



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

**ANÁLISIS PALEOMAGNÉTICO Y ESTRUCTURAL DE LAS UNIDADES  
PALEOZOICAS Y MESOZOICAS DEL CUADRÁNGULO BARROS ARANA,  
REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

**KATHERINE ANDREA NAREA CAVIERES**

PROFESOR GUÍA:  
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
ALFREDO LAHSEN AZAR  
CHRISTIAN CREIXELL TORRES

SANTIAGO DE CHILE  
2014

## RESUMEN

El Oroclino Boliviano es uno de los rasgos estructurales más notables de los Andes Centrales. Diversos estudios han constatado su historial tectónico, deformación y estrecha relación con las rotaciones tectónicas. A su vez, numerosos estudios paleomagnéticos han permitido documentar un patrón sistemático de rotaciones tectónicas, antihorarias al sur de Perú y horarias al norte de Chile, las cuales habrían ocurrido esencialmente durante el Paleógeno. Estos trabajos se han concentrado, esencialmente, en rocas del Mesozoico y Cenozoico. Hasta el momento no existen, al menos en el norte de Chile, estudios paleomagnéticos recientes, que hallan documentado las propiedades magnéticas de unidades más antiguas (de edad paleozoica o triásica). En consecuencia, al momento, poco se sabe acerca del paleomagnetismo en el basamento Paleozoico-Triásico, su rol en la construcción del Oroclino Boliviano y en el origen de las rotaciones tectónicas.

En este contexto, y con la idea de aportar nuevos antecedentes, que permitan acotar la temporalidad y el origen de las rotaciones horarias del norte de Chile, en especial la existencia o ausencia de rotaciones tectónicas en unidades paleozoicas y triásicas, es que en este trabajo, se presentan los resultados de un estudio paleomagnético realizado en 20 sitios que incluyen 181 muestras perforadas y orientadas in situ, en la Formación Tuina (Permo-Triásico) y en ambos flancos del Sinclinal Barros Arana al norte del Salar de Atacama dentro del Grupo Purilactis (Cretácico Superior).

Por primera vez, ha sido posible, en esta región, obtener resultados favorables en unidades pertenecientes al basamento, en la parte oriental de la Cordillera de Domeyko (Formación Tuina). Además los resultados obtenidos en este trabajo permiten reconocer, dentro de las muestras pertenecientes tanto a la Formación Tuina como al Grupo Purilactis, el patrón de rotaciones horarias descrito en trabajos anteriores. Además, 3 sitios de la Formación Tuina, más uno del miembro inferior del Grupo Purilactis (Formación Tonel), que sobreyace a los anteriores, registran rotaciones horarias que van entre los 57 a los 79° que son atribuidas a tectónica transpresiva local. A su vez, es posible descartar rotaciones significativas previas a las de edad paleógena que hayan afectado tanto a la Formación Tuina como al Grupo Purilactis. En consecuencia, es posible inferir que las fases tectónicas Peruana y K-T no habrían producido rotaciones tectónicas significativas en el área.

## AGRADECIMIENTOS

A mis abuelos Agueda y Carlos, a mis padres Amanda y Edgardo, a mi hermana Carla, a mi tía Patty, a mi Tío Nano y a Sixto. Gracias por todo lo que han hecho por mí, por su cariño, comprensión y por esperar tanto este momento!.

A mi profesor guía, César Arriagada por darme esta gran oportunidad y confiar en mí, por traspasar todo ese amor por la Geología y sus conocimientos tanto en los cerros como en el laboratorio y por mantener su lado humano por sobre todo. A las personas del Laboratorio de Tectónica: Fernando, Juanito, Ataxia, Lucho y Susy... muchas gracias por todo su apoyo. A Warrior y Vacca, por toda su ayuda, conocimientos y alegría entregada. Todo hubiese sido distinto sin ustedes.

A todas las personas que trabajaron y trabajan en el Departamento de Geología. A María Rosa, Blanca, Rosita, Vero, Kilo, Carlos Gómez, Lili, Carlos Alvarado, Glorita, Jaime, Juan. Gracias por hacer de Geología un mejor lugar.

A mis amigos, Ana, Catalina, Paola, Ma. Carolina, Bascu, Andreina, MaríaJosé, Ma. Carolina Valderas, Ana Siraqyan, Ricardo e Iván. Muchas gracias por la paciencia, ayuda, ánimo y consejos en esos momentos difíciles que no fueron pocos.

A los profesores Luisa Pinto, Mario Vergara y Brian Townley.

Y por supuesto, a ti...mi compañero de vida, por tu mirada y palabras que me sacaban de la desesperación y me traían a la cordura, por darle a mi vida espontaneidad y el aprender a disfrutar todos los momentos que se presentan, por tu simpleza y ternura en todo momento...hasta cuando en mi mente solo había rabia!, por ayudarme a soñar mucho más!

Al Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo, por el financiamiento de este trabajo en el contexto de la elaboración de Cartas Geológicas 1:100.000, Plan Nacional de Geología SERNAGEOMIN.

## TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Presentación del Problema	1
1.2 Ubicación y accesos	6
1.3 Hipótesis de trabajo	7
1.4 Objetivo general	7
1.5 Objetivos específicos	7
2. MARCO TECTÓNICO Y GEOLOGÍA DE LA REGIÓN	8
2.1 Estratigrafía de la zona de estudio	12
2.2 Geología Estructural	21
3. PALEOMAGNETISMO	25
3.1 Muestreo Paleomagnético	25
3.2 Método Paleomagnético	28
3.3 Propiedades Magnéticas	29
3.4 Direcciones Características	32
4. RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS	42
5. DISCUSIÓN	46
5.1 Edad de la Magnetización	46
5.2 Origen de las Rotaciones	47
6. CONCLUSIONES	50
7. BIBLIOGRAFÍA	52
ANEXOS	
ANEXO I: Introducción al Paleomagnetismo	A1
ANEXO II: Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (AMS)	A21

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Imagen raster basada en la interpolación y compilación de datos paleomagnéticos publicados para el margen chileno y parte del margen peruano (Turner et al., 1984; Forsythe et al., 1987; Hartley et al., 1988; Tanaka et al., 1988; MacFadden et al., 1990; Hartley et al., 1992a; Riley et al., 1993; Forsythe y Chisholm, 1994; MacFadden et al., 1995; Randall et al., 1996; Somoza et al., 1996; Aubry et al., 1996; Taylor et al., 1999; Somoza et al., 1999; Coutand et al., 1999; Roperch et al., 2000; Randall et al., 2001; Lamb, 2001; Prezzi et al., 2002; Somoza y Tomlinson, 2002; Arriagada et al., 2003; Prezzi et al., 2004; Arriagada et al., 2006a; Taylor et al., 2007; Somoza et al., 2012). En flechas negras, rotaciones de eje vertical en rocas más antiguas que 20 Ma. Flechas blancas, rotaciones de eje vertical en rocas más jóvenes que 20 Ma. 3

Figura 2: a) Ubicación de zona de estudio (recuadro negro). CC, Cordillera de la Costa; D, Depresión Central; CD, Cordillera de Domeyko; AB, Cuenca Salar de Atacama; WC, Cordillera Occidental. Círculos negros, paleomagnéticos de trabajos anteriores. Círculos blancos, sitios de este trabajo. b) Detalle de zona de estudio mostrada en a). 5

Figura 3: Vías de acceso a la zona de estudio delimitadas con el cuadrado negro. 6

Figura 4a: Reducción de mapa 1:50.000 del Cuadrángulo Barros Arana modificado de Henríquez et al (en prep.). 10

Figura 4b: Leyenda de mapa mostrado en Figura 4a. 11

Figura 5a: Mapa simplificado 1:50.000 de Cuadrángulo Barros Arana, modificado de Henríquez et al. (en prep.), que muestra las estructuras destacadas en color rojo y la traza de dos perfiles esquemáticos, en color negro, que se muestran en Figura 5b. 23

Figura 5b: Perfiles esquemáticos. FTz, Falla Teztina. FT, Falla Tuina. FMI, Falla Morro del Inca. FSJ, Falla San José. En líneas punteadas, posible estratificación. 24

Figura 6: Mapa simplificado que muestra los sitios paleomagnéticos obtenidos. Círculos lilas, sitios paleomagnéticos obtenidos en Formación Tuina. Círculos verdes, sitios paleomagnéticos obtenidos en Grupo Purilactis. 26

Figura 7: Propiedades magnéticas naturales de las muestras colectadas en escala logarítmica. 30

Figura 8: Diagramas de IRM (Magnetización Remanente Isothermal) para caracterizar la mineralogía magnética. 31

Figura 9: (a, c y e) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización y (b, d, f) direcciones características en diagrama Zijderveld de muestras de Formación Tuina (volcánicos). En Zijderveld, círculos negros indican declinación magnética, círculos blancos indican inclinación magnética proyectada en un plano. Línea roja muestra el rango de temperaturas (en rojo "fit entre") en que fue calculada la dirección característica. IS, dirección "in situ". 33

Figura 10: (a) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización. En azul, muestras con polaridad inversa y en rojo, muestras con polaridad normal; (b) direcciones características en planos (en color verde) y (c, d) Zijderveld de muestras de la Formación Tuina (sedimentos). En diagrama stereo (b), círculos negros indican polaridad inversa, círculos blancos, polaridad normal. IS, dirección "in situ". TH, demagnetización termal. 34

Figura 11: (a, c y e) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización y (b, d y f) direcciones características (Zijderveld) de muestras de Grupo Purilactis. 35

Figura 12: (a, c y e) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización y (b, d y f) direcciones características (Zijderveld) de muestras de Grupo Purilactis. 36

Figura 13: (a) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización y (b) dirección característica (Zijderveld) de muestras del Grupo Purilactis. 37

Figura 14: (a, c) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización y (b, d, e) direcciones características (Zijderveld) secundarias de muestras de Grupo Purilactis 38

Figura 15: (a) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización y (b) dirección característica (Zijderveld) secundaria de muestras de Grupo Purilactis. 39

Figura 16: (a) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización y (b, c) dirección secundaria en planos (en color verde) de muestras de Grupo Purilactis. 40

Figura 17: (a) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización, (b) dirección secundaria en Zijderveld y en (c) planos de muestras de Grupo Purilactis. 41

Figura 18: Resultados paleomagnéticos promedio para muestras de Formación Tuina y Grupo Purilactis. En mapa: flechas verdes, rotaciones de eje vertical en Grupo Purilactis; Flechas lilas, rotaciones de eje vertical en Formación Tuina. En estereograma: círculo en azul es el error del sitio ( $\alpha_{95}$ ). Círculos blancos y borde rojo, polaridad normal. Círculos rellenos rojos, polaridad inversa. CP, datos con corrección de manteo. IS, datos en coordenadas in situ. 45

Figura 19: Mapa que muestra las rotaciones horarias de eje vertical obtenidas en este trabajo (ver Tabla 3), y las rotaciones de: Hartley et al., 1992 (En formaciones: Grupo Paciencia y Formación. Purilactis); Arriagada et al., 2000 (Sitios: CA20, CA21, 27, CA28, CA29, CA30 y CA33); Somoza y Tomlinson, 2002 (En formaciones: El Loa, San Pedro, PR97, PR99, PRA-W, PARA-E). 48

Figura 20: Detalle de la zona donde se registran las rotaciones horarias de mayor magnitud tanto para la Formación Tuina (12KA06, 12KA07 y 12KA08) como para el miembro inferior del Grupo Purilactis (Formación Tonel) (12KA09). Flechas lilas, rotaciones horarias en Formación Tuina. Flechas verdes, rotaciones horarias en Grupo Purilactis. 49

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Propiedades magnéticas naturales, magnetización natural remanente (NRM) y susceptibilidad (K), rumbo y manteo, edad y unidades asociadas de sitios muestreados. 27

Tabla 2: Resultados paleomagnéticos obtenidos en este estudio. Estos representan los datos de declinación (D) e inclinación (I) magnéticas promedio para cada sitio. N, número de muestras usadas en el cálculo de la dirección promedio;  $\alpha_{95}$ , semi-ángulo 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. Los datos en negrita, muestran los valores utilizados para el cálculo de rotaciones promedio. (\*) Magnetización secundaria. 43

Tabla 3: Rotaciones paleomagnéticas calculadas a partir de los datos paleomagnéticos publicados y el uso del patrón de deriva polar aparente del continente sudamericano estable proporcionado por Besse y Courtillot (2002).  $\alpha_{95}$ , semi-ángulo de 95% de confianza para cada promedio y  $k$  el parámetro de precisión de Fisher. R, rotación tectónica,  $\Delta R$ , error en la rotación, F, diferencia entre Inclinación observada e Inclinación magnética esperada (Flattening),  $\Delta F$  error en el cálculo de F. 44



# 1. Introducción

## 1.1 Presentación del Problema

El margen continental de los Andes Centrales está caracterizado por la ocurrencia de una serie de formas arqueadas o curvaturas denominadas Oroclinos (Figura 1). El concepto de Oroclino fue formulado por Carey (1955) y significa, en vista en planta, la flexión de un sistema orogénico. A lo largo de los Andes se encuentran las deflexiones de Huancabamba y Abancay en Perú, el Oroclino Boliviano en el sur de Perú y norte de Chile, el Oroclino del Maipo en Chile central y más al sur el Oroclino Patagónico (Heki et al., 1985; Isacks, 1988; Arriagada et al., 2008; 2013).

Los estudios paleomagnéticos han demostrado ser muy útiles para caracterizar el origen de los oroclinos. La ocurrencia de éstos implica la existencia de rotaciones tectónicas de eje vertical en sentidos opuestos, horario y antihorario en sus limbos. Más de 20 años de estudios realizados en el Oroclino Boliviano, han expuesto que existe una muy estrecha relación entre el origen de esta curvatura y un patrón sistemático de rotación de bloques, horarios en el norte de Chile y antihorario en el sur de Perú (Central Andean Rotation Pattern (CARP) Beck, 2004; Taylor et al., 2005; Roperch et al., 2006; Arriagada et al., 2008). Numerosos autores han tratado de relacionar el origen del CARP al proceso que dio forma al Oroclino Boliviano indicando que variaciones, a lo largo del rumbo, en el acortamiento horizontal en el orógeno proporciona un efectivo mecanismo para explicar la curvatura del margen continental y la rotación de bloques en la región de antearco (Isacks, 1988; Arriagada et al., 2008).

Isacks (1988) hipotetizó que el Oroclino Boliviano se formó como una consecuencia de la restricción geométrica impuesta por los cambios en magnitud a lo largo del rumbo en el acortamiento horizontal de la zona sub Andina en el Neógeno, cambios que necesitan estar acompañados por rotaciones tectónicas en el antearco. Muchos autores concuerdan en que la deformación, desde el Neógeno medio al presente, está principalmente localizada en la zona sub Andina, para los cuales el acortamiento estimado, basado en datos sísmicos, está relativamente bien acotada (Oncken et al., 2006). Por otro lado, existe un amplio consenso en que la deformación

compresiva que causaría la ocurrencia de rotaciones tectónicas comienza en el Terciario temprano. Sin embargo, la cuantificación del acortamiento está en debate (Randall et al., 1996; Taylor et al., 1998; Somoza et al., 2002; Arriagada et al., 2008). Muchas de las estimaciones de acortamiento, de hasta 360 km, no son lo suficientemente grandes para tener en cuenta la topografía actual y espesor cortical de los Andes Centrales (Beck et al., 1996; Kley y Monaldi, 1998).

Los estudios más recientes concuerdan en que el acortamiento Neógeno habría aumentado solo levemente la curvatura orogénica de los Andes centrales, que en su mayor parte, habría sido formada durante el Paleógeno (Roperch et al., 2006; Arriagada et al., 2008). Los datos paleomagnéticos son consistentes con la hipótesis de que el Oroclino Boliviano se formó durante el Eoceno-Oligoceno, como consecuencia de acortamiento diferencial horizontal, esencialmente en el Cordillera Oriental (Müller et al., 2002; Arriagada et al., 2008).

A lo largo del margen del norte de Chile y Perú los estudios paleomagnéticos se han concentrado esencialmente en unidades jurásicas, cretácicas y terciarias. Muy pocos datos paleomagnéticos han sido obtenidos en series de edad paleozoica o triásicas. Estudios recientes de Chile central muestran que las unidades de edad Paleozoica habrían sido remagnetizadas (Creixell et al., 2006). Considerando lo anterior parece que la historia acerca de la evolución del Oroclino Boliviano ha sido estudiada especialmente en la escama delgada (series jurásicas, cretácicas y terciarias). Al momento poco se sabe acerca del paleomagnetismo en la escama gruesa o basamento Paleozoico-Triásico y su rol en la construcción del Oroclino Boliviano y el origen de las rotaciones tectónicas. Por otro lado, el estudio del paleomagnetismo de unidades del basamento nos puede llevar a encontrar evidencias de rotaciones y oroclinos previos a la tectónica andina cenozoica.

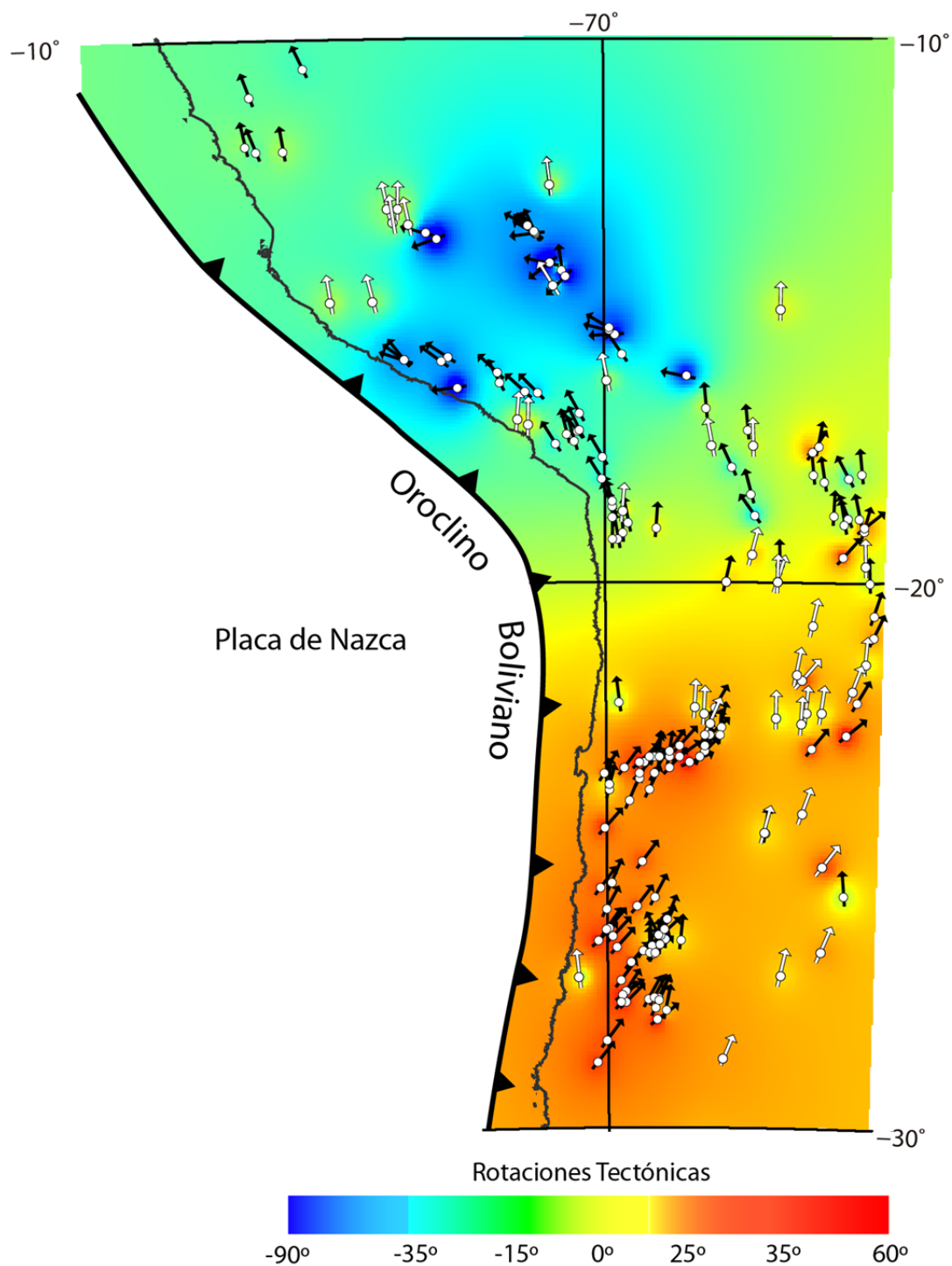


Figura 1: Imagen raster basada en la interpolación y compilación de datos paleomagnéticos publicados para el margen chileno y parte del margen peruano (Turner et al., 1984; Forsythe et al., 1987; Hartley et al., 1988; Tanaka et al., 1988; McFadden et al., 1990; Hartley et al., 1992a; Riley et al., 1993; Forsythe y Chisholm, 1994; McFadden et al., 1995; Randall et al., 1996; Somoza et al., 1996; Aubry et al., 1996; Taylor et al., 1999; Somoza et al., 1999; Coutand et al., 1999; Roperch et al., 2000; Randall et al., 2001; Lamb, 2001; Prezzi et al., 2002; Somoza y Tomlinson, 2002; Arriagada et al., 2003; Prezzi et al., 2004; Arriagada et al., 2006a; Taylor et al., 2007; Somoza et al., 2012). En flechas negras, rotaciones de eje vertical en rocas más antiguas que 20 Ma. Flechas blancas, rotaciones de eje vertical en rocas más jóvenes que 20 Ma.

En este contexto, y con la idea de acotar, definir la temporalidad y el origen de las rotaciones horarias del norte de Chile, en especial la existencia o ausencia de rotaciones tectónicas en unidades paleozoicas y triásicas, es que en este trabajo, se presentan los resultados de un estudio paleomagnético realizado en 20 sitios que incluyen 181 muestras perforadas y orientadas in situ, en la Formación Tuina de edad permo-triásica, constituida principalmente por rocas volcánicas, y en unidades sedimentarias cretácicas directamente sobre la anterior, pertenecientes a los miembros inferiores del Grupo Purilactis (Figura 2 y 4a). Esto con el fin de poder contrastar los resultados y lograr establecer las posibles variaciones tanto en la magnitud como en el sentido de las rotaciones entre las series cretácicas y triásicas.

Si bien las unidades Cretácicas y Terciarias, presentes en el área de estudio, han sido objeto de diversos estudios que se han concentrado en el paleomagnetismo (Hartley et al., 1992a; Arriagada et al., 2000; Somoza y Tomlinson, 2002; Arriagada et al., 2003), es en el presente trabajo, que se muestran por vez primera resultados paleomagnéticos en las series del basamento de la cuenca del Salar de Atacama a lo largo de los Cerros de Tuina.

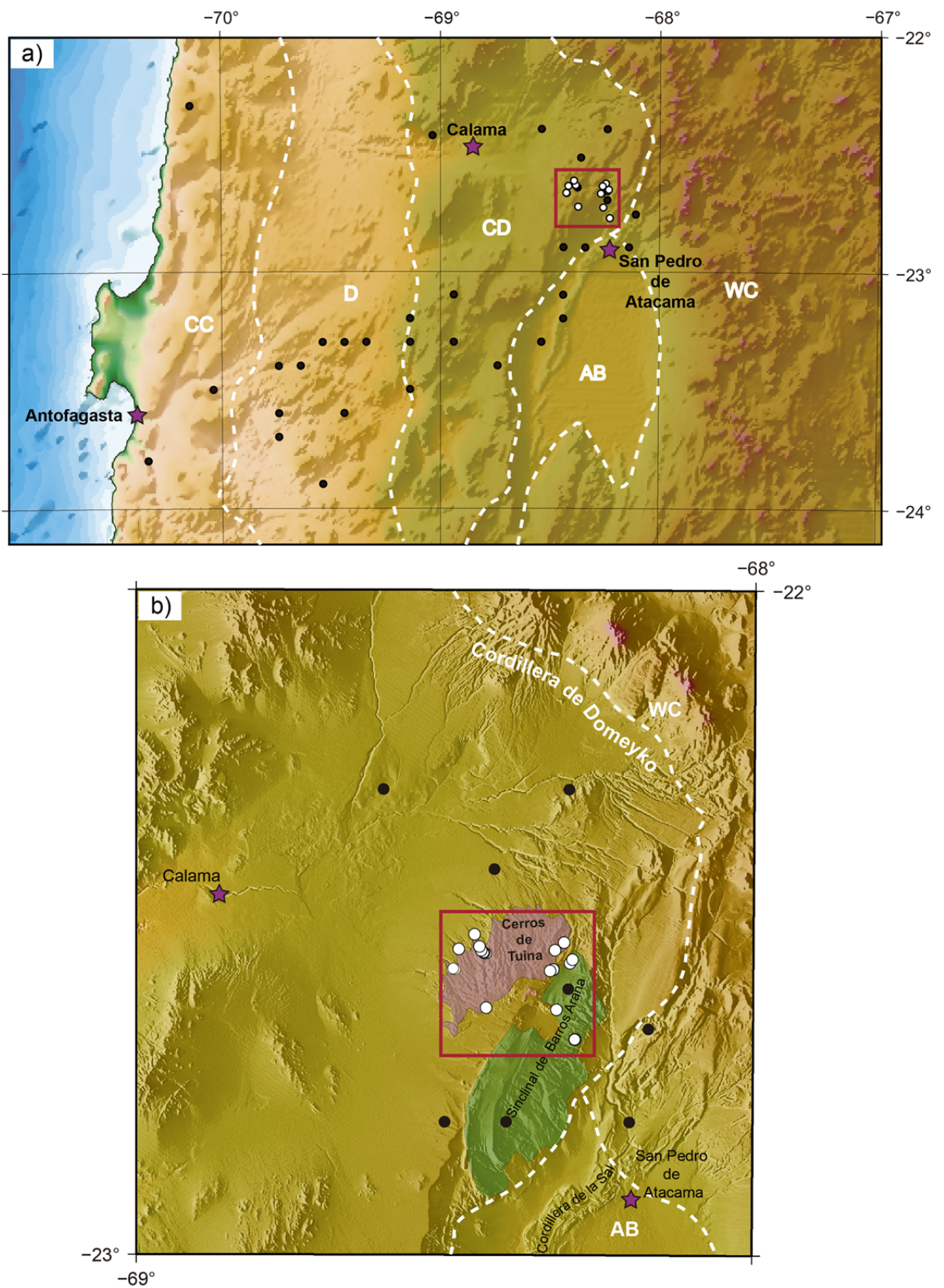


Figura 2: a) Ubicación de zona de estudio (recuadro rojo). CC, Cordillera de la Costa; D, Depresión Central; CD, Cordillera de Domeyko; AB, Cuenca Salar de Atacama; WC, Cordillera Occidental. Círculos negros, estudios paleomagnéticos de trabajos anteriores. Círculos blancos, sitios de este trabajo. b) Detalle de zona de estudio mostrada en a).

## 1.2 Ubicación y accesos

El área estudiada se ubica aproximadamente, en la Región de Antofagasta, entre las coordenadas 22°30' y 22°45' de latitud sur y entre 68°30' y 68°15' de longitud oeste, correspondiente al Cuadrángulo Barros Arana de acuerdo a la cartografía 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar (IGM).

La principal vía de acceso corresponde a la carretera CH-23 que une las ciudades de Calama y San Pedro de Atacama (Figura 3). A partir de ella nace un camino de tierra en buen estado (B-195) que conduce al yacimiento cuprífero de San José de Tuina y a las cercanías de Los Cerros de Tuina. Además se utilizan dos caminos que nacen del anterior, estos son el camino B-185 y B-191. Otra ruta derivada del camino CH-23 es la ruta B-207, un camino ripiado en buen estado, el cual conduce hasta Río Grande.

El desplazamiento por otros sectores del área, debe efectuarse con vehículo de doble tracción por antiguas huellas mineras, caminos troperos, planicies, quebradas, o bien, a pie.

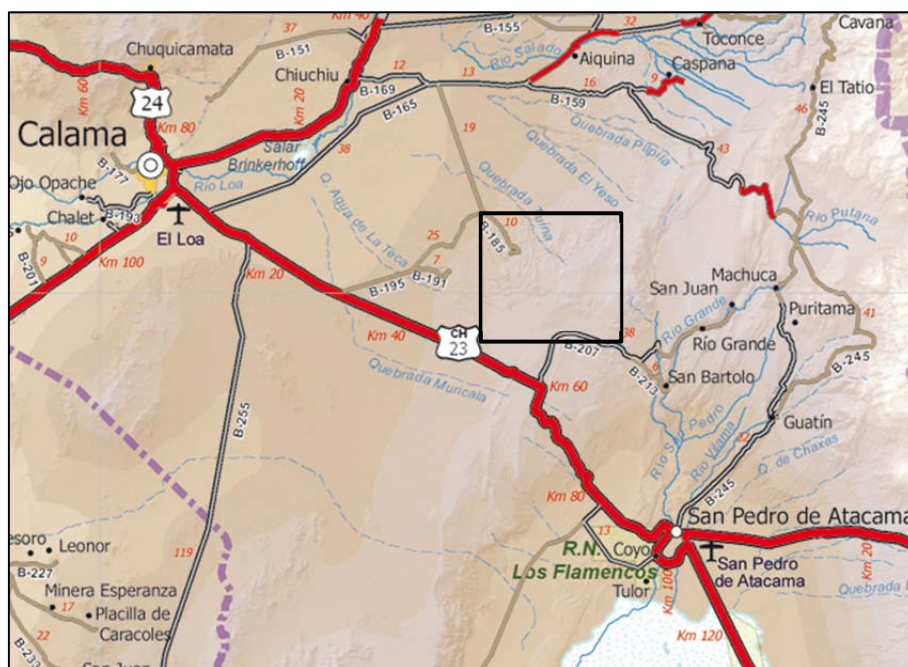


Figura 3: Vías de acceso a la zona de estudio delimitada con el cuadrado negro.

### **1.3 Hipótesis de trabajo**

Las rotaciones tectónicas de eje vertical en sentido horario, observadas en el norte de Chile entre las regiones de Antofagasta y Atacama involucran tanto unidades paleozoicas y triásicas, además de las unidades mesozoicas y terciarias ampliamente documentadas. En el Cuadrángulo Barros Arana, la Formación Tuina se comportó de manera solidaria durante el proceso de rotación tectónica horaria de edad paleógena (~40 Ma.) del norte de Chile. En este contexto la deformación (Formación Tuina) en el basamento de la Cuenca del Salar de Atacama también mostraría una rotación tal y como la deformación de escama delgada (Grupo Purilactis).

### **1.4 Objetivo general**

Comprender el rol tectónico de las unidades paleozoicas y triásicas de la Formación Tuina, expuestas en el Cuadrángulo de Barros Arana, durante la formación del Oroclino Boliviano a través de un estudio paleomagnético.

### **1.5 Objetivos específicos**

- Caracterizar las propiedades magnéticas de las rocas muestreadas.
- Relacionar las estructuras geológicas regionales y los datos paleomagnéticos.
- Establecer si la rotación en series cretácicas es comparable con la que podría presentar las unidades paleozoicas y triásicas correspondientes a la Formación Tuina.

## 2. Marco tectónico y Geología de la Región

El área de estudio se encuentra en la zona transicional entre la Cordillera de Domeyko y la Depresión Pre-Andina, al norte de la cuenca del Salar de Atacama. Los rasgos morfoestructurales de primer orden dentro del área son: la Cordillera de Domeyko (Figura 2), representada por los Cerros de Tuina y el Sinclinal Barros Arana (Figura 2), en el borde occidental de la cuenca del Salar de Atacama.

La Cordillera de Domeyko o Precordillera del norte de Chile, es una angosta cadena montañosa de orientación N-S, situada en el antearco andino. Está ubicada entre la Depresión Pre-Andina, con la cuenca del Salar de Atacama al este y la Depresión Central al oeste. Posee una altura promedio de unos 3.000 m sobre el nivel del mar y se constituye litológicamente de sucesiones volcanosedimentarias de edad paleozoica superior a triásica, intruidas por granitoides del Carbonífero a Pérmico. Las unidades volcanosedimentarias, con base desconocida, corresponden a las formaciones Tuina (Pérmico Superior-Triásico Medio) (Raczynnski, 1963; Marinovic y Lahsen, 1984; Mundaca, 2002), Estratos El Bordo (Permo-Triásico) (Ramírez y Gardeweg, 1982), Grupo Peine (Bahlburg y Breitzkreuz, 1991), Cas y sus equivalentes (Ramírez y Gardeweg, 1982). Estas últimas unidades, relacionadas al rift Permo-Triásico que se caracterizó por extensos depocentros a lo largo de Chile y parte de Argentina (Charrier et al., 2007). Los complejos volcano-plutónicos del Paleozoico superior a Triásico constituyen los principales afloramientos de edad pre-Jurásico del norte de Chile (Breitzkreuz y Zeil, 1994).

Las series paleozoicas de la Cordillera de Domeyko están cubiertas por unidades marinas carbonatadas (Formaciones El Profeta (Triásico Superior) (Chong, 1973) y Grupo Caracoles (Sinemuriano-Kimmeridgiano?) (Ramírez y Gardeweg, 1982)), asociadas a una extensión de trasarco justo al este de un arco magmático (Formación La Negra (Jurásico) (García, 1967)) ubicado en la actual Cordillera de la Costa (Mpodozis y Ramos, 1990).

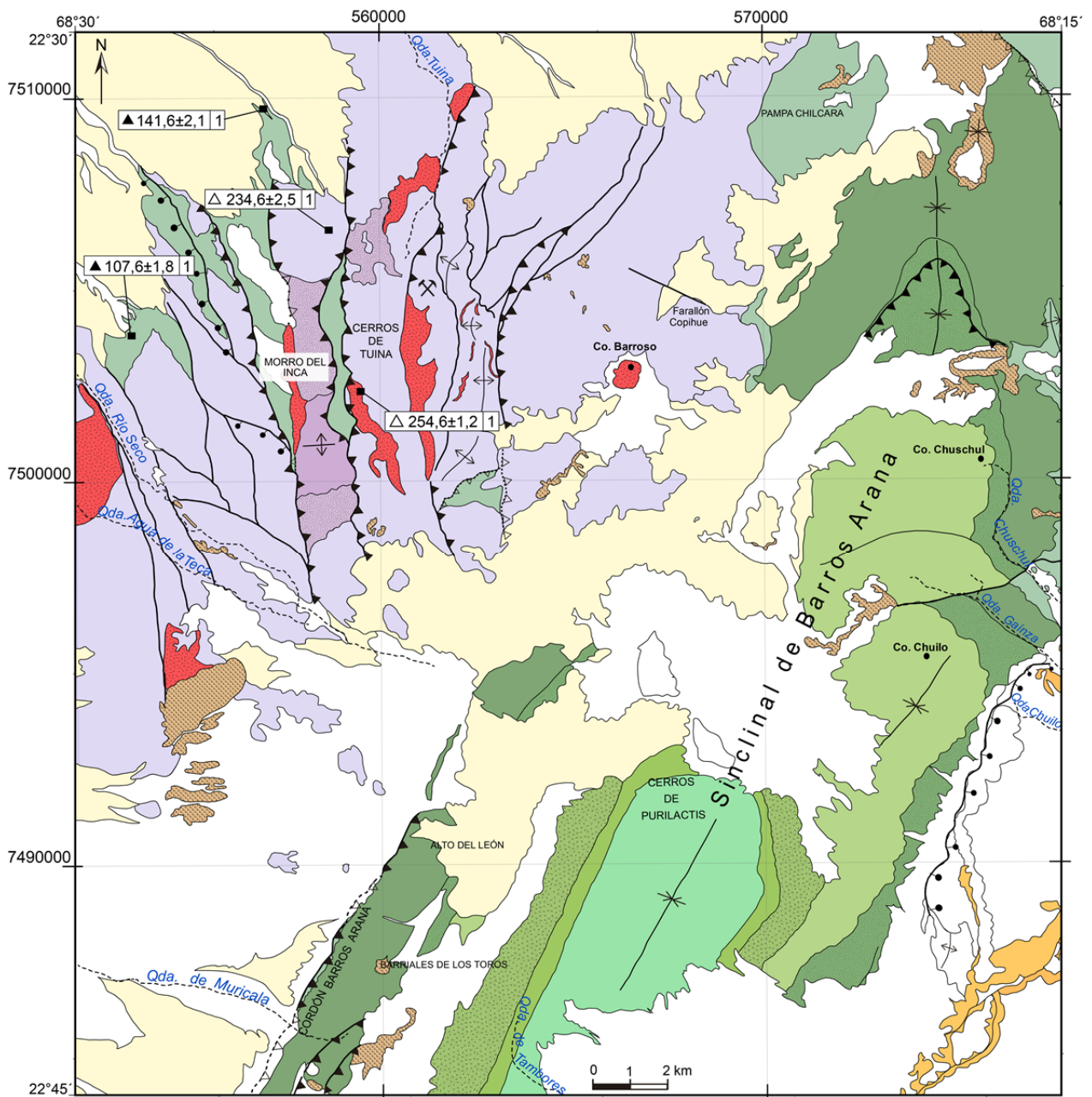
Desde el Cretácico Tardío hasta el Oligoceno Temprano, la Cordillera de Domeyko fue el centro de magmatismo relacionado a subducción



representando el arco magmático en ese momento (Mpodozis y Ramos, 1990; Scheuber y Reutter, 1992; Reutter et al., 1996). En una cuenca de antepaís al este del arco magmático Cretácico, se comienzan a acumular secuencias volcanoclásticas, clásticas y evaporíticas que están comprendidas en el Grupo Purilactis (Charrier y Reutter, 1990, 1994; Hartley et al., 1992b). Durante el Cretácico Tardío, a lo largo de la Cordillera de Domeyko ocurre un primer episodio importante de deformación compresional, la Fase Orogénica Peruana (Steinmann, 1929). Posteriormente un evento mayor de deformación, la Fase Orogénica Incaica, afectó el norte de Chile especialmente a lo largo de la Cordillera de Domeyko y el borde occidental del Salar de Atacama durante el Eoceno medio (Mpodozis et al., 1993; Reutter et al., 1996; Tomlinson y Blanco, 1997; Makshev y Zentilli, 1999; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006b).

