



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

**SEGMENTACIÓN DE PATRONES DE ROTACIÓN TECTÓNICA DELIMITADOS POR  
LA FALLA TALTAL.  
CORDILLERA DE LA COSTA DEL NORTE DE CHILE (25°-26° LATITUD SUR)**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS MENCION  
GEOLOGIA

JUAN PABLO CONTRERAS FIGUEROA

PROFESOR GUIA:  
MARCELO FARÍAS THIERS

MIEMBROS DE LA COMISION:  
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ  
PIERRICK ROPERCH  
CHRISTIAN CREIXELL TORRES

SANTIAGO DE CHILE  
2018

RESUMEN DE TESIS PARA OPTAR AL  
GRADO DE Magister en Ciencias, Mención  
Geología.

POR: Juan Pablo Contreras Figueroa

FECHA: 31/01/2018

PROFESOR GUIA: Marcelo Farías Thiers

**SEGMENTACIÓN DE PATRONES DE ROTACIÓN TECTÓNICA DELIMITADOS  
POR LA FALLA TALTAL.  
CORDILLERA DE LA COSTA DEL NORTE DE CHILE (25°-26° LATITUD SUR)**

Los estudios de Paleomagnetismo realizados en el Norte de Chile revelan que el patrón de primer orden de las rotaciones tectónicas en sentido horario ahí calculadas está relacionado a la formación del Oroclino Boliviano. Diversos estudios indican que el evento principal en la formación de este el oroclino se habría desarrollado durante el Paleógeno, aunque este permanecería activo en la actualidad.

Sin embargo, en las rocas del Mesozoico se ha medido rotaciones tectónicas en el sentido horario mayores a las predichas por este mecanismo, lo que indica la existencia de al menos una rotación tectónica anterior al Paleógeno. En la Cordillera de la Costa del norte de Chile estas rotaciones anteriores han sido relacionadas con la actividad de fallas de mesoescala, las cuales, no obstante, no han sido adecuadamente identificadas debido a la ausencia de mapas geológicos actualizados y a la escala adecuada.

El presente estudio se basa en la determinación de rotaciones tectónicas a partir de un estudio de paleomagnetismo en la Cordillera de la Costa en torno a la ciudad de Taltal, en el cual se integró la información de 3 cartas de Geología Básica (1:100.000), lo que condujo a la definición de tres Dominios Estructurales. En ese contexto se analizaron los resultados de la desmagnetización de 95 nuevos sitios y algunos sitios publicados previamente. Estos sitios se ubican en unidades estratificadas, hipabisales y plutónicas de edad comprendida entre el Devónico Superior-Carbonífero Superior hasta el Cretácico Inferior.

Al norte de la Falla Taltal (Dominio Paposó) se observó que los plutones de edad cretácica registran una mayor rotación en sentido horario que los plutones de edad jurásica. Al sur de esta falla, las localidades con magnetización más antigua (Triásico Superior-Jurásico Superior) registran una mayor rotación horaria que las rocas remagnetizadas y plutónicas del Cretácico Inferior.

Estos antecedentes indican que la Falla Taltal marca una segmentación tectónica en el área, que no sólo separa estos patrones de rotaciones diferentes, sino que además proporciona un mecanismo de rotaciones de bloques desacoplado del proceso de formación del Oroclino Boliviano.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile con el patrocinio oficial del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). El financiamiento del arancel ha sido obtenido a través de la Beca de Magíster para Funcionarios/as del sector público otorgada por CONICYT, y los trabajos de campo financiados en el marco del desarrollo del Plan Nacional de Geología de SERNAGEOMIN.

Quiero agradecer y dedicar esta tesis a mi hijo Santiago por ser la inspiración de mi vida. Tu presencia en mi vida ha sido el regalo más maravilloso que haya tenido y aprendo a cada instante de tu ternura y claridad para vivir. Eres un Crack y un Pro.

También agradezco a mi familia, mi madre, mi padre, a todos los Figueroas y los Ancodumioya por ser el árbol genealógico donde mejor puedo cantar, mi raíz. A mis hermanos primos Cata y Luchini.

Una línea especial para mi amor, mi cómplice y todo, Natalia. Espero que podamos seguir creciendo en esta aventura de la vida.

Un gran gracias a todos los amigos y colegas del SERNAGEOMIN, pues todos ellos han contribuido a esta tesis. Un especial gracias al grupo Taltalca y a Laura Varas por su apoyo con los microscopios y por su inmensa sabiduría.

Muchas gracias también a los profesores que participaron de esta tesis, los que estuvieron y los que están ahora. También para el profesor oculto, que no sale en ningún lado pero que contribuyó con mucho trabajo, el degenerado más inofensivo del mundo, Ataxia. Gracias Maritza por su ayuda en los procesos administrativos, sin su presencia todo habría sido mucho más complejo.

# Tabla de Contenido

Capítulo I “Introducción” .....	1
Presentación del problema .....	1
Antecedentes.....	3
Geología Regional .....	3
Paleomagnetismo .....	4
Hipótesis.....	5
Objetivos.....	5
Metodología .....	5
Capítulo II “Marco Geológico” .....	7
Geología Regional.....	7
Rocas Estratificadas .....	8
Rocas Intrusivas .....	17
Dominios Estructurales en la Cordillera de la Costa de Taltal .....	28
Dominio Cifuncho.....	29
Dominio Cerro del Pingo .....	31
Dominio Paposo.....	32
Zona de Fallas .....	33
Capítulo III “Resultados de Paleomagnetismo” .....	34
Muestreo y Metodología .....	34
Propiedades Magnéticas y Direcciones Características .....	39
Propiedades Magnéticas.....	39
Direcciones características .....	49
Capítulo IV “Rotaciones Tectónicas y Discusión” .....	75
Origen de las Rotaciones Tectónicas .....	75
Dominio Paposo.....	75
Dominio Cerro del Pingo .....	79
Dominio Cifuncho.....	79
Discusión general .....	81
Capítulo V “Conclusiones” .....	85
Bibliografía .....	86
Anexos .....	94

# Índice de Figuras

Figura 1. Ubicación de los estudios de paleomagnetismo previos a este estudio en la Cordillera de la Costa del norte de Chile, entre los 23° y 27° de latitud Sur. El ángulo de las flechas indica la rotación reportada para esas localidades. En el caso de Forsythe y Chisholm (1994) las rotaciones han sido calculadas en este estudio, con el supuesto de que la magnetización es primaria en cada plutón. El cuadro amarillo indica el área de estudio (25°-26°S y 70°-71°O). ....	2
Figura 2. Distribución de las cartas geológicas 1:100.000 de la Macrozona Taltal de SERNAGEOMIN. Las cartas con bordes rojos componen el área de estudio y ellas han sido integradas en este trabajo. ....	4
Figura 3. Mapa Geológico del área de estudio. Simplificación hecha a partir de la compilación de las Cartas Bahía Isla Blanca-Taltal (Escribano <i>et al.</i> , 2013), Cifuncho (Contreras <i>et al.</i> , 2013) y Cerro del Pingo (Espinoza <i>et al.</i> , 2014) de la Serie de Geología Básica a escala 1:100.000 del SERNAGEOMIN. ....	7
Figura 4. Distribución espacial del Basamento Epimetamórfico en el área de estudio. Destacan los afloramientos ubicados al norte de la Falla Taltal, y también los que se ubican en el sector costero al sur de Taltal, en la mitad austral del área. ....	9
Figura 5. Esquema estratigráfico de las unidades depositadas entre el Triásico Superior y el Jurásico Superior, mediante la comparación entre 3 sectores del área de la Carta Cifuncho. Junto a las relaciones estratigráficas se representa un período de hiatus depositacional y también la edad de los plutones que las intruyen. Para cada sector se coloca la información relevante para la determinación de la edad de las unidades litoestratigráficas como determinaciones fosilíferas y dataciones radiométricas U-Pb ( <i>In Contreras et al.</i> , 2013). ....	10
Figura 6. Distribución espacial de las Unidades estratificadas del Triásico Superior - Jurásico Inferior. Incluyen las Formaciones Cifuncho, Agua Chica, Pan de Azúcar y Posada de los Hidalgo. ....	11
Figura 7. Distribución espacial de la Formación La Negra, que se distribuye en todos dominios estructurales, aunque la gran mayoría de su exposición es en el Dominio Cifuncho (al oeste del SFA y al sur de la Falla Taltal). ....	14
Figura 8. Distribución espacial de la Formación Aeropuerto, ubicada entre las ramas del SFA y al este de este sistema de fallas, principalmente en la mitad austral del área. ....	16
Figura 9. Distribución en el área de estudio de los Intrusivos del Pérmico hasta el Triásico Superior. Se observa cómo se agrupan principalmente en el margen costero del Dominio Cifuncho. ....	18
Figura 10. Distribución de las unidades estratificadas del Triásico Superior-Jurásico Inferior (celeste) y de los Hipabisales del Triásico Superior (violeta). Estos últimos son pequeños afloramientos en el extremo sur del área y en la quebrada los Amarillos al sur de Taltal. ....	19
Figura 11. Distribución en el área de estudio de los Intrusivos del Jurásico Inferior. El plutón occidental es la Monzodiorita Sierra Esmeralda y el oriental la Tonalita Cerro Concha. ....	20

Figura 12. Distribución de los Intrusivos plutónicos del Jurásico Medio-Superior (rosado). La mayoría de los afloramientos se encuentra al norte de la Falla Taltal, pero también hay pequeños cuerpos al sur de ésta y al oeste del SFA. ....	22
Figura 13. Mapa de la distribución de los intrusivos hipabisales del Jurásico Superior. La mayoría son diques y filones manto subordinados, con un número menor de pequeños stocks. ....	23
Figura 14. Mapa de la distribución de los intrusivos del Jurásico Superior- Cretácico Inferior. Todo ellos se ubican al este del SFA, con afloramientos tanto al norte como al sur de la Falla Taltal .....	24
Figura 15. Distribución espacial de los Intrusivos del Cretácico Superior. Con amplia distribución 800 km <sup>2</sup> principalmente al este del SFA.....	26
Figura 16. Mapa donde se indican los distintos dominios estructurales a los que se refiere este trabajo. En azul el Dominio Cifuncho, en amarillo el Dominio Paposo, en rojo el Dominio Cerro del Pingo y en achurado gris una Zona de Fallas. Se indican además las principales estructuras del área. Sistema de Fallas de Atacama (SFA) y Sistema de Fallas Tigrillo (SFT). ....	28
Figura 17. Distribución de bloques tectónicos en el Dominio Cifuncho. Se etiquetan en letras azules las principales estructuras del área. Las líneas y cuerpos rojos corresponden a los diques, filones y stocks de los Intrusivos Hipabisales del Jurásico Superior.....	31
Figura 18. Ubicación de los sitios paleomagnéticos exitosos ocupados en este estudio. A. Sitios graficados según su litología. B. Sitios graficados según su origen. ...	35
Figura 19. Representación gráfica de los datos de la desmagnetización del espécimen 14PC0801B. A. Diagrama de Zijderveld. Los círculos y líneas rojas corresponden a la Declinación y las verdes a la Inclinación. La línea azul es la dirección característica del espécimen. B. Redes Estereográficas equiareales. Los círculos de contorno negro son los diferentes pasos de la desmagnetización y el círculo rojo es la dirección característica del espécimen. C. Curva de decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente. ....	37
Figura 20. Esquemas que indican la dirección del vector magnético remanente (flechas azules) en un estrato. Adicionalmente se incluye un ejemplo del gráfico en redes estereográficas para complementar la visualización de cada caso. A. Caso en que la magnetización remanente de la roca es adquirida en forma primaria, previa a su basculamiento y/o plegamiento. En este caso las direcciones son más consistentes con corrección de manteo. B. Caso en que la magnetización remanente de la roca es adquirida posterior a un evento de deformación tectónica, donde las direcciones se agrupan mejor en coordenadas <i>In situ</i> . ....	38
Figura 21. Curvas del decaimiento de la Intensidad de la Magnetización remanente versus la temperatura o el campo de inducción magnética. Se indica la localidad y/o el sitio asociado al diagrama, junto con la unidad geológica en la que se ha perforado. ...	41
Figura 22. Gráfico de Susceptibilidad Magnética vs Temperatura para los sitios de la Localidad “Plutones Cretácicos (Paposo)” en el Complejo Intrusivo Librillo. Se grafica con una línea roja la temperatura de Curie de la magnetita y hematita. ....	41
Figura 23. Gráfico de Susceptibilidad Magnética vs Temperatura para los sitios de la localidad “Plutón Cerro del Pingo” del dominio homónimo. Las líneas rojas marcan la temperatura de Curie de la magnetita y hematita.....	42

Figura 24. Curvas del decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente versus la magnitud de la inducción magnética. A la izquierda se observan los sitios de las Tonalitas y a la derecha los sitios que forman las Granodioritas. ....	44
Figura 25. Curvas del decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente versus la temperatura para la litología de areniscas, calculados durante el proceso de desmagnetización termal Se indica la localidad y la formación a la que pertenece cada sitio. ....	45
Figura 26. Curvas del decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente versus la temperatura para la litología de andesitas hipabisales, calculados durante el proceso de desmagnetización termal Se indica la localidad y la unidad intrusiva a la que pertenece cada sitio. ....	47
Figura 27. Curvas del decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente para los dos sitios en rocas plutónicas del Dominio Cifuncho. Se indica el nombre del sitio y la unidad plutónica a la que pertenecen. A Gráficos para desmagnetización termal. B. Gráficos para desmagnetización por campos alternativos. ....	48
Figura 28. Mapa de Ubicación de las localidades obtenidas en el Dominio Paposo, representadas por la estrella de color verde. ....	50
Figura 29. Mapa de ubicación de los sitios de la Localidad “Rocas Estratificadas Paposo”. Se ubica íntegra al oeste de la Falla Paposo del SFA. ....	51
Figura 30. Detalle de estereogramas de las localidades del Dominio Paposo. En todos ellos la estrella negra indica el valor del promedio de los sitios y su círculo el error asociado a este cálculo. A. Estereogramas <i>In situ</i> y con corrección de la Localidad “Rocas Estratificadas Paposo”. B. Estereograma <i>In situ</i> de la Localidad “Plutones Jurásicos (Paposo)”. C. Estereograma <i>In situ</i> de la Localidad “Plutones Cretácicos (Paposo)” ....	52
Figura 31. Detalle de la ubicación de los sitios que forman la localidad “Plutones Jurásicos (Paposo)” destacados en celeste. Además se muestran en puntos verdes todos los sitios utilizados en este trabajo. ....	53
Figura 32. Detalle de la ubicación de los sitios que forman la localidad “Plutones Cretácicos (Paposo)” destacados en celeste. Además se muestran en puntos verdes todos los sitios utilizados en este trabajo. ....	55
Figura 33. Mapa de la Localidad Granodiorita Pingo (estrella verde) y de los sitios perforados en este Dominio. Resaltados en celeste se muestran los sitios incluidos en el cálculo de ésta localidad. ....	57
Figura 34. Mapa de la Localidad Granodiorita Pingo donde se individualiza cada sitio según la litofacies a la que pertenece. Se observa que la litofacies de tonalitas (diamantes) se concentra en la parte central del plutón y próxima al SFA inclusive entre sus ramas. La litofacies de granodiorita está ampliamente distribuida en el plutón. ....	58
Figura 35. Estereograma de las direcciones características del sitio 14PS05 de la Formación Aeropuerto. Se observa los planos promedio de cada espécimen en verde, y los círculos negros la medición de los especímenes durante la desmagnetización. El círculo rojo es el promedio del sitio y el círculo azul el error de este promedio. ....	60
Figura 36. Diagramas de Zijderveld de alguno de los sitios de la localidad “Plutón Cerro del Pingo”. En ellos se muestra la desmagnetización por Campo Alternativo (AF). El sitio 14PS04 está perforado en la litofacies de granodiorita, y el 14PS05 corresponde a una andesita hipabisal de la Formación Aeropuerto, que normalmente se agrupa con la litofacies de tonalitas. ....	60

Figura 37. Estereogramas con los resultados de los sitios y localidades del Dominio Cerro del Pingo. A. Todos los sitios de la Localidad “Plutón Cerro del Pingo” y su promedio indicado en estrella negra. B Comparación entre Localidad promedio y por litofacies. Estrella: “Plutón Cerro del Pingo”. Triángulos Tonalita. Diamante: Granodiorita.....	61
Figura 38. Mapa de Ubicación de las 4 localidades definidas en el Dominio Cifuncho (estrellas verdes). Las líneas rojas muestran la distribución de los diques del Jurásico Superior, que han producido remagnetización de algunas localidades de este Dominio. ....	62
Figura 39. Mapa de Ubicación de los sitios en el Dominio Cifuncho. Resaltados en celeste los sitios que pertenecen a la Localidad “Rocas Estratificadas Mag. Primaria”. 64	64
Figura 40. Estereogramas de la Localidad “Rocas Estratificadas Mag. Primaria”, con sus datos expresados <i>in situ</i> y con corrección de manteo. El promedio se grafica con un estrella negra y los sitios en círculos y triángulos verdes. En ambos casos se representa también el error de cada una de las medidas.....	65
Figura 41. Mapa de ubicación de los sitios de la Localidad “Rocas Estratificadas Fm. La Negra”. A. Mapa geológico presentado por Randall <i>et al.</i> (1996), donde se indica en un círculo rojo la ubicación de la transecta de muestras. B. Mapa geológico del Dominio Cifuncho donde se resaltan en celeste los sitios incluidos en el cálculo de ésta localidad. ....	67
Figura 42. Estereogramas de la Localidad “Rocas Estratificadas Fm. La Negra”, con sus datos expresados <i>in situ</i> y con corrección de manteo. El promedio se grafica con un estrella negra y los sitios en triángulos azules. En ambos casos se representa también el error de cada una de las medidas. ....	68
Figura 43. Mapa de Ubicación de los sitios en el Dominio Cifuncho. Resaltados en celeste los sitios que pertenecen a la Localidad “Rocas Estratificadas Remagnetizadas (TT)”. ....	69
Figura 44. Estereogramas de la Localidad “Rocas Estratificadas Mag. Primaria”, con sus datos expresados <i>in situ</i> y con corrección de manteo. El promedio se grafica con un estrella negra y los sitios en triángulos verdes. En ambos casos se representa también el error de cada una de las medidas. ....	70
Figura 45. Mapa de Ubicación de los sitios en el Dominio Cifuncho. Resaltados en celeste los sitios que pertenecen a la Localidad “Rocas Estratificadas Remagnetizadas (PDH)”. ....	71
Figura 46. Diagramas de Zijderveld para los sitios 14PC04 y 14PC06 <i>In situ</i> . Se indica la temperatura de medición cada uno de los puntos y el promedio calculado (línea continua). Se observa la superposición de más de un vector de magnetización revelado en la desmagnetización termal. ....	72
Figura 47. Estereogramas de la Localidad “Rocas Estratificadas Remagnetizadas (PDH)”, con sus datos expresados <i>in situ</i> y con corrección de manteo. El promedio se grafica con un estrella negra y los sitios en círculos y triángulos rojos. En ambos casos se representa también el error de cada una de las medidas.....	73
Figura 48. A (izq.). Estereogramas del test de comparación del campo magnético de areniscas el vector de los clastos de conglomerados. B. (der) Estereograma de la comparación del vector de la Diorita Cuarcifera Las Luces con el vector de los diques microdioríticos que la intruyen.....	74
Figura 49. Mapa Geológico del área de estudio donde se presentan las rotaciones calculadas para cada una de las localidades de este estudio. Las flechas indican la	

rotación registrada y las líneas rojas el error asociado a esta medición. En letras azules se indican las principales estructuras del área. ....	76
Figura 50. Gráfico que indica la rotación de las localidades “Plutones Jurásicos (Paposo)” y “Plutones Cretácicos (Paposo)” incluyendo el error de cada medición. En gris se indica la zona de traslape entre ambas mediciones. ....	77
Figura 51. Estereograma que indica los promedios por localidad del Dominio Paposo. Además se incluye como referencia los polos esperados en las diferentes edades de magnetización para esta latitud. Izq. Localidad de Plutones Jurásicos. Centro. Localidad de Plutones Cretácicos. Der. Localidad de rocas estratificadas. ....	78
Figura 52. Estereograma que indica los promedios por localidad del Dominio Cerro del Pingo. Además, se incluye como referencia el polo esperado a los 130 Ma para esta latitud. ....	79
Figura 53. Estereograma que indica los promedios por localidad del Dominio Cifuncho. Además se incluye como referencia los polos esperados en las diferentes edades de magnetización para esta latitud. Izq. Localidades con magnetización primaria. Der. Localidades remagnetizadas. ....	80
Figura 54. Proyección equiareal de la Declinación e Inclinación de las localidades obtenidas en este estudio. Se observa el cambio del patrón de rotaciones entre la zona al norte de la Falla Taltal (Dominio Paposo) y la zona al sur de esta misma (Dominios Cifuncho y Cerro del Pingo. A. Estereogramas separados por Dominio. B. Estereogramas separados por edad de magnetización ....	82
Figura 55. Modelos para explicar las rotaciones anómalas de este estudio. A. Mecanismos de rotación producidos por una falla sinistral de mesoescala, dependiendo de la geometría de las estructuras pre-existentes. B. Caso de interacción de Sistema de fallas Noroeste y el Sistema de Fallas de Atacama (SFA). Dentro del Sistema de Fallas Noroeste son individualizadas las Fallas El Gritón (FEG) y Buena Esperanza (FBE). C. Caso de interacción entre la Falla Taltal (FT) y el SFA, del cual se observa la Falla El Muelle (FEM) que se encuentra curvada, y que actúa como marcador de la rotación que es mayor cerca de la Falla Taltal. ....	83
Figura 56. Integración de los datos de rotaciones tectónicas por unidad morfoestructural entre los 23° y 27°S. Las flechas indican la magnitud y sentido de la rotación, y el cuadro amarillo indica el área de este estudio. Incluye datos de Randall <i>et al.</i> , 1996; Arriagada <i>et al.</i> , 2003; Arriagada <i>et al.</i> , 2006. ....	84

# Índice de Microfotografías

Microfotografía 1. Magnetita primaria en diorita de la Localidad “Plutones Cretácicos (Paposo)” (15PC55) del Complejo Intrusivo Librillo. Se observa la formación de delgadas lamelas de hematita que revelan un incipiente proceso de martitización. ....	40
Microfotografía 2. Vista a luz reflejada y nicoles cruzados del sitio 14PS04. Se observa magnetita primaria de hasta 80 micrones con martitización. La litología de la roca es una granodiorita de la Localidad “Plutón Cerro del Pingo”. .....	43
Microfotografía 3. Sitio 14PC21 donde se observa hematita en la matriz. Los fragmentos mayores subredondeados son principalmente de cuarzo. A Vista a nicoles cruzados. B. Vista a nicoles paralelos. ....	44
Microfotografía 4. Sitio 14PC08. Se observa un fragmento formado por un cristal de un mineral transparente reemplazado por hematita y magnetita con textura sándwich. ....	46
Microfotografía 5. Vista a nicoles cruzados de corte pulido del sitio 15PC41 de la Localidad “Rocas Estratificadas Remagnetizadas (TT)” de diques Jurásicos. Se observa magnetita intercrystalina, de origen primario. ....	47

# Índice de Tablas

Tabla 1. Datos paleomagnéticos y resultados utilizados en este estudio. Se indica la ubicación de los sitios y localidades, la litología de los sitios y la unidad en que se encuentran Dec, Inc. Promedio de declinación e inclinación in situ y después de la corrección de manteo. $\alpha_{95}$ . Mitad de ángulo con 95% de confianza. K. Parámetro de precisión de Fisher (1953).....	95
Tabla 2. Rotaciones tectónicas en la Cordillera de la Costa del Norte de Chile de este estudio. En gris se marca las localidades eliminadas en el mapa. $ROT \hat{A} \pm DR$ . Angulo de rotación calculada y su error asociado. $ERR_I \hat{A} \pm EI$ . Diferencia de Inclinación con el polo esperado y su error asociado. $D\_EXP$ $INC\_EXP$ . Declinación e inclinación del polo de referencia calculado por Besse y Courtillot (2002). .....	99
Tabla 3. Ubicación de sitios, que indica la unidad perforada y el dominio en que se encuentra. ....	100
Tabla 4. Compilación de localidades paleomagnéticas publicadas en la Cordillera de los Andes entre los 24° y 27° de latitud Sur. Las localidades incluyen valores de rotaciones en el eje vertical y variaciones en la inclinación eje horizontal. ....	103

# Capítulo I “Introducción”

## Presentación del problema

Los estudios de Paleomagnetismo realizados en el Norte de Chile revelan que el patrón de primer orden de las rotaciones tectónicas está relacionado a la formación del Oroclino Boliviano (e.g. Heki *et al.*, 1983, 1984; Roperch y Carlier, 1992; Roperch *et al.*, 2006; Arriagada *et al.*, 2008). El desarrollo de la flexura de este oroclino se relacionaría con un acortamiento diferencial en los limbos de esta estructura y produciría la primera gran estructuración de los Andes Centrales (Isacks, 1988). Diversos estudios indican que el evento principal en la formación de este el oroclino se habría desarrollado principalmente durante el Paleógeno (Somoza y Singer, 1996; Arriagada *et al.*, 2006), aunque su formación seguiría activa en la actualidad (Allmendinger *et al.*, 2005).

Sin embargo, en las rocas del Mesozoico se han medido rotaciones tectónicas mayores a las predichas por este mecanismo, lo que indica la existencia de al menos una rotación tectónica anterior a la producida por el evento principal de dicho oroclino (Taylor *et al.*, 2005). Los estudios de paleomagnetismo, hechos previamente en la Cordillera de la Costa (e.g. Randall *et al.*, 1996; Forsythe y Chisholm, 1994) apuntan principalmente a un modelo donde los cambios en los valores de rotaciones tectónicas son explicadas en un modelo de bloques "en dominó". Estos arreglos estructurales habrían sido originados por el movimiento de rumbo del SFA, ocurrido principalmente durante el Cretácico Inferior. El origen de este movimiento de rumbo se ha asociado históricamente a los cambios en la oblicuidad de la placa subductante (Pardo-Casas y Molnar, 1987, Scheuber y González, 1999). Sin embargo, estudios, tanto de paleomagnetismo como modelos de la interacción de la placa de Nazca con la placa Sudamericana (Arriagada *et al.*, 2008; Capitanio *et al.*, 2011; O'Driscoll *et al.*, 2012), han mostrado como la relación angular de la convergencia durante el Cretácico es bastante diferente a la predicha anteriormente.

Por otro lado, en el área de estudio hay un *gap* de localidades paleomagnéticas publicadas (Figura 1), lo que no significa que no haya sitios antiguos sino que muestran la complejidad en la interpretación. Al norte del área de estudio, se observan magnitudes pequeñas de rotación horaria y localmente anti-horaria (Forsythe y Chisholm, 1994; Turner *et al.*, 1984; Hartley *et al.*, 1988; Tanaka *et al.*, 1988), mientras que al sur del área las rotaciones horarias son mayores a 40° (Randall *et al.*, 1996). No obstante, aún no se comprende bien cómo ocurre la transición entre ambas zonas ni qué mecanismo la controlaría.

Dentro del área de estudio se encuentra solamente una localidad publicada por Forsythe *et al.* (1987), enmarcada en un estudio pionero de mucho menor escala que el presente, y una parte de una localidad publicada por Randall *et al.* (1996) (Figura 1), de un estudio de detalle en torno al área de Chañaral. En ese estudio se reportaron las mayores magnitudes de rotación horaria que se han informado al sur del codo de Arica, que relacionaron con rotaciones de bloques locales, no ligadas únicamente con la construcción del Oroclino Boliviano (Randall *et al.*, 1996).

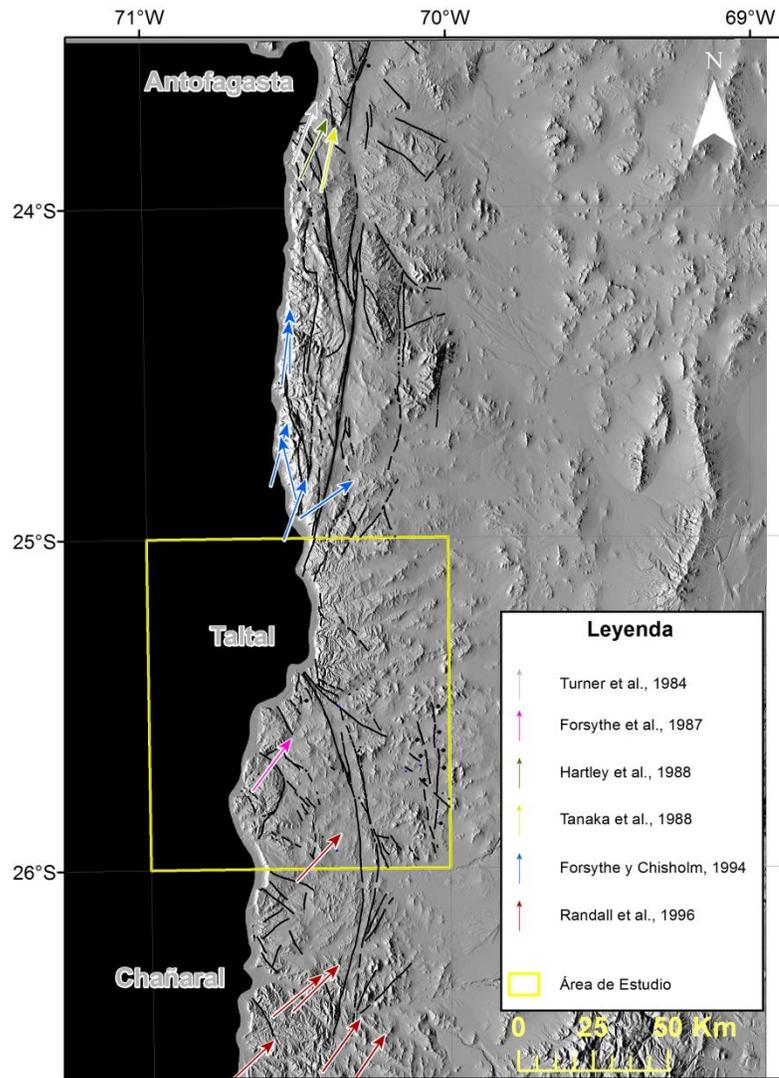


Figura 1. Ubicación de los estudios de paleomagnetismo previos a este estudio en la Cordillera de la Costa del norte de Chile, entre los 23° y 27° de latitud Sur. El ángulo de las flechas indica la rotación reportada para esas localidades. En el caso de Forsythe y Chisholm (1994) las rotaciones han sido calculadas en este estudio, con el supuesto de que la magnetización es primaria en cada plutón. El cuadro amarillo indica el área de estudio (25°-26°S y 70°-71°O).

Con la actualización de la Geología Básica por parte de SERNAGEOMIN (escala 1:100.000) se reveló un arreglo estructural formado por numerosos bloques tectónicos de diferentes dimensiones (300 a 3.000 km<sup>2</sup>) dentro de 3 dominios estructurales. Estos dominios están separados por las principales estructuras del área que son el Sistema de Fallas de Atacama (SFA) que tuvo cinemática sinistral durante el Cretácico Temprano y la Falla Taltal con cinemática sinistral-inversa durante el mismo período (Figura 3). Estas fallas tienen reactivaciones normales durante el Cenozoico (Contreras *et al.*, 2013; Escribano *et al.*, 2013). Dentro de estos dominios los bloques tectónicos están delimitados por estructuras secundarias, como el Sistema de Fallas Tigrillo y las

fallas San Luis y El Muelle, que hacen más compleja la definición de éstos y la comprensión de su comportamiento. Aprovechando el conocimiento aportado por los estudios geológicos recientemente publicados sobre esta región, en este estudio se intenta aportar a la interpretación de estas rotaciones anómalas.

La incógnita de si las rotaciones pueden ser explicadas únicamente por un mecanismo oroclinal o existe un aporte de estructuras de meso-escala (SFA, Falla Taltal, etc.) y la falta de una densidad suficiente de datos a lo largo de la Cordillera de la Costa (Figura 1), ponen de manifiesto la importancia no solo local, sino que también regional de responder la pregunta de cuál es el mecanismo de rotación de bloques en la Cordillera de Costa de los Andes Centrales en la zona de Taltal, lo cual es enfrentado en la presente tesis.

## **Antecedentes**

### **Geología Regional**

La Cordillera de la Costa es uno de los rasgos principales de la organización geomorfológica del norte de Chile. En ella se ubica una de las principales estructuras del margen andino como es el Sistema de Fallas de Atacama (SFA), la que parece controlar la presencia, entre otras cosas, de importantes yacimientos tipo IOCG y estratoligados de cobre con importancia económica.

Las bases de la estratigrafía del norte de Chile se sentaron en la “Geología del Norte Grande de Chile” (García, 1967) que es el resultado de las investigaciones de prospección geológica de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP). Los siguientes estudios realizados en el área estuvieron enmarcados en diversas tesis de postgrado, como la de Arabasz (1971) que está enfocada al análisis estructural del SFA, y la tesis de Ulriksen (1979), orientada a la geología regional. A ellas se agregan otros estudios específicos del basamento metasedimentario del Paleozoico superior, como los de Bell (1982, 1984, 1987).

Como parte del programa de la Carta Geológica de Chile, el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) ha publicado las Hojas Taltal-Chañaral, escala 1:250.000 (Naranjo y Puig, 1984) y, una década después, las Cartas Chañaral y Diego de Almagro, ambas a escala 1:100.000 (Godoy y Lara, 1998). Pasó algo más de una década para que este organismo retomara el trabajo de Geología Básica (1:100.000) en el área en el marco del Plan Nacional de Geología (Contreras *et al.*, 2013; Escribano *et al.*, 2013; Espinoza *et al.*, 2014), como parte del trabajo de la Macrozona Taltal (Figura 2).

Las publicaciones más modernas incluyen un análisis estructural con énfasis en el Sistema de Fallas de Atacama (SFA) (Kurth, 2000), un estudio estructural de la partición de la deformación y el emplazamiento de plutones durante el Mesozoico (Grocott y Taylor, 2002) y, finalmente, el desarrollo progresivo del Dúplex Caleta Coloso en un ambiente tectónico de rumbo - extensional (Cembrano *et al.*, 2005).

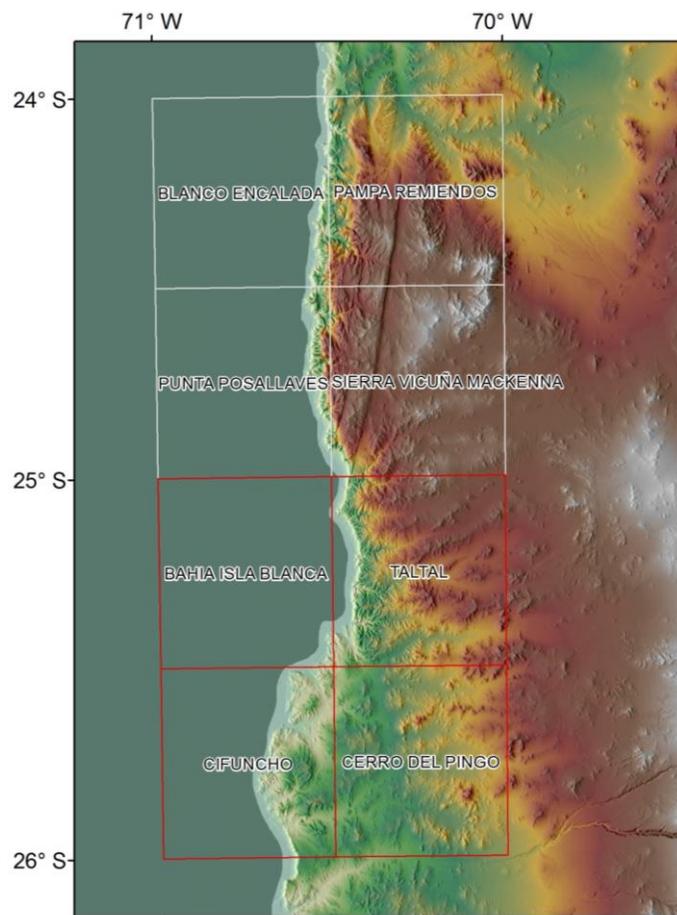


Figura 2. Distribución de las cartas geológicas 1:100.000 de la Macrozona Taltal de SERNAGEOMIN. Las cartas con bordes rojos componen el área de estudio y ellas han sido integradas en este trabajo.

## Paleomagnetismo

Los estudios de paleomagnetismo en la Cordillera de la Costa comenzaron como intentos de comprender el comportamiento de las direcciones características de lugares muy específicos con un buen control geocronológico por el método K-Ar (Palmer *et al.*, 1980 a y b). Estos resultados a su vez eran comparados con los existentes en Argentina, adonde la técnica del paleomagnetismo tenía mayor avance que en Chile (e.g. Valencio y Vilas, 1972; Valencio y Vilas, 1970; Linares y Valencio, 1975). Cerca de la zona de trabajo hay estudios pioneros muy localizados en torno a la Caleta Coloso ubicada al sur de Antofagasta (Turner *et al.*, 1984; Tanaka *et al.*, 1988; Hartley *et al.*, 1988), otros de escala regional de los Andes Centrales de Chile (Forsythe *et al.*, 1987).

Después, Forsythe y Chisholm (1994) presentan 6 nuevos sitios en rocas plutónicas de la Cordillera de la Costa, al norte del área de estudio (Figura 1), sin hacer mayores interpretaciones. Al sur del área de estudio se ha reportado una rotación tectónica de alrededor de 42° en sentido horario, que asociaron a una deformación transpresiva de fallas de meso-escala posterior a los 100 Ma (Randall *et al.*, 1996).

Los estudios más recientes en la Cordillera de la Costa son los efectuados por Arriagada *et al.* (2003) y el Arriagada *et al.* (2006) que estudiaron las rotaciones del antearco en el marco del desarrollo e influencia del Oroclino Boliviano en el margen andino.

## **Hipótesis**

En consideración a la existencia de rotaciones tectónicas anómalas en la Cordillera de la Costa ubicadas en torno a la localidad de Taltal, se hipotetiza la existencia de estructuras secundarias que podrían afectar la regularidad del patrón de rotaciones en sentido horario propuesto para esta región por Arriagada *et al.* (2008), que estos autores asocian a la formación del Oroclino Boliviano durante el Cenozoico.

Se hipotetiza también que estas rotaciones se encuentren afectando bloques tectónicos mayores, del orden de miles de km<sup>2</sup>, que se encontrarían separados por los principales sistemas de fallas existentes en el área.

## **Objetivos**

Entender el origen de la magnetización y el mecanismo de las rotaciones tectónicas encontradas en la Cordillera de la Costa (25° y 26° de latitud Sur) en el contexto de la evolución estructural del Mesozoico.

Los objetivos específicos son:

1. Determinar la cinemática y temporalidad de la rotacional de bloques estructurales
2. Determinar la relación de bloques rotados con estructuras cercanas
3. Separar el efecto de las rotaciones asociadas con el oroclino Boliviano de las producidas por los sistemas estructurales de la Cordillera de la Costa.

## **Metodología**

Para resolver estos objetivos específicos, la metodología propuesta es:

1. Hacer un estudio de paleomagnetismo y establecer su correlación con las Estructuras (Objetivo Específico 1)
2. Análisis integrado paleomagnetismo/estructura que han sido correlacionados (Objetivo Específico 2)
3. Situar el modelo de deformación en el plano regional y temporal de los Andes Centrales (Objetivo Específico 3).

Las tareas que se proponen para ejecutar estas metodologías son:

La primera etapa del trabajo consiste en una revisión general de la Geología y las estructuras en el área. Este trabajo incluye la integración de 3 cartas de Geología Básica, a escala 1:100.000, que conduzca a la definición de diferentes Dominios Estructurales. En el caso que sea posible se hará la definición de bloques dentro estos dominios para aumentar el detalle de las observaciones y conclusiones.

El estudio de paleomagnetismo incluye las etapas de muestreo, análisis de Laboratorio y la interpretación de los resultados. En esta sección se expondrá estos pasos en forma general, más detalle se encuentra en el Capítulo III.

El muestreo incluye la perforación de nuevos sitios y la recolección de sitios previamente perforados, que totalizan 95 sitios formados por cerca de 700 especímenes. Cada espécimen ha sido orientado *in situ*, mediante la medición de la inclinación de éste y su azimut magnético y solar.

El trabajo de laboratorio consiste en la medición del magnetismo remanente natural (RMN) durante el proceso de desmagnetización y además de otras mediciones asociadas a las propiedades magnéticas de estos sitios. A partir de esta información y a través de un promedio estadístico se obtiene la dirección característica para cada sitio. Luego se debe estimar cual es la edad de la magnetización reconocida, apoyado en las curvas de decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente y el estudio petrográfico de cortes pulidos.

Con esta información harán interpretaciones de carácter tectónico, como la rotación y basculamiento de bloques. Finalmente, y sobre la base de diferentes antecedentes geológicos y relaciones estructurales de corte, se propone una edad y/o fase tectónica asociada a este movimiento de bloques.

# Capítulo II “Marco Geológico”

## Geología Regional

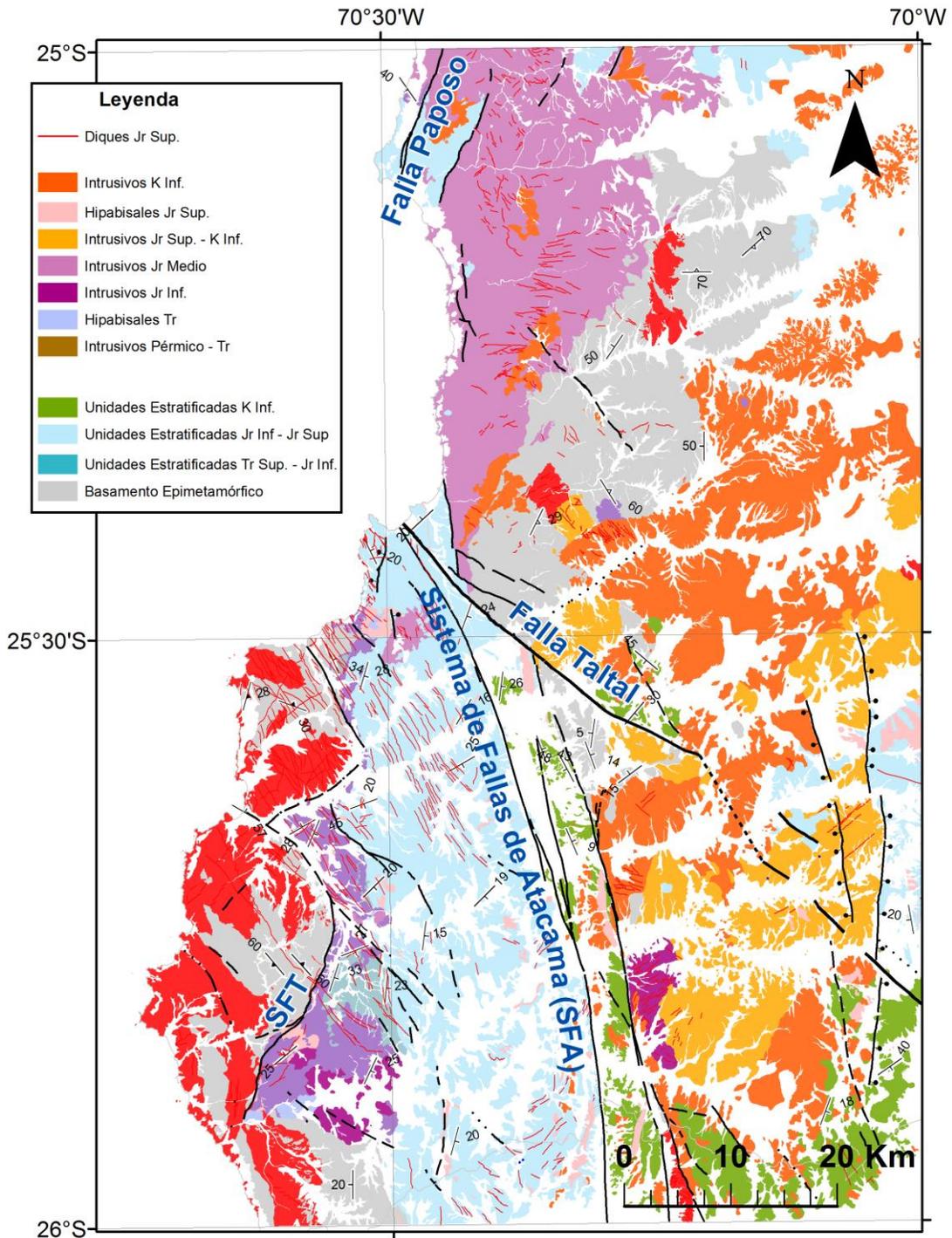


Figura 3. Mapa Geológico del área de estudio. Simplificación hecha a partir de la compilación de las Cartas Bahía Isla Blanca-Taltal (Escribano *et al.*, 2013), Cifuncho (Contreras *et al.*, 2013) y Cerro del Pingo (Espinoza *et al.*, 2014) de la Serie de Geología Básica a escala 1:100.000 del SERNAGEOMIN.

