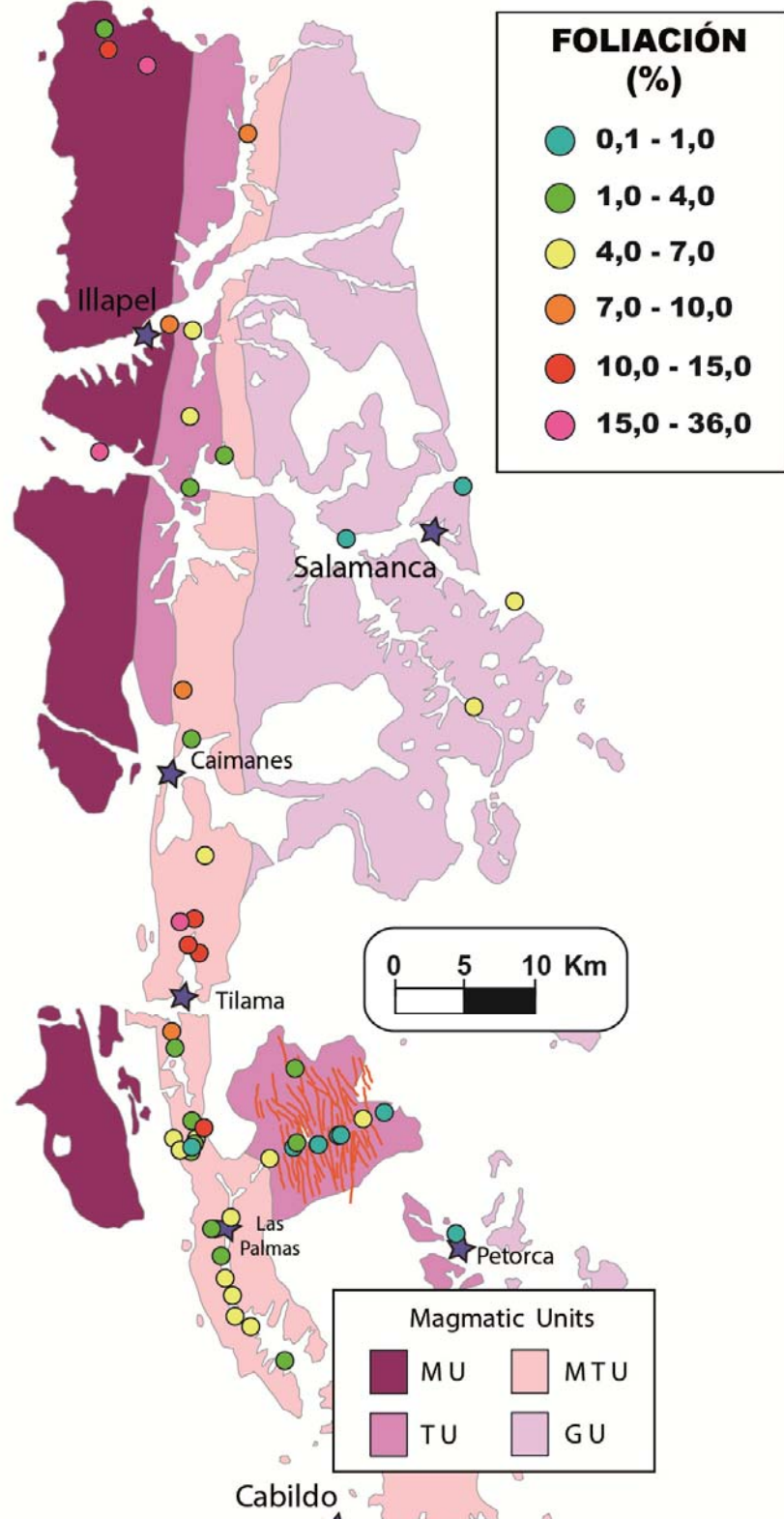


Figura 4.3: Magnitudes del grado de foliación, en escala de colores, para los sitios estudiados. MU: Unidad Máfica; TU: Unidad Trondhjemítica; MTU: Unidad Tonalítica Principal; GU: Unidad Granodiorítica.

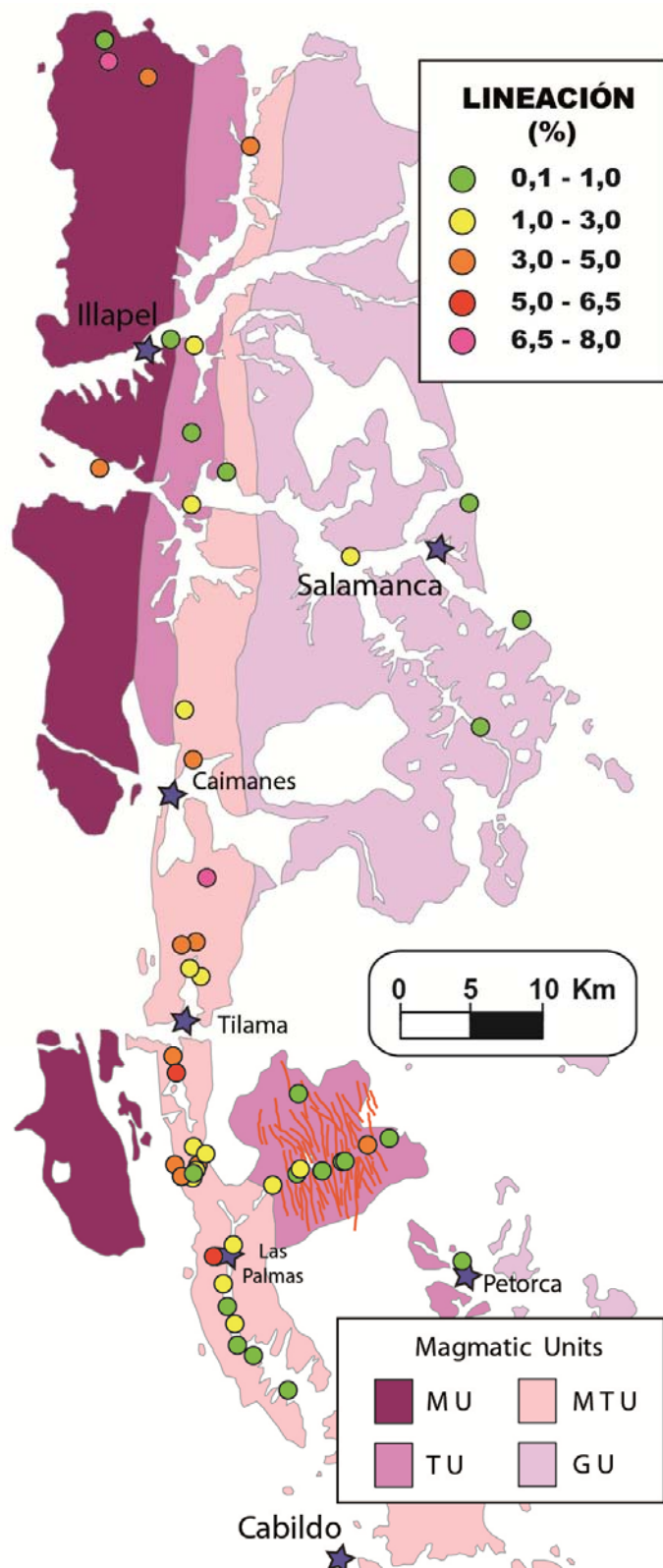


Figura 4.4: Magnitudes del grado de lineación, en escala de colores, para los sitios estudiados. MU: Unidad Máfica; TU: Unidad Trondhjemítica; MTU: Unidad Tonalítica Principal; GU: Unidad Granodiorítica.

Por otro lado, no es posible observar alguna relación notoria entre la magnitud de la susceptibilidad magnética con los parámetros de foliación o lineación, ni tampoco con el grado de anisotropía que presentan las muestras de ninguno de los pulsos que componen el CPI (ver Figura 4.5).

Además podemos decir que en general se tienen tensores de ASM con una foliación magnética mejor definida, es decir, tensores más bien oblatos que prolotos, lo cual resulta evidente cuando graficamos el factor T *versus* el grado de anisotropía (ver Figura 4.5).

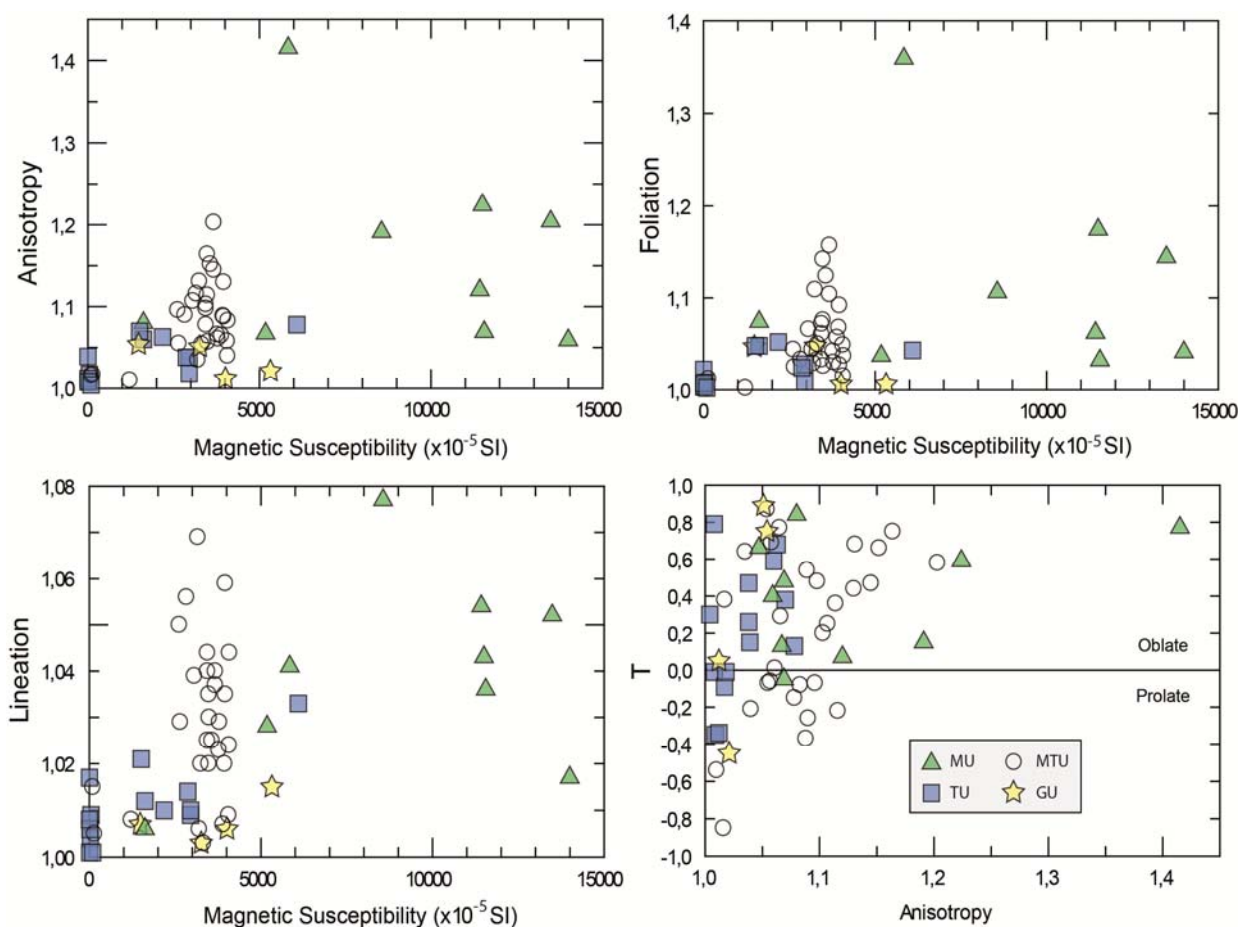


Figura 4.5: Gráficos que comparan distintos parámetros obtenidos en los análisis de ASM, para muestras de rocas pertenecientes a las distintas unidades del CPI. MU: Unidad Máfica; TU: Unidad Trondhjemítica; MTU: Unidad Tonalítica Principal; GU: Unidad Granodiorítica.

Fábrica magnética del CPI

En cuanto a las fábricas magnéticas de las muestras analizadas, se distinguen distintos patrones a lo largo de los afloramientos del CPI, y no se hace fácil establecer una relación directa entre estos tensores de ASM y una unidad intrusiva en particular. Esta dificultad se debe en parte a que no tenemos una densidad de datos adecuada.

A pesar de lo anterior, igualmente haremos una revisión de cada una de las unidades constituyentes del CPI y de las fábricas magnéticas obtenidas en las muestras correspondientes:

Para la **Unidad Máfica** contamos con apenas 4 stereos AMS, y heterogéneamente distribuidos. En el sector de los Gabros Bandeados La Cordadera (ver Capítulo 3: Marco Geológico), en las proximidades del sitio MR63N (ver Figura 4.6), se extrajeron varios sitios más, con la intención de hacer un estudio más particular acerca de las fábricas magnéticas de los gabros bandeados de dicho sector. Sin embargo, la alta magnitud de la susceptibilidad magnética de las muestras ($>10.000 [x10^{-5} \text{ SI}]$) no permitió obtener buenas mediciones en el Susceptibilímetro de alta sensibilidad KLY3S.

No obstante, es posible observar foliaciones, bien definidas, subverticales con rumbos entre NW-SE y NE-SW. Además, los sitios MR63N y LC27 poseen lineaciones bien definidas y en torno a la vertical.

La fábrica magnética observada en el sitio LC26 (tanto su orientación como el alto grado de anisotropía y de foliación) es consistente con la orientación de la zona de cizalle observada en dicho sector, de orientación N60°E/45°N (ver Capítulo 3: Marco Geológico). Éste es el único sitio donde, claramente, han sido los procesos tectónicos los que han dado origen a la fábrica mineral y magnética.

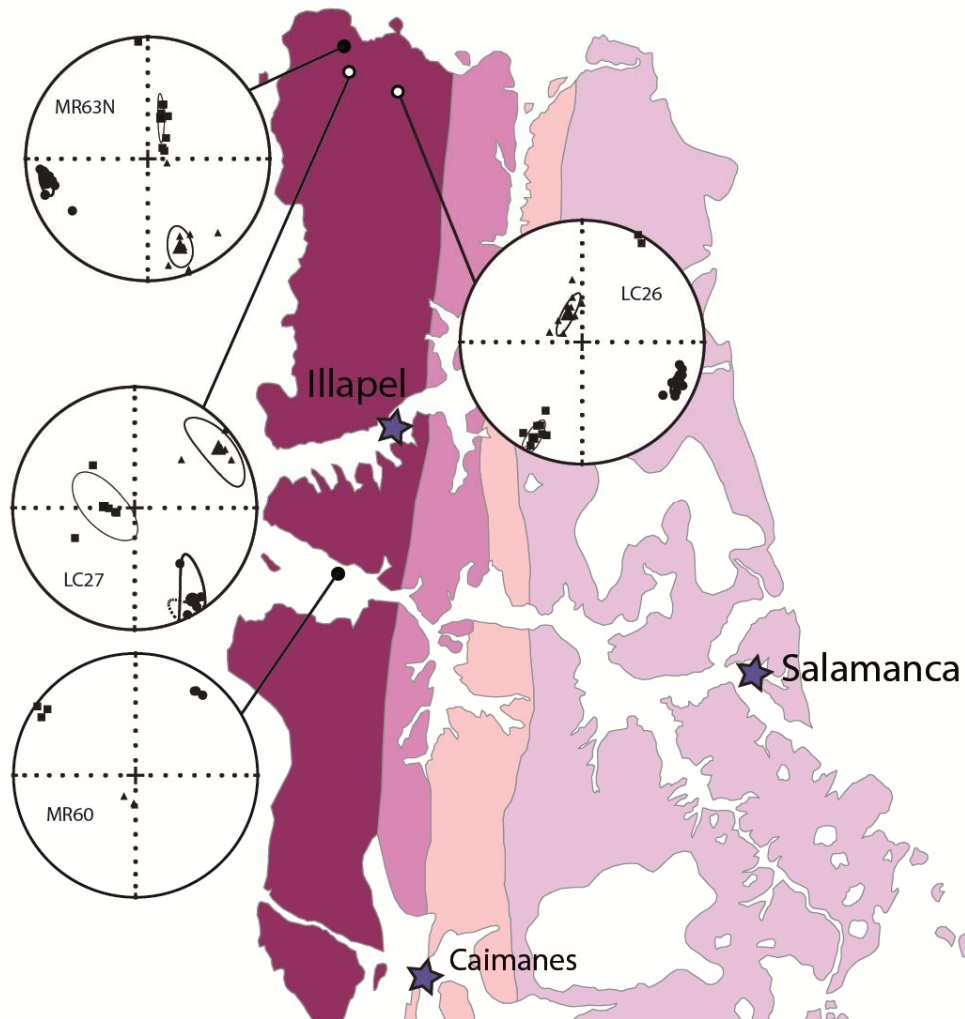


Figura 4.6: Mapa que muestra los stereos de los tensores de ASM de los sitios pertenecientes a la Unidad Máfica. Los círculos (K_{\min}) representan el polo del plano de foliación magnética y que los cuadrados (K_{\max}) representan la lineación magnética.

Para la **Unidad Trondhjemítica** se cuenta con datos distribuidos en dos sectores (ver Figura 4.7): al norte de Caimanes y al oriente de la localidad de Las Palmas, a lo largo de la quebrada Frutillar ("Lóbulo Frutillar").

Al norte de Caimanes, llama la atención la foliación bien definida y subhorizontal de los sitios LC17, LC18 y MR64, a diferencia de lo observado en los sitios LC25, LC16 y MR65 cuyos planos de foliación son más inclinados. En general la lineación no se observa bien definida, a excepción del sitio LC25 en donde se observa bastante inclinada.

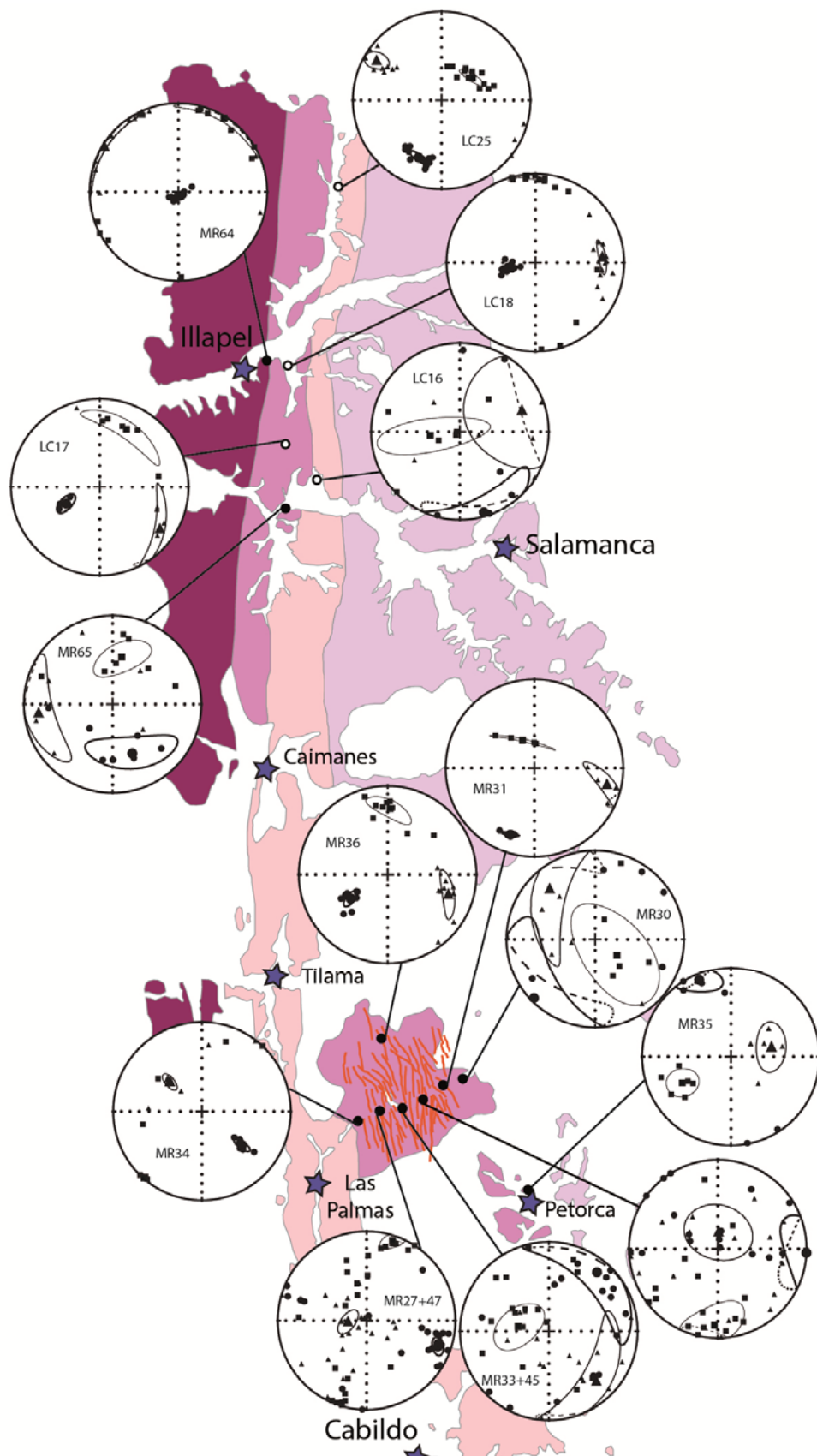


Figura 4.7: (página anterior) Mapa que muestra los stereos de los tensores de ASM de los sitios pertenecientes a la Unidad Trondhjemítica. Los círculos (K_{\min}) representan el polo del plano de foliación magnética y que los cuadrados (K_{\max}) representan la lineación magnética.

En el "Lóbulo Frutillar" en cambio, los stereos del tensor de ASM muestran en general una gran dispersión, consistente con los bajos grados de anisotropía, foliación y lineación (ver Figuras 4.2, 4.3 y 4.4). Además, como ya se mencionó anteriormente, las bajas susceptibilidades magnéticas medidas en rocas de este sector (ver Figura 4.1) indican la predominancia de mineralogía paramagnética (biotita y/o anfíbola) y de mineralogía ferromagnética secundaria (maghemita, a diferencia de las otras unidades del CPI en que la magnetita y titanomagnetita son los minerales ferromagnéticos principales) acompañada de una leve alteración de estas rocas en las que se observa abundante epidota.

Cabe mencionar que no se han incluido en la Figura 4.7 los stereos obtenidos para los sitios extraídos en los diques máficos del EDMF (Enjambre de Diques Máficos de Frutillar). Se cuenta con varios sitios de muestreo en estos diques, cuyos resultados se dan a conocer, en parte, en el artículo que se presenta más adelante en este Capítulo (Ferrando *et al.*, 2014), y en un trabajo presentado en el XIII Congreso Geológico Chileno (2012), y que se adjunta en el ANEXO C.

Una parte importante de los datos obtenidos en este estudio fueron extraídos de afloramientos pertenecientes a la **Unidad Tonalítica Principal**, y particularmente desde los alrededores de la localidad de Caimanes hacia el sur (ver Figura 4.8). En general, los afloramientos mejor expuestos, y/o de fácil acceso, se encuentran a lo largo de la zona central de esta unidad, en los cortes del camino que une las localidades de Cabildo, Las Palmas, Tilama y Caimanes.

En los alrededores de la localidad de Las Palmas y hacia el sur, se tienen varios sitios de muestreo cuyos stereos muestran planos de foliación magnética bien definidos, y de orientación oblicua respecto de los bordes de la UTP: planos principalmente subverticales de rumbo NW-SE. Los sitios MR50 y MR06 son la excepción, ya que muestran un plano de foliación magnética de orientación cercana a N-S/75°W y E-W/80°N, respectivamente.

Al norte de la localidad de Las Palmas, existe un sector con alta densidad de sitios de muestreo, que abarcan tanto la zona central como los bordes de la UTP. Nuevamente, y al igual que hacia el sur, los stereos de los sitios ubicados en el centro tienen planos de foliación magnética bien definidos y de orientación NW-SE/70°SW, mientras que en los bordes (sitios MR10 y MR08) los planos de foliación magnética son casi N-S/90°, paralelos a los bordes del cuerpo intrusivo.

En los alrededores de la localidad de Tilama, varios sitios de muestreo tienen stereos que muestran planos de foliación magnética bien definidos, y cuyas orientaciones son cercanas a un plano E-W/90°-75°S (sitios MR37, LC07, MR59 y LC08); mientras que en los alrededores de la localidad de Caimanes, los planos de foliación magnética se acercan más a un plano N-S y subvertical.

En general, en la UTP no se observan lineaciones magnéticas mayores a 3% (ver Figura 4.4), sin embargo unos pocos sitios tienen porcentajes más altos, entre 5,5-7,0%, y usualmente muestran lineaciones inclinadas entre 45°-70° hacia el S-SE (sitios MR25, MR38 y LC09). Además de una aparente distribución equidistante de estos sitios con mayor lineación (ver Figura 4.4), pareciese ser más común la presencia de enclaves máficos en dichos sectores.

Más adelante se comentarán los resultados obtenidos para los tensores de ASM en enclaves máficos, los cuales son muy comunes a lo largo de la UTP.

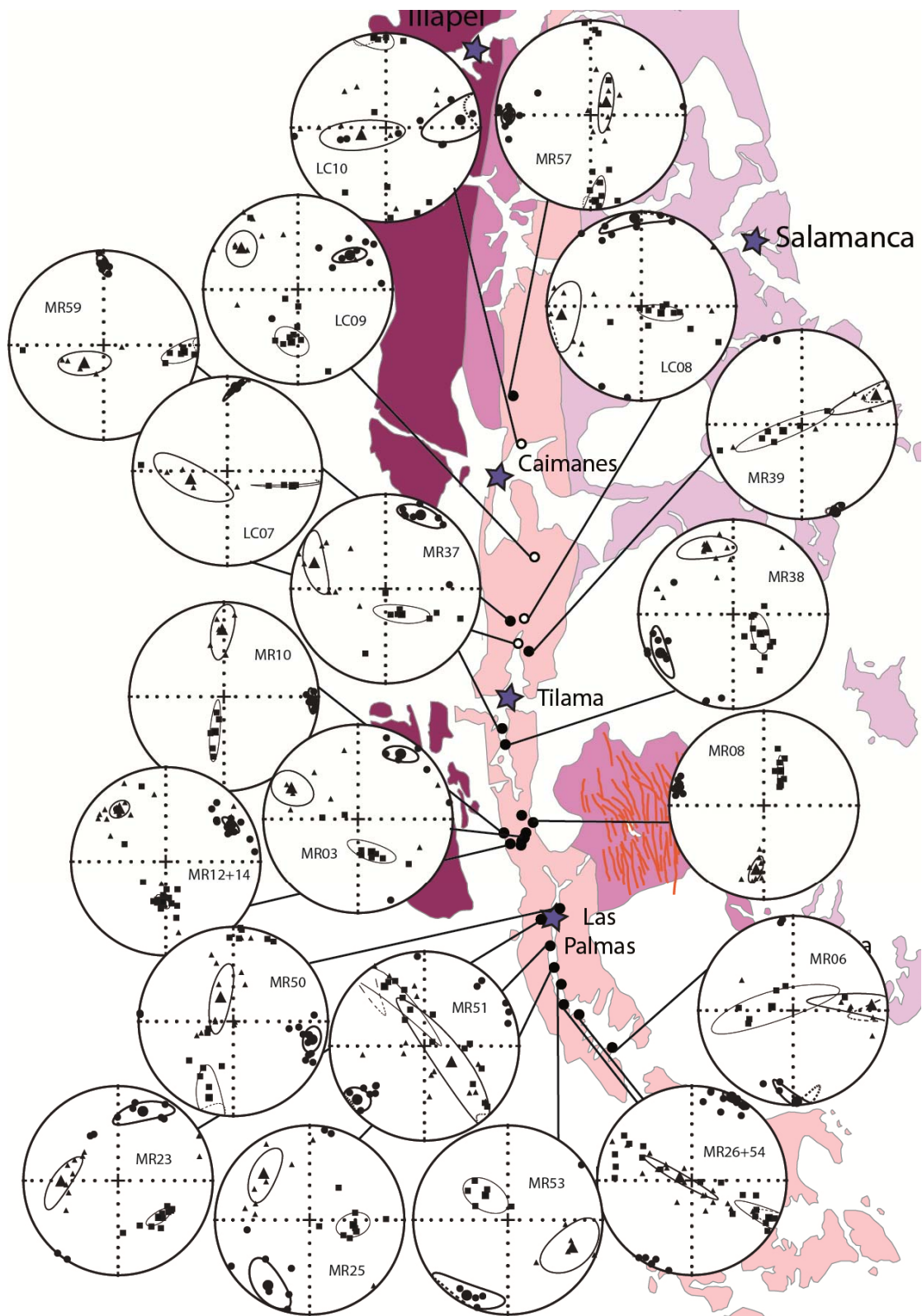


Figura 4.8: Mapa que muestra los stereos de los tensores de ASM de los sitios pertenecientes a la Unidad Tonalítica Principal. Los círculos (K_{\min}) representan el polo del plano de foliación magnética y que los cuadrados (K_{\max}) representan la lineación magnética.

Para la **Unidad Granodiorítica** se cuenta con apenas 4 sitios de muestreo, distribuidos en los alrededores de la localidad de Salamanca. En general, estos sitios de muestreo tienen mejor definido el plano de foliación magnética que la lineación magnética. No obstante, la orientación del plano de foliación magnética varía desde subvertical, de orientaciones N-S (sitio LC24) a ENE-WSW (sitio LC23), en el borde oriental de esta unidad, mientras que los sitios MR58 y LC15 poseen un plano de foliación magnética subhorizontal.

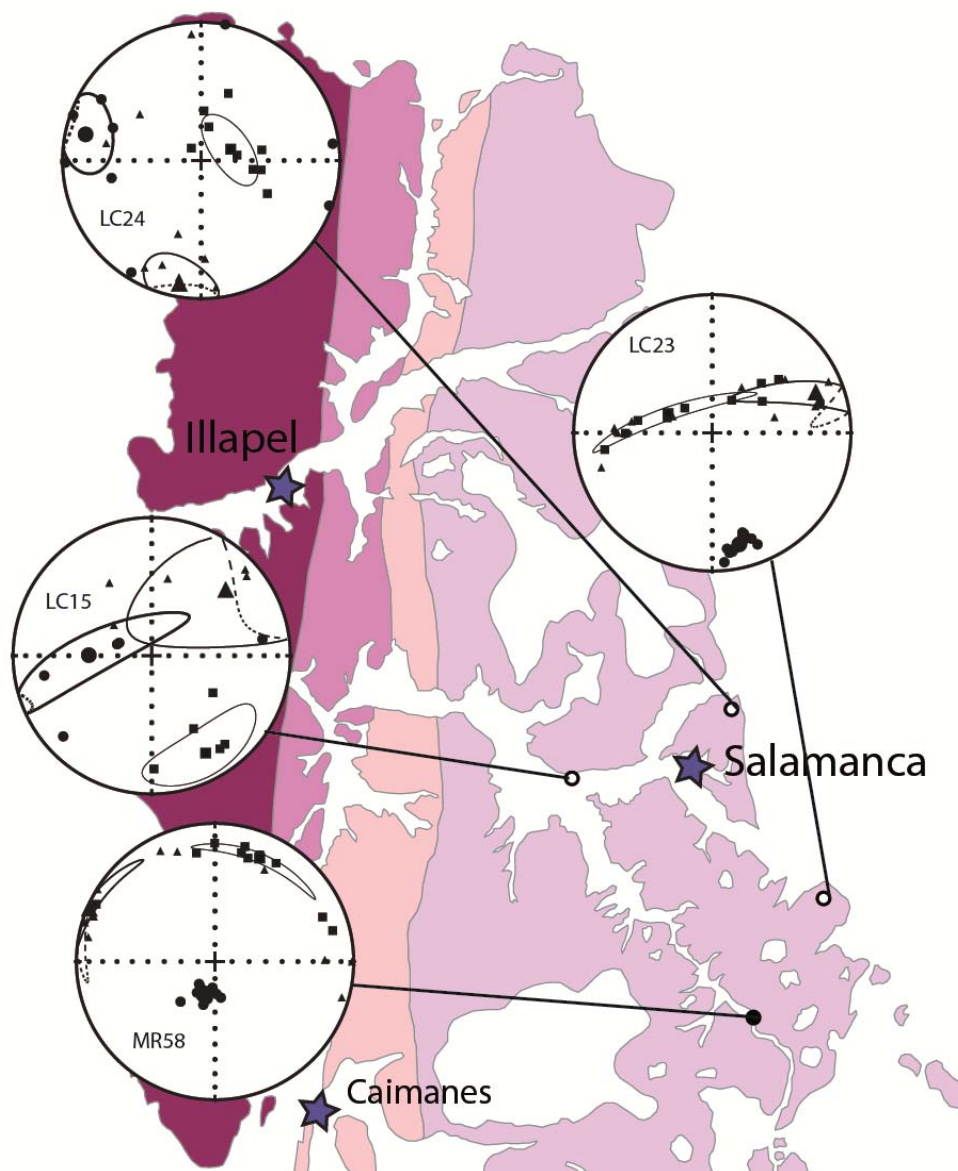


Figura 4.9: Mapa que muestra los estereos de los tensores de ASM de los sitios pertenecientes a la Unidad Granodiorítica. Los círculos (K_{min}) representan el polo del plano de foliación magnética y que los cuadrados (K_{max}) representan la lineación magnética.