Durante el Oligoceno, el borde occidental de la Cuenca del Salar de Atacama habría sido afectado por extensión donde se acumularon las series terrígenas de las formaciones San Pedro y Tambores (Jordan et al., 2007). En el Mioceno la actividad magmática se desplaza hacia el este. La deformación compresiva Miocena a Reciente se concentra en los bordes de la Cuenca de Atacama y en la zona central de ésta a lo largo de la Cordillera de la Sal (Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovic y Lahsen, 1984) y que estaría afectando incluso al volcanismo Pleistoceno (González et al., 2009).

El borde oriental de la Cordillera de Domeyko es un escarpe, de unos 900 m de salto topográfico (Escarpe El Bordo, al sur del área de estudio), el cual se extiende por más de 120 km de largo por el margen oeste de la cuenca del Salar de Atacama. A lo largo de este escarpe, el basamento paleozoico (Formación Tuina en la parte norte y Estratos del Bordo en la parte central) yace en contacto por falla, y en algunos lugares está cubierto, por aproximadamente 6000 m de sucesiones de areniscas finas y conglomerados acumulados durante el Cretácico Superior (Grupo Purilactis, Charrier y Reutter, 1994; Arriagada et al., 2000, 2006b; Mpodozis et al., 2005). Al este, esta secuencia forma el relleno sedimentario de la parte inferior de la cuenca del Salar de Atacama (Macellari et al., 1991; Muñoz et al., 1997).



SIMBOLOGÍA

- |           |                                 |       |                                  |   |                                    |
|-----------|---------------------------------|-------|----------------------------------|---|------------------------------------|
| — — —     | Contacto observado/inferido     | —▲—▲— | Falla inversa observada/inferida | ⊗ | Mina La Codiciada (San Martín)     |
| —         | Fallas observada                | —↑—   | Anticlinal                       | — | Quebrada seca o curso intermitente |
| - · · · · | Falla inferida/cubierta         | —*—   | Sinclinal                        |   |                                    |
| —▲—       | Falla normal observada/inferida |       |                                  |   |                                    |

DATACIONES RADIOMÉTRICAS (Ma)

- 1 Tomadas por Henríquez et al., en prep.    ▲ U-Pb en circón detrítico    △ U-Pb en circón

Figura 4a: Reducción de mapa 1:50.000 del Cuadrángulo Barros Arana modificado de Henríquez et al. (en prep.).

# L E Y E N D A

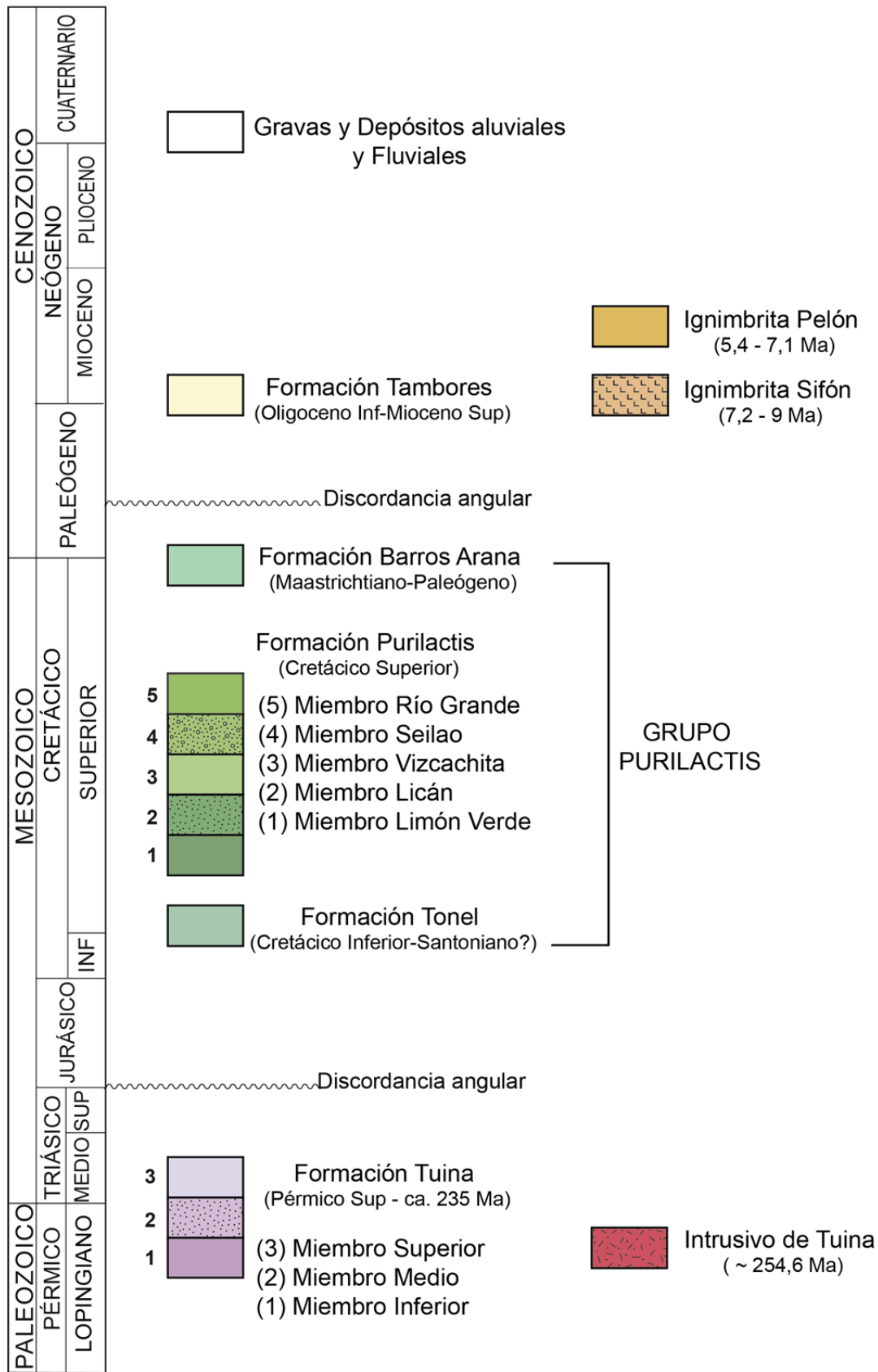


Figura 4b: Leyenda de mapa mostrado en Figura 4a.

## 2.1 Estratigrafía de la zona de estudio

### Permo-Triásico

#### Formación Tuina (Pérmico Superior-Triásico Superior)

Son las rocas más antiguas que pueden ser apreciadas en la Cordillera de Domeyko (Figuras 4a y 4b), específicamente en los Cerros de Tuina, cuya base no aflora. Su localidad tipo se sitúa en los alrededores de Morro del Inca (Marinovic y Lahsen, 1984). Esta formación se dispone, en discordancia angular, bajo la Formación Tonel (Dingman, 1963; Marinovic y Lahsen, 1984), asignada al Cretácico. El espesor mínimo de la Formación Tuina se estima en 2.500 m (Raczynnski, 1963). Esta unidad se encuentra intensamente fallada y plegada, por lo que es complejo medir o estimar su espesor total.

Raczynnski (1963) estudió por vez primera esta unidad. Posteriormente los trabajos de Mundaca (1982) y Marinovic y Lahsen (1984) aportaron nuevos antecedentes a la Formación Tuina. Esta formación está constituida por tres miembros (Raczynnski, 1963; Mundaca, 1982; Marinovic y Lahsen, 1984). De base a techo aflora un Miembro Inferior que está constituido, principalmente, por andesitas de color gris, verdoso o pardo, de textura afanítica a macroporfírica (ocoitas), en parte brechosas. Se dispone en capas que varían entre 0,5 y 30 m de espesor, entre las cuales se intercalan coladas de dacitas, junto a tobas, areniscas y brechas, que constituyen aproximadamente el 30% de este miembro. El Miembro Medio, de carácter sedimentario y de origen continental, corresponde a secuencias bien estratificadas, de aproximadamente 150 m de potencia, formada por areniscas de grano medio a grueso, lutitas y conglomerados brechosos, de colores gris-verdoso, gris oscuro y rojizo, y presentan una intercalación de andesitas porfíricas gris-pardusca. El Miembro Medio se encuentra concordante tanto con el Miembro Inferior como Superior de la Formación Tuina. En el sector de la mina La Codiciada (San Martín), al noreste del Morro del Inca, este miembro (Miembro Medio) contiene restos de flora fósil y escasos y diminutos caparzones de artrópodos.

El Miembro Superior está constituido, principalmente, por lavas andesíticas, brechas volcánicas, tobas y, en forma subordinada, por riolitas, dacitas, areniscas y conglomerados rojos (Mundaca, 1982). Las andesitas son de colores rojo, gris y gris-verdoso, de textura porfírica. Son frecuentes en ellas las estructuras fluidales. Las brechas volcánicas de color gris a gris oscuro y rojo-grisáceo, están constituidas por fragmentos de andesitas y tobas; la matriz, tobácea, es de grano grueso, con fragmentos líticos, cristalinos y, subordinadamente, vítreos. Las brechas gradan, en ocasiones, a aglomerados volcánicos. Las tobas, moderadamente soldadas, son de color rojizo, de textura clástica, compuestas por fragmentos de cristales y líticos. Las riolitas, de color gris a gris claro, poseen textura porfíricas, con fenocristales de feldespatos potásico y cuarzo. En parte, son fluidales y/o brechosas. Las areniscas del Miembro Superior son de color rojo y pardo oscuro, de grano fino a grueso, en general, bien seleccionadas. Los conglomerados son de color pardo-rojizo, con clastos de hasta 35 cm, subredondeados, formados por andesitas, riolitas y, en menor proporción, por andesitas ocoitas. La matriz es arenosa de grano grueso.

La Formación Tuina fue asignada, en un comienzo, al Cretácico por Raczyński (1963). En trabajos posteriores, artrópodos conchostrácodos, de la familia *Cyzidae*, además de flora fósil, que correspondería a una hoja de Equicetácea (Pérez, 1982) encontrados en el Miembro Medio de la Formación Tuina permitieron inferir una edad máxima pérmica. Trabajos recientes de mapeo regional como Henríquez et al. (en prep.), han permitido obtener una edad U-Pb en circones de  $234,6 \pm 2,5$  Ma (Figura 4a) en una muestra de tobas del Miembro Superior de la Formación Tuina. Adicionalmente, la edad mínima de los miembros Inferior y Medio, de esta formación, se encuentra controlada por la edad pérmica (254,6 Ma) de los intrusivos que la cortan (Intrusivos de Tuina, ver más abajo). Estos antecedentes permiten asignarle a la unidad una edad Pérmico Superior-Triásico Superior.

La presencia importante de lavas andesíticas, brechas volcánicas, dacitas, tobas y sedimentitas rojas en los miembros Inferior y Superior de la Formación Tuina, permite señalar que estas unidades se habrían depositado en un ambiente continental con desarrollo importante de volcanismo de carácter andesítico y subordinadamente dacítico, habiendo ocurrido además depositación sedimentaria con componentes clásticos principalmente

volcánicos. Los restos vegetales encontrados en el Miembro Medio de la Formación Tuina y la presencia de conchostracodos del tipo esthéridos (Pérez, 1982) en estos niveles, permiten señalar que la depositación de esta unidad habría sido continental, probablemente lacustre o lagunar, bajo un clima templado a tropical (Mundaca, 1982).

### Intrusivos de Tuina (Pérmico Superior)

Descritos originalmente por Marinovic y Lahsen (1984) con el nombre de Pórfidos de Tuina. Corresponden a rocas porfíricas de composición andesítica, dacítica y riolítica. Constituyen filones de hasta 300 m de ancho y 4 km de longitud expuesta, que se orientan NS a NNW. Intruyen a la Formación Tuina al oeste del Cerro Barros, y no intruyen a la Formación Purilactis (Figuras 4a y 4b). Macroscópicamente corresponde a pórfidos riolíticos de color pardo rosado, rosado verdoso y rosado claro, con cristales de plagioclasa, cuarzo y minerales ferromagnesianos. Al microscopio, presentan textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, biotita alterada a clorita y muscovita, y cuarzo. La masa fundamental está constituida por un agregado criptocristalino de cuarzo y feldespato. Marinovic y Lahsen (1984) le asignan una edad mínima triásica inferior, por correlacionarlo con el Pórfido Aiquina. Sin embargo, nuevas dataciones realizadas por Henriquez et al. (en prep.), al este del Morro del Inca, le otorgan una edad de  $254,6 \pm 1,2$  Ma (Pérmico Tardío).

### Cretácico Superior

En la zona de estudio las unidades de esta edad afloran principalmente en forma de un amplio sinclinal denominado Sinclinal de Barros Arana, y han sido agrupadas en el Grupo Purilactis (Charrier y Reutter, 1990) (Figura 4a y 4b). Este registro estratigráfico sedimentario ha sido descrito por diversos autores (Brüggen, 1942; Dingman, 1963; Ramírez y Gardeweg, 1982; Hartley et al., 1992b; Charrier y Reutter, 1994; Mpodozis et al., 1999). La definición que se utiliza en esta memoria es la propuesta por Mpodozis et al. (2005), la cual incluye una completa revisión de la estratigrafía del borde occidental del Salar de Atacama, así como edades absolutas K-Ar. Esta propuesta estratigráfica es utilizada a su vez por autores como Arriagada et al. (2006b) y Jordan et al. (2007). De acuerdo a Mpodozis et al. (2005), el Grupo Purilactis, se conforma, de base a techo, por las formaciones Tonel y

Purilactis (esta última, dividida en cinco miembros que representan diferentes ambientes asociados a distintas facies sedimentarias (Hartley et al., 1992b)) y Formación Barros Arana.

### Formación Tonel (Cretácico Superior)

Esta unidad fue descrita inicialmente por Brügger (1942), quien la denominó "Formación Salinas de Purilactis". Posteriormente, fue renombrada por Dingman (1963) como Formación Tonel. Se dispone en discordancia sobre la Formación Tuina (Marinovic y Lahsen, 1984). Esta sucesión comprende areniscas rojas finas y evaporitas dispuestas en discordancia angular sobre rocas volcánicas y sedimentarias del Triásico Superior al noreste de Cerro Quimal, fuera del área de estudio. Sus afloramientos se extienden por más de 60 km a lo largo del Escarpe El Bordo.

La parte basal de esta formación incluye 60 m de brechas de grano medio y conglomerados con clastos andesíticos, riolíticos y sedimentarios. La parte media, por el contrario, está formada de 400 a 1000 m de areniscas finas laminadas de color pardo-rojizo, algunas de ellas con estratificación planar cruzada y nódulos de yeso. En algunos lugares las areniscas están intercaladas con capas de yeso de espesor centimétrico. La parte superior la conforman depósitos de anhidrita complejamente deformados. En su parte superior, un despegue marca la transición a la Formación Purilactis.

Esta formación, sin contenido fósil, habría sido asignada en primera instancia al Jurásico (Brügger, 1942; Dingman, 1963; Macellari et al., 1991) y posteriormente al Cretácico Superior (Hartley et al., 1992b; Charrier y Reutter; 1994). Antecedentes radioisotópicos obtenidos de cuerpos ígneos que intruyen a esta unidad apuntan a una edad mínima que va entre los 56-68 Ma o Cretácico Superior (Arriagada, 1999). Además, datos paleomagnéticos sugieren que la depositación de la Formación Tonel ocurrió durante el *superchron* de polaridad normal del Cretácico (119-84 Ma; Arriagada et al., 2000). Lo anterior indica que, probablemente, esta unidad no puede ser más joven que el Cretácico Superior.

La depositación de la Formación Tonel habría ocurrido en un ambiente continental, probablemente bajo condiciones ambientales áridas, con un régimen de depositación de baja energía y facies alternadas de aguas salinas someras. El carácter salino de esta secuencia apoya la idea de una cuenca con poco drenaje y sometida a altas tasas de evaporación. Las tonalidades rojizas de muchos de sus niveles hacen suponer un entorno oxidante durante su depositación.

### Formación Purilactis (Cretácico Superior)

Secuencia sedimentaria continental que fue definida originalmente por Brügger (1934, 1950) como Formación Porfirítica de Purilactis y que a continuación Dingman (1963) redefinió como Formación Purilactis. Está compuesta por gran parte de las secuencias de areniscas y conglomerados que afloran en el Sinclinal de Barros Arana (Cerros de Purilactis). Se dispone en contacto por falla con la subyacente Formación Tonel al sur de los Cerros de Purilactis. Está cubierta concordantemente por la Formación Barros Arana y, en discordancia angular por la Formación Tambores.

Esta formación se divide en cinco miembros (Hartley et al., 1992b) de extensión regional. De base a techo son:

- Miembro Limón verde: 400 metros de areniscas pardo rojizas, finas a gruesas, en bancos de 5 a 30 cm de espesor, con estratificación cruzada, conglomerados e intercalaciones de limolitas finas rojas depositadas como planicies de inundación en un ambiente de abanico aluvial (Hartley et al., 1992b). Trabajos recientes en la zona como la Carta 1:100.000 San Pedro de Atacama (Henríquez et al., en prep.), dividen este miembro, de acuerdo a criterios litológicos, en dos miembros independientes: uno basal denominado Miembro Los Cóndores y Miembro Limón Verde (Figuras 4a y 4b).
- Miembro Licán: 700 metros de areniscas finas a medias con intercalaciones de conglomerados con clastos volcánicos de hasta 15 cm y arcillolitas rojas con marcas de fondo, grietas de secamiento e intercalaciones de evaporitas. De acuerdo a Henríquez et al. (en prep.) este miembro es dividido en 3, los cuales, de base a techo, son:



Miembro Lampallar, Miembro Licán y Miembro Pajarito (Figuras 4a y 4b).

- Miembro Vizcachita: 300 metros de areniscas eólicas de color verde claro a gris claro, con intercalaciones de limolitas pardo de espesores inferiores a 30 cm. Hacia el techo, presenta un nivel de lavas andesíticas de 40 m de espesor. Según Hartley et al. (1992b) este miembro representaría a una asociación de areniscas eólicas y lacustres, con importante componente volcanoclástica. El cese de sedimentación fluvial y el desarrollo de sedimentación eólica/sabka indica erosión progresiva del área fuente o un cambio climático gradual a condiciones más áridas.
- Miembro Seilao: Aproximadamente 1000 m de paraconglomerados con clastos volcánicos de 5 a 30 cm de diámetro, dispuestos en una matriz de arenisca gruesa. Hacia la base se reconocen intercalaciones de areniscas finas de espesores menores a 1 metro y limolitas de espesores menores a 50 cm. Presenta un contacto gradacional con el Miembro Vizcachita, reconociéndose en sus niveles basales, intercalaciones de areniscas de origen eólico. Sus facies de conglomerados marcan el regreso a la sedimentación aluvial (facies de abanicos aluviales progradacionales de Hartley et al. (1992b)).
- Miembro Río Grande: 250 metros de areniscas arcósicas grises y verdes de grano medio con estratificación paralela y cruzada en algunos sectores. Presenta intercalaciones de limolitas negras de espesores entre 3-25 cm en las que se reconocen marcas de fondo. En algunos sectores, se reconocen paraconglomerados con clastos volcánicos andesíticos-riolíticos. Hartley et al. (1992b) interpreta este miembro como representativo de un ambiente lacustre somero sujeto a frecuentes eventos de depósitos aluviales y flujos de areniscas laminadas distales.

#### Formación Barros Arana (Maastrichtiano-Paleógeno)

Unidad sedimentaria definida por Mpodozis et al. (2005). Aflora en el núcleo del Sinclinal de Barros Arana y cubre, en concordancia, al Miembro Río Grande de la Formación Purilactis y está cubierta en discordancia angular por la Formación Tambores. Está constituida por una secuencia de 550 m de

paraconglomerados de grano grueso y color pardo-rojizo, con algunas intercalaciones de areniscas gruesas de color gris (Figuras 4a y 4b). Los clastos son principalmente andesitas y en menor proporción, riolitas y calizas (Hartley et al., 1992b). Su edad mínima está señalada por la Formación Tambores de edad Oligoceno. No hay antecedentes directos que permitan acotar mejor su edad. Adicionalmente, cuando se comparan los clastos de esta Formación con los de la Formación Purilactis, que la subyace, se evidencia un aumento notable de volumen de clastos derivados de granitoides, que pueden indicar un aporte sedimentario de alta energía sobre los sedimentos de la cuenca de Purilactis, probablemente asociado a alzamiento y erosión de la Cordillera de Domeyko durante el Cretácico Tardío (Mpodosis et al., 2005). De acuerdo a Hartley et al. (1992b) esta formación representa una asociación de facies de abanicos aluviales proximales.

### Paleógeno-Mioceno Inferior

#### Formación Tambores (Oligoceno-Mioceno inferior)

Unidad sedimentaria definida por Dingman (1963), es equivalente a los "Conglomerados de Tambores" descritos por Brügger (1934) (Figuras 4a y 4b). Esta formación se dispone en discordancia angular sobre las formaciones Tuina, Purilactis y Barros Arana y bajo la Ignimbrita Sifón. Además, engrana con la Formación San Pedro (Oligoceno-Mioceno Inferior) en la quebrada de Tambores (Brügger, 1942). Se compone de gravas y conglomerados de color gris claro a oscuro, mal consolidados, con intercalaciones de areniscas finas a gruesas.

La edad mínima de esta formación puede ser acotada por la Ignimbrita Sifón que la sobreyace, para la cual se tienen edades entre los 7,2 y los 9 Ma. (Dingman, 1963; Baker, 1977; De Silva, 1989; Naranjo et al., 1994). Para constreñir su edad se utilizó la relación de engrane con la Formación San Pedro. De esta forma la Formación Tambores se habría acumulado en el intervalo entre el Oligoceno y el Mioceno inferior. Marinovic y Lahsen (1984) señalaron que esta unidad se depositó en un ambiente continental, aluvial y de piedemonte, con esporádicas corrientes fluviales. Tanto los

conglomerados como las areniscas presentan estratificación cruzada e imbricación de los clastos que indican paleocorrientes desde el oeste.

### Mioceno Superior

Las ignimbritas de esta zona, y sus alrededores, son de composición principalmente andesíticas y dacíticas, de colores gris, rosado y pardo claro. Estas rocas se disponen formando extensas mesetas inclinadas, generalmente 3-5° hacia el oeste, extendiéndose bajo los depósitos aluviales o engranando con los sedimentos de la parte norte de la cuenca del Salar de Atacama. Las ignimbritas rellenan, también, algunas quebradas que han controlado su distribución. Algunas ignimbritas presentan patrones de diaclasamiento superficial que les son característicos, y aparecen cortadas por quebradas profundas, subparalelas o radiales, controladas por fallas y/o fracturas, originadas por procesos tectónicos y/o por tensiones, durante el enfriamiento de los flujos (Guest, 1969).

#### Ignimbrita Sifón (Mioceno Superior)

Flujos ignimbríticos definidos por Guest (1969) como tobas de composición dacítica, de colores gris pardo y pardo claro, bien soldadas y cristalizadas (Figuras 4a y 4b). En su base presentan a menudo zonas vítreas extremadamente duras y con fractura concoidal. También en la base, se puede encontrar una toba poca o nada soldada de color gris claro. Estos flujos se extienden desde los Cerros de Tuina hasta la Quebrada Abra Pampa. En el sector de la Cordillera de Domeyko se encuentra discordante sobre las formaciones Tambores y Tuina. En el sector del Sinclinal de Barros Arana cubre discordantemente a la Formación Purilactis. En el lado este de la zona de estudio, aflora a lo largo de las quebradas Río Salado, Río Grande y Río Abra Pampa, en un contacto discordante sobre la Formación San Pedro, y subyace a la Ignimbrita Pelón y a los depósitos Cuaternarios. En la parte superior de la Ignimbrita Sifón son comunes las diaclasas, generalmente hexagonales, producto del enfriamiento del flujo (Guest, 1969; Lahsen, 1969). Diversos autores (Dingman, 1963; Baker, 1977; De Silva, 1989; Naranjo et al., 1994) obtuvieron edades radiométricas que van entre los 7,2 y los 9 Ma, estos datos más las relaciones estratigráficas permiten ubicarla en la parte media del Mioceno Superior.

### Ignimbrita Pelón (Mioceno Superior)

Fue descrita inicialmente como "Ignimbrita Vilama" por Guest (1969), y posteriormente es Ramírez (1979) quien la define como Ignimbrita Pelón (Figuras 4a y 4b). Corresponde a un flujo ignimbrítico que aflora principalmente en el Llano Pelón, y en menor proporción en la quebrada del Río Salado y los alrededores de los Cerros de Purilactis. Se dispone discordante sobre las ignimbritas Sifón y Yerba Buena e infrayace en discordancia por erosión a las ignimbritas Puripicar y Chaxas. Ramírez (1979) describió de base a techo:

-Toba, gris clara (11 metros) débilmente soldada, con estratificación cruzada en la base. Esto puede interpretarse como oleada piroclástica.

-Toba similar a la anterior (13 metros), pero fuertemente soldada, con cristales de biotita euhedral, de hasta 4 mm, bien orientados; cuarzo de hasta 3 mm y algunos fragmentos líticos menores a 2 cm de largo.

Diversos autores han obtenido edades radiométricas en estas tobas (Marinovic y Lahsen, 1984; De Silva, 1989; Mpodozis et al., 2000) que van entre los 5,4 y los 7,1 Ma.

## 2.2 Geología Estructural

Los rasgos estructurales de primer orden en la zona corresponden a: La Cordillera de Domeyko que constituye un bloque elevado, limitado lateralmente por fallas inversas, de orientación general NNE, que en esta zona está representado por los Cerros de Tuina y el Sinclinal de Barros Arana (Figuras 4a, 4b, 5a y 5b).

### Dominio Cerros de Tuina

Pocos trabajos (Racksynsky, 1963; Marinovic y Lahsen, 1984; Mundaca, 2002) han intentado mostrar la estructura de los Cerros de Tuina. Los trabajos de mapeo recientes (Henríquez et al., en prep.) reconocen una serie de estructuras como fallas normales, inversas y de rumbo así como anticlinales.

Hacia el este de los Cerros de Tuina, la Formación Tuina presenta un basculamiento general hacia el este (Figura 5b). Internamente en el Dominio de los Cerros de Tuina, en los alrededores de Morro del Inca (Figuras 5a y 5b), se observan una serie de fallas inversas de orientación NS a NE. Las fallas son generalmente de alto ángulo con trazas curvas que se juntan delimitando "bloques" de distintas dimensiones. Las estructuras descritas podrían haber acomodado una deformación compresiva y de rumbo.

En Morro del Inca e inmediatamente al este de esta localidad, se observan 2 franjas orientadas NS delimitadas por fallas inversas de vergencia opuesta (zonas triangulares) donde aflora la Formación Tonel (Figuras 5a y 5b). La franja occidental está controlada por la Falla Teztina al oeste, una falla inversa de alto ángulo y vergencia este; y al este por la Falla Tuina, una falla inversa de bajo ángulo y vergencia oeste, la cual disloca a la Falla Teztina al sur. La franja oriental, por su parte, está controlada por la Falla Morro del Inca al oeste, una falla inversa de bajo ángulo y vergencia este; y por la Falla San José al este, una falla de alto ángulo que corta la Falla Morro del Inca en su extremo norte y sur (Figuras 5a y 5b). En el extremo oeste de los Cerros de Tuina, la estructura principal corresponde a la Falla Río Seco, una falla de orientación NS y alto ángulo (Figura 5a).

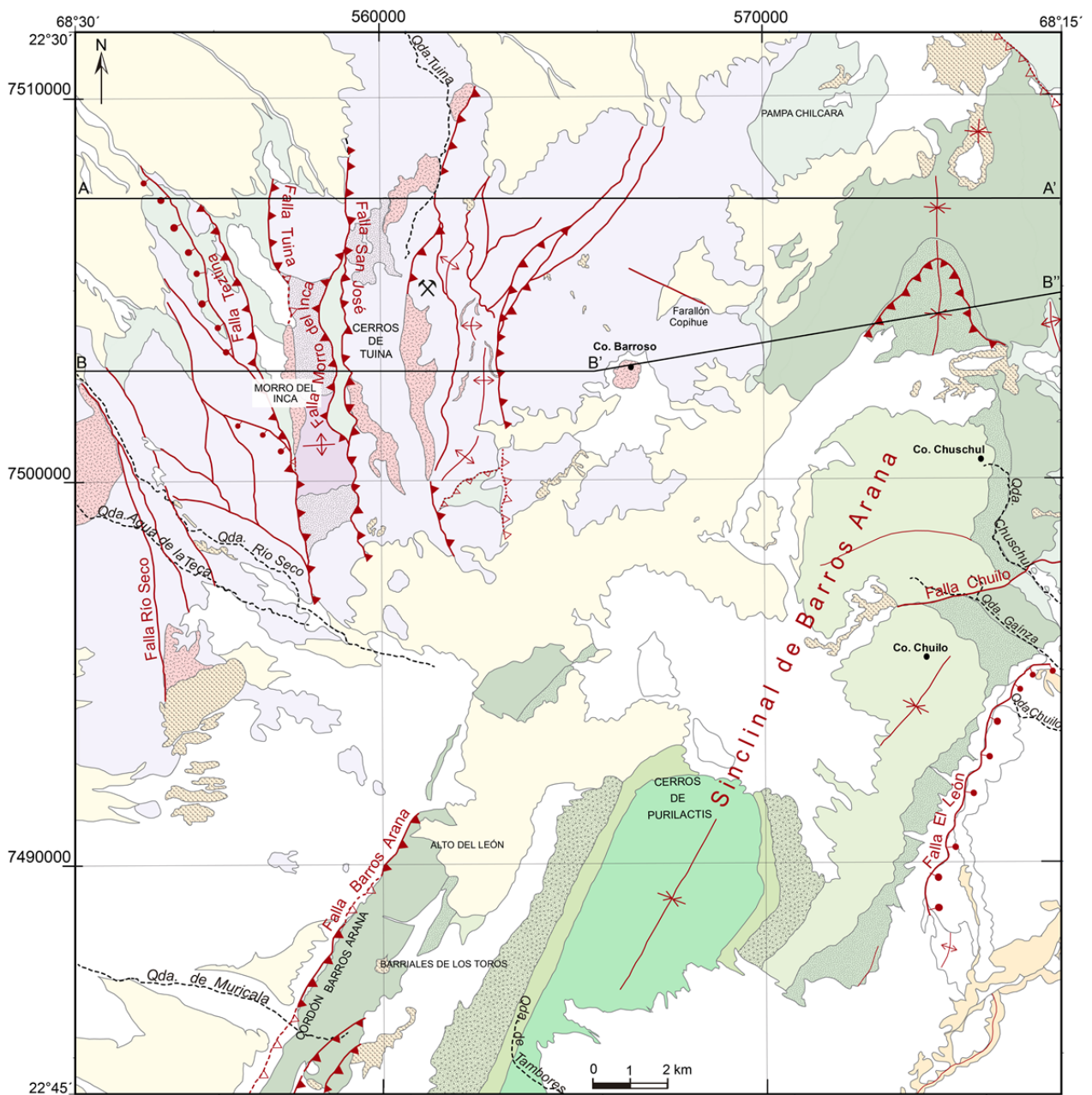
Entre la Falla Río Seco y la Falla Teztina, se observan una serie de fallas y lineamientos de segundo y tercer orden con orientación NS a WNW que afectan principalmente a la Formación Tuina (Figura 5a).

También en la zona del Morro del Inca se reconoce una estructura de primer orden que corresponde a un amplio anticlinal con orientación EW en Morro del Inca, alzado por fallas inversas (Figura 5a). Al este de la Falla San José, se observa un anticlinal dislocado por fallas de rumbo NNW a WNW.

### Dominio Sinclinal de Barros Arana

Con respecto al Sinclinal de Barros Arana (Figura 4a, 5a y 5b), éste es la estructura regional más importante dentro de la zona de estudio. Se extiende por más de 50 km en el rumbo y su amplitud alcanza los 17 km. Debido a la buena calidad de sus afloramientos y su extensión areal, captó el interés de numerosos científicos que han aportado al entendimiento de su estructura superficial (Brüggen, 1942; Dingman, 1963; Hartley et al., 1992b; Charrier y Reutter, 1994; Arriagada, 1999; Arriagada et al., 2000, 2006b). El origen de este sinclinal está asociado al alzamiento del borde oriental de la Cordillera de Domeyko y su empuje hacia el este. La evidencia de sedimentación sinorogénica que presenta este Sinclinal, permite ubicarlo en un contexto compresivo desde el Cretácico Superior (Arriagada et al., 2006b). El eje de este Sinclinal no presenta una traza continua, debido a una falla de rumbo dextral (Falla Chuilo) que marca un quiebre importante en su estructura (Henriquez et al., en prep.).

En su flanco occidental se observan una serie de fallas inversas de alto ángulo y vergencia oeste que afectan los miembros basales de la Formación Purilactis y la parte superior de la Formación Tonel (Figura 5a). La falla más occidental corresponde a la Falla Barros Arana que se extiende por aproximadamente 22 km (Marinovic y Lahsen, 1984). Al este de la Falla Barros Arana se observan 2 fallas inversas que repiten tectónicamente el Miembro Limón Verde de la Formación Purilactis (Henriquez et al., en prep.).



SIMBOLOGÍA

- |         |                                 |       |                                  |        |                                    |
|---------|---------------------------------|-------|----------------------------------|--------|------------------------------------|
| — — —   | Contacto observado/inferido     | —▲—▲— | Falla inversa observada/inferida | ⊗      | Mina La Codiciada (San Martín)     |
| —       | Fallas observada                | —↑—   | Anticlinal                       | —*—    | Quebrada seca o curso intermitente |
| - ··· - | Falla inferida/cubierta         | —*—   | Sinclinal                        | A — A' | Traza de perfil                    |
| —▲—     | Falla normal observada/inferida |       |                                  |        |                                    |

Figura 5a: Mapa simplificado 1:50.000 de Cuadrángulo Barros Arana, modificado de Henríquez et al. (en prep.), que muestra las estructuras destacadas en color rojo y la traza de dos perfiles esquemáticos, en color negro, que se muestran en Figura 5b.

