



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

**RECONOCIMIENTO DEL LÍMITE SUR DEL PATRÓN  
PALEÓGENO DE ROTACIONES HORARIAS ENTRE  
LOS 28°-32° S DEL MARGEN CHILENO A TRAVÉS DE  
UN ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MATÍAS ALBERTO PEÑA GÓMEZ

PROFESOR GUÍA:  
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
MARCELO FARÍAS THIERS  
CHRISTIAN CREIXELL

SANTIAGO DE CHILE  
JULIO, 2012

## RESUMEN

Hace más de 20 años que el patrón de rotaciones tectónicas ha sido estudiado en los Andes Centrales, destacando con estos estudios uno de los flexuramientos más dramáticos en la cadena andina: el Oroclino Boliviano. Numerosos investigadores han estudiado como esta morfología se adecua a las definiciones formales de Oroclino, así como también han constreñido la cantidad y cualidad de su deformación. Con respecto a este rasgo, el patrón de rotaciones tectónicas de los Andes Centrales constituye uno de los principales puntos de estudio en la geología estructural de la región Andina. Estudios anteriores han documentado el patrón sistemático de rotaciones al sur de Arica para el antearco chileno, asignándole una magnitud en promedio de  $30^\circ$  en sentido horario y una edad paleógena al Evento Incaico que los produce; este rasgo aparece como una morfología de primer orden a través de toda la geología de los Andes del norte de Chile, entre los  $22^\circ\text{S}$  y los  $28^\circ\text{S}$ .

En este contexto, el principal objetivo de este estudio consiste en verificar la continuidad del patrón de rotaciones incaicas hacia el sur del valle del río Copiapó mediante un estudio de las declinaciones paleomagnéticas. Éste se concentró en los afloramientos próximos a los caminos de los grandes valles entre los  $28^\circ$  y los  $32^\circ$  de latitud Sur. En la zona entre los valles de los ríos Copiapó y Vallenar, el muestreo se concentró en secuencias de edad cretácica superior - paleocena, así como en intrusivos paleocenos – eocenos. Al sur de Vallenar, el muestreo se concentró principalmente en litologías ígneas, con algunas muestras en areniscas rojas.

Los resultados paleomagnéticos muestran que existe un cambio en la declinación paleomagnética que coincide con los rumbos de las estructuras mayores y secuencias geológicas en torno a la zona de Vallenar ( $29^\circ\text{S}$ ). Las unidades afectadas por la rotación van desde el Triásico al Eoceno, indicando que la deformación que producen las rotaciones podría estar asociada con la fase de deformación Incaica, en estrecha relación con la construcción del Oroclino Boliviano, sin contar efectos de campo local relacionado con la deformación de las cuencas mesozoicas en el Cretácico Superior - Paleoceno. En este contexto la región de Vallenar podría ser el límite sur del área de influencia del Oroclino Boliviano y, por ende, también un límite para la fase de deformación Incaica, estableciendo un flexuramiento acorde a las hipótesis de Isacks (1988) en el sentido de las rotaciones, pero con una magnitud mayor.

# Agradecimientos

Es extraño pensar que a pesar de que me considere alguien muy introvertido he conocido un montón de gente en estos años en la U que me han ayudado de forma directa e indirecta a construirme como individuo... es lo que primero agradezco, pues es lo más importante al final de la vida.

En primer lugar, quiero agradecer a quien ha sido mi gran compañera este último tiempo y me ha aguantado mis malos humores, así como me acompaña en mis generales alegrías... Catalina, sin tu sonrisa no habría tenido la fuerza para este último empujoncito.

Los amigos de geología y de la U, que siempre están dispuestos a una cerveza y a una conversación ajena al trabajo, han sido de gran ayuda para mi sanidad mental y así evitar que salga con un lanzallamas al Paseo Ahumada. Fofito, Pelao, Tata Rivas, Buhonardo, Besamente, Irene, Flapia, Checho, Chalaila, Manfredo Bronson, la J, Mauro, la Feña, el Feña (¿o es la?), los chicanos, Martín, Cindy, Janiz, Manu, Rafiña, Ruso, Willy, Liquid, Franco, Huaso, Romo, PachiLucho y a un gran etcétera. Creo que las palabras son pocas para decirles cuan feliz me pone pelar el cable con ustedes. A todos los que trabajan en geología, a María Rosa, Carlos Gómez, al Kilo, a la Rosita, a Juanito, al Roberto, Carlos Alvarado, Blanca, a todos ellos muchas gracias por las pequeñas grandes cosas de todos los días.

El equipo de los “warriors” ha sido infaltable para seguir entendiendo los aspectos geológicos, así como para una sana camaradería en terreno y en laboratorio de estructural. Susi, Johnny, Pana, Vacca y Lucho siempre están atentos a cualquier problema geo-filosófico y al último pelambre SQP. El Warrior merece una oración aparte, que sin su guía en la camioneta no llegaríamos ni a comprar pan a la esquina.

Este trabajo no habría sido posible sin la constante ayuda y porfía de César Arriagada, quien me ha ayudado a descubrir de a poco a la gran maquinaria que significa la tierra y sus procesos, y se ha convertido en un gran mentor en lo que a temas geológicos se refiere. En este mismo marco de trabajo, los paleobrujos y sus antiquísimos conocimientos fueron y siguen siendo de gran utilidad, por ello también mi más sincero agradecimiento a Pierrick “Tonto” Roperch, Fernando “Pájaro” Poblete, a Rodolfo Ferrando y Felipe Coyoma. Su conocimiento ha sido una gran ayuda para el entendimiento de los magneto-temas. Otras voladas de parafina del ámbito geológico siempre fueron bienvenidas, y las conversaciones con Marcelo “Patilo” Farías siempre han sido interesantes al momento de entender procesos ajenos a mi pequeño entendimiento.

No solo las personas caben en estos agradecimientos. Mis grandes amigos de 4 patas son el pilar fundamental de cada uno de mis días. A Manchas, Mordelón, Desiderio, Django, Leona, Selina, Pelusa, Negro, Anastasia, Matilde, Charli y tantos otros que con una sola mirada me arrancan una sonrisa. Gracias a todos ustedes.

Aprovecho también de rendir homenaje a todos mis ídolos: Charles Bronson, Toshiro Mifune, Clint Eastwood, James Cagney, Franco Nero, Alan Deloin, Sonny Chiba, Ogami Itto, Corto Maltes, Asterix, Mampato, Vic Sage... Mis héroes de la infancia con los que he tratado de inspirarme en estos días. Un saludo a todos ellos.

Al Proyecto Fondecyt 1070964 por el financiamiento dado en las campañas de terreno.

Por último, y no menos importante, quiero agradecer a Satanás por su oscura sabiduría que nos ha dado para la salvación de la humanidad. Salve Señor Oscuro!!!



“Uno puede sumergirse en el mar o sentir la bienvenida de un bosque, pero el Desierto hace recordar distancias todo el tiempo: entre uno y las rocas, entre uno y la siguiente y lejana comunidad humana, entre uno y su propia tenacidad. El Desierto no ofrece siquiera la ilusión de que uno podrá ser alguna vez otra cosa que un intruso.”

-Ariel Dorffman.

## INDICE DE CONTENIDOS

|       |   |    |
|-------|---|----|
| 1     | INTRODUCCIÓN  | 1  |
| 1.1   | Breve Reseña Histórica  | 1  |
| 1.2   | Presentación del problema   | 2  |
| 1.3   | Ubicación y Accesos   | 6  |
| 1.4   | Objetivos   | 7  |
| 1.4.1 | Hipótesis de trabajo  | 7  |
| 1.4.2 | Objetivo general  | 7  |
| 1.4.3 | Objetivos específicos   | 7  |
| 2     | MARCO TECTÓNICO   | 8  |
| 2.1   | Unidades morfológicas principales                                       | 9  |
| 2.2   | Cordillera de la Costa y Precordillera                                  | 10 |
| 2.3   | Precordillera y Cordillera Frontal                                      | 12 |
| 3     | PALEOMAGNETISMO   | 15 |
| 3.1   | Muestreo Paleomagnético   | 15 |
| 3.1.1 | Metodología   | 16 |
| 3.1.2 | Propiedades Magnéticas  | 20 |
| 3.1.3 | Magnetizaciones Características   | 25 |
| 4     | DISCUSIONES Y CONCLUSIONES  | 39 |
| 4.1   | Discusiones   | 39 |
| 4.1.1 | Tectónica y Paleomagnetismo   | 39 |
| 4.1.2 | Edad de la rotación   | 42 |
| 4.1.3 | Relación de las declinaciones magnéticas con las estructuras regionales | 44 |
| 4.2   | Conclusiones  | 51 |
| 5     | REFERENCIAS   | 52 |
|       | ANEXOS  | I  |

## INDICE DE FIGURAS

- Figura 1. Compilación de datos publicados de paleomagnetismo para el margen chileno y parte del margen peruano (Taylor et al., 1998, 2005; Roperch 2006, Arriagada 2006, y los trabajos allí citados). En negro se encuentran la ubicación de los sitios paleomagnéticos muestreados en este trabajo. \_\_\_\_\_ 5
- Figura 2. Accesos y principales áreas urbanas de la zona de estudio. \_\_\_\_\_ 6
- Figura 3. Geología de la zona de estudio (Modificado de Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003). Nótese el cambio de rumbo estructural cercano a los 29°S, alrededor de la zona de Vallenar. \_\_\_\_\_ 8
- Figura 4. Unidades morfológicas principales de la Cordillera de los Andes para el norte de Chile. CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, PC: Precordillera, DP: Depresión Preandina, CF: Cordillera Frontal. Nótese la desaparición de la depresión central al norte de la zona de estudio coincide con la aparición de la zona de subducción tipo "Flat-Slab". \_\_\_\_\_ 10
- Figura 5. Cuadro de compilación con las principales litologías de la zona hasta el paleógeno (Sergestrom & Parker, 1959; Sergestrom 1964; Dedios et al., 1967; Moscoso et al., 1982; Lara et al., 1988; Mpodozis et al., 1988; Nasi et al., 1990; Rivano et al., 1991; Iriarte, 1999; Tomlinson et al., 1999; Godoy et al., 2003; Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003; Arévalo 2005a y b ; Cancino et al., 2007) y trabajos publicados sobre la zona (Nasi et al., 1985; Mpodozis et al., 1988; Ribba et al., 1988; Marschik et al., 2001; Maksaev et al., 2009; Martínez et al., 2012; Martínez et al., en prep; Cornejo et al., 2003; Oliveros et al., 2012). \_\_\_\_\_ 14
- Figura 6. Posición de las muestras paleomagnéticas con respecto a la geología del lugar. (Modificado de Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003). \_\_\_\_\_ 15
- Figura 7. Moto sierra STIHL modificada por Pomeroy e instrumento de orientación para los orificios dejados por la máquina. \_\_\_\_\_ 17
- Figura 8. Diagramas de intensidad magnético vs temperatura. Estos muestran una clara predominancia de una fase de hematita para las ignimbritas en la primera fila, así como parecen haber señales magnéticas de distintas fases para las rocas volcánicas, en la segunda fila, posiblemente magnetita y hematita. Los ejes representan temperatura (en grados Celsius) versus intensidad magnética normalizada. \_\_\_\_\_ 21
- Figura 9. Gráficos de decaimiento de intensidad magnética. Se puede apreciar en 08TX02 la presencia de una fase de magnetita predominante, Los demás gráficos muestran como la magnetita podría estar combinada con otras fases, como pirrotina al principio de la muestra 08TX09, o titanomagnetita en la 07VO47. Los ejes representan temperatura (en grados Celsius) versus intensidad magnética normalizada. \_\_\_\_\_ 22

Figura 10. Diagramas de IRM, donde se muestra el distinto comportamiento de las muestras en respuesta a la magnetización por saturación. Se distingue la presencia de hematita (08TX0401A), magnetita (07ES0806A) y de ambas fases (08TX0804B). Los ejes representan temperatura (en grados Celsius) versus intensidad magnética normalizada.\_\_\_\_\_ 23

Figura 11. Gráficos de decaimiento de intensidad magnética normalizada. Se pueden apreciar una presencia de fases de magnetita y titanomagnetita como principales acarreadores de la magnetización. Los ejes representan temperatura (en grados Celsius) versus intensidad magnética normalizada.\_\_\_\_\_ 24

Figura 12. Gráficos de decaimiento de intensidad magnética. Los ejes representan temperatura (en grados Celsius) versus intensidad magnética normalizada.\_\_\_\_\_ 24

Figura 13. Diagramas de IRM de temperatura (en grados Celsius) versus magnetización normalizada. Se muestra el distinto comportamiento de las muestras en respuesta a la magnetización por saturación. Se distingue la presencia de hematita (06FP4207B y 05VO2004B) y magnetita (05VO4002A) como principales portadores de la magnetización. Los ejes representan temperatura (en grados Celsius) versus intensidad magnética normalizada.\_\_\_\_\_ 25

Figura 14. Diagramas de Zijervel de diversos sitios de rocas volcánicas en la zona norte del área estudiada. Nótese la fuerte componente univectorial, así como la presencia general de polaridades inversas, excepto en el sitio 08TX10. Las diferentes siglas corresponden a una proyección en cordendas en el sitio (IS) o con corrección de manteo (BC), también se muestra si la muestra sufrió demagnetización termal (TH) o por campos alternos (AF).\_\_\_\_\_ 27

Figura 15. Diagrama estereográfico asociado a las muestras de rocas ígneas, notar la poca dispersión de las mediciones, así como la polaridad inversa predominante. Todos los estereogramas están con corrección por manteo para las secuencias estratificadas correspondientes.\_\_\_\_\_ 28

Figura 16. Diagrama estereográfico que muestra los resultados promediados a través de estadística de Fisher (McFadden and F. J. Lowes, 1981). El círculo alrededor del círculo más pequeño representa el grado de dispersión (error) de la declinación – inclinación obtenida.\_\_\_\_\_ 29

Figura 17. Direcciones características de las muestras en litologías sedimentarias. Las direcciones corresponden tanto a vectores obtenidos en las últimas etapas de demagnetización, como a planos obtenidos a lo largo de todas las etapas. Las diferentes siglas corresponden a una proyección en cordendas en el sitio (IS) o con corrección de manteo (BC), también se muestra si la muestra sufrió demagnetización termal (TH) o por campos alternos (AF).\_\_\_\_\_ 30

Figura 18. Estereogramas de mediciones para distintos sitios de rocas sedimentarias del la zona norte del área de trabajo. Notar la presencia de ambas polaridades en los sitios. Todos los estereogramas están con corrección por manteo para las secuencias estratificadas correspondientes. \_\_\_\_\_ 31

Figura 19. Diagrama estereográfico que muestra los resultados promediados a través de estadística de Fisher (McFadden and F. J. Lowes, 1981). El círculo alrededor del círculo más pequeño representa el grado de dispersión (error) de la declinación – inclinación obtenida.\_\_\_\_\_ 32

Figura 20. Diagramas de Zijervel de diversos sitios de rocas ígneas en la zona sur del área estudiada. Nótese la fuerte componente univectorial, así como la presencia homogénea de ambas polaridades. Las diferentes siglas corresponden a una proyección en cordendas en el sitio (IS) o con corrección de manteo (BC), también se muestra si la muestra sufrió demagnetización termal (TH) o por campos alternos (AF).\_\_\_\_\_33

Figura 21. Estereogramas de las mediciones magnéticas para las rocas ígneas al sur de Vallenar. Notar la declinación casi en el eje N-S. Todos los estereogramas están con corrección por manteo para las secuencias estratificadas correspondientes.\_\_\_\_\_34

Figura 22. Diagrama estereográfico que muestra los resultados promediados a través de estadística de Fisher (McFadden and F. J. Lowes, 1981). El círculo alrededor del círculo más pequeño representa el grado de dispersión (error) de la declinación – inclinación obtenida.\_\_\_\_\_35

Figura 23. Diagramas de Zijervel los sitios de rocas sedimentarias al Sur de Vallenar. Las diferentes siglas corresponden a una proyección en cordendas en el sitio (IS) o con corrección de manteo (BC), también se muestra si la muestra sufrió demagnetización termal (TH) o por campos alternos (AF).\_\_\_\_\_36

Figura 24. Estereogramas de las mediciones magnéticas para las rocas sedimentarias al sur de Vallenar. Todos los estereogramas están con corrección por manteo para las secuencias estratificadas correspondientes. \_\_\_\_\_37

Figura 25. Diagrama estereográfico que muestra los resultados promediados a través de estadística de Fisher (McFadden and F. J. Lowes, 1981).\_\_\_\_\_38

Figura 26. Estereogramas de los sitios que arrojaron buenos datos paleomagnéticos de este estudio, graficando solo los datos que siguen un patrón de declinaciones bien definido. El color de cada círculo indica la edad de la roca del sitio paleomagnético, así como el círculo rodeado de una circunferencia roja se refiere al promedio de los datos obtenidos. Nótese el cambio en el patrón de declinaciones promedio para los sitios al norte y al sur de la zona de estudio.\_\_\_\_\_41

Figura 27. Mapa geológico de la zona del norte de Vallenar, los datos paleomagnéticos se muestran en estereogramas por sector y asociados por color a su locación en el mapa. Las edades en la parte inferior de la figura corresponden a edades en biotita por el método Ar/Ar obtenidas en este estudio, estas fueron realizadas en el laboratorio de paleomagnetismo de Rennes por el Phd Guillaume Dupont-Nivet.. Nótese el carácter heterogéneo de estas a los 28° de latitud Sur. \_\_\_\_\_43

Figura 28. Interpretación anterior de las rotaciones paleomagnéticas de la zona de estudio (Taylor et al., 2006).\_\_\_\_\_44

Figura 29. Modelo estructural en planta de la zona de estudio. Se aprecian los lineamientos estructurales, cuerpos intrusivos y datos paleomagnéticos. Nótese como la actividad plutónica se alinea de acuerdo al rumbo del cizalle que afecta el área.\_\_\_\_\_46

Figura 30. Resultados de las declinaciones magnéticas junto con los principales lineamientos estructurales regionales (Modificado de Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003). Puede



verse como el patrón de rotaciones al norte (en rojo y verde) y al sur de Vallenar (en negro) tiene una buena correlación con el rumbo de estas estructuras. \_\_\_\_\_ 47

Figura 31. El área oscurecida en plomo corresponde al área de la influencia de la Orogenia Incaica propuesta en este trabajo. Nótese como en rasgos regionales el fin de esta área de influencia se corresponde con el cambio de rumbo del límite oriental de la Cordillera de los Andes \_\_\_\_\_ 48

Figura 32. Zona de flexura de Tucumán con el fondo de los límites de los terrenos alóctonos paleozoicos (Ramos et al., 2010). Las líneas en azul del acercamiento muestran, a grandes rasgos, los fuertes cambios de rumbo en las cuencas mesozoicas de la región de Atacama, junto con los datos paleomagnéticos de la Zona de Transferencia de Tucumán (Aubry et al., 1996). \_\_\_\_\_ 49

## INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Información de sitios paleomagnéticos que brindaron buenos vectores magnéticos. Las edades fueron obtenidas tanto de las cartas geológicas de la zona (Sergestrom & Parker, 1959; Sergestrom 1964; Dedios et al., 1967; Moscoso et al., 1982; Lara et al., 1988; Mpodozis et al., 1988; Nasi et al., 1990; Rivano et al., 1991; Iriarte, 1999; Tomlinson et al., 1999; Godoy et al., 2003; Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003; Arevalo 2005a y b ; Cancino et al., 2007) y trabajos publicados sobre la zona (; Nasi et al., 1985; Mpodozis et al., 1988 Ribba et al., 1988; Marschik et al., 2001; Maksaev et al., 2009; Martínez et al., 2011, en prep). Las edades en asterisco corresponden a edades en Ar/Ar obtenidas en este estudio. \_\_\_\_\_ 19

Tabla 2. Tabla compilatoria de los resultados paleomagnéticos obtenidos en este estudio. Estos representan los datos de declinación e inclinación magnéticas promediados por el método de Fisher (McFadden and F. J. Lowes, 1981),  $\alpha_{95}$  representan el semiángulo de 95% de confianza para cada promedio y  $k$  el parámetro de precisión de Fisher. Los datos se muestran tanto con las coordenadas In Situ como con las correcciones de manteo cuando corresponde \_\_\_\_\_ 40

# 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 Breve Reseña Histórica

El magnetismo es una de las propiedades más asombrosas de la naturaleza. Desde la descripción hecha en forma detallada por Tales de Mileto (600 AC) de una extraña roca con asombrosas propiedades en la ciudad de Magnesia, en el Asia Menor (Aristóteles, 350 A.C.), así como también por Platón en sus “*diálogos*” (Platón, 536 A.C.), esta fuerza fundamental de la naturaleza ha sido objeto de atención por diversas culturas para el posicionamiento en el planeta previo a los instrumentos satelitales.

Desde antes de las primeras aproximaciones matemáticas de Gauss en 1835 (Gauss, 1835), el campo magnético terrestre ha sido objeto de estudio, de forma directa e indirecta, y ha sido considerado de la mayor importancia para la comprensión del funcionamiento del planeta en todas las escalas.

Así diferentes compilaciones y descripciones de datos de inclinación magnética han sido hechas a lo largo de los años con motivo de la orientación para los navegantes de las más diversas flotas. Estos grupos de datos, que se pueden observar en los registros de las antiguas marinas holandesas, inglesas y estadounidenses (Jonkers et al., 2003), son datos compilatorios de pretéritas mediciones que fueron pie de base en cualquier aventura marítima que se preciara de llegar a su destino, y añadían datos al mapa geomagnético mundial, dejando evidencias de las pequeñas variaciones a través de los siglos.

El uso del dato magnético como navegación evolucionó forzosamente luego que la construcción de los dispositivos tipo MAD (Magnetic Airbone Detector), desarrollados por Víctor Vaquier en la segunda guerra mundial, con el objetivo de detectar los peligrosos submarinos U-boat alemanes en la Batalla del Atlántico, animaran la construcción de los detectores magnéticos verticales.

Con estos fue posible diferenciar grandes anomalías en el fondo submarino, ajenas a los quehaceres de guerra, que procedían de zonas alargadas de cadenas montañosas oceánicas

(también reconocidas y mapeadas en aquella época por motivos bélicos). Estas cadenas montañosas fueron posteriormente reconocidas como MOR (*mid ocean ridge*), zonas desde donde nacía la corteza oceánica, y donde las anomalías magnéticas, tomadas como ruido por los oficiales de marina de todas las naciones, relataban la velocidad de cómo se creaba esta corteza de forma simétrica con respecto a los grandes *ridges* oceánicos, sentando evidencias indiscutibles de la por muchos años vilipendiada teoría de deriva continental propuesta por el meteorólogo alemán Alfred Wegener (Wegener, 1929), y sentando las bases del paradigma de la tectónica de placas.

Sin duda, una de las teorías más fascinantes, basadas en las ideas de Wegener, se forjó en base a los estudios del magnetismo fósil registrado en las rocas o paleomagnetismo. Los estudios paleomagnéticos realizados en los últimos 50 años han permitido entender como fue la configuración de los continentes en el pasado así como también registrar las historias de deformación que ocurren a lo largo de grandes franjas orogénicas como los Andes.

En el año 1955 las observaciones de Carey, acerca de la geometría arqueada que muestran en planta las grandes cadenas de montañas en las islas del Pacífico Sur, dieron luces acerca de como las cordilleras pueden sufrir importantes curvaturas a lo largo de su historia. El análisis de las propiedades magnéticas en las rocas, es decir los estudios paleomagnéticos, es esencial para descifrar estas historias de deformación en las cadenas de montañas, siendo estos análisis los de mayor importancia a la hora de estudiar orógenos curvados (Carey, 1955).

Un concepto fundamental de Carey corresponde al concepto de “Oroclinos” o “Flexura Oroclinal”. La definición original de Oroclino se refería a cadenas montañosas curvas, que en un principio eran rectas o más rectas de lo que son hoy en día (Carey, 1955). Para la validación de esta hipótesis y para clasificar de forma segura un Oroclino, es importante que exista rotación alrededor de un eje vertical en los bloques tectónicos pertenecientes al cinturón curvado, siempre tomando precaución a la hora de analizar solamente el dato paleomagnético, pues en oroclinos reales el curvamiento puede ser acomodado por un arreglo de fallas de rumbo sin rotación de bloques entre estos (Marshak, 2004).

## 1.2 Presentación del problema

En Sudamérica, uno de los rasgos geomorfológicos más dramáticos corresponde al Oroclino Boliviano, o deflexión de Arica (Isacks, 1988). Numerosos investigadores han estudiado como esta morfología se adecua a las definiciones formales de Oroclino, así como también han constreñido la cantidad y cualidad de su deformación (Isacks, 1988; MacFadden et al., 1995; Randall et al., 1996; Somoza et al., 1996; Allmendinger et al., 1997; Kley and Monaldi, 1998; Abels and Bischoff, 1999; Riller and Oncken, 2003; Rouse et al., 2003; McQuarrie et al., 2005, 2008; Arriagada et al., 2000, 2003, 2006, 2008; y los trabajos allí citados).

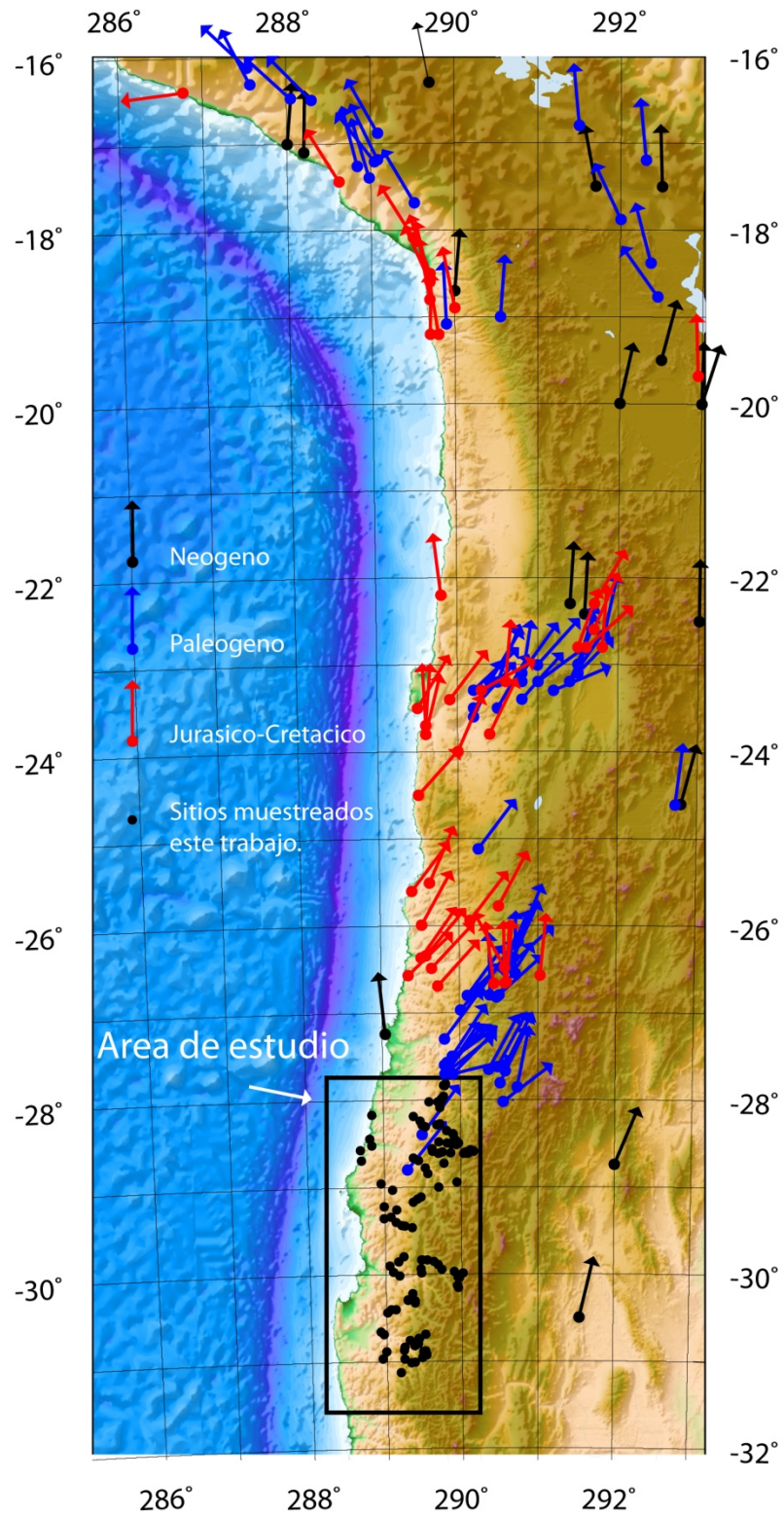
Con respecto a este rasgo, el patrón de rotaciones tectónicas de los Andes centrales constituye uno de los principales puntos de estudio en la geología estructural de la región Andina. Este rasgo, el Oroclino Boliviano, ha sido objeto de investigación desde hace más de 20 años, estudiando su historial tectónico y acortamientos (Isacks et al., 1988; Allmendinger y Gubbels, 1996; McQuarrie y Davis, 2002; Amilibia et al., 2008; entre otros), y las rotaciones tectónicas en planta de los distintos bloques tectónicos de la región (e.g. Lamb et al., 1987; Aubry et al., 1996; Allmendinger et al., 2005; Roperch et al., 2000, 2006; Arriagada et al., 2006; Maffione et al., 2009). Estos estudios han documentado el patrón sistemático de rotaciones al sur de Arica para el margen chileno (Figura 1), asignándole una magnitud en promedio de 30° en el sentido de las manecillas del reloj, y una edad paleógena al evento que los produce (Taylor et al., 1998, 2005; Roperch et al., 2006; Arriagada et al., 2008). Este patrón aparece como un rasgo de primer orden a través de toda la geología de los Andes del norte de Chile en la Precordillera-Cordillera Frontal entre los 22°S a 28°S.