## Rocas Estratificadas

### Basamento Metamórfico

#### Complejo Epimetamórfico de Chañaral

El Complejo Epimetamórfico de Chañaral ocupa cerca de 700 km<sup>2</sup>, e incluye afloramientos tanto en el margen litoral ubicado al sur de la Falla Taltal y al oeste del SFA, como al norte de la Falla Taltal formando una franja noreste de 13 km de ancho (Figura 4). Además incluye afloramientos menores ubicados al sur de la Falla Taltal y al este del SFA. Se muestreó 2 sitios en esta unidad

Corresponden a rocas metamórficas de bajo grado, cuyo protolito sedimentario es fácilmente reconocible. La litología es una alternancia rítmica de estratos centimétricos a métricos de esquistos y filitas de andalucita con metaareniscas cuarcíferas.

En el área de estudio existen tres edades U-Pb en circones detríticos en las metaareniscas que afloran al este del SFA. Al sur de la Falla Taltal la edad máxima para la depositación fue de ca. 358 Ma (Carta Cerro del Pingo, Espinoza *et al.*, 2014) con el circón más joven concordante. Las otras dos dataciones están al norte de la Falla Taltal y en ambas la edad máxima de depositación fue de ca. 384 Ma (Carta Taltal, Escribano *et al.*, 2013). Unos 100 km al sur del área de estudio, en la Bahía de Chañaral, Bahlburg *et al.* (2009) presentaron edades donde el circón detrítico concordante más joven es de 300±5 Ma, sin embargo Pankhurst *et al.* (2016) reinterpretaron los mismos datos y señalaron que este circón forma parte de un peak de ca. 320 Ma, lo que parece un resultado más plausible. Estos antecedentes sugieren que la edad de depositación es post Misisipiano. La edad mínima de estas rocas está determinada por la edad de los Granitos del Pérmico (284-256 Ma), que las intruyen en el área costera al sur de Taltal (Contreras *et al.*, 2013).

Bell (1982), interpretó que esta unidad se depositó en un ambiente turbidítico distal, lo que es apoyado por icnogéneros reconocidos por Covacevich (1982), que son frecuentes en sistemas turbidíticos marino profundos, de grano fino, o deltas submarinos (e.g., Buatois y Mángano, 2011).

Bell (1984, 1987) propuso que posterior a su depositación, estas rocas fueron deformadas en un prisma de acreción al iniciarse la subducción, para explicar su fuerte deformación. Una caracterización cuantitativa de las condiciones p-T del metamorfismo del Melange de Chañaral, permite interpretar que estas rocas se deformaron en niveles intermedios de un prisma de acreción, formado por *underplating* en la base de este complejo (Marioth y Bahlburg, 2003). El Melange de Chañaral corresponde a la zona con mayor deformación de esta unidad (Godoy y Lara, 1998), y se encuentra al sur del área de estudio.

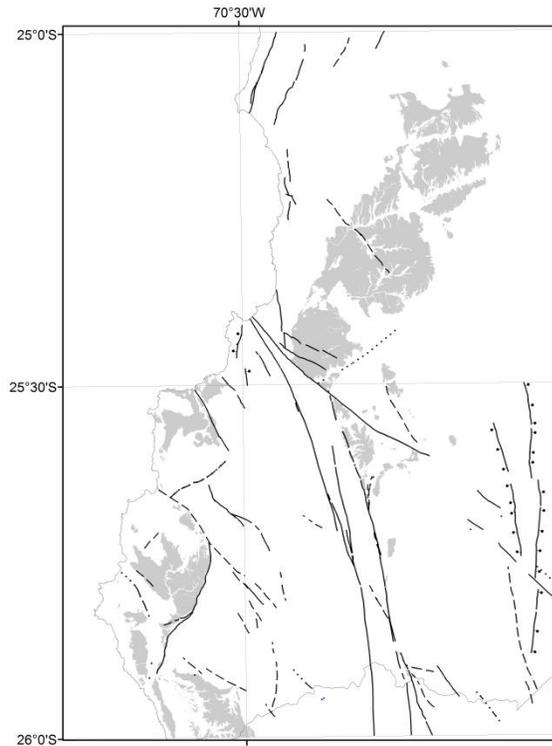


Figura 4. Distribución espacial del Basamento Epimetamórfico en el área de estudio. Destacan los afloramientos ubicados al norte de la Falla Taltal, y también los que se ubican en el sector costero al sur de Taltal, en la mitad austral del área.

## Unidades Triásico Superior - Jurásico Inferior

Las rocas estratificadas de estas épocas geológicas tienen una buena exposición al Oeste del SFA, principalmente en el área ubicada al sur de Taltal y es de esta área de donde provienen la mayoría de las estas observaciones. La más antigua es la Formación Cifuncho (García, 1967), que es una secuencia sedimentaria depositada en ambiente continental, en relación de engrane lateral con la Formación Agua Chica (Mercado, 1980), formada por rocas volcánicas y volcano-clásticas. Hacia el techo de la Formación Cifuncho se observa otro engrane lateral (Figura 5) con rocas de la Formación Pan de Azúcar (García, 1967) de origen subacuático litoral, que finalmente cubren a la Formación Cifuncho. Esta secuencia subacuática representa un ciclo de transgresión-regresión marina ocurrida durante el Jurásico Temprano. Finalmente la Formación Posada de los Hidalgo (García, 1967; emend. Naranjo y Puig, 1984) engrana lateralmente con la sección superior de la Formación Pan de Azúcar, aunque localmente se apoya en discordancia de erosión sobre esta última formación (Figura 5).

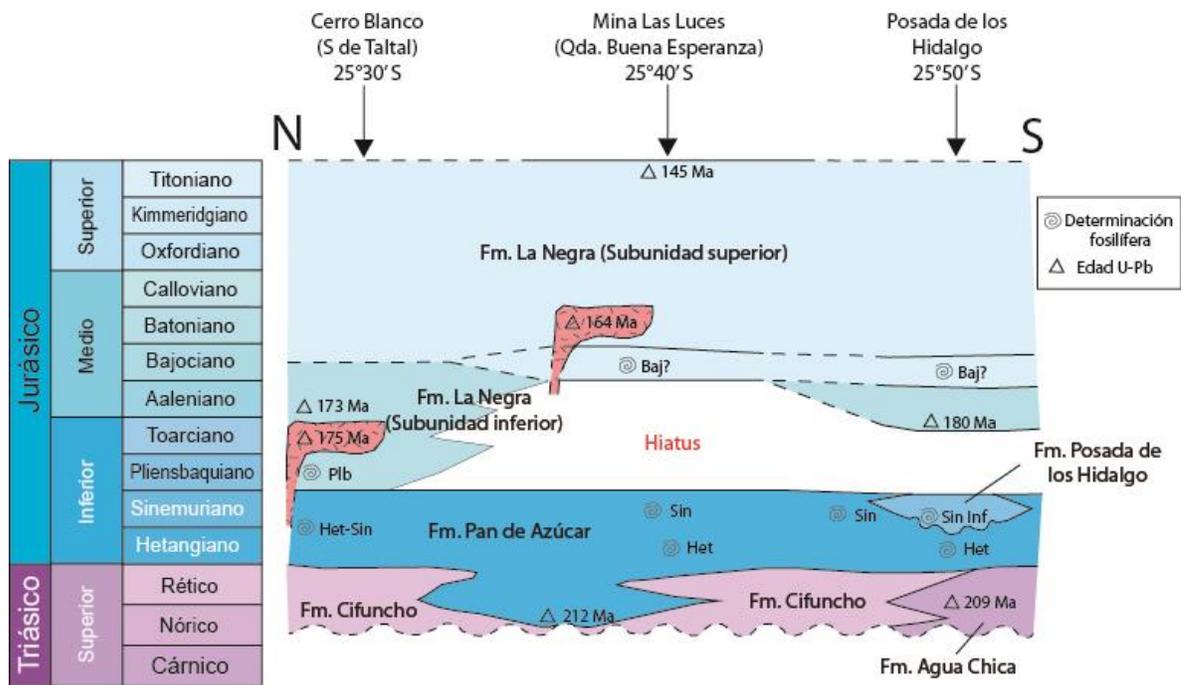


Figura 5. Esquema estratigráfico de las unidades depositadas entre el Triásico Superior y el Jurásico Superior, mediante la comparación entre 3 sectores del área de la Carta Cifuncho. Junto a las relaciones estratigráficas se representa un período de hiatus depositacional y también la edad de los plutones que las intruyen. Para cada sector se coloca la información relevante para la determinación de la edad de las unidades litoestratigráficas como determinaciones fosilíferas y dataciones radiométricas U-Pb (*In Contreras et al., 2013*).

## Formación Cifuncho

Esta formación fue definida por García (1967) en el entorno de la localidad homónima, la mayoría de sus afloramientos están al Sur de la Falla Taltal y al Oeste del SFA y ocupa una superficie total de 35 km<sup>2</sup> (Figura 6). En estudios posteriores se ha reconocido tres litofacies (*Contreras et al., 2013*). La litofacies presente en la localidad tipo es la que tiene mayor distribución, formada por conglomerados y areniscas guijarrosas con formación de paleosuelos y abundantes paleocanales. En torno a la mina Mantos Overos, hay ortoconglomerados polimícticos, tobas y areniscas tobáceas, con estratos entre 0,1 hasta 1,5 m, de espesor. La litofacies más restringida consiste en areniscas de color gris-amarillento, finamente estratificadas en capas centimétricas a decimétricas, intercaladas con capas de calizas silicificadas, en algunos casos con ostrácodos (*Suárez et al., 1985*).

La edad de la Formación Cifuncho se ha acotado con una datación U-Pb en circón, de 210,1±4 Ma (*Contreras et al., 2013*), en una toba cerca de la mina Mantos Overos. Además existe otra datación de un cuerpo hipabisal que intruye a esta unidad ca. 213 Ma, pero que se estima coetáneo con el volcanismo de la Formación Cifuncho. El material fosilífero no tiene valor cronoestratigráfico, pero los géneros determinados para la flora fósil son comunes en las asociaciones paleoflorísticas del Triásico Superior (*Herbst et al., 1998*).

Estas rocas han sido interpretadas como depósitos fluviales de la parte proximal de ríos trenzados (Suárez *et al.*, 1985). La litofacies que incluye tobas muestra un evidente aumento del material de origen volcánico con respecto a localidad tipo de esta formación, y es interpretada como una facies distal de la zona con actividad volcánica, con una importante componente sedimentaria. La litofacies de areniscas amarillas está cercana al techo de esta formación y se infiere una depositación en un ambiente litoral de delta de abanico, donde se mezclan restos de troncos y plantas con la presencia de probables estromatolitos.

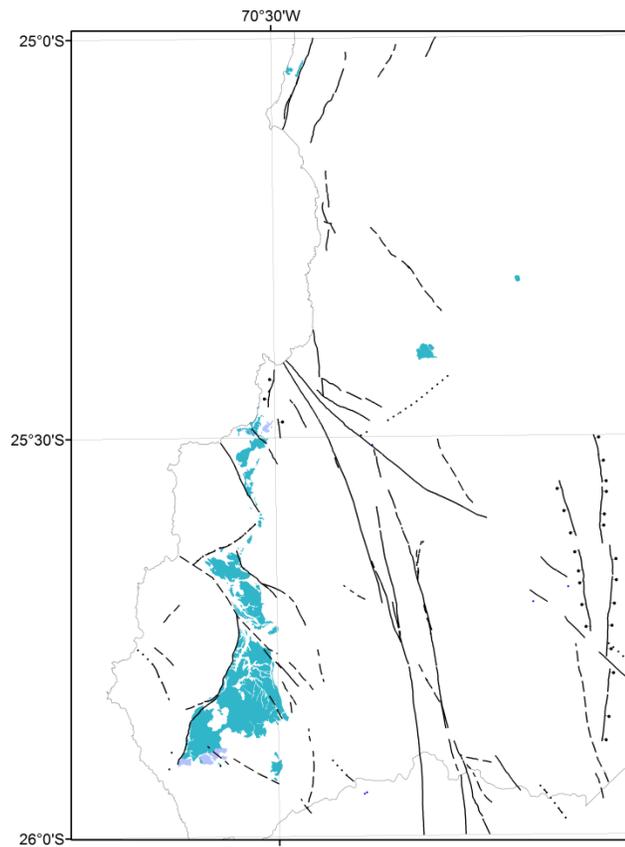


Figura 6. Distribución espacial de las Unidades estratificadas del Triásico Superior - Jurásico Inferior. Incluyen las Formaciones Cifuncho, Agua Chica, Pan de Azúcar y Posada de los Hidalgo.

### **Formación Agua Chica**

Definida por Mercado (1980) en el curso superior de la Quebrada Agua Chica, ubicada en el área del Parque Nacional Pan de Azúcar. Sus afloramientos, tanto dentro como al sur del área de estudio, alcanzan los 26 km<sup>2</sup>. Su litología es una intercalación entre brechas y conglomerados sedimentarios con brechas piroclásticas, interpretadas como depósitos piroclásticos de *block and ash*. Hacia el techo hay algunas lavas brechosas y otras con marcada fábrica planar.

Contreras *et al.* (2013) obtuvieron una datación U-Pb para esta formación, de ca. 209,3 Ma en una brecha piroclástica. Esta datación incluye valores que varían entre los 195 y 240 Ma, con una distribución asimétrica con respecto a los peaks. Este amplio

peak refleja un período de volcanismo de cerca de 30 Ma relacionado eventualmente a esta formación, resultado preliminar que debe ser contrastado con más información.

Esta formación está integrada por rocas que serían muy proximales a los centros eruptivos, interpretadas como depósitos de 'block and ash', los que teóricamente son producidos por el colapso de un domo. Los conglomerados y brechas representan flujos de detritos volcánicos, ambiente que es complementado por la efusión de lavas andesíticas, las que se encuentran hacia el techo de la sucesión.

### **Formación Pan de Azúcar**

Esta formación fue definida por García (1967) para describir las rocas sedimentarias jurásicas expuestas en la quebrada del mismo nombre, y en el área de estudio aflora por cerca de 80 km<sup>2</sup>. Está formada por una secuencia finamente estratificada de color amarillo-pardo de areniscas calcáreas de grano fino a medio con calcilitas. Las areniscas presentan diferentes estructuras sedimentarias como ondulitas de olas, calcos de carga, probables trazas fósiles y localmente bioturbación, mientras que las calcilitas son muy ricas en fósiles de gastrópodos, bivalvos, amonites y huesos aislados de peces. Hacia la base de la secuencia se observa lentes de conglomerados y areniscas guijarrosas con estructuras de paleocanales. También hacia la base, pero en otras zonas, hay intercalaciones de tobas cristalinas y vítreas en parte soldadas, y areniscas tobáceas de grano fino a grueso ambas de color verde-amarillento.

La edad de la Formación Pan de Azúcar está documentada en numerosas determinaciones paleontológicas realizadas por Covacevich y Escobar (1979) y Covacevich (1982, 1985), dadas a conocer por Naranjo y Puig (1984). Los fósiles con valor geocronológico son los amonites, que consisten en representantes de los géneros *Schlotheimia*, *Arnioceras*, *Coroniceras* y *Gleviceras*, característicos del lapso Hettangiano tardío-Sinemuriano (Rubilar, 2012a, b). Además, existe una datación U-Pb en circón de ca. 212,9 Ma, obtenida en una toba vítrea (Contreras *et al.*, 2013) ubicada al suroeste del cerro Mantos de Agua (Figura 5). Esta determinación extiende el piso inferior de esta unidad hasta el Triásico Superior. Considerando la información obtenida de fósiles y dataciones, se le asigna a esta unidad una edad en el rango Triásico Superior-Jurásico Inferior.

Las rocas de la Formación Pan de Azúcar registran una transgresión marina en el área de Taltal, que comenzó en el Triásico Tardío, y tuvo gran desarrollo durante el Jurásico Temprano.

Sobre la base de la abundancia de amonites en estas rocas, Naranjo y Puig (1984) sugieren la depositación en un ambiente marino, posiblemente circalitoral alto. Localmente hay turbiditas, que indican que hay localidades que se depositaron en un ambiente más profundo (Suárez *et al.*, 1982). Los lentes de conglomerados que se encuentran hacia la base los que se interpretan como depósitos de corrientes de agua y flujos en masa provenientes del continente, que se depositaron bajo el agua en el sector submarino de un delta. Las tobas del cerro Mantos de Agua se interpretan de base a techo, como un depósito de caída inicial, seguido por una corriente piroclástica, y coronado por un nuevo horizonte de caída o co-ignimbrita (Cáceres y Gutiérrez ,

2009). Estos depósitos piroclásticos habrían sido depositados en un ambiente subacuático, relacionado a erupciones submarinas de composición intermedias a ácidas, de tipo freatoplínicas (Gutiérrez *et al.*, 2009).

### **Formación Posada de los Hidalgo**

Inicialmente fue denominada Formación Posada de los Tres Hidalgo (García, 1967), nombre que fue enmendado por Naranjo y Puig (1984), quienes la rebautizaron como Formación Posada de los Hidalgo, para ser más rigurosos con el nombre de la localidad tipo. Ocupa una superficie total de 26 km<sup>2</sup> en el extremo suroeste del área. Tiene un Miembro Inferior formado por capas de brechas mal estratificadas de origen sedimentario epiclástico y subordinadamente piroclástico, con la intercalación de escasas lavas. El Miembro Superior tiene una sucesión de areniscas tobáceas, localmente calcáreas, flujos de lavas, margas y calizas con fósiles marinos, con una estratificación muy bien desarrollada y estratos entre los 0,5 y 3 m de espesor.

La edad de esta formación ha sido determinada a partir de los resultados paleontológicos aportados por Covacevich (1982) en el miembro inferior y por Rubilar (2012c) en el miembro superior. Estos fósiles son variados e incluyen plantas, gastrópodos, bivalvos y amonites con alto valor cronoestratigráfico (*e.g. Arnioceras* sp.) que en su conjunto indican que la depositación de esta formación ocurrió en el Sinemuriano temprano (von Hillebrandt, 2000; Rubilar, 2012c). No se descarta que la parte superior corresponda, por lo menos, a la parte alta del Sinemuriano, debido a que sobre la determinación más alta estratigráficamente hay cerca de 700 m de sedimentitas finas.

La sección inferior, formada por depósitos de flujo de detritos y remociones en masa y piroclásticos del tipo *'block and ash'* se interpreta como depositada en un ambiente volcánico, probablemente en un delta o abanico aluvial ubicado junto al mar. El miembro superior se habría acumulado en un ambiente marino, probablemente somero, con centros volcánicos andesíticos cercanos, de actividad intermitente, como lo indican los flujos de lavas

## **Unidades Jurásico Inferior-Cretácico Inferior**

### **Formación La Negra**

Esta formación también fue definida por García (1967) en la quebrada homónima que se ubica al sureste de la ciudad de Antofagasta. Esta formación está profusamente intruida por cuerpos hipabisales andesíticos y ocupa gran parte de la Cordillera de la Costa del norte de Chile. En el área de estudio ocupa 745 km<sup>2</sup> de superficie distribuida en los diferentes dominios estructurales, aunque la gran mayoría de su exposición es al oeste del SFA y al sur de la Falla Taltal (Figura 7).

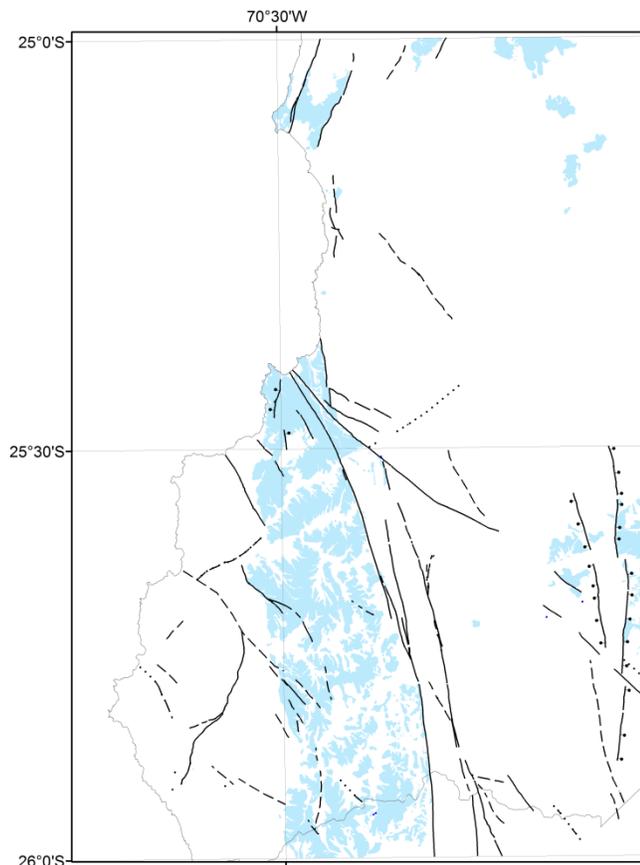


Figura 7. Distribución espacial de la Formación La Negra, que se distribuye en todos dominios estructurales, aunque la gran mayoría de su exposición es en el Dominio Cifuncho (al oeste del SFA y al sur de la Falla Taltal).

En las cartas más recientes publicadas por SERNAGEOMIN (Escribano *et al.*, 2013; Contreras *et al.*, 2013; Espinoza *et al.*, 2014) se distinguió 7 litofacies comunes para esta formación, para facilitar su lectura conjunta aunque en ninguna de estas cartas aparecen todas las litofacies. La litofacies principal y más ubicua es la que incluye gruesos paquetes compuestos en su mayoría por flujos de lavas andesíticas y andesíticas basálticas, con escasos estratos centimétricos a decimétricos de areniscas tobáceas rojas, desgarrados, que denotan una interacción de ambas litologías en el momento de la depositación. Además se reconocen dos litofacies formadas por paquetes de calizas, coquinas y areniscas calcáreas. El primero, característico de la base de esta formación, ubicado en el Cerro Blanco a 3 km al oeste de Taltal, y otro paquete intermedio, que aflora en el sector de la Posada de los Hidalgo. En el mismo sector del Cerro Blanco afloran también lavas almohadilladas, brechas hialoclásticas que evidencian depositación subacuática. Finalmente se diferenció una litofacies compuesta por andesitas y andesitas basálticas hipabisales en formas de diques, filones y stocks, que son la evidencia sub-volcánica de esta formación y eventualmente parte de las raíces del volcanismo.

La información de la edad de esta formación en el área de estudio se concentra al oeste del SFA y al sur de la Falla Taltal. A partir de la información disponible se

concluye que esta formación tiene una base diacrónica, y se ha propuesto su separación en dos sub-unidades informales (Contreras *et al.*, 2013). La base de la sección inferior tiene una edad entre el Pliensbachiano-Aaleniano, y la base de la parte superior, se habría depositado entre el Bajociano y el Titoniano (Figura 5), es decir con una diferencia de al menos 12 Ma. Estas sub-unidades no siempre son claramente separables pues no siempre es posible reconocer los niveles guías que permitan representar en forma consistente esta idea en un mapa.

La base de la sub-unidad inferior ha sido datada en base a su abundante contenido fosilífero entre el Pliensbachiano-Aaleniano (Covacevich, 1982 *in* Naranjo y Puig, 1984; Rubilar, 2012c *in* Escribano *et al.*, 2013). Relaciones estratigráficas con la infra yacente Formación Pan de Azúcar indican que la base local de la Formación La Negra podría alcanzar el Sinemuriano superior o Pliensbachiano inferior (Escribano *et al.*, 2013). Una lava dacítica de la parte media de esta sub-unidad inferior, ha sido datada por U-Pb (circón) en de  $173\pm 4$  Ma (Contreras *et al.*, 2013).

Determinaciones paleontológicas para la base de la sub-unidad superior, indican una probable edad Bajociano (Covacevich, 1982 *in* Naranjo y Puig, 1984; Rubilar, 2012c *in* Contreras *et al.* 2013). Estos antecedentes son confirmados por la datación U-Pb (circón) de  $164,6\pm 3,2$  Ma, en una diorita cuarcífera de la Mina Las Luces, que intruye a la Formación La Negra en una zona muy próxima a los niveles fosilíferos recién mencionados. La datación U-Pb (circón) de un vitrófiro con fenocristales de plagioclasa en  $145\pm 2$  Ma, indica una edad Titoniano para los estratos superiores de esta formación (Espinoza *et al.*, 2014).

A escala regional, la Formación La Negra fue interpretada por Davidson *et al.* (1976) como los depósitos de un arco volcánico de margen continental, el que exhibe íntima interacción entre productos volcánicos y subvolcánicos, con relación de intrusión de estos últimos. El desarrollo del volcanismo habría sido en un ambiente submarino marginal/somero, con muy escasos flujos de lava subaéreos.

Por la geoquímica de las rocas Lucassen *et al.* (2006) proponen que la fuente de los magmas sería mantélica astenosférica. La afinidad es predominantemente calcoalcalina, aunque para las etapas tempranas hay una tendencia a la afinidad toleítica (Losert, 1974; Palacios, 1984; Rogers y Hawkesworth, 1989; Pichowiak, 1994).

## **Formación Aeropuerto**

Esta formación fue definida informalmente por Ulriksen (1979), la que fue enmendada por Naranjo y Puig (1984), que la redefinieron como “una secuencia volcanoclásticas con intercalaciones de rocas sedimentarias, continentales y marinas, que afloran típicamente en los alrededores del Aeródromo Breas de Taltal”. Esta formación se diferencia de la formación La Negra por presentar facies más clásticas y sedimentarias que incluyen localmente intercalaciones de calizas bioclásticas (Naranjo

y Puig, 1984). Ocupa una superficie cercana a los 200 km<sup>2</sup>, entre las ramas del SFA y al este de este sistema de fallas, principalmente en la mitad austral del área (Figura 8).

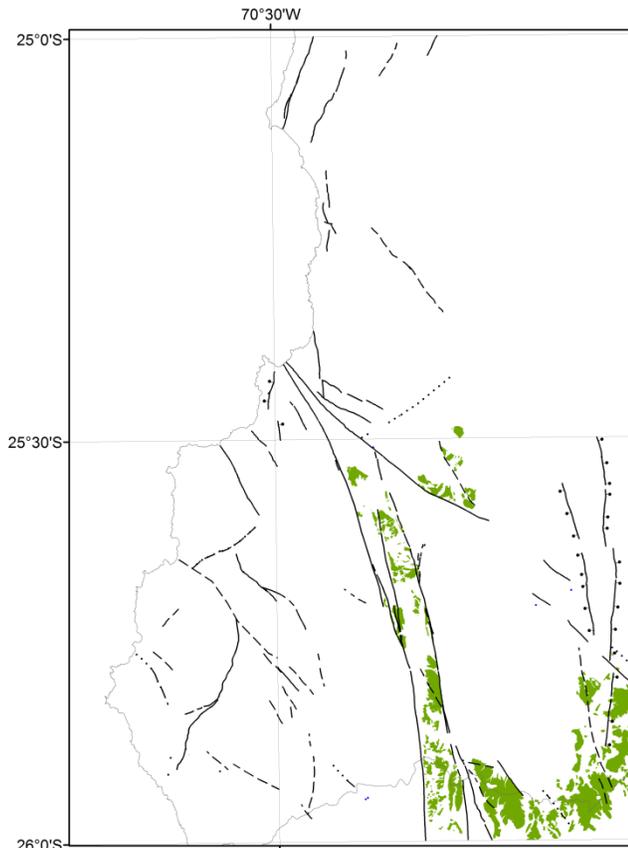


Figura 8. Distribución espacial de la Formación Aeropuerto, ubicada entre las ramas del SFA y al este de este sistema de fallas, principalmente en la mitad austral del área.

Espinoza *et al.* (2014) reconocieron 6 litofacies para esta unidad, donde la más unidad con mayor expresión es la de lavas andesíticas, que ocupa sobre el 70% de los afloramientos. Está compuesta por amplia variedad de lavas andesíticas y andesitas-basálticas de color rojizo a verdoso y escasas lavas dacitas de color gris, ambas con texturas afaníticas y porfíricas. También afloran tobas de lapilli, areniscas tobáceas y areniscas rojas, junto a las calizas bioclásticas de la Mina Unión en la localidad tipo de esta formación. Además hay numerosos intrusivos hipabisales andesíticos y dacíticos, estos últimos en forma de domos.

A partir de las dataciones radiométricas se pudo distinguir al menos dos episodios de volcanismo y sedimentación durante el Cretácico Temprano (Espinoza *et al.*, 2014). El evento más antiguo se encuentra emplazado a lo largo del SFA en una paleo depresión tectónica, y ha sido datado por el método U-Pb en circón entre los 141-138 Ma (Las Cenizas, 2007; Espinoza *et al.*, 2014). Al sur del Aeródromo Las Breas se han encontrado ostras, fragmentarias y mal conservadas en calizas bioclásticas de los géneros *Ceratostreon* y posiblemente *Aetostreon* (Rubilar, 2012c). En Chile, el registro de ambos géneros se extiende desde el Oxfordiano hasta el Cretácico Temprano, aunque los géneros habrían sido más diversos entre el Berriasiano y el Hauteriviano.

El segundo evento volcánico efusivo y piroclástico ha sido datado al este del SFA con dos edades U-Pb en circón. En una toba dacítica ubicada en el extremo sureste del área se obtuvo una edad de 123,7 Ma (Espinoza *et al.*, 2014), y al norte de la Falla Taltal una edad de 128,2 Ma (Las Cenizas, 2007).

Estas rocas representan la actividad volcánica y la depositación en cuencas intravolcánicas en ambiente continental, con ingresiones marinas esporádicas, que se habrían desarrollado durante el Cretácico Temprano. En el sector de la sierra Overa, y asociado al segundo evento de volcanismo, se reconoce importantes flujos piroclásticos asociados a la construcción del sistema volcánico.

## **Rocas Intrusivas**

En el área de estudio se exponen rocas plutónicas con edades que van desde el Pérmico hasta el Cretácico Inferior. Los intrusivos del Pérmico-Triásico ocupan una superficie mucho menor que las de edad Jurásico Cretácico, que más al norte del área es denominado como el Batolito Vicuña Mackenna (Hervé y Marinovic, 1989).

Las unidades de rocas plutónicas son el resultado de la integración según su edad de las diferentes unidades que aparecen en las Cartas Cifuncho, Cerro del Pingo y Bahía Isla Blanca y Taltal. Esta integración incluye tanto unidades formales de plutones y complejos plutónicos, como unidades informales de grupos de múltiples intrusivos, que si bien implica una pérdida del detalle del mapa con respecto a las cartas geológicas, es adecuado para este estudio.

### **Intrusivos del Pérmico-Triásico**

En el área de estudio hay cuerpos plutónicos del Pérmico hasta el Triásico Superior con características litológicas comunes por ser de un distintivo tamaño de grano, más grueso que el resto de los intrusivos. Ocupan 300 km<sup>2</sup> de superficie que constituyen el basamento plutónico de la Cordillera de la Costa (Figura 9). Las unidades plutónicas agrupadas son:

Los Granitos del Pérmico (Contreras *et al.*, 2013), que es una unidad informal formada por monzogranitos de biotita-anfíbola y subordinadamente granitos con escasa biotita y muscovita. Sus afloramientos están en la costa sur del área de estudio, con cerca de 250 km<sup>2</sup> de superficie. Las dataciones U-Pb en circón de esta unidad sugieren que existen dos eventos de cristalización, cerca de los 285 y de los 255 Ma.

La Granodiorita de Agua Verde compuesta por granodioritas de biotita de grano grueso, de color pardo a pardo-grisáceo. Aflora en torno a la localidad homónima ubicada en el extremo oriental central del área de estudio, y ha sido datada en 246 Ma (Espinoza *et al.*, 2011).

El Sienogranito Capitana de (Godoy y Lara, 1998) que está ubicado en el extremo sur del área, al este del SFA y alcanza los 7 km<sup>2</sup>. Formado por sienogranitos de color gris-anaranjado de grano medio a grueso, de textura holocristalina, hipidiomórfica,

leucocrática y equigranular. Los minerales máficos son escasos (5%) y corresponden a biotita intensamente sericitizada y muscovita primaria. Tiene dataciones U-Pb (circón) entre los 215 y 207 Ma (Godoy y Lara, 1998, Espinoza *et al.*, 2014).

Finalmente el Complejo Intrusivo Anchuña (Escribano *et al.*, 2013) formado por 3 cuerpos que están al norte de la Falla Taltal que totalizan 34 km<sup>2</sup>. Esta unidad tiene dos litofacies, una formada por sienogranitos y monzogranitos de muscovita, de grano fino a medio, con textura alotromórfica, leucocrática, equigranular. La otra litofacies está compuesta por sienogranitos y en menor medida por monzogranito de biotita, de grano medio, inequigranular, de textura hipidiomórfica y, en algunas ocasiones, con tendencia porfídica. Las dataciones U-Pb (circón) de esta unidad tienen un rango entre los 214 y 201 Ma.

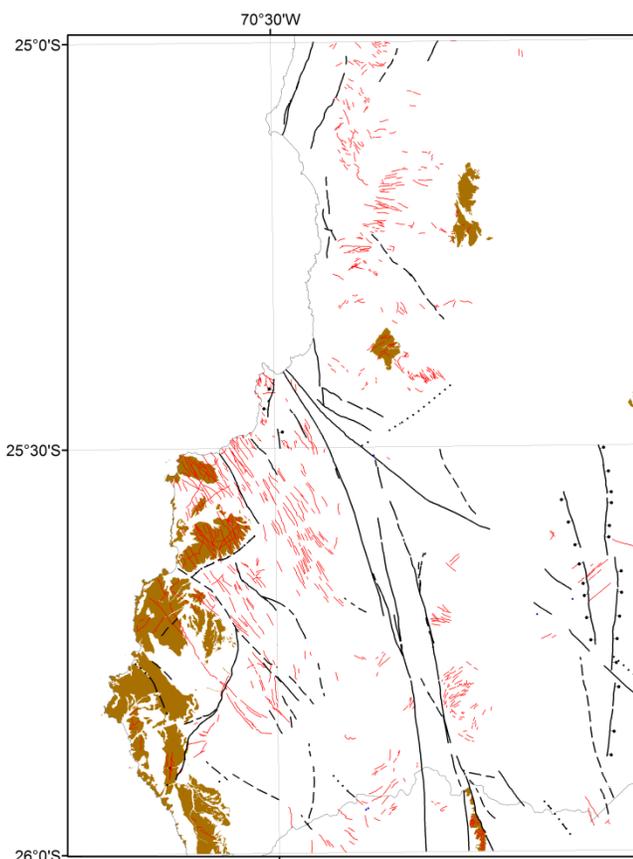


Figura 9. Distribución en el área de estudio de los Intrusivos del Pérmico hasta el Triásico Superior. Se observa cómo se agrupan principalmente en el margen costero del Dominio Cifuncho.

Este es el grupo de plutones más antiguo y se caracteriza por tener escasos máficos, donde el principal es la biotita, que se encuentra generalmente oxidada. Esta unidad tiene magnetismo muy bajo, por lo que no presenta sitios exitosos de paleomagnetismo.

## **Intrusivos Hipabisales del Triásico Superior**

Afloran cuerpos hipabisales del Triásico Superior en dos áreas, un stock con diques de andesitas porfíricas de 5,3 km<sup>2</sup> en el extremo sur del área, y un cuerpo irregular de composición riolítica en la quebrada los Amarillos al sur de Taltal (Figura 10). El cuerpo andesítico cuenta con un sitio de paleomagnetismo por lo que a pesar de su tamaño menor con respecto al resto de las unidades, se incluyen con este detalle.

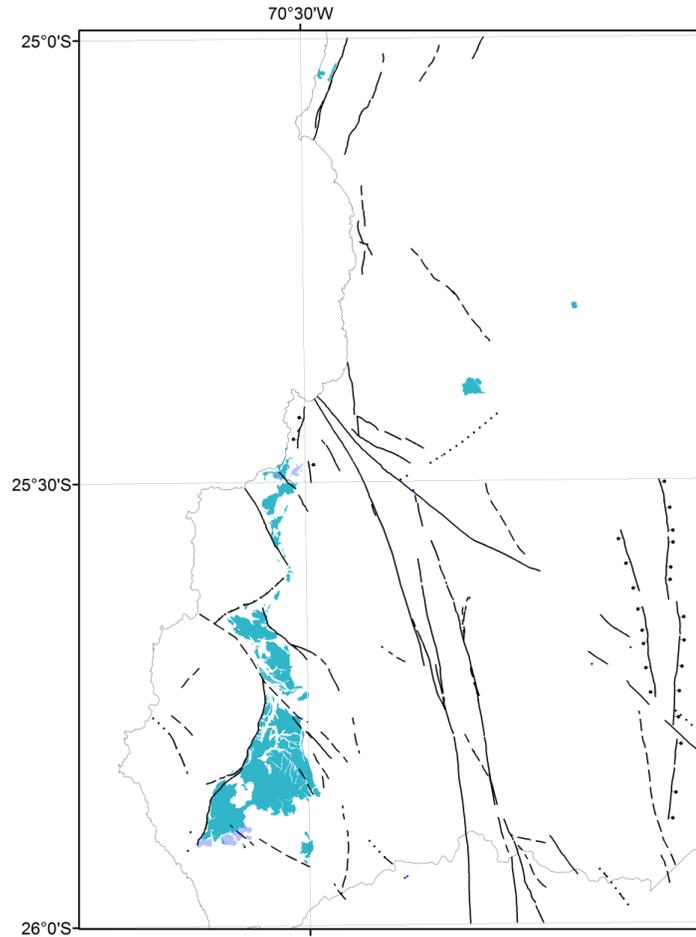


Figura 10. Distribución de las unidades estratificadas del Triásico Superior-Jurásico Inferior (celeste) y de los Hipabisales del Triásico Superior (violeta). Estos últimos son pequeños afloramientos en el extremo sur del área y en la quebrada los Amarillos al sur de Taltal.

Los afloramientos del extremo sur del área se ubican suroeste de la sierra Esmeralda y corresponden a dos stocks y diques de andesitas y dacíticas holocristalinas y porfíricas con escasa expresión espacial. Normalmente se observa fracturamiento subparalelo, que puede representar en algunos casos una evidencia de foliación magmática. Se encuentra en relación de intrusión con el Basamento Epimetamórfico y las Formaciones Cifuncho y Agua Chica, del Triásico Superior, y han sido datados en ca. 212,9 Ma por el método de U-Pb en circón (Contreras *et al.*, 2013).

En la quebrada Los Amarillos aflora el otro cuerpo, que tiene forma irregular y se presenta como dique, lacolito y también pequeños cuerpos de brechas. Está formado por riolitas de color ocre amarillento, con textura porfírica y un marcado bandeamiento

sinuoso producido por flujo. Cuando intruyen al Basamento Epimetamórfico cerca del contacto con la Formación Cifuncho, se observa un cuerpo de brechas, interpretadas como freatomagmáticas. Cuando intruye a las Formaciones Cifuncho y Pan de Azúcar los márgenes son sinuosos con evidencias de enfriamiento rápido y bordes desgarrados, que indica que los sedimentos se encontraban húmedos al momento de la intrusión riolítica (Contreras *et al.*, 2013).

Los cuerpos agrupados en esta unidad se interpretan como parte de los alimentadores de los aparatos volcánicos que produjeron parte de los depósitos de las Formaciones Agua Chica, Cifuncho y Pan de Azúcar

### Intrusivos del Jurásico Inferior

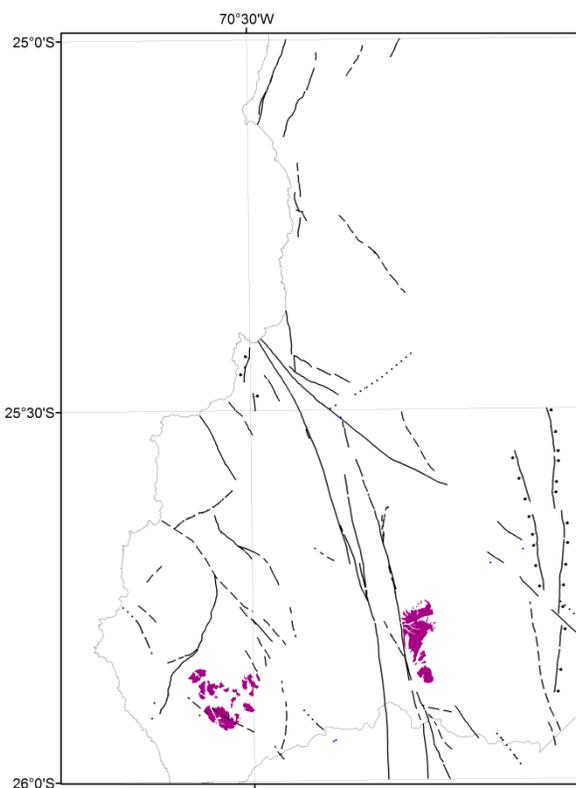


Figura 11. Distribución en el área de estudio de los Intrusivos del Jurásico Inferior. El plutón occidental es la Monzodiorita Sierra Esmeralda y el oriental la Tonalita Cerro Concha.

Esta unidad informal aflora en la mitad austral de la zona y tiene una distribución menor con respecto a la unidad anterior, e incluye dos plutones de 25 km<sup>2</sup> cada uno (Figura 11).

Éstos son el Plutón Monzodiorita Sierra Esmeralda con edades U-Pb en circón de ca. 194 Ma (Contreras *et al.*, 2013), que está en la sierra homónima al oeste del SFA (Figura 11). Este plutón está formado por dos litologías principales, un núcleo de dioritas y dioritas cuarcíferas de piroxeno y anfíbola, rodeada por monzodioritas y granodioritas de biotita y anfíbola.

El otro plutón que se incluye es la Tonalita Cerro Concha (Espinoza *et al.*, 2014) ubicada inmediatamente al este del SFA (Figura 11), con una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita de ca. 177 Ma. Está compuesto por tonalitas de anfíbola y biotita, cuyas variaciones pueden alcanzar los campos de granodiorita y diorita cuarcífera, pero en el entorno cercano de las tonalitas. Este último está intruido por numerosos diques andesíticos de orientación preferencial noreste, oblicuos al SFA.

Adicionalmente existen cuerpos menores de intrusivos Hipabisales del Jurásico Inferior, que intruyen esencialmente a la parte más alta de la Formación Pan de Azúcar y localmente el contacto con la suprayacente Formación La Negra. Son mayoritariamente filones manto y subordinadamente diques compuestos por andesitas porfíricas, cuya masa fundamental es microcristalina a intergranular, ocasionalmente presenta una marcada textura de flujo arremolinada. Tienen contactos irregulares con la roca de caja y evidencias de interacción agua-magma durante su intrusión, que en algunos sectores se desarrollan brechas hialoclásticas.

## **Intrusivos Plutónicos del Jurásico Medio-Superior**

Esta grupo incluye dos unidades plutónicas, ambas están intruidas por diques andesíticos y microdioríticos del Jurásico Superior. En este estudio se cuenta con sitios para el análisis paleomagnético en ambas unidades.

La unidad con mayor expresión areal es el Complejo Intrusivo Matancilla (Naranjo y Puig, 1984) que incluye numerosos plutones, con edades de cristalización que varían entre los 175-158 Ma (Escribano *et al.*, 2013). Afloran principalmente al norte de la Falla Taltal y al este del SFA, y forma un bloque de ca. 600 km<sup>2</sup> de forma triangular que se adelgaza hacia el sur (Figura 12). En forma excepcional existe un plutón de 10 km<sup>2</sup> que aflora al sur de la Falla Taltal cerca del Alto de La Argolla (Figura 12), cuya cristalización ha sido datada cerca de 174 Ma (Escribano *et al.*, 2013).