### Perfiles Esquemáticos

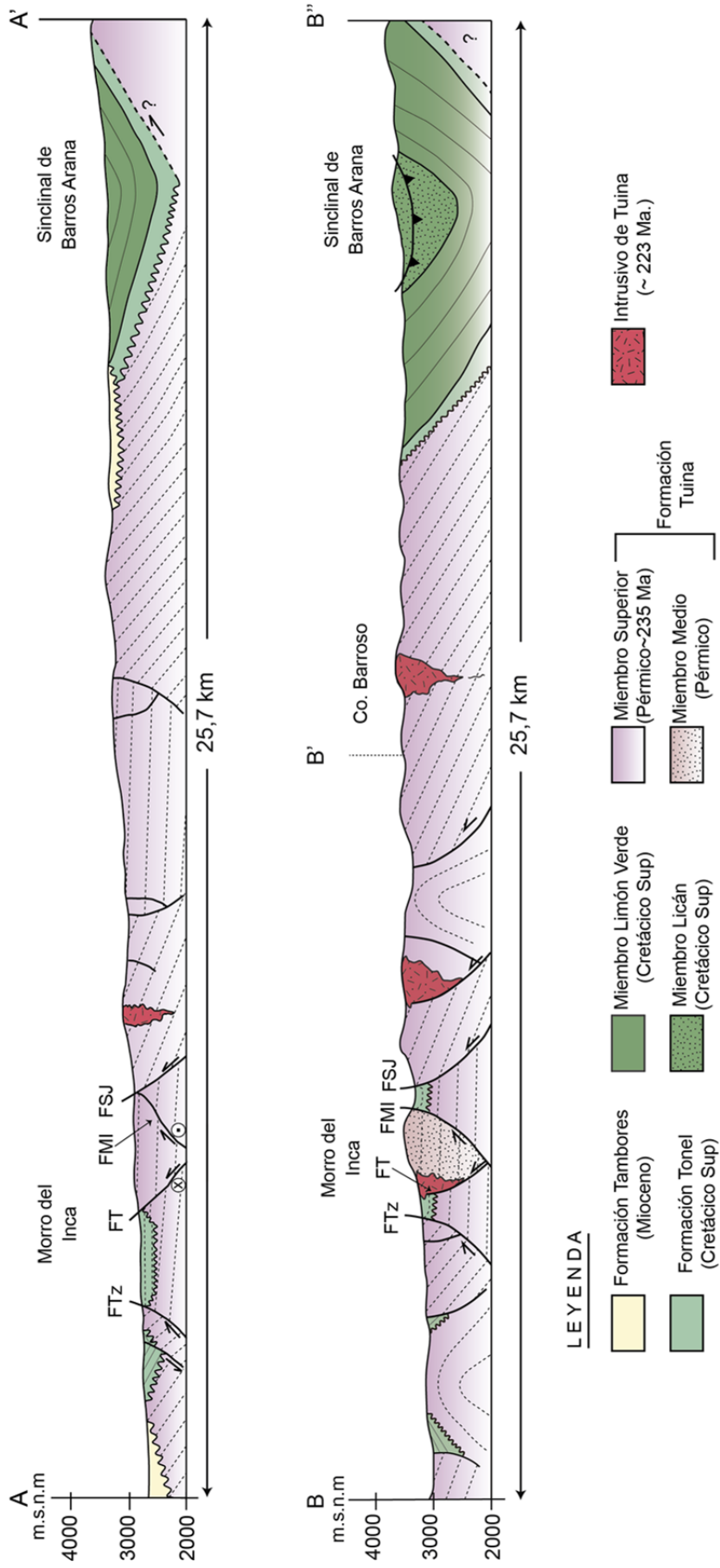


Figura 5b: Perfiles esquemáticos. FTz, Falla Teztina. FT, Falla Tuina. FMI, Falla Morro del Inca. FSJ, Falla San José. En líneas punteadas, posible estratificación.



### **3. Paleomagnetismo.**

#### **3.1 Muestreo Paleomagnético.**

Un total de veinte sitios fueron perforados en secuencias sedimentarias y volcánicas en los Cerros de Tuina y en ambos limbos del Sinclinal de Barros Arana (Tabla 1, Figuras 2, 4a y 6). En total se obtuvieron 181 mini testigos orientados in situ. Lamentablemente, solo 16 sitios entregaron buenos resultados (Tabla 2). Los lugares a perforar fueron previamente escogidos, para tener la certeza de que el sitio correspondiera a un afloramiento in situ y no a un rodado.

Seis sitios fueron perforados en la Formación Tuina (Figura 6). Cuatro de ellos fueron obtenidos en los Cerros de Tuina. De éstos, tres (12KA06, 12KA07, 12KA08) pertenecen a afloramientos del Miembro Superior de la Formación Tuina y corresponden a rocas volcánicas que se encuentran al NW de la quebrada Tuina y al norte de Morro del Inca. El único sitio de origen sedimentario (12KA05) de esta formación, está ubicado inmediatamente al este de quebrada Río Seco (Figura 6). Los últimos dos sitios (13KA06, 13KA10), se encuentran en los afloramientos volcánicos ubicados al este de los Cerros de Tuina y al sur de la Pampa Chilcara, cercano al limbo occidental del Sinclinal de Barros Arana.

Por otro lado, los 14 sitios restantes corresponden a las secuencias sedimentarias de la Formación Tonel y Purilactis (Tabla 1). Los sitios 12KA fueron obtenidos en quebradas de la zona más oeste de los Cerros de Tuina, en secuencias que estaban directamente sobre la Formación Tuina, y los sitios 13KA fueron obtenidos en diversos lugares del flanco occidental del Sinclinal de Barros Arana (Figura 6). Cabe mencionar que los sitios 13KA03 y 13KA04 son los únicos en el flanco oriental de dicho sinclinal (Figura 6).

Desafortunadamente, y debido a su complejo y errático comportamiento magnético observado durante la demagnetización, los sitios 13KA05, 13KA06, 13KA07 y 13KA10 no pudieron ser incluidos en los resultados finales.

Los sitios obtenidos en los afloramientos sedimentarios se perforaron en distintos horizontes estratigráficos a lo largo de una sección continua. En estos casos, el promedio de los datos paleomagnéticos del sitio deben promediar la variación secular y proporcionar una buena estimación de la rotación tectónica del sitio. En cambio, las perforaciones hechas en los sitios volcánicos corresponden a un flujo. En otras palabras, un sitio corresponde a un único flujo. Por lo tanto, la variación secular podría no estar promediada. Sin embargo, cinco flujos fueron muestreados. Medidas de rumbo y manteo también fueron obtenidas en todos los sitios para aplicar la corrección de manteo y determinar si la magnetización es pre o post basculamiento (Tabla 1).

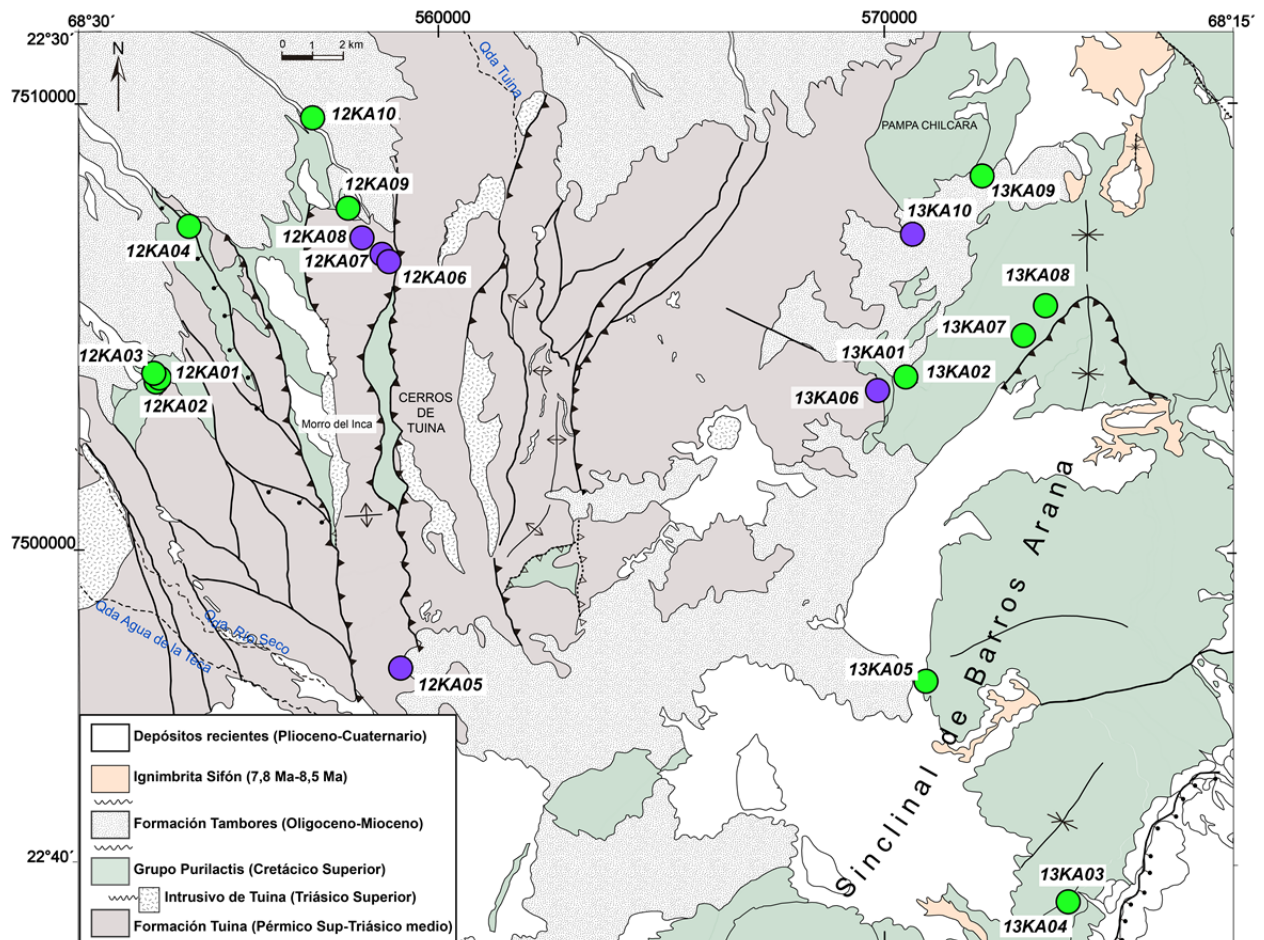


Figura 6: Mapa simplificado que muestra los sitios paleomagnéticos obtenidos. Círculos lilas, sitios paleomagnéticos obtenidos en Formación Tuina. Círculos verdes, sitios paleomagnéticos obtenidos en Grupo Purilactis.

Código	Litología	Unidad	Edad (MA)	Latitud	Longitud	NRM (A m <sup>-1</sup> )	K (SI)	Rumbo	Manteo
12KA01	Areniscas rojas	Tonel	100	22°34.225'	68°29.124'	0.0133	0.000160	240	57
12KA02	Areniscas rojas	Tonel	100	22°34.239'	68°29.154'	0.0227	0.000233	248.7	58
12KA03	Arenisca fina pardo rojiza	Tonel	100	22°34.173'	68°29.192'	0.0345	0.000171	246.7	51.6
12KA04	Arenisca gris a pardo	Tonel	100	22°32.407'	68°28.667'	0.0717	0.000282	330	15
12KA05	Arenisca roja	Tuina	Permo-Tr	22°37.695'	68°25.996'	0.0171	0.000242	85.2	26.7
12KA06	Toba gris	Tuina	~235	22°32.827'	68°26.145'	0.0990	0.00105	275.3	45.4
12KA07	Toba gris	Tuina	~235	22°32.746'	68°26.220'	0.423	0.000021	280.6	47.3
12KA08	Volcánica Dacítica	Tuina	Permo-Tr	22°32.533'	68°26.465'	0.274	0.000262	287.1	39.2
12KA09	Arenisca roja	Tonel	100	22°32.177'	68°26.663'	0.0235	0.000277	294.5	46.6
12KA10	Arenisca muy fina naranja	Tonel	100	22°31.094'	68°27.124'	0.0142	0.000115	317.4	21.6
13KA01	Arenisca roja	Tonel	100	22°34.231'	68°19.450'	0.0172	0.000180	32.31	39.54
13KA02	Arenisca roja	Tonel	100	22°34.231'	68°19.450'	0.0371	0.000107	32.31	39.54
13KA03	Arenisca pardo rojiza	Vizcachita	80	22°40.555'	68°17.314'	0.0087	0.00115	199.72	29.18
13KA04	Arenisca pardo rojiza	Vizcachita	80	22°40.534'	68°17.366'	0.0082	0.00230	199.72	29.18
13KA05	Arenisca roja	Licán	80	22°37.881'	68°19.152'	0.0043	0.000264	45.6	36
13KA06	Toba gris	Tuina	Permo-Tr	22°34.381'	68°19.785'	0.0199	0.000179	35.5	25.9
13KA07	Arenisca roja	Licán	80	22°33.674'	68°17.840'	0.0079	0.000147	36.4	21.8
13KA08	Arenisca roja	Licán	80	22°33.354'	68°17.596'	0.0104	0.000193	47.1	29
13KA09	Arenisca roja	Tonel	100	22°31.801'	68°18.433'	0.0191	0.000181	21.2	47.6
13KA10	Toba morada	Tuina	Permo-Tr	22°32.502'	68°19.319'	0.0414	0.000140	22.75	25.625

Tabla 1: Propiedades magnéticas naturales, magnetización natural remanente (NRM) y susceptibilidad (K), rumbo y manteo, edad y unidades asociadas de sitios muestreados.

### 3.2 Método Paleomagnético

El muestreo se realizó con una máquina perforadora manual de testigos paleomagnéticos cilíndricos, de 2,5 cm de diámetro. Una vez realizadas las perforaciones, las muestras se orientaron in situ mediante instrumentos de medición de buzamiento y rumbo magnético y solar (cuando fue posible, ya que esta última está ligada a una hora y posición determinada). Para ello se utilizó una brújula magnética y un dispositivo solar. Para cada sitio se obtuvieron testigos que alcanzaban, en promedio, para 3 muestras de medición (cada una de 2,2 cm de largo).

Para caracterizar las propiedades magnéticas de las muestras recolectadas se utilizaron los equipos del Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. En primer lugar, se obtuvo la señal magnética (intensidad de Magnetismo Remanente Natural (NRM)), Susceptibilidad Magnética (K) y Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (AMS) (ver Anexo II) de todas las muestras, previo a cualquier análisis de tipo destructivo o que afectase los parámetros magnéticos originales. Esto a través de magnetómetros rotativos Molspin y Agico JR5A, de susceptibilímetro Bartington y KLY3S kappabridge de AGICO.

En un intento de dilucidar la historia magnética de las muestras desde su formación mediante la dirección remanente característica de cada sitio, fue necesario realizar una demagnetización progresiva (o "lavado magnético") de 169 muestras seleccionadas de un total de 303. Para esto se utilizaron los dos métodos clásicos: Termal (TH) y Campo Alternativo (AF). El primero se realizó a través de incrementos sucesivos de temperatura (de 12 a 15 pasos de temperaturas constantes entre los 150° y 680° C), en un horno modelo TD-48, ASC Scientific. En el segundo método (AF), se aplicaron 5 a 11 pasos de impulsos de campo magnético en 34 muestras. Después de cada paso de demagnetización se midió la intensidad del magnetismo remanente y la susceptibilidad magnética, con los instrumentos mencionados anteriormente, con el fin de controlar cambios mineralógicos en las muestras durante su calentamiento. En total se hicieron 3464 mediciones de remanencia y susceptibilidad en el laboratorio.

Para una mejor caracterización de la mineralogía portadora de las magnetizaciones remanentes, se llevó a cabo la medición de la Magnetización Remanente Isotermal (IRM) y la variación de la susceptibilidad en diez muestras, pertenecientes a distintos sitios. IRM fue realizado con pulsos electromagnéticos.

Las direcciones remanentes características de los sitios, entre las últimas etapas de demagnetización y el origen, fueron calculadas mediante programas computacionales que utilizan el método de componentes principales desarrollado por Kirschvink (1980). El conjunto de direcciones características de un sitio, puede ser asociado con la declinación (D) e inclinación magnética (I) del campo geomagnético en el momento de adquisición de la magnetización remanente para un lugar determinado, y efectuar interpretaciones de naturaleza tectónica (rotación o basculamiento de bloques).

Evidencia de magnetización sobreimpuesta fue también encontrada en algunos sitios. En estos casos, combinaciones de direcciones (vectores) y planos (dos o más vectores) fueron utilizadas para determinar la dirección promedio característica de los sitios (McFadden y McElhinny, 1988).

### **3.3 Propiedades Magnéticas**

Como se muestra en la Tabla 1 y en la Figura 7, existe una gran dispersión en los valores promedios de susceptibilidad magnética e intensidad de magnetización natural remanente de los sitios. La intensidad de NRM es usualmente  $< 0.43$  A/m. En las rocas volcánicas el mayor valor de NRM corresponde al sitio 12KA07 (Tabla 1, Figura 7), que a su vez también corresponde al sitio con menor susceptibilidad magnética entre las muestras de origen ígneo (Formación Tuina). Los valores más altos de susceptibilidad magnética en rocas sedimentarias fueron encontrados en el Miembro Vizcachita de la Formación Purilactis (sitios 13KA03 y 13KA04 (Tabla 1; Figuras 6 y 7). Lo anterior puede ser atribuido a la presencia de hematita detrítica como lo muestran también los análisis de IRM (Figura 8). En general, los análisis de IRM (Figura 8) indican la presencia de hematita con leve presencia de magnetita para todas las muestras estudiadas.

Consistentemente la demagnetización debió llevarse hasta altas temperaturas (Figuras 9 a 14), cercanas a la Temperatura de Curie de la hematita (670-680°C). Las muestras de rocas sedimentarias de la Formación Tonel (12KA10 y 13KA02 (ver Tabla 1 y Figura 7)), son las que presentan la menor susceptibilidad magnética.

La variación de las susceptibilidades magnéticas pertenecientes a los miembros Licán y Vizcachita puede indicar distintas fuentes de sedimentación para ambas unidades.

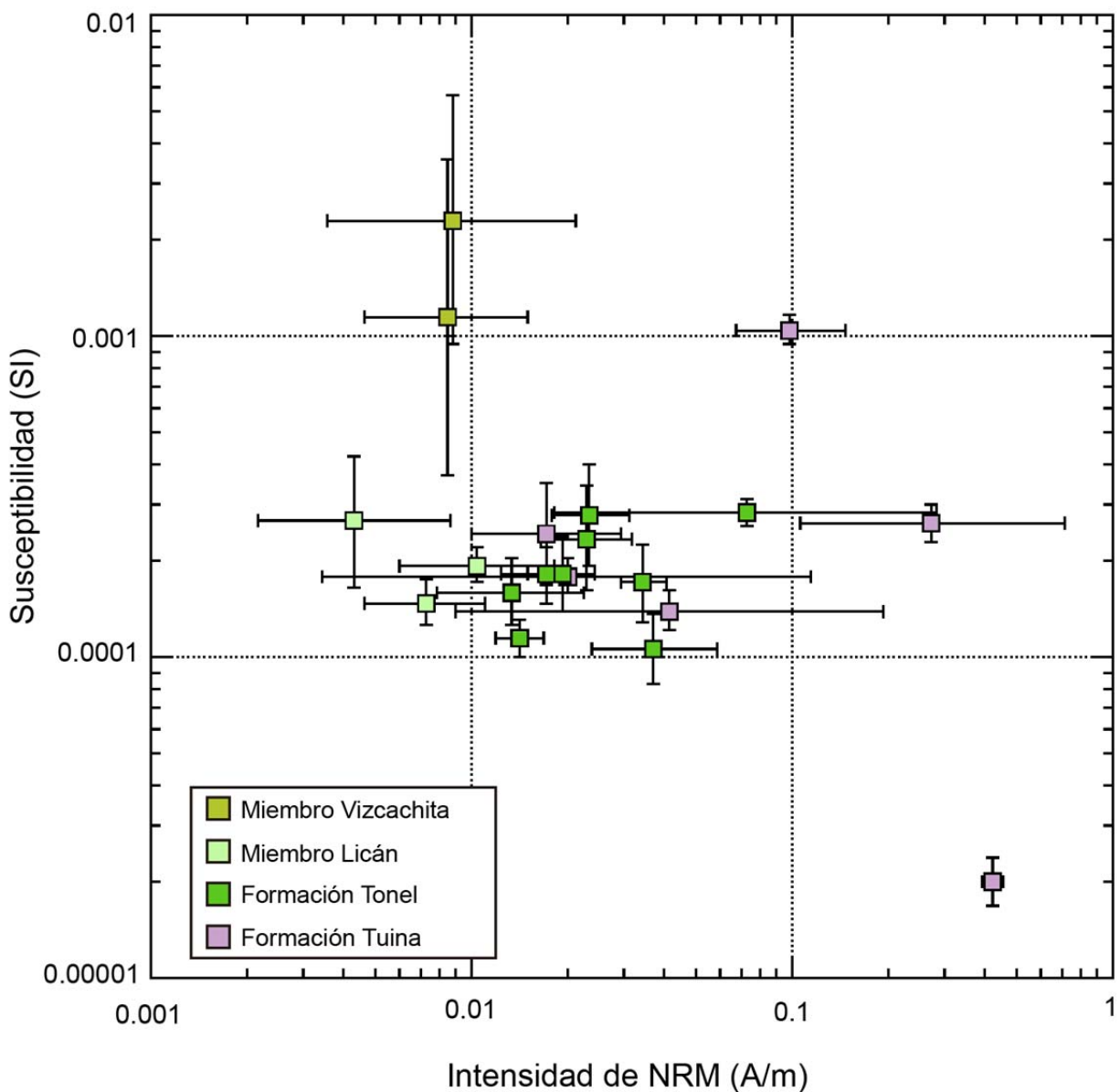


Figura 7: Propiedades magnéticas naturales de las muestras colectadas en escala logarítmica.

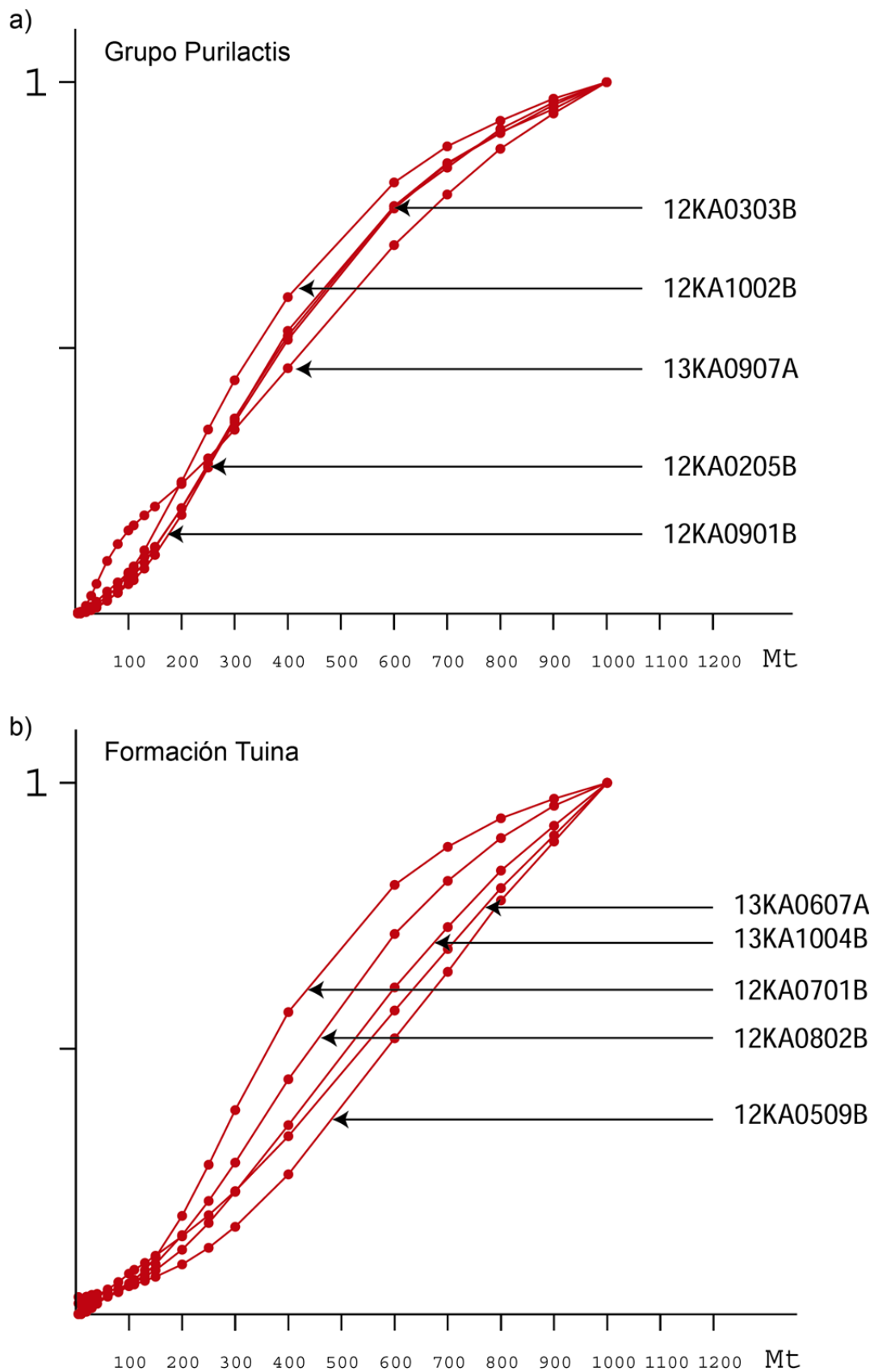


Figura 8: Diagramas de IRM (Magnetización Remanente Isotermal) para caracterizar la mineralogía magnética.

### 3.4 Direcciones Características

El análisis de las direcciones características fue en general simple dado la presencia de magnetizaciones primarias que convergen al origen (sitios 13KA01, 13KA02 y todos los sitios 12KA excepto 12KA07 y 12KA10; Figuras 9b,f; 10c,d; 11b,d,f; 12b,d,f; 13b; 14b). Sin embargo, un grupo de sitios también mostraron direcciones secundarias (sitios 12KA07, 12KA10, 13KA03, 13KA04, 13KA08 y 13KA09), por lo que en algunos casos se debió utilizar el método de McFadden y McElhinny (1988) a partir de planos para encontrar la dirección característica (Figuras 9d; 10b; 14d,e; 15b; 16b,c; 17b,c). En general las direcciones características dentro de la Formación Tuina se obtienen entre las temperaturas 410 y 680°C (Figuras 9 y 10). En las muestras de la Formación Purilactis, las direcciones características se obtienen entre los 560 y 680°C para las direcciones primarias y entre los 345 y 660°C para las direcciones secundarias (Figuras 10 a 16).

Un caso particular representa el sitio 12KA05 (Figura 10), ya que tres muestras evidencian un comportamiento distinto (polaridad inversa y traza un plano en el estereograma) al resto (polaridad normal y se concentra en el estereograma) (Figura 10). Debido a esto, se calcularon dos direcciones características mediante los dos métodos ya mencionados (McFadden y McElhinny, 1988 y Kirschvink, 1980).



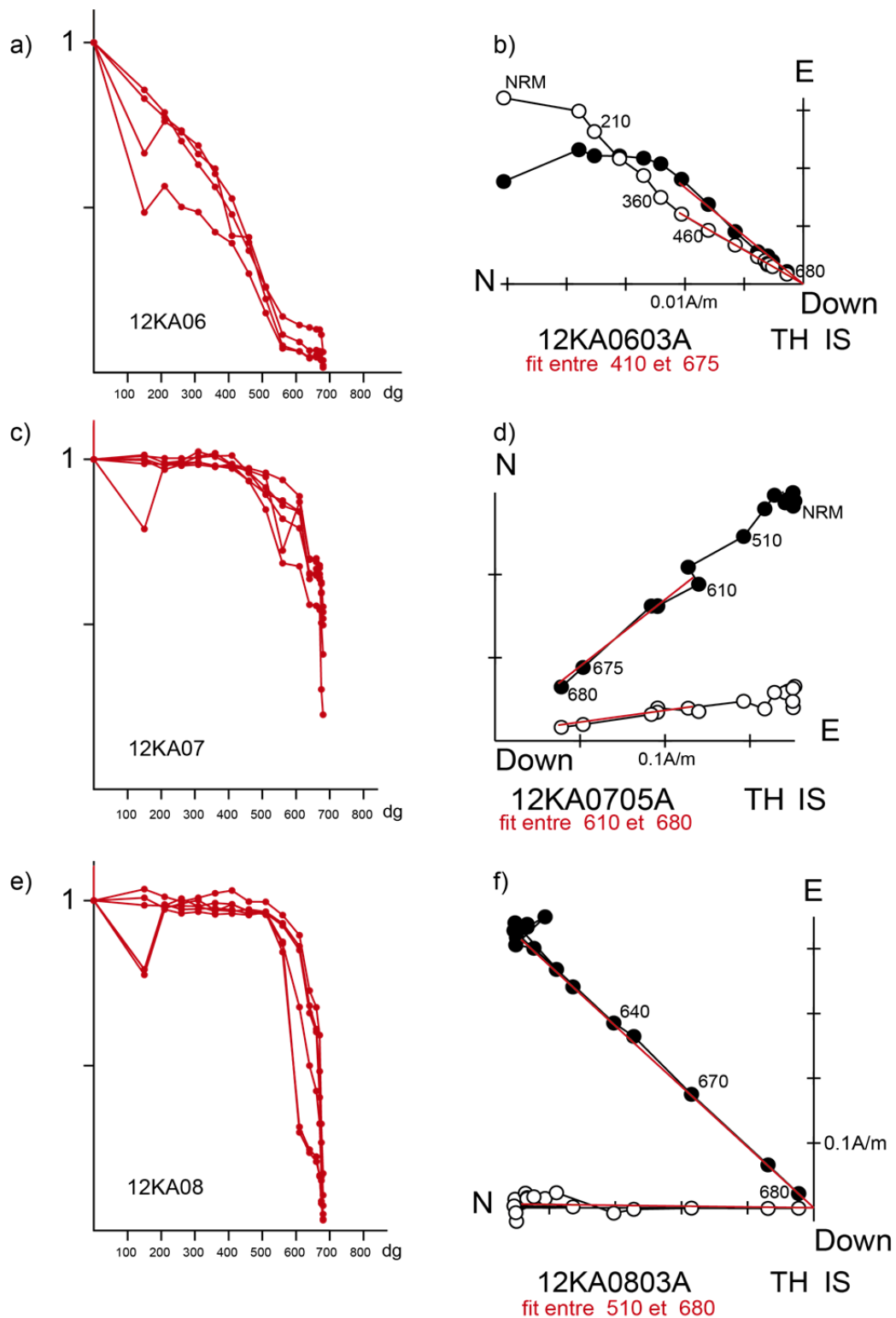


Figura 9: (a, c y e) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización y (b, d, f) direcciones características en diagrama Zijderveld de muestras de Formación Tuina (volcánicas). En Zijderveld, círculos negros indican declinación magnética, círculos blancos indican inclinación magnética proyectada en un plano. Línea roja muestra el rango de temperaturas (en rojo "fit entre") en que fue calculada la dirección característica. IS, dirección "in situ". TH, demagnetización termal.

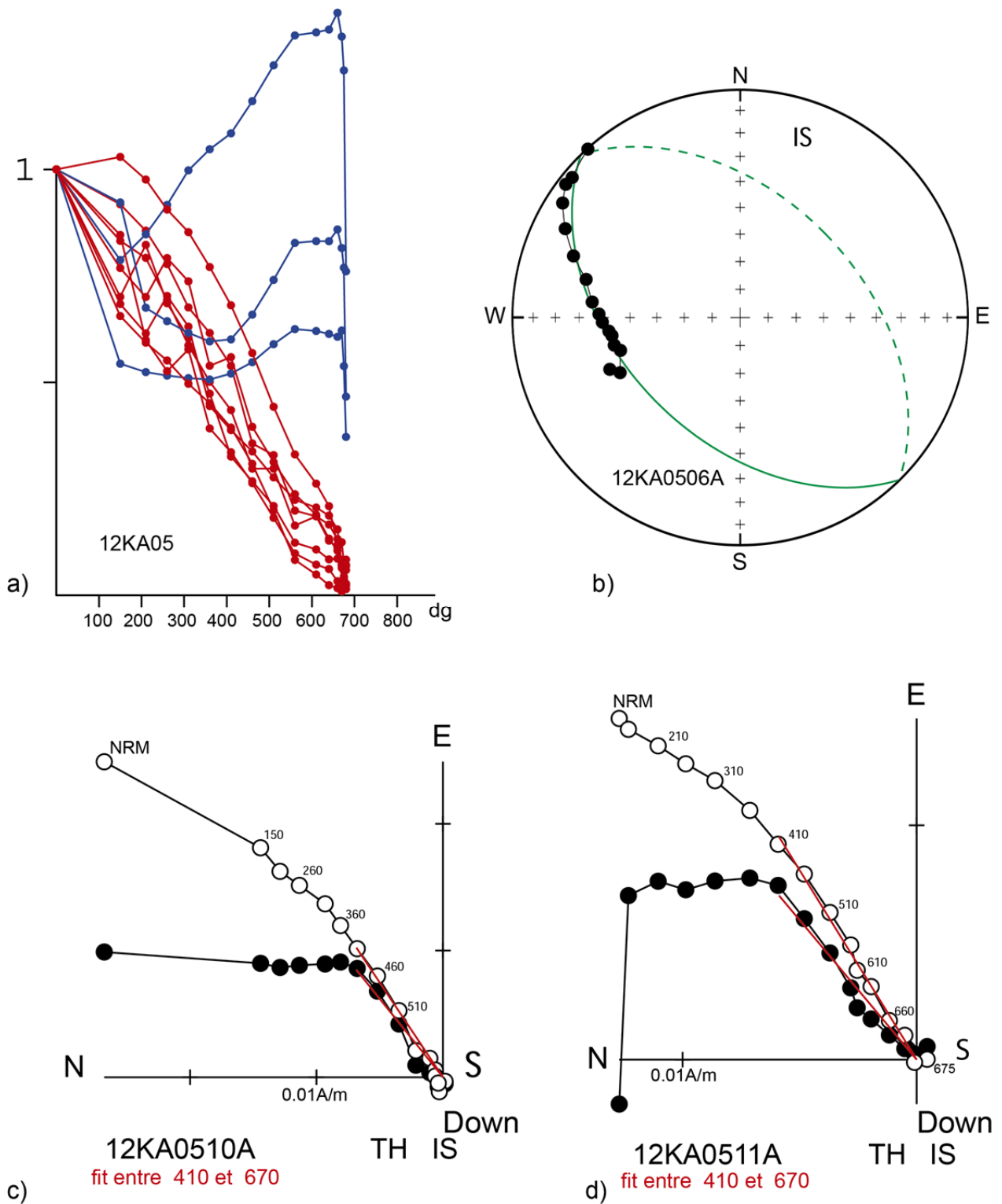


Figura 10: (a) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización. En azul, muestras con polaridad inversa y en rojo, muestras con polaridad normal; (b) direcciones características en planos (en color verde) y (c, d) Zijderveld de muestras de la Formación Tuina (sedimentos). En diagrama stereo (b), círculos negros indican polaridad inversa, círculos blancos, polaridad normal. IS, dirección "in situ". TH, demagnetización termal.

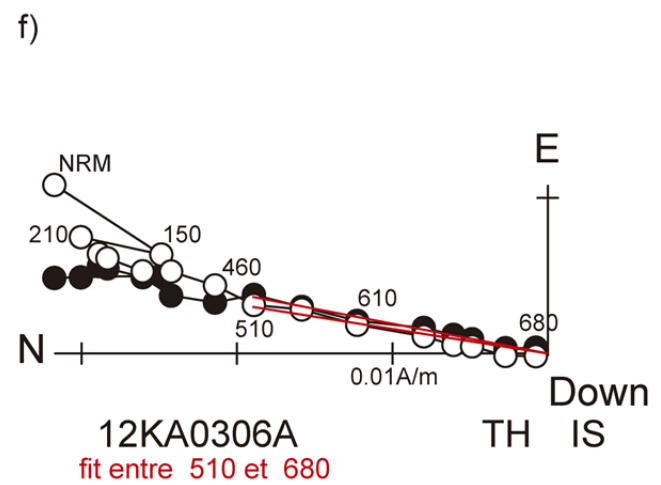
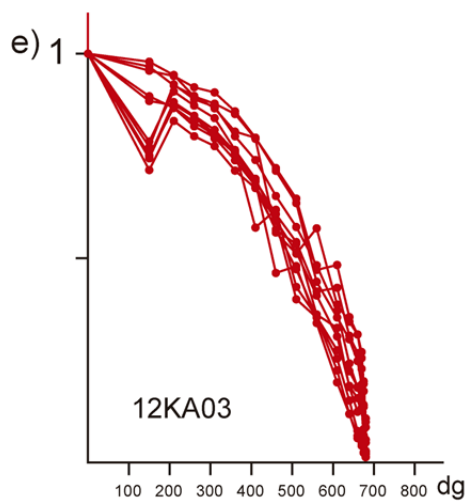
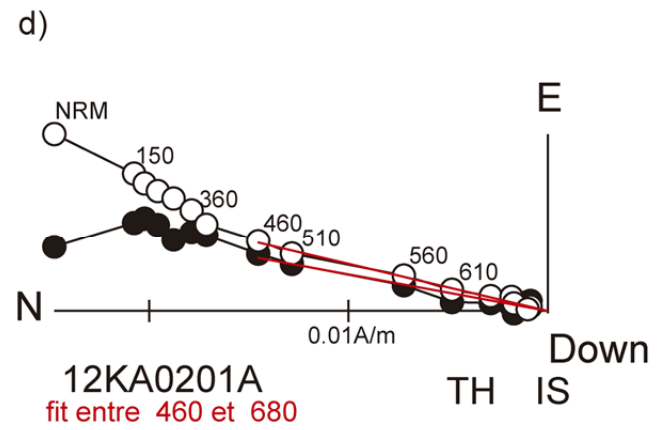
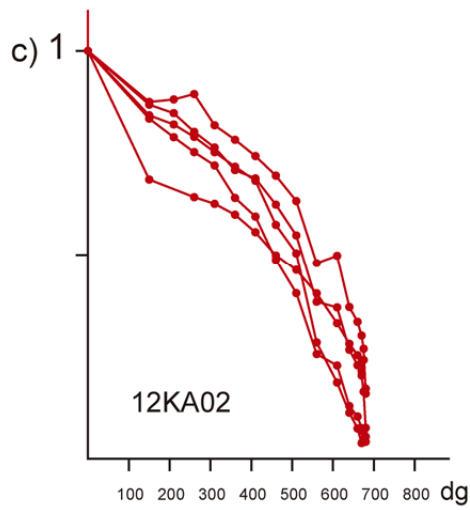
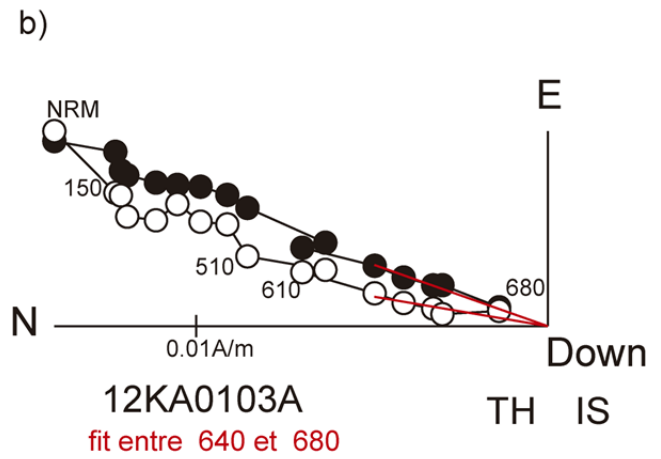
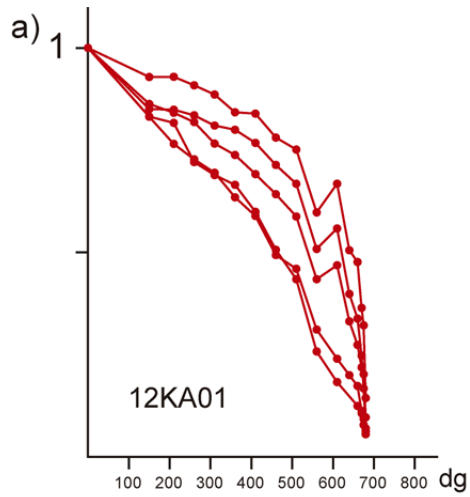


Figura 11: (a, c y e) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización y (b, d y f) direcciones características (Zijderveld) de muestras de Grupo Purilactis.