Enclaves máficos de la UTP

Como ya se mencionó anteriormente, parte de los sitios muestreados se extrajeron en afloramientos de la Unidad Tonalítica Principal (UTP) en que se observaban abundantes, y heterogéneamente distribuidos, enclaves máficos microgranulares (EMM), de variadas formas, tamaños y composiciones (Varas *et al.*, 2009; Varas, 2011).

Cuando analizamos la fábrica magnética de éstos, se observa que es muy similar a la de la roca circundante aunque presenta una mayor dispersión de los datos (Figura 4.10, 4.11 y 4.12). Es decir que, a pesar de que enclaves máficos y magma están sometidos a las mismas condiciones de stress, los enclaves presentan una fábrica magnética similar pero menos definida.

Luego, en términos de Paterson *et al.* (1998) (ver Capítulo 2: Marco Teórico; Figura 2.8), enclaves y magma circundante están parcialmente acoplados. Esto puede deberse a diferencias en la viscosidad (asociada a sus diferencias composicionales), y/o a que los enclaves estarían en un estado *sub-solidus* dentro del magma circundante, pudiendo rotar un poco mientras todo el resto del sistema se comporta homogéneamente, lo que explicaría la dispersión observada en los datos. Otro factor que podría influir es el eventual mayor contenido de magnetita de grano fino.

Sin embargo debe existir un “tamaño crítico” de los enclaves en que los que tengan dimensiones mayores no registrarán la misma anisotropía que las rocas circundantes, de hecho se observa una mayor dispersión en el enclave de la Figura 4.10 (de casi 1 metro de largo) con respecto a los enclaves de los sitios MR06 y MR01 (Figura 4.11 y 4.12), los que son centimétricos a decimétricos.

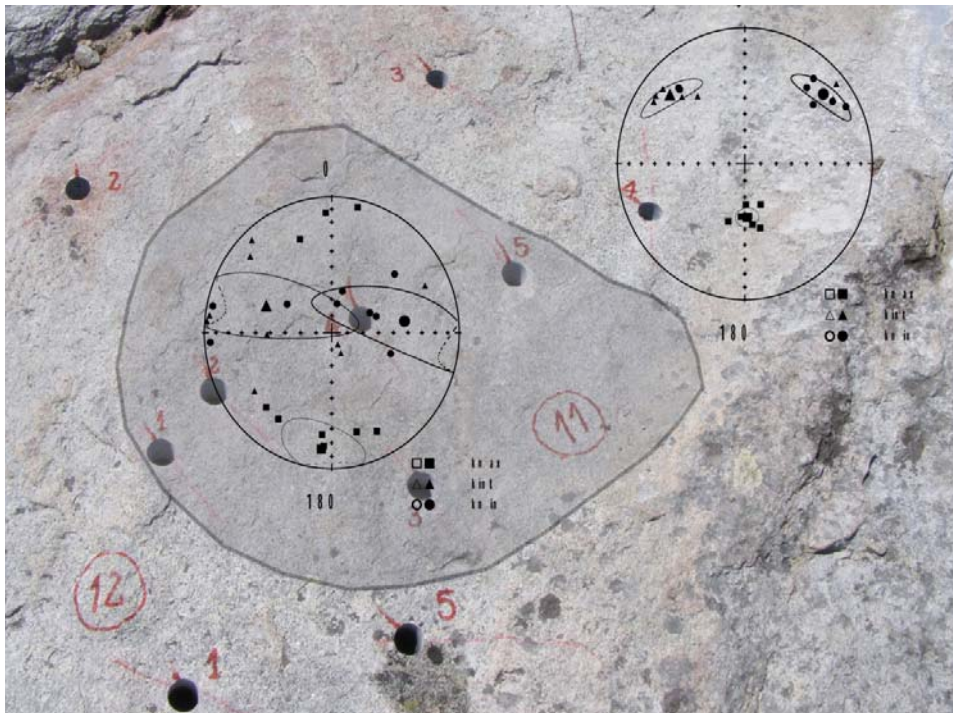


Figura 4.10: Tensor de ASM para los sitios MR11 (enclave máfico de color gris) y MR12 (granodiorita circundante). Los círculos (K_{\min}) representan el polo del plano de foliación magnética y que los cuadrados (K_{\max}) representan la lineación magnética.

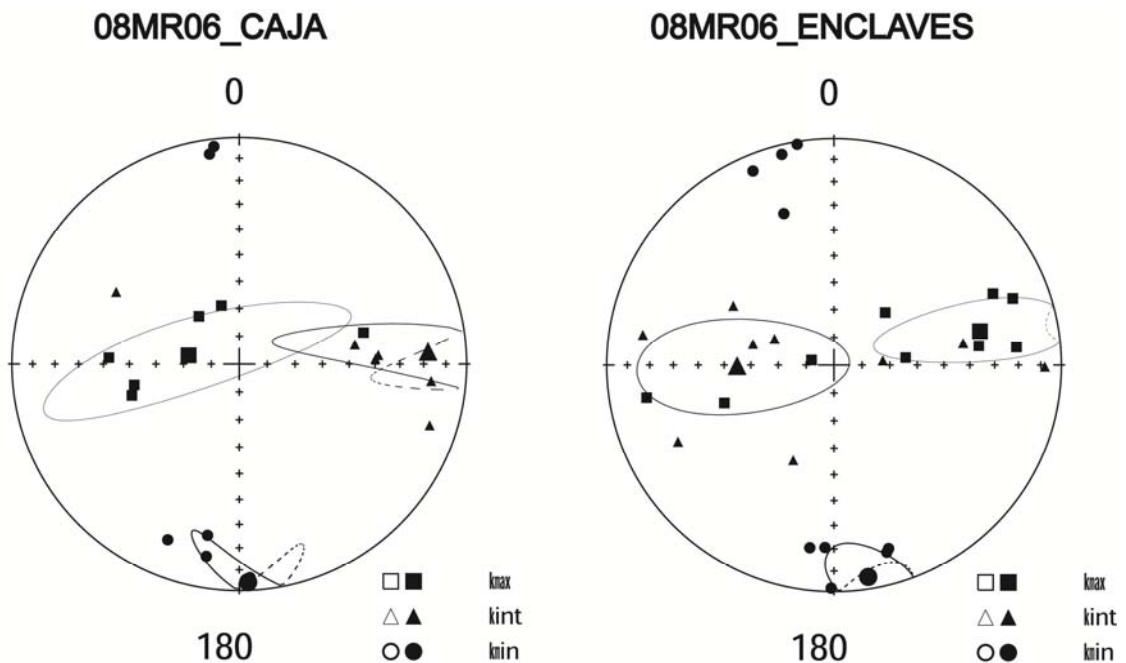


Figura 4.11: Tensor de ASM para la tonalita del sitio MR06 (izquierda) y para los enclaves presentes en el mismo sitio (derecha).

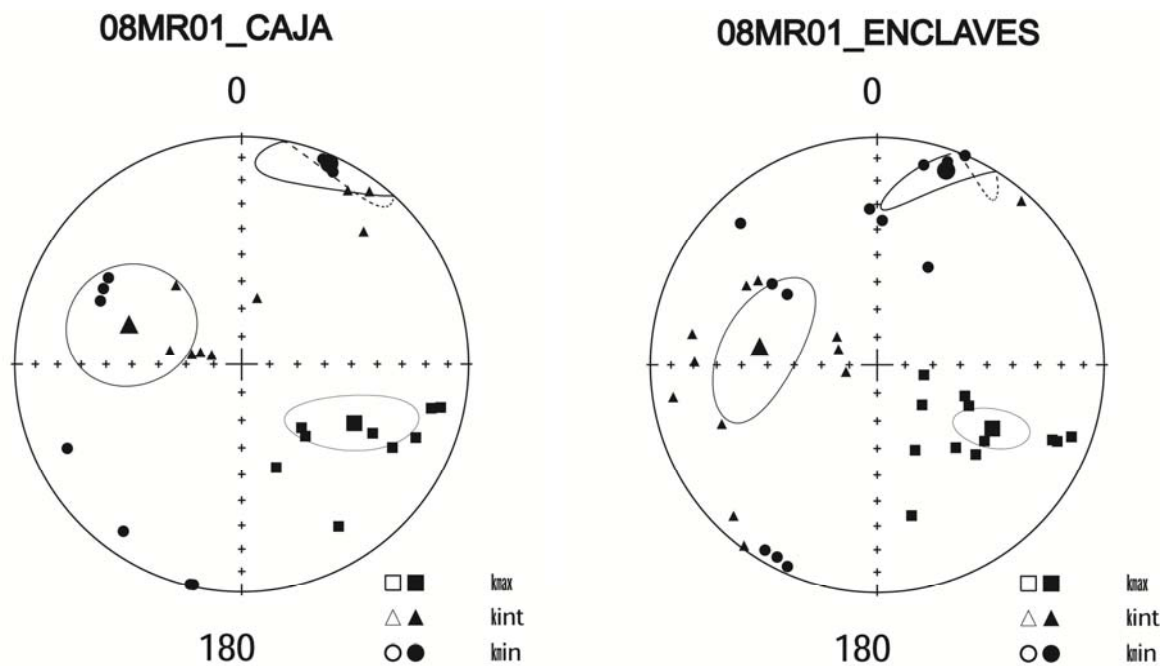


Figura 4.12: Tensor de ASM para la granodiorita del sitio MR01 (izquierda) y para los enclaves presentes en el mismo sitio (derecha).

En general los enclaves máficos presentan magnitudes de susceptibilidad magnética mayores a la roca circundante, presentando valores entre los 4.000 y 7.000 [$\times 10^{-5}$ SI], mostrando tensores más bien oblatos con grados de anisotropía de hasta 5% (exceptuando un sitio que tiene 13%). En la Tabla 2 se resumen las principales propiedades de los datos de ASM en sitios de enclaves (más detalles se pueden ver en el ANEXO B).

	n°	LIN	FOL	ANI	Factor T	FORMA
MR01	12	1,03	1,026	1,057	-0,06	prolata
MR06	9	1,007	1,029	1,036	0,6	oblata
LC07	6	1,035	1,094	1,132	0,45	oblata
08MR11	9	1,023	1,007	1,031	-0,52	prolata
09MR24	9	1,018	1,024	1,042	0,14	oblata
09MR20	11	1,002	1,018	1,02	0,77	oblata

Tabla 2: Resumen indicando las principales características de los tensores de ASM para los enclaves de distintos sitios de muestreo.

4.2 PALEOMAGNETISMO DEL CPI

Se presenta a continuación gran parte de los resultados obtenidos en este trabajo, sintetizados en un artículo que ha sido enviado a los editores de la revista *Journal of South American Earth Sciences* a finales de abril de 2013. El mes de octubre del mismo año, luego de realizar correcciones sugeridas por los *referees* (Andrés Folguera y un anónimo), el artículo fue finalmente aceptado, y será publicado en el Volumen nº50 de la revista (marzo del 2014), aunque desde principios de diciembre de 2013 ha estado disponible *on-line*: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.11.007>.

Se dan a conocer en éste, nuevos resultados paleomagnéticos y de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética para 62 sitios del Complejo Plutónico Illapel y su roca caja, y también nuevas dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del Complejo Plutónico Illapel.

A grandes rasgos, el artículo plantea que no existen rotaciones tectónicas significativas en el área de estudio, y que además, los bajos grados de anisotropía junto a la ausencia de evidencias de una fábrica tectónica compresional en las distintas unidades del Complejo Plutónico Illapel, indicarían que el cambio de régimen tectónico, de extensional a compresional, podría ser posterior a su emplazamiento.



A paleomagnetic and magnetic fabric study of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, central Chile: Implications for emplacement mechanism and regional tectonic evolution during the mid-Cretaceous



Rodolfo Ferrando^{a,d}, Pierrick Roperch^{b,*}, Diego Morata^{a,c}, César Arriagada^{a,c}, Gilles Ruffet^b, Maria Loreto Córdova^{a,d}

^aDepartamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

^bGéosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes1, 35042 Rennes Cedex, France

^cCentro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Fondap-Conicyt, Chile

^dServicio Nacional de Geología y Minería (SERNAMEOMIN), Santiago, Chile

ARTICLE INFO

Article history:

Received 25 April 2013

Accepted 20 November 2013

Keywords:

Paleomagnetism
Tectonic evolution
Lower Cretaceous
Coastal Range
Central Chile

ABSTRACT

The Illapel Plutonic Complex (IPC), located in the Coastal Range of central Chile (31°–33° S), is composed of different lithologies, ranging from gabbros to trondhjemites, including diorites, tonalites and granodiorites. U/Pb geochronological data shows that the IPC was amalgamated from, at least, four different magmatic pulses between 117 and 90 Ma (Lower to mid-Cretaceous). We present new paleomagnetic results including Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) from 62 sites in the plutonic rocks, 10 sites in country rocks and 7 sites in a mafic dyke swarm intruding the plutonic rocks.

Remanent magnetizations carried by pyrrhotite in deformed country rock sediments nearby the intrusive rocks indicate that tilting of the sedimentary rocks occurred prior or during the intrusion. The paleomagnetic study shows no evidence for either a measurable tilt of the IPC or a significant rotation of the forearc at this latitude range. Moreover, new ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages exclude any medium- to low-temperature post-magmatic recrystallization/deformation event in the studied samples. AMS data show a magnetic foliation that is often sub-vertical. Despite an apparent N–S elongated shape of the IPC, the large variations in the orientation of the AMS foliation suggests that this plutonic complex could be made of several units distributed in a N–S trend rather than N–S elongated bodies.

Previous works have suggested for this area a major shift on tectonic evolution from highly extensional during Lower Cretaceous to a period around 100 Ma, associated with exhumation and compressive deformation to conform the present day Coastal Range. The low degree of anisotropy and the lack of evidence for a tectonic fabric in the intrusive rocks indicate that the shift from extensional to compressional should postdate the emplacement of the IPC, i.e. is younger than 90Ma.

© 2013 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

An intense magmatic activity (volcanism and plutonism) dominates during the Early Cretaceous evolution in the active Pacific margin of north-central and central Chile (25°20' to 35°40' S) (Vergara et al., 1995, and references herein). The combination of magmatism, together with basin formation, subsidence and final exhumation in this active continental margin during the Mesozoic, conform the present day Coastal Range. Along this margin, and as a

consequence of major changes in the geodynamic regime of the Aluk subducting plate under the South American plate, the continental crust went through recurrent periods of extension and compression, mainly as the consequence of a continuous convergence of oceanic and continental plates (Mpodozis and Ramos, 1989; Ramos and Aleman, 2000; Arancibia, 2004; Parada et al., 2005a).

Different authors have previously concluded that a major change in tectonic conditions took place in the mid-Cretaceous (e.g. Cobbold et al., 2007). Somoza and Zaffarana (2008) argue that the beginning of contractional events in the Andes correlates with model-predicted westward acceleration of South America indicating that this change in Andean tectonic regime is associated to

* Corresponding author.

E-mail address: pierrick.ropersch@univ-rennes1.fr (P. Roperch).

major plate reorganization at ca 95 Ma. For that same period, Arancibia (2004) described a contractional tectonic regime in central Chile (the Sistema de Falla Silla del Gobernador reverse fault); and other authors, using fission-track analyses, have described a rapid exhumation and uplift (Gana and Zentilli, 2000; Parada et al., 2001, 2005a). To the east of the Andes, in the Neuquen area, the beginning of Andean uplift can be bracketed between 98.6 Ma and 88 Ma (Tunik et al., 2010).

High volumes of magma were emplaced and erupted in the Coastal Range of central Chile during the Lower Cretaceous. Plutonism is partially coeval with a rather primitive volcanism, basin subsidence and a burial, non deformative, very low-grade metamorphism (e.g. Fuentes et al., 2005; Parada et al., 2005a; Morata et al., 2006).

Initially defined as “Illapel Super-unit” (Rivano et al., 1985), the Illapel Plutonic Complex (IPC) is a distinctive feature of the geology between 31° and 33° S, exposed on an area bigger than 3200 km² and that is emplaced mainly into Jurassic igneous rocks, and Lower Cretaceous volcanic and sedimentary sequences. Small (few km²), lithologically diverse gabbro and diorite bodies outcrop in this plutonic complex, mostly in its western margin and at the northern part. These mafic bodies could represent the more primitive basaltic magmas present during batholith formation. U/Pb radiometric ages obtained on magmatic titanite (Morata et al., 2006) and zircons (Morata et al., 2010) show different crystallization ages of, at least, four different magmatic pulses between 117 and 90 Ma.

We have undertaken a detailed paleomagnetic and AMS study of the IPC and obtained new ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages with three main objectives: (1) to use the magnetic fabric to better understand the type of emplacement of the different magmatic pulses, (2) to determine possible rotations on vertical or horizontal axis related to the tectonic evolution of the forearc since its emplacement, and (3) to identify (or exclude) any low- to medium-T post-plutonic emplacement processes that could modify the primary (plutonic) magnetic signal.

2. Geological setting

2.1. Regional setting

The Lower Cretaceous volcanic-sedimentary formations of the Coastal Range conforms an almost continuous 1200 km N–S long (25°20' to 35°40' S) and narrow (30 km average) magmatic belt, with average thickness of 3–5 km. Volcanic rocks (mostly porphyritic high-K basaltic andesites and andesites, with minor rhyolites and ignimbritic rhyolites) dominate but sedimentary shallow marine intercalations (limestones and sandstones) can be abundant in some sections (e.g. Nasi and Thiele, 1982; Vergara et al., 1995). Three major geological formations have been described for this Lower Cretaceous belt at the latitude of Santiago (33–34° S) (Fig. 1). The oldest one, Lo Prado Formation (Thomas, 1958), consists of marine and continental volcanoclastic rocks, limestones and a bimodal sequence of dacitic ignimbrites and interbedded basalts, of assumed Valanginian and Hauterivian age. Overlying the Lo Prado Formation, the Veta Negra Formation (Thomas, 1958) is composed of continental plateau-like porphyritic “flow-basalts” and basaltic andesites, accompanied by feeder dykes and sills at the bottom whereas the uppermost levels consist of continental flow-breccias of basaltic andesitic composition. These basic products have a high-K calc-alkaline to shoshonitic affinity and a mantle-type isotopic signature being remarkably homogeneous in their mineralogical and chemical composition considering the huge volumes involved. Vergara et al. (1995) estimate more than 11,000 km³ of volcanic materials erupted during the Jurassic and Early Cretaceous in central Chile, corresponding to a minimum effusion rate of

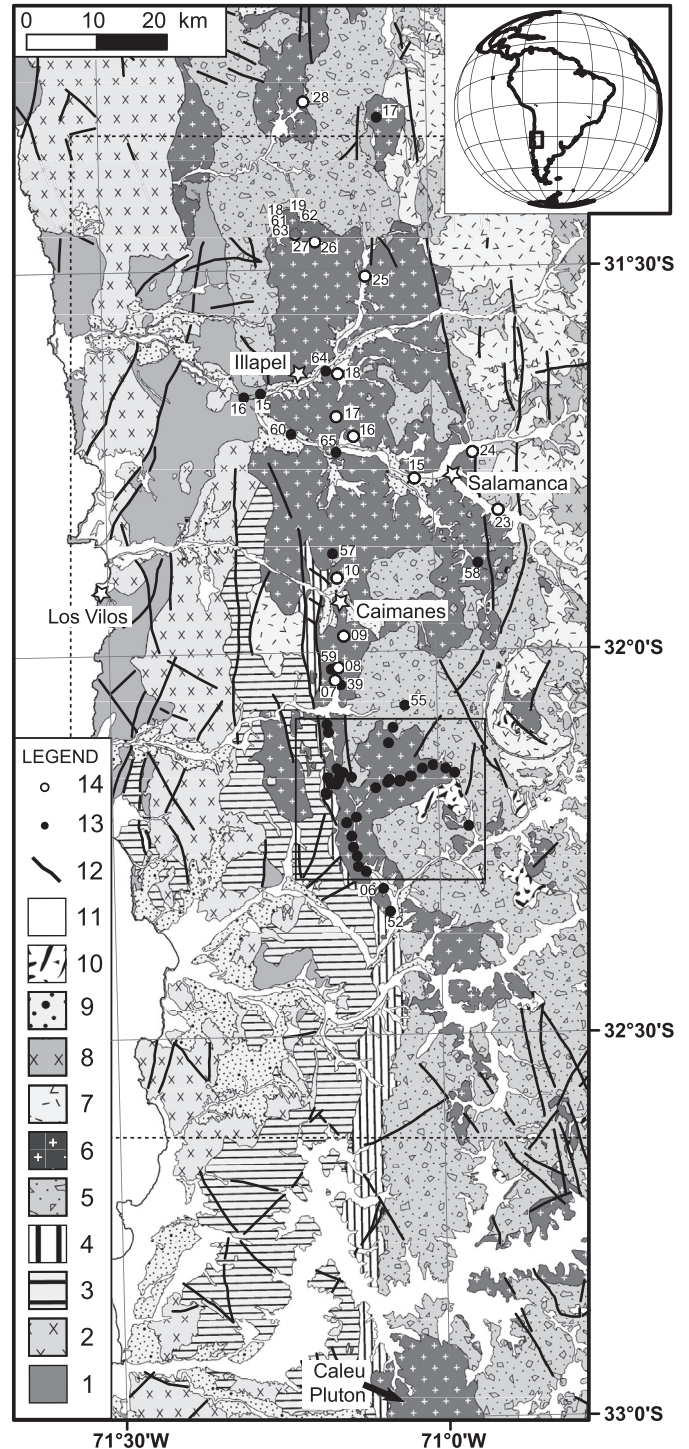


Fig. 1. Regional geological map of central Chile (31°30'–32°30' S) modified and simplified from the 1:250,000 geological maps of Chile, Rivano and Sepúlveda (1991) and Rivano et al. (1993), showing the main units in this area. Legend: 1 = Upper Paleozoic and Triassic igneous and stratified rocks; 2 = Jurassic igneous rocks; 3 = Jurassic stratified rocks; 4 = Lo Prado Formation (Lower Cretaceous); 5 = Stratified continental and volcanic rocks from Lower to middle Cretaceous; 6 = Illapel Plutonic Complex; 7 = Upper Cretaceous continental and volcanic rocks; 8 = Upper Cretaceous and K-T igneous rocks; 9 = Cenozoic volcanic and continental rocks; 10 = Rocks with strong hydrothermal alteration; 11 = Quaternary; 12 = Major tectonic lineaments; 13,14 = Paleomagnetic sites with code MR and LC respectively in data Tables. Rectangle to the south corresponds to the Las Palmas locality with more details of the sampling shown in Supplementary Fig. 1. The box delineated by dotted lines corresponds to area shown in Figs. 2 and 13.

140 km³/Ma. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating in plagioclases from some lavas of the Veta Negra Formation (or the equivalent Arqueros Formation to the north of the study area; [Morata and Aguirre, 2003](#)) indicates a concordance of ages for the volcanism in the range 114–119 Ma ([Aguirre et al., 1999](#); [Morata et al., 2001](#); [Fuentes et al., 2005](#); [Morata et al., 2006](#)). Finally, overlying this volcano-sedimentary sequence, the Las Chilcas Formation, a molasse-type formation mainly composed by sandstones, volcano-sedimentary breccias and thick strata of coarse-grained conglomerates and breccias, represents the end of the Early Cretaceous cycle in the Coastal Range. A Mid-Albian (~105 Ma) age has been deduced from marine planktonic microfossils found in limestone at the lower levels of the Las Chilcas Formation ([Martínez-Pardo et al., 1994](#)). Zircon U–Pb ages of 109.6 ± 0.1 and 106.5 ± 0.2 Ma and whole rock K–Ar ages of 101 ± 3 and 100 ± 3 Ma have been obtained by [Wall et al. \(1999\)](#) in felsic volcanic rocks of the lower section of this formation. Moreover, [Godoy et al. \(2006\)](#) reported U–Pb SHRIMP ages of 112 ± 1.2 Ma in an ignimbrite flow and 113 ± 0.8 Ma in an andesite at the ~34°S in rocks, which could be assigned to the Las Chilcas Formation.

Closely related in space to the volcano-sedimentary belt, Cretaceous plutonic rocks, belonging to the Coastal Batholith (hornblende bearing tonalites, trondhjemites and granodiorites resembling the rocks of the TTG suites) were emplaced at low-pressure conditions ([Parada et al., 1988, 1999](#)). A magmatic gradient has been recognized in one of these plutons, the Caleu pluton, a N–S elongated composite pluton about 40 km northwest of Santiago and not far south from the IPC ([Fig. 1](#)), showing lithologies ranging from gabbro to granodiorites ([Parada et al., 2002, 2005a](#)). U–Pb zircon ages suggests an age of emplacement in the interval 94.2–97.3 Ma, with rapid subsolidus cooling between 550 and 500 °C and 250 °C as documented by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar plateau ages on amphibole, biotite and plagioclase between 94.9 ± 1.8 and 93.2 ± 1.1 Ma ([Parada et al., 2005a](#)). Moreover, this is the only pluton in the Coastal Cordillera of central Chile on which a systematic paleomagnetic study has been carried out ([Parada et al., 2005b](#)).

K–Ar ages (on biotite, amphibole and/or whole-rock) are also available on other Lower Cretaceous plutons (e.g. [Rivano and Sepúlveda, 1991](#); [Rivano et al., 1993](#)), with ages ranging from 130 to 97 Ma. All these ages suggest that plutonism and volcanism are coeval, at least in this segment of the Coastal Range.

Another general characteristic of this Lower Cretaceous belt is the systematic presence of a pervasive and non-deformative very-low to low grade metamorphism which affects the lavas. As previously described, the petrologic characteristics of this metamorphism correspond to the burial, non-deformative model of very low to low-grade, essentially covering the range of the zeolite, prehnite-pumpellyite, and low-greenschist facies, i.e. with *P* and *T* values less than 3 kb and 350–400 °C respectively ([Levi, 1969](#); [Levi et al., 1982, 1989](#); [Aguirre et al., 1989, 1999](#)). Based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar plateau ages in adularia from amygdalae from basaltic flows of Veta Negra Formation, time interval between volcanism and metamorphism of about 22–25 Ma has been obtained, allowing the calculation of subsidence rate in the range 150–180 m/Ma for this Lower Cretaceous basin ([Aguirre et al., 1999](#); [Fuentes et al., 2005](#)). The coincidence in age between plutonism and the low-grade metamorphism of the volcanic rocks suggests that this last was not solely produced by burial but also related to a regional increase in thermal gradients associated with the thermal anomaly necessary to generate the plutonism ([Fuentes et al., 2005](#); [Parada et al., 2005a](#)). In this sense, this very low-grade metamorphism can be classified as a type of diasthermal metamorphism according to [Robinson and Bevins \(1989\)](#).

2.2. The Illapel Plutonic Complex

2.2.1. The plutonic rocks

The Illapel Plutonic Complex ([Parada et al., 1999](#)), early defined by [Rivano et al. \(1985\)](#) as Illapel Super unit, is mainly emplaced into Lower Cretaceous volcanic and sedimentary rocks ([Fig. 1](#)). Previous biotite K–Ar ages gives a range of age of 113 ± 3 Ma to 96 ± 3 Ma ([Fig. 2](#)), though new U/Pb determinations analyzed in magmatic titanites show differences in the age of crystallization of different magmatic intrusions between 105.9 ± 1.5 and 97.7 ± 0.5 Ma ([Morata et al., 2006](#)). [Morata et al. \(2010\)](#) defined four magmatic intrusion: a mafic unit (MU), dominantly composed of gabbro and diorite that outcrops on the northwestern part of the IPC; a trondhjemitic unit (TU) mainly composed by trondhjemite and leucogranite, and dominantly present on a N–S band at the north-central part of the IPC; a main tonalitic unit (MTU) with different proportions of mafic microgranular enclaves (MME), with different forms and sizes ([Varas et al., 2009](#)), and ages between 102.4 ± 1.5 and 98.8 ± 1.3 Ma that outcrops in a N–S band at the central and south part of the IPC; and finally, the granodioritic unit (GU), in the eastern border of the IPC, composed dominantly of granodiorites with only a sample dated by K/Ar biotite age of 85.9 ± 2.2 Ma ([Fig. 2](#)).

The IPC would have been emplaced at shallow depths of 1.6–1.7 kbar ([Varas et al., 2012](#)). On the other hand, the existence of big xenoliths of volcanic and sedimentary rocks as roof pendant would

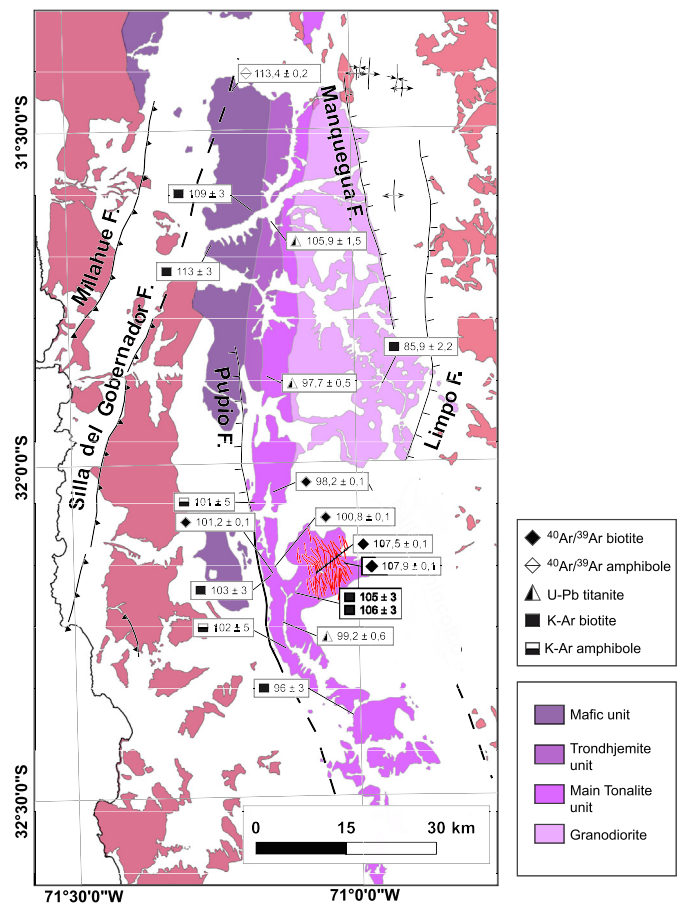


Fig. 2. Simplified IPC scheme with the distribution of U–Pb ages modified from [Morata et al. \(2006\)](#). ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages, this study; U–Pb in titanite from [Morata et al. \(2006\)](#); K–Ar in biotite from [Rivano et al. \(1985, 1993\)](#); K–Ar in amphibole from [Rivano et al. \(1993\)](#).

indicate that still it is possible to observe the roof of at least one of the pulses that builds the IPC.

2.2.2. The Frutillar dike complex

A complex of mafic dikes intrudes the IPC in Quebrada Frutillar (Fig. 1, Supplementary Fig. 1). These mafic dikes, ranging in composition from basalt to basaltic andesites, have porphyritic to doleritic textures composed by clinopyroxene-plagioclase as main primary mineral. Dikes are sub-vertical with N350° to N330° orientation and present a rather pervasive low-temperature (epidote-albite-chlorite) alteration with some epidote veins significantly oblique to the dike border.

