



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

**Paleomagnetismo de rocas mesozoicas y cenozoicas del norte de Chile:
aplicación al estudio del “Oroclino Boliviano”**

Tesis para optar al título de Doctora de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas

Lic. Puigdomenech Negre, Carla Gimena

Directores: Dr. Rubén Somoza

Dra. Silvana Geuna

Co-Director: Dr. Pablo Caffè

Consejero de estudios: Dra. Claudia Prezzi

Lugar de trabajo: Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires
(IGEBA)

Fecha de defensa: 15 de Marzo de 2019

Buenos Aires, 2019

Paleomagnetismo de rocas mesozoicas y cenozoicas del norte de Chile: aplicación al estudio del “Oroclino Boliviano”

Los Andes Centrales constituyen el mayor sistema orogénico desarrollado enteramente en respuesta a la subducción de corteza oceánica bajo corteza continental. Uno de los rasgos más conspicuos de la cadena andina es el cambio en su trayectoria de NW-SE a N-S a los 18°S conocido en la literatura como “Oroclino Boliviano”. Si bien el patrón de rotaciones de los Andes Centrales (CARP) concuerda a grandes rasgos con la geometría del oroclino, los mecanismos para su génesis y la edad en la cual el fenómeno comenzaría a manifestarse son todavía materia de discusión. El objetivo de esta tesis es la obtención de nuevos datos paleomagnéticos a partir de rocas mesozoicas y cenozoicas provenientes del antearco con el propósito de determinar la existencia de uno o varios eventos de deformación involucrados en su formación.

Se analizaron 736 muestras orientadas provenientes de rocas mesozoicas y cenozoicas de distintas zonas: Sierra de Moreno, Quebrada Chug Chug, Cuesta de Montecristo, Anticlinal San Lorenzo, Quebrada Honda, Cerro Colorado y anticlinal Chajagua. Las muestras fueron sometidas a diferentes procesos de desmagnetización a fin de aislar la remanencia magnética característica y calcular las rotaciones tectónicas de los diferentes bloques. Los resultados obtenidos en unidades del Cretácico medio indican la existencia de sitios rotados en sentido horario y antihorario. Por el contrario, los resultados de rocas del Cretácico Superior presentan una leve rotación horaria ($\sim 15^\circ$) o no se encuentran rotados. Esta diferencia en magnitud y sentido sugiere que las rotaciones en rocas del Cretácico Inferior corresponderían a rotaciones locales de bloques durante la Fase Peruana. Por otro lado, dada la ausencia de rotaciones en rocas situadas al este de la Falla Oeste, se propone a la misma como el límite oriental de las rotaciones en el antearco en la zona de estudio.

Dentro del marco regional, los resultados obtenidos difieren de aquellos publicados al sur del Lineamiento Antofagasta-Calama, donde se registran grandes rotaciones horarias. Esto sugiere una segmentación del margen posiblemente relacionado con cambios en la reología del basamento andino, correspondiendo la transición entre los distintos patrones de rotación de bloques al límite entre los terrenos de Chilenia al sur y Antofalla al norte.

Palabras claves: Andes Centrales, paleomagnetismo, rotaciones tectónicas, Oroclino Boliviano

Paleomagnetism of Mesozoic and Cenozoic rocks of northern Chile: application to the study of the "Bolivian Orocline"

The Central Andes constitute the largest orogenic system developed entirely in response to the subduction of oceanic lithosphere beneath continental crust. One of the most conspicuous features of the Andean chain is the change in its trajectory from NW-SE to N-S at 18°S known in the literature as "Bolivian Orocline". Although the Central Andes rotations pattern (CARP) agrees roughly with the geometry of the orocline, the mechanisms for its genesis and the age at which this phenomenon would have begun to manifest are still a matter of discussion. The aim of this work is to obtain new paleomagnetic data from Mesozoic and Cenozoic rocks from the forearc to determine the existence of one or several deformation events involved in its formation.

In this thesis, 736 oriented samples from Mesozoic and Cenozoic rocks from different zones were analyzed in Sierra de Moreno, Quebrada Chug Chug, Cuesta de Montecristo, Anticlinal San Lorenzo, Quebrada Honda, Cerro Colorado y anticlinal Chajagua. The samples were subjected to different demagnetization processes to isolate the characteristic magnetic remanence and calculate the tectonic rotations of the different blocks. The results obtained from the Middle Cretaceous units indicate the existence of rotated clockwise and counterclockwise sites. On the contrary, the data obtained from Upper Cretaceous rocks are slightly rotated ($\sim 15^\circ$) or is not rotated. These differences in magnitude and sense suggest that the rotations in rocks of the Lower Cretaceous would correspond to local blocks rotations during the Peruvian Phase. On the other hand, given the absence of rotations in rocks located east of the West Fault, it is proposed that this discontinuity corresponds to the eastern limit of the rotations in the study area.

Within the regional framework, the results obtained differ from those published souths of the Antofagasta-Calama Lineament, where large clockwise rotations are recorded. This suggests a segmentation of the margin possibly related to changes in the rheology of the Andean basement. This change proposes that, the transitions between areas with different blocks rotation pattern corresponds to the boundary between Chilenia and Antofalla terranes.

Keywords: Central Andes, paleomagnetism, tectonic rotations, Bolivian Orocline.

*Dedicada a Rubén Somoza,
por siempre mi polo de referencia*



“La ciencia, mi muchacha, está compuesta de errores, pero son errores que es útil cometer, porque nos conducen poco a poco a la verdad”

Julio Verne

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a las instituciones que brindaron el apoyo material necesario para llevar a cabo esta tarea: la Universidad de Buenos Aires y el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. A mis directores adoptivos Pablo Caffé y Silvana Geuna por aceptarme y pulir este trabajo. A la gente del SENAGEOMIN, en especial a Andy Tomlinson por brindarme su apoyo. Gracias a los jurados Dr. Andrés Folguera, Dr Fernando Poblete y la Dra. Marcela Yamin por las correcciones. un especial agradecimiento a la Generación Dorada, no sé qué hubiera hecho sin ustedes, gracias por el apoyo de cada día.

Quisiera agradecer a mi capitán de aventuras, Pablito Franceschinis, por no dejarme bajar los brazos y estar dispuesto siempre a emprender nuevos proyectos. A Leandro Gallo, por estar siempre dispuesto a “jugar” con los datos y por ser la biblioteca humana más actualizada que conozco, además de una fabulosa persona y un gran programador. A Victor Ruiz Gonzáles (el Vistor) y Bárbara Boltshauser son los mejores hermanos adoptivos que puedo tener. A Carolina Gutierrez (Caroline), Melisa Kohan (Melania) y Florencia Milanese (Floripods) por estar en todo momento, gracias por su amistad.

A Oscar Comito, por insistirme a aceptar el doctorado, tenías razón fue la decisión correcta.

A los chiques, del IDEAN por ayudarme con los problemas estructurales, en especial a Hernan “El Uru” Barcelona por las horas pasadas para entender ese “bendito” anticlinal.

A la gente del Laboratorio Valencio por su apoyo y por estar siempre dispuestos a aclarar mis dudas.

A mi familia, por apoyarme siempre sin importar nada. A Fernando Reina (alias el Pailón) por su afecto y contención...gracias por devolverme la alegría.

Pero por sobre todo quisiera agradecer a *mi jefecito*, el Dr. Rubén Somoza, gracias por haberme brindado esta oportunidad, por las interminables charlas y discusiones. Me siento afortunada de haber compartido esos tres años de trabajo. Gracias por enseñarme tanto y contagiarme la pasión por la geología, por estar siempre disponible a responder mis preguntas y explicar las cosas todas las veces que fueran necesarias. No podría haber elegido un mejor maestro, eternamente gracias.

ÍNDICE

1. Introducción.....	pág. 1
2. Objetivos generales y específicos e hipótesis de trabajo	pág. 4
3. Metodología.....	pág. 5
3.1 Etapa de muestreo.....	pág. 5
3.2 Análisis.....	pág. 7
3.3 Interpretación de los resultados.....	pág. 7
3.4 Potencialidades y restricciones del método.....	pág. 8
3.5 Clasificación y mecanismos de formación de orógenos curvos.....	pág.11
4. Caracterización de los Andes Centrales.....	pág. 14
4.1 Marco tectónico.....	pág. 15
4.2 Unidades morfoestructurales.....	pág. 18
4.3 Fases de deformación.....	pág. 22
4.4 Magmatismo.....	pág. 24
4.5 Patrón de rotaciones.....	pág. 29
5. Modelos propuestos.....	pág. 33
5.1 Grupo A: Modelos que involucran rotaciones rígidas regionales de grandes bloques.....	pág. 33
5.2. Grupo B: Modelos que involucran rotaciones locales de pequeños bloques, controladas por esfuerzos regionales.....	pág. 37
5.3 Grupo C: Modelos que involucran rotaciones locales de pequeños bloques, controladas por configuraciones y esfuerzos locales.....	pág. 39
5.4 Grupo D: Modelos que constituyen combinaciones de los anteriores.....	pág. 40
6. Geología Local- Precordillera Chilena.....	pág. 43
7. Área 1: Sierra de Moreno y Quebrada Chug Chug	pág. 48
7.1 Estratigrafía.....	pág. 48
7. 2 Estructura.....	pág. 50
7.3 Localidad Sierra de Moreno.....	pág. 52
7.4 Localidad Quebrada Chug Chug).....	pág. 66
7.5 Síntesis de los resultados.....	pág. 70
8. Área 2: Calama.....	pág. 72
8. 1 Estratigrafía.....	pág. 75
8.2 Estructura.....	pág. 78
8.3 Localidad Cuesta de Montecristo.....	pág. 79
8.4 Formación Quebrada Mala.....	pág. 83
8.5 Anticlinal San Lorenzo.....	pág. 87
8.6 Síntesis de los resultados.....	pág. 98
9. Área 3: Sierra del Medio.....	pág. 100
9.1 Estratigrafía.....	pág. 103
9.2 Estructura.....	pág. 104
9.3 Flanco Occidental del Anticlinal Chajagua.....	pág. 104
9.4 Flanco Oriental del Anticlinal Chajagua.....	pág. 109
9.5Complejo Plutónico El Abra.....	pág. 1013

9.6 Quebrada Honda.....	pág. 115
9.7 Síntesis de los resultados.....	pág. 121
10. Discusión: historia de deformación y rotaciones tectónicas asociadas a la construcción de los Andes Centrales	pág. 123
10.1 Edad de las rotaciones e implicancias estructurales.....	pág. 124
10.2 Construcción de la base de datos.....	pág. 131
10.3 Evolución del CARP (Central Andean Rotation Pattern).....	pág. 133
10.4 Análisis del acortamiento.....	pág. 139
11. Conclusiones.....	pág. 145
12. Bibliografía.....	pág. 148

1. INTRODUCCIÓN

A partir del nacimiento de la geología estructural en el siglo XVIII, la formación de las cadenas montañosas y el apilamiento tectónico han capturado permanentemente la atención de geólogos y geofísicos. Generalmente, durante la convergencia de dos placas, el orógeno generado es relativamente recto y paralelo a los márgenes de placas. Debido a esto es que los orógenos curvados han sido permanente objeto de estudio dada su peculiar configuración estructural y los mecanismos geodinámicos involucrados en su formación. Desde comienzos del siglo pasado, antes de la formulación de la teoría de la tectónica de placas, Argand (1924) y posteriormente Carey (1955) comenzaron a estudiar la morfología del orógeno considerándolo como un todo. Es así como nace el concepto de “oroclino” para definir a aquellos sistemas orogénicos que han sido curvados en planta, en una fase de deformación posterior, presentando forma de codo o herradura producto de la rotación de un bloque con respecto a otro, lo que genera compresión de un lado y extensión del otro (Carey 1955).

En América del Sur la cordillera de los Andes constituye un ejemplo clásico de orógeno no colisional, desarrollado enteramente durante el proceso de subducción de litósfera oceánica bajo el margen sudamericano (Dewey and Bird, 1970; James, 1971; Jordan et al., 1983), y su característica más conspicua es el cambio en su trayectoria N-S a NO a los 17-19° S, rasgo conocido como “oroclino Boliviano”. Carey (1958) visualizó la curvatura de los Andes Centrales como una forma secundaria producto de rotación antihoraria de la cadena montañosa del Perú en respuesta a una hipotética extensión en la región amazónica. Sin embargo, estudios paleomagnéticos tempranos mostraron que el norte de Chile no se habría comportado como limbo pasivo en este escenario oroclinal. Luego de tres décadas de estudios paleomagnéticos en la región, los resultados permitieron definir un estilo estructural caracterizado por rotaciones tectónicas antihorarias en Perú y norte de Bolivia, y rotaciones horarias en el sur de Bolivia, noroeste de Argentina y norte de Chile (Heki et al. 1983; Kono et al. 1985; Beck et al. 1986; Butler et al. 1995; Roperch et al. 2000; Arriagada et al. 2001; Taylor et al. 2005; entre otros). Este patrón de rotaciones, que aproximadamente mimetiza la curvatura del orógeno, es reconocido como CARP por sus siglas en inglés *Central Andean Rotation Pattern* (Somoza et al. 1996) y constituye una de las características tectónicas sobresalientes de los Andes Centrales.

Los mecanismos para su génesis, y la edad en la cual el fenómeno comenzaría a manifestarse, son materia de discusión, y se encuentran de alguna manera entrelazados. Isacks

(1988) presentó un profundo análisis tectónico de los Andes Centrales proponiendo que, durante el Cenozoico tardío, la región de antearco habría incrementado su curvatura para acomodar pasivamente el acortamiento diferencial en la zona externa del orógeno. Estudios paleomagnéticos posteriores (Somoza et al. 1999; Roperch et al. 2000, 2006; Somoza y Tomlinson 2002a; Arriagada et al. 2003) han mostrado que este modelo no es adecuado para el Cenozoico Tardío, aunque en oposición existe una interpretación de la cinemática instantánea registrada por mediciones GPS (Allmendinger et al. 2005) que exalta incluso el escenario de Isacks (1988).

En términos paleomagnéticos (en los que se cuantifica deformación finita de las rocas, sin posibilidad de superposición asociada con deformación elástica) la tendencia interpretativa apunta a dos escenarios, uno de ellos donde las rotaciones tectónicas significativas ocurrieron durante el Eoceno en el antearco y durante el Cenozoico Tardío en el retroarco (Somoza y Tomlinson 2002; Roperch et al. 2006; Arriagada et al. 2008), y otro escenario que plantea un desarrollo gradual de las rotaciones en todo el orógeno entre el Eoceno y el Reciente (Butler et al. 1995; Lamb 2001; Maffione et al. 2009). Con respecto a la génesis de las rotaciones, la mayoría de estos esquemas utilizan, en mayor o menor grado, el mecanismo básico propuesto por Isacks (1988), extendiendo su validez al Paleógeno mediante la consideración de las evidencias de deformación eocena tardía – oligocena en la Cordillera Oriental (Boll y Hernández 1986; McQuarrie 2002; McQuarrie et al. 2005; Hongn et al. 2007).

La base de datos paleomagnética de los Andes Centrales sugiere que el CARP se extiende desde el centro-norte de Perú (Macedo-Sánchez et al., 1992) hasta aproximadamente los 30° S (Dashwood y Taylor, 2005; Peña et al., 2011; Somoza, 1994). Si bien los primeros resultados provienen de trabajos casi puramente paleomagnéticos, los estudios posteriores han incorporado información estratigráfica y estructural, lo que derivó en interpretaciones tectónicas más consistentes.

La edad de las rotaciones es un aspecto central en el debate sobre el origen del CARP. El modelo de Isacks (1988) predice un arqueamiento oroclinal del antearco andino central desde el Mioceno Tardío. Sin embargo, estudios paleomagnéticos en los últimos 15 años han mostrado que gran parte del actual antearco andino central no experimentó rotación significativa durante el Mioceno (Arriagada et al., 2003; Roperch et al., 2006, 2000; Somoza et al., 1999; Somoza y Tomlinson, 2002), lo que se opone al modelo original de Isacks. Más aún, algunos de estos estudios han podido demostrar fehacientemente edad pre-neógena para las rotaciones en el antearco (ej. Somoza y Tomlinson, 2002a; Roperch et al., 2006). Sin

embargo, la resolución temporal de dichas rotaciones y si se trata de un único o varios eventos es todavía materia de discusión.

El presente estudio busca profundizar en la delimitación del CARP, con especial foco en rocas cretácicas – eocenas, a fin de poder discernir fases de deformación previas a los eventos más jóvenes descritos, y su papel dentro de la evolución de los Andes Centrales.

2. OBJETIVOS GENERALES Y ESPECÍFICOS E HIPÓTESIS DE TRABAJO

El objetivo general del presente estudio es aportar al conocimiento del Patrón de Rotaciones de los Andes Centrales (CARP). En este contexto, las tareas apuntaron a mejorar la determinación de la edad de los episodios (uno o varios) de rotación en el antearco andino central entre los $21^{\circ}45'$ y $22^{\circ}30'$ S y $69^{\circ}20'$ y $68^{\circ}30'$ W (ver Fig. 2-1).

El objetivo específico fue examinar si el CARP, como ha sido descrito, es capaz de explicar el patrón de rotaciones observado en rocas más antiguas pre-neógenas. Es decir, si es un rasgo que se mantuvo desde el inicio de la construcción del orógeno.

El estudio propuesto pretende abordar este interrogante comparando las posibles rotaciones registradas por rocas cretácicas (deformación acumulada en todo el Cenozoico) con las rotaciones registradas por rocas paleógenas (deformación del Cenozoico Tardío) en la Precordillera chilena. Esta tarea se llevó a cabo mediante la determinación de rotaciones tectónicas registradas por rocas cretácicas y eocenas del mismo bloque estructural. Se partió de la premisa de que un resultado mostrando cantidades similares de rotación sería evidencia de una única rotación de edad Cenozoico Tardío. Al contrario, diferencias significativas entre las rotaciones registradas por rocas cretácicas y miocenas serían evidencia de que las rocas cretácicas acumulan rotación pre-neógena más rotación del Cenozoico Tardío. El reconocimiento y la cuantificación de estas etapas de la deformación progresiva tendrán impacto en la definición de la trayectoria del desplazamiento de las rocas estudiadas durante la formación del orógeno.

3. METODOLOGÍA

El trabajo se puede dividir en tres etapas: muestreo, análisis (trabajo de laboratorio) e interpretación de los resultados obtenidos.

3.1 Muestreo

La obtención de las muestras se realizó mediante una máquina perforadora portátil a gasolina que permite extraer testigos cilíndricos de una pulgada de diámetro. En el caso de rocas muy friables, ante la imposibilidad de obtener cilindros se extrajeron no menos de tres muestras de mano, a partir de las cuales se obtuvieron posteriormente cilindros en condiciones más controladas de perforación, en laboratorio. Las muestras obtenidas fueron orientadas usando brújula magnética y solar. El muestreo fue realizado en sitios elegidos adecuadamente según el objetivo particular en cada caso, por ejemplo, en zonas donde las rocas sedimentarias estaban intruídas por diques se muestrearon tanto la roca adyacente a la intrusión, alejada de la misma y la roca volcánica. Cada sitio representa, como mínimo, cinco testigos individuales. La localización de cada sitio y los datos de rumbo e inclinación de las unidades muestreadas pueden observarse en la Tabla 1 (pág.53), Tabla 3 (pág. 73) y Tabla 5 (pág. 101).

El control de la paleohorizontal se llevó a cabo mediante la medición del plano de estratificación (en el caso de rocas sedimentarias y tobas intercaladas entre las unidades) y mediante observación de la fábrica de compactación en el caso de ignimbritas. En todos los casos se tomaron varias medidas, las cuales fueron posteriormente promediadas.

Debido a la dimensión del área de estudio (aproximadamente 6.000 km²), se procedió a subdividir la zona de estudio en tres áreas de muestreos: Sierra de Moreno (Área 1), Cuesta de Montecristo y anticlinal San Lorenzo (Área 2) y Sierra del Medio (Área 3) (Fig. 3.1).

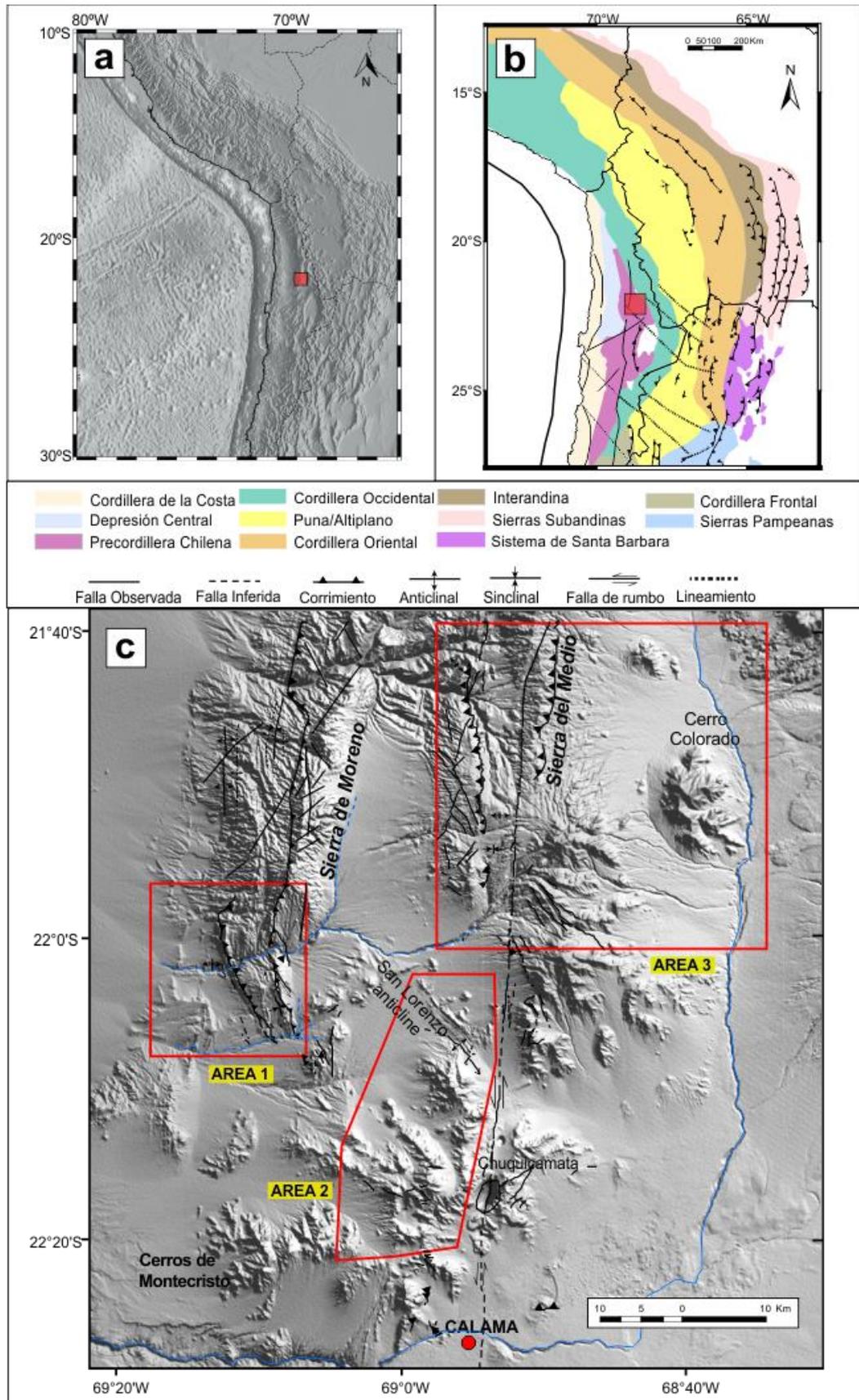


Figura 3- 1: (a) Vista general de la megasaliente andina central, el cuadrado rojo indica el área de estudio. (b) Mapa mostrando las principales estructuras y unidades morfoestructurales. (c) Modelo digital de terreno detallando la zona de estudio y las tres áreas donde se realizó el muestreo.

3.2 Análisis

En el laboratorio cada muestra fue cortada de acuerdo con el tamaño estándar (cilindros de una pulgada de diámetro y 2,2 cm de altura) obteniéndose 2 o 3 especímenes por cada cilindro. El posterior análisis se realizó en el Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel Valencio (Buenos Aires -Argentina). Previo al desmagnetizado se obtuvo la Magnetización Remanente Natural (MRN), Susceptibilidad Magnética (K) y la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS) de cada muestra (Tablas 2 y 4). Para ello se utilizaron un magnetómetro criogénico 2G, magnetómetro rotativo AGICO JR6, susceptibilímetro Bartington y el Kappabridge multifunción MFKI-FA de AGICO.

Cada espécimen fue sometido a desmagnetización progresiva termal y/o por campos alternos (AF). Esto quiere decir que, de forma progresiva e incremental, se sometió a las muestras a diferentes temperaturas o intensidades de campos en el caso de AF; en cada paso se determinó caracterizó la remanencia magnética de la muestra con el objetivo de obtener una descripción completa de la trayectoria de desmagnetización, y definir a partir de ella la magnetización remanente característica (ChRM). El incremento progresivo consta de doce (12) a dieciséis (16) pasos, que van desde los 100°C a los 667°C y de 2-90 mT. Para la desmagnetización progresiva termal se utilizó un horno ASC Scientific, modelo TD-48, y la (K) fue medida luego de cada etapa a fin de detectar cambios en la mineralogía, y para la desmagnetización AF se usó un desmagnetizador estático en 3 ejes adosado al magnetómetro 2G, o un desmagnetizador *tumbler* LDA5 de Agico. En total se analizaron 736 especímenes.

La mineralogía magnética de algunas muestras fue explorada mediante:

- adquisición de curvas termomagnéticas a campos bajos (200 A/m), con una frecuencia de 976 Hz, con un Kappabridge multifunción MFKI-FA de AGICO
- ciclos de histéresis con un campo máximo de 900 mT medidas con un VSM Nuovo Molspin
- curvas de susceptibilidad (K) vs campo (H) adquiridas con un Kappabridge multifunción MFKI-FA de AGICO
- cortes petrográficos y calcográficos

3.3 Interpretación de los resultados

Los resultados obtenidos fueron analizados mediante el método de análisis de componentes principales desarrollado por Kirschvink (1980) lo cual permitió la obtención de

las diversas componentes de remanencia de cada sitio y, en particular, la identificación de la magnetización remanente característica (ChRM). Se utilizó el programa Remasoft 3.0 (Chadima y Hrouda 2006). Usualmente, las componentes con una desviación angular máxima (MAD) mayor a 10° fueron rechazadas, salvo en el caso de la componente intermedia observada en rocas cretácicas en Sierra del Medio, para las cuales se adoptó un valor límite de 15° .

Con el objetivo de analizar la edad relativa entre la remanencia obtenida y la estructura se realizaron las pruebas de plegamiento/basculamiento (foldtest) de McFadden (1990) y Watson y Enkin (1993). Una vez obtenidas las direcciones medias finales (DMF) se procedió al cálculo de rotaciones e *inclination flattening* de acuerdo a Demarest (1983), es decir comparando la declinación e inclinación obtenida con las esperadas calculadas a partir de los polos de referencia publicados para América del Sur en Somoza (2007) y Somoza y Zaffarana (2008) (Tabla 6; pág. 116).

La interpretación de las curvas termomagnéticas se hizo con el programa Cureval 8.0 (Chadima y Hrouda, 2009) y el paquete mgvc escrito en el lenguaje de programación R. Con respecto a los ciclos de histéresis estos fueron analizados utilizando el programa RockMag Analyzer 1.0 desarrollado por Leonhardt.

3.4 Potencialidades y restricciones del método

A partir del trabajo pionero de Van Der Voo y Channell (1980), el uso del dato paleomagnético se ha transformado en una poderosa herramienta a la hora de reconstruir la historia estructural de un orógeno (Bachtadse y Van der Voo, 1986; Butler et al., 1995; Eldredge et al., 1985; Lowrie et al., 1986; Van Der Voo y Channell, 1980, entre otros). El significado estructural de la magnetización remanente puede admitir en principio dos alternativas, a) que la magnetización remanente represente (sea paralela a) un campo paleomagnético genuino, en cuyo caso se aplica a la cuantificación de rotaciones y traslaciones de cuerpo rígido, o b) que el registro original del campo paleomagnético haya sido modificado por deformación penetrativa, en cuyo caso puede usarse la remanencia para estudios de cambio de forma y de cambio de volumen (e.g. compactación en rocas sedimentarias).

A partir de las relaciones espaciales y temporales entre las variaciones en la tendencia estructural y las rotaciones observadas, es posible desentrañar la evolución tectónica de los

cinturones arqueados. De hecho, sólo los datos paleomagnéticos pueden evaluar cuándo, cómo y cuánto rotaron los diferentes bloques estructurales durante la deformación. En el caso específico del estudio de los orógenos curvados, el paleomagnetismo representa la única técnica posible para distinguir entre diferentes tipos de arcos orogénicos, dependiendo de la magnitud y el momento de su proceso de flexión. Con el objetivo de cuantificar la dirección paleomagnética en función de la variación en la tendencia estructural a escala regional, Eldredge et al. (1985) proponen la técnica de regresión lineal comparando la diferencia entre la declinación observada (D_o) con una declinación de referencia (D_r) tomada de rocas de igual edad con magnetizaciones estables en zonas no deformadas, versus la tendencia estructural comparando el rumbo observado (S_o) con el de referencia (S_r) tomado de mapas geológicos, asumiendo la forma original del orógeno como lineal. Si ha habido flexuramiento oroclinal D_o difiere de D_r (asignando valores positivos para rotaciones en sentido antihorario y valores negativos para rotaciones en el horario), los cuales, al graficarse en función de $S_o - S_r$, dan una recta con pendiente de 45° (tan. igual a 1) (Fig. 3.2). Por otro lado, si la curvatura es un rasgo heredado la pendiente será igual a 0 tratándose de un arco primario; pendientes intermedias indicarían que la curvatura es un rasgo primario acentuado en fases posteriores de deformación (Eldredge et al. 1985; Hindle y Burkard 1999; Weil y Sussman 2004).

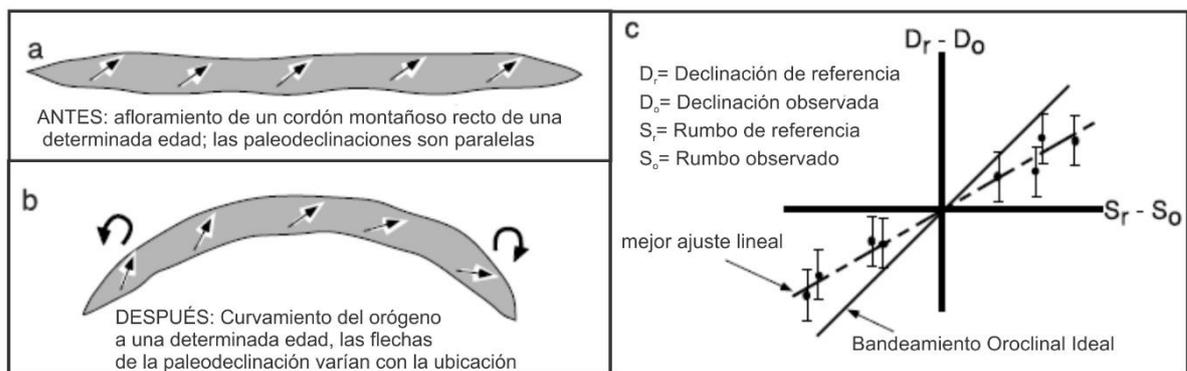


Figura 3- 2: Ilustración de las consecuencias de flexión oroclinal en el patrón de declinación magnética a lo largo del orógeno. En gris se muestra la vista en planta de una unidad perteneciente al cordón montañoso y las flechas indican la dirección de la declinación paleomagnética. (a) Previo a la deformación las flechas apuntan hacia la misma dirección (Marshak 2004). (b) El combamiento causa un cambio en las flechas a lo largo del rumbo ($D_o \neq D_r$). (c) Gráfico donde se representa los cambios en rumbo vs declinación (Eldredge et al. 1985).

Por otra parte, el paleomagnetismo se apoya en una serie de suposiciones que determinan sus limitaciones. El primer supuesto es que las rotaciones en un cinturón

orogénico ocurren dentro de bloques rígidos de la corteza separados por discontinuidades (es decir, fallas). De esta manera se omite la deformación interna de las rocas. Sin embargo, Lowrie et al. (1986) han demostrado que, en rocas muy deformadas, las direcciones paleomagnéticas pueden verse afectadas por deformación penetrativa, lo que da como resultado rotaciones espurias. Por lo tanto, la aplicabilidad del método paleomagnético para cuantificar rotaciones está restringida a rocas levemente deformadas, y de ahí la importancia de realizar estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) para observar la presencia o no de deformación interna significativa.

La litología es la otra gran limitación: solo un porcentaje limitado de rocas produce una magnetización remanente natural (NRM) estable y medible mediante la cual se calculan las rotaciones del eje vertical. Generalmente, entre las rocas sedimentarias, las litologías más adecuadas son las formaciones clásticas de grano fino, mientras que, en rocas ígneas, tanto las litologías efusivas como las intrusivas pueden producir resultados confiables. En particular, las rocas volcánicas se caracterizan generalmente por una fuerte señal magnética debido al alto contenido de mineral ferromagnético (magnetita).

En orden de poder inferir las rotaciones tectónicas de una región dada y relacionarlas con un intervalo de tiempo preciso, deben cumplirse dos condiciones: (1) debe conocerse la edad de la roca muestreada, y (2) la ChRM registrado por la roca debe corresponder a una magnetización remanente primaria. La edad de las rocas se puede inferir mediante paleontología (en rocas sedimentarias) o datos radiométricos (en rocas ígneas-metamórficas). Si el ChRM constituye una magnetización primaria, entonces las edades de magnetización y de formación de roca son coincidentes. De esta manera, se puede cuantificar la rotación comparando la dirección obtenida con la dirección de referencia para dicha localidad obtenida a partir de un polo de referencia. Sin embargo, si el ChRM no corresponde a una magnetización primaria, es posible inferir la edad de magnetización basándose en el conocimiento de la fase de deformación principal y las rotaciones observadas en rocas más jóvenes pertenecientes al mismo bloque estructural, como se verá más adelante.

El procedimiento de toma de muestras de rocas puede afectar los resultados paleomagnéticos. De hecho, el espaciado de los testigos muestreados dentro de un sitio (o localidad) se debe elegir de modo tal que el conjunto de testigos promedie la variación secular del campo geomagnético, cosa que puede requerir varios milenios de registro estratigráfico. Como es de suponer, el espesor o volumen de roca requerido para ese promedio será variable dependiendo de la tasa de sedimentación, acumulación en una pila volcánica, enfriamiento,

etc. Por ejemplo, una formación sedimentaria caracterizada por una baja tasa de sedimentación, del orden de 0,01 mm/a, requeriría apenas un testigo de 2 cm de diámetro para promediar la variación secular, mientras que una tasa de 5 mm/a exigiría un muestreo que abarque varios metros estratigráficos. Como regla general, las muestras de rocas comúnmente se recolectan dentro de afloramientos espaciados de 1 a 2 m (o más), espaciado que puede o no ser adecuado para el promedio de la variación secular, dependiendo del caso. Por otra parte, en el caso de formaciones volcánicas, que adquieren su NRM instantáneamente después de enfriarse por debajo de la temperatura de bloqueo de los portadores magnéticos principales, se procura recolectar muestras pertenecientes a diferentes episodios eruptivos dentro de cada pila. Finalmente, debe tenerse en cuenta que existe una restricción intrínseca a la técnica paleomagnética, debido a la dispersión paleomagnética natural, los errores inducidos durante el muestreo, los errores instrumentales o las anomalías magnéticas locales. Esto implica que la resolución normal del paleomagnetismo es de aproximadamente 10° en declinación, tal como lo sugieren Lowrie y Hirt (1986), y por lo tanto, las rotaciones inferiores a 10° difícilmente pueden considerarse como significativas.

3.5 Clasificación y mecanismos de formación de orógenos curvos

La primera nomenclatura descriptiva para denominar a un cinturón orogénico curvo fue propuesta por Miser (1932), quien usó el término “saliente” y “receso” para describir una cadena montañosa convexa y cóncava hacia el antepaís. Dicha terminología es puramente descriptiva e independiente de la cinemática y los mecanismos de formación.

Posteriormente, Carey (1955) introduce el término oroclino para definir aquellos sistemas orogénicos rectos que han sido curvados en planta, en una fase de deformación posterior, presentando forma de codo o herradura. Este término si bien tiene una connotación genética, a menudo se usa incorrectamente en la literatura como una descripción geométrica para cualquier curvatura orogénica independientemente de la cinemática real de la formación de curvatura.

El concepto de oroclino fue redefinido por Marshak (1988), quien vinculó el término a una cinemática específica. Dicho autor distinguió entre “oroclino”, formado por la flexión de un cinturón montañoso originalmente recto, y "arcos no rotacionales", que representan cinturones curvos originalmente cuya curvatura no aumenta durante la deformación posterior. Como resultado los arcos no rotacionales, a diferencia de un oroclino, conservan su forma

durante la deformación, y ningún segmento del arco experimenta rotaciones según un eje vertical. Por el contrario, un oroclino se caracteriza por rotaciones opuestas de las extremidades de la curvatura durante su formación, de acuerdo con un mecanismo que se llama flexión oroclinal.