La litofacies más abundante está compuesta por granodioritas de monzogranitos de piroxeno, biotita y anfíbola, con escasas variaciones a monzodioritas cuarcíferas y tonalitas. La litofacies más restringida se ubica preferentemente hacia la costa y está formada por dioritas cuarcíferas y monzodioritas cuarcíferas de anfíbola y piroxeno. A la escala de afloramiento, se observan algunos enclaves microdioríticos en esta unidad.

La otra unidad plutónica es la Diorita Cuarcífera Las Luces que corresponde pequeños plutones con menos de 1 km<sup>2</sup> de superficie cada uno, asociados espacialmente con la mineralización de la Mina Las Luces del Grupo Minero Las Cenizas. Dos dataciones U-Pb (circón) de dos cuerpos distintos, indican una edad de intrusión en torno 164 Ma (Contreras *et al.*, 2013; Espinoza *et al.*, 2014).

La litofacies más abundante está compuesta por dioritas y dioritas cuarcíferas, bastante alteradas. En forma marginal se observa una litofacies de microtonalitas, con un mayor grado de diferenciación magmática, e interpretada como una facies residual del magmatismo.

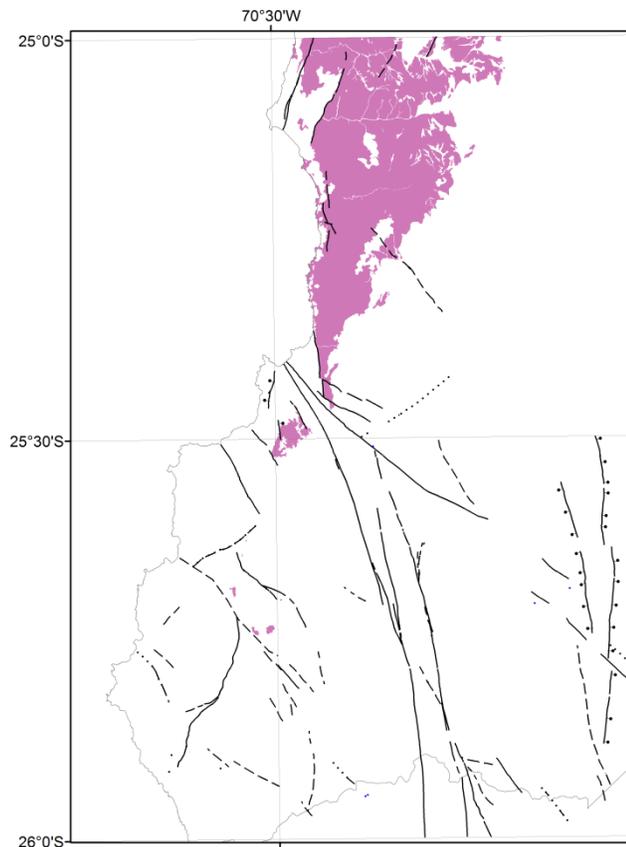


Figura 12. Distribución de los Intrusivos plutónicos del Jurásico Medio-Superior (rosado). La mayoría de los afloramientos se encuentra al norte de la Falla Taltal, pero también hay pequeños cuerpos al sur de ésta y al oeste del SFA.

Al norte del área de estudio hay 2 unidades plutónicas del Jurásico Superior que es importante mencionar ya que en ellas se encuentran sitios paleomagnéticos que han sido publicados por Forsythe y Chisholm (1994) y que serán utilizados en el análisis final. Estas unidades son la Granodiorita Blanco Encalada (Jsbe) y el Complejo Plutónico Paranal (Jsp), ambas ubicadas al oeste del SFA. La granodiorita es de biotita y hornblenda con piroxeno subordinado, y el complejo está formado por dioritas de anfíbola y/o piroxeno con escasa biotita y en menor medida granitos de anfíbola, biotita y piroxeno

Las edades radiométricas U-Pb (circón) disponibles para estas unidades indican un rango entre los 165 y 159 Ma para la Granodiorita Blanco Encalada y entre los 160 y 154 Ma para el Complejo Plutónico Paranal. Si bien los rangos de ambas unidades se traslapan en torno a los 160 Ma, la información de campo indica que el complejo plutónico (Jsp) intruye a la granodiorita (Jsbe) (Álvarez *et al.*, 2016; Domagala *et al.*, 2016).

## Intrusivos Hipabisales del Jurásico Superior

Al Oeste del SFA aflora un enjambre de diques de orientación preferencial noroeste asignados a la unidad de Intrusivos hipabisales del Jurásico. Esta última unidad es muy importante pues en este estudio se estima que la intrusión de este enjambre de diques habría producido la remagnetización de las rocas estratificadas y algunas de las rocas plutónicas del Dominio Cifuncho. Los cuerpos plutónicos afloran en la mitad austral del área, donde ocupan un total de 361 km<sup>2</sup>, de los cuales más de la mitad de estos afloramientos se concentran al sur de la Falla Taltal y al este del SFA.

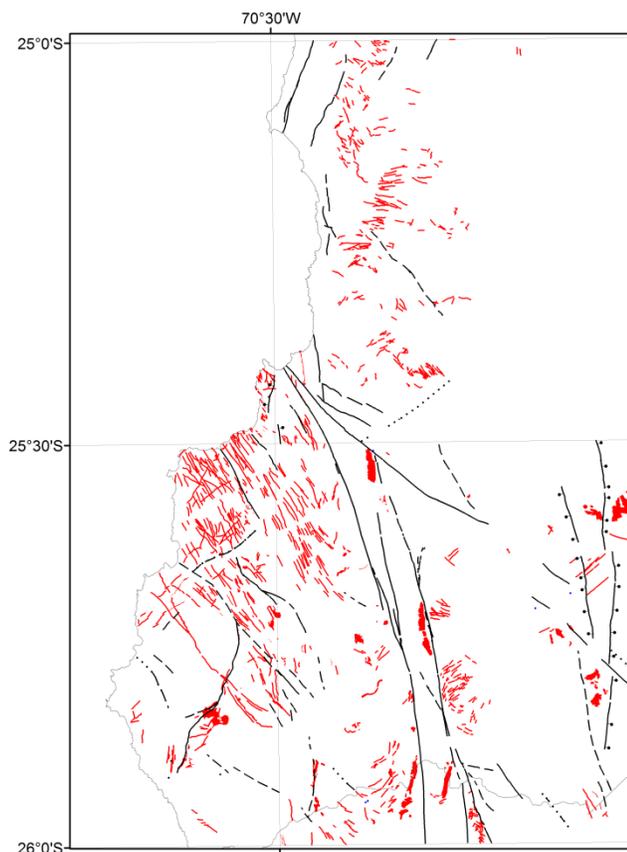


Figura 13. Mapa de la distribución de los intrusivos hipabisales del Jurásico Superior. La mayoría son diques y filones manto subordinados, con un número menor de pequeños stocks.

Los Intrusivos hipabisales del Jurásico corresponden principalmente a diques de orientación noroeste y, en menor medida, a filones manto y algunos pequeños stocks. Estos intrusivos hipabisales se distribuyen por toda el área de estudio, pero la mayor densidad está claramente la mitad norte del Dominio Cifuncho (Figura 13), donde intruyen a todas las unidades estratificadas entre el Triásico Superior hasta el Jurásico Medio a Superior (Formaciones Cifuncho, Pan de Azúcar, Posada de los Hidalgo y La Negra).

Las dataciones disponibles para esta unidad son 5 edades K-Ar en hornblenda hechas por Kurth (2000) en un set de diques ubicados entre las Quebradas Cifuncho y Buena Esperanza. Y una edad K-Ar en roca total reportada por Boric *et al.* (1990) en un filón alterado cerca de la mina Mantos Overos. Todas ellas forman 2 grupos de edades que se traslapan ligeramente, uno en torno a los 165 Ma y el otro cerca de los 155 Ma,

con una edad de 131 Ma que es interpretada como rejuvenecida y se descarta del análisis.

En este método de datación no es posible reconocer superposición de eventos, y sabemos que en la Cordillera de la Costa ha habido numerosos eventos plutónicos e hidrotermales entre el Jurásico y Cretácico. En el caso de la edad más joven debe representar el último evento térmico importante en el área que es la edad a la que se supone la remagnetización de gran parte de las localidades en el dominio Cifuncho.

En el Dominio Cifuncho los diques están formados por andesitas porfíricas y en menor medida microdioritas y andesitas porfíricas ocoíticas. En los dominios Cerro del Pingo y Paposo existe la tendencia a aumentar el tamaño de los cristales, por lo que son más ubicuas las microdioritas y subordinadamente andesitas porfíricas

### **Intrusivos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior**

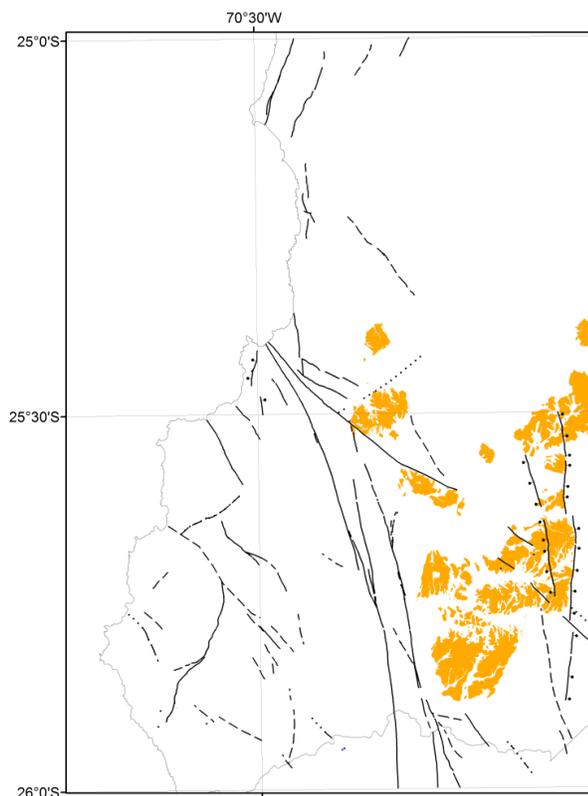


Figura 14. Mapa de la distribución de los intrusivos del Jurásico Superior- Cretácico Inferior. Todo ellos se ubican al este del SFA, con afloramientos tanto al norte como al sur de la Falla Taltal

Se distribuyen exclusivamente al este del SFA, con afloramientos tanto al norte como al sur de la Falla Taltal, en los dominios Cerro del Pingo y Paposo (Figura 14).

Se han perforado 2 sitios en los afloramientos de la Granodiorita La Finca en el Dominio Paposo. Este plutón tiene 65 km<sup>2</sup> de superficie, cuyos afloramientos se encuentran desplazados por la falla Taltal con cinemática sinistral. La litofacies más

abundante está formada por granodioritas de hornblenda y biotita, con escaso piroxeno y variaciones a monzogranitos y monzonitas de piroxeno uralitizado, biotita y hornblenda. Textura es holocristalina, hipidiomórfica, fanerítica con tendencia porfírica e inequigranular, de grano fino a grueso. Esta litofacies se distribuye mayormente al norte de la Falla Taltal. La otra litofacies consiste en tonalitas de anfíbola y biotita que varían a tonalitas y dioritas cuarcíferas, ambas de dos piroxenos. Rocas de textura hipidiomórfica, inequigranular y fanerítica, de grano fino a grueso, con tendencia porfírica. Este plutón ha sido datado con el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita y anfíbola (Las Cenizas, 2007; Espinoza *et al.*, 2014) en el rango 149-139 Ma.

Otras unidades plutónicas con mayor expresión espacial, pero que no han sido muestreadas para paleomagnetismo son el Complejo Intrusivo Quezada (215 km<sup>2</sup>) y la Diorita Septiembre con (80 km<sup>2</sup>).

El Complejo Intrusivo Quezada se ubica al sur de la Falla Taltal (Figura 14) y tiene una zonación composicional a la escala de decenas de kilómetros desde litofacies menos diferenciadas en la envolvente a facies más diferenciadas en el núcleo. La envolvente está formada por monzodioritas cuarcíferas que varían a granodioritas y tonalitas, y el núcleo por monzogranitos y sienogranitos. En función de dataciones U-Pb (circón) se le asigna una edad de cristalización en el rango entre 153-147 Ma a este complejo (Espinoza *et al.*, 2014).

Finalmente, también incluye a la Diorita Septiembre con 80 km<sup>2</sup> de superficie, que aflora al norte de la Falla Taltal, en el extremo oriental de la zona (Figura 14). Son rocas dioríticas de dos piroxenos, de grano fino y, en algunos sectores, con tendencia porfírica. En menor medida, se observan gabros de dos piroxenos. Esta unidad tiene una datación K-Ar roca total, de 151±8 Ma, que no representa un método muy confiable en el área de estudio para las rocas de esta edad.

## **Intrusivos del Cretácico Inferior**

Esta unidad agrupa 5 unidades plutónicas que se ubican principalmente al este del SFA, salvo la Granodiorita Goyenechea, en la parte centro-oriental del área de estudio (Figura 15). En conjunto abarcan una superficie total cercana a los 800 km<sup>2</sup>.

Incluye a las Granodioritas Las Tipias y Goyenechea, donde la primera es la más importante con cerca de 70 km<sup>2</sup>, mientras la segunda sólo tiene 3 km<sup>2</sup>. Ambas tienen una litología muy similar, formadas por granodioritas y tonalitas de anfíbola, biotita y piroxeno de grano fino a medio, con escasa tendencia porfírica y algunas inclusiones máficas. Son los plutones más antiguos de esta unidad con edades U-Pb en circón de ca. 137 y 140 Ma (Escribano *et al.*, 2013, Contreras *et al.*, 2013).

Otra Granodiorita de biotita y anfíbola es la que aflora en el Cerro del Pingo, y ocupa cerca de 60 km<sup>2</sup> de superficie justo al este del SFA (Figura 15). Este plutón tiene edades ligeramente más jóvenes que las anteriores, que en el sistema U-Pb en circón tiene edades entre 133 y 135 Ma, y en  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  entre 127 y 131 Ma tanto en anfíbola como en biotita. En este plutón se realizó un estudio de Anisotropía de Susceptibilidad

Magnética reveló la presencia de una lineación magnética subhorizontal, de orientación preferente nor-noreste (Saldías, 2015). Este patrón es consistente con el campo de deformación regional inducido por la actividad transcurrente sinistral del SFA, lo que sugiere que estas fábricas se desarrollaron durante un emplazamiento sintectónico del plutón, lo que se suma a la marcada foliación magmática desarrollada en el extremo austral del plutón.

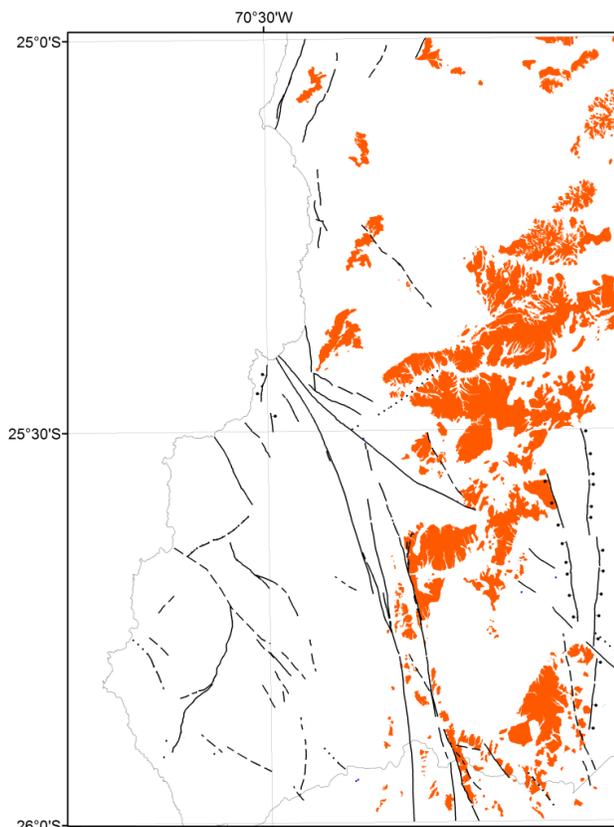


Figura 15. Distribución espacial de los Intrusivos del Cretácico Superior. Con amplia distribución 800 km<sup>2</sup> principalmente al este del SFA.

La Diorita Cuarcífera Barreal Seco y la Tonalita Tropezón se encuentran ampliamente distribuidas al sur de la Falla Taltal con cerca de 130km<sup>2</sup>, ambas tienen litofacies de dioritas cuarcíferas y tonalitas, pero varían las proporciones en las que se encuentran. En el área de Barreal Seco dominan las dioritas cuarcíferas y microdioritas cuarcíferas con escaso clinopiroxeno e intensa alteración propilítica. En torno a la Mina Tropezón se reconocen más tonalitas de anfíbola y biotita, en menor proporción granodioritas que pueden incluir también clinopiroxeno. Para la Diorita Cuarcífera Barreal Seco se cuenta con una edad U-Pb en circón de 124 Ma, y dos edades <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar en biotita de 121 y 125Ma. La Tonalita Tropezón es más joven con una datación U-Pb en circón de 110 Ma (Tornos *et al.*, 2010).

El complejo Intrusivo Librillo es la unidad más extensa, con más de 450 km<sup>2</sup> de superficie de afloramientos, todos al norte de la Falla Taltal (Figura 15). La litofacies con mayor distribución areal está constituida principalmente por dioritas y dioritas cuarcíferas de biotita, anfíbola y piroxeno de grano fino a medio, con variaciones locales a gabro y más comúnmente a monzodiorita y monzodiorita cuarcífera. La otra litofacies está formada por tonalitas de biotita y anfíbola y, subordinadamente, por granodioritas de biotita y anfíbola de grano grueso. Las tonalitas forman un núcleo ubicado en el extremo sur que se encuentra rodeado por las dioritas. Escribano *et al.* (2013) definieron el rango de cristalización de estos intrusivos entre 106 y 102 Ma, basados en edades U-Pb y <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, y aisladamente se encontró una edad (U-Pb en circón) más antigua de 113 Ma.

Al norte del área de estudio hay 2 sitios publicados por Forsythe y Chisholm (1994) que en el presente estudio se agrupan en una localidad. Estos sitios han sido perforados en el Complejo Plutónico Remiendos (Kir), que aflora al este de la falla Paposo, con forma subparalela a su traza. Está formado por rocas plutónicas de un amplio rango composicional, variando desde dioritas a granitos. La edad de cristalización ha sido determinada sobre la base de dataciones U-Pb (circón), entre los 141 y 134 Ma (Álvarez *et al.*, 2016).

# Dominios Estructurales en la Cordillera de la Costa de Taltal

En el área de estudio se reconocen evidencias de deformaciones superpuestas, producidas por diferentes eventos de deformación ocurridos desde el Paleozoico hasta el Neógeno (Bell, 1984; Naranjo y Puig, 1984; Hervé, 1987; Grocott y Taylor, 2002; Riquelme *et al.*, 2003). El registro más completo es el del Mesozoico, y refleja una tectónica principalmente transcurrente.

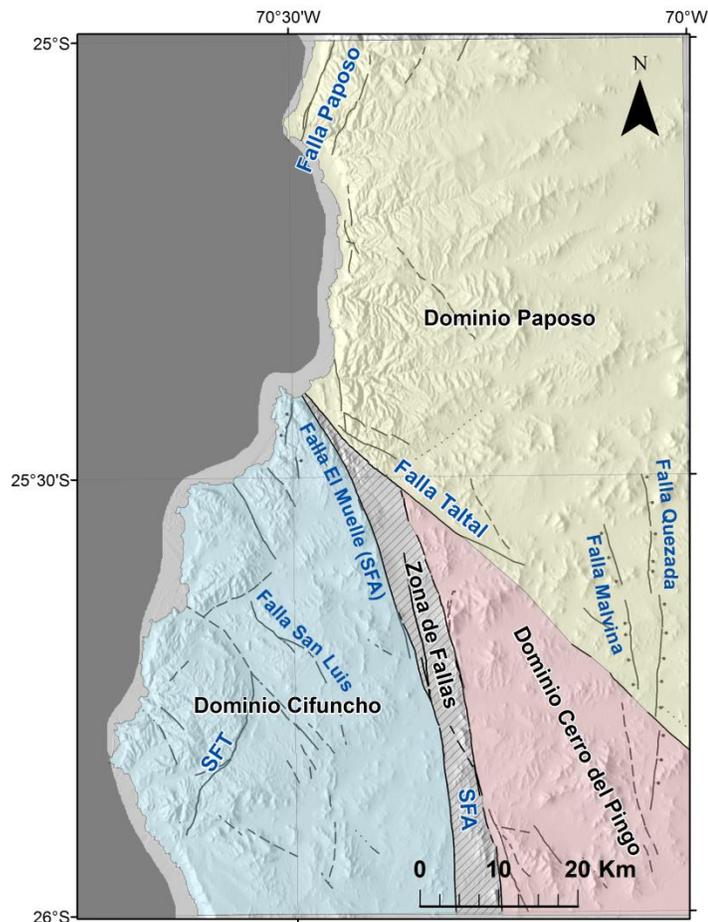


Figura 16. Mapa donde se indican los distintos dominios estructurales a los que se refiere este trabajo. En azul el Dominio Cifuncho, en amarillo el Dominio Paposo, en rojo el Dominio Cerro del Pingo y en achurado gris una Zona de Fallas. Se indican además las principales estructuras del área. Sistema de Fallas de Atacama (SFA) y Sistema de Fallas Tigrillo (SFT).

En este trabajo se definió 3 dominios estructurales, que se encuentran separados por las principales estructuras del área que son la Falla Taltal y Sistema de Fallas de Atacama (SFA). En el sector centro sur del área de estudio define una franja con una notable densidad de fallas de meso-escala, denominada acá como Zona de Fallas (Figura 16) que corresponde a la zona de fallas del SFA, pero que en su parte más boreal está influenciada y delimitada por la Falla Taltal. El Dominio Paposo está al norte

del área, donde su borde austral está delimitado la Falla Taltal. Los Dominios Cifuncho y Cerro del Pingo están delimitados por el norte con la Falla Taltal, y se encuentran separados por el SFA. Mientras el Dominio Cifuncho está al oeste de este sistema de fallas, el Dominio Cerro del Pingo está al este del SFA.

## **Dominio Cifuncho**

Este dominio tiene la característica de que está compuesto principalmente por rocas estratificadas, a diferencia de los otros dominios que son esencialmente formados por rocas plutónicas. El registro estratigráfico incluye desde el Paleozoico Superior hasta el Jurásico Superior. Posterior al período entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano se reconoce la actividad del SFT, responsable de colocar en contacto al Basamento Paleozoico con la secuencia sedimentaria Mesozoica (Contreras *et al.*, 2013). La cinemática del movimiento de esta falla no ha sido determinada pues las evidencias están obliteradas por reactivaciones posteriores. Sobre la base de la ausencia de evidencias sedimentológicas y de geometría de los estratos se descarta que corresponda a una falla normal sin-sedimentaria con manteo al este como indican Grocott y Taylor (2002).

En este dominio se reconocen también un sistema de estructuras noroeste, que definen bloques estructurales en este dominio (Figura 17). El bloque más boreal es el Bloque El Gritón, delimitado por la falla homónima y la Falla El Muelle. Al sur de este bloque está el Bloque Las Luces, donde se encuentra la mina de cobre homónima. Está delimitada por las fallas El Gritón y Buena Esperanza, y dentro del bloque se reconoce la presencia de fallas de orden secundario como la falla San Luis y el SFT. El Bloque Posada de los Hidalgo es el más austral de este dominio y está delimitado por el norte por la Falla Buena Esperanza y por el sur no existe una estructura clara pero está marcado por la presencia del Basamento Epimetamórfico más al sur de la Quebrada de La Cachina.

La parte norte de este dominio fue afectada por la reactivación sinistral de la Falla Taltal, que produjo la curvatura de la Falla El Muelle (SFA) y de los diques que intruyen a la secuencia, ambas asociadas con una rotación anti-horaria.

A continuación se entrega algunos detalles de los elementos estructurales presentes en este dominio, asociados con el SFT y el SFNW.

En torno al SFT las secuencias sedimentarias del Triásico Superior y el Jurásico Inferior presentan un plegamiento moderado, restringido a zonas particulares, que no se mantiene a lo largo de toda la traza del sistema de fallas (Contreras *et al.*, 2013).

En particular en la Quebrada Buena Esperanza, se observa una falla de cinemática inversa y vergencia oriental, ubicada en un codo contraccional asociado con el movimiento sinistral del SFT (Contreras *et al.*, 2013). Ahí la Formación Cifuncho se encuentra fallada, mientras la Formación Pan de Azúcar se haya intensamente plegada debido a su baja competencia. En esta zona el SFT tiene una curvatura, cuya traza es paralela a los pliegues y fallas recién mencionados (Figura 17).

Por otro lado, en el sector de la planta Las Luces, la Formación Cifuncho forma un pliegue anticlinal abierto, de eje axial NNE, asimétrico e inclinado con una vergencia oriental, cuya longitud de onda puede alcanzar los 5 kilómetros. Este plegamiento continúa en la suprayacente Formación Pan de Azúcar formando un suave sinclinal inclinado de longitud de onda cercana a los 3 km. La edad mínima de este plegamiento es Cretácica, pues la Formación Cifuncho falla el test paleomagnético como lo indican (Forsythe *et al.*, 1987). Este pliegue puede ser causado por un codo contraccional del SFT o por un efecto de *buttress* relacionado con la actividad sinistral de la Falla Buena Esperanza donde la secuencia sedimentaria se enfrenta con el basamento plutónico.

La Falla Buena Esperanza es parte del sistema de fallas Noroeste (SFNW) y desplaza a la secuencia de rocas estratificadas cerca de 8 km con cinemática sinistral. Este desplazamiento sinistral incluye también al sinuoso SFT, que se habría reactivado por segmentos con cinemática sinistral, como lo sugiere el posible codo contraccional desarrollado junto a la Falla Buena Esperanza.

Un claro ejemplo del movimiento sinistral del SFNW es la Falla del Gritón, que localmente coloca en contacto al Complejo Epimetamórfico de Chañaral con la Formación Cifuncho. En la Sierra Las Tipias, al sur del área de estudio, Godoy y Lara (1998) reconocieron otra estructura de la familia del SFNW que desplaza con cinemática sinistral a las rocas de la Formación Agua Chica. Estas rocas son desplazadas por 3 km y puestas en contacto con el basamento plutónico.

La edad de esta deformación está acotada inferiormente por las unidades a las que afecta, de las que la más joven es la base local de la Formación La Negra en la Posada de los Hidalgo. Esta base ha sido datada en base a su contenido fosilífero en el Bajociano (Naranjo y Puig, 1984; Rubilar, 2012c), que representa una edad máxima para esta deformación. Además, las trazas de las estructuras Noroeste no alcanzan a cortar la traza del SFA aparentemente, y no producen desplazamiento de esta. Este antecedente indica que la edad de actividad del SFA acota la actividad de este sistema a una edad mínima Cretácico Inferior. Todo lo anterior indica que la actividad del SFNW habría ocurrido entre el Jurásico Medio y Tardío.

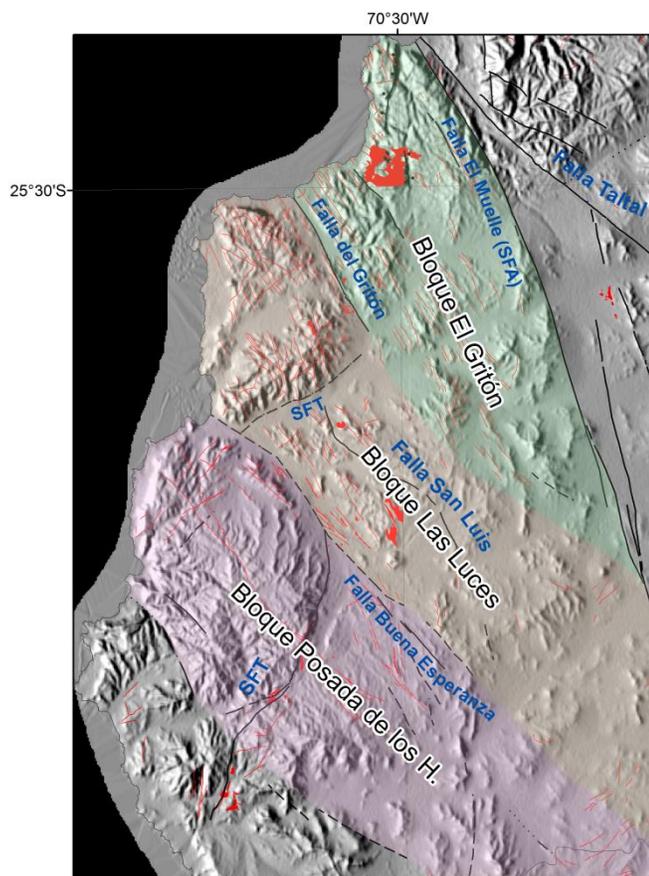


Figura 17. Distribución de bloques tectónicos en el Dominio Cifuncho. Se etiquetan en letras azules las principales estructuras del área. Las líneas y cuerpos rojos corresponden a los diques, filones y stocks de los Intrusivos Hipabisales del Jurásico Superior.

## Dominio Cerro del Pingo

Este dominio está ubicado al este del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) y al sur de la Falla Taltal, y está caracterizado por la presencia principalmente de rocas plutónicas, con afloramientos de las formaciones La Negra y Aeropuerto, principalmente en la zona sur del área de estudio

Como es bien conocido, el SFA es un rasgo estructural mayor, que se extiende por más de 1.000 km en la Cordillera de la Costa del norte de Chile. Se ha documentado ampliamente su cinemática sinistral durante el Cretácico Temprano (e.g. Scheuber *et al.*, 1995; Espinoza *et al.*, 2014; Brown *et al.*, 1993), aunque existen antecedentes que indican precursores durante el límite Jurásico Tardío – Cretácico Temprano (Scheuber y González, 1999). En particular, en el área hay una datación en milonitas con textura nematoblástica de ca. 127,5 Ma (Espinoza *et al.*, 2014), lo que extiende ligeramente el rango entre 125 y 126 Ma, propuesto por Scheuber *et al.* (1995) al sur de Antofagasta. En esta zona se ha reconocido también dominios de deformación dúctil con la presencia de intrusivos sintectónicos, como la Granodiorita Cerro del Pingo (Saldías, 2015) o el plutón las Tazas (Brown *et al.*, 1993).

En este dominio se reconoció también otras fallas de orientación principal norte-sur y manteo subvertical, las Fallas Quezada y Malvina. Estas se ubican al este del SFA, y son desplazadas en sentido sinistral por fallas de orientación noroeste (e.g. Falla Taltal). Por su orientación y relación de corte con estructuras noroeste se consideran estructuras conjugadas del SFA, aunque esta hipótesis se debe precisar mejor (Espinoza *et al.*, 2014).

El límite norte de este dominio es la Falla Taltal cuya traza atraviesa prácticamente toda la Cordillera de la Costa. Esta falla es una estructura de primer orden que tiene un período de actividad sinistral entre los 125 y 110 Ma (Espinoza *et al.*, 2014). Mayores detalles se encuentran a continuación en la descripción de la misma en el Dominio Paposo.

## **Dominio Paposo**

El Dominio Paposo es el más boreal del área de estudio y está delimitado por el sur por la Falla Taltal (Figura 16). Este dominio se caracteriza por que expone rocas propias de la corteza más profunda que los otros dominios de este estudio. Cuenta con importantes afloramientos del Basamento Epimetamórfico y rocas plutónicas, y la menor proporción de rocas estratificadas del Mesozoico de los tres dominios.

En la zona costera de este dominio también se encuentra el SFA. El tramo más austral, que está al norte de Taltal, está formado por las Fallas las Palmeras y las Parcelas, mientras que el tramo boreal está formado por la Falla Paposo, que es la traza principal, y la Falla El Sapito que es secundaria. Nuevos antecedentes al norte de esta zona indican intrusión sintectónica del Gabro-Diorita del Cerro Mulato entre los 159 y 153 Ma, asociada con la actividad de la Falla Mulato del SFA (Domagala *et al.*, 2016). Además se ha documentado la existencia de una discordancia angular entre las Formaciones La Negra y Caleta Coloso al este de la Falla Varillas, lo que también es una evidencia de actividad tectónica del SFA previo a los 145 Ma (Domagala *et al.*, 2016). El principal movimiento del SFA al este del Cerro Paranal se produjo en el Cretácico Inferior en torno a los 125 y 126 Ma, datada en biotita neoformada en rocas miloníticas (Scheuber *et al.*, 1995).

En este dominio también se observa la traza de las Fallas Malvina y Quezada, las que han sido interpretadas con movimiento normal. Sobre la base de su relación genética con el SFA no se descarta que hayan tenido un movimiento transcurrente cuyas evidencias hayan sido obliteradas por movimientos posteriores.

La Falla Taltal y sus estructuras asociadas (e.g. Falla Sierra Overa) son de gran importancia en la zona de estudio pues atraviesan toda la Cordillera de la Costa, y desplazan al SFA por casi 9 km y a la Falla Quezada cerca de 1 km con cinemática sinistral. La actividad de la Falla Taltal se encuentra sellada (Figura 3) por la intrusión de la Tonalita Tropezón datada en cerca de 110 Ma, que no registra desplazamiento (Tornos *et al.*, 2010). Como ya se explicó esta falla produce una segmentación tectónica, donde al sur se encuentran rocas volcánicas extrusivas y sedimentarias y al norte el basamento Epimetamórfico y las raíces plutónicas del arco Jurásico. Esta diferencia permite inferir un movimiento inverso de la Falla Taltal, donde alza el bloque ubicado al norte de ella con respecto al bloque ubicado al sur.

## **Zona de Fallas**

Corresponde a una franja de ancho entre 1 y 4 km con numerosas fallas en su interior asociadas con las estructuras principales del área de estudio. Esta franja tiene orientación norte sur y hacia el norte gira a un rumbo noroeste (Figura 16). La franja norte sur está delimitada por las trazas oriental y occidental del SFA, con rocas de la Formación Aeropuerto intruidas por rocas hipabisales y escasas rocas plutónicas. La franja orientada noroeste y está entre la Falla El Muelle (Traza occidental del SFA) y la Falla Taltal, esta última sub-paralela a la quebrada homónima. Está formada por rocas de la Formación La Negra intruidas por escasos intrusivos hipabisales.

Existen dos localidades ubicadas en esta zona de fallas, las que serán tratadas una con las del Dominio Cifuncho y una con las localidades del Cerro del Pingo. Esto por razones de cercanía a las otras localidades y para poder establecer un punto de comparación.

# Capítulo III “Resultados de Paleomagnetismo”

## Muestreo y Metodología

En este estudio se perforó 95 sitios (Tabla 3) de los cuales en 54 sitios se obtuvo una dirección característica después de la desmagnetización, que son los que se ocuparán para el análisis. Los sitios están formados normalmente por entre 6 y 10 testigos cada uno. Estos testigos han sido perforados con una Perforadora manual y tienen un diámetro de 2,5 cm, y un largo variable entre 3 y 6 cm. Estos han sido orientados con el azimut magnético y azimut solar, junto con el dato de la inclinación del testigo.

Hay 48 sitios nuevos, con las siglas PC y PS, y 6 sitios que han sido perforados en los años 90's por Pierrick Roperch, que tienen la sigla CH, pero de los cuales no se tiene mayor información de la litología (Figura 18B). De los sitios nuevos, 35 han sido perforados para este estudio, que tienen la sigla PC, y los 13 restantes con sigla PS, tuvieron como objetivo el estudio de AMS de la Granodiorita Cerro del Pingo de edad Cretácico Inferior (Saldías, 2015). Adicionalmente se ha utilizado 6 sitios publicados por Forsythe y Chisholm (1994) y 7 sitios publicados por Randall *et al.* (1996).

27 Sitios han sido perforados en unidades estratificadas de edad entre el rango Devónico Superior-Carbonífero Superior y el Jurásico Superior. Otros 6 sitios están en Unidades Hipabisales de edad entre el Triásico Superior y Cretácico Inferior, y finalmente 26 sitios en unidades plutónicas del Jurásico Medio hasta el Cretácico Inferior (Figura 18A). Las muestras de origen sedimentario y piroclástico fueron desmagnetizadas termalmente, mientras que las muestras de origen Ígneo (Intrusivo, Hipabisal y Volcánico) fueron desmagnetizadas por campo alternativo, y algunas por el método termal.

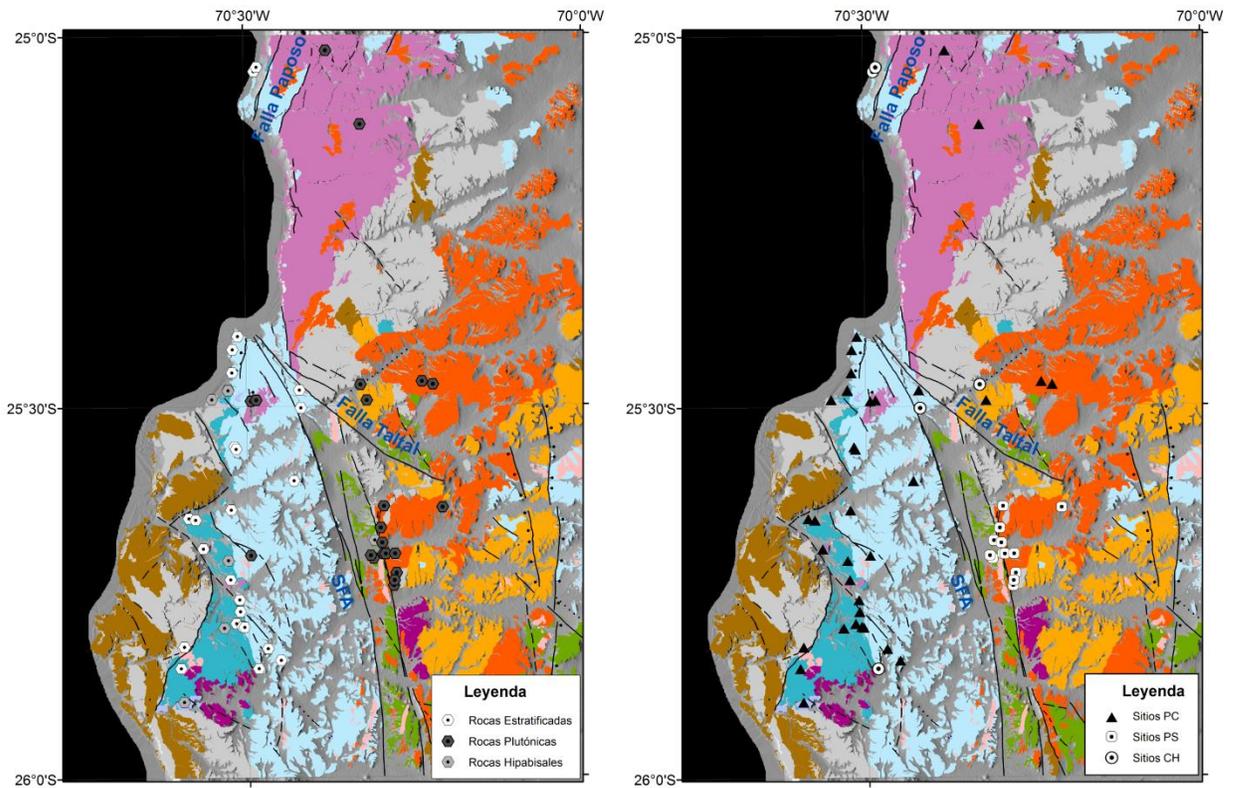


Figura 18. Ubicación de los sitios paleomagnéticos exitosos ocupados en este estudio. A. Sitios graficados según su litología. B. Sitios graficados según su origen.

También se puede clasificar los sitios exitosos según el dominio estructural en que se ubican. En el Dominio Cerro del Pingo se cuenta con 15 sitios que se restringen solamente al área de la Granodiorita Cerro del Pingo, pues se han recuperado testigos de un estudio de AMS que se hizo previamente (Saldías, 2015). El Dominio Paposo tiene 8 sitios exitosos, bastante distribuidos en este dominio pero con muy baja densidad para comprender el área completa, pero han sido complementados con los 6 sitios publicados por Forsythe y Chisholm (1994). Por otro lado, el Dominio Cifuncho es el más muestreado de los tres dominios con 28 sitios nuevos y 7 publicados previamente por Randall *et al.* (1996).

Las **localidades** agrupan varios **sitios** con alguna característica en común, y consecuentemente tienen un mayor peso estadístico y mayor validez para sacar conclusiones tectónicas. Los sitios de cada localidad tienen unidades geológicas comunes o correlacionables por su edad, generalmente con proximidad espacial y similitud en sus propiedades magnéticas. En este estudio los sitios exitosos han sido agrupados en 8 localidades, donde el número de sitios por localidad es dispar y varía entre 3 y 15 sitios por localidad, con un promedio cercano a los 7 sitios (Tabla 1).

A continuación se describen los equipos y procedimientos durante la desmagnetización y la medición de las propiedades magnéticas en el laboratorio. Además se explica brevemente las bases del trabajo estadístico de los datos obtenidos con este trabajo.

La desmagnetización de los especímenes se realizó lavado magnético termal (TH) y alternativamente por el método de campo alternativo (AF). En el caso del método termal (TH) la desmagnetización consiste en la medición repetida de los parámetros magnéticos tras etapas sucesivas de calentamiento de los especímenes entre la temperatura ambiente y los 680°C. Normalmente los intervalos son de 50°C, y en las proximidades de las temperaturas de bloqueo de algunos minerales magnéticos los intervalos se reducen a 10°-20°C (e.g. hematita, pirrotina). Para el método de campo alternativo (AF) la medición de los parámetros magnéticos se hace en forma repetida después de que la muestra es sometida a una inducción de campo magnético que aumenta desde 0 hasta 120 mT. Los intervalos son de 5 mT al comienzo y en las etapas con mayor intensidad del campo alternativo puede haber intervalos de hasta 15 mT.

Las propiedades magnéticas de estas rocas han sido medidas en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Chile y en el Laboratorio Paleomagnético de la *Université de Rennes1* (Rennes, Francia). La Magnetización Natural Remanente (MNR) fue medida en el magnetómetro de rotación Agico JR5A y alternativamente en el magnetómetro criogénico 2G con desmagnetización de campo alternativo con 3 ejes. Adicionalmente, la Susceptibilidad magnética volumétrica fue medida para los mismo especímenes con el susceptibilímetro Bartington MS2, para verificar posibles cambios de la mineralogía durante el calentamiento.

A continuación se presentan las distintas opciones de **representación gráfica** del proceso de desmagnetización usadas en esta tesis. Estas son: diagramas de Zijderveld, Redes Estereográficas y curvas de decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente.

El vector de la magnetización remanente se define por la intensidad del campo magnético, la declinación y la inclinación con respecto a la horizontal. Este vector de 3 dimensiones se puede representar a través de diferentes proyecciones para ser visualizado en 2 dimensiones (Figura 19). El análisis del comportamiento del vector de magnetización (dirección y magnitud) durante el proceso de desmagnetización se hace inicialmente para cada espécimen del sitio y permite visualizar que el magnetismo remanente natural puede ser la suma de uno o más componentes vectoriales.

En el **diagrama de Zijderveld** (Zijderveld, 1967) el vector magnético queda completamente representado tanto con su magnitud como su dirección, donde el vector de magnetización es proyectado en dos planos ortogonales (Figura 19 A). La proyección sobre el plano horizontal corresponde a la declinación, la proyección en el plano vertical es la inclinación y la magnitud es el valor absoluto de la suma vectorial de ambas.

Las **redes Estereográficas Equiareales** son gráficos que representan la dirección del vector magnético (declinación e inclinación), sin una indicación de magnitud (Figura 19 B). La declinación se indica con el ángulo del vector respecto del norte, medido en el sentido de los punteros del reloj, y la inclinación se indica ángulo del vector respecto del borde (vector horizontal) o del centro del gráfico (vector vertical).