Estas rotaciones se distribuyen ampliamente desde la Cordillera de la Costa hasta la Depresión Pre-andina afectando el dominio de la Depresión Central o Valle Longitudinal como a la Precordillera o Cordillera de Domeyko. Lo anterior muestra que las rotaciones tectónicas del norte de Chile no están circunscritas dentro de los grandes sistemas de falla .

Sin embargo más al sur, en la región de subducción plana del segmento Pampeano (Ramos et al., 2002) entre los 28°S a 32°S (figura 1), no existen suficientes datos publicados que permitan establecer la continuidad del patrón de rotaciones de los Andes Centrales.

Con el fin de verificar la continuidad del patrón de rotaciones horarias hacia el sur del valle del Copiapó, se obtuvieron un total de 52 sitios con un promedio de 5 testigos por muestra (con un marco geológico estructural regional) con el objetivo de reconocer la cinemática y eventos de deformación a escala regional que provocan los distintos patrones de rotaciones. En este sentido los objetivos de este trabajo se propone a responder las siguientes preguntas:

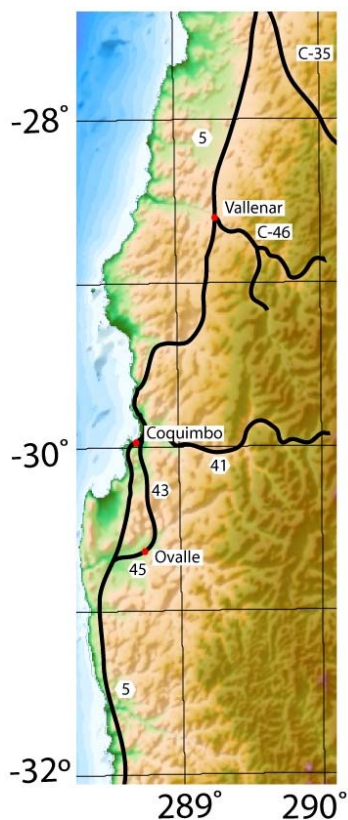
- ¿Cual es el área de influencia del patrón de rotaciones del Oroclino Boliviano?
- ¿Cual es la magnitud de estas rotaciones? ¿Son todas causadas por este efecto del Oroclino Boliviano?
- ¿Cuáles serían la o las posibles causas diferentes a la Flexura de Arica?



**Figura 1.** Compilación de datos publicados de paleomagnetismo para el margen chileno y parte del margen peruano (Taylor et al., 1998, 2005; Roperch 2006, Arriagada 2006, y los trabajos allí citados). En negro se encuentran la ubicación de los sitios paleomagnéticos muestreados en este trabajo

### 1.3 Ubicación y Accesos

La zona de estudio se encuentra entre la III Región de Atacama y la IV Región de Coquimbo, entre los 27°40'-31°30'S y los 70°30'-70°W. Las ubicaciones y accesos a la zona de estudio son variadas dependiendo de las áreas muestreadas; en general se utilizaron las carreteras principales. La principal ruta de acceso correspondió a la ruta 5 Norte, desde donde se siguieron rutas secundarias y caminos de tierra y gravilla. Otras rutas principales utilizadas corresponden a las rutas 41, 43 y 45 ubicadas a la latitud de Coquimbo, mientras que rutas principales de la III región de Atacama correspondieron a las rutas C-35 y C-46, en las latitudes de Copiapó y Vallenar respectivamente (figura 2). La mayoría de los caminos secundarios utilizados son de preferencia para vehículos con doble tracción, aunque vehículos normales que no sean muy bajos también pueden transitar los caminos principales, en general debido a la alta actividad minera de la zona (actividad de pequeña a gran escala).



**Figura 2.** Accesos y principales áreas urbanas de la zona de estudio.



## **1.4 Objetivos**

### **1.4.1 Hipótesis de trabajo**

- Los cambios de rumbo de las estructuras regionales y de los basamentos en la latitud del valle del Huasco en la región de Atacama, corresponden a un Oroclino. Este estaría relacionado con la formación del Oroclino Boliviano y con discontinuidades propias de la zona.

### **1.4.2 Objetivo general**

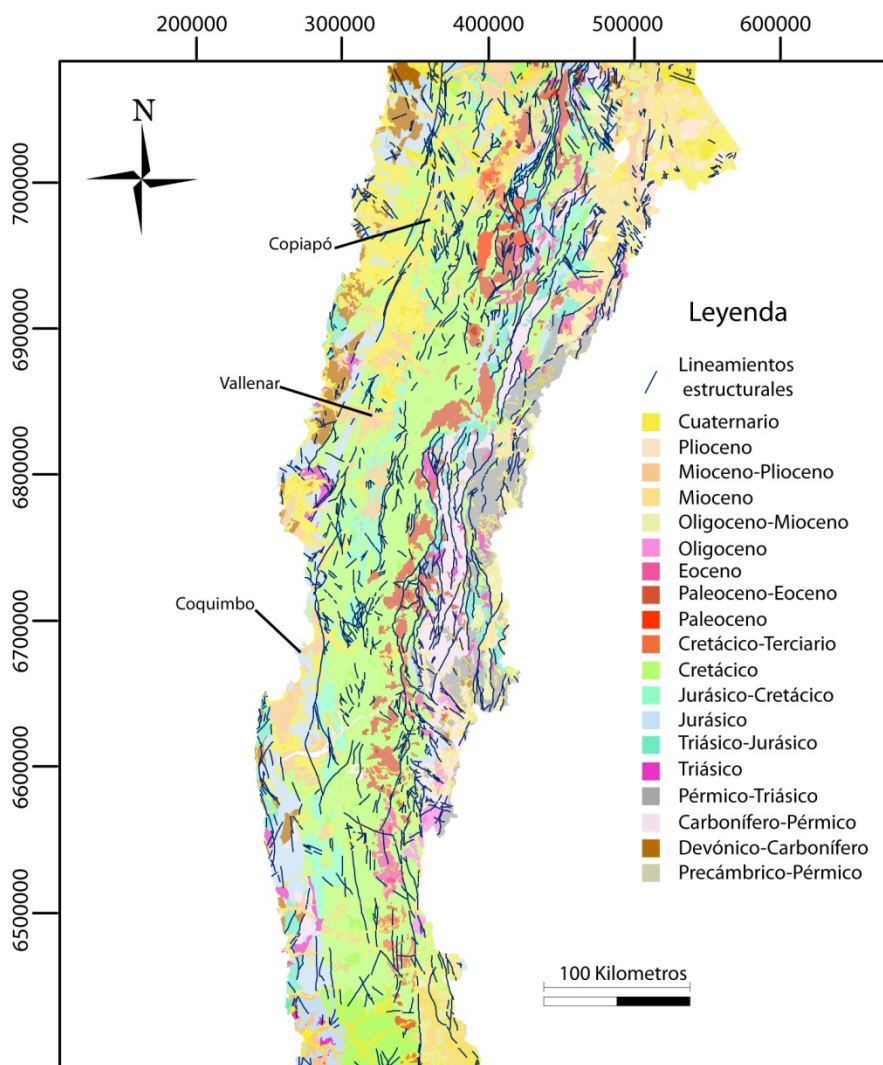
- Reconocer el límite sur del Patrón de Rotaciones de los Andes Centrales a través de un estudio paleomagnético entre los valles del Copiapó y del Elqui.

### **1.4.3 Objetivos específicos**

- Caracterizar las declinaciones e inclinaciones paleomagnéticas de las rocas a través de un estudio de Magnetismo Remanente natural, ayudado de un estudio de cambio de Susceptibilidad magnética.
- Relacionar las estructuras geológicas regionales, principalmente las fallas mayores, y los datos paleomagnéticos.
- Identificar dominios de patrón de rotaciones.

## 2 MARCO TECTÓNICO

La zona de estudio se encuentra localizada en el sector de subducción plana Pampeana (Figura 4) que afecta hoy en día a la zona. (Ramos 2002). Esta región, entre los 27°45' a los 32° de Latitud Sur, en el sector entre la Cordillera de la Costa y la Precordillera, incluyen una variedad de secuencias tanto en extensión areal como cronológica, abarcando desde granitos paleozoicos que alcanzan los 5000 m en la Cordillera Frontal hasta intrusivos terciarios a lo largo de zonas de falla que cambian su rumbo de forma solidaria a medida que se avanza hacia el Sur (Figura 3).



**Figura 3.** Geología de la zona de estudio (Modificado de Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003). Nótese el cambio de rumbo estructural cercano a los 29°S, alrededor de la zona de Vallenar.

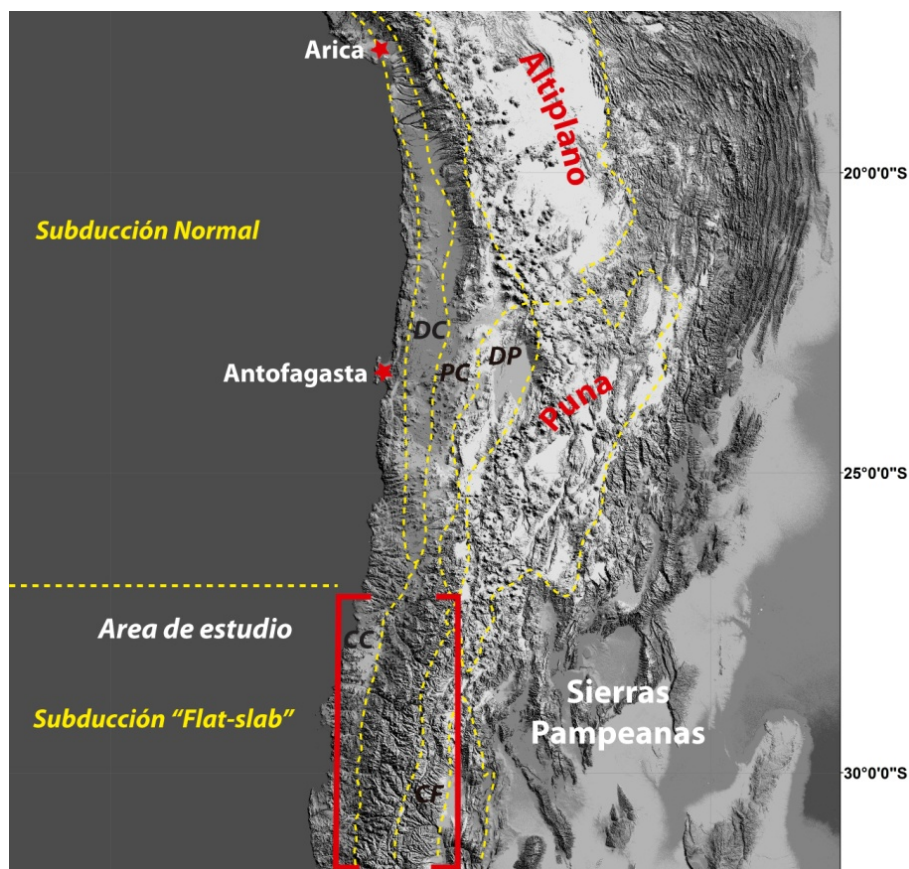
## **2.1 Unidades morfológicas principales**

Esta zona se caracteriza por la ausencia de la depresión central, que aparece en el norte y al sur de la zona de estudio, por su bajo nivel de precipitaciones (Veit, H., 1996) y por la ausencia de volcanismo activo en la región. Las unidades morfológicas de la zona pueden distinguirse en la Cordillera de la Costa, Precordillera y la Cordillera de Frontal (Figura 4).

La Cordillera de la Costa no sobrepasa los 1500 m s.n.m. y tiene su menor relieve en el río Elqui, donde tiene una altura de hasta menos de 80 m s.n.m. Está conformado principalmente por depósitos e intrusivos mesozoicos en su parte más oriental y por cobertura neógena de terrazas marinas y basamento paleozoico en su parte más occidental. Posee una serie de planicies pertenecientes a la región austral del desierto de Atacama, que acaban antes del valle del río Huasco.

La Precordillera alberga los tanto sedimentos del Cretácico medio-superior como los depósitos volcánicos y volcanosedimentarios del Cretácico Superior - Paleoceno. Alcanza hasta los 3000 m s.n.m. cercano al valle del Huasco y no baja de los 560 m s.n.m. en el valle del río Elqui.

La Cordillera Frontal alcanza sus mayores alturas entre los valles del río Copiapó y Elqui (alrededor de 5600 m s.n.m. en el glaciar El Potro) para luego disminuir sus alturas hacia el sur.



**Figura 4.** Unidades morfológicas principales de la Cordillera de los Andes para el norte de Chile. CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, PC: Precordillera, DP: Depresión Preandina, CF: Cordillera Frontal. Nótese la desaparición de la depresión central al norte de la zona de estudio coincide con la aparición de la zona de subducción tipo "Flat-Slab".

## 2.2 Cordillera de la Costa y Precordillera

La Cordillera de la Costa, entre el valle del Copiapó y el valle del Elqui, se encuentra constituida por unidades sedimentarias y metasedimentarias de edad paleozoica, como la Formación Hurtado y el Complejo Metamórfico Choapa (Mpodozis y Cornejo, 1988; Irwin et al., 1988), que cruzan a lo largo de la zona de estudio el sector costero de norte a sur siendo intruídos por plutones triásicos y jurásicos en algunos sectores. Estas unidades están sobreyacidas por sedimentos marinos y continentales de edades triásicas y jurásicas, como las formaciones Canto del Agua, El Quereo y La Negra (Moscoso et al., 1982; Rivano y Sepúlveda, 1991; Tomlinson et al., 1999), que cubren las unidades intrusivas y metamórficas. Las unidades volcánicas e intrusivas del Cretácico inferior cubren las series anteriores, siendo los principales constituyentes del cordón montañoso costero entre el río Huasco y el Elqui. Los depósitos más jóvenes corresponden a

depósitos cuaternarios aluviales y fluviales que cubren a los depósitos semiconsolidados miocenos de las Gravas de Atacama en la zona de Copiapó y depósitos de terrazas de la Formación Coquimbo en la región homónima (Arévalo et al., 1994; Godoy et al., 2003). La geología estructural de esta zona se caracteriza por lineamientos de rumbo NNE al norte de Vallenar, siendo relacionados estos a la rama Sur de la Zona de Falla de Atacama (Nalpas et al., 2008; Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003)

En la zona de Precordillera, las unidades más antiguas que pueden apreciarse corresponden a las rocas sedimentarias de la Formación San Félix y las rocas volcánicas Triásicas de las formaciones La Totorá y La Ternera (Sergestrom 1968; Reutter, 1974; Martínez et al., 2012, Cancino et al 2011). Cerca de la ciudad de Copiapó, las capas volcánicas de la Formación Punta del Cobre se sobrepone a las secuencias del Jurásico Medio-Superior (Arévalo 2005b). Hacia el sur, en la región de Coquimbo, esta formación engrana horizontalmente con la Formación Arqueros de edad similar (Thomas, 1967; Lara y Godoy, 1998). Sobreyaciendo estas secuencias se encuentran las secuencias de carácter marino sedimentario y volcánico del Grupo Chañarillo, para la región de Atacama, y la formación Punta del Cobre, para la región de Coquimbo, ambas de edad Cretácica Inferior. Estas unidades, en especial el Grupo Chañarillo, se encuentran afectadas por Eventos de extensión-inversión que deja un halo de deformación compresiva en estas sucesiones (Martínez et al, en prep.). Sobreyaciendo estas sucesiones se encuentran una serie de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias del Cretácico Superior agrupados en la formación Cerrillos. Esta unidad se encuentra intruida por una serie de plutones de edad Cretácico Superior y Paleoceno (Segestrom y Parker, 1959; Jensen y Vicente, 1976; Marschik y Fonboté, 2001; Arévalo, 2005a y b; MaksaeV et al., 2009, Arévalo y Creixell 2010).

En el sector más oriental de estas morfologías, secuencias volcano-sedimentarias (como la Formación Hornitos, Los Elquinos y Quebrada Yungay) de edad cretácica superior-paleocena sobreyacen a las formaciones pre cretácico superior. Estas secuencias se encuentran fuertemente deformadas por fallas y pliegues relacionados a deformación aparentemente compresiva, y se encuentran intruidas por una serie de plutones que van desde los 80 hasta los 40 Ma. La deformación sufrida por estas unidades se encuentra asociada a una tectónica compresiva que afecta a toda la región (Cornejo et al., 2003; Arévalo 2005; Martínez et al., 2012). Sellando todas estas secuencias y depositándose de forma levemente buzante, se encuentran las Gravas de Atacama, cuyos depósitos reflejan los procesos tectónicos del Mioceno inferior en la región

(Moscoso, 1982; Mpodozis y Cornejo, 1988; Nalpas et al., 2008). En este sector, los lineamientos estructurales corresponden a los límites de las cuencas cretácicas de Chañarcillo y Bandurrias, que poseen un rumbo NE-NNE al norte de Vallenar y NS hacia el sur, así como también a los ejes de los pliegues asociados a los distintos eventos tectónicos compresivos, cuyos rumbos son solidarios a los de los bordes de cuencas, asociados a los eventos de inversión de las cuencas antes mencionadas (Martínez et al., en prep; Charrier et al., 2007; Jensen, 1976).

### **2.3 Precordillera y Cordillera Frontal.**

En el sector oriental de esta región, se encuentran los intrusivos Paleozoicos a lo largo de franjas NS que constituyen la Súper Unidad Elqui (compuesta por cuerpos intrusivos de diversas composiciones, como las unidades Guanta y Cochiguas (Nasi et al., 1985). Las unidades metamórficas que se encuentran en el Valle del río Tránsito y río Huasco (complejos metamórficos de El Tránsito, La Pampa y El Cepo) representan la roca de caja de esta súper unidad (Ribba et al., 1988). Las unidades sedimentarias y metasedimentarias más antiguas de la zona de estudio, poseen edades que rodean el Carbonífero (Complejo Metamórfico El Cepo y Formaciones Hurtado y Las Placetas) y se encuentran a modo de “*roof pendants*” en la misma Súper Unidad (Mpodozis y Cornejo, 1988, Nasi et al., 1990).

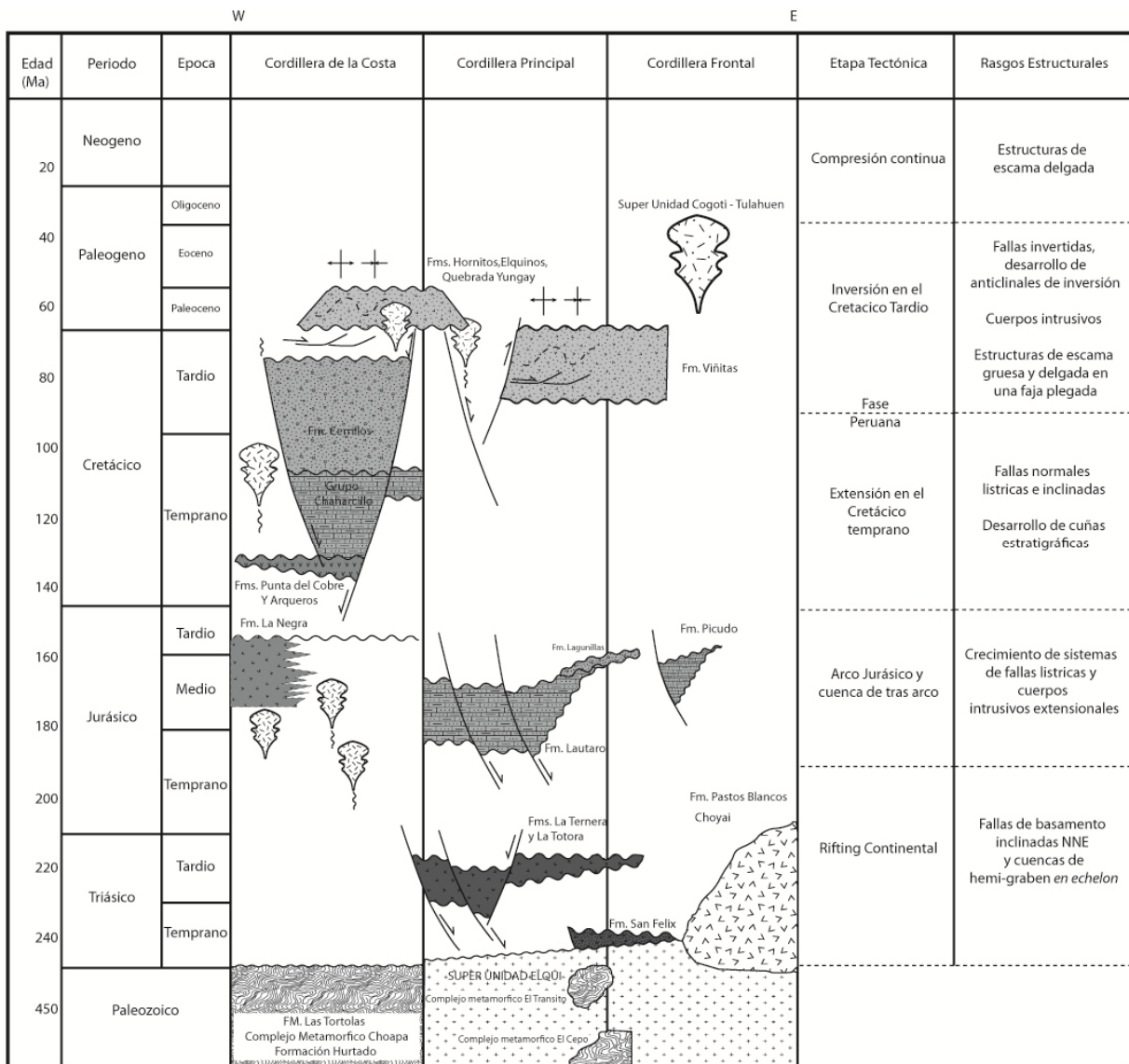
Sobreyaciendo a estas unidades de basamento, se encuentran diversas secuencias sedimentarias y volcánicas de edad triásica, que poseen un afloramiento mucho mayor a sus contrapartes más occidentales, y que representan la continuación del magmatismo riolítico de tipo Choyoi del Pérmico, como la Formación Pastos Blanco (Martin et al., 1999), para dar luego paso a magmas de carácter andesítico-basáltico, como las formaciones La Totorá y La Ternera (Thiele, 1964; Sergstrom, 1968).

Dispuestas sobre estas formaciones triásicas, las rocas de edad jurásica que se encuentran en estas morfologías corresponden principalmente a secuencias marinas y marino-continentales (como las formaciones Lautaro, Lagunillas, Amolanas, Algarrobal y Tres Cruces), que corresponden a la continuación de la tectónica extensional del Triásico y representan las diversas cuencas jurásicas del margen occidental de Gondwana que se observan a lo largo de Chile y Argentina. Estas secuencias se encuentran depositadas y controladas por estructuras extensionales cuyos rumbos

pueden varían desde NNE hasta NS hacia el sur de Vallenar. Como últimas representantes de esta edad, rocas de carácter volcánico, representantes de la reanudación de la subducción (como la Formación Picudo), se sobreponen a las secuencias antes mencionadas (Dedios, 1967; Jensen, 1976; Iriarte et al 1999; Charrier et al., 2007; Martínez et al., 2011, Oliveros et al., 2012).

Sobre estas unidades se encuentran series volcánicas y sedimentarias continentales en el sector más occidental de la Precordillera (Abad, 1976, Arévalo 2005). Intruyendo estas secuencias una serie de plutones de edad paleocena-eocena, más varios complejos volcánicos paleocenos en la parte más septentrional de la zona de estudio, son evidencia de los episodios de magmatismo de subducción asociados a estas rocas (Arévalo et al., 1994; Arévalo 2005; Martínez et al., 2012; Peña et al 2011). Una serie de gravas y depósitos no consolidados, cubren rocas de todo tipo de edad, depositándose de forma suave y sellando los últimos procesos tectónicos, donde los ejes de los pliegues relacionados a estos procesos son solidarios a los rumbos de las grandes cuencas de edad triásica – jurásica y cretácica (Mpodozis y Cornejo, 1988; Nasi et al., 1990).

Compilando la evolución geológica de todas estas secuencias, desde la Cordillera de la Costa hasta la Cordillera Frontal, es posible ubicar estas sucesiones en distintas etapas tectónicas con rasgos estructurales bien definidos (figura 5).



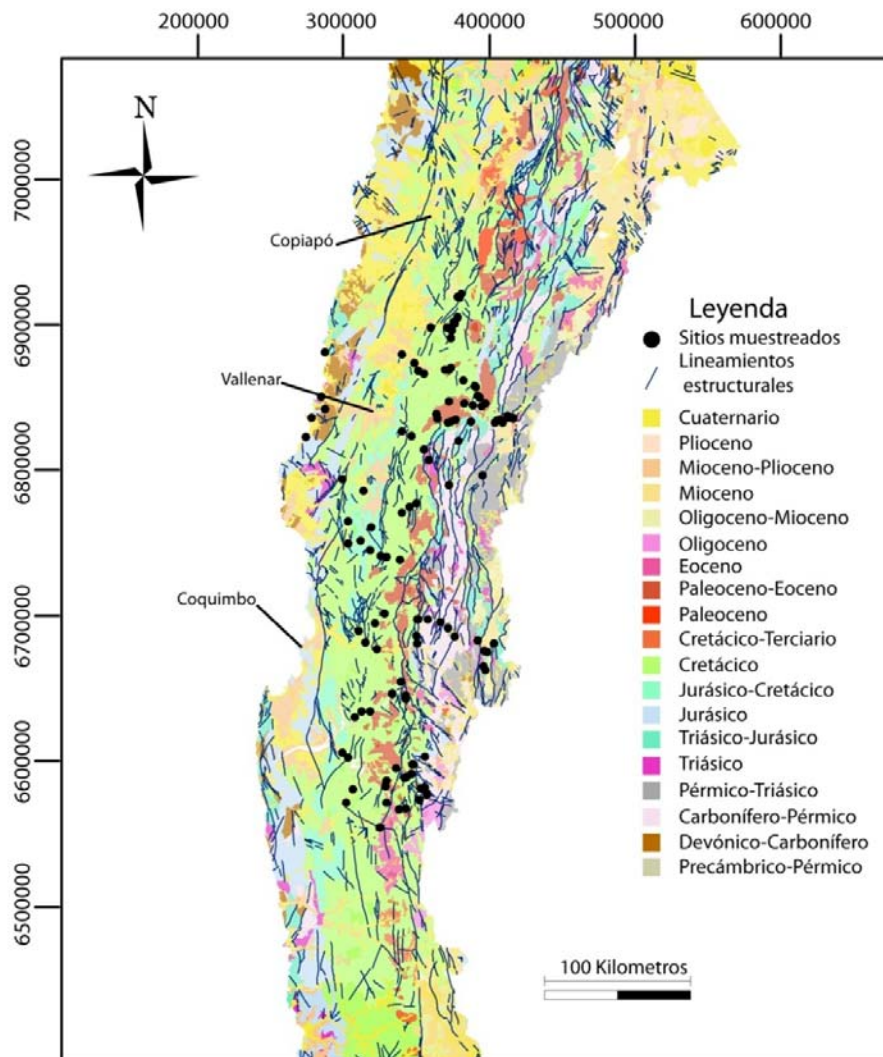
**Figura 5.** Cuadro de compilación con las principales litologías de la zona hasta el paleógeno (Sergestrom & Parker, 1959; Sergestrom 1964; Dedios et al., 1967; Moscoso et al., 1982; Lara et al., 1988; Mpodozis et al., 1988; Nasi et al., 1990; Rivano et al., 1991; Iriarte, 1999; Tomlinson et al., 1999; Godoy et al., 2003; Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003; Arévalo 2005a y b; Cancino et al., 2007) y trabajos publicados sobre la zona (Nasi et al., 1985; Mpodozis et al., 1988; Ribba et al., 1988; Marschik et al., 2001; Maksaev et al., 2009; Martínez et al., 2012; Martínez et al., en prep; Cornejo et al., 2003; Oliveros et al., 2012).