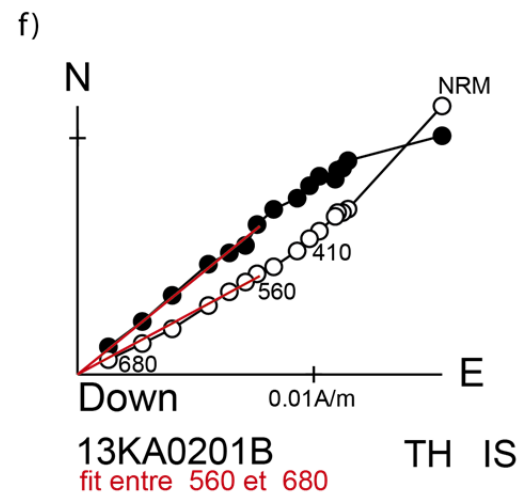
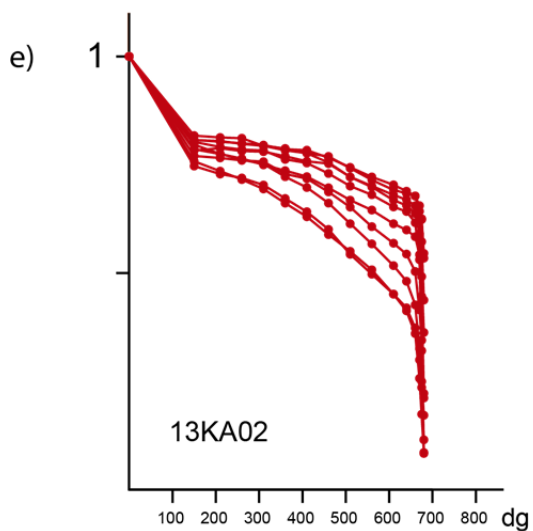
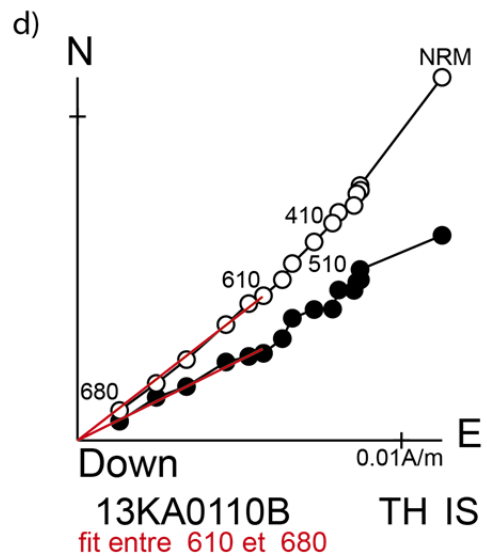
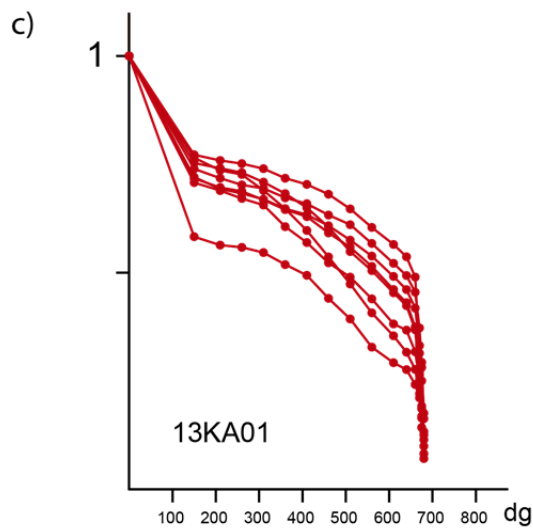
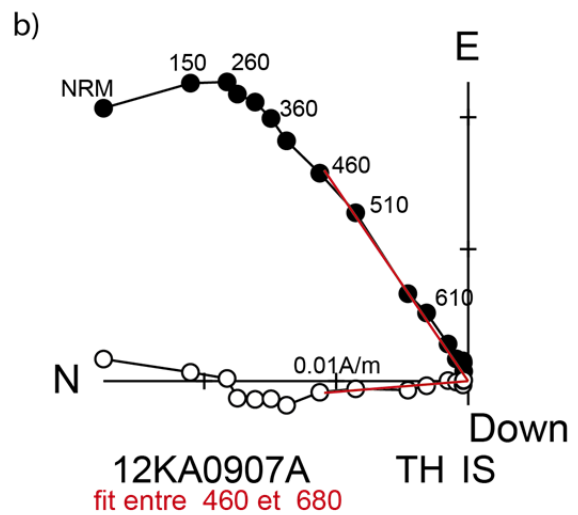
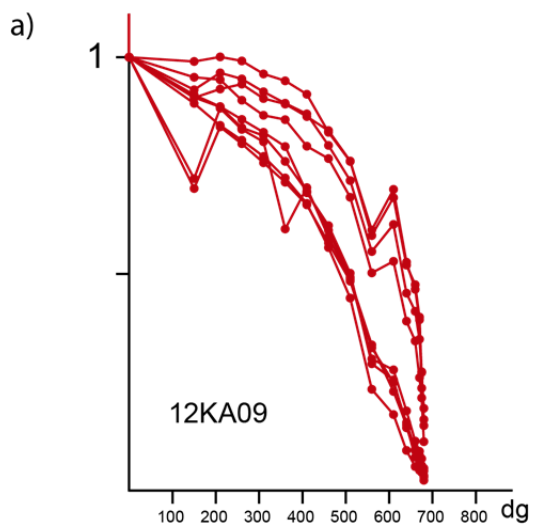


Figura 12: (a, c y e) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización y (b, d y f) direcciones características (Zijderveld) de muestras de Grupo Purilactis.

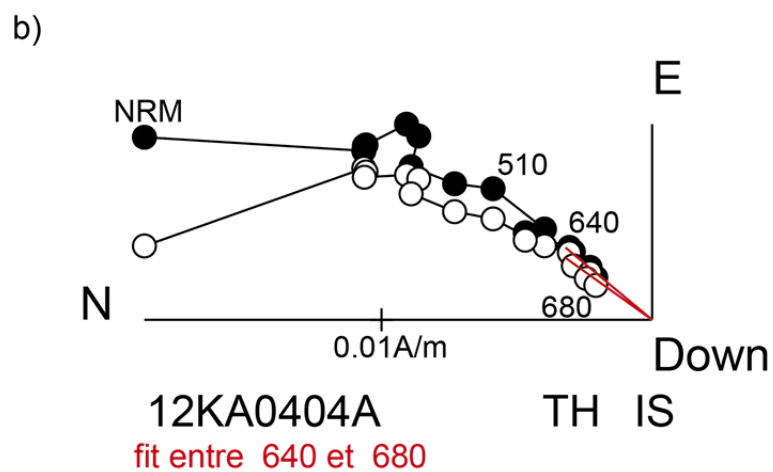
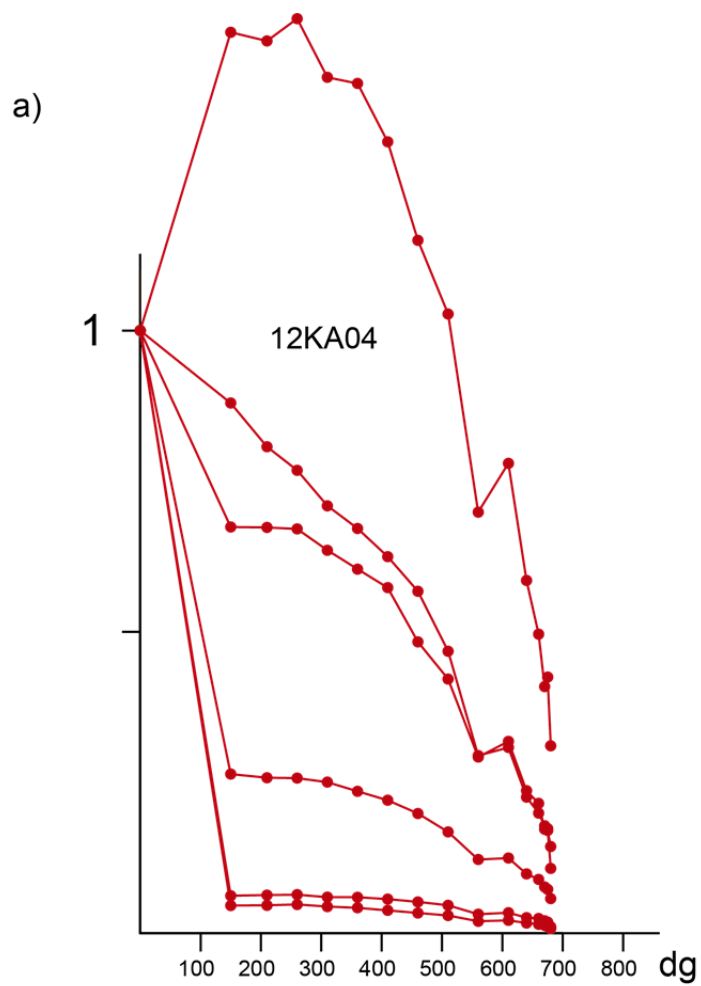


Figura 13: (a) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización y (b) dirección característica (Zijderveld) de muestras de Grupo Purilactis.

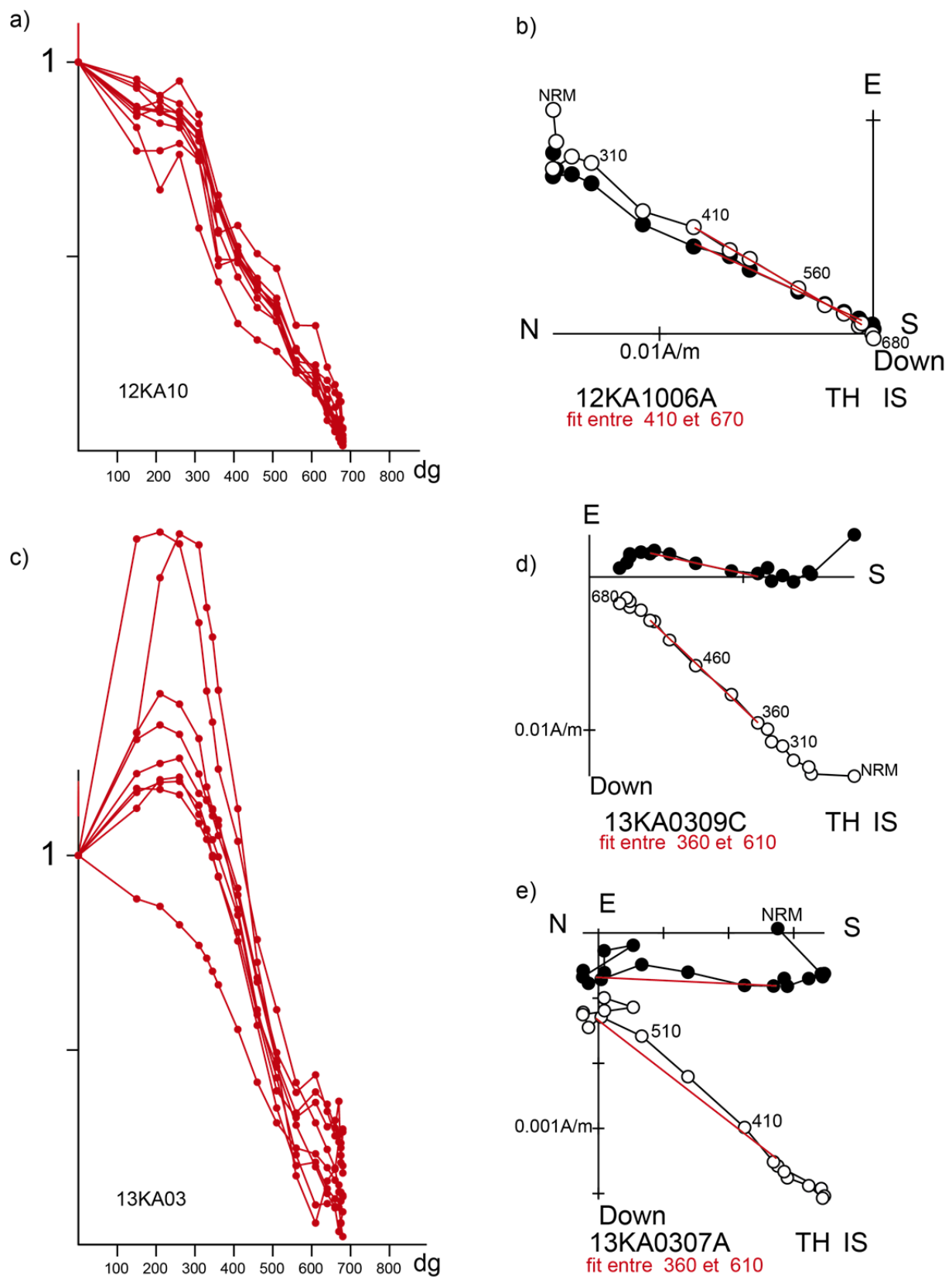


Figura 14: (a, c) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización y (b, d, e) direcciones características (Zijderveld) secundarias de muestras de Grupo Purilactis.

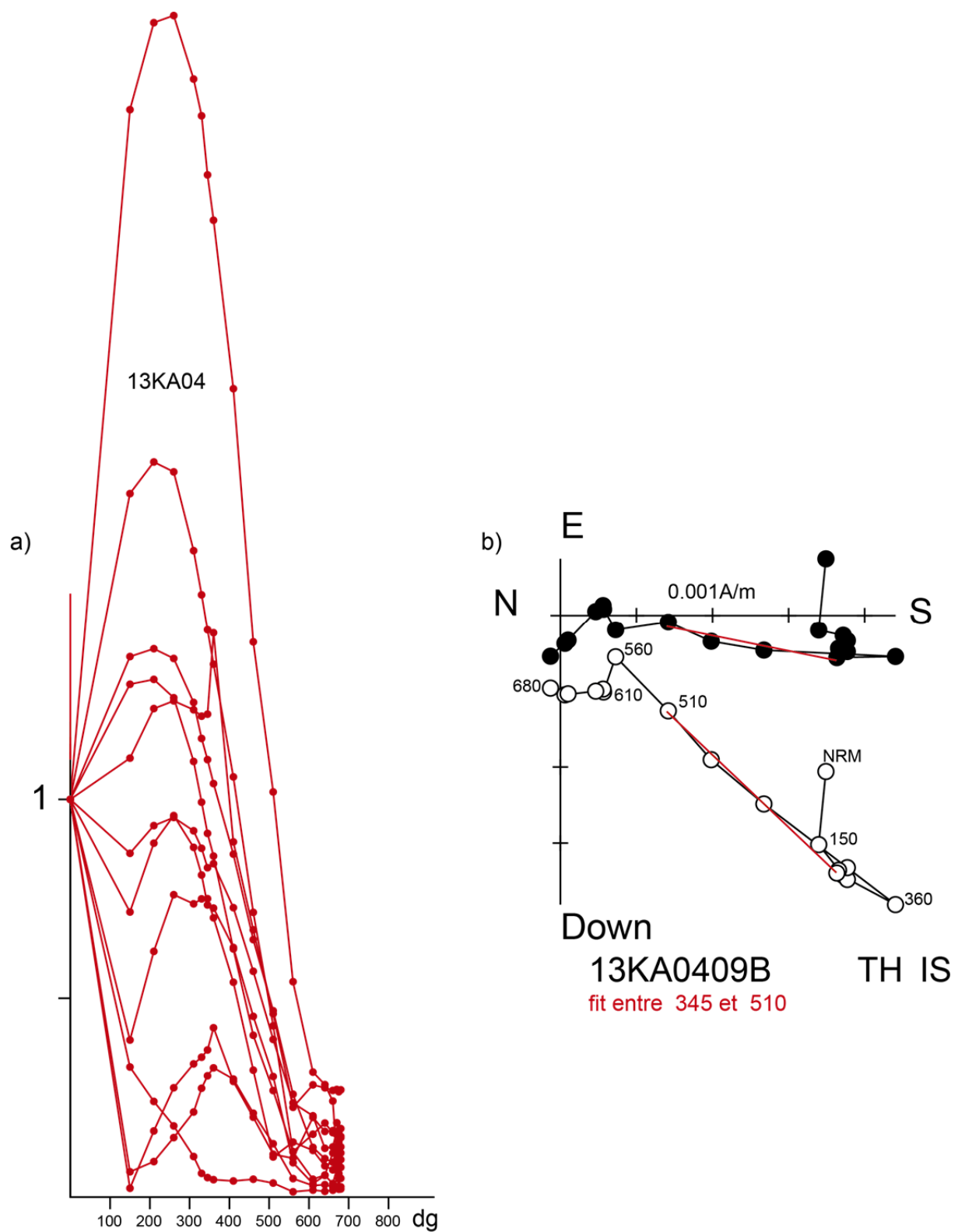


Figura 15: (a) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización y (b) dirección característica (Zijderveld) secundaria de muestras de Grupo Purilactis.

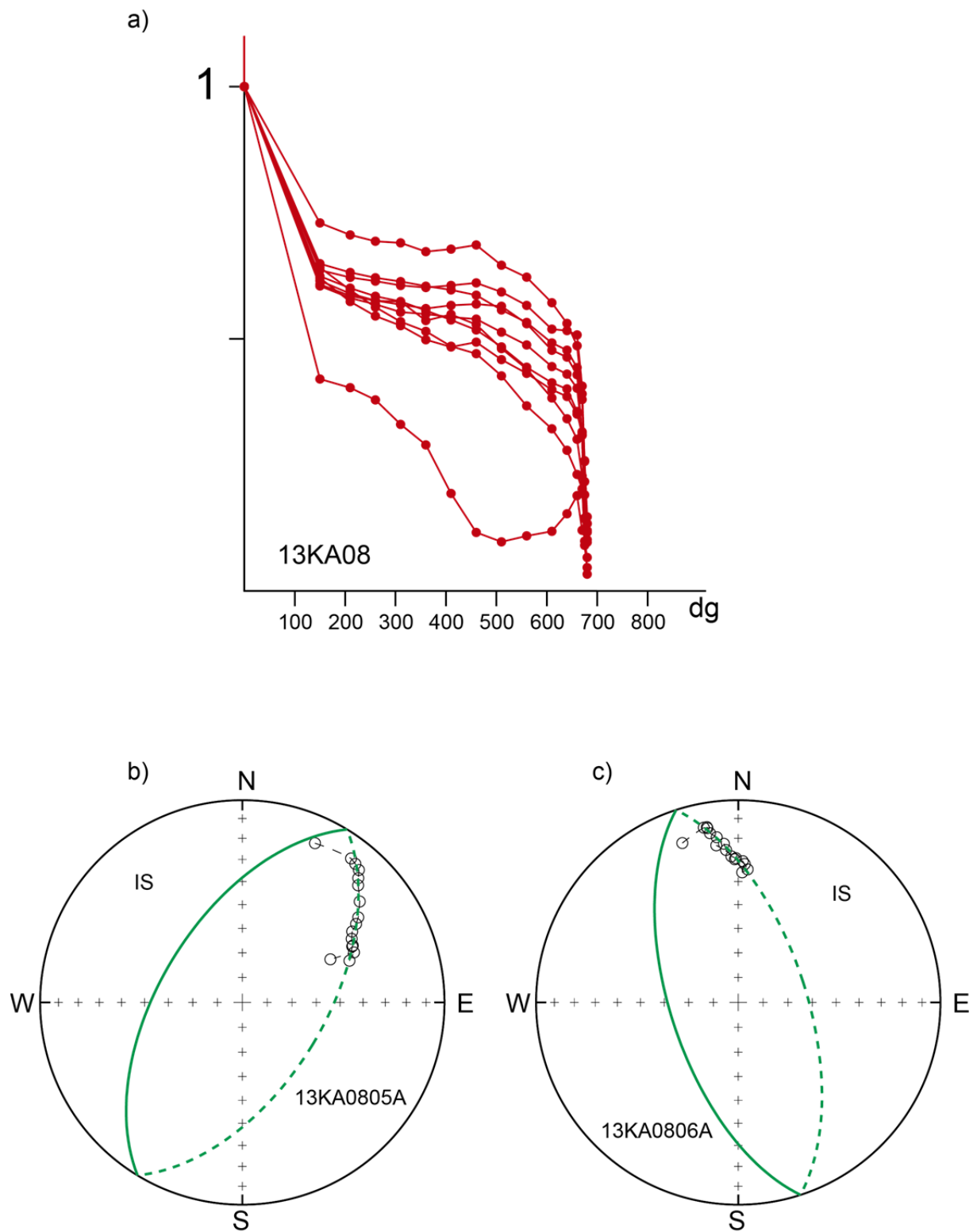


Figura 16: (a) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización y (b, c) dirección secundaria en planos (en color verde) de muestras de Grupo Purilactis.



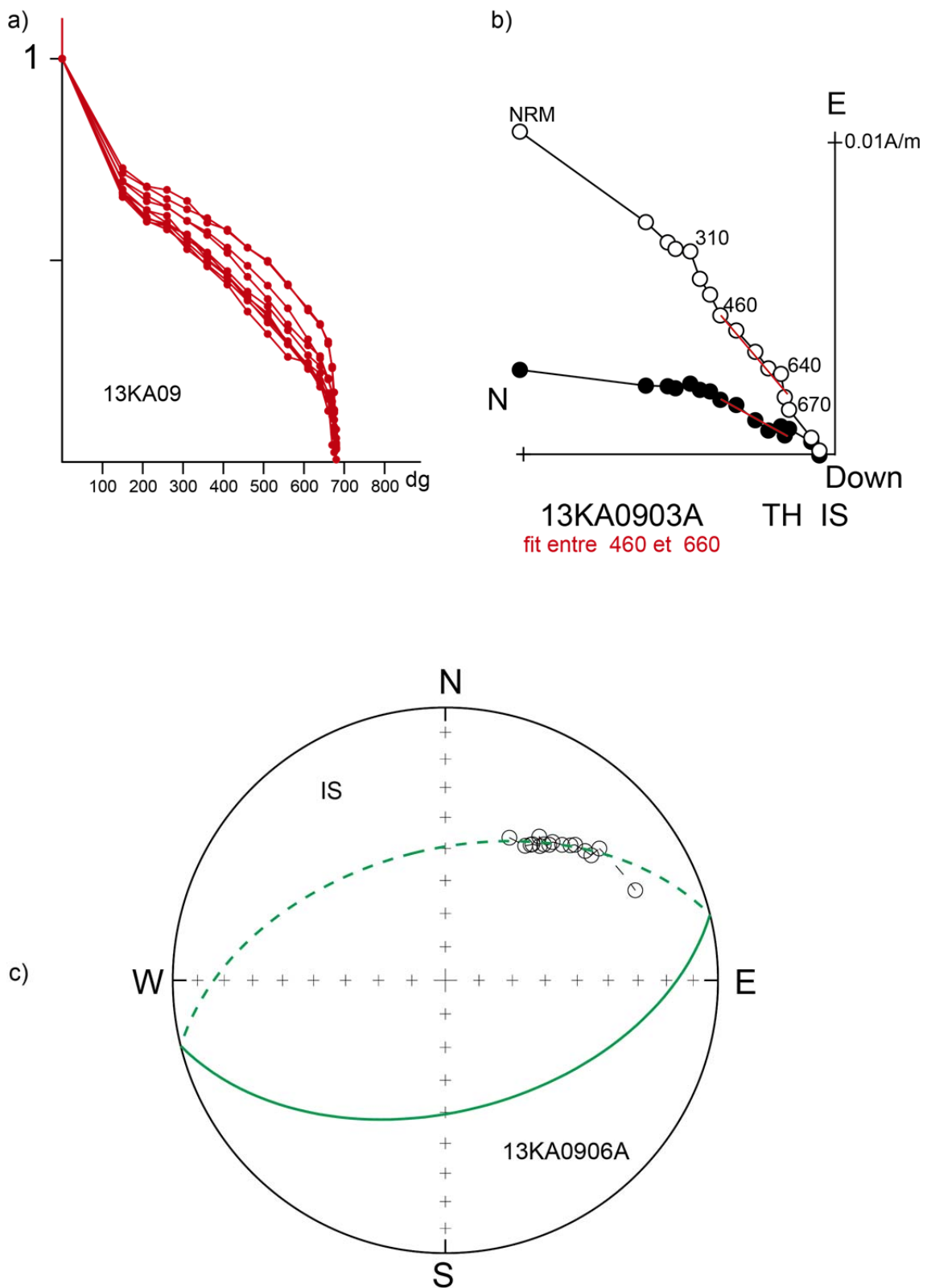


Figura 17: (a) Variación de la intensidad magnética durante la demagnetización, (b) dirección secundaria en Zijderveld y en (c) planos de muestras de Grupo Purilactis.

#### 4. Resultados Paleomagnéticos

Una vez obtenidas las direcciones características de las muestras demagnetizadas se calcularon las direcciones promedio por sitio (Tabla 2, Figura 18). En general, se observa que la dispersión disminuye al proyectar los resultados utilizando la corrección de manto (Figura 18, estereograma en CP) ya sea para la Formación Tuina como para el Grupo Purilactis. En la Formación Tuina se observan direcciones en polaridad normal y polaridad inversa. El sitio 12KA05 obtenido en rocas sedimentarias arrojó ambas polaridades. La dirección en polaridad inversa está "antipodal" o cerca de unos  $180^\circ$  de las direcciones de polaridad normal. La disminución en dispersión además de la antipodalidad de las direcciones indica que la magnetización obtenida en los sitios de la Formación Tuina es primaria y pre-basculamiento. Algunas muestras evidencian una leve magnetización secundaria que fue removida en las primeras etapas de demagnetización (Figuras 10c; 11d,f; 12b,d,f; 13b).

Dentro del Grupo Purilactis se observa un patrón similar a los descritos previamente por Hartley et al. (1992a), Arriagada et al. (2000) y Somoza y Tomlinson (2002). Sin embargo, el sitio 13KA09 escapa a este comportamiento y pareciera que la dirección "in situ" es más cercana a la dirección con corrección de manto de los otros sitios. La magnetización del sitio 13KA09 es secundaria (Figura 17 b,c) y debiese entonces ser considerada la dirección in situ en el cálculo promedio de todos los sitios. Al igual que en los trabajos anteriores, se observa el patrón de rotaciones en sentido horario. La inclinación magnética después de la corrección de pendiente está mucho mejor agrupada tanto en la Formación Tuina como en el Grupo Purilactis. Sin embargo, hay una dispersión en la declinación. Lo anterior puede indicar que aunque el patrón de rotaciones horarias es evidente, la magnitud de ésta es variable y controlada por deformación local.

La Tabla 3 muestra el cálculo de la rotación tectónica por sitio y la diferencia en la inclinación (flattening) con respecto a la inclinación esperada. Los sitios de la Formación Tuina entregan magnitudes de rotación bastante altas entre  $38$  y  $79^\circ$  en sentido horario (Figura 18). Las rotaciones en los sitios del Grupo Purilactis van entre los  $7$  a  $64^\circ$  también en sentido horario (Figura 18).

Sitios	Unidad	N	In situ		Corregido		$\alpha_{95}$	$k$
			D	I	D	I		
12KA01	Tonel	5	14.4	-9.3	<b>39.2</b>	<b>-39.1</b>	10.6	53.5
12KA02	Tonel	5	13.7	-11.3	<b>43.6</b>	<b>-48.1</b>	5.1	222.2
12KA03	Tonel	11	10.6	-9.4	<b>32.3</b>	<b>-45</b>	4.9	88.7
12KA04	Tonel	5	40.2	-37.5	<b>35.8</b>	<b>-51.9</b>	9.4	77.2
12KA05	Tuina	3	231.1	48	<b>213.1</b>	<b>31.1</b>	9.4	473.1
12KA05	Tuina	8	46.9	-44.1	<b>32.3</b>	<b>-26.3</b>	4.7	142.3
12KA06	Tuina	4	43.4	-23.1	<b>73.3</b>	<b>-49.1</b>	3.8	574.4
12KA07	Tuina	6	49.4	-6	<b>64.9</b>	<b>-36.9</b>	3.2	427.6
12KA08	Tuina	6	44.3	0.4	<b>50.9</b>	<b>-32.1</b>	1.0	4450.7
12KA09	Tonel	9	56	-0.5	<b>67</b>	<b>-36.4</b>	4.1	157.1
12KA10	Tonel	11	22.4	-25.1	<b>16.4</b>	<b>-45</b>	4.9	99.5
13KA01	Tonel	9	47	-28.8	<b>21.9</b>	<b>-33.9</b>	7.9	43.5
13KA02	Tonel	10	55.5	-29.2	<b>27.9</b>	<b>-39.6</b>	5.0	93.3
13KA03	Vizcachita	9	193.2	40.7	<b>216.4</b>	<b>35.4</b>	8.3	39.9
13KA04	Vizcachita	10	190.3	43.5	<b>216.4</b>	<b>39</b>	6.2	62.4
13KA08	Licán	11	32.6	-45	<b>9.6</b>	<b>-34.2</b>	14.4	15
<b>13KA09(*)</b>	Tonel	10	<b>22.3</b>	<b>-46.4</b>	340.9	-32.9	4.0	168.3

Tabla 2: Resultados paleomagnéticos obtenidos en este estudio. Estos representan los datos de declinación (D) e inclinación (I) magnética promedio para cada sitio. N, número de muestras usadas en el cálculo de la dirección promedio;  $\alpha_{95}$ , semi-ángulo 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. Los datos en negrita, muestran los valores utilizados para el cálculo de rotaciones promedio. (\*) Magnetización secundaria.

Stios	Unidad	$D_{esp}$	$I_{esp}$	$\alpha_{95}$	$k$	R	$\Delta R$	F	$\Delta F$
12KA01	Tonel	2.4	40.1	10.6	53.5	36.8	14.8	-1	15.2
12KA02	Tonel	2.4	40.1	5.1	222.2	41.2	11.7	8	13.3
12KA03	Tonel	2.4	40.1	4.9	88.7	29.9	11.4	4.9	13.3
12KA04	Tonel	2.4	40.1	9.4	77.2	33.4	15.8	11.8	14.7
12KA09	Tonel	2.4	40.1	4.1	157.1	64.6	10.8	-3.7	13.1
12KA10	Tonel	2.4	40.0	4.9	99.5	14	11.4	5	13.3
13KA01	Tonel	2.4	40.1	7.9	43.5	19.5	12.6	-6.2	14.2
13KA02	Tonel	2.4	40.1	5.0	93.3	25.5	11.3	-0.5	13.3
13KA03	Vizcachita	2.4	40.3	8.3	39.9	34	12.9	-4.9	14.3
13KA04	Vizcachita	2.4	40.3	6.2	62.4	34	11.9	-1.3	13.6
13KA08	Licán	2.4	40.1	14.4	15	7.2	17.2	-5.9	17.1
13KA09	Tonel	2.4	40.1	4.0	168.3	19.9	11	6.3	13.1
12KA05	Tuina	353.9	49.9	9.4	473.1	39.5	11.1	-18.8	9.9
12KA05	Tuina	353.9	49.9	4.7	142.3	38.4	7.9	-23.6	7.5
12KA06	Tuina	353.9	49.8	3.8	574.4	79.4	8.2	-0.7	7.2
12KA07	Tuina	353.9	49.8	3.2	427.6	71	7.4	-12.9	7
12KA08	Tuina	353.9	49.8	1.0	4450.7	57	6.8	-17.7	6.5

Tabla 3: Rotaciones paleomagnéticas calculadas a partir de los datos paleomagnéticos publicados y el uso del patrón de deriva polar aparente del continente sudamericano estable proporcionado por Besse y Courtillot (2002).  $D_{esp}$ , declinación magnética esperada;  $I_{esp}$ , inclinación magnética esperada;  $\alpha_{95}$ , semi-ángulo de 95% de confianza para cada promedio y  $k$  el parámetro de precisión de Fisher. R, rotación tectónica;  $\Delta R$ , error en la rotación; F, diferencia entre Inclinación observada e Inclinación magnética esperada (Flattening);  $\Delta F$  error en el cálculo de F.