2.2.3. Mafic microgranular enclaves (MME)

Centimeter to meter sized MME, dioritic in compositions, mainly composed by amphibole, plagioclase, biotite, magnetite and quartz, were incorporated in the MTU. Thermobarometric studies based on amphibole-plagioclase composition suggest similar values for the crystallization temperature (720 ± 75 °C) under a low pressure of 1.7 ± 0.6 kbar both for MME and host-rocks (Varas et al., 2012). At some sites, we perform a comparative AMS study between the enclaves and the tonalite to test the hypothesis of a possible reset of the magmatic fabric by a late stage of deformation.

2.3. IPC host rocks

As previously described, the IPC is emplaced mainly into Lower Cretaceous volcanic and sedimentary sequences (Fig. 1), but also at a minor extent into oldest rocks. Broadly, the IPC is in contact with Lower Cretaceous porphyritic lavas sequences (Veta Negra Formation) to the east, meanwhile to the north-west, the IPC is in contact with Lower Cretaceous lavas, Triassic sandstones (El Quereo Formation) and Jurassic rocks (sedimentary and igneous) and in the south-west border with an almost N–S thin band (<5 km) of deformed limestones of the Early Cretaceous age (Lo Prado Formation). We will only describe the rocks from which we extracted paleomagnetic samples.

El Quereo Formation: It is approximately a 700 m thickness Triassic sedimentary sequence mainly composed of fine to medium coarsed sandstones, turbidites and black shales (Muñoz Cristi, 1942; Rivano and Sepúlveda, 1991). This sequence unconformably overlies different Paleozoic units, and underlies the thick silicic Pichidangui Formation of Ladinian-Carnian age (Rivano and Sepúlveda, 1991). In the study area, the sequence is composed mainly of fine to coarse sandstones with bedding tilted to the west.

Lo Prado Formation: This formation contains marine Valanginian-Hauterivian sedimentary and volcanic unit, consisting of a bathyal marine sequence covered by ignimbrites interbedded with coastal and continental sedimentary rocks (Vergara et al., 1995). Boric and Munizaga (1994) obtained a plagioclase $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau age of 132 Ma from a mineralized dike, and they assigned this age to the volcanism of this formation.

In the study area, this formation is mainly represented by highly deformed sedimentary rocks, in the southern border of the IPC (Fig. 1). A contact metamorphism aureole with hydrothermal alteration zones hosting mainly stratabound copper mineralization is present in the southern border of the IPC.

The **Veta Negra Formation** is a volcanic unit consisting of a thick pile of highly porphyritic plagioclase-rich basaltic andesitic and andesitic lava flows (locally known as “ocoites”), with subordinate interbedded sediments, emplaced in a continental environment. Stratigraphic relations indicate a Barremian-Albian age. Vergara and Drake (1979) dated these lava flows at 105 Ma (K/Ar in plagioclase) but more precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plagioclase plateau ages

(Aguirre et al., 1999; Fuentes et al., 2005) constrain this magmatic event in the 119–117 Ma interval.

In the study area the Veta Negra is intruded by the IPC, but unlike what happens with the Lo Prado Formation, Veta Negra Formation is not deformed and there is no widespread contact metamorphism, although there are areas with strong hydrothermal alteration that could be related to the emplacement of the IPC.

3. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating

3.1. Sampling and methodology

Seven samples were analyzed with an ^{39}Ar – ^{40}Ar laser probe (CO_2 Synrad®). Analyses were performed on millimetric single biotite or amphibole minerals.

Minerals were carefully handpicked under a binocular microscope from crushed rocks (0.3–2 mm fraction). The samples were wrapped in Al foil to form packets (11 mm × 11 mm × 0.5 mm). These packets were stacked up to form a pile, within which packets of flux monitors were inserted every 8 to 10 samples. The stack, put in an irradiation can, was irradiated for 13.33 h (integrated power 40 MWh) at the McMaster reactor (Hamilton, Canada) with a total flux of 1.2×10^{18} n.cm⁻². The irradiation standard was the sanidine TCR-2 (28.34 Ma according to Renne et al., 1998). The sample arrangement allowed us to monitor the fluence gradient with a precision of $\pm 0.2\%$.

Ruffet et al. (1995, 1997) describe in details the step-heating experimental procedure. Blanks are performed routinely each first or third run, and are subtracted from the subsequent sample gas fractions. Analyses are performed on a Map215® mass spectrometer.

To define a plateau age, a minimum of three consecutive steps are required, corresponding to a minimum of 70% of the total ^{39}Ar released, and the individual fraction ages should agree to within 1s or 2s with the integrated age of the plateau segment. All discussed $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ results are displayed at the 1σ level (Fig. 3).

3.2. Results

The selection of samples for Ar/Ar geochronology was made to better constrain the age and the cooling history of the plutonic units defined in the IPC.

The sole analyzed amphibole (MR19) displays a slightly saddle shaped age spectrum which nevertheless allows a plateau age calculation at 113.4 ± 0.2 Ma (Fig. 3). This sample was collected from a layered gabbro located at the northern border of the IPC. As the slight observed saddle shape could express presence of some excess argon, the calculated plateau age would have to be viewed as a maximum estimate of the emplacement age of the gabbro.

Five of the six biotites analyzed display $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages ranging from 98.2 ± 0.1 Ma to 107.9 ± 0.1 Ma when biotite MR23 yields a disturbed age spectrum, characteristic of chloritization (Ruffet et al., 1991). Felsic samples MR31 and MR47 were collected in granitic and granodioritic facies, respectively. Despite some weathering observed in the field and under microscope, selected apparently unaltered biotites displayed highly concordant plateau ages at 107.9 ± 0.1 Ma and 107.5 ± 0.1 Ma (Fig. 3) respectively.

Samples MR08 and MR39 correspond to very fresh tonalites from the MTU, collected very close to the area on which Morata et al. (2010) obtained an U/Pb titanite age of 99.2 ± 0.6 Ma (Fig. 2). For both samples, biotites display rather flat age spectra with plateau ages at 100.8 ± 0.1 and 98.2 ± 0.1 Ma, consistent with U/Pb titanite age (Fig. 2).

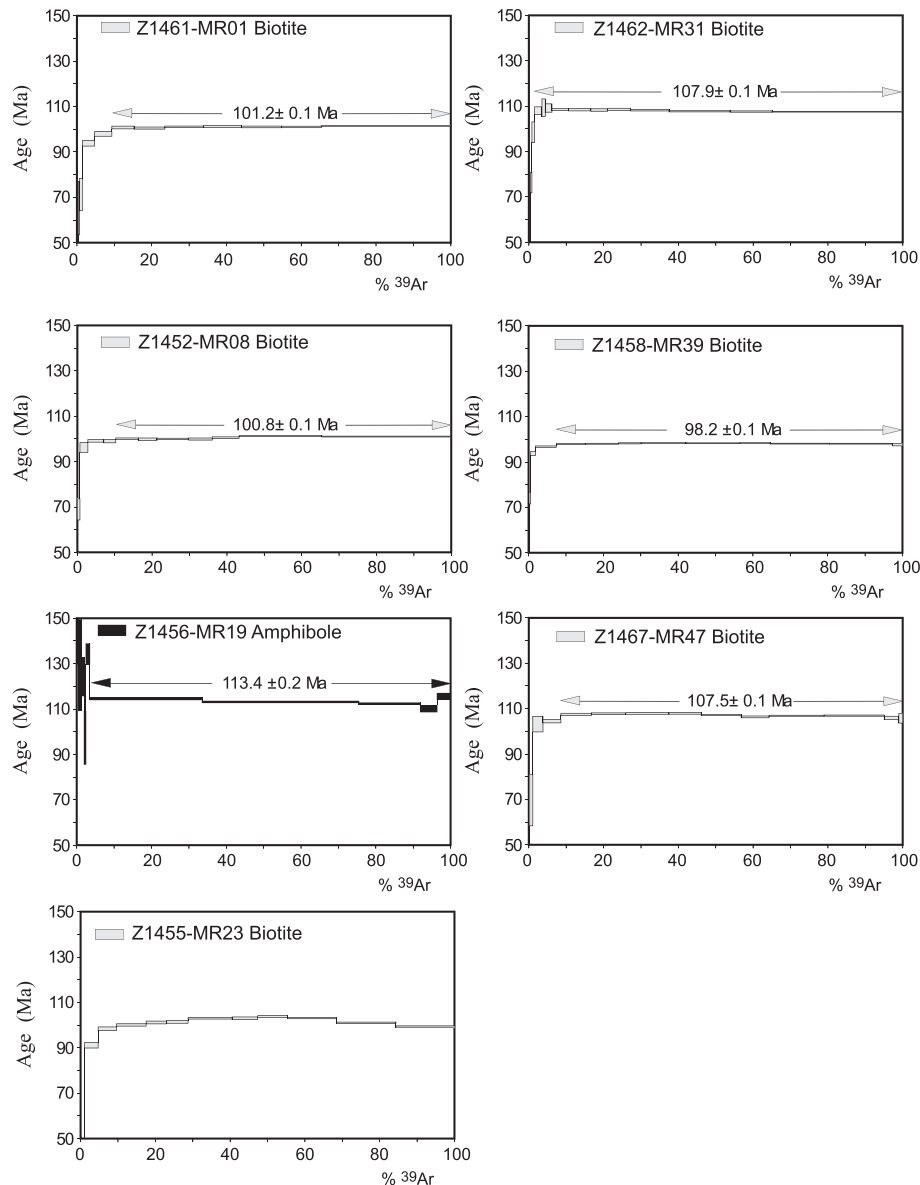


Fig. 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of 6 samples from the IPC. The disturbed plateau-age for sample MR23 was not taken into account.

Biotite MR01 that allows characterizing the MTU yields a plateau age at 101.2 ± 0.1 Ma (Fig. 3).

4. Paleomagnetic results

4.1. Sampling and methodology

Seventy nine paleomagnetic sites (Fig. 1, Supplementary Fig. 1, and Supplementary data) were sampled with a portable drill, with about 5–8 cores per site. Sixty nine sites were taken mainly from the Illapel Plutonic Complex of which 6 sites come from the gabbro unit. Seven sites come from the dikes intruding IPC rocks in Quebrada Frutillar. In addition, 10 sites were taken from the IPC host rocks: five from sedimentary sequences and the other five in volcanic rocks. Standard paleomagnetic core samples were oriented in the field, both magnetically and with solar azimuth.

The magnetic properties of rocks were measured in the laboratory of Paleomagnetism of the Department of Geology, University of Chile (Santiago, Chile), and in the paleomagnetic laboratory at Université de Rennes1 (Rennes, France).

Natural Remanent Magnetization (NRM) was measured with a JR5 spinner magnetometer or with a cryogenic magnetometer (2G Cryogenic magnetometer with 3 axes alternating field (AF) online demagnetization). Additionally, volumetric magnetic susceptibility was measured from the same specimens with a Bartington MS2 susceptibility meter. The samples were demagnetized by AF or thermally with the ASC Scientific TD48 thermal demagnetizer. Isothermal remanent magnetization (IRM) were given with an ASC Scientific pulse magnetizer.

The low-field anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a rapid and non destructive method to estimate rock fabrics (see Borradaile and Henry, 1997 for a review of the AMS technique). AMS was measured on one or two specimens per core with an Agico Kappabridge (KLY3-S). Anisotropy of anhysteretic remanent magnetization (AARM) was determined on few specimens to compare with the AMS. AARM was given under a dc field of less than $100 \mu\text{T}$. Since the degree of AARM tends to increase with lower coercivity and larger grain size (Astudillo et al., 2005), we used low AF fields < 50 mT to enhance the AARM.

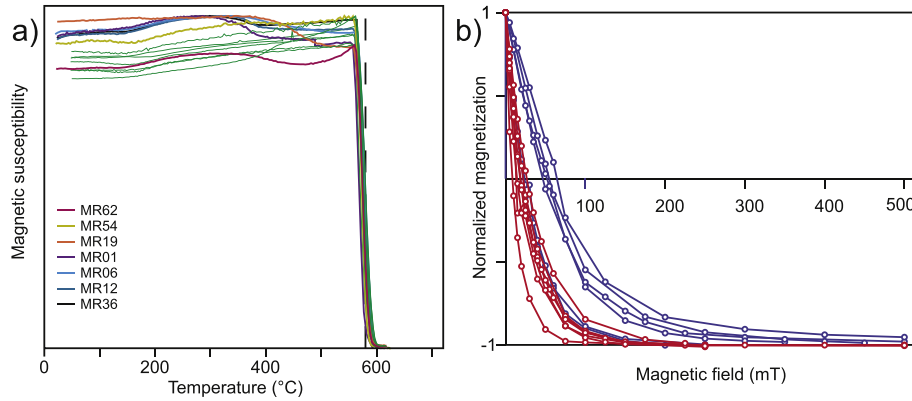


Fig. 4. a) Magnetic susceptibility versus temperature curves for seven IPC samples showing Curie points of 580 °C typical of the one of magnetite shown by the dashed line. The heating curves are shown in color with a color code corresponding to the sample number. All cooling curves are shown in green. b) Backfield Isothermal remanent magnetizations for IPC samples with respectively low (red curves) and high magnetic stability (blue curves) during thermal or AF demagnetizations.

4.2. Magnetic properties and characteristic directions

4.2.1. The IPC intrusive rocks

Most samples, except those obtained in trondjemite, have high magnetic susceptibility (>0.01 SI). Samples from the gabbros have

the highest magnetic susceptibility (>0.1 SI). The main magnetic mineral is magnetite with Curie temperature around 580 °C (Fig. 4a). IRM experiments show that saturation is acquired below 250 mT and often below 150 mT for samples of the MTU with remanent coercivity in the range 10–20 mT (Fig. 4b).

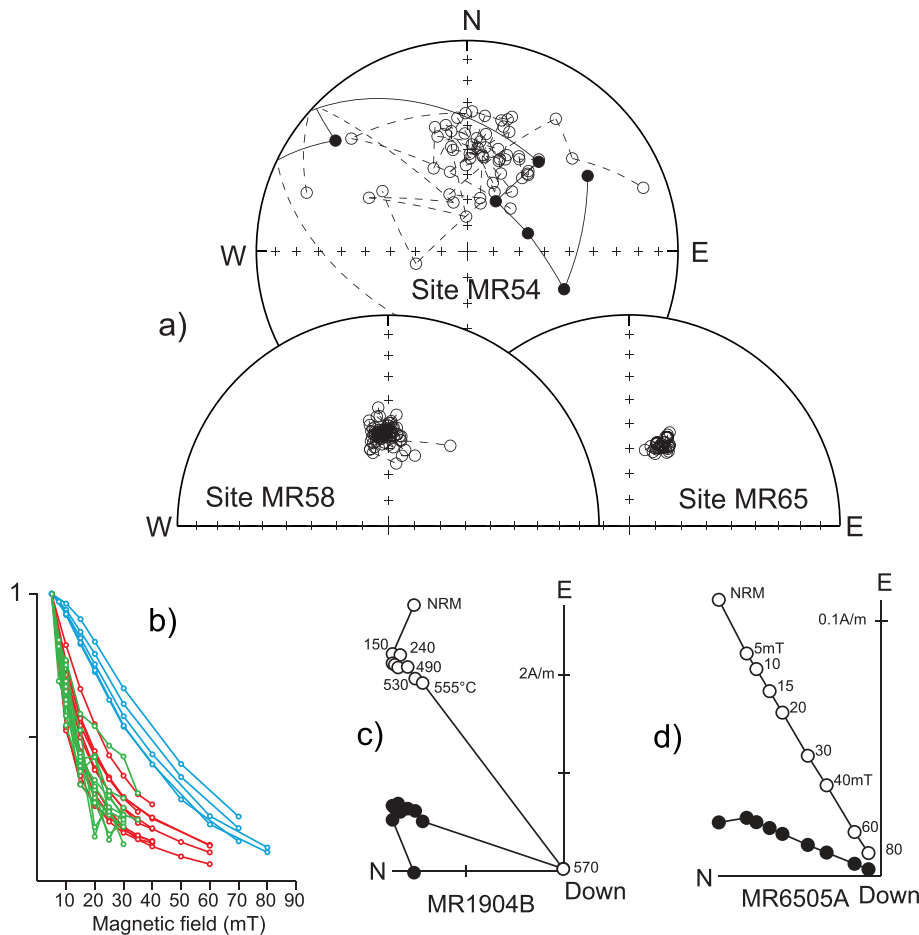


Fig. 5. a) Equal-area projection of the paleomagnetic directions (open circles for negative inclinations) during the AF demagnetization for all samples from three sites. Site MR65 (trondjemite facies) and MR58 correspond to IPC rocks with respectively very good and good magnetic stability and for which characteristic directions were easily determined. Site MR54 is a typical site from the tonalite facies for which it has not been possible to determine well-defined characteristic directions. b) Normalized variation of the intensity of the remanent magnetization versus intensity of the applied AF field (mT) for samples of sites MR65 (blue curves), MR58 (red curves) and MR54 (green curves). Orthogonal projections (in situ) of thermal (c) and alternating field (d) demagnetization data of two IPC samples (from sites MR19 and MR65). Solid (open) circles correspond to projection into the horizontal (vertical) plane.

The intensity of the remanent magnetization is relatively low for samples from the MTU ($<0.2 \text{ Am}^{-1}$ in most cases). These samples have low medium destructive fields (MDF) upon AF demagnetization (5–10 mT) and it was not possible to determine well-defined characteristic directions for most sites of this unit (Fig. 5a). The thermomagnetic data and the low remanent coercivity observed in IRM acquisition indicate that multidomain magnetite is the magnetic carrier in the MTU.

In contrast, despite the high magnetic susceptibility, samples from the gabbros have stable remanent magnetizations with MDF values in between 20 and 50 mT and a narrow unblocking temperature range (550–580 °C) during thermal demagnetization (Fig. 5c). Fine-grained titanomagnetite inclusions in pyroxenes and plagioclases often explain the good stability of the remanent magnetization in mafic intrusive (Feinberg et al., 2005 and references herein).

Trondjhemitic rocks have low magnetic susceptibility and high MDF values ($>50 \text{ mT}$). These samples have the most stable

remanent magnetizations either upon AF or thermal demagnetization (for example site MR65, Fig. 5a,d).

In agreement with the late Early Cretaceous age, all the characteristic directions are of normal polarity. Except the two most northern sites LC28 and MR17 (sampled north away from the main IPC outcrops, Fig. 1) showing a clockwise rotated declination, all sites are well grouped. Although the gabbro unit is slightly older, the mean direction calculated for this group of sites is not different from the means calculated for the other groups of sites in younger IPC units (Fig. 6).

4.2.2. The Frutillar dyke complex

The magnetic property of the seven dikes is variable. Five dikes have high magnetic susceptibility while two dikes (MR48, MR49) have low magnetic susceptibility (Supplementary data and Supplementary Fig. 2). Thermal demagnetization of samples from the mafic dikes indicate two magnetic carriers, one with unblocking temperature range of 150–300 °C and a second with

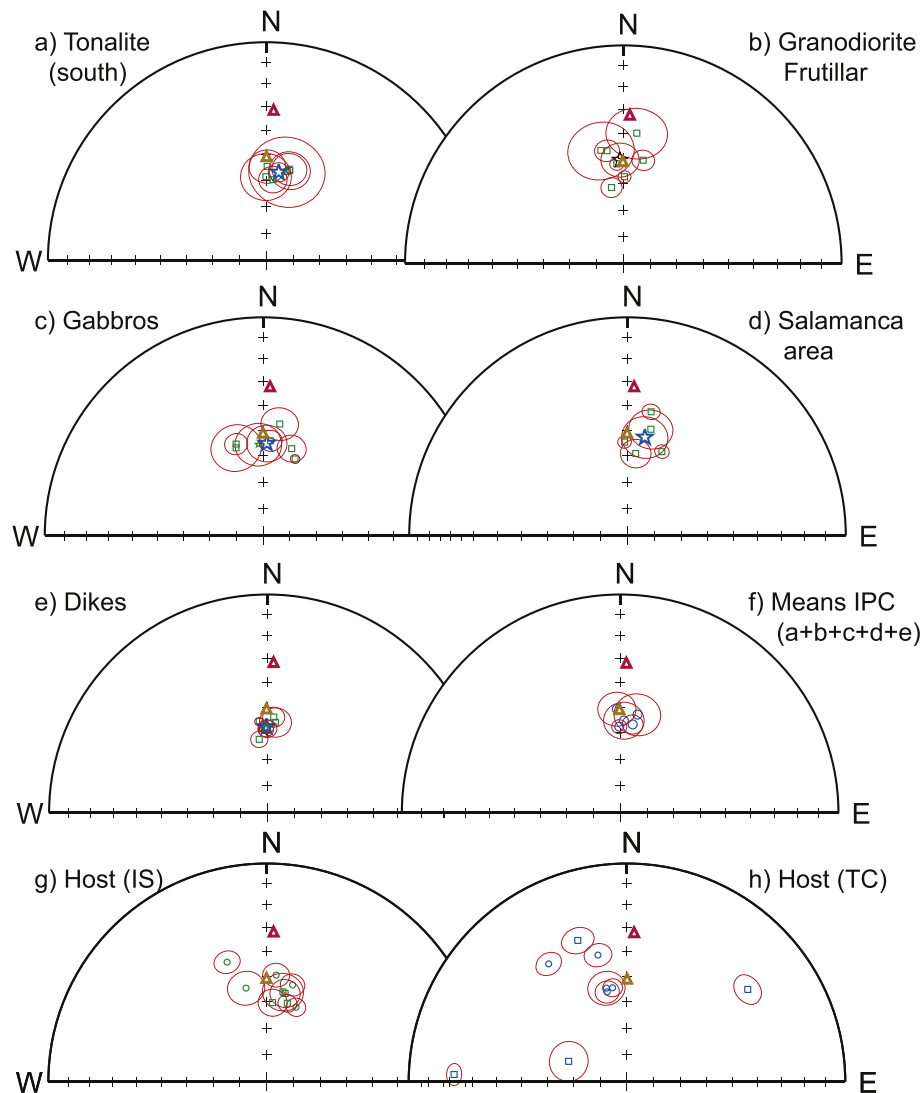


Fig. 6. Equal-area projection of the site-mean characteristic directions (green squares) with 95% confidence angles (red circles). The mean for the group of sites is shown with a blue star. a) Results from the tonalites near the Las Palmas localities; b) sites in granodiorite (Frutillar area); c) sites from the northern gabbro (MU); d) other sites from the MTU north of the Las Palmas locality; e) sites from the dike swarm; f) plots of the five locality-mean directions; g & h) site-mean directions in the IPC host rocks in situ and after tilt correction respectively. The squares correspond to the sedimentary host rock sites and circles are the volcanic host rock sites. The red and orange triangles correspond to the present-day field direction and the dipolar field direction respectively. Open (filled) circles (squares) are projection in the upper (lower) hemisphere and correspond to negative (positive) inclinations.

unblocking temperatures above 500 °C. However, the direction of the magnetization in the low unblocking temperature range (150–300 °C) is the same than the direction carried by magnetite with unblocking temperatures above 300 °C (Fig. 7b). Titanomagnetite is likely the main magnetic carrier for the low temperature component (Fig. 7b). The decrease in the magnetic susceptibility measured at room temperature after each heating step and thermomagnetic experiments (Fig. 7a) indicates that the titanomagnetite is slightly altered to titanomaghemite. This alteration is consistent with the low-temperature alteration mineralogy also observed in these dikes. Dikes with low magnetic susceptibility have also stable univectorial magnetization but with higher unblocking temperatures carried by magnetite without evidence of maghemitization (Fig. 7c).

The characteristic directions determined for the 7 dikes are highly grouped providing a mean-direction with the lowest angle of confidence at 95% that is not statistically different from the mean calculated from the 25 sites taken from the plutonic units (Fig 6e).

4.2.3. IPC host rocks

Paleomagnetic sites taken from the host rocks of the IPC come mainly from the Las Palmas locality in the southern part of the study area (see Supplementary Fig. 1). In this area, the western border of the IPC is in contact with limestones from the Lo Prado Formation. These limestones are hardly deformed and strongly recrystallized as a consequence of intrusion, with a contact metamorphic aureole over hundreds of meters from the edge of the igneous body.

During the thermal demagnetization of these limestones, most samples present a characteristic component with unblocking temperatures below 320 °C (Fig. 7e). Curie point of 320 °C (Fig. 7d) is in agreement with pyrrhotite being the magnetic carrier (approximately 325 °C; Dekkers et al., 1989).

At the Illapel latitude (Fig. 1), we have sampled one approximately 10 m thick recrystallized sedimentary sequence (site MR16) from the Triassic El Quereo Formation, taken at the western edge of the IPC. This sequence is mainly composed by fine to coarse sandstones and oriented N5°W/55°W approx. Unblocking temperatures indicate also that pyrrhotite is the main carrier (Fig. 7f). The large scatter upon tilt correction (see Fig. 6 g–h) demonstrates that the magnetization was acquired after tilting and the formation of pyrrhotite indicates that the remagnetization is likely associated with contact metamorphism during the IPC intrusion.

Towards its eastern edge, the IPC is in contact with the Veta Negra and Las Chilcas formations (Fig. 1), although the latter appears to be with a normal fault contact at Salamanca locality (Rivano and Sepúlveda, 1991). The remanent magnetization of samples from the volcanic flows is of variable intensity. While site MR28 presents a high intensity and stable remanent magnetization carried by magnetite, site MR29, consisting of a strongly altered rock with low magnetic susceptibility, has a NRM of low intensity but with a very stable and univectorial magnetization. The altered nature of the rock at site MR29 suggest a secondary magnetization but site MR28 likely records a primary magnetization. The low bedding correction impedes a clear tilt correction test to check for a possible remagnetization of the volcanic rocks by the IPC (Table 1).

5. Magnetic fabric

5.1. The gabbro unit

Although all the sites in the gabbros were sampled very closely (Fig. 1), the changes in the magnetic fabric in directions and shape

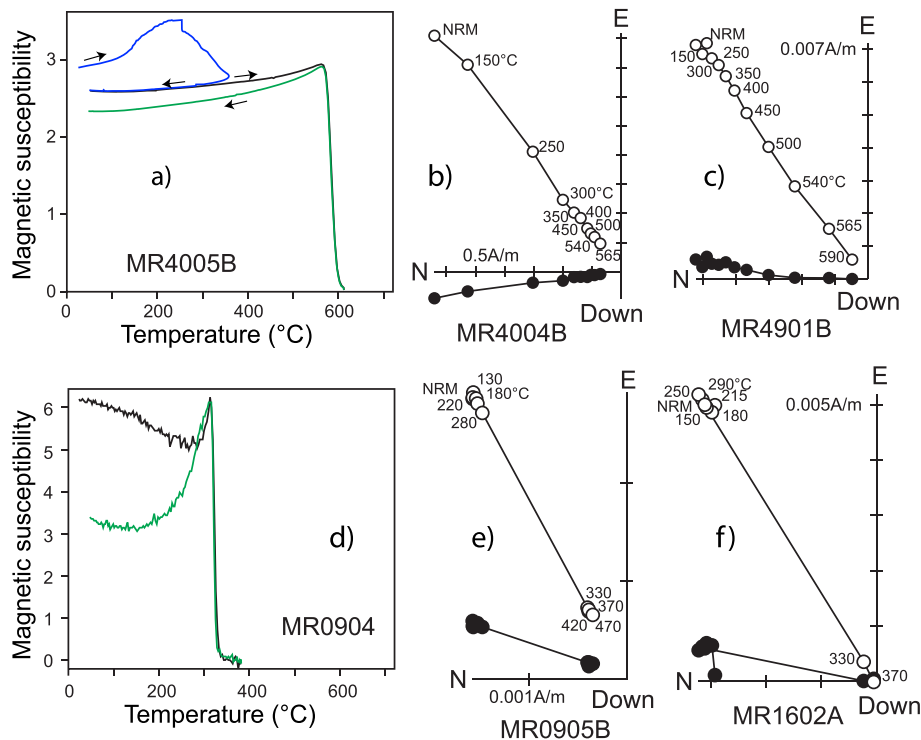


Fig. 7. a) Thermomagnetic experiment for one sample from dike MR40. The first heating curve up to 350 °C and subsequent cooling curve to room temperature are shown in blue. Orthogonal projections (in situ) of thermal demagnetization data of samples from two dikes MR40 (b) and MR49 (c). d) Thermomagnetic experiment for one sample from the IPC country sedimentary rock (site MR09). Orthogonal projections (in situ) of thermal demagnetization data of two samples from the sediment country rock of the IPC ((e) site MR09 and (f) MR16).

Table 1

Site number listed in Table 1; L/P/n: number of vectors, planes ($n = L + P$) used to determine the mean-site characteristic direction defined by its declination, inclination, semi-angle of confidence (α_{95}) and Fisher concentration parameter k . Lat, Lon are latitude and longitude of the virtual geomagnetic pole calculated from the mean-site direction.² Tilt corrected characteristic directions for the host rocks.

Site	L/P/n	Dec (IS)	Inc (IS)	α_{95}	k	Lat (VGP)	Lon (VGP)
LC28	5/0/5	52.5	-36.0	8.3	87	41.8	18.4
MR17	7/0/7	40.4	-64.2	3.8	259	55.7	55.9
Gabbros							
MR18	5/0/5	357.0	-55.6	8.3	86	84.7	136.4
MR19	7/0/7	8.5	-47.1	6.5	87	82.0	357.9
MR61	5/0/5	343.6	-54.0	4.1	354	75.9	181.5
MR62	4/0/4	4.5	-54.1	4.1	503	85.0	60.3
MR63	5/0/5	342.9	-55.4	9.0	74	75.1	176.8
LC27	5/0/5	18.2	-55.5	5.2	214	74.2	40.6
MR60	6/0/6	22.7	-58.8	1.7	1624	70.0	48.2
Mean	7	2.3	-55.2	7.2	72		
IPC Salamanca area							
MR65	5/0/5	22.3	-55.8	2.6	888	71.0	39.0
LC16	4/1/5	12.4	-48.7	7.7	115	79.1	11.1
MR58	10/0/10	358.2	-54.7	2.4	403	86.3	133.2
LC23	4/0/4	5.7	-59.0	5.5	279	80.8	80.5
LC24	5/1/6	10.8	-41.8	3.1	510	77.8	343.0
Mean	5	10.0	-52.3	8.2	89		
Tonalite west of Frutillar							
MR02	7/0/7	14.7	-54.9	7.3	70	77.3	37.8
MR06	8/0/8	14.3	-54.5	6.2	80	77.8	35.6
MR22	6/0/6	13.2	-55.6	13.6	25	78.4	42.5
LC07	5/0/5	359.8	-58.5	9.1	72	82.8	110.1
LC08	6/0/6	0.6	-54.5	6.5	107	87.0	99.6
LC10	5/0/5	4.7	-59.5	5.1	223	80.8	85.9
Mean	6	8.1	-56.4	3.7	330		
IPC Frutillar area							
MR27	4/0/4	348.8	-46.1	11.5	65	79.2	222.0
MR30	5/0/5	351.8	-46.6	4.3	324	81.7	228.4
MR32	5/0/5	5.9	-39.7	10.4	55	79.0	319.0
MR33	4/1/5	351.2	-61.1	3.8	470	77.8	141.7
MR34	7/0/7	10.9	-50.1	4.0	234	80.7	13.9
MR46	6/0/6	0.8	-57.3	2.3	828	84.2	102.7
MR47	14/0/14	356.3	-52.2	2.5	250	86.8	187.0
Mean	7	358.2	-50.7	6.7	82		
Mean IPC	25	4.0	-53.7	3.1	90		
Dikes Frutillar area							
MR40	6/0/6	354.9	-55.5	1.6	1858	84.3	155.0
MR41	6/0/6	360.0	-58.4	3.4	396	83.0	108.7
MR42	7/0/7	359.0	-58.8	2.7	485	82.6	115.0
MR43	6/0/6	353.7	-62.3	3.1	474	77.6	130.7
MR44	13/0/13	358.2	-58.2	2.0	442	83.1	120.7
MR48	3/0/3	5.1	-55.8	5.7	467	84.0	65.4
MR49	5/0/5	3.8	-53.8	3.9	383	86.1	53.9
Mean	7	359.4	-57.6	2.7	510		
Mean IPC + Dikes							
Mean D&I	32	3.0	-54.6	2.5	105		
Mean VGP	32			3.0	71	85.7	74.1
Site	L/P/n	Dec	Inc	α_{95}	k	Dec²	Inc²
Sediments host rocks IPC							
MR04	5/0/5	11.8	-56.0	5.4	200	340.8	-32.0
MR05	5/0/5	10.3	-55.6	7.3	111	289.3	-66.9
MR09	5/0/5	14.8	-59.5	3.4	515	272.4	-21.8
MR16	8/0/8	4.3	-60.2	5.2	114	52.6	-31.0
Volcanic host rocks IPC							
MR07	8/0/8	347.6	-53.8	6.6	72	347.6	-53.8
MR28	7/0/7	21.5	-59.9	3.5	307	351.3	-54.1
MR29	7/0/7	5.1	-49.4	4.7	169	347.1	-40.2
MR55	0/7/7	15.0	-52.1	4.3	349	347.6	-55.3
MR56	7/0/7	341.7	-41.8	4.5	180	326.4	-35.4

(Fig. 8a,b) between the sites suggest a complex magmatic fabric for the gabbro (Table 2).