### 3 PALEOMAGNETISMO

#### 3.1 Muestreo Paleomagnético

El muestreo paleomagnético se llevo a cabo entre los 28° y los 32° de latitud Sur (figura 6), entre los años 2008-2009 (así como se analizaron sitios inéditos tomados en años anteriores), concentrándose su mayor parte en sitios con edades previamente reconocidas y donde no se notara fuerte alteración por parte de intrusivos. Un total de 52 sitios pudieron dar buenos resultados paleomagnéticos para su posterior análisis.



**Figura 6.** Posición de las muestras paleomagnéticas con respecto a la geología del lugar. (Modificado de Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003).

La ubicación de estos sitios es extensa y abarca varias unidades geológicas. Las unidades muestreadas corresponden a Pastos Blancos, La Totorá, Amolanas, Lagunillas, Arqueros, el Grupo Chañarcillo, Las Vizcachas, Viñitas, Los Elquinos, Quebrada Yungay, Hornitos y distintos intrusivos cuyas edades fluctúan desde el Triásico hasta el Mioceno.

En el sector entre Copiapó y Vallenar se recolectaron la mayor parte de los sitios de este estudio, 37 sitios. De este total, 17 fueron en las secuencias volcano-sedimentarias de la Formación Hornitos; con 9 sitios en flujos ignimbríticos, 5 en areniscas y 3 en lavas andesíticas, siendo obtenidos en locaciones que no mostraban ninguna alteración significativa. Otros 12 sitios fueron obtenidos en distintos plutones paleocenos, que intruyen las secuencias de Hornitos, y plutones eocenos, que intruyen las unidades jurásicas en la zona del río Manflas. Los restantes 8 sitios se distribuyen en un sitio en calizas del grupo Chañarcillo, uno en lavas andesíticas de la Formación La Totorá, dos sitios en lavas de la Formación Las Vizcachas y 3 sitios en areniscas rojas de la Formación Lagunillas (Tabla 1).

Los 15 sitios restantes se muestrearon al sur de Vallenar, ubicándose 8 alrededor del sector del Valle de los Choros, uno en el sector del Valle del Elqui, 2 en el paso de Agua Negra, uno en el Valle del Río Hurtado y los 3 restantes en el sector del Valle del Limarí. En el sector de Los Choros se muestrearon principalmente intrusivos del Cretácico Inferior y en rocas volcánicas de la formación Punta del Cobre (Creixell et al.,2012), con un total de 5 sitios en dioritas y granitos, así como 3 sitios en lavas andesíticas. En el sector del Valle del Elqui se muestrearon areniscas del Cretácico Superior. En el sector del paso de Agua Negra, cercano a la frontera con Argentina, se muestrearon ignimbritas de la Formación Pastos Blancos y de la Formación Tilito. En el valle del Río Hurtado se muestrearon areniscas de la Formación Quebrada Yungay. Los 3 sitios restantes corresponden a lavas de la Formación Viñitas y a dioritas y granodioritas de la Formaciones Cogotí y Tulahuen (Tabla 1).

### **3.1.1 Metodología**

La obtención de datos paleomagnéticos pueden dividirse en dos etapas fundamentales: la toma de muestras en terreno y la medición de las mismas en laboratorio.

En terreno la toma de muestras se realiza en sitios previamente escogidos, donde no se observen que el lugar a perforar sea un bloque rodado o que este movido con respecto al afloramiento principal, donde se utiliza una maquina modificada Pomeroy, sin espada, y adaptada con una perforadora para testigos cilíndricos de 2.5 cm de diámetro. Una vez realizadas las perforaciones se procede a realizar una medición de la posición de la muestra y de su inclinación y declinación (figura 7). Para ello se utiliza una brújula magnética y un dispositivo solar, los cuales resultan en datos de inclinación con respecto a la horizontal, declinación magnética y declinación solar (esta última ligada a una hora y posición determinada). En los sitios se obtuvieron testigos que alcanzaban en promedio para 3 muestras de medición (de 2.2 cm de largo) posteriormente medidas en el trabajo de laboratorio.



**Figura 7.** Moto sierra STIHL modificada por Pomeroy e instrumento de orientación para los orificios dejados por la máquina.

Con el objetivo de reconocer las propiedades magnéticas originales de la roca se llevó a cabo un proceso de “lavado magnético” en el laboratorio de paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, hecho por el método termal tanto como el método de campos alternativos (anexo 1). Luego de cada lavado las propiedades magnéticas obtenidas se medían con magnetómetros Molspin (para rocas con alta intensidad magnética) y Agico JR5A (para muestras con baja intensidad magnética). La susceptibilidad magnética fue medida por un susceptibilímetro Bartington, medidas hechas después de cada etapa de calentamiento para

comprobar posibles cambios mineralógicos, así como un equipo Kappabridge KLY-3 para la medición de AMS.

| Código | Litología              | Unidad              | Edad                            | Latitud   | Longitud  | Intensidad | Susceptibilidad |
|--------|------------------------|---------------------|---------------------------------|-----------|-----------|------------|-----------------|
|        |                        |                     |                                 | (°)       | (°)       | (A/m)      | (S.I.)          |
| 08TX01 | Ignimbritas            | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -27.96513 | -70.21885 | 5.52E-01   | 2.10E-04        |
| 08TX02 | Areniscas rojas        | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -27.95869 | -70.22057 | 2.15E-01   | 3.86E-03        |
| 08TX03 | Ignimbritas blancas    | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -27.99544 | -70.23946 | 5.57E-01   | 3.16E-04        |
| 08TX04 | Ignimbritas blancas    | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -27.99552 | -70.23939 | 1.48E-01   | 2.08E-04        |
| 08TX05 | Ignimbritas rosadas    | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -27.99555 | -70.23933 | 5.10E-02   | 4.38E-04        |
| 08TX06 | Areniscas rojas        | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -27.99567 | -70.23917 | 8.17E-03   | 2.28E-04        |
| 08TX07 | Areniscas rojas        | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -28.00139 | -70.2435  | 2.91E-02   | 2.28E-04        |
| 08TX08 | Areniscas grises finas | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -27.98683 | -70.24718 | 2.05E-02   | 9.74E-04        |
| 08TX09 | Calizas alteradas      | Chañarcillo         | Barremiano Superior-<br>Aptiano | -28.02143 | -70.41304 | 1.54E-03   | 8.72E-05        |
| 08TX10 | Ignimbritas blancas    | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -28.09138 | -70.26638 | 2.56E-01   | 5.13E-05        |
| 08TX11 | Lavas andesíticas      | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -28.09077 | -70.26626 | 7.50E-02   | 6.11E-05        |
| 08TX12 | Lavas andesíticas      | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -28.04065 | -70.26153 | 3.87E-01   | 2.94E-02        |
| 08TX13 | Lavas andesíticas      | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -28.02601 | -70.28806 | 9.41E-01   | 4.74E-02        |
| 08TX14 | Areniscas rojas finas  | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -28.02149 | -70.2952  | 7.04E-03   | 6.05E-04        |
| 08TX15 | Ignimbritas blancas    | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -27.83328 | -70.22031 | 2.86E-02   | 3.06E-04        |
| 08TX16 | Ignimbritas blancas    | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -27.83837 | -70.20817 | 1.93E-02   | 6.92E-05        |
| 08TX17 | Ignimbritas blancas    | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -27.81407 | -70.19096 | 4.85E+00   | 4.73E-03        |
| 08TX18 | Ignimbritas blancas    | Hornitos            | 68-66 Ma.                       | -27.82974 | -70.20657 | 4.62E-02   | 7.25E-05        |
| 09TX01 | Granodiorita           | Salitral            | 63-45 Ma.                       | -28.30811 | -70.46288 | 2.44E-01   | 6.29E-03        |
| 09TX10 | Diorita                | Plutón Los Morteros | Paleoceno                       | -28.28605 | -70.28804 | 1.81E+00   | 2.92E-02        |
| 09TX13 | Areniscas Rojas        | Amolanas            | Jurásico Superior               | -28.39014 | -70.10391 | 3.88E-02   | 1.00E-03        |
| 07ES01 | Granodiorita           | Plutón Los Morteros | 61.6*                           | -28.56077 | -70.3779  | 1.83E+00   | 1.71E-02        |
| 07ES02 | Granodiorita           | Plutón Los Morteros | 61.9*                           | -28.58831 | -70.36909 | 4.39E-01   | 1.79E-02        |
| 07ES03 | Granodiorita           | Plutón Los Morteros | Paleoceno                       | -28.61549 | -70.29369 | 2.30E-01   | 4.39E-02        |
| 07ES04 | Diorita                | Plutón Los Morteros | 63*                             | -28.59867 | -70.23895 | 3.28E+00   | 3.23E-02        |

|        |                             |                     |                           |           |           |          |          |
|--------|-----------------------------|---------------------|---------------------------|-----------|-----------|----------|----------|
| 07ES05 | Diorita                     | Plutón Los Morteros | Paleoceno                 | -28.61063 | -70.2784  | 3.60E-01 | 5.40E-02 |
| 07ES06 | Diorita                     | Plutón Los Morteros | Paleoceno                 | -28.61113 | -70.27512 | 2.16E-01 | 4.86E-02 |
| 07ES07 | Granodiorita                | Plutón Manflas      | 40.9*                     | -28.46108 | -70.06792 | 4.64E-01 | 2.72E-02 |
| 07ES08 | Granodiorita                | Plutón Manflas      | 39.3*                     | -28.44867 | -70.08369 | 1.42E-01 | 3.36E-02 |
| 07ES09 | Tonalita                    | Plutón Los Morteros | Paleoceno                 | -28.49336 | -70.17843 | 7.69E-02 | 3.34E-02 |
| 07ES10 | Granito                     | Plutón Los Morteros | Paleoceno                 | -28.48045 | -70.2869  | 9.25E-02 | 2.06E-02 |
| 06FP38 | Granito                     | Intrusivo           | Triásico-Jurasico         | -29.343   | -70.925   | 2.79E-01 | 3.80E-04 |
| 06FP39 | Granito                     | Intrusivo           | Triásico-Jurasico         | -29.26    | -70.85    | 5.19E-01 | 4.99E-02 |
| 06FP40 | Granito                     | Intrusivo           | Triásico-Jurasico         | -29.172   | -70.632   | 2.37E-01 | 3.25E-02 |
| 06FP42 | Lavas andesíticas           |                     | Cretácico                 | -29.136   | -70.573   | 2.63E-02 | 2.96E-04 |
| 05VO06 | Lavas andesítico-basálticas | La Titora           | Triásico (230-205 Ma)     | -28.72939 | -70.22138 | 3.31E-01 | 5.09E-04 |
| 05VO14 | Lavas andesíticas           | Arqueros            | Neocomiano (135-115 Ma)   | -29.22573 | -71.01104 | 5.29E-01 | 3.70E-04 |
| 05VO15 | Diorita                     | Intrusivo           | 56-51 Ma.                 | -29.46855 | -70.64759 | 2.22E-01 | 3.76E-02 |
| 05VO16 | Diorita                     | Intrusivo           | 71-68 Ma                  | -29.45142 | -70.74343 | 1.30E+00 | 2.02E-02 |
| 05VO19 | Lavas andesíticas           | Arqueros            | Neocomiano (135-115 Ma)   | -29.36327 | -71.01345 | 3.05E-02 | 8.89E-04 |
| 05VO20 | Areniscas                   | Elquinos            | 70-65 Ma                  | -29.79757 | -70.76234 | 6.15E-02 | 2.78E-04 |
| 05VO24 | Ignimbrita                  | Pastos Blancos      | Pérmico Medio             | -30.13808 | -70.06143 | 6.42E-01 | 5.45E-02 |
| 05VO26 | Tobas                       | Tilito              | 26-22 Ma                  | -30.04451 | -70.03547 | 5.06E-01 | 1.54E-03 |
| 05VO28 | Areniscas                   | Quebrada Yungay     | Maestrihtriano (70-65 Ma) | -30.2229  | -70.65808 | 2.75E-01 | 1.14E-02 |
| 05VO40 | Lavas andesítico-basálticas | Viñitas             | 82-66 Ma                  | -31.01343 | -70.63154 | 2.17E-01 | 6.61E-02 |
| 05VO41 | Diorita                     | Cogotí              | 39 Ma                     | -31.02175 | -70.6816  | 2.93E-01 | 4.02E-02 |
| 05VO43 | Granodiorita                | Tulahuen            | 38 Ma                     | -31.13232 | -70.82181 | 2.16E-01 | 2.76E-02 |
| 07VO45 | Lavas andesítico-basálticas | Las vizcachas       | Cretácico Superior        | -28.59533 | -69.83553 | 2.12E-01 | 4.23E-03 |
| 07VO46 | Lavas andesítico-basálticas | Las vizcachas       | Cretácico Superior        | -28.59533 | -69.83553 | 3.89E-01 | 1.17E-02 |
| 07VO47 | Areniscas rojas             | Lagunillas          | 180-160 Ma.               | -28.59155 | -69.83818 | 1.63E-01 | 7.84E-03 |
| 07VO48 | Areniscas rojas             | Lagunillas          | 180-160 Ma.               | -28.58246 | -69.87858 | 9.63E-03 | 7.41E-05 |
| 07VO49 | Areniscas rojas             | Lagunillas          | 180-160 Ma.               | -28.59032 | -69.87074 | 2.36E-03 | 5.56E-05 |

**Tabla 1.** Información de sitios paleomagnéticos que brindaron buenos vectores magnéticos. Las edades fueron obtenidas tanto de las cartas geológicas de la zona (Sergstrom & Parker, 1959; Sergstrom 1964; Dedios et al.,

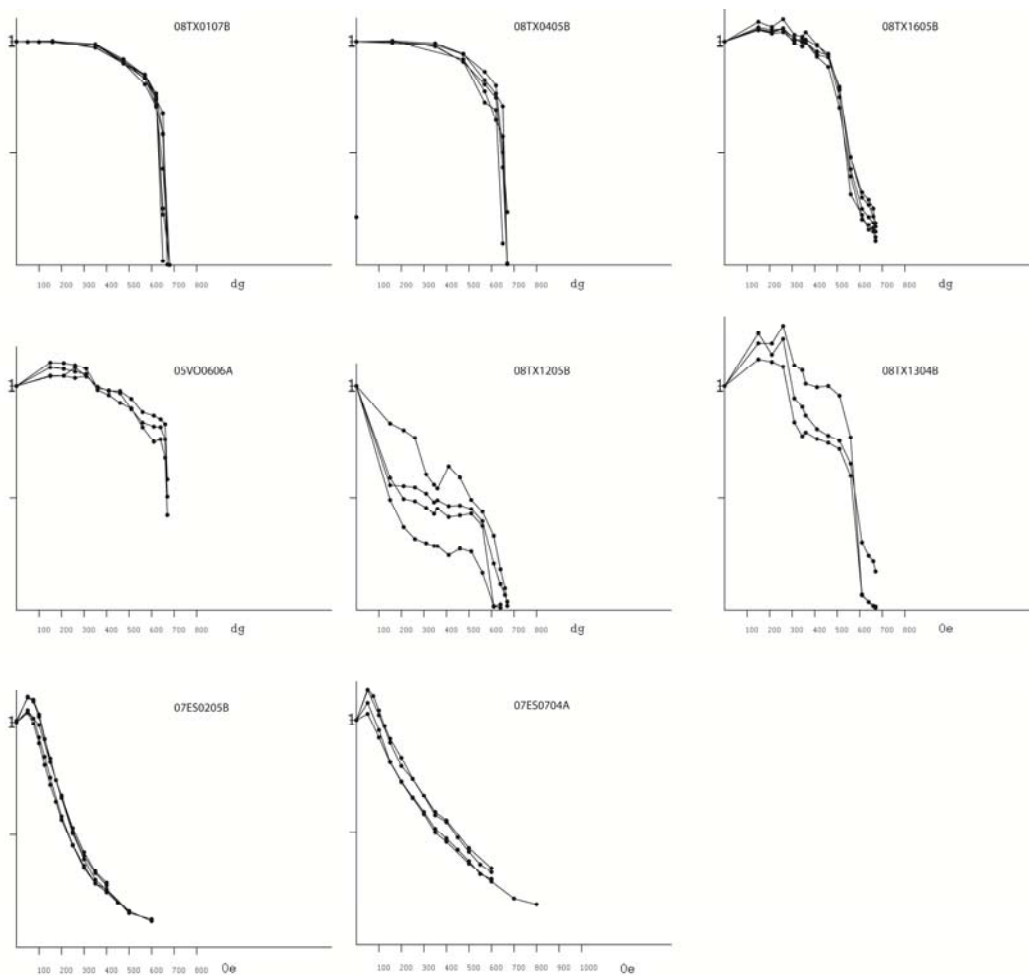
1967; Moscoso et al., 1982; Lara et al., 1988; Mpodozis et al., 1988; Nasi et al., 1990; Rivano et al., 1991; Iriarte, 1999; Tomlinson et al., 1999; Godoy et al., 2003; Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003; Arévalo 2005a y b ; Cancino et al., 2007) y trabajos publicados sobre la zona (; Nasi et al., 1985; Mpodozis et al., 1988 Ribba et al., 1988; Marschik et al., 2001; Makshev et al., 2009; Martínez et al., 2011, en prep). Las edades en asterisco corresponden a edades en Ar/Ar obtenidas en este estudio.

### **3.1.2 Propiedades Magnéticas**

Un análisis de la tabla 1 muestra que las rocas calcáreas se caracterizan por poseer las menores intensidades siguiendo las areniscas con valores medios, y luego los distintos intrusivos y unidades volcánicas con los más altos valores intensidad magnética. Las menores susceptibilidades en la Formación Hornitos están albergadas en las areniscas rojas y grises en los sitios más cercanos a Copiapó. El lavado magnético de las muestras, y experimentos de remanencia magnética isothermal, arrojaron diversos resultados para las muestras estudiadas.

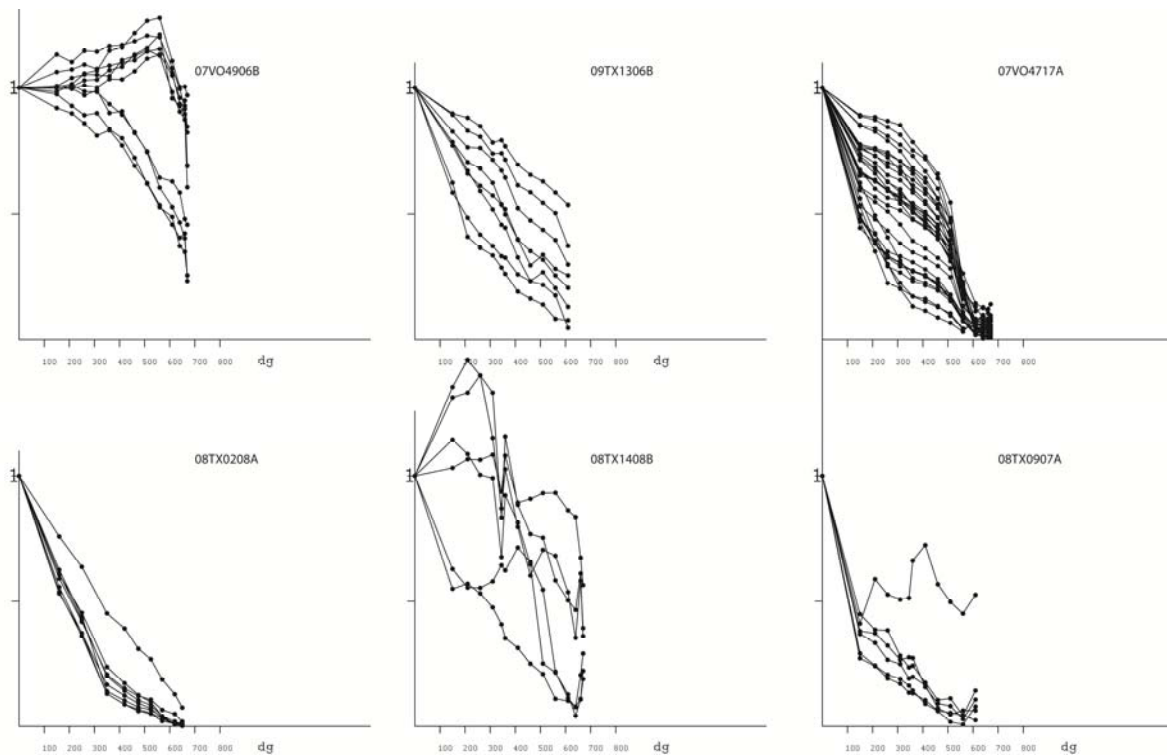
#### **3.1.2.1 Sector al Norte de Vallenar**

La intensidad magnética (figura 8) de las rocas ígneas disminuye de forma pronunciada entre los 600 y 700°C, lo cual evidencia la presencia de hematita como mineral portador del magnetismo. No se observa lo mismo en sitios de lavas (sitios 08TX12, 08TX16 y 08VO06) donde las temperaturas están más cercanas a los 600° que de los 700°, evidenciando la presencia de fases distintas a la de hematita, como la magnetita. La gran intensidad mostrada en ciertas muestras (como en 07ES04) que supera los 1 (A/m), puede indicar que estas estuvieron expuestas a relámpagos que produjeron una magnetización remanente de alta intensidad, por ello las muestras de ese sector (plutones paleógenos) fueron atacadas con campos alternativos para su demagnetización.



**Figura 8.** Diagramas de intensidad magnético vs temperatura. Estos muestran una clara predominancia de una fase de hematita para las ignimbritas en la primera fila, así como parecen haber señales magnéticas de distintas fases para las rocas volcánicas, en la segunda fila, posiblemente magnetita y hematita. Los ejes representan temperatura (en grados Celsius) versus intensidad magnética normalizada.

La intensidad magnética de las rocas sedimentarias muestra una fase de magnetita predominante (figura 9) donde se ve que hay una clara tendencia a la baja de la intensidad alrededor de los 200°-400°C, también se observa en los gráficos que parecen haber otras fases mezcladas posiblemente de titanomagnetita. La muestra 08TX14 es un buen ejemplo de ello, donde el gráfico de caída de la intensidad muestra una combinación de fases transportadoras de magnetismo, traducido en la formación de una nueva fase en laboratorio debido a las altas temperaturas.



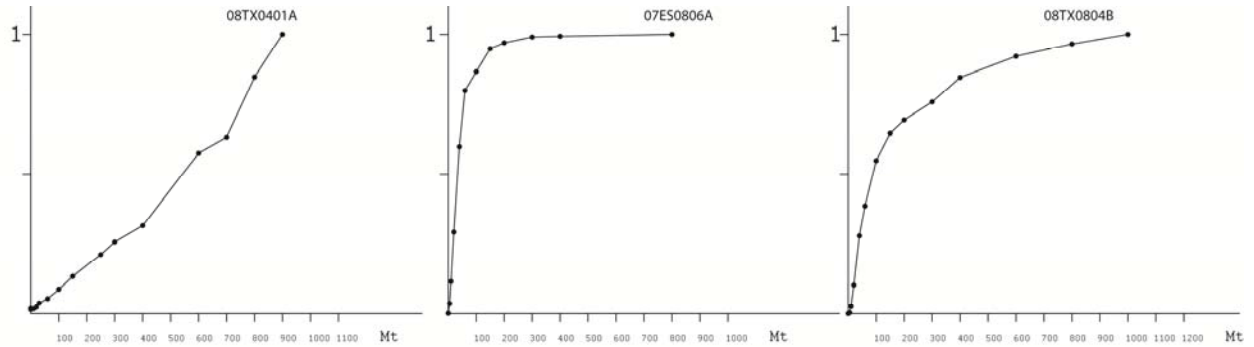
**Figura 9.** Gráficos de decaimiento de intensidad magnética. Se puede apreciar en 08TX02 la presencia de una fase de magnetita predominante, Los demás gráficos muestran como la magnetita podría estar combinada con otras fases, como pirrotina al principio de la muestra 08TX09, o titanomagnetita en la 07VO47. Los ejes representan temperatura (en grados Celsius) versus intensidad magnética normalizada.

Para ambas litologías se realizaron experimentos de adquisición de la magnetización mediante saturación (figura 10). Pueden observarse 3 clases de comportamientos:

- El primero que ocurre en las muestras de los intrusivos donde hay un aumento considerable de la intensidad magnética al ser sometidas a campos inferiores a 200(mT), para luego ascender de forma mucho más paulatina. Este comportamiento está de acuerdo con un predominio de la magnetita como portador de la magnetización (figura 10).
- El segundo ocurre en las muestras de flujos ignimbríticos, cuando el aumento de la intensidad magnética posee un ritmo similar cuando es sometido a distintos campos magnéticos. Este comportamiento se adecua a la hematita como portador de la magnetización.



-Un tercer caso, en las muestras de areniscas, muestra un comportamiento mixto, denotando que están presentes ambas fases como acarreadores de la magnetización.

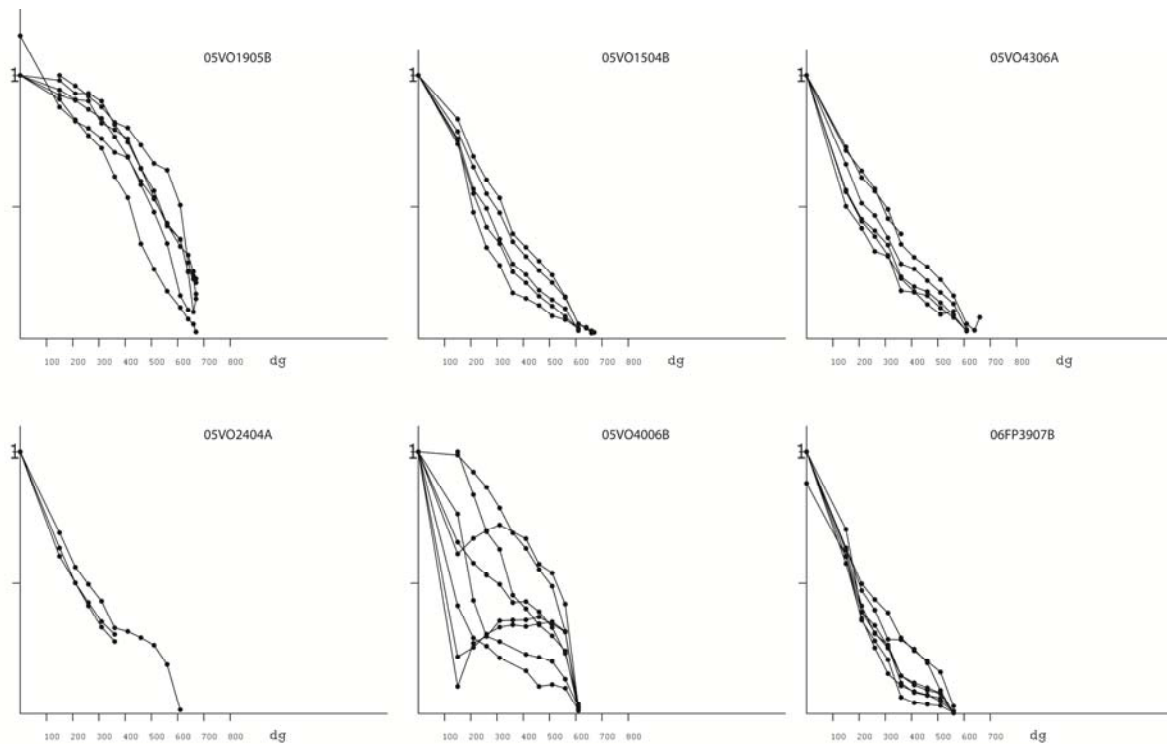


**Figura 10.** Diagramas de IRM, donde se muestra el distinto comportamiento de las muestras en respuesta a la magnetización por saturación. Se distingue la presencia de hematita (08TX0401A), magnetita (07ES0806A) y de ambas fases (08TX0804B). Los ejes representan temperatura (en grados Celsius) versus intensidad magnética normalizada.