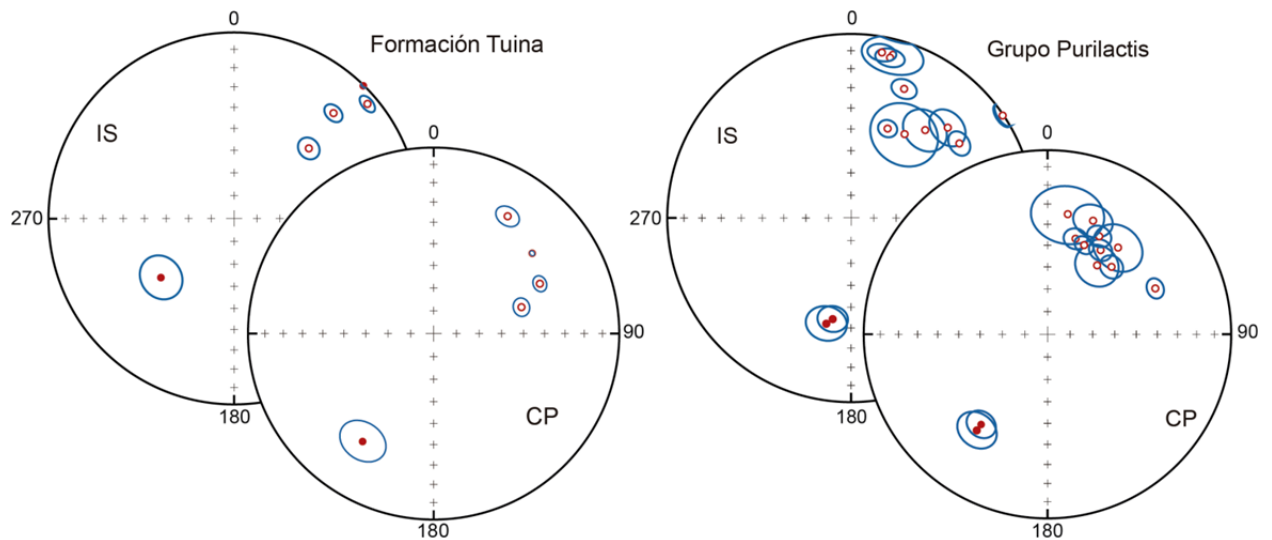
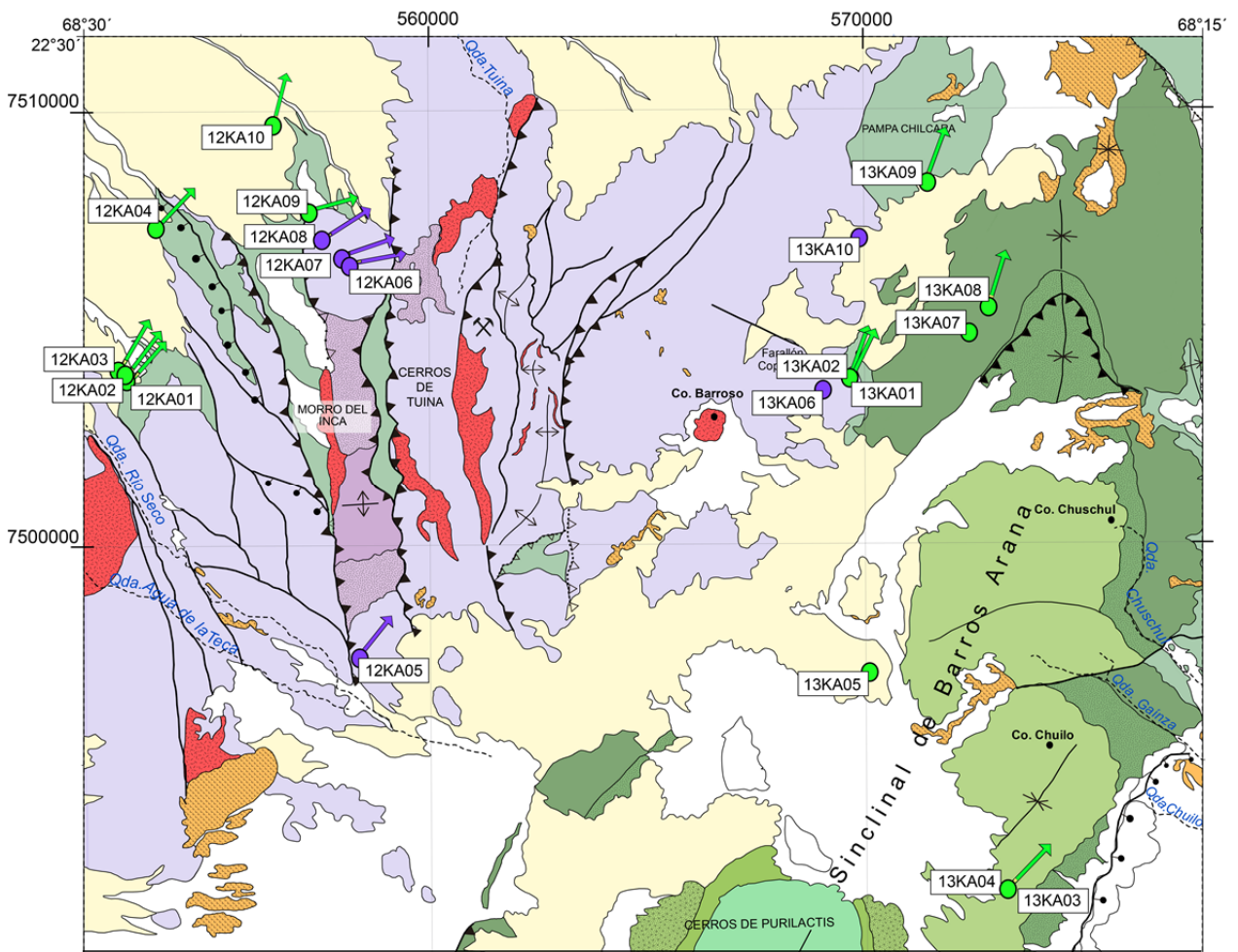


Figura 18: Resultados paleomagnéticos promedio para muestras de Formación Tuina y Grupo Purilactis. En mapa: flechas verdes, rotaciones de eje vertical en Grupo Purilactis; Flechas lilas, rotaciones de eje vertical en Formación Tuina. En estereograma: círculo en azul es el error del sitio ( $\alpha_{95}$ ). Círculos blancos y borde rojo, polaridad normal. Círculos rellenos rojos, polaridad inversa. CP, datos con corrección de manteo. IS, datos en coordenadas in situ.

## 5. Discusión

### 5.1 Edad de la Magnetización

4 sitios registran magnetización estable dentro de la Formación Tuina. Los trabajos previos han indicado una edad Permo-Triásica a esta formación (Marinovic y Lahsen, 1984). Durante el transcurso de este trabajo de memoria y asociado a la confección de la Carta 1:100.000 San Pedro de Atacama (Henríquez et al., en prep.), se obtuvo una edad U-Pb en circon de  $234,6 \pm 2,5$  Ma (Triásico Superior) en una ignimbrita, que permite acotar la edad del Miembro Superior al Triásico Medio. La edad de los miembros Inferior y Medio de la Formación Tuina se encuentra acotada por la edad pérmica de los plutones que la intruye. Estos antecedentes, en conjunto con las evidencias de magnetización primaria, sugieren que la edad de magnetización para los 4 sitios de la Formación Tuina sería cercana a una edad de 232-240 Ma

Por otra parte, la Formación Tonel y Purilactis no cuenta con antecedentes directos para asignar sus edades. Los estudios de paleomagnetismo la ubican dentro del Cron de Polaridad Normal del Cretácico "Medio" (119-84 Ma; Arriagada et al., 2000). Las direcciones características obtenidas en el presente estudio en las formaciones Tonel y Purilactis (miembros inferiores) muestran también la presencia sistemática de polaridad normal en las magnetizaciones primarias. Durante el trabajo de mapeo de Henríquez et al. (en prep.), se obtuvieron muestras para circones detríticos en los mismos estratos de los sitios 12KA01, 12KA02 y 12KA10 (pertenecientes a Formación Tonel). Los histogramas obtenidos, para la muestra obtenida en los sitios 12KA01 y 12KA02, muestran sistemáticamente un peak en torno a los  $107,6 \pm 1,8$  Ma (Figura 4a y 4b) consistentemente con la idea de magnetizaciones de edad Cretácico "Medio". Así mismo, para la muestra adquirida en el sitio 12KA10, se obtiene una edad máxima de depositación de  $141,6 \pm 2,1$  Ma, la cual deja abierta la posibilidad de que existan series rojas de edad Cretácico Inferior. Considerando lo anterior, es que en este trabajo se ha considerado que la edad de magnetización para los sitios de la Formación Tonel y Purilactis una edad alrededor de los 107 Ma.

## 5.2 Origen de las Rotaciones

Diversos estudios paleomagnéticos han demostrado que las rotaciones tectónicas de eje vertical son uno de las principales características estructurales de la evolución, en el Paleógeno, de los Andes. A su vez, se ha identificado un patrón sistemático de rotación de bloques, horarios en el norte de Chile y antihorario en el sur de Perú (Central Andean Rotation Pattern (CARP) Beck, 2004; Taylor et al., 2005; Roperch et al., 2006; Arriagada et al., 2008). Los resultados obtenidos en la zona de estudio, muestran que las unidades permo-triásicas (Miembro Medio de la Formación Tuina) y cretácicas (Grupo Purilactis) registran este mismo patrón (30 a 40° en sentido horario, ver Figura 18, 19 y Tabla 3), y a su vez, también coinciden con los resultados mostrados en trabajos anteriores en la misma zona (Hartley et al., 1992a; Arriagada et al., 2000; Somoza y Tomlinson, 2002), por lo que su origen podría estar asociado con la fase de deformación Incaica, en estrecha relación con la construcción del Oroclino Boliviano (Isack, 1988; Roperch y Carlier, 1992; MacFadden et al., 1995).

Adicionalmente, se obtuvieron rotaciones tectónicas que van desde los 57 a 79,4° en sentido horario en el Miembro Superior de la Formación Tuina (sitios 12KA06, 12KA07, 12KA08), y en un sitio correspondiente a la Formación Tonel (12KA09) que sobreyace a los sitios anteriormente mencionados (Figuras 6, 18, 19 y 20). El complejo arreglo estructural de esta zona sugiere que existe un dominio que presenta una mayor rotación. El "exceso" de rotación horaria que afecta a los sitios mencionados anteriormente, y dada la geometría de las fallas (Figuras 5a, 5b y 20), podría ser explicado por una tectónica local transpresiva probablemente dextral. Este cizalle dextral afectaría a un bloque comprendido entre las fallas Tuina, Morro del Inca y San José y aumentaría la rotación horaria promedio de la región (Figuras 5b y 20).

Otros estudios, como por ejemplo Randall et al. (2001) y Astudillo et al. (2008), realizados en subdominios estructurales del Sistema de Falla de Domeyko, más al sur y al norte de la zona de estudio respectivamente, documentan rotaciones anómalas, o fuera del patrón esperado, que son atribuidas a la compleja historia cinemática de este Sistema de Falla. A su vez, las variaciones en la magnitud, y a veces en sentido, de estas

rotaciones con respecto a las ampliamente documentadas, no pueden ser explicadas solo por un mecanismo de rotaciones a gran escala como la flexión oroclinal (Randall et al., 2001).

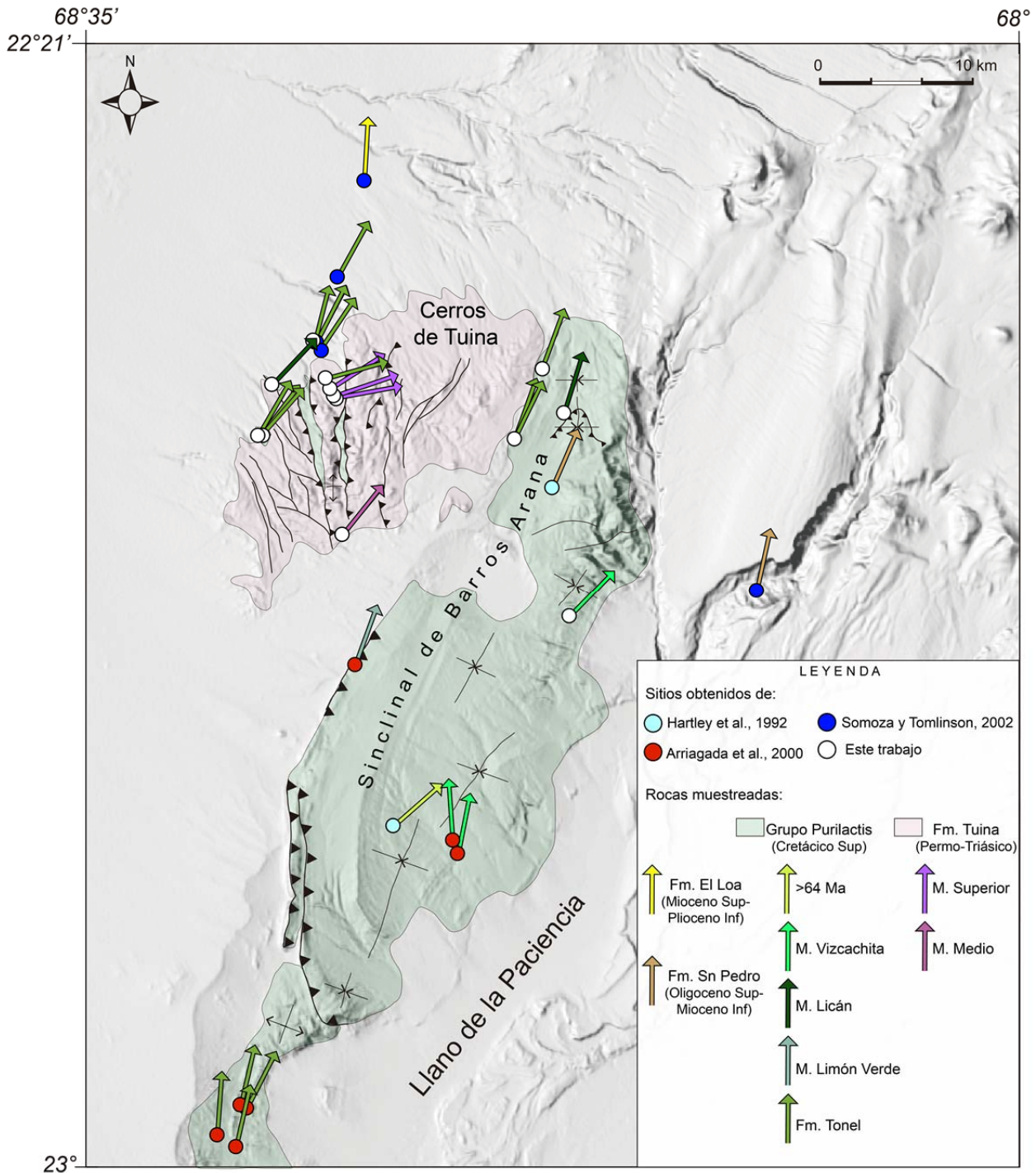
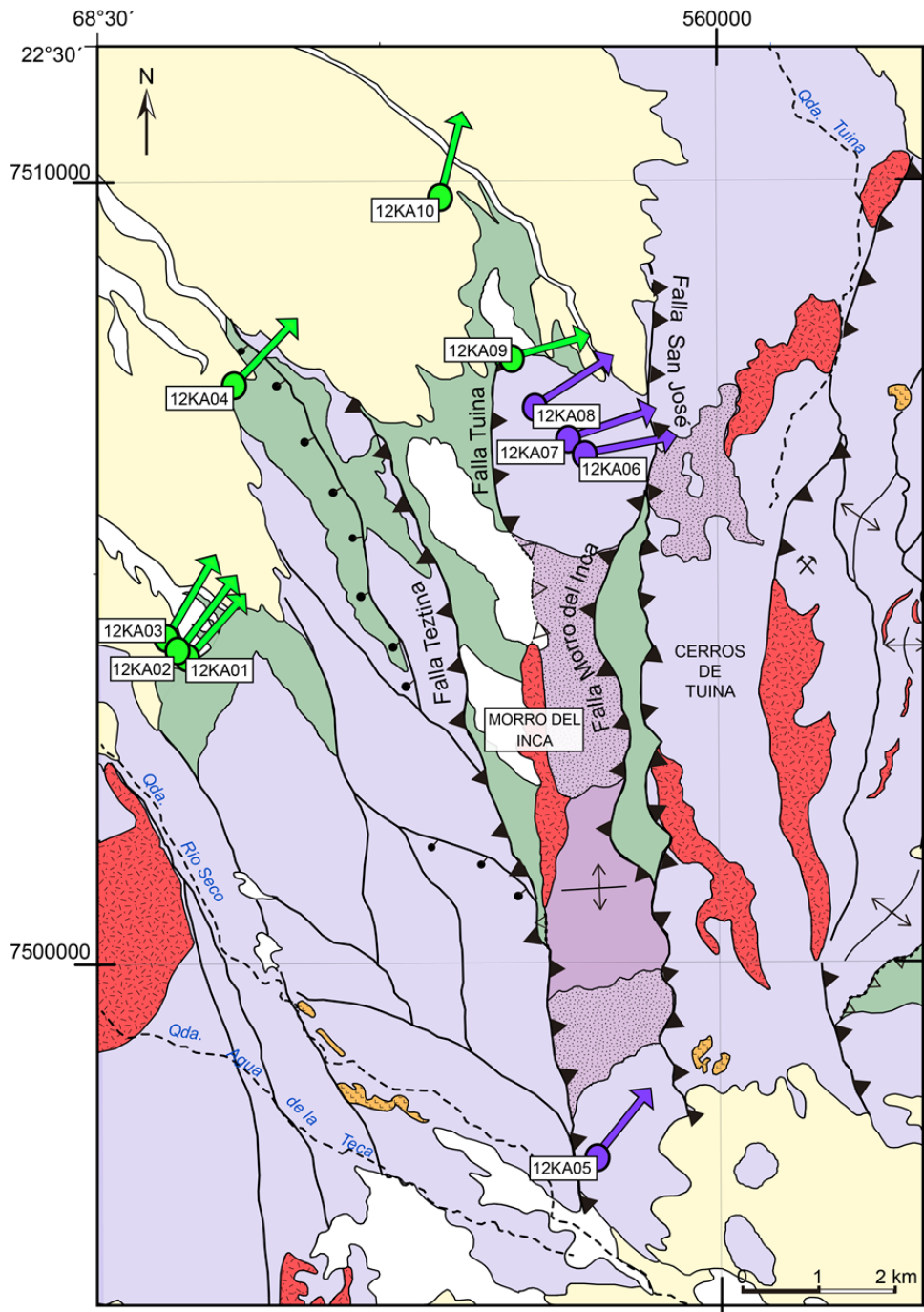


Figura 19: Mapa que muestra las rotaciones horarias de eje vertical obtenidas en este trabajo (ver Tabla 3), y las rotaciones de: Hartley et al., 1992a (En formaciones: Grupo Paciencia y Fm. Purilactis); Arriagada et al., 2000 (Sitios: CA20, CA21, 27, CA28, CA29, CA30 y CA33); Somoza y Tomlinson, 2002 (En formaciones: El Loa, San Pedro y Purilactis).





LEYENDA

- Formación Tambores (Olig Inf-Mioceno Sup)
- Formación Tonel (Cretácico Sup)

Formación Tuina (Pérmico-Triásico Sup)

- Miembro Superior
- Miembro Medio
- Miembro Inferior

- Intrusivo de Tuina (~254,6)

- Mina La Codiciada

Figura 20: Detalle de la zona donde se registran las rotaciones horarias de mayor magnitud tanto para la Formación Tuina (12KA06, 12KA07 y 12KA08) como para el miembro inferior del Grupo Purilactis (Formación Tonel) (12KA09). Flechas lilas, rotaciones horarias en Formación Tuina. Flechas verdes, rotaciones horarias en Grupo Purilactis.

## 6. Conclusiones

Con respecto a las propiedades magnéticas es posible decir que:

- La intensidad de NRM es usualmente  $< 0.43$  A/m. En las rocas volcánicas el mayor valor de NRM corresponde al sitio 12KA07, que a su vez también corresponde al sitio con menor susceptibilidad (Formación Tuina). Los valores más altos de susceptibilidad magnética en rocas sedimentarias fueron encontrados en el Miembro Vizcachita de la Formación Purilactis (sitios 13KA03 y 13KA04). Lo anterior puede ser atribuido a la presencia de hematita detrítica como lo muestran también los análisis de IRM. Las muestras de rocas sedimentarias de la Formación Tonel (12KA10 y 13KA02), son las que presentan la menor susceptibilidad magnética. La variación de las susceptibilidades magnéticas pertenecientes a los miembros Licán y Vizcachita puede indicar distintas fuentes de sedimentación para ambas unidades.
- Considerando las altas temperaturas que se alcanzaron en la demagnetización (670-680°C) y por los resultados de los análisis de IRM realizados, en general, el mineral portador de la magnetización correspondería a hematita, con leve presencia de magnetita en algunos casos.
- Las direcciones magnéticas observadas en los diagramas de Zijdeveld corresponden a magnetizaciones univectoriales que van al origen. Éstas pueden ser interpretadas como magnetizaciones primarias adquiridas durante el emplazamiento y enfriamiento de las rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Tuina. En el caso del Grupo Purilactis y sitio 12KA05 de Formación Tuina la magnetización estaría asociada ya sea a la diagénesis, con cemento de hematita, o a la sedimentación de estas series.
- Dentro de la Formación Tuina, este estudio paleomagnético muestra magnetizaciones primarias con ambas polaridades, descartando, al menos, que las unidades muestreadas, en los miembros Medio y Superior sean de edad pérmica (Chron Polaridad Inversa). Estos resultados paleomagnéticos son consistentes con la edad U-Pb de  $234,6 \pm 2,5$  Ma (Triásico Superior) obtenida en un flujo de tobas del Miembro Superior de esta formación.

- El Grupo Purilactis presenta magnetizaciones de polaridad normal, salvo los sitios 13KA03 y 13KA04 correspondientes al Miembro Vizcachita, que presentan una magnetización de polaridad inversa.

Considerando lo anterior, es posible señalar que de los 20 sitios adquiridos en terreno se obtuvieron resultados favorables en 16 de éstos. Por vez primera ha sido posible, en esta región, obtener resultados favorables en unidades pertenecientes al basamento de la Cordillera de Domeyko (Formación Tuina). Es posible reconocer dentro de las muestras adquiridas tanto en la Formación Tuina como en el Grupo Purilactis, el patrón de rotaciones horarias ya descrito en trabajos anteriores realizados en esta región (Hartley et al., 1992; Arriagada et al., 2000; Somoza y Tomlinson, 2002). Los resultados obtenidos apuntan a la existencia de rotaciones tectónicas en sentido horario y magnitud que va entre los 30° y los 40°. Sin embargo, se registraron magnitudes fuera del rango mencionado, pero que están acotadas a un dominio estructural limitado por fallas inversas de vergencia opuesta. Este dominio está probablemente controlado por una tectónica transpresiva dextral local, evidenciando la compleja historia cinemática de la región. Adicionalmente, es posible decir que no hay evidencias suficientes de rotaciones significativas, en esta zona, tanto en la unidad permo-triásica (Formación Tuina) como en los miembros inferiores del Grupo Purilactis, previas a las de edad paleocena relacionadas a la formación del Oroclino Boliviano. Además es posible argumentar que las fases tectónicas como la Peruana o K-T no habrían producido rotaciones significativas al menos en esta zona.

## 6. Bibliografía

ARRIAGADA, C. (1999). Geología y Paleomagnetismo del Borde Oriental de la Cordillera de Domeyko entre los 22°45' y 23°30' latitud Sur. II Región, Chile. MSc thesis, Univ. Chile, Depto. Geología, 176 p., Santiago.

ARRIAGADA, C.; ROPERCH P. y MPODOZIS C. (2000). Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, northern Chile (22°45' - 23°30' S), *Tectonophysics*, 326, pp. 153 – 171.

ARRIAGADA, C.; ROPERCH, P.; MPODOZIS, C.; DUPONT-NIVET, G.; COBBOLD, P. R.; CHAUVIN, A. y CORTÉS, J. (2003). Paleogene clockwise tectonic rotations in the forearc of central Andes, Antofagasta region, northern Chile, *J. Geophys. Res.*, 108(B1), 2032, doi:10.1029/2001JB001598.

ARRIAGADA, C.; ROPERCH, P.; MPODOZIS, C. y FERNÁNDEZ, R. (2006a). Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25° -28°S) Northern Chile, *Tectonics*, 25, TC4001, doi:10.1029/2005TC001923.

ARRIAGADA, C.; COBBOLD, P. R. y ROPERCH, P. (2006b). Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous, *Tectonics*, 25, TC1008, doi:10.1029/2004TC001770.

ARRIAGADA, C.; ROPERCH, P.; MPODOZIS, C. y COBBOLD, P. R. (2008). Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view, *Tectonics*, 27, TC6014, doi:10.1029/2008TC002269.

ARRIAGADA, C.; FERRANDO, R.; CÓRDOVA, L.; MORATA, D. y ROPERCH, P. (2013). The Maipo Orocline: A first scale structural feature in the Miocene to Recent geodynamic evolution in the central Chilean Andes. *Andean Geology*, Vol. 40, doi: 10.5027/andgeoV40n32-a02.

ASTUDILLO, N; ROPERCH, P; TOWNLEY, B.; ARRIAGADA, C; MAKSAEV, V. (2008). Importance of small-block rotations in damage zones along transcurrent faults. Evidence from the Chuquicamata open pit, Northern Chile. *Tectonophysics* 450: pp. 1-20.

AUBRY, L.; ROPERCH, P.; URREIZTIETA, M.; ROSSELLO, E. y CHAUVIN, A. (1996). Paleomagnetic study along the southeastern edge of the Altiplano-Puna Plateau: Neogene tectonic rotations, *Journal of Geophysical Research*, 101, pp. 17.883-17.899.

BAHLBURG, H. y BREITKREUZ, C. (1991). Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 4, pp. 171-188.

BAKER, M. C. W. (1977). Geochronology of upper Tertiary volcanic activity in the Andes of North Chile. *Geol. undsch*, Vol. 66, No. 2, pp. 455-465.

BECK, S. L.; ZANDT, G.; MYERS, S. C.; WALLACE, T. C.; SILVER, P. G. y DRAKE, L. (1996). Crustal-thickness variations in the central Andes, *Geology*, 24, pp.407-410, doi:10.1130/0091 7613(1996)024<0407:CTVITC>2.3.CO;2.

BECK, M. E. (2004). The central Andean rotation pattern: Another look, *Geophys. J. Int.*, 157, 1348-1358, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02266.x.

BESSE, J. y COURTILLOT, V. (2002). Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr, *J. Geophys. Res*, 107, 2300, doi:10.1029/2000JB00.

BREITKREUZ, C. y ZEIL, W. (1994). The Late Carboniferous to Triassic volcanic belt in northern Chile, in: K. Reutter et al. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 277-292.

BRÜGGEN, J. (1934). Las formaciones de sal y petróleo de la Puna de Atacama. *Depto. Minas y Petróleo, Bol.*, No. 32, pp. 105-122.

BRÜGGEN, J. (1942). Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas. In *Congr. Panam. Ingeniería Minas y Geol., An.*, Vol. 2, pp. 342-367. Santiago, Chile.

BRÜGGEN, J. (1950). *Fundamentos de la Geología de Chile*. Inst. Geogr.Militar (Chile), pp. 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, pp. 255-258.

CHARRIER, R. y REUTTER, K.J. (1990). The Purilactis group of Northern Chile: link between arc and backarc during Late Cretaceous and Paleogene. Proc. I ORSTOM-ISAG, Grenoble, pp. 249-252.

CHARRIER, R. y REUTTER, K.J. (1994). The Purilactis group of Northern Chile: boundary between arc and back arc from Late Cretaceous to Eocene. Tectonics of the Southern Central Andes. Springer- Verlag, Berlin, pp. 189-202.

CHARRIER, R.; PINTO, L. y RODRÍGUEZ, P. (2007). Tectonostratographic evolution of the Andean Orogen in Chile. The Geology of Chile. The Geological Society, London, pp. 1-114.

CHONG, G. (1973). Geología de las hojas Sierra de Varas y Catalina y estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Domeyko. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Facultad de Ingeniería y Ciencias Exactas: 260 p.

COUTAND, I.; ROPERCH, P.; CHAUVIN, A.; COBOLD, P.R. y GAUTIER, P. (1999). Vertical axis rotations across the Puna plateau (northwestern Argentina) from paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks, J. Geophys. Res., 104, 22965-22984.

CREIXELL, C.; PARADA, M.A.; MORATA, D.; ROPERCH, P. y ARRIAGADA, C. (2009). The genetic link between mafic dike swarms and plutonic reservoirs in the Mesozoic of central Chile (30°-33°45'S): insights from AMS and geochemistry. International Journal of Earth Sciences, 98, pp. 177-201.

DE SILVA, S.L. (1989). Geochronology and stratigraphy of ignimbrites from the 21°30'S to 23°30'S portion of the Central Andes of northern Chile. Journal of Volcanology and Geothermal research 37, pp. 93-131.

DINGMAN, R.J. (1963). Cuadrángulo Tulor. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile 11 (1:50.000), pp. 1-35.

FORSYTHE, R.D.; KENT, D.V.; MPODOZIS, C. y DAVIDSON, J. (1987). Paleomagnetism of Permian and Triassic rocks, Central Chilean Andes. In Structure, tectonics and geophysics (McKenzie, G.A.; editor). American Geophysical Union, Geophysical Monograph, Vol. 40, pp. 241-251.

FORSYTHE, R., y CHISHOLM, L. (1994). Paleomagnetic and structural constraints on rotations in the North Chilean coast ranges,, Journal of South America Earth Sciences, 7, 279-294.

GARCÍA, F. (1967). Geología del Norte Grande de Chile. Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Simposio sobre el Geosinclinal Andino, Publicación 3.

GONZALEZ, G.; CEMBRANO, J.; ARON, F.; VELOSO, E.E. y SHYU, J.B.H. (2009). Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23°S-24°S). Tectonics 28(6):TC6003

GUEST, J. E. (1969). Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera of part of the Antofagasta province, northern Chile. Geol. Soc. Am., Bull., Vol. 80, No. 1, pp. 337-362.

HARTLEY, A.J.; TURNER, P.; WILLIAMS, G.D. y FLINT, S. (1988). Palaeomagnetism of Cordillera de la Costa, northern Chile: evidence for local forearc rotation., Earth and Planetary Science Letters, 89, pp. 375-386.

HARTLEY, A.; JOLLEY, E.J. y TURNER, P. (1992a). Paleomagnetic evidence for rotation in the Precodillera of northern Chile: structural constraints and implications for the evolution of the Andean forearc, Tectonophysics, 205, pp. 49-64.

HARTLEY, A.; FLINT, S.; TURNER, P. y JOLLEY, E.J. (1992b). Tectonic controls on the development of a semi-arid, alluvial basin as reflected in the stratigraphy of the Purilactis Group (Upper Cretaceous-Eocene), northern Chile. J. South Am. Earth Sci. 5 (3/4), pp. 275- 296.

HEKI, K.; HAMANO, Y. y KONO, M. (1985). Paleomagnetism of the Neogene Ocos dyke swarm, the Peruvian Andes: implications for the Bolivian orocline. Geophys. J. R. Astron. Soc. 80, pp. 527-534.

HENRÍQUEZ, S.; BECERRA, J. y ARRIAGADA, C. Hoja San Pedro de Atacama, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, escala 1:100.000, en prep.

ISACKS, B.L. (1988). Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.* 93, pp. 3211–3231.

JONKERS, A. R.; JACKSON, A.; MURRAY, A. (2003). Four centuries of geomagnetic data from historical records. *Rev. Geophys.* 41, 1006, doi:10.1029/2002RG000115.

JORDAN, T.E.; MPODOZIS, C.; MUÑOZ, N.; BLANCO, P.; PANANONT, M. y GARDEWEG, M. (2007). Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama basin, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 23, pp. 122-146.

KIRSCHVINK, J.L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 699–718.

KLEY, J. y MONALDI, C. R. (1998). Tectonic shortening and crustal thickness in the central Andes: How good is the correlation?, *Geology*, 26, pp. 723-726, doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0723:TSACTI>2.3.CO;2.

LAHSEN, A. (1969). Geología del área comprendida entre El Tatio y los Cerros de Aiquina. CORFO, Com. Geoterm. (inédito), 69 p. Santiago.

LAMB, S. (2001). Vertical axis rotation in the Bolivian orocline, South America. 1. Paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks, *J. Geophys. Res.*, 106, 26-605-26-632.

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.

MACELLARI, C.E.; SU, M. y TOWNSEND, F. (1991). Structure and seismic stratigraphy of the Atacama Basin, Northern Chile. *Proc. VI Congr. Geol. Chileno*, pp. 133–137.



MAKSAEV, V. y ZENTILLI, M. (1999). Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile; implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Explor. Min. Geol.* 8, pp. 65–89.

MARINOVIC, N. y LAHSEN, A. (1984). Hoja Calama, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No., 140 p., escala 1:250.000, Santiago.

MCFADDEN, P.L. y MCELHINNY, M.W. (1988). The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 87, 161–172.

MCFADDEN, B.J.; ANAYA, F.; PEREZ, H.; NAESER, C.W.; ZEITLER, P.K. y CAMPBELL K.E. (1990). Late cenozoic paleomagnetism and chronology of Andean basins of Bolivia: Evidence for possible Oroclinal bending., *Journal of Geology*, 98, 541-555.

MCFADDEN, B.J.; ANAYA, F. y SWISHER III, C.C. (1995). Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the central Andes of Bolivia, *J. Geophys. Res.*, 100, 8153-8167.

MPODOZIS, C. y RAMOS, V. (1990). The Andes of Chile and Argentina, in: G. Eriksen et al. (Eds.), *Geology of the Central Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Earth. Sci. Ser., Vol. 11, Circum-Pac. Counc. for Energy and Min. Resources, Houston, Tex., pp. 59-90.

MPODOZIS, C.; MARINOVIC, N. y SMOJE, I. (1993). Eocene left lateral strike slip faulting and clockwise block rotations in the Cordillera de Domeyko, west of the Salar de Atacama, northern Chile, in: ORSTOM (Ed.), *Second International Symposium of Andean Geodynamics*, Paris, pp. 225-228.

MPODOZIS, C.; ARRIAGADA, C. y ROPERCH, P. (1999). Cretaceous to Paleogene geology of the Salar de Atacama basin, northern Chile: a reappraisal of the Purilactis Group stratigraphy. *Proc. IV IRD-ISAG*, Göttingen, pp. 523–526.

MPODOZIS, C.; BLANCO, N.; JORDAN, T. y GARDEWEG, M.C., (2000). Estratigrafía y deformación del Cenozoico Tardío en la región norte de la Cuenca del Salar de Atacama: la zona de Vilama-Pampa Vizcachitas. *Proc. IX Congr. Geol. Chileno* 2, pp. 598–603.

MPODOZIS, C.; ARRIAGADA, C.; BASSO, M.; ROPERCH, P.; COBBOLD, R. y REICH, M. (2005). Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the central Andes, *Tectonophysics*, 399, pp. 125-154, doi:10.1016/j.tecto.2004.12.019.

MÜLLER, J.; KLEY, J. y JACOBESHAGEN, V. (2002). Structure and Cenozoic kinematics of the Eastern Cordillera, southern Bolivia (21°S), *Tectonics*, 21(5), 1037, doi:10.1029/2001TC001340.

MUNDACA, P. (1982). Estratigrafía de los Cuadrángulos Aguada de la Teca y Barros Arana, Provincia El Loa, II Región. Taller de Título II, Univ. Chile, Dpto. Geol. Y Geofís. (inédito), 87 p., Santiago.

MUNDACA, P. (2002). Geología de los Cuadrángulos Aguada de la Teca y Barros Arana, II Región, Antofagasta. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

MUÑOZ, N.; CHARRIER, R. y REUTTER, K.J. (1997). Evolución de la Cuenca del Salar de Atacama: Inversión tectónica y relleno de una cuenca de antepaís de retro-arco. *Proc. VIII Congr. Geol. Chileno* 1, pp. 5–199.

NARANJO, J.A.; RAMÍREZ, C.F. y PASKOFF, R. (1994). Morphostratigraphic evolution of the northwestern margin of the Salar de Atacama basin (23°S-68°W). *Revista Geológica de Chile*, v 16, Nº 1, p 91.

ONCKEN, O.; HINDLE, D.; KLEY, J.; ELGER, K.; VICTOR, P. y SCHEMMANN, K. (2006). Deformation of the central Andean upper plate system-Facts, fiction, and constraints for plateau models, in *The Andes: Active Subduction Orogeny*, edited by O. Oncken et al., chap. 1, pp. 3–28, Springer, Berlin.

PÉREZ D'A., E. (1982). Informe paleontológico sobre un material proveniente de los Cerros de Tuina, norte de la cuesta Barros Arana, SE de Calama, II Región. *Servo Nac. Geol. Miner.* (inédito), 2 p. Santiago.

PREZZI, C.B. y ALONSO, R.A. (2002). New paleomagnetic data from the northern Argentine Puna: Central Andes rotation pattern reanalyzed, *Journal of Geophysical Research*, 107, pp. 10.1029-10.1046.

PREZZI, C.B.; CAFFE P.J. y SOMOZA, R. (2004). New paleomagnetic data from the northern Puna and western Cordillera Oriental, Argentina: a new insight on the timing of rotational deformation, *J. Geodynamics*, 38, 93-115.

RACZYNNSKI, A. (1963). Geología del distrito minero de Tuina. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geología, 117 p., Santiago.

RAMÍREZ, C. F. (1979). Geología del Cuadrángulo Río Grande y sector suroriental del Cuadrángulo Barros Arana, Provincia El Loa, II Región, Memoria de Título, Univ. Chile, Dpto. Geol., 139 p. Santiago.

RAMÍREZ, C.F. y GARDEWEG, M.C. (1982). Hoja Toconao, Región de Antofagasta. Serv. Nac. Geol. Min., Carta Geol. Chile 54 (1:250.000), 1-122.

RANDALL, D. E.; TAYLOR, G.K. y GROCOTT, J. (1996). Major crustal rotations in the Andean margin: paleomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile. *Journal of Geophysical Research*, 101 B7, pp. 15783-15798.

RANDALL, D.; TOMLINSON, A. y TAYLOR, G. (2001). Paleomagnetically defined rotations from the Precordillera of northern Chile: Evidence of localized in situ fault-controlled rotations, *Tectonics*, 20, pp. 235-254.

REUTTER, K.; SCHEUBER, E. y HELMCKE, D. (1996). The Precordillera Fault System of Chuquicamata, northern Chile: evidence for reversals along arc-parallel strike-slip faults, *Tectonophysics* 259, pp. 213-228.

RILEY, P.D.; BECK, M. E. y BURMESTER, R.F. (1993). Paleomagnetic evidence of vertical axis blocks rotations from the Mesozoic of Northern Chile., *Journal of Geophysical Research*, 98, pp. 8321-8333.

ROPERCH, P. y CARLIER, G. (1992). Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the central Andes of southern Peru: Importance of rotations in the development of the Bolivian orocline, *J. Geophys. Res.*, 97, pp. 17.233-17.249.

ROPERCH, P.; FORNARI, M.; HÉRAIL, G. y PARRAGUEZ, G.V. (2000). Tectonic rotations within the Bolivian Altiplano: Implications for the geodynamic evolution of the central Andes during the late Tertiary, *J. Geophys. Res.*, 105, pp. 795-820.

ROPERCH, P.; SEMPERE, T.; MACEDO, O.; ARRIAGADA, C.; FORNARI, M.; TAPIA, C.; GARCÍA, M. y 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*, 25, TC3010, doi:10.1029/2005TC001882.

SCHEUBER, E. y REUTTER, K. (1992). Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25° S, *Tectonophysics*, 25, pp. 127-140.

SOMOZA, R.; SINGER, S. y 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, pp. 11387-11400.