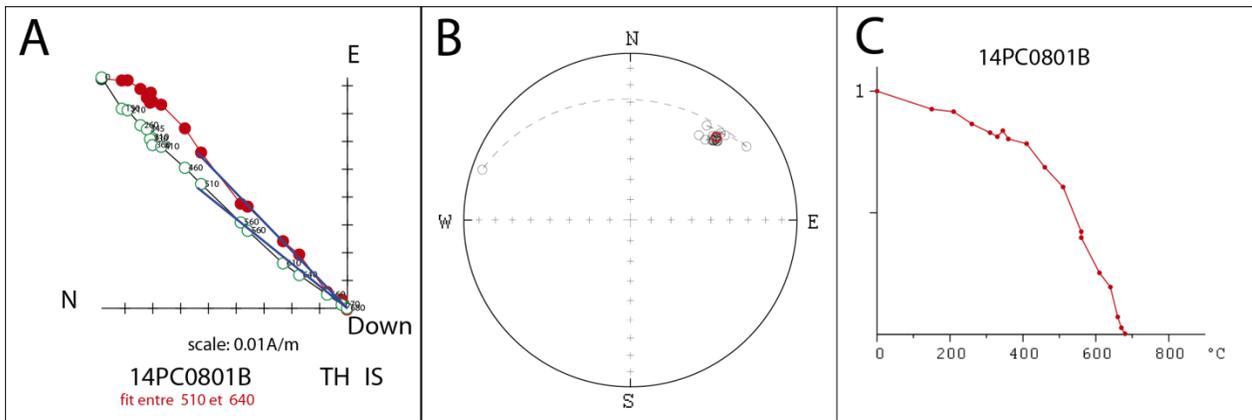


Figura 19. Representación gráfica de los datos de la desmagnetización del espécimen 14PC0801B. A. Diagrama de Zijderveld. Los círculos y líneas rojas corresponden a la Declinación y las verdes a la Inclinación. La línea azul es la dirección característica del espécimen. B. Redes Estereográficas equiareales. Los círculos de contorno negro son los diferentes pasos de la desmagnetización y el círculo rojo es la dirección característica del espécimen. C. Curva de decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente.

Las **curvas de decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente** son gráficos que indican solamente la magnitud del vector magnetización remanente y no contiene información acerca de su dirección. En el eje y la Intensidad de la Magnetización remanente normalizada y en el eje x la temperatura de la desmagnetización termal o el valor del campo de desmagnetización (Figura 19 C). Sirve para observar los rangos los que la muestra se desmagnetiza, los que se pueden relacionar con diferentes minerales portadores (desmagnetización termal) o las características de estos minerales (desmagnetización campo alternativo).

Para analizar la dirección característica de una localidad se hace un análisis conjunto de las direcciones características obtenidas para cada uno de los sitios incluidos en ella. Estas direcciones se grafican en una Red Estereográfica Equiareal en coordenadas *In situ* y haciendo la corrección de manteo de los estratos que han fueron perforados. En el caso que exista magnetización adquirida en el momento de la depositación del estrato las direcciones características se agruparán mejor en el gráfico con corrección de manteo, pues estas direcciones se presentarán “desordenadas” respecto de la nueva configuración estructural (Figura 20 A). En el caso en que la magnetización haya sido adquirida posterior a un evento de deformación de los estratos será el gráfico en coordenadas *In situ* donde las direcciones se agrupan mejor (Figura 20 B).

El estudio de paleomagnetismo fue acompañado de un estudio petrográfico de cortes pulidos, cuyo objetivo es el de reconocer los minerales portadores de la magnetización y caracterizar su hábito, tamaño, entre otros. Los cortes pulidos revisados fueron de 20 sitios.

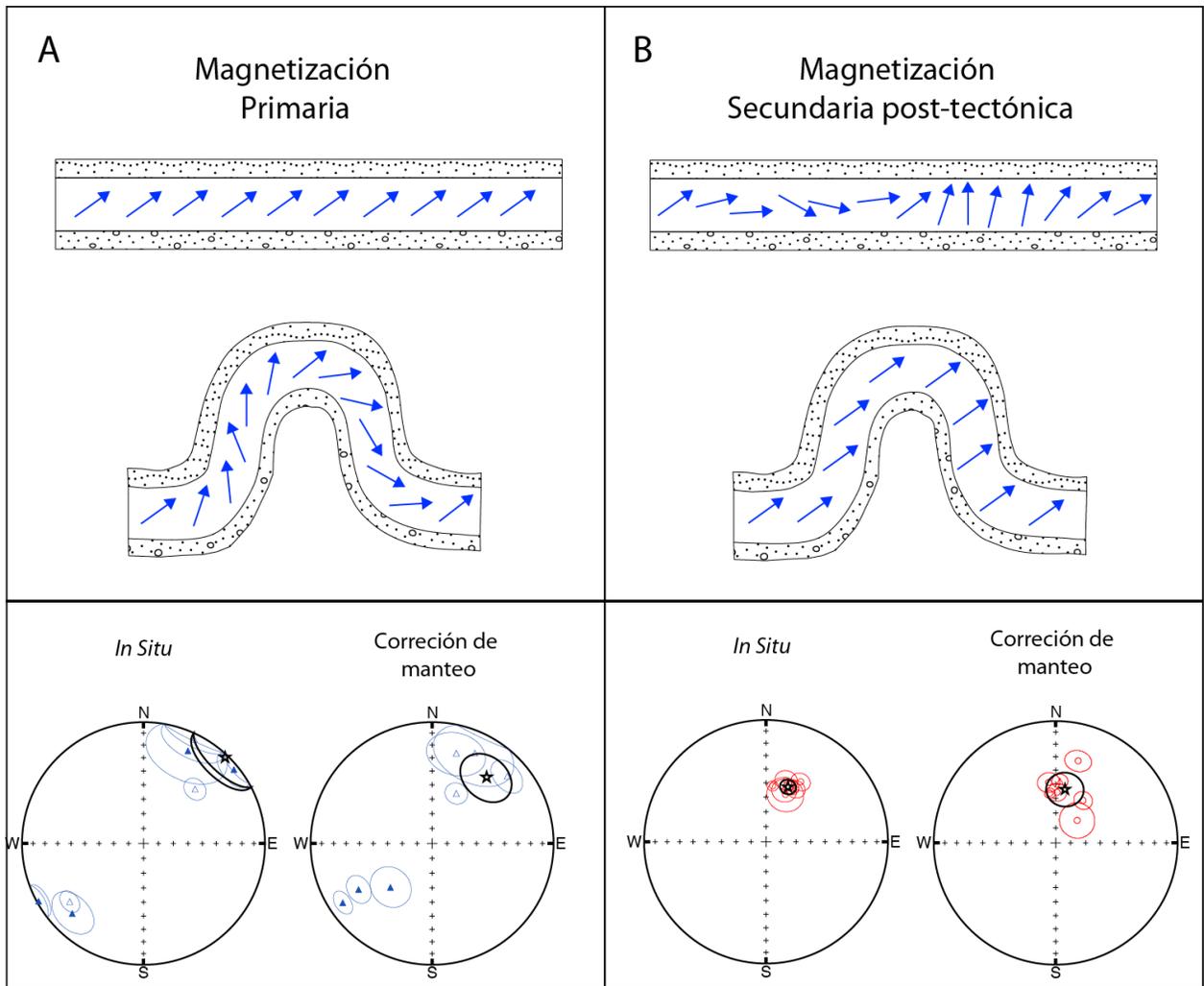


Figura 20. Esquemas que indican la dirección del vector magnético remanente (flechas azules) en un estrato. Adicionalmente se incluye un ejemplo del gráfico en redes estereográficas para complementar la visualización de cada caso. A. Caso en que la magnetización remanente de la roca es adquirida en forma primaria, previa a su basculamiento y/o plegamiento. En este caso las direcciones son más consistentes con corrección de manto. B. Caso en que la magnetización remanente de la roca es adquirida posterior a un evento de deformación tectónica, donde las direcciones se agrupan mejor en coordenadas *In situ*.

# Propiedades Magnéticas y Direcciones Características

## Propiedades Magnéticas

En el área de estudio hay un total de 54 sitios en los que se ha podido calcular una dirección característica. De ellos 27 sitios han sido perforados en unidades estratificadas, 6 sitios en cuerpos hipabisales y 21 en unidades plutónicas (Figura 18A). Estos sitios se distribuyen en tres dominios estructurales con 32 sitios en el dominio Cifuncho, 13 sitios en el dominio Cerro del Pingo y 9 sitios en el dominio Paposo. Estos sitios han sido agrupados en 8 nuevas localidades y además de 5 localidades nuevas calculadas con datos publicados previamente (Randall *et al.*, 1996; Forsythe y Chisholm, 1994; Arriagada *et al.*, 2006).

La litología de las unidades estratificadas son areniscas y tobas y también lavas andesíticas y basálticas, como se detalla en la Tabla 1. La intensidad de la Magnetización remanente de las areniscas y tobas tiene un promedio de  $2.1 \cdot 10^{-2}$  A/m y en los flujos de lava andesíticos y basálticos el promedio es de  $5.6 \cdot 10^{-1}$  A/m. Cabe señalar que el promedio en las lavas es de un orden de magnitud superior al de las tobas y areniscas.

Las areniscas son cuarzo-feldespáticas, generalmente rojas de grano fino a grueso, que tiene una cantidad variable de arcillas de color rojizo. Cuando son abundantes se observa abundante barro rojizo durante la perforación, lo que indica una probable alteración de limonitas y hematita.

Los sitios de las unidades plutónicas tienen intensidad magnética remanente promedio de  $6.3 \cdot 10^{-1}$  A/m, con su máximo de intensidad en el sitio 15PC55, que alcanza la intensidad los 2 A/m en promedio. Estas rocas plutónicas son pobres en K-Feld y varían entre Dioritas y Granodioritas. También se perforó intrusivos hipabisales de composición principalmente andesítica, cuyo promedio de intensidad magnética remanente es de  $9.4 \cdot 10^{-1}$  A/m, el más alto de todas las unidades perforadas.

Generalmente las rocas plutónicas se presentan relativamente frescas, con alteración de superficial de hematita y alteración de minerales máficos a clorita y actinolita. Los intrusivos hipabisales están más frescos cuando son microfaneríticos que las rocas porfíricas

## Dominio Paposo

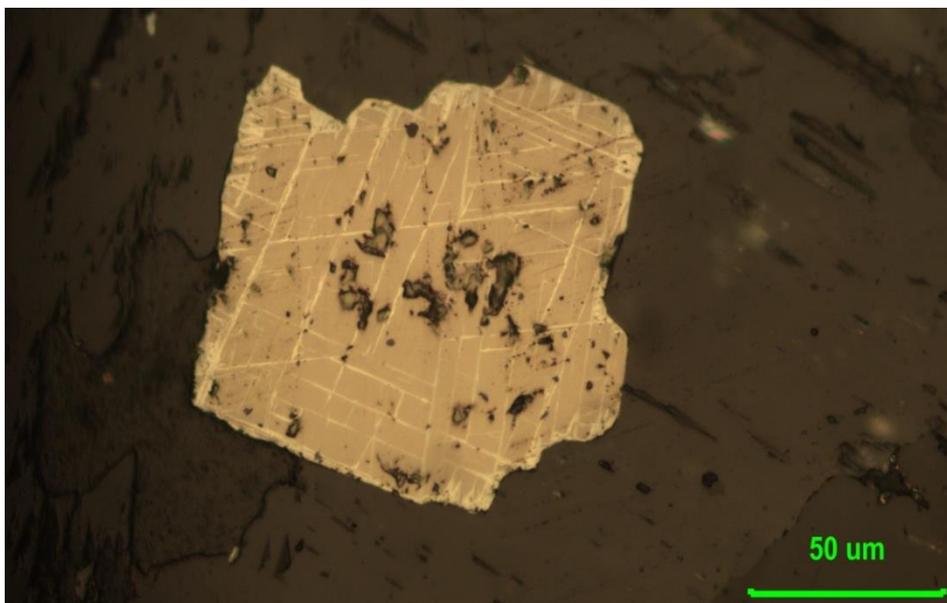
En este dominio se cuenta con sitios en rocas estratificadas, en rocas plutónicas y rocas hipabisales.

Para las rocas volcánicas estratificadas se concluye que el principal mineral portador de la magnetización es magnetita. En el gráfico de intensidad magnética remanente Normalizada del sitio 94CH15 se observa en forma clara la presencia de este mineral, que aporta con más de dos tercios de la intensidad total (Figura 21A). Pero en el gráfico

de 94CH16 se observa que la intensidad de la magnetización remanente desciende gradualmente desde cerca de los 300°C lo que evidencia la presencia de otros minerales magnéticos y/o magnetita con diferentes cantidades de Ti en su estructura (Figura 21B). Esta tendencia en los gráficos es característica de rocas remagnetizadas.

El análisis de las curvas de decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente vs temperatura revelan la posibilidad de que exista una mezcla de minerales debido al descenso gradual de la intensidad que se observa muy marcado en el sitio 94CH16 (Figura 21B).

El principal mineral portador de la magnetización las rocas plutónicas de este dominio es magnetita primaria. El estudio petrográfico de la localidad “Plutones Cretácicos (Paposo)” muestra magnetita con un tamaño promedio de 100  $\mu\text{m}$  de diámetro mayor, que tiene escasa martitización que se expresa en la formación de delgadas lamelas de hematita (Microfotografía 1). Los diagramas de Curie confirman la presencia de magnetita como principal mineral portador de la magnetización con un mínimo campo remanente posterior a la temperatura de la magnetita, que corresponde a un artefacto producido por exceso de muestra para el análisis (Figura 22). En el gráfico de la intensidad del magnetismo remanente versus la magnitud del campo inducido se observa que esta magnetita es de dominio simple, especialmente en el sitio 15PC55 (Figura 21A y B).



Microfotografía 1. Magnetita primaria en diorita de la Localidad “Plutones Cretácicos (Paposo)” (15PC55) del Complejo Intrusivo Librillo. Se observa la formación de delgadas lamelas de hematita que revelan un incipiente proceso de martitización.

En la localidad “Plutones Jurásicos (Paposo)” las curvas del decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente de la también indican que el mineral portador de la magnetización es magnetita, y no tiene una alteración significativa pues se marca muy bien el cambio de la intensidad antes y después de los 580° (Figura 21D).

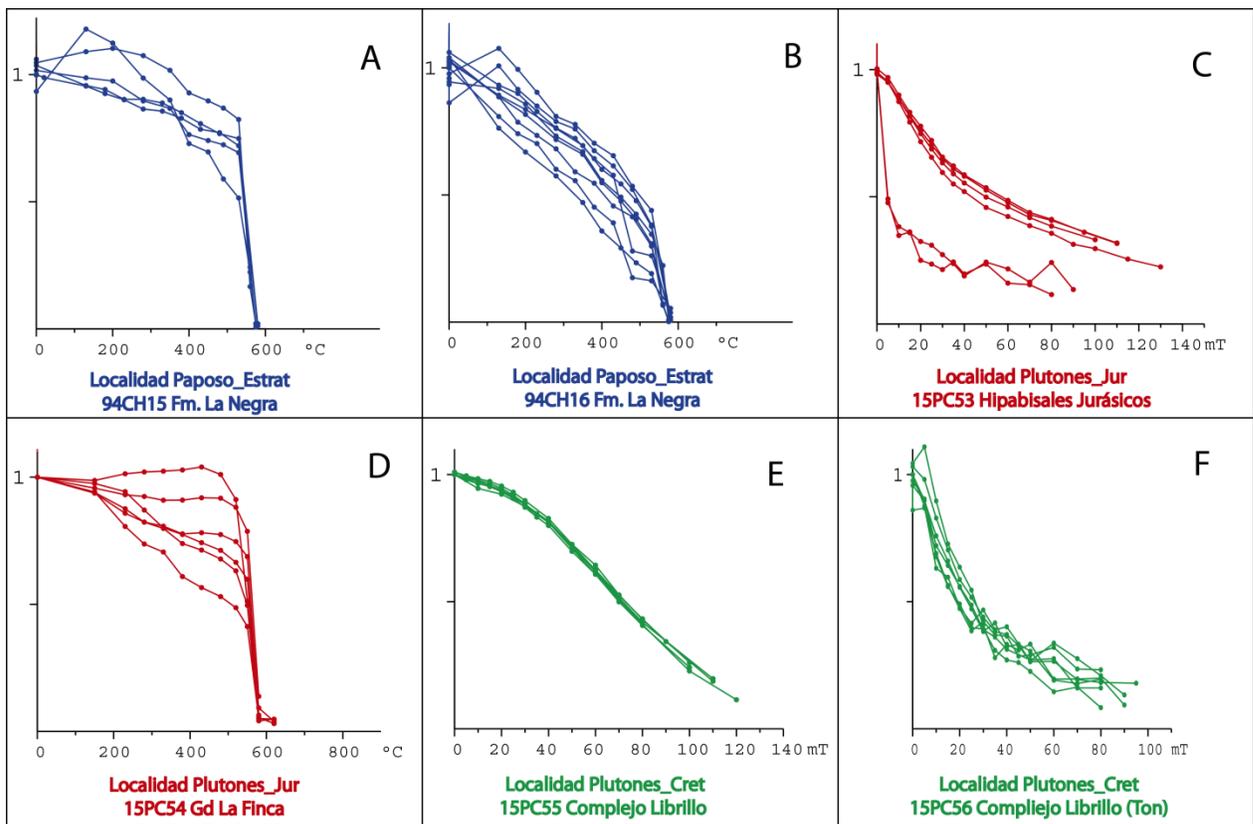


Figura 21. Curvas del decaimiento de la Intensidad de la Magnetización remanente versus la temperatura o el campo de inducción magnética. Se indica la localidad y/o el sitio asociado al diagrama, junto con la unidad geológica en la que se ha perforado.

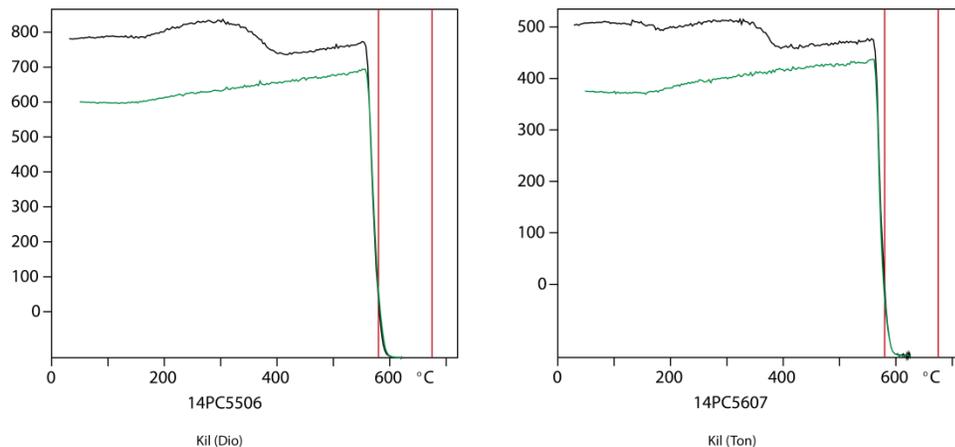


Figura 22. Gráfico de Susceptibilidad Magnética vs Temperatura para los sitios de la Localidad “Pluton Cretácicos (Paposo)” en el Complejo Intrusivo Librillo. Se grafica con una línea roja la temperatura de Curie de la magnetita y hematita.

Además existe un sitio aislado perforado en una roca plutónica y los diques andesíticos que la intruyen (15PC53), cuya curva del decaimiento de la intensidad de la magnetización remanente revela que hay dos grupos de especímenes (Figura 21C). El grupo ubicado en la parte alta del gráfico son los de los hipabisales cuyo mineral

desmagnetizado es de dominio simple, con un remanente de magnetización. Se interpreta que el mineral magnético es magnetita fina, de origen primario, con escasa martitización que sirve para explicar ese remanente de magnetización.

## Dominio Cerro del Pingo

Los sitios perforados en este dominio pertenecen a la Granodiorita Cerro del Pingo, con excepción de un sitio (14PS05) que ha sido perforado en un cuerpo hipabisal asociado a la Formación Aeropuerto. La magnetización de las rocas plutónicas se interpreta como primaria, pues el mineral portador de esta es principalmente magnetita con distintos grados de martitización, que es un mineral primario en la roca y por lo general bastante coercitivo. La unidad hipabisal se considera remagnetizada por efecto de la intrusión de este plutón, cuyo mineral portador es magnetita probablemente multi-dominio, dada su extremadamente baja coercitividad.

En los diagramas de Curie de las Granodioritas se observa que la magnetita es el principal portador de la magnetización de la litofacies más abundante de este plutón (Figura 23A y B). En estos mismos gráficos existe una señal de magnetización remanente que persiste después de los 580°C, y que corresponde a un artefacto producido por exceso de muestra para el análisis.

En el estudio petrográfico del sitio 14PS04 se observa magnetita primaria con una mayor grado de martitización (Microfotografía 2) que en las rocas de otros dominios como el sitio 15PC55 (Microfotografía 1). La señal de la martita no se puede observar en los diagramas de Curie puesto que la intensidad del campo magnético de la magnetita es algunos ordenes de magnitud superior al de la hematita.

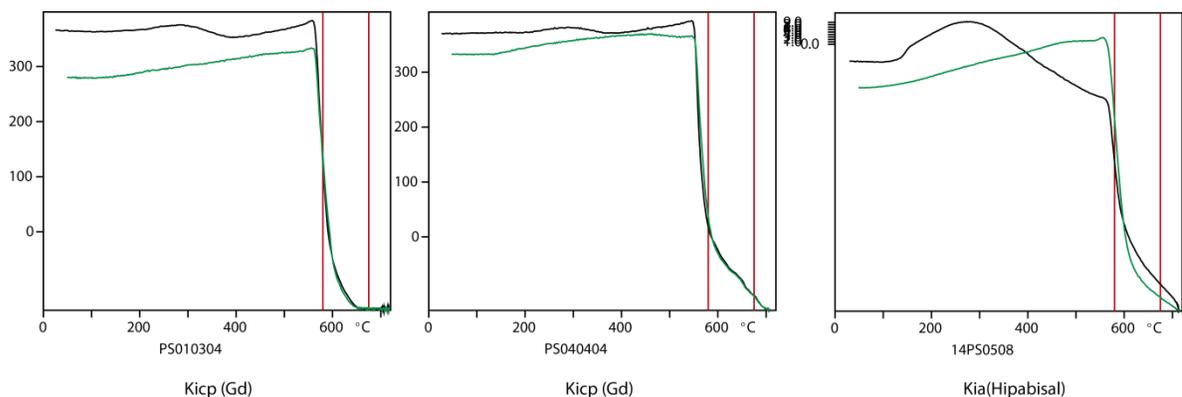
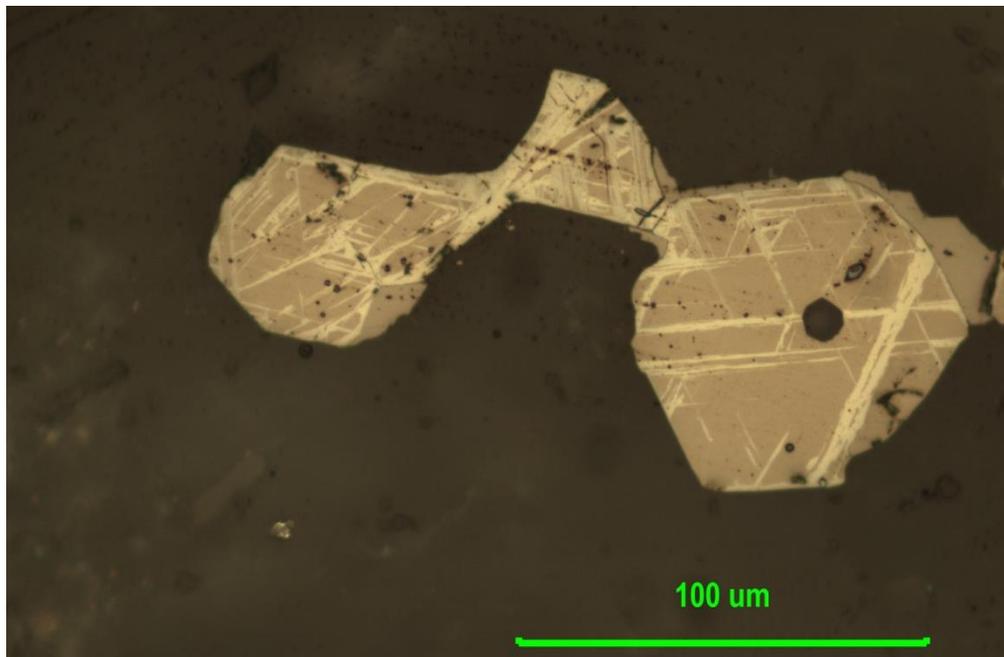


Figura 23. Gráfico de Susceptibilidad Magnética vs Temperatura para los sitios de la localidad “Plutón Cerro del Pingo” del dominio homónimo. Las líneas rojas marcan la temperatura de Curie de la magnetita y hematita.

Para los sitios en las Tonalitas, los gráficos del decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente versus la magnitud de la inducción magnética se observa la presencia de magnetita multidominio que se desmagnetiza rápidamente a bajo campo magnético. En el caso de 14PS09 y 14PS31 se observan 2 minerales, esta magnetita

de baja coercitividad y uno más coercitivo que retiene la magnetización hasta el final de la AF, probablemente hematita o titanohematita (Figura 24). En el caso del sitio 14PS10 la magnetita es multidominio, pero probablemente más coercitiva que en los otros sitios.



Microfotografía 2. Vista a luz reflejada y nicols cruzados del sitio 14PS04. Se observa magnetita primaria de hasta 80 micrones con martitización. La litología de la roca es una granodiorita de la Localidad "Plutón Cerro del Pingo".

El sitio 14PS05 está perforado en un hipabisal andesítico, y se desmagnetiza rápido al ser expuesto a baja intensidad de campo magnético (Figura 24A). En el diagrama de Curie se observa también una baja importante en la susceptibilidad entre los 300°C y los 580°C, previo a la señal característica de la magnetita (Figura 23C). Todo eso indica que el mineral portador de la magnetización es probablemente magnetita grande multidominio.

En el gráfico del decaimiento de la intensidad del magnetismo remanente de los sitios aislados, se ve que en el sitio 14PS06 se reconoce un mineral de dominio simple, probablemente magnetita fina. En cambio en el sitio 14PS13 se observa que desmagnetiza rápidamente a bajo campo magnético, lo que se interpreta como magnetita multidominio de tamaño grande.

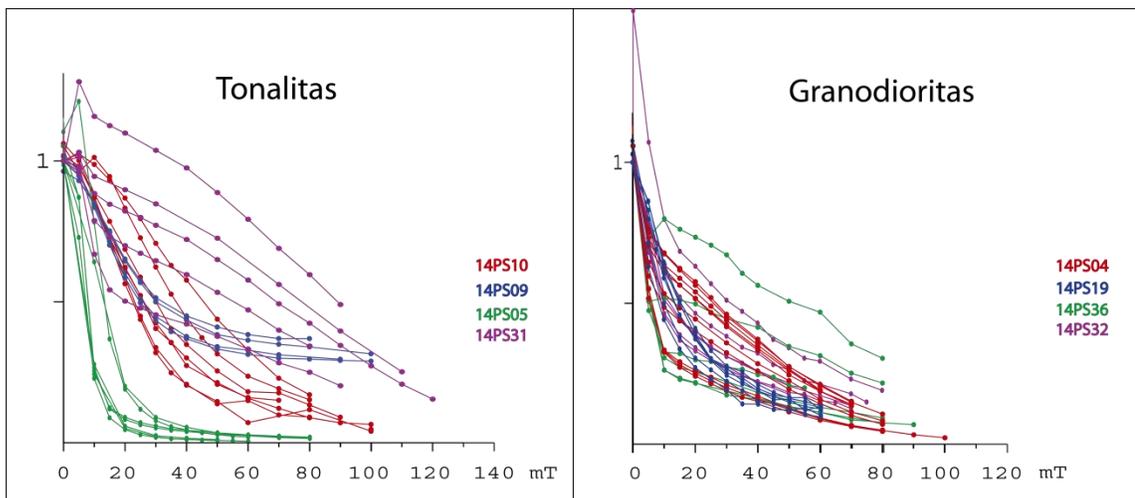
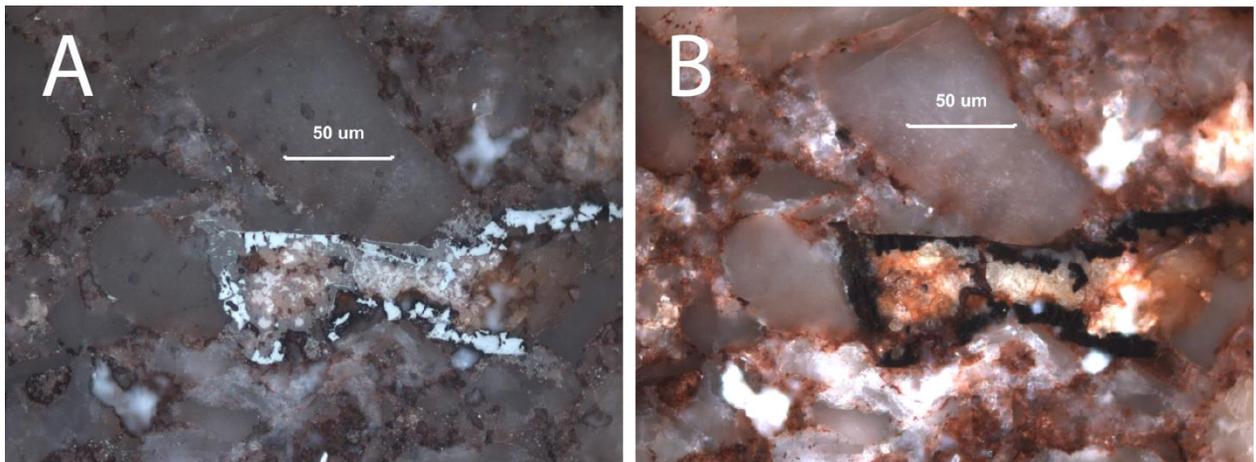


Figura 24. Curvas del decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente versus la magnitud de la inducción magnética. A la izquierda se observan los sitios de las Tonalitas y a la derecha los sitios que forman las Granodioritas.

## Dominio Cifuncho

En este dominio los sitios paleomagnéticos se ubican principalmente en rocas estratificadas, con un total de 28 sitios que forman 3 localidades. De estos sitios la gran mayoría corresponden a areniscas cuyo mineral principal portador de la magnetización es la hematita y en forma secundaria la magnetita. En forma subordinada también se cuenta con 5 sitios en rocas hipabisales y 2 sitios aislados en rocas plutónicas.



Microfotografía 3. Sitio 14PC21 donde se observa hematita en la matriz. Los fragmentos mayores subredondeados son principalmente de cuarzo. A. Vista a nicols cruzados. B. Vista a nicols paralelos.

En los gráficos del decaimiento de la Intensidad del campo magnético remanente versus la temperatura se puede observar dos comportamientos separables en los sitios perforados en la litología de areniscas.

El primer comportamiento característico de los sitios remagnetizados, muestra que la intensidad magnética remanente disminuye lenta y progresivamente con el aumento de la temperatura, con una caída final en torno a los 660°C (Figura 25 A, B) y un comportamiento similar pero con una baja notoria de la intensidad en torno a los 500°C (Figura 25 E). En el caso de los sitios 15PC38 y 14PC21 el mineral portador de la magnetización tiene baja coercitividad y/o existe más de un mineral magnético. Con alta certeza se puede afirmar que la hematita es uno de estos minerales, reflejada por la alta temperatura a la que se desmagnetiza, lo que también se observa en cortes pulidos donde existe un cemento de hematita entre los fragmentos de cuarzo (Microfotografía 3). El sitio 14PC06 tiene como principales minerales magnéticos la magnetita y hematita. Se interpreta que el descenso gradual de la magnetización indica principalmente que existe una mezcla de minerales magnéticos los que pueden ser de diferentes tamaños y hábitos asociados con diferentes períodos de magnetización de las muestras.

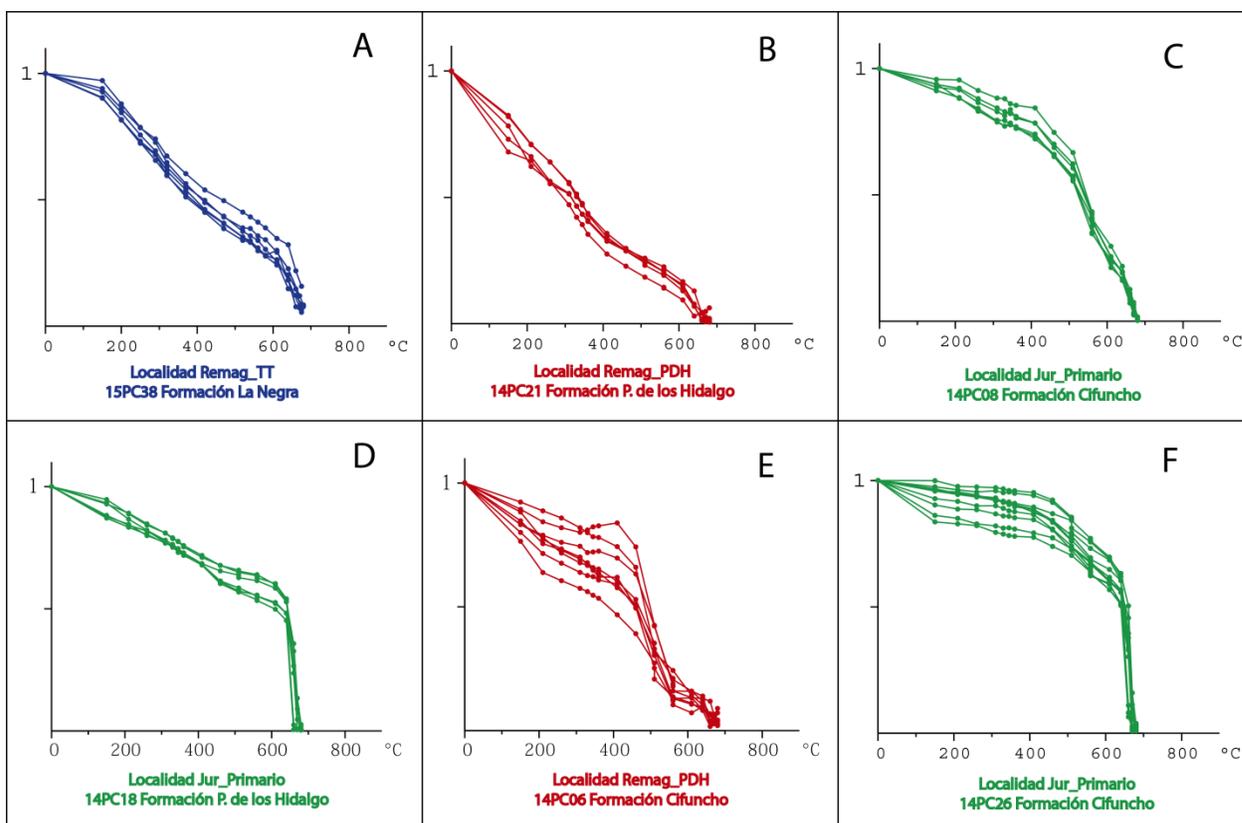
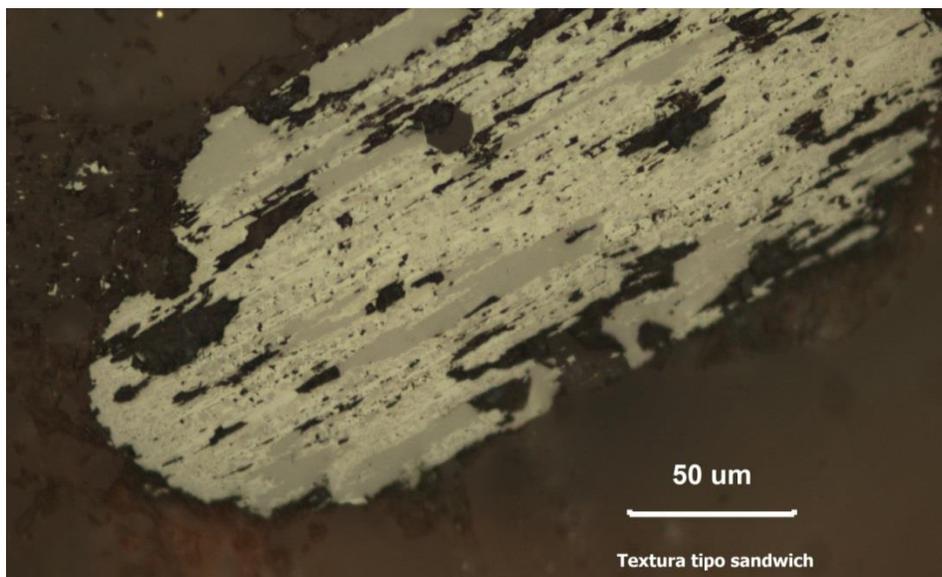


Figura 25. Curvas del decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente versus la temperatura para la litología de areniscas, calculados durante el proceso de desmagnetización termal. Se indica la localidad y la formación a la que pertenece cada sitio.

Un segundo comportamiento más fácil de interpretar es el de los sitios que son interpretados como portadores de una magnetización primaria de alta temperatura, que la mitad o más de la mitad de la intensidad total de la muestra se pierde de golpe en torno a los 660°C (Figura 25D y F). En ellas el principal mineral portador de la magnetización es hematita. En este caso se incluye también el sitio 14PC08, donde en las primeras etapas se pierde muy poca magnetización y pasados los 500°C se produce

un descenso gradual similar al primer comportamiento. Para este sitio se observa que hematita y magnetita reemplazan a un mineral transparente, en un arreglo laminar conocido como textura “sándwich” (Microfotografía 4), pero que representa un fragmento dentro de la arenisca.

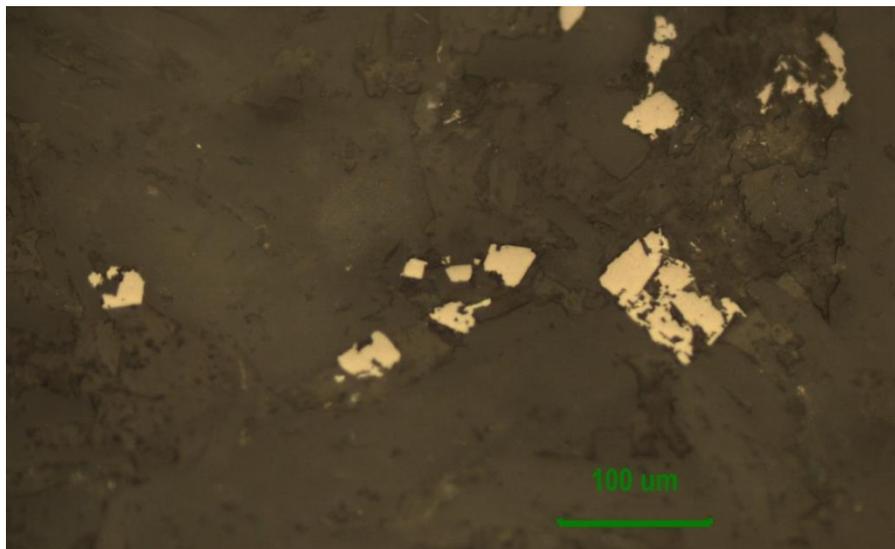


Microfotografía 4. Sitio 14PC08. Se observa un fragmento formado por un cristal de un mineral transparente reemplazado por hematita y magnetita con textura sándwich.

Los cuerpos hipabisales que tienen sitios en este dominio, están formados en términos muy generales por andesitas porfíricas, y en todos ellos el principal portador de la magnetización es la magnetita.

Según el comportamiento en las curvas del decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente se observan sitios donde más de dos tercios de la magnetización inicial de la roca se pierde en torno a los 580°C (Figura 26A y D). Estos gráficos revelan que el principal mineral portador de la magnetización es la magnetita, como también se observa en el estudio petrográfico del sitio 15PC41 se observa magnetita fina (30-60  $\mu\text{m}$ ) intracristalina de origen primario con muy escasa martitización.

Existen otros sitios adonde la primera mitad de la magnetización se pierde antes de los 300° y 400 °C, asociada con el campo viscoso (Figura 26B, C y E). A partir de ahí la magnitud de la magnetización se mantiene hasta descender drásticamente entre los 550-580°C, el que está asociado con la presencia de magnetita, eventualmente con diferentes cantidades de titanio que pueden explicar este rango de temperaturas.



Microfotografía 5. Vista a nicoles cruzados de corte pulido del sitio 15PC41 de la Localidad "Rocas Estratificadas Remagnetizadas (TT)" de diques Jurásicos. Se observa magnetita intercrystalina, de origen primario.

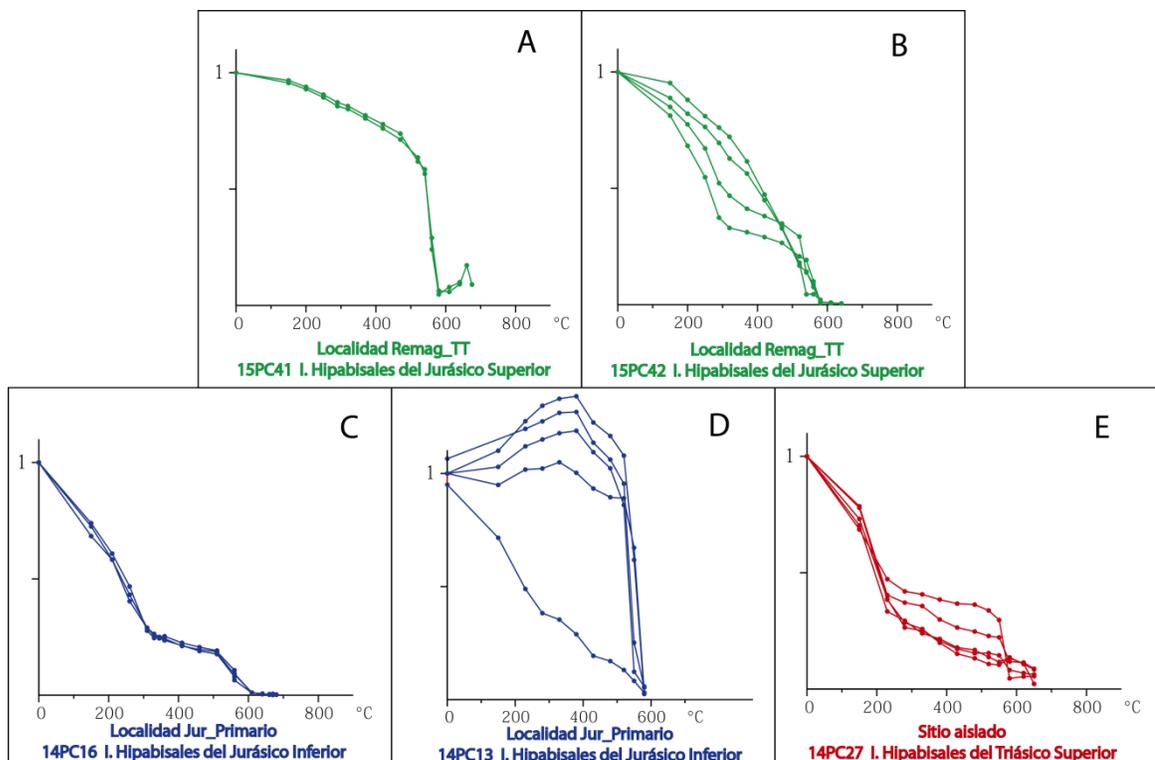


Figura 26. Curvas del decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente versus la temperatura para la litología de andesitas hipabisales, calculados durante el proceso de desmagnetización termal. Se indica la localidad y la unidad intrusiva a la que pertenece cada sitio.

Existen 2 sitios aislados en rocas plutónicas y aunque no han sido agrupados en ninguna localidad, se presentan en este capítulo para aportar información adicional acerca de las rocas de este dominio.

La Curva del decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente muestra que el sitio 15PC47 tiene un descenso gradual de la magnetización junto a un descenso marcado cerca de los 550°C, la que se anula finalmente más allá de los 600°C (Figura 27A). Se interpreta que el principal mineral portador de la magnetización es la magnetita con una débil martitización, con un remanente viscoso que es eliminado en los primeros pasos. Para el sitio 15PC48 se observa un comportamiento mixto probablemente asociado con exsoluciones y/o convivencia de Ilmeno-hematita con hemo-ilmenita (Figura 27A). El gráfico del decaimiento de la intensidad de la magnetización remanente versus el valor del campo alternativo muestra que 15PC48 contienen minerales de baja coercitividad, mientras el sitio 15PC47 muestra minerales con mayor coercitividad (Figura 27B).