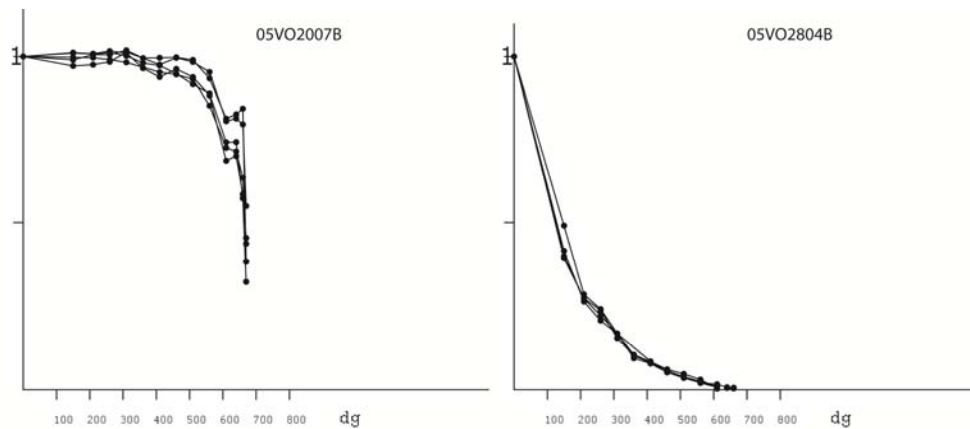
### 3.1.2.2 Sector Sur de Vallenar

La intensidad magnética de las rocas ígneas (figura 11) disminuye de forma paulatina hasta los 600°C, lo cual evidencia la presencia de fases tipo titanomagnetita, magnetita y maghemita como minerales portadores del magnetismo.

La intensidad magnética de las rocas sedimentarias (figura 12) de ambos sitios posee mineralogías magnéticas totalmente opuestas. Puede verse como en sitio 05VO20 posee una curva de decaimiento correspondiente a una fase de hematita (con algunas impurezas) y el sitio 05VO28 parece poseer una mineralogía más de acuerdo a una fase de magnetita (posiblemente contaminado con componentes de pirrotina y titanomagnetita).



**Figura 11.** Gráficos de decaimiento de intensidad magnética normalizada. Se pueden apreciar una presencia de fases de magnetita y titanomagnetita como principales acarreadores de la magnetización. Los ejes representan temperatura (en grados Celsius) versus intensidad magnética normalizada.

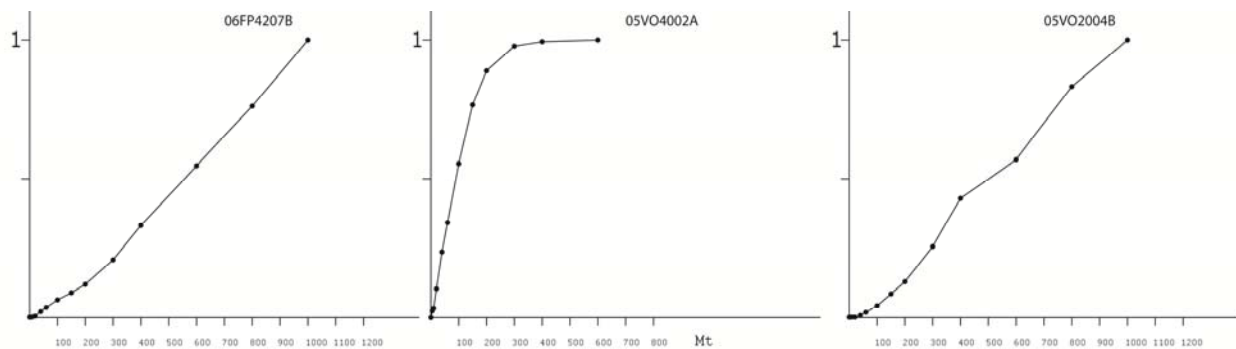


**Figura 12.** Gráficos de decaimiento de intensidad magnética. Los ejes representan temperatura (en grados Celsius) versus intensidad magnética normalizada.

También en este sector, para ambas litologías se realizaron experimentos de adquisición de la magnetización mediante saturación (figura 13). Pueden observarse 3 clases de comportamientos:

- El primero que ocurre en las muestras de lavas de los sitios VO donde hay un aumento considerable de la intensidad magnética al ser sometidas a campos inferiores a 200(mT), para luego ascender de forma mucho más paulatina. Este comportamiento está de acuerdo con un predominio de la magnetita como portador de la magnetización (figura 13).

-El segundo ocurre en las muestras lavas de los sitios FP y areniscas de los sitios VO, cuando el aumento de la intensidad magnética posee un ritmo similar cuando es sometido a distintos campos magnéticos. Este comportamiento se adecua a la hematita como portador de la magnetización. Sin embargo la muestra 05VO2004B muestra cierto grado de impureza en su diagrama IRM, mostrando que a pesar de que la hematita es la fase principal, posee más fases que acarrear sus propiedades magnéticas.



**Figura 13.** Diagramas de IRM de temperatura (en grados Celsius) versus magnetización normalizada. Se muestra el distinto comportamiento de las muestras en respuesta a la magnetización por saturación. Se distingue la presencia de hematita (06FP4207B y 05VO2004B) y magnetita (05VO4002A) como principales portadores de la magnetización. Los ejes representan temperatura (en grados Celsius) versus intensidad magnética normalizada.

### 3.1.3 Magnetizaciones Características

Se descartaron ciertos sitios debido a su alta dispersión y complicada interpretación, los sitios con mayor dispersión comprenden aquellos situados en las secuencias calcáreas, así como un par de sitios en intrusivos alterados. El conjunto general de muestras podemos dividirlos en los sitios en rocas plutónicas, volcánicas y rocas sedimentarias pues las rocas sedimentarias poseen una menor intensidad magnética y susceptibilidad con respecto a las volcánicas, así como en promedio las rocas plutónicas son mayores con respecto a las volcánicas. Con el objetivo de sectorizar la gran cantidad de información paleomagnética en función del cambio estructural mostrado anteriormente, se dividirán los análisis para las rocas al Norte y al Sur de Vallenar.

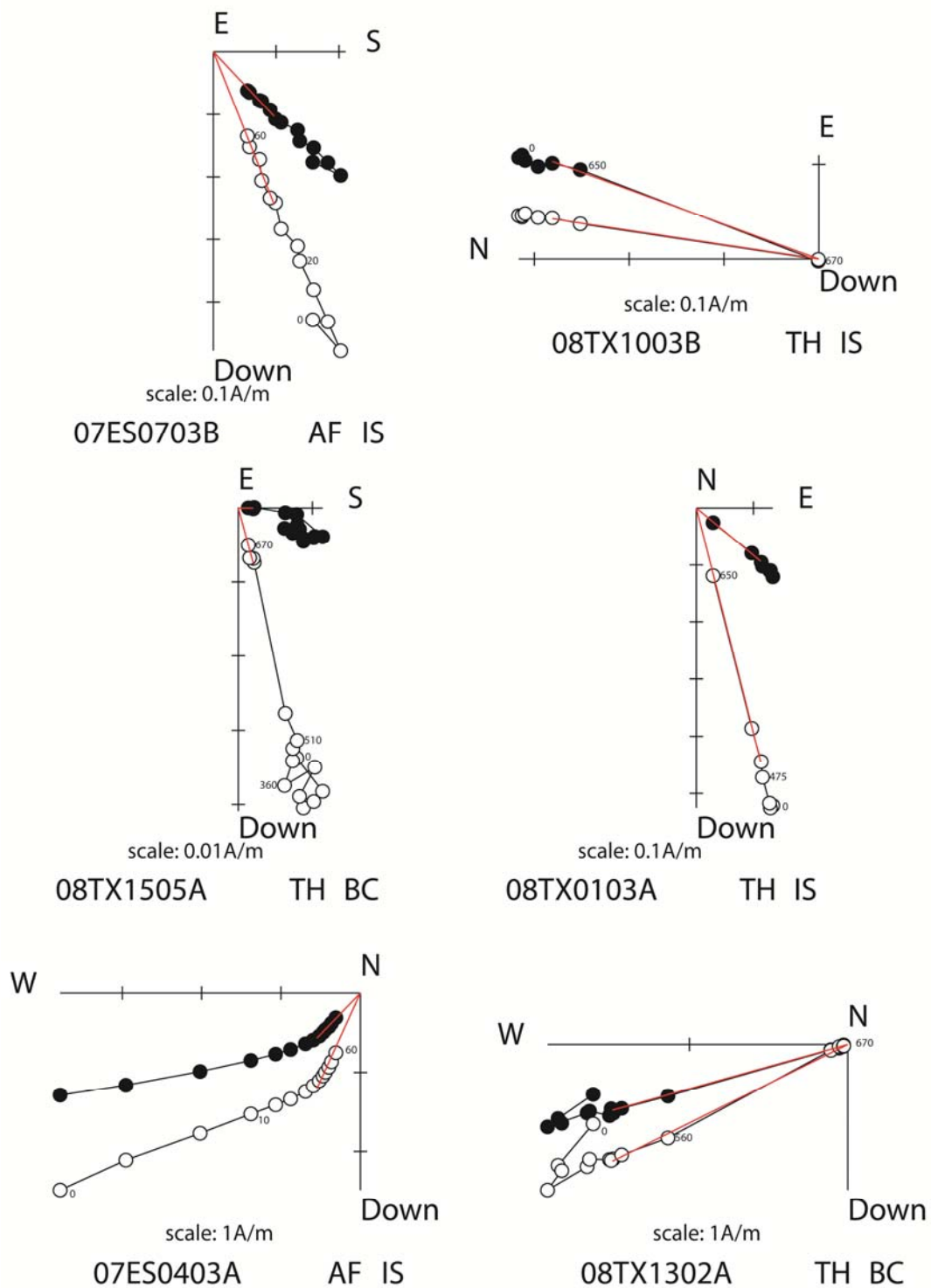
### **3.1.3.1 Sector al Norte de Vallenar**

#### **3.1.3.1.1 Rocas Ígneas**

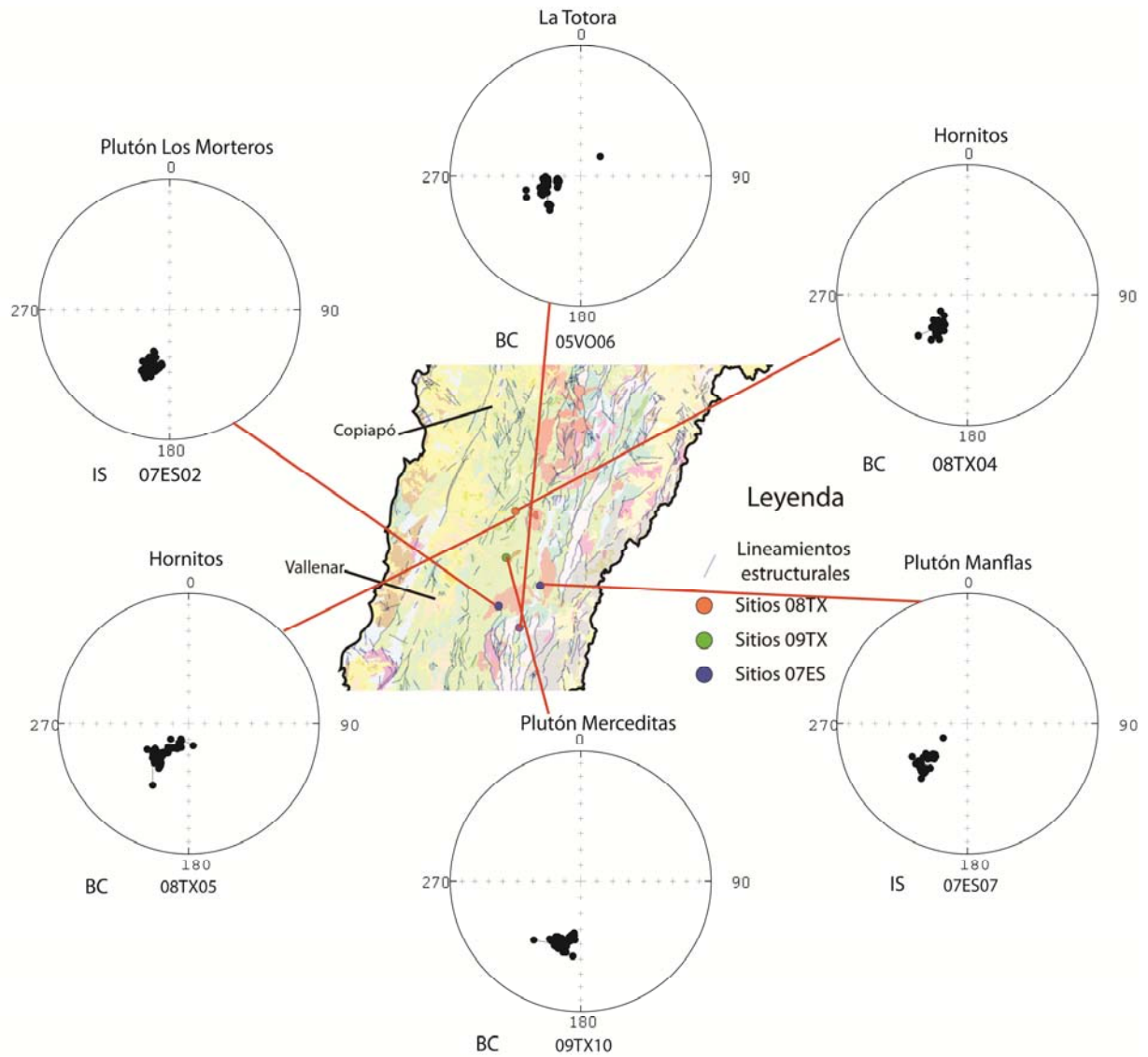
En los sitios en rocas ígneas se observaron generalmente vectores únicos para el estudio de las direcciones características. En estos casos el vector resultante posee una sola dirección característica, sin considerar la componente viscosa que se elimina normalmente antes de los 260°C.

La distribución de estos sitios corresponde a la Cordillera de Domeyko-Cordillera Frontal, siendo principalmente rocas de tipo piroclástico (flujos ignimbríticos), de edad cretácica superior-paleocena, generalmente con rasgos de aplastamiento mayor que se observan en la gran cantidad de fiames en los distintos afloramientos, así como algunos intrusivos de edades que fluctúan desde el Triásico-Jurásico hasta el Paleoceno-Eoceno. En estos sitios (figura 14), se observan ambas polaridades, aunque siendo de mayor predominancia la polaridad inversa. El agrupamiento de las direcciones magnéticas, a lo largo de las etapas de demagnetización, es distinto de la dirección actual del campo magnético, para todos los sitios. En el norte de la zona de estudio la mayoría de las muestras fueron obtenidas en rocas volcánicas mientras que en el sur, principalmente en intrusivos dioríticos de edad paleocena-eocena.

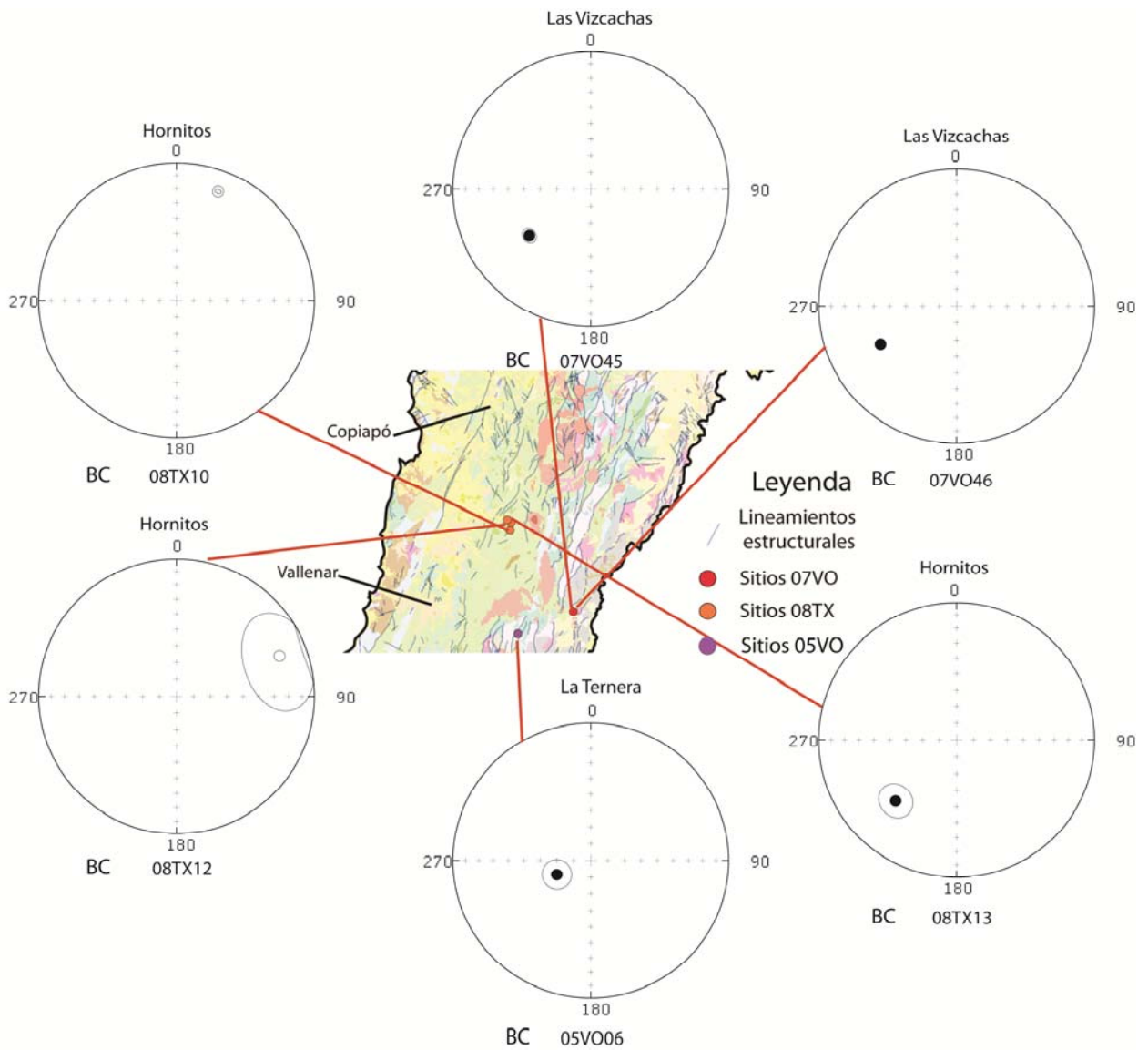
Las direcciones de declinación que muestran los estereogramas para esta zona son bastante heterogéneas (figura 15), estando relacionadas de manera muy cercana con los rumbos de las distintas estructuras en que están circunscritas las litologías muestreadas. Sin embargo, parece existir una tendencia general hacia un patrón de rotaciones horarias con respecto al norte magnético, al norte de la zona de Vallenar. Las diferentes inclinaciones magnéticas cambian de acuerdo a los distintos contextos estructurales en que se encuentran insertas. Así las muestras de 08TX04 y 08TX05 tendrán una inclinación similar, dada por la deformación que sufren estas rocas después de su depositación. El promedio de estos resultados (figura 16) denota los distintos grados de error para las declinaciones e inclinaciones obtenidas, así como un método más puntual de comparación con los datos de paleopolos (Besse and Courtillot, 2002) para su correspondiente edad.



**Figura 14.** Diagramas de Zijderveld de diversos sitios de rocas volcánicas en la zona norte del área estudiada. Nótese la fuerte componente univectorial, así como la presencia general de polaridades inversas, excepto en el sitio 08TX10. Las diferentes siglas corresponden a una proyección en cordenas en el sitio (IS) o con corrección de manteo (BC), también se muestra si la muestra sufrió demagnetización termal (TH) o por campos alternos (AF).



**Figura 15.** Diagrama estereográfico asociado a las muestras de rocas ígneas, notar la poca dispersión de las mediciones, así como la polaridad inversa predominante. Todos los estereogramas están con corrección por manto para las secuencias estratificadas correspondientes.

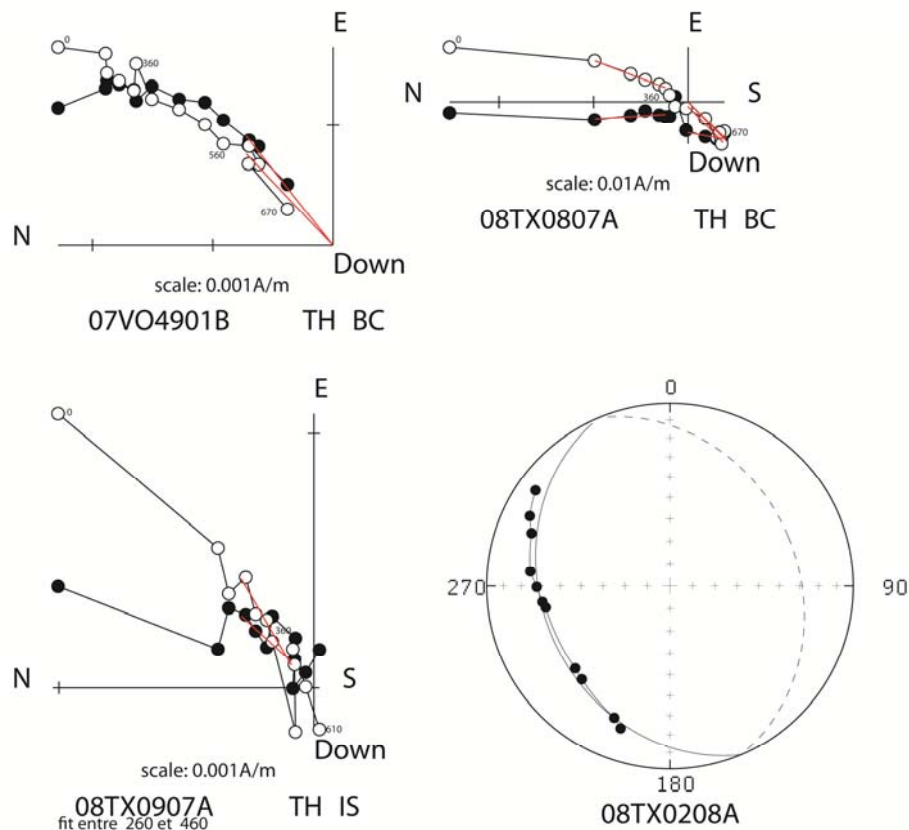


**Figura 16.** Diagrama estereográfico que muestra los resultados promediados a través de estadística de Fisher (McFadden and F. J. Lowes, 1981). El círculo alrededor del círculo más pequeño representa el grado de dispersión (error) de la declinación – inclinación obtenida.

Es posible observar también que las muestras que poseen polaridad inversa corresponden a las estratigráficamente más jóvenes y las de polaridad normal a las estratigráficamente más antiguas, hechos que podrían relacionarse con los cambios de polaridad del Maaschtrichtiano y las edades relacionadas a los sitios indicados en la tabla 1.

### 3.1.3.1.2 Rocas Sedimentarias

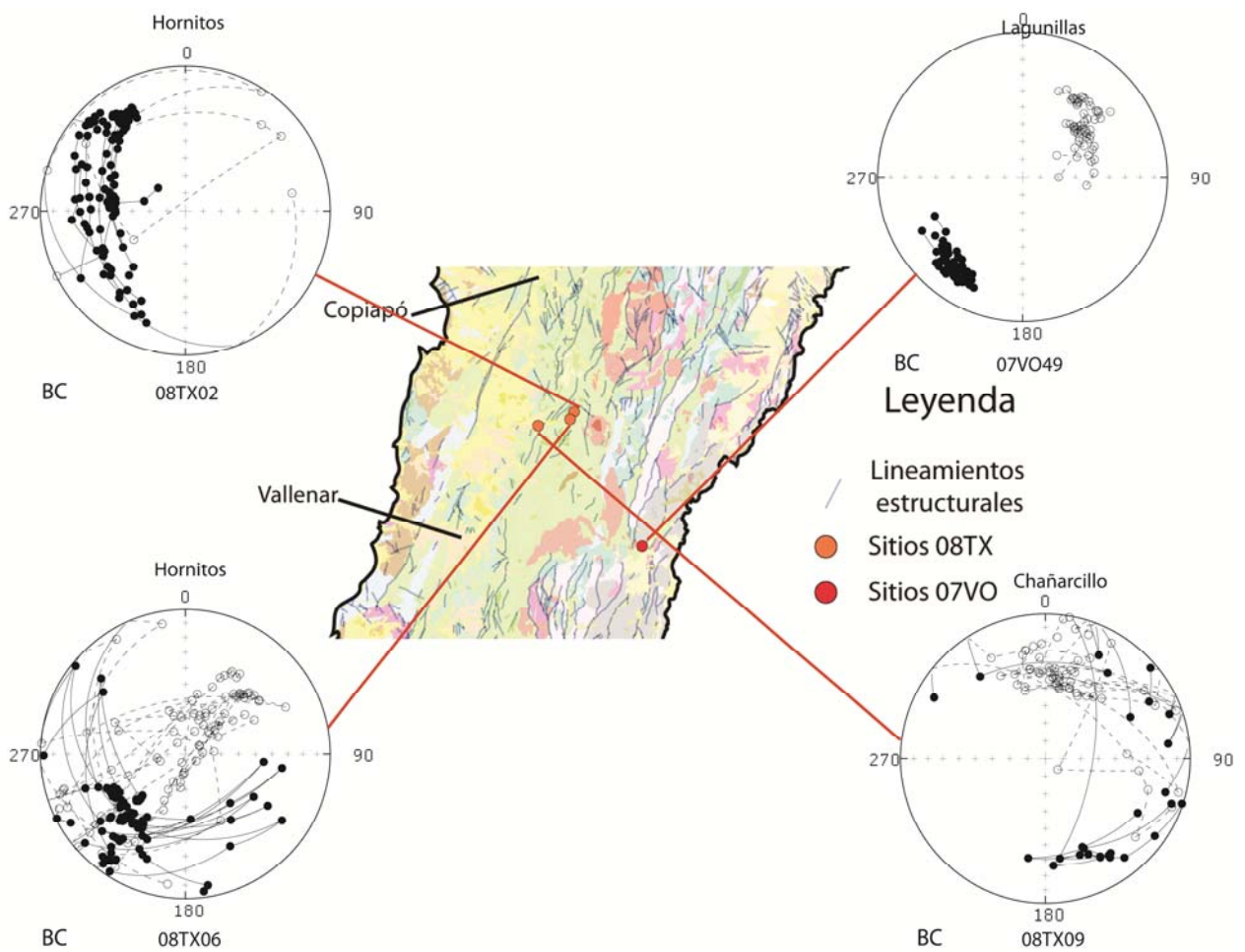
Los sitios de rocas sedimentarias no poseen generalmente una dirección univectorial, teniendo que hacer en estos casos una suma vectorial y utilizar el método de los grandes círculos para la determinación de dirección paleomagnéticas promedio (McFadden y Mc Elhinny, 1988). Estos sitios se concentran principalmente en areniscas del grupo Hornitos, así como en rocas calcáreas del grupo Chañarillo, abarcando toda la zona norte de estudio. Las direcciones características (figura 17) de los sitios pueden observarse en los sitios de rocas calcáreas direcciones multicomponentes y evidencian una marcada componente secundaria (como en el sitio 08TX09), por ello para obtener la dirección característica se utiliza un plano (multivectorial) en vez de un vector único dado por los Diagramas de Zijverl (cuando no fue posible la obtención de un vector en estos diagramas).