Despite the scatter (Fig. 8a), the AMS foliation is mainly vertical with an AMS lineation dipping at various angles to the north. For two sites (MR61 and MR62) the AMS is coherent with the AARM fabric (Fig. 8c,d).

5.2. The main tonalitic and granodiorite units

All samples from the Main Tonalitic Unit (MTU) and the Granodioritic Unit (GU) have susceptibility lower than 0.1 SI (Supplementary data and Supplementary Figure 2). All sites, but one, have anisotropy degrees lower than 1.2. The fabric is mainly oblate with a magnetic foliation that is steep in most cases but with varying azimuth (Fig. 9). The magnetic lineations are also highly scattered with a predominant steep dip attitude. At the site level, the magnetic fabric is usually homogeneous as shown by the low ellipses of confidence angles at 95% (Fig. 9, Table 2). When sites are geographically close at the kilometer scale, the magnetic fabrics from nearby sites are also often similar in orientation and shape. An example is shown in Fig. 10 where 4 sites (MR26, MR51, MR53 and MR54) drilled along a 4 km profile have a similar low magnetic fabric ($1.05 < P < 1.07$) and vertical foliation oriented WNW-ESE.

5.3. Comparison of the magnetic fabric of the MME and the host rocks

At five localities we sampled the host rocks and the MME (Fig. 11). In all cases but one, the tensorial mean magnetic fabric of the enclaves is similar to the one from the host rock at the site level but the degree of anisotropy is usually lower with a largest scatter in the direction of minimum and maximum susceptibilities illustrated by larger ellipses of confidence for the enclaves than for the tonalite host rocks.

At site MR06, for which we have more detailed magnetic properties, some samples of the enclaves have more stable remanent magnetization with MDF greater than 20 mT and NRM up to 1 A/m while samples from other enclaves have magnetic characteristics (MDF values and NRM data) similar to those of the tonalite host rocks. A higher content in fine-grained magnetite in some MME could explain the lower anisotropy degree observed.

5.4. The dikes

Samples taken from the mafic dikes have a low degree of anisotropy but well-organized tensors with a sub-vertical magnetic foliation except for site MR48 without significant anisotropy (foliation degree of 1.01). The foliations are almost parallel to the dike orientation. Despite the very low anisotropy, the magnetic lineations are relatively well grouped and dipping to the north (Fig. 12). Flow directions in dikes derived from AMS data are better defined near the chilled margins where elongate and planar particles become imbricated (Tauxe et al., 1998). Unfortunately we have not been able to detect clear imbrication features in these dikes. Epidote veins are oblique to the dike borders but we have not observed this obliquity in the AMS data.

6. Discussion

6.1. Tectonic rotations

The characteristic directions of all sites within the IPC are of normal polarity, in agreement with the radiometric ages and an emplacement during the long normal Cretaceous Superchron. The average characteristic directions obtained for each group of lithologies conforming the IPC are close to those expected for their estimated age of emplacement (90–120 Ma) when compared to the Besse and Courtillot (2002) APWP reference curve or to the mean reference pole proposed by Somoza and Zaffarana (2008). If we exclude the two northern sampled sites (LC28 and MR17), with a clockwise deviated declination, the mean direction determined from 25 IPC sites and 7 mafic dikes is $D = 3.0^\circ\text{E}$ and $I = -54.6^\circ\text{N}$,

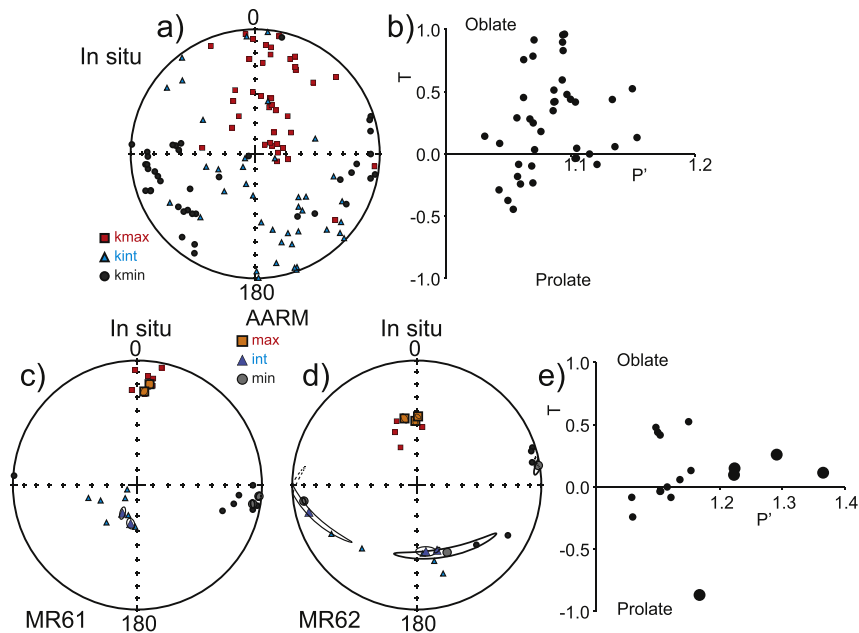


Fig. 8. (a) Stereonet of the principal directions of the AMS ellipsoids samples from the gabbro in in situ coordinate. (b) T-P' plot for samples of the gabbros. For sites MR61 (c) and MR62 (d) the principal directions of the ARM magnetic fabric are coherent with those of the AMS fabric but with a highest degree of anisotropy. Anisotropy of ARM data are shown with the largest symbols.

($\alpha_{95} = 2.5$). If we compare the mean virtual geomagnetic pole (Table 2) with the reference pole calculated by Somoza and Zaffarana (2008) for stable South America (125–90 Ma, Latitude 89.1, Longitude 213.8), there is a clockwise rotation of $4^\circ \pm 3.7$ and a latitudinal displacement of $3.7^\circ \pm 3.1$. This latitudinal displacement is within the resolution of the paleomagnetic method and we will not further speculate about its significance. We however note that the observed inclination for the IPC is in good agreement with the mean inclination observed for the slightly younger Caleu pluton (Parada et al., 2005a) while the mean declination for the Caleu pluton appears rotated 10° clockwise with respect to the mean direction recorded by the IPC. As discussed in more details by Arriagada et al. (2013), there is no significant rotation of the forearc at the latitude of the IPC but there is evidence for clockwise rotation to the south of the studied area including the Caleu pluton. The changing pattern of rotation along the forearc could be related to the subduction of the Juan Fernandez ridge (Arriagada et al., 2013).

6.2. The regional tectonic regime during the IPC emplacement

Despite an about 25 Ma time interval between the emplacement of the different magmatic pulses (Fig. 2), there is no clear apparent polar wander recorded in our paleomagnetic results. This result is in agreement with the mid-Cretaceous polar standstill of South America described by Somoza and Zaffarana (2008) who argue that the beginning of contractional events correlates with the end of this period of slow motion of the South American plate.

This interpretation implies that the emplacement of the IPC occurred during a period of extension rather than within a compressional setting. Except at one locality where we have field evidence for a mylonitic zone (northern part of the IPC), there is no evidence for internal deformation within the IPC. The IPC intrudes sedimentary sequences that are deformed nearby the western edge of the pluton. The tilted limestone record a remagnetization carried by pyrrhotite that is likely associated with contact metamorphism because the in-situ characteristic direction of the limestone is similar to that of the IPC. It is unclear whether the sedimentary

layers have been tilted prior or during the emplacement of the IPC which was dated at 99.2 ± 0.6 Ma by U/Pb in titanite in the vicinity of the area (Morata et al., 2006).

At this same latitude but farther west, Arancibia (2004) dated at around 98 Ma (in situ Ar/Ar white-mica) a mylonitic deformation zone related to reverse fault (fault system Silla del Gobernador). This age was interpreted as evidence for compressional regime coeval with exhumation of Paleozoic to Cretaceous units from the Coastal Range (Gana and Zentilli, 2000; Parada et al., 2001; Arancibia, 2004). This observation may indicate that the marine sedimentary sequence was deformed during the emplacement of the c.a. 100 Ma MTU. The extensional structures of “Lo Prado basin” could have accommodated the magma emplacement and explain the deformation style observed in the sedimentary sequence (an east vergence overturned anticline), by the inversion of these extensional structures. Thus, the “Lo Prado basin” tectonic inversion would be contemporary with the compressional tectonic regime proposed by Arancibia (2004).

6.3. Intrusive strain and emplacement mode

Magnetite is the main magnetic carrier of the susceptibility at all sites. The degree of anisotropy is lower than 1.2 except at site LC26 that is the only site where there is evidence for ductile deformation.

For the layered gabbros with high magnetic susceptibility, the anisotropy is not very strong and well-defined ellipsoids are observed for only two sites.

The magnetic fabric detected in the MME is coaxial with the magnetic fabric of the host tonalite unit. This observation indicates that the magnetic fabric in the MME is related to the same strain affecting the host rock during the late stage of emplacement. This suggests that the MME had probably the same viscosity than the tonalite. The same observation has been made in previous AMS studies of MME rich plutons (Hrouda et al., 1999).

At a regional scale there is a significant variation in the orientation of the AMS ellipsoids (Fig. 13) and this raises doubts about the existence of a regional compressive tectonic stress during the

Table 2
 N: number of specimens used to calculate the mean tensor. D, I, P1 and P2 are the declination, inclination, angles of the ellipse of confidence for the direction of the maximum (K_{\max}) and minimum (K_{\min}) axes of the mean-site ellipsoid. Lin: degree of lineation; Fol: degree of foliation; P & P' are the degree of anisotropy and corrected anisotropy respectively according to Jelinek (1978). T parameter defining the type of ellipsoid with $T = 1$ for a pure oblate and $T = -1$ for a pure prolate ellipsoid.

Site	N	K_{\max}				K_{\min}				Lin	Fol	P	P'	T
		D	I	P1	P2	D	I	P1	P2					
Gabbro														
MR18	3	345.3	77.8	58.8	28.8	122.8	9.1	80.0	15.3	1.043	1.097	1.140	1.148	0.37
MR19	10	21.7	52.0	24.4	6.4	259.0	22.9	20.6	9.7	1.017	1.041	1.058	1.060	0.40
MR61	7	5.1	17.2	10.1	5.7	98.4	10.5	14.4	5.7	1.054	1.062	1.117	1.120	0.07
MR62	5	344.2	53.2	12.5	10.6	82.2	5.9	31.6	4.8	1.033	1.038	1.072	1.073	0.07
Other intrusive rocks														
LC07	10	95.0	4.8	31.8	2.9	3.9	11.8	6.7	2.9	1.025	1.109	1.134	1.145	0.61
LC08	10	109.0	72.1	19.7	6.6	355.6	7.3	25.2	7.6	1.037	1.104	1.141	1.150	0.47
LC09	10	187.0	43.4	15.5	11.3	56.4	34.5	16.5	5.3	1.069	1.044	1.113	1.117	-0.22
LC10	9	352.5	3.9	17.0	9.9	84.0	21.9	38.4	13.8	1.044	1.037	1.081	1.083	-0.08
LC15	5	151.1	20.7	32.3	16.6	270.6	52.6	63.3	11.7	1.015	1.006	1.021	1.022	-0.45
LC16	6	263.5	62.5	56.1	14.9	163.5	5.1	46.2	17.5	1.005	1.012	1.017	1.018	0.39
LC17	8	5.8	18.5	44.6	7.8	245.7	56.3	8.9	4.8	1.006	1.033	1.039	1.042	0.68
LC18	13	354.1	2.2	13.7	2.5	259.4	64.7	4.1	2.4	1.012	1.048	1.059	1.063	0.59
LC23	10	293.5	61.5	53.2	3.8	166.4	18.1	6.9	2.7	1.003	1.048	1.051	1.057	0.89
LC24	9	69.1	71.5	24.0	11.5	282.8	15.6	21.6	16.6	1.006	1.006	1.012	1.012	0.05
LC25	12	53.8	54.5	13.3	3.3	202.0	31.2	8.5	3.4	1.035	1.076	1.111	1.116	0.36
LC26	9	206.9	12.9	16.6	3.7	113.1	16.4	6.8	3.7	1.041	1.359	1.400	1.462	0.77
LC27	5	272.4	69.3	28.8	13.9	147.9	12.1	33.8	7.1	1.077	1.106	1.183	1.192	0.15
LC28	11	30.5	76.6	21.4	5.2	137.7	4.0	11.0	5.2	1.028	1.037	1.066	1.067	0.13
MRE1	12	118.8	41.7	15.1	6.5	19.6	10.2	27.4	5.0	1.030	1.026	1.056	1.057	-0.06
MR01	9	117.5	43.4	25.5	9.3	23.6	4.0	21.7	10.8	1.050	1.044	1.094	1.096	-0.07
MR02	11	157.5	50.7	26.3	12.5	271.4	18.3	35.0	12.3	1.019	1.017	1.036	1.036	-0.04
MR03	8	157.5	59.2	22.0	7.5	33.2	18.6	14.1	7.2	1.030	1.026	1.056	1.057	-0.06
MRE6	9	76.8	34.4	40.4	9.7	170.9	5.9	17.6	9.6	1.007	1.029	1.036	1.038	0.60
MR06	6	279.9	71.6	60.7	12.9	177.7	4.0	26.9	4.6	1.006	1.029	1.035	1.038	0.64
MR08	9	25.8	56.6	13.9	2.4	282.3	8.8	4.4	2.9	1.020	1.109	1.128	1.141	0.68
MR10	6	194.4	58.7	27.9	4.1	92.7	7.1	8.4	4.5	1.039	1.066	1.105	1.108	0.25
MR11	9	185.5	15.1	24.0	17.0	81.5	41.9	60.6	16.6	1.023	1.007	1.031	1.032	-0.52
MR12	8	176.3	55.8	9.6	5.7	57.2	18.3	21.4	6.0	1.036	1.036	1.072	1.074	0.00
MR13	7	199.3	65.9	21.2	5.8	34.4	23.4	8.0	4.0	1.030	1.093	1.123	1.131	0.50
MR14	8	190.2	53.1	14.9	3.5	62.7	24.6	9.8	2.6	1.033	1.064	1.098	1.101	0.31
MR17	9	256.8	69.9	7.5	3.7	346.8	0.0	52.3	3.5	1.015	1.001	1.016	1.018	-0.85
MRE20	11	231.5	26.6	66.3	13.4	330.9	18.2	19.9	7.4	1.002	1.018	1.020	1.022	0.77
MR21	8	217.9	19.3	27.8	11.3	308.6	1.9	29.6	16.1	1.029	1.030	1.060	1.061	0.01
MR22	12	160.2	31.7	38.7	14.5	28.9	46.9	65.1	15.6	1.008	1.002	1.010	1.011	-0.54
MR23	10	132.0	41.6	11.4	5.1	19.6	23.2	25.9	8.2	1.056	1.033	1.088	1.091	-0.26
MR23	8	127.8	38.7	9.9	3.9	24.6	15.8	18.7	8.2	1.055	1.042	1.097	1.100	-0.13
MRE24	9	132.7	30.2	33.7	20.0	41.2	2.7	31.3	12.1	1.018	1.024	1.042	1.043	0.14
MR25	9	96.5	51.5	15.6	9.6	212.5	19.2	23.3	13.3	1.029	1.025	1.054	1.055	-0.07
MR26	7	301.0	14.7	43.0	3.9	31.7	2.4	9.2	3.8	1.007	1.057	1.064	1.071	0.77
MR27	5	340.6	36.5	23.3	16.4	118.4	45.0	44.7	17.8	1.004	1.004	1.007	1.008	-0.01
MR30	5	126.4	65.2	57.8	29.6	225.9	4.4	63.4	30.1	1.009	1.008	1.017	1.017	-0.09
MR31	5	337.0	61.9	30.9	1.2	199.8	21.4	6.8	1.6	1.033	1.043	1.076	1.078	0.13
MR32	5	184.0	8.8	29.3	26.2	295.2	66.9	53.2	19.2	1.006	1.003	1.009	1.009	-0.35
MR33	7	270.6	57.9	44.2	21.2	172.2	5.2	82.6	21.1	1.008	1.004	1.012	1.012	-0.34
MR34	8	221.1	0.9	4.3	2.6	130.3	40.6	9.6	2.8	1.021	1.048	1.069	1.071	0.38
MR35	6	241.6	37.7	16.8	11.6	337.5	7.6	20.3	11.6	1.009	1.009	1.017	1.018	-0.01
MR36	9	2.1	26.4	21.5	8.3	237.2	49.0	9.7	3.6	1.010	1.028	1.038	1.039	0.47
MR37	8	147.6	64.0	24.5	7.7	25.4	14.6	16.6	9.4	1.035	1.092	1.127	1.135	0.44
MR38	11	125.2	61.0	17.4	7.5	242.0	14.0	19.1	7.8	1.059	1.027	1.086	1.090	-0.37
MR39	6	251.3	73.2	47.1	7.1	158.9	0.7	9.4	3.9	1.020	1.142	1.162	1.180	0.75
MR45	9	304.8	48.5	62.2	8.5	53.5	15.9	17.3	9.5	1.001	1.007	1.008	1.009	0.79
MR46	10	220.7	15.9	36.5	22.3	26.7	73.6	22.3	16.9	1.002	1.003	1.005	1.005	0.17
MR50	13	197.6	16.6	31.1	9.1	102.8	15.7	9.5	8.9	1.020	1.068	1.088	1.094	0.54
MR51	14	326.3	25.1	73.4	7.5	231.5	10.2	13.1	8.8	1.003	1.050	1.054	1.060	0.88
MR53	5	317.7	61.1	21.8	12.5	208.6	10.2	26.5	11.7	1.023	1.042	1.065	1.067	0.29
MR54	11	112.0	21.0	45.0	7.6	20.9	2.9	8.2	7.7	1.009	1.049	1.057	1.062	0.69
MR47	13	19.3	3.3	10.2	6.8	110.1	13.3	10.9	4.9	1.025	1.032	1.057	1.058	0.12
MR57	13	176.0	3.5	26.4	8.0	267.0	16.0	11.7	6.6	1.027	1.064	1.091	1.096	0.40
MR58	10	23.2	19.6	33.3	3.5	196.7	70.3	4.2	3.6	1.007	1.047	1.053	1.059	0.75
MR65	7	10.9	45.0	28.3	13.6	158.2	40.1	40.6	15.8	1.017	1.022	1.039	1.039	0.15
Dikes Frutillar														
MR40	16	14.9	48.1	13.3	7.8	271.1	12.1	8.0	4.8	1.004	1.018	1.022	1.024	0.64
MR41	17	335.2	51.8	16.7	7.7	94.3	21.0	12.2	5.0	1.003	1.016	1.020	1.021	0.65
MR42	15	192.4	81.4	60.3	10.6	70.0	4.6	13.1	7.2	1.000	1.012	1.012	1.014	0.92
MR43	14	340.1	45.8	40.2	11.7	72.3	2.1	18.6	12.1	1.002	1.014	1.016	1.017	0.71
MR44	12	163.8	28.0	58.5	9.5	66.9	12.8	16.2	5.7	1.002	1.012	1.014	1.015	0.68
MR48	10	264.8	36.7	24.6	21.8	174.8	0.0	55.8	20.3	1.001	1.001	1.002	1.002	-0.33
MR49	9	337.8	25.8	33.3	12.1	70.3	5.2	21.6	10.0	1.001	1.002	1.003	1.003	0.33

Table 2 (continued)

Site	N	K_{max}				K_{min}				Lin	Fol	P	P'	T
		D	I	P1	P2	D	I	P1	P2					
Volcanic rocks														
MR28	6	156.0	37.0	54.4	29.9	47.0	23.3	56.0	29.2	1.007	1.005	1.013	1.013	-0.13
MR29	8	81.7	6.9	14.2	11.2	266.5	83.1	31.9	11.4	1.008	1.027	1.035	1.037	0.52
MR55	12	87.2	18.9	33.4	9.8	252.7	70.5	22.9	8.6	1.004	1.006	1.010	1.010	0.14

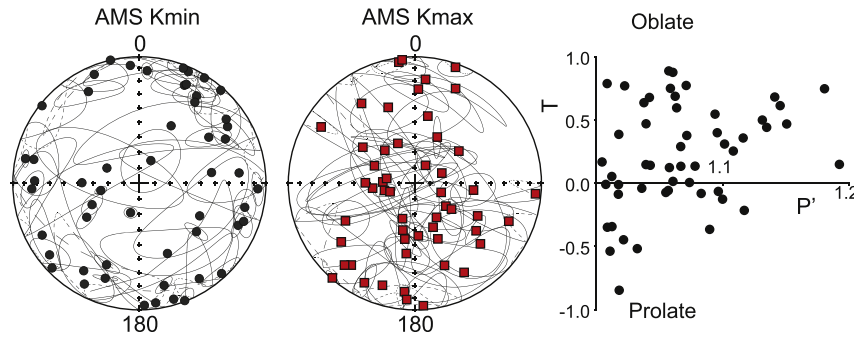


Fig. 9. Stereonets of the poles of the magnetic foliations observed in the IPC (left) and the down-dip direction of the magnetic lineation (center). (right) T-P' plot of the magnetic fabric. Only one site (LC46) with a corrected anisotropy degree $P' > 1.2$ is not shown on this graph.

emplacement. The same observation can be found in the AMS study of the Caleu pluton located less than 100 km to the south of the IPC (Parada et al., 2005b). For this pluton, changes in the orientation of the magnetic fabrics appear strongly related to the shape of its borders and roof. However, in map view, this pluton does not present a preferential orientation of its border. In contrast, the IPC plutonic units seem to correspond to large N–S oriented bodies (Fig. 13). Thus we should expect that the magnetic fabric in the IPC should also be biased toward a preferential N–S orientation. This is not the case and the nearly E–W magnetic foliation observed at some sites could indicate that the IPC is not constituted by large N–S oriented magmatic bodies but by several closely spaced

amalgamated nearby plutons aligned along the N–S oriented Cretaceous arc. This interpretation is also supported by the distribution of the ages. The oldest ages are found in the mafic unit (MU) located in the northern part and western border of the IPC. However, the Trondhjemitic Unit (TU), outcropping north of Caimanes village (Figs. 1 and 13) and dated at 110 Ma, appear as discrete pulses along the IPC, meanwhile the Main Tonalitic Unit, with an age of about 100 Ma, seems to be disposed along a NS band. The expected eastward younging age progression is rebutted by the two biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of $\sim 107\text{--}108$ Ma obtained in granodiorite rock in which intruded the Frutillar mafic dikes (see Figs. 1 and 2).

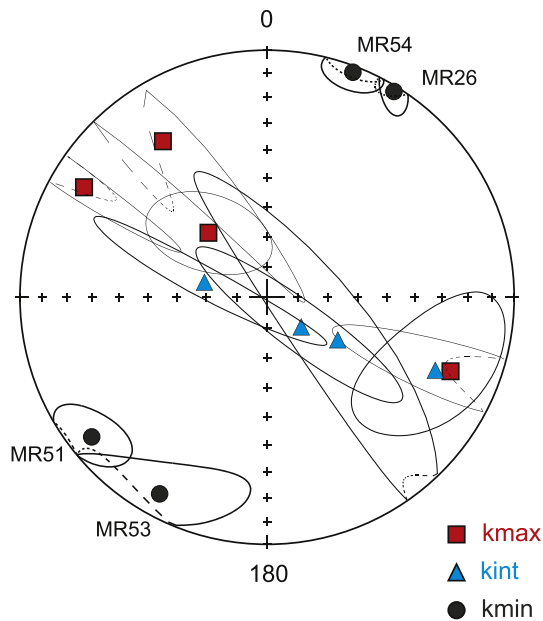


Fig. 10. Stereonet of the principal directions of the AMS ellipsoids for 4 nearby sites MR26, MR51, MR53, MR54 showing that the magnetic fabric is coherent within sites a few kilometers apart.

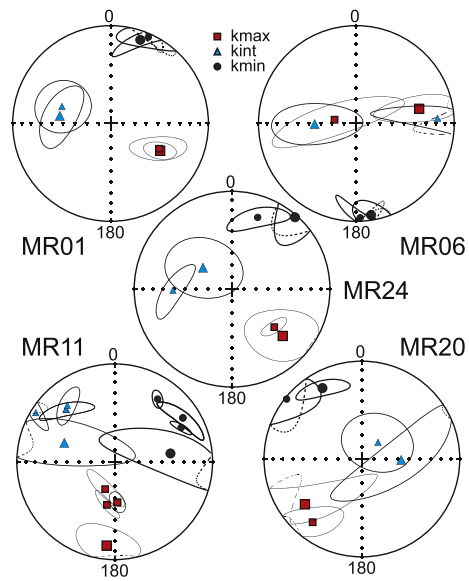


Fig. 11. Comparison of the principal directions of the AMS ellipsoids in the enclaves and the host intrusive rocks at five sites. The AMS in the enclaves is similar to the one in the host rock except at site MR11 where the magnetic fabric is statistically different from the fabric in sites from nearby intrusive rocks (MR12, MR13 and MR14). Mean tensors calculated from several samples in different enclaves are shown with large symbols while the results in the intrusive host rocks are shown with smallest size symbols.

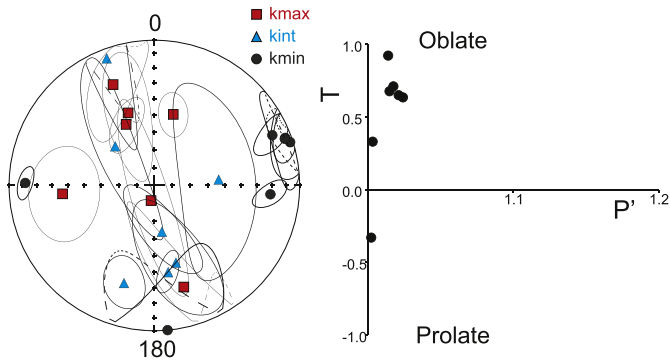


Fig. 12. (left) Stereonet of the principal directions of the AMS ellipsoids in the dikes. (right) T-P' plot for the site-mean tensor. The two dikes (MR48 and MR49) have a very low anisotropy while an oblate magnetic foliation is recorded in the other dikes.

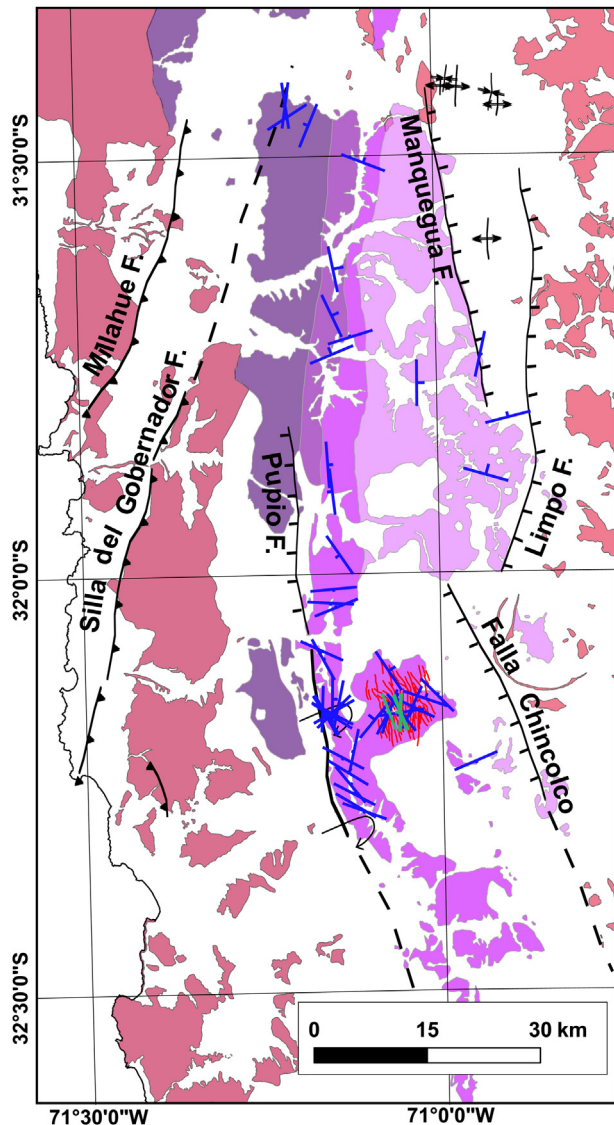


Fig. 13. Map of the magnetic foliation across the IPC. The dip of the foliation plane is shown by the length of the bar with shortest bars corresponding to steeply dipping magnetic foliations (see Figs. 1 and 2 for more geological information).

6.4. The mafic enclaves and dikes

The MME are distributed heterogeneously in the MTU, mainly at isolated central zones and borders of the southern part of this magmatic pulse. The MME are generally rounded to sub-rounded, fine grain size and ellipsoidal shapes. Their color varies according to composition, being the black and gray MME diorites and monzodiorites while MME with lighter color are quartz diorites and quartz monzodiorites.

The mineralogy, textures, observed morphological characteristics and P-T conditions estimations in the MME, indicate the MTU unit with MME was generated by two interacting felsic and mafic magmas (Varas et al., 2009, 2012). This interpretation is also confirmed by the similitude in ages obtained in biotite from MME (sample MR01, 101.2 ± 0.1 Ma) and hosting tonalite (sample MR08, 100.8 ± 0.1 Ma, sample MR39, 98.2 ± 0.1 Ma). Moreover, these Ar/Ar ages are consistent with U/Pb ages obtained in titanite from the MTU, suggesting high cooling rate after emplacement. We suggest that the mafic magma from which MME formed would ascend through dike-shaped feeders.

The two new biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages obtained in the plutonic unit intruded by the dike complex in Quebrada Frutillar are significantly older (107–108 Ma) than the MTU (≈ 100 Ma). According to these new ages, and the similitude in magnetic properties, we propose that these granodiorites belong to the TU and the mafic dikes from Quebrada Frutillar and the mafic enclaves observed in the MTU could be then contemporaneous and generated from the same mafic magma reservoir.

There is no elevation difference between the Quebrada Frutillar area with the dike swarm and the MTU. The paleomagnetic study of the dike swarm indicates titanomagnetite slightly altered to titanomaghemite as the magnetic carrier in the dike. This suggests that the dikes intruded a relatively cold intrusive.

Moreover the low degree of AMS recorded by the dikes also suggests low strain and rapid cooling, a case very different from the one described for the Concon dyke swarm by Creixell et al. (2006). This interpretation is in agreement with petrologic data of the MME and the tonalite indicating that the tonalite unit was emplaced at shallow crustal level.

Finally, the coincidence between U/Pb ages and the new Ar/Ar ages obtained in this work indicate high cooling rate for the MTU. Moreover, because biotite closure temperature for Ar/Ar system is close to 350°C , the biotite plateau ages obtained in rocks belonging to the TU and MTU suggest that after emplacement and cooling of the IPC, this complex does not evidence any low- to medium-temperature event that could reset the primary magmatic ages. Consequently, all the magnetic properties observed in the IPC and presented in this work are related to primary magmatic processes (magmatic emplacement) and not in relation with any post-magmatic event that could reset the primary magnetic foliation.

7. Conclusions

Paleomagnetic results were obtained in rocks of the IPC as well as in the host sedimentary rock. The characteristic directions of all sites within the IPC are of normal polarity, in agreement with the radiometric ages and an emplacement during the long normal Cretaceous Superchron. A very low value of $4^\circ \pm 3.7^\circ$ clockwise rotation is obtained for the area of the Chilean forearc between $31^\circ30'S$ and $32^\circ30'S$.