Weil y Sussman (2004) proponen un nuevo esquema de clasificación en base a la relación temporal entre la estructuración y las rotaciones tectónicas sobre ejes verticales. Dichos autores propusieron tres categorías cinemáticas para las clasificaciones de los orógenos curvos en:

- *oroclinos*: tal como fueran definidos por Carey (1955) corresponden a orógenos originalmente rectos que adquieren su curvatura en una segunda fase de deformación tectónica. Por lo tanto, tienen una relación 1:1 entre la rotación sobre eje vertical y la curvatura en el tren estructural (Fig. 3-2c). Son el único tipo de orógeno curvado que se forma bajo un mecanismo de flexión pura (flexión oroclinal). Este mecanismo se debe a la superposición de fases de deformación discretas temporales, que tienen campos de tensión remotos casi perpendiculares. Durante una fase de deformación posterior, la reactivación del corrimiento provoca una rotación sobre un eje vertical a gran escala de los extremos del corrimiento en relación con las zonas internas del orógeno, plegamiento radial y, en última instancia, la verdadera flexión del orógeno. Un ejemplo es el arco Cantábrico (Kollmeier et al. 2000; Weil et al. 2000; 2001)
- *arcos progresivos*: es un sistema orogénico que adquiere su curvatura progresivamente a lo largo de su historia de deformación (generando rotaciones sobre ejes verticales a lo largo del rumbo) o que adquiere una parte de su curvatura durante una fase de deformación posterior. Por lo tanto, la relación entre las rotaciones sobre ejes verticales y la curvatura total es menor a 1.
- *arcos primarios*: se define como un orógeno arqueado que hereda su curvatura durante un evento de deformación inicial, y en el que ésta no se modifica apreciablemente durante la deformación posterior. En este caso, la curvatura de la estructura (es decir, pliegues o corrimientos) se forma durante la deformación inicial y no debido a un esfuerzo posterior. Esto no quiere decir que los arcos primarios se adquieran en un instante geológico, sino que la curvatura primaria del corrimiento no aumenta durante una fase de

deformación posterior. El ángulo de rotación secundaria de los limbos sobre un eje vertical es siempre cero, independientemente de la curvatura total. Se incluye dentro de los arcos primarios a aquellos orógenos en los que se producen rotaciones según un eje vertical antes del inicio de la estructuración de la faja plegada y corrida. Los arcos primarios se forman típicamente por inhomogeneidades dentro de los márgenes de los bloques continentales sujetos a compresión.

Independientemente de la clasificación cinemática del orógeno, varios factores pueden ser los causantes de su formación. Se han propuesto varias condiciones de borde que controlan la formación de orógenos curvos, que incluyen:

- Configuración inicial de la cuenca sedimentaria y / o el futuro nivel de despegue (Beutner 1977; Allmendinger et al. 1990; Lawton et al. 1994; Boyer 1995; Mitra 1997; Sempere 1995).
- Efectos de *buttress* (Beutner 1977; Thomas 1983; Lash 1988; Eldredge y Van der Voo 1988; Paulsen y Marshak 1999; Macedo y Marshak 1999).
- Efectos de un *indenter* (Sinclair 1996; Macedo y Marshak 1999; Johnston 2001; Johnston y Acton 2003).
- Fallas de rumbo (Lawrence et al. 1981; Brun y Burg 1982; McWilliams y Li 1985; Cunningham 1993).
- Cambios en la orientación del campo de estrés regional (flexión pura) (Weil et al. 2000, 2001).
- Configuración de la línea de costa en un régimen convergente (Rankin 1976; Thomas 1977; Thomas y Whiting 1995; Stamatakos y Hirt 1994).

4. CARACTERIZACIÓN DE LOS ANDES CENTRALES

La Cordillera de los Andes se extiende por más de 8000 km en el margen occidental de Sudamérica desde el Mar del Caribe en su extremo norte hasta el Ridge de Scotia en el extremo sur. Si bien esta cadena montañosa es un elemento continuo, su historia geológica involucra un complejo registro de acreciones, colisiones y subducción de diferentes placas oceánicas. Esto genera una complicada segmentación donde tectónica, magmatismo y procesos de sedimentación cambian a lo largo del tiempo y espacio, definiendo así a las provincias morfoestructurales presentes a lo largo de los Andes.

Existen varias clasificaciones de la cordillera andina, siendo pioneros los estudios de Gansser (1973), quien divide la cordillera en tres sectores, en base a sus características geológicas y la tectónica de placas: Andes Septentrionales (al norte de los 4° S), Andes Centrales (4°-46° S) y Andes Australes (46° S hasta la dorsal norte de Scotia). Los segmentos Norte y Sur se caracterizan por la presencia de rocas metamórficas jurásicas y cretácicas y corteza oceánica obductada, a diferencia del sector Central (Ramos, 1999)(figura 4-1a).

Por otro lado, Tassara y Yáñez (2003), de acuerdo a variaciones sistemáticas presentes a lo largo de la Cordillera de los Andes en la topografía, tectónica, volcanismo, estructura litosférica profunda, geometría de subducción e historia geológica, proponen una subdivisión en cuatro segmentos: Andes del norte (5°N-15° S), Andes centrales (15-33,5° S), Andes del sur (33,5-47° S) y Andes australes (47-56°S) (Figura 4-1b). En este trabajo se adoptará esta clasificación.

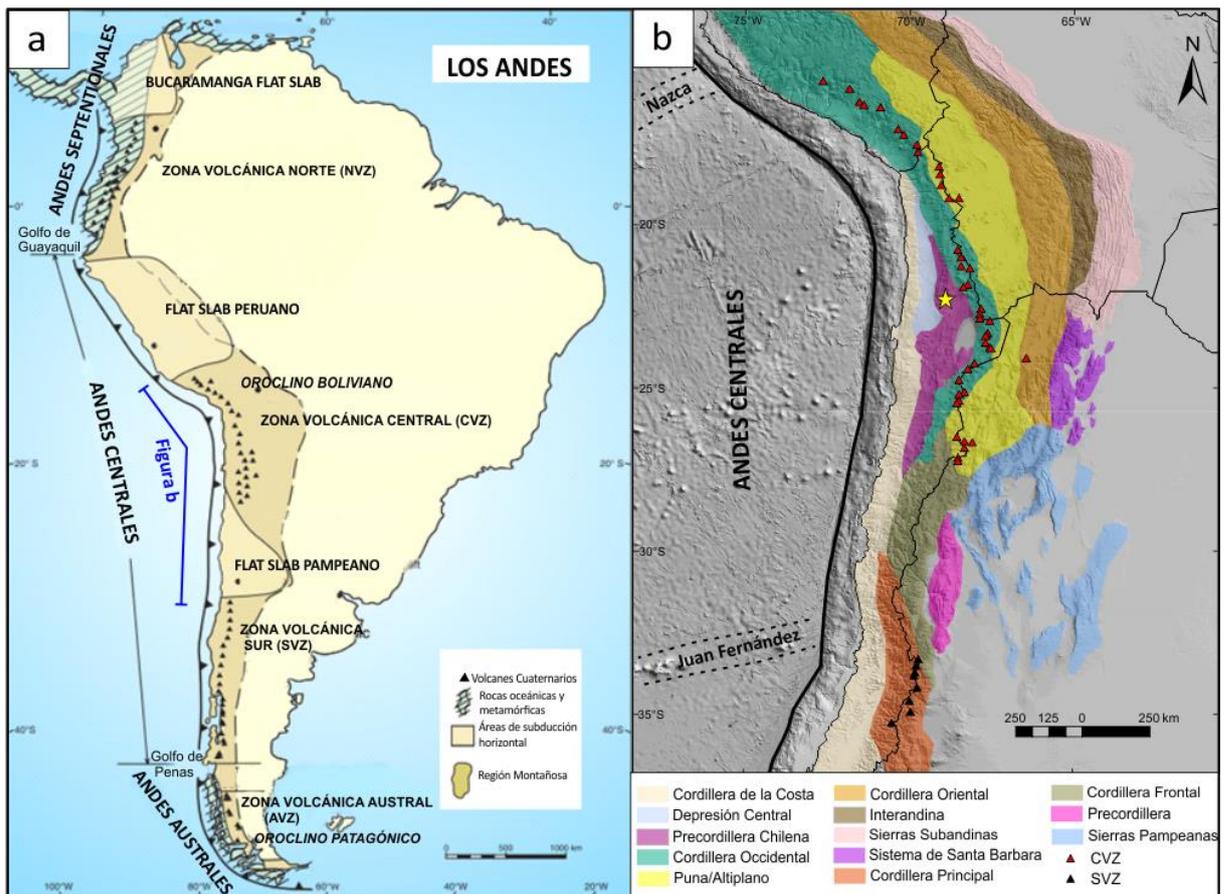


Figura 4- 1: Clasificación de la cordillera de los Andes según Gansser (1973) mostrando los rasgos tectónicos más relevantes y los centros volcánicos activos (a) (Modificado de Ramos 1999). (b) Delimitación de los Andes Centrales según Tassara y Yáñez (2003) indicando las principales unidades morfoestructurales y la CVZ-Zona Volcánica Central (SVZ- Zona Volcánica Austral) en triángulos rojos (triángulos negros). La estrella amarilla corresponde a la zona de estudio. La línea negra corresponde a la fosa oceánica.

4.1 Marco Tectónico

Tectónicamente los Andes Centrales corresponden a una cadena montañosa de margen activo producto de la subducción de litósfera oceánica por debajo de la placa sudamericana desde el Cretácico hasta el presente (Megard 1984; Isacks 1988; Mpodozis y Ramos 1989a; Ramos 1999b; Ramos y Aleman 2000). Luego de 200 m.y. de convergencia, existe una marcada segmentación del margen caracterizado por variaciones sistemáticas a lo largo del rumbo en topografía, morfología, tectónica, distribución de cuencas, volcanismo, geometría de la placa subductada e historia geológica (ej. Cahill y Isacks 1992; Gansser 1973; Gutscher 2002; Isacks 1988; Jacques 2003; Jordan et al. 1983; Kley 1999; Mpodozis y Ramos 1989; Stern 2004) (Fig. 4.2). Entre los segmentos reconocidos se destacan los oroclinos boliviano y patagónico y las zonas de subducción horizontal (*flat slab*) Peruana y Pampeana (Fig. 4-1a).

Tanto la edad de la placa subductada, como el ángulo de subducción, velocidad y dirección de convergencia han sufrido variaciones a lo largo del tiempo (Fig. 4-2) (Pilger 1984; Pardo-Casas y Molnar 1987; Norambuena et al 1998; Somoza 1998a; Seton et al. 2012; Somoza y Ghidella 2012; Maloney et al. 2013, entre otros). Esto ha sido considerado por varios autores como factores de primer orden en la deformación y magmatismo de la placa superior (Scheuber et al. 1994a; Oncken et al. 2006b; Ramos 2010; Capitanio et al. 2011; Chen et al. 2019). La influencia relativa de cada uno de estos factores sobre la deformación no está clara, al igual que los efectos de cualquier interacción potencial entre ellos. Hasta ahora no se ha identificado satisfactoriamente un solo parámetro como controlador primario de la deformación de la placa superior, lo que implica que la interacción entre las condiciones probablemente juega un papel importante en la determinación del régimen tectónico y el estilo de deformación.

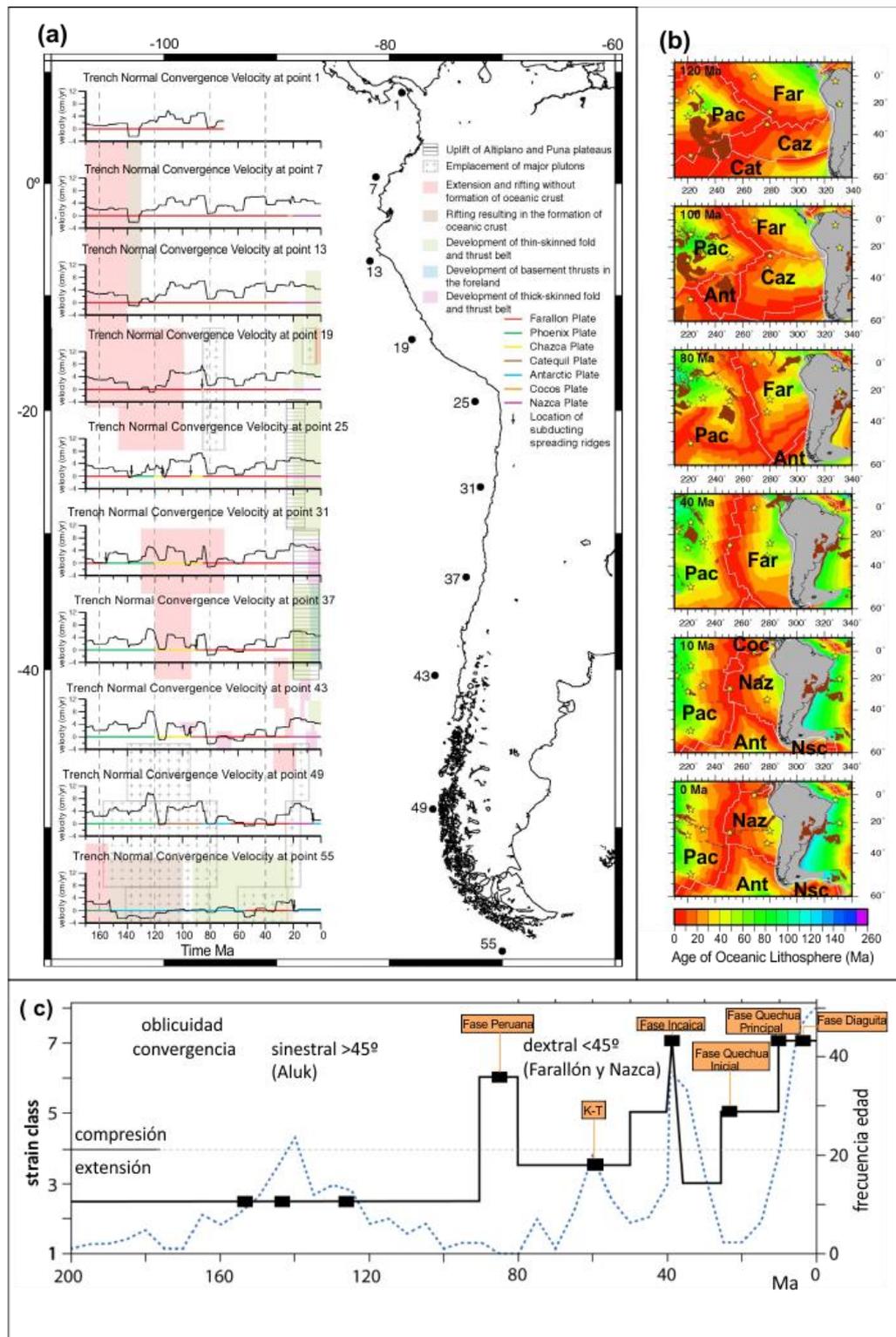


Figura 4- 2: Contexto tectónico a lo largo del margen occidental de Sudamérica. (a) Velocidad de convergencia en función del tiempo y su correlación con eventos tectónicos mayores (modificado de Maloney et al. 2013). (b) Geometría y edad de placas oceánicas en función del tiempo (Setton et al. 2012). (c) Modificada de Scheuber et al. (1994). Evolución tectónica de los Andes del norte de Chile de acuerdo con el tipo de *strain* (sensu Scheuber et al. 1994) y la frecuencia de edades. Se separan dos periodos tectónicos distintos: (I) antes de los 90 Ma, periodo durante el cual la oblicuidad de convergencia es mayor a 45°, sinistral, y (II) después de los 90 Ma, en el que la oblicuidad es menor a 45° y de tipo dextral. Durante el periodo (I) la deformación es extensional a transtensional en las fases e interfases, mientras que el periodo (II) presenta compresión a transpresión en las fases y quiescencia tectónica a extensión en las interfases.

4.2 Unidades Morfoestructurales

Los Andes Centrales presentan diferentes unidades morfoestructurales (Fig. 4-1b); de O a E se identifican:

Cordillera de la Costa

Representa el remanente del arco magmático desarrollado durante el Jurásico-Cretácico temprano (Mpodozis y Ramos 1990). Está compuesto principalmente por rocas volcánicas, lavas y brechas, de composición basalto-andesíticas, acumuladas durante el Jurásico temprano y medio con espesores que varían de 3.000 a 10.000 m (Fm. La Negra). Asociados a esta secuencia volcánica se encuentran cuerpos intrusivos de composición gabro a granodiorita de edad Jurásica-Cretácica Inferior (Boric et al. 1990). Estructuralmente se encuentra cortado por el Sistema de Falla de Atacama (SFA). El SFA es una compleja asociación de zonas miloníticas y cataclásticas de sentido N-S (Herve 1987; Scheuber y Andriessen 1990; Grocott et al. 1994; Scheuber y Gonzalez 1999) la cual ha estado activa desde el Jurásico temprano al Cenozoico. El SFA se compone de fallas normales, fallas de desplazamiento sinistral y fallas inversas, donde el mecanismo actuante es función de la edad de la falla (eg. Scheuber y Andriessen 1990).

Depresión Central

La Depresión Central corresponde a una cuenca paralela a la fosa oceánica la cual contiene localmente más de 1000 m de depósitos aluviales, fluviales, lacustres y evaporíticos del Cenozoico Tardío al Cuaternario (Charrier et al. 2007). El relleno sedimentario incluye una sucesión sedimentaria y volcánica continental que se acuña hacia el oeste y se dispone discordantemente sobre el substrato mesozoico en el borde oriental de la Cordillera de la Costa (Salas et al. 1966; Garcia 2001). Esta sucesión también se acuña hacia el este, sobre el Mesozoico y depósitos volcánicos miocenos expuestos en la Precordillera andina (Muñoz y Charrier 1993; Parraguez 1998; Victor 2000; Pinto et al. 2004). Lineamientos y fallas NE-NNE cortan el valle, siendo el de mayor importancia el lineamiento Antofagasta-Calama.

Precordillera chilena

Corresponde a un basamento del Paleozoico temprano cubierto por secuencias sedimentarias y volcánicas mesozoicas-terciarias, las cuales se encuentran intruídas por plutones paleógenos (30-40 Ma) (Scheuber et al., 1994; Lamb et al., 2016). Representa el arco magmático del Cretácico Superior-Oligoceno Inferior, el cual estuvo activo desde 70 Ma aunque restringido al sector sur de Calama hasta el Eoceno medio (Reutter et al. 1991).

Estructuralmente corresponde a una serie de anticlinales limitados por fallas inversas y oblicuas de alto ángulo orientados N-S, compuestos por un núcleo de basamento y depósitos mesozoicos y cenozoicos deformados (Amilibia et al. 2008a).

Cordillera Occidental

Corresponde al arco magmático actual de la Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ) (Giese et al., 1999) con más de 40 volcanes activos, en donde lavas y mantos ignimbríticos de composición intermedia a silíceas (andesitas a riolitas, con predominancia de dacitas) se apoyan en discordancia sobre rocas paleozoicas a oligocenas.

Altiplano-Puna

Representan el retroarco actual, caracterizado por la presencia de volcanismo mioceno-holoceno que incluye extensas áreas cubiertas por coladas y mantos ignimbríticos originados en erupciones caldéricas de gran volumen (11 a 15 x 10 km³; Kay et al. 2010). La altiplanicie de los Andes centrales comprende a cuencas intermontanas con elevaciones entre 3.800-4.500 m s.n.m. cuyo relleno sedimentario es de edad mesozoica-cenozoica (Allmendinger et al. 1997b). La diferencia más notable entre ambas unidades es que el Altiplano se caracteriza por presentar un relieve suave, al contrario de la Puna, que se caracteriza por altos topográficos formados en los últimos 10 Ma. La deformación principal del Altiplano-Puna ocurre durante el Oligoceno tardío al Mioceno tardío, posiblemente en forma conjunta con la Cordillera Oriental (p.ej. Lamb and Hoke 1997).

Cordillera Oriental

Compuesta por rocas precámbricas a paleozoicas levemente metamorfizadas, y depósitos continentales mesozoicos (Jordan et al. 1983). Es una faja plegada y corrida de piel gruesa. La deformación se extendió desde el centro hacia el este y el oeste con una tasa máxima de acortamiento de 6-9 mm/a entre 30 y 17 Ma (Lamb y Hoke 1997a; McQuarrie 2002; McQuarrie et al. 2005; Oncken et al. 2006a; Hongn et al. 2007), aislando el área actualmente ocupada por el Altiplano, la cual pasó a ser una cuenca endorreica.

La estructuración de la Cordillera Oriental comenzó hacia los 42 Ma con la formación de corrimientos de vergencia oriental (Gubbels et al. 1993; McQuarrie et al. 2005). Posteriormente, durante el Eoceno Tardío al Oligoceno se formaron retrocorrimientos (Müller et al. 2002; McQuarrie et al. 2005; Horton 2005). La deformación prácticamente cesó entre 12 y 8 Ma, como lo demuestra la formación de la superficie de San Juan del Oro (Gubbels et al. 1993b; Kennan et al. 1997).

Sierras Subandinas

Corresponde a una faja plegada y corrida de piel fina desarrollada en una espesa cubierta sedimentaria (> 3 km) durante los últimos 10 Ma, aproximadamente (Müller et al. 2002; McQuarrie et al. 2005). La propagación del frente de deformación hacia el este fue de manera discontinua, con tasas de acortamiento de alrededor de 8-14 mm/a y con tasas máximas que ocurren alrededor de entre 7 y 2 Ma (Echavarría et al. 2003). La tasa de acortamiento actual, establecida mediante mediciones de GPS, es de $9 \pm 1,5$ mm/a (Bevis et al. 2001; Klotz et al. 2001) y se centra casi por completo en el frente de deformación actual.

Sistema de Santa Bárbara

Constituye una faja plegada y corrida de piel gruesa generada a partir de la inversión tectónica de una cuenca extensional cretácica (Kley 1999). El sistema de Santa Bárbara se puede dividir en dos sectores. El septentrional que se desarrolla al norte de Metán, caracterizado por grandes anticlinales fallados en sus limbos occidentales y con vergencia al oeste, cuyos núcleos de rocas paleozoicas tienen una cubierta discordante de depósitos del Cretácico Superior – Paleógeno del Grupo Salta y depósitos sinorogénicos. El borde oriental de este sector está dado por corrimientos epidérmicos con vergencia al este, que afectan los depósitos pliocenos que cabalgan sobre el Cuaternario (Ramos 2017). El sector austral comprende las sierras de La Candelaria, Medina, Nogalito, la Ramada y del Campo, siguiendo la propuesta de Roller (1976). En estas sierras, en discordancia angular sobre un substrato leptometamórfico de edad proterozoica afloran remanentes de depósitos correspondientes a la plataforma clástica cámbrica y ordovícica (Ricci y Villanueva 1969; Mon et al. 1970; Mon 1971).

La primera inversión leve de la cuenca cretácica en el Sistema de Santa Bárbara se inició en el Paleoceno y culminó antes de establecerse la cuenca de antepaís en el Mioceno temprano (Salfity y Marquillas 1994). Sin embargo, la deformación principal del Sistema de Santa Bárbara se produjo a partir de los 10 Ma aproximadamente. Los primeros movimientos se registran por el adelgazamiento de la Fm. Guanaco, depositada entre los 10 y 5 Ma (Reynolds et al. 1994).

Sierras Pampeanas

Comprende una serie de sierras formadas por bloques de basamento rotados, con niveles de despegue coincidentes en transiciones frágil-dúctiles dentro de la corteza (González

Bonorino 1950). Dichos bloques, consistentes en rocas metamórficas e ígneas de edad proterozoica a cámbrica inferior, caracterizan al antepaís fragmentado. Su desarrollo coincide con la geometría de la zona de subducción horizontal pampeana (“*Pampean flat slab*”, Ramos et al., 2002).

Cordillera Principal

La faja plegada y corrida de la Cordillera Principal ha sido dividida en tres segmentos de diferente comportamiento estructural. Estos segmentos son: La Ramada, entre 30° y 32° 30' S (Ramos 1994), Aconcagua, entre 32°30' y 34° S (Ramos 1988) y Malargüe, entre 34° y 36° S (Kozlowski et al. 1993). Los segmentos de La Ramada y Malargüe corresponden a una serie de bloques de basamento neopaleozoico – triásico levantados, mediante fallas inversas de alto ángulo, en una deformación de tipo piel gruesa (Maceda y Figueroa 1993, 1995; Cristallini 1995; Ramos et al. 1996; Cristallini y Ramos 2000). Por otro lado, la faja plegada y corrida del Aconcagua posee una estructura de piel fina (Cegarra y Ramos 1996).

Cordillera Frontal

Esta cordillera comprende principalmente depósitos neopaleozoicos que se asientan mediante discordancia angular sobre un basamento de edad proterozoica media. Si bien su estructuración comenzó durante la orogenia gondwánica, participó casi como un único bloque de basamento en la deformación ándica, que levantó la Cordillera Frontal a fines del Mioceno (Ramos, 1999).

Precordillera argentina

Consiste en una faja plagada y corrida de orientación norte sur desarrollada debido a la subducción horizontal en el segmento pampeano (Ramos 1999; Ramos et al. 2002). Este proceso ha sido relacionado con la subducción de la dorsal de Juan Fernández entre 28° y 33° S desde el Mioceno, el cual dio lugar a la migración de la deformación y el magmatismo de arco hacia el antepaís (Pilger 1984; Kay et al. 1987; Allmendinger et al. 1990; Jordan et al. 1993; Ramos 1999b). Se puede dividir en tres segmentos (occidental, central y oriental) con características estructurales y geológicas distintivas (Ramos, 1999b). La Precordillera Occidental y Central representa una faja plegada y corrida de piel fina con vergencia oriental, mientras que la Precordillera Oriental muestra una deformación de piel gruesa con vergencia occidental.

4.3 Fases de deformación

Si bien la estructuración de los Andes Centrales ocurrió principalmente durante el Cenozoico tardío, sugiriendo que la formación del oroclino debe haber tenido lugar en los últimos 25 Ma (Kley, 1999), los episodios de deformación han ocurrido de manera diacrónica a lo largo del orógeno (Sempere 2004) (Fig. 4-2 c). Steinman (1929) definió en los Andes Centrales tres fases tectónicas: Peruana (Cretácico medio), Incaica (Eocena) y Quechua (Miocena). Adicionalmente, estudios realizados por Cornejo et al. (2003) en la depresión Central y Precordillera evidencian una nueva etapa de deformación en el límite Cretácico – Paleógeno, a la cual denominan como “fase K-T”. A continuación, se describirán los aspectos más relevantes de cada una.

Fase Peruana

Durante el Cretácico temprano tuvo lugar un periodo tectónico compresivo en gran parte de los Andes Centrales, conocido como la Fase Peruana (Steinmann 1929; Jaillard 1992; Noblet et al. 1996; Cobbold et al. 2007; Ramos 2010). Este episodio puede correlacionarse con el desplazamiento hacia el noreste de la Placa Farallón, generando una convergencia oblicua dextral entre la misma y la placa sudamericana (Fig. 4-2 a II), que produjo desplazamientos dextrales a lo largo de fallas orientadas esencialmente de norte a sur. El fuerte régimen de compresión que causó esta deformación fue probablemente provocado por un acoplamiento más fuerte entre las placas oceánicas y Sudamericana como consecuencia de la alta producción de corteza en la dorsal del Pacífico en este momento (Larson 1991). Conjuntamente, acontecía el inicio del movimiento absoluto hacia el oeste de la Placa Sudamericana, como lo indican Somoza y Zaffarana (2008).

Después de este episodio, la organización paleogeográfica en los Andes cambia por completo: el arco magmático se desplazó considerablemente hacia el este, formándose una cuenca continental al este del arco en lugar de una cuenca de retroarco. La migración del arco trajo aparejada la aparición de una amplia zona de antearco hacia el oeste (Charrier et al. 2007). En la Cordillera de Domeyko esta fase tendría su expresión aproximadamente a los 90-70 Ma (Amilibia et al. 2008), y sería responsable, al menos en parte, del alzamiento y exhumación de bloques tectónicos, además de la formación de una cuenca de antepaís (“cuenca de Atacama”), cuyos depósitos revelarían un carácter compresivo desde el Cretácico medio (~100 Ma) hasta hoy en día (Mpodozis et al. 2005; Arriagada et al. 2006). Como resultado de este episodio de deformación, una discordancia regional separa estos depósitos de los depósitos del Cretácico Tardío (~70 Ma) que los sobreyacen. Nuevos estudios de

detalle de las secuencias sedimentarias cretácicas, en el sector noroccidental del salar de Atacama, indicarían la existencia de una fase peruana “temprana” y otra fase “tardía” (entre los intervalos 107-83 Ma y 79-65 Ma, respectivamente; Bascuñán et al. 2015).

Fase K-T

Para el Cretácico Tardío se produce una disminución de la velocidad de convergencia de Sudamérica, que condujo nuevamente a condiciones de dominio de *rollback* sobre cabalgamiento de la trinchera (Somoza y Zaffarana 2008), dando lugar al desarrollo de cuencas limitadas por fallas al norte de Chile (Cornejo et al. 2003). El régimen tectónico extensional fue interrumpido por un evento compresivo de corta duración (65-62 Ma) pero intenso (evento compresivo “K-T”).

Este evento invirtió las cuencas del Cretácico Superior, formando una marcada discordancia angular entre las secuencias de relleno de cuenca y los estratos paleocenos. Conjuntamente a la deformación, se generó un magmatismo sintectónico. El mismo se concentró a lo largo del margen occidental de las cuencas invertidas y el ascenso de magma se canalizó a lo largo de las fallas. Este magmatismo comprendió tanto actividad intrusiva como extrusiva. Un cambio en la petrología de los magmas, con piroxeno, “más secos” en la parte Cretácica superior, a litologías ricas en hornblenda en el Paleoceno Inferior, se atribuye a un aumento en espesor de la corteza y tiempos de residencia más largos y profundos para los magmas ascendentes (Cornejo et al. 2003). Tras el evento “K-T”, se reanudaron las condiciones de extensión a partir de 60 Ma y grandes volúmenes de magmas silícicos fueron generados por fusión de la corteza superior.

Fase Incaica

El tercer evento compresivo andino ocurrió principalmente durante el Eoceno, cuando cesó la actividad en el arco magmático o intra-arco, y corresponde a la fase incaica principal (Steinmann 1929; Charrier y Vicente 1972; Charrier y Malumián 1975; Reutter et al. 1996; Cornejo et al. 2003). Coincide con un pico de alta tasa de convergencia asociada con una reducción considerable de la oblicuidad de la convergencia en aproximadamente 45 Ma (Pilger 1984; Pardo-Casas y Molnar 1987; Somoza 1998a).

La edad de este evento ha sido debatida: 38.5 Ma, según Hammerschmidt et al., (1992), ca. 44 Ma según Tomlinson and Blanco (1997), y durante un período de tiempo más largo según Makshev and Zentilli (1999). La tectónica de este evento muestra una partición de esfuerzos generando acortamiento y fallas de rumbo que causaron una inversión tectónica

generalizada de las cuencas extensionales de arco (o intra-arco) desarrolladas durante el Paleógeno temprano, y la deformación del relleno sedimentario. La inversión provocó el sobrecorrimiento de bloques orientados NNE-SSW con núcleos de rocas paleozoicas sobre los depósitos del Mesozoico y del Paleógeno temprano.

Asociado a este evento tectónico, también hubo rotaciones horarias en el antearco al norte de Chile (Arriagada et al. 2003a), rotaciones antihorarias en el sur de Perú (Roperch et al. 2006b), y desplazamiento dextral y sinistral a lo largo de fallas de rumbo desarrolladas en el eje del arco magmático del Cretácico Tardío-Cenozoico Temprano (e.j., el Sistema de Fallas de Domeyko ; Falla Oeste y su prolongación hacia el sur como la Falla de Agua Amarga-Sierra Castillo) (Reutter et al. 1991, 1996; Tomlinson et al. 1994; Niemeyer 1999).

Fase Quechua (~10 Ma) y Diaguita (5-3 Ma)

Durante esta etapa, el arco volcánico alcanzó su posición actual. También durante esta etapa, en el Mioceno temprano, la dorsal de Juan Fernández de orientación NE colisiona contra el margen continental en el sur de Perú y el norte de Chile, migrando hacia el sur a la velocidad de 200 km / Ma hasta su posición actual (Yáñez et al. 2002). La deformación más importante relacionada con el sistema de arco moderno es el desarrollo de la faja plegada y corrida de las Sierras Subandinas de Bolivia y el noroeste de Argentina desde el Mioceno tardío, con las áreas previamente deformadas convergiendo pasivamente hacia el cratón (Somoza et al. 2015).

4.4 Magmatismo

Desde los inicios del ciclo tectónico andino (Jurásico Temprano tardío-Presente; Coira et al., 1982) el arco magmático ha migrado hacia el este desde la Cordillera de la Costa hasta su posición actual en la Cordillera Occidental. Las edades isotópicas disponibles para el norte de Chile sugieren que esta migración no fue abrupta, sino que consistió en un proceso gradual (Scheuber et al. 1994). Sin embargo, se pueden observar periodos de alta actividad magmática separados por periodos de escasa actividad, lo que permite la distinción de al menos cuatro sistemas de arco: (1) un arco Jurásico-Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa, (2) un arco del Cretácico medio en el Valle Longitudinal, (3) un arco del Cretácico Superior-Eoceno Superior en la Precordillera de Chile, y (4) el arco moderno en la Cordillera Occidental correspondiente a la Zona Volcánica Central (CVZ; Oligoceno tardío-reciente) (Coira et al. 1982; Scheuber et al. 1994) (Fig. 4). Una característica destacada de los patrones de evolución geoquímica e isotópica del norte de Chile (200 Ma-Reciente) es el aumento en las relaciones

La/Yb y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y una disminución en las relaciones $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ (Haschke et al. 2006). Estas características geoquímicas de los paleo-arcos andinos son consistentes con las características estructurales y sedimentarias, que reflejan un aumento en el espesor cortical desde el Jurásico (30-35 km); Cretácico medio (35 km), Eoceno (37-45 km, Haschke y Günther 2003) hasta el arco actual con 50-75 km de espesor (Wigger et al. 1994; Zandt et al. 1994; Yuan et al. 2000).

Arco Jurásico -Cretácico Inferior (195-130 Ma): durante esta etapa el arco estuvo situado en la actual Cordillera de la Costa con el desarrollo de una cuenca de trasarco hacia el este, bajo un régimen extensional que perduró hasta el Cretácico temprano (Fig. 4-3). La actividad magmática incluyó también el emplazamiento de grandes batolitos. Al norte de Chile, el arco Jurásico corresponde a basaltos y andesitas calco-alcalinas de la Fm. La Negra (García 1967). La actividad volcánica se extendió desde el Sinemuriano Tardío-Pliensbachiano Bajo hasta el Cretácico Temprano (Naranjo 1978; Muñoz et al. 1988; Muñoz y Stern 1989; Godoy y Lara 1998; Gonzáles y Niemeyer 2005; Oliveros 2005). Los depósitos asociados al arco magmático corresponden aproximadamente al 80% de la actual Cordillera de la Costa, y su espesor alcanza varios miles de metros (7-10 km; Buchelt y Cancino 1988; Boric et al. 1990; González y Niemeyer 2005). Esta sucesión está compuesta principalmente de lavas andesíticas y basálticas-andesíticas que forman localmente *pillow* lavas, con intercalaciones subordinadas de depósitos volcanoclásticos y calcáreos (por ejemplo, los estratos de Rencoret, Muñoz, 1989). Localmente (por ejemplo, al este de Antofagasta), los niveles más bajos de la Formación La Negra corresponden a depósitos ignimbríticos silíceos (Muñoz et al. 1988; Muñoz 1989). El vulcanismo evolucionó con el tiempo desde una etapa inicial de afinidad toleítica a una calcoalcalina en etapas más evolucionadas, y asignaturas alcalinas en sus últimos pulsos (Losert 1974; Palacios 1978, 1984; Rogers y Hawkesworth 1989; Pichowiak 1994).

Las relaciones $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ indican poca contaminación magmática cortical y la existencia de una corteza atenuada (Rogers y Hawkesworth 1989; Maksiyev y Zentilli 2002). Según Oliveros (2005), la cristalización fraccionada fue el proceso dominante para la diferenciación de los magmas. Basándose en la firma geoquímica, la continuidad lateral de espesores de coladas individuales y la ausencia de brechas, Scheuber et al., (1994) consideraron que la Formación La Negra, al menos en una etapa temprana, se originó por vulcanismo fisural. Sin embargo, otros autores proponen que la actividad volcánica se desarrolló en centros volcánicos puntuales (Muñoz 1989).