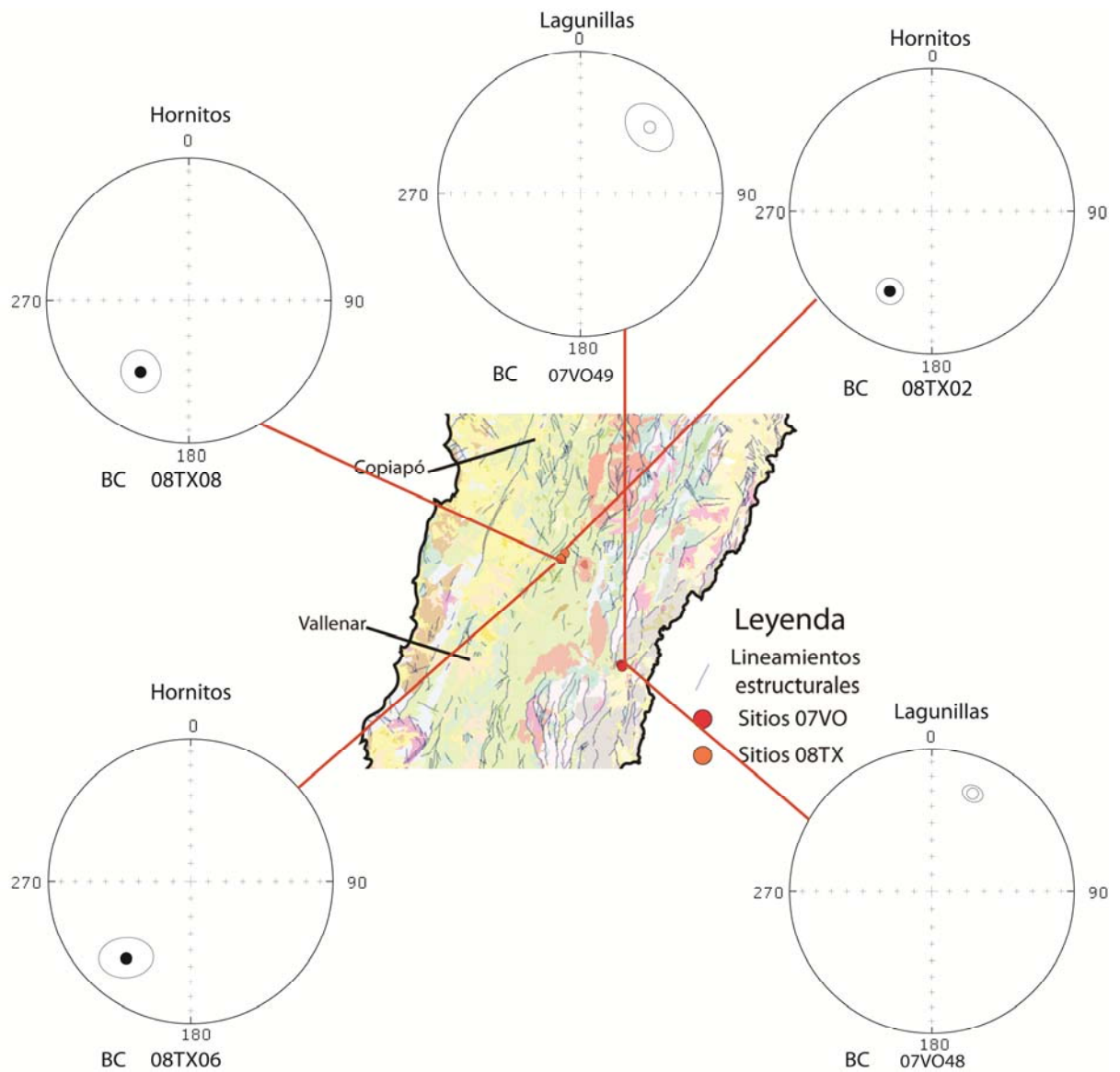
**Figura 17.** Direcciones características de las muestras en litologías sedimentarias. Las direcciones corresponden tanto a vectores obtenidos en las últimas etapas de demagnetización, como a planos obtenidos a lo largo de todas las etapas. Las diferentes siglas corresponden a una proyección en coordenadas en el sitio (IS) o con corrección de manto (BC), también se muestra si la muestra sufrió demagnetización termal (TH) o por campos alternos (AF).



Los estereogramas que muestran las mediciones magnéticas de las rocas sedimentarias en esta zona son bastante dispersos (figura 18), mostrando distintos eventos magnéticos y fases mineralógicas disponibles en estas litologías. Las polaridades observadas en estos sitios corresponden tanto a la normal como a la inversa, aunque poseen una tendencia a la polaridad normal en las primeras etapas del lavado magnético para luego pasar a polaridad inversa en algunas muestras. Los resultados del promedio usando la estadística de Fisher (figura 19) muestran como estas mediciones se agrupan en declinaciones con rotaciones horarias con respecto a los polos de referencia publicados (Besse and Courtillot, 2002).



**Figura 18.** Estereogramas de mediciones para distintos sitios de rocas sedimentarias del la zona norte del área de trabajo. Notar la presencia de ambas polaridades en los sitios. Todos los estereogramas están con corrección por manto para las secuencias estratificadas correspondientes.

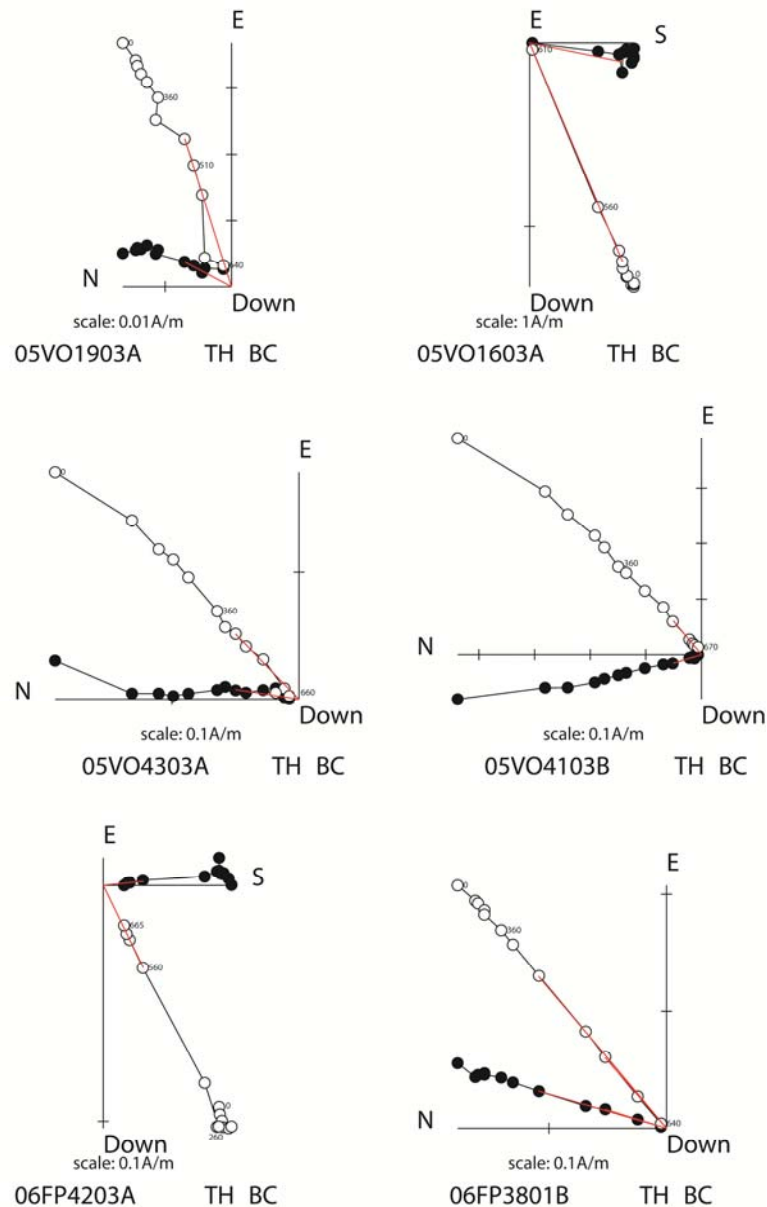


**Figura 19.** Diagrama estereográfico que muestra los resultados promediados a través de estadística de Fisher (McFadden and F. J. Lowes, 1981). El círculo alrededor del círculo más pequeño representa el grado de dispersión (error) de la declinación – inclinación obtenida.

### 3.1.3.2 Sector al Sur de Vallenar

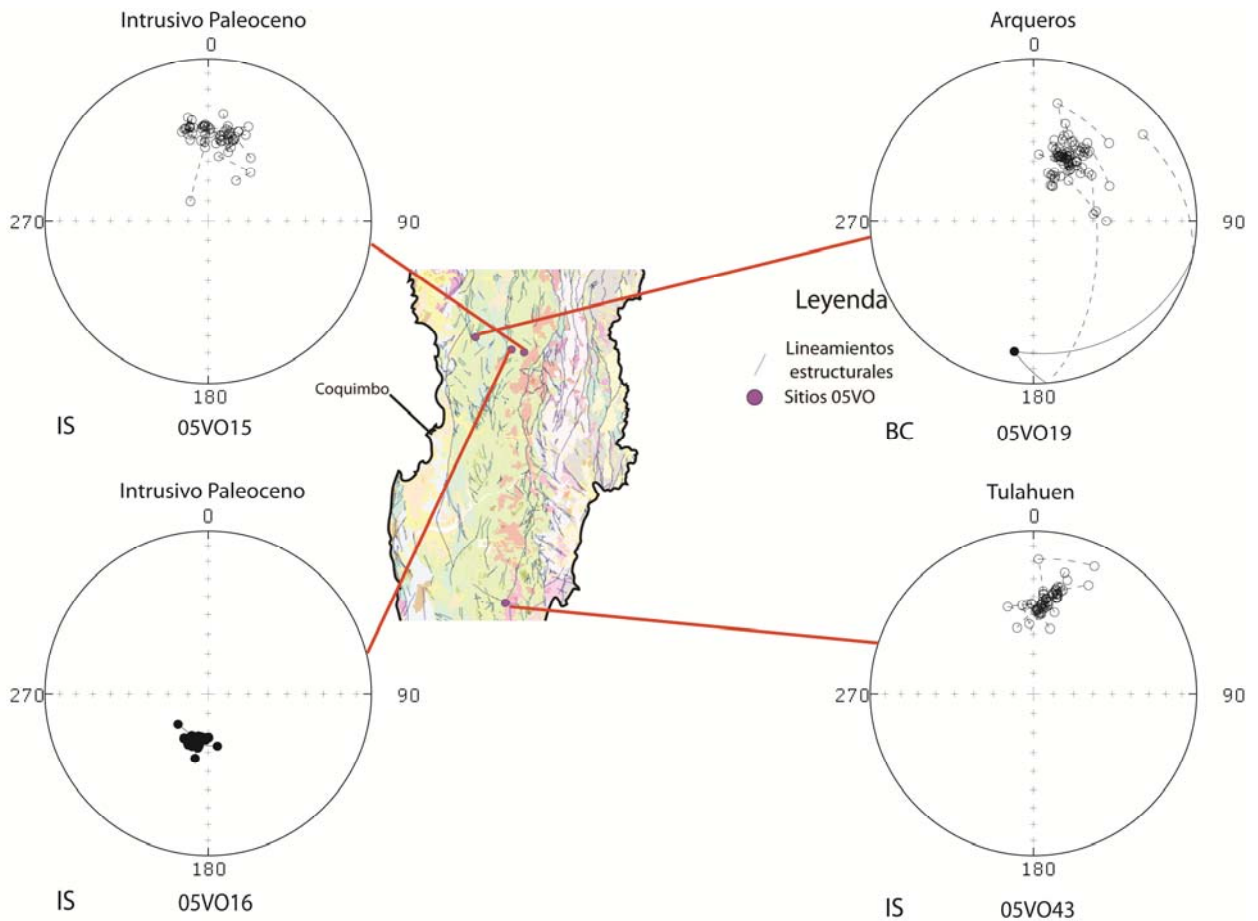
#### 3.1.3.2.1 Rocas Ígneas

En estos sitios, como en los sitios del norte, también se observaron generalmente vectores únicos de direcciones características magnéticas (figura 20).



**Figura 20.** Diagramas de Zijvel de diversos sitios de rocas ígneas en la zona sur del área estudiada. Nótese la fuerte componente univectorial, así como la presencia homogénea de ambas polaridades. Las diferentes siglas corresponden a una proyección en cordenas en el sitio (IS) o con corrección de manteo (BC), también se muestra si la muestra sufrió demagnetización termal (TH) o por campos alternos (AF).

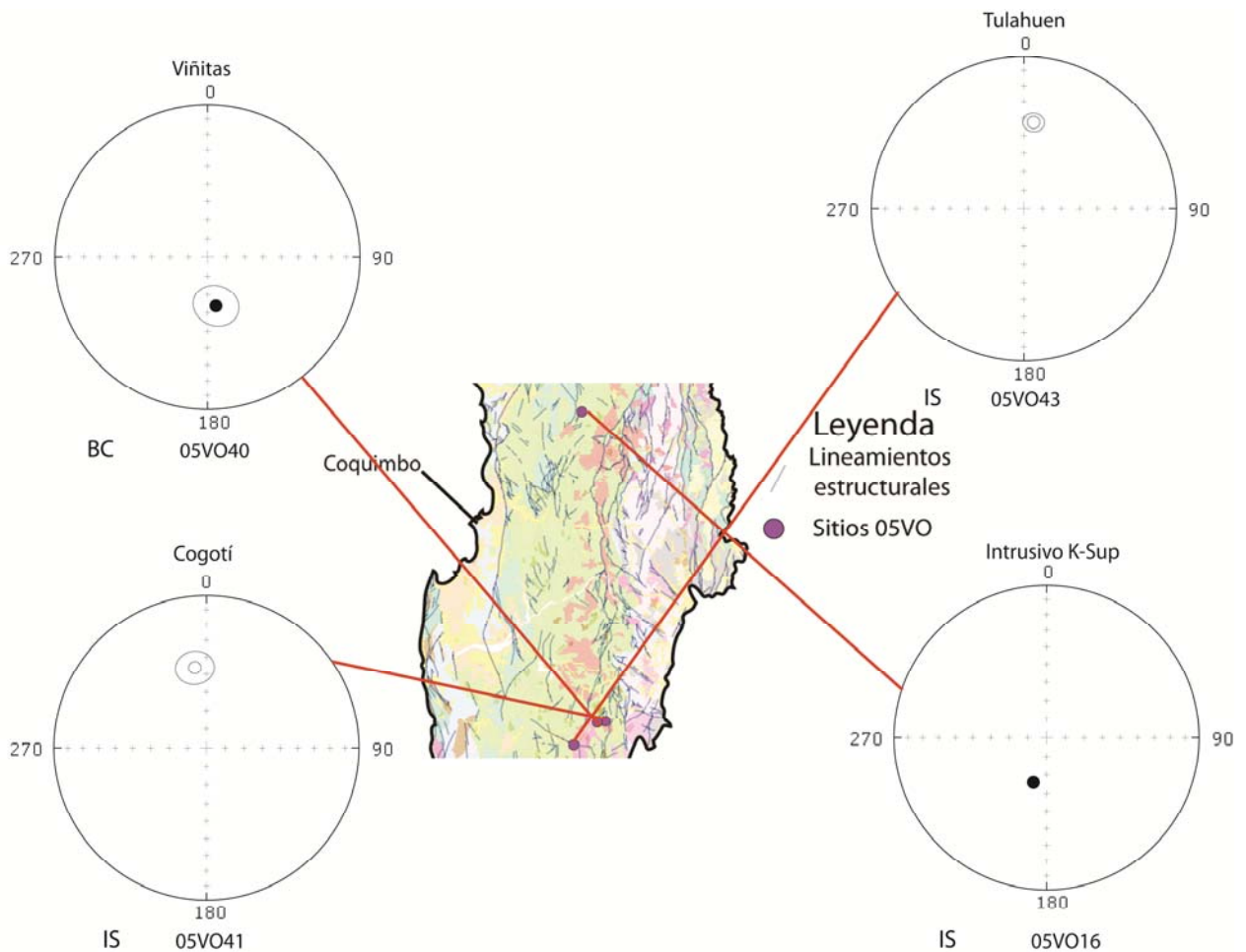
La distribución de los sitios corresponde principalmente a la Precordillera andina, siendo estudiadas principalmente rocas intrusivas, así como algunas rocas volcánicas de la Formación Arqueros, cuyas edades fluctúan entre el Neocomiano y el Eoceno Superior. En estos sitios también se observan ambas polaridades de forma equitativa. El agrupamiento de las direcciones magnéticas para todos los sitios es distinto a la dirección del campo magnético actual, aunque las variaciones en la declinación magnética (figura 21) es bastante leve en la mayoría de los sitios.



**Figura 21.** Estereogramas de las mediciones magnéticas para las rocas ígneas al sur de Vallenar. Notar la declinación casi en el eje N-S. Todos los estereogramas están con corrección por manteo para las secuencias estratificadas correspondientes.

Las direcciones de declinación de esta zona, al contrario de la zona norte del área de estudio, son bastante homogéneas. La relación entre los rumbos de las estructuras o límites litológicos principales y las declinaciones magnéticas sigue bastante cercana. Sobre las declinaciones magnéticas, existe una tendencia general a rotaciones leves o casi nulas con respecto al norte magnético, rotaciones que se homogeneizan a medida que nos alejamos de Vallenar. Las distintas

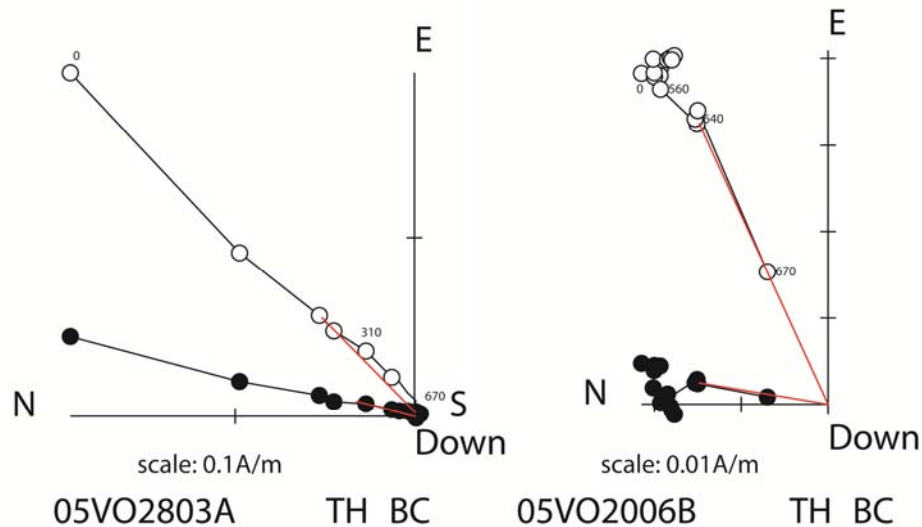
inclinaciones magnéticas también pueden responder a patrones estructurales regionales, causantes del cambio de inclinación en estas muestras, como el basculamiento de grandes bloques por fallas de diversa naturaleza. El promedio de estos resultados (figura 22) denota los distintos grados de error para las declinaciones e inclinaciones obtenidas, así como un método más puntual de comparación con los datos de paleopolos (Besse and Courtillot, 2002) para su correspondiente edad.



**Figura 22.** Diagrama estereográfico que muestra los resultados promediados a través de estadística de Fisher (McFadden and F. J. Lowes, 1981). El círculo alrededor del círculo más pequeño representa el grado de dispersión (error) de la declinación – inclinación obtenida.

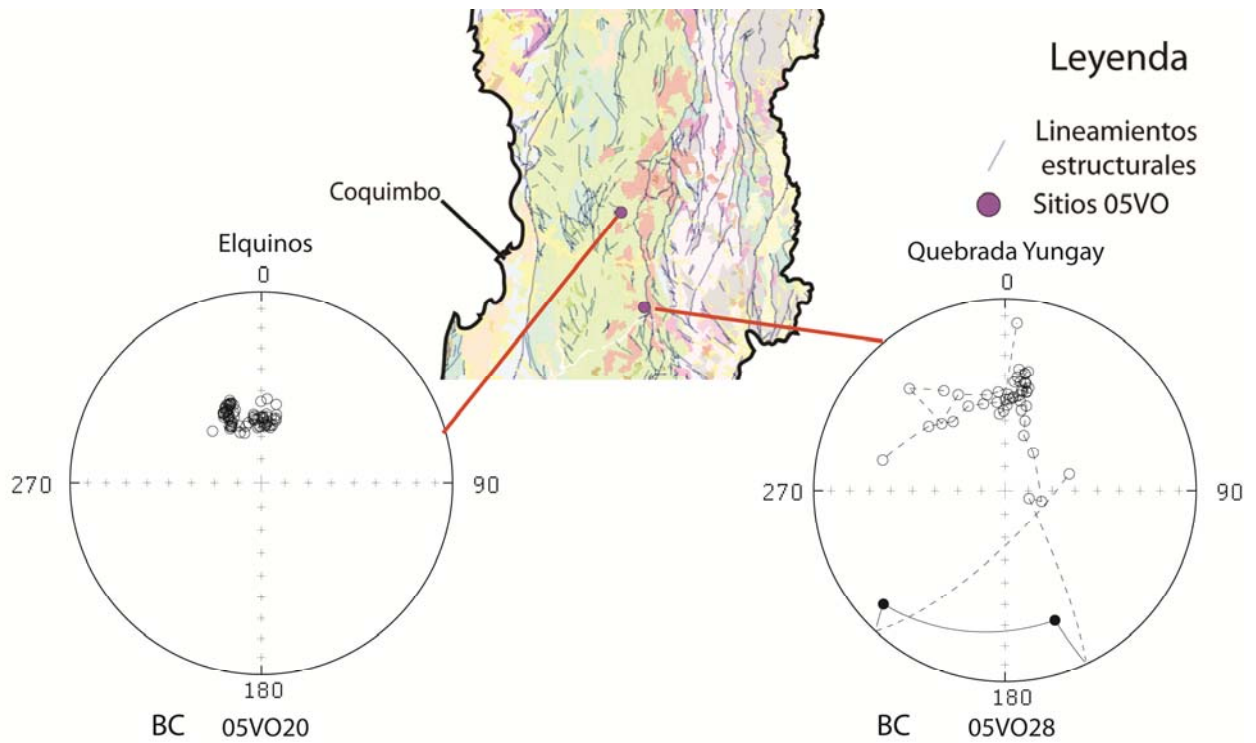
### 3.1.3.2.2 Rocas Sedimentarias

Solo dos sitios de rocas sedimentarias al sur de Vallenar arrojaron resultados vectoriales claros, los sitios 05VO20 y 05VO28. Las litologías muestreadas corresponden a areniscas rojas de la Formación Los Elquinos (de edad 70-65 Ma) para el sitio 05VO20 y areniscas grises de la Formación Yungay (de edad Maestrichtiana) para el sitio 05VO28. Estos sitios también fueron analizados a través del método de los grandes círculos para la determinación de dirección paleomagnéticas promedio (McFadden y Mc Elhinny, 1988). Las polaridades de estos sitios corresponden a polaridades inversas con componentes univectoriales notoriamente marcados (figura 23).



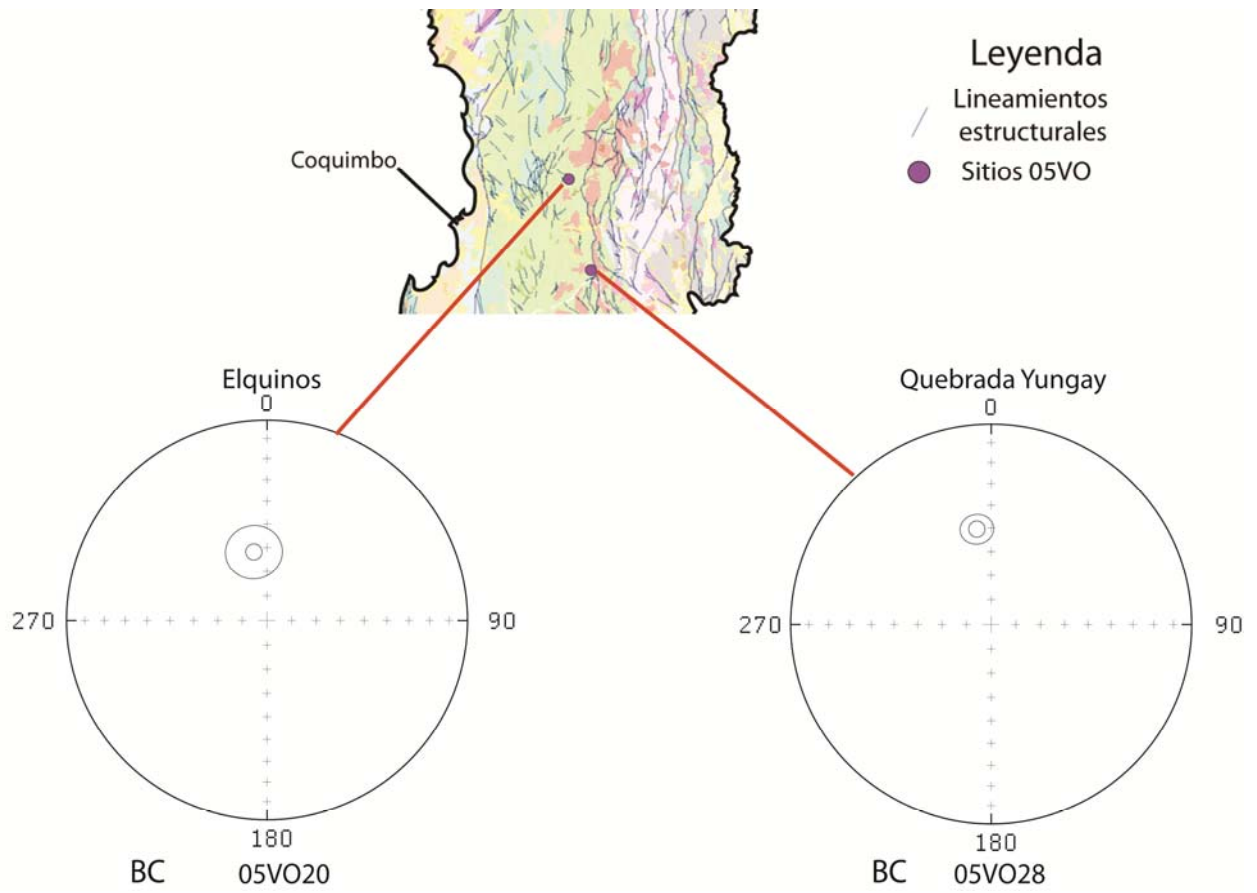
**Figura 23.** Diagramas de Zijvel los sitios de rocas sedimentarias al Sur de Vallenar. Las diferentes siglas corresponden a una proyección en cordenas en el sitio (IS) o con corrección de manteo (BC), también se muestra si la muestra sufrió demagnetización termal (TH) o por campos alternos (AF).

Los agrupamientos de las direcciones magnéticas para todos los sitios son levemente dispersas (figura 24) y las variaciones de declinación magnética, como en los sitios de rocas ígneas, siguen siendo bastante leves con respecto al eje Norte-Sur.



**Figura 24.** Estereogramas de las mediciones magnéticas para las rocas sedimentarias al sur de Vallenar. Todos los estereogramas están con corrección por manteo para las secuencias estratificadas correspondientes.

El promedio de estos resultados (figura 25) denota los distintos grados de error para las declinaciones e inclinaciones obtenidas, así como un método más puntual de comparación con los datos de paleopolos (Besse and Courtillot, 2002) para su correspondiente edad.



**Figura 25.** Diagrama estereográfico que muestra los resultados promediados a través de estadística de Fisher (McFadden and F. J. Lowes, 1981).