AMS results from the different lithological units of the Illapel Plutonic Complex are interpreted as primary magmatic fabrics acquired during the late stages of pluton emplacement. Our samples are not homogeneously distributed within the different magmatic pulses but still show some similar characteristics: a) the degree of

anisotropy is lower than 1.2 except at one site where there is evidence for ductile deformation; b) at a regional scale there is a significant variation in the orientation of the AMS ellipsoids. These elements, together with the very homogeneous characteristic directions of all sites, make us question the existence of a regional compressive tectonic stress during the emplacement of the IPC.

The paleomagnetic study of the IPC supports the mid-Cretaceous polar standstill of South America (Somoza and Zaffarana, 2008). Magnetic fabrics are best interpreted as evidence of magmatic origin with the emplacement of the IPC occurring prior to the beginning of compressive deformation in the Andes of Central Chile.

Acknowledgments

We are indebted to Project Fondecyt 1080468: “The anatomy, nature, ascent and emplacement of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, Central Chile”, and to the IRD for the logistical support during field work (especially to Sergio Villagrán). Finally, we gratefully acknowledge the “Departamento de Postgrado y Postítulo de la Vicerrectoría de Asuntos Académicos de la Universidad de Chile” and its program “Becas de Estadías Cortas de investigación”. We thank Christian Creixell for his comments on an early version of this manuscript. We acknowledge Andres Folguera and an anonymous referee for their comments and suggestions to improve the manuscript. This work is a contribution to the Fondap-Conicyt Project 15090013.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data related to this article can be found at <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.11.007>.

References

- Aguirre, L., Levi, B., Nyström, J.O., 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. In: Daly, B.W.D., Cliff, R.A., Yardley, J.S. (Eds.), *Evolution of Metamorphic Belts* 43. Geological Society of London, pp. 223–232. Special Publication.
- 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.
- Arancibia, G., 2004. Mid-Cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32° S). *J. South Am. Earth Sci.* 17, 209–226.
- Arriagada, C., Ferrando, R., Córdova, L., Morata, D., Roperch, P., 2013. The Maipo orocline: a first scale structural feature in the Miocene to Recent geodynamic evolution in the central Chilean Andes. *Andean Geol.* 40 (3), 419–437.
- Astudillo, N., Roperch, P., Townley, B., Arriagada, C., 2005. A Paleomagnetic Study of the Chuquicamata Porphyry Copper Deposits, Northern Chile. IAGA Assembly, Toulouse Francia.
- Besse, J., Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of geomagnetic field in the last 200 million years. *J. Geophys. Res.* 107, 2300.
- Boric, R., Munizaga, F., 1994. Geocronología Ar–Ar y Rb–Sr del depósito estratificado de cobre El Soldado (Chile central), vol. 45. Comunicaciones-Universidad de Chile, pp. 135–148.
- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of mag-netic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.* 42, 49–93.
- Cobbold, P.R., Rossello, E., Roperch, P., Arriagada, C., Gómez, L., Lima, C., 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America 272. Geological Society, London, pp. 321–343. Special Publications.
- 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.
- Dekkers, M.J., Mattri, J.L., Fillion, G., Rochette, P., 1989. Grain-size dependence of the magnetic behavior of pyrrhotite during its low temperature transition at 34 K. *Geophys. Res. Lett.* 16, 855–858.
- Feinberg, J.M., Scott, G.R., Renne, P.R., Wenk, H.R., 2005. Exsolved magnetite inclusions in silicates: features determining their remanence behavior. *Geology* 33, 513–516.
- Fuentes, F., Féraud, G., Aguirre, L., Morata, D., 2005. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of volcanism and subsequent very low-grade metamorphism in a subsiding basin: example of the Cretaceous lava series from central Chile. *Chem. Geol.* 214, 157–177.
- Gana, P., Zentilli, M., 2000. Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile central. In: Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas, vol. 2, pp. 664–668 (Puerto Varas).
- Godoy, E., Rayner, N., Davis, B., 2006. Edad U-Pb cretácica temprana de ignimbritas y andesitas en la Depresión Central, VI Región, Chile: implicancias geotectónicas. In: XI Congreso Geológico Chileno, Actas, vol. 1, pp. 229–232.
- Hrouda, F., Taborska, S., Schulmann, K., Jezek, J., Dolejs, D., 1999. Magnetic fabric and rheology of co-mingled magmas in the Nasavrky Plutonic Complex (E Bohemia): implications for intrusive strain regime and emplacement mechanism. *Tectonophysics* 307, 93–111.
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geoph. Geod.* 22, 50–62.
- Levi, B., 1969. Burial metamorphism of a Cretaceous volcanic sequence west from Santiago, Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 24, 30–49.
- Levi, B., Aguirre, L., Nyström, J.O., 1982. Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular lavas: comparison of basalt and spilitic in Cretaceous basic flows from central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 49–58.
- Levi, B., Aguirre, L., Nyström, J.O., Padilla, H., Vergara, M., 1989. Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *J. Metamorph. Geol.* 7, 487–495.
- Martínez-Pardo, R., Gallego, A., Martínez-Guzmán, R., 1994. Middle Albian marine planktonic microfossils from the Santiago basin, central Chile: their depositional and paleogeographic meaning. *Revista Geológica de Chile* 21, 173–187.
- Mpodozis, C., Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: Erickson, G., Cañas-Pinochet, M., Reinemund, J. (Eds.), *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, vol. 11, pp. 59–90.
- 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. In: South American Symposium on Isotope Geology No. 3/Sociedad Geológica de Chile, pp. 321–324. Extended Abstracts Volume (CD).
- Morata, D., Aguirre, L., 2003. Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range of central Chile: geochemistry and petrogenesis. *J. South Am. Earth Sci.* 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. In: Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas, vol. 2, pp. 509–512 (Antofagasta).
- Morata, D., Varas, M.I., Higgins, M., Valencia, V., Verhoort, J., 2010. Episodic emplacement of the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera, central Chile): Sr and Nd isotopic, and zircon U-Pb geochronological constraints. In: South American Symposium on Isotope Geology, No. 7. Brasilia (Brasil).
- Muñoz Cristi, J., 1942. Rasgos generales de la constitución geológica de la Cordillera de la Costa, especialmente en la Provincia de Coquimbo. In: Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, No. 1, Anales, vol. 2, pp. 285–318. Santiago (Chile).
- 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.
- 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'–32°30'S). *J. South Am. Earth Sci.* 1, 249–260.
- Parada, M.A., Nyström, J.O., 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., Féraud, G., Aguirre, L., Fuentes, F., Morata, D., Vergara, M., Larrondo, P., Palacios, C., 2001. U-Pb, ⁴⁰Ar–³⁹Ar and fission-track geochronology of the Early Cretaceous Caleu pluton and its volcanic envelope, Coastal Range of central Chile: Tectonic and metamorphic implications. In: Symposium on Isotope Geology, No. 3, pp. 612–615. Abstracts, Pucón (Chile).
- Parada, M.A., Larrondo, P., Guirese, C., Roperch, P., 2002. Magmatic gradients in the Cretaceous Caleu pluton (central Chile): injections of pulses from a stratified magma reservoir. *Gondwana Res.* 5, 307–324.
- Parada, M.A., Féraud, G., Fuentes, F., Aguirre, L., Morata, D., Larrondo, P., 2005a. 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. *J. Geol. Soc. London* 162, 273–287.
- Parada, M.A., Roperch, P., Gírese, C., Ramírez, E., 2005b. Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile. *Tectonophysics* 399, 399–420.
- Ramos, V., Aleman, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, pp. 635–685, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. Publisher, Town.
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., DePaolo, D.J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Chem. Geol.* 145, 117–152.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Puig, A., 1985. Cronología K–Ar de las rocas intrusivas entre los 31°–32°S, latitud sur, Chile. *Revista Geológica de Chile* 24, 63–74.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile No. 69 (escala 1:250.000). Santiago.

- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Espiñeira, D., 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile No. 73 (escala 1: 250.000). Santiago.
- Robinson, D., Bevins, R.E., 1989. Diastathermal (extensional) metamorphism at very low grades and possible high grade analogues. *Earth Planet. Sci. Lett.* 92, 81–88.
- Ruffet, G., Féraud, G., Amouric, M., 1991. Comparison of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conventional and laser dating of biotites from the North Tregor batholiths. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1675–1688.
- Ruffet, G., Féraud, G., Balèvre, M., Kiénast, J.-R., 1995. Plateau ages and excess argon in phengites: an $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy). *Chem. Geol.* 121, 327–343 (Isotopic Geoscience Section).
- Ruffet, G., Gruau, G., Ballèvre, M., Féraud, G., Philippot, P., 1997. Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ laser probe dating of high-pressure phengites from the Sesia zone (western Alps): underscoring of excess argon and new age constraints on the high-pressure metamorphism. *Chem. Geol.* 141, 1–18.
- Somoza, R., Zaffarana, C.B., 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean Cordillera. *Earth Planet. Sci. Lett.* 271, 267–277.
- Tauxe, L., Gee, J.S., Staudigel, H., 1998. Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: the bootstrap way. *J. Geophys. Res.* 103, 17775–17790.
- Thomas, H., 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, p. 86. Boletín, No. 2, (Santiago).
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V.A., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén basin: constraints on the Andean uplift from U/Pb and Hf analyses of detrital zircons. *Tectonophysics* 489, 258–273.
- Varas, M.I., Morata, D., Arriagada, C., Ferrando, R., Higgins, M., 2009. Distribución y características morfológicas de los enclaves máficos del borde sur del Complejo Plutónico Illapel (CPI). In: Congreso Geológico Chileno, No. 12. Santiago (Chile).
- Varas, M.I., Morata, D., Higgins, M., 2012. P-T conditions of crystallization of mafia microgranular enclaves from the Illapel Plutonic Complex (IPC). In: Congreso Geológico Chileno, No 12. Antofagasta (Chile).
- Vergara, M., Drake, R., 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales postneocómicas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34, 42–52.
- Vergara, M., Levi, B., Nyström, J., Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.* 107, 1427–1440.
- Wall, R., Sellés, D., Gana, P., 1999. Área Tilti-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Mapas Geológicos, N°11, escala 1:100.000.

5. DISCUSIÓN

Cuando intentamos comprender los procesos que se encuentran involucrados en el "Ciclo Magmático", desde su origen hasta su emplazamiento final, necesitamos integrar una gran variedad de técnicas, métodos analíticos y observaciones: petrografía, geoquímica, geocronología, forma y estructura interna, relación con su roca caja, termobarometría, entre otros.

En este trabajo hemos intentado acercarnos a la comprensión de los procesos de emplazamiento de las unidades intrusivas que conforman el Complejo Plutónico Illapel, mediante el estudio de las propiedades magnéticas de sus rocas. En particular en este trabajo se utilizó el análisis del campo magnético registrado en las rocas (direcciones características), intensidad de la susceptibilidad magnética y la anisotropía de esta última (ASM). Sin embargo, la observación en terreno de algunos elementos distinguibles a escala de afloramiento también da luces acerca de los procesos involucrados en la construcción del CPI (*e.g.* zonas de cizalle, presencia de enclaves máficos y/o de xenolitos de roca caja, característica de los contactos entre unidades geológicas, fábricas minerales observables a escala del afloramiento, variaciones litológicas, etc...).

5.1 ACERCA DE LA CONSTRUCCIÓN DEL CPI

Anteriormente, el Complejo Plutónico Illapel fue definido como Superunidad Illapel (Rivano *et al.*, 1985), y se definían dos unidades (Unidad Chalinga y la Unidad Limahuida). Actualmente, tomando en cuenta los datos geocronológicos, las propiedades magnéticas del CPI (particularmente la magnitud de la susceptibilidad magnética) y las observaciones de terreno, nos permiten subdividir el CPI en cuatro distintas unidades, descritas brevemente por Morata *et al.* (2010) y complementándose su caracterización en este trabajo.

La Figura 5.1 muestra la distribución propuesta en este trabajo para las distintas unidades del CPI. Se trazaron de manera tentativa los contactos de cada pulso, ya que en terreno fue imposible observar contactos nítidos y abruptos, sino que más bien se trata de contactos "crípticos" e interdigitados (ello podría explicar la presencia de edades de 110 Ma *c.a.* dentro del pulso más antiguo).

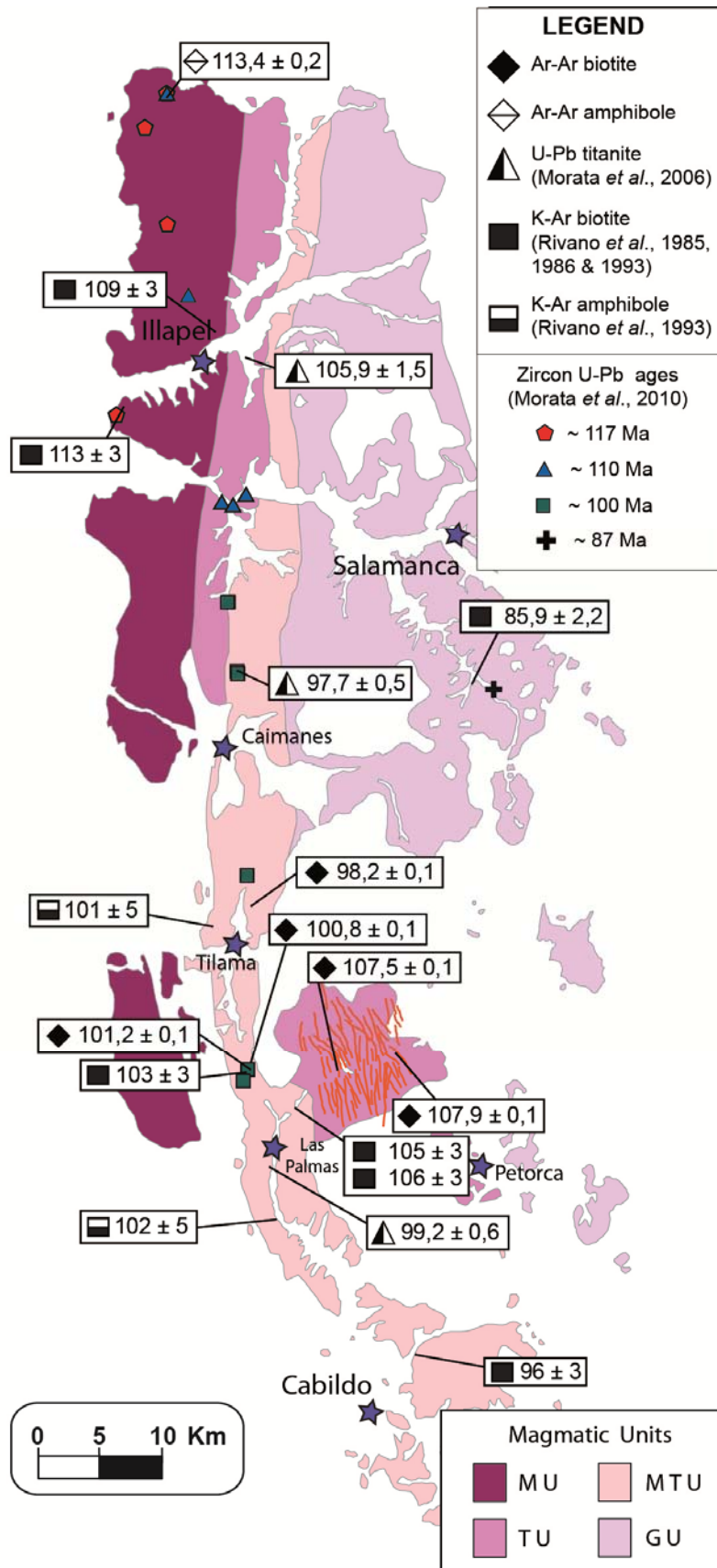


Figura 5.1: (página anterior) Mapa en donde se muestra la subdivisión del Complejo Putónico Illapel propuesta en este trabajo, además de las dataciones previas (K-Ar y U-Pb) y las de este trabajo (Ar/Ar). En Leyenda: MU= Unidad Máfica; TU= Unidad Trondhjemítica; MTU= Unidad Tonalítica Principal; GU= Unidad Granodirítica.

El origen, ascenso y emplazamiento de cada uno de estos pulsos magmáticos debe haber involucrado diversas variables, las que conjugadas de alguna manera en particular les dieron un origen característico. Intentaremos un acercamiento a estos procesos mediante el análisis de nuestros datos de ASM y de las observaciones hechas en terreno.

Emplazamiento de la Unidad Máfica

La Unidad Máfica (UM) tiene edades cercanas a los 117-115 Ma y constituye una franja ubicada en el borde occidental del CPI compuesta principalmente por gabros y dioritas, y que aparece emplazada en un basamento constituido principalmente por rocas del Paleozoico y del Jurásico, además de rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico Inferior.

Actualmente sus afloramientos se encuentran bastante erosionados, lo que restringe las zonas con posibilidad de ser muestreadas. De hecho se tienen pocos sitios dentro de esta unidad, y distribuidos muy heterogeneamente, lo que dificulta la interpretación de sus mecanismos de emplazamiento. Sin embargo, gran parte de los tensores de ASM obtenidos en esta unidad presentan lineaciones y foliaciones subverticales, además de grados de anisotropía mayores a 5%, con formas principalmente oblatas.

Estas características podemos observarlas claramente en los Gabros Bandeados de La Cordadera (Morata *et al.*, 2009; ver Capítulo 3, Figura 3.7), el cual podría indicarnos la importancia que tuvo para el emplazamiento de esta unidad el ascenso vertical de magma, generando cuerpos tubulares, probablemente interconectados entre sí.

Para inferir la geometría de esta unidad intrusiva (lacolito, lopolito, sill tabular, stock, etc...), necesitaríamos tener un mayor control de su relación de contacto con su roca encajante estratificada (es decir, de las rocas volcánicas y continentales del Cretácico Inferior al norte de

Illapel; Formación El Quereo a la latitud de Illapel; y secuencias estratificadas del Jurásico y Formación Lo Prado desde Caimanes hacia el sur; ver Capítulo 3, Figura 3.5).

La existencia de una zona de cizalle dúctil afectando a esta unidad (ver Capítulo 3; Figura 3.8 y 3.9), la que presenta indicadores de una deformación extensional sin-magmática con un alto grado de anisotropía (>40% en el sitio LC26), demuestra la estrecha relación entre magmatismo y las condiciones tectónicas imperantes durante su emplazamiento.

Emplazamiento de la Unidad Trondhjémítica

La Unidad Trondhjémítica (UT; 108-110 Ma *c.a.*), compuesta principalmente por trondhjemitas, granodioritas y leucogranitos, aparece como una franja orientada aproximadamente N-S ubicada al centro del CPI desde la localidad de Caimanes hacia el norte; además de incluir al "Lóbulo Frutillar" y al Enjambre de Diques Máficos de Frutillar (EDMF), que afloran al oriente de la localidad de Las Palmas y a lo largo de la Quebrada Frutillar.

Aflora emplazada al oriente de la Unidad Máfica y en rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Inferior, en el norte, y al este de la Unidad Tonalítica Principal a la altura de la localidad de las Palmas, emplazada en rocas volcánicas del Cretácico Inferior (Formación Veta Negra, ver Figura 5.13). En este último sector, hacia su borde oriental es posible observar su techo en contacto concordante con la secuencia volcánica de la Formación Veta Negra, el cual cae ligeramente hacia el este (ver Figura 5.2).

Además, en algunos sectores de la zona norte del CPI, se puede apreciar que esta unidad tiene una expresión geomorfológica característica, formando relieves tipo "domos" o formas más bien elongadas de relieve suave. Esta característica sumado a los datos de ASM que indican algunos sectores con foliaciones bien definidas y subhorizontales, nos permite plantear que esta unidad intrusiva tendría un techo relativamente plano y con bordes inclinados "hacia afuera" (como un lacolito).

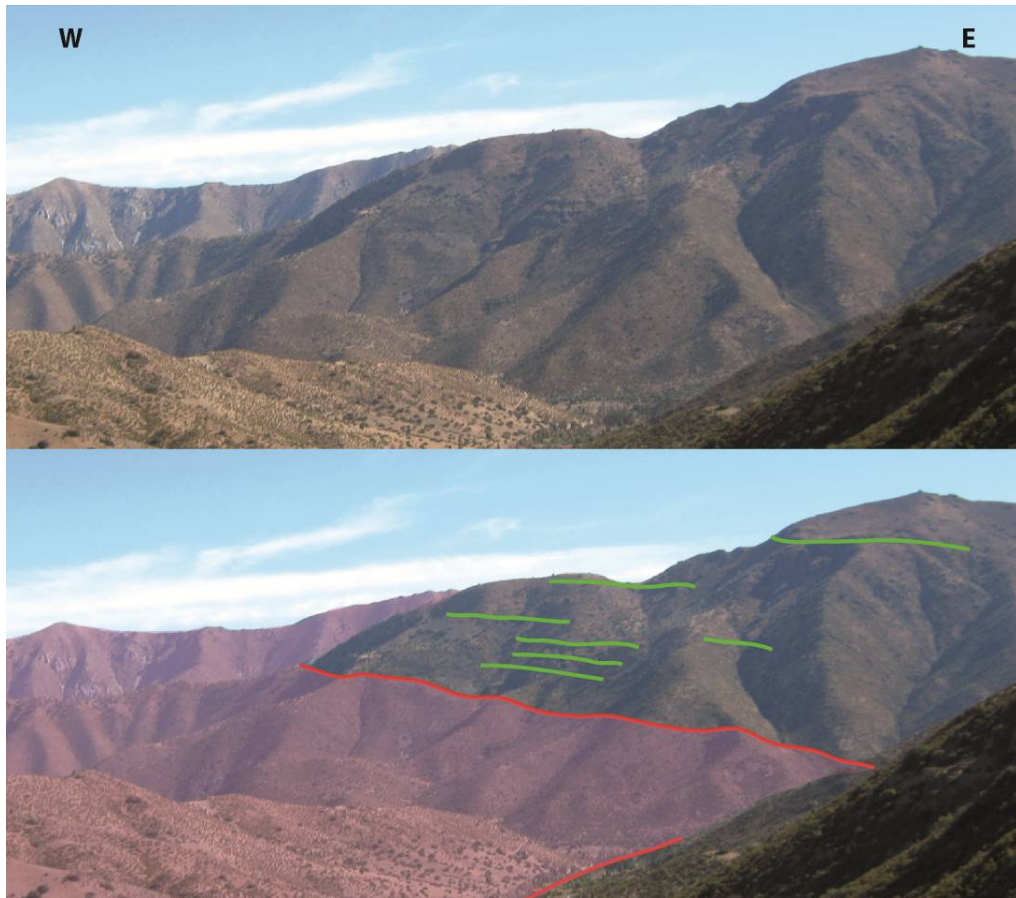


Figura 5.2: Fotografía tomada en el borde oriental del "Lóbulo Frutillar", en el cual se puede apreciar el contacto entre la Unidad Trondhjemítica y las rocas volcánicas de la Formación Veta Negra.

Enjambre de Diques Máficos Frutillar (EDMF)

Cuando vemos los contactos entre los diques y la granodiorita que le circunda, notamos que se presentan desde sinuosos e irregulares hasta rectos y abruptos. Se observa a veces que los diques asimilan pequeños bloques de roca caja (Figura 5.3, fotografías "a" y "b"), e incluso se pueden apreciar distintos eventos de intrusión de diques: en la fotografía "c" de la Figura 5.3, se puede distinguir hacia el borde derecho un dique de color gris con borde bastante irregular, y que pareciese disgregarse dentro de la granodiorita formándose enclaves máficos de distinto tamaño y formas irregulares. Éstos últimos se encuentran cortados por un dique más oscuro en el borde izquierdo de la misma fotografía, el cual presenta bordes más bien rectos y abruptos. La misma secuencia de intrusión se observa en la fotografía "d" de la misma figura, en donde el dique más oscuro aparece cortando al de color más claro.

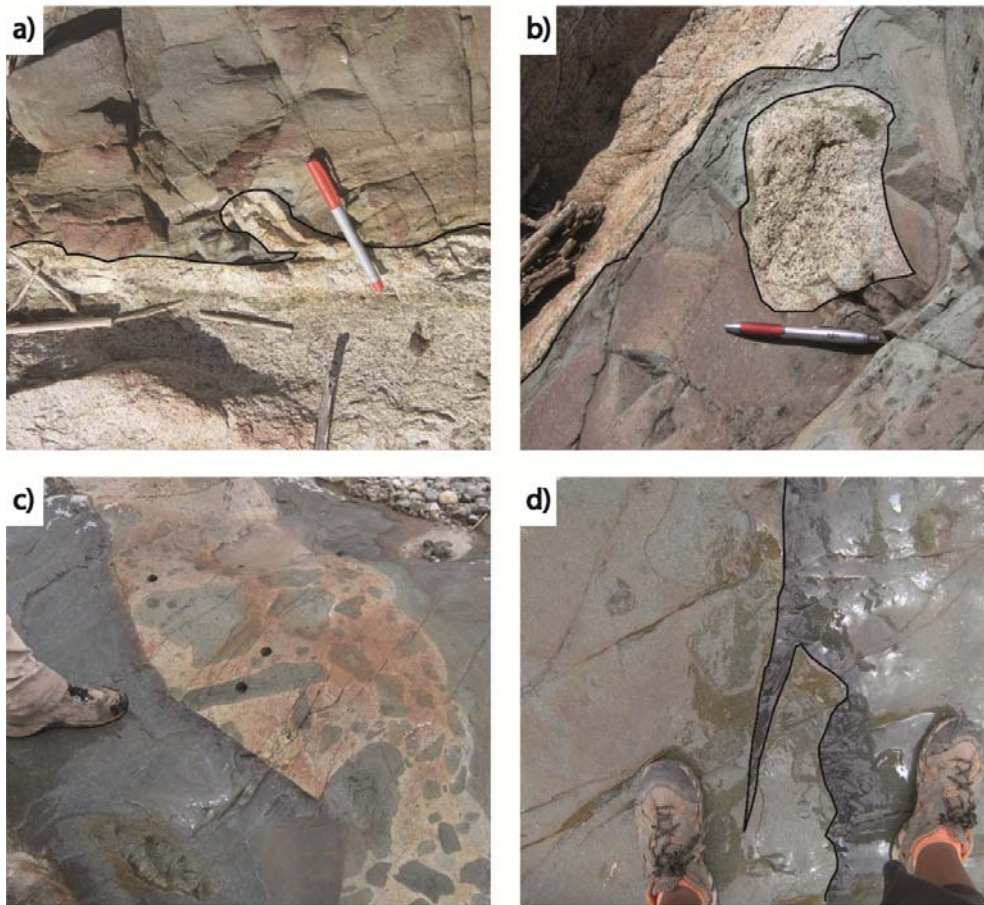


Figura 5.3: Fotografías que muestran distintas características de las relaciones de contacto entre distintos cuerpos ígneos (granodioritas, diques y enclaves máficos). Descripción en el texto.

Si a las observaciones recién descritas agregamos el hecho de que en bastantes diques se observaron bordes más afaníticos que sus centros, e incluso vesículas en bordes de enfriamiento, podemos plantear que el EDMF intruye a la granodiorita circundante en condiciones *sub-solidus* y en un nivel bastante somero de la corteza continental. Por lo tanto, el emplazamiento de la granodiorita y la intrusión del enjambre de diques máficos serían eventos coetáneos (eventos *syn-magmáticos*), es decir, que ocurrirían aproximadamente a los 108 Ma.

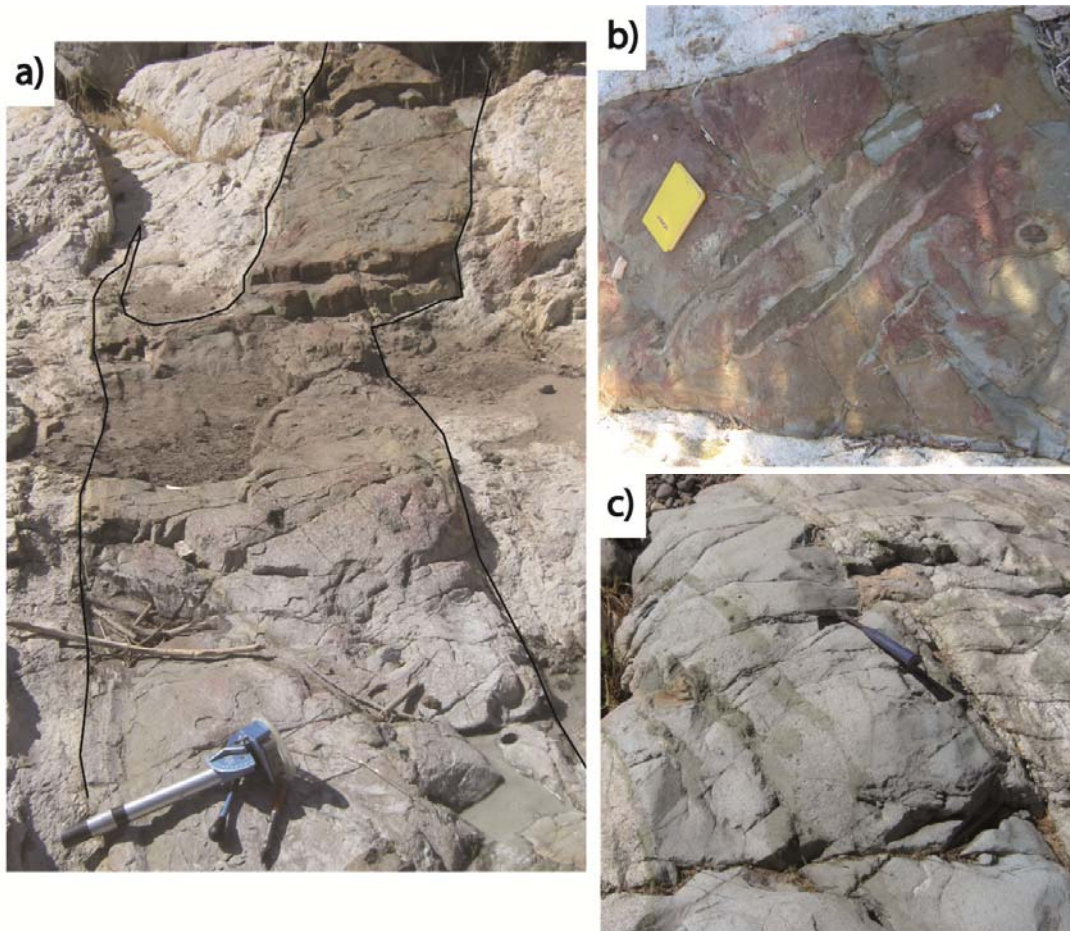


Figura 5.4: Fotografías mostrando distintas estructuras presentes en los diques del EDMF. Descripción en el texto.

Otro elemento que resultaba llamativo en muchos diques, eran las geometrías que estos presentaban y algunas estructuras observables: diques “dislocados” y con geometrías angulosas, a veces formando “puntas” (denominados “blunt-ended dykes”; ver Figura 5.4.a, 5.6.a y 5.6.b); algunos diques *en échelon* (ver Figura 5.6.c); y también se observa en algunos casos que los diques se encuentran cruzados por estructuras oblicuas, generalmente presentando halos de alteración propilitica (ver Figura 5.4.b y 5.4.c).