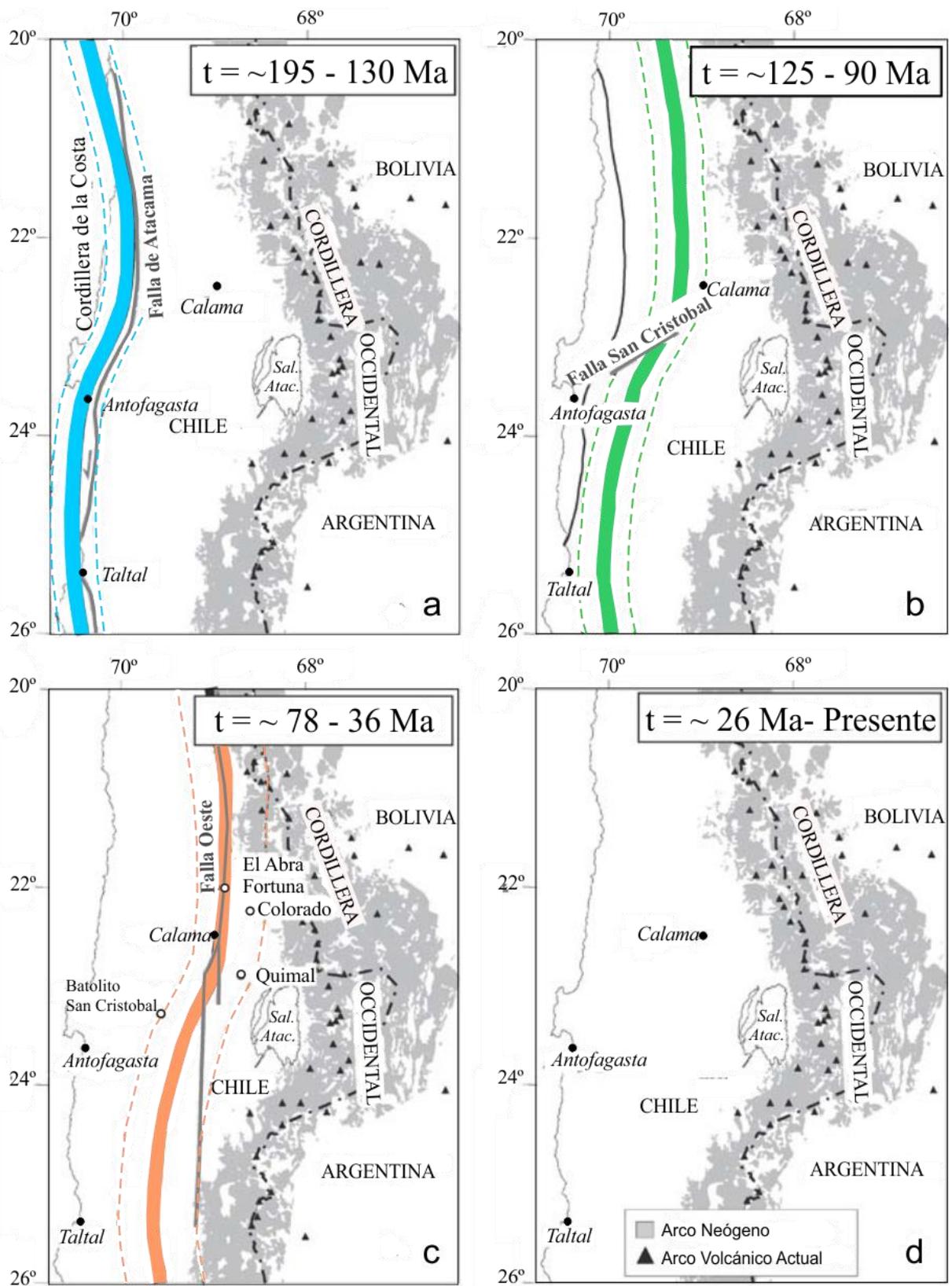


Figura 4- 3: Posición del arco principal (línea de color gruesa) en el norte de Chile para: (a) 195-130 Ma, (b) 125-90 Ma, (c) 78-36 Ma y (d) 26 Ma-Presente, con la posición de las principales zonas de falla de rumbo intra-arco (modificado de Haschke et al. 2006).

Arco del Cretácico medio (125-90 Ma): la actividad ígnea se desplaza hacia el este posicionándose principalmente en el Valle Longitudinal, aunque se extiende en áreas adyacentes a la Cordillera de la Costa y Precordillera chilena (Fig. 4-3b). Los depósitos asociados al arco corresponden a lavas andesíticas, las cuales alcanzan aproximadamente 2000 m de espesor (Fm. Empexa, Galli 1957; Estratos del Río Seco, Fm. Quebrada Mala, Charrier and Muñoz 1994).

La migración del arco de la Cordillera de la Costa hacia el Valle Longitudinal fue un proceso gradual. Hacia el sur, donde ambos arcos se superponen, no hay discordancia entre los productos extrusivos de los dos arcos, por lo tanto, la distinción entre los productos de uno y otro se vuelve algo arbitraria. Las características del magmatismo del Cretácico medio en este sector muestran grandes similitudes con la del arco Jurásico-Cretácico temprano.

A diferencia del anterior arco magmático, no hubo desarrollo de una cuenca de retroarco inmediatamente al este, sino que el depocentro se ubicó 400 km al este, en el rift del Grupo Salta. La naturaleza extensional de esos depocentros queda evidenciada por la presencia de extrusiones basálticas (120-90 Ma; Bossi and Wampler 1969; Valencio et al. 1976)

Este arco magmático fue seguido por un periodo de inactividad ígnea que duró unos 10 ma. Entre los 90 y 80 Ma, no se registran edades isotópicas en el norte de Chile, noroeste de Argentina o suroeste de Bolivia. Este silencio magmático puede deberse al paso de la dorsal Aluk-Farallon (Fig. 3), evidenciado por el cambio en el régimen de esfuerzos de extensional a compresivo durante el Cretácico Tardío (Fase Peruana). Toda la secuencia Jurásica-Cretácica Temprana estuvo sujeta a un fuerte acortamiento normal al orógeno que produjo intenso plegamiento y sobrecorrimientos, afectando en parte también al basamento pre-Jurásico (Jensen 1985). La edad de deformación está acotada por la edad de las rocas deformadas (~90 Ma) y por el emplazamiento de cuerpos plutónicos graníticos y monzoníticos post-orogénicos (78-76 Ma, Makshev et al. 1988; Pichowiak 1994), así como por una discordancia angular entre las secuencias deformadas y la secuencia volcánica suprayacente (Naranjo y Puig 1984).

Arco Cretácico Superior-Eoceno (78-37 Ma): situado al este del arco anterior (Fig.4-3c), este arco magmático registra dos pulsos de máxima actividad uno a 75-55 Ma, principalmente en el Valle Longitudinal al sur de la línea Antofagasta-Calama, y el otro a 48-35 Ma, centrado en la Precordillera Chilena al norte de Calama.

Esta etapa de la evolución andina se caracteriza por episodios extensionales asociados a una intensa actividad magmática. Esta actividad está representada por grandes plutones y abundantes depósitos volcánicos de naturaleza andesítica y riolítica-dacítica, frecuentemente asociados con el desarrollo de grandes calderas. Estos depósitos se acumularon en una serie de cuencas extensionales delimitadas por fallas normales y consisten en (1) sucesiones esencialmente volcánicas y volcanoclásticas de espesor variable, y (2) acumulaciones sedimentarias continentales gruesas, principalmente conglomerádicas (Bogdanic 1991). Dichas cuencas fueron invertidas durante el Cretácico Tardío/Paleoceno, seguido por el desarrollo de depocentros situados más al este, donde se depositaron sucesiones volcánicas y volcanoclásticas más gruesas (Reutter et al. 1996). El cese de la actividad coincide con el evento compresivo del Eoceno (Steinmann 1929).

Arco volcánico actual: se extiende entre los 14° y 27°S, a lo largo de la denominada Zona Volcánica Central (*Central Volcanic Zone, CVZ*; Fig. 4-1b y 43d, de Silva y Francis 1991). Este arco se encuentra activo desde el Neógeno, siendo su mayor periodo de actividad durante el Mioceno con el desarrollo de una extensa provincia volcánica, principalmente representada por ignimbritas de composición intermedia, a lo largo de la Cordillera Occidental, Altiplano y Puna (Coira et al. 1993; Fracchia 2009). Los afloramientos de ignimbritas más extensos se encuentran en el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (*Altiplano-Puna Volcanic Complex, APVC*, de Silva, 1989) el cual corresponde a un campo volcánico silícico-dacítico de alrededor de 70.000 km², producto de la erupción de, al menos, 15.000 km³ de magma entre los 10-1 Ma (De Silva et al. 2006; Salisbury et al. 2011) De acuerdo con algunos autores (e.g., Coira et al. 1993; Caffè et al. 2002) la actividad de la CVZ puede esquematizarse de la siguiente manera:

- *Eoceno tardío- Mioceno temprano (~26 a 18 Ma):* durante esta etapa la actividad volcánica fue escasa, se reportaron remanentes de edificios centrales, pequeños domos andesíticos-dacíticos y secuencias piroclásticas aisladas sin centro volcánico reconocible.
- *Mioceno medio (18 a 10 Ma):* se inicia una etapa de volcanismo de arco definido y la expansión del magmatismo hacia la Puna, a través de las cadenas volcánicas transversales al orógeno. En un comienzo el volcanismo estuvo representado por complejos intrusivos silícicos y domos pequeños (asociados a yacimientos de metales base y preciosos), aunque tanto en la Puna austral (región del Cerro Galán) como en Puna norte comienza la actividad volcánica de volumen intermedio (ignimbritas

caldéricas). Estratovolcanes y sus productos son comunes en el arco así como en posición de retroarco.

- *Mioceno tardío a Plioceno (10 a 3 Ma)*: el volcanismo desarrollado durante esta etapa constituye el rasgo más característico de la región. A partir de los 10 Ma, se produce la erupción de extensas ignimbritas a partir de calderas de grandes dimensiones, durante episodios de *flare up* especialmente manifiesto en la Puna norte y transición al Altiplano sur. El volcanismo efusivo se desarrolló de forma continua a lo largo de toda la región. Estratovolcanes y domos se asociaron a las mismas estructuras caldéricas o bien ocurrieron individualmente. El escaso magmatismo máfico monogenético en el retroarco comienza en esta etapa.
- *Plioceno tardío- reciente (< 3Ma)*: hacia fines del Plioceno casi toda la actividad se restringió al arco volcánico actual con la instalación de importantes conos poligenéticos, aunque se continuaron registrando efusiones aisladas alejadas del arco. Estas últimas estuvieron vinculadas a magmatismo máfico monogenético de tendencia OIB, calcoalcalina o shoshonítica. Eventos explosivos de gran volumen y composición silíceas ocurrieron asociados a estructuras caldéricas en la Puna Austral, principalmente en Cerro Galán, Incapillo-Bonete y Cerro Blanco. Edificios poligenéticos jóvenes de gran tamaño aparecen en Puna más esporádicamente (e.g., Uturunco, Tuzgle, etc).

4.5 Patrón de rotaciones

Una de las principales características de los Andes Centrales es la existencia de rotaciones según ejes verticales, que en términos generales presentan sentido antihorario al norte del codo de Arica, y sentido horario en el sur de Bolivia, norte de Chile y NO de Argentina (Butler et al. 1984; Kono et al. 1985; Isacks 1988; Beck 1988; MacFadden et al. 1990, 1993, 1995; Roperch et al. 1993; Beck et al. 1994; Somoza 1994; Singer et al. 1994; Butler et al. 1995; Somoza et al. 1996; Randall et al. 1996; Aubry et al. 1996; Prezzi y Vilas 1998; Prezzi et al. 2004; entre otros).

Somoza (1994) analizó los resultados paleomagnéticos entonces disponibles de rocas cretácicas de Chile, los que provenían de localidades irregularmente distribuidas entre los 18° y los 44° S (Fig. 4-4). Con esa información predijo que el dominio de rotaciones tectónicas horarias de Chile estaba comprendido entre aproximadamente 19-20° S y 28-30° S (Segmento I en Somoza, 1994, Fig. 4-4). Estudios paleomagnéticos posteriores (Dashwood y Taylor

2005; Peña et al. 2011) mostraron que efectivamente el límite sur del dominio de rotaciones horarias del norte de Chile está ubicado aproximadamente en 29-30° S.

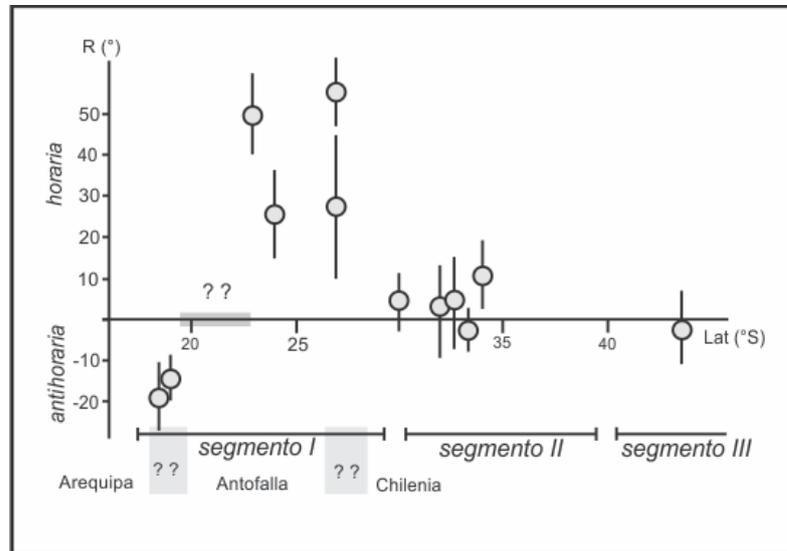


Figura 4- 4: Segmentos tectónicos en el norte de Chile definidos mediante paleomagnetismo y rasgos tectónicos por Somoza (1994). Se puede observar claramente la variación en las rotaciones tectónicas (R) respecto de la latitud. El segmento I en el norte de Chile se extiende hasta 30° S y pertenece al CARP.

Somoza (1994) propuso que la transición entre sus segmentos I (rotaciones horarias) y II (ausencia de rotaciones sistemáticas a escala regional) podría estar controlado por características del basamento andino, es decir que la zona de transición podría coincidir con la transición entre los terrenos de Chilenia al sur y Antofalla al norte. Enfatizando el posible control del basamento sobre el estilo de deformación, Somoza (1994) especuló además que el cambio entre rotaciones horarias y antihorarias en el norte de Chile (Fig. 4.4) podría reflejar diferencias entre el basamento del norte de Chile y el del oeste de Bolivia deducidas isotópicamente por Wörner et al. (1992).

El CARP fue definido formalmente por Somoza et al. (1996) luego de analizar la distribución de datos paleomagnéticos de rocas neógenas de los Andes Centrales. Los sitios analizados en ese trabajo definían el patrón de rotaciones tectónicas entre 12° y 28° S, esta última latitud observada en el antepaís fragmentado. Somoza et al. (1996) notaron además que las rocas más jóvenes que 10 Ma del antearco, Altiplano y Puna generalmente habían experimentado muy poca o ninguna rotación según el eje vertical, lo cual coincide con la escasa deformación en esas regiones desde el Mioceno tardío. Basados en esta última

observación sugirieron que las rotaciones tectónicas constituían una componente de la deformación regional, en contraste con lo que se esperaría como resultado de un proceso oroclinal, cuya rotación es posterior a la deformación orogénica. En su análisis, Somoza et al. (1996) visualizaron que las rotaciones tectónicas podrían acompañar la migración hacia el este que muestra la deformación en los Andes Centrales, y por lo tanto que las rotaciones deberían haber ocurrido simultáneamente con el acortamiento que construyó el orógeno desde el Cretácico tardío.

La distribución espacial y el acortamiento temporal del CARP ha mejorado en los últimos años (e.j. Arriagada et al., 2003b, 2000; Arriagada et al., 2008a; Gilder et al., 2003; Gómez Schulz, 2017b; Narea et al., 2015a; Randall et al., 1996; Roperch et al., 2000, 2011, 2006b; Somoza et al., 1999; Somoza y Tomlinson, 2002a; Taylor et al., 2007) en particular en el norte de Chile, acotando la edad más joven asociada al CARP al Eoceno medio (Somoza et al., 2015). En la figura 4-5 se muestran las rotaciones asociadas al CARP con los datos disponibles hasta 2017 (ver Anexo) y la interrelación entre las rotaciones tectónicas a partir de datos paleomagnéticos (más antiguas a 20 Ma) con los diferentes terrenos propuestos (Ramos 2008).

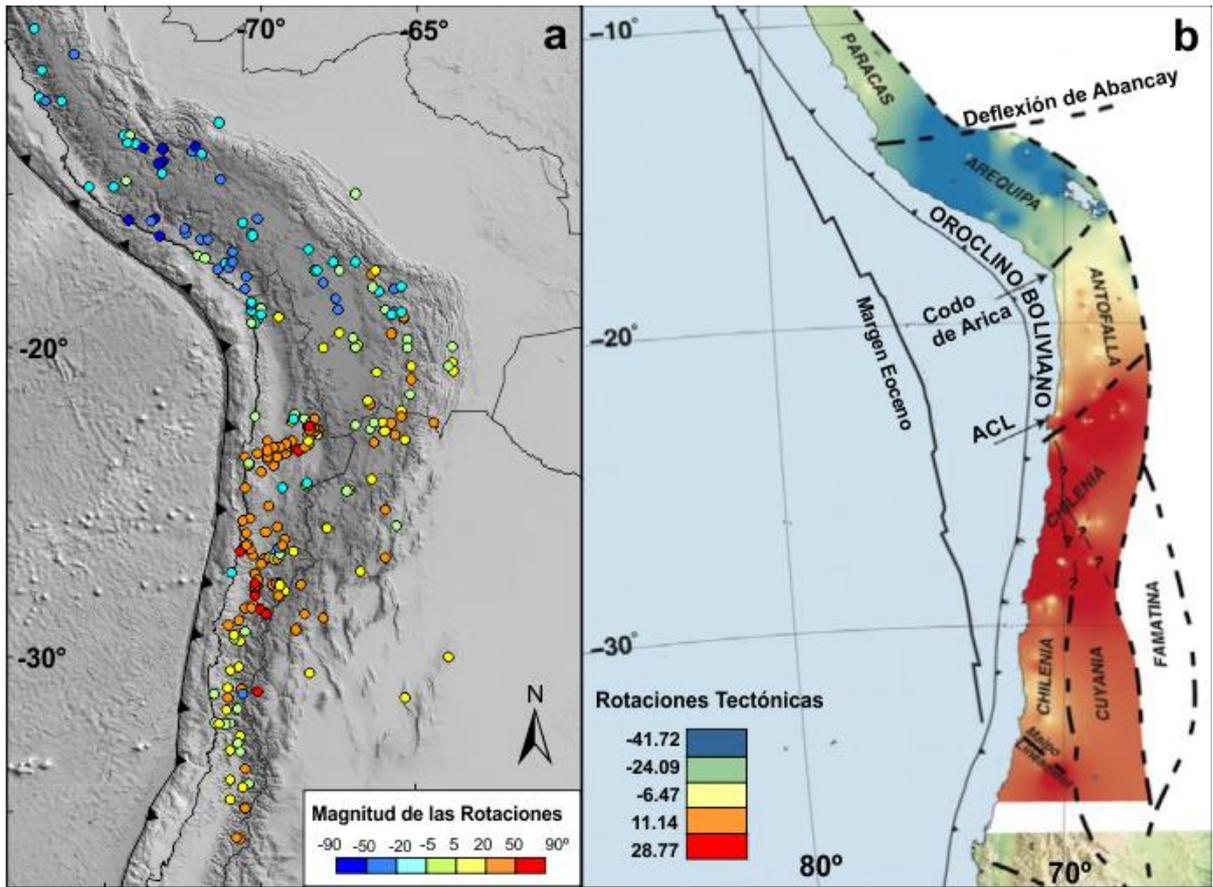


Figura 4- 5: (a) Base de datos de las rotaciones según ejes verticales publicadas de los Andes Centrales (ver Anexo). (b) Correlación entre las rotaciones tectónicas a partir de datos paleomagnéticos (anteriores a 20 Ma) con los terrenos propuestos para Sudamérica (Arriagada et al., 2018).

5. MODELOS PROPUESTOS

Existen distintos modelos que intentan explicar la evolución de los Andes Centrales y el origen del CARP; sin embargo, la densidad de datos y el acotamiento temporal de las rotaciones es todavía insuficiente para definir cuál de ellos es el más acertado. Estos modelos pueden diferenciarse en cuatro grandes grupos: A) modelos que involucran rotaciones rígidas regionales de grandes bloques, B) modelos que involucran rotaciones locales de pequeños bloques, controladas por esfuerzos regionales, C) modelos que involucran rotaciones locales de pequeños bloques, controladas por configuraciones y esfuerzos locales y D) modelos que constituyen combinaciones de los anteriores (Randall 1998).

En el caso de rotaciones de grandes bloques de escala continental, las rotaciones detectadas serían contemporáneas y uniformes en magnitud y sentido en toda la región. Por el contrario, si se tratase de rotaciones locales, éstas pueden ser diacrónicas y pueden mostrar cambios en magnitud y sentido de un área a otra, pudiendo inclusive existir áreas sin rotaciones.

5.1 Grupo A: Modelos que involucran rotaciones rígidas regionales de grandes bloques

Combamiento oroclinal

Como fuera mencionado anteriormente, Carey (1958) fue el primero en sugerir que el cambio de rumbo de las estructuras observado a la latitud del codo de Arica en los Andes Centrales constituía una característica secundaria del orógeno, que originalmente habría sido rectilíneo. Carey (1958) postuló una megacizalla sinistral transamazónica, que supuso activa desde el Mesozoico desplazando hacia el oeste el bloque Ecuador-Colombia (Fig. 5.-1a). En su modelo, esta megacizalla habría generado un esfenoscasmo (sphenochasm) amazónico acomodado por una rotación antihoraria de Perú generando así a) el oroclino boliviano y b) un retroceso orogénico en el límite Perú-Ecuador con desarrollo de un promontorio costero, rasgo que Carey (1958) denominó oroclino ecuatoriano (Fig. 5-1a corresponde a Carey 1958: Fig. 27). Nótese que en el modelo de Carey (1958) el margen chileno constituye un limbo pasivo en el Oroclino Boliviano (u oroclino peruano, como lo denomina en su figura 27). De importancia para el concepto oroclinal, merece enfatizarse que Carey denominó Oroclino Boliviano a un orógeno pre-existente que experimentó rotación por un proceso extensional en el Amazonas (Fig. 5 -1a), es decir que supuso que las curvaturas del orógeno son secundarias

y por ende oroclino. Como corolario de lo expuesto, los Andes de Bolivia no constituyen formalmente un oroclino, ya que la forma de la parte externa del orógeno es primaria, desarrollada durante la evolución de las fajas plegadas y corridas del Cenozoico.

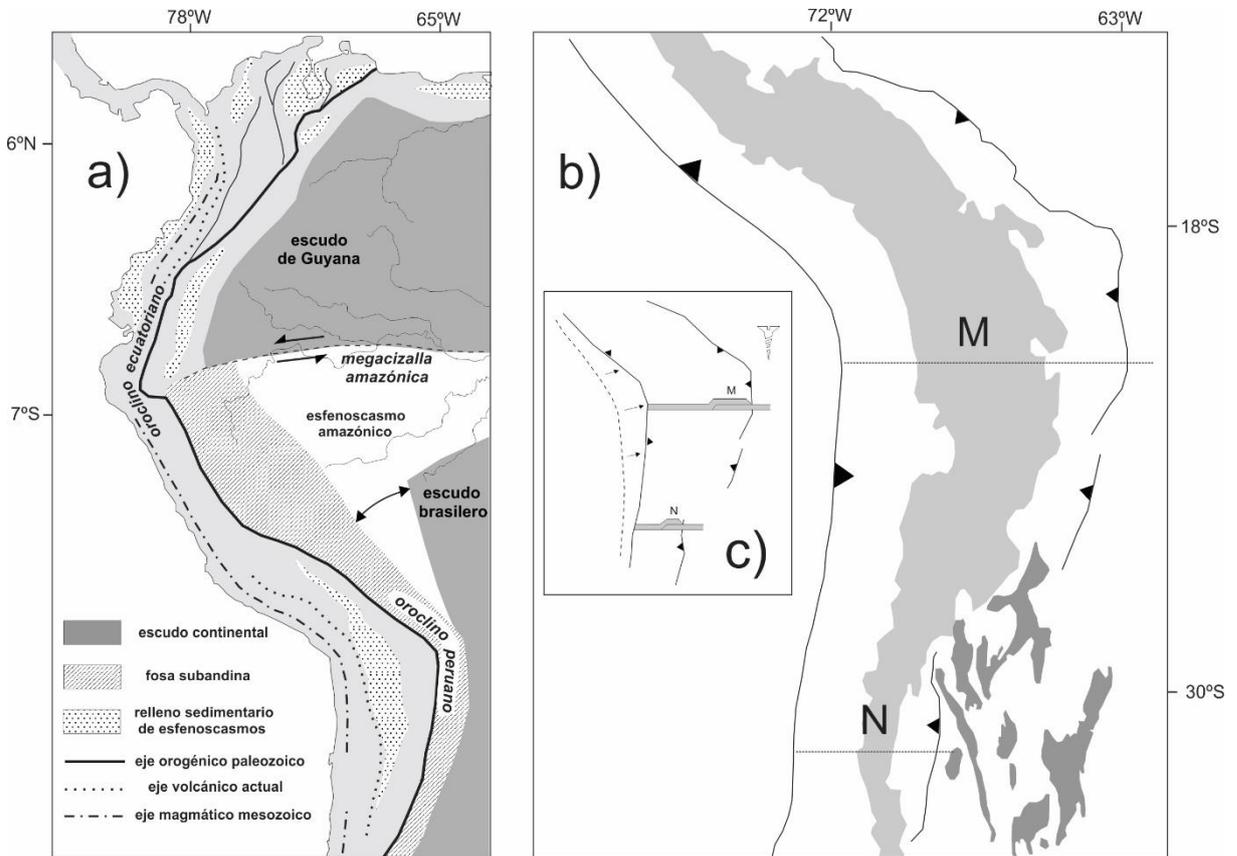


Figura 5- 1: a) Esquema utilizado por Carey (1958) en su definición de Oroclino Boliviano (véase texto para explicación). b) Esquema de los Andes Centrales utilizado por Isacks (1988), en gris claro las áreas con topografía > 3 km, en gris oscuro los bloques de basamento de Sierras Pampeanas, M y N son las secciones que usamos aquí para explicar el funcionamiento de su modelo oroclinal. c) Modelo oroclinal de Isacks (1988), donde el mayor acortamiento horizontal en M está asociado a mayor tasa de convergencia entre la trinchera y el antepaís (Somoza et al. 2002). Este acortamiento diferencial a lo largo del sector externo acomoda un cambio en la forma del margen, que aumenta su curvatura (oroclino).

Posteriormente, estudios paleomagnéticos realizados por varios autores en Perú y Norte de Chile (Palmer et al. 1980; Heki et al. 1985; Kono et al. 1985; May y Butler 1985) aportaron datos consistentes con la hipótesis oroclinal de Carey (1958). Palmer et al. (1980) realizó un muestreo paleomagnético en rocas mesozoicas a ambos lados de la deflexión, con el fin de comparar las declinaciones magnéticas. Si bien no obtuvo direcciones confiables en el lado peruano, datos procedentes de la Formación Camaraca (Jurásica) cerca de Arica

presentan 25° de rotación antihoraria sugiriendo que Arica no sería el punto exacto de inflexión.

Kono et al. (1985) registraron rotaciones de entre 30 y 50° en sentido antihorario en rocas mesozoicas y cenozoicas de Perú y norte de Chile, proponiendo que el bloque peruano se habría comportado como un bloque rígido que habría rotado en el Cenozoico. La deformación asociada a dicho desplazamiento se encontraría en la Cuenca del Amazonas como extensión y adelgazamiento de la litósfera (Kono et al. 1985).

May y Butler (1985) sugirieron que el bloque peruano habría sufrido una rotación antihoraria regional cuyo eje se ubicaba en el Norte de Perú. Allenby (1987) propuso que diferencias en la resistencia a la deformación del escudo Brasileño (mayor al norte de Arica que al sur) generó una zona de cizalla sinistral de gran amplitud en la zona de máxima curvatura, generando una rotación antihoraria regional del limbo Norte del orógeno.

Acortamiento diferencial:

Isacks (1988) a partir de los datos paleomagnéticos publicados y del cálculo de la tasa de acortamiento a lo largo de 22 transectas, analizando datos topográficos y estructurales (ej. (Dalmayrac y Molnar 1981; Chinn y Isacks 1983; Jordan et al. 1983; Allmendinger et al. 1983; Megard 1984b; Lyon-Caen et al. 1985) propone un modelo cinemático de dos etapas para explicar el levantamiento del plateau Altiplano-Puna y la existencia de la inflexión de los Andes Centrales a la altura de Arica. La presencia de un segmento central de baja inclinación (aproximadamente 20°) en la losa de Nazca subductada durante el Mioceno, rodeada al NO y Sur por segmentos de inclinación más elevada, dio origen una cuña astenosférica de ancho variable. Procesos magmáticos y de convección actuantes en la cuña situada entre las placas, produjeron un debilitamiento mayor en la parte central de la placa cabalgante asociado a un mayor tamaño de la cuña astenosférica. Debido a esto, la cantidad de acortamiento es variable de un segmento a otro, siendo máximo en la zona central, coincidente con el área donde se observa el cambio de rumbo en la cadena andina (Fig. 5-1b). Somoza (2002) atribuye esta variación en el acortamiento a un aumento en la tasa de convergencia. Isacks observó que este modelo no puede explicar el total de la curvatura geográfica observada, por lo que propuso que una curvatura pre-existente del margen continental es intensificada debido a esta variación del acortamiento a lo largo del orógeno, generando combamiento oroclinal del antearco, con 5-10° de rotación regional horaria para la zona al Sur del codo de Arica, y 10-15° de rotación antihoraria al Norte.

Para Isacks (1988) el notable espesor de la corteza debajo en los Andes Centrales es fundamentalmente consecuencia del apilamiento tectónico y dividió el proceso en dos etapas. Estimó que la deformación compresiva que generó el acortamiento y levantamiento del Altiplano y Cordillera Oriental ocurrió fundamentalmente en el Cenozoico tardío (Etapa 1). Durante el Plioceno-Holoceno el acortamiento se trasladó hacia las Sierras Subandinas, al Este de los terrenos levantados en la etapa anterior, produciendo un engrosamiento de la corteza inferior dúctil en la zona del Altiplano-Cordillera Oriental, por debajo de una lámina cortical superior deformada en la etapa previa. El ascenso de la lámina cortical superior es una componente principal del levantamiento del plateau (Etapa 2).

Macedo-Sánchez et al. (1992) realizaron estudios paleomagnéticos en la Cordillera Occidental y Altiplano (Perú) en rocas de edad cretácica a eocena tardía, las cuales presentaban 15-20° de rotación antihorarias, consistente con los datos publicados por Mitouard et al. (1990) y el modelo propuesto por Isacks (1988).

MacFadden et al. (1990, 1995) analizaron las rocas de las cuencas miocenas del Altiplano y Cordillera Oriental de Bolivia e interpretaron las rotaciones observadas (15-20° en sentido horario) como producto de un combamiento oroclinal, relacionado a la subducción y levantamiento de los Andes. Calcularon una tasa mínima de combamiento oroclinal de 0,6°/m.a. a 1,7°/m.a. para el Cenozoico tardío, por lo que el resto de la curvatura observada en el Oroclino Boliviano sería resultado de fases anteriores de deformación Andina o representaría la forma de los Andes ancestrales.

Gubbels et al. (1993) realizaron dataciones en sedimentos terciarios en Bolivia a fin de acotar temporalmente la deformación. Los datos demostraron que la formación de la faja plegada y corrida de la región subandina es posterior a los 10 Ma, en acuerdo con el modelo de dos etapas propuesto por Isacks (1988) para explicar el levantamiento del Altiplano. Allmendinger et al. (1997) consideraron que 10-30% del engrosamiento cortical generado por el plateau no puede ser explicado por acortamiento. Kley y Monaldi (1998) y Kley (1999) reportaron valores de acortamiento en los Andes Centrales (entre los 3° y 40°S) y proponen que el gran espesor de la corteza en ese sector sería resultado del acortamiento horizontal del Cenozoico Tardío más fenómenos de adición magmática, flujo de corteza inferior dúctil a lo largo del rumbo y acortamiento pre-Neógeno.

Somoza et al. (1996, 1999) estudiaron ignimbritas del Mioceno superior y Neógeno en la Puna. Sugirieron que de haber existido combamiento oroclinal el mismo habría sido anterior al Mioceno medio. Roperch et al. (2006) llegaron a resultados similares al estudiar

rocas sedimentarias y volcánicas de antearco del sur de Perú y norte de Chile. Prezzi et al. (2004) analizaron rocas del Mioceno medio en la Puna y Cordillera Oriental, las cuales presentaron rotaciones pequeñas, estadísticamente insignificantes, similares a los datos reportados por Roperch et al. (2000) y Somoza y Tomlinson (2002). Por otro lado, Maffione et al. (2009) reportan rotaciones en sentido horario en la Cordillera Oriental en rocas cretácicas tardías a mio-pliocenas. Sugieren que las rotaciones observadas serían sincrónicas al acortamiento y combamiento oroclinal, el cual habría estado activo desde el Eoceno, como también fuera reportado por Allmendinger et al. (2005) en base a mediciones GPS en el antearco.

La figura 5-1c ilustra la esencia del modelo isacksiano, que es el que aún aplican la mayoría de quienes proponen un proceso oroclinal en la evolución cenozoica de los Andes Centrales, y donde cada nueva adaptación del modelo ha incorporado las variantes pertinentes que surgieron de los adelantos en el conocimiento geológico durante los últimos 30 años (Kley 1999; Lamb 2001; McQuarrie 2002b; Barke et al. 2007; Arriagada et al. 2008c).

Acortamiento diferencial controlado por la paleogeografía:

Sheffels (1995) integrando datos paleogeográficos, paleomagnéticos y variación de la tasa de acortamiento a lo largo de los Andes Bolivianos (17-19°S) propuso que la curvatura del orógeno se debe a la combinación de un control paleogeográfico, una curvatura heredada del margen occidental, y variación de la cantidad de acortamiento a lo largo del rumbo, que generó rotaciones sinorogénicas del margen occidental. La paleogeografía de las cuencas paleozoicas y el espesor sedimentario habrían controlado el avance de la faja plegada y corrida, generando acortamiento diferencial sin requerir variaciones en las condiciones de subducción (ángulo o velocidad), y acentuando la curvatura.

5.2 Grupo B: Modelos que involucran rotaciones locales de pequeños bloques, controladas por esfuerzos regionales

Cizalla cortical distribuida:

Beck (1987, 1988) analizando los datos paleomagnéticos existentes propuso que las rotaciones detectadas en los Andes Centrales son producto de una partición de los esfuerzos durante la subducción oblicua de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Somoza, 1998). En su modelo, el codo de Arica es una característica preexistente el cual generaría una

partición de los esfuerzos del vector de convergencia (oblicuo en dirección NE), generando componentes perpendicular y paralela al margen. La componente paralela causaría cizalla dextral al sur y sinistral al norte de la deflexión, explicando el sentido horario y antihorario de las rotaciones observadas (Fig. 5-2a). En este modelo, pequeños bloques delimitados estructuralmente rotan “in situ” en respuesta a la cizalla distribuida.

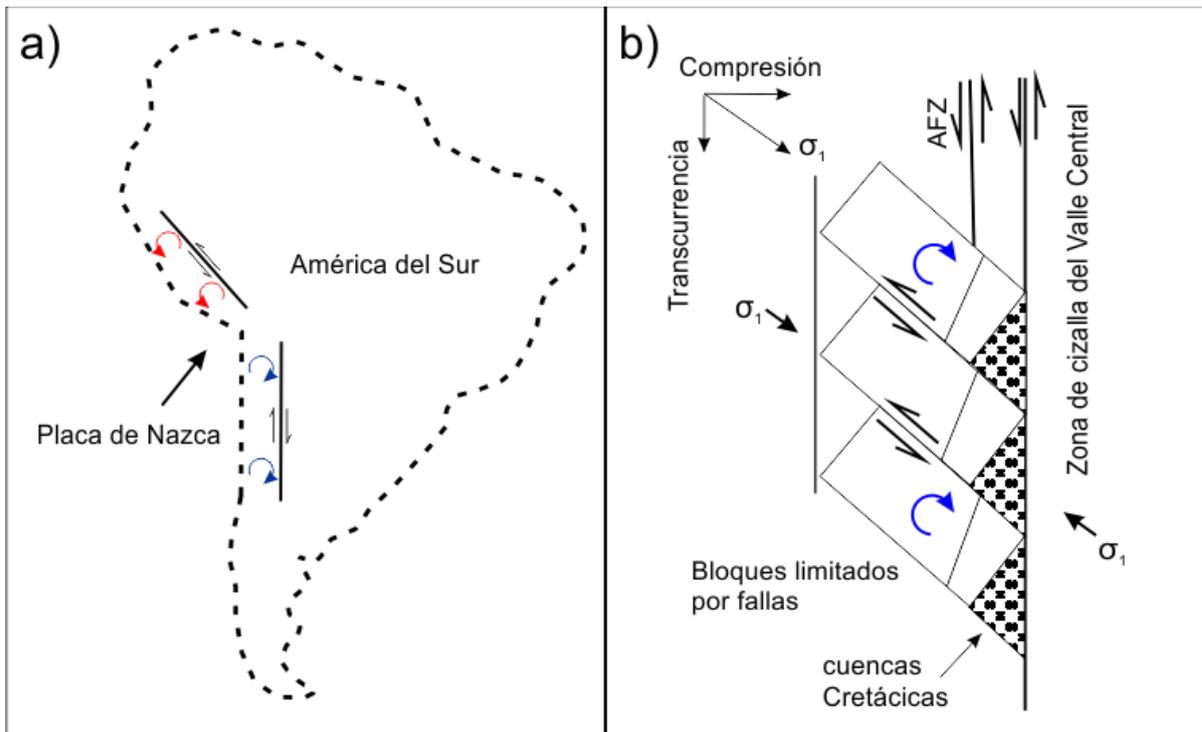


Figura 5- 2: a) Dibujo mostrando cómo la convergencia oblicua de la placa de Nazca generaría cizalla en la placa cabalgante generando rotaciones antihorarias al norte del codo de Arica y horarias al sur (Beck et al., 1994). b) Modelo cinemático propuesto por Randall et al. (1996) con rotación de bloques estilo dominó asociados a fallas transcurrentes sinestrales vinculadas a subducción oblicua S-SE. AFZ: Zona de Falla de Atacama

Dewey y Lamb (1992) realizaron una síntesis de la cinemática y partición de los esfuerzos para los últimos 5 Ma, entre los 5° N a 47° S utilizando el movimiento relativo de placas, estudios estructurales de rocas Plio-Pleistocenas deformadas, estudios topográficos/geomorfológicos, datos paleomagnéticos y geodésicos. Sugirieron que la partición de la convergencia fue importante en el retroarco de Perú, pero de poca magnitud en el limbo sur del orógeno, y la partición del vector generaría la cizalla dando lugar a las rotaciones.