Estos antecedentes sugieren que la magnetización del sitio en el Complejo Intrusivo Matancilla es primaria y que la de la Diorita Cuarcifera Las Luces es secundaria. Esta última afirmación es apoyada por el test de los diques hecho a 15PC48, adonde tanto los especímenes en el plutón como los que están en los diques tienen la misma dirección característica (Figura 48B). Esta remagnetización debió producirse con la intrusión de los diques o un evento térmico posterior relacionado a algún evento de alteración/mineralización de esta mina.

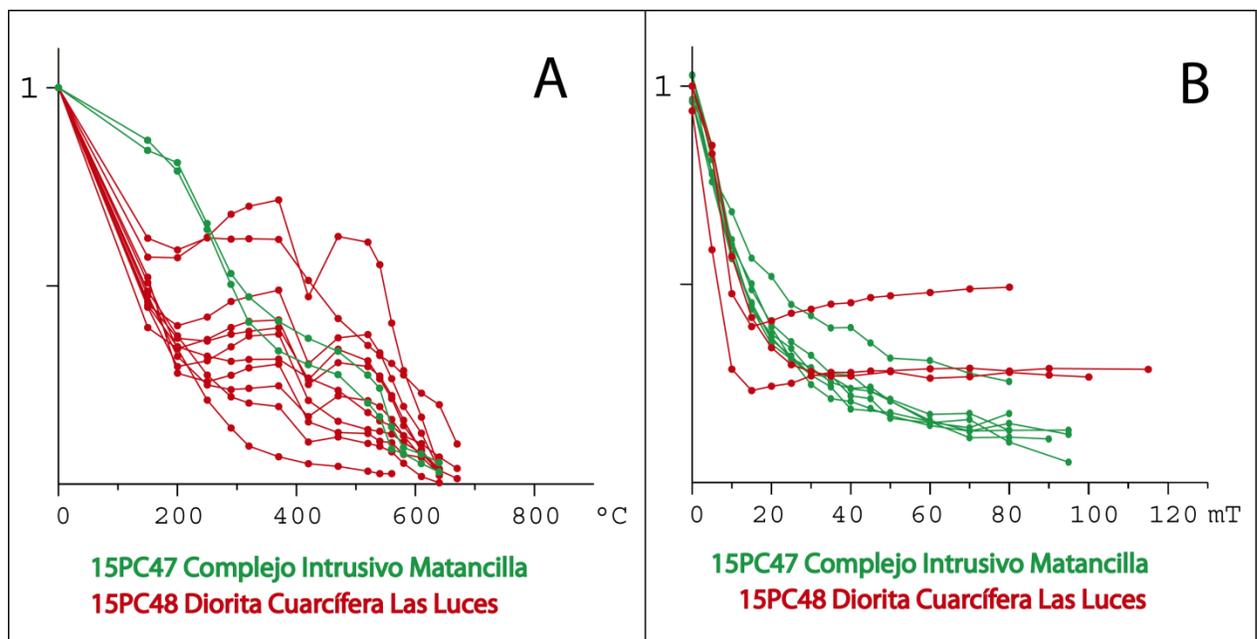


Figura 27. Curvas del decaimiento de la Intensidad de la magnetización remanente para los dos sitios en rocas plutónicas del Dominio Cifuncho. Se indica el nombre del sitio y la unidad plutónica a la que pertenecen. A Gráficos para desmagnetización termal. B. Gráficos para desmagnetización por campos alternativos.

## Direcciones características

Debido a las diferencias geológicas y los distintos niveles expuestos de la corteza en los 3 dominios estructurales de este estudio se hace necesaria una discusión acerca de la edad de la magnetización. En cada dominio existen unidades ígneas de diferentes edades, comprendidas entre el Jurásico y el Cretácico, por lo que se espera representar vectores magnéticos cuya remanencia fue adquirida en diferentes momentos.

La discusión de la edad se hará por dominio, detallándola al nivel de las localidades. Como se ha descrito, el muestreo por dominios estructurales fue dispar en cuanto al número de sitios perforados lo que afecta directamente los resultados obtenidos.

## Dominio Paposo

El Dominio Paposo, que se ubica al norte de la falla Taltal se caracteriza por presentar principalmente rocas plutónicas y del basamento paleozoico, que representan la exposición de una corteza más profunda que la expuesta en el Dominio Cifuncho. También es el que tiene la mayor área de los tres dominios, y en él se agruparon 3 localidades (Figura 28) según el origen de la unidad perforada y su edad. Algunas localidades de este dominio tienen la limitación de que los sitios que las conforman son bastante lejanos entre sí y que tienen un bajo número de sitios.

En este dominio se establecieron localidades que consisten de Rocas Estratificadas, Plutones del Jurásico Superior y Plutones del Cretácico Inferior.

A ambas localidades plutónicas se les asigna una magnetización primaria relacionada con el evento ígneo por los minerales magnéticos contenidos en esas rocas y el análisis de gráficos Zijderveld en los sitios con los que se cuenta con información. Adicionalmente estos sitios se encuentran alejados de los contactos intrusivos.

La localidad de las rocas estratificadas se las interpreta como remagnetizadas por el un evento térmico posterior a su depositación por que se agrupan mejor *in situ* que en Corrección de maneo. Se interpreta que el evento remagnetizador es el hidrotermalismo asociado a la Falla Paposo (SFA), responsable de la mineralización y alteración de, entre otras minas, las minas Julia y Santo Domingo (Boric *et al.*, 1990).

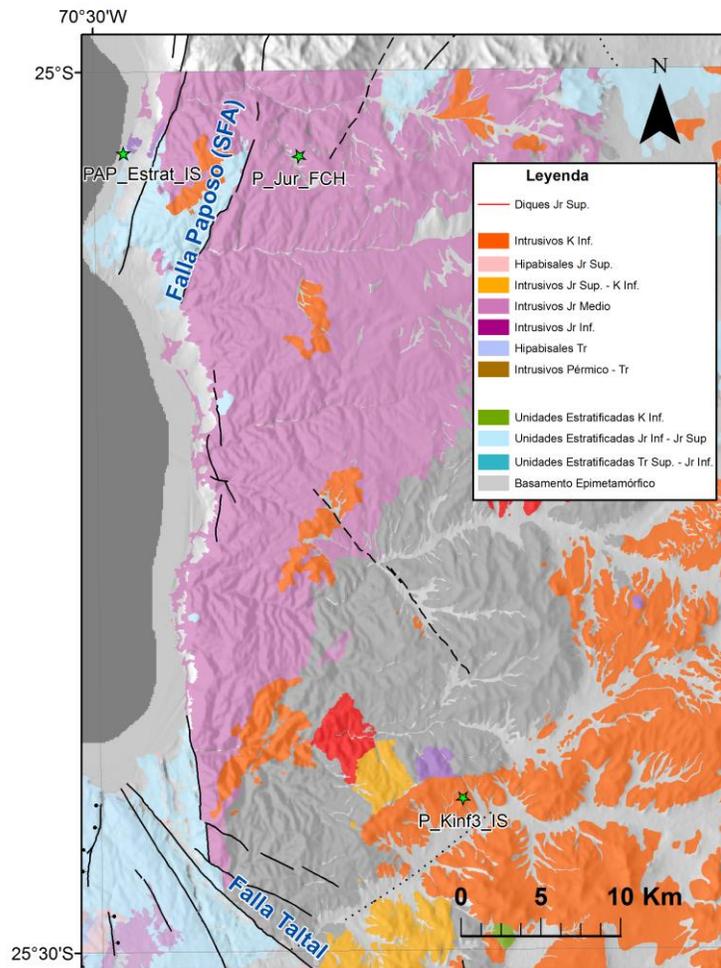


Figura 28. Mapa de Ubicación de las localidades obtenidas en el Dominio Paposo, representadas por la estrella de color verde.

### Localidad “Rocas Estratificadas Paposo”

Esta localidad está compuesta por 3 sitios antiguos perforados en los años 90, cuyos datos fueron cedidos por Pierrick Roperch (Tabla 1), muy cercanos entre sí en el extremo noroccidental del área de estudio al oeste de la Falla Paposo del SFA. (Figura 29). En esta localidad se ha agrupado sitios ubicados en las Formaciones La Negra y Pan de Azúcar, ambas unidades de edad Jurásica en el área de estudio (Escribano *et al.*, 2013).

Los sitios 94CH15 y 94CH16 han sido desmagnetizados principalmente por el método termal con vectores entre los 350 y 580 °C. Para el sitio 95CH48 se ocupó ambos métodos (termal y campo alternativo) pero se prefirió el resultado por el método termal debido a su mejor estadística que tiene con respecto al promedio en campo alternativo.

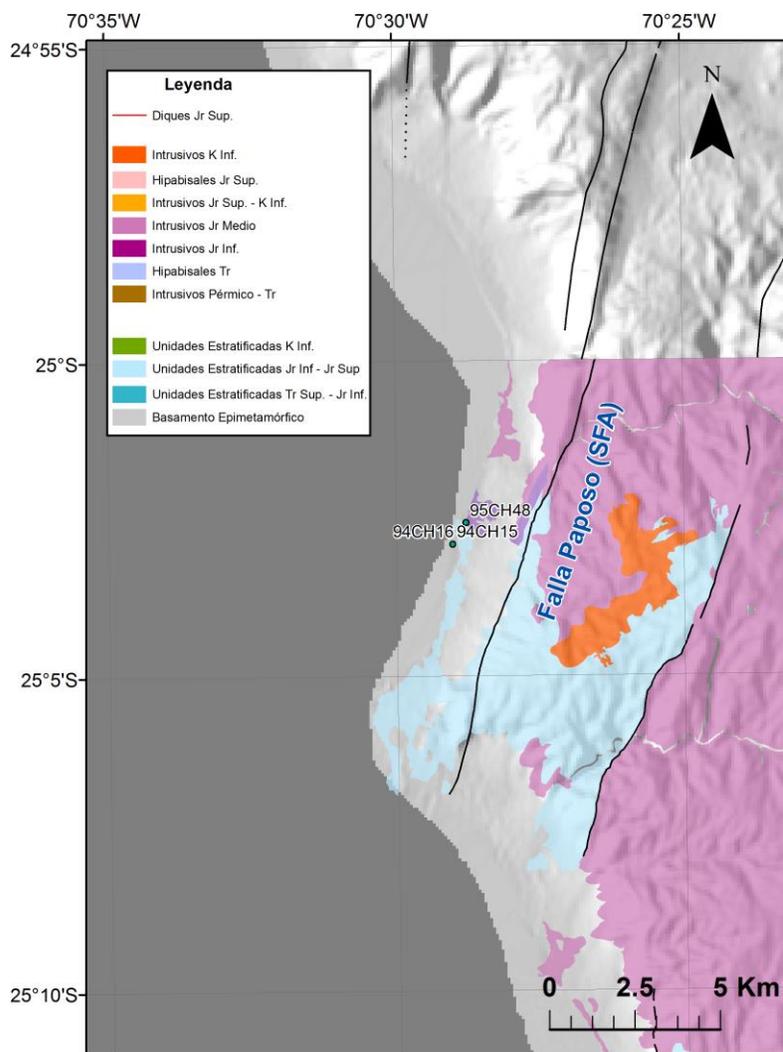


Figura 29. Mapa de ubicación de los sitios de la Localidad “Rocas Estratificadas Paposo”. Se ubica íntegra al oeste de la Falla Paposo del SFA.

Todos los sitios tienen polaridad normal, y el vector ha sido calculado con los resultados del método termal entre los 300 y 560 °C en promedio. El vector promedio de magnetización remanente para esta localidad tiene polaridad normal, con una fuerte inclinación en torno a los 65° (Figura 30 A).

Puesto que las direcciones características de la localidad de rocas estratificadas se agrupan mejor *in situ* que con corrección de manteo (Figura 30A), se las interpreta como remagnetizadas por un evento térmico común, posterior a su basculamiento. Esta agrupación de los resultados no es evidente pues no existe diferencia significativa en los indicadores de precisión ( $\alpha_{95}$  y Kappa) de ambos resultados (Tabla 1). La opción de remagnetización es reafirmada por la polaridad normal de los promedios por sitios, que sugiere que la remagnetización se produjo durante el Super Cron Normal del Cretácico.

Se interpreta que el evento remagnetizador corresponde al evento hidrotermal asociado a la Falla Paposo (SFA), responsable de la mineralización y alteración de,

entre otras minas, las minas Julia y Santo Domingo (Boric *et al.*, 1990). La edad de este evento hidrotermal no ha sido determinada, pero se le asigna la edad del movimiento sinistral del SFA, que ha sido datada por varios métodos en 125 Ma (Scheuber *et al.*, 1995; Espinoza *et al.*, 2014).

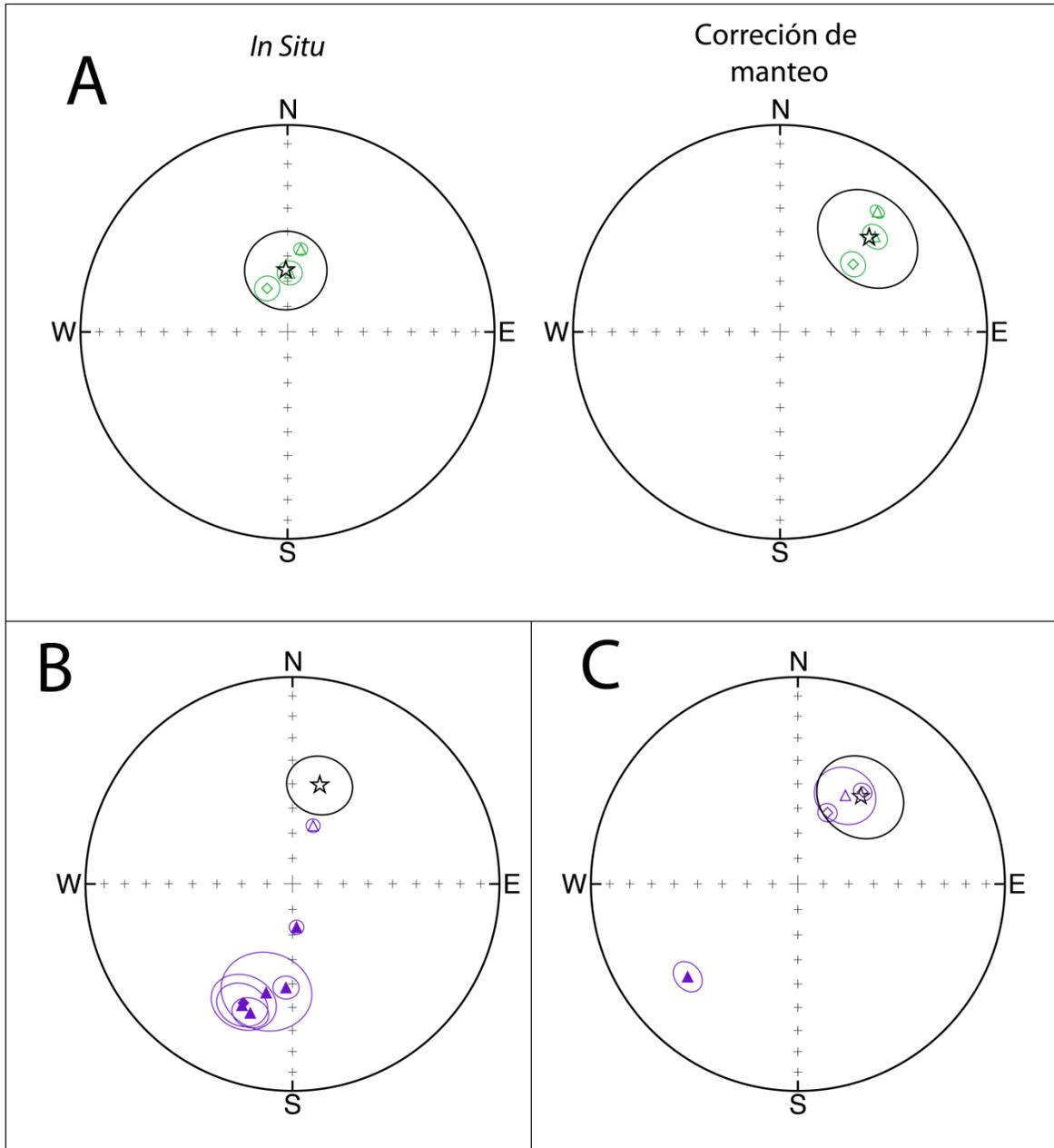


Figura 30. Detalle de estereogramas de las localidades del Dominio Paposo. En todos ellos la estrella negra indica el valor del promedio de los sitios y su círculo el error asociado a este cálculo. A. Estereogramas *In situ* y con corrección de la Localidad “Rocas Estratificadas Paposo”. B. Estereograma *In situ* de la Localidad “Plutones Jurásicos (Paposo)”. C. Estereograma *In situ* de la Localidad “Plutones Cretácicos (Paposo)”.

## Localidad “Plutones Jurásicos (Paposo)”

Esta localidad ha sido calculada a partir de 7 sitios en unidades intrusivas principalmente plutónicas, 2 de los cuales han sido obtenidos para este estudio, y 5 publicados previamente (Forsythe y Chisholm, 1994; Arriagada *et al.*, 2006). El área que cubren estos sitios es muy amplia, separados por más de 100 km los más distantes (Figura 31), pero en unidades de una edad muy restringida y bien estudiada.

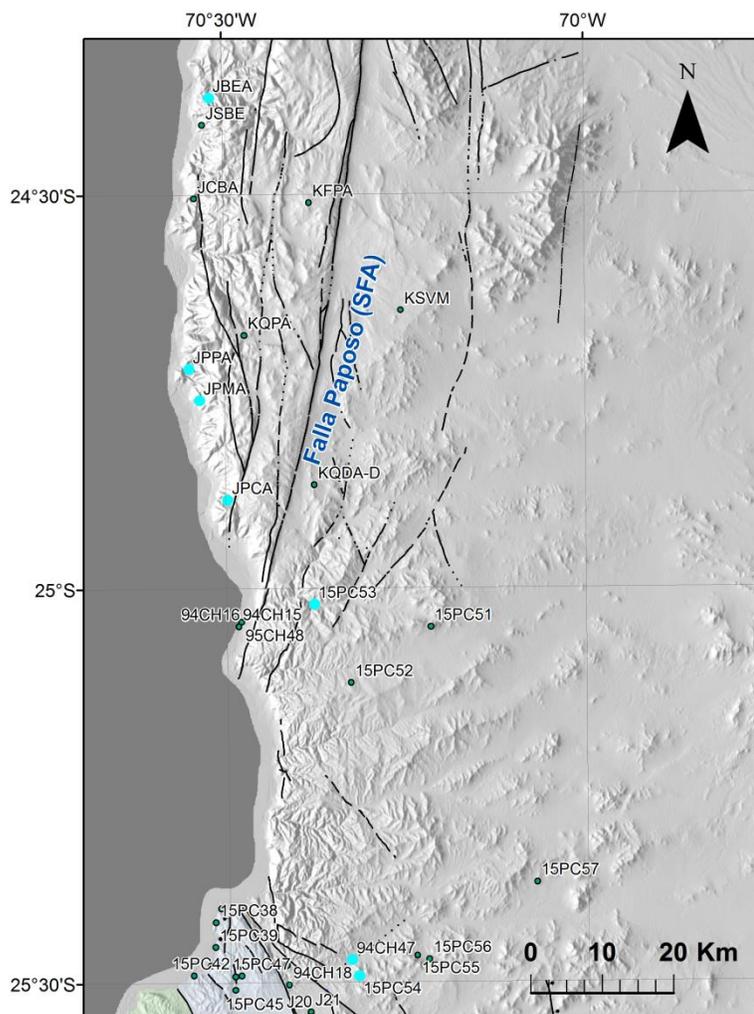


Figura 31. Detalle de la ubicación de los sitios que forman la localidad “Plutones Jurásicos (Paposo)” destacados en celeste. Además se muestran en puntos verdes todos los sitios utilizados en este trabajo.

Más específicamente, el sitio JBEA ha sido perforado en la Granodiorita Blanco Encalada, cuya edad de cristalización se ubica en torno a los 165 y 159 Ma (Álvarez *et al.*, 2016; Domagala *et al.*, 2016). También se incluyen 3 sitios (JPPA, JPMA, JPCA) en el Complejo Plutónico Paranal, datado entre 160 y 154 Ma (Álvarez *et al.*, 2016; Domagala *et al.*, 2016). También hay 2 sitios en la Granodiorita La Finca (95CH47 y 14PC54), que ha sido datada por K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , con edades de cristalización entre los 146 y 151 Ma (Las Cenizas, 2007; Espinoza *et al.*, 2014).

El sitio 15PC53 ha sido perforado en un dique de orientación noroeste que intruye al Complejo Intrusivo Matancilla, ahí se perforó también el plutón pero la desmagnetización de éstos no fue exitosa para aislar un vector de magnetización remanente. El Complejo Intrusivo Matancilla ha sido datado por el método U-Pb en circón, entre los 175 y 158 Ma (Escribano *et al.*, 2013), y los diques no tienen dataciones, pero deben ser ligeramente posteriores a las rocas plutónicas. Por este motivo se les asigna una edad tentativa de 155 Ma en este estudio, similar a los diques ubicados en el Dominio Cifuncho.

En los sitios publicados por Forsythe y Chisholm (1994) se presenta un vector de polaridad normal y otro vector de polaridad inversa para cada sitio. En esta localidad se ha incluido solamente los promedios inversos, porque la componente normal está en la dirección del campo actual y ha sido determinada por campo alternativo.

El sitio 15PC53 fue desmagnetizado por Campo Alternativo (AF) y se obtuvo las direcciones características en el tramo entre 35 y 100 mT. El vector de la dirección característica tiene polaridad normal y una fuerte inclinación, en torno a los 65°. El sitio 95CH47 fue exitosamente desmagnetizado por el método termal y de campo alternativo. El promedio que se ocupa proviene de la desmagnetización de campo alternativo entre los 25 y 85 mT, pues tuvo mayor peso estadístico al contar con 10 especímenes. En el caso de 15PC54 los mejores resultados se obtuvieron con la desmagnetización termal, y el vector resultante se calculó entre los 480°C y 620°C.

Los vectores de magnetización remanente aislados tienen principalmente polaridad inversa y sólo un sitio tiene polaridad normal, lo que no es extraño pues en el Jurásico Tardío existen numerosos cambios de polaridad. El vector promedio de la localidad tiene declinación de 15° e inclinación de -49° aproximadamente, con una precisión regular ( $a_{95} = 12.2$ ) que se puede mejorar con mayor densidad de muestreo (Figura 30 B).

La magnetización para esta localidad plutónica se les interpreta como primaria y relacionada con el evento ígneo intrusivo, por lo que la edad asignada está entre los 160 y 150 Ma. Esta magnetización primaria se interpreta a partir del análisis de gráficos Zijdeveld y las propiedades magnéticas de los sitios con los que se cuenta con información, junto con que todos los sitios se encuentran alejados de los contactos intrusivos.

### **Localidad “Plutones Cretácicos (Paposo)”**

Esta localidad incluye 4 sitios en rocas plutónicas del Cretácico Inferior, con edades estimadas de magnetización entre los 135 y 100 Ma. Los sitios incluidos en esta localidad tienen una separación de ca. 70 km (Figura 32), lo que junto con su diferencia de edad y bajo número de sitios representa las limitaciones que vendrán en la interpretación.

El sitio KQDB/C/D, ha sido perforado Complejo Plutónico Remiendos (Kir), que tiene un amplio rango composicional, y edad de cristalización entre los 141 y 134 Ma (Álvarez *et al.*, 2016). Los resultados indican un vector de polaridad normal formado por 7

especímenes y otro vector de polaridad inversa calculado a partir de 9 especímenes (Forsythe y Chisholm, 1994). Estos vectores han sido incluidos como sitios individuales por el alto número de especímenes que incluye cada promedio.

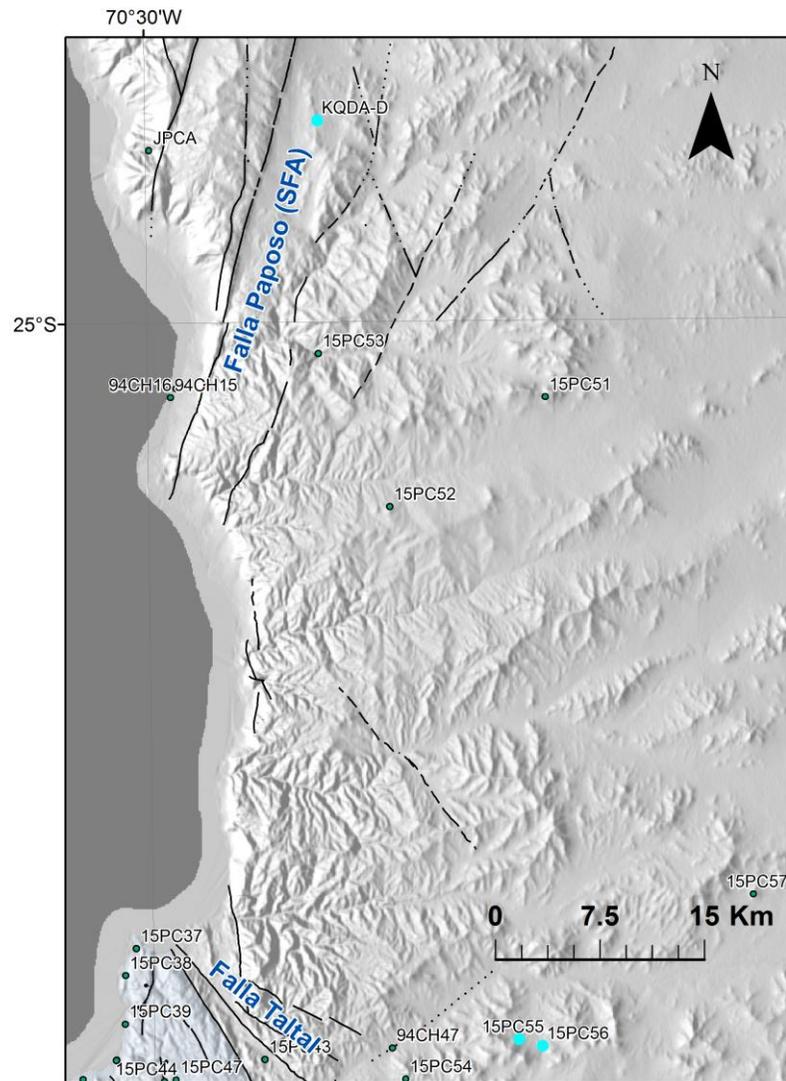


Figura 32. Detalle de la ubicación de los sitios que forman la localidad “Plutones Cretácicos (Paposo)” destacados en celeste. Además se muestran en puntos verdes todos los sitios utilizados en este trabajo.

También se incluyen dos sitios perforados en el Complejo Intrusivo que ocupa una gran superficie en el área de estudio y representa un amplio rango en el tiempo geológico, entre los 100 y 115 Ma (Escribano *et al.*, 2013; Espinoza *et al.*, 2014). A menos de 1 km de distancia de las perforaciones hay dataciones radiométricas U-Pb en circón, las que se ocuparán para asignarle la edad de magnetización primaria que tienen estas rocas. Para el sitio 15PC55 la datación es de  $102,6 \pm 2,4$  Ma en la litofacies de dioritas y en la litofacies de tonalitas  $103,7 \pm 1,9$  Ma, próximo al sitio 15PC56 (Escribano *et al.*, 2013). Por este motivo la edad propuesta para la magnetización ha sido 100 Ma.

El sitio 15PC55 y 15PC56 han sido desmagnetizados por Campo Alternativo (AF). El sitio 15PC55 muestra una magnetización remanente univectorial muy estable entre los 10 y 100 mT, mientras que el vector de 15PC56 ha sido calculado entre 10 y 50 mT.

Ambos sitios desmagnetizados en este estudio tienen polaridad normal, lo que es natural pues se les asigna edad de magnetización dentro del Super Cron del Cretácico, definido por Helsley y Steiner (1969). Como se mencionó previamente el sitio KQDB/C/D está formado por 7 especímenes polaridad normal y 9 especímenes de polaridad inversa, con edad de magnetización previa al mencionado Super Cron.

El vector promedio para esta localidad ha sido representado con polaridad normal y tiene declinación de  $35^\circ$  e inclinación de  $-47^\circ$ , con un error bastante elevado ( $\alpha_{95}=16.6$ ), pero una buena referencia para esta Época (Figura 30 C).

Sobre la base del análisis microscópico y de gráficos de Zijdeveld de los sitios con los que se cuenta de esta localidad, se interpreta que la magnetización remanente que se ha medido es de origen primaria. Por este motivo se le asigna a la edad de magnetización la misma edad de cada evento plutónico, es decir 135 y 100 Ma.

## Dominio Cerro del Pingo

Este dominio, ubicado al sur de la Falla Taltal y al este del SFA, tiene una alta densidad de muestreo, que se ha localizado en la una única unidad plutónica (Figura 49). A diferencia del Dominio Paposo acá el promedio tiene bajo error, pero poca representatividad espacial del dominio.

Se ha perforado la unidad plutónica Granodiorita Cerro del Pingo y un único sitio en un intrusivo hipabisal de la Formación Aeropuerto, pero relacionado espacialmente con este plutón. La información disponible se agrupa en una única localidad que incluye 15 sitios paleomagnéticos (Figura 33).

### Localidad “Plutón Cerro del Pingo”

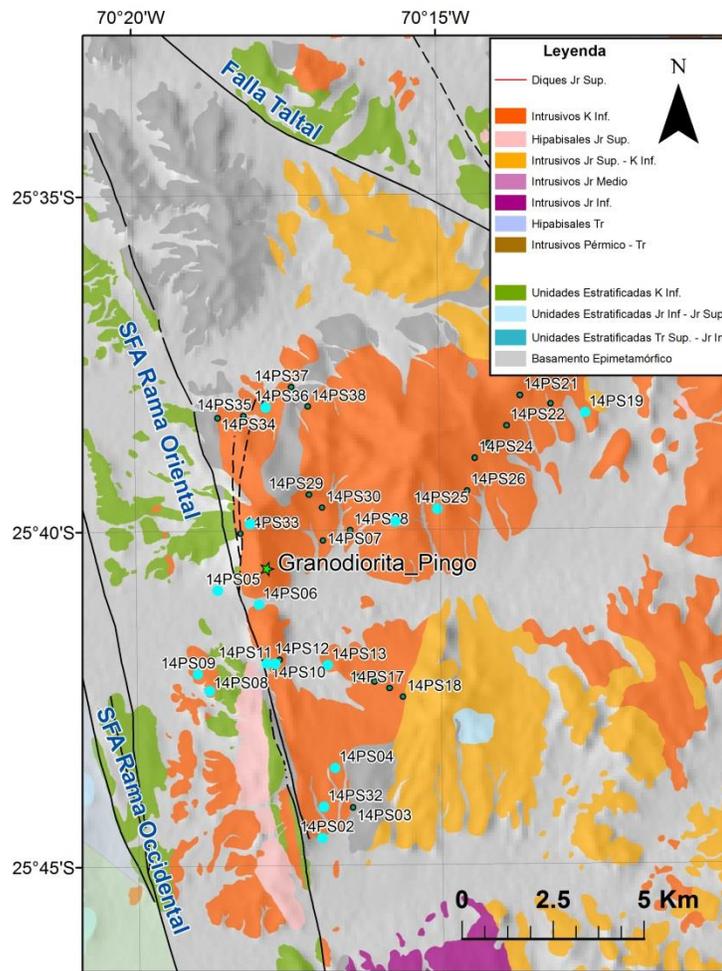


Figura 33. Mapa de la Localidad Granodiorita Pingo (estrella verde) y de los sitios perforados en este Dominio. Resaltados en celeste se muestran los sitios incluidos en el cálculo de ésta localidad.

Los sitios de esta localidad incluyen 14 sitios en el plutón Granodiorita Cerro del Pingo y 1 sitio en un intrusivo hipabisal de composición andesítica. La mayoría de ellos están ubicados al este del SFA, aunque hay unos pocos entre las ramas oriental y occidental de este sistema de fallas. Tiene una buena densidad de sitios, donde los más lejanos se encuentran a menos de 13 km (Figura 33).

La litofacies más abundante y ubicua del plutón es una granodiorita de biotita y anfíbola, y también existe una litofacies de tonalita de piroxeno cuyos afloramientos se ubican en la parte central del plutón próximos al SFA y entre sus ramas oriental y occidental (Figura 34). La litofacies de granodioritas tiene 6 sitios, mientras que en la litofacies de tonalitas hay 8 sitios.

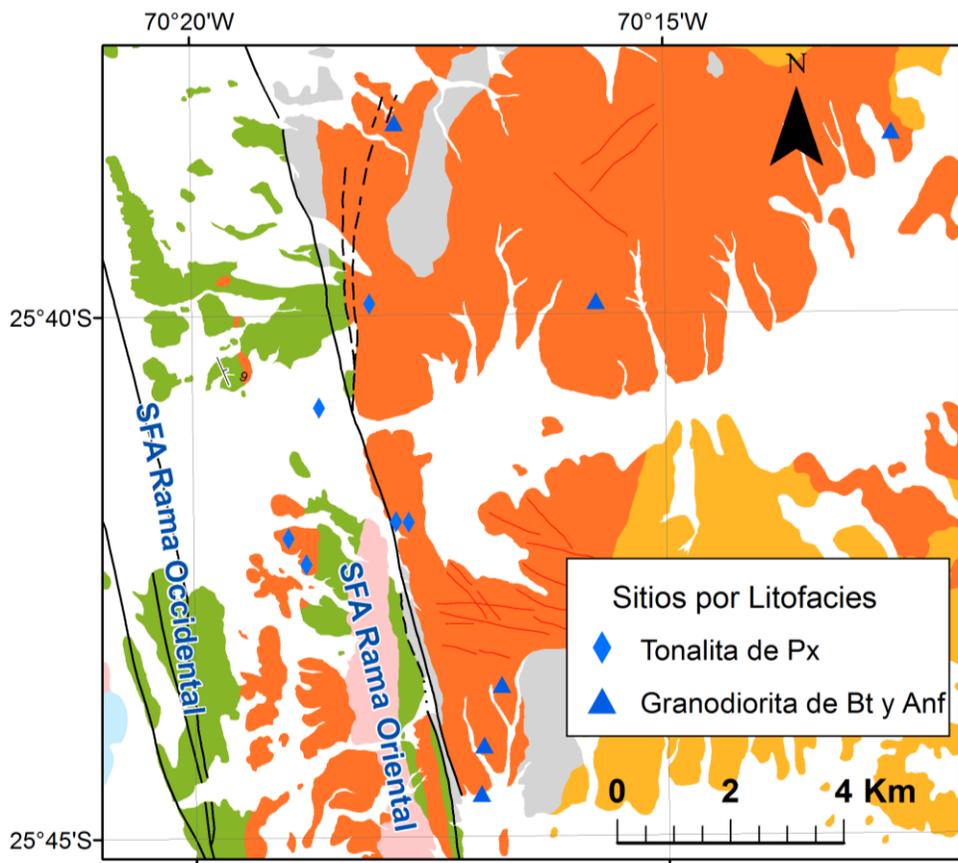


Figura 34. Mapa de la Localidad Granodiorita Pingo donde se individualiza cada sitio según la litofacies a la que pertenece. Se observa que la litofacies de tonalitas (diamantes) se concentra en la parte central del plutón y próxima al SFA inclusive entre sus ramas. La litofacies de granodiorita está ampliamente distribuida en el plutón.

El plutón Cerro del Pingo tiene dataciones U-Pb entre los 133 y 135 Ma, y en  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  entre los 127 y 131 Ma (Espinoza *et al.*, 2014). Se asume como edad de magnetización los 130 Ma pues la temperatura de bloqueo de la magnetita es más cercana a la temperatura datada con el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en anfíbola, que el otro método de datación. En el área del sitio 14PS05, la Formación Aeropuerto está datada entre los 141 y 138 Ma (Las Cenizas, 2007; Espinoza *et al.*, 2014), por lo que este domo debe ser ligeramente más joven y se le asigna una edad de magnetización de 135 Ma. A

pesar de esta pequeña diferencia de edad con el plutón Cerro del Pingo es agrupada con sus sitios por su cercanía espacial.

La desmagnetización de esta localidad se hizo íntegramente por Campo Alternativo (AF). En la litofacies de tonalitas se aisló vectores únicos y también planos, formados por 2 vectores, característicos de remagnetización. En las granodioritas se aislaron principalmente vectores.

Algunos ejemplos de los rangos entre los que se calcularon los vectores característicos en las rocas desmagnetizadas por campos alternativos se presentan a continuación.

Sitios en tonalitas. Los especímenes del sitio 14PS09 se obtuvo 3 vectores entre los 10 y 90 mT además de 1 plano entre los 10 y 60 mT. Para el promedio del sitio 14PS10 se incluyó 4 vectores entre los 15 y 70 mT y 3 planos obtenidos entre los 10 y 60 mT.

En el caso de los sitios 14PS31 y 14PS05 (hipabisal) la mayor cantidad de resultados fueron círculos grandes (planos), obtenidos entre los 15 y 100 mT y 20 y 60 mT respectivamente (Figura 35). Estos planos representan la presencia de dos vectores de magnetización, por lo que necesariamente las muestras han pasado por la adquisición de una magnetización parásita por efecto de rayos.

Sitios en granodioritas. El sitio 14PS04 aisló vectores que nacen desde el origen en 11 especímenes entre los 15 y 80 mT (Figura 36), lo mismo ocurrió con el sitio 14PS19, con 6 vectores al origen entre los 15 y 55 mT y también con el sitio 14PS36 con 4 vectores entre los 25 y 80 mT. En el caso del sitio 14PS32 los vectores resultantes no nacen desde el origen, y fueron calculados entre los 20 y 70 mT.

Estos sitios han sido desmagnetizados por Campo Alternativo (AF) y las direcciones características se han obtenido en el rango entre los 20 y 70 mT. En general los vectores desmagnetizados llegan al origen como y sugieren una magnetización primaria al igual la Microfotografía 5.

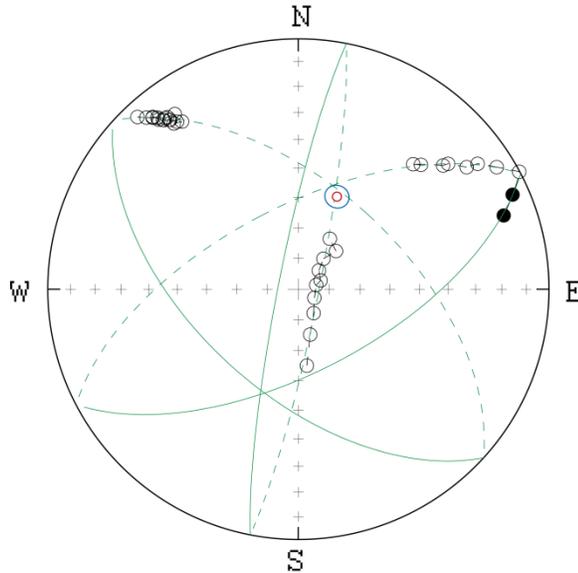


Figura 35. Estereograma de las direcciones características del sitio 14PS05 de la Formación Aeropuerto. Se observa los planos promedio de cada espécimen en verde, y los círculos negros la medición de los especímenes durante la desmagnetización. El círculo rojo es el promedio del sitio y el círculo azul el error de este promedio.

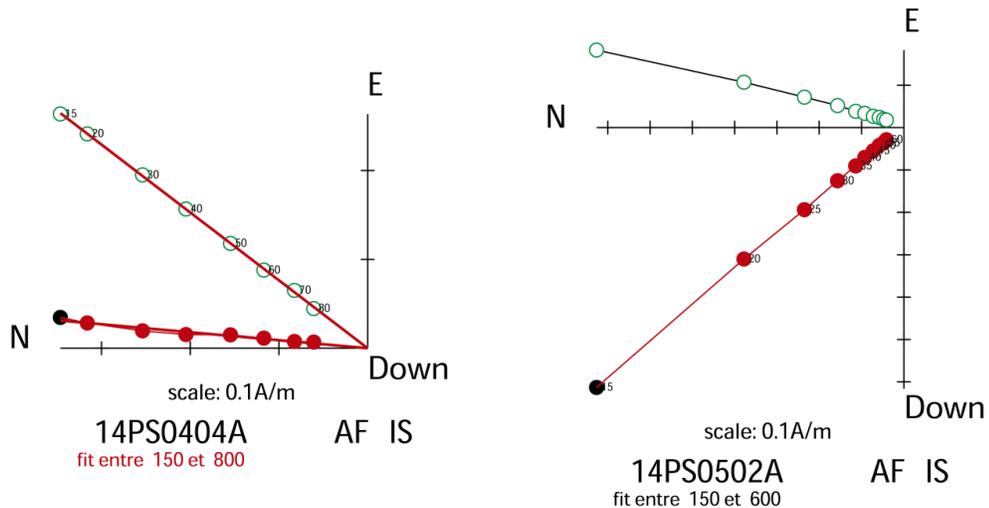


Figura 36. Diagramas de Zijderveld de alguno de los sitios de la localidad "Plutón Cerro del Pingo". En ellos se muestra la desmagnetización por Campo Alternativo (AF). El sitio 14PS04 está perforado en la litofacies de granodiorita, y el 14PS05 corresponde a una andesita hipabisal de la Formación Aeropuerto, que normalmente se agrupa con la litofacies de tonalitas.

El promedio de la localidad incluye 12 sitios con polaridad normal y 3 sitios con polaridad inversa (Figura 37 A). El vector promedio se expresa en polaridad normal con declinación de  $17^\circ$  e inclinación  $-53^\circ$ . Adicionalmente se calculó el promedio por litofacies, con localidades de 4 sitios cada una (Tabla 1), que muestra que la litofacies de tonalitas y el hipabisal tiene generalmente menor declinación e inclinación que la litofacies de granodiorita (Figura 37 B). En todos estos promedios ( $a_{95} < 10$ ), lo que implica que tienen una precisión buena.

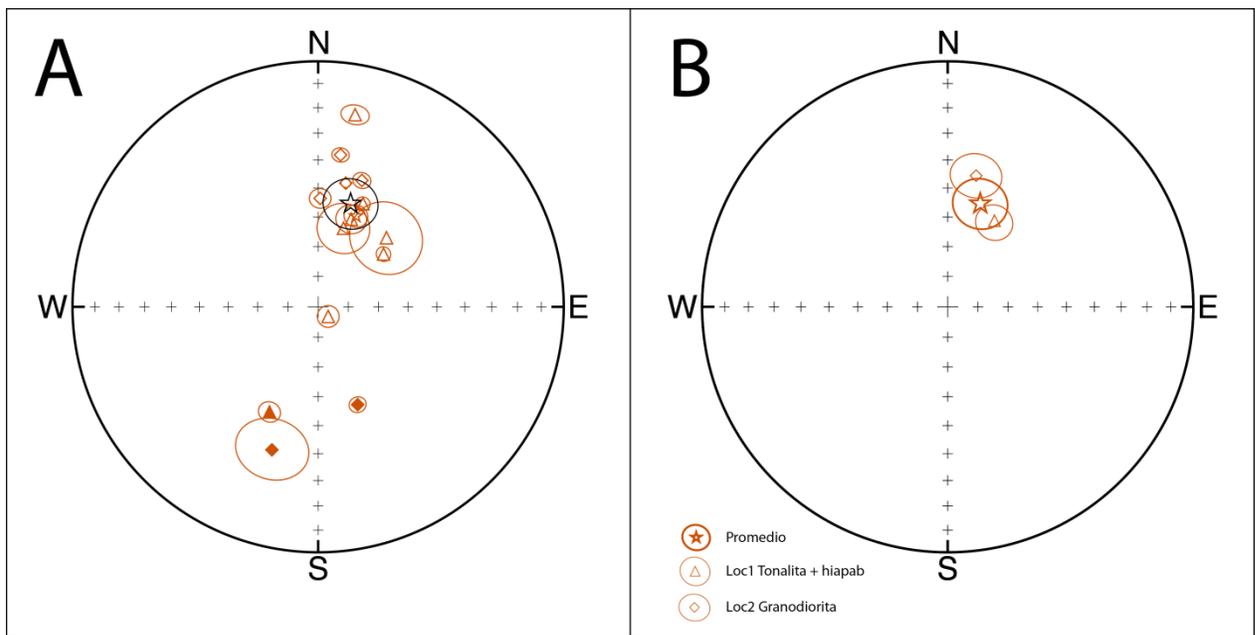


Figura 37. Estereogramas con los resultados de los sitios y localidades del Dominio Cerro del Pingo. A. Todos los sitios de la Localidad “Plutón Cerro del Pingo” y su promedio indicado en estrella negra. B Comparación entre Localidad promedio y por litofacies. Estrella: “Plutón Cerro del Pingo”. Triángulos Tonalita. Diamante: Granodiorita.