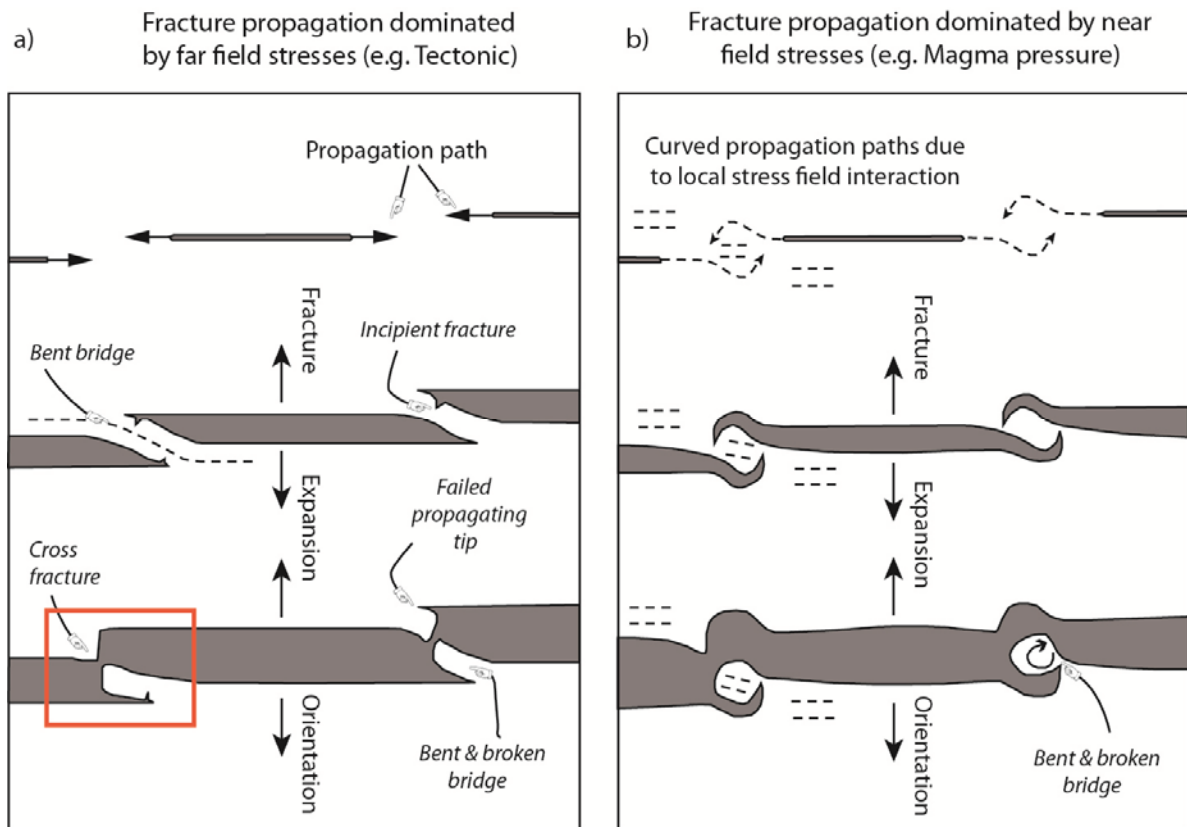


Figura 5.5: Ilustración esquemática del desarrollo y dilatación de un dique bajo: a) condiciones dominadas bajo *stress* regional (Tectónico); y b) bajo condiciones de *stress* local (presión magmática). Geometrías como la indicada en el rectángulo rojo se pueden apreciar en la Figura 5.4.a y 5.6.a. Adaptada de Morris *et al* (2008).

Estos diques “dislocados” y con bordes rectos también se han observado en otros casos de estudio de enjambres de diques máficos (Nicholson y Ejiófor, 1987; Peacock, 1991; Kattenhorn y Watkeys, 1995; Morris *et al.* 2008), y han sido relacionados a ambientes en donde la componente tectónica es importante (ver Figura 5.5), es decir, que el campo de *stress* no está dominado por la influencia local que puede tener lugar por factores como la presión magmática, sino que fundamentalmente es un campo de *stress* regional (tectónico) el que se relaciona con el desarrollo de estos diques: extensión tectónica en dirección subperpendicular a la orientación de los diques.

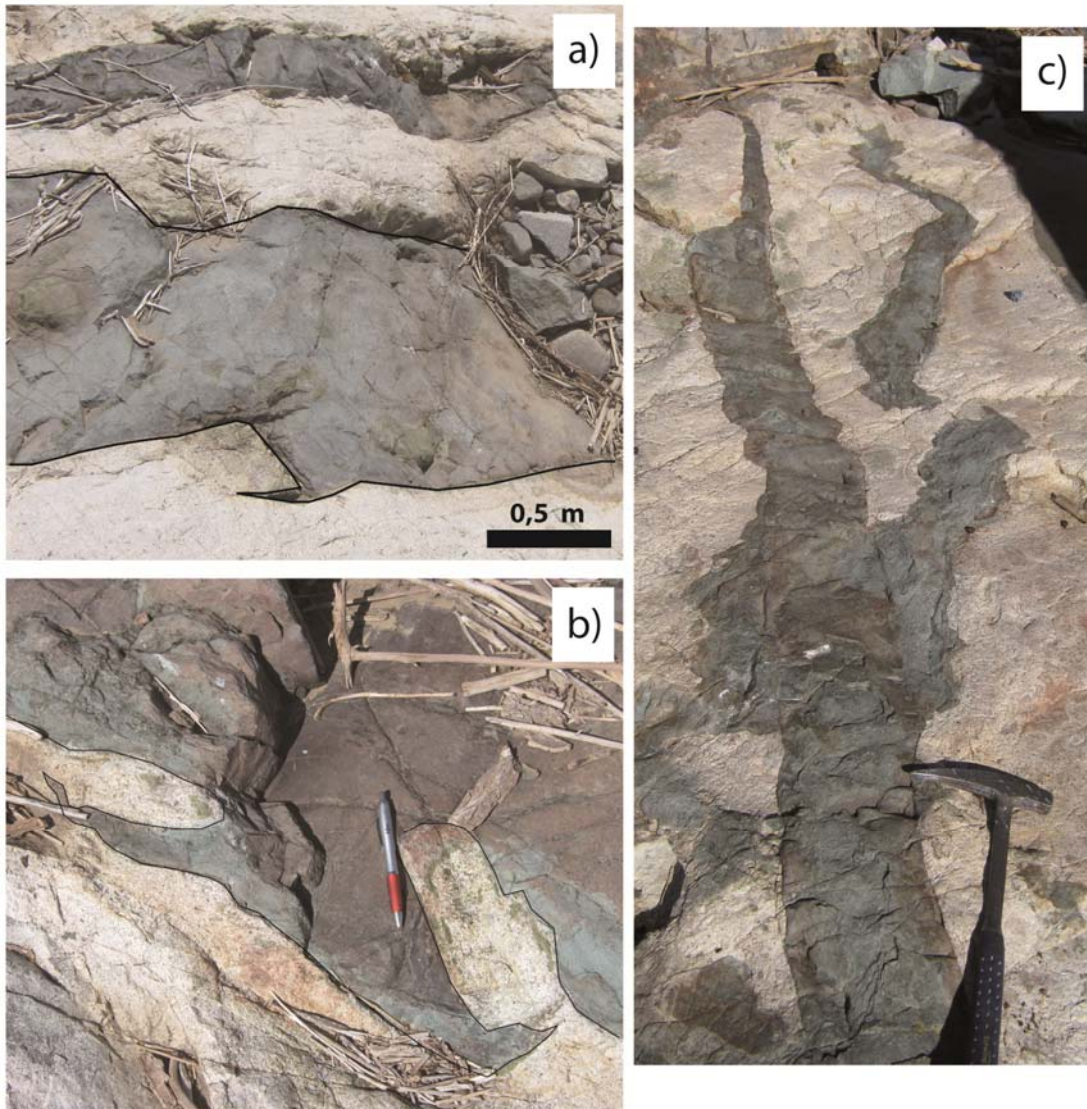


Figura 5.6: Fotografías mostrando geometrías características observadas en los diques del EDMF. Descripción en el texto.

Por otro lado, planteamos que las estructuras oblicuas que se presentan al interior de algunos diques del EDMF, corresponden a planos de debilidad interna (sin perder cohesión necesariamente) que son aprovechados por fluidos tardi-magmáticos que producen un halo de propilitización en los diques. Luego, si imaginamos dicha situación como resultado de la influencia de un campo de *stress* a escala regional, podemos plantear esquemáticamente al menos la orientación de su eje menor, es decir, de extensión (ver Figura 5.7).

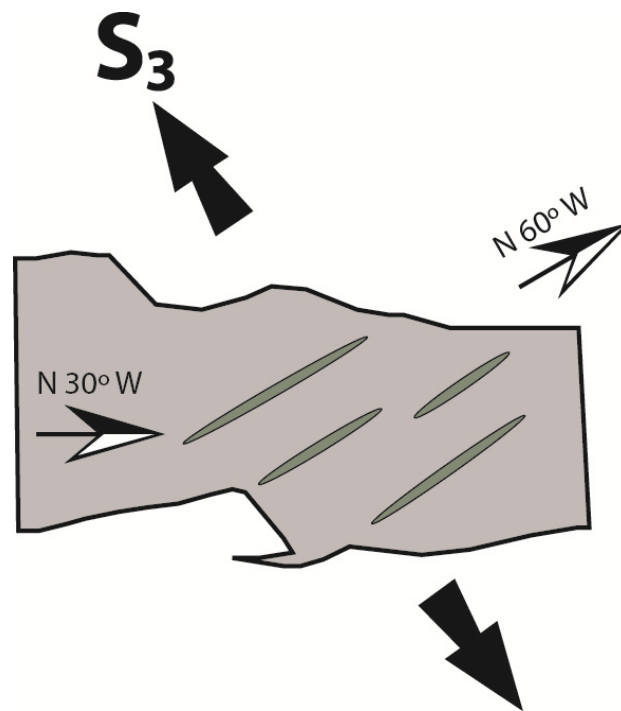


Figura 5.7: Esquema de un dique máfico perteneciente al EDMF, en el cual podemos observar dos tipos de indicadores del tensor de *stress* actuante al momento de su emplazamiento: las geometrías de las dislocaciones y las estructuras oblicuas propilitizadas (dilatacionales) orientadas de manera subperpendicular al eje menor del tensor de *stress* (extensión).

En definitiva, la Unidad Trondhjemítica se habría emplazado a manera de un gran lacolito bastante elongado en dirección N-S a NNW-SSE o quizás más bien a una serie de lacolitos emplazados a lo largo de una franja con dicha orientación.

Su techo se puede observar concordante a la secuencia volcánica de la Formación Veta Negra a la latitud de la quebrada Frutillar. La misma orientación debe tener el conducto alimentador de esta unidad, la que a su vez tiene un ancho, en sección, que se hace cada vez mayor hacia el sur. La Figura 5.8 intenta representar esto último, en la cual se muestra de manera esquemática la base de esta unidad intrusiva y la orientación del eje menor (extensional) del tensor de *stress* tectónico inferido a partir del análisis del EDMF.

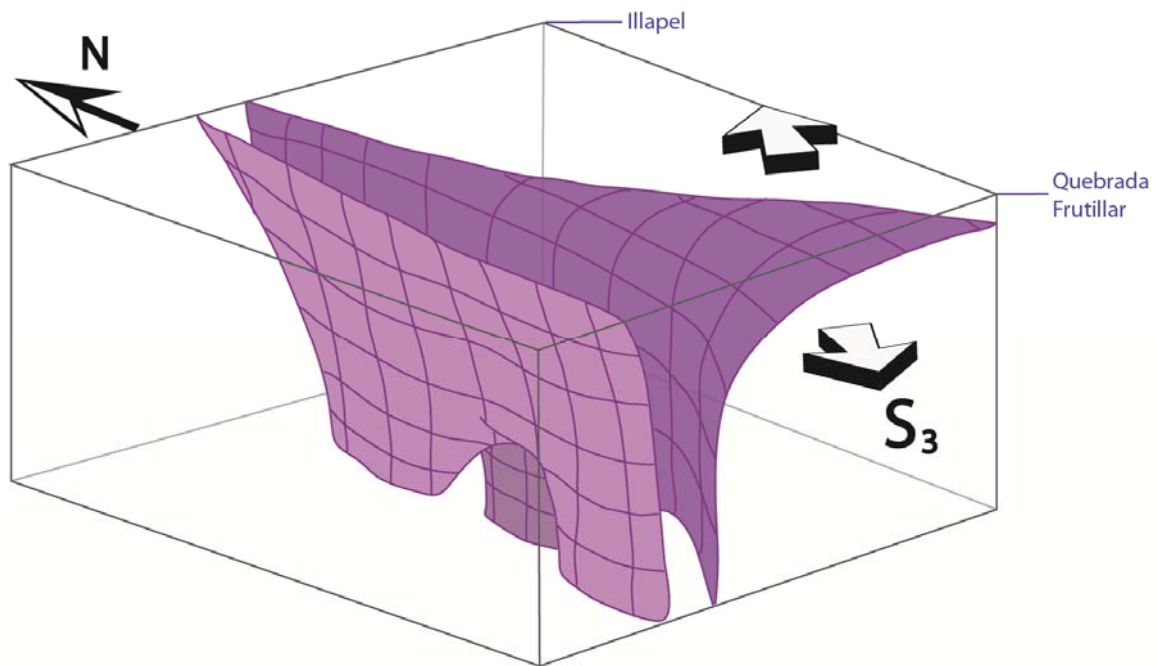


Figura 5.8: Esquema que muestra el modelo planteado para el emplazamiento de la Unidad Trondhjemítica (UT). Se indica la ubicación relativa de la localidad de Illapel y de la quebrada Frutillar, además de la orientación aproximada del eje principal extensional durante su emplazamiento, inferido a partir del análisis del Enjambre de Diques Máficos de Frutillar (EDMF).

Emplazamiento de la Unidad Tonalítica Principal

La Unidad Tonalítica Principal (UTP; 100 Ma *c.a.*) se presenta como una extensa franja al centro del CPI: desde la localidad de Tilama al norte tiene una orientación N15°E, y al sur de la misma localidad se presenta como una franja de orientación aproximada N-NW. Está compuesta principalmente por tonalitas, y particularmente desde Tilama al sur, se pueden observar algunos sectores con abundantes enclaves máficos (ver Capítulo 3, Figura 3.13).

Se encuentra emplazada en el límite entre las secuencias sedimentarias-marinas, hacia el oeste, y las rocas volcánicas y continentales del Cretácico Inferior, hacia el este. Dicho contacto probablemente sea la Falla Pupio (ver Figura 5.13), por lo que debe existir una estrecha relación entre esta falla y el emplazamiento de esta unidad intrusiva.

Es en esta unidad donde tenemos mayor cantidad de datos, particularmente desde la localidad de Caimanes al sur. Los sitios muestreados presentan grados de anisotropía bastante variables, de

hasta 20% pero concentrados entre 5-15%, con porcentajes de foliación y lineación también variables. Los tensores de ASM presentan generalmente foliaciones bien definidas y esencialmente subverticales: en los bordes se presentan más bien paralelas a éstos y hacia el centro más oblicuas e incluso E-W (ver Figura 5.9); las lineaciones se presentan variables pero generalmente en torno a la vertical.

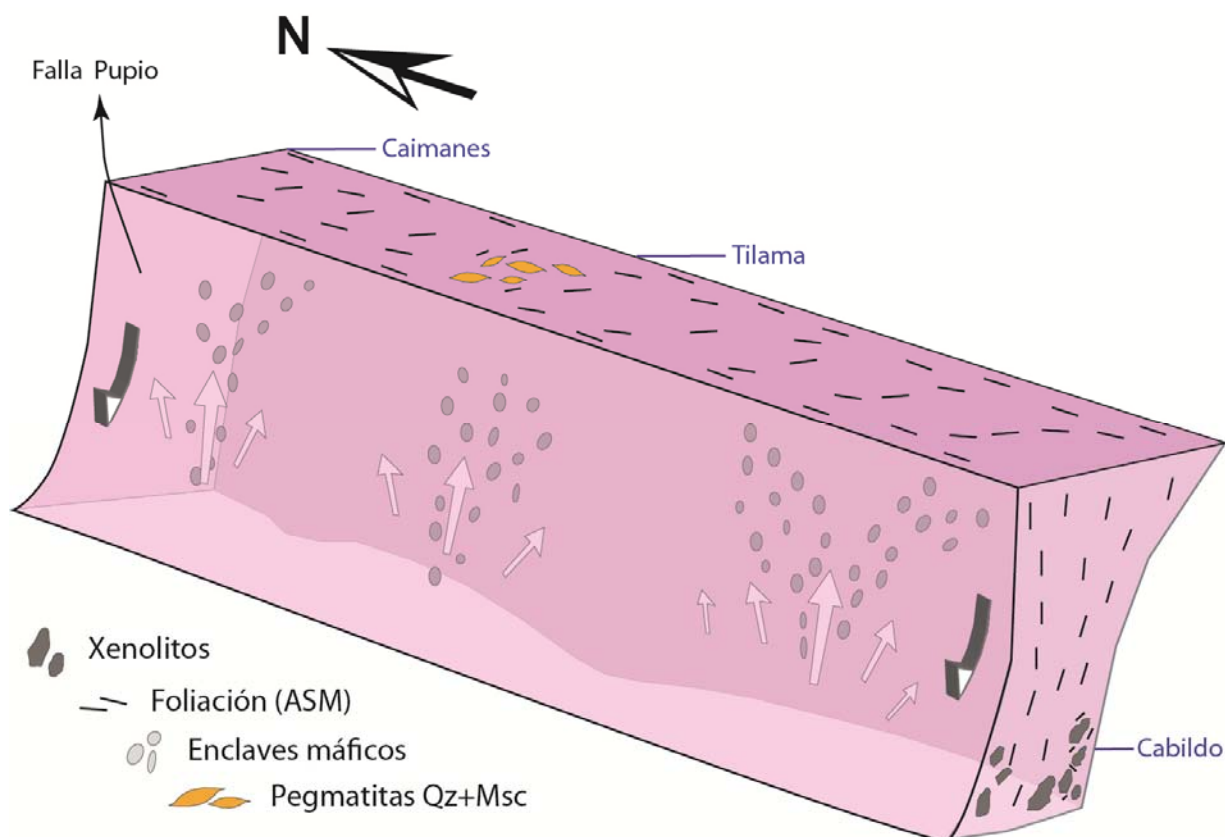


Figura 5.9: Esquema que muestra el modelo planteado para el emplazamiento de la Unidad Tonalítica Principal entre las localidades de Cabildo y Caimanes, en donde la topografía expone diversos niveles de la unidad.

Cabe mencionar, que la topografía actual expone distintos niveles (de profundidad) de esta unidad intrusiva: en su extremo sur, cerca de la localidad de Cabildo, aparece expuesta una zona con gran cantidad de xenolitos volcánicos de hasta 5 m aproximadamente a los 300 m s.n.m. (ver Capítulo 3, Figura 3.14), y en el otro extremo tenemos sectores entre la localidad de Las Palmas y Tilama que alcanzan aproximadamente los 1.300 m s.n.m. Luego, esta unidad tendría un espesor mínimo de 1 km, ya que no conocemos su techo ni sus raíces más profundas.

Respecto a los enclaves máficos, trabajos como el de Moyen *et al* (2002) relacionan la alta densidad de éstos a zonas en donde el *strain* es significativamente mayor y, además, Varas *et al.* (2012) plantea que las anfíbolos presentes en los enclaves máficos tuvieron cristalización poli-bárica, aproximadamente a los 3 y 1,5 kbar que representarían profundidades de 9 y 4,5 km respectivamente (bajo condiciones “típicas” para un arco), sugiriendo un rápido ascenso de éstos. Luego, los sectores de la UTP con alta densidad de enclaves máficos podrían representar los principales conductos alimentadores por medio de los cuales se construyó esta unidad intrusiva (ver Figura 5.9).

En definitiva, podemos plantear que esta unidad se emplazó a manera de un "mega-dique", que presenta varios conductos alimentadores (cuya evidencia serían los sectores con gran presencia de enclaves máficos y xenolitos) alineados a lo largo de una franja aproximadamente N-S probablemente relacionada a una estructura de carácter regional (Falla Pupio) (ver Figura 5.9).

Bolsones pegmatíticos de Tilama

En el sector comprendido entre las localidades de Caimanes y Tilama, la continuidad de la Unidad Trondhjemítica se ve interrumpida, al menos en superficie, por el emplazamiento de la Unidad Tonalítica Principal. Coincidentemente, en este sector es donde existen numerosas canteras de explotación de cuarzo, el cual se extrae de cuerpos pegmatíticos compuestos de cuarzo y muscovita. A estos cuerpos de decenas de metros de longitud y de formas elongadas, los hemos llamado, de manera informal, Bolsones pegmatíticos de Tilama.

Éstos, podrían representar canales alimentadores de fluidos residuales provenientes de la fusión parcial, en profundidad, de las rocas que componen a la Unidad Trondhjemítica. Sin embargo un análisis más detallado es requerido (particularmente geoquímico) para poder establecer dicha relación.

En terreno, estos cuerpos pegmatíticos parecían tener formas sigmoidales, sugiriendo que podían equivaler a estructuras de tipo tensionales en una zona de cizalle. Sin embargo, se hace necesario un estudio más acabado de sus formas y geometrías, junto a la búsqueda de otros tipos de

indicadores que pudieran estar presentes en las tonalitas de la UTP, con tal de poder reconstruir la orientación de los ejes principales del tensor de *stress* durante el emplazamiento de esta unidad intrusiva.

Emplazamiento de la Unidad Granodiorítica

La Unidad Granodiorítica (UG), compuesta principalmente de rocas graníticas con una edad cercana a los 87 Ma (U-Pb en circones; Morata *et al.*, 2010), se extiende principalmente desde el Estero de Caimanes hacia el norte, conformando la parte oriental del CPI y limitada hacia el este por la Falla Manquegua.

Se muestrearon 4 sitios en esta unidad, con grados de anisotropía de hasta 5%, lineaciones débiles pero foliaciones mejor definidas (elipsoides principalmente oblatos) de hasta 5% pero variables desde subhorizontales a subverticales. Sin embargo, tan pocos datos no nos son de utilidad a la hora de inferir los mecanismos de emplazamiento de esta unidad, y cabe recordar así mismo que el mapeo de esta unidad está aún sujeto a importantes cambios.

No obstante, el hecho de la existencia de grandes afloramientos de rocas volcánicas del Cretácico Inferior a manera de *roof pendants*, nos permite plantear que este pulso se emplaza a manera de un gran sill granítico, cuyos conductos alimentadores bien pueden estar asociados a estructuras regionales (por ejemplo, la Falla Manquegua).

En definitiva, podemos definir la zona o "Conducto Alimentador Principal" del CPI (ver Figura 5.10), mediante el cual las fuentes de origen de los magmas se conectan con los niveles en los que se emplazaron las distintas unidades intrusivas. Además, este conducto podría estar relacionado a una zona de debilidad estructural o zona de falla que a su vez limita dominios geológicos distintos: un dominio occidental en el que predomina el "basamento paleozoico", rocas intrusivas jurásicas y secuencias estratificadas del Jurásico-Cretácico Inferior; y un dominio oriental en donde predominan las secuencias volcánicas y continentales del Cretácico (ver Figura 5.13; y también el Capítulo 3, Figura 3.5). Así mismo, la Falla Pupio podría estar asociada a dicha zona de debilidad (ver Figura 5.10).

La existencia de este "Conducto Alimentador Principal" explicaría los contactos interdigitados entre las tres unidades más antiguas del CPI; la presencia de edades cercanas a los 110 Ma, correspondientes a la Unidad Trondhjemítica, dentro de la Unidad Máfica (*ca.* 117 Ma) (ver Figura 5.1); la "interrupción" de la Unidad Trondhjemítica producto del emplazamiento de la Unidad Tonalítica Principal entre las localidades de Caimanes y de Tilama; y la existencia de sectores dentro del CPI en que se observan, en afloramientos de decenas de metros, diversas litologías intruyéndose unas a otras (asimilación y '*stoping*' de bloques de las unidades más antiguas).

La Unidad Granodiorítica en cambio, pareciese no tener la misma relación de contacto (interdigitada y críptica) con las otras unidades, por lo que probablemente no ha sido "alimentada" por el mismo conducto, sino que pudo haber jugado un rol más importante la existencia de otras estructuras regionales como la Falla Manquegua (ver Figura 5.10).

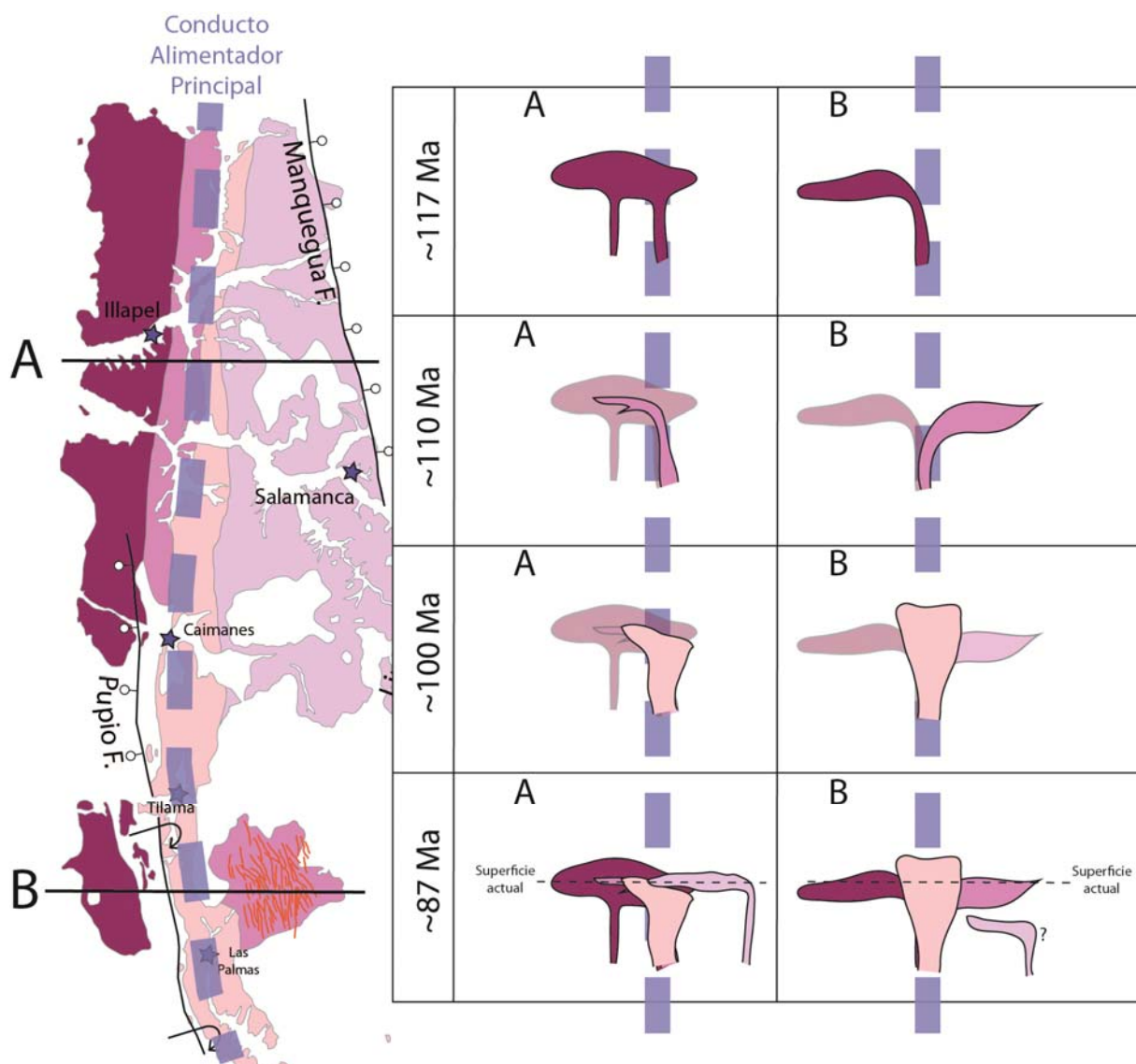


Figura 5.10: Esquema que muestra la secuencia de intrusiones en dos sectores del CPI, intentando reflejar la importancia del "Conducto Alimentador Principal" y la extensión areal de los pulsos. Los colores de las unidades del CPI son los mismos que en la Figura 5.1.

5.2 ACERCA DE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA REGIONAL

Analizar desde distintas perspectivas el CPI y su roca caja, nos pueden ayudar a entender las condiciones tectónicas a nivel regional antes, durante y después del emplazamiento de este complejo ígneo.

La remanencia magnética de la totalidad de los sitios paleomagnéticos dentro del CPI son de polaridad normal (coincidente con el Supercron Cretácico), siendo la magnetita el principal mineral portador. Además, las direcciones características se presentan bastante homogéneas, con una declinación promedio $D=3,0^{\circ}E$ y una inclinación promedio $I=-54,6^{\circ}N$ (Ferrando *et al.*, 2014). Esta dirección promedio difiere bastante de la dirección del campo actual para estas latitudes, básicamente por tener una inclinación bastante mayor que el campo actual, y por ello descartamos una adquisición de éste (ver Figura 5.12).

Además, si analizamos los datos de las direcciones características registradas en las distintas unidades del CPI vemos que se observa una pequeña diferencia con respecto a las direcciones esperadas para las respectivas edades de emplazamiento de los distintos pulsos, que puede ser mejor explicada por una rotación tectónica en sentido horario del CPI como un único gran bloque en $4^{\circ}\pm 3,7^{\circ}$ (Ferrando *et al.*, 2014). Esto último coincide con lo observado por Arriagada *et al.* (2009, 2013), según lo cual el CPI se encuentra ubicado en una zona de baja rotación, consistente con la disminución de las rotaciones al norte de la zona axial del Oroclino del Maipo (ver Figura 5.11).

Se puede plantear entonces, que desde el fin de su emplazamiento en adelante no ha habido deformación que implique rotaciones importantes en la Cordillera de la Costa entre las latitudes en que se encuentra el CPI ($31^{\circ}25' - 32^{\circ}30' S$).

Por otro lado, los datos de remanencia magnética de los datos de 3 sitios de la Formación Lo Prado (Cretácico Inferior), ubicados en el borde occidental del CPI, cerca de la localidad de Las Palmas, muestran una remagnetización inducida por el emplazamiento del CPI (ver Figura 5.12), indicándonos que la secuencia sedimentaria, compuesta en gran parte por calizas, fue deformada o antes o al mismo tiempo que se emplazaba la Unidad Tonalítica Principal.

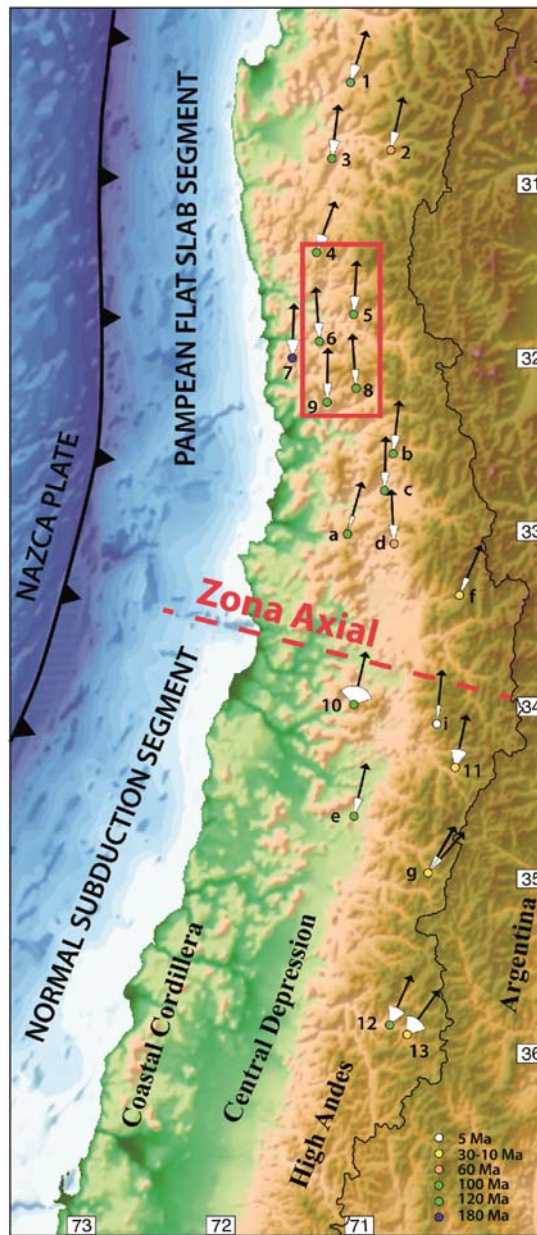


Figura 5.11: Rotaciones tectónicas del antearco chileno entre los 30°-37°S, indicándose con una línea roja discontinua el eje (zona axial) del Oroclino del Maipo. Con un rectángulo rojo se indica la zona en donde se encuentra emplazado el CPI. El color de los círculos indica la edad inferida para la magnetización. Modificada de Arriagada *et al.* (2013).