## 4 DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

### 4.1 Discusiones

#### 4.1.1 Tectónica y Paleomagnetismo

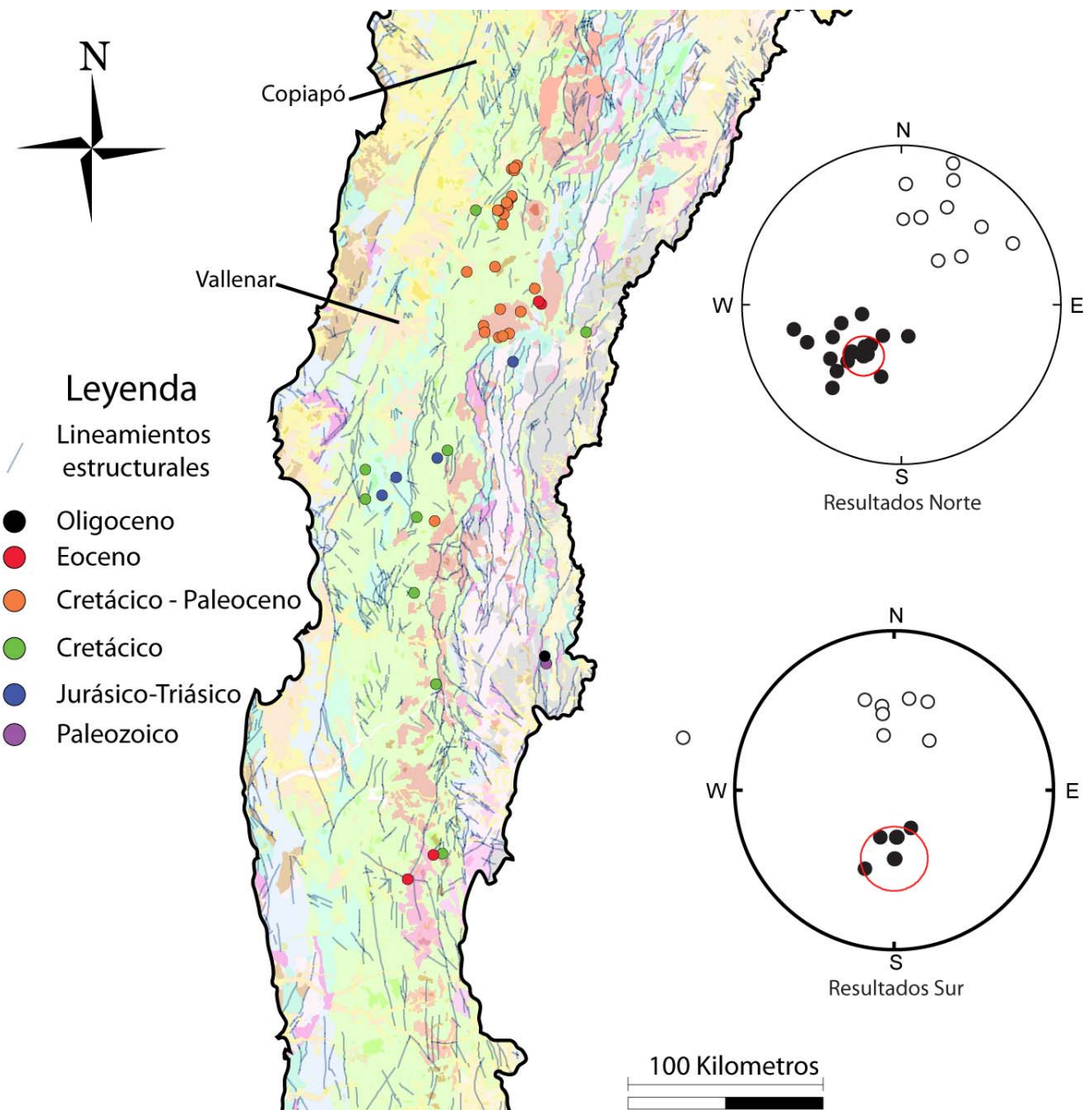
Hace más de 20 años que se han realizado numerosos estudios en los Andes Centrales, especialmente en la zona del Codo de Arica. Estos han arrojado datos paleomagnéticos que al ser comparados con los datos publicados del cratón sudamericano estable, sugieren que los Andes del norte de Chile habrían sufrido una fuerte rotación horaria (Arriagada et al., 2000, 2006; Beck et al., 1986; Forsythe et al., 1987; Hartley et al., 1992; Roperch et al., 1997, 2006).

Los resultados paleomagnéticos expuestos en este trabajo (Tabla 2) muestran que existe una declinación magnética que coincide con los rumbos de las estructuras mayores y secuencias geológicas en torno a zona de Vallenar (~29°S). Esta declinación, al ser comparada con los datos del cratón estable (Besse y Courtillot, 2002), muestra una rotación horaria de aproximadamente 30° para los datos al norte de Vallenar (29° de Latitud Sur), y una rotación mínima (o nula) para al sur de esta misma latitud (figura26).

| Código | N° de muestras | Corregido |       |      |      | In Situ |       |      |      |
|--------|----------------|-----------|-------|------|------|---------|-------|------|------|
|        |                | D         | I     | a95  | k    | D       | I     | a95  | k    |
| 05VO06 | 3              | 256.7     | 69.3  | 8.8  | 195  | 185.9   | 80.0  | 8.8  | 195  |
| 05VO14 | 16             | 309.3     | -29.6 | 1.5  | 575  | 316.3   | -40.9 | 1.5  | 575  |
| 05VO15 | 5              | 3.0       | -45.5 | 7.8  | 97   | 3.0     | -45.5 | 7.8  | 97   |
| 05VO16 | 6              | 196.3     | 64.9  | 1.9  | 1225 | 196.3   | 64.9  | 1.9  | 1225 |
| 05VO19 | 5              | 35.4      | -58.7 | 8.9  | 76   | 35.4    | -58.7 | 8.9  | 76   |
| 05VO20 | 4              | 349.2     | -61.3 | 11.2 | 68   | 315.6   | -77.1 | 11.7 | 63   |
| 05VO24 | 3              | 281.7     | -38.9 | 8.8  | 197  | 52.3    | -55.8 | 8.8  | 197  |
| 05VO28 | 4              | 351.5     | -50.0 | 6.4  | 279  | 332.8   | -52.7 | 6.4  | 279  |
| 05VO40 | 5              | 200.4     | 46.4  | 11.5 | 70   | 184.5   | 46.5  | 11.5 | 70   |
| 05VO41 | 3              | 351.8     | -45.7 | 9.6  | 166  | 351.8   | -45.7 | 9.6  | 166  |
| 05VO43 | 5              | 6.4       | -42.3 | 5.3  | 210  | 6.4     | -42.3 | 5.3  | 210  |
| 06FP37 | 4              | 230.3     | 35.5  | 15.2 | 37   | 230.3   | 35.5  | 15.2 | 37   |
| 06FP38 | 16             | 18.1      | -48.2 | 3.7  | 102  | 18.1    | -48.2 | 3.7  | 102  |
| 06FP39 | 7              | 23.5      | -48.8 | 4.0  | 227  | 23.5    | -48.8 | 4.0  | 227  |
| 06FP40 | 5              | 176.7     | 65.9  | 3.5  | 551  | 176.7   | 65.9  | 3.5  | 551  |
| 06FP42 | 6              | 156.0     | 68.9  | 10.5 | 42   | 156.2   | 35.9  | 10.5 | 42   |

|        |    |       |       |      |      |       |       |      |      |
|--------|----|-------|-------|------|------|-------|-------|------|------|
| 07ES01 | 3  | 186.7 | 39.2  | 5.1  | 577  | 186.7 | 39.2  | 5.1  | 577  |
| 07ES02 | 5  | 199.3 | 52.7  | 5.4  | 205  | 199.3 | 52.7  | 5.4  | 205  |
| 07ES03 | 5  | 1.2   | -45.7 | 22.4 | 14   | 1.2   | -45.7 | 22.4 | 14   |
| 07ES04 | 5  | 215.0 | 59.3  | 3.1  | 605  | 215.0 | 59.3  | 3.1  | 605  |
| 07ES06 | 5  | 12.5  | -43.6 | 16.0 | 24   | 12.5  | -43.6 | 16.0 | 24   |
| 07ES07 | 4  | 226.4 | 54.8  | 6.5  | 203  | 226.4 | 54.8  | 6.5  | 203  |
| 07ES08 | 7  | 215.9 | 62.4  | 3.8  | 251  | 215.9 | 62.4  | 3.8  | 251  |
| 07ES09 | 3  | 167.8 | 73.7  | 16.9 | 147  | 167.8 | 73.7  | 16.9 | 147  |
| 07VO45 | 4  | 232.8 | 43.4  | 4.2  | 484  | 260.8 | 28.8  | 4.2  | 484  |
| 07VO46 | 6  | 248.3 | 36.5  | 2.8  | 591  | 281.0 | 29.8  | 2.8  | 591  |
| 07VO47 | 7  | 2.1   | -25.2 | 4.6  | 304  | 46.7  | -56.7 | 4.6  | 304  |
| 07VO48 | 11 | 22.9  | -29.1 | 4.9  | 88   | 41.1  | -19.1 | 4.9  | 88   |
| 07VO49 | 11 | 45.0  | -30.7 | 10.5 | 23   | 66.7  | -23.1 | 13.5 | 19   |
| 08TX01 | 9  | 285.9 | 52.2  | 1.8  | 796  | 130.6 | 68.7  | 1.8  | 796  |
| 08TX02 | 8  | 219.4 | 38.0  | 7.7  | 72   | 211.0 | 71.6  | 7.7  | 72   |
| 08TX03 | 6  | 220.0 | 65.4  | 5.7  | 140  | 139.9 | 29.6  | 5.4  | 203  |
| 08TX04 | 5  | 221.2 | 61.7  | 2.1  | 1321 | 142.8 | 31.3  | 1.6  | 1187 |
| 08TX05 | 5  | 223.5 | 64.7  | 8.2  | 89   | 139.3 | 31.6  | 8.0  | 94   |
| 08TX06 | 10 | 225.7 | 35.4  | 14.7 | 12   | 175.9 | 28.2  | 13.4 | 10   |
| 08TX08 | 7  | 215.3 | 41.6  | 11.8 | 29   | 253.0 | 57.6  | 11.8 | 29   |
| 08TX09 | 5  | 360.0 | -47.5 | 16.5 | 22   | 51.1  | -50.1 | 11.4 | 66   |
| 08TX10 | 5  | 25.4  | -21.9 | 1.5  | 2531 | 18.7  | -6.6  | 1.5  | 2531 |
| 08TX12 | 4  | 70.7  | -10.5 | 24.7 | 15   | 61.2  | -21.3 | 24.7 | 15   |
| 08TX13 | 3  | 253.5 | 30.8  | 10.0 | 153  | 223.6 | 49.5  | 10.0 | 153  |
| 08TX14 | 5  | 239.4 | 7.8   | 32.1 | 10   | 239.4 | 7.8   | 32.1 | 10   |
| 08TX15 | 4  | 185.8 | 79.9  | 5.1  | 331  | 148.1 | 42.7  | 5.1  | 331  |
| 08TX16 | 10 | 273.9 | 65.8  | 3.4  | 205  | 167.4 | 41.8  | 3.4  | 205  |
| 08TX17 | 9  | 168.9 | 73.4  | 3.3  | 241  | 244.8 | 50.6  | 3.3  | 241  |
| 08TX18 | 3  | 296.1 | 82.2  | 9.5  | 171  | 224.2 | 41.5  | 9.5  | 171  |
| 09TX01 | 5  | 39.8  | -60.5 | 6.7  | 131  | 39.8  | -60.5 | 6.7  | 131  |
| 09TX10 | 4  | 195.8 | 51.3  | 5.1  | 323  | 195.8 | 51.3  | 5.1  | 323  |
| 09TX13 | 5  | 33.6  | -6.3  | 9.7  | 63   | 331.7 | -38.9 | 9.3  | 53   |

**Tabla 2.** Tabla compilatoria de los resultados paleomagnéticos obtenidos en este estudio. Estos representan los datos de declinación e inclinación magnéticas promediados por el método de Fisher (McFadden and F. J. Lowes, 1981),  $a_{95}$  representan el semiángulo de 95% de confianza para cada promedio y  $k$  el parámetro de precisión de Fisher. Los datos se muestran tanto con las coordenadas In Situ como con las correcciones de manteo cuando corresponde.

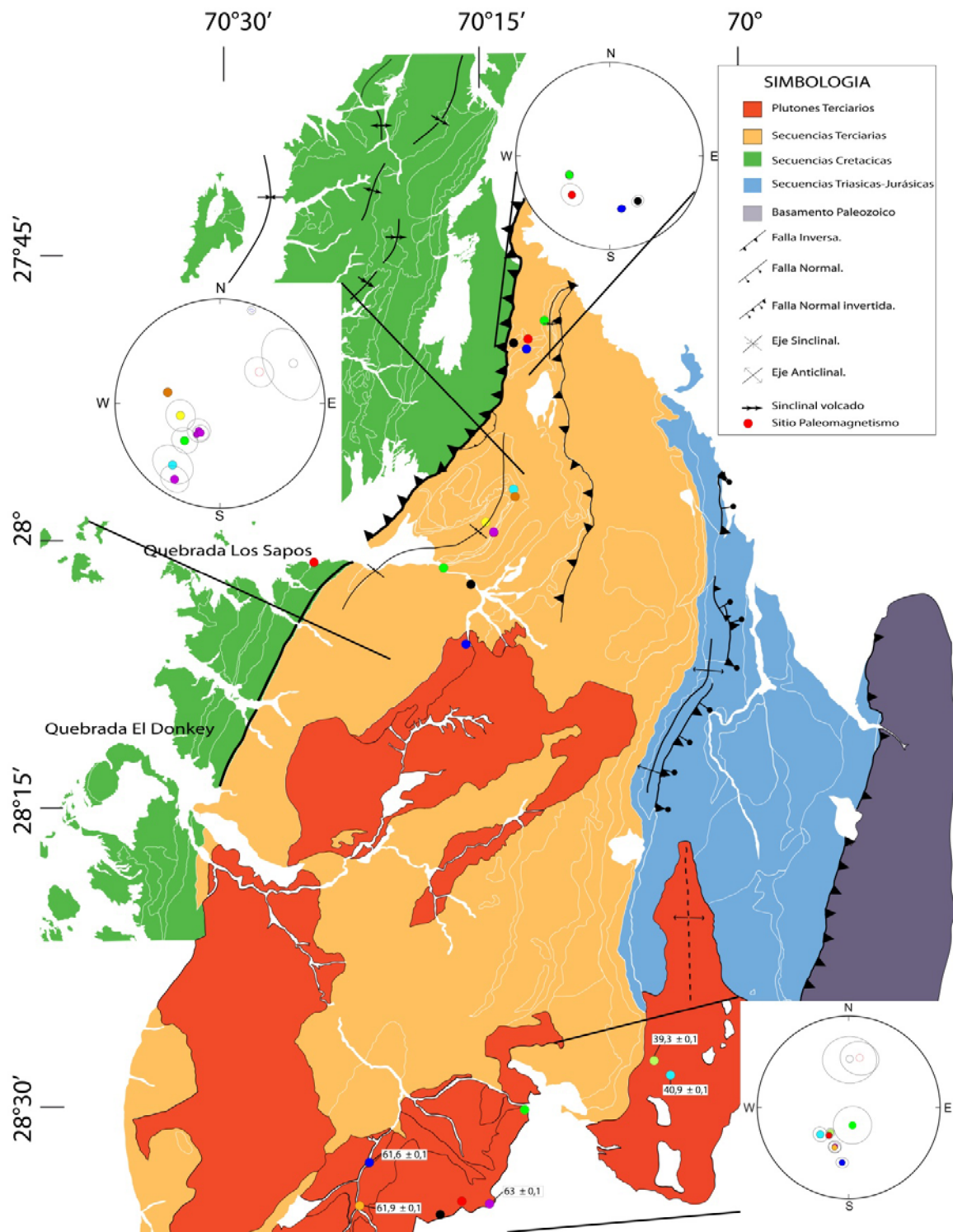


**Figura 26.** Estereogramas de los sitios que arrojaron datos paleomagnéticos consistentes en este estudio, graficando solo los datos que siguen un patrón de declinaciones bien definido. El color de cada círculo indica la edad de la roca del sitio paleomagnético, así como el círculo rodeado de una circunferencia roja se refiere al promedio de los datos obtenidos. Nótese el cambio en el patrón de declinaciones promedio para los sitios al norte y al sur de la zona de estudio.

#### 4.1.2 Edad de la rotación

Al ser la gran mayoría de los sitios tomados en rocas paleógenas, los efectos de remagnetización en rocas del Mesozoico han quedado reducidos (excepto en sitios como el 06FP38 o el 05VO06 donde los cambios de declinación son bastante distintos a los 30° de rotación horaria), dejando en evidencia eventos netamente terciarios para el norte de Vallenar.

En esta zona es posible separar dos tipos de eventos en base a los patrones de declinación. El primero, estaría asociado a un evento rotacional heterogéneo que afecta a las secuencias del Cretácico Superior-Paleoceno de la Formación Hornitos, los cuales se rigen por una tectónica de carácter local (figura 27) ligada a la inversión de las cuencas mesozoicas de la región (Martínez et al., 2012; Martínez et al., en prep), cuya edad corresponde al Cretácico Superior-Paleoceno y donde se tienen evidencias de depositación sin-orogénica para las secuencias de Hornitos (Martínez et al., en prep). Luego, al tener un carácter sin-orogénico, la zona alrededor de la Quebrada de Los Sapos daría origen a una serie de rotaciones locales por acomodación en esta zona. Además puede observarse como los rumbos de las litologías y las estructuras en esta zona están ligados de forma cercana a las declinaciones de los datos paleomagnéticos obtenidos, dando a entender que la rotación producida en esta zona fue realizándose de manera sincrónica con su depositación, subrayando aún más el carácter sin-orogénico de la Formación Hornitos en esta región. Dentro de este mismo análisis, al norte de la quebrada de Los Sapos (figura 27) el test de plegamiento arroja un agrupamiento levemente mayor para los datos *In Situ* que para los datos corregidos estratigráficamente (tabla 2), sugiriendo así que la magnetización remanente principal fue adquirida después del plegamiento. Sin embargo, la ausencia de fases secundarias magnéticas mayores que indican los diagramas de decaimiento de intensidad magnética (figura 8) así como la mínima diferencia entre los ángulos de confianza entre los datos *In Situ* y los corregidos (tabla 2) sugieren que la adquisición de la magnetización fue simultánea con su plegamiento. Un estudio más detallado se requiere para una conclusión final sobre este tema.



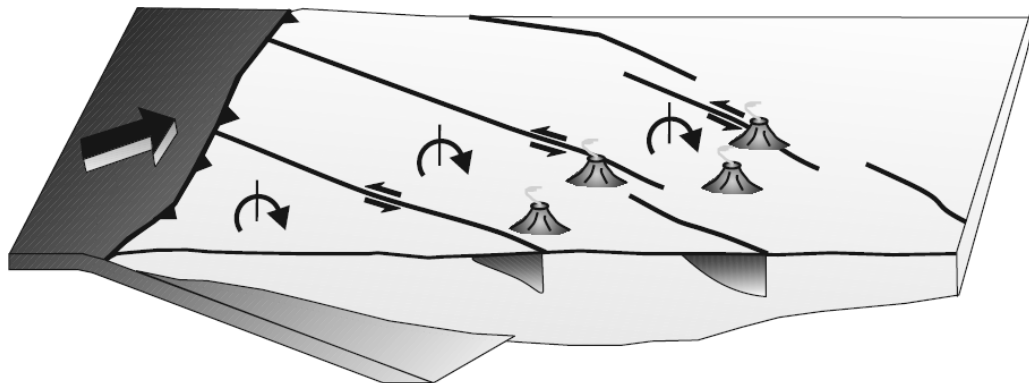
**Figura 27.** Mapa geológico de la zona del norte de Vallenar, los datos paleomagnéticos se muestran en estereogramas por sector y asociados por color a su locación en el mapa. Las edades en la parte inferior de la figura corresponden a edades en biotita por el método Ar/Ar obtenidas en este estudio, estas fueron realizadas en el laboratorio de paleomagnetismo de Rennes por el Phd Guillaume Dupont-Nivet.. Nótese el carácter heterogéneo de estas a los 28° de latitud Sur.

El segundo evento, afecta a las rocas más jóvenes, como el intrusivo de edad eocena que aflora en la naciente de la quebrada de El Donkey, (figura 27), que poseen una rotación homogénea, relacionada a un evento tectónico de campo lejano. Este evento, por la edad de la rotación, puede relacionarse a los procesos de inversión tectónica en la cuenca jurásica adyacente a la región (Martínez et al., 2012), y que está vinculado a los eventos de formación del Oroclino Boliviano, es decir, al Evento Incaico (Brugen, 1950).

La falta de datos en rocas más jóvenes impide notar eventos más recientes sobre impuestos a estos dos eventos ya reconocidos.

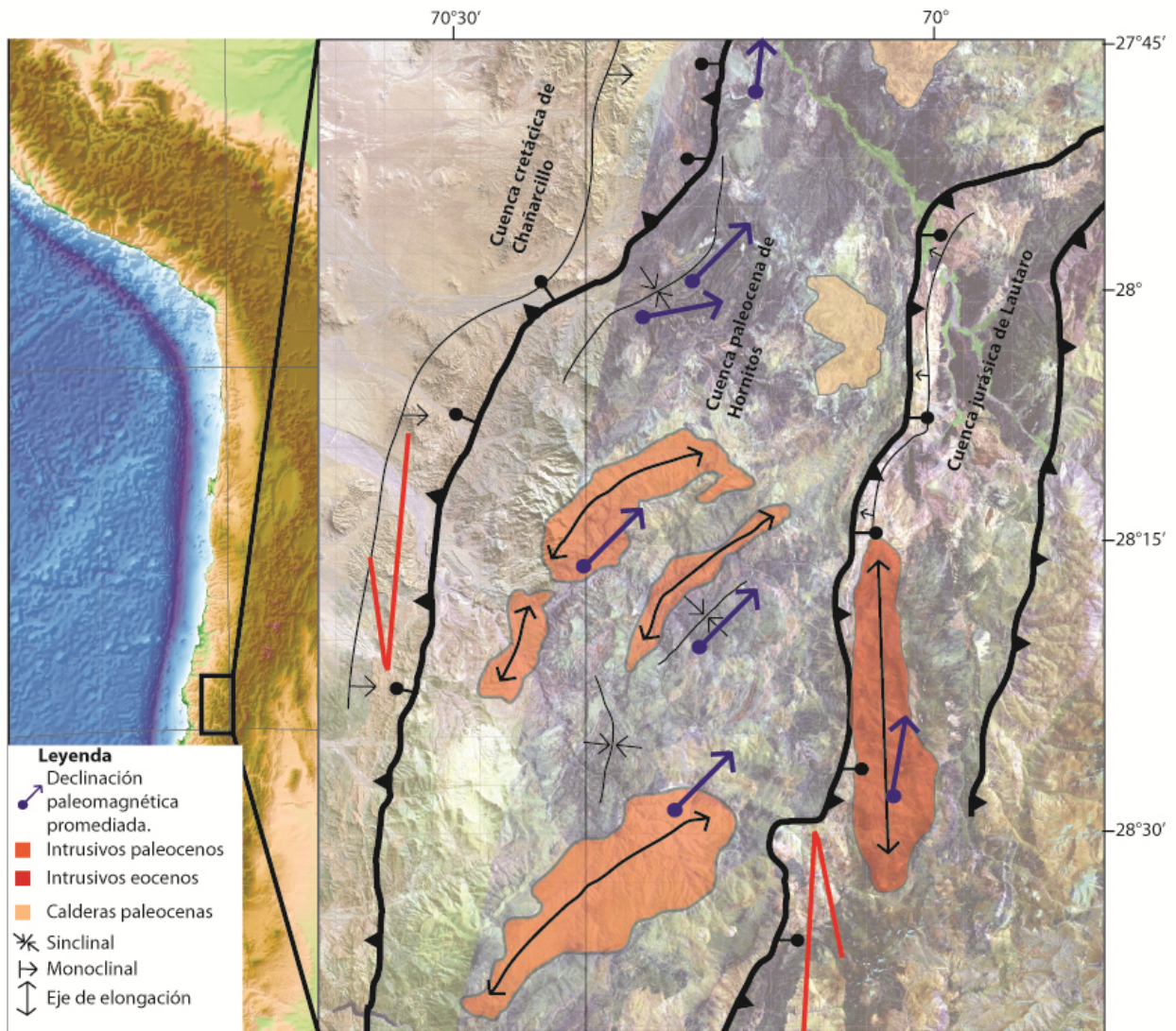
#### 4.1.3 Relación de las declinaciones magnéticas con las estructuras regionales

Al analizar las estructuras regionales es posible notar cuatro relaciones importantes de los datos paleomagnéticos con las estructuras del sector. La primera corresponde a la interpretación de la tectónica local que produce las rotaciones horarias al norte del Vallenar. Trabajos anteriores (Taylor et al., 2006) hablaban acerca de un *modelo de dominó* dado por lineamientos NW que eran responsables de generar zonas de apertura para las calderas eocenas (figura 28). Trabajos más recientes (Martínez et al., 2012; Martínez et al., en prep.) ha mostrado que las estructuras de primer orden de la región corresponden a los límites de las cuencas mesozoicas, hoy invertidos positivamente y que poseen estructuras de acomodamiento y de transferencia de rumbo NW, pero de un carácter mucho menor que las estructuras NNE.



**Figura 28.** Interpretación anterior de las rotaciones paleomagnéticas de la zona de estudio (Taylor et al., 2006).

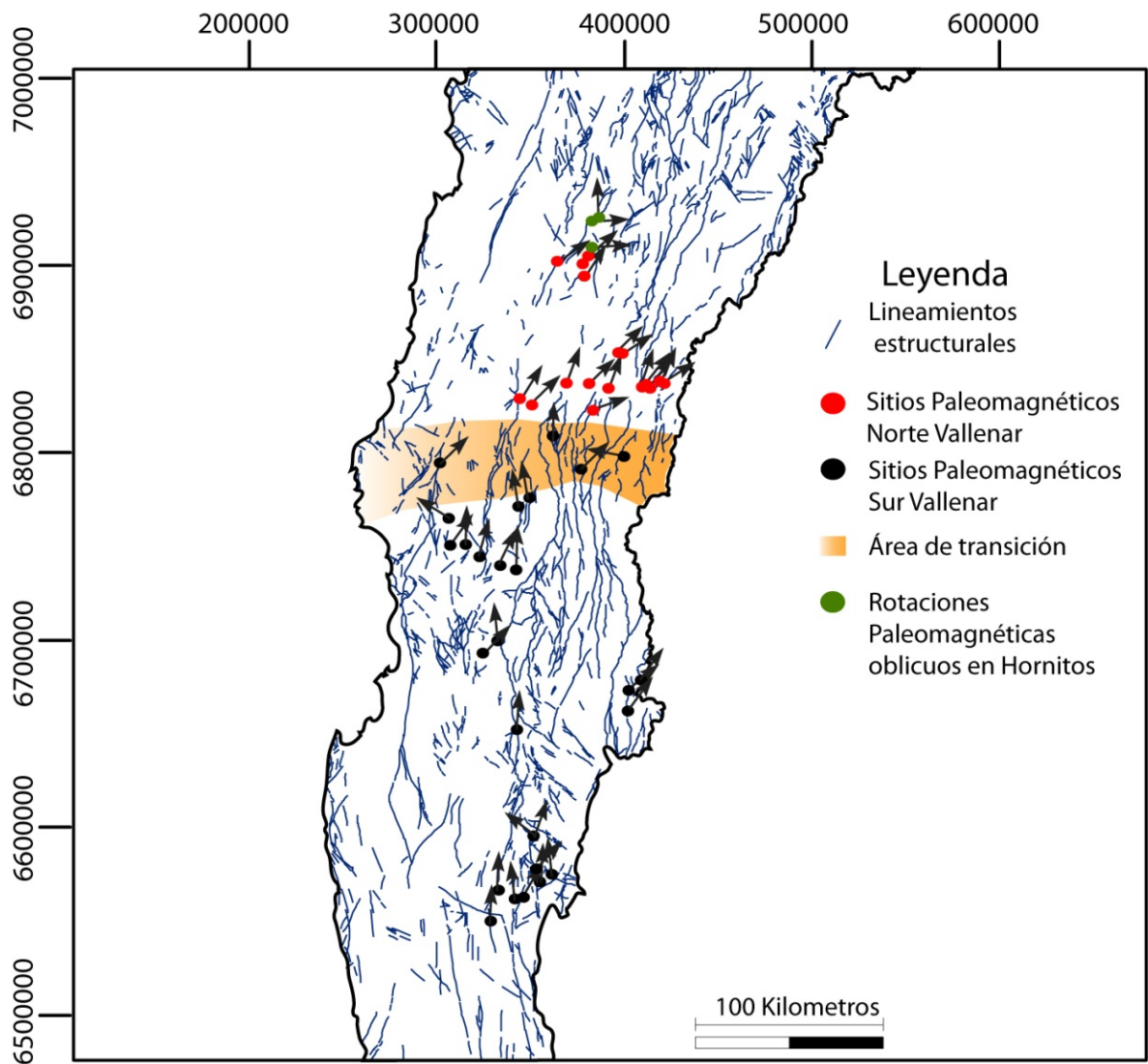
Sobre lo anterior, experimentos realizados anteriormente (Roman-Berdiel, et al., 1997; Corti et al., 2005) han demostrado como la forma de los intrusivos está en directa relación con la presencia de zonas de cizalle y que no es necesaria una tectónica local extensiva para la intrusión de estos cuerpos plutónicos (Roman-Berdiel, et al., 1997). Luego, la forma de estos intrusivos reafirma la hipótesis del carácter transpresivo de la zona de estudio. Un análisis similar puede realizarse con ciertos intrusivos ubicados a lo largo del rumbo de ciertas estructuras, como el gran intrusivo de edad eocena de la Cuenca de Lautaro que se encuentra en el eje de un anticlinal de escala regional (Martínez et al., 2012). Esta ubicación no es azarosa, y se debe a la preferencia de ascenso del flujo magmático a través de las fallas compresivas hacia los anticlinales que ellas generan; así mismo, la morfología en planta del cuerpo ígneo delata la gran tasa de desplazamiento de la estructura que utilizó para emplazarse, y de la sincronía de la intrusión con la compresión (Montanari et al., 2010), hipótesis que es coherente con la alta deformación presente en la zona de estudio (Martínez et al., 2012). Luego, la interpretación del área como una gran zona triangular transpresiva se correlaciona mucho mejor a los datos obtenidos (figura 29).