Sobre la base de las características magnéticas y del análisis de los diagramas de Zijderveld de las rocas plutónicas se deduce la presencia de magnetización primaria asociada con la intrusión de este plutón en torno a los 130 Ma. El análisis de los estereogramas del sitio hipabisal, donde la desmagnetización revela la presencia de planos indican que este se encuentra remagnetizado. Esta remagnetización se interpreta como producida por el mismo evento plutónico a los 130 Ma.

Para este plutón existen edades entre los 135 y 127 Ma, obtenidas a partir de diferentes métodos de datación. Para la asignación de la edad de magnetización de este se prefirió las edades del método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en anfíbola, pues la temperatura de cierre de este mineral (ca. 450°-500°C) es la más cercana de las disponibles a la temperatura de bloqueo de la magnetita (ca. 550°-580°C).

## Dominio Cifuncho

En este dominio se hizo 4 nuevas localidades a partir de 29 sitios paleomagnéticos (Figura 38). De estos, 22 son nuevos sitios de este estudio y 7 son sitios antiguos publicados por Randall *et al.* (1996).

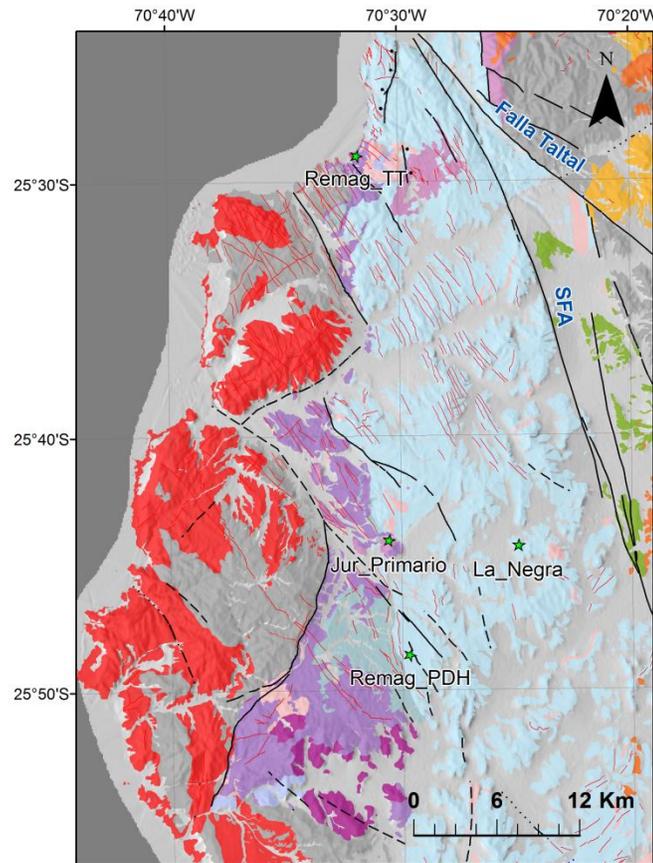


Figura 38. Mapa de Ubicación de las 4 localidades definidas en el Dominio Cifuncho (estrellas verdes). Las líneas rojas muestran la distribución de los diques del Jurásico Superior, que han producido remagnetización de algunas localidades de este Dominio.

Del total de sitios utilizados en este dominio 25 de ellos han sido perforados en rocas estratificadas volcánicas y sedimentarias que muestran un registro entre el Triásico Tardío y el Jurásico Tardío. El detalle por unidad es 4 sitios en la Formación Cifuncho (Triásico Sup.), 2 en la Formación Pan de Azúcar (Triásico Sup.-Jurásico Inf.), 4 en la Formación Posada de los Hidalgo (Jurásico Inf.) y 15 sitios en la Formación La Negra (Jurásico Inf-Sup)

Los 4 sitios restantes han sido perforados en intrusivos hipabisales, 2 sitios en filones manto de los Intrusivos Hipabisales del Jurásico Inferior y 2 diques de orientación noroeste en Intrusivos Hipabisales del Jurásico Superior.

Fuera de este análisis han quedado tres sitios en rocas intrusivas adonde la desmagnetización fue exitosa en aislar una magnetización remanente univectorial

estable, pero no fue posible agruparlos con otros sitios. Estos sitios están perforados en el Complejo Intrusivo Matancilla, la Diorita Cuarcifera Las Luces y en los Intrusivos hipabisales del Triásico Superior.

Para el **Dominio Cifuncho** existen 4 localidades, de las cuales se ha interpretado que 2 de ellas tienen magnetización primaria y las 2 restantes están remagnetizadas por un evento termal posterior.

En las localidades con magnetización primaria la edad de la magnetización es la misma que la de las rocas perforadas que va desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Medio. En el caso de las localidades remagnetizadas la edad de la magnetización corresponde a un evento geológico posterior a la formación de la roca, y existen dos posibilidades para este evento.

El primer evento corresponde a la profusa intrusión de los diques andesíticos (Figura 38), que han sido datados por K-Ar en el área de la quebrada Cifuncho cerca de los 155 Ma (Kurth, 2000). Se interpreta que la intrusión de este enjambre de diques corresponde a la expresión superficial de un evento térmico e hidrotermal mayor de origen ígneo, que es el último evento térmico del que se tiene registro en el Dominio Cifuncho.

Un segundo evento remagnetizador pudo haber ocurrido durante el Super Cron de polaridad normal del Cretácico (125-84 Ma), pues las magnetizaciones de todos los sitios medidos en estas localidades son de polaridad normal. En este caso no existe un evento ígneo registrado en este dominio pero puede estar asociado con la exhumación de la Cordillera de la Costa entre los 140 y 100 Ma (Juez-Larré *et al.*, 2010)

Otro argumento a favor de una edad de remagnetización más joven que la edad de los diques es el efecto de la deflexión de la Falla El Muelle que las localidades remagnetizadas no registran. Esto sugiere que la remagnetización ocurrió con posterioridad a la actividad de la Falla Taltal, es decir, cerca de los 110 Ma.

### **Localidad “Rocas Estratificadas Mag. Primaria”**

Esta localidad está formada por 10 sitios, que se ubican en los tres bloques definidos en este Dominio (Figura 39), y están caracterizados por magnetizaciones con componentes de alta temperatura que van hacia el origen. Hay 8 sitios perforados en rocas estratificadas, de las cuales 7 son areniscas y 1 toba de cristales. Ellos pertenecen a Las Formaciones Cifuncho, Pan de Azúcar, Posada de los Hidalgo y La Negra que en términos muy generales tienen edades de depositación entre el Triásico Superior y el Jurásico amplio.

Además se ha incluido 2 sitios perforados en filones manto hipabisales que intruyen a la Formación Pan de Azúcar con evidencias de interacción agua-magma durante su intrusión. Estas evidencias indican una contemporaneidad entre la intrusión y la depositación de esta formación durante el Jurásico Temprano.

Los sitios 14PC08, 14PC18, 14PC20 y 14PC31 han sido desmagnetizados exitosamente por el método termal (TH) con un comportamiento muy estable. El vector de magnetización aislado para 14PC08 y 14PC20 fue calculado entre 350°-670°C y entre los 510° y 680°C para los otros dos sitios. En todos ellos se incluye la influencia de la magnetita y hematita.

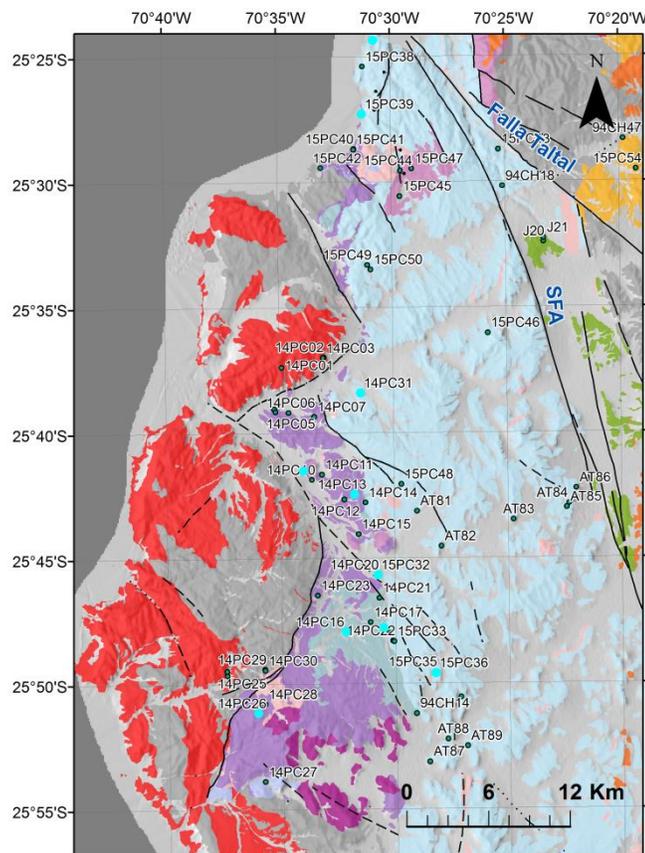


Figura 39. Mapa de Ubicación de los sitios en el Dominio Cifuncho. Resaltados en celeste los sitios que pertenecen a la Localidad "Rocas Estratificadas Mag. Primaria".

El sitio 15PC37 ha sido desmagnetizado por el método termal (TH) y por el de campo alternativo (AF). Los mejores resultados se obtuvieron por el método termal entre los 300° y 560°C, y en el caso del campo alternativo los vectores se calcularon entre los 30 y 80 mT. A este sitio se le practicó el Test de clastos, que indicó que no existe una fuerte remagnetización de la muestra pues la arenisca tiene una polaridad inversa primaria y los clastos registran una débil remagnetización normal (Figura 48 A).

Los sitios 15PC36 y 15PC39 han sido desmagnetizados tanto por el método termal (TH) como por el de campo alterno (AF). El 15PC36 la mayoría de los vectores se obtuvieron por campo alterno (AF) y los vectores entre los 35 y 80 mT y para la desmagnetización termal entre 400° y 610°C. El sitio 15PC39 fue desmagnetizado tanto por el método termal (TH) como por el de campo alterno (AF), donde los vectores aislados fueron entre 200° y 470°C y entre 30 y 70 mT.

En los sitios 14PC08 y 15PC36 los vectores de desmagnetización no terminan exactamente en el origen de los diagramas de Zijderveld, lo que revela una magnetización previa remanente. Pero como ambos casos los vectores son muy estables y considerablemente de alta temperatura y se interpretan como cercanos al vector primario.

Los sitios hipabisales han sido desmagnetizados tanto por el método termal (TH) como por el de campo alterno (AF), y en ambos casos el vector promedio se ha obtenido combinando ambos resultados. Para el sitio 14PC16 los vectores de los especímenes desmagnetizados por el método termal se calcularon entre los 510° y 680°C, mientras que los especímenes de campo alterno entre los 25 y 70 mT. La mayoría de los especímenes del sitio 14PC13 fueron desmagnetizados por el método termal, donde el vector resultado se calculó a baja temperatura entre los 300° y 430°C. También hubo un espécimen con desmagnetización de campo alterno que permitió hacer un vector entre los 30 y 50 mT.

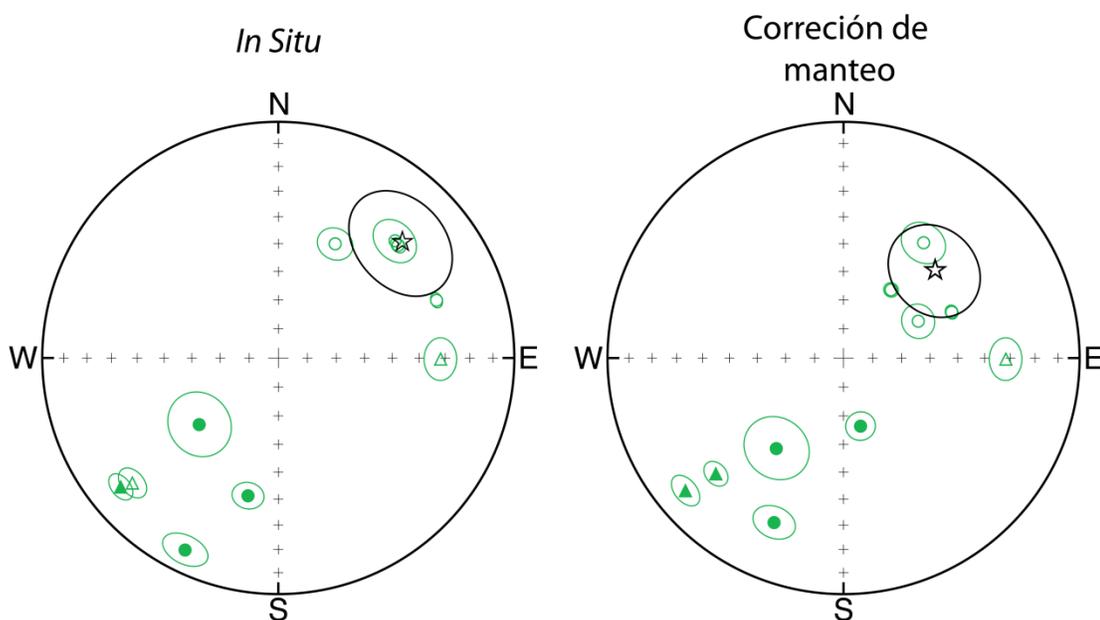


Figura 40. Estereogramas de la Localidad “Rocas Estratificadas Mag. Primaria”, con sus datos expresados *in situ* y con corrección de manteo. El promedio se grafica con un estrella negra y los sitios en círculos y triángulos verdes. En ambos casos se representa también el error de cada una de las medidas.

Los sitios de esta localidad se agrupan mejor en Corrección de manteo que en el gráfico *In Situ*, por lo que se interpreta que representan la magnetización primaria (Figura 40). Esta agrupación se ve reafirmada pues el vector resultado *In situ* del sitio 14PC20 es erróneo pues tiene polaridad normal en el hemisferio sur del diagrama.

El efecto de que estos sitios con diferente edad de magnetización se agrupen mejor con corrección de manteo sugiere que estas unidades han sido deformadas como un grupo coherente, por un evento posterior a la depositación de la Formación La Negra que es la unidad más joven del grupo

En corrección de manteo hay 5 sitios con polaridad normal y 5 sitios con polaridad inversa. El vector promedio se expresa en términos de polaridad normal con una

declinación de 46° e inclinación de -45°, que tiene una precisión regular solamente ( $\alpha_{95}=15.8$ ) pero es un buen indicativo de las rocas que no han sido remagnetizadas en este dominio.

Estos sitios cuya magnetización ha sido interpretada como primaria, pertenecen a diferentes unidades de edades diferentes. La edad de cada una de la formación se ha determinado por los antecedentes expuestos en el Capítulo II, de Marco Geológico La edad de magnetización para los 2 sitios de la Formación Cifuncho del Triásico Superior, es de 210 Ma. Por otro lado, la edad para los 4 sitios perforados en las formaciones Pan de Azúcar y Posada de los Hidalgo, además de los filones manto del Jurásico Inferior se les asigna una edad Sinemuriana de 190 Ma. Finalmente para los 4 sitios de la Formación La Negra que tiene una edad muy amplia en el Jurásico, la edad asignada es un promedio de 160 Ma para toda la unidad.

En esta localidad se calculó la rotación tectónica resultante para las 3 edades de magnetización, como estos resultados no difieren significativamente entre ellos se hizo un promedio simple para obtener la rotación tectónica promedio de la localidad.

### **Localidad “Rocas Estratificadas Fm. La Negra”**

Esta es una localidad generada a partir una parte de los datos publicados por Randall *et al.* (1996) para la Formación La Negra y la gran mayoría de la información asociada a esta localidad será extraída de esta publicación.

Esa localidad estaba formada por 14 sitios, distribuidos en dos transectas separadas por cerca de 40 km. En este estudio se ocupó 7 sitios de la transecta ubicada más al norte para generar esta localidad (Figura 41), de los cuales 4 tienen polaridad normal y tres con polaridad inversa. La ubicación exacta de cada uno de los sitios fue cedida mediante una comunicación escrita por Graeme K. Taylor, coautor de dicho artículo. Todos ellos fueron perforados en flujos de lava andesíticos y andesítico-basálticos, a 5 km al oeste del SFA. Los estratos perforados de la Formación La Negra están sobre las capas del Bajociano y bajo las del Titoniano, sin una precisión mayor para su edad. En este estudio se le asigna una edad de 160 Ma.

No existe detalle del método de desmagnetización de estos sitios, pero Randall *et al.* (1996) indicaron en forma general que todos sus sitios se desmagnetizaron vectores lineales entre los 200° y 580°C para la desmagnetización termal (TH) y entre 20 y 100 mT para la desmagnetización campo alternativo (AF).

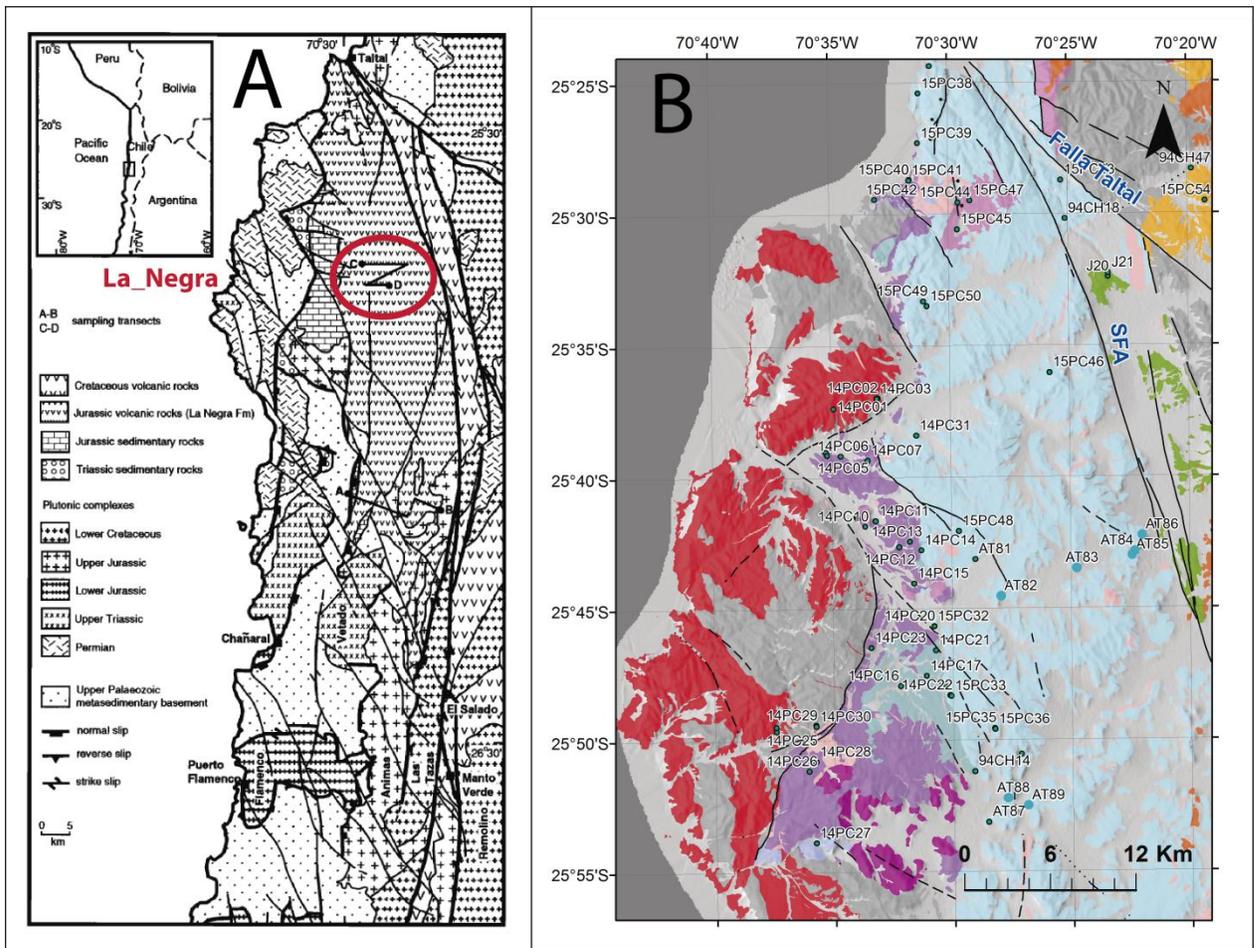


Figura 41. Mapa de ubicación de los sitios de la Localidad “Rocas Estratificadas Fm. La Negra”. A. Mapa geológico presentado por Randall *et al.* (1996), donde se indica en un círculo rojo la ubicación de la transecta de muestras. B. Mapa geológico del Dominio Cifuncho donde se resaltan en celeste los sitios incluidos en el cálculo de ésta localidad.

Al graficar los sitios en el estereograma y analizar los valores de  $a_{95}$  de los promedios se concluye que ellos se agrupan mejor en corrección de manteo, al igual que publicaron Randall *et al.* (1996).

El promedio de esta localidad ha sido calculado con 4 sitios con polaridad normal y 3 sitios con polaridad inversa. El vector promedio se expresa en polaridad normal, con declinación cercana a los  $40^\circ$  el este, y una inclinación de  $30^\circ$  (Figura 42), con un bajo nivel de precisión ( $a_{95}=16.4$ ), pero que se diferencia considerablemente de las direcciones características de las rocas remagnetizadas (Figura 53).

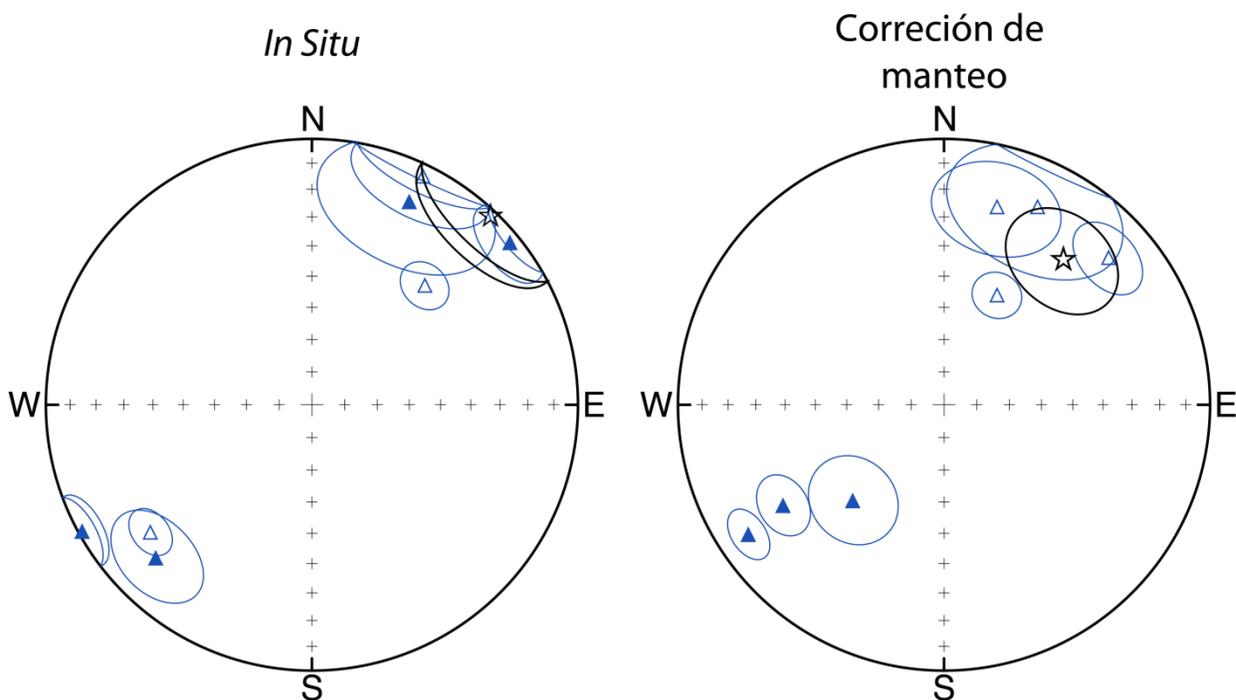


Figura 42. Estereogramas de la Localidad “Rocas Estratificadas Fm. La Negra”, con sus datos expresados *in situ* y con corrección de manteo. El promedio se grafica con un estrella negra y los sitios en triángulos azules. En ambos casos se representa también el error de cada una de las medidas.

### Localidad “Rocas Estratificadas Remagnetizadas (TT)”

Esta localidad está formada por 5 sitios perforados en el camino costero al sur de Taltal, adonde se haya una secuencia volcano-sedimentaria profusamente intruida por un set de diques subparalelos. De ellos, 3 sitios están perforados en rocas sedimentarias y 2 en diques de la unidad de Intrusivos Hipabisales del Jurásico (Jha) (Tabla 1, Figura 43). Todos estos sitios se encuentran en el Bloque El Gritón, que es el más boreal de este dominio (Figura 43). Los sitios en rocas sedimentarias han sido perforados en areniscas de la Formación La Negra (2 sitios) y también de la Formación Pan de Azúcar (1 sitio).

Los diques ubicados entre las quebradas Cifuncho y Buena Esperanza, fueron datados por Kurth (2000) con el método K-Ar en hornblenda. Los resultados muestran 2 grupos de edades, uno en torno a los 165 Ma y el otro cerca de los 155 Ma. La edad de la magnetización que se ha asumido para los diques es de 155 Ma, relacionado con el último evento térmico importante en el Dominio Cifuncho.

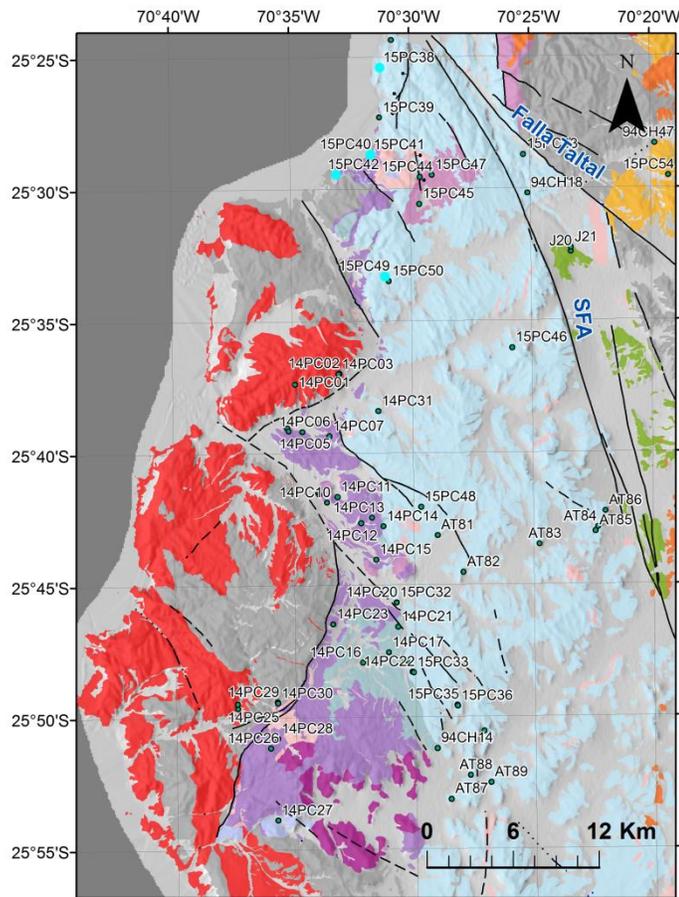


Figura 43. Mapa de Ubicación de los sitios en el Dominio Cifuncho. Resaltados en celeste los sitios que pertenecen a la Localidad "Rocas Estratificadas Remagnetizadas (TT)".

Los sitios en los diques, el 15PC41 y 15PC42 han sido desmagnetizados tanto por el método de campo alterno (AF) como por el método termal (TH). En la desmagnetización por campo alterno los vectores resultantes han sido calculados para cada espécimen aproximadamente entre los 25 y 80 mT, y para el método termal entre 320° y 540°C. Los promedios por sitios han sido calculados combinando los resultados de ambos métodos.

La mayoría de los sitios en areniscas fueron desmagnetizados tanto por método termal (TH) como campo alterno (AF), con más y mejores resultados en el método termal. El rango promedio ocupado para la determinación de vectores fue entre los 300° y 580°C, mientras que para el campo alterno los rangos fueron de 30 y 80mT. El sitio 15PC49 fue desmagnetizado principalmente con campo alterno (AF), cuya dirección característica se calculó entre los 20 y 45 mT, con un solo espécimen con buenos resultados por el método termal.

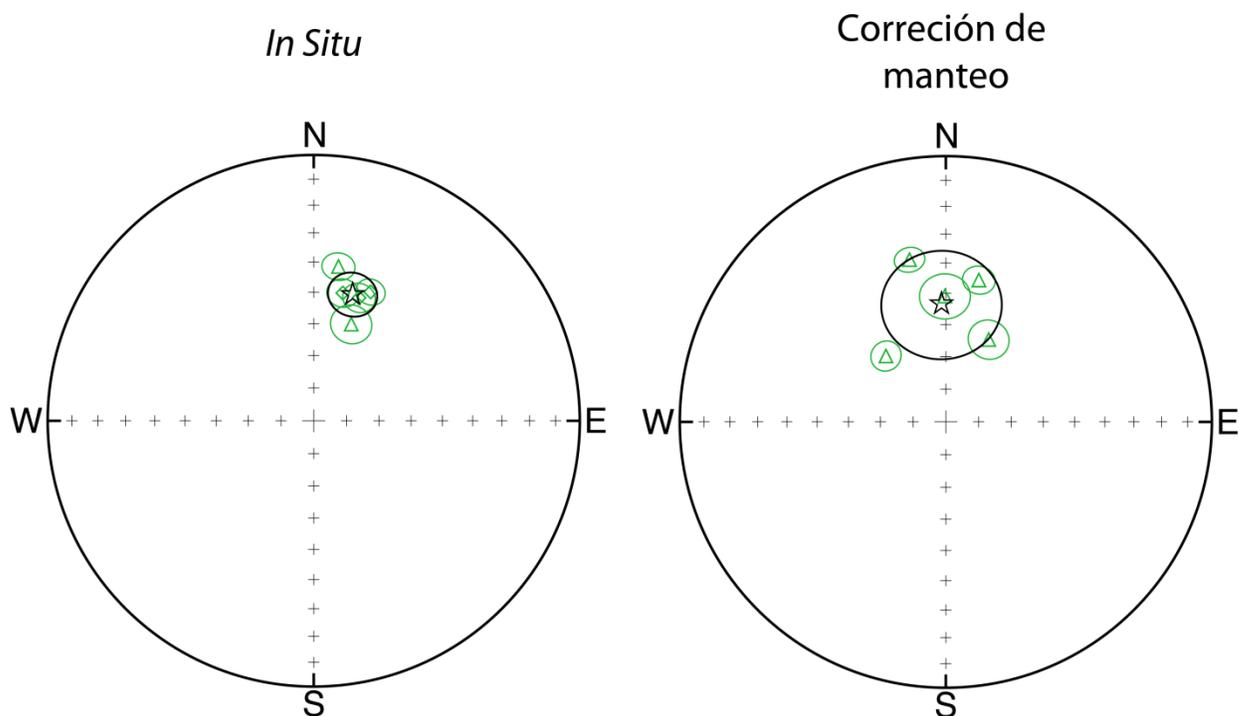


Figura 44. Estereogramas de la Localidad “Rocas Estratificadas Mag. Primaria”, con sus datos expresados *in situ* y con corrección de manto. El promedio se grafica con un estrella negra y los sitios en triángulos verdes. En ambos casos se representa también el error de cada una de las medidas.

Todos los sitios (5) de esta localidad tienen polaridad normal, y el vector promedio tiene  $17^\circ$  de declinación e inclinación cercana a los  $-50^\circ$  (Figura 44). La precisión de este promedio es bastante buena ( $a_{95}=7.1$ ), lo que es común para los sitios remagnetizados.

En el caso de esta localidad es evidente como las medidas *in situ* se agrupan mejor que en corrección de manto por lo que se interpreta remagnetizada. El paralelismo entre las direcciones características los diques y las rocas estratificadas que los encajan, sugiere que las rocas estratificadas están remagnetizadas por el evento termal asociado a los diques en torno a los 155 Ma.

Una interpretación alternativa es que esta remagnetización se haya producido durante el Super Cron de polaridad normal del Cretácico (125-84 Ma), pues no es coincidencia que las magnetizaciones de todos los sitios son exclusivamente de polaridad normal. El proceso que puede explicar esta remagnetización es alteración supérgena inducida por la exhumación de las rocas de la Cordillera de la Costa.

### Localidad “Rocas Estratificadas Remagnetizadas (PDH)”

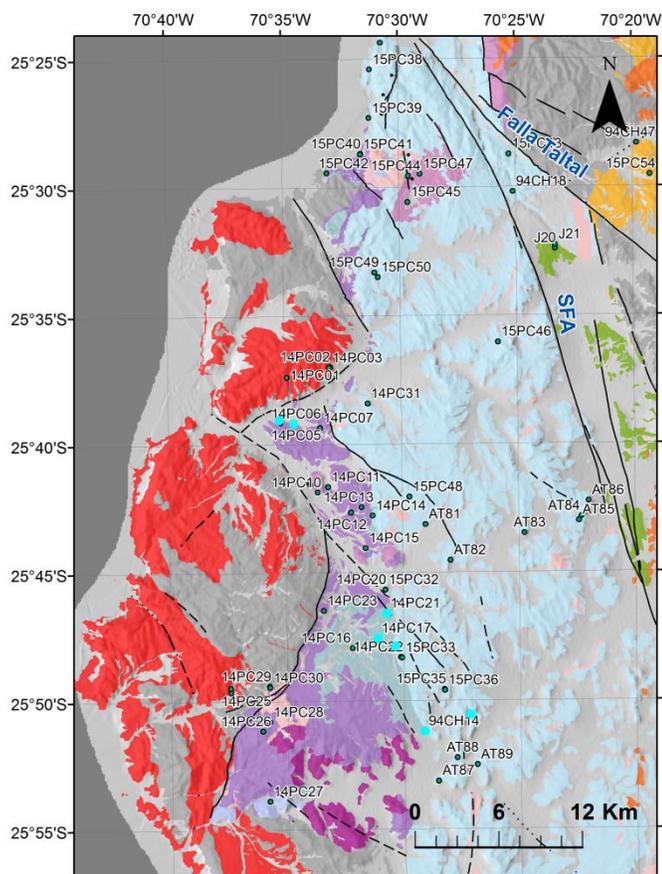


Figura 45. Mapa de Ubicación de los sitios en el Dominio Cifuncho. Resaltados en celeste los sitios que pertenecen a la Localidad “Rocas Estratificadas Remagnetizadas (PDH)”.

Esta localidad está formada por 2 sitios ubicados en el Bloque Las Luces y 5 sitios en el Bloque Posada de los Hidalgo, ubicados en la mitad austral de este dominio (Figura 45). Todos ellos han sido perforados en rocas estratificadas, principalmente sedimentarias, profusamente intruidas por diques y filones manto de composición andesítica.

Los sitios del Bloque Las Luces (14PC04 y 14PC06) han sido perforados en areniscas rojas de la Formación Cifuncho de edad Triásico Superior. En el Bloque Posada de los Hidalgo, los 5 sitios fueron perforados en torno a la zona del contacto entre las unidades del Jurásico Inferior y el Jurásico Medio. De ellos, 3 sitios se ubican en la Formación Posada de los Hidalgo (14PC17, 14PC21 y 94CH14) y 2 sitios en la Formación La Negra (14PC19 y 15PC34).

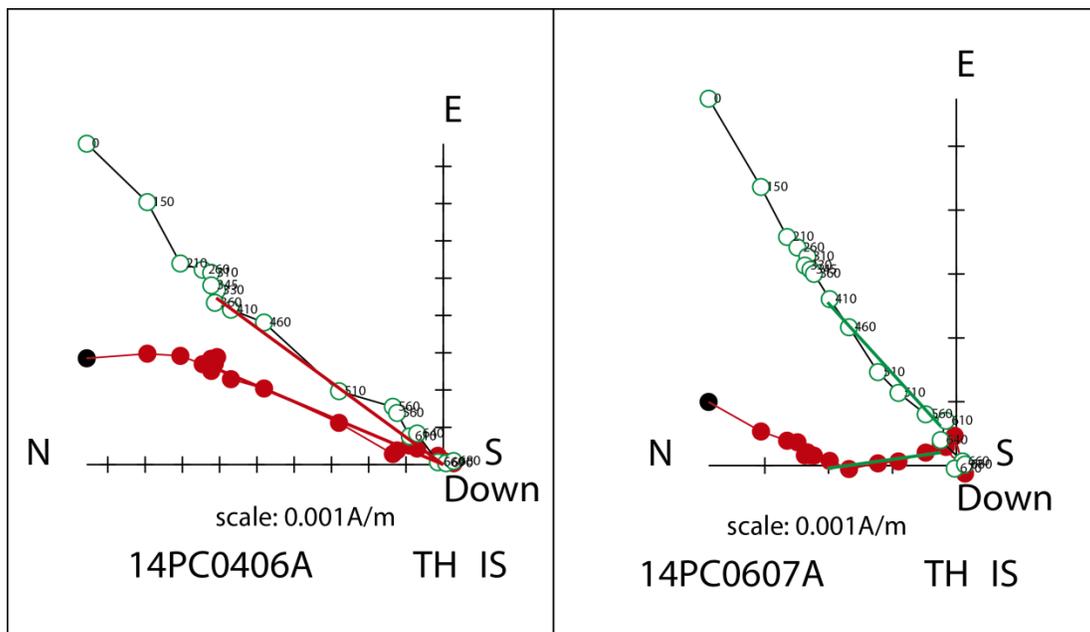


Figura 46. Diagramas de Zijderveld para los sitios 14PC04 y 14PC06 *In situ*. Se indica la temperatura de medición cada uno de los puntos y el promedio calculado (línea continua). Se observa la superposición de más de un vector de magnetización revelado en la desmagnetización termal.

Los vectores promedio de los sitios de esta localidad han sido calculados bajo los 550°C, lo que indica temperaturas relativamente más bajas que las unidades que se interpretan con magnetización primaria. Además exhiben características de rocas remagnetizadas, como la formación de planos (2 vectores juntos) y quiebres entre dos vectores en los diagramas de Zijderveld (Figura 46).

Los sitios en el Bloque Las Luces han sido desmagnetizados exclusivamente por el método termal (TH), y exhiben una suma de varios vectores (Figura 46). Los vectores aislados para cada sitio se han calculado entre los 360° y 510°C (14PC04) y entre los 310° y 460°C (14PC06).

Los sitios 14PC17 14PC19 y 14PC21 han sido desmagnetizados exclusivamente con el método termal (TH). Estos tuvieron una magnetización muy estable durante la este proceso, y los vectores resultantes han sido calculados entre los 210° y 560°C. Los sitios 94CH14 y 15PC34 fueron desmagnetizados principalmente por el método termal (TH) con escasos especímenes en el campo alternativo (AF). Para el sitio 94CH14 se aisló planos y puntos entre los 300° y 550°C, con un único resultado en campo alterno entre los 10 y 60 mT, y el promedio se obtuvo con 11 especímenes del método termal con 1 de campo alterno. Finalmente el sitio 15PC34, tiene vectores entre los 200° y 470°C y un único sitio por campo alterno con un promedio 15 y 90 mT.

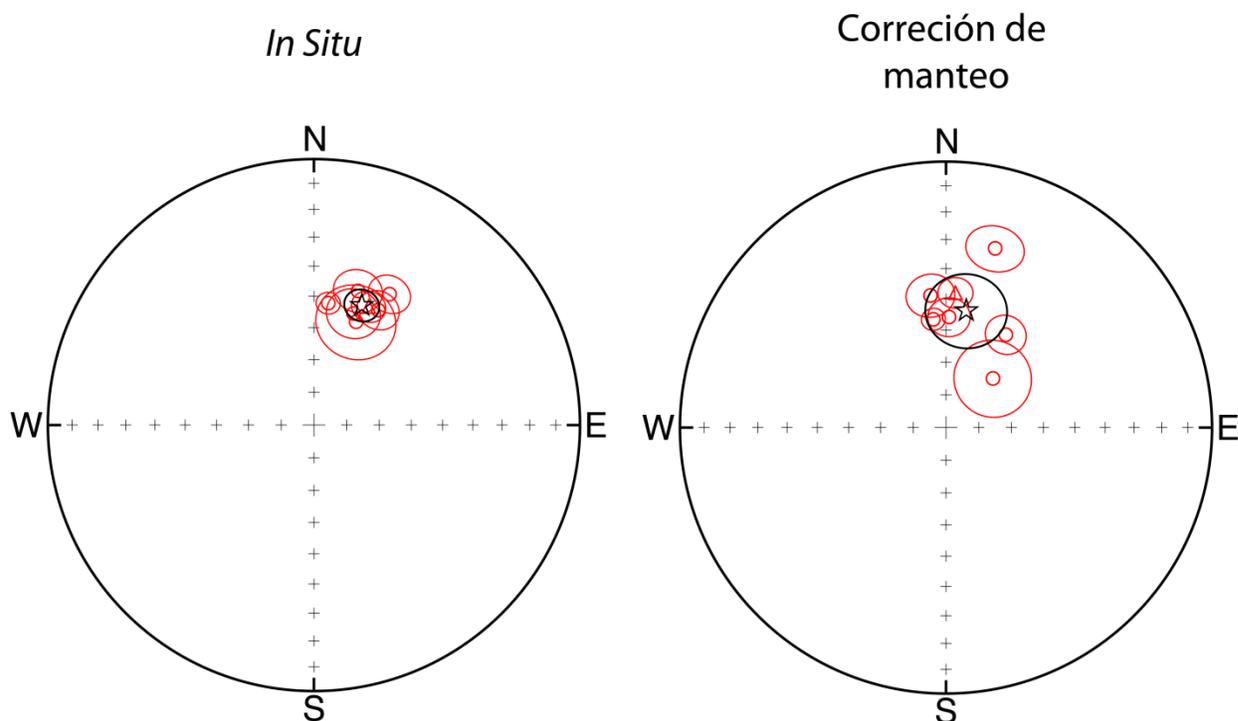


Figura 47. Estereogramas de la Localidad “Rocas Estratificadas Remagnetizadas (PDH)”, con sus datos expresados *in situ* y con corrección de manteo. El promedio se grafica con un estrella negra y los sitios en círculos y triángulos rojos. En ambos casos se representa también el error de cada una de las medidas.

Los 7 sitios tienen polaridad normal y el vector promedio de esta localidad es también expresado en esta polaridad (Figura 47). Este vector tiene  $22^\circ$  de declinación y  $-50^\circ$  de inclinación, con una excelente precisión ( $A95=5.1$ ).

Las direcciones características de estos sitios se agrupan mejor en coordenadas *in situ* (Figura 47), lo que sumado a los argumentos recién expuestos de temperaturas de los vectores y el análisis de los gráficos Zijderveld indican remagnetización.

Como se analizó en la localidad remagnetizada anterior (“Rocas Estratificadas Remagnetizadas (TT)”) el evento responsable de la remagnetización en el Dominio Cifuncho no está totalmente claro.

El primer evento posible es la intrusión tanto de diques como de filones manto a los 155 Ma, asociados con zonas de alteración hidrotermal que producen cuerpos mineralizados asociados con trabajos de pequeña minería. En la mina Las Luces las observaciones de interior mina indican que la mineralización está relacionada con un intrusivo porfírico (Pórfido Las Luces), cuya expresión en superficie son diques andesíticos (com. oral Víctor Faúndez).

La otra posibilidad es que la remagnetización se haya producido por otro evento ocurrido en Super Cron de polaridad normal del Cretácico (125-85 Ma), pues es una observación relevante que todos los sitios tienen de polaridad normal. El evento posible es la exhumación de la Cordillera de la Costa entre los 140 y 100 Ma, que hubiese producido una alteración supérgena que remagnetice las rocas.