Coetáneamente al emplazamiento de la UTP, pero más al oeste en la Cordillera de la Costa, Arancibia (2004) ha registrado un régimen tectónico compresional cercano a los 100 Ma mediante la datación de micas presentes en una zona milonítica (Sistema de Falla Silla del Gobernador). Este antecedente, nos hace pensar que la secuencia sedimentaria de la Formación

Lo Prado fue deformada al mismo tiempo que se emplazaba el pulso anteriormente mencionado, produciéndose la “inversión de la cuenca de Lo Prado” a los 100 Ma aproximadamente. Sin embargo, los datos de remanencia magnética no muestran ninguna variación para los sitios ubicados en el pulso emplazado posteriormente (UG), además de que ni los grados de anisotropía, ni la orientación de los ejes principales de los tensores de ASM muestran un emplazamiento en ambiente compresivo para la Unidad Tonalítica Principal.

Por lo tanto, la edad de la deformación que observamos en las rocas sedimentarias de la Formación Lo Prado seguirá siendo motivo de debate. Sin lugar a dudas, hace falta tener un mejor conocimiento de la estratigrafía, geocronología y deformación de dicha formación.

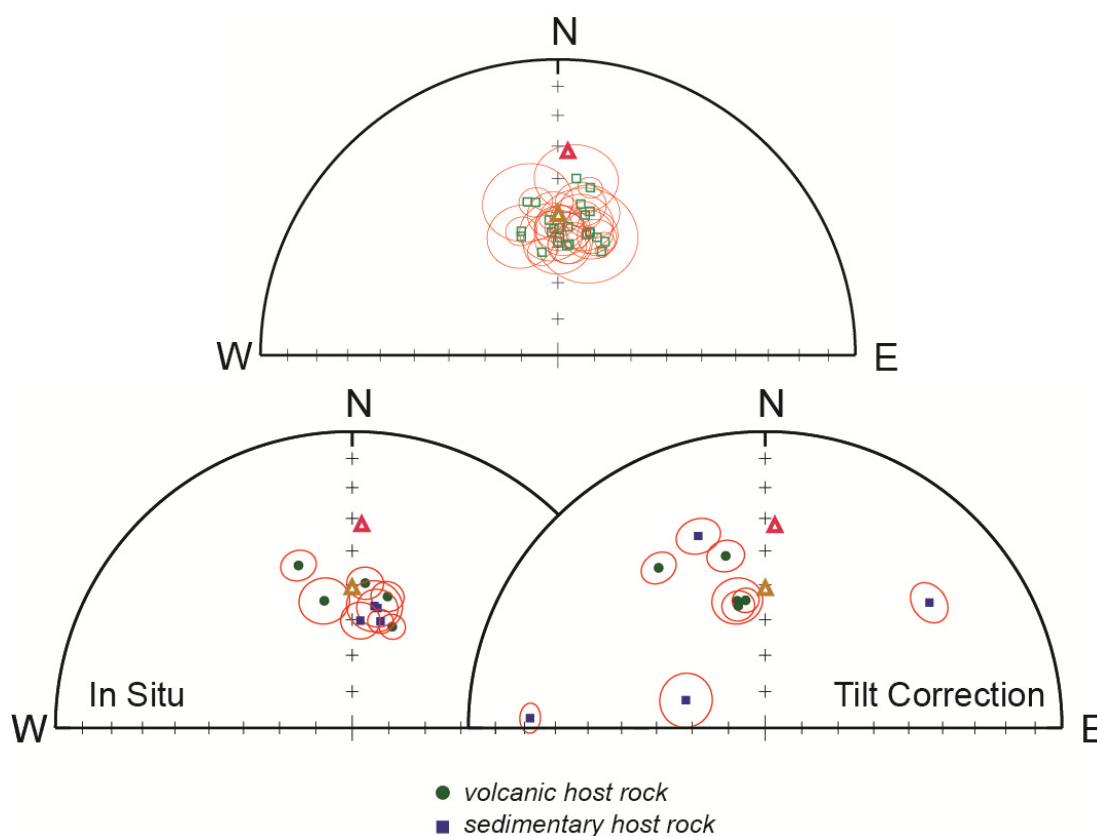


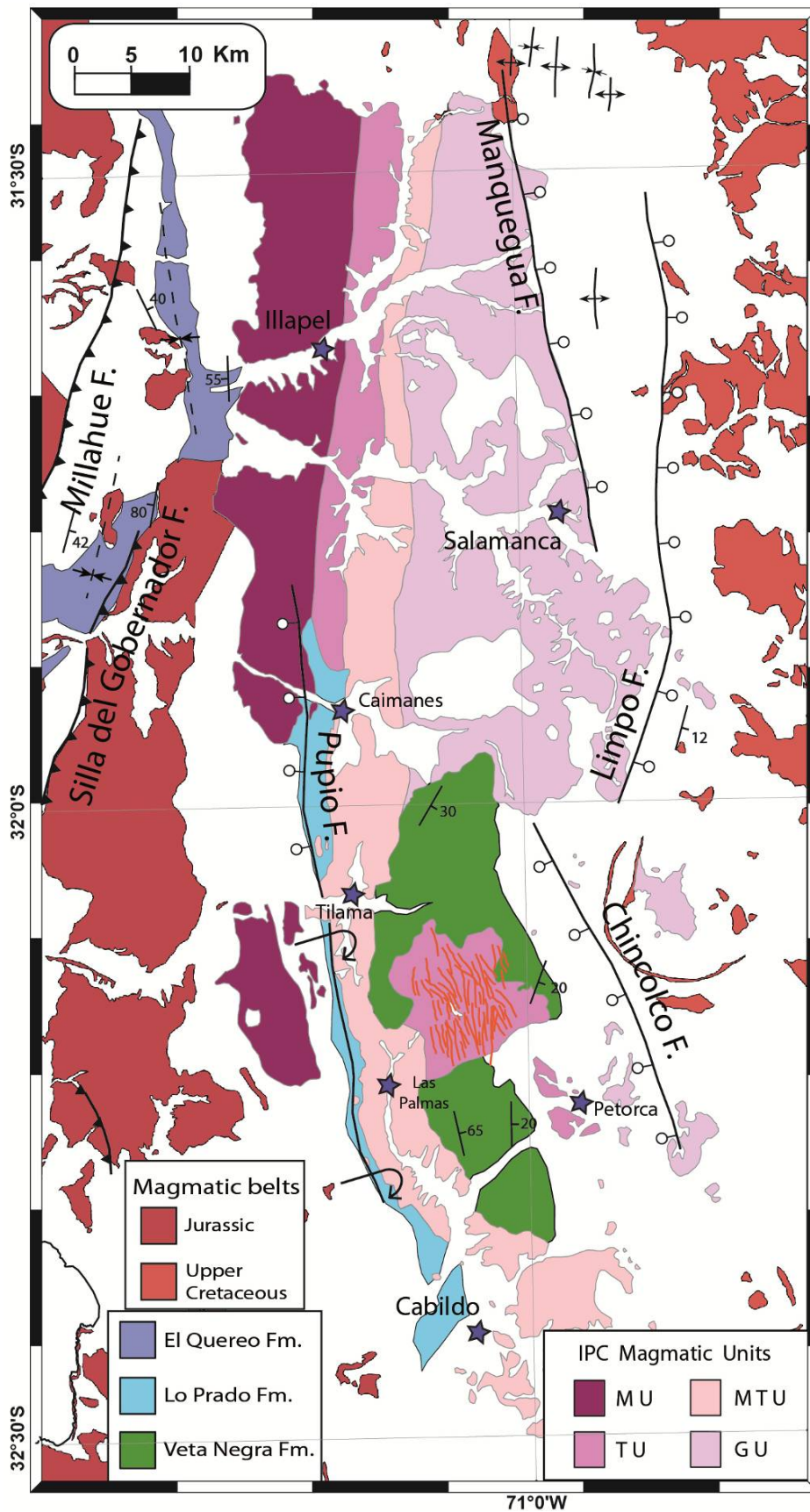
Figura 5.12: Proyecciones estereográficas de las direcciones características promedio con su cono de confianza de 95% (círculos rojos) obtenidas en sitios del CPI (arriba) y en su roca caja (abajo). Las direcciones características para los sitios de roca caja se muestran in situ (abajo-izquierda) y con corrección de manteo (abajo-derecha). Los triángulos rojos y amarillo representan la dirección del campo actual y del campo dipolar del Cretácico Inferior, respectivamente. Más detalles en Ferrando *et al.* (2014).

También a la latitud de la localidad de Las Palmas, pero en el borde oriental del CPI, tenemos los datos de remanencia magnética de las lavas de la Formación Veta Negra (Cretácico Inferior tardío), pero al formar esta secuencia un suave homoclinal con bajo manteo hacia el E (ver Figura 5.2), no hay gran diferencia entre los datos *in situ* y los obtenidos por corrección de manteo (ver Figura 5.12). En cuanto a los datos de remanencia magnética de la secuencia sedimentaria de la Formación El Quereo (Triásico), extraídos en el borde occidental del CPI a la altura de la ciudad de Illapel, estos se explican de mejor manera por una remagnetización de la secuencia producto del emplazamiento de la Unidad Máfica (*ca.* 117 Ma), aunque para discutir si la secuencia fue deformada durante dicho evento o antes, necesitamos más datos.

Finalmente nos gustaría resaltar el papel que debieron haber tenido las estructuras de carácter regional para el emplazamiento de las distintas franjas magmáticas presentes en la zona de estudio. Se propone que las Fallas Millahue y Silla del Gobernador, ambas ubicadas en la Cordillera de la Costa occidental y afectando principalmente a rocas del Paleozoico y rocas intrusivas del Jurásico, pudieron haber tenido un papel importante en la extensión del Jurásico, y de esta manera también, en el emplazamiento de grandes cuerpos ígneos del mismo período. Por otro lado, las Fallas Pupio, Chicolco, Limpo y Manquegua, debieron ser fundamentales para acomodar la extensión del Cretácico Inferior y para el emplazamiento del CPI (ver Figura 5.13).

Llama la atención también que las franjas magmáticas del Cretácico Superior y del Terciario de encuentran limitados por sistemas de fallas de orden regional (Fallas Limpo, Chicolco y Pucuro), que también debieron relacionarse a sus emplazamientos en niveles someros de la corteza.

Figura 5.13: (página siguiente) Mapa geológico simplificado en donde se muestran sólo las franjas de rocas ígneas y las estructuras de carácter regional. Las estructuras regionales se han modificado de Rivano y Sepúlveda (1991) y de Rivano *et al.* (1993); tomando en cuenta lo planteado por Arancibia (2004), la Falla Millahue se ha reinterpretado como inversa. Las Fallas Manquegua, Limpo, Pupio y Chicolco (denominada así en este trabajo), se mapean como normales, aún cuando planteamos la posibilidad de que presenten cierto grado de inversión.



6. CONCLUSIONES

La remanencia magnética de la totalidad de los sitios paleomagnéticos dentro del CPI son de polaridad normal (coincidente con el Supercron Cretácico), siendo la magnetita el principal mineral portador. Además, las direcciones características se presentan bastante homogéneas, con una declinación promedio $D=3,0^{\circ}E$ y una inclinación promedio $I=-54,6^{\circ}N$ ($\alpha95=2,5$), bastante mayor a la inclinación del campo actual por lo que descartamos una adquisición de éste. Ahora, al comparar este resultado con lo que se espera para las edades de los distintos pulsos del CPI (*c.a.* 117-90 Ma) obtenidas por Morata *et al.* (2010), podemos notar que existe una pequeña rotación tectónica en sentido horario de $4^{\circ}\pm 3,7^{\circ}$ para este segmento de la Cordillera de la Costa de Chile central. Esto último es coincidente con lo observado por Arriagada *et al.* (2009, 2013), según lo cual el CPI se encuentra ubicado en una zona de baja rotación, consistente con la disminución de las rotaciones al norte de la zona axial del Oroclino del Maipo. Asimismo, al no observarse variaciones importantes de las rotaciones dentro del mismo CPI, podemos plantear que desde el fin de su emplazamiento en adelante no ha habido gran deformación en la Cordillera de la Costa oriental, que implique rotación de bloques, entre las latitudes en que se encuentra el CPI ($31^{\circ}25' - 32^{\circ}30' S$).

Los datos de remanencia magnética extraídos de 3 sitios de la Formación Lo Prado (Cretácico Inferior), ubicados en el borde occidental del CPI, cerca de la localidad de Las Palmas, muestran una remagnetización inducida por el emplazamiento del CPI, indicándonos que la secuencia sedimentaria, compuesta en gran parte por calizas, fue deformada o antes o al mismo tiempo que se emplazaba el pulso magmático con el que se encuentra en contacto, datado mediante el método U/Pb en titanitas en 99.2 ± 0.6 Ma (Morata *et al.*, 2006). También a la latitud de la localidad de Las Palmas, pero en el borde oriental del CPI, tenemos los datos de remanencia magnética de las lavas de la Formación Veta Negra (Cretácico Inferior tardío), pero en este caso no es posible concluir respecto a su deformación, ya que al formar estos un suave homoclinal, con bajo manteo, no hay gran diferencia entre los datos *in situ* y los obtenidos por corrección de manteo. En cuanto a los datos de remanencia magnética de la secuencia sedimentaria de la Formación El Quereo (Triásico), extraídos en el borde occidental del CPI a la altura de la ciudad de Illapel,

estos se explican de mejor manera por una remagnetización de la secuencia producto del emplazamiento de su pulso magmático máfico datado aproximadamente en 117 Ma (Morata *et al.*, 2010), aunque para aseverar que la secuencia fue deformada en esta edad o antes, necesitamos más datos.

Los resultados de ASM para las distintas unidades del CPI las interpretamos como fábricas magmáticas primarias adquiridas durante las etapas finales del emplazamiento. Si bien la distribución de las muestras no es homogénea, es posible identificar algunas características similares: el grado de anisotropía es bajo ($<1,2$, excepto el sitio LC26 con deformación dúctil), y a una escala regional hay una importante variación en la orientación de los elipsoides de ASM. Estos elementos, sumados a la homogeneidad de las direcciones características de todos los sitios, nos hace cuestionar la existencia de un régimen tectónico compresivo durante el emplazamiento de los distintos pulsos que componen el CPI, aún cuando más al oeste, también en la Cordillera de la Costa, Arancibia (2004) haya registrado un régimen tectónico compresional cercano a los 98 Ma mediante la datación de micas presentes en una zona milonítica (Sistema de Falla Silla del Gobernador).

En cuanto a los mecanismos de emplazamiento de las distintas unidades que conforman el CPI, podemos plantear la existencia de un "Conducto Alimentador Principal" a lo largo de la zona central del CPI, el que debe haber tenido un rol muy importante en el transporte de magma desde las fuentes hacia los niveles de emplazamiento (al menos para la UM, la UT y la UTP).

La relación de contacto concordante, y cayendo hacia el este, observada hacia el techo de la Unidad Trondhjemítica con las secuencias volcánicas de la Formación Veta Negra, además de las morfologías observadas en terreno para esta unidad (domos elongados) y los datos de ASM indicando sectores con foliaciones bien definidas y subhorizontales, nos permiten plantear que esta unidad se emplaza a manera de un gran lacolito al interior de las secuencias volcánicas del Cretácico Inferior, o bien una serie de lacolitos alineados a lo largo de una franja de orientación N-S a NNW-SSE.

Una parte importante de los datos de ASM se tomaron en la parte sur del CPI y particularmente en el pulso magmático tonalítico (Unidad Tonalítica) de *c.* 100 Ma, indicando para este pulso un

mecanismo de emplazamiento tipo “mega-dique” al menos al sur de la localidad de Caimanes, con foliaciones subverticales bien definidas y lineaciones variables pero en torno a la vertical, en donde los sectores con alta densidad de enclaves podrían representar canales alimentadores importantes.

Para la Unidad Máfica y la Unidad Granodiorítica es más complejo el análisis, principalmente por los pocos datos con los que se cuenta sumado a una distribución poco homogénea de éstos. Sin embargo igualmente podemos decir que fueron importantes los canales alimentadores subverticales. Por otro lado si tomamos en cuenta la existencia de grandes afloramientos de rocas volcánicas del Cretácico Inferior que a manera de *roof pendants* se presentan en contacto con la Unidad Granodiorítica (*ca.* 87 Ma), podemos concluir que probablemente este último se emplaza a manera de un gran sill granítico.

Cabe destacar que gracias a los datos de geocronología U/Pb y las observaciones de las litologías en terreno se pudo hacer una subdivisión del CPI, trazando de manera tentativa los contactos de cada pulso, aún cuando en terreno fuera imposible observar que éstos fueran nítidos y abruptos, sino que más bien se trata de contactos “crípticos” e interdigitados.

7. REFERENCIAS

Áberg, 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: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds.), *Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 16, 185–193.

Aguirre, L., Levi, B., Nyström, J.O. 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. In: *Evolution of Metamorphic Belts* (Daly, B.W.D., Cliff, R.A., Yardley, J.S., editors). 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.

Améglio, L., Vigneresse, J.L. 1999. Geophysical imaging of the shape of granitic intrusions at depth: a review. In Castro, A., Fernández, C. and Vigneresse, J.L. (eds) *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society, London, Special Publications 168, 39–54.

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.

Arriagada, C., Mpodozis, C., Yañez, G., Charrier, R., Farías, M., Roperch, P. 2009. Rotaciones tectónicas en Chile central: El oroclino de Vallenar y el “megakink” del Maipo. 12° Congreso Geológico Chileno, Noviembre 2009, Santiago (Chile).

Arriagada, C., Ferrando, R., Córdova, L., Morata, D., Roperch P. 2013. The Maipo Orocline: a first scale structural feature in the Miocene to Recent geodynamic evolution in the central Chilean Andes. *Andean Geology* 40(3): 419-437.

Atherton, M.P. 1990. The Coastal Batholith of Peru: the product of rapid recycling of 'new' crust formed within rifted continental margin. *Geological Journal* 25: 337-349.

Aydin, A., Ferré, E.C., Aslan, Z. 2007. The magnetic susceptibility of granitic rocks as a proxy for geochemical composition: Example from the Saruhan granitoids, NE Turkey. *Tectonophysics* 441, 85-95.

Baker, D.R. 1998. The escape of pegmatite dikes from granitic plutons: constraints from new models of viscosity and dike propagation. *Can. Mineral.* 36, 255– 263.

Barazangui, M., Isacks, B., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology* 4, 686-69.

Boric, R., Munizaga, F. 1994. Geocronología Ar–Ar y Rb–Sr del depósito estratoligado de cobre El Soldado (Chile central). *Comunicaciones-Universidad de Chile* 45: 135– 148.

Borradaile, G. J. 2001. Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies. *Journal of Structural Geology* 23, 1581–1596.

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*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, 95-112.

Bouchez, J.L., Gleizes, G. 1995. Two stage deformation of the Mont-Louis Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. *Jour. Geol. Soc. London* 152, 669-679.

Butler, R., 1992. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Blackwell, Oxford. 319 p.

Cecioni, G., Westermann, G. 1968. The Triassic/Jurassic marine transition of Coastal Central Chile. *Pacific Geology*, No. 1, p.41-75.

Charrier, R., Godoy, E., Bertens, A., Larranguibel, J., 1991. La Falla de la Silla del Gobernador, Quilimarí, región de Coquimbo, Chile: Antecedentes cinemáticos y significado geológico. *Actas VI Congreso Geológico Chileno Viña del Mar 1991* pp. 548-551.

Charrier, R., Muñoz, N. 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°–24°S latitude and 34°–35°S latitude: a comparative analysis. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (Reuter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.; editores). Springer-Verlag, p. 233–242. Berlín.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostatigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T. & Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, 21–114.

Clemens, J.D. 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *Journal of the Geological Society*, London, 155, 843-851.

Clemens, J.D. 1984. Water contents of intermediate to silicic magmas. *Lithos*. 17, 273-287.

Clemens, J.D., Petford, N. 1999. Granite melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings. *Journal of the Geological Society*, London, 156, 1057-1060.

Clemens, J.D., Mawer, C. 1992. Granite magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 304, p. 101-124.

Clemens, J.D., Vielzeuf, D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 86, 287-306.

Cobbold, P.R., Rossello, E., Roperch, P., Arriagada, C., Gómez, L., Lima, C. 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. Geological Society, London, Special Publications 272: 321-343.

Corry, C.E. 1988. Laccoliths: mechanism of emplacement and growth. Geological Society of America Special Papers, 220.

Cruden, A.R. 1998. On the emplacement of tabular granites. Journal of the Geological Society, London, 155, 853-862.

Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W. 2001. Growth of plutons by floor subsidence: implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt-extraction mechanisms. Physics and Chemistry of the Earth, Part A, Solid Earth and Geodesy 26, 303–315.

DeMets, C., Gordon, R.G., Angus, D.F., Stein, C. 1990. Current plate motions. Geophysical Journal International 101, 425-478.

Dingwell, D.B. 1999. Granitic melt viscosities. In: Castro, A., Fernández, C. and Vigneresse, J.L. (Eds) Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geological Society, London, Special Publications 168, 27–38.

Emerman, S.H., Turcotte, D.L. 1984. Diapiric penetration with melting. Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 36, p. 276-284.

Ferrando, R., Roperch, P., Morata, D., Arriagada, C., Ruffet, G., Córdova, M.L. 2014. A paleomagnetic and magnetic fabric study of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, central Chile: Implications for emplacement mechanism and regional tectonic evolution during the Mid-Cretaceous. Journal of South American Earth Sciences 50, 12-26. [doi: 10.1016/j.jsames.2013.11.007](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.11.007).

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.

Fyfe, W.S., Price, N.J., Thompson, A.B. 1978. *Fluids in the Earth's Crust*. Elsevier, 383 p. Amsterdam.

Gana, P.; Wall, R.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa Geológico del área de Valparaíso-Curacaví, Región de Valparaíso y Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, N°1, 20 p., 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. In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas 2: 664–668. Puerto Varas.

Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J.L., Autran, A., Rochette, P. 1993. Magnetic susceptibility of the Mont-Louis-Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrographic characterization and the regional mapping of zoned granites plutons, *J. Geophys. Res.* 98, 4317-4331.

Godoy, E., Rayner, N., Davis, B. 2006. Edad U-Pb cretácica temprana de ignimbritas y andesitas en la Depresión Central, VI Región, Chile: implicancias geotectónicas. XI Congreso Geológico Chileno, Actas Vol 1: 229-232.

Gutscher, M.A., 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 3– 10.

Hidalgo, C. 2011. Aproximación a la dirección de flujo magmático y variaciones composicionales, mineralógicas y texturales de diques máficos del Complejo Plutónico Illapel. Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Hogan, J.P., Price, J.D., Gilbert, M.C. 1998. Magma traps and driving pressure: consequences for pluton shape and emplacement in an extensional regime. *Journal of Structural Geology*, 20, 1155-1168.

Holdsworth, R.E., McErlean, M.A., Strachan, R.A. 1999. The influence of country rock structural architecture during pluton emplacement: the Loch Loyal syenites, Scotland. *Journal of the Geological Society, London*, 156, 163-175.

Hutton, D.H.W. 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 377-382.

Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 79, 245-255.

Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94, 341– 361.

Kattenhorn, S. A. and Watkeys, M.K., 1995. Blunt-ended dyke segments. 1. *Strucl. Geol.*, 17:535-1542.

Kerr, R.C., Lister, J.R. 1991. The effects of shape on crustal settling and on the rheology of magmas. *Journal of Geology*, 99, 457-467.

Kley, J., Monaldi, C., Salfity, J., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland, causes and consequences. *Tectonophysics* 301, 75– 94.

Larson, R., Pitman, W. 1972. Worldwide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications. *Geological Society of America Bulletin* 83, 3645–3662.

Levi, B. 1968. Cretaceous Volcanic Rocks from a part of the Coast Range West from Santiago, Chile. A study in lithologic variation and burial metamorphism in the Andean Geosyncline. Ph.D. Thesis (Unpublished), University of California, 113 p. Berkeley.

Levi, B., Aguirre, L. 1981. Ensisalic spreading–subsidence in the Mesozoic and Paleogene Andes of central Chile. *Journal of the Geological Society, London*, 138, 75–81.

Marsh, B.D. 1989. Magma chambers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 17, 439-474.

Martínez-Pardo, R., Gallego, A., Martínez-Guzmán, R. 1994. Middle Albian marine planktonic microfossils from the Santiago basin, central Chile: their depositional and paleogeographic meaning. *Revista Geológica de Chile* 21: p. 173-187.

McCaffrey, K.J.W. 1992. Igneous emplacement in a transpressive shear zone: Ox Mountains Igneous Complex. *Journal of the Geological Society, London*, 149, 221-235.

McCaffrey, K.J.W., Petford, N. 1997. Are granitic intrusions scale invariant. *Journal of the Geological Society, London*, 154, 1-4.

Morata, D., Aguirre, L. 2003. Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range of central Chile: geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 16: p. 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. In *Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas 2: 509-512. Antofagasta.*

Morata, D., Higgins, M.D. and Varas, M.I., 2009. Rhythmically layered gabbro in the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera of central Chile): petrography and field relationships, 12° Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile.

Morata, D., Varas, M.I., Higgins, M., Valencia, V., Verhoort, J. 2010. Episodic emplacement of the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera, central Chile): Sr and Nd isotopic, and zircon U-Pb geochronological constraints. In South American Symposium on Isotope Geology, No. 7. Brasilia (Brasil).

Morris, G. A., Kamada, M., Martínez, V., 2008. Emplacement of the Eive Dyke Swarm, Scotland: implications of dyke morphology and AMS data. In: Structure and Emplacement of High-Level Magmatic Systems. Geological Society, London, Special Publications, 302, 149-158.

Moyen, J.F., Jayananda, M., Nedelec, A., Martin, H., Mahabaleswar, B., and Auvray, B. 2002. From the Roots to the Roof of a Granite: the Closepet Granite of South India. Journal of the Geological Society of India. 62 : 753-758.

Mpodozis, C., Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources (Ericksen, G., Cañas-Pinochet, M., Reinemund, J., editors), Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series 11: 59–90.

Muñoz Cristi, J. 1942. Rasgos generales de la constitución geológica de la Cordillera de la Costa, especialmente en la Provincia de Coquimbo. In Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, No. 1, Anales 2: 285-318. Santiago (Chile).

Nasi, C. 1981. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa al sureste de Melipilla (Chile Central). Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 246 p.

Nicholson, R. and Ejiófor, I. B. 1987. The three-dimensional morphology of arrays of echelon and sigmoidal, mineral-filled fractures: Data from north Cornwall. J. Geol. Soc. doi:10.1144/gsjgs.144.1.0079.

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' - 32°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 1: 249-260.

Parada, M.A., Nyström, J.O., 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. 1999. Thermochronology of the Lower Cretaceous Caleu Pluton in the coast range of Central Chile: tectonostratigraphic implications. In *International Symposium on Andean Geodynamic (ISAG)*, No. 4, Abstracts: 563–566. Gottingen (Germany).

Parada, M.A., Féraud, G., Aguirre, L., Fuentes, F., Morata, D., Vergara, M., Larrondo, P., Palacios, C. 2001. U–Pb, ^{40}Ar – ^{39}Ar and fission-track geochronology of the Early Cretaceous Caleu pluton and its volcanic envelope, Coastal Range of central Chile: Tectonic and metamorphic implications. In *Symposium on Isotope Geology*, No. 3, Abstracts: 612–615. Pucón (Chile).

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 magma reservoir. *Gondwana Research* 5: 307-324.

Parada, M.A., Féraud, G., Fuentes, F., Aguirre, L., Morata, D., Larrondo, P. 2005a. 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., Roperch, P., Girese, C. and Ramírez, E. 2005b. Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile. *Tectonophysics* 399: 399-420.

Paterson, S.R., Schmidt, K.L. 1999. Is there a close spatial relationship between faults and plutons?. *Journal of Structural Geology*, 21,1131-1142.

Paterson, S.R., Fowler, T.K. Jr., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44, 53–82.

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, p. 1356-1380.

Paterson, S.R., Fowler, T.K. 1993. Extensional pluton-emplacement models: Do they work for large plutonic complexes? *Geology* 21, 781-784.

Paterson, S.R., Vernon, R.H., Fowler, T.K. 1991. Aureole tectonics. In: *Contact Metamorphism* (edited by Kerrick, D.M.). *Miner. Soc. Am. Rev. Miner.* 26, 673-722.

Peacock, D.C.P. 1991. Displacements and segment linkage in strike-slip fault zones. *Journal of Structural Geology*, 13, 1025-1035

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., Kerr, R.C., Lister, J.R. 1993. Dike transport of granitoid magma. *Geology*, Vol. 21, p. 845-848.

Piracés, R. 1976. *Geología de la Cordillera de la Costa entre Catapilco y Limache, Región de Aconcagua. Memoria de Título (Inédito)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 118 p.

Pollard, D.D. 1973. Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions. *Tectonophysics*, Vol. 19, p. 233-269.

Ramos, V., Aleman, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. In Tectonic Evolution of South America (Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A., editors). 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. Publisher, Town, 635-685.

Ramos, V. A., T. Zapata, E. Cristallini, and A. Introcaso, 2004, The Andean thrust system: Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening, in K. R. McClay, ed., Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82, p. 30– 50.

Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Puig, A. 1985. Cronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31°-32°S, latitud sur, Chile. Revista Geológica de Chile 24: 63-74.

Rivano, S., Sepúlveda, P. 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile No. 69 (escala 1:250.000). Santiago.

Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Espiñeira, D. 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile No. 73 (escala 1: 250.000). Santiago.

Ruffet, G., Féraud, G., Balèvre, M., Kiénast, J.-R. 1995. Plateau ages and excess argon in phengites: an ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy). Chemical Geology (Isotopic Geoscience Section) 121, 327-343.

Ruffet, G., Gruau, G., Ballèvre, M., Féraud, G., Philippot, P. 1997. Rb-Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe dating of high-pressure phengites from the Sesia zone (western Alps): underscoring of excess argon and new crystallization age constraints on the high-pressure metamorphism. Chemical Geology 141: 1-18.

Somoza, R. Zaffarana, C.B. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean Cordillera. Earth and Planetary Science Letters 271: 267-277.

Tassara, A. 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°-34°S). *Tectonophysics*, volumen 399, issues 1-4, p. 39-57.

Tauxe, L., Banerjee, S.K., Butler, R., van der Voo, R. 2008. *Essentials of Rock and Paleomagnetism*. Scripps Institution of Oceanography, University of California Press.

Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 2, 86 p. Santiago.

Varas, M.I., Morata, D., Arriagada, C., Ferrando, R., Higgins, M. 2009. Distribución y características morfológicas de los enclaves máficos del borde sur del Complejo Plutónico Illapel (CPI). In Congreso Geológico Chileno, No. 12. Santiago (Chile).

Varas, M.I. 2011. Naturaleza, distribución espacial e implicaciones petrogenéticas de los enclaves máficos microgranulares del Complejo Plutónico Illapel, Cordillera de la Costa, Chile Central. Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Varas, M.I., Morata, D., Higgins, M. 2012. P-T conditions of crystallization of mafic microgranular enclaves from the Illapel Plutonic Complex (IPC). In: Congreso Geológico Chileno, No 13. Antofagasta (Chile).

Vergara, M., Drake, R. 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales postneocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34: 42-52.

Vergara, M., Levi, B., Nyström, 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.

Vigneresse, J.L. 1999. Should felsic magmas be considered as tectonic objects, just like faults or folds?. *Journal of structural geology*, 21,1125-1130.

Vigneresse, J.L. 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics* 249, 173-186.

Vigneresse, J.L. 1990. Thermal data and crustal structure. In: Vielzeuf, D., Vidal, P.H. (ed.) *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 551-568.

Wall, R.; Gana, P.; Gutiérrez, P. 1996. Mapa geológico del área de San Antonio-Melipilla, Regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 2, 20 p., escala 1:100.000. Santiago.

Wall, R., Sellés, D., Gana, P. 1999. Área Tiltill-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas Geológicos, N°11, escala 1:100.000. Santiago.

Wall, V.J., Clemens, J.D., Clarke, D.B. 1987. Models for granitoid evolution and source compositions. *Journal of Geology*, 95, 731-750.

Weinberg, R.F., Podladchikov, Y. 1994. Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle. *Journal of Geophysical Research* 99, p. 9543-9559.

Wilson, N. S. F., Zentilli, M., Reynolds, P. H., Boric, R. 2003. Age of mineralization by basinal fluids at the El Soldado manto-type copper deposit, Chile: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of K-feldespar. *Chemical Geology* 197: 161-176.