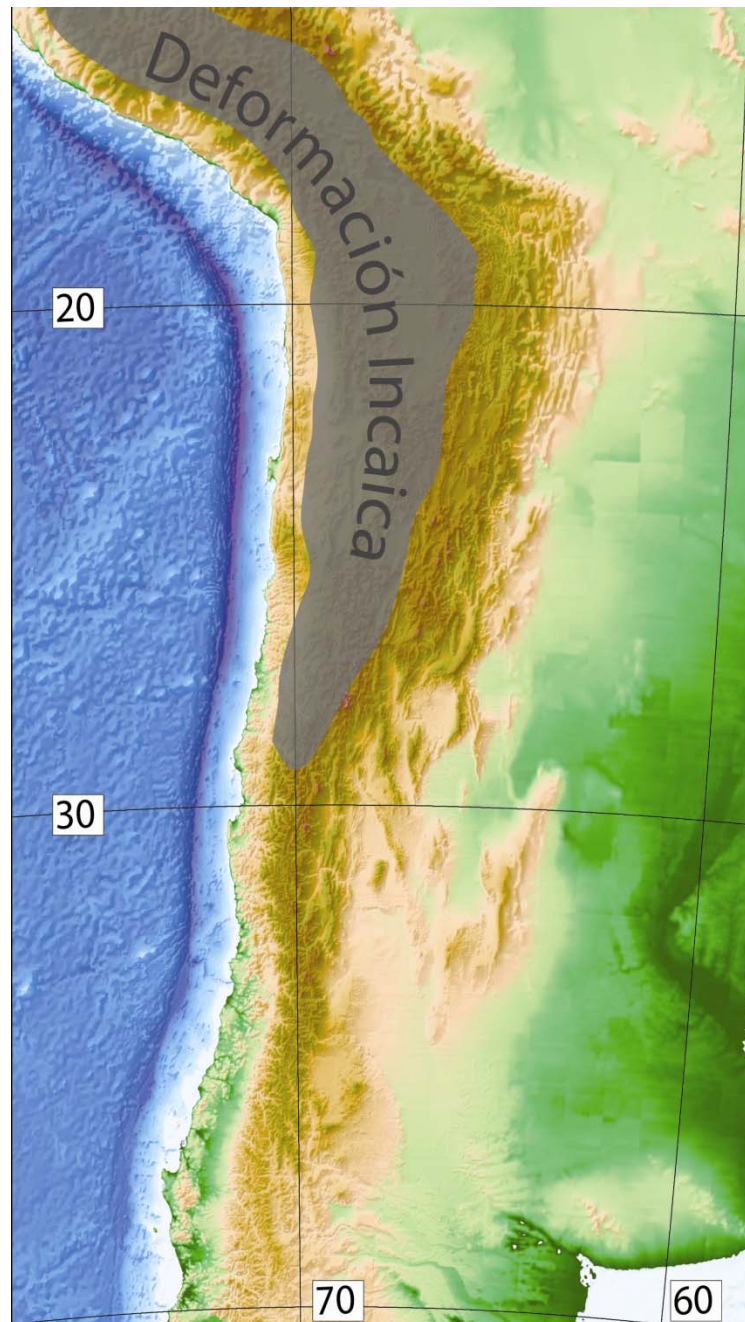
**Figura 29.** Modelo estructural en planta de la zona de estudio. Se aprecian los lineamientos estructurales, cuerpos intrusivos y datos paleomagnéticos. Nótese como la actividad plutónica se alinea de acuerdo al rumbo del cizalle que afecta el área.

El segundo análisis regional, de mayor escala, relaciona de forma directa el cambio de rumbo de las estructuras regionales principales de Chile entre el valle del río Copiapó y del río Limarí (figura 30), con el cambio en las declinaciones paleomagnéticas obtenidas en este estudio. Esta relación podría indicar un límite del área de influencia de la deformación incaica que forma el Oroclino Boliviano (figura 31). Luego, es posible realizar una mejora a los modelos de restauración tectónica en planta planteados hasta la fecha (Arriagada et al., 2008). Para ello se puede tomar en cuenta el término del patrón de rotaciones horarias de los Andes Centrales con un límite definido, así como el acortamiento esperado debido a la reconstrucción de estas rotaciones en el margen.





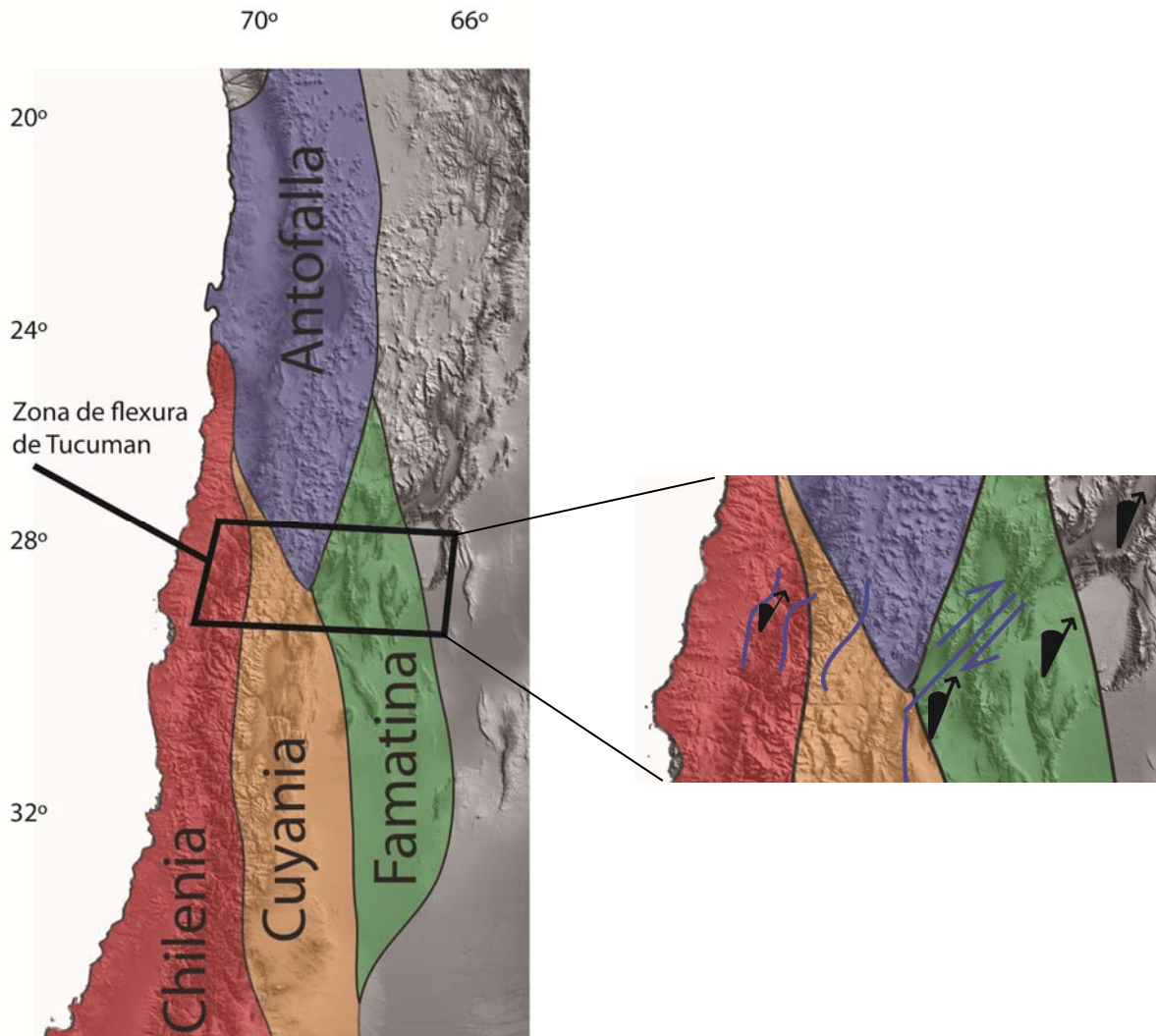
**Figura 30.** Resultados de las declinaciones magnéticas junto con los principales lineamientos estructurales regionales (Modificado de Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003). Puede verse como el patrón de rotaciones al norte (en rojo y verde) y al sur de Vallenar (en negro) tiene una buena correlación con el rumbo de estas estructuras.



**Figura 31.** El área oscurecida en plomo corresponde al área de la influencia de la Orogenia Incaica propuesta en este trabajo. Nótese como en rasgos regionales el fin de esta área de influencia se corresponde con el cambio de rumbo del límite oriental de la Cordillera de los Andes

Otra relación notable establecida en este estudio corresponde al patrón tectónico que se hereda desde la Zona de Transferencia de Tucumán (de Urreiztieta et al., 1996) hasta los límites de cuencas mesozoicas observados en la región de Atacama. Los datos de paleomagnetismo muestran como en estas zonas de flexura, tanto en Tucumán (Aubry et al., 1996) como en Chile,

las declinaciones magnéticas se amoldan a estos límites estructurales mayores. Los sitios tomados al norte de Vallenar (08TX) muestran que las rotaciones paleomagnéticas son fuertemente condicionadas por estos límites, aunque este estudio sugiere una zona de transpresión sinestral en vez de la cinemática dextral propuesta para Tucuman (de Urreiztieta et al., 1996). Para ver cuál es la relación directa entre la Zona de Transferencia de Tucumán y los eventos de la región de Atacama se precisa un estudio paleomagnético y estructural que vincule estas dos áreas y se enfoque en los cambios de rumbos de los sistemas estructurales imperantes (figura 32).



**Figura 32.** Zona de Transferencia de Tucumán con el fondo de los límites de los terrenos alóctonos paleozoicos (Ramos et al., 2010). Las líneas en azul del acercamiento muestran, a grandes rasgos, los fuertes cambios de rumbo en las cuencas mesozoicas de la región de Atacama, junto con los datos paleomagnéticos de la Zona de Transferencia de Tucumán (Aubry et al., 1996).

Por último, es necesario destacar la aparente correlación entre el límite sur del patrón de rotaciones horarias y la zona de transición entre los terrenos alóctonos de Antofalla y Chilenia propuestos hasta el momento (Ramos, 2002). Aunque un análisis al basamento escapa a este trabajo, un estudio sobre el grado de acoplamiento de las secuencias mesozoicas y cenozoicas con el basamento paleozoico determinará cual es el grado de injerencia entre la rotación del bloque de Antofalla y las secuencias que lo sobreyacen.

## 4.2 Conclusiones

Como resultado del estudio efectuado entre los 28° y 32° de latitud Sur en la Precordillera y Cordillera Principal chilena se ha logrado caracterizar de forma más certera el límite sur del patrón de rotaciones horarias en el norte chileno. Los resultados más destacables son:

-El patrón de rotaciones horarias del norte de Chile tiene su límite austral en los 29° de latitud Sur. Existe una zona de transición en donde los datos paleomagnéticos se muestran heterogéneos, al sur de esta, los datos poseen una rotación mínima con respecto a su paleopolo magnético (31°-32° de latitud Sur).

-En la zona norte del área de estudio, las polaridades heterogéneas son consistentes con las edades paleocenas de las litologías muestreadas. En esta zona, los datos paleomagnéticos muestran un evento tectónico de carácter local, donde las declinaciones magnéticas se alinean al rumbo de las estructuras locales y poseen gran diferencia al patrón de rotaciones horarias del norte de Chile. Este evento estaría asociado a una deformación K-T (Cornejo et al., 2003), relacionado con los procesos de inversión de las cuencas adyacentes (Martínez et al., 2012; Martínez et al., en prep).

-Al comparar los rumbos de las estructuras regionales con las declinaciones magnéticas promediadas para las zonas sur y norte del área estudiada, se observa una buena correlación entre ellas. Esta correlación apunta a nombrar la zona de transición, tanto de declinaciones magnéticas como de rumbos de estructuras, como un Oroclino, en el sentido postulado por Isacks (Isacks et al., 1988).

-Pese a que se reconocen de buena forma los patrones paleomagnéticos en el norte de Chile, y que la relación existente entre estos y las diversas estructuras regionales queda bien constreñida en las restauraciones realizadas (Arriagada et al., 2008), aún no se conoce de forma certera la injerencia de los grandes bloques de basamento paleozoico que actúan como base de los bloques rotados. ¿Son los grandes terrenos acrecionados pistones de basamento que arrastran por fricción las secuencias que los sobreyacen? ¿Es Antofalla quien define los límites norte y sur del patrón de rotaciones horarias para el norte de Chile? Estudios futuros confirmarán o refutarán esta hipótesis.

## 5 REFERENCIAS

- Abad, E., 1976.** Geología de la Precordillera al noreste de Vallenar, entre latitudes 28° y 28°30'S., Prov. de Atacama., Memoria de Título, Universidad de Chile, 213p.
- Abels, A., Bischoff, L., 1999.** Clockwise block rotations in northern Chile: Indicators for a largescale domino mechanism during the middle-late Eocene, *Geology*, 27, 751 – 754.
- Allmendinger, R. W., and Gubbels, T., 1996.** Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia: *Tectonophysics*, v. 259(1-3), p. 1-14.
- Allmendinger, R. W., Isacks, B. L., Jordan, T. E., Kay, S. M., 1997.** The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes: *Annual Reviews of Earth Science*, v. 25, p. 139-174.
- Allmendinger, R. W., Smalley, R., Bevis, M., Caprio, H., Brooks, B., 2005.** Bending the Bolivian orocline in real time: *Geology*, v. 33(11), p. 905-908.
- Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K. R., Muñoz, J. A., Roca, E., Chong, G., 2008.** The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*, vol 30 (12), 1520-1539.
- Arévalo, C., 1994,** Mapa geológico de la Hoja Los Loros, Región de Atacama (1:100.000). Servicio Nacional de Geología y Minería. Documentos de Trabajo No.6.
- Arévalo, C., 2005a.** Carta Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica 91: 54 p., escala 1:100.000.
- Arévalo, C., 2005b.** Carta los Loros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica, Serie Geológica Básica 92: 54 p., escala 1:100.000.
- Arévalo, C.; Creixell, C., 2010.** Geología del Área Cruz Grande-Junta De Chingoles, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-10-40, 133 p., 6 mapas escala 1:50.000. Santiago.
- Aristóteles, 350 A.C.** De Anima.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., 2000.** Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, northern Chile (22\_450–23\_300S), *Tectonophysics*, 326, 153 – 171.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Dupont-Nivet, G., Cobbold, P. R., Chauvin, A., Cortes (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. 2006. *Tectonics*, 25, TC4001, doi:10.1029/2005TC001923.

**Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Cobbold, P.R., 2008.** Paleogene building of the Bolivian Orocline, Tectonic restoration. *TECTONICS*, VOL. 27, TC6014, doi:10.1029/2008TC002269.

**Aubry, L., Roperch, P., Urreiztieta, de M., Rossello, E., Chauvin, A., 1996.** Paleomagnetic study along the southeastern edge of the Altiplano–Puna plateau: neogene tectonic rotations. *Journal of Geophysical Research*, 101, pp. 17883–17889

**Beck, M. E., Jr., Drake, R. E., Butler, R. F., 1986.** Paleomagnetism of Cretaceous Icaic rocks from central Chile and implications for the tectonics of the Andes, *Geology*, 14, 132-136.

**Besse, J., and Courtillot, V., 2002.** Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr, *J. Geophys. Res.*, 107(B11), 2300, doi:10.1029/2000JB000050.

**Bruggen, J., 1950.** Fundamentos de la geología de Chile. Instituto Geográfico Militar, p. 1-374, Santiago.

**Butler, R. F., 1992.** Paleomagnetism, from Magnetic Domains to Geologic Terranes, 319 pp., Blackwell Sci., Malden, Mass.

**Carey, S. W., 1955.** The Orocline Concept in Geotectonics. *Proceedings, Royal Society of Tasmania*, 89, 255-258.

**Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, P., 2007.** Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, 1-114.

**Cornejo, R., Matthews, S., Pérez de Arce, C., 2003.** The 'K-T' compressive deformation event in northern Chile (24-27°S). In *Congreso Geológico Chileno*, No. 10, Actas, CD-Rom, Sesión Temática 1. Concepción.

**Creixell, C.; Ortiz, M.; Arévalo, C., 2012.** Geología del área Carrizalillo – El Tofo, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica (preliminar), 1 mapa escala 1:100.00

**Dediós, P., 1967.** Cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 16,65

**Forsythe, R., Chisholm, L., 1994.** Paleomagnetic and structural constraints on rotations in the north Chilean Coast Ranges, *J. S. Am. Earth Sci.*, 7, 279 – 294.

**Gallet, Y., Genevey, A., Fluteau, F., 2005.** Does Earth's magnetic field secular variation control centennial climate change?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 236(1–2), 339–347.

**Gauss, C.F., 1835.** Beobachtungen der magnetischen Variation am. 1. April 1835, von fünf Oertern.

**Godoy, E., Marquardt, C., Blanco, N., 2003.** Carta Caldera. Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 76: 38 p.

**Hartley, A., Jolley, E., Turner, P., 1992b.** Paleomagnetic evidence for rotations in the Precordillera in northern Chile: structural constraints and implications for the evolution of the Andean forearc. *Tectonophysics* 205, 49–64.

**Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C., 1999.** Hoja La Guardia, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 13, escala 1:100.000. Santiago.

**Irwin, J.J., García, C., Hervé, F., Brook, M., 1988.** Geology of a part of a long-lived dynamic plate margin: the Coastal Cordillera of north-central Chile, latitude 30°51'-31°S. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 25, p. 603-624.

**Isacks, B., 1988.** Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*. 93 (1988), pp. 3211–3231.

**Jensen, O. L., Vicente, J. C., 1976.** Estudio geológico del área de "Las Juntas" del Río Copiapó, Prov. Atacama, Chile. *Revista Asoc. Geol. Argent.* Bd. 31/3 p.145-173, Buenos Aires, Argentina.

**Jensen, E., 1976.** Estudio geológico del área "Las Juntas" del río Copiapó (Provincia de Atacama-Chile). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21, 145-173.

**Jonkers, A. R. T., Jackson, A., Murray, A., 2003.** Four centuries of geomagnetic data from historical records. *Rev. Geophys.* 41, 1006, doi:10.1029/2002RG000115.

**Kley, J., Monaldi, C.R., 1998,** Tectonic shortening and crustal thickness in the central Andes: How good is the correlation?, *Geology*, 26, 723 – 726.

**Lamb, S.H., 1987.** A model for rotation tectonics about a vertical axis. *Earth and Planetary Science Letters*. 84, 75-86.

**Lara, L., Godoy, E., 1998.** Hoja Quebrada Salitrosa, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 4, escala 1:100000. Santiago..

**Le Goff, M., Gallet, Y., Genevey, A., Warmé, N., 2002.** On archaeomagnetic secular variation curves and archaeomagnetic dating. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 134: 203-211.

**Maffione, M., Speranza, F., Faccena, C., 2009.** Bending of the Bolivian orocline and growth of the central Andean plateau: Paleomagnetic and structural constraints from the Eastern Cordillera (22–24°S, NW Argentina). *Tectonics*, vol. 28, tc4006, 23 pp. Doi:10.1029/2008tc002402.



- Maksaev, V., Munizaga, F., Valencia, V., Barra, F., 2009.** LA-ICP-MS zircón U-Pb geochronology to constrain the age of post-Neocomian continental deposits of the Cerrillos Formation, Atacama Region, northern Chile: tectonic and metallogenic implications, *Andean Geology* 36 (2): 264-287. July, 2009.
- Marschik, R., Fontboté, L., 2001.** The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au (Zn-Ag) deposits, Chile. *Economic Geology* 96: 1799-1826.
- Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C., Peña, M., 2012.** The Lautaro Basin: a record of inversion tectonics in northern Chile. *Andean Geology* 39 (2): 258-278.
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I., (en prep).** The Structure of the Chañarcillo Basin.
- McFadden, P. L. & McElhinny, M. W., 1988.** The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, 161–172.
- McFadden, P., Merrill, R., 1995.** Fundamental transitions in the geodynamo as suggested by paleomagnetic data. *Phys. Earth Planet. Interiors* 91 (4), 253–260.
- McQuarrie, N., Davis, G.H., 2002.** Crossing the several scales of strain-accomplishing mechanisms: the central Andean fold-thrust belt: *Journal of Structural Geology*, 24, p. 1587-1602.
- McQuarrie, N., Horton, B K., Zandt, G., Beck, S., DeCelles, P. G., 2005.** Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau, *Tectonophysics*, 399, 15 – 37, doi:10.1016/j.tecto.2004.12.013.
- McQuarrie, N., Barnes, J. B., Ehlers, T. A., 2008.** Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean plateau, Bolivia (15° – 17°S), *Tectonics*, 27, TC3007, doi:10.1029/2006TC002054.
- Montanari, D., Corti, G., Sani, F., Del Ventisette, C., Bonini, M., Moratti, G., 2010.** Experimental investigation on granite emplacement during shortening. *Tectonophysics* 484, 147–155.
- Moscoso, R., Nasi, C., Salinas, P., 1982.** Hoja Vallenar y parte norte de La Serena. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 55, 100 p., escala 1:250.000. Santiago
- Mpodozis, C., Cornejo, P., 1988.** Hoja Pisco Elqui. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 68, 163 p., escala 1:250.000. Santiago
- Mpodozis, C., y Moscoso, R., 1988.** Estilos estructurales en el Norte chico de Chile (28°-31°S), regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile*, vol 15, 155-158.

**Nalpas, T., Dabard, M. P., Ruffet, G., Vernon, A., Mpodozis, C., Loi, A., Hérail, G., 2008.** Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales–Chañaral Area, Northern Chile : Climatic or tectonic control ?. *Tectonophysics*, 459, 161-173.

**Nasi, C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R., Makshev, V., 1985.** El Batolito Elqui-Limari (Paleozo superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, No 25-26, p. 77-141.

**Nasi, C., Moscoso, R., Makshev, V., 1990.** Hoja Guanta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 67, 141 p., escala 1:250.000. Santiago

**Peña, M., Arriagada, C., Martínez, F., Creixcell, C., 2011.** Oroclino de Vallenar: un estudio geológico y paleomagnético. Segunda Conferencia Latinmag, Tandil, Argentina.

**Platón, 536 A.C.** Ion

**Ramos, V.A., Cristallini, E., Pérez, D.J., 2002.** The Pampean flat-slab of the Central Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 59–78, doi: 10.1016/S0895-9811(02)00006-8.

**Ramos, V.A., 2010.** The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 77e91.

**Randall, D.E., Taylor, G.K., Grocott, J., 1996.** Major crustal rotations in the Andean margin: paleomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile. *Journal of Geophysical Research*, 101 B7, pp. 15783–15798.

**Reutter, K. J., 1974.** Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite.- *Neues Jahrb. Geol. Paleontol, Abh*, 146, 153-178.

**Ribba, L., Mpodozis, C., Hervé, F., Nasi, C., Moscoso, R., 1988.** El Basamento del Valle del Transito, Cordillera de Vallenar: Eventos Magmáticos y Metamórficos y su relación con la Evolución de los Andes Chilenos-Argentinos.- *Revista Geológica de Chile* Vol. 15/2 129-149.

**Riller, U., and Oncken, O., 2003.** Growth of the central Andean Plateau by tectonic segmentation is controlled by the gradient in crustal shortening. *Journal of Geology*. Vol. 111, p. 367-384.

**Rivano, S., Sepúlveda, P., 1991.** Hoja IIIapel. Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 69, 132 p.

**Roman-Berdiel, T., Gapais, D., Brun, J.-P., 1997.** Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature. *American Journal of Science* 297, 651–678.

**Roperch, P., Aubry, L., Hérail, G., Fornari, M., Chauvin, A., 1996.** Magnetostratigraphy and paleomagnetic rotation of the North-Central Bolivian Altiplano Basin, 3rd Int. Symp. Andean Geodynamics, ORSTOM, St. Malo, 477-480.

**Roperch P., Arriagada C., Coutand I., (2000).** Tectonic Rotations in the Central Andes : Implications for the Geodynamic Evolution of the Altiplano-Puna Plateau. AGU Fall meeting.

**Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., Gracia, 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*, vol. 25, tc3010, doi:10.1029/2005tc001882.

**Rousse, S., Gilder, S., Farber, D., McNulty, B., Patriat, P., Torres, V., Sempere, T., 2003.** Paleomagnetic tracking of mountain building in the Peruvian Andes since 10 Ma, *Tectonics*, 22(5), 1048, doi:10.1029/2003TC001508.

**Segerstrom, K., 1968.** Geología de las hojas de Copiapó y Ojos del Salado Provincia de Atacama. *Inst. Invest. Geol. Nol. Bd.* 24 p. 1-58 Santiago.

**Segerstrom, K., Parker, R., 1959.** Cuadrángulo Cerrillos, Prov. de Atacama. -*Carta Geol. de Chile* (No. 6): *Inst. Invest. Geol.*; Santiago de Chile.

**Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003.** Mapa Geológico de Chile, Escala 1:1000000. N° Mapa:M61.

**Somoza, R., Singer, S., Coira, B., 1996.** Paleomagnetism of upper Miocene ignimbrites at the Puna: An analysis of vertical-axis rotations in the central Andes, *J. Geophys. Res.*, 101, 11,387–11,400, doi:10.1029/95JB03467.

**Taylor, G., Grocott, J., Pope, A., Randall, D., 1998.** Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the Andean forearc: A crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile, *Tectonophysics*, 299, 93 – 109.

**Taylor, G. K., Dashwood, B., Grocott, J., 2005.** Central Andean rotation pattern: Evidence from paleomagnetic rotations of an anomalous domain in the fore-arc of northern Chile, *Geology*, 33, 777 – 780, doi:10.1130/G21876.1.

**Taylor, G.K., Grocott, J., Dashwood, B., and Arévalo, C., 2007.** Implications for crustal rotation and tectonic evolution in the Central Andes forearc: New Paleomagnetic results from the Copiapó region in northern Chile, 26° to 28°. *Journal of Geophysical Research*, v 112, NO B11, BO1102. doi:10.1029/2005JB003950.

**Thiele, R., 1964.** Reconocimiento geológico de la Alta Cordillera de Elqui. *Universidad de Chile. Departamento de Geología. Publicaciones*, 27: 1-73.

**Thomas, N. A., 1967.** Beitrag zur tektonik nord Chiles, *Geol. Rundsch.*, 59,1013-10271, 970.

**Tomlinson, A. J., Cornejo, P., Mpodozis, C., 1999.** Hoja Potrerillos, Región de Atacama Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 14, escala 1:100.000. Santiago.

**de Urreiztieta, M., Gapais, M., Le Corre, C., Cobbold, P. R., Rossello, E. A., 1996.** Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna plateau, northwestern Argentina, *Tectonophysics*, 254, 17 – 39, doi:10.1016/0040-1951(95)00071-2.