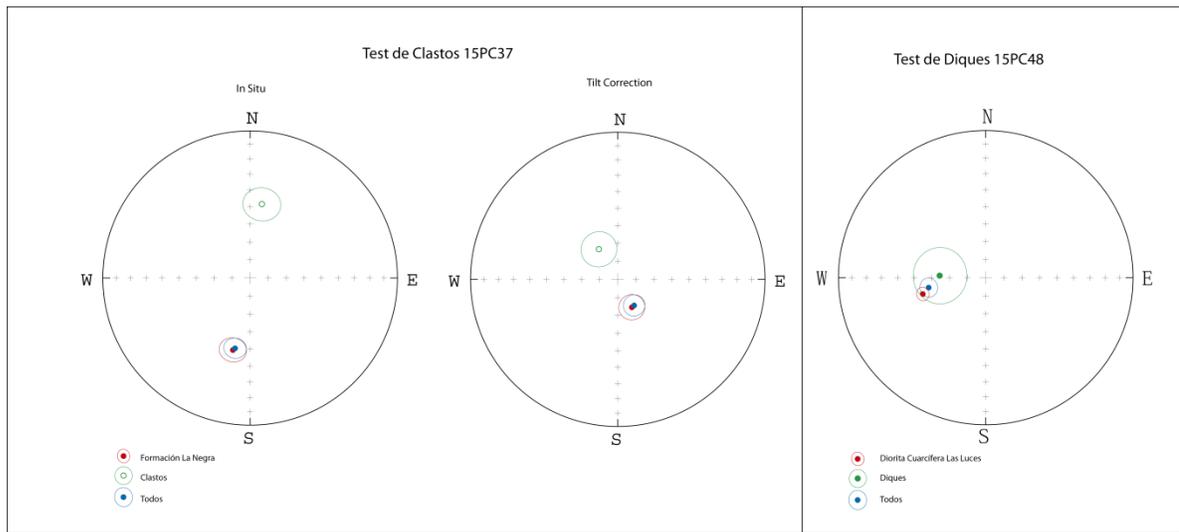


Figura 48. A (izq.). Estereogramas del test de comparación del campo magnético de areniscas el vector de los clastos de conglomerados. B. (der) Estereograma de la comparación del vector de la Diorita Cuarcífera Las Luces con el vector de los diques microdioríticos que la intruyen.

## Capítulo IV “Rotaciones Tectónicas y Discusión”

### Origen de las Rotaciones Tectónicas

Para el cálculo de las rotaciones tectónicas de cada localidad se compara la dirección característica con el vector polo norte magnético esperado, para una edad de magnetización y ubicación específica. El vector esperado ha sido calculado a partir de la Trayectoria Aparente de la deriva del Polo (APWP) manteniendo el continente Amazonia fijo (Torsvik *et al.*, 2012), con una compilación mundial de localidades paleomagnéticas hecha el 2005. El resultado es la diferencia entre el vector esperado y la dirección medida y se expresa en términos de su componente en el plano horizontal (anomalía de rotación) y su componente en el plano vertical (anomalía de inclinación). Valores positivos de rotación indican sentido horario y valores negativos, sentido antihorario.

En este estudio se calculó la rotación para cada una de las localidades, pero en el caso de las localidades que tienen más de una edad de magnetización el cálculo se hizo tantas veces como la variedad en la edad de magnetización (Tabla 2). Para tener una única medida de la anomalía de rotación e inclinación se hizo un promedio simple entre los resultados de las diferentes edades de magnetización.

Este análisis incluye un total de 11 Localidades, algunas de las cuales representan promedios y/o desgloses de las localidades presentadas en el Capítulo anterior (Tabla 2). Además para algunas localidades, se ha calculado la rotación tectónica de diferentes edades pues está formada por sitios más diversos con diferentes edades de magnetización.

### Dominio Paposo

Las localidades del Dominio Paposo (Figura 49) son las que tienen más baja densidad de muestreo. Esta situación redundante en que estas localidades tienen grandes errores en los promedios por localidad (Figura 51) y, consecuentemente, altos errores en el cálculo de las rotaciones (Tabla 2).

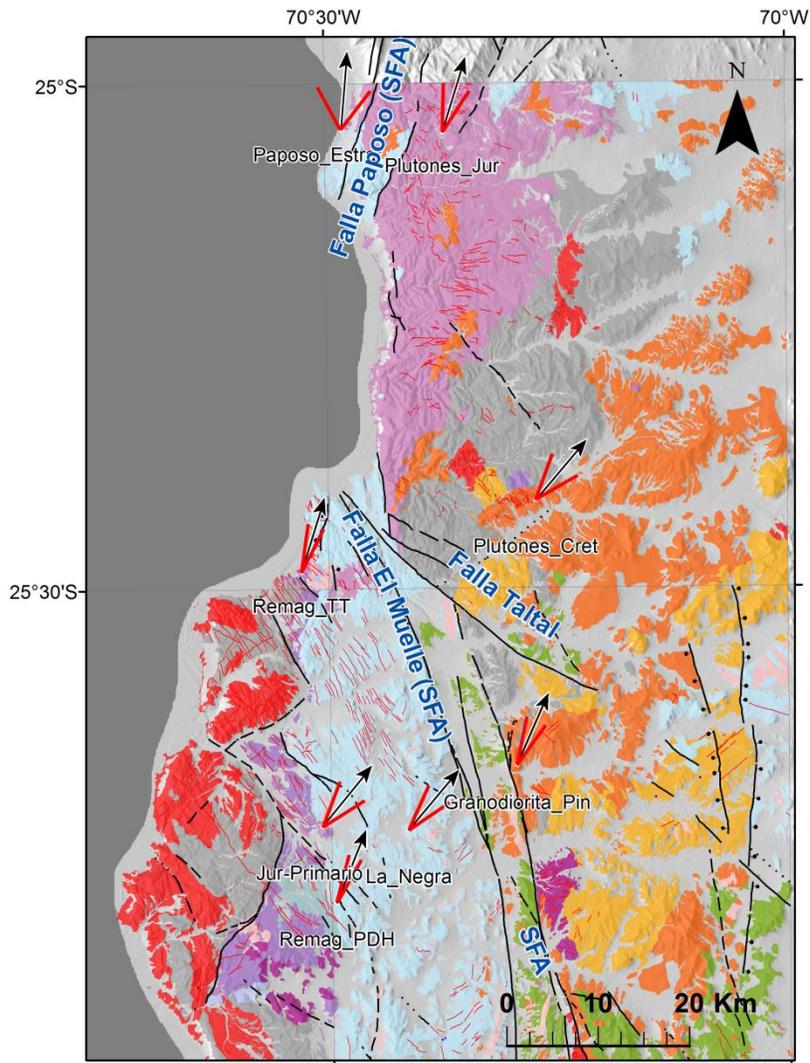


Figura 49. Mapa Geológico del área de estudio donde se presentan las rotaciones calculadas para cada una de las localidades de este estudio. Las flechas indican la rotación registrada y las líneas rojas el error asociado a esta medición. En letras azules se indican las principales estructuras del área.

En este dominio el principal punto de comparación que se dispone es el que existe entre los Plutones del Jurásico Superior y los del Cretácico Inferior. El promedio de rotación para los Plutones Jurásicos es de  $17.1^{\circ} \pm 15.9^{\circ}$  en sentido horario, que al incluir el error de esta incluso podría no presentar rotación (Figura 51). Como se explicó al comienzo de este capítulo este promedio es el promedio simple entre la rotación calculada para los 160 y 150 Ma. El promedio simple para los Plutones Cretácicos para los 130 y 100 Ma es de  $40.1^{\circ} \pm 20.2^{\circ}$  en sentido horario (Figura 51). Ambos antecedentes sugieren que los plutones Cretácicos tienen una mayor rotación que los Plutones Jurásicos, aunque debido al alto error de ambas mediciones no es una conclusión definitiva pues existe un traslape de errores de cerca de  $13^{\circ}$  (Figura 50).

## Plutones Dominio Paposo

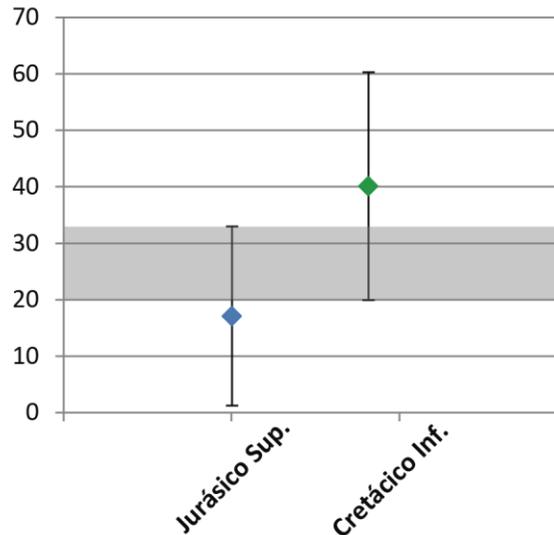


Figura 50. Gráfico que indica la rotación de las localidades “Plutones Jurásicos (Paposo)” y “Plutones Cretácicos (Paposo)” incluyendo el error de cada medición. En gris se indica la zona de traslape entre ambas mediciones.

Si asumimos que la esta diferencia de rotación sugerida es real y que como ambos promedios son una medición general en el área para cada edad, se sugiere que los plutones del Jurásico Superior deben haber experimentado una rotación anti horaria previa a la rotación de los plutones del Cretácico Inferior.

Un estudio paleomagnético realizado en el centro de la cuenca Neuquina concluye también una rotación antihoraria ocurrida a finales del Jurásico Temprano (Iglesia Llanos, 2008). Los resultados de ese estudio indican que entre el Sinemuriano y el Pliensbaquiano la región se desplazó hacia el norte al tiempo que rotaba en sentido horario, y hacia finales del Jurásico Temprano el continente volvió hacia el sur hasta alcanzar latitudes semejantes a las actuales, produciendo la mencionada rotación antihoraria.

Esta rotación antihoraria podría ser producida por la actividad sinistral de fallas de mesoescala, como la Falla Taltal que estuvo activa entre los 125 y 110 Ma. Al sur de la Falla Taltal se observa la deflexión de la Falla El Muelle (Rama Occidental del SFA), que también sugiere una rotación antihoraria en la zona norte del Dominio Cifuncho (Figura 55 C).

La mayor rotación horaria registrada por los Plutones Cretácico Inferior se asocia con una fase tectónica posterior a los 100 Ma, que puede relacionarse con el evento de rotación entre los 40 y 60 Ma (Taylor *et al.*, 2005), con la formación del oroclino boliviano durante el Eoceno-Oligoceno (e.g. Arriagada *et al.*, 2003; Kley, 1999) o una suma de ambas.

La rotación horaria registrada por los Plutones Cretácico Inferior es mayor a la esperada por efecto de la formación del oroclino boliviano durante el Eoceno-Oligoceno (e.g. Arriagada *et al.*, 2003; Kley, 1999). Esto indica existe una rotación adicional en

sentido horario, cuyo origen se desconoce, pero que puede corresponder a una fase tectónica posterior a los 100 Ma como las fases Peruana y/o K-T o a una deformación asociada con la exhumación de la Cordillera de la Costa durante el Cretácico Temprano alto y/o Eoceno (Nalpas *et al.*, 2005; Juez-Larré *et al.*, 2010).

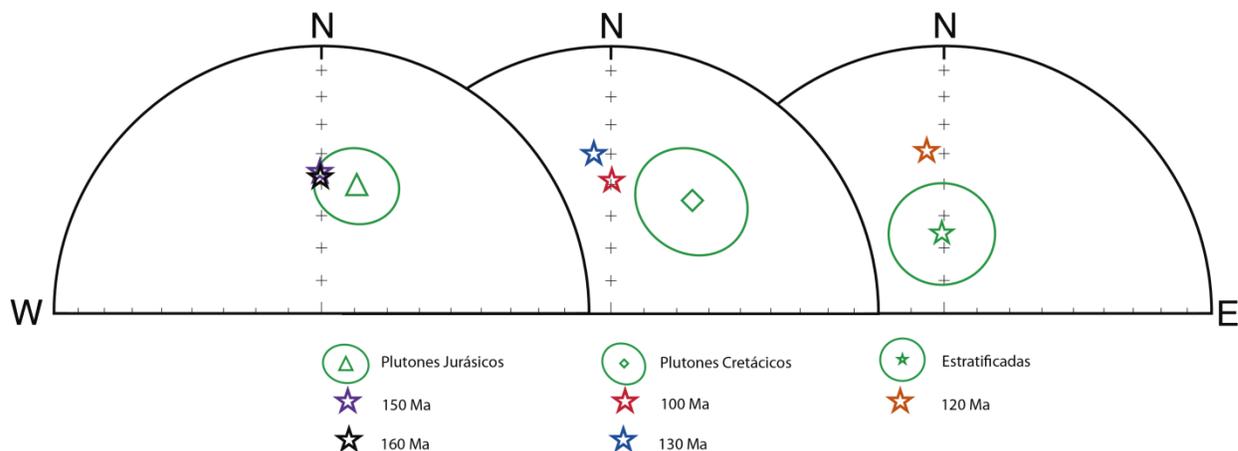


Figura 51. Estereograma que indica los promedios por localidad del Dominio Paposo. Además se incluye como referencia los polos esperados en las diferentes edades de magnetización para esta latitud. Izq. Localidad de Plutones Jurásicos. Centro. Localidad de Plutones Cretácicos. Der. Localidad de rocas estratificadas.

La rotación calculada en la localidad “Rocas Estratificadas Paposo” fue nula, pero se registró una fuerte inclinación con respecto al polo de referencia, en torno  $26.7^{\circ} \pm 13^{\circ}$  (Figura 51). Esta localidad está a menos de 2 km. al oeste de la traza principal de la Falla Paposo, la que habría producido la remagnetización de la localidad durante el Cretácico Temprano, y que posteriormente produjo la fuerte inclinación detectada en el entorno cercano de la estructura, asociada a una larga historia de deformación con cinemática sinistral y/o normal.

## Dominio Cerro del Pingo

La localidad que incluye todos los sitios del plutón tiene una rotación de  $23.6^{\circ} \pm 12.1^{\circ}$  en sentido horario. Si se hace el promedio por litofacies del plutón, los resultados son que la litofacies más abundante en el plutón ha rotado  $18.3 \pm 9.2$  en sentido horario y la litofacies de las tonalitas están más rotadas con  $35^{\circ} \pm 9.4^{\circ}$  en el mismo sentido. Al compararlas se observa que la facies de tonalitas está más lejos de lo que debió ser su posición original que las granodioritas (Figura 52), lo que sugiere que esta litofacies ha acumulado mayor deformación.

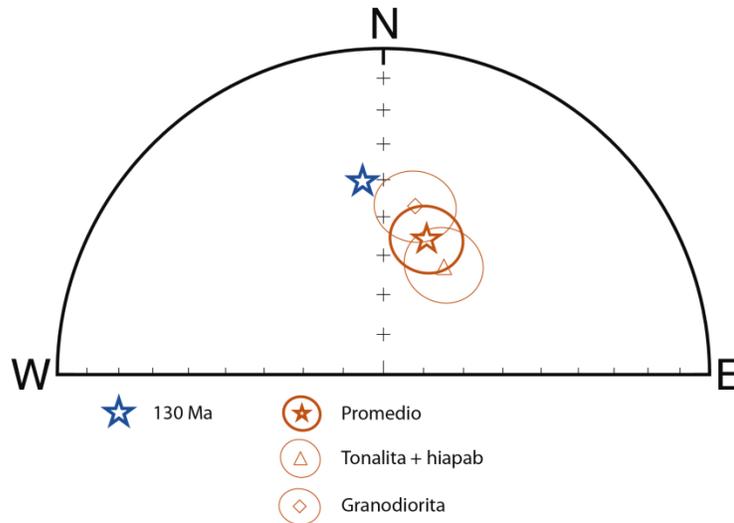


Figura 52. Estereograma que indica los promedios por localidad del Dominio Cerro del Pingo. Además, se incluye como referencia el polo esperado a los 130 Ma para esta latitud.

Puesto que la granodiorita es la litofacies más abundante del plutón y sus sitios están bien distribuidos en todo el cuerpo se estima una rotación general de este dominio en torno a los  $20^{\circ}$  en sentido horario. Esta magnitud es comparable con una rotación global que afecta a todo el antearco, relacionada con la formación del Oroclino Boliviano, por tanto la mayor rotación en sentido horario registrada por las tonalitas indica que están afectadas por una rotación adicional a la producida por dicho oroclino. Esta rotación se asocia con la actividad localizada del SFA de cinemática sinistral durante el Cretácico Temprano, puesto que la litofacies de tonalitas está más cerca del SFA que la litofacies de granodiorita.

## Dominio Cifuncho

En el Dominio Cifuncho hay 2 localidades donde el magnetismo remanente es primario y otras 2 localidades remagnetizadas.

Las localidades con magnetización primaria son las “Rocas Estratificadas Mag. Primaria” y “Rocas Estratificadas Fm. La Negra”, que se observan bastante rotadas en

sentido horario y una precisión bastante baja. La localidad “Rocas Estratificadas Mag. Primaria” presenta una rotación de  $39^{\circ}\pm 18.5^{\circ}$  y una inclinación similar a la esperada. La localidad “Rocas Estratificadas Fm. La Negra” tiene una rotación  $39.9^{\circ}\pm 15.8^{\circ}$  y una inclinación menor al polo esperado de  $17.8^{\circ}\pm 13.8^{\circ}$ . La baja precisión se debe a que la primera localidad agrupa sitios de edad diversa y la segunda ha muestreado flujos de lavas andesíticas que incluyen la variación secular del campo magnético.

Las localidades remagnetizadas tienen una menor rotación en sentido horario y una muy buena precisión. La localidad más boreal de estas, “Rocas Estratificadas Remagnetizadas (TT)” tiene una rotación horaria de  $17.2^{\circ}\pm 9.5^{\circ}$ , mientras que la “Rocas Estratificadas Remagnetizadas (PDH)” tiene una rotación horaria levemente mayor de  $21.9^{\circ}\pm 7.4^{\circ}$ , aunque dentro del margen de error (Figura 53). En ambos casos la inclinación es muy cercana a la del polo esperado.

Los  $20^{\circ}$  de rotación en sentido horario que se observa en estas localidades remagnetizadas son similares a las que afectan en forma global al antearco, y son asociadas con la formación del Oroclino Boliviano ocurrida principalmente durante el Eoceno-Oligoceno (e.g. Somoza y Tomlinson, 2002; Arriagada *et al.*, 2006).

Las localidades con magnetización primaria registran una rotación horaria mayor, en torno a los  $40^{\circ}$ . Por este motivo se interpreta que estas localidades han sido afectadas por una rotación anterior en sentido horario, cuya magnitud sería de también  $20^{\circ}$  aproximadamente. Esta rotación más antigua es local, probablemente asociada con fallas de mesoescala.

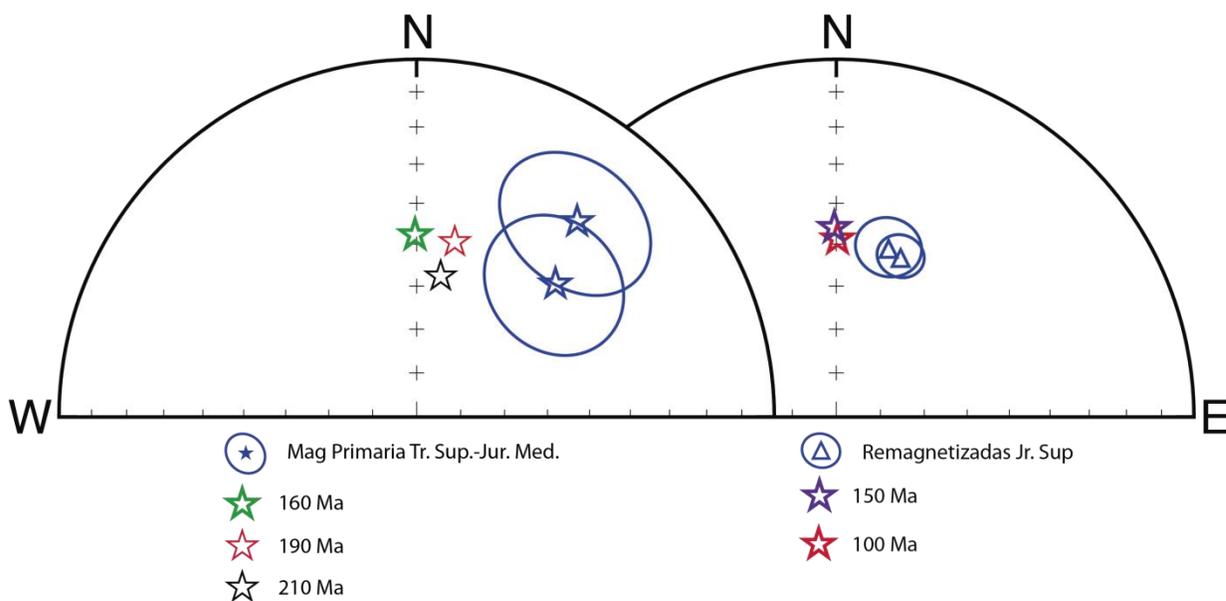


Figura 53. Estereograma que indica los promedios por localidad del Dominio Cifuncho. Además se incluye como referencia los polos esperados en las diferentes edades de magnetización para esta latitud. Izq. Localidades con magnetización primaria. Der. Localidades remagnetizadas.

## Discusión general

La formación del Oroclino Boliviano es uno de los ejemplos mejor documentados de la curvatura de una cadena montañosa formada por la rotación rígida de sus limbos, como resultado del acortamiento diferencial ortogonal al eje del orógeno (e.g. Isacks, 1988; Arriagada *et al.*, 2003). El modelo predice un máximo de 10° en sentido anti-horario al norte del codo de Arica y de 20° en sentido horario al sur de éste. Sin embargo en la zona del antearco del norte de Chile hay rotaciones que exceden las estimadas con el acortamiento producido durante el Eoceno-Oligoceno (Kley, 1999; Arriagada *et al.*, 2008; Roperch *et al.*, 2000; Somoza y Tomlinson, 2002)

Taylor *et al.* (2005) sugieren la existencia de un mega-dominio discreto donde se encuentran rotaciones horarias anómalamente altas (>25°), las que registran la deformación de la orogénesis incaica sumada a rotaciones tectónicas producidas previamente. En ese estudio se concluye que la edad de la principal rotación previa al Neógeno es entre los 60 y 40 Ma, que coincide con un periodo de máxima oblicuidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana.

El área de estudio se encuentra dentro de este mega-dominio con rotaciones anómalas, y registra zonas con baja magnitud (20°) y con alta magnitud (40°) de rotación horaria. Esto refleja que los patrones paleomagnéticos de la Cordillera de la Costa dentro de este mega-dominio tienen un arreglo más complejo que el que se había predicho. Por esta razón deben ser analizados e interpretados considerando las fallas de meso-escala activas principalmente durante el Cretácico.

La Falla Taltal y sus estructuras asociadas (e.g. Falla Sierra Overa) atraviesan toda la Cordillera de la Costa, desplazan al SFA y separan dominios que representan diferentes niveles de profundidad de la corteza continental. Al norte de esta falla está el Dominio Paposo, formado por rocas del Complejo Epimetamórfico de Chañaral y las raíces plutónicas del arco Jurásico. Al sur de esta falla están los dominios Cifuncho y Cerro del Pingo, que están formados por rocas volcánicas y sedimentarias del Mesozoico y rocas volcánicas y plutónicas del Jurásico-Cretácico respectivamente.

Sobre la base de relaciones de corte, la actividad de la Falla Taltal ha sido determinada entre los 125 y 110 Ma, edad que coincide parcialmente con un episodio de exhumación de la Cordillera de la Costa reconocido cerca de los 22° de latitud Sur (Juez-Larré *et al.*, 2010).

En este estudio se reconoció diferentes patrones de rotaciones separados por la Falla Taltal, que en el área produce segmentación tectónica (Figura 54), donde por ejemplo, las rocas cretácicas al norte de esta falla están más rotadas que aquellas de edad similar al sur de la falla.

El patrón de rotaciones en el Dominio Paposo sugiere que los plutones Cretácicos se encuentran más rotados que sus equivalentes Jurásicos. Esto permite interpretar una rotación previa en sentido antihorario de los plutones Jurásicos, producida cerca de los 130 Ma.



Por otro lado y como se indicó previamente, la rotación en sentido antihorario deducida para los plutones del Jurásico en el Dominio Paposo podría ser producida por la actividad sinistral de fallas de mesoescala, como la Falla Taltal. Al sur de la Falla Taltal se observa la deflexión de la Falla El Muelle (Rama Occidental del SFA), que también sugiere una rotación antihoraria en la zona norte del Dominio Cifuncho (Figura 55 C). Si esta afirmación es correcta la remagnetización de la localidad “Rocas Estratificadas Remagnetizadas (TT)” es posterior a la actividad de la Falla Taltal (125-110 Ma), y por ese motivo no la registra la rotación antihoraria.

Las rotaciones cercanas a 20° en sentido horario de las rocas remagnetizadas en el Dominio Cifuncho y de la Granodiorita Cerro del Pingo son bajas y pueden ser explicadas a partir del campo lejano de la formación del Oroclino Boliviano, sufridas por todo el antearco.

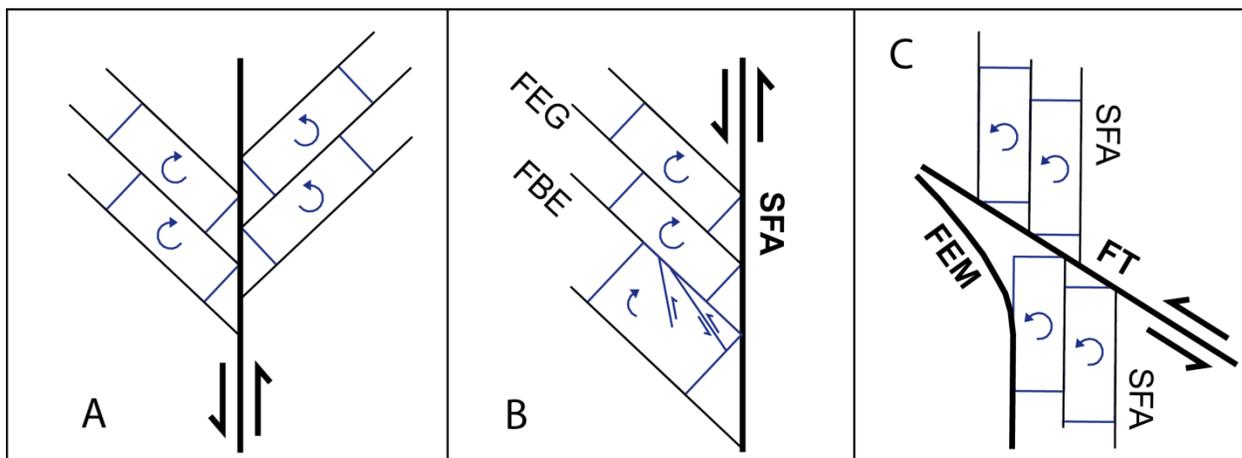


Figura 55. Modelos para explicar las rotaciones anómalas de este estudio. A. Mecanismos de rotación producidos por una falla sinistral de mesoescala, dependiendo de la geometría de las estructuras pre-existentes. B. Caso de interacción de Sistema de fallas Noroeste y el Sistema de Fallas de Atacama (SFA). Dentro del Sistema de Fallas Noroeste son individualizadas las Fallas El Gritón (FEG) y Buena Esperanza (FBE). C. Caso de interacción entre la Falla Taltal (FT) y el SFA, del cual se observa la Falla El Muelle (FEM) que se encuentra curvada, y que actúa como marcador de la rotación que es mayor cerca de la Falla Taltal.

Al integrar los resultados de este estudio con los que se han publicado previamente (Randall *et al.*, 1996; Arriagada *et al.*, 2003; Arriagada *et al.*, 2006), se observa que la Falla Taltal produce una segmentación tectónica a escala de la Cordillera de la Costa y la Depresión Central (Figura 56).

Al norte de la Falla Taltal las rotaciones publicadas son generalmente bajas, menores o iguales a 30° en sentido horario (Arriagada *et al.*, 2003 y este estudio). Estas rotaciones menores son relacionadas al campo lejano asociado con la formación del Oroclino Boliviano durante el Eoceno-Oligoceno (Arriagada *et al.*, 2006).

Las mayores magnitudes de rotación en sentido horario en la Cordillera de la Costa ( $\geq 40^\circ$ ) han sido reportadas al sur de la falla Taltal (Randall *et al.*, 1996 y este estudio). Se interpreta que estas localidades registran una rotación tectónica adicional, previa al Cretácico Temprano, que parece haberse desarrollado solamente al sur de este

elemento estructural. El origen de esta rotación probablemente es la interacción del SFA con el preexistente Sistema de Fallas Noroeste, en un arreglo de tipo dominó.

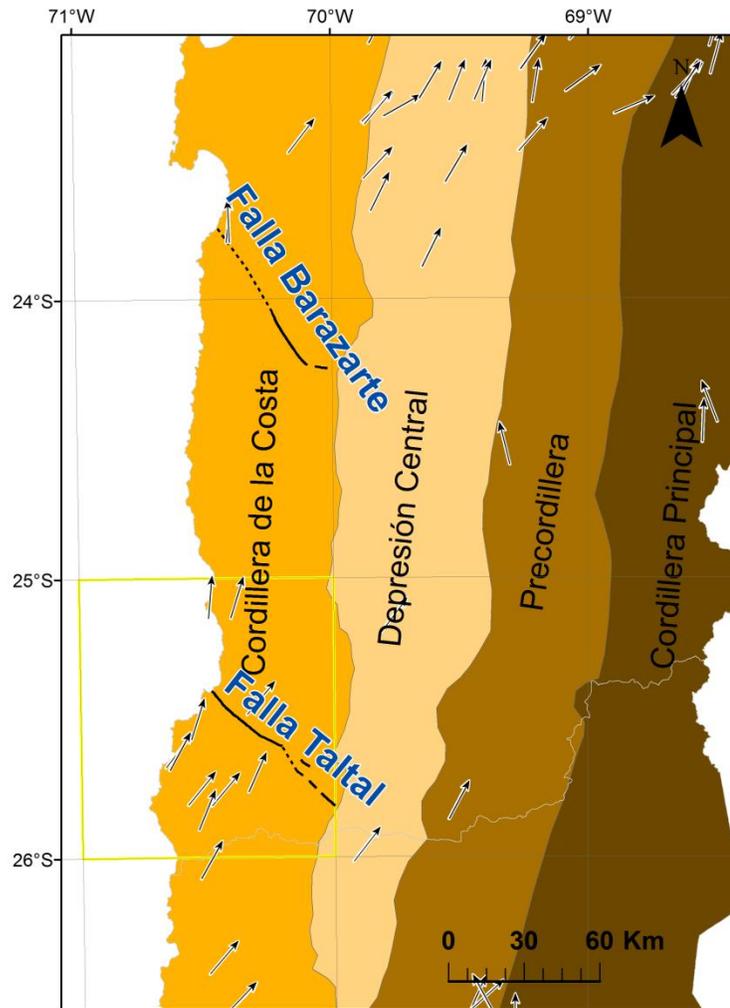


Figura 56. Integración de los datos de rotaciones tectónicas por unidad morfo-estructural entre los 23° y 27°S. Las flechas indican la magnitud y sentido de la rotación, y el cuadro amarillo indica el área de este estudio. Incluye datos de Randall *et al.*, 1996; Arriagada *et al.*, 2003; Arriagada *et al.*, 2006.

## Capítulo V “Conclusiones”

La Falla Taltal separa dos sectores con patrones de rotaciones tectónicas diferentes, por lo tanto, es responsable de una segmentación tectónica en la Cordillera de la Costa del norte de Chile. En el área de estudio existe una diferencia significativa en las rotaciones calculadas para las rocas que tienen una edad de magnetización previa al Cretácico (Figura 54 B). Al norte de la Falla Taltal, se registran rotaciones en sentido horario del orden de los 20°, mientras que al sur de esta falla las rotaciones son de cerca de 40° en sentido horario. En las rocas con edad de magnetización Cretácico Inferior no se ha podido establecer fehacientemente esta diferencia puesto que el resultado obtenido al norte de esta falla tiene un error bastante grande. Aun así, se sugiere que también existe esta diferencia al sur de la Falla Taltal donde las rocas ubicadas tienen una rotación horaria en torno a los 20°, mientras que al norte de esta falla la rotación parece ser mayor.

Para explicar estos patrones de rotación anómalos se propone una combinación de factores regionales y temporales. Todas las rocas están influenciadas por la rotación de campo lejano asociada con la formación del Oroclino Boliviano durante el Eoceno, cuya magnitud aproximada está en torno a los 20° en sentido horario. A este efecto se le suma la participación de fallas de escala regional o meso-escala que producen rotaciones durante el Mesozoico, de características más locales que la descrita para el oroclino Boliviano.

Al norte de la Falla Taltal las rocas con edad de magnetización más antigua (Jurásico Superior) están menos rotadas en sentido horario que las rocas con edad de magnetización más joven (Cretácico Inferior) (Figura 54 A). Se interpreta que las rocas magnetizadas durante el Jurásico habrían sufrido una rotación en sentido anti-horario por efecto del movimiento sinistral de la Falla Taltal (Figura 55 C) durante el Cretácico Temprano. Esta falla sería el extremo sur del bloque rotado, cuyo límite norte no ha sido determinado aún. Se propone que el límite norte del bloque rotado anti-horario sea la Falla Barazarte también de orientación noroeste y ubicada unos 150 km al norte de la Falla Taltal (Figura 56).

Al sur de la falla Taltal el patrón indica que las rocas con edad de magnetización previa al Jurásico Superior están más rotadas que las remagnetizadas durante el Cretácico Temprano (Figura 54 A). En este caso se deduce una rotación en sentido horario producida cerca del límite de los períodos Jurásico y Cretácico, asociada con la actividad precursora del SFA y su interacción con parte del Sistema de Fallas Noroeste, que forman un arreglo en dominó (Figura 55 B).

## Bibliografía

Allmendinger, R. W.; Smalley, R.; Bevis, M.; Caprio, H.; Brooks, B. 2005. Bending the Bolivian orocline in real time. *Geology*, Vol. 33, N° 11, pp. 905-908.

Álvarez, J.; Jorquera, R.; Miralles, C.; Padel, M.; Martínez, P. 2016. Cartas Punta Posallaves y Sierra Vicuña Mackenna. Escala 1:100.000. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Arabasz, W. J. 1971. Geological and Geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile. Ph. D. Thesis. California Institute of Technology, 264 p. Pasadena, USA.

Arriagada, C.; Roperch, P.; Mpodozis, C.; Dupont-Nivet, G.; Cobbold, P. R.; Chauvin, A.; Cortés, J. 2003. Paleogene clockwise tectonic rotations in the forearc of central Andes, Antofagasta region, northern Chile, *J. Geophys. Res.*, 108(B1), 2032, doi:10.1029/2001JB001598.

Arriagada, C.; Roperch, P.; Mpodozis, C.; Fernandez, R. 2006. Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25°–28°S), northern Chile, *Tectonics*, v. 25, TC4001, doi:10.1029/2005TC001923.

Arriagada, C.; Roperch, P.; Mpodozis, C.; Cobbold, P.R. 2008. Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view, *Tectonics*, v. 27, TC6014, doi:10.1029/2008TC002269.

Aubry, L.; Roperch, P.; Urreiztieta, M.; Rossello, E.; Chauvin, A. 1996. Paleomagnetic study along the southeastern edge of the Altiplano-Puna Plateau: Neogene tectonic rotations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 101, no B8, p. 17883-17899.

Bahlburg H.; Vervoort J.D.; Du Frane S.A.; Bock B.; Augustsson C.; Reimann C. 2009. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth-Science Reviews* 97: 227-253.

Bartsch, V. 2004. Magmengenese der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite in der Küstenkordillere von Nord-Chile zwischen 24° und 27° S. PhD thesis, Technische Universität Berlin. 338 p.

Bell C.M. 1982: The Lower Paleozoic metasedimentary basement of the coastal range of Chile between 25°30' and 27° S. *Revista Geológica de Chile* 17: 21-29.

Bell C.M. 1984. Deformation produced by the subduction of a Palaeozoic turbidite sequence in northern Chile. *Journal of the Geological Society of London* 141: 339-347.

Bell C.M. 1987. The Late Paleozoic evolution of the Gondwanaland continental margin in northern Chile. In *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics* (G.D. McKenzie, ed.), American Geophysical Union: 261-270. Washington D.C., USA.

Boric R.; Díaz F.; Maksaev V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Boletín Servicio Nacional de Geología y Minería N° 40. pp. 1–246.

Brown, M.; Diaz, F.; Grocott, J. 1993. Displacement history of the Atacama fault system 25° 00' S-27° 00' S, northern Chile. Geological Society of America Bulletin, Vol. 105. No. September: pp. 1165–1174.

Buatois, L.; Mángano, G. 2011. Ichnology: organism-substrate interactions in space and time. Cambridge University Press, 358 p.

Cáceres, M.; Gutiérrez, P. 2009. Piroclastitas subacuosas con concreciones de la Formación Pan de Azúcar: origen, edad y ambiente depositacional, sur de Taltal, Región de Antofagasta. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Católica del Norte, Antofagasta, Chile, 284 p.

Capitanio, F. A.; Faccenna, C.; Zlotnik, S.; Stegman, D. R. 2011. Subduction dynamics and the origin of Andean orogeny and the Bolivian orocline. Nature, 480(7375): pp. 83-86.

Cembrano, J.; González, G.; Arancibia, G.; Ahumada, I.; Olivares, V. y Herrera, V. 2005. Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: A case study from the Mesozoic Atacama fault system, Northern Chile. Tectonophysics, 400(1), 105-125.

Contreras, J.; Espinoza, M.; Jorquera, R.; Kraus, S.; Ramírez, C.; Naranjo, J.; De la Cruz, R.; Escribano, J.; Martínez, P. 2013. Carta Cifuncho, Regiones de Atacama y Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 161. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Coutand, I.; Chauvin, A.; Cobbold, P.; Gautier, P.; Roperch, P. 1999, Vertical axis rotations across the Puna Plateau (northwestern Argentina) from paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks. Journal of Geophysical Research, v. 104, N° B10, p. 22965-22984.

Covacevich V. 1982. Observaciones paleontológicas de muestras provenientes de las hojas Taltal y Chañaral, Región de Antofagasta (Parte I). SERNAGEOMIN (inédito).

Covacevich V. 1985. Observaciones paleontológicas de muestras provenientes de las hojas Taltal y Chañaral, Región de Antofagasta (Parte II). SERNAGEOMIN (inédito).

Covacevich V.; Escobar F. 1979. La presencia del género *Otapiria* Marwich, 1935 (Mollusca; Bivalvia) en Chile y su distribución en el ámbito circumpacífico. In Congreso Geológico Chileno, N°2, Actas 3: J165-H188.

Davidson, J.; Godoy, E.; Covacevich, V. 1976. El Bajociano marino de Sierra Minillas (70° 30'W-26°S), Sierra de Fraga (69° 50'W-27°S), Provincia de Atacama, Chile: Edad y marco geotectónico de la Formación La Negra en esta latitud. In Congreso Geológico Chileno, N° 1, Actas: A225-A272. Santiago.

Domagala, J.P.; Escribano, J.; De la Cruz, R.; Saldías, J.; Jorquera, R. 2016. Cartas Blanco Encalada y Pampa Remiendos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta

Geológica de Chile, Serie Geología Básica 187-188: 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Escribano, J., Martínez, P., Domagala, J., Padel, M., Espinoza, M., Jorquera, R., Contreras, J., De la Cruz, R., Calderón, M. 2013. Cartas Bahía Isla Blanca y Taltal, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 164 y 165: 75 p. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Espinoza, F.; Matthews, S.; Cornejo, P.; Venegas, C., 2011. Carta Catalina, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 129: 63 p. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Espinoza, M.; Contreras, J. P.; Jorquera, R.; De la Cruz, R.; Kraus, S.; Ramírez, C.; Naranjo, J. A., 2014. Carta Cerro del Pingo, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 169: 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Fisher, R. A. (1953), Dispersion on a sphere, Proc. R. Soc. London, Ser. A, 217: pp. 295–305, doi:10.1098/rspa.1953.0064.

Forsythe, R.; Chisholm, L. 1994. Paleomagnetic and structural constraints on rotations in the north Chilean Coast Ranges. Journal of South American Sciences Vol. 7, N° 3 y 4: pp. 270-294.

Forsythe, R.; Dennis K.; Mpodozis, C.; Davidson, J. 1987. Paleomagnetism of Permian and Triassic Rocks, Central Chilean Andes. Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics: pp. 241-252.

García F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. *In* Simposio Geosinclinal Andino, Sociedad Geológica de Chile 3: 138 p.

Godoy, E., Lara, L., 1998. Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 5-6, 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.

Grocott, J.; Taylor, G. 2002. Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30'S to 27°S). Journal of the Geological Society 159: pp. 425-442.

Gutiérrez, P.; Cáceres, M.; Wilke, H.; Medina, E. 2009. Piroclastitas subacuosas con concreciones de la Formación Pan de Azúcar: origen, edad y ambiente depositacional, sur de Taltal, Región de Antofagasta. *In* XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile: pp.S10-019

Hartley, A.J.; Turner, P.; Williams, G.D. y Flint, S. 1988. Paleomagnetism of the Cordillera de la Costa, northern Chile: evidence for local forearc rotation. Earth and Planetary Science Letters N° 89: pp. 375-386.

Heki K.; Hamano, Y.; Kono., M. 1983. Rotation of the Peruvian Block from palaeomagnetic studies of the Central Andes, Nature, Vol. 305, no 5934, p. 514-516, doi:10.1038/305514a0.

Heki, K.; Hamano, Y.; Kinoshita, H.; Taira, A.; Kono, M. 1984. Paleomagnetic study of Cretaceous rocks of Peru, South America: Evidence for rotation of the Andes. *Tectonophysics*, 1984, vol. 108, no 3-4, pp. 267-281.

Herbst, R.; Melchor, R.; Troncoso, A. 1998. Las Pteridophyta y el paleoambiente de la parte media de la Formación La Ternera -Triásico Superior-, en Quebrada La Cachivarita, III región, Chile. *Revista Geológica de Chile* Vol. 25 (N°1): pp.85-107.

Hervé, M., 1987. Movimiento normal de la falla Paposo, Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno, Chile. *Revista Geológica de Chile* 31: pp. 31-36.

Hervé, M.; Marinovic, N. 1989. Geocronología y evolución del batolito Vicuña Mackenna, Cordillera de la Costa, sur de Antofagasta, 24°-25°S. *Revista Geológica de Chile* v.16 (n.1): pp.31-49.

Helsley, C.E., and Steiner, M.B., 1969, Evidence for long intervals of normal polarity during the Cretaceous Period: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 5, p. 325-332.

Hillebrandt, A. v. 2000. Ammonite Biostratigraphy of the Hettangian/Sinemurian Boundary in South America. *GeoResearch Forum* 6, Switzerland: pp. 105-118.

Iglesia Llanos, M.P., 2008. Paleogeografía de América del Sur durante el Jurásico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63, No 4, pp.498-511.

Isacks, B. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1988, vol. 93, N° B4, pp. 3211-3231.

Jesinkey, C.; Forsythe, R. D.; Mpodozis, C.; Davidson, J. 1987. Concordant late Paleozoic paleomagnetizations from the Atacama Desert: implications for tectonic models of the Chilean Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 85, no 4, pp. 461-472.

Juez-Larré, J.; Kukowski, N.; Dunai, T.J.; Hartley, A.J.; Andriessen, P.A., 2010. Thermal and exhumation history of the Coastal Cordillera arc of northern Chile revealed by thermochronological dating. *Tectonophysics*, vol. 495, no 1, pp.48-66.

Kley, J. 1999. Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian orocline. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(2), pp.221-235.

Kurth, D. 2000. Die nordchilenische Küstenkordillere bei Taltal: Scherzonen und Forearc-Sliver im jurassischen und unterkretazischen magmatischen Bogen. Ph.D. Thesis, unpublished, Freie Universität: 153 p. Berlin, Germany.

Las Cenizas, 2007. Geología unificada de la costa de Taltal, sectores Cerro el Pingo, Sierra Esmeralda y Sierra Canchas. II Región de Antofagasta, Chile. 1 mapa, 1 leyenda expandida. Escala 1:50.000. Documento Inédito.