Somoza et al. (1996) propusieron una posible relación entre las rotaciones observadas con estructuras antiguas en los Andes Centrales. Varios estudios sugirieron la importancia de

los controles paleotectónicos en la deformación cenozoica (ej. Jordan et al. 1983; Baby et al. 1989; Gubbels et al. 1993; Allmendiger et al. 1993; Somoza 1994; Somoza et al. 1999). Anomalías gravimétricas en la región del Altiplano muestran una tendencia de las estructuras NO al norte y N-NE al sur en concordancia las estructuras paleozoicas y cenozoicas (Mon y Hongn 1988; Cady y Wise 1992). Durante el Cenozoico el vector de convergencia fue oblicuo a estas estructuras, dando posiblemente lugar a la descomposición del vector en una componente normal y otra paralela a dichas estructuras. El sentido de cizallamiento explicaría el CARP (Somoza et al., 1996a y b).

Cizalla penetrativa de la corteza inferior:

Beck (1998) menciona que la subducción oblicua genera tracción en la superficie interior de la litósfera Sudamericana, causando cizalla penetrativa en la parte inferior dúctil de la placa. Bloques de corteza rígida que se encuentren “flotando” sobre este sustrato dúctil rotan, en función del patrón de flujo cuya velocidad disminuye desde el borde de placa. La velocidad de rotación es variable porque depende del gradiente de velocidad del flujo y de la forma y orientación de cada bloque cortical.

Subducción roll-back:

Hartley et al. (1988) realizaron estudios paleomagnéticos en rocas volcánicas, plutónicas y sedimentarias del Jurásico inferior-Cretácico inferior del norte de Chile (Cordillera de la Costa). Registraron rotaciones post-Cretácico Temprano, de $24 \pm 7^\circ$ en sentido horario, las cuales atribuyeron a un mecanismo de cizalla horizontal en respuesta a condiciones de *rollback* con eje de rotación en la trinchera. La baja tasa de convergencia durante el Cretácico tardío generaría condiciones extensionales, produciendo las rotaciones de bloques discretos en el antearco.

5.3 Grupo C: Modelos que involucran rotaciones locales de pequeños bloques, controladas por configuraciones y esfuerzos locales

Otros autores (p. ej. Hartley et al. 1992; Forsythe y Chisholm 1994; Randall et al., 1996; Taylor et al. 1998, Abels y Bischoff 1999) han propuesto modelos de tipo dominó donde pequeños bloques rotan "in situ" en respuesta al movimiento de rumbo de estructuras locales. El codo de Arica es considerado como una característica pre-existente del margen continental. Este tipo de modelos ha sido propuesto para explicar rotaciones determinadas en

el N de Chile, donde existen sistemas de fallas de grandes dimensiones en el margen andino. Los modelos de Forsythe y Chisholm (1994) y Randall et al. (1996) proponen que bloques en un sistema de fallas secundario de rumbo NO-SE ubicado al Oeste de una falla de rumbo sinistral paralela al margen continental rotan en sentido horario (Fig. 5.2-b). Por otro lado, para Bonson et al. (1997) las rotaciones de bloques generadas por el movimiento de fallas oblicuas al margen son más importantes. En este tipo de modelos, el mecanismo generador de las rotaciones es específico para cada zona, y depende de controles tectónicos locales.

Taylor et al. (2005) y Dashwood y Taylor (2005) sugirieron que las grandes rotaciones observadas en rocas Jurásicas-Eocenas del norte de Chile (22°-29°S) en el antearco, serían producto de la convergencia oblicua entre la placa de Nazca y Sudamericana junto con estructuras NO-NNO.

5.4 Grupo D: Modelos que constituyen combinaciones de los anteriores

Beck (1998) y Beck et al. (1994) combinaron rotaciones de bloques seguidas de combamiento oroclinal. Sugirieron que las principales rotaciones se produjeron durante el Cretácico medio, especialmente durante periodos de bajo ángulo de subducción oblicua. Probablemente, las rotaciones fueron coetáneas con las principales fases de acortamiento. Durante el Mioceno, el combamiento oroclinal habría aumentado las rotaciones. En este modelo el margen occidental de los Andes Centrales presentaría una forma cóncava hacia el mar que luego sería acentuada por las rotaciones.

Teniendo en cuenta la variabilidad en magnitud de las rotaciones determinadas en rocas de 30-70 Ma, Butler et al. (1995) y Richards y Butler (1998), plantearon que las mismas representan rotaciones locales asociadas a procesos tectónicos independientes, o bien, un segundo combamiento oroclinal durante la orogenia eocena.

Randall (1998) compararon los polos de referencia de América del Sur para el Jurásico (inferior, medio y superior), Cretácico (inferior y superior), Paleógeno y Neógeno, con las rotaciones observadas en los Andes Centrales. Atribuyeron la gran variabilidad en magnitud y distribución de las rotaciones a rotaciones locales de bloques *in situ* controladas por sistemas de fallas transcurrentes o corrimientos, y no como producto de mecanismos de rotación a gran escala. El sentido de las rotaciones estaría influenciado por estructuras antiguas en el margen o bien por variaciones en la rigidez flexural del Escudo Brasileño localizado por detrás de la zona de deformación (Watts et al. 1995).

Sobre la base de datos estructurales, valores de acortamiento, rotaciones paleomagnéticas y observaciones geológicas, Kley (1999) propone un modelo palinspástico para explicar la formación del oroclino Boliviano. En orden de reconstruir el modelo estructural, subdivide los Andes Centrales, en base a las principales estructuras observadas, en bloques considerados rígidos. La deformación es revertida a partir de los datos de acortamiento y las rotaciones observadas (Fig. 5-3a). Especuló que las rotaciones regionales en ambos limbos del oroclino son del orden de 5-10° y que varían a lo largo del rumbo. Los valores de rotación más altos se encontrarían al Norte y Sur del *plateau* Altiplano-Puna, el cual presenta las mayores gradientes de acortamiento, sugiriendo que la parte central del oroclino habría actuado como una especie de *indenter* contra el antepaís. Los altos valores de rotación detectados en la parte central serían de tipo local, asociadas con zonas de fallas de rumbo y zonas de transferencia (Kley 1999). Utilizando una metodología similar, Arriagada et al. (2008) divide a los Andes Centrales (5°-30°S) en 257 bloques estructurales (Fig. 5-3b). La deformación es revertida utilizando datos de acortamiento y rotaciones paleomagnéticas, en dos etapas: para los últimos 15 Ma y de 15-45 Ma. Concluyeron que el acortamiento Neógeno en la región de los Sub-Andes acentuó levemente la curvatura de los Andes Centrales y que la formación del Oroclino Boliviano, durante el Eoceno-Oligoceno, es consecuencia de la variación en la tasa de acortamiento (~400 km en el codo de Arica) lo que explicaría el CARP (Arriagada et al. 2008b).

Hindle et al. (2005) analizaron tridimensionalmente el acortamiento y espesor cortical entre los 12-25° S, utilizando secciones balanceadas y observaciones geofísicas. Atribuyeron la discrepancia entre los valores de acortamiento calculado, los cuales presentan un déficit ~25-35% con respecto al espesor cortical, como producto de adhesión de corteza por flujo cortical y redistribución de material por erosión y depositación.

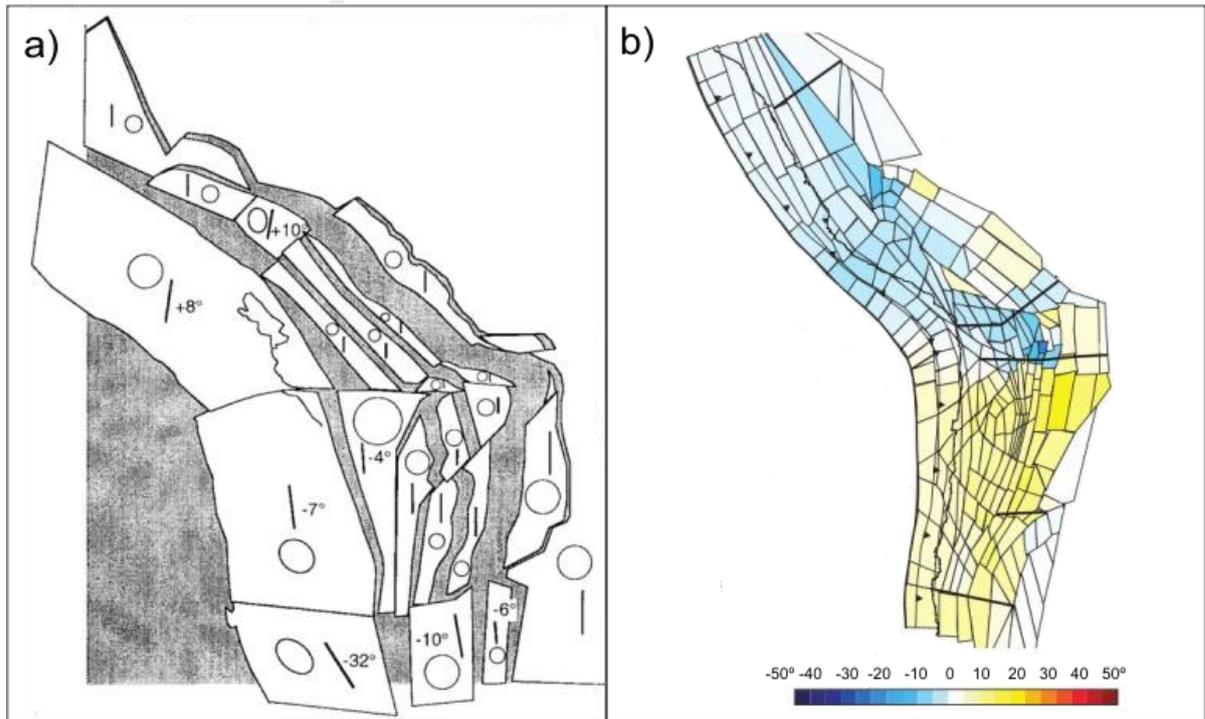


Figura 5- 3: Modelos palinspásticos propuestos para la formación del orocline Boliviano. (a) Modelo de Kley (1999) luego de revertir la deformación. El modelo sugiere que ocurrió poca rotación regional en la parte central, y que la misma va aumentando hacia el oeste. (b) Estado inicial propuesto por Arriagada et al. (2008) luego de retirar la deformación ocurrida hasta los 15 Ma, los colores indican la rotación de cada bloque durante la restauración.

6. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIOS- PRECORDILLERA CHILENA

La Precordillera chilena es una unidad morfoestructural la cual se extiende en sentido N-S por aproximadamente 500 km (Fig. 4-1). Las unidades más antiguas corresponden a un complejo metamórfico de alto grado con protolito Carbonífero Superior-Pérmico Inferior y metamorfismo Pérmico Inferior (Complejo Metamórfico Limón Verde), un complejo metaígneo, gnéisico y migmatítico, del Carbonífero Superior-Pérmico (Complejo Metaplutónico Cerros de Chuquicamata), una secuencia mal estratificada de rocas volcánicas y sedimentarias del Carbonífero Superior-Pérmico Inferior (Formación Collahuasi) e intrusivos hipabisales del Carbonífero Superior-Pérmico (Tomlinson et al. 2018).

Luego de la exhumación de los terrenos conformados por unidades del Carbonífero-Pérmico, producto de la fase compresiva San Rafael, se depositaron las unidades del ¿Triásico Inferior?- Triásico Medio y que se extienden al Triásico Superior bajo. Consisten en una potente secuencia de rocas volcánicas andesíticas, dacíticas, basálticas y riolíticas, brechas volcanosedimentarias, tobas y subordinadas conglomerados y areniscas que se agrupan en la Formación Tuina (Triásico Medio-Triásico Superior bajo). Depocentros clásticos restringidos, consistentes en conglomerados cuarzosos y areniscas con muscovita detrítica que definen la Formación Quetena (¿Triásico Inferior?-Triásico Medio), acumulan los productos de erosión de los terrenos conformados por el Complejo Metamórfico Limón Verde (Tomlinson et al. 2001a). Contemporáneamente, y en parte genéticamente relacionados al volcanismo de la Formación Tuina, se emplazaron plutones graníticos y granodioríticos e intrusivos hipabisales de dacita, micromonzodiorita, microdiorita, andesita, andesita basáltica y, subordinadamente, riolita, microgranodiorita, microdiorita cuarcífera, micromonzodiorita cuarcífera micromonzonita cuarcífera y basalto, en diques, filones mantos y stocks, cuyo conjunto definen el Complejo Intrusivo Elena (Triásico Medio-Triásico Superior). Estas unidades constituyen el basamento sobre las cuales se depositaron las unidades mesozoicas y cenozoicas.

Las unidades jurásicas representan el ciclo de sedimentación marina, transgresivo y regresivo, acumuladas en la Cuenca Tarapacá de carácter ensiálica y de trasarco (Coira et al. 1982; Mpodozis y Ramos 1989b, 2008; Ardill et al. 1998; Vicente 2005, 2006). El primer ciclo transgresivo jurásico se documenta con la Formación Moctezuma del Jurásico Inferior-Jurásico Medio caracterizado por calizas bien estratificadas. Un segundo pulso transgresivo se documenta entre el Bajociano y Oxfordiano Superior (?), con variaciones de sedimentación clástica-carbonatada a carbonatada de acuerdo con las progradaciones de ambientes que

aportan material siliciclástico representado por el Grupo Caracoles Indiferenciado (Jc) en la sección de quebrada Corrales, pampa Chuquicamata. Un pequeño pulso transgresivo desarrollado en el lapso Kimmeridgiano, cuyo nivel eustático estuvo controlado por eventos tectónicos regionales de escala continental (Ardill et al., 1998), estaría representado por depósitos carbonatados. A partir de entonces, un marcado evento regresivo, de carácter transicional siliciclástico (Kimmeridgiano-Titoniano) marca la etapa terminal de acumulación marina en la Cuenca de Tarapacá durante el Jurásico Superior.

Producto del alzamiento y erosión de la proto-Sierra de Moreno durante el Cretácico Tardío (Ladino et al., 1997, 1999; Tomlinson et al., 2001a), se originó una cuenca de antepaís donde se acumularon conglomerados, areniscas, fangolitas y tobas subordinadas que están representados por la Formaciones Tolar y Tambillo. Posteriormente (ca. 72-66 Ma), se desarrolló una cuenca volcanotectónica, en la cual se acumularon conglomerados, areniscas, fangolitas, brechas volcanosedimentarias y piroclásticas andesíticas y dacíticas, tobas de flujo piroclástico y coladas de lavas andesíticas y basálticas, que están representadas por la Formación Quebrada Mala (~73 Ma). En este lapso se emplazaron intrusivos aproximadamente en forma sincrónica con el volcanismo, que está representado por stocks dioríticos y monzoníticos cuarcíferos y una serie de stocks hipabisales agrupados en dos litofacies, de composición riolítica y microgranítica y basáltica a andesítica y microdiorítica. Luego de un hiatus de ca. 14 Ma (entre 66 y 52 Ma), posterior a la depositación de la Formación Quebrada Mala, la región se caracteriza por el emplazamiento del arco magmático del Eoceno, favoreciendo el desarrollo de cuencas volcanotectónicas extensionales cuyo relleno consistió en lavas andesíticas y andesítico basálticas subordinadas, brechas volcanosedimentarias y piroclásticas, lavas y lavas domo dacíticas que se agrupan en la Formación Icanche (Eoceno Inferior-Eoceno Medio bajo). Las expresiones plutónicas más tempranas de este magmatismo están representadas por stocks de monzodioritas cuarcíferas (ca. 51-48 Ma) e intrusivos hipabisales emplazados como stocks, diques y filones manto de andesitas, andesitas basálticas, dacitas porfíricas, riolitas y microdioritas (51-45 Ma; Tomlinson et al. 2018). En el Eoceno Medio, se emplazan extensos stocks que evolucionan desde dioritas, monzodioritas, dioritas cuarcíferas, monzodioritas cuarcíferas, monzonitas, monzonitas cuarcíferas hasta microgranitos, conjunto de unidades que definen el Complejo Monzodiorítico-Monzonítico Los Picos (Elp; ca. 45-42 Ma) (Tomlinson et al. 2018).

Estructuralmente consiste en bloques de basamento de rumbo N-S, limitados por fallas inversas y oblicuas de alto ángulo, cubiertos por depósitos mesozoicos y cenozoicos los

cuales se encuentran afectados por pliegues y fallas inversas de bajo ángulo (Amilibia et al. 2008a). En su conjunto estas estructuras forman parte del Sistema de Fallas de la Precordillera (Reutter et al. 1991).

Su historia tectónica es compleja con alternancia de periodos compresivos y extensionales. Durante el Jurásico al Cretácico medio el arco magmático estaba localizado en la Cordillera de la Costa mientras en el antearco predominaban regímenes extensionales, donde se depositaron secuencias jurásicas marinas y continentales del Cretácico Inferior (Mpodozis y Ramos, 1989). Durante la Fase Peruana estos depocentros fueron invertidos conformando un sistema de faja plegada y corrida de vergencia predominantemente al este (Charrier et al. 2007; Bascuñan et al. 2015).

Durante el Cretácico Tardío temprano y el Paleógeno Temprano, el arco magmático se posicionó al este del arco anterior, desarrollándose una cuenca de antepaís continental y una cuenca de antearco en la posición donde se ubicaba el arco previo (Scheuber et al., 1994; Charrier et al., 2007). Dos eventos tectónicos mayores, compresivos, se reconocen en este periodo, situándose el primero aproximadamente en el límite Cretácico – Terciario (Orogenia K-T o Fase Incaica I sensu Cornejo et al. 2003; Charrier et al. 2007) y el segundo en el Eoceno (Fase Incaica II o Fase Incaica principal sensu Cornejo et al. 2003; Charrier et al. 2007), coincidiendo con un aumento en la tasa de convergencia y una disminución en el ángulo de oblicuidad (Charrier et al. 2007).

Durante la orogenia incaica se reactivaron las antiguas estructuras que estuvieron asociadas a la formación de las cuencas triásicas y de trasarco jurásicas y cretácicas, invirtiéndose aquellas que fueron previamente extensionales (Charrier et al. 2007, 2009). Al menos entre los 21° y 27° S, a lo largo del arco magmático contemporáneo, el patrón estructural quedó determinado por el Sistema de Fallas de Domeyko.

A partir del Paleógeno tardío la tectónica ha estado controlada por la subducción de la placa Nazca bajo el continente sudamericano (Figura 3), movimiento que ha tenido variaciones en la tasa y ángulo de convergencia, generando cambios en el régimen tectónico, consecuente alzamiento y deformación contraccional, extensional y de rumbo sincrónicas en el antearco (Hartley et al. 2000).

La actividad magmática decreció durante el Oligoceno localizándose en la Franja de Maricunga, que representa el frente volcánico Oligoceno-Mioceno (Mpodozis et al. 1995). Se desarrollaron importantes sistemas de fallas de rumbo, como el Sistema de la Falla Oeste

(Reutter et al. 1996; Tomlinson y Blanco 1997a). Dicho sistema podría haber controlado el emplazamiento de la mayoría de los pórfidos de cobre en la Precordillera los cuales poseen edades entre 40-30 Ma (Reutter et al. 1996; Richards et al. 2001; Hoffmann-Rothe et al. 2006; Astudillo et al. 2008). Posteriormente en el Mioceno la actividad magmática se incrementó y el arco magmático se instala al este, en su posición actual. Durante el Cenozoico tardío la deformación se concentra en la zona de retroarco (Bolivia, y NO de Argentina) mientras que en la región de estudio se produce levantamiento asociado a deformaciones locales (Isacks 1988; Somoza et al. 1999; Hartley et al. 2000; Evenstar et al. 2017).

Dada la variabilidad de los resultados paleomagnéticos obtenidos en las áreas muestreadas, en los siguientes apartados se mostrarán y analizarán los datos obtenidos en cada una de ellas por separado, para posteriormente ser analizados dentro de un contexto más regional en el apartado Discusión (Fig. 6-1).

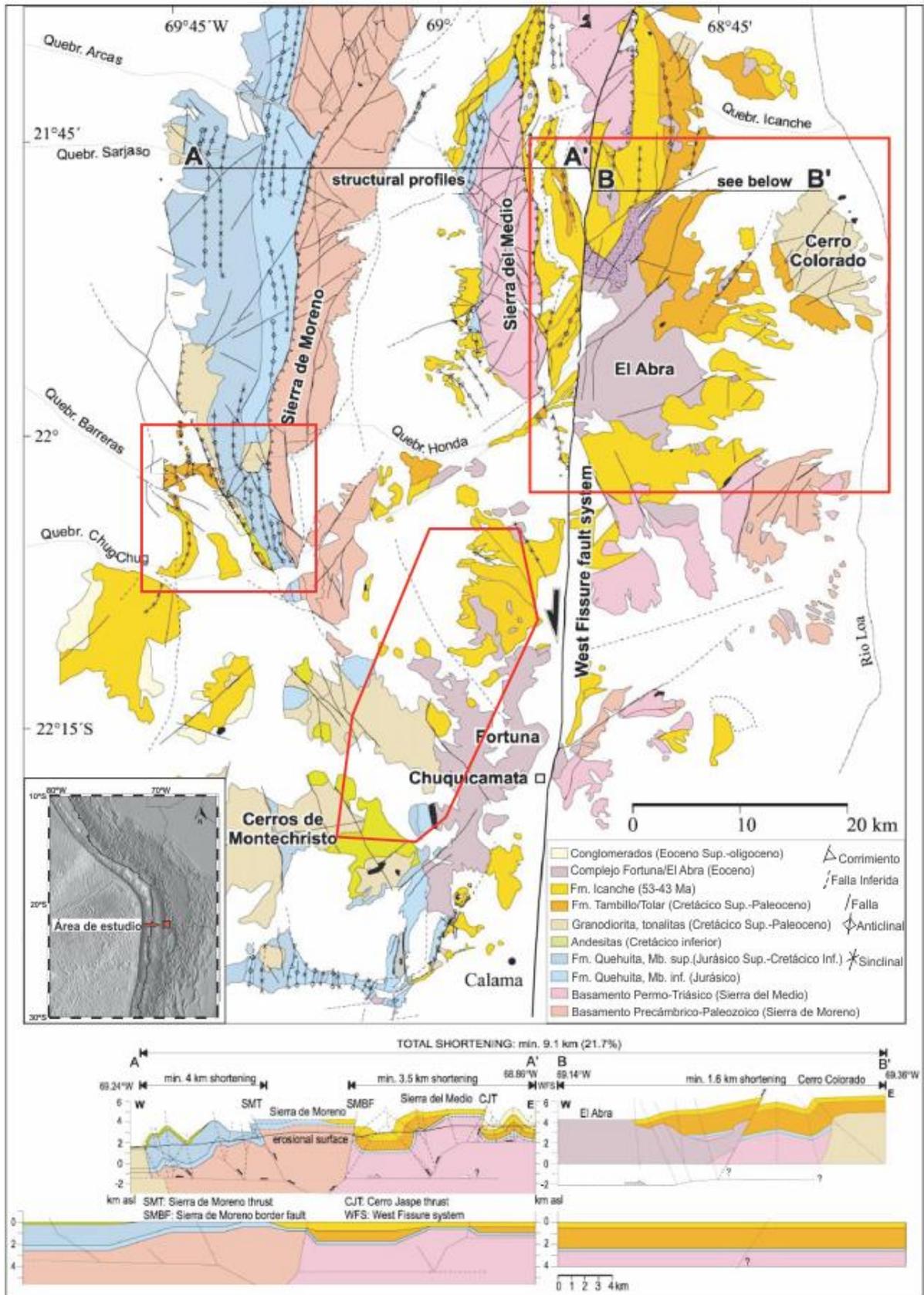


Figura 6- 1: Mapa geológico simplificado del norte de Chile (Haskche y Günther 2003) indicando las tres áreas de estudio. Las secciones estructurales balanceadas a lo largo de A – A' y B – B' son de Günther (2001) e indican la cantidad y el estilo del acortamiento.

7. AREA 1: SIERRA DE MORENO Y QUEBRADA CHUG CHUG

El área 1 corresponde al borde sur de la Sierra de Moreno, una de las principales sierras de la Precordillera chilena, que presenta un rumbo N-S tornándose NO-SE en su extremo más austral (Fig. 3-1). A continuación, se realizará una breve descripción de las unidades litológicas aflorantes y las estructuras principales.

7.1 Estratigrafía

Las rocas paleozoicas que afloran en el área forman el basamento de una cuenca continental de retroarco desarrollada en el Triásico tardío-Jurásico temprano. Corresponden a esquistos y migmatitas del Complejo Metamórfico de Sierra de Moreno que constituyen las rocas más antiguas que afloran en el norte de Chile, con una posible edad proterozoica Medio – cámbrica para el protolito, y edad del metamorfismo: cámbrica – silúrica) (Tomlinson et al., 2001). Dicho complejo se encuentra intruído por plutones del Paleozoico Superior y atravesado por numerosos diques andesíticos-dioríticos de probable edad mesozoica. Lo sobreyacen pelitas y areniscas del Triásico Superior de escasa extensión areal. La ausencia en el área de depósitos del Triásico Medio sugiere la no depositación de los sedimentos triásicos (implicando que se trataba de un área positiva) o bien su erosión previa a la depositación de los sedimentos jurásicos.

El relleno sedimentario mesozoico corresponde a depósitos marinos y continentales pertenecientes a la Fm Quehuita, con sus miembros inferior y superior, respectivamente (Vergara 1978; Vergara y Thomas 1984). El contenido fosilífero del Miembro Inferior indica que corresponde al lapso Hettangiano (ammonites *Psiloceras sp.*, *Curviceras sp.*, *Badouxia sp.* y *Schlotheimia sp.*) hasta el Oxfordiano (*Perisphinctes sp.*, *Microsphinctes sp.* y *Euaspidoceras sp.*). Paleocorrientes medidas en los depósitos fluviales de la Fm. Quehuita indican una dirección de transporte hacia el oeste (Ladino et al. 1997; Ladino 1998). Estos depósitos se apoyan discordantemente o por falla sobre rocas del basamento, y subyacen, en forma concordante a las volcanitas de la Cuesta de Montecristo, del Cretácico medio.

En el flanco occidental de la Sierra de Moreno, afloran andesitas basálticas y dacitas incluidas en las Volcanitas de la Cuesta de Montecristo, que se encuentra intruidas por la Monzodiorita Mina Farellón (¿Cretácico Inferior alto?) y limitadas al oeste por la Falla Barrera (Fig. 7-1). Si bien no se dispone de dataciones radiométricas directas, a unos 38 km al norte de la quebrada Barrera, en quebrada Arcas (21°42'39"S/69°10'57"W), Hammerschmidt

et al. (1992) informaron la presencia de una tonalita que presenta las mismas relaciones de contacto que la monzodiorita, para la cual obtuvieron una edad de $99,4 \pm 5,1$ Ma (K/Ar en biotita).

Dos juegos de rocas volcánicas (diques y filones) sin datar pueden observarse en la parte sur de la Sierra de Moreno (Fig. 7-1): uno con orientación N-S intruyendo concordantemente principalmente a rocas jurásicas, y el otro representado por diques con orientación NE-SW afectando tanto a rocas del basamento como del Jurásico y Cretácico Inferior. Hammerschmidt et al. (1992) efectuaron más al norte, una datación en diques andesíticos que intruyen tanto a la monzonita como a las sedimentitas jurásicas continentales, similares a los que cortan a la Monzodiorita Mina Farellón, para los cuales obtuvieron una edad plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda de $93,9 \pm 3,5$ Ma.

Entre las quebradas Chug-Chug y Barrera (Fig. 7-1) aflora una potente secuencia de conglomerados y areniscas rojas del Cretácico Superior- ¿Paleoceno? (Fm. Tambillo; Skarmeta and Marinovic 1981) depositados en discordancia angular sobre sedimentos jurásicos (Ladino 1998). Esta discordancia es resultado de la deformación cretácica, la cual produce el alzamiento de la proto-Sierra de Moreno generando dos cuencas de antepaís coetáneas a cada lado de la sierra, donde se depositan los sedimentos aluviales de la Fm. Tambillo al oeste y Fm. Tolar en el flanco oriental (Skarmeta y Price 1984; Bogdanic 1991). Dicho levantamiento se produce por medio de un corrimiento con vergencia occidental conocido como Falla Sierra de Moreno (SMF, Fig. 7 -1). Al norte del área de estudio en la Quebrada Los Tambos (cuadrángulo Quehuita), los estratos de la Fm. Tambillo presentan un buzamiento de 35° al oeste, mientras que la Fm. Quehuita lo hace con 40° , evidenciando claramente un tectonismo previo a la depositación de la Fm. Tambillo (ver sección 7.2). La secuencia se encuentra intruída por filones hipabisales andesíticos-basálticos, con edades radiométricas (K/Ar en roca total) 61 ± 1 y $73 \pm 1,5$ Ma, lo cual indica una edad cretácica tardía, para al menos una parte de la de la formación (Chong y Pardo 1993; Tomlinson et al. 2001a)

La Monzonita Cuarcifera Barrera es un cuerpo intrusivo de forma semicircular que intruye a los depósitos de la Formación Quehuita y las rocas del basamento. Dataciones radiométricas por el método K/Ar arrojan una edad de ca. 83-84 Ma (Ladino et al. 1997) y $75,8 \pm 2,5$ Ma (Günther 2001). Estudios realizados por Ladino (1998) y Ladino et al. (1997) sugieren que el emplazamiento del plutón fue sintectónico con la deformación cretácica

produciendo metamorfismo de contacto y clivaje en los sedimentos jurásicos y cretácicos inferiores con planos paralelos a los ejes de los pliegues.

7.2 Estructura

Estructuralmente la sierra corresponde a fallas inversas de alto ángulo con vergencia occidental, las cuales levantan unidades del basamento Paleozoico sobre rocas mesozoicas que se encuentran plegadas. Estas fallas dividen a la Sierra de Moreno en tres dominios estructurales (Ladino et al. 1997). De este a oeste, son: 1) un dominio oriental de bloques de basamento paleozoicos limitados al oeste por la falla inversa Sierra de Moreno (SMF), y su continuación al norte las fallas Quehuita y Choja, que colocan a este dominio sobre 2) un dominio central fuertemente plegado correspondiente a rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Inferior (Fm. Quehuita y Cuesta de Montecristo) que en el extremo sur de la Sierra de Moreno están limitadas al oeste por la falla inversa Barrera, que coloca el dominio sobre 3) un dominio occidental del Cretácico Superior - ¿Paleoceno? correspondiente a los sedimentos continentales plegados de la Fm. Tambillo (Fig. 7-1).

Al este de la Sierra de Moreno, la Sierra del Medio es un cuarto dominio estructural que parece haber escapado en gran medida a la deformación cretácica, dada la continuidad en la sucesión jurásica-eocena, pero recibió sedimentos epiclásicos (Fm. Tolar) derivados de la elevación y erosión de la Sierra de Moreno. Este cuarto dominio está separado de la Sierra de Moreno por la falla inversa con vergencia oriental del Arca (Fig. 3-1). Este conjunto de fallas inversas pertenece al Sistema de Fallas Inversas de la Sierra de Moreno (Vergara 1978; Skarmeta y Marinovic 1981; Tomlinson et al. 2001a). El sistema consta de al menos cinco fallas de escala regional: fallas de Sierra de Moreno, Quehuita, Choja, Barrera y Arca (Fig. 7-1).

El dominio central se caracteriza por pliegues suaves y apretados con ejes de pliegue subhorizontal a levemente buzantes (Vergara 1978; Skarmeta y Marinovic 1981; Vergara y Thomas 1984; Ladino 1998; Tomlinson et al. 2001a). El rumbo de las estructuras es paralelo al Sistema de Fallas Inversas de la Sierra de Moreno (SMRFS), con tendencias N a NNE al norte de 22° S y tendencias NNW al sur de 22° S (Fig. 7-1). Los pliegues individuales con frecuencia se pueden seguir por varios kilómetros, las longitudes de onda varían de 100 metros a varios kilómetros, y las amplitudes de pliegue son del orden de varios cientos de metros a un kilómetro. Lejos de las fallas inversas que separan los dominios oriental y central, los pliegues son simétricos y tienen planos axiales subverticales. Por el contrario, en las cercanías de las fallas principales, los pliegues son asimétricos con planos axiales buzantes

hacia el este o volcados con longitudes de onda más cortas, lo que indica un aumento en el plegamiento hacia el dominio oriental (Skarmeta y Marinovic, 1981; Ladino, 1998).

El plegamiento de la Formación Tambillo (dominio occidental) posee el mismo rumbo que el observado en la Fm. Quehuita subyacente, indicando una segunda fase de deformación paralela a la primera. Asimismo, más al norte (NO del Cuadrángulo de Cerros Yocas) la falla de Quehuita afecta a los afloramientos plegados de la Fm Tambillo y es cubierta por la Fm. Icanche indicando que el plegamiento y fallamiento es previo al Eoceno temprano.

Skarmeta y Marinovic (1981) Aguilar y Niemeyer (1984); Niemeyer et al. (1985) señalaron que las fallas de Sierra de Moreno están orientadas paralelamente a las zonas de cizallas y fábricas metamórficas del basamento paleozoico. Estos autores sugirieron que dichas fábricas proporcionaron planos de debilidad que se reactivaron controlando la ubicación de las fallas inversas más jóvenes.

En el área de Quebrada Barrera (Fig. 7-1), los datos de campo y edades K-Ar indican que el plutón de ~84 Ma (Monzonita Cuarcifera Barrera) se emplazó sintectónicamente a la deformación cretácica, pero posterior al desplazamiento principal de la SMF (Ladino et al., 1997, 1999; Ladino, 1998). Sin embargo, la intrusión del plutón parece estar afectada por la SMF. El contacto sur de la intrusión tiene un desplazamiento aparente de 250 metros a lo largo de la falla de la Sierra de Moreno (Tomlinson et al., 2001). El análisis de afloramiento y sección delgada de la zona de SMF indica que la intrusión estaba fría cuando se produjeron los últimos movimientos, lo que produjo una cataclasis cerca de la falla. No se observan fábricas miloníticas cerca del lineamiento, lo que sugiere que el plutón se enfrió relativamente rápido en relación con la historia de desplazamiento de la falla de la Sierra de Moreno. En base a la falta de una deformación dúctil en el plutón, Nicolas et al. (1999) interpretan la Monzonita Curcifera Barrera como una intrusión post-tectónica. En resumen, las relaciones sugieren que el acortamiento y levantamiento de la Sierra de Moreno es posterior a 109 ± 4 Ma y finalizó aproximadamente a los ~ 84 Ma.