SOMOZA, R.; SINGER, S. y TOMLINSON, A. (1999). Paleomagnetic study of upper Miocene rocks from northern Chile: Implications for the origin of late Miocene-Recent tectonic rotations in the southern Central Andes, *J. Geophys. Res.*, 104, pp. 22.923-22.936.

SOMOZA, R. y TOMLINSON, A. (2002). Paleomagnetism in the Precordillera of northern Chile (22°30´S): implications for the history of tectonic rotations in the Central Andes, *Earth and Planetary Science Letters*, 194, pp. 369-381.

SOMOZA, R.; TOMLINSON, A. y PREZZI, C. (2002). Los Andes Centrales en el Cenozoico Tardío: aumento de la tasa de acortamiento y disminución en la velocidad de convergencia. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 15, Actas 2, pp. 181-186.

SOMOZA, R.; TOMLINSON, A.; CAFFEE, P. y VILAS, J. F. (2012). Paleomagnetic evidence of earliest Paleocene deformation in Calama (~22°S), northern Chile: Andean-type or ridge-collision tectonics?, *J. S. Am. Earth Sci.*, 37, 208-213, doi:10.1016/j.jsames.2012.04.001.

STEINMANN, G. (1929). *Geologie von Peru*, 448 p., Karl Winter, Heidelberg, Germany.

TANAKA, H.; TSUNAKAWA, H. y AMANO, K. (1988). Palaeomagnetism of the Cretaceous El Way and Coloso Formation from the northern Chilean Andes, *Geophysical Journal*, 95, pp. 195-203.

TAYLOR, G. K.; GROCCOTT, J.; POPE, A. y RANDALL, D. (1998). Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the Andean fore-arc: A crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile, *Tectonophysics*, 299, pp. 93-109.

TAYLOR, G. K.; GIPSON, M. y GROCCOTT, J. (1999). New paleomagnetic results from the coastal cordillera/precordillera boundary northern Chile: Implications for plate margin deformation, in ISAG, edited by IRD, pp. 633-637, IRD, Goettingen.

TAYLOR, G. K.; DASHWOOD, B. y GROCCOTT, J. (2005). Central Andean rotation pattern: Evidence from paleomagnetic rotations of an anomalous domain in the fore-arc of northern Chile, *Geology*, 33, pp. 777-780, doi:10.1130/G21876.1.

TAYLOR, G. K.; GROCCOTT, J.; DASHWOOD, B.; GIPSON, M. y ARÉVALO, C. (2007). Implications for crustal rotation and tectonic evolution in the central Andes fore arc: New paleomagnetic results from the Copiapó region of northern Chile, 26°-28°S. *Journal of Geophysical Research* 112, B01102: 22 p. doi: 10.1029/2005JB003950.

TOMLINSON, A. y BLANCO, N. (1997). Structural evolution and displacement history of the West Fault System, Precordillera, Chile: Part 1, synmineral history, in: *Actas VIII Congreso Geológico de Chile*, Vol. 3, pp. 1873-1877.

TURNER, P.; CLEMMY, H. y FLINT, S. (1984). Palaeomagnetic studies of a Cretaceous molasse sequence in the Central Andes (Coloso Formation, Northern Chile). *J. Geol. Soc. London*, 141, 869-876.

ANEXO I  
INTRODUCCION AL PALEOMAGNETISMO

## 1. CONCEPTOS BÁSICOS.

### 1.1 Momento Magnético Dipolar (M).

Momento generado por dualidad de la unidad magnética, modelado como un par de cargas magnéticas de masa  $m$  a una distancia  $l$  ( $M = m \times l$ ) y también como un flujo de corriente eléctrica  $I$  en un loop circular de área  $A$  ( $M = I \times A\hat{u}$ ), y cuyo vector unitario  $\hat{u}$  es perpendicular al plano que contiene el área  $A$ .

### 1.2 El Campo Magnético.

Todo punto del espacio se caracteriza por dos cantidades vectoriales que determinan la fuerza sobre cada carga. La primera, es la fuerza eléctrica descrita por un campo eléctrico  $E$ . La segunda, es la fuerza magnética que depende de la velocidad de la carga. Se define el vector campo magnético  $B$ , que especifica simultáneamente la dirección privilegiada en el espacio y la constante de proporcionalidad con la velocidad. De este modo la fuerza magnética es  $qv \times B$ . Luego la fuerza total electromagnética sobre una carga se puede escribir del siguiente modo:

$$F = q \times (E + v \times B)$$

Al someter un dipolo magnético a un campo magnético se produce un torque ( $\Gamma$ ) lineal,

$$\Gamma = M \times H$$

en general un momento magnético que es libre de rotar y que se encuentra bajo un campo magnético  $H$ , se alinea a ésta.

### 1.3 Energía de Momento Magnético (E).

Energía necesaria para alinear los momentos magnéticos de cualquier material al ser afectado por un campo H.

$$E = -M \times H = -MH\cos(\theta), \text{ donde } \theta \text{ es el ángulo entre M y H.}$$

### 1.4 Intensidad de Magnetización de un material (J).

Momento dipolar magnético neto por unidad de volumen de un material cualquiera.

$$J = \frac{\sum_i M_i}{V}$$

Con  $\sum_i M_i$  como la suma vectorial de los momentos magnéticos contenidos en un volumen V.

Este parámetro tiene 2 componentes: la magnetización inducida, que corresponde a aquella obtenida por la roca por efecto de un campo magnético **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.

### 1.5 Susceptibilidad Magnética (k).

Capacidad de un material para adquirir una magnetización. Se define por:

$$J = kH$$

Donde es la magnetización por unidad de volumen y k se encuentra en unidades del S.I.



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

Los principales elementos del campo geomagnético se muestran en la Figura A1. La intensidad total  $H$ , declinación  $D$ , e inclinación  $I$ , definen completamente el campo en cualquier punto. El vector del campo magnético total se puede descomponer en una componente horizontal ( $H_h = H \cos(I)$ ) y otra vertical ( $H_v = H \sin(I)$ ); inclinación,  $I$ , es el ángulo entre  $H$  y la horizontal, su valor va desde  $-90^\circ$  (polo sur magnético) a  $90^\circ$  (polo norte magnético) y se define positivo hacia abajo. El ecuador magnético es donde  $I=0$ . La declinación, corresponde al ángulo entre el Norte magnético y la componente horizontal de  $H$  ( $H_h$ ), se mide en sentido horario y sus valores van desde  $0^\circ$  a  $360^\circ$

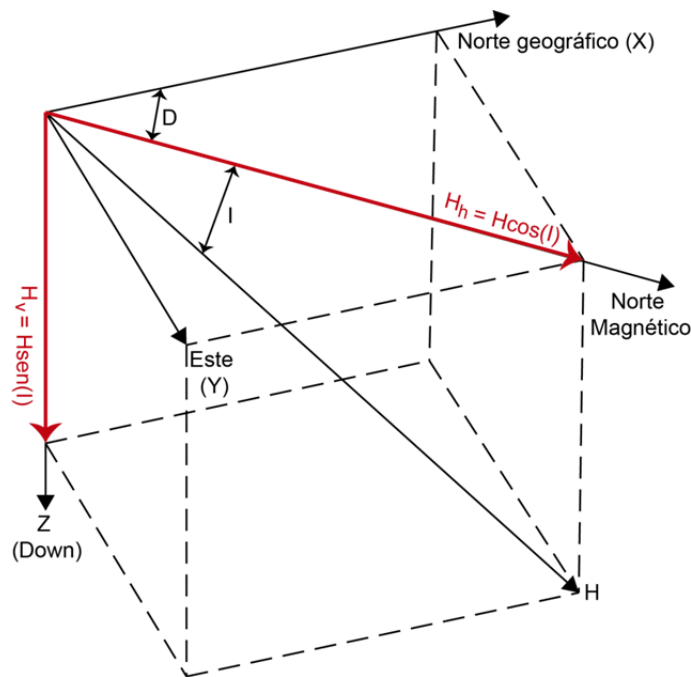


Figura A1: Principales componentes del campo magnético. Vector del campo magnético total  $H$ , puede descomponerse en: (1) una componente vertical,  $H_v$  y (2) una componente horizontal,  $H_h$ ; inclinación,  $I$  es el ángulo vertical (= dip) entre la horizontal y  $H$ ; declinación,  $D$ , es el ángulo azimutal entre la componente horizontal de  $H$  ( $H_h$ ) y el Norte geográfico.

## 1.6 Dipolo Axial Geocéntrico.

El campo geomagnético se origina en el núcleo líquido de la Tierra, el cual está constituido principalmente por hierro y níquel. El movimiento de fluidos, eléctricamente conductores, producirían un dínamo magneto-hidrodinámico, el que sería el causante del campo geomagnético. El campo magnético terrestre estaría compuesto de una parte dipolar y otra no dipolar. Sin embargo, la hipótesis básica del paleomagnetismo, indica que la dirección paleomagnética registrada en las rocas, se debe a un campo de tipo dipolar.

En la escala del tiempo geológico, estudios del campo geomagnético requieren de algún modelo para el análisis de los resultados paleomagnéticos, de modo que las mediciones de diferentes partes del mundo puedan ser comparadas. El modelo debe reflejar el comportamiento a largo plazo del cambio en vez de un comportamiento más detallado a corto plazo. El modelo usado es denominado Dipolo Axial Geocéntrico (DAG) (Figura A2).

En este modelo, se considera que el campo magnético es producido por un solo dipolo (M) en el centro de la Tierra y que a su vez está alineado con el eje de rotación.

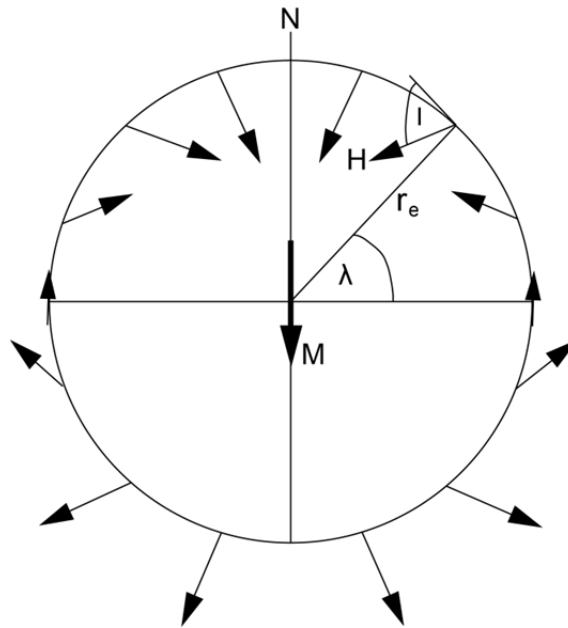


Figura A2: Modelo de Dipolo Axial Geocéntrico. Dipolo magnético (M) se ubica en el centro de la Tierra y se alinea con eje de rotación;  $\lambda$ , latitud geográfica;  $r_e$ , radio promedio de la Tierra; se muestra esquemáticamente la dirección del campo magnético en la superficie de la Tierra producido por un dipolo axial geocéntrico;  $I$ , inclinación; N, polo norte geográfico; tomado de Butler (1992).

Considerando lo anterior, es posible obtener la ecuación fundamental del paleomagnetismo:

$$H_V = \frac{2M \sin \lambda}{r_e^3} \quad \text{y} \quad H_h = \frac{M \cos \lambda}{r_e^3}$$

$$\tan I = \frac{H_V}{H_h} = 2 \frac{\sin \lambda}{\cos \lambda}$$

$$\tan I = 2 \tan \lambda$$

La relación entre  $I$  y  $\lambda$  es esencial para entender muchas aplicaciones paleogeográficas y tectónicas del paleomagnetismo, como también lo es entender que *si el campo magnético es calculado como un promedio, en un intervalo de tiempo suficientemente grande, del orden de decenas a centenas de miles de años, este campo magnético corresponde a un dipolo axial en el eje de rotación de la Tierra. De este modo, la observación de una declinación y una inclinación magnética distintas de las actuales en una muestra, nos indica, que no es el polo magnético el que se ha desplazado, si no, el bloque que contiene a la muestra o un fragmento mayor de la corteza terrestre el que se ha movido.*

### 1.7 Variación Secular.

Corresponde a variaciones internas en el campo magnético en un lapso de tiempo de 10 mil años. Estas variaciones son relevantes de considerar al momento de observar los datos, pues producen dispersiones en los resultados. Numerosos trabajos han compilado las variaciones de estos datos en los últimos 2.000 años (Le Goff et al., 2002; Jonkers et al., 2003) e incluso pueden ser usados como apoyo a los métodos de datación como el carbono-14, para eventos de edades antropológicas.

## 2. MATERIALES MAGNÉTICOS

la magnetización ocurre en determinados materiales porque algunos átomos generan momentos magnéticos producto del movimiento de los electrones que orbitan el núcleo y también, por la rotación sobre sí mismos.

La materia presenta tres tipos de respuestas magnéticas a la aplicación de un campo magnético: diamagnética, paramagnética y ferromagnética.

## 2.1 Diamagnetismo.

La respuesta diamagnética a la aplicación de un campo magnético es la adquisición de una magnetización inducida pequeña ( $J_i$ ), opuesta al campo aplicado  $H$ . La aplicación de un campo magnético altera el movimiento orbital de los electrones produciendo una pequeña magnetización antiparalela al campo aplicado. La magnetización depende linealmente del campo aplicado y se reduce a cero con la supresión de éste. La respuesta diamagnética es una propiedad de todos los materiales.

La susceptibilidad magnética ( $k$ ), para una sustancia diamagnética es negativa e independiente de la temperatura. Un ejemplo de este tipo de material es el cuarzo.

## 2.2 Paramagnetismo.

Los sólidos paramagnéticos presentan momentos magnéticos. Estos momentos atómicos reaccionan en forma independiente a los campos magnéticos aplicados y a la energía térmica. A cualquier temperatura por encima del cero absoluto, la energía térmica hace vibrar la red cristalina, esta vibración produce momentos magnéticos que oscilan rápidamente y se orientan aleatoriamente. En la ausencia de un campo aplicado, los momentos atómicos se distribuyen en forma homogénea e isotrópica con la magnetización resultante  $J_i=0$  (magnetización inducida).

## 2.3 Ferromagnetismo.

Los sólidos ferromagnéticos al igual que los paramagnéticos, contienen momentos magnéticos. Pero a diferencia de los sólidos paramagnéticos, sus momentos atómicos interactúan fuertemente. El efecto de esta interacción implica magnetizaciones de varios ordenes de magnitud, mucho mayores que la

magnetización de materiales paramagnéticos bajo el mismo campo magnético, es por eso que estos materiales son los de interés en paleomagnetismo.

Para un material ferromagnético dado, a cierta temperatura existe una magnetización máxima o *magnetización de saturación*  $J_s$  que puede alcanzar el material. Aun cuando el campo magnético siga aumentando,  $J_s$  disminuye con el incremento de la temperatura, llegando a cero cuando alcanza su temperatura de Curie ( $T_c$ ) que es característica de cada material ferromagnético (580°C para la magnetita, 680°C para la hematita). Por sobre la temperatura de Curie el material se vuelve paramagnético. Durante un incremento de la temperatura, las distancias interatómicas se incrementan produciendo que disminuya el intercambio de energía de apareamiento y también  $J_s$ . Alcanzada  $T_c$ , las distancias intra-atómicas han aumentado llegando al punto en que el intercambio de energías de apareamiento se ha destruido. Luego los momentos magnéticos se vuelven independientes y el material se vuelve paramagnético, proceso que en general es reversible. La propiedad fundamental de los materiales ferromagnéticos es su capacidad de registrar la dirección de los campos magnéticos que lo han afectado. En las rocas, todos los minerales ferromagnéticos tienen en realidad un comportamiento magnético del tipo ferrimagnético o antiferromagnético (Figura A3), donde los minerales magnéticamente más fuertes son los primeros, el ejemplo más común es la *magnetita* ( $Fe_3O_4$ ) y su solución sólida con *ulvöspinela* ( $Fe_2TiO_4$ ) que corresponde a la serie de *titanomagnetitas* (Figura A4). En cambio la *hematita* ( $Fe_2O_3$ ) es del tipo antiferromagnético, en ella la remanencia, a pesar de ser débil, es frecuentemente muy estable. Otros minerales magnéticos comúnmente presentes en las rocas son los sulfuros de hierro como por ejemplo pirrotina. Las propiedades magnéticas de los minerales (remanencia) también dependen del tamaño del grano, imperfecciones de cristal, impurezas y tensiones.

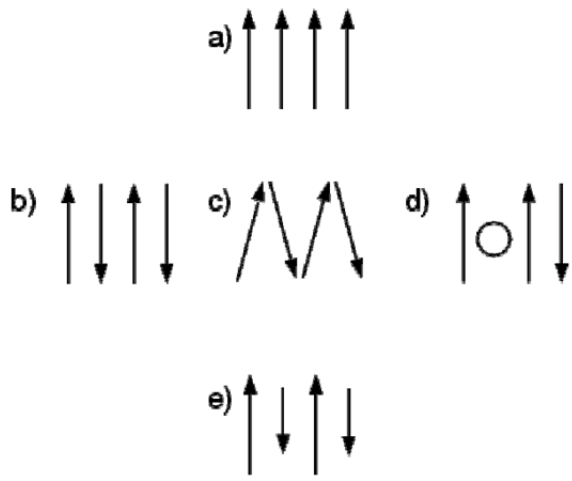


Figura A3: Tipos de alineamiento de spin en ferromagnetismo (sensu lato): a) ferromagnetismo (sensu stricto), b) antiferromagnetismo, c) antiferromagnetismo de spin rotado, d) antiferromagnetismo de defecto, e) ferrimagnetismo.

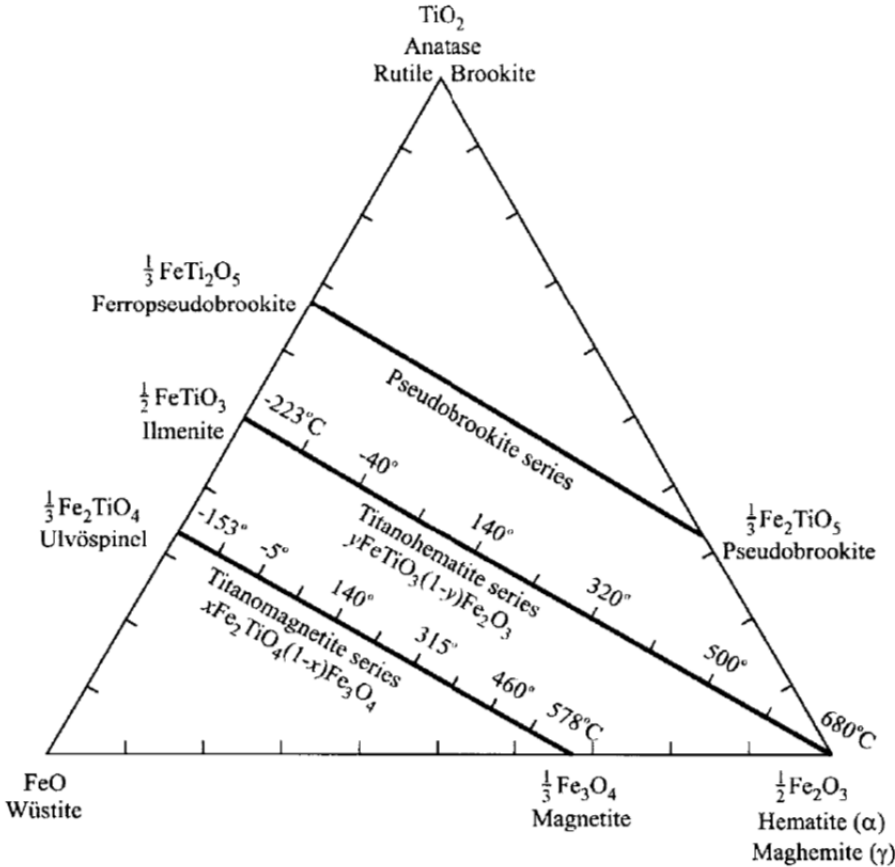


Figura A4: Diagrama ternario de óxidos de hierro.

### 3. TEORÍA DE DOMINIOS.

Las propiedades magnéticas dependen fuertemente del tamaño del grano, imperfecciones y tensiones dentro de la red cristalina. Los granos de menor tamaño y que suelen conservar sus direcciones de imantación se denominan Dominio Simple (SD, Figura A5a). Los granos de mayor tamaño suelen evidenciar sectores con diferentes direcciones de magnetización y se denominan granos Multidominio (MD, Figura A5b, c, d), en ellos existen zonas de transición entre las distintas direcciones de magnetización y son conocidas como Paredes de Dominio.

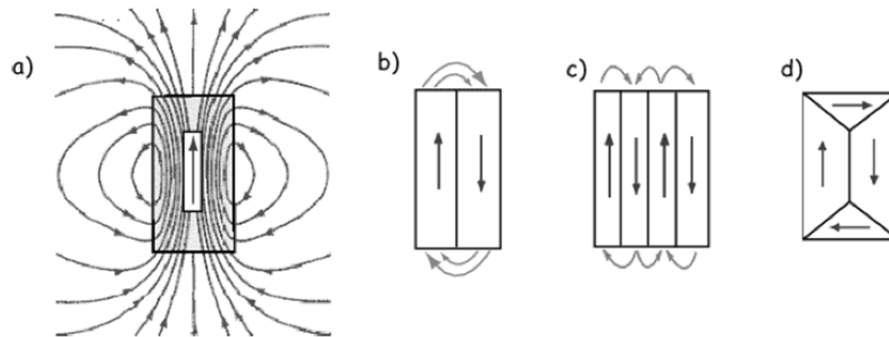


Figura A5: Una variedad de dominios para una partícula dada. a) Magnetizada uniformemente (dominio simple). b) Dos dominios. c) Cuatro dominios. d) Dos dominios con dos dominios cerrados.

Los granos SD presentan mayor coercitividad, lo que no ocurre en los granos MD, ya que estos se encuentran divididos en dominios. Además, en los estudios paleomagnéticos, los mejores granos para la retención del campo magnético pasado corresponden a los granos SD.



#### 4. MAGNETIZACIÓN DE LAS ROCAS.

Sistemas complejos como las rocas, presentan dos estados de magnetización: Inducida ( $J_i$ ) y Remanente ( $J_r$ ) (ec. 1).

$$J = J_i + J_r \quad (\text{ec. 1})$$

La magnetización inducida se asocia generalmente a la presencia de un campo actual (efecto viscoso). Si la sustancia presenta algún tipo de anisotropía, la magnetización inducida neta, no será paralela al campo inductor  $H$ . Por otro lado, la magnetización remanente es aquella que se puede asociar a un campo al que la roca fue sometida previamente y que fue removido.

##### 4.1 Magnetización Remanente.

Se dice que una sustancia tiene magnetización remanente si además de contener magnetización inducida, registra una componente de magnetización que refleja la historia de campos magnéticos que han actuado sobre el material en períodos geológicos distintos del reciente. Este registro depende del contenido de minerales ferromagnéticos que contenga el material.

En general las rocas de la corteza al momento de su génesis registran el campo magnético que posee la Tierra. Luego la magnetización in situ de una roca, va a reflejar la suma de dos componentes vectoriales una inducida  $J_i$  y una remanente  $J_r$ .

##### 4.2 Magnetización Remanente Natural (NRM, por sus siglas en inglés).

La magnetización remanente natural equivale a la magnetización in situ de una roca y refleja la magnetización adquirida por la roca en el momento de su formación, bajo el campo geomagnético imperante, y también la de los procesos geológicos

que han actuado sobre ella desde su formación. La NRM puede tener uno o más componentes. A la componente adquirida durante su génesis se le llama NRM primaria, y la (las) adquirida (s) posteriormente, NRM secundaria (s).

#### 4.2.1 NRM Primaria (NRMp).

Los distintos tipos de NRMp se encuentran determinados por procesos térmicos, químicos y sedimentarios. Los tipos principales de magnetización primaria que puede sufrir una roca son:

*Magnetización Termoremanente (TRM)*: Magnetización adquirida durante el enfriamiento de la roca bajo  $T_c$  en presencia de un campo magnético dado. Las rocas que adquieren MTR son rocas ígneas, ya sean intrusivas o extrusivas. Aquí los minerales ferromagnéticos adquieren un magnetismo en igual sentido al campo geomagnético existente.

*Magnetización Detrítica Remanente (DRM)*: Esta magnetización es adquirida durante la acumulación de sedimentos ricos en minerales ferromagnesianos detríticos. Los minerales ferromagnéticos pequeños se alinean con la dirección del campo magnético a medida que son depositados en el agua.

#### 4.2.2 NRM Secundaria (NRMs).

*Magnetización Química Remanente (QRM)*: Esta magnetización se debe al crecimiento de minerales ferromagnéticos en reacciones químicas, como la precipitación intergranular en procesos sedimentarios, la circulación de fluidos hidrotermales en campos geotérmicos asociados a volcanismo o por la oxidación que ocurre durante el enfriamiento de la lava.

Magnetización Remanente Isotermal (RIM): Magnetización adquirida durante la exposición de la roca, por cortos periodos de tiempo, a un campo magnético muy fuerte 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.

Magnetización Remanente Viscosa (RVM): Este tipo de magnetización ocurre por la exposición durante un período prolongado de una roca a un campo magnético débil, adquiriendo una nueva magnetización llamada viscosa. Generalmente, esta componente magnética es la primera en ser removida. Ejemplo de aquello, es el campo magnético actual sobre las muestras estudiadas.

En general, 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, en otras palabras, 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.

## 5. TÉCNICAS DE DEMAGNETIZACIÓN.

En paleomagnetismo, es importante ser capaz de aislar la dirección característica del NRM de una roca a través de la remoción selectiva de NRMs. Existen 3 técnicas para desmagnetizar vectores secundarios: demagnetización parcial por campo alternativo (AF), demagnetización termal (TH) y demagnetización química.

## 5.1 Campo Alternativo (AF).

Este método consiste en exponer a la muestra a distintas magnitudes de un campo que alterarán aquellos minerales y granos de la muestra que posean una fuerza de coercitividad menor a la aplicada por la máquina. La forma de la onda del campo magnético alternativo es una senoide con decrecimiento lineal de la magnitud con el tiempo (Figura A6).

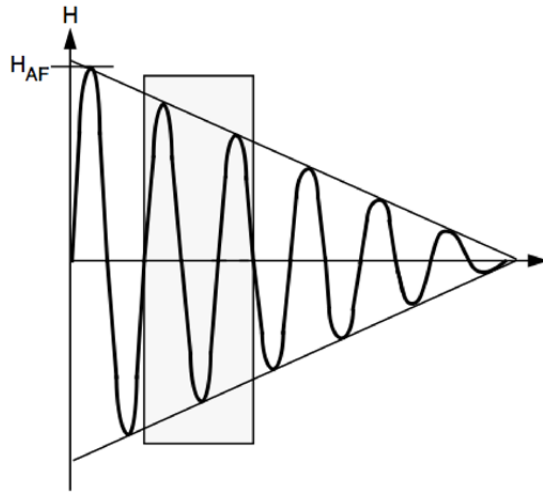


Figura A6: Representación esquemática de demagnetización por campo alternativo (AF). Forma de la onda del campo magnético aplicado versus tiempo.  $H_{AF}$ , máxima amplitud de campo aplicado. Eje horizontal representa el tiempo.

Si el campo magnético aplicado tiene una fuerza  $H_{AF}$  (campo magnético aplicado), las partículas con una fuerza de coercitividad menor al campo aplicado se alinearán de acuerdo a éste (tanto en la señal negativa como en la positiva) anulándose entre sí, dejando la señal magnética de aquellas partículas con coercitividad mayor a  $H_{AF}$ . Este método es efectivo para los granos con las menores coercitvidades (granos de multidominio magnético), anulando los magnetismos remanentes naturales secundarios más débiles.

## 5.2 Demagnetización Termal (TH).

Este procedimiento consiste en exponer una muestra a temperaturas elevadas (Temperatura de demagnetización ( $T^{\circ}$ )) bajo la temperatura de Curie de los minerales portadores de magnetización que la conforman, luego enfriarla a temperatura ambiente en una cámara libre de campo magnético. Esto produce que todos los granos con temperatura de bloqueo  $T_b \leq T^{\circ}$  de demagnetización adquieran una "magnetización termoremanente" en  $H=0$ , debido al reseteo de NRM portado por estos granos. En otras palabras la magnetización de todo grano para el cual  $T_b \leq T^{\circ}$  de demagnetización, es magnetizado en forma aleatoria. Usualmente,  $T^{\circ}$  inferiores a 200 °C permiten destruir parcial o totalmente una magnetización adquirida en el campo actual.

## 5.3 Demagnetización Química.

Este método sólo es usado en rocas sedimentarias con una porosidad suficiente. Por ejemplo, en areniscas rojas la magnetización se puede registrar en granos de hematitas detríticas y también en un pigmento hematítico. En ácido hidroc্লórico, este pigmento será físicamente destruido por disolución junto con la magnetización. Al final sólo la magnetización registrada por granos grandes de hematitas (o de magnetitas) estará presente en las rocas.

## 6. REPRESENTACIÓN GRÁFICA.

El paleomagnetismo, busca obtener un registro del campo magnético del pasado estudiando el vector paleomagnético registrado en una roca. Los tres elementos que determinan o describen el vector magnético (intensidad, declinación (D) e inclinación (I)) se pueden representar en diagramas 3D. Puesto a que se trabaja con una gran cantidad de datos, realizar proyecciones 3D para cada muestra, daría como resultado en una gran cantidad de diagramas cuya interpretación sería difícil.

Con el fin de poder ver e interpretar los datos (por ejemplo: cambios de intensidad de magnetización y cambios de dirección de la magnetización) de manera más completa y simple, es que se tienen los siguientes tipos de gráficos:

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 ( $A_m^{-1}$ ). Los vectores pueden exponer fácilmente los cambios de intensidad, que son proporcionales a la distancia de cada punto del vector (Figura A7 y A8). 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). Este diagrama representa completamente al vector de magnetización, es decir, intensidad magnética, declinación e inclinación.

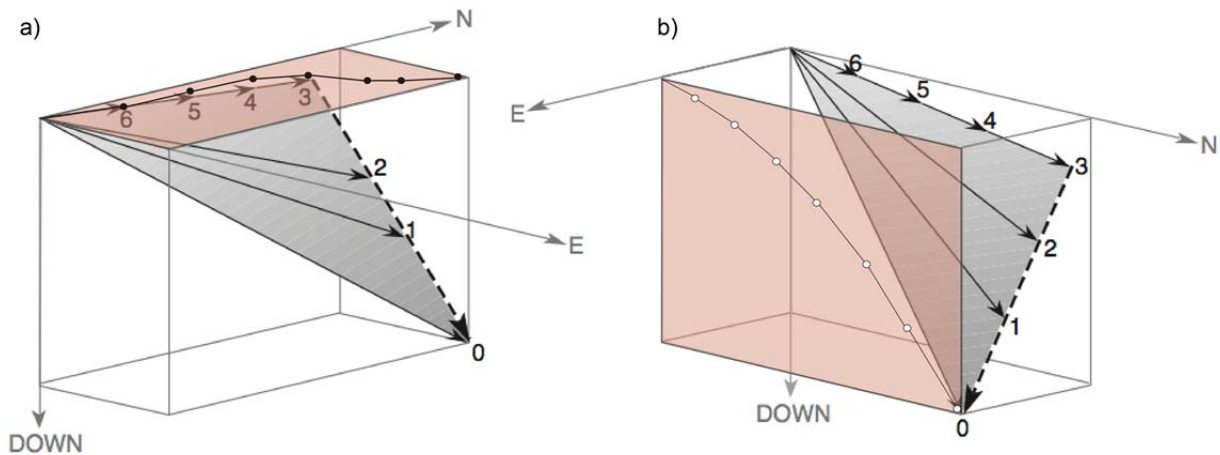


Figura A7: Representación gráfica de vector magnético. a) Componentes de la magnetización, determinadas durante etapas de demagnetización térmica (1-6) proyectadas sobre un plano horizontal. b) Componentes de la magnetización, determinadas durante etapas de demagnetización térmica (1-6) proyectadas sobre un plano vertical.

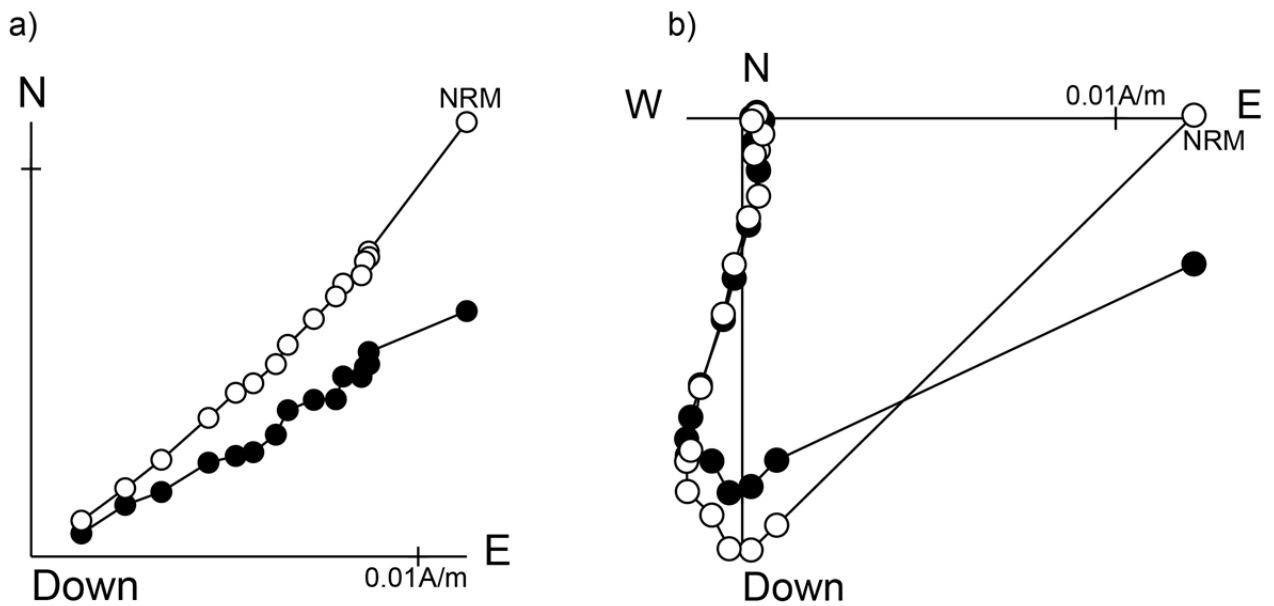


Figura A8: Diagramas de Zijderveld. Los círculos negros muestran la declinación magnética y los círculos blancos (o vacíos) la inclinación magnética.

Diagramas de decaimiento de la Intensidad Magnética: Gráfico que muestra la intensidad de magnetización normalizada en el eje Y, y en el eje X la temperatura en grados Celsius o micro Teslas ( $\mu T$ ) según sea el método utilizado (Figura A9). Dependiendo de dónde se encuentren las bajas de intensidad, serán las fases mineralógicas principales portadoras de la magnetización. La muestra se considera demagnetizada, o la demagnetización finalizada, cuando los valores son cercanos a cero en el eje Y.

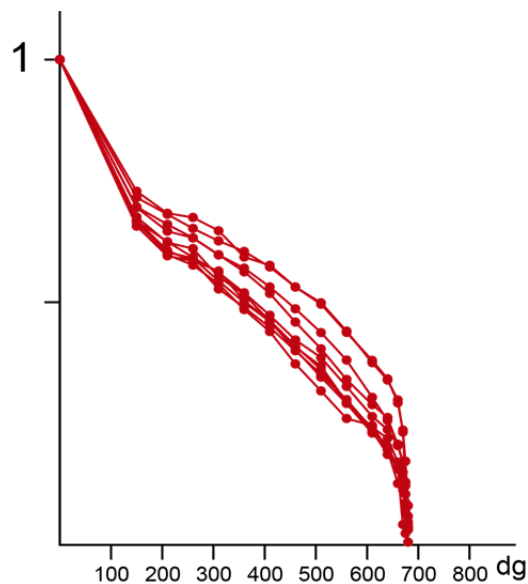


Figura A9: Diagrama de decaimiento de la Intensidad Magnética. En eje X temperatura en grados Celsius ( $dg=degree$ ); en eje Y intensidad magnética normalizada. Cada línea roja representa el proceso de demagnetización termal de cada muestra.

Diagramas de variación de la Susceptibilidad Magnética: Se grafica de forma similar al anterior, con el eje X para la temperatura o el campo alternativo y el eje Y para el valor absoluto de la susceptibilidad (k). Variaciones en la susceptibilidad magnética, en las etapas de demagnetización termal, indican cambios en la estructura y composición de los minerales magnéticos. Un descenso en la susceptibilidad magnética puede indicar, por ejemplo, oxidación de la magnetita a hematita. Un alza puede indicar recristalización de magnetita haciendo posible la adquisición de magnetización parásita en laboratorio, durante el curso de la demagnetización térmica.