Yoshinobu, A.S., Okaya, D.A., Paterson, S.R. 1998. Modeling the thermal evolution of fault-controlled magma emplacement models: implications for the solidification of granitoid plutons. *Journal of Structural Geology*, 20,1205-1218.

ANEXO A: Resultados ASM en rocas del Complejo Plutónico Illapel

ANEXO A: Tabla con los resultados obtenidos mediante el análisis de ASM de las muestras pertenecientes a las distintas unidades del CPI, es decir, se excluyen todos los sitios muestreados en diques y en enclaves máficos. Respecto a los ejes que definen el tensor de ASM, se muestran sólo los resultados obtenidos para el eje K_{\max} (lineación magnética) y K_{\min} (polo del plano de foliación magnética). D1 e I1 (D3 e I3) con la declinación y la inclinación del eje K_{\max} (K_{\min}). Los valores de p1 y p2 son los valores de la elipsoide de 95% de confianza.

ID sitio	nº muestras	K bulk 10EXP -5	Kmax				Kmin				% lin	% fol	% ani	Factor T	Forma elipsoide	P'
			D1	I1	p1	p2	D3	I3	p1	p2						
LC07	4	3570	102,7	30,1	38	0,8	5,8	11,8	17	1,8	1.025	1.124	1.152	0,66	oblate	1.163
LC08	10	3670	109	72,1	19,7	6,6	355,6	7,3	25,2	7,6	1.037	1.104	1.145	0,47	oblate	1,15
LC09	10	3160	187	43,4	15,5	11,3	56,4	34,5	16,5	5,3	1.069	1.044	1.116	-0,22	prolate	1.117
LC10	9	4080	352,5	3,9	17	9,9	84	21,9	38,4	13,8	1.044	1.037	1.083	-0,08	prolate	1.083
LC15	5	5320	151,1	20,7	32,3	16,6	270,6	52,6	63,3	11,7	1.015	1.006	1.021	-0,45	prolate	1.022
LC16	6	144	263,5	62,5	56,1	14,9	163,5	5,1	46,2	17,5	1.005	1.012	1.017	0,38	oblate	1.018
LC17	5	2180	24,7	28,7	38,9	8,9	243,5	55	11,4	5,2	1,01	1.052	1.063	0,68	oblate	1.067
LC18	13	1620	354,1	2,2	13,7	2,5	259,4	64,7	4,1	2,4	1.012	1.048	1,06	0,59	oblate	1.063
LC23	10	3260	293,5	61,5	53,2	3,8	166,4	18,1	6,9	2,7	1.003	1.048	1.051	0,89	oblate	1.057
LC24	9	4010	69,1	71,5	24	11,5	282,8	15,6	21,6	16,6	1.006	1.006	1.012	0,05	oblate	1.012
LC25	12	3480	53,8	54,5	13,3	3,3	202	31,2	8,5	3,4	1.035	1.076	1.114	0,36	oblate	1.116
LC26	9	5840	206,9	12,9	16,6	3,7	113,1	16,4	6,8	3,7	1.041	1.359	1.415	0,77	oblate	1.462
LC27	5	8560	272,4	69,3	28,8	13,9	147,9	12,1	33,8	7,1	1.077	1.106	1.191	0,15	oblate	1.192
LC28	11	5180	30,5	76,6	21,4	5,2	137,7	4	11	5,2	1.028	1.037	1.067	0,13	oblate	1.067
MR01	9	2620	117,5	43,4	25,5	9,3	23,6	4	21,7	10,8	1,05	1.044	1.096	-0,07	prolate	1.096
MR02	9	4070	156,7	51,7	19,3	15,9	259,4	9,8	33,5	11,3	1.024	1.015	1,04	-0,21	prolate	1,04
MR03	8	3490	157,5	59,2	22	7,5	33,2	18,6	14,1	7,2	1,03	1.026	1.057	-0,06	prolate	1.057
MR06	6	3200	279,9	71,6	60,7	12,9	177,7	4	26,9	4,6	1.006	1.029	1.035	0,64	oblate	1.038
MR08	9	3250	25,8	56,6	13,9	2,4	282,3	8,8	4,4	2,9	1,02	1.109	1.131	0,68	oblate	1.141
MR10	6	3060	194,4	58,7	27,9	4,1	92,7	7,1	8,4	4,5	1.039	1.066	1.107	0,25	oblate	1.108
MR12	7	3440	177,4	57,4	7,2	6,1	50,3	21,1	19,7	6,8	1.044	1.033	1.078	-0,15	prolate	1.079
MR14	7	3440	187,3	52	13,6	3,5	62,5	24	12,6	2,4	1,04	1.061	1.103	0,2	oblate	1.103

MR17	9	98	256,8	69,9	7,5	3,7	346,8	0	52,3	3,5	1.015	1.001	1.016	-0,85	prolate	1.018
MR19	10	14000	21,7	52	24,4	6,4	259	22,9	20,6	9,7	1.017	1.041	1.059	0,4	oblate	1,06
MR21	8	3790	217,9	19,3	27,8	11,3	308,6	1,9	29,6	16,1	1.029	1,03	1.061	0,01	oblate	1.061
MR22	12	1220	160,2	31,7	38,7	14,5	28,9	46,9	65,1	15,6	1.008	1.002	1,01	-0,54	prolate	1.011
MR23	10	2830	132	41,6	11,4	5,1	19,6	23,2	25,9	8,2	1.056	1.033	1,09	-0,26	prolate	1.091
MR25	9	2650	96,5	51,5	15,6	9,6	212,5	19,2	23,3	13,3	1.029	1.025	1.055	-0,07	prolate	1.055
MR26	7	3890	301	14,7	43	3,9	31,7	2,4	9,2	3,8	1.007	1.057	1.065	0,77	oblate	1.071
MR27	5	31	340,6	36,5	23,3	16,4	118,4	45	44,7	17,8	1.004	1.004	1.008	-0,01	prolate	1.008
MR30	5	45	126,4	65,2	57,8	29,6	225,9	4,4	63,4	30,1	1.009	1.008	1.017	-0,09	prolate	1.017
MR31	5	6090	337	61,9	30,9	1,2	199,8	21,4	6,8	1,6	1.033	1.043	1.078	0,13	oblate	1.078
MR32	5	19	184	8,8	29,3	26,2	295,2	66,9	53,2	19,2	1.006	1.003	1.009	-0,35	prolate	1.009
MR33	7	3	270,6	57,9	44,2	21,2	172,2	5,2	82,6	21,1	1.008	1.004	1.012	-0,34	prolate	1.012
MR34	8	1510	221,1	0,9	4,3	2,6	130,3	40,6	9,6	2,8	1.021	1.048	1,07	0,38	oblate	1.071
MR35	6	2950	241,6	37,7	16,8	11,6	337,5	7,6	20,3	11,6	1.009	1.009	1.018	-0,01	prolate	1.018
MR36	9	2950	2,1	26,4	21,5	8,3	237,2	49	9,7	3,6	1,01	1.028	1.038	0,47	oblate	1.039
MR37	8	3960	147,6	64	24,5	7,7	25,4	14,6	16,6	9,4	1.035	1.092	1,13	0,44	oblate	1.135
MR38	11	3960	125,2	61	17,4	7,5	242	14	19,1	7,8	1.059	1.027	1.088	-0,37	prolate	1,09
MR39	6	3480	251,3	73,2	47,1	7,1	158,9	0,7	9,4	3,9	1,02	1.142	1.164	0,75	oblate	1,18
MR45	9	9	304,8	48,5	62,2	8,5	53,5	15,9	17,3	9,5	1.001	1.007	1.008	0,79	oblate	1.009
MR46	11	94	185	22,6	65,9	22,4	37,8	63,6	48,7	16,9	1.001	1.002	1.004	0,3	oblate	1.004
MR47	24	2870	18,5	5,6	12,3	6,1	110	14,3	8,9	4,7	1.014	1.024	1.038	0,26	oblate	1.038
MR50	13	3940	197,6	16,6	31,1	9,1	102,8	15,7	9,5	8,9	1,02	1.068	1.089	0,54	oblate	1.094
MR51	14	3320	326,3	25,1	73,4	7,5	231,5	10,2	13,1	8,8	1.003	1,05	1.054	0,87	oblate	1,06
MR53	5	3770	317,7	61,1	21,8	12,5	208,6	10,2	26,5	11,7	1.023	1.042	1.066	0,29	oblate	1.067
MR54	11	4060	112	21	45	7,6	20,9	2,9	8,2	7,7	1.009	1.049	1.058	0,69	oblate	1.062
MR57	12	3440	176,8	10,2	25,9	5,6	269,3	13,8	7,6	5,6	1.025	1.072	1.098	0,48	oblate	1.102
MR58	10	1480	23,2	19,6	33,3	3,5	196,7	70,3	4,2	3,6	1.007	1.047	1.054	0,75	oblate	1.059
MR59	6	3670	94,7	15,8	22,9	6,8	0	16,1	12	3,5	1,04	1.157	1.203	0,58	oblate	1.215
MR60	3	11500	304,7	7,3	50,3	29	36,8	16,1	31,6	5,5	1.043	1.174	1.224	0,59	oblate	1.238

MR61	7	11422	5,1	17,2	10,1	5,7	98,4	10,5	14,4	5,7	1.054	1.062	1,12	0,07	oblate	1,12
MR62	4	11550	346,5	51,4	23	10,9	86,8	8,1	54,7	9	1.036	1.032	1.069	-0,05	prolate	1.069
MR63N	8	15355	17,8	60,9	16,8	2	257,2	15,8	7,8	4,8	1.018	1.051	1.069	0,48	oblate	1.072
MR63S	8	15325	21,9	45,9	47,3	21,4	237,7	38,2	26,5	10,2	1.008	1.038	1.047	0,66	oblate	1,05
MR64	11	1620	31,8	2,8	34,9	4,6	174	86,5	5,3	1,8	1.006	1.074	1,08	0,84	oblate	1,09
MR65	7	5	10,9	45	28,3	13,6	158,2	40,1	40,6	15,8	1.017	1.022	1.039	0,15	oblate	1.039

ANEXO B: Resultados ASM de enclaves máficos de la UTP

ANEXO B: Tabla con los resultados obtenidos mediante el análisis de ASM de las muestras de enclaves máficos. Respecto a los ejes que definen el tensor de ASM, se muestran sólo los resultados obtenidos para el eje K_{\max} (lineación magnética) y K_{\min} (polo del plano de foliación magnética). D1 e I1 (D3 e I3) con la declinación y la inclinación del eje K_{\max} (K_{\min}). Los valores de p1 y p2 son los valores de la elipsoide de 95% de confianza.

ID sitio	nº muestras	Kmax				Kmin				shape				Forma elipsoide	P'
		D1	I1	p1	p2	D3	I3	p1	p2	% lin	% fol	% ani	Factor T		
MR01	12	118,8	41,7	15,1	6,5	19,6	10,2	27,4	5	1,03	1.026	1.057	-0,06	prolate	1.057
MR06	9	76,8	34,4	40,4	9,7	170,9	5,9	17,6	9,6	1.007	1.029	1.036	0,6	oblate	1.038
LC07	6	271,4	5,8	24,7	3,7	2,6	11,7	15,3	4	1.035	1.094	1.132	0,45	oblate	1.136
MR11	9	185,5	15,1	24	17	81,5	41,9	60,6	16,6	1.023	1.007	1.031	-0,52	prolate	1.032
MR24	9	132,7	30,2	33,7	20	41,2	2,7	31,3	12,1	1.018	1.024	1.042	0,14	oblate	1.043
MR20	11	231,5	26,6	66,3	13,4	330,9	18,2	19,9	7,4	1.002	1.018	1,02	0,77	oblate	1.022

ANEXO C: Estudio de los diques del EDMF (XIII CGCh, 2012)

Acercamiento comparativo a la determinación de la dirección de flujo magmático en los diques máficos del Complejo Plutónico Illapel

Rodolfo Ferrando, Claudia Hidalgo, Diego Morata*,
Pierrick Roperch and César Arriagada

Departamento de Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA-FONDAP). Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

*Contact email: dmorata@cec.uchile.cl

Resumen Con el objeto de establecer una aproximación a la dirección de flujo magmático asociada al emplazamiento del Enjambre de Diques Máficos de Frutillar (EDMF) es que hemos propuesto un análisis desde la comparación de dos metodologías distintas para caracterizar su fábrica interna: La Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) y la revisión de cortes transparentes orientados mediante el uso del software ImageJ©.

Palabras clave: Petro-fábricas, flujo magmático, ImageJ©, mafic dykes

1 Introducción

El presente trabajo comprende el estudio de un conjunto de diques máficos expuestos en la región austral del Complejo Plutónico Illapel (CPI), en el sector conocido como Quebrada Frutillar en las cercanías de la localidad de Petorca. La roca de caja de este Enjambre de Diques Máficos de Frutillar (EDMF) es una granodiorita de grano fino que forma parte de la Unidad Tonalítica Principal (UTP) del CPI.

Estos diques son principalmente máficos, de orientación subvertical con rumbo NNW y espesores decimétricos a métricos. Gran parte de ellos presenta márgenes enfriados y texturas microporfíricas definidas por fenocristales de plagioclasa en masas fundamentales afáníticas constituidas por plagioclasa, piroxeno, minerales opacos y vidrio, y muchos de ellos exhiben texturas intergranulares y fábricas orientadas (ver Figura 1).

Este trabajo tiene como propósito estimar o establecer una aproximación a la dirección de flujo magmático asociada al emplazamiento del EDMF. Para ello, se evaluarán fábricas magnéticas (ASM) y petro-fábricas que pudiesen asociarse a un flujo (Análisis de orientación espacial de cristales de plagioclasas en cortes transparentes orientados).



Figura 1. Textura afánítica pilotaxítica-hialopilitica definida por cristales de plagioclasa orientados con minerales opacos y vidrio en los intersticios (muestra CH0111, Dique E). El ancho de cada fotografía es de 2 mm.

2 Metodología

Se tomaron muestras en distintos diques, a lo largo de su ancho, con una perforadora manual y un sistema de orientación de los testigos extraídos. Luego se procedía a la medición de ASM en las muestras y la posterior confección de 2 cortes transparentes orientados de manera paralela y perpendicular al plano axial de cada muestra.

Este trabajo ha propuesto una nueva metodología para determinar la orientación de cristales de plagioclasa que se basa en el tratamiento de microfotografías con el software ImageJ. Esta metodología permite orientar en el espacio el eje mayor de cristales de plagioclasa o cualquier otro cristal anisométrico en base a secciones transparentes orientadas.

3 Discusiones y conclusiones

3.1 Fábrica magnética de los diques

En la Figura 2 se pueden observar las características esenciales de la fábrica magnética presente en las muestras de los diques. La mayoría de las muestras presenta un elipsoide oblató o foliación-dominante, y esta se presenta de manera subparalela a la orientación de los diques. Si bien la susceptibilidad magnética es bastante variable y el grado de anisotropía es bajo, los planos de foliación están bien definidos por la distribución de titanomagnetita en su interior (lo que sugiere temperaturas de Curie entre 150-300°C).

La dispersión de la lineación no nos permite inferir directamente una dirección de flujo magmático.

3.2 Dirección de flujo basada en la orientación de cristales de plagioclasa

Callot et al. (2001) y Geoffroy et al. (2002) han medido la orientación del eje mayor de cristales de plagioclasa en base a análisis digitales de microfotografías usando el software de procesamiento de imágenes de Launeau y Robin (1996) obteniendo resultados bastante buenos.

La metodología planteada en este estudio viene a ser una competencia de la propuesta por Launeau y Robin (1996). La ventaja de ambas metodologías radica en la posibilidad de medir con exactitud la orientación del eje mayor de cristales de plagioclasa microscópicos, lo cual permite definir microfábricas que podrían indicar flujo magmático.

En este estudio se han planteado todas las orientaciones de los ejes mayores de 200 cristales de plagioclasa, y estadísticamente se ha determinado la dirección más común para éstos. Sin embargo, la importante dispersión de los datos obtenidos, especialmente en los casos de los diques I y K, impide realizar una interpretación al respecto.

Las desventajas de este método radican en que es necesario establecer un plano apropiado para la preparación de las secciones delgadas, es decir, el plano en el que se observe el eje mayor de los cristales de plagioclasa. Es decir, necesitamos que uno de los planos que necesitamos ver es el de foliación. Si esto no se cumple, entonces los resultados no pueden ser interpretados como microfábricas.

3.3 Comparación de las estimaciones de dirección de flujo magmático

En primer lugar, es importante destacar que ninguna de las metodologías aplicadas para la estimación del vector de flujo magmático es completamente satisfactoria.

Para los diques D, G, H e I, no existe ninguna relación entre los resultados de la estimación del vector de flujo mediante los distintos métodos (ver Figura 3). Lo cual puede explicarse en las limitaciones con respecto al muestreo y selección del plano para la medición de la orientación de cristales de plagioclasa planteadas en la evaluación de las metodologías.

Por otra parte, en los diques E y K se aprecia una coherencia entre el vector de flujo estimado en base a la metodología de la orientación de cristales de plagioclasa presentada en este trabajo y la desarrollada por Geoffroy et al. (2002), pero aplicada con algunas

limitaciones. Los resultados en estos casos indican flujos subverticales, lo cual podría ser apoyado por las observaciones de afloramiento que en particular, para el dique E, permitirían hablar de flujos subverticales al menos en la escala de observación.

Todo lo anterior, sumado a que la disposición NNW subvertical de los diques y la presencia de algunas morfologías dilatacionales en los diques (dislocaciones oblicuas, ramificaciones, etc...) similares a las descritas por Glazner et al. (1999) y Morris et al. (2008), permite pensar en un emplazamiento en un contexto tectónico extensional con dilatación oblicua con respecto al rumbo de los diques.

Agradecimientos

Este trabajo se encuentra enmarcado dentro del Proyecto Fondecyt 1080468: “*The anatomy, nature, ascent and emplacement of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, Central Chile*”.

Referencias

- Callot, J.P.; Geoffroy, L.; Auburg, C.; Pozzi, J.P.; Mege, D. 2001. Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies. *Tectonophysics* 335, 313-329.
- Geoffroy, L.; Callot, J.P.; Auburg, C.; Moreira, M. 2002. Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancy in dykes: a new way to define the flow vector using magnetic foliation. *Terra Nova* 14, 183-190. (2002)
- Glazner, A. F.; Bartley, J. M.; Carl, B.S. 1999. Oblique opening and noncoaxial emplacement of the Jurassic Independence dike swarm, California. *Journal of Structural Geology* 21, 1275-1283.
- Launeau, P.; Robin, P. 1996. Fabric analyses using the intercept method. *Tectonophysics* 267, 91-119.
- Morris, G.; Kamada, M.; Martinez, V. 2008. Emplacement of the Etive Dyke Swarm, Scotland: implications of dyke morphology and AMS data. En *Structure and Emplacement of High-level Magmatic Systems*. Geological Society.

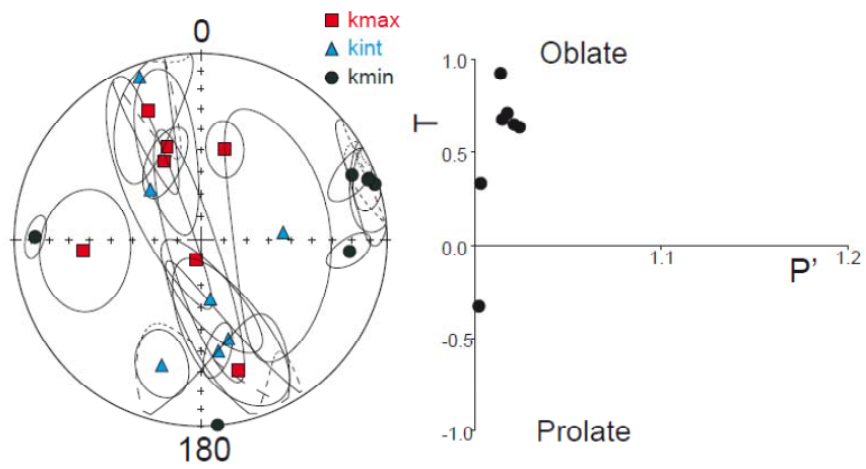


Figura 2. Características de los tensores de ASM obtenidos para los diques analizados.

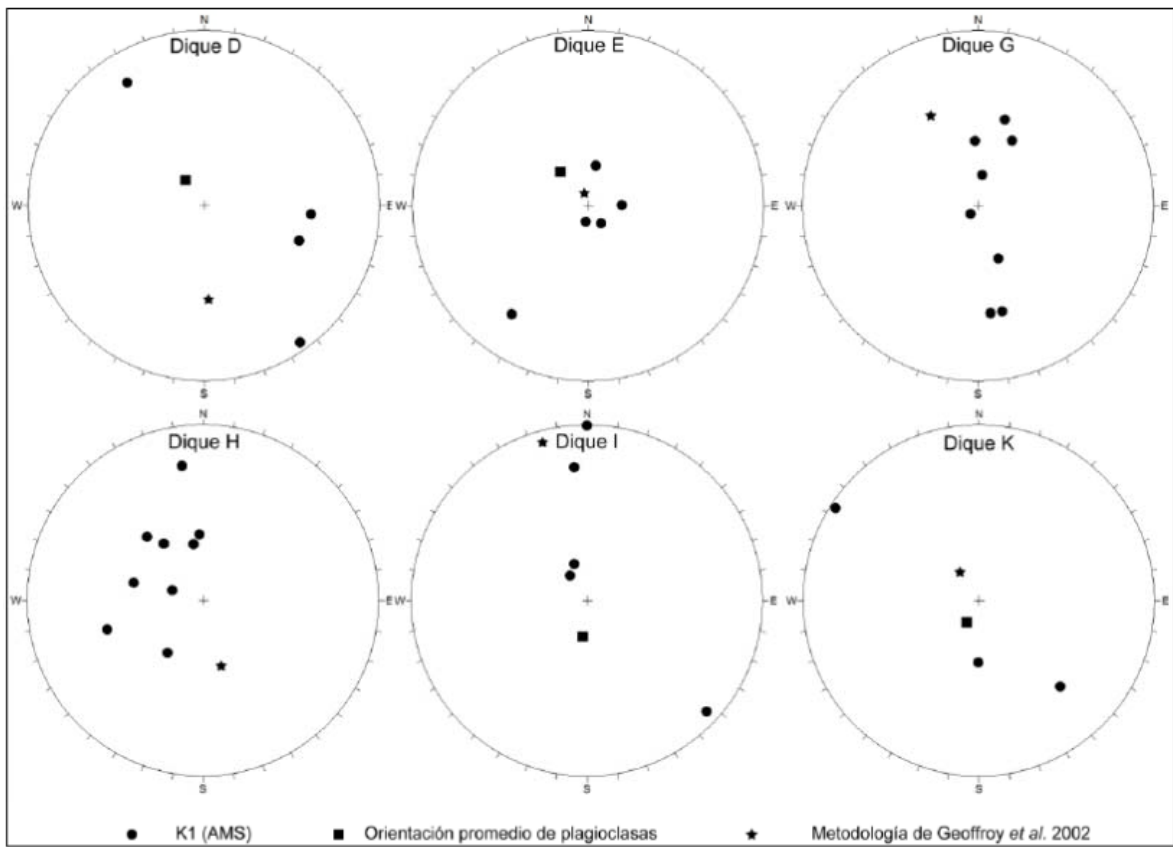


Figura 3. Orientación del vector de flujo basado en las distintas metodologías aplicadas sobre cada dique.

Acercamiento comparativo a la determinación de la dirección de flujo magmático en los diques máficos del Complejo Plutónico Illapel

Rodolfo Ferrando^a, Claudia Hidalgo^a, Diego Morata^{a,c}, Pierrick Roperch^b y César Arriagada^{a,c}

^a Departamento de Geología Regional, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.
^b Géosciences Rennes UMR CNRS 6118 Université de Rennes 1, France.
^c Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Fondap-Conicyt, Chile.

El presente trabajo comprende el estudio de un conjunto de diques máficos expuestos en la región austral del Complejo Plutónico Illapel (CPI; ver Figura 1), en el sector conocido como Quebrada Frutillar en las cercanías de la localidad de Petorca. La roca de caja de este Enjambre de Diques Máficos de Frutillar (EDMF) es una granodiorita de grano fino que forma parte de la Unidad Tonalítica Principal (UTP) del CPI.

Estos diques son principalmente máficos, de orientación subvertical con rumbo NNW y espesores decimétricos a métricos. Gran parte de ellos presenta márgenes enfiados y texturas microporílicas definidas por fenocristales de plagioclasa en masas fundamentales afaniticas constituidas por plagioclasa, piroxeno, minerales opacos y vidrio, y muchos de ellos exhiben texturas intergranulares y fábricas orientadas (ver Figura 1.B y 1.C).

Este trabajo tiene como propósito estimar o establecer una aproximación a la dirección de flujo magmático asociada al emplazamiento del EDMF. Para ello, se evaluarán fábricas magnéticas (ASM) y petro-fábricas que pudiesen asociarse a un flujo (Análisis de orientación espacial de cristales de plagioclasas en cortes transparentes orientados).

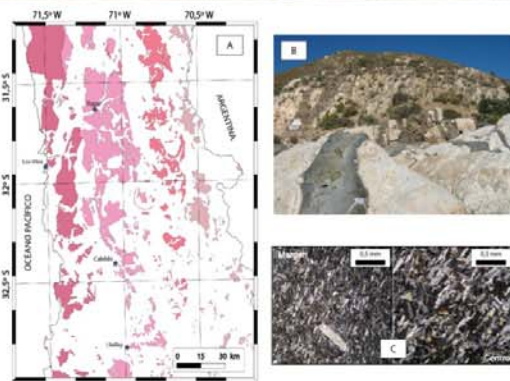


Figura 1: A) Distribución de las rocas intrusivas entre los 31°-33°S; el recuadro negro indica la ubicación del EDMF dentro del cinturón igneo del Cretácico Inferior (CPI). B) Vista general de un afloramiento en que los diques del EDMF intruyen una granodiorita perteneciente al CPI. C) Secciones transparentes del margen y centro de un dique, en donde se observan la fábrica orientada de las plagioclasas además de cambios texturales (márgenes enfiados).

RESULTADOS

Fábrica magnética de los diques

En la Figura 3 se pueden observar las características esenciales de la fábrica magnética en las muestras de los diques. La mayoría presenta un elipsoide oblato o foliación-dominante, y esta se presenta de manera subparalela a la orientación de los diques. Si bien la susceptibilidad magnética es variable y el grado de anisotropía es bajo, los planos de foliación están bien definidos por la distribución de titanomagnetita en su interior (lo que sugiere temperaturas de Curie entre 150-300°C).

La dispersión de la lineación no nos permite inferir directamente una dirección de flujo magmático.

Dirección de flujo basada en la orientación de cristales de plagioclasa

Callot et al. (2001) y Geoffroy et al. (2002) han medido la orientación del eje mayor de cristales de plagioclasa en base a análisis digitales de microfotografías usando el software de procesamiento de imágenes de Launeau y Robin (1996) obteniendo buenos resultados.

La metodología planteada en este estudio viene a ser una competencia de la propuesta por Launeau y Robin (1996). La ventaja de ambas metodologías radica en la posibilidad de medir con exactitud la orientación del eje mayor de cristales de plagioclasa microscópicos, lo cual permite definir microfábricas que podrían indicar flujo magmático.

En este estudio se han ploteado todas las orientaciones de los ejes mayores de 200 cristales de plagioclasa, y estadísticamente se ha determinado la dirección más común para éstos. Sin embargo, la importante dispersión de los datos obtenidos, especialmente en los casos de los diques I y K, impide realizar una interpretación al respecto.

Las desventajas de este método radican en que es necesario establecer un plano apropiado para la preparación de las secciones delgadas, es decir, el plano en el que se observe el eje mayor de los cristales de plagioclasa. Es decir, necesitamos que uno de los planos que necesitamos ver es el de foliación. Si esto no se cumple, entonces los resultados no pueden ser interpretados como microfábricas.

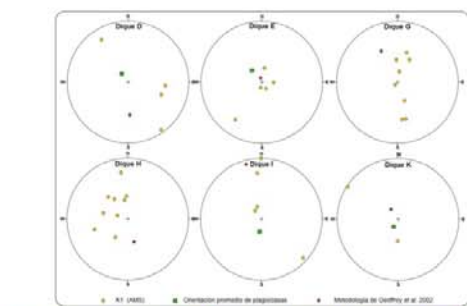


Figura 4: Orientación del vector de flujo basado en las distintas metodologías aplicadas sobre cada dique.

METODOLOGÍA

Se tomaron muestras en distintos diques, a lo largo de su ancho (ver Figura 2.B), con una perforadora manual y un sistema de orientación de los testigos extraídos. Luego se procedió a la medición de ASM en las muestras y la posterior confección de 2 cortes transparentes orientados de manera paralela y perpendicular al plano axial de cada testigo (ver Figura 2.A).

Este trabajo ha propuesto una nueva metodología para determinar la orientación de cristales de plagioclasa que se basa en el tratamiento de microfotografías con el software *ImageJ*. Esta metodología permite orientar en el espacio el eje mayor de cristales de plagioclasa o cualquier otro cristal anisométrico en base a secciones transparentes orientadas (ver Figura 2.C).

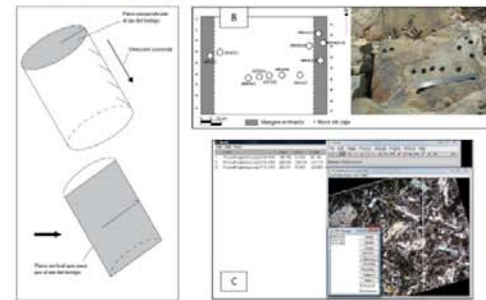


Figura 2: A) Esquema de un testigo orientado extraído para la medición de ASM y para la posterior confección de dos cortes transparentes para la determinación de la orientación de las plagioclasas (secciones en gris). B) Esquema del muestreo realizado en uno de los diques analizados. C) Usando el software *ImageJ* se procede a medir la orientación de los cristales de plagioclasa respecto a las direcciones conocidas.

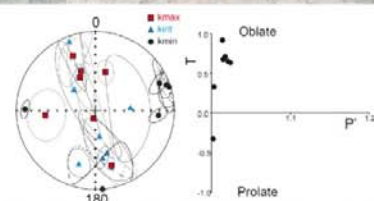


Figura 3: Características de los tensores de ASM obtenidos para los diques analizados (Kmax es equivalente a la lineación y Kmin a los polos de planos de foliación).

Comparación de las estimaciones de dirección de flujo magmático

En primer lugar, es importante destacar que ninguna de las metodologías aplicadas para la estimación del vector de flujo magmático es completamente satisfactoria. Para los diques D, G, H e I, no existe ninguna relación entre los resultados de la estimación del vector de flujo mediante los distintos métodos (ver Figura 4). Lo cual puede explicarse en las limitaciones con respecto al muestreo y selección del plano para la medición de la orientación de cristales de plagioclasa planteadas en la evaluación de las metodologías.

Por otra parte, en los diques E y K se aprecia una coherencia entre el vector de flujo estimado en base a la metodología de la orientación de cristales de plagioclasa presentada en este trabajo y la desarrollada por Geoffroy et al. (2002), pero aplicada con algunas limitaciones. Los resultados en estos casos indican flujos subverticales, lo cual podría ser apoyado por las observaciones de afloramiento que en particular, para el dique E, permitirían hablar de flujos subverticales al menos en la escala de observación.

Todo lo anterior, sumado a que la disposición NNW subvertical de los diques y la presencia de algunas morfologías dilatacionales en los diques (dislocaciones oblicuas, ramificaciones, etc...), permite pensar en un emplazamiento en un contexto tectónico extensional con dilatación oblicua con respecto al rumbo de los diques.

REFERENCIAS

Callot, J.P.; Geoffroy, L.; Auburg, C.; Pozzi, J.P.; Mege, D. 2001. Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies. *Tectonophysics* 335, 313-329.
 Geoffroy, L.; Callot, J.P.; Auburg, C.; Moreira, M. 2002. Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancy in dykes: a new way to define the flow vector using magnetic foliation. *Terra Nova* 14, 183-190. (2002)
 Launeau, P.; Robin, P. 1996. Fabric analyses using the intercept method. *Tectonophysics* 267, 91-119.

AGRADECIMIENTOS: Este trabajo se encuentra enmarcado dentro del Proyecto Fondecyt 1080468: "The anatomy, nature, ascent and emplacement of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, Central Chile".