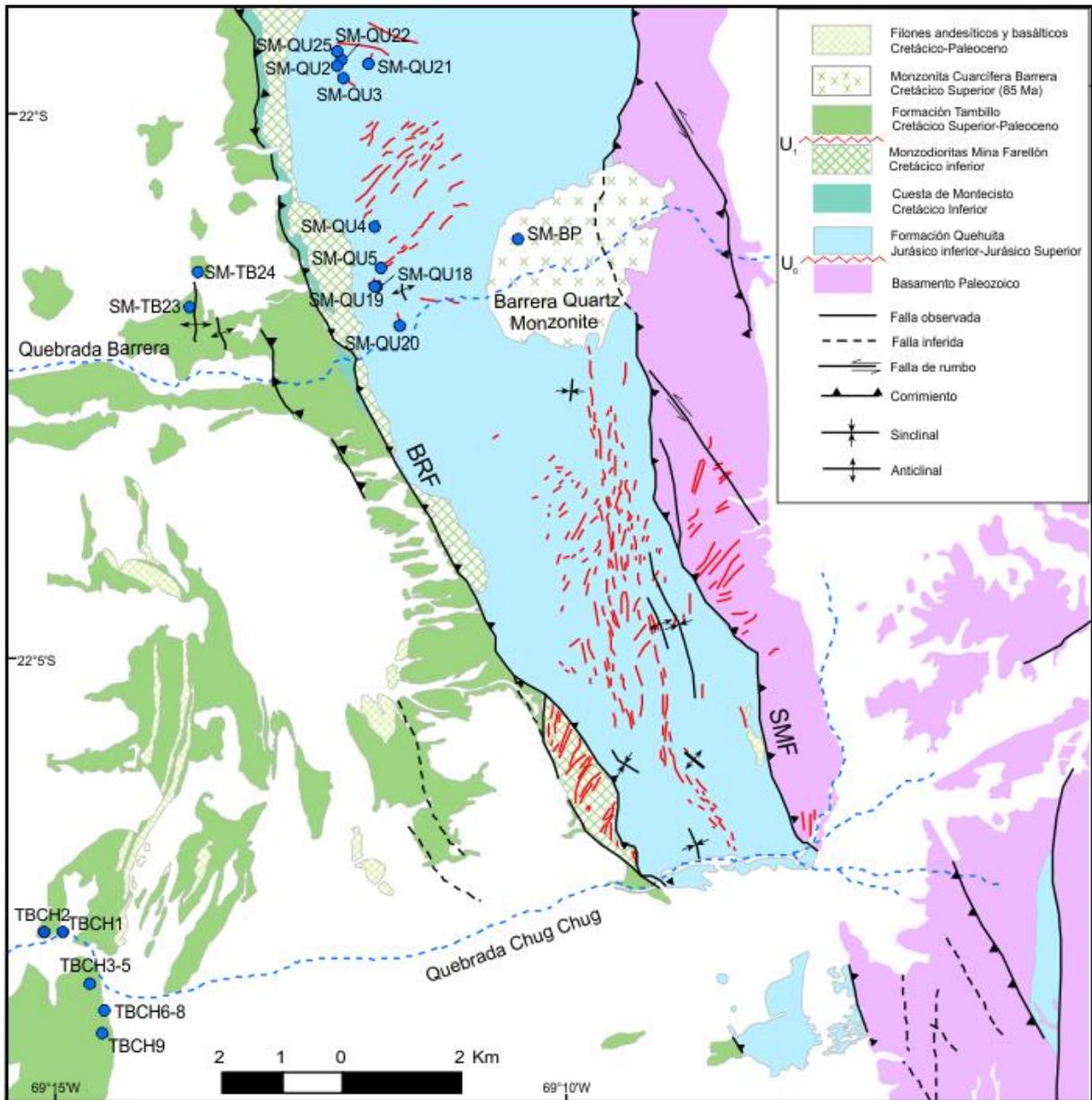


Figura 7- 1: Mapa geológico del área de muestreo, los círculos azules corresponden a los sitios de muestreo. SMF Falla Sierra de Moreno, BRS Falla Barrera. Base geológica tomada de la Carta Chug-Chug, (Ladino 1998).

7.3 Localidad Sierra de Moreno (SM): Formación Quehuita (SM-QU), Formación Tambillo (SM-TB) y Monzonita Cuarcifera Barrera (SM-BP) (A, B y C en Tabla 1)

El muestreo paleomagnético consistió en: 10 sitios en el dominio central en la Fm. Quehuita (SM-QU); 1 sitio en la Monzonita Cuarcifera Barrera (SM-BP) y 2 sitios en la Fm. Tambillo correspondiente al sector occidental (SM-TB) (Fig. 7-1, Tabla 1).

Tabla 1: Resultados Paleomagnéticos correspondientes al Área 1

Sites	Lat (°S)	Long. (°O)	(N/n)	Decl.G	Incl.G	α_{95}	k	BP	Decl.s	Incl.s
A - Area 1, Sierra de Moreno: Quehuita Formation (Jurassic-Lower Cretaceous)-										
<i>Pre-tectonic magnetization</i>										
SM-QU 4 ^k	-22.017	69.198	4/7	326.8	-5.4	9.1	142.33	165/85	341.4	-19.6
SM-QU 19 ^k	-22.026	69.198	5/5	317	3.1	10.1	59	165/75	333.8	-26
SM-QU20 ^f	-22.032	69.193	4/4	309	1	22.9	17.1	165/75	333.4	-33.8
<i>media 1(pre-tilt)</i>			2/3	321.9	-1.2		146		337.7	-22.8
<i>Post-tectonic magnetization</i>										
SM-QU 2 ^l	-21.993	69.204	5/5	346.1	-43.2	11.5	45.04	199/81	64.1	-29.9
SM-QU 3 ^k	-21.994	69.203	4/5	329.7	-26.3	9.1	102.77	165/89	48	-47.8
SM-QU 5 ^{k,l}	-22.023	69.196	6/6	351.3	-50.8	11.5	35.07	165/89	36	3.2
SM-QU 18 ^k	-22.026	69.197	6/7	332.9	-45.5	11.9	32.67	165/90	31.2	-8.5
SM-QU 21 ^k	-21.992	69.198	6/8	353.3	-33.8	6.2	118	180/96	34.3	-2.2
SM-QU 22	-21.992	69.203	5/5	333	-33.5	10.5	53.93	180/96	38.4	-18.6
SM-QU 25 ^{k,l}	-21.991	69.204	3/5	340.5	-25.2	7.9	242.55	020/80	340.8	25.5
<i>mean 2(post-tilt)</i>			7	340.5	-37.2		9.3	43		
						26.8	6.04		33.6	-12.4
Full mean (1+2)			9/10	339.8	-34	8.2	41			
B- Area 1, Sierra de Moreno: Tambillo Formation (Upper Cretaceous)										
SM-TB 23 ^e	-22.029	69.228	12/13	173.4	43.7	10	28	180/70	220.8	18.3
SM-TB 24 ^e	22.024	69.226	8/8	174.6	40.2	10.2	30.67	345/80	125.9	13.7
<i>mean Geog</i>			20/21	174	42	7.9	1007			
<i>meanStrat.</i>			20/21			25.9	2.6		221.1	18.7
C- Area 1, Sierra de Moreno: Barrera Quartz Monzonite (Upper Cretaceous)										
SM-BP	-22.019	69.174	6/8	352.7	-40.4	10.9	38.5			
<i>mean</i>				352.7	-40.4	10.9	38.5			
D- Area 1, Quebrada Chug Chug: Tambillo Formation (Upper Cretaceous)										
TBCH1 ^k	-22.125	69.248	14	1.7	-46.6	4.4	90	190/5	7.1	-47.1
TBCH2 ^k	-22.125	69.252	8	345.2	-0.3	8.9	47	215/58	3.3	-40.6
TBCH3 ^k	-22.137	69.242	4	325.4	-37.5	14.4	41.74	175/70	27.4	-35.3
TBCH4 ^k	-22.137	69.242	4/5	328.8	-26.5	14.4	41.83	175/70	14.5	-31.6
TBCH5 ^{ke}	-22.134	69.241	6/9	157.4	29.8	14.6	22.12	175/70	199.5	24.6
TBCH6 ^{ke}	-22.140	69.242	4/5	152.6	8.8	13.7	46.04	178/60	172.9	26.3
TBCH7 ^k	-22.146	69.242	4/5	322.8	-20.1	8.7	113.16	178/60	360	-39.9
TBCH8 ^k	-22.147	69.243	6/6	322.4	-7.1	11.8	33	178/60	345.3	-34.2
TBCH9 ^k	22.133	69.244	4/5	320	-17.4	14.4	41.69	155/65	345.3	-20.5
<i>mean Geog.</i>			9/9	152	22	12.3	18			
<i>mean Strat</i>			9/9			9.8	29		183.7	34.2

Lat., Long.: ubicación del sitio (redondeado al minuto más cercano).

(n/N): número de muestras involucradas en la estadística/ total de muestras.

Decl.g, Incl.g: declinación e inclinación del vector paleomagnético en coordenadas in situ.

α_{95} : semicono del nivel de confianza del 95% alrededor de la dirección media (Fisher, 1953).

k: parámetro de precisión (Fisher, 1953).

BP: rumbo y buzamiento del estrato, con el rumbo en grados hacia el este y buzamiento medido 90° en el sentido horario desde el rumbo (convención de la mano derecha).

Decl.s, Incl.s: declinación e inclinación con respecto a la paleohorizontal luego de aplicar los valores de BP.

^e Dirección media a partir de polaridades normales y reversas

^f Sitios no considerados en la interpretación tectónica (ver texto principal)

^k componente de alta temperatura en el sitio

^l componente de baja temperatura en el sitio

7.3.1 Fm. Quehuita (SM-QU) (A en Tabla 1)

Se muestrearon areniscas a 1 y 10 metros de distancia de diques de orientación NE-SO (sitios SM-QU3, SM-QU19 y SM-QU 25). En el sitio SM-QU18 se perforó tanto el dique como las areniscas adyacentes a las paredes de este (Fig. 7-2a); en el sitio SM-QU 20 se muestreó los sedimentos cocinados por un filón con orientación N-S, las muestras pertenecientes al sitios SM-QU 21 fueron extraídas a 15 metros de un dique y a unos 20 metros de un filón y por último 4 sitios alejados a más de 30 m de las intrusiones (ver Fig. 7-2b y Tabla 1).

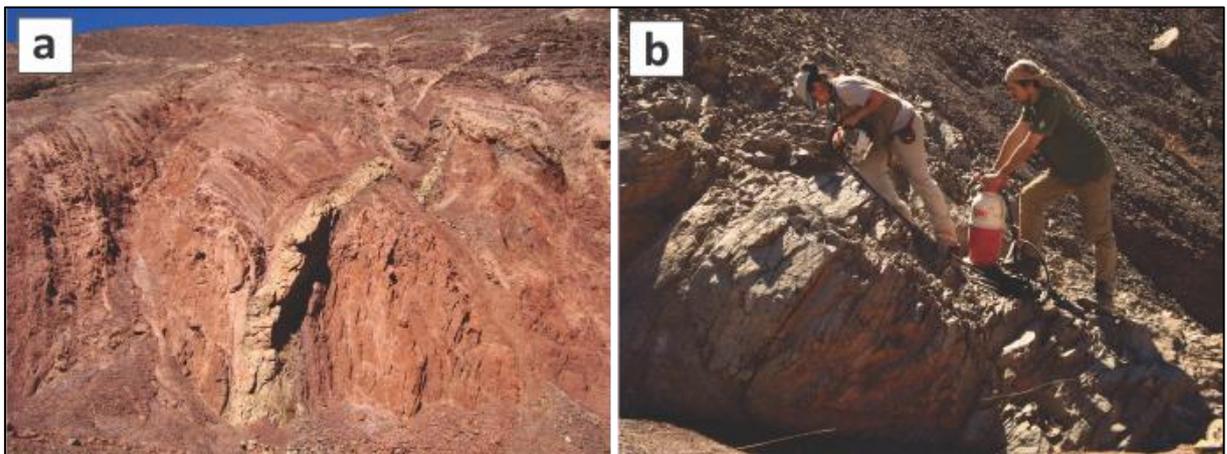


Figura 7- 2: Litologías muestreadas en la Fm. Quehuita. a) Areniscas finas de color rojizo estratificadas. b) Sitio SM-QU 18, donde se observa un dique andesítico cortando la estratificación.

En la mayoría de los casos, se pudo definir un comportamiento univectorial de polaridad normal que decae linealmente al origen del diagrama de Zijdeveld (Fig. 7-3 I-a). La dirección característica se alcanzó en un rango de temperatura 200-667°C, aunque una

segunda componente de menor temperatura (200-540°C) fue observada en 4 sitios (Fig. 7-3 I-b). Por otro lado, el sitio SM-QU21 presenta un comportamiento anómalo, ya que no se pudo borrar la magnetización tras aplicar campos alternos de hasta 80mT (sólo se eliminó un 20% de la intensidad inicial), ni luego de someter la muestra a 667°C (Fig. 7.3.1-2 I-c). La componente aislada no decae hacia el origen, pero posee una dirección similar a la encontrada en la mayoría de los sitios restantes.

Las direcciones aisladas para cada sitio pueden dividirse en dos grupos: uno en que el parámetro de concentración (k) decrece considerablemente luego de aplicar la corrección estructural (figura 7-3 II); y otro grupo (formado por SM-QU4, SM-QU19 y SM-QU20) en el que ocurre lo opuesto, es decir, k aumenta al realizar dicha corrección. Ambos grupos representarían, de acuerdo con este resultado del fold test, magnetizaciones adquiridas después y antes del basculamiento de los estratos, respectivamente. Las direcciones de ChRM del primer grupo, consideradas in situ, coinciden con las direcciones de ChRM del segundo grupo, cuando son llevadas a la paleohorizontal. La dispersión entre las direcciones medias de cada sitio es relativamente baja, y la dirección media obtenida a partir de los sitios remagnetizados es indistinguible de la dirección de aquellos con magnetización primaria (Fig. 7-3 I-d; ver Tabla 1).

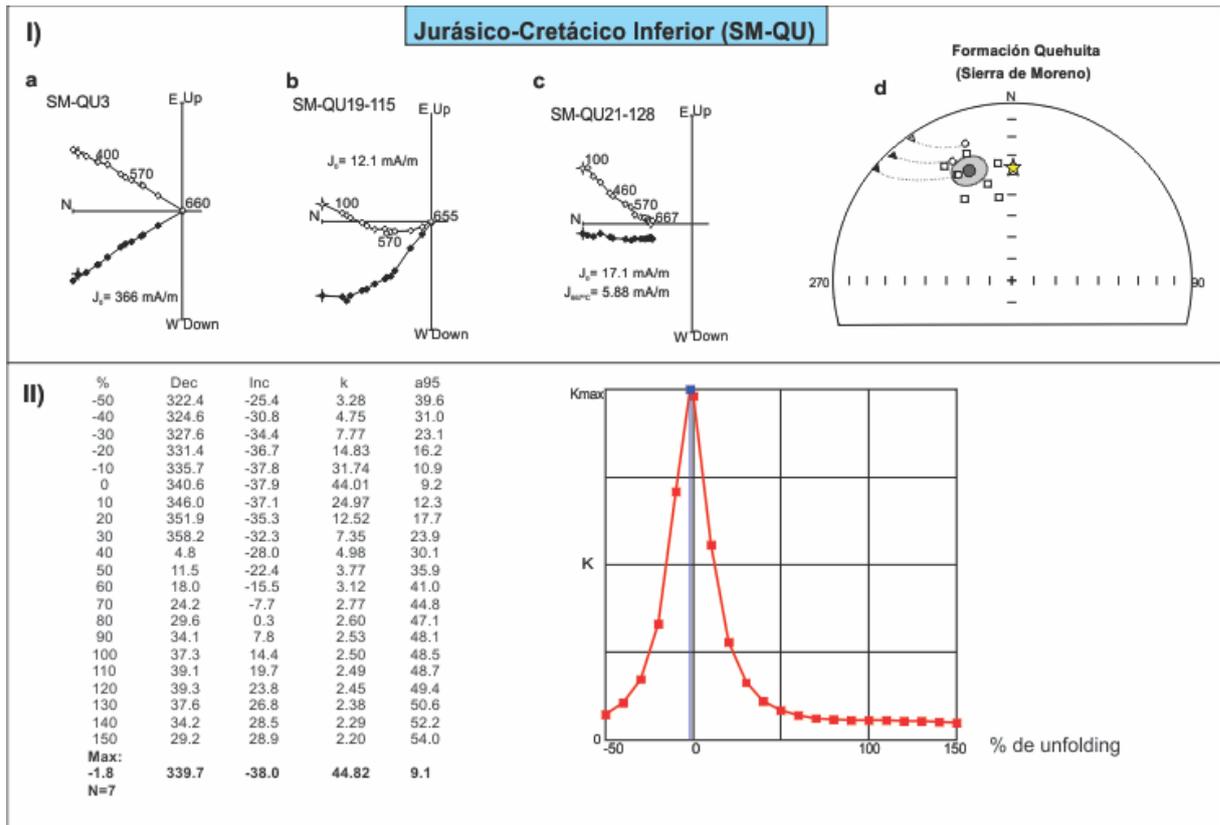


Figura 7- 3: (I) Comportamiento paleomagnético (Ia-c) y dirección media de la Fm. Quehuita (Id). Círculo negro (blanco) corresponden a la proyección horizontal (vertical); cuadrados (círculos) representan las direcciones medias en coordenadas geográficas (con corrección de estructura); símbolos blancos (negros) polaridad normal (reversa) y la estrella amarilla indica la dirección esperada para una magnetización adquirida en el Cretácico temprano. (II) *Foldtest* negativo, donde se observa que el parámetro K adquiere su máximo valor al -1.8% de *unfolding* para 7 sitios de la Fm. Quehuita. (ver Tabla 1)

Los valores de susceptibilidad magnética varían entre 0,1 y $0,06 \times 10^{-3}$ (SI), con la excepción del sitio SM-QU 18 adyacente a un dique, el cual tiene valores de $4,72 \times 10^{-3}$ (SI) (Tabla 2), posiblemente debido a la formación de magnetita asociada a la coacción provocada por el dique.

Tabla 2: Resultados de AMS para el Área 1

Sitio	Parámetros Medios de AMS							Autovectores Medios					
	N/n	BP	K _m (10 ⁻³ SI)	L	F	P	T	K _{max}		K _{int}		K _{min}	
								Dec/Inc	e/z	Dec/Inc	e/z	Dec/Inc	e/z
A - Area 1, Sierra de Moreno: Formación Quehuita (Jurásico- Cretácico Inferior)													
<i>Magnetización Pre-tectónica</i>													
SM-QU 4	7/8	165/85	0.0839	1.001	1.012	1.013	0.849	176 / 7	63 / 7	48.4 / 78.4	63 / 6	267.5 / 9.0	9 / 5
SM-QU 19	6/6	165/75	0.0694	1.007	1.1	1.108	0.859	185 / 58	33/9	313.1 / 20.5	33/4	52.1 / 22.6	9 / 5
SM-QU20	4/4	165/75	0.248	1.007	1.011	1.019	0.223	339/16	18/5	110/65.4	17/7	244.1/17.7	10/8
<i>Magnetización Post-tectónica</i>													
SM-QU 2	5/5	199/81	0.137	1.005	1.01	1.015	0.284	186.7 / 25.5	22/6	55.6 / 54.1	25 / 19	288.7 / 23.5	26 / 10
SM-QU 3	5/6	165/89	0.446	1.009	1.002	1.011	-0.618	202.4 / 10.2	9 / 5	298.3 / 29.9	58/6	95.5 / 58.1	58 / 7
SM-QU 5	6/6	165/89	0.101	1.004	1.016	1.020	0.583	357.2 / 29.5	21 / 12	150.4 / 57.7	28 / 14	260.2 / 12.1	29 / 10
SM-QU 18	6/7	165/90	4.72	1.009	1.007	1.017	-0.121	314.5 / 32.1	15/6	135.1 / 57.9	16/10	44.7 / 0.3	12 / 6
SM-QU 21	6/8	180/96	0.0879	1.005	1.008	1.012	0.224	13.9 / 2.4	28 / 15	141 / 86	29/8	283.7 / 3.2	16 / 7
SM-QU 22	5/5	180/96	0.176	1.011	1.013	1.023	0.09	201 / 9.8	5 / 2	356.9 / 79.3	7 / 4	110.3 / 4.3	7 / 3
SM-QU 25	6/6	020/80	0.0748	1.02	1.006	1.026	-0.557	178 / 1.9	17 / 6	269.8 / 33.9	49 / 7	85.6 / 56.0	49 / 7
B- Area 1, Sierra de Moreno: Tambillo Formation (Upper Cretaceous)													
SM-TB23	8/13	180/70	0.118	1.004	1.001	1.005	-0.494	163.5 / 12.4	26 / 11	57.6 / 51.5	63 / 21	262.6 / 35.8	63 / 12
SM-TB24	8/8	345/80	0.192	1.005	1.007	1.011	0.171	339.4 / 21.9	12 / 7	117.2 / 61.5	13 / 7	242.2 / 17.3	14 / 7
C- Area 1, Sierra de Moreno: Monzonita Cuarçifera Barrera (Cretácico Superior)													
	9/9	--	19.9	1.04	1.057	1.099	0.165	21.8 / 72	5 / 3	167.4 / 15	9 / 5	260.1 / 9.7	
SM-BP													
D- Area 1, Quebrada Chug Chug: Formación Tambillo (Cretácico Superior)													
TBCH3	5/5	175/70	0.195	1.004	1.009	1.013	0.345	252.9 / 59.8	11 / 2	345.9 / 1.8	10 / 7	76.9 / 30.1	10.1 / 5.7
TBCH4	5/5	175/70	0.168	1.003	1.006	1.009	0.335	341.2 / 45.7	29 / 5	155.3 / 44.1	26/8	248.1 / 2.9	19 / 7
TBCH5	9/9	175/70	0.306	1.007	1.003	1.011	-0.402	245.3 / 38.8	24 / 11	131.2 / 26.9	25 / 13	16.6 / 39.4	28 / 17
TBCH6	5/6	178/60	0.245	1.001	1.003	1.004	0.626	264.5 / 9.5	54 / 15	126.6 / 77.3	54 / 16	356 / 8.4	20 / 11
TBCH7	6/6	178/60	0.175	1.002	1.005	1.007	0.431	176.7 / 4.5	44 / 7	74.8 / 69.1	56 / 14	268.4 / 20.4	51 / 5
TBCH8	6/6	178/60	0.152	1.002	1.005	1.007	0.328	218.1 / 68.5	41 / 14	7.6 / 18.7	41 / 29	101.1 / 10.1	31 / 13
TBCH9	7/7	155/65	1.33	1.001	1.006	1.007	0.665	189 / 3.8	69 / 14	90.2 / 66.7	69 / 13	280.6 / 23	21 / 15

N/n: número de especímenes usados en la estadística/ número total de muestras. Km: susceptibilidad magnética volumétrica promedio. Kmax, Kint; kmin: dirección del eje de susceptibilidad máxima, intermedia y mínima. P: grado de anisotropía (Kmax/Kmin). L: lineación magnética (K_{máx}/K_{mín}). F: foliación magnética.(K_{int}/K_{mín}) T: parámetro de forma T= (lnF - lnL)/(lnF + lnL). e/z: ángulos de las elipses de confianza para los distintos ejes del elipsoide

Estudios de AMS fueron realizados en cada sitio, pudiéndose observar dos tipos de fábricas: fábrica sedimentaria (dirección de K3 coincidente con el polo del plano de estratificación) presente en los sitios lejanos a los diques, el sitio SM-QU 19 (el cual además

presenta una magnetización remanente primaria) y en el sitio SM-QU 20 cercano al filón. La segunda fábrica se encuentra caracterizada por presentar la dirección de K1 perpendicular al plano del dique, en una dirección similar al tren estructural de la sierra (Fig. 7-4; Tabla 2). Dicha fábrica está presente sólo en sitios con ChRM post-tectónica. Salvo el sitio SM-QU 19 el cual presentó un $P= 10.8\%$, en el resto de los sitios no se observó correlación entre el grado de anisotropía (P) y el tipo de fábrica. Los valores varían entre 2.6- 1.1% para fábricas tectónicas y 2.3-1.3% para fábricas sedimentarias.

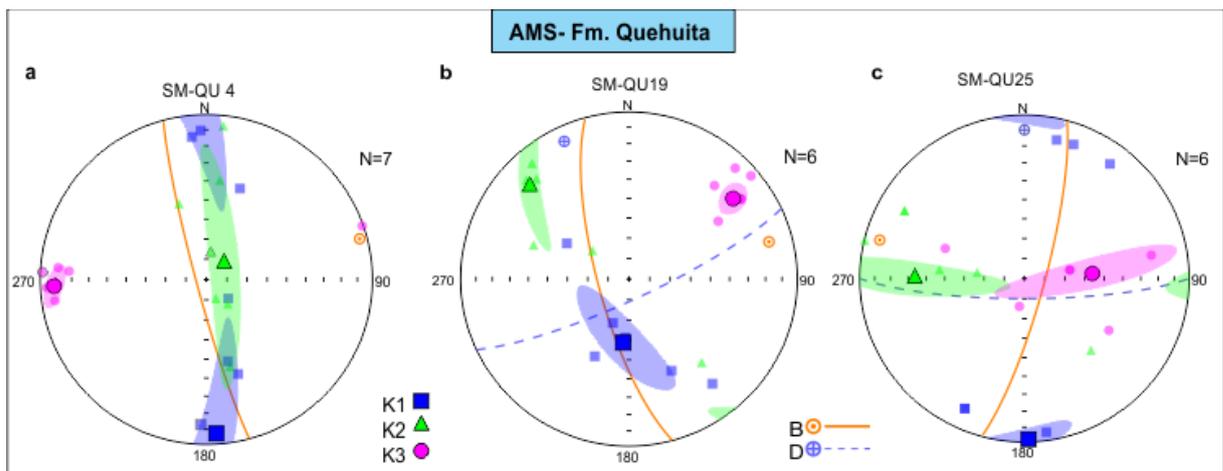


Figura 7- 4: Fábricas magnéticas observadas, la línea naranja (azul) corresponde al plano de estratificación (orientación del dique) con su respectivo polo. En a y b puede observarse una fábrica sedimentaria con el K3 levemente desplazado, el sitio SM-QU19 corresponde a areniscas a unos 10m de un dique. (c) fabrica observada en los sitios adyacente a diques, con el polo del plano del dique coincidente con el eje K1.

Con el objetivo de determinar la mineralogía portadora de la remanencia se realizaron estudios de magnetismo de rocas, entre ellos: ciclos de histéresis, curvas de variación de K vs T (suceptibilidad vs temperatura) y de K vs H (suceptibilidad vs campo).

Los resultados obtenidos y el comportamiento observado durante el proceso de desmagnetización tanto termal como por AF sugieren la presencia de hematita y magnetita en menor proporción como los minerales portadores de la remanencia (Fig 7.3.1-4). Con la excepción del sitio SMQU-18, en donde los análisis de magnetismo de roca sugieren que el mineral que predomina es magnetita, con un pico de Hopkinson a los 570°C y fuerzas coercitivas de 30 mT. Esto es consistente con el alto valor de susceptibilidad observado (Fig. 7-5 II, Tabla 2).

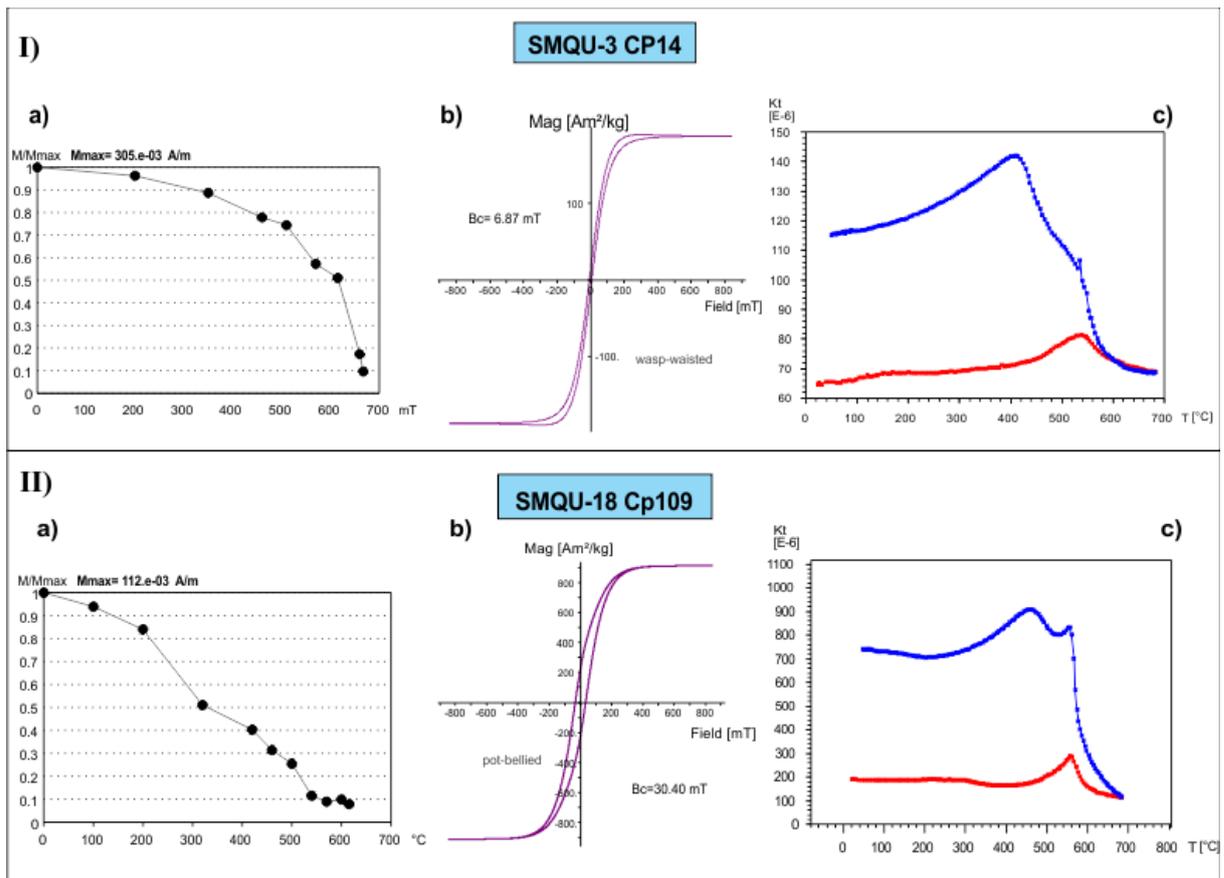


Figura 7- 5: Estudios de magnetismo de rocas realizado a las rocas de la Fm Quehuita: (a) desmagnetización térmica normalizada; (b) ciclos de histéresis y (c) curvas termomagnéticas de campo bajo, la línea roja (azul) corresponde a la etapa de calentamiento (enfriamiento). I) Resultados obtenidos para el sitio SMQU- 3 ubicado a pocos metros de un dique. (I-a) Se observa un espectro distribuido de temperaturas de desbloqueo; posiblemente asociado a un contenido variable de Ti, o a un espectro de tamaños granos. La magnetización es finalmente eliminada a los 670°C, consistente con la temperatura de desbloqueo de la hematita. Esto se ve reflejado en el ciclo de histéresis el cual presenta una forma de cintura de avispa (*wasp-waisted*) asociado a mezcla de componentes magnéticos de diferentes coercitividades (I-b)(Roberts et al. 1995). (Ic) Curva termomagnética irreversible con temperaturas de Curie de ~540°C y formación de magnetita durante el calentamiento. II) Resultados obtenidos en rocas adyacentes a un dique en donde se observa un claro predominio de magnetita en las propiedades magnéticas. Si bien se observa un amplio espectro de temperaturas de desbloqueo (II-a) la elevada fuerza coercitiva (30 mT) y el pico de Hopkinson bien definido son más propios de magnetitas SD.

La DMF calculada a partir de los sitios con remanencia pre- y post-tectónicas, dado la coincidencia es la ChRM, se comparó con la dirección esperada para el área en el Cretácico medio (Fig. 7-3 Id). Si bien la presencia de sitios remagnetizados podría sugerir que la remanencia es posterior, esto se descarta por los resultados obtenidos para la Monzonita Cuarcifera Barrera (ver apartado 7.3.3). Ambas no coinciden evidenciando la presencia de rotaciones tectónicas antihorarias. Cabe destacar que los sitios adyacentes a los diques se encuentran remagnetizados a diferencia del sitio SM-QU20 cercano a un filón; lo que sugiere que la intrusión de los diques es posterior al plegamiento, a diferencia de los filones que corresponden a una etapa anterior a la estructuración.

7.3.2 Fm. Tambillo, Cretácico Superior (SM-TB, B en tabla 1)

En las proximidades a la Quebrada Barrera se obtuvieron 21 muestras en ambos flancos de un anticlinal (2 sitios) correspondientes a areniscas y pelitas (sitios SM-TB 23 y SM-TB24 en la Tabla 1; Fig. 7 -1 y Fig. 7-6).

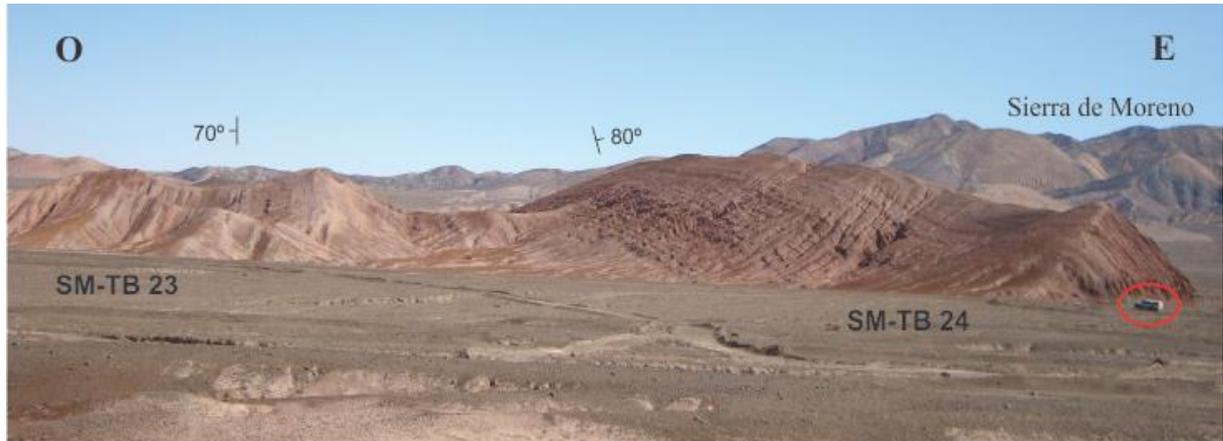


Figura 7- 6: Anticlinal en la Fm Tambillo localizado al oeste de la Sierra de Moreno. Se indica la ubicación de las dos secciones muestreadas. A la derecha en círculo rojo se indica la camioneta como escala.

Las muestras fueron sometidas a desmagnetización térmica y por AF. Se aislaron componentes reversas y normales con alta temperatura de desbloqueo (400-667°C, Fig. 7-7 Ia) y alta coercitividad (>90 mT). En algunas muestras se observó una componente blanda la cual era eliminada a 200°C (Fig. 7-7 Ib). Las ChRM obtenidas para ambos sitios presentan una buena agrupación en coordenadas geográficas y dispersas al aplicarse la corrección estructural, sugiriendo que la adquisición de la remanencia es posterior al desarrollo de la estructura (Fig. 7-7 Ic). El amplio espectro de temperatura de desbloqueo y la alta coercitividad apuntan a una magnetización remanente química (CRM) (Jiang et al. 2015).

Estudios de AMS revelan la presencia de fábrica tectónica en el sitio SM-TB 23 con la dirección de K1 coincidente con la dirección del eje del pliegue (Fig. 7-7 II a y b). Por otro lado, el sitio SM-TB 24 presenta una fábrica con la dirección de K3 vertical cuando la corrección estructural es aplicada, indicando un origen sedimentario (Fig. 7-7 IId). Esta diferencia en fábrica de los sitios puede deberse a que en el SM-TB 24 se muestrearon principalmente areniscas finas, mientras que en el sitio SM-TB 23 las muestras corresponden a pelitas y areniscas de grano muy fino, las cuales tienen mayor abundancia de minerales altamente sensitivos a la deformación (ej. arcillas). Ambos sitios muestran valores de Km

similares ($1,18$ y $1,92 \times 10^{-4}$ (SI), respectivamente; Tabla 2) mientras que el grado de anisotropía es así el doble en el sitio SM-TB 24 (1%).

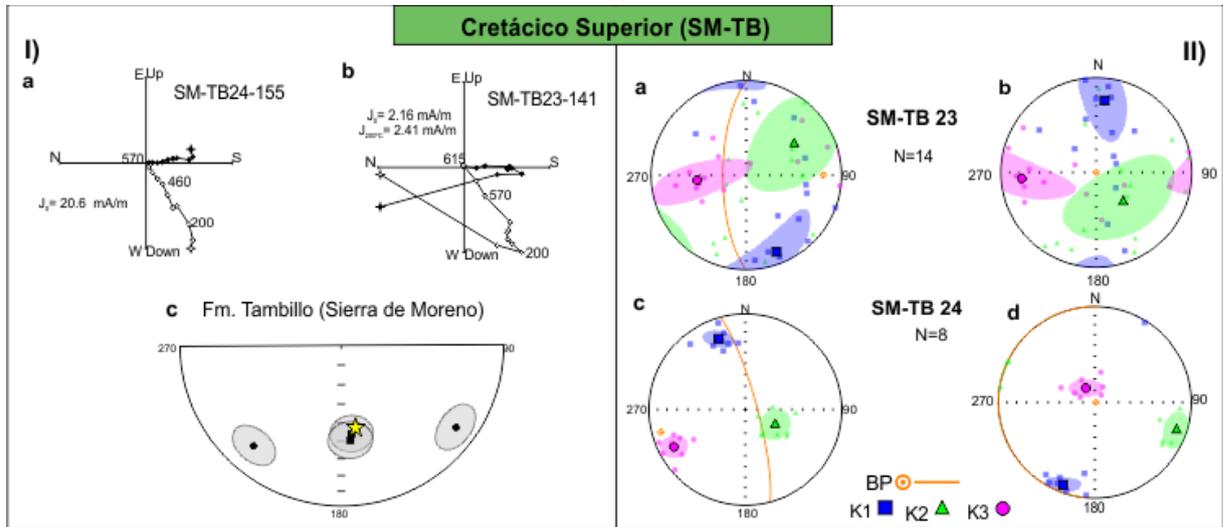


Figura 7- 7: Resultados obtenidos para las muestras de la Fm. Tambillo en Sierra de Moreno. (I) Comportamiento paleomagnético (Ia-b) y dirección media final (Ic). Círculo negro (blanco) corresponden a la proyección horizontal (vertical); cuadrados (círculos) representan las direcciones medias en coordenadas geográficas (con corrección de estructura); la estrella amarilla indica la dirección esperada para el Cretácico Tardío-Eoceno. (II) Fábricas magnéticas observadas en coordenadas geográficas (llevadas a la paleohorizontal) a la izquierda (derecha). La línea naranja corresponde al plano de estratificación con su respectivo polo.