Redes estereográficas equiareales: Estas redes permiten graficar los datos de declinación e inclinación magnética. La declinación se representa en sentido horario, partiendo desde el eje NS. En la inclinación, el ángulo aumenta desde la circunferencia al centro del círculo (Figura A10). El círculo vacío indica inclinaciones negativas (hemisferio superior), como en el caso actual chileno, y el círculo lleno indica inclinaciones magnéticas positivas (hemisferio inferior).

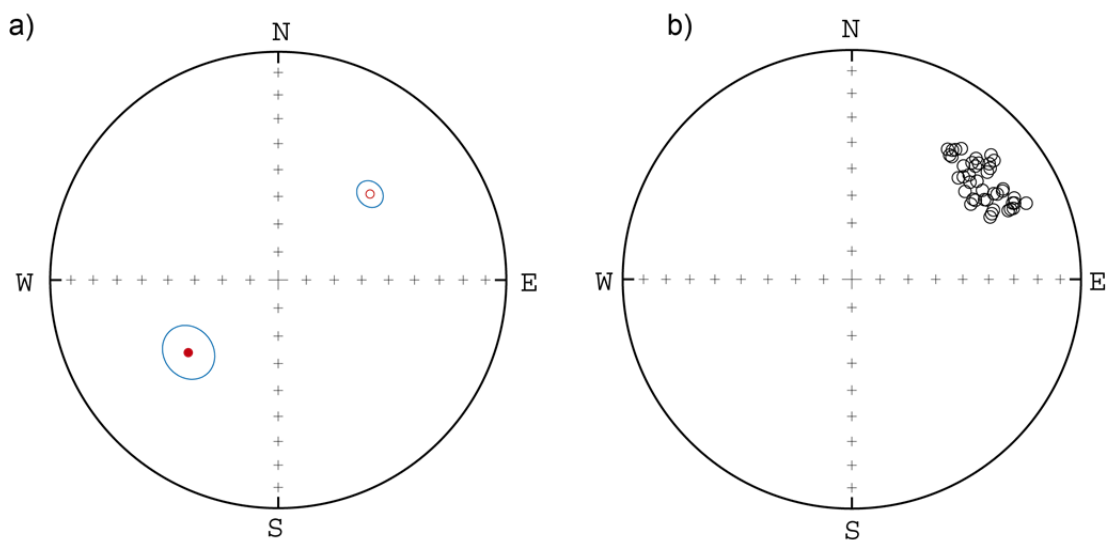


Figura A10: Redes estereográficas equiareales. a) Red estereográfica que muestra los resultados promedio de un sitio (en este caso, como ejemplo, es el sitio 12KA05). Círculo en azul es el error asociado al sitio ( $\alpha_{95}$ ). Círculos blancos y borde rojo, polaridad normal. Círculos rellenos rojos, polaridad inversa; b) Red estereográfica que muestra la distribución de las medidas realizadas al sitio 13KA02. Círculos blancos, polaridad normal.



## 7. PALEOMAGNETISMO Y TECTÓNICA.

El estudio de las propiedades magnéticas 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 deslizamientos (rotaciones o basculamientos) de bloques al compararlo con un polo geomagnético de referencia. Sin embargo, movimientos en sentido E-W, no pueden ser detectados debido a la naturaleza del dipolo axial geocéntrico. En este caso, el campo magnético es igual sobre un mismo paralelo a cualquier longitud.

ANEXO II  
ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA  
(AMS)

EL AMS se ha transformado en una técnica rápida mediante la cual se puede conocer la fábrica de las rocas. El AMS es controlado por la orientación preferencial de los minerales y, por lo tanto, contiene información sobre la susceptibilidad, orientación y distribución de aquellos minerales. Conociendo la composición de los minerales formadores de roca y de sus características de anisotropía magnética es posible determinar la distribución espacial de los granos e inferir el o los procesos geológicos que originaron esa roca.

Una orientación y distribución preferencial de los granos minerales es típico de la mayoría de los tipos de roca y que se desarrolla durante varios procesos geológicos, como por ejemplo un flujo de agua en los sedimentos, flujo de magma en las rocas ígneas, deformación dúctil en rocas metamórficas y orientación de elipse de strain. Es más, los análisis de AMS son un complemento importante de los estudios paleomagnéticos, como una forma de evaluar la fiabilidad de los datos paleomagnéticos y determinar posibles desviaciones en los componentes de magnetización remanente inducidos por la deformación y la compactación.

Esta técnica se basa principalmente en la obtención de un tensor de susceptibilidad magnética, determinado por la orientación de sus tres ejes principales ( $k_1 \geq k_2 \geq k_3$  o  $K_{max} \geq k_{int} \geq k_{min}$ ), perpendiculares entre sí. Estos valores describen el elipsoide de susceptibilidad magnética, que corresponde a la representación geométrica del tensor. A su vez, el tensor de susceptibilidad magnética está caracterizado además por varios parámetros escalares, dentro de los cuales los más importantes corresponden al porcentaje de anisotropía ( $P_{prim}$ ), el factor de forma ( $t$ ) y la intensidad de la lineación y foliación magnética.

El parámetro  $P_{prim}$  determina la excentricidad del elipsoide de ASM, lo cual está directamente ligado a la magnitud de orientación de los minerales magnéticos en la muestra, mientras que el parámetro de forma determina los casos en que el elipsoide tiene forma prolada ( $t < 0$ ) u oblada ( $t > 0$ ) (Figura A11).

Los elipsoides prolados presentan típica forma de cigarrillo, y están dominados por el arreglo lineal de las partículas (domina la lineación) y los elipsoides oblados presentan forma aplanada, dominada por una fábrica planar (elipsoide dominado por la foliación).

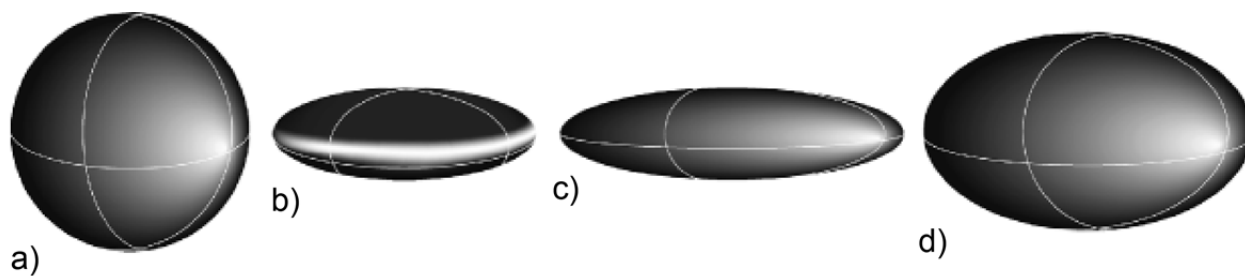


Figura A11: Formas de elipsoide de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética. a) Esférico; b) Oblado; c) Prolado; d) Triaxial.

A continuación se muestran los resultados promedios obtenidos para cada sitio.

En tablas:

La primera muestra los parámetros de lineación magnética (lin), de foliación magnética (fol), de anisotropía (ani), el factor de forma (t), la forma del elipsoide de AMS (forma) y el porcentaje de anisotropía (Pprim). La segunda tabla muestra, para cada tensor (kmax, kint y kmin), su valor propio (k1, k2, k3) representativo, su declinación (D) e inclinación (I) y los parámetros de la elipse de la elipse de confianza alrededor de las direcciones promedio (p1, p2).

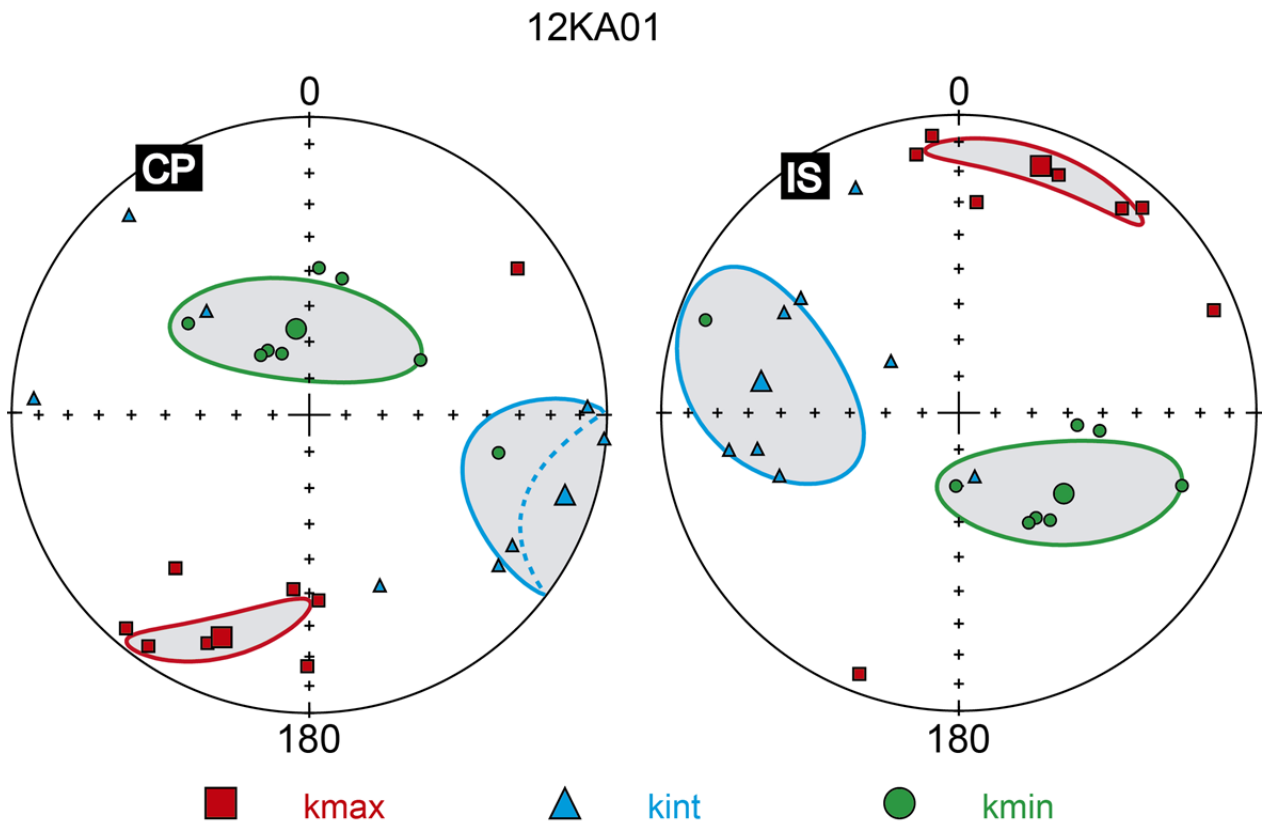
Ambas tablas, muestran los datos en coordenadas in situ (IS) y con corrección de manteo (CP).

En figuras:

Diagramas estereográficos que muestran las principales direcciones de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) y la región (en gris) donde el tensor promedio para cada k yace con una probabilidad de 95%, proyectadas en coordenadas del sitio (SI) o con corrección de manteo (CP). Kmax, máxima susceptibilidad; Kint, susceptibilidad intermedia; Kmin, mínima susceptibilidad. Símbolos pequeños indican mediciones de especímenes individuales. Símbolos grandes indican tensor promedio.

12KA01			Shape			Intensidad		
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,004	1,004	1,008	1,04	-0,02	Prolada	1,008	1,008
IS	1,004	1,004	1,008	1,04	-0,02	Prolada	1,008	1,008

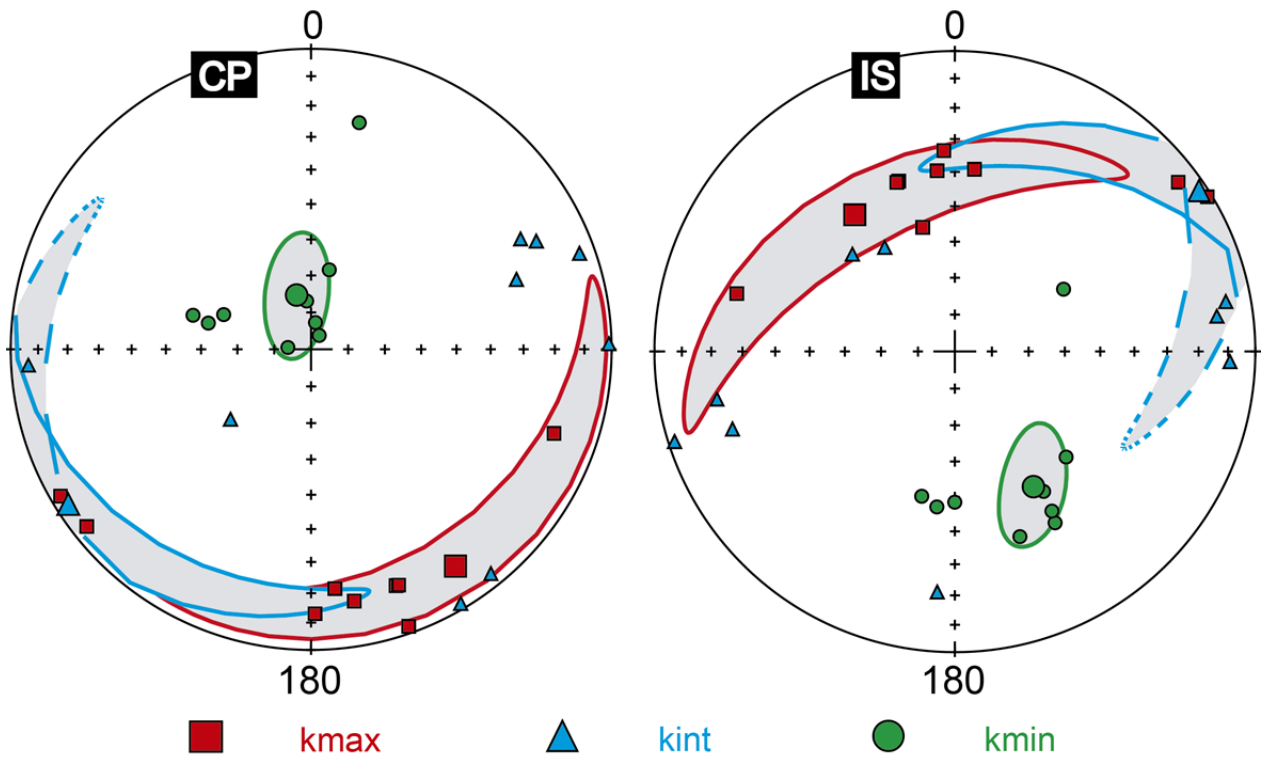
	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,004	201,6	20,9	25,1	5,8	1,00	107,3	11,0	34,5	20,0	0,996	351,3	66,2	34,4	13,9
IS	1,004	18,4	13,7	25,1	5,8	1,00	279,2	33,2	34,5	20,0	0,996	127,5	53,3	34,4	13,9



12KA02				Shape			Intensidad	
	lin	Fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,001	1,008	1,010	0,17	0,71	Oblada	1,010	1,011
IS	1,001	1,008	1,010	0,17	0,71	Oblada	1,010	1,011

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,004	146,3	14,4	70,6	10,6	1,002	237,5	4,7	70,6	8,8	0,994	345	74,8	17,3	8,5
IS	1,004	323,8	43	70,6	10,6	1,002	56,6	3	70,6	8,8	0,994	149,8	149,8	17,3	8,5

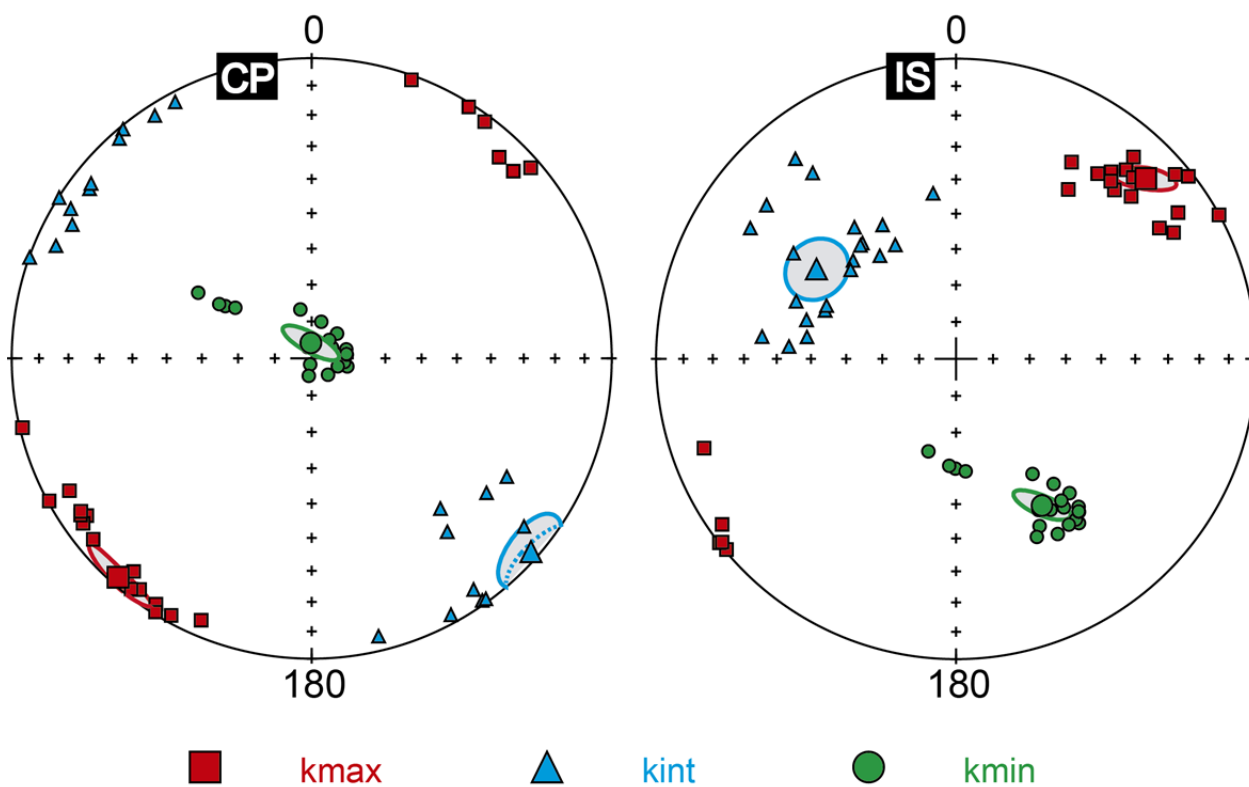
12KA02



12KA03				Shape			Intensidad	
	lin	Fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,006	1,008	1,015	0,77	0,13	Oblada	1,014	1,015
IS	1,006	1,008	1,015	0,77	0,13	Oblada	1,014	1,015

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,007	221,5	3	8,6	2,8	1,001	131,4	3	8,8	8,0	0,992	356,8	85,8	8,5	2,6
IS	1,007	46,4	13,8	8,6	2,8	1,001	302,7	43,9	8,8	8,0	0,992	149,6	42,8	8,5	2,6

### 12KA03

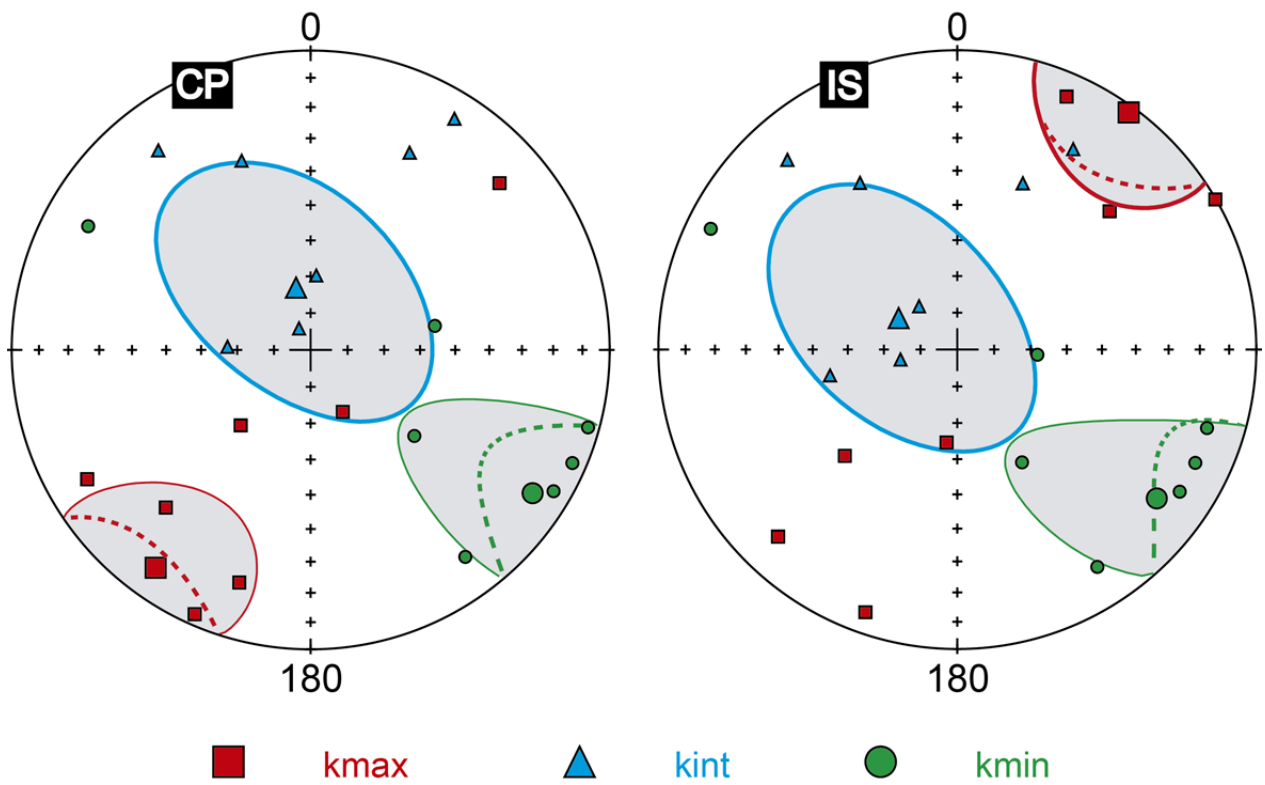




12KA04				Shape			Intensidad	
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,006	1,007	1,013	0,77	0,13	Oblada	1,013	1,013
IS	1,006	1,007	1,013	0,77	0,13	Oblada	1,013	1,013

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,006	215,5	11,7	29,5	20,4	1,001	346,7	72,6	44,7	27,5	0,993	122,8	12,7	45,4	18,2
IS	1,006	35,9	2,5	29,5	20,4	1,001	298,2	71,9	44,7	27,5	0,993	126,7	17,9	45,4	18,2

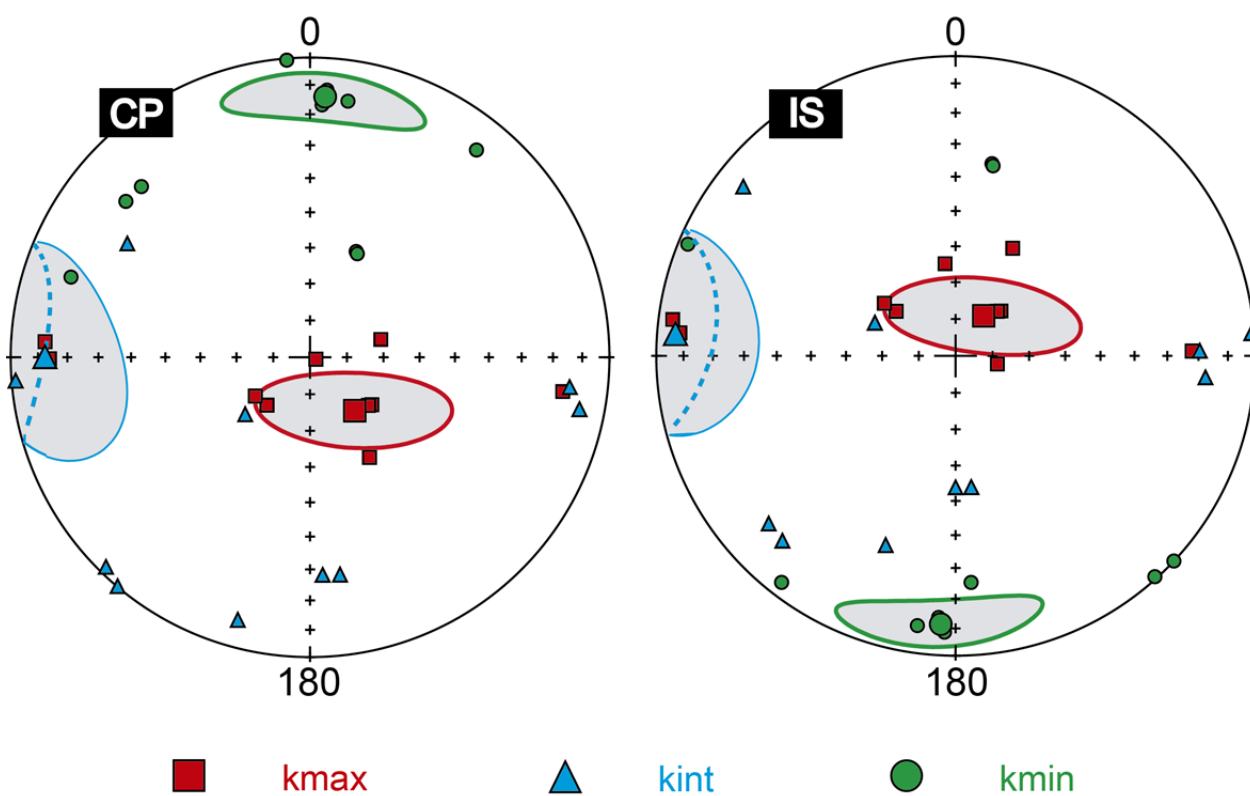
12KA04



12KA05			Shape			Intensidad		
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,021	1,023	1,044	0,93	0,04	Oblada	1,044	1,044
IS	1,021	1,023	1,044	0,93	0,04	Oblada	1,044	1,044

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,021	140	71,1	26,9	10,2	1,00	270,2	12,5	27,5	20,5	0,978	3,3	14	22,2	8,1
IS	1,021	34,9	76,7	26,9	10,2	1,00	274,6	6,8	27,5	20,5	0,978	183,2	11,3	22,2	8,1

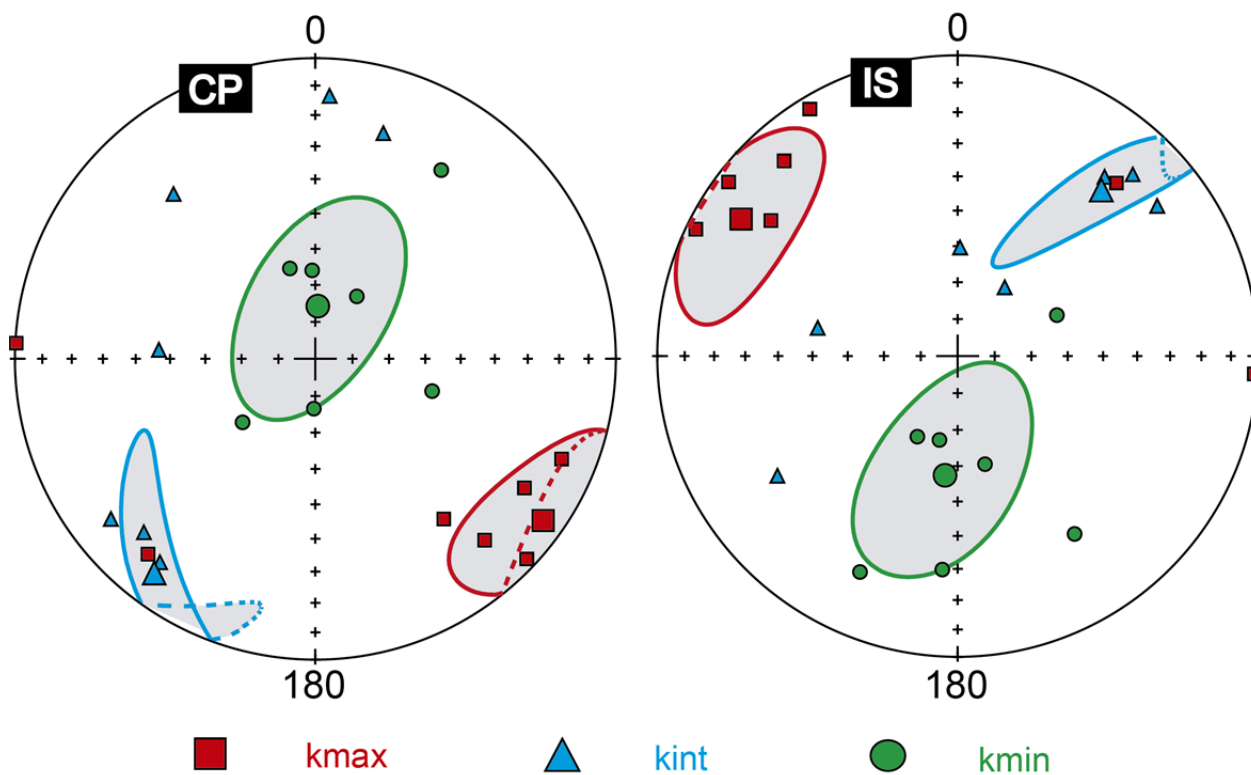
### 12KA05



12KA07			Shape			Intensidad		
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,016	1,015	1,032	1,06	-0,03	Prolada	1,032	1,032
IS	1,016	1,015	1,032	1,06	-0,03	Prolada	1,032	1,032

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,016	125,3	7,8	24,3	17,2	1,00	217	11,9	37,9	6,6	0,984	2,6	75,7	33,7	18,9
IS	1,016	302,3	15,8	24,3	17,2	1,00	40,9	27,8	37,9	6,6	0,984	186,1	57,3	33,7	18,9

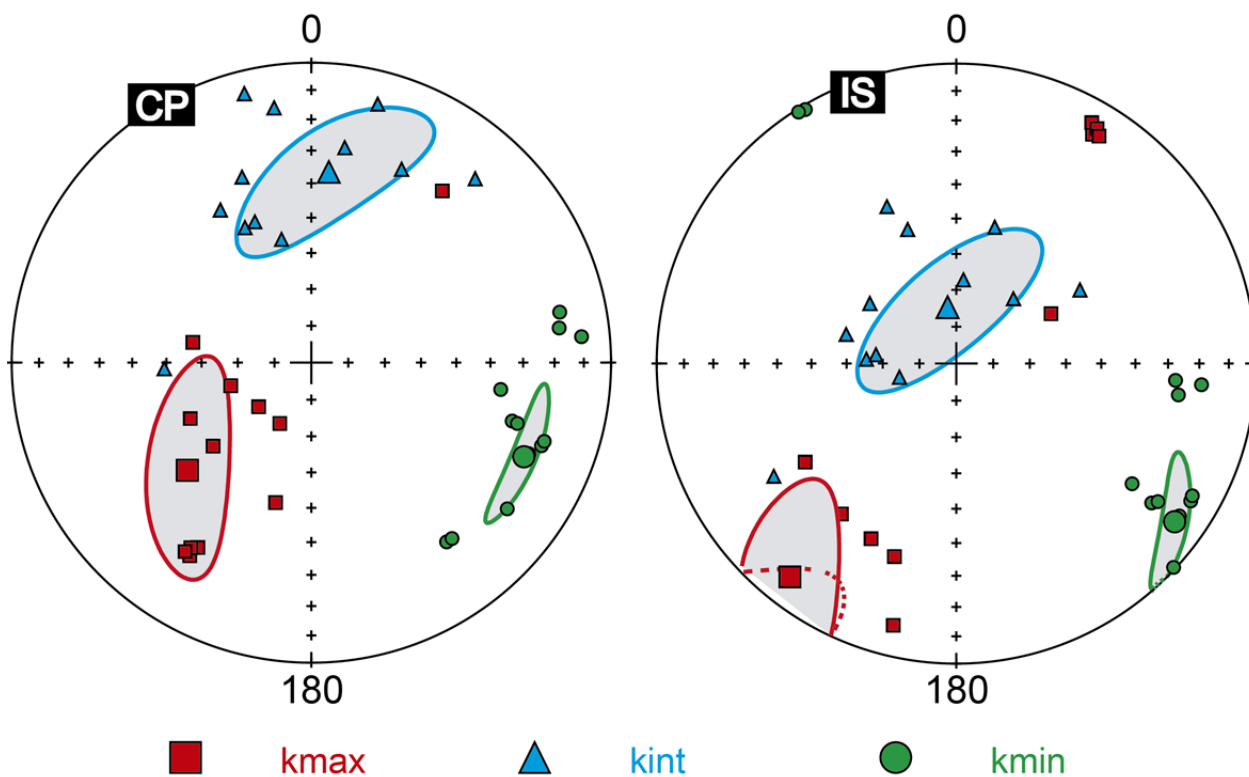
### 12KA07



12KA08			Shape			Intensidad		
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,008	1,018	1,026	0,43	0,40	Oblada	1,026	1,027
IS	1,008	1,018	1,026	0,43	0,40	Oblada	1,026	1,027

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,011	229,1	44,5	31	11	1,003	5,2	36,3	31,4	12	0,986	113,9	23,5	17,1	4,0
IS	1,011	218	10,7	31	11	1,003	351,1	74,5	31,4	12	0,986	125,9	11	17,1	4,0

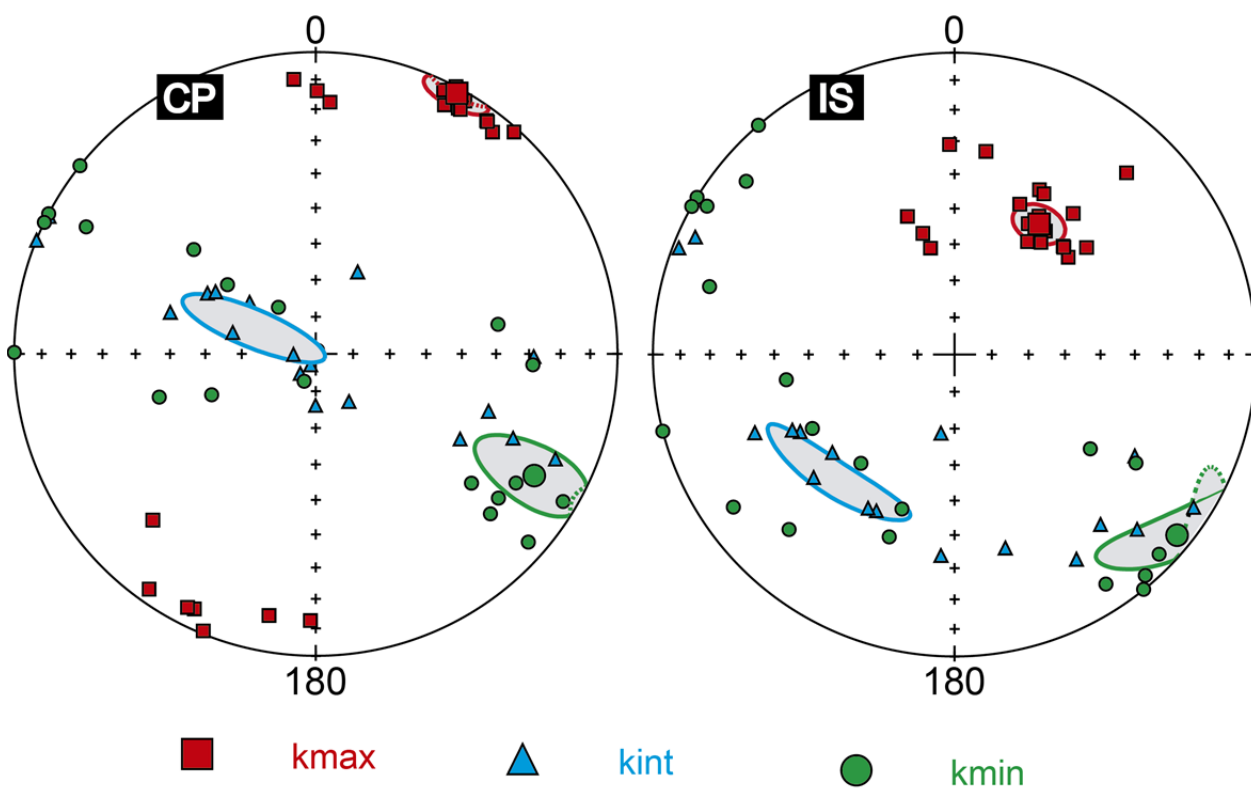
### 12KA08



12KA09			Shape			Intensidad		
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,016	1,003	1,018	6,14	-0,72	Prolada	1,018	1,020
IS	1,016	1,003	1,018	6,14	-0,72	prolada	1,018	1,020

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,011	28,4	2,1	6,9	5,3	0,996	292,2	71,6	21	5,1	0,993	119,1	18,3	20,9	6,6
IS	1,011	32,9	47,2	6,9	5,3	0,996	224,2	42,2	21	5,1	0,993	129	5,6	20,9	6,6