**Wegener, A., 1929.** *The Origin of Continents and Oceans*, Braunschweig: Friedrich Vieweg & Sohn Akt. Ges. ISBN 3443010563.

# ANEXO – Paleomagnetismo

## 1-Introducción

### 1.1-Definiciones físicas básicas

Con el fin de entender las variables y parámetros a trabajar, es imprescindible conocer la fundación física de estos. Para ello a continuación se menciona la información necesaria de manejar en este trabajo.

#### 1.1.1-Momento magnético bipolar (M)

Este parámetro se define tanto para un par de cargas eléctricas como para un circuito de corriente. Si se tienen 2 cargas de magnitud  $m$  y dichas cargas se encuentran separadas por una distancia infinitesimal  $l$ , se puede definir el momento magnético como:

$$\mathbf{M} = m\mathbf{l}$$

En el circuito de corriente, en tanto, se tiene una corriente eléctrica  $I$  y un ciclo de área  $A = \pi R^2$ , con  $R$  como el radio del circuito. Con estos datos se puede definir  $\mathbf{M}$  como:

$$\mathbf{M} = IA\vec{n}$$

En donde  $n$  es un vector perpendicular al plano del circuito, cuyo signo se determina con la regla de la mano derecha. Como puede verse, los cálculos de momentos magnéticos son similares a los de momentos de inercia.

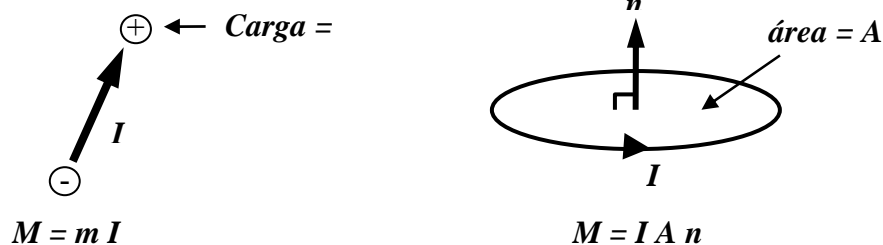


Figura A1: Representación gráfica del momento magnético y del campo magnético.

### 1.1.2-Campo Magnético (H)

El campo magnético se puede entender como la fuerza experimentada por una carga positiva en un área. En el caso del circuito, el campo magnético se puede obtener con la siguiente fórmula:

$$\mathbf{H} = \frac{\mathbf{I}}{2\mathbf{R}} \left[ \frac{\mathbf{A}}{\mathbf{m}} \right]$$

### 1.1.3-Intensidad de Magnetización (J)

Para cualquier material, la intensidad de magnetización se define como el momento bipolar magnético por unidad de volumen.

$$\mathbf{J} = \frac{\mathbf{M}}{\mathbf{V}} = \frac{\sum_i \mathbf{M}_i}{\mathbf{V}}$$

Definiendo a  $\mathbf{J}$ , en donde  $\sum \mathbf{M}_i$  es la suma vectorial de momentos magnéticos para un volumen  $\mathbf{V}$  dado.

Este parámetro tiene 2 componentes: la magnetización inducida, que corresponde a aquella obtenida por la roca por efecto de un campo magnético  $\mathbf{H}$  (campo actual); y la magnetización remanente, que da un registro de campos anteriores que afectaron la roca a lo largo de su historia geológica.

### 1.1.4-Susceptibilidad Magnética ( $\chi$ )

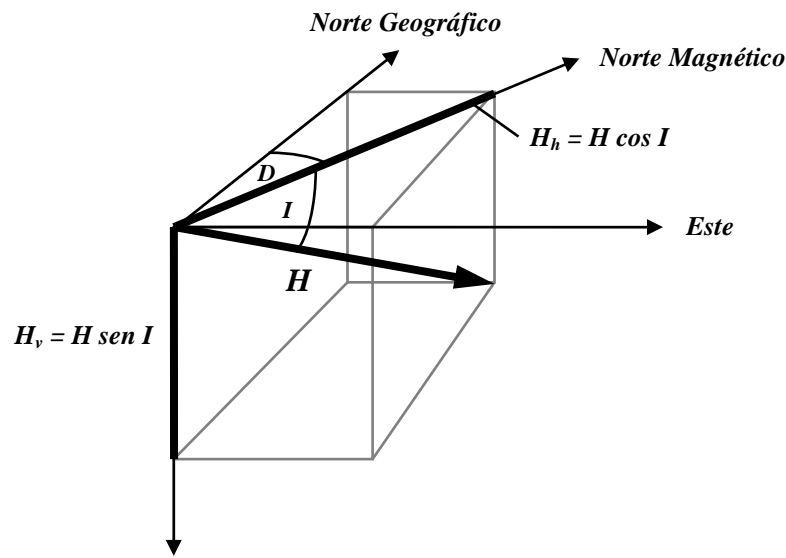
La susceptibilidad magnética se entiende como la capacidad de que tiene un material para adquirir magnetización y se define matemáticamente por:

$$\mathbf{J} = \chi \mathbf{H}, \text{ con } \chi \text{ en S.I.}$$

Si  $\mathbf{J}$  es paralelo a  $\mathbf{H}$ , el valor de  $\chi$  es un escalar; en cambio, si  $\mathbf{J}$  no es paralelo a  $\mathbf{H}$ , el material tiene anisotropía magnética, y por ello  $\chi$  se define como un tensor expresado en una matriz de 3 x 3.

### 1.1.5-Dipolo Axial geocéntrico

Es posible definir el campo magnético de la tierra en base a 2 parámetros, los cuales son la inclinación y la declinación. El primero corresponde al ángulo existente entre la componente vertical del campo magnético  $\mathbf{H}$  y el plano horizontal; en tanto el segundo se define como el ángulo azimutal entre la componente horizontal del campo magnético  $\mathbf{H}$  y el norte geográfico (Figura A2).



**Figura A2:** Descomposición vectorial de los componentes de declinación e inclinación con respecto a un norte magnético.

La base del modelo de dipolo axial geocéntrico (DAG) es considerar un dipolo magnético  $\mathbf{M}$  en el centro de la Tierra y alinearlo con su eje de rotación. Considerando esto es posible obtener la ecuación fundamental del paleomagnetismo:

$$\mathbf{H}_v = \frac{2\mathbf{M} \sin \lambda}{r_e^3} ; \mathbf{H}_h = \frac{\mathbf{M} \cos \lambda}{r_e^3} \rightarrow \tan I = \left( \frac{\mathbf{H}_v}{\mathbf{H}_h} \right) = \left( \frac{2 \sin \lambda}{\cos \lambda} \right) = 2 \tan \lambda$$

Con:

$\mathbf{M}$ : momento magnético del dipolo

$\lambda$ : latitud geográfica (+90 hacia el norte; -90 hacia el sur)

$r_e$ : radio medio terrestre

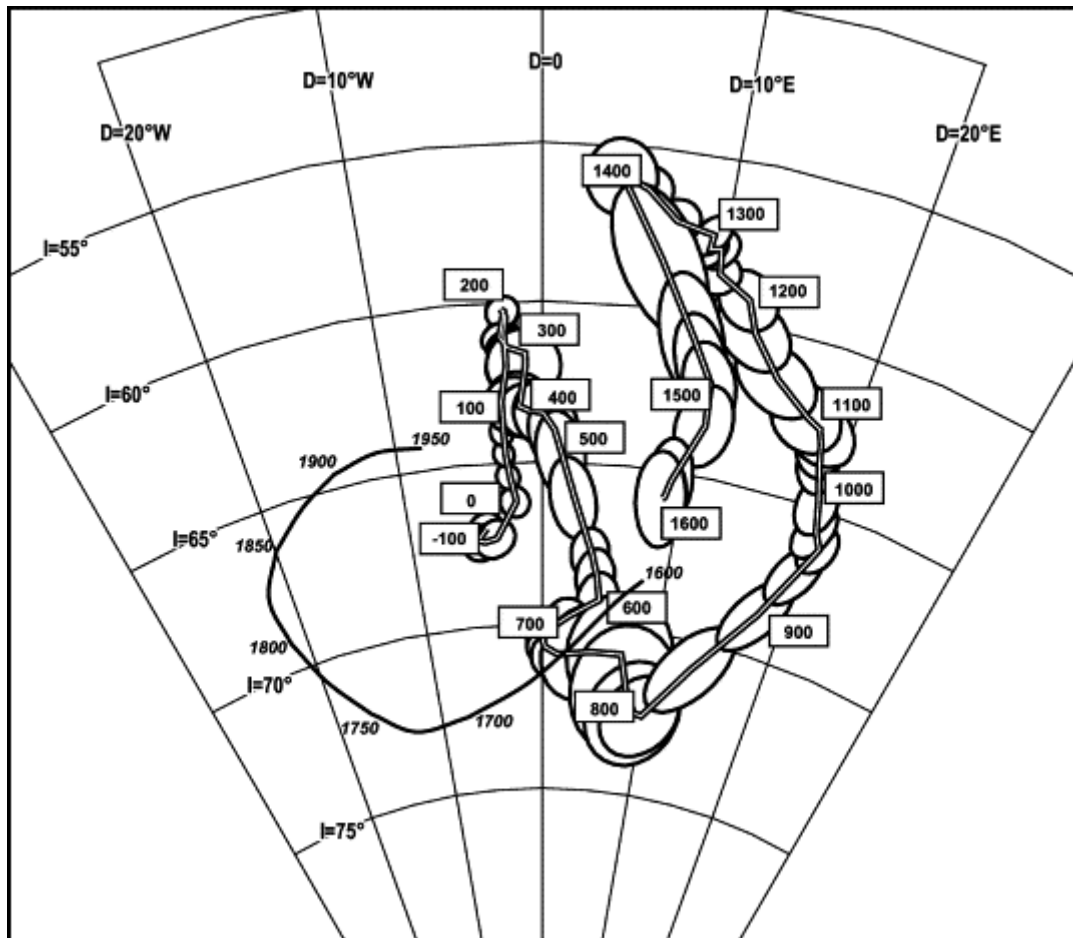
Luego, con el objetivo de simplificar el trabajo de los datos se reconoce que **en un promedio de cientos de miles de años el campo magnético puede ser modelado como un dipolo con su eje axial centrado en el eje de rotación de la tierra**. Así se puede deducir que los distintos datos paleomagnéticos obtenidos que difieran a los actuales corresponden, no a que se traslade alguno de estos ejes, si no que a un movimiento de las masas de tierra en los que se ha tomado la muestra.

Sin embargo, esta es una aproximación (debido a la aceptación de  $\mathbf{M}$  en el centro de la tierra), ya que hay una componente no dipolar en el campo geomagnético terrestre, lo cual ha hecho que se haga una leve modificación al DAG. Se plantea entonces el modelo del dipolo geocéntrico inclinado, que consiste básicamente en el DAG, pero el eje del dipolo está rotado  $11,5^\circ$  al W respecto al eje del DAG, obteniendo un modelo más cercano a la realidad.



### 1.1.6-Variación Secular

Las variaciones seculares corresponden a variaciones internas en el campo magnético en un lapso de tiempo de 10.000 años. Estas variaciones son importantes de considerar al momento de observar los datos, pues producen dispersiones en los resultados. Las variaciones de estos datos de los últimos 2000 años (figura A3) han sido compilado por distintos trabajos (Le Goff et al., 2002; Jonkers et al., 2003) e incluso pueden como método de datación de apoyo a los métodos de carbono-14, para eventos de edades antropológicas. Así como también se ha utilizado últimamente para relacionar estos cambios con las variaciones de temperaturas a través del tiempo (Gallet et al., 2005).



**Figura A3:** Variación en la inclinación y declinación para el campo magnético en los últimos 2000 años (Le Goff, et al., 2002).

## **1.2-Materiales Magnéticos y Teoría de Dominios**

El origen del magnetismo se avoca al spin de los electrones, estos se comportaran de distinta manera a la hora de aplicarles un campo magnético, logrando definir con ello si el mineral se comporta como diamagnético, el paramagnético y el ferromagnético.

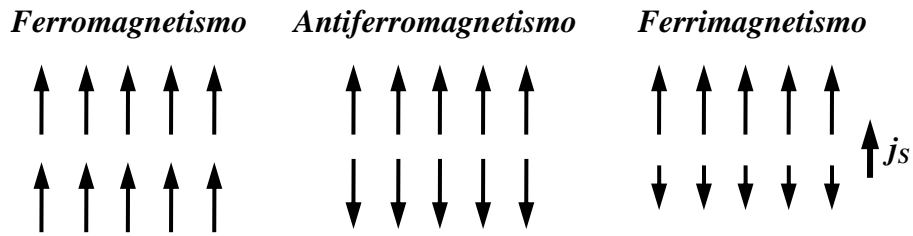
En el diamagnetismo la tendencia de los electrones es alinearse en sentido opuesto al campo aplicado sobre ellos, por lo cual la intensidad es muy baja. La susceptibilidad magnética de estos materiales es negativa, e independiente de la temperatura (Butler, 1992).

### **1.2.1-Paramagnetismo**

En este caso, hay algunos electrones desapareados en orbitales parcialmente llenos (generado principalmente por la presencia de Fe), lo que implica que algunos átomos tengan una red de momentos magnéticos; en consecuencia, se genera un alineamiento parcial paralelo al campo inducido sobre el material. Para cualquier condición geológica relevante, J es linealmente dependiente de H (Butler, 1992)

En el paleomagnetismo los minerales de interés corresponden a los ferromagnéticos. Estos ante la presencia de campo magnético, presentan alineamiento paralelo de momentos, y su comportamiento frente a un campo magnético se puede describir con la curva de histéresis.

Si bien los materiales ferromagnéticos presentan una fuerte interacción entre átomos vecinos, dicha interacción no es igual para todos. Los momentos magnéticos dentro de la estructura cristalina de un material ferromagnético se pueden alinear de 3 formas diferentes: Ferromagnetismo, donde los momentos se alinean paralelos y en las misma dirección y sentido; antiferromagneticos, donde los momentos se alinean alternadamente en sentidos opuestos, resultando en una magnetización integral nula; ferrimagnetismo, donde los momentos también están alternados en sentidos opuestos pero de distintas magnitudes, resultando una magnetización distinta de cero. Estos últimos minerales magnéticos son los que mas son estudiados en paleomagnetismo, como la magnetita y sus soluciones sólidas (figura A4).



**Figura A4:** Alineación de los momentos magnéticos para 3 tipos distintos de materiales magnéticos.

Si se posee un material ferromagnético cualquiera a una temperatura dada, éste tendrá una magnetización máxima conocida como *magnetización de saturación  $J_s$* , que se define como el momento magnético inducido máximo para un material. Esta disminuye con el incremento de la temperatura.

La temperatura de Curie es aquella en donde la magnetización de saturación se hace cero; esto indica que sobre la temperatura de Curie, el comportamiento del material será paramagnético y no retiene el campo magnético que se le aplique. La temperatura de Curie es característica de cada material ferromagnético (580° para magnetita y 680° para hematita, por ejemplo).

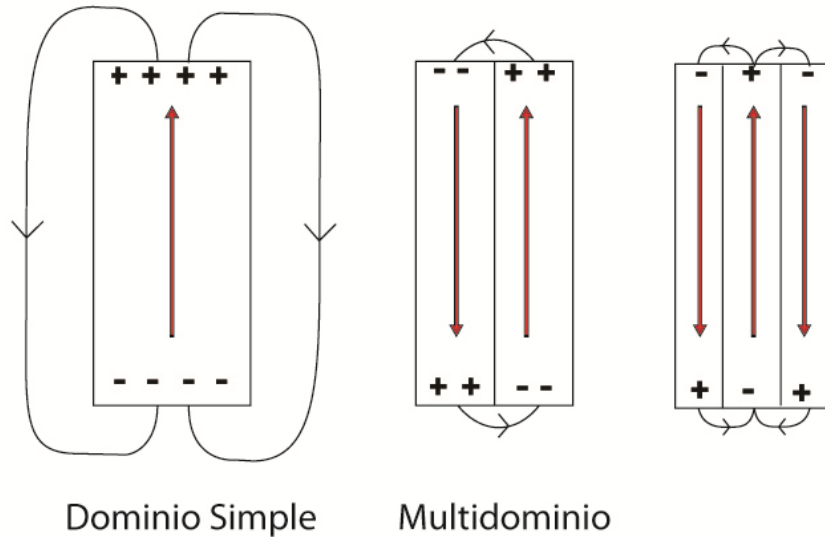
### 1.2.2-Dominios Magnéticos

Si bien se sabe que los minerales ferromagnéticos pueden retener el magnetismo, no todos los granos de estos minerales son lo suficientemente “aptos” para retener de buena manera la magnetización remanente.

Las propiedades magnéticas, en los minerales ferromagnéticos, dependen del tamaño del grano, imperfecciones, impurezas y tensiones dentro de la red cristalográfica. Los granos más pequeños de cualquier material se definen como Dominio Simple (o simple domain, SD, en inglés). Estos dentro de un mineral ferromagnético tendrán las mismas direcciones de imantación, así como la energía necesaria para generar una pared de dominio será mayor a la disminución en la energía magnetostática resultante de dividir el grano en 2 dominios.

Aquellos que presentan varios dominios magnéticos, tendrán un bajo valor de coercividad y no serán buenos receptores del paleomagnetismo. Estos serán los granos Multidominio (MD también

en inglés). La energía requerida para pasar de DS a MD en estos granos es muy baja. Su tamaño supera los 10  $\mu\text{m}$  generalmente, aunque hay algunos que pueden ser de menor tamaño.



**Figura A5:** Diagrama de dominios magnéticos y paredes energéticas entre estos.

En los estudios paleomagnéticos, los mejores granos para la retención del campo magnético pasado corresponden a los granos DS.

### 1.3-Paleomagnetismo y tectónica

El estudio de las propiedades paleomagnéticas de las muestras permite obtener información relevante acerca de su posición en el período de formación o bien del último evento tectónico que las afectó, permitiendo la interpretación de posibles rotaciones o basculamiento de bloques al compararlo con un polo geomagnético de referencia.

#### 1.3.1-Magnetización

La magnetización de una roca se puede dividir en 2 componentes:

$$\mathbf{J} = \mathbf{J}_i + \mathbf{J}_r$$

En donde  $\mathbf{J}_i$  es la magnetización inducida, mientras que  $\mathbf{J}_r$  es la magnetización remanente. La magnetización inducida se asocia generalmente a la presencia de un campo actual (efecto viscoso), mientras que la magnetización remanente es aquella que se puede asociar a un campo al que la roca fue sometida previamente y que fue removido.

Una roca puede ser magnetizada ya sea por uno o varios eventos geológicos. Esto implica que, generalmente, la remanencia magnética presente más de una componente. Si la magnetización se obtiene en el proceso de formación de la roca, se dice que la magnetización es primaria; en tanto, si la magnetización se obtiene por un proceso posterior, es secundaria. Los tipos principales de magnetización primaria que puede sufrir una roca son:

**Magnetización termoremanente (TRM):** se produce por el enfriamiento de la roca bajo la temperatura de Curie ( $T_c$ ) en la presencia de un campo magnético. La mayoría de las rocas ígneas adquieren este tipo de magnetización. Aquí los minerales ferromagnéticos adquirieron un magnetismo en igual sentido al campo geomagnético existente.

**Magnetización Remanente Detrítica (DRM):** esta magnetización se obtiene durante la deposición y litificación de rocas sedimentarias. Los minerales ferromagnéticos pequeños se alinean con la dirección del campo magnético a medida que son depositados en el agua.

Los tipos principales de magnetización secundaria son:

**Magnetización Remanente química (CRM):** se genera al haber reacciones químicas o oxidaciones que forman minerales ferromagnéticos ante la presencia de un campo magnético. Esta puede ser adquirida tanto para eventos de diagénesis (rocas sedimentarias) como para eventos metamórficos (rocas metamórficas).

**Magnetización Remanente Viscosa (VRM):** magnetización adquirida durante la exposición de un material a campos magnéticos débiles por un tiempo prolongado, relajando los dominios y alineándose al campo magnético externo. Ejemplo de ello es el efecto del campo magnético

actual sobre las muestras estudiadas, y que es eliminado en las primeras etapas de demagnetización.

**Magnetización Remanente Isotermal (IRM):** la magnetización isothermal se adquiere por la exposición por cortos periodos de tiempo a campos magnéticos muy fuertes a temperatura constante. Se puede adquirir, por ejemplo, por el impacto de un rayo, o bien se puede generar en laboratorio mediante un campo magnético generado por un electromagneto.

Para que las rocas puedan retener la magnetización debe cumplirse que el tiempo de relajación sea mayor a su edad geológica. El tiempo de relajación corresponde a la disminución de la intensidad magnética de un conjunto de granos debido a la agitación térmica en el tiempo. Este parámetro es dependiente de la temperatura; si la  $T^\circ$  aumenta, el tiempo de relajación disminuye; esto se cumple hasta llegar a un punto tal en que las rocas pierden el comportamiento ferromagnético y se convierten en materiales superparamagnéticos. Dicha temperatura corresponde a la temperatura de bloqueo ( $T_b$ ); es decir, si la roca es sometida a la temperatura de bloqueo, se borra cualquiera magnetización remanente existente en la roca.

### 1.3.2-Representación Gráfica

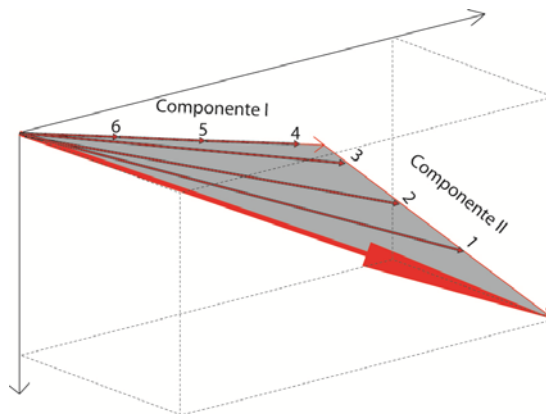
La representación gráfica de los resultados paleomagnéticos debe representar de la manera más completa y simple a éstos. Estos datos, intensidad, declinación e inclinación; se pueden representar en distintos diagramas bidimensionales que incluyen mas de un evento de magnetización, lo que implica una suma de componentes en el resultado expuesto. Con el objetivo de observar los parámetros de la forma mas simple e intuitiva se tienen los siguientes tipos de gráficos:

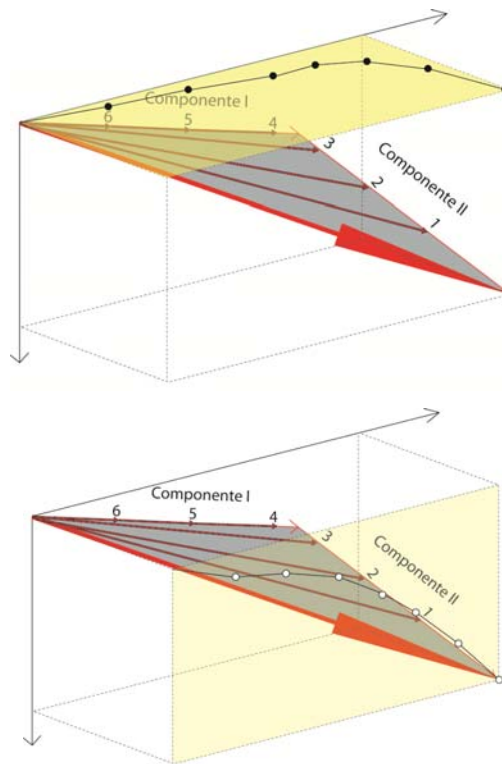
**Redes estereográficas equiareales:** Estas redes permiten plotear los datos de declinación e inclinación magnética. La declinación se plotea en sentido horario, partiendo desde el eje NS. En la inclinación, el ángulo aumenta desde la circunferencia al centro del círculo (Figura 10). El círculo vacío indica inclinaciones negativas (hemisferio superior), como en el caso actual chileno, y el círculo lleno indica inclinaciones magnéticas positivas (hemisferio inferior).

**Diagramas de Zijderveld:** Es un gráfico ortogonal en el que se utilizan 2 planos, uno definido por las direcciones N – S y E – W, y el otro es vertical según Z. El eje Z está sobre el plano horizontal definido por las direcciones anteriores y la escala es definida por la intensidad magnética. Los vectores pueden exponer fácilmente los cambios de intensidad, que son proporcionales a la distancia de cada punto del vector(figura A6); los cambios de declinación (con los círculos llenos); los cambios de inclinación (con los círculos vacíos); y los cambios de polaridad (con los cambios de la declinación entre N y S).

**Diagramas de decaimiento de la intensidad magnética:** Gráfico que plotea la intensidad de magnetización normalizada en el eje Y, y en el eje X se plotea la temperatura en grados Celsius o micro Teslas según sea el método utilizado. Dependiendo de donde se encuentren las bajas de intensidad, serán las fases mineralógicas principales que acarrearán la magnetización.

**Diagramas de variación de la susceptibilidad magnética:** Se plotea de forma similar al anterior, con el eje X para la temperatura o el campo alterno y el eje Y para el valor de la susceptibilidad (k). Los cambios aquí se interpretan a nivel de cambios en las redes minerales y sus composiciones, así un descenso puede significar una oxidación, como un ascenso puede indicar una cristalización de minerales en laboratorio que adquieren magnetización parasita.





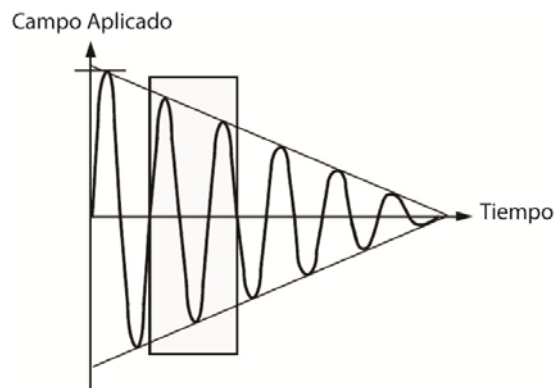
**Figura A6:** representación gráfica del recorrido de un vector magnético sometido a un lavado magnético, donde se puede apreciar tanto el carácter multicomponente que puede poseer una muestra, así como las componentes de magnetización proyectadas sobre distintos planos, para una representación en 2D.

### 1.3.3-Procesos de Desmagnetización

Para reconocer las propiedades magnéticas originales de la roca es posible realizar dos tipos de procesos de lavados magnéticos. Uno de ellos es atacar la muestra con campo magnético alterno generado en laboratorio, ese método consiste en exponer a la muestra a distintas magnitudes de campos que alteraran aquellos minerales y granos de la muestra que posean una fuerza de coercitividad menor a la aplicada por la maquina. Como se ve en la figura A7. Si el campo magnético aplicado tiene una fuerza  $H_a$  (Campo magnético aplicado), las partículas con una fuerza de coercitividad menor al campo aplicado se alinearan de acuerdo a este (tanto en la señal negativa como en la positiva) anulándose entre si, y dejando la señal magnética de aquellas partículas con coercitividad mayor a  $H_a$ . Este método es efectivo para los granos con las menores



coercividades (por ejemplo de granos de multi-dominio magnético), anulando los magnetismos remanentes naturales secundarios (NRM secundarios) mas débiles.



**Figura A7:** Forma de la onda del campo magnético aplicado en el método del campo magnético alterno.

El otro método consiste en calentar la muestra de forma paulatina, de modo que las muestras que sean calentadas a una temperatura  $T_{\text{demag}}$  y que posean granos con una temperatura de bloque  $T_b$  menor a  $T_{\text{demag}}$  adquirirán una magnetización termorremanente en un medio magnéticamente aislado (dentro del horno que posee  $\mu$  metal) donde los momentos magnéticos de estos granos se cancelaran entre si, dejando solo aquellos granos con mayor coercitividad con su firma magnética intacta. Este método es el mas efectivo en lo que se refiere a desmagnetizar los granos con coercitividades mas fuertes, pero es mas lento que el método por campo alterno.

Una vez realizados estos lavados magnéticos, se reconoce una inclinación y declinación magnética del sitio, y que en algunos podría ser corregida de acuerdo a los datos de rumbo y manto de la litología en la cual se encontraban contenidos (asumiendo una superficie sub-horizontal para la depositación de las secuencias sedimentarias y volcánicas). Para determinar estas direcciones características se corrieron programas en base UNIX que utilizan métodos estadísticos (McFadden y McElhinny, 1988) para determinar la dirección promedio de cada sitio.