Estudios de magnetismo de rocas fueron realizados a fin de reconocer los minerales portadores de la remanencia (Fig. 7-8). Los resultados obtenidos para ambos sitios son similares. Los ciclos de histéresis realizados mostraron fuerzas coercitivas de ~ 140 mT, consistente con los valores esperados para titanio-hematita (Roberts et al. 1995). Los ciclos presentan formas “pot-bellied”, comúnmente asociada a la presencia de una mezcla de minerales con distintas fuerzas coercitivas (Tauxe et al. 1996)(Fig. 7-8a). Esto es consistente con lo observado en los diagramas de desmagnetización térmica los cuales muestran un amplio espectro de temperaturas de desbloqueo concentradas en dos rangos: uno que finaliza en una inflexión alrededor de los 500°C , y otro con una caída abrupta de la magnetización remanente hacia los $615\text{-}620^{\circ}\text{C}$, posiblemente representando la contribución de (Ti)-magnetita y (Ti)-hematita, respectivamente. (Fig. 7-8b).

Las curvas termomagnéticas se caracterizaron por un fuerte aumento de la susceptibilidad magnética luego de calentar las muestras a 700°C (Fig. 7-8 c), lo que se atribuye a la formación de un mineral ferromagnético a esas temperaturas. Las curvas termomagnéticas parciales (Fig. 7-8f) muestran que esta reacción no ocurre cuando se calienta

hasta temperaturas pico inferiores a los 600°C. En la rama de calentamiento se observa un pico de Hopkinson ancho precediendo al desbloqueo, que ocurre a lo largo de un rango de temperaturas relativamente amplio, centrado alrededor de los 575°C (Fig. 7-8 d). Esto es consistente con la presencia de magnetita o Ti-hematita en estado de dominio simple (SD). El mineral neoforado al calentar, es estable y su comportamiento frente a repetidas experiencias de calentamiento es reversible; sus temperaturas de desbloqueo se distribuyen ampliamente entre los 250-550°C (Fig. 7-8 c, y e), lo que podría indicar un espectro de tamaños de grano que abarca el límite superparamagnético (SP)-SD. No se observó variación de la susceptibilidad en función del campo aplicado para el material calentado (Fig. 7-8g), por lo que se descartó que el mineral formado fuese pirrotina.

La DMF obtenida a partir de los dos sitios SM-TB 23 y 24 en coordenadas in situ es indistinguible de la dirección esperada para el Cretácico tardío-Eoceno (Fig. 7-7 Ic).

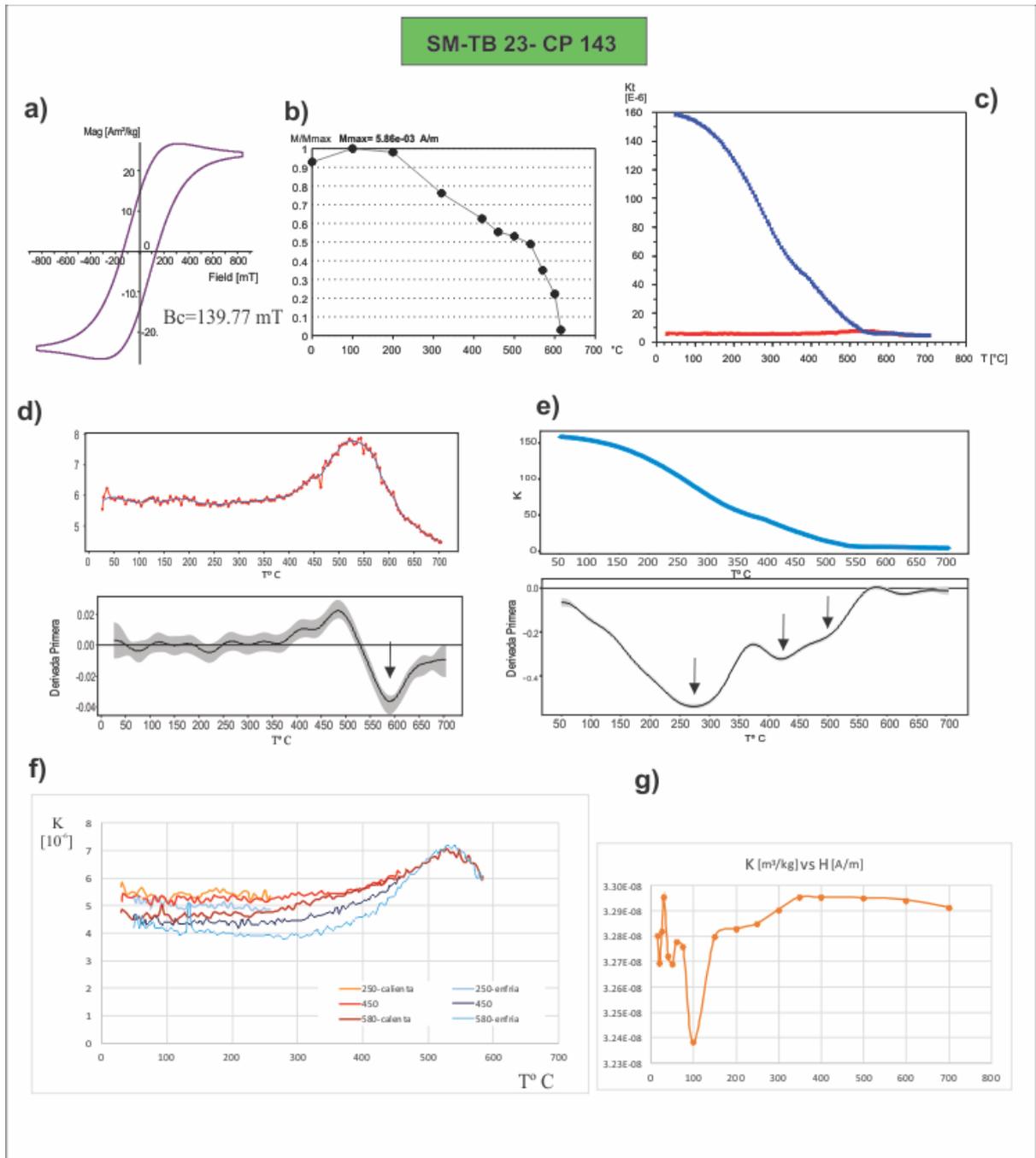


Figura 7- 8: Estudios de magnetismo de rocas realizados a la Fm Tambillo. a) Ciclo de histéresis. b) Desmagnetización térmica. c) Curva termomagnética a campos bajos. d) y e) Análisis de la curva de calentamiento y enfriamiento, respectivamente, aplicando la derivada primera. f) Curvas termomagnéticas parciales. g) Susceptibilidad en función del campo.

7.3.3 Monzonita Cuarzifera Barrera, Cretácico Superior (SM-BP; C en Tabla 1)

Se perforaron y analizaron ocho muestras distribuidas en el sector occidental del plutón (Fig. 7-1 y 7-9). La extensión areal del sitio, determinada por el espaciado entre los cilindros extraídos, fue de aproximadamente 200 m^2 , lo cual garantiza la representatividad del

dato paleomagnético Las muestras luego de ser rebanadas al tamaño estándar fueron sometidas a desmagnetización por AF y térmico, siendo este último método el más favorable. En todos los casos, se pudo aislar una componente de polaridad normal apuntando al origen entre 100-570°C (Fig. 7-10a). Algunas de las muestras mostraron temperaturas de desbloqueo un poco más elevadas (615°C).

Las mediciones de AMS muestran una $K_m = 19,9 \times 10^{-3}$ (SI), lo que lo coloca como un granito ferromagnético de acuerdo con la clasificación de Clark (1999). Se observó un elipsoide triaxial con la dirección de K_1 en la vertical (Fig. 7-10c; Tabla 2), y una foliación subvertical característica de fábricas magmáticas (Pueyo et al. 2004). El grado de anisotropía es de 9.9%.

Los estudios de magnetismo de rocas realizados apuntan a titano-magnetita como mineral portador de la remanencia. Esto se observa claramente en los ciclos de histéresis, los cuales muestran fuerzas coercitivas (B_c) de ~6 mT, y curvas termomagnéticas con temperaturas de Curie de 575°C y un pico de Hopkinson bien definido (Fig. 7-11). Esto es consistente con los valores de susceptibilidad encontrados.

La DMF obtenida es indistinguible de la dirección esperada para el Cretácico Superior y de aquella obtenida para la Fm. Tambillo, indicando la ausencia de rotaciones en el área con posterioridad a la intrusión del granito (Fig. 7-10b).

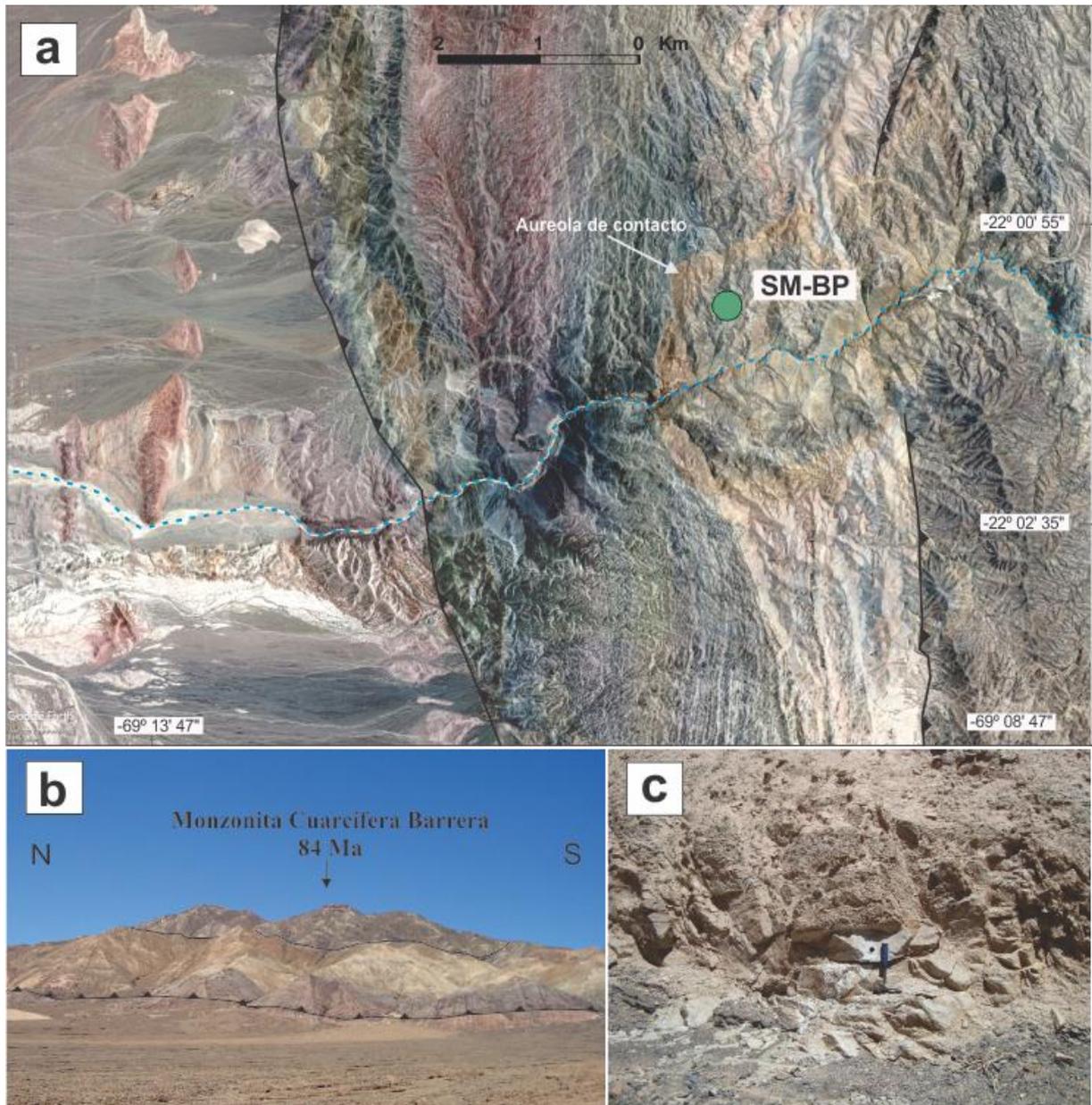


Figura 7- 9: (a) Imagen satelital del área de la Sierra de Moreno con la ubicación del sitio muestreado (círculo verde) en la Monzonita Cuarcífera Barrera (sitios SM-BP). Las líneas negras corresponden a los corrimientos asociados a la Falla Barrera y Falla Sierra de Moreno, y la línea punteada azul indica la quebrada Barrera. Nótese la aureola ocasionada por metamorfismo de contacto y la forma semicircular del plutón. (b) Foto tomada desde el sitio SM-TB 24 ubicado al oeste, donde se observa la Falla Barrera y la monzonita. (c) Detalle del afloramiento muestreado.

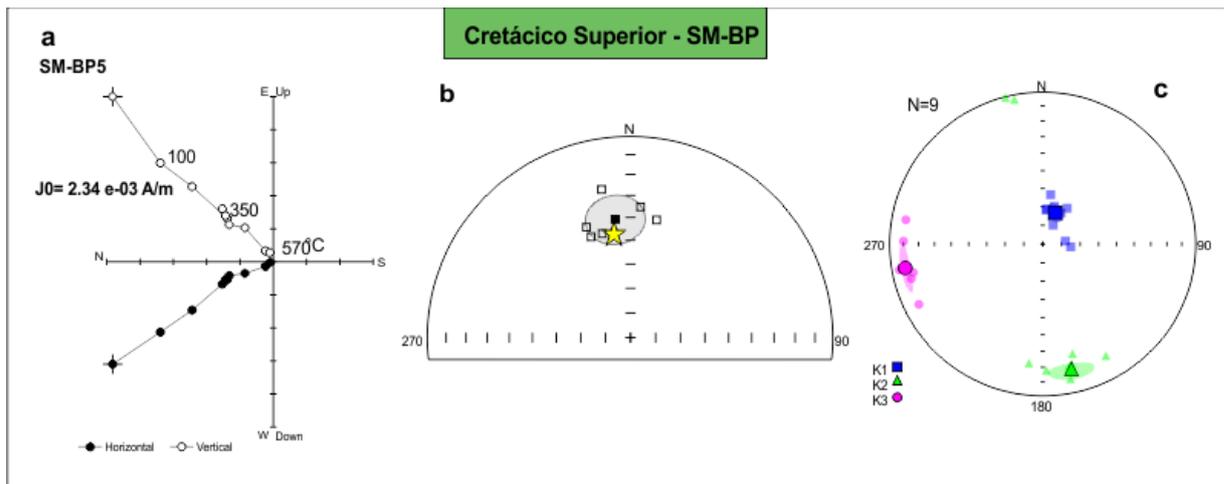


Figura 7- 10: Resultados obtenidos para las muestras del plutón Monzonita Cuarcifera Barrera. (a) comportamiento paleomagnético de las muestras durante la desmagnetización térmica. (b) DMF y su comparación con la dirección de referencia. (c) Proyección estereográfica del hemisferio inferior de los ejes principales del elipsoide de AMS y sus elipses de 95% de confianza. Se observa una fábrica magnética muy bien definida con la dirección de K1 en la vertical.

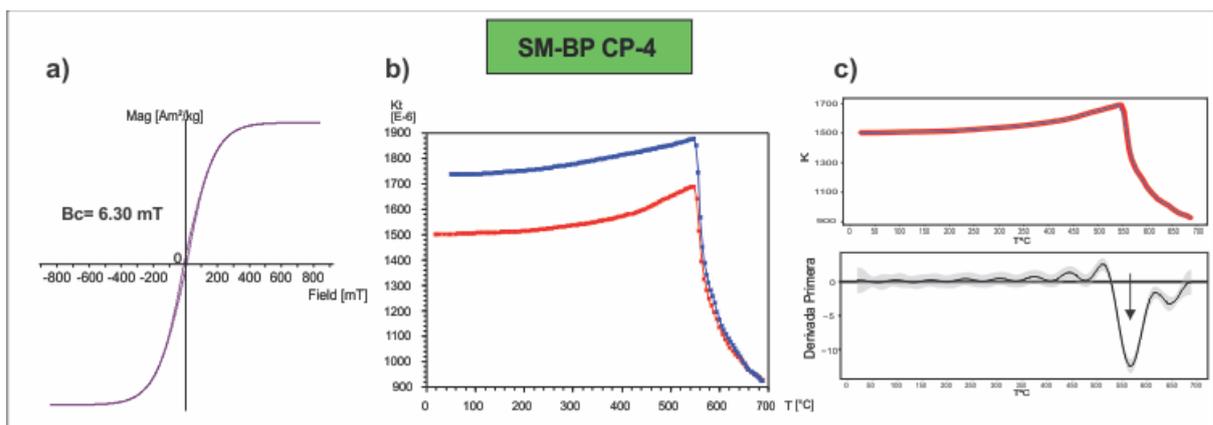


Figura 7- 11: Estudios de magnetismo de rocas para la Monzonita Cuarcifera Barrera. a) Ciclo de histéresis. b) Curva termomagnética a campos bajos. c) Análisis de la curva termomagnética de calentamiento aplicando la derivada primera.

7.4 Localidad Quebrada Chug Chug, Formación Tambillo (TBCH- D en Tabla 1)

En la localidad de Quebrada Chug Chug, ubicada en el sector SO de la Sierra de Moreno (Fig. 7-1) se perforaron 61 muestras (sitios TBCH en la Tabla 1). Se muestrearon areniscas y pelitas de la Formación Tambillo, y filones andesítico-basálticos que intruyen a la formación (Fig. 7-12). Las dataciones K-Ar en roca total obtenidas para rocas volcánicas arrojan edades de $73 \pm 1,5$ y 61 ± 1 Ma (Ladino et al., 1999).



Figura 7- 12: Afloramientos de la Fm. Tambillo en la Quebrada Chug Chug. (a) Filón capa de composición andesítica intruyendo a areniscas finas. (b) Detalle de las areniscas finas muestreadas. A la izquierda de color oscuro (flecha amarilla) se observa un filón capa.

Tres muestras correspondientes a un filón del sitio TBCH1 no dieron resultados utilizables por presentar un comportamiento errático frente a la desmagnetización. En las restantes rocas volcánicas y sedimentarias muestreadas se pudo aislar una componente de alta temperatura de desbloqueo, de polaridad normal o reversa (Fig. 7-13a). En algunos casos, esta componente se aisló después de la eliminación de una componente de temperatura más baja la cual no presentaba consistencia intra-sitio (por ejemplo, Fig. 7-13b). En el sitio TBCH5, el vector no apunta al origen y la magnetización no se pudo borrar a 667°C (Fig. 7-13b) probablemente debido a la presencia de una tercer componente portada por hematita. Sin embargo, la componente aislada entre 600-667°C se asemeja a la dirección obtenida en los otros sitios. Las temperaturas de desbloqueo sugieren que la hematita y subordinadamente titano-magnetita son los minerales portadores de la remanencia (Fig. 7-13c).

Se logra una mejora significativa de los parámetros estadísticos después de aplicar la corrección de estructura lo que sugiere una magnetización pretectónica. Esto se confirma mediante la prueba de *fold-test* de Enkin (2003) que arroja un máximo valor del parámetro de concentración (k) al 85% de corrección. Si bien este valor podría sugerir una magnetización sintectónica temprana, la dirección media parcialmente corregida y sus parámetros estadísticos no se distinguen de aquellos obtenidos cuando la corrección es total (Fig. 7-13d y e). Se realizó el reversal-test de McFadden y McElhinny (1990) el cual dio un resultado positivo ($\alpha_{crit.} = 24.19^\circ$; $\alpha_{obs} = 10.82^\circ$; clasificación indeterminado).

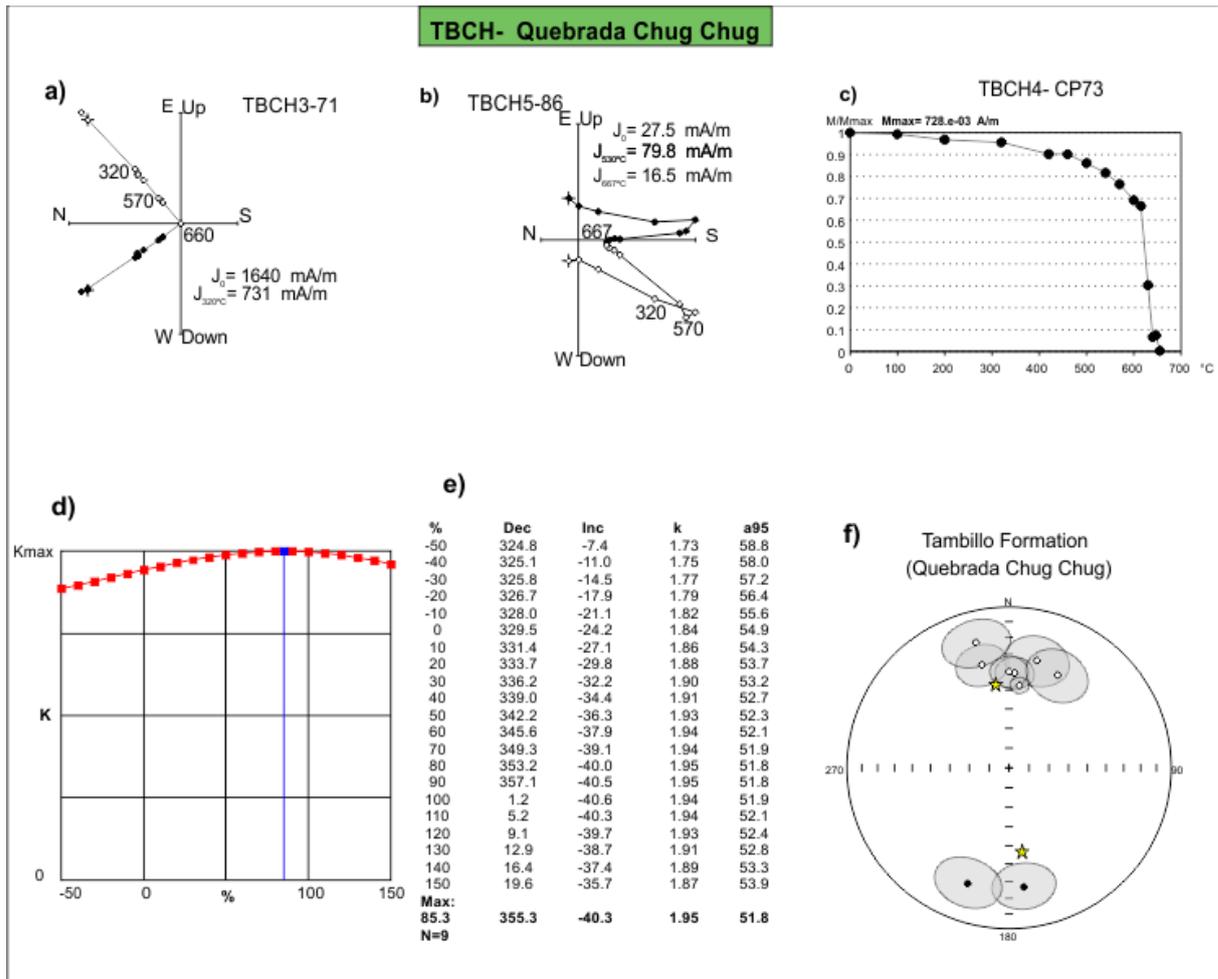


Figura 7- 13: Comportamiento paleomagnético y resultados obtenidos para la Fm Tambillo en la Quebrada Chug Chug. Diagramas de Zijderveld para muestras sometidas a desmagnetización térmica mostrando una única componente (a) y dos componentes (b). Círculos negros (blancos) corresponden a la proyección horizontal (vertical). (c) Curva de desmagnetización normalizada. (d) Diagrama del parámetro de concentración k en función de la corrección de estructura y la tabla mostrando los valores para cada una de las correcciones (e). DMF obtenida; la estrella amarilla indica la dirección esperada.

Estudios de AMS realizados a los sitios donde se muestrearon areniscas y pelitas de la Fm. Tambillo revelaron la presencia de fábricas obladas con el plano de foliación paralelo al plano de estratificación, indicando un origen sedimentario (Fig. 7-14a). El valor de K_m varía entre $1,5$ y $1,7 \times 10^{-4}$ (SI) y $P \sim 1\%$.

Por otro lado, las fábricas magnéticas halladas en las rocas volcánicas presentan valores de susceptibilidad mayores, de aproximadamente $1,3-0,19 \times 10^{-3}$ (SI) indicando un mayor contenido de minerales ferromagnéticos (titano-magnetita y hematita). El grado de anisotropía es inferior al 1% salvo en el sitio TBCH-3 (1.3%). Las fábricas obtenidas pueden

dividirse en tres grupos: uno con el eje de máxima elongación (K1) horizontal y contenido en el plano de estratificación (fábrica normal) (Fig. 7-14b); con el plano de foliación oblicuo al plano de estratificación (fábrica intermedia) (Fig. 7-14c) y otro en donde el plano es perpendicular (fábrica inversa) (Fig. 7-14d). Estudios realizados por Knight y Walker (1988) indican que la dirección de flujo del magma está representada por la orientación del eje de máxima elongación (K1). Este sería el caso de observado en el sitio TBCH-7 en el cual se observa una dirección de flujo norte-sur. Las fábricas intermedias son comúnmente asociadas a una rotación de los ejes del elipsoide en función de la distancia de a que se encuentran del contacto, de la forma y tamaño de la partícula y la cizalla (Dragoni et al. 1997; Liss et al. 2002). Por último la fábrica inversa observada en el sitio TBCH-6 puede deberse a una inversión de los ejes K1 y K3 ocasionada por la presencia de magnetita SD (Borradaile y Gauthier 2001).

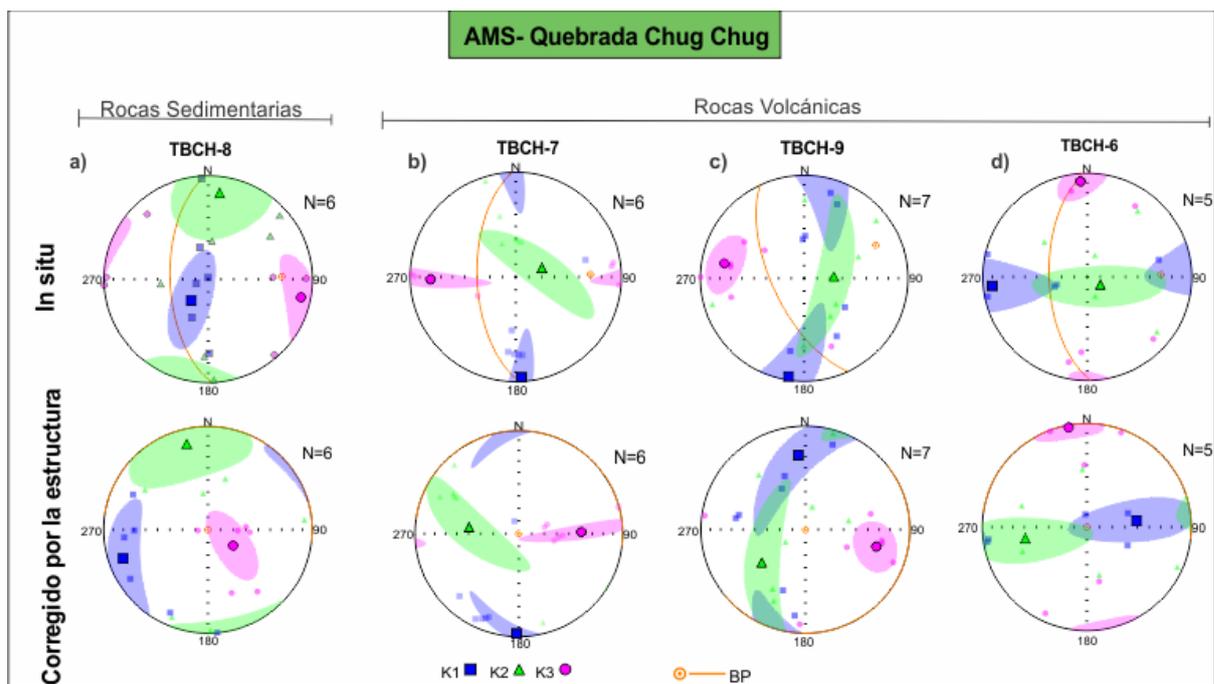


Figura 7- 14: Diferentes tipos de fábricas encontradas en la Quebrada Chug Chug. K1, K2 y K3 corresponden a los ejes del elipsoide, BP= plano de estratificación (a).

Debido a que las muestras obtenidas tanto de las rocas sedimentarias como los intrusivos muestran direcciones similares se obtuvo una dirección media final a partir de los 9 sitios. Los resultados obtenidos en el foldtest y reversal test indican una magnetización primaria. La dirección obtenida se encuentra desviada de la dirección de referencia para el Cretácico Superior (Fig. 7-13f). Se eligió esta dirección de referencia dada la edad de los

cuerpos intrusivos. Esto sugiere la ocurrencia de una rotación tectónica sobre un eje vertical en sentido horario posterior a la actividad intrusiva.

7.5 Síntesis de los resultados obtenidos

Los resultados del sector norte del Área 1 (Sierra de Moreno) sugieren que las rocas del Jurásico-Cretácico Temprano sufrieron una rotación tectónica de $19.8 \pm 7.53^\circ$ en sentido antihorario, mientras que las rocas del Cretácico Superior en la localidad de Sierra de Moreno (SM-TB y SM-BP) muestran DMF indistinguible de las direcciones de referencia.

Los resultados obtenidos indican que después de la depositación de la Fm. Quehuita durante el Jurásico-Cretácico Temprano y la intrusión de los filones andesítico-dacíticos con orientación N-S, se produjo una etapa de compresión que causa la deformación y la elevación de la proto-Sierra de Moreno, a través de actividad en la SMF. A esto le sigue un segundo pulso magmático que genera intrusión de diques en la dirección de extensión, y remagnetización de la mayoría de los sitios previo a la rotación tectónica, ya que ambas direcciones paleomagnéticas, pre-tilt y post-tilt, presentan el mismo valor de rotación. La ausencia de rotación tectónica en las localidades de SM-TB y SM-BP (84-83 Ma) restringe la deformación al Cretácico medio, coherente con la discordancia observada en la parte norte de la Sierra de Moreno entre la Formación Quehuita y Tambillo (Chong y Pardo 1993; Ladino et al. 1997; Ladino 1998). La falta de milonitas sugiere que el emplazamiento de la Monzodiorita Cuarcifera Barrera se produjo en un entorno tectónico tranquilo generando sólo metamorfismo de contacto.

En una segunda fase de compresión (Cretácico Tardío), la falla inversa de Barrera (BRF) coloca las rocas jurásicas-cretácicas tempranas sobre los depósitos del Cretácico Superior causando la deformación (sin rotación tectónica) de la Fm. Tambillo y reactivando la SMF que afectaría al plutón de manera frágil. La remagnetización de los sitios ubicados al oeste de Sierra de Moreno podría atribuirse a la expulsión de fluidos (fluidos orogénicos) ocasionada por el apilamiento tectónico; este mecanismo fue invocado para explicar extensas remagnetizaciones de rocas sedimentarias en los Apalaches (ver Evans et al., 2000; Katz et al., 1998; Oliver, 1986).

En la parte sur del Área 1 (Quebrada Chug Chug), las rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico Superior no fueron remagnetizadas, y registran $12,7 \pm 10,6^\circ$ de rotaciones tectónicas en sentido horario, lo que sugiere que la actividad intrusiva en el área

precede al basculamiento de los estratos. Si bien se observa una diferencia en las rotaciones tectónicas observadas entre los sectores norte y sur del Área 1, los errores (ΔR) son grandes, por lo que se necesita más información geológica para justificar que son dos bloques individuales.

8. ÁREA 2: CALAMA

El Área 2 se encuentra localizada al sur del Área 1 y corresponde al sector nororiental de los Cerros de Montecristo, plutones de Chuquicamata y el Anticlinal San Lorenzo (Fig. 3-1 y 8-1). En esta localidad el basamento aflora escasamente y las unidades principales corresponden a rocas jurásicas a eocenas superiores.

A continuación, se realizará una breve descripción de la estratigrafía y los principales rasgos estructurales.

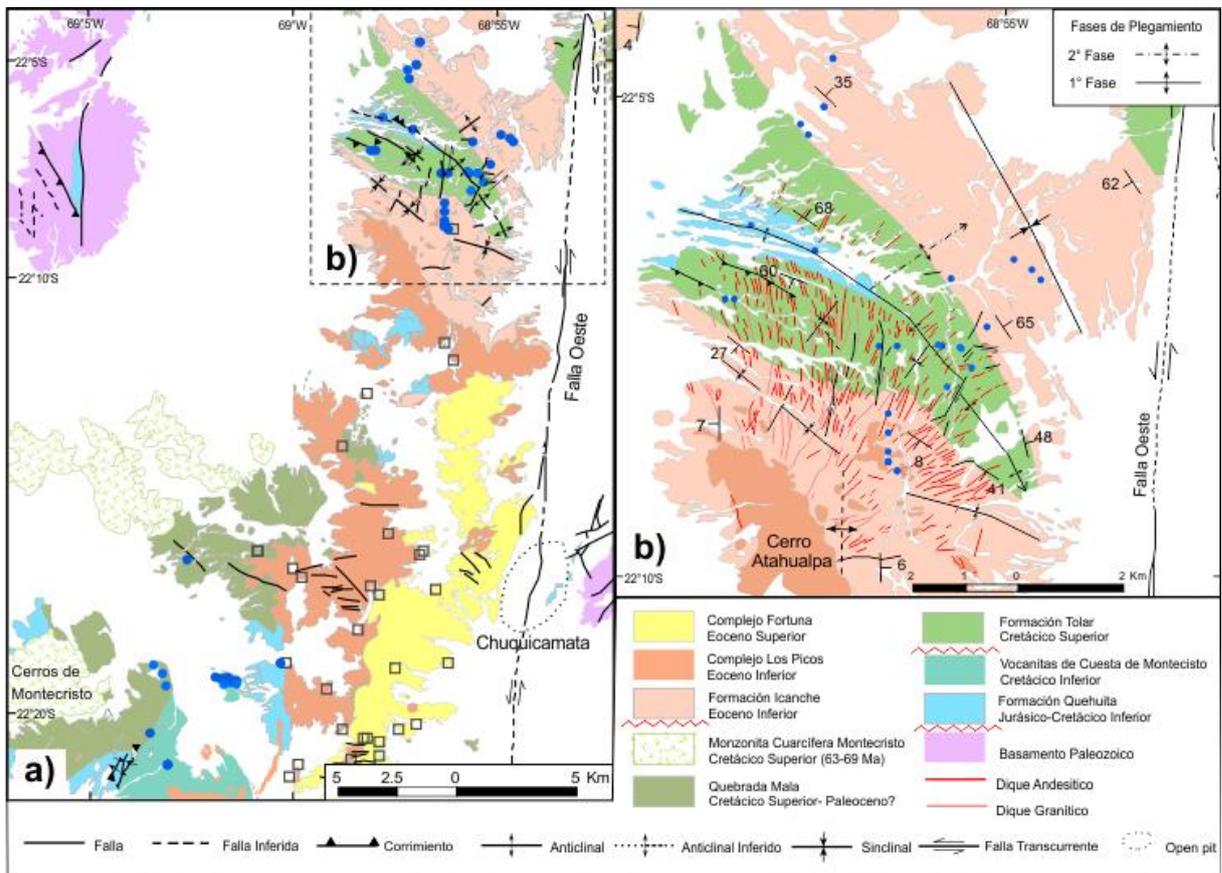


Figura 8- 1: (a) Mapa geológico del Área 2. Los círculos azules indican sitios paleomagnéticos analizados en este trabajo y los cuadrados abiertos corresponden a los sitios analizados por Somoza et al. (2015). El recuadro de puntos delimita el anticlinal San Lorenzo detallado en (b). Modificado de Ladino (1998); Tomlinson y Blanco (2006).

La tabla 3 muestra la localización de los sitios y los resultados paleomagnéticos obtenidos.