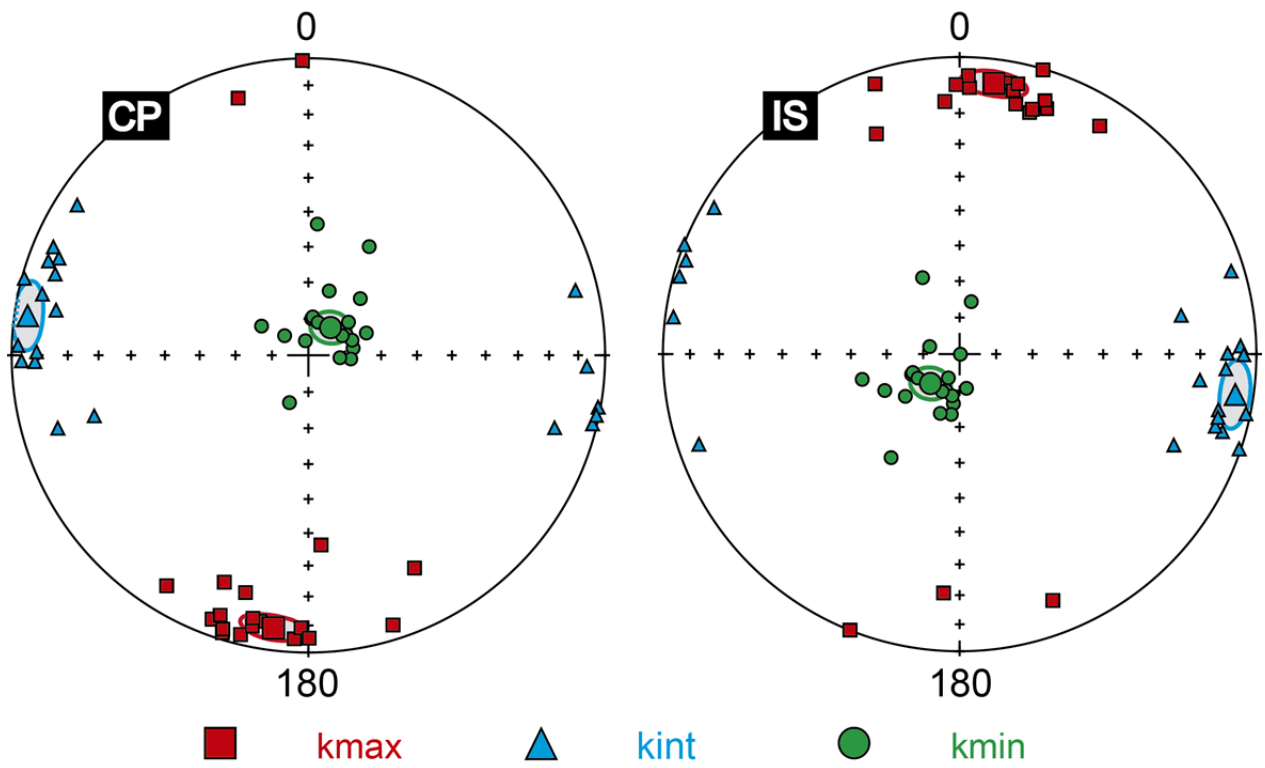
12KA09



12KA10			Shape			Intensidad		
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,007	1,010	1,017	0,75	0,14	Oblada	1,017	1,018
IS	1,007	1,010	1,017	0,75	0,14	Oblada	1,017	1,018

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,008	187,3	8,3	7,1	4,4	1,001	278	5,0	7,1	5,5	0,991	38,6	80,3	5,5	4,4
IS	1,008	7,2	9	7,1	4,4	1,001	98,3	6,8	7,1	5,5	0,991	224,9	78,7	5,5	4,4

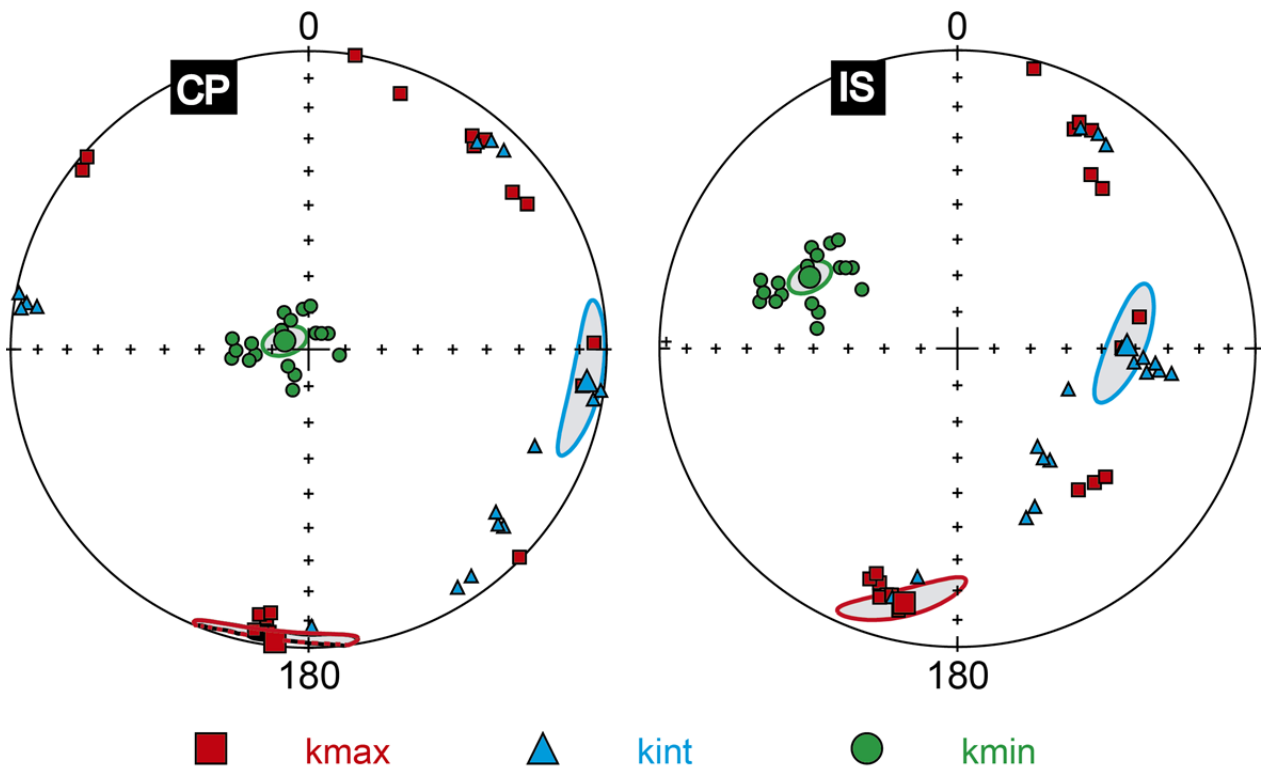
### 12KA10



13KA01				Shape			Intensidad	
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,003	1,015	1,018	0,23	0,62	Oblada	1,018	1,019
IS	1,003	1,015	1,018	0,23	0,62	Oblada	1,018	1,019

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,007	191,9	14	16,3	4,0	1,004	88,7	42,5	16,4	5,4	0,989	295,8	44,1	6,2	3,8
IS	1,007	186,6	1,6	16,3	4,0	1,004	96,4	6,7	16,4	5,4	0,989	289,8	83,1	6,2	3,8

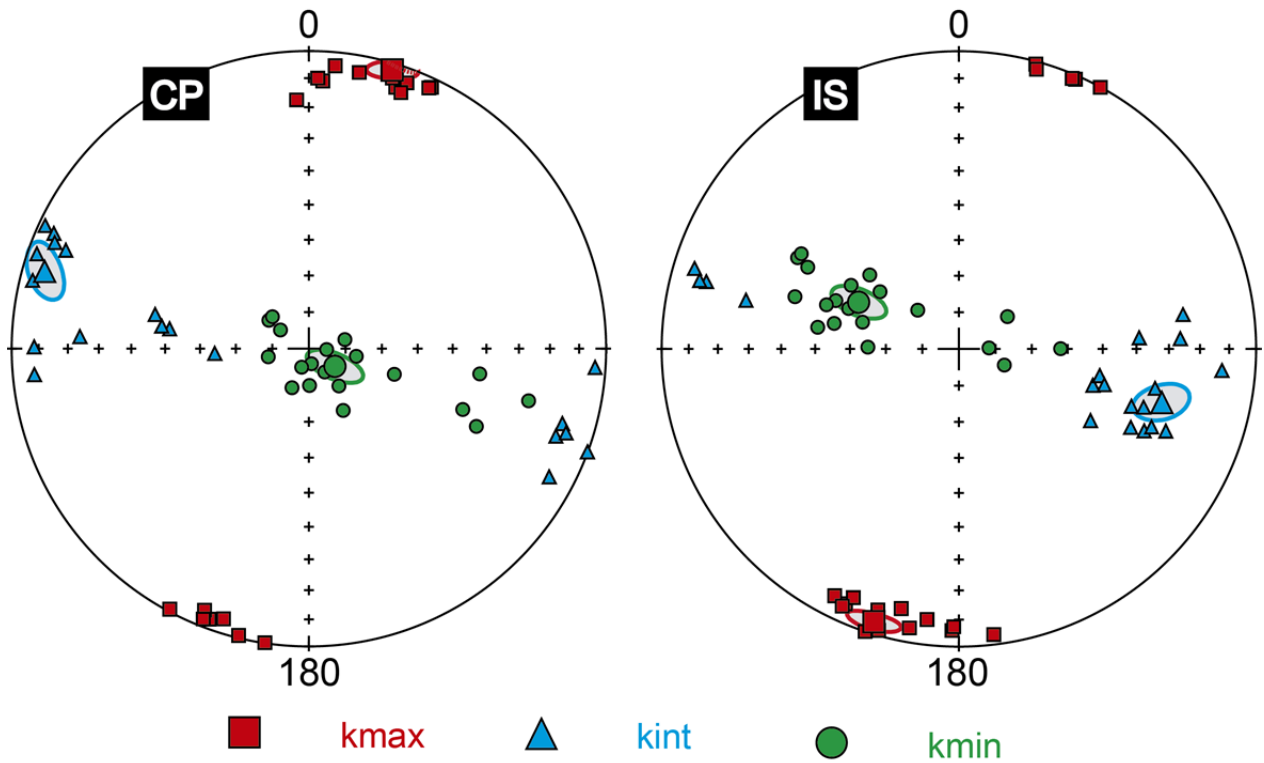
13KA01



13KA02			Shape			Intensidad		
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,015	1,008	1,023	1,85	-0,3	Prolada	1,023	1,023
IS	1,015	1,008	1,023	1,85	-0,3	Prolada	1,023	1,023

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,013	16,7	2,6	5,6	3,0	0,998	286,3	8,2	8,7	4,3	0,990	124	81,4	8,2	3,5
IS	1,013	197,3	4,5	5,6	3,0	0,998	104,7	30,1	8,7	4,3	0,990	294,9	59,5	8,2	3,5

13KA02

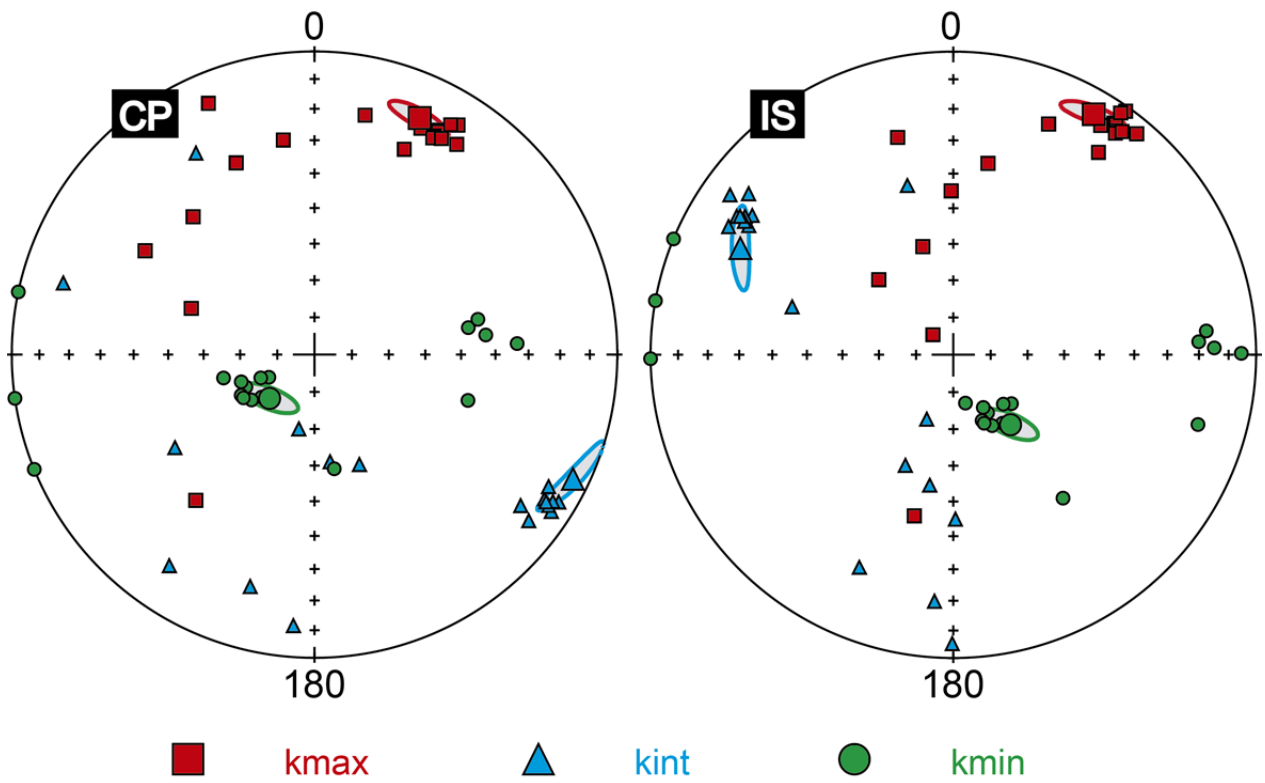




13KA03				Shape			Intensidad	
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,007	1,006	1,014	1,12	-0,06	Prolada	1,014	1,014
IS	1,007	1,006	1,014	1,12	-0,06	Prolada	1,014	1,014

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,007	24,0	15,7	7,3	2,9	1,00	115,7	6,0	10,5	2,5	0,993	225,8	73,2	8,0	2,9
IS	1,007	30,3	9,0	7,3	2,9	1,00	296,6	22,4	10,5	2,5	0,993	140,7	65,7	8,0	2,9

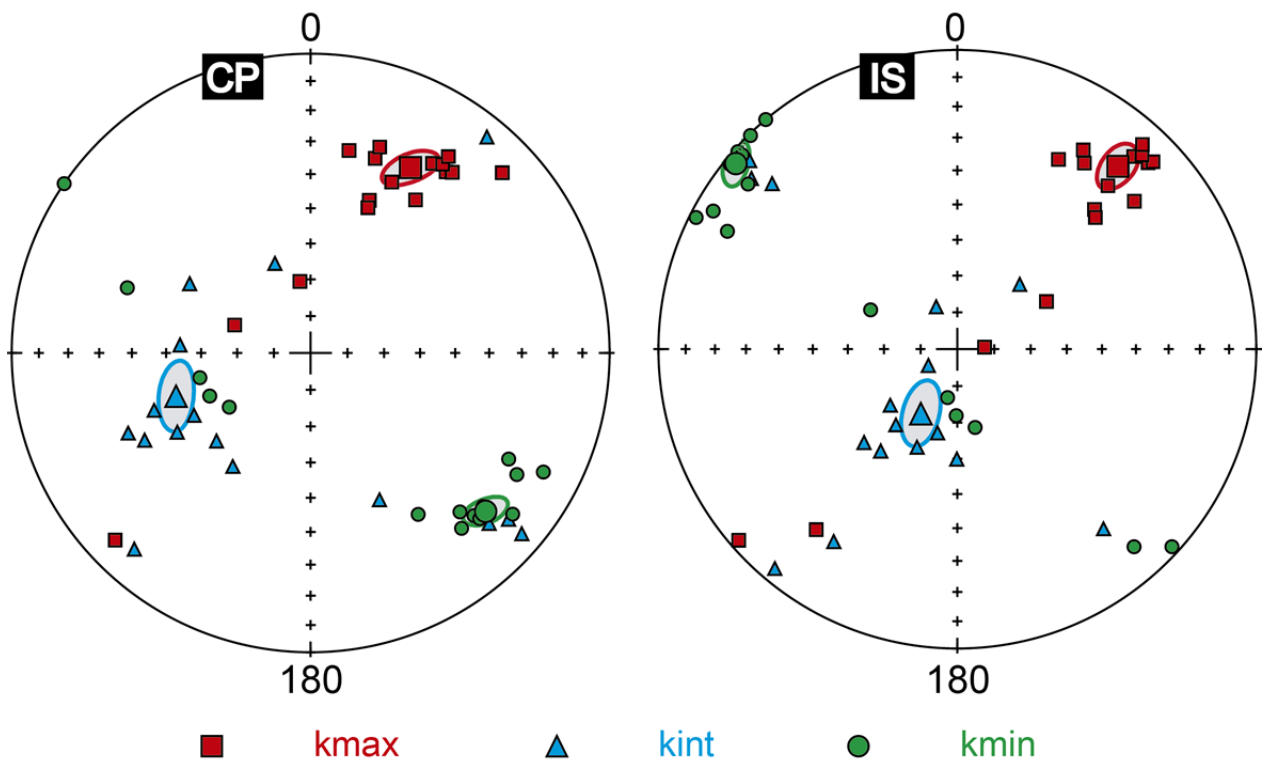
### 13KA03



13KA04				Shape			Intensidad	
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,008	1,010	1,019	0,79	0,12	Oblada	1,018	1,019
IS	1,008	1,010	1,019	0,79	0,12	Oblada	1,018	1,019

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,009	28,3	30,3	8,7	3,6	1,001	252,2	50,9	9,3	4,9	0,990	132,1	22,2	6,0	3,5
IS	1,009	41,3	19,8	8,7	3,6	1,001	209,5	69,8	9,3	4,9	0,990	309,9	3,8	6,0	3,5

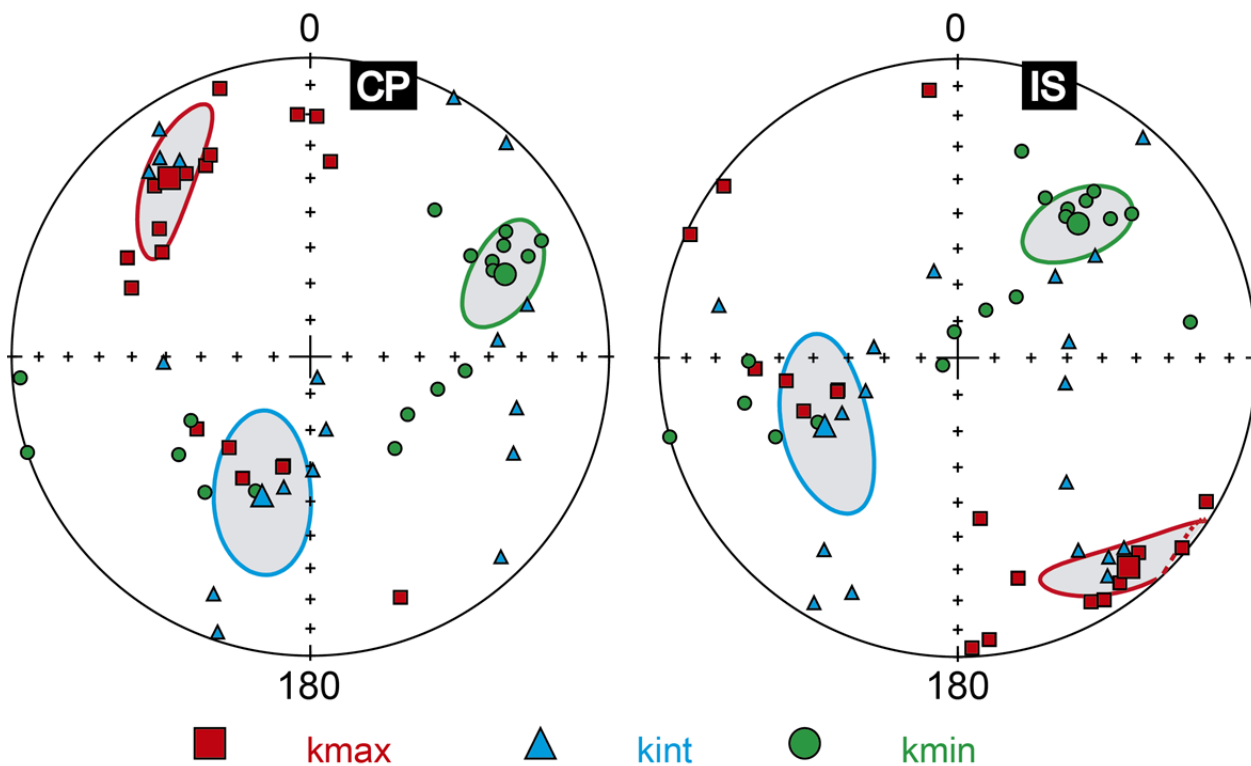
### 13KA04



13KA05			Shape			Intensidad		
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,003	1,004	1,007	0,70	0,18	Oblada	1,007	1,007
IS	1,003	1,004	1,007	0,70	0,18	Oblada	1,007	1,007

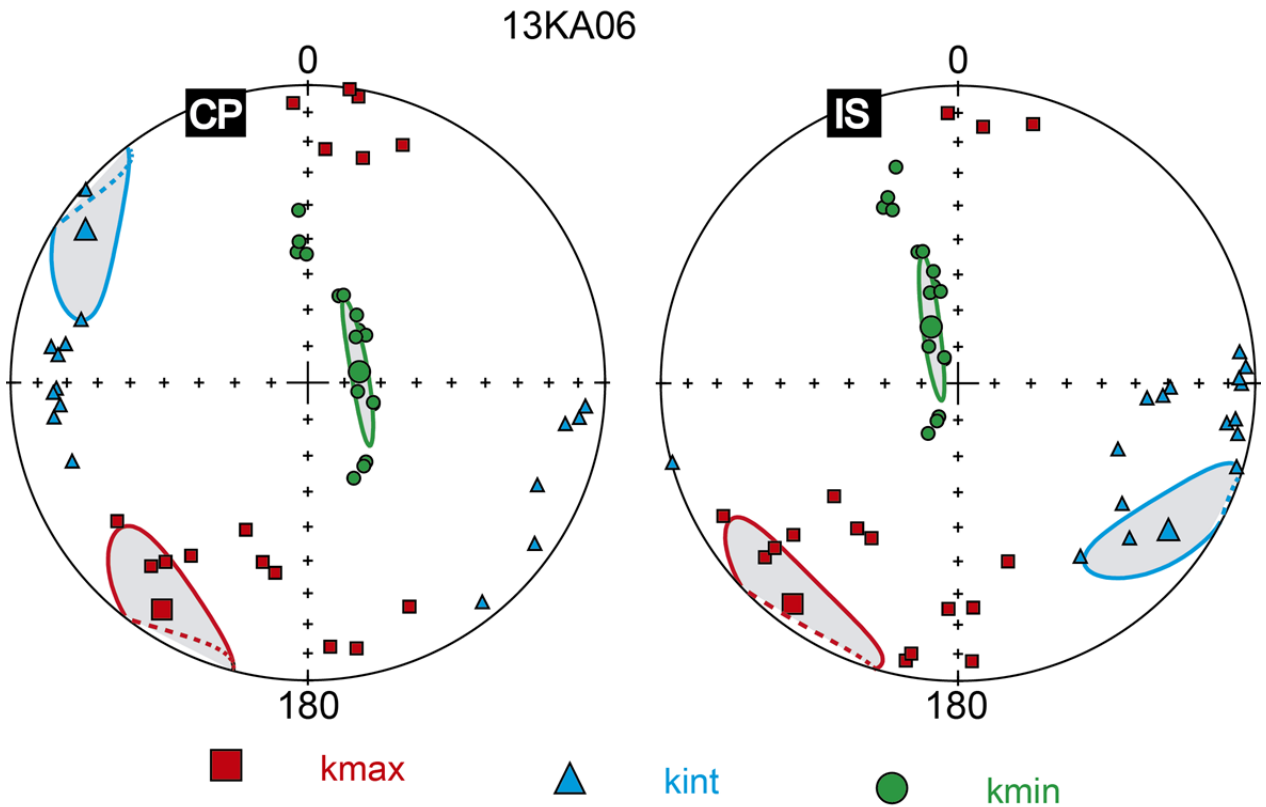
	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,003	321,6	24,8	21,5	7,0	1,00	199,2	49,3	23,7	12,5	0,996	67,1	30,0	17,1	8,4
IS	1,003	140,7	10,6	21,5	7,0	1,00	243,0	48,6	23,7	12,5	0,996	41,9	39,5	17,1	8,4

### 13KA05



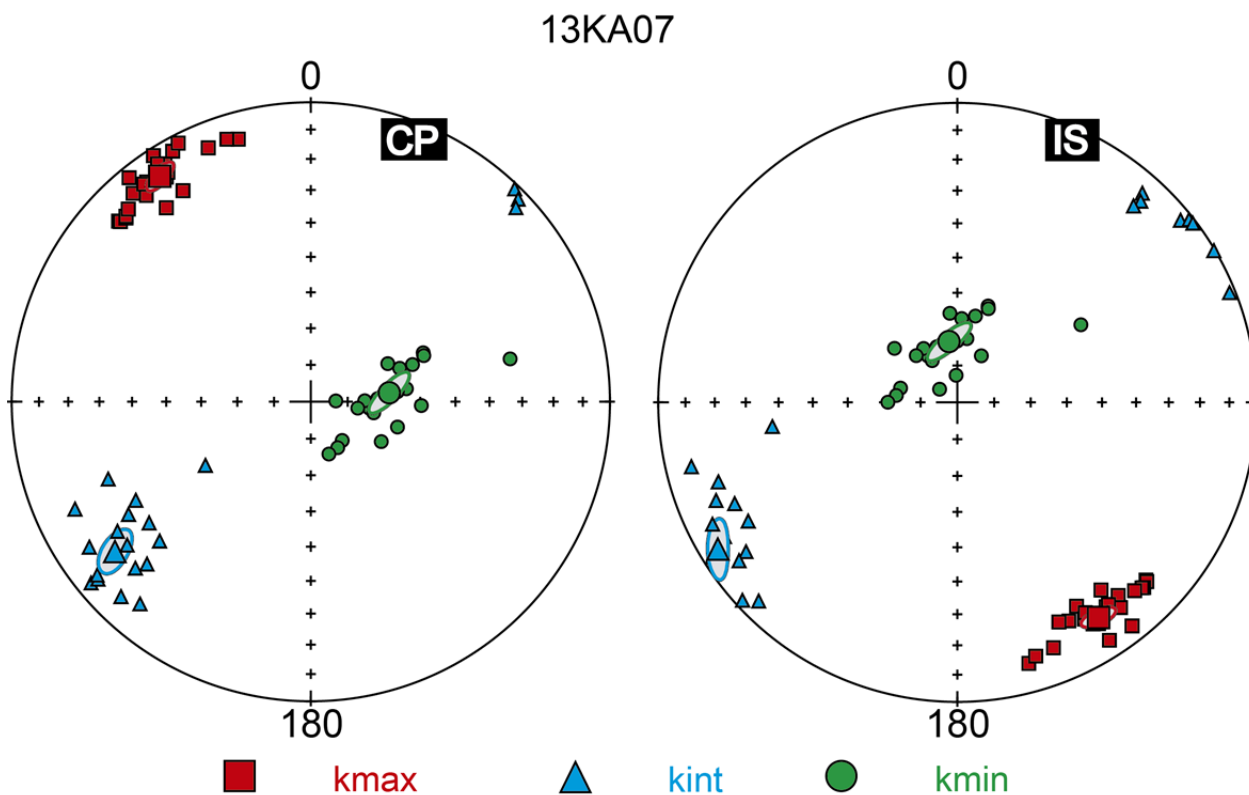
13KA06			Shape			Intensidad		
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,011	1,041	1,053	0,27	0,57	Oblada	1,053	1,056
IS	1,011	1,041	1,053	0,27	0,57	Oblada	1,053	1,056

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,021	212,8	10,3	22,4	11	1,010	304,6	10	22,4	9,8	0,969	78	75,6	20,3	2,3
IS	1,021	216,9	8,1	22,4	11	1,010	124,7	14,9	22,4	9,8	0,969	334,6	334,6	20,3	2,3



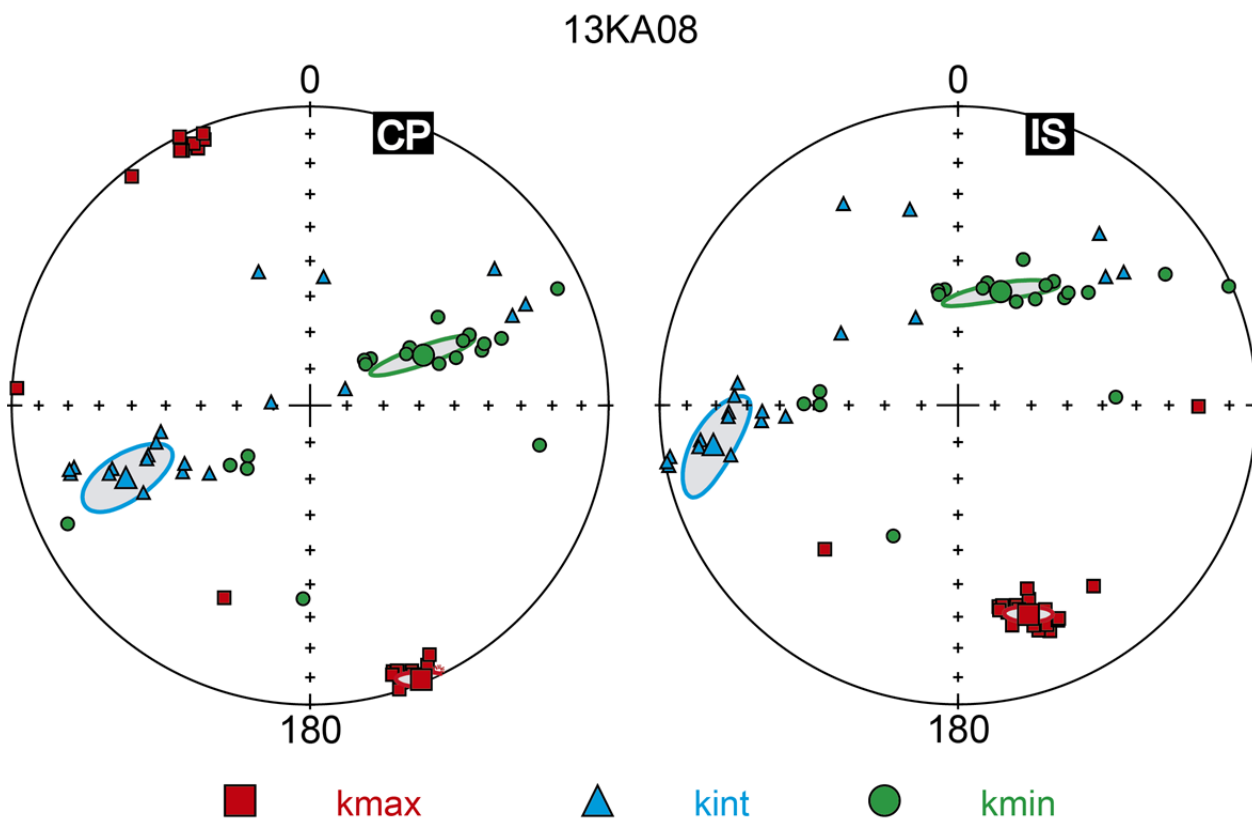
13KA07			Shape			Intensidad		
	lin	fol	ani	K	t	forma	r	Pprim
CP	1,009	1,007	1,016	1,15	-0,07	Prolada	1,016	1,016
IS	1,009	1,007	1,016	1,15	-0,07	Prolada	1,016	1,016

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,008	326,2	10,2	4,1	2,4	1,00	232,7	18,7	7,9	2,8	0,992	83,4	68,5	7,5	2,2
IS	1,008	146,7	15,1	4,1	2,4	1,00	238,6	6,8	7,9	2,8	0,992	352,2	73,3	7,5	2,2



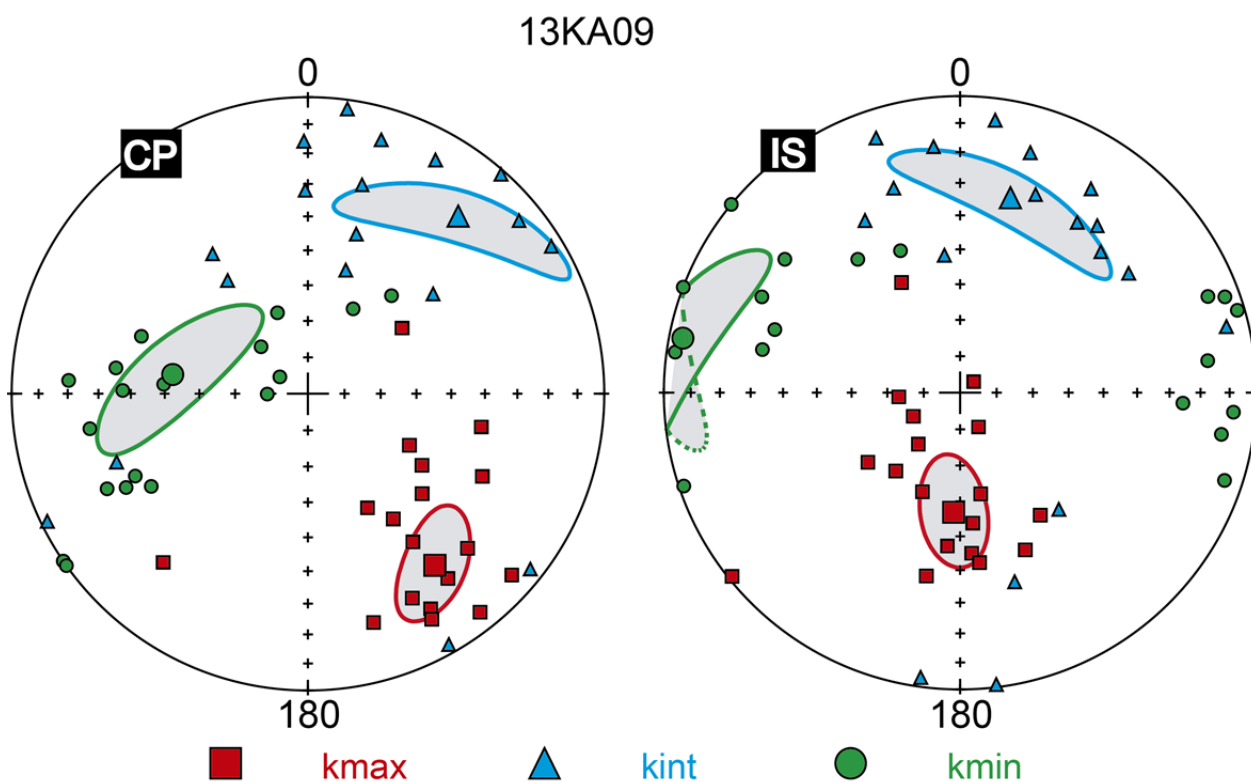
13KA08			Shape			Intensidad		
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,015	1,005	1,020	2,85	-0,48	Prolada	1,020	1,021
IS	1,015	1,005	1,020	2,85	-0,48	Prolada	1,020	1,021

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,012	157,9	1,2	5,9	2,3	0,997	248,7	34,1	15,7	5,6	0,992	66,1	55,9	15,7	2,4
IS	1,012	161,4	27,1	5,9	2,3	0,997	261	18,1	15,7	5,6	0,992	20,6	56,6	15,7	2,4



13KA09				Shape			Intensidad	
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,002	1,002	1,005	1,05	-0,02	Prolada	1,005	1,005
IS	1,002	1,002	1,005	1,05	-0,02	Prolada	1,005	1,005

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,002	143,5	28,8	16,3	8,8	1,00	40,2	22,6	31,3	7,8	0,998	278,1	51,9	29,2	9,6
IS	1,002	183,1	56,9	16,3	8,8	1,00	14,5	32,6	31,3	7,8	0,998	281,1	5,2	29,2	9,6



13KA10			Shape			Intensidad		
	lin	fol	ani	k	t	forma	r	Pprim
CP	1,004	1,014	1,018	0,30	0,54	Oblada	1,018	1,019
IS	1,004	1,014	1,018	0,30	0,54	Oblada	1,018	1,019

	kmax					kint					kmin				
	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2
CP	1,007	82,3	12,5	33,9	10,2	1,003	347,7	19,8	33,0	8,4	0,990	202,7	66,3	14,4	8,2
IS	1,007	77,2	34,8	33,9	10,2	1,003	342,7	6,4	33,0	8,4	0,990	243,6	54,4	14,4	8,2