Linares, E. y Valencio, D. A. 1975. Paleomagnetism and K-Ar ages of some trachybasaltic dikes from Rio de los Molinos, Province of Cordoba, Republic of Argentina, *J. geophys. Rcs.*, 80, 3315-3321.

Losert, J. 1974. Alterations and associated copper mineralization in the Jurassic volcanic rocks of the Buena Esperanza mining area, Antofagasta Province, Northern Chile. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Publicacion 41.

Lucassen, F.; Kramer, W.; Bartsch, V.; Wilke, H.G.; Franz, G.; Romer, R.L.; Dulski, P. 2006. Nd, Pb and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic province of northern Chile (18-27°S): indications for a uniform subarc mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* Vol. 152: pp. 571-589.

Marioth, R.; Bahlburg, H. 2003. Characterization and quantification of thermal and diagenetic processes in the carboniferous accretionary prism (Chañaral melange) in northern Chile. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 10. Concepción, Chile.

Mercado, M., 1980. Geología del área Pan de Azúcar, Región de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 37: 30 p. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Nalpas, T.; Hérail, G.; Mpodozis, C.; Riquelme, R.; Clavero, J.; Dabard, M. P. 2005. Thermochronological data and denudation history along a transect between Chañaral and Pedernales (~26° S), north Chilean Andes: orogenic implications. *In 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona)*, Extended Abstracts: pp. 548-551.

Naranjo, J.A.; Puig, A. 1984. Hojas Taltal y Chañaral, regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. No. 62-63, 140 p., 1 mapa escala 1:250.000.

O'Driscoll, L. J.; Richards, M. A.; Humphreys, E. D. 2012. Nazca–South America interactions and the late Eocene–late Oligocene flat-slab episode in the central Andes. *Tectonics*, 31, Vol. 2.

Palacios, C. 1984. Considerations about the plate tectonic models, volcanism, and continental crust in the southern part of the Central Andes. *Tectonophysics*, 108, pp. 205–214.

Palmer, H.C.; Hyatsu, A.; MacDonald, W.D. 1980a. The middle Jurassic Camaraca formation, Arica, Chile; paleomagnetism, K-Ar dating and tectonic implications. *Geophysical Journal of Royal Astronomy Society*, N° 62: pp.155-172.

Palmer, H.C.; Hayatsu, A.; MacDonald, W.D. 1980b. Paleomagnetic and K-Ar age studies of a 6 km-thick Cretaceous section from the Chilean Andes. *Geophysical Journal of Royal Astronomy Society*, N° 62: pp. 133-153.

Pankhurst, R.; Hervé, F.; Fanning, C. M.; Calderón, M.; Niemeyer, H.; Griem-Klee, S.; Soto, F. 2016. The pre-Mesozoic rocks of northern Chile: U–Pb ages, and Hf and O isotopes. *Earth Science Reviews* N° 152: pp. 88-105.

Pardo-Casas, F.; Molnar P. (1987), Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous times, *Tectonics*, 6: pp. 233 - 248.

Pichowiak, S. 1994. Early Jurassic to early Cretaceous magmatism in the Coastal Cordillera and the Central Depression of Northern Chile. *In*: Reutter, K. J., Scheuber, E. & Wigger, P. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Heidelberg: pp. 203–217.

Randall, D.E.; Taylor, G.K. y Grocott, J. 1996. Major crustal rotations in the Andean margin: Paleomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101. No. B7: pp. 15783-15798.

Randall, D. E.; Tomlinson, A. J.; Taylor, G. K. 2001. Paleomagnetically defined rotations from the Precordillera of northern Chile: Evidence of localized in situ fault-controlled rotations. *Tectonics*, vol. 20, no 2, p. 235-254.

Riquelme, R.; Martinod, J.; Hérail, G.; Darrozes, J.; Charrier, R. 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361: pp. 255-275.

Rogers, G., Hawkesworth, J. 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 91: pp. 271–285.

Roperch, P.; Carlier, G. 1992. Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the central Andes of southern Peru: Importance of rotations in the development of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1992, vol. 97, no B12, pp. 17233-17249. <https://doi.org/10.1029/92JB01291>

Roperch, P.; Sempere, T.; Macedo, O.; Arriagada, C.; Fornari, M.; Tapia, C.; García, M.; Laj, C. 2006. Counterclockwise rotation of late Eocene–Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes. *Tectonics*, 2006, vol. 25, no 3. <https://doi.org/10.1029/2005TC001882>

Rubilar, A. 2012a. Invertebrados fósiles del Jurásico Inferior, provenientes del sur de Taltal. Informe Paleontológico (Inédito) 2012-03. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

Rubilar, A. 2012b. Fósiles del Jurásico Inferior, provenientes del sur de Quebrada Cifuncho, sur de Taltal. Informe Paleontológico (Inédito) 2012-04. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

Rubilar, A. 2012c. Invertebrados jurásicos provenientes del sur de Taltal, Región de Antofagasta. Informe Paleontológico (Inédito) 2012-06. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

Saldías, J. 2015. Origen de la fábrica magnética del plutón Granodiorita Cerro del Pingo (25°40'S - 70°15'O): Implicancias en relación a su mecanismo de emplazamiento. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile: 86 p. Santiago

Scheuber, E.; Hammerschmidt, K.; Friedrichsen, H. 1995.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Rb-Sr analyses from ductile shear zones from the Atacama Fault Zone, northern Chile: the age of deformation. *Tectonophysics*, Vol. 250, pp. 61-87.

Scheuber, E.; González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°–26° S): A story of crustal deformation along a convergent plate. *Tectonics*, Vol. 18. N° 5: pp. 895–910.

Somoza, R.; Singer, S. 1996. Paleomagnetism of upper Miocene ignimbrites at the Puna: An analysis of vertical-axis rotations in the Central Andes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, no. B5, pp. 11387-11400.

Somoza, R.; Tomlinson, A. 2002. Paleomagnetism in the Precordillera of northern Chile (22 30'S): implications for the history of tectonic rotations in the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 194(3), pp.369-381.

Suárez, M.; Naranjo, J.; Puig, A. 1982. Volcanismo liásico inferior en la región costera de Antofagasta meridional : piroclastitas en la formación Pan de Azúcar e implicancias paleogeográficas. *Revista Geológica de Chile* 17: pp. 83–90.

Suárez, M.; Naranjo, J.; Puig, A. 1985. Estratigrafía de la Cordillera de la Costa al sur de Taltal, Chile: Etapas iniciales de la evolución andina. *Revista Geológica de Chile* 24: pp. 19–28.

Tanaka, H.; Tsunakawa, H.; Amano, K. 1988. Palaeomagnetism of the cretaceous El Way and Coloso Formations from the northern Chilean Andes. *Geophysical Journal International*, Vol. 95, N° 1, p. 195-203.

Taylor, G. K.; Dashwood, B.; Grocott, J. 2005. Central Andean rotation pattern: Evidence from paleomagnetic rotations of an anomalous domain in the forearc of northern Chile. *Geology*, vol. 33, no 10, p. 777-780.

Taylor, G. K.; Grocott, J.; Dashwood, B.; Gipson, M.; Arévalo, C. 2007. Implications for crustal rotation and tectonic evolution in the central Andes fore arc: New paleomagnetic results from the Copiapó region of northern Chile, 26–28 S. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 112, no B1.

Tornos F.; Velasco F.; Barra F.; Morata D. 2010. The Tropezón Cu-Mo-(Au) deposit, Northern Chile: the missing link between IOCG and porphyry copper systems? *Mineralium Deposita* 45: pp. 313–321.

Torsvik, T.H.; Van der Voo, R.; Preeden, U.; Mac Niocaill, C.; Steinberger, B.; Doubrovine, P.V.; van Hinsbergen, D.J.; Domeier, M.; Gaina, C.; Tohver, E.; Meert, J.G.; McCausland, P.; Cocks, L.R. 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114(3-4), pp.325-368.

Turner, P.; Clemmey, H.; Flint, S. 1984. Palaeomagnetic studies of a Cretaceous molasse sequence in the central Andes (Coloso Formation, Northern Chile). *Journal of the Geological Society London*. Vol. 141, N° 5: pp. 869-876.

Ulriksen C. 1979. Regional geology, geochronology and metallogeny of the Coastal Cordillera of Chile between 25°30' and 26°00' south. M.Sc. Thesis, unpublished, Dalhousie University, Halifax, Canada: 221 p.

Valencio, D. A. y Vilas, J. F. 1970. Palaeomagnetism of some middle Jurassic lavas from south-east Argentina, *Nature*, 225,262-264.

Valencio, D. A. y Vilas, J. F. 1972. Palaeomagnetism of late Paleozoic and early Mesozoic rocks of South America, *Earth planet. Sci. Lett.*, 15,75-85.

Zijderveld, J.D.A. 1967. A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results, In *Methods in Palaeomagnetism* (Collinson, D.W.; Creer, K.M.; Runcorn, S.K.; editors). Elsevier: pp. 254-286.

# Anexos

Tabla 1. Datos paleomagnéticos y resultados utilizados en este estudio. Se indica la ubicación de los sitios y localidades, la litología de los sitios y la unidad en que se encuentran Dec, Inc. Promedio de declinación e inclinación in situ y después de la corrección de manteo. a95. Mitad de ángulo con 95% de confianza. K. Parámetro de precisión de Fisher (1953).

Sitio	N°	In situ				Corrección de Manteo				Latitud	Longitud	Litología	Edad	Rumbo/Manteo	Unidad	Observaciones	Dominio
		Dec	Inc	a95	K	Dec	Inc	a95	K								
<b>"Rocas Estratificadas Paposo"</b>																	
94CH15	9	2,2	-66,7	4,8	118	44,9	-35,3	4,8	118	-25,049	-70,484		125		Jln		PAP
94CH16	12	9,1	-56,7	2,6	286	39	-26,2	2,6	286	-25,049	-70,484		125		Jln		PAP
95CH48	4	334,9	-71,1	4,9	467	47,2	-50,2	4,9	467	-25,043	-70,480		125		Trjpa		PAP
<b>mean</b>	<b>3</b>	<b>358,4</b>	<b>-65,5</b>	<b>15,8</b>	<b>62</b>	43,3	-37,3	19,3	42,0	-25,046	-70,482		125				
<b>"Plutones Jurásicos (Paposo)"</b>																	
JBEA-2	6	202,4	37,8	11,8	23,5					-24,378	-70,518	Granodiorita	160		Jsbe	Forsythe y Chisholm, 1994	PAP
JPPA-2	11	198,1	34,7	6,5	41,7					-24,721	-70,549	Gabro	155		Jsp(d)	Forsythe y Chisholm, 1994	PAP
JPMA-2	4	193,6	45,0	16,6	17,7					-24,761	-70,535	Granito	155		Jsp(d)	Forsythe y Chisholm, 1994	PAP
JPCA-2	11	202,6	36,6	9,2	21,2					-24,888	-70,497	Gabro	155		Jsp(d)	Forsythe y Chisholm, 1994	PAP
15PC53	4	19,5	-65,6	2,7	1201					-25,021	-70,378	Diques andesíticos	155		Jha		PAP
95CH47 (C03)	10	183,6	48,4	4,8	113					-25,472	-70,330	intrusivo	150		JKlf	Arriagada <i>et al.</i> , 2006	PAP
15PC54	7	174,6	72,9	2,8	551					-25,493	-70,321	Granodiorita	150		JKlf		PAP
<b>mean</b>	<b>7</b>	<b>15,4</b>	<b>-48,9</b>	<b>12,2</b>	<b>25,6</b>					-25,049	-70,372		155				
<b>"Plutones Cretácicos (Paposo)"</b>																	
15PC55	6	35,1	-44,7	3,5	371					-25,468	-70,239	Diorita	100		Kil		PAP
15PC56	6	22,5	-59,4	3,7	327					-25,472	-70,223	Tonalita	100		Kil		PAP
KQDBCD1	7	28,2	-49,8	11,6	20,7					-24,869	-70,377	Monzogranito	135		Kir(gd)	Forsythe y Chisholm, 1994	PAP
KQDBCD2	9	229,9	31,0	5,7	67,5					-24,869	-70,377	Monzogranito	135		Kir(gd)	Forsythe y Chisholm, 1994	PAP
<b>mean</b>	<b>4</b>	<b>35,7</b>	<b>-46,7</b>	<b>16,6</b>	<b>31,6</b>					-25,414	-70,274		100				

Sitio	N°	In situ				Corrección de Manteo				Latitud	Longitud	Litología	Edad	Rumbo/Manteo	Unidad	Observaciones	Dominio
		Dec	Inc	a95	K	Dec	Inc	a95	K								

**"Plutón Cerro del Pingo"**

14PS05		22,6	-57,1	3,8						-25,682	-70,311	Andesita Hipabisal	130		Kia		CP
14PS02		197,9	38,7	11,1						-25,743	-70,283	Granodiorita	130		Kicp		CP
14PS04		8,4	-37,5	2,6						-25,726	-70,279	Granodiorita	130		Kicp		CP
14PS06		10,9	-21,4	3,9						-25,685	-70,300	Tonalita	130		Kicp		CP
14PS08		44,7	-57,5	12,0						-25,706	-70,313	Tonalita	130		Kicp		CP
14PS09		23,5	-52,2	2,3						-25,702	-70,317	Tonalita	130		Kicp		CP
14PS10		20,7	-58,7	4,9						-25,700	-70,298	Tonalita	130		Kicp		CP
14PS11		17,9	-62,5	8,5						-25,700	-70,295	Tonalita	130		Kicp		CP
14PS13		158,0	54,6	2,7						-25,700	-70,281	Granodiorita	130		Kicp		CP
14PS19		1,1	-53,6	3,4						-25,638	-70,210	Granodiorita	130		Kicp		CP
14PS25		133,8	-85,4	3,6						-25,662	-70,251	Tonalita	130		Kicp		CP
14PS27		204,8	51,0	3,5						-25,665	-70,262	Tonalita	130		Kicp		CP
14PS31		51,1	-62,0	2,4						-25,665	-70,302	Tonalita	130		Kicp		CP
14PS32		12,6	-47,2	1,5						-25,736	-70,282	Granodiorita	130		Kicp		CP
14PS36		19,1	-44,7	2,8						-25,636	-70,297	Granodiorita	130		Kicp		CP
mean	<b>15</b>	<b>17,5</b>	<b>-53,7</b>	<b>8,7</b>	<b>20,3</b>					<b>-25,676</b>	<b>-70,297</b>		<b>130</b>				

**Tonalita**

14PS05	7	22,6	-57,1	3,8	463					-25,682	-70,311	Andesita Hipabisal	125		Kia		CP
14PS08		44,7	-57,5	12,0						-25,706	-70,313	Tonalita	130		Kicp		CP
14PS09	5	23,5	-52,2	2,3	1097					-25,702	-70,317	Tonalita	130		Kicp		CP
14PS10	7	20,7	-58,7	4,9	175					-25,7	-70,298	Tonalita	130		Kicp		CP
14PS11		17,9	-62,5	8,5						-25,700	-70,295	Tonalita	130		Kicp		CP
14PS27		204,8	51,0	3,5						-25,665	-70,262	Tonalita	130		Kicp		CP
14PS31	5	51,1	-62,0	2,4	1057					-25,665	-70,302	Tonalita	130		Kicp		CP
mean	<b>7</b>	<b>28,9</b>	<b>-57,8</b>	<b>6</b>	<b>102</b>					<b>-25,686</b>	<b>-70,306</b>		<b>130</b>				

Sitio	N°	<i>In situ</i>				Corrección de Manteo				Latitud	Longitud	Litología	Edad	Rumbo/Manteo	Unidad	Observaciones	Dominio
		Dec	Inc	a95	K	Dec	Inc	a95	K								
<b>Granodiorita</b>																	
14PS02		197,9	38,7	11,1						-25,743	-70,283	Granodiorita	130		Kicp		CP
14PS04	11	8,4	-37,5	2,6	309					-25,726	-70,279	Granodiorita	130		Kicp		CP
14PS19	6	1,1	-53,6	3,4	394					-25,638	-70,21	Granodiorita	130		Kicp		CP
14PS32	6	12,6	-47,2	1,5	2094					-25,736	-70,282	Granodiorita	130		Kicp		CP
14PS36	6	19,1	-44,7	2,8	577					-25,636	-70,297	Granodiorita	130		Kicp		CP
<b>mean</b>	<b>5</b>	<b>12,2</b>	<b>-44,5</b>	<b>7,9</b>	<b>95,5</b>					<b>-25,688</b>	<b>-70,272</b>		<b>130</b>				

**“Rocas  
Estratificadas  
Mag.  
Primaria”**

14PC08	6	46,8	-31,0	2,5	730	34,9	-61,2	2,5	730	-25,692	-70,566	Arenisca	210		Trc		CIF
14PC26	10	26,5	-45,1	5,8	70	63,8	-61,1	5,8	70	-25,853	-70,601	Arenisca	210		Trc		CIF
14PC13	6	230,7	14,8	4,1	328	227,8	27,8	4,1	328	-25,708	-70,529	Andesita Hipabisal	190		Jiha		CIF
14PC16	5	78,6	-36,4	7,0	186	78,6	-36,4	7,0	186	-25,799	-70,536	Andesita Hipabisal	190		Jiha		CIF
14PC18	6	70,0	-29,4	2,3	846	67	-48,8	2,3	846	-25,797	-70,509	Arenisca	190		Jiph		CIF
15PC39		205,9	10,5	6,4		202,9	25,3	6,4		-25,455	-70,521	Arenisca	190		Trjpa		CIF
14PC20		229,4	-19,7	4,8		230	13,6	4,8		-25,761	-70,513	Toba	165		Jln		CIF
14PC31	5	44,9	-30,6	7,3	112	34,8	-40,3	7,3	112	-25,640	-70,524	Arenisca	165		Jln		CIF
15PC36	6	229,9	53,9	11,0	38	216,6	50,5	11	38	-25,827	-70,471	Arenisca	165		Jln	alta temp. magn. intrusivo cercano	CIF
15PC37	13	192,1	49,6	5,9	55	148	73	5,9	55	-25,406	-70,512	Arenisca	155		Jln	Test del conglomerado	CIF
<b>mean</b>	<b>10</b>	<b>226,9</b>	<b>28,8</b>	<b>17,6</b>	<b>8,5</b>	<b>226,2</b>	<b>45,3</b>	<b>15,8</b>	<b>10,3</b>	<b>-25,736</b>	<b>-70,510</b>		<b>165</b>				

**“Rocas  
Estratificadas  
Fm. La  
Negra”**

AT82		241,1	1,5	8,6	43,9	237,9	29,3	8,6	43,9	-25,743	-70,466	Lava andesítica	165		Jln	Randall <i>et al.</i> , 1996	CIF
AT83		225,5	18,8	13,6	22,3	223,5	48,7	13,6	22,3	-25,725	-70,413	Lava andesítica	165		Jln	Randall <i>et al.</i> , 1996	CIF
AT84		25,9	-5,0	16,9	17,2	15	-24	16,9	17,2	-25,715	-70,372	Lava andesítica	165		Jln	Randall <i>et al.</i> , 1996	CIF
AT85		231,7	-23,6	6,7	85,2	236,4	12,7	6,7	85,2	-25,717	-70,374	Lava andesítica	165		Jln	Randall <i>et al.</i> , 1996	CIF
AT86		25,6	16,5	23,2	59,1	25,3	-18,8	23,2	59,1	-25,704	-70,367	Lava andesítica-basáltica	165		Jln	Randall <i>et al.</i> , 1996	CIF
AT88		50,7	4,3	10,4	34,6	48,2	-18,1	10,4	34,6	-25,871	-70,462	Lava andesítica	165		Jln	Randall <i>et al.</i> , 1996	CIF
AT89		43,4	-38,2	7,3	76,2	25,8	-52,2	7,3	76,2	-25,875	-70,448	Lava andesítica	165		Jln	Randall <i>et al.</i> , 1996	CIF
<b>mean</b>	<b>7</b>	<b>223,4</b>	<b>2,6</b>	<b>19,1</b>	<b>10,9</b>	<b>219,4</b>	<b>30</b>	<b>16,4</b>	<b>14,4</b>	<b>-25,740</b>	<b>-70,416</b>		<b>165</b>				

Sitio	N°	<i>In situ</i>				Corrección de Manteo				Latitud	Longitud	Litología	Edad	Rumbo/Manteo	Unidad	Observaciones	Dominio
		Dec	Inc	a95	K	Dec	Inc	a95	K								

**“Rocas  
Estratificadas  
Remagnetizadas  
(TT)”**

15PC41	9	9,1	-40,9	4,6	124	13,1	-44,4	4,6	124	-25,479	-70,527	Andesita Hipabisal	155		Jha		CIF
15PC42	7	21,2	-58,0	6,1	131	27,5	-61,4	6,1	131	-25,491	-70,551	Andesita Hipabisal	155		Jha		CIF
15PC38	8	12,8	-49,2	4,6	148	317,8	-62,6	4,6	148	-25,424	-70,520	Arenisca	155		Jln		CIF
15PC40	10	20,2	-49,2	4,7	108	359,6	-50,9	7,3	45	-25,478	-70,527	Arenisca	155		TrJpa		CIF
15PC49	3	23,8	-46,0	4,2	2352	347,4	-37,5	4,2	2352	-25,555	-70,518	Arenisca	155		Jln		CIF
<b>mean</b>	<b>5</b>	<b>17,1</b>	<b>-48,8</b>	<b>7,1</b>	<b>116,6</b>	357,9	-53,3	17,5	20,1	-25,484	-70,530		155				

**“Rocas  
Estratificadas  
Remagnetizadas  
(PDH)”**

14PC04	7	28,5	-40,5	6,3	98	28,6	-55,5	6,3	98	-25,651	-70,587	Arenisca	155		Trc		CIF
14PC06	8	18,7	-57,9	7,9	55	37,8	-74	7,9	55	-25,653	-70,577	Arenisca	155		Trc		CIF
14PC17	6	22,5	-50,8	8,5	79	350,2	-55,3	8,5	79	-25,793	-70,518	Arenisca	155		Jiph		CIF
14PC19	6	18,2	-45,9	7,0	92	350,4	-49,1	7	92	-25,798	-70,506	Arenisca	155		Jln		CIF
14PC21	6	19,5	-53,3	7,9	74	13,6	-32,2	7,9	74	-25,777	-70,512	Arenisca	155		Jiph		CIF
15PC34	7	24,8	-49,4	5,0	150	1,3	-48,8	5	150	-25,843	-70,452	Lava andesítica	155		Jln		CIF
94CH14	12	6,6	-51,8	5,3	71	349,7	-56,8	5,3	71	-25,854	-70,485		155		Jiph		CIF
<b>mean</b>	<b>7</b>	<b>21,8</b>	<b>-49,9</b>	<b>5,1</b>	<b>143,8</b>	6,9	-54,3	11,9	26,6	-25,811	-70,495		155				

SITIO	EDAD	LAT	LONG	DOBS	INC	A95	LAT_VGP	LON_VGP	P95	DEXP	INC	ROT	DR	ERR_I	EI
"Rocas Estratificadas Paposo"	120	-25,046	-70,482	358,4	-65,5	15,8	83,6	227,4	2,8	353,9	-38,8	4,5	32,9	26,7	13
"Plutones Jurásicos (Paposo)"	150	-25,049	-70,372	15,4	-48,9	12,2	87,4	186,6	6,4	357,2	-43,8	18,2	16	5,1	11,8
"Plutones Jurásicos (Paposo)"	160	-25,049	-70,372	15,4	-48,9	12,2	88	125,7	5,1	359,4	-45,5	16	15,7	3,4	11
"Plutones Cretácicos (Paposo)"	130	-25,414	-70,274	35,7	-46,7	16,6	80,3	227,4	6	350,8	-37	44,9	20,4	9,7	15
"Plutones Cretácicos (Paposo)"	100	-25,414	-70,274	35,7	-46,7	16,6	85,7	104,7	3,3	0,4	-48,8	35,3	19,9	-2,1	13,6
"Plutón Cerro del Pingo"	130	-25,676	-70,297	17,5	-53,7	8,7	83,6	227,4	2,8	353,9	-39,7	23,6	12,1	14	7,6
Tonalita	130	-25,686	-70,306	28,9	-57,8	6	83,6	227,4	2,8	353,9	-39,8	35	9,4	18	5,7
Granodiorita	130	-25,688	-70,272	12,2	-44,5	7,9	83,6	227,4	2,8	353,9	-39,8	18,3	9,2	4,7	7
"Rocas Estratificadas Mag. Primaria"	210	-25,736	-70,51	46,2	-45,3	15,8	75,4	77,5	2,2	9,7	-57,2	36,5	18,4	-11,9	12,7
"Rocas Estratificadas Mag. Primaria"	190	-25,736	-70,51	46,2	-45,3	15,8	78,5	41,4	2,9	12,3	-48,5	33,9	18,4	-3,2	12,9
"Rocas Estratificadas Mag. Primaria"	160	-25,736	-70,51	46,2	-45,3	15,8	86,8	117	4,6	359,5	-47,8	46,7	18,7	-2,5	13,4
"Rocas Estratificadas Fm. La Negra"	160	-25,74	-70,416	39,4	-30	16,4	86,8	117	4,6	359,5	-47,8	39,9	15,8	-17,8	13,8
Mag Primaria_All	160	-25,738	-70,463	43	-38,9	11,2	86,8	117	4,6	359,5	-47,8	43,5	12,3	-8,9	9,9
"Rocas Estratificadas Remagnetizadas (TT)"	150	-25,484	-70,53	17,1	-48,8	7,1	88	125,7	5,1	359,4	-46	17,7	9,8	2,8	7,6
"Rocas Estratificadas Remagnetizadas (PDH)"	150	-25,811	-70,495	21,8	-49,9	5,1	88	125,7	5,1	359,4	-46,4	22,4	7,8	3,5	6,4

Tabla 2. Rotaciones tectónicas en la Cordillera de la Costa del Norte de Chile de este estudio. En gris se marca las localidades eliminadas en el mapa. ROT  $\hat{\pm}$ DR. Angulo de rotación calculada y su error asociado. ERR\_I  $\hat{\pm}$ EI. Diferencia de Inclinación con el polo esperado y su error asociado. D\_EXP INC\_EXP. Declinación e inclinación del polo de referencia calculado por Besse y Courtillot (2002).

Tabla 3. Ubicación de sitios, que indica la unidad perforada y el dominio en que se encuentra.

N°	Sitio	Lat	Long	Unidad	Dominio	Referencia
1	14PS01	-25,7407	-70,2869	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
2	14PS02	-25,7433	-70,2830	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
3	14PS03	-25,7357	-70,2745	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
4	14PS04	-25,7259	-70,2792	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
5	14PS05	-25,6815	-70,3110	Formación Aeropuerto Kia(d)	ZF	Saldías, 2015
6	14PS06	-25,6851	-70,2997	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Ton)	CP	Saldías, 2015
7	14PS07	-25,6693	-70,2819	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
8	14PS08	-25,7065	-70,3134	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Ton)	ZF	Saldías, 2015
9	14PS09	-25,7024	-70,3166	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Ton)	ZF	Saldías, 2015
10	14PS10	-25,6997	-70,2976	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Ton)	CP	Saldías, 2015
11	14PS11	-25,6999	-70,2954	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Ton)	CP	Saldías, 2015
12	14PS12	-25,6989	-70,2941	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
13	14PS13	-25,7003	-70,2810	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
14	14PS14	-25,7037	-70,2727	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
15	14PS15	-25,7033	-70,2728	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
16	14PS16	-25,7044	-70,2682	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
17	14PS17	-25,7062	-70,2641	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
18	14PS18	-25,7084	-70,2605	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
19	14PS19	-25,6380	-70,2099	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
20	14PS20	-25,6356	-70,2193	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
21	14PS21	-25,6335	-70,2277	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
22	14PS22	-25,6411	-70,2314	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
23	14PS23	-25,6455	-70,2364	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
24	14PS24	-25,6490	-70,2402	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
25	14PS25	-25,6616	-70,2506	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Ton)	CP	Saldías, 2015
26	14PS26	-25,6572	-70,2424	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
27	14PS27	-25,6647	-70,2621	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Ton)	CP	Saldías, 2015
28	14PS28	-25,6668	-70,2746	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
29	14PS29	-25,6579	-70,2857	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
30	14PS30	-25,6611	-70,2821	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
31	14PS31	-25,6650	-70,3020	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Ton)	CP	Saldías, 2015
32	14PS32	-25,7355	-70,2824	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
33	14PS33	-25,6674	-70,3046	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Ton)	CP	Saldías, 2015
34	14PS34	-25,6386	-70,3106	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Ton)	CP	Saldías, 2015
35	14PS35	-25,6381	-70,3034	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
36	14PS36	-25,6360	-70,2974	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
37	14PS37	-25,6311	-70,2903	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
38	14PS38	-25,6359	-70,2858	Plutón Cerro del Pingo Kicp (Gd)	CP	Saldías, 2015
39	14PC01	-25,6233	-70,5815	Granitos del Pérmico PeC	CIF	Este estudio

N°	Sitio	Lat	Long	Unidad	Dominio	Referencia
40	14PC02	-25,6166	-70,5506	Hipabisal andesítico Jha(a)	CIF	Este estudio
41	14PC03	-25,6170	-70,5513	Granitos del Pérmico PeC	CIF	Este estudio
42	14PC04	-25,6508	-70,5874	Formación Cifuncho Trc(a)	CIF	Este estudio
43	14PC05	-25,6526	-70,5863	Formación Cifuncho Trc(a)	CIF	Este estudio
44	14PC06	-25,6532	-70,5769	Formación Cifuncho Trc(a)	CIF	Este estudio
45	14PC07	-25,6560	-70,5580	Formación Cifuncho Trc(a)	CIF	Este estudio
46	14PC08	-25,6919	-70,5663	Formación Cifuncho Trc(a)	CIF	Este estudio
47	14PC09	-25,6929	-70,5655	Hipabisal andesítico Jha(a)	CIF	Este estudio
48	14PC10	-25,6980	-70,5603	Formación Cifuncho Trc(a)	CIF	Este estudio
49	14PC11	-25,6944	-70,5529	Formación Pan de Azúcar TrJpa(b)	CIF	Este estudio
50	14PC12	-25,7110	-70,5367	Formación Pan de Azúcar TrJpa(a)	CIF	Este estudio
51	14PC13	-25,7077	-70,5290	Hipabisal andesítico Jiha	CIF	Este estudio
52	14PC14	-25,7132	-70,5212	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Este estudio
53	14PC15	-25,7342	-70,5265	Formación Pan de Azúcar TrJpa(b)	CIF	Este estudio
54	14PC16	-25,7991	-70,5364	Hipabisal andesítico Jiha	CIF	Este estudio
55	14PC17	-25,7928	-70,5184	Formación Posada de los Hidalgo Jiph2	CIF	Este estudio
56	14PC18	-25,7966	-70,5088	Formación Posada de los Hidalgo Jiph2	CIF	Este estudio
57	14PC19	-25,7981	-70,5057	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Este estudio
58	14PC20	-25,7613	-70,5126	Formación La Negra Jln(f)	CIF	Este estudio
59	14PC21	-25,7767	-70,5118	Formación Posada de los Hidalgo Jiph2	CIF	Este estudio
60	14PC22	-25,8052	-70,5020	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Este estudio
61	14PC23	-25,7747	-70,5569	Formación Cifuncho Trc(b)	CIF	Este estudio
62	14PC24	-25,8277	-70,6237	Grupo Plutónico Cifuncho Pec	CIF	Este estudio
63	14PC25	-25,8248	-70,6239	Hipabisal andesítico Jha(p)	CIF	Este estudio
64	14PC26	-25,8527	-70,6013	Formación Cifuncho Trc(b)	CIF	Este estudio
65	14PC27	-25,8983	-70,5968	Hipabisal andesítico Trha	CIF	Este estudio
66	14PC28	-25,8466	-70,5963	Formación Cifuncho Trc(a)	CIF	Este estudio
67	14PC29	-25,8237	-70,5962	Complejo Epimetamórfico de Chañaral Dcce	CIF	Este estudio
68	14PC30	-25,8244	-70,5959	Complejo Epimetamórfico de Chañaral Dcce	CIF	Este estudio
69	14PC31	-25,6404	-70,5238	Formación La Negra Jln(f)	CIF	Este estudio
70	15PC32	-25,7614	-70,5127	Formación La Negra Jln(f)	CIF	Este estudio
71	15PC33	-25,8056	-70,5012	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Este estudio
72	15PC34	-25,8428	-70,4523	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Este estudio
73	15PC35	-25,8262	-70,4710	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Este estudio
74	15PC36	-25,8269	-70,4709	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Este estudio
75	15PC37	-25,4062	-70,5123	Formación La Negra Jln(b)	CIF	Este estudio
76	15PC38	-25,4236	-70,5202	Formación La Negra Jln(b)	CIF	Este estudio
77	15PC39	-25,4552	-70,5209	Formación Pan de Azúcar TrJpa(b)	CIF	Este estudio
78	15PC40	-25,4784	-70,5273	Formación Pan de Azúcar TrJpa(a)	CIF	Este estudio
79	15PC41	-25,4786	-70,5275	Hipabisal andesítico Jha	CIF	Este estudio
80	15PC42	-25,4908	-70,5515	Hipabisal andesítico Jha	CIF	Este estudio
81	15PC43	-25,4790	-70,4213	Formación La Negra Jln(f)	ZF	Este estudio
82	15PC44	-25,4928	-70,4933	Complejo Intrusivo Matancilla Jmm(d)	CIF	Este estudio

N°	Sitio	Lat	Long	Unidad	Dominio	Referencia
83	15PC45	-25,5098	-70,4939	Complejo Intrusivo Matancilla Jmm(d)	CIF	Este estudio
84	15PC46	-25,6010	-70,4304	Formación La Negra Jln(f)	CIF	Este estudio
85	15PC47	-25,4917	-70,4849	Complejo Intrusivo Matancilla Jmm(d)	CIF	Este estudio
86	15PC48	-25,7011	-70,4948	Complejo Plutónico Las Luces Jmll	CIF	Este estudio
87	15PC49	-25,5554	-70,5182	Formación La Negra Jln(e)	CIF	Este estudio
88	15PC50	-25,5584	-70,5156	Formación La Negra Jln(e)	CIF	Este estudio
89	15PC51	-25,0503	-70,2169	Complejo Intrusivo Matancilla Jmm(d)	PAP	Este estudio
90	15PC52	-25,1207	-70,3283	Complejo Intrusivo Matancilla Jmm(gd)	PAP	Este estudio
91	15PC53	-25,0208	-70,3780	Complejo Intrusivo Matancilla Jmm(d)	PAP	Este estudio
92	15PC54	-25,4928	-70,3208	Complejo Plutónico La Finca JKlf	PAP	Este estudio
93	15PC55	-25,4676	-70,2394	Complejo Intrusivo Librillo Kil(d)	PAP	Este estudio
94	15PC56	-25,4720	-70,2228	Complejo Intrusivo Librillo Kil(t)	PAP	Este estudio
95	15PC57	-25,3745	-70,0713	Complejo Intrusivo Librillo Kil(d)	PAP	Este estudio
96	J20	-25,5405	-70,3889	Formación Aeropuerto Kia(d)	ZF	Arriagada <i>et al.</i> , 2006
97	J21	-25,5380	-70,3888	Formación Aeropuerto Kia(d)	ZF	Arriagada <i>et al.</i> , 2006
98	95CH48	-25,0428	-70,4798	Formación La Negra Jln(g)	PAP	Roperch (com escr)
99	94CH16	-25,0485	-70,4837	Formación La Negra Jln(g)	PAP	Roperch (com escr)
100	94CH15	-25,0485	-70,4837	Formación La Negra Jln(g)	PAP	Roperch (com escr)
101	94CH14	-25,8535	-70,4853	Formación Posada de los Hidalgo Jiph2	CIF	Roperch (com escr)
102	94CH18	-25,5035	-70,4187	Formación La Negra Jln(f)	ZF	Roperch (com escr)
103	94CH47	-25,4724	-70,3303	Complejo Plutónico La Finca JKlf	PAP	Roperch (com escr)
104	AT81	-25,7191	-70,4835	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Randall <i>et al.</i> , 1996
105	AT82	-25,7425	-70,4659	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Randall <i>et al.</i> , 1996
106	AT83	-25,7250	-70,4127	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Randall <i>et al.</i> , 1996
107	AT84	-25,7146	-70,3719	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Randall <i>et al.</i> , 1996
108	AT85	-25,7171	-70,3737	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Randall <i>et al.</i> , 1996
109	AT86	-25,7044	-70,3667	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Randall <i>et al.</i> , 1996
110	AT88	-25,8707	-70,4622	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Randall <i>et al.</i> , 1996
111	AT87	-25,8856	-70,4759	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Randall <i>et al.</i> , 1996
112	AT89	-25,8753	-70,4481	Formación La Negra Jln(a)	CIF	Randall <i>et al.</i> , 1996
113	KCCA	-24,1962	-70,4202	Complejo Plutónico Paranal Jsp(d)	PAP	Forsythe y Chisholm, 1994
114	JBEA	-24,3775	-70,5180	Granodiorita Blanco Encalada Jsbe	PAP	Forsythe y Chisholm, 1994
115	JSBE	-24,4118	-70,5280	Granodiorita Blanco Encalada Jsbe	PAP	Forsythe y Chisholm, 1994
116	JCBA	-24,5053	-70,5401	Granodiorita Blanco Encalada Jsbe	PAP	Forsythe y Chisholm, 1994
117	JPPA	-24,7214	-70,5494	Complejo Plutónico Paranal Jsp(d)	PAP	Forsythe y Chisholm, 1994
118	JPMA	-24,7613	-70,5351	Complejo Plutónico Paranal Jsp(d)	PAP	Forsythe y Chisholm, 1994
119	JPCA	-24,8879	-70,4971	Complejo Plutónico Paranal Jsp(d)	PAP	Forsythe y Chisholm, 1994
120	KQDA-D	-24,8693	-70,3771	Complejo Plutónico Remiendos Kir(gd)	PAP	Forsythe y Chisholm, 1994
121	KQPA	-24,6789	-70,4723	Plutón Desplazado JKd	PAP	Forsythe y Chisholm, 1994
122	KFPA	-24,5114	-70,3810	Complejo Plutónico Paranal Jsp(d)	PAP	Forsythe y Chisholm, 1994
123	KSVM	-24,6484	-70,2553	Complejo Plutónico Remiendos Kir(d)	PAP	Forsythe y Chisholm, 1994

Tabla 4. Compilación de localidades paleomagnéticas publicadas en la Cordillera de los Andes entre los 24° y 27° de latitud Sur. Las localidades incluyen valores de rotaciones en el eje vertical y variaciones en la inclinación eje horizontal.

LOCALIDAD	EDAD	LAT	LONG	ROT	Â±DR	ERR_I	Â±EI	REFERENCIA
cv2	60	-26.970	-69.990	41.8	17.3	13.1	8.4	Arriagada <i>et al.</i> ,2006
P7&RTCVs	60	-26.820	-69.531	48.1	15.8	3.1	9.9	Arriagada <i>et al.</i> ,2006
RTQCB	130	-26.801	-69.497	32.7	13.6	2.2	12.5	Randall <i>et al.</i> , 2001
T25	60	-26.800	-69.900	36.6	9.7	-4.7	7.3	Taylor <i>et al.</i> ,2007
T24	65	-26.800	-69.900	49.6	11.4	1.4	8.2	Taylor <i>et al.</i> ,2007
p2	70	-26.800	-69.610	-0.9	17.5	17.6	9.0	Arriagada <i>et al.</i> , 2006
StMaria	10	-26.780	-66.020	22.4	36.5	-10.7	26.9	Aubry <i>et al.</i> , 1996
p3	60	-26.760	-69.740	34.9	23.0	11.7	11.2	Arriagada <i>et al.</i> ,2006
RCORe	120	-26.690	-70.277	42.4	12.3	-0.7	9.9	Randall <i>et al.</i> , 1996
p1	60	-26.670	-69.560	-7.3	21.6	5.4	12.5	Arriagada <i>et al.</i> ,2006
p6	40	-26.660	-69.420	-0.8	10.1	3.3	6.9	Arriagada <i>et al.</i> ,2006
RTQCn	130	-26.649	-69.399	5.9	12.5	1.2	11.9	Randall <i>et al.</i> , 2001
RTQCn	130	-26.649	-69.399	3.4	11.7	10.7	10.7	Randall <i>et al.</i> , 2001
pd2	50	-26.550	-69.290	0.7	32.2	8.7	14.4	Arriagada <i>et al.</i> ,2006
RCOLT	130	-26.490	-70.360	43.5	14.3	4.7	12.8	Randall <i>et al.</i> , 1996
j13	35	-26.482	-69.433	23.9	5.4	1.8	4.5	Arriagada <i>et al.</i> ,2006
RTCVn	60	-26.482	-69.381	47.6	13.1	-11.0	10.4	Randall <i>et al.</i> , 2001
RTmrv	130	-26.475	-69.430	-28.5	13.1	-0.7	12.5	Randall <i>et al.</i> , 2001
RCOLA	150	-26.342	-70.430	40.4	14.8	0.5	10.7	Randall <i>et al.</i> , 1996
RCoLN	180	-25.990	-70.477	29.1	11.7	-9.8	10.8	Randall <i>et al.</i> , 1996
cv1b	80	-25.940	-69.860	37.6	21.1	8.4	15.5	Arriagada <i>et al.</i> ,2006
“Rocas Estratificadas Remagnetizadas (PDH)”	150	-25.811	-70.495	22,4	7,8	3,5	6,4	Este estudio
cv4	60	-25.780	-69.500	27.9	11.7	-0.3	8.3	Arriagada <i>et al.</i> ,2006
Cafayate	100	-25.750	-65.680	-5.3	19.3	-1.4	16.6	Aubry <i>et al.</i> , 1996
“Rocas Estratificadas Fm. La Negra”	160	-25.740	-70.416	39,9	15,8	-17,8	14	Este estudio
“Rocas Estratificadas Mag. Primaria”	160	-25.736	-7.051	46,7	18,7	-2,5	13	Este estudio
“Plutón Cerro del Pingo”	130	-25.676	-70.297	23,6	12,1	14	7,6	Este estudio
Cifuncho	100	-25.600	-70.600	37.6	23.3	9.8	16.7	Arriagada <i>et al.</i> ,2006
CifunchoFm	200	-25.600	-70.600	28.1	13.2	-3.5	9.0	Forsythe <i>et al.</i> , 1987
“Rocas Estratificadas Remagnetizadas (TT)”	150	-25.484	-7.053	17,7	9,8	2,8	7,6	Este estudio
“Plutones Cretácicos (Paposos)”	100	-25.414	-70.274	35,3	19,9	-2,1	14	Este estudio
Cachi	10	-25.220	-66.030	37.0	5.4	-13.5	4.7	Coutand <i>et al.</i> ,1999
cv3	60	-25.120	-69.750	37.1	10.7	1.7	7.6	Arriagada <i>et al.</i> ,2006

LOCALIDAD	EDAD	LAT	LONG	ROT	Å±DR	ERR_I	Å±EI	REFERENCIA
"Plutones Jurásicos (Paposo)"	150	-25.049	-70.372	18,2	16	5,1	12	Este estudio
"Rocas Estratificadas Paposo"	120	-25.046	-70.482	4,5	32,9	26,7	13	Este estudio
FCH135	135	-24.869	-70.377	41.7	25.7	8.3	18.9	Forsythe y Chisholm, 1994
FCH155	155	-24.790	-70.527	5.0	10.1	-5.9	8.5	Forsythe y Chisholm, 1994
Arizaro	30	-24.610	-67.270	6.9	9.1	-12.1	8.0	Arriagada <i>et al.</i> , 2006
Arizaro	10	-24.600	-67.200	14.3	4.2	-8.5	3.8	Coutand <i>et al.</i> , 1999
Tabla_Fm	300	-24.500	-69.333	-13.9	9.2	-3.2	4.8	Jesinkey <i>et al.</i> , 1987
Cas_Fm.	300	-24.417	-68.550	2.4	16.5	-13.5	10.7	Jesinkey <i>et al.</i> , 1987
FCH160	160	-24.395	-70.523	18.7	25.0	-11.5	21.8	Forsythe y Chisholm, 1994
Pular_Fm	300	-24.350	-68.533	-20.8	21.2	0.1	9.6	Jesinkey <i>et al.</i> , 1987
LosCobres	10	-24.250	-66.450	19.3	13.6	-15.2	11.7	Coutand <i>et al.</i> , 1999