Tabla 3: Datos paleomagnéticos para el área 2

Sites	Lat (°S)	Long. (°O)	(N/n)	Decl. _G	Incl. _G	α_{95}	k	BP	Decl. _s	Incl. _s
E - Area 2, Cuesta de Montecristo Lavas (mid-Cretaceous)										
MK1	-22.320	69.023	4/5	19.7	-62.5	6.2	222	170/42	52.3	-30.4
MK2	-22.322	69.023	5/5	356.4	-59.1	5.4	293	170/42	40.4	-36.8
MK3	-22.322	69.025	4/5	347.9	-66.4	7.3	158	170/42	46.4	-43.7
MK5	-22.322	69.025	5/5	357	-61.4	3.2	824	170/42	43	-37.8
MK6	-22.320	69.027	5/5	353.9	-50.7	4	526	170/42	31	-33.1
MK8	-22.320	69.030	4/5	324.8	-41	5.9	241	170/42	6.3	-44.6
MK10 ^m	-22.320	69.030	4/5	17.7	-29.4	5	339	170/42	29.2	-5.4
MK11	-22.320	69.032	9/9	0.2	-63.9	7.2	151	170/42	46.6	-38
MK12	-22.320	69.032	5/5	356.2	-57.3	11.3	67	170/42	38.5	-35.9
MK13	-22.353	69.052	5/5	16	-28.9	12.7	31	215/40	41.1	-33
MK14	-22.353	69.052	5/5	2.2	-48.5	13.7	25	215/40	41.4	-48.5
MK15	-22.353	69.052	5/5	5.1	-24.9	13.6	36	215/40	29.5	-37.8
MK16 ^m	-22.323	69.023	13/13	337.8	-19.9	8.1	27	168/59	0.5	-18.5
MK17	-22.323	69.029	6/6	346.7	-55.3	6.5	107	168/59	38.8	-25.7
<i>mean Geog.</i>			12	357.5	-52.5	8.9	25			
<i>mean Strat.</i>			12			5.9	54		38.3	-37.6
F - Area 2, Quebrada Mala Formation (Upper Cretaceous)										
UK1	-22.342	69.058	13/13	155.2	50.6	6.4	143	175/28	191.2	51.6
UK2	-22.275	69.043	4/4	347	-48.6	11.8	62	175/13	1.9	-48.7
UK3	-22.274	69.039	8/9	164.2	62.6	12.8	20	155/27	200.9	49.3
UK4	-22.273	69.037	5/5	147.6	49.6	11.7	44	155/27	177.9	45.8
UK5 ^m	-22.272	69.039	3/5	297.1	-32.6	10	153	155/27	317	-45.7
UK6	-22.272	69.028	3/3	16.6	-53.8	11.3	121	175/13	30.6	-47.5
UK7	-22.272	69.024	3/3	7.5	-38.7	10	153	175/13	16.8	-34.8
UK8	-22.277	69.022	3/3	351.6	-41.5	9.2	182	175/13	3.1	-41
UK9	-22.272	69.020	3/3	3.4	-46.4	13.8	81	175/13	15.9	-43.1
<i>mean Geog.</i>				352.2	-50	9	39			
<i>mean Strat.</i>			8/9			6.4	76		192.3	45.7
G - Area 2: Formación Tolar (Cretácico Superior) núcleo del anticlinal San Lorenzo										
TLSL1 ¹	-22.126	68.928	5/5	201.8	32.6	11.1	48	325/70	115.1	57.9
TLSL1 ¹									107.5	57.9
TLSL2 ^{II}	-22.126	68.935	6/6	243	-80.9	9.9	47	105/28	357.4	-67.1
TLSL2 ²									354.3	-67.1
TLSL3 ¹	-22.125	68.938	4/5	230.1	-46.4	22.9	30	110/53	322.4	-65.8
TLSL3 ³									317.9	-65.8
TLSL4 ^{IV}	-22.118	68.966	4/5	286.7	-51.6	8.2	127	117/57	341.3	-31.3
TLSL4 ⁴									333.8	-31.3
TLSL5 ^{e, 1f}	-22.118	68.968	3/5	76.4	34.7	34.7	14	105/67	132.4	35.8
TLSL6 ¹	-22.110	68.951	5/5	356	7.3	11.1	49	310/68	339.2	-37.9
TLSL6 ^{e, 8}									340	-37.9

TLSSL6 ^{e,j}									356.3	-39.6
TLSSL8 ^{a,III}	-22.126	68.929	6/6	201.9	2.6	4.4		315/72	188	54.3
TLSSL8a ⁱ									167.8	62.6
TLSSL9 ^{a,II}	-22.134	68.927	8/8	244.6	0.64	10.63	35	350/50	236.5	48.2
TLSSL9 ^{a,i}									215.7	48.3
<i>mean Geog.</i>			7	243.1	-28.4	64.4	2			
<i>mean Strat.BP</i>			7			19.9	10		169	56.9
<i>mean Strat.I^{b,j}</i>			5			21.2	14		344.9	-57.3

H - Area 2, Flanco SO del anticlinal San Lorenzo: Formación Icanche (Eoceno inferior-medio)

ICSL12	22° 08.7′	68° 56.3′	4/4	23.5	-45.4	5.2	353	113/8	23.4	-37.4
ICSL13	23° 08.7′	69° 56.3′	4	--	--	--	--	113/8	--	--
ICSL14 ^k	22° 08.8′	68° 56.3′	6/6	1.1	-51.8	3.9	289	113/8	4.2	-44.3
ICSL14 ^l	22° 08.8′	68° 56.3′	3/6	178.7	48.6	15.9	61	113/8	181.8	41.2
ICSL15 ^k	22° 08.8′	68° 56.3′	4/4	355.7	-58.4	5.4	289	113/8	0.5	-51.1
ICSL15 ^l	22° 08.8′	68° 56.3′	3/4	172.1	60.1	6.8	329	113/8	177.8	53
ICSL16 ^k	22° 08.9′	68° 56.2′	4/4	359.8	-47.4	6.8	185	113/8	2.6	-40
ICSL16 ^l	22° 08.9′	68° 56.2′	3/4	181.1	54.1	17.9	48	113/8	184.4	46.6
ICSL17	22° 08.5′	68° 56.3′	4/4	359.3	-46.5	7	172	113/8	2.1	-39.1
ICSL18	22° 08.3′	68° 56.3′	4/4	350.4	-51.6	7.4	152	113/8	354.9	-44.7
LP87	22° 08.9′	68° 56.1′	5/5	24.4	-48.7	9.4	67	113/8	24.2	-40.7
<i>mean Geog.</i>			7	5.34	-50.7	7.3	69			
<i>mean Strat.</i>									7.8	-43

I - Area 2, flanco NE limb de anticlinal San Lorenzo: Formación Icanche (Eoceno medio)

ICSL1 ^f	-22.077	68.948	4/5	230.8	-24.9	6	293	315/35	230.3	9.9
ICSL1 ^{j,f}									231.9	9.9
ICSL2 ^f	-22.077	68.948	4/4	231.4	-25.7	5.5	334	315/35	230.8	9.1
ICSL2 ^{j,f}									232.4	9.1
ICSL3	-22.085	68.950	4/4	224	21.9	6.1	185	315/35	223.3	56.9
ICSL3 ^j									224.9	56.9
ICSL4	-22.085	68.950	4/4	204.7	26.8	6.2	221	315/35	189.1	58.2
ICSL4 ^j									190.7	58.2
ICSL5	-22.088	68.958	4/4	209.1	40.8	4.1	514	315/35	181.9	72.3
ICSL5 ^j									183.5	72.3
ICSL6	-22.092	68.958	3/2	220.1	32	7.5	106	315/35	214.4	66.7
ICSL6 ^j									216	66.7
ICSL7	-22.112	68.915	3/4	233.8	-9.9	13.1	90	330/65	229.4	54.6
ICSL7 ⁱ									220	54.6
ICSL8	-22.113	68.912	4/4	210.9	-21.1	4.7	376	330/65	205.9	35.9
ICSL8 ⁱ									196.5	35.9
ICSL9	-22.115	68.910	4/4	227.4	0.6	7.4	154	330/65	211.6	62.7
ICSL9 ^j									202.2	62.7
ICSL10	-22.123	68.920	4/4	47.6	11.1	7.6	146	330/65	40.1	-51.9

ICSL10 ⁱ									30.7	-51.9
ICSL11	-22.115	68.927	4/4	29.7	6.7	5.7	264	330/65	13	-46.6
ICSL11 ⁱ									3.7	-46.6
ICSL12 ^{k,l}	-22.130	68.923	4/5	52.5	4.9	14.5	41	345/75	25	-60
ICSL13 ^{k,l}	-22.127	68.925	4/5	226.5	0.3	12.8	52	345/75	190.1	58.3
<i>mean Geog.</i>			9	39	-8.2	16.2	11			
<i>mean Strat.1</i>			9			8.9	35		28.5	-57.1
<i>mean Strat.2ⁱ</i>			9			8.8	35		23.1	-57.1
<i>mean Geog.</i>			11	221.1	6.2	13.2	13			
<i>mean Strat</i>			11			7.2	41		206.6	57.6

Lat., Long.: ubicación del sitio (redondeado al minuta más cercano).

(n/N): número de muestras involucradas en la estadística/ total de muestras.

Decl.G, Incl.G: declinación y inclinación del vector paleomagnético en coordenadas in situ.

α_{95} : semicono del nivel de confianza del 95% alrededor de la dirección media (Fisher, 1953).

k: parámetro de precisión (Fisher, 1953).

BP: rumbo y buzamiento del estrato, con el rumbo en grados hacia el este y buzamiento medido 90° en el sentido horario desde el rumbo (convención de la mano derecha).

Decl.s, Incl.s: declinación y inclinación con respecto a la paleohorizontal luego de aplazar los valores de BP.

^e Dirección media a partir de polaridades normales y reversas

^f Sitios no considerados en la interpretación tectónica (ver texto principal)

^k componente de alta temperatura en el sitio

^l componente de baja temperatura en el sitio

^j Una etapa de corrección estructural a partir del eje del pliege de la fase 1 (118/9) (ver texto)

ⁱ Dos etapas de corrección una a partir del eje del pliegue de la fase 2 (16/61), y luego corregido por el eje del pliegue de la fase 1 (118/9) (ver texto)

8.1. Estratigrafía

El basamento consiste en una serie de granitos y metadioritas entre los que se encuentra el Granito Mesa, expuesto al este de la Mina de Chuquicamata y las Volcanitas de Cerros de Chuquicamata. El Granito Mesa corresponde a un plutón granítico de grano grueso intruído por dioritas foliadas de los Cerros de Chuquicamata, y cubierto, en contacto depositacional, por las Volcanitas de Cerros de Chuquicamata (Triásico). Dataciones K/Ar en roca total, arrojan valores de 196 ± 6 Ma y 189 ± 6 Ma, las que son interpretadas como edades mínimas (Tomlinson et al., 2001b). Las características petrográficas de este granito son idénticas al granito expuesto en el Cerro Moctezuma (Sierra de Limón Verde), para el cual se obtuvo una edad K-Ar en biotita de 305 ± 4 Ma (Carbonífero Superior; Marinovic y Lahsen, 1984). Esta edad indirecta para la unidad se confirma, por estar intruída por la Diorita de Cerros de Chuquicamata, para la que se han obtenido edades de 267 ± 6 Ma. y 273 ± 9 Ma (Pérmico Inferior, Tomlinson et al., 2001b).

Las Volcanitas de Cerros de Chuquicamata afloran en el borde oriental de la Mina Chuquicamata. Litológicamente la unidad está constituida por andesitas porfíricas verdes, riolitas y dacitas, andesitas y dacitas porfíricas de hornblenda. La parte superior corresponde a areniscas guijarrosas y conglomerados de color rojo y subordinamente, areniscas finas, limolitas laminadas con delgados niveles calcáreos y lutitas. Dataciones radimétricas por el método U-Pb en circones provenientes de una lava dacítica indican una edad $231,6 \pm 0,5$ Ma. (M. Villeneuve, Proyecto MAP, datos no publicados).

Esta secuencia subyace en discordancia angular a las sedimentitas marinas jurásicas de la Fm. Quehuita. La escasez de afloramientos de rocas sedimentarias marinas jurásicas al este de la Falla Oeste y la existencia en dicho sector de rocas sedimentarias continentales del Cretácico Superior (Formación Tolar, ver más adelante) depositadas directamente sobre el basamento, indica, ya sea la no depositación de sedimentos jurásicos marinos o bien la remoción de los mismos previo al Cretácico Tardío. Alternativamente, es factible pensar que la falla esté poniendo en contacto terrenos distintos, ya que los datos disponibles indican 35-37 km de desplazamiento lateral (en un sentido sinistral)(Tomlinson y Blanco 1997a). Lo anteriormente señalado y el hecho de que la Formación Tolar sobreyace en algunos sectores a la Formación Quehuita con discordancia erosiva, indican que la escasez de afloramientos jurásicos al este de la Falla Oeste probablemente se deba a una combinación entre un acuñaamiento al este de los sedimentos jurásicos y la remoción de los mismos antes del Cretácico Tardío.

En las cercanías de la Cuesta de Montecristo aflora una secuencia volcánica y volcanoclástica bien estratificada, de color gris violáceo, la cual sobreyace en forma concordante a rocas sedimentarias clásticas del Miembro Superior de la Formación Quehuita (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) e infrayace en discordante angular a rocas volcánicas asignadas a la Formación Quebrada Mala. Por lo general, estas rocas están argilizadas, epidotizadas y los fenocristales máficos alterados parcial o totalmente a calcita. En esta área, las lavas de Cuesta de Montecristo proporcionaron una edad de $114,3 \pm 2$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda, Tomlinson et al. en preparación).

La Formación Quebrada Mala definida por Montaña (1976) consiste en una secuencia continental constituida por un Miembro Inferior, volcano-sedimentario, y un Miembro Superior, de carácter volcánico, dispuestas en discordancia angular sobre rocas sedimentarias jurásicas-cretácicas inferiores. Dataciones radimétricas U-Pb en circones arrojan edades de $72,5 \pm 3,1$ (Tomlinson et al. 2018). Esta formación representa el primer registro del arco

magmático del Cretácico Tardío-Paleógeno en el área (Tomlinson et al. 2001a; Somoza et al. 2012). El carácter grueso de los sedimentos aluviales y fluviales junto con fuertes cambios laterales de facies y de espesores, sugieren que las cuencas de sedimentación se desarrollaron adyacentes a relieves positivos inmaduros.

En el sector noroeste del Área 2 (Fig. 8-1b) afloran rocas del Cretácico Superior pertenecientes a la Formación Tolar. Esta unidad se dispone en discordancia erosiva sobre la Fm. Quehuita e infrayace de manera concordante a la Fm. Icanche. En la localidad del Anticlinal San Lorenzo la formación alcanza un espesor de 870 m y se puede separar en dos unidades principales: una inferior, caracterizada por la predominancia de areniscas finas a medias, de color café rojizo, con intercalaciones de paraconglomerados pobremente consolidados, con clastos redondeados de riolitas, andesitas y areniscas rojas; en el techo de esta unidad se intercala una toba dacítica de biotita. La unidad superior en tanto, se constituye por conglomerados rojos gruesos pobremente consolidados y estratificados, con clastos de areniscas verdes y rojas, andesitas, calizas, riolitas y conglomerado fino. En la parte superior se intercala un nivel de una toba dacítica para la cual se obtuvo una edad de 77 ± 3 Ma (edad K-Ar en biotita, Tomlinson et al. 2001b).

Las rocas mesozoicas se encuentran intruídas por grandes plutones durante el Paleoceno, como es el caso de la Monzonita Cuarcifera Montecristo. Este extenso plutón (~ 120 km²) aflorante en los Cerros de Montecristo intruye a rocas del Miembro Superior de la Fm. Quehuita y a rocas clásticas y volcánicas asignadas a la Formación Quebrada Mala (Cretácico Superior- ¿Paleoceno?) (Fig. 8-1a). Para este cuerpo se realizaron tres dataciones radiométricas por el método K-Ar, una en biotita y las otras en anfíbol, las cuales dieron edades de 84 ± 2 Ma, 83 ± 3 Ma, y 82 ± 5 Ma respectivamente (Ladino 1998; Lucassen et al. 1999; Tomlinson et al. 2001b).

Más alto en la estratigrafía se encuentra la Formación Icanche (Maksaev 1978), la cual corresponde a una secuencia de rocas volcánicas andesíticas. Esta unidad sobreyace de forma concordante a la Fm. Tolar. Litológicamente consiste en dos niveles, el inferior compuesto de brechas gruesas volcano-sedimentarias y volcarenitas de grano medio a grueso, depositadas como flujos de detritos, flujos hiperconcentrados y flujos tractivos diluidos, correspondientes, probablemente, a depósitos laháricos de facies intermedias y distales. El nivel superior se caracteriza principalmente por la presencia de lavas andesíticas, lavas brechosas y en bloques, aglomerados y en menor proporción tobas y depósitos de bloques y cenizas. Edades radimétricas K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permiten asignarle una edad Eoceno Inferior alto- Medio (53-

43 Ma; Makshev 1978; Tomlinson et al. 2001b; Somoza et al. 2012). La Formación Icanche representa un volcanismo subaéreo que dio origen a estrato-volcanes andesíticos y en menor proporción a domos dacíticos durante el Eoceno en la zona. Además, corresponde a los equivalentes efusivos de los plutones y cuerpos porfíricos de edad y composición similar distribuidos ampliamente en el área. En su conjunto estas rocas caracterizan el arco magmático del Eoceno.

Las formaciones Icanche, Tolar, Quebrada Mala y Quehuita se encuentran intruídas por cuerpos dioríticos pertenecientes al Complejo Los Picos. Dataciones en U-Pb en circones arrojan edades de emplazamiento de 43-42 Ma (Dilles et al. 1997; Tomlinson et al. 2001b). A su vez el Complejo Los Picos se encuentra intruido por las granodioritas y pórfidos del Complejo Fortuna (39-37 Ma) con claras relaciones de contacto intrusivo. Este complejo es cortado por la Falla Oeste.

8.2. Estructura

A diferencia del Área 1, en este sector la deformación cretácica se encuentra evidenciada por la discordancia entre las unidades del Cretácico Inferior y el Cretácico Superior.

En el Eoceno Medio - Oligoceno temprano ocurrió un evento deformacional importante que implicó acortamiento perpendicular al margen continental y movimiento transcurrente paralelo al margen. Este evento se correlaciona, al menos en su parte compresiva, a la fase tectónica Incaica. Relaciones entre las fallas y las rocas afectadas sugieren que el acortamiento probablemente comenzó a los ca. 44 Ma y continuó hasta al menos 37 Ma (Tomlinson y Blanco 1997a). Además, restricciones geocronológicas indican que el acortamiento y la actividad transcurrente se produjeron simultáneamente con el emplazamiento de pórfidos de cobre de edad Eoceno-Oligoceno. La deformación fue aparentemente clave en la producción de las condiciones corticales necesarias para la generación de magmas de tipo pórfido rico en volátiles, además de canalizar su emplazamiento a niveles de la corteza poco profundos y enfocar sus fluidos mineralizantes.

Durante este evento de deformación se formó el Sistema de la Falla Oeste (WFS- *West Fissure System*), que es el segmento más al norte del Sistema de fallas Domeyko (Makshev et al. 1988; Boric et al. 1990) . La WFS tiene una historia compleja con múltiples reactivaciones.

El más importante de estos eventos ocurrió después de este período, en el Oligoceno-Mioceno Temprano, y produjo aproximadamente 35-37 km de desplazamiento sinistral (Dilles et al. 1997; Tomlinson y Blanco 1997a; Tomlinson et al. 2001b).

Reutter et al. (1996) interpretaron la tendencia NO del anticlinal de San Lorenzo (Figura 8.1b) para indicar el desarrollo en un sistema de cizalla dextral N-S. Sin embargo, lejos de la Falla Oeste, el anticlinal tiende a formar un ángulo de 60-65° con el rumbo de la falla Oeste, que es mayor de lo que cabría esperar ($\leq 45^\circ$) para la formación de un pliegue en un sistema transcurrente típico. A pesar de lo anterior, a medida que se acerca a la Falla Oeste, el anticlinal de San Lorenzo cambia su rumbo progresivamente hacia el sur, lo que sugiere que incluso si se formó como resultado de un acortamiento general E-O, aparentemente fue sometido a una sobreimpresión, dirigida por una cizalla dextral distribuida en sentido N-S, distribuida cizalla dextral. Por otro lado, la presencia de estratos generalmente del Terciario Superior sin deformar indica que la deformación del Cenozoico Tardío en la región fue menor y localizada.

8.3. Localidad Cuesta de Montecristo (E en Tabla 3)

En esta localidad se extrajeron muestras a partir de una sección de más de 600 m de espesor. Se perforaron 13 sitios correspondientes a diez flujos de lavas, un dique y una arenisca de grano fino intercaladas en la pila volcánica correspondientes a la Fm. Cuesta de Montecristo. Además, se muestreó un sitio adicional de un afloramiento de areniscas de grano fino de la Fm. Quehuita (14 sitios en total). La actitud estructural, necesaria para referir la magnetización remanente a la paleohorizontal se obtuvo a partir de la actitud de las rocas sedimentarias intercaladas (Tabla 3).

En la mayoría de las muestras se pudo aislar un vector de polaridad normal bien definido (Figura 8-2 a, b) luego de ser desmagnetizadas por AF o térmico. La alta fuerza coercitiva y temperatura de desbloqueo sugieren que el mineral portador de la remanencia corresponde a magnetita y hematita (Figura -2 c).

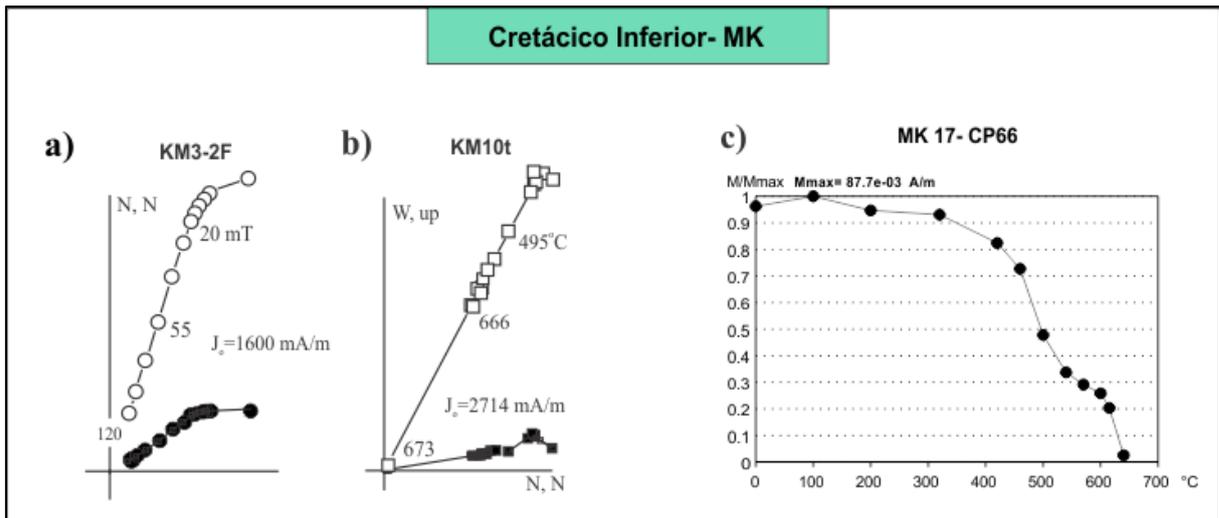


Figura 8- 2: Comportamiento paleomagnético para las volcanitas de la Fm. Cuesta de Montecristo. Diagramas de Zijderveld para muestras sometidas a desmagnetización por AF (a) y térmica (b). En ambos casos se observa una componente bien definida entre los 20-120 mT y 100-673°C. Círculos negros (blancos) corresponden a la proyección horizontal (vertical). (c) Curva de desmagnetización normalizada, se observan dos temperaturas de desbloqueo, una a los 550°C y otra a los 667°C correspondientes a magnetita y hematita, respectivamente.

La dirección media obtenida en el sitio MK10 se aleja más de 2σ de la media general por lo que fue descartada (ver Tabla 3). Esto mismo se observó para la dirección media del sitio MK16 correspondiente a areniscas de la Fm Quehuita. Este afloramiento muestra una alteración de epidoto-clorita que se desarrolló localmente en bandas verdes. El origen de dicha alteración se atribuye a un pórfido de andesita con alteración generalizada de epidoto-clorita ubicado a 80 metros al NE del sitio muestreado (Figura 8-3). La alteración se presenta en tres formas: 1) como relleno delgado de fracturas, 2) confinado a capas, generalmente a capas de mayor granularidad y por ende mayor permeabilidad, y 3) a lo largo de falla.

Esto parece haber reseteado la dirección paleomagnética, y el verdadero registro de paleocampo en el sitio MK16 es el vector *in situ* de edad posiblemente eocena, dadas las relaciones de contacto entre el intrusivo y las gravas miocenas-pliocenas (Figura 8-3).

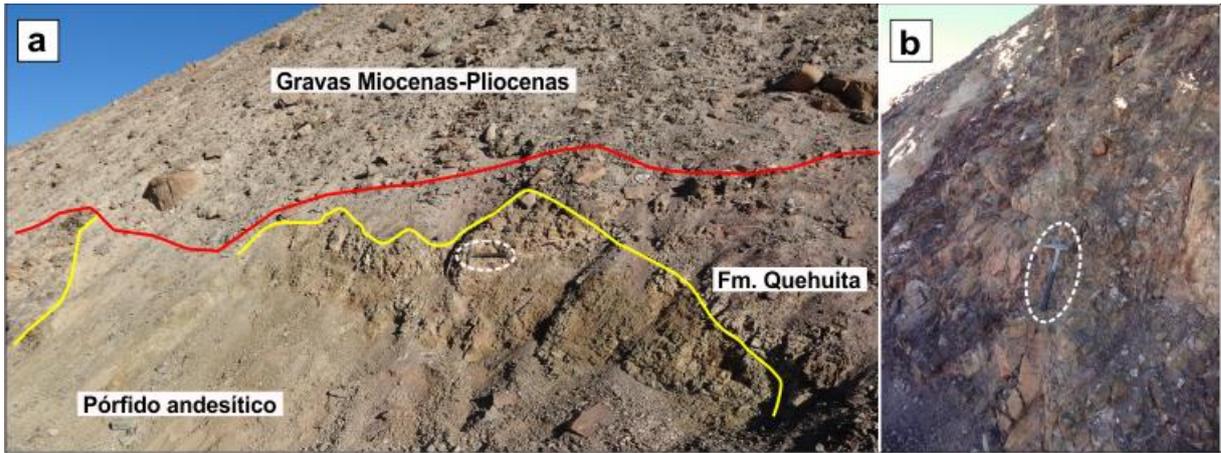


Figura 8- 3: (a) Pórfido andesítico intruyendo a las areniscas jurásicas de la Fm. Quehuita. Nótese el contacto erosivo (línea roja) entre las gravas con el intrusivo y las areniscas. (b) Falla subvertical con alteración propilítica. Piqueta como escala.

Con el fin de determinar la edad de la remanencia obtenida en los restantes sitios de la Fm. Cuesta de Montecristo, se realizó el test estadístico de Watson y Enkin (1993). El mismo arroja un resultado positivo (máximo k con un 77,5% de restauración a la paleohorizontal) por lo que la adquisición de la remanencia es anterior al basculamiento. (Fig. 8-4).

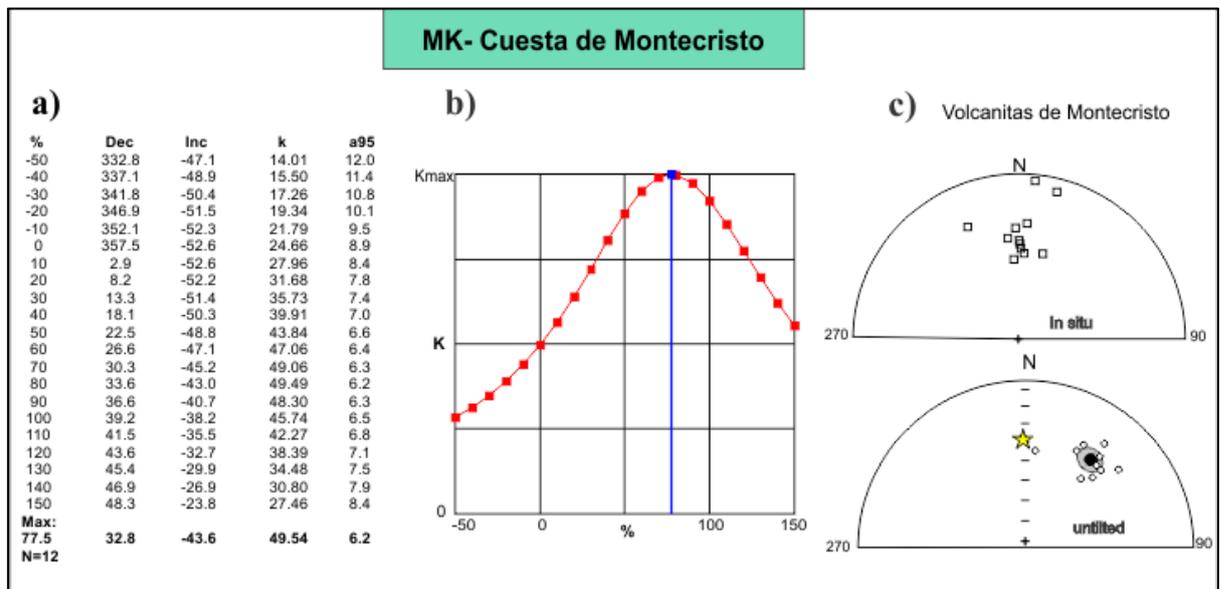


Figura 8- 4: (a)Tabla mostrando los valores estadísticos para los diferentes pasos de corrección de la estructura (b) Diagrama del parámetro de concentración k en función de la corrección estructural. (c) DMF obtenida; la estrella amarilla indica la dirección esperada.

Se realizaron estudios de AMS a las areniscas finas de la Fm. Quehuita y a las volcanitas Cuesta de Montecristo (Tabla 4). En el sitio MK16 correspondiente a las areniscas

jurásicas, se observó la presencia de una fábrica oblada con la dirección de K3 en el polo del plano de estratificación, indicando un origen sedimentario (Fig. 8-5a). En el caso de las volcanitas, se observa una fábrica prolada, en la que, si la lineación magnética fuera correlativa con la petrofábrica, podría interpretarse como una posible dirección de flujo hacia el sudoeste; alternatively, la fábrica magnética podría tener algún grado de inversión debido a la presencia de magnetita SD (Fig. 8-5b). El valor de susceptibilidad en ambas unidades es de alrededor de $5,5 \times 10^{-4}$ (SI) y P entre 1.4-0.7%.

El resultado obtenido a partir de los expuesto anteriormente sugiere que la remanencia es primaria, adquirida durante el Supercron Cretácico de polaridad normal (Figura 8-4c). La DMF obtenida difiere de la de referencia sugiriendo que estas rocas experimentaron una rotación tectónica de $\sim 40^\circ$ en el sentido horario (Figura 8.3-3b).

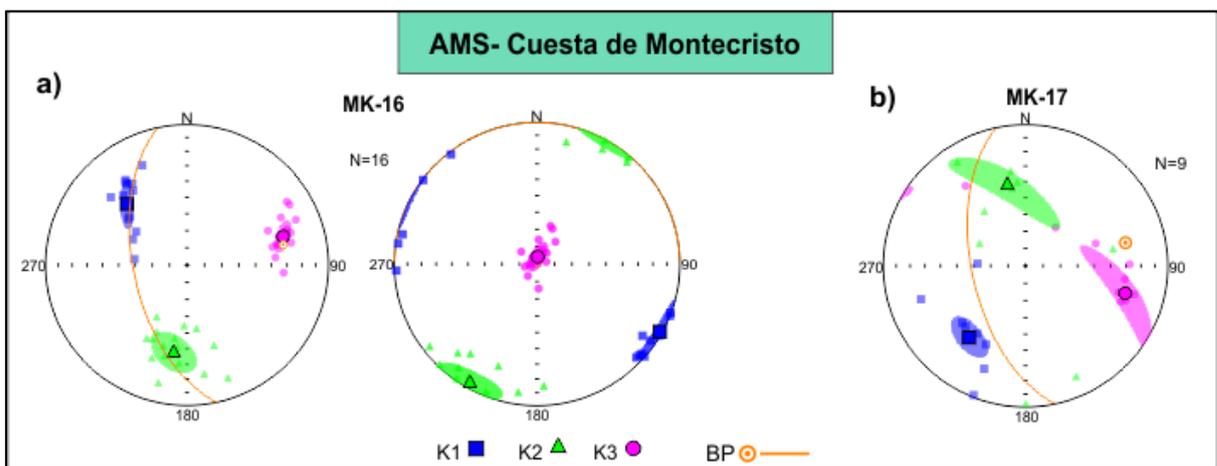


Figura 8- 5: Proyección estereográfica del hemisferio inferior de los ejes principales del elipsoide de AMS y sus elipses de 95% de confianza. (a) Fábrica sedimentaria observada en las areniscas de la Fm. Quehuita. (b) Resultados para las volcanitas. Se observa una fábrica prolada bien definida con K1 indicando la dirección de flujo.

Tabla 4: Resultados de AMS para el área 2

Sitio	Parámetros Medios de AMS							Autovectores Medios					
	N/n	BP	K _m (10 ⁻³ SI)	L	F	P	T	K _{max}		K _{int}		K _{min}	
								Dec/Inc	e/z	Dec/Inc	e/z	Dec/Inc	e/z
E - Area 2, Volcanitas Cuesta de Montecristo Lavas (Cretácico medio)													
MK16	16/16	158/69	0.555	1014	1020	1.34	0.16	315.6/39.1	14/3	188.5/36.6	14/9	73.3/29.8	9/3
MK17	6/6	158/69	0.555	1,007	1002	1010	-0.489	217.3/32.8	12/5	345.4/43.7	47/6	106.8/28.5	47/6
F - Area 2, Formación Quebrada Mala (Cretácico Superior)													
UK3	12/12	155/27	9.28	1022	1009	1.032	-0.405	36.2/17.4	16/11	166.7/64.2	14/11	300.2/18.4	17/7
UK4	5/5	155/27	0.755	1007	1007	1015	0.034	233.4/24.3	23/10	335.4/24.7	24/20	104.7/54.1	24/11
UK5	6/6	155/27	24.3	1003	1014	1017	0.694	217.4/50.5	54/7	67.5/35.6	54/6	326.4/15	12/6
G - Area 2: Formación Tolar (Cretácico Superior) núcleo del anticlinal San Lorenzo													
TLSL1 ^I	5/5	325/70	1.36	1.011	1.01	1.021	-0.015	143.3/1.3	7/4	234.2/35.2	7/2	51.5/54.7	8/3
TLSL2 ^{II}	5/5	105/28	0.76	1.03	1.005	1.035	-0.708	304.5/2.7	7/2	208.8/65	38/7	35.8/24.9	38/2
TLSL3 ^I	5/5	110/53	0.22	1.004	1.006	1.01	0.211	103.3/20.7	27/8	347.4/49.2	26/5	207.7/33.4	12/8
TLSL4 ^{IV}	8/8	117/57	0.45	1.004	1.009	1.013	0.431	143.3/31.6	34/9	262.1/38.1	34/17	26.8/36	22/5
TLSL5 ^I	7/7	105/67	0.64	1.002	1.022	1.025	0.825	221/53.6	40/7	109.2/15.3	41/14	9.3/32.1	21/1
TLSL6 ^I	6/6	310/68	0.15	1.003	1.006	1.009	0.372	300.6/1.9	32/12	32.4/44	34/15	208.5/45.9	21/12
TLSL8 ^{aIII}	5/5	315/72	0.077	1.005	1.002	1.007	-0.342	301.3/20.1	29/5	135.7/69.3	60/7	33/4.7	60/6
TLSL9 ^{aII}	6/6	350/50	0.29	1.002	1.003	1.006	0.125	252/30.4	11/5	346.9/8.3	11/5	90.6/58.2	11/8

N/n: número de especímenes usados en la estadística/ número total de muestras. Km: susceptibilidad magnética volumétrica promedio. Kmax, Kint; kmin: dirección del eje de susceptibilidad máxima, intermedia y mínima. P: grado de anisotropía (Kmax/Kmin). L: lineación magnética (K_{máx}/K_{mín}). F: foliación magnética.(K_{int}/K_{mín}) T: parámetro de forma $T = (\ln F - \ln L) / (\ln F + \ln L)$. e/z: ángulos de las elipses de confianza para los distintos ejes del elipsoide

8.4. Formación Quebrada Mala (F en Tabla 3)

Al este del plutón de Montecristo, se extrajeron muestras de varios niveles de lava, una ignimbrita, un dique y tres brechas volcánicas dando un total de 12 sitios pertenecientes a la Formación Quebrada Mala. La secuencia muestreada corresponde a 500 m de espesor aproximadamente (Fig. 8-1).

Tomlinson et al. (2001) obtuvieron una edad U-Pb en circón de $65,6 \pm 0,4$ Ma para la ignimbrita muestreada, la cual se encuentra intercalada cerca de la parte superior de la sección UK1 (ver Tabla 1). Las mediciones de corrección de estructura se tomaron a partir de la base de las brechas, intercalaciones sedimentarias y, a veces, desde la actitud de los flujos tabulares.

El comportamiento paleomagnético en rocas de las secciones UK1, UK3 y UK4 fue sencillo. Una componente de alta temperatura y alta coercitividad de polaridad reversa, probablemente portada por hematita, constituye la mayor parte (o la totalidad en algunas muestras) de la magnetización remanente natural (NRM) (por ejemplo, Fig. 8-6 a -b).

En contraste, las rocas de las secciones UK2 y UK5 mostraron un menor rendimiento en el laboratorio. Todas estas muestras adquirieron giroremanencia cuando se sometieron a desmagnetización por AF, y aproximadamente el 30% de ellas se rompieron (a veces en varios pedazos) cuando se calentaron a temperaturas de 350-400°C. En algunas muestras pudo aislarse dos componentes: una de menor temperatura (100-400°C) y otra característica entre los 500-660°C (Figura -6c). En el sitio UK5 en particular, la magnetización se eliminaba entre los 200-570°C indicando la presencia de titano-magnetita.

Los resultados obtenidos de las brechas (3 sitios) mostraron un comportamiento errático y no se pudo obtener ninguna dirección. En contraste, se observó una buena agrupación intra-sitio de las direcciones de ChRM en cuatro lavas muestreadas intercaladas con las brechas, todas las cuales registran una magnetización de polaridad normal. Las temperaturas de desbloqueo observadas (450-580° C) sugieren que el mineral portador de la remanencia corresponde a titano-magnetita.

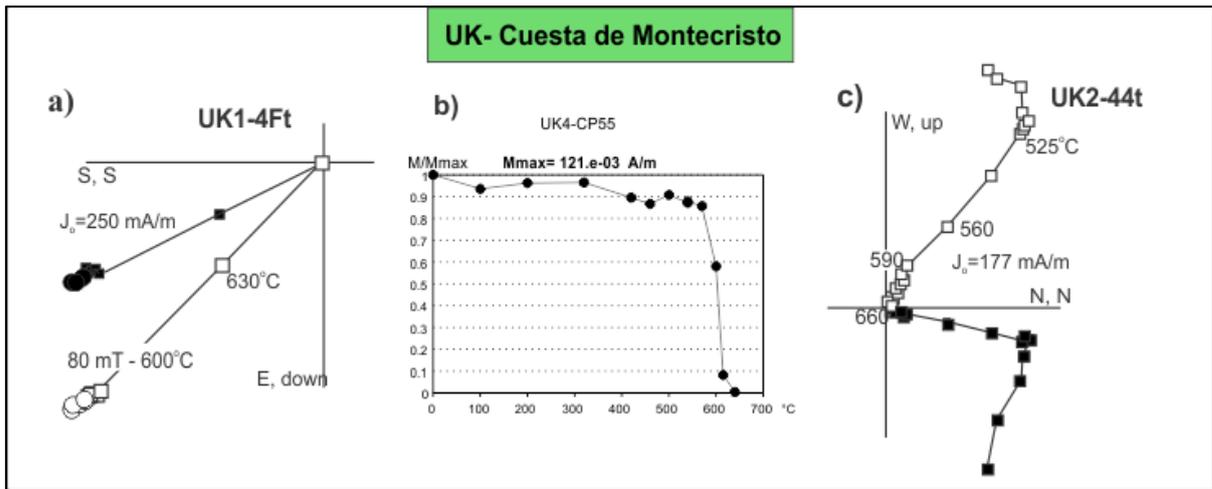


Figura 8- 6: Comportamiento paleomagnético observado en la Fm. Quebrada Mala. Círculos negros (blancos) corresponden a la proyección horizontal (vertical). (a) Diagramas de Zijderveld, se observa una componente bien definida. (b) Curva de desmagnetización normalizada, la magnetización es borrada en su totalidad entre 570-640°C, posiblemente magnetita y hematita. (c) Comportamiento observado en los sitios UK2 y UK5.

De los 9 sitios que proporcionaron direcciones paleomagnéticas con consistencia intra-sitio, la dirección media del sitio UK5 fue descartada por encontrarse a más de 2σ de la DMF (Fig. 87 b y c). Los parámetros estadísticos mejoran considerablemente luego de aplicar la corrección estructural ($k_u/k_{is}=1,9$, $n=8$; Fig. 8-7b y c), por lo que se interpreta una magnetización primaria.

A fin de comprobar el dato paleomagnético obtenido y dado que se contaba con direcciones de polaridades normales y reversas, se realizó el test de la reversión de McFadden y McElhinny (1990) sobre las direcciones llevadas a la paleohorizontal, utilizando la plataforma Paleomagnetism.org. Se obtuvo un resultado positivo clase C (ángulo entre vectores = $173,55^\circ$ ó $6,45^\circ$ llevado a una misma polaridad; ángulo crítico = $13,19^\circ$).

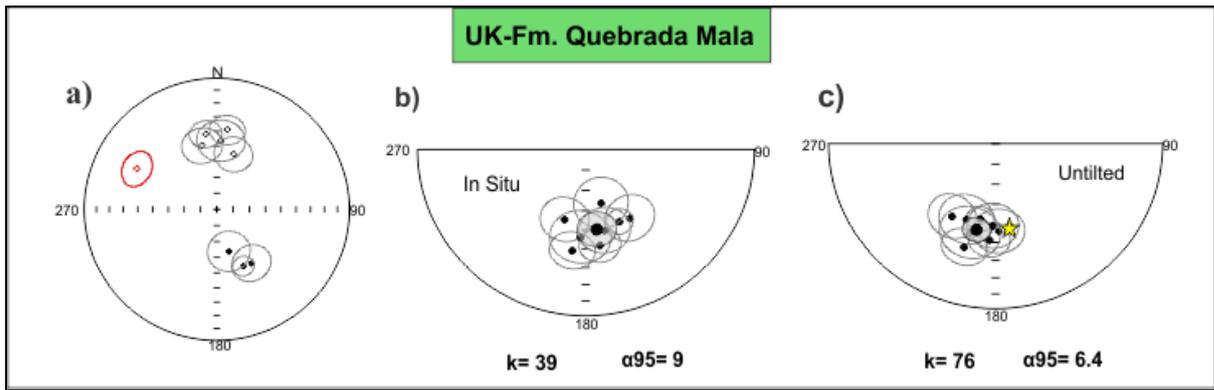


Figura 8- 7: Direcciones paleomagnéticas obtenidas para las rocas del Cretácico Superior. (a) Direcciones obtenidas en los 9 sitios seleccionados, en rojo se muestra el sitio descartado UK5. (b) Dirección media final en coordenadas *in situ* y (c) corregida por estructura. Nótese la disminución en el valor del ángulo de confianza y aumento en el parámetro de concentración luego de aplicar la corrección estructural. La estrella amarilla indica la dirección de referencia.

El análisis de las fábricas magnéticas realizado a 3 sitios de la Fm. Quebrada Mala mostraron valores de susceptibilidades de entre 24 y $0,7 \times 10^{-3}$ (SI). El valor más alto pertenece al sitio UK5, corroborando la presencia de titanomagnetita como el principal mineral magnético. Se observaron tres tipos de fábricas magnéticas: una con el plano de foliación paralelo al plano de estratificación y la lineación sub-horizontal; otra en donde la foliación es casi perpendicular al plano de estratificación, y por último una fábrica prolada bien definida (Fig. 8.8). El grado de anisotropía P es menor a 1% para los sitios UK4 y UK5, mientras que el sitio UK3 presenta un valor de 2.2%.

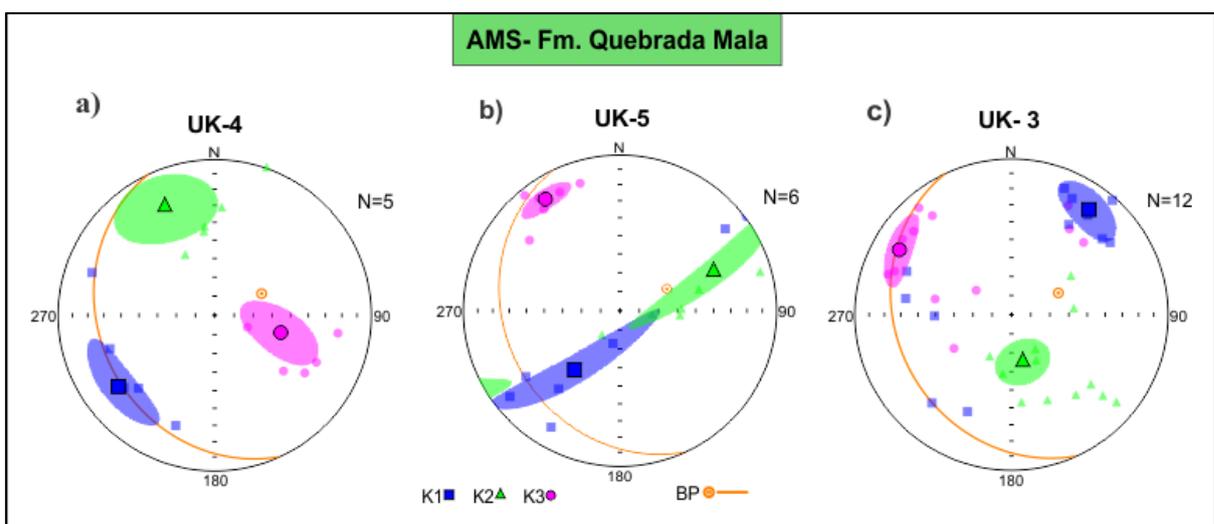


Figura 8- 8: Fábricas magnéticas observadas en la Fm. Quebrada Mala.

La DMF obtenida se interpreta como una remanencia primaria. Su comparación con la dirección de referencia para el Cretácico Superior, indica que las rocas analizadas sufrieron una rotación tectónica de aproximadamente 21° en sentido horario (Fig. 8-7 c).

8.5. *Anticlinal San Lorenzo*

El anticlinal de San Lorenzo, ubicado en el extremo norte del Área 2 (Fig. 8-1b), es un pliegue cerrado a abierto (ángulo entre flancos de 80-100°). Su orientación es fuertemente oblicua a la tendencia general N-S de las estructuras en el área. Su geometría algo asimétrica, presenta vergencia al NE, y pliegues secundarios en su limbo SO, con fallas inversas asociadas, que exhiben la misma dirección de vergencia. La superficie axial tiene una forma curva plana, con un rumbo 27-39°NO en la parte suroriental del pliegue, cerca de la Falla Oeste, y 52-74°NO en la parte más noroccidental.

El pliegue afecta a una sucesión continua de rocas jurásicas a eocenas sugiriendo que la región escapó a la deformación del Cretácico Tardío - Paleoceno temprano evidenciada en otras partes del Área 2 comportándose como un depocentro para los sedimentos epiclásticos de la Fm. Tolar (Somoza et al., 2012).

En el flanco suroeste del pliegue, afloran la Monzodiorita Los Picos (43-42 Ma) y dos juegos de diques, uno de composición andesítica y otro de composición silíceo con alteración hidrotermal. Los diques andesíticos cortan a la Fm. Tolar y las partes más bajas de la Fm. Icanche, y son a su vez cortados por la Monzodiorita Los Picos y los diques silíceos. Estos diques andesíticos han sido relacionados con las lavas de la Fm. Icanche, debido a su composición mineralógica y, por lo tanto, se les ha adjudicado una edad eocena temprana a media (Tomlinson et al. 2001a).

Los diques silíceos cortan a todas las unidades, incluida la Monzodiorita Los Picos. Se desconoce su edad pero la alteración hidrotermal importante en el área está asociada con las intrusiones más jóvenes del Complejo Fortuna (38-37 Ma; (Dilles et al. 1997; Tomlinson et al. 2001c; Campbell et al. 2006). Las rocas sedimentarias y volcánicas de las formaciones Quebrada Mala e Icanche expuestas en el cerro Atahualpa también muestran un plegamiento de orientación NO pero los pliegues tienen ángulos de apertura suaves (120-145°), mientras que el Anticlinal San Lorenzo posee ángulos de apertura cerrados a abiertos (60-100°). La diferencia en el grado de apretamiento de los pliegues sugiere que el plegamiento

probablemente es posterior, al emplazamiento y cristalización del Complejo Los Picos (45-42 Ma) y su presencia, como un cuerpo macizo, habría inhibido la formación de pliegues más apretados en el sector de cerro Atahualpa (Tomlinson et al., 2018).

El mapeo detallado del área realizado por Tomlinson y Somoza (datos sin publicar) indica que el anticlinal San Lorenzo tiene un historial polifásico con dos eventos de plegamiento superpuestos (Fig. 8-1b). La primera fase corresponde al plegamiento principal, que produce los prominentes ejes NW-SE. Al noroeste de estos pliegues, las lavas de la Fm. Icanche se encuentran subhorizontales. No se evidencian fallas ni discontinuidades en las áreas adyacentes para explicar este rápido cambio en el estilo estructural, lo que sugiere que esta fase de plegamiento se cierra y muere rápidamente hacia el noroeste, debajo de la cubierta aluvial más joven.

La evidencia de un segundo evento de plegamiento se encuentra en los limbos del anticlinal generado en la primera fase y en la curvatura de su plano axial. Ambos flancos del anticlinal se repliegan suavemente en torno a ejes de pliegues moderados a verticales, opuestos. Sin embargo, los planos axiales de estos pliegues están desplazados espacialmente entre sí (Fig. 8-1b). Este patrón de planos axiales escalonados en las extremidades de un pliegue continuo-curvado es similar al encontrado en los patrones de interferencia de tipo 3 y tipo de transición 2-3 (Ramsay y Huber 1983) e indica que el plegamiento de la segunda fase es la generación más joven y que la curvatura en el plano axial de la primera fase es un producto de este plegamiento posterior.

Tomlinson et al. (2018) interpretaron al conjunto de fallas de orientación NNE-SSO, con desplazamientos dextrales de 15-140 m, en el limbo SO del anticlinal principal están asociadas a esta segunda fase de plegamiento y acomodaron desplazamiento y rotación de segmento SE del anticlinal principal hacia el SSO.

Reutter et al. (1996) interpretaron que el anticlinal de San Lorenzo NW-SE se formó en respuesta a la cizalla dextral N-S a lo largo de la Falla Oeste. Tomlinson et al. (2001a) cuestionaron esta interpretación debido al gran ángulo entre el rumbo del pliegue y la tendencia de la Falla Oeste (casi 70°). Esto es inconsistente con la formación de pliegues en un sistema dextral N-S. También, el ancho de la zona plegada refleja el ancho de la zona sujeta a cizalla simple, y la magnitud de acortamiento representado por los pliegues es proporcional a la magnitud de la cizalla (Jamison 1991; Krantz 1995; Titus et al. 2007). El ancho de la zona plegada, en la dirección E-O, es ca. 10 km y se estima un acortamiento en el

orden de 40-50% sobre la base del manto máximo de la estratificación en los limbos de los pliegues (Jamison 1991). Así, se requiere una zona de cizalla de ca. 10 km de ancho con ca. 7 km de desplazamiento dextral, evidencia que no está presente hacia al sur ni hacia el norte de la zona plegada (Tomlinson et al. 2018).

Reutter et al. (1996) también notaron la curvatura de la superficie axial del Anticlinal San Lorenzo y la reducción de su angularidad con la Falla Oeste a medida que se acerca a la falla. Interpretaron lo anterior como evidencias para una falla de rumbo con cizalla dextral en la ubicación actual de la Falla Oeste. El análisis estructural realizado por Tomlinson et al. (2018) indica que el registro de una segunda fase de plegamiento del Anticlinal San Lorenzo, que plegó la charnela y ambos limbos del primer anticlinal, apoya esta hipótesis. En esta interpretación las fallas dextrales en el limbo suroeste del anticlinal son fallas sintéticas (en el mismo sentido) a la falla de rumbo dextral principal.

Dado que la superposición de rotaciones sobre diferentes ejes es una operación no conmutativa, las restauraciones de datos paleomagnéticos en terrenos polifásicos plegados deben realizarse en el orden inverso de la historia estructural que produjo el plegamiento. En las siguientes secciones, donde sea necesario, el plegamiento de la segunda fase se restaura primero, y luego se deshace el pliegue de la primera fase, utilizando los datos estructurales (rumbo y buzamiento de los ejes de ambas fases de plegamiento) obtenidos por Tomlinson et al. (2018, véase tabla 3y Fig. 8-1). Las restauraciones se hicieron utilizando el programa *stereonet* (Allmendinger et al. 2013; Cardozo y Allmendinger 2013).

Para deshacer el pliegue de la segunda fase se consideró que su eje buza 61° en la dirección RAz 16° (Tomlinson et al. 2018). Ya que se infiere que el plegamiento está relacionado con cizalla dextral en la Falla Oeste, se asume que el área al este del plano axial de la segunda fase (más cercana a la falla) es el limbo activo y el flanco occidental no se encuentra afectado por la fase dos. Por lo tanto, la restauración consistió en una rotación de cada sitio situado al este del plano axial, alrededor del eje RAz 16/61, tantos grados como fuera necesario para llevar el rumbo del plano de estratificación, a coincidir con el rumbo del limbo pasivo. Se utilizó el RAz del sitio 6 como representativo de la actitud del limbo pasivo, y por lo tanto como referencia para realizar la rotación. Para cada sitio, se rotó solidariamente el polo del plano de estratificación, y la dirección de remanencia magnética. La rotación según eje inclinado se realizó utilizando una proyección ciclográfica, y requirió de una rotación auxiliar para llevar al eje de rotación a una posición vertical; una vez realizada la rotación de los elementos de cada sitio según el eje verticalizado, todo el conjunto fue girado

nuevamente para llevar al eje de giro principal a su posición inclinada original (detalles del procedimiento en Selles Martinez (1988).

La restauración del pliegue de fase 2 se realizó en dos etapas sucesivas: en primer lugar, se horizontalizó el eje buzante del pliegue (que buza 9° en dirección RAz 119, según Tomlinson et al. 2018), con una rotación que desplazó solidariamente al plano de estratificación y a la dirección de remanencia; luego, el plano de estratificación corregido fue llevado a la horizontal, en un movimiento que también afectó a la dirección de remanencia.

8.5.1. Formación Tolar en el núcleo del anticlinal San Lorenzo (G en Tabla 3)

Las rocas mesozoicas y paleocenas intruídas por numerosos diques altamente alterados (en algunos casos totalmente meteorizados) componen los afloramientos en el núcleo del anticlinal de San Lorenzo (Fig. 8-1b). En esta área se perforaron areniscas y pelitas de la Fm. Tolar (Cretácico Superior –Paleoceno) correspondientes a 10 sitios (44 muestras) distribuidos en ambos flancos del anticlinal generado durante la primera fase de plegamiento. Además, se muestrearon dos sitios (16 muestras) en las calizas jurásicas de la Fm. Quehuita, a ambos lados del eje anticlinal (Fig. 8-1b).

El MRN en la mayoría de las muestras jurásicas del flanco NE está dominado por una componente de muy baja temperatura la cual era eliminada cuando la muestra era calentada a 100°C (en algunos casos más del 90% de la intensidad de NRM, Fig. 8-9 Ia). Esta temperatura sugiere la presencia de goethita como el mineral portador de remanencia. La magnetización residual después de la eliminación de esta componente resultó demasiado débil, lo que produjo trayectorias de desmagnetización mal definidas (Fig. 8-9 Ib). En aquellas muestras provenientes del flanco SO, intensidad de remanencia permitió una mejor definición, se observó un espectro de temperaturas de desbloqueo de 300 a 550°C, y baja resistencia a la desmagnetización AF (prácticamente se eliminó la magnetización luego de aplicar un campo de 20 mT). Este comportamiento fue atribuido a la presencia de magnetita multidominio como portadora de la magnetización remanente (Fig. 8-9 IIa y b). Las direcciones aisladas muestran una gran dispersión, por lo que los resultados de ambos sitios no serán considerados más adelante.

Estudios de AMS mostraron la presencia de una fábrica inversa en el sitio OX-1, con la dirección de K1 coincidente con el polo del plano de estratificación. Esto es comúnmente

asociado a la presencia de magnetita SD, pero la goethita también muestra este comportamiento. El bajo valor de susceptibilidad ($3,05 \times 10^{-5}$ SI) y el comportamiento observado durante el proceso de magnetización sugiere que se debe a goethita. De ser así, entonces sería una fábrica sedimentaria (Fig. 8-9 Ic). En el caso de que no sea la goethita la que gobierna la susceptibilidad, la fábrica es tectónica. Por otro lado, el sitio OX-2 presenta una fábrica oblada con la dirección de K3 levemente desplazado del polo del plano de estratificación, indicando un origen sedimentario (Fig. 8-9 Iic).

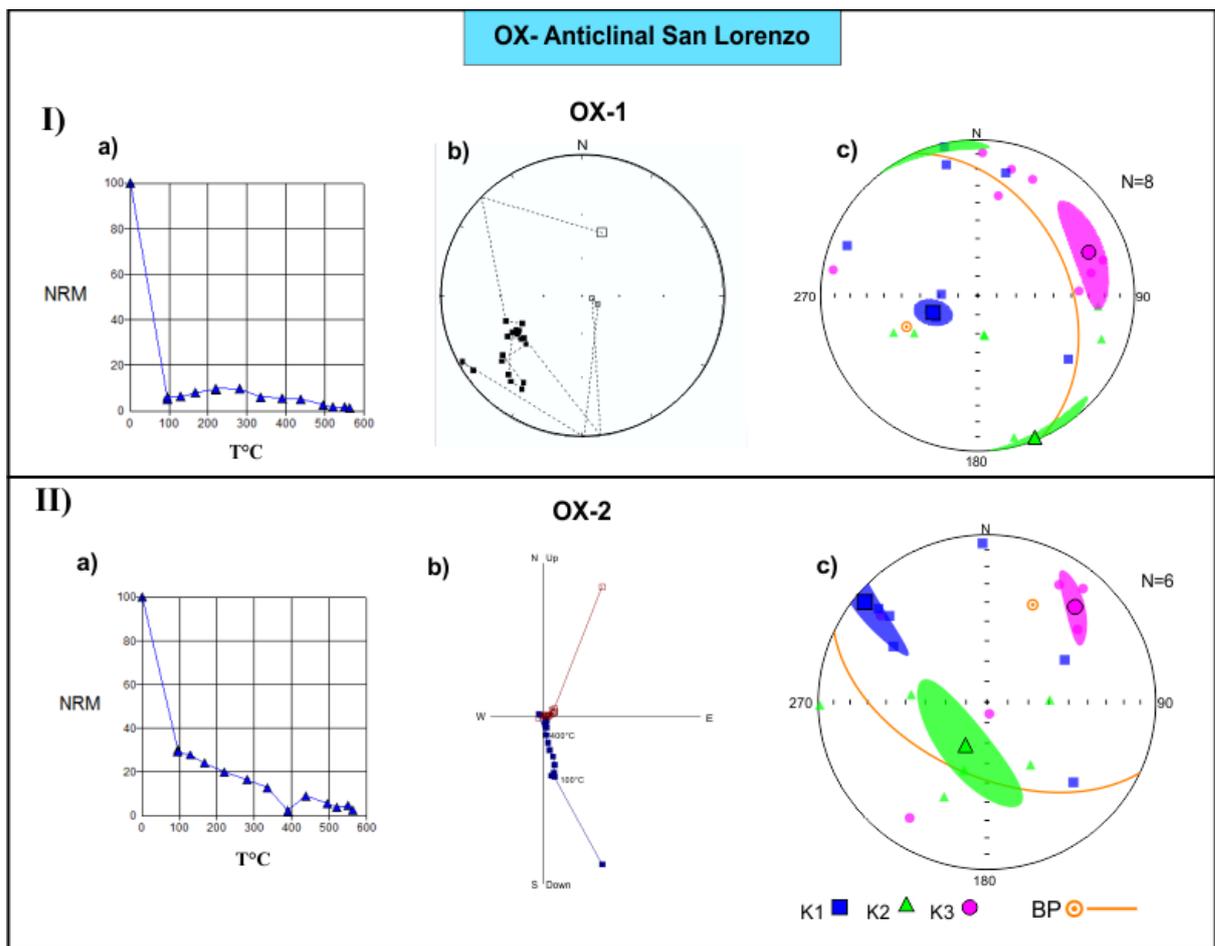


Figura 8- 9: Comportamiento paleomagnético y fábricas magnéticas observados en las rocas jurásicas del núcleo del anticlinal San Lorenzo. I) Resultados obtenidos para el sitio OX-1. Curva de desmagnetización normalizada (a) y representación en la red de Wulff de cada uno de los vectores de magnetización residual luego de aplicar desmagnetización térmica. (c) Fábrica magnética. II) Resultados obtenidos para el sitio OX-2 mostrando temperaturas de desbloqueo entre 100-400°C (a). Diagrama de Zijderveld donde se observa la presencia de una única componente (II-b). Fábrica sedimentaria (II-c).

En contraste, se aisló una componente de alta temperatura en ocho de los diez sitios de la Fm. Tolar (por ejemplo, Fig. 8-10a). Las temperaturas de desbloqueo y los ciclos de

histéresis realizados sugieren que los minerales portadores de la remanencia son hematita y magnetita (Fig. 8-10b).

La aparición de intensidades de MRN relativamente altas, que en algunos casos alcanzan los 400 mA / m, sugiere que el origen de esta remanencia es una remagnetización relacionada con la intrusión de diques o su alteración hidrotermal. El sitio TLSL5 (Tabla 1) produjo el peor resultado, con una amplia dispersión, por lo que no se considera para el análisis tectónico.

Los sitios restantes muestran una dispersión moderada intra-sitio. La dispersión entre sitios es muy alta en coordenadas geográficas y disminuye considerablemente después de llevar los estratos a la paleohorizontal rotándolos según el rumbo e inclinación de la estratificación (corrección de estructura simple o simplificada) ($k_u / k_{is} = 5$, $n = 7$, ver también Fig. 17-Ib), lo que indica *a priori* que la magnetización aislada es pretectónica (Fig. 8-10c).

En la Tabla 3 se muestran los resultados obtenidos a partir de dos caminos de restauración diferentes: 1) con una rotación única según el rumbo del estrato, tantos grados como indique su inclinación, y 2) desplegada sobre los ejes de pliegue, deshaciendo sucesivamente las dos fases de plegamiento. Los sitios TLSL1, TLSL8 y TLSL9 son los únicos sitios en la Fm. Tolar ubicados al este del plano axial de la fase 2 (Fig. 8-1b) y, por lo tanto, son los únicos corregidos para esta fase.

El agrupamiento de las direcciones restauradas para cada uno de los casos de restauración anteriores no es significativamente diferente entre sí. Sin embargo, en todos los casos, los parámetros estadísticos mejoran después de la restauración completa, lo que sugiere que la remanencia es pre-tectónica (Fig. 8-10c). Sin embargo, existe una discrepancia entre las direcciones de remanencia de los sitios del sector occidental (4 y 6) y oriental (1, 2, 3, 8) que es significativa y que no es eliminada por ninguno de los procedimientos de restauración.

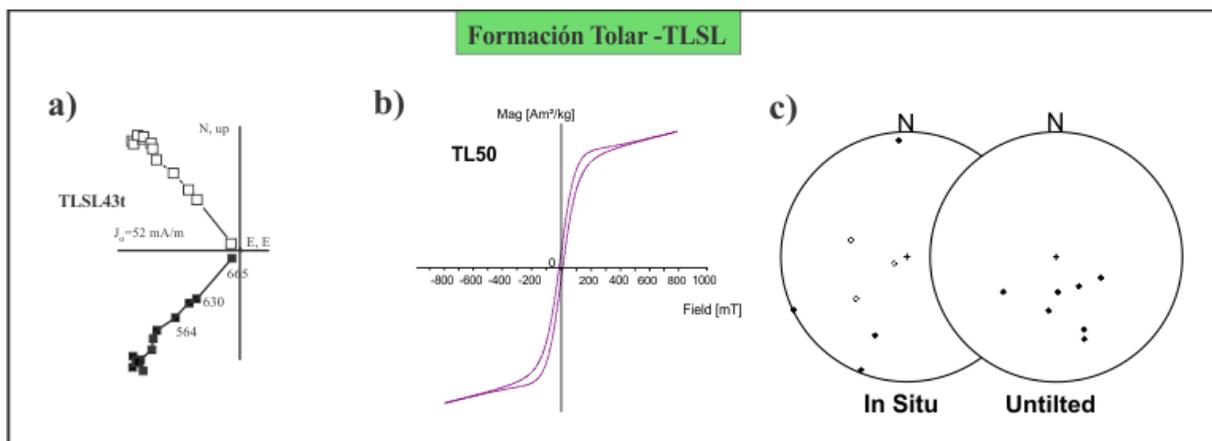


Figura 8- 10: Comportamiento paleomagnético observado en la Fm. Tolar. (a) Diagrama de Zijderveld donde se observa la presencia de una única componente. (b) Ciclo de histéresis mostrando forma de cintura de avispa. (c) Direcciones medias en coordenadas geográficas (izquierda) y corregidas por la estratificación (BP; derecha).

Para explorar más a fondo el origen de la dispersión observada, se realizaron mediciones de AMS. Los valores de susceptibilidad varían entre 0.07 y 7.6×10^{-4} (SI), salvo el sitio TLSSL1 que mostró valores de 13.6×10^{-4} (SI) y P entre 3 y 0.6%. Sobre la base de los ciclos de histéresis y el bajo valor de K, se interpreta que la hematita domina la mineralogía magnética.

En la mayoría de los sitios, el eje de susceptibilidad máxima (K1) se encuentra subhorizontal aproximadamente paralelo al plano axial de la fase 2; una excepción es el sitio TLSSL8 donde K1 es perpendicular a la estratificación (Fig. 8-11, Tipo IV). Dos de los cinco sitios ubicados al este muestran elipsoides magnéticos triaxiales, con una foliación magnética bien definida oblicua al plano de estratificación (Tipo I en la Fig. 8-11). Los polos de la foliación magnética en los sitios TLSSL2 y TLSSL9 ubicados en el limbo oriental describen una guirnalda alrededor de la dirección de la lineación magnética, definiendo un elipsoide magnético prolado (Tipo II en la Fig. 8-11). Se observa una tercera fábrica magnética que se caracteriza por una lineación magnética bien definida casi ortogonal al plano de estratificación (Tipo III en la Fig. 8-11).

Por otro lado, los resultados de AMS de los tres sitios ubicados en el flanco occidental muestran elipsoides magnéticos triaxiales con la foliación magnética paralela a la estratificación (por ejemplo, el sitio TLSSL4, Tipo IV en la Fig. 8-11). En general, los resultados se asemejan a diferentes etapas del desarrollo progresivo de la fábrica en respuesta al acortamiento de capas paralelas (por ejemplo, Ramsay y Huber 1983, p. 186). Los estudios de AMS en rocas afectadas por esfuerzos han demostrado que la deformación penetrativa

puede alterar tanto la dirección como la intensidad del vector paleomagnético (por ejemplo, Borradaile 1993; Cogné 1988; Lowrie et al. 1986; Stamatakos y Kodama 1991).

Recomponer (*destrain*) el vector remanencia requeriría información acerca de la deformación finita experimentada por los estratos (e.g. Lowrie et al. 1986, Cogné et al. 1985). Si bien no se dispone de esta información, puede especularse sobre cuál sería el resultado de un procedimiento de *destrain*, si se asume que la orientación del elipsoide de AMS es coaxial con el elipsoide de deformación, lo cual tiene sustento de acuerdo con lo discutido previamente. En este caso, la corrección de la remanencia tendría el efecto de desplazarla a lo largo de una trayectoria que la aleje de la dirección de K3, y la acerque a la de K1, en mayor o menor medida dependiendo del grado de deformación (que se desconoce). Si el grado de deformación fuera aproximadamente uniforme en el área, y dada la geometría del pliegue, el *destrain* afectaría a todos los sitios moviendo al vector remanencia en una dirección similar, de manera que la discrepancia observada entre los sitios occidentales y orientales del pliegue persistiría. El único modo de explicar la discrepancia en las direcciones paleomagnéticas en función de la deformación interna, sería si existiera una diferencia sustancial en la deformación interna experimentada por los sitios occidentales y orientales, con los sitios del sector occidental altamente deformados, y los sitios orientales sin deformar.

Si bien la reorientación de la remanencia debida a los esfuerzos puede ser un factor importante, no puede descartarse algún otro factor de complejidad estructural que no fue detectado, y que sea responsable de la dispersión observada en las direcciones paleomagnéticas de la Fm. Tolar.

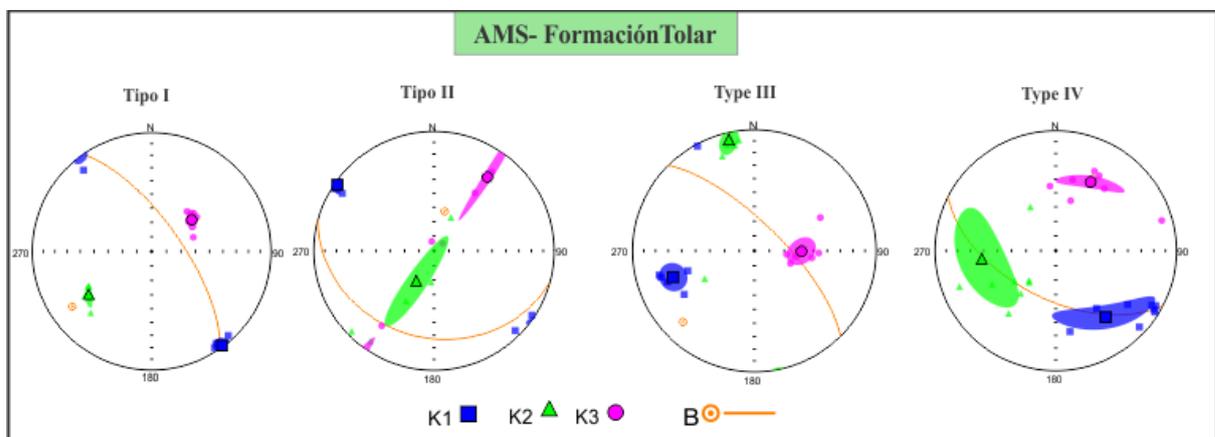


Figura 8- 11: Fábricas magnéticas observadas en la Formación Tolar en el núcleo del anticlinal San Lorenzo.

Aunque dispersas, las direcciones medias restauradas tienden a indicar dos escenarios posibles, dependiendo del camino de restauración que se considere. Las direcciones completamente restauradas (camino de restauración 2, dirección media 1 en la Tabla 3) se encuentran desviadas antihorario, mientras que las direcciones parcialmente restauradas (camino de restauración 3 anterior, dirección media 2 en la Tabla 1) son similares a la dirección esperada y muy similares a la dirección obtenida cuando se corrige solo rotando según el rumbo de la estratificación (camino 1). Sin embargo, debido a la alta dispersión inter-sitios, la dirección media no puede ser considerada como representativa de la dirección promediada del campo magnético, y por lo tanto su significado tectónico es dudoso

8.5.2. *Formación Icanche en el flanco SO del anticlinal San Lorenzo (H en Tabla 1)*

En esta zona se perforaron 30 muestras correspondientes a 2 lavas y 5 diques a lo largo de una sección de 400 m de espesor de la Formación Icanche. En el extremo sur de la sección, se extrajeron seis muestras de una pequeña apófisis de la Monzodiorita Los Picos (sitio LP87 en Somoza et al. 2015), que intruye a las rocas volcánicas. Los planos de estratificación se midieron a partir de las rocas sedimentarias intercaladas en las partes inferior y media de la sección.

Los resultados dispersos de un dique (ICSL 13) fueron rechazados de un análisis posterior. Una lava y un dique en la parte norte de la sección (sitios ICSL17 e ICSL18), así como un dique en la parte media (sitio ICSL12), mostraron una magnetización monocomponente de polaridad normal portada por titanio-magnetita (Fig. 812-1a). En la parte media superior de la sección, las muestras de dos diques y una lava mostraron la presencia de 3 componentes (Fig. 812-1b). La primera, de polaridad normal, fue definida entre 400 y 600° C con muy alta dispersión intra-sitio. El calentamiento posterior de muchas de estas muestras reveló la presencia de una segunda componente reversa definida entre 600 y 640° C (ver H en Tabla 2; Sitios con *l*). Una vez que se eliminó la componente de polaridad reversa, las etapas posteriores de calentamiento mostraron nuevamente la presencia de la componente de polaridad normal con una dirección antiparalela casi perfecta (diferencia angular menor a 2°) (Fig. 8-12c) (ver H Tabla 2; Sitios con *k*). Se interpreta que este comportamiento puede corresponder al registro de una magnetización auto-invertida parcial (McClelland 1987). Debido a esto y al gran valor del α_{95} , las componentes reversas (*l*) no se consideran para el análisis tectónico.

La dirección media de un dique (sitio ICSL12) se aleja ligeramente de la dirección del resto, pero es indistinguible de la dirección obtenida para la intrusión en el sitio LP87 (Fig. 812c). Se interpreta que las magnetizaciones aisladas están relacionadas con la intrusión de la Monzodiorita Los Picos. De esta manera, sugerimos que muchos de los sitios muestreados se remagnetizaron en el momento de la intrusión, e incluso algunos de ellos sufrieron remagnetización polifásica.

Cuando se comparan las DMF con la dirección de referencia para el Eoceno, tanto la dirección media *in situ* como la corregida por la estructura, tienen una inclinación similar a la esperada ($\Delta I_{is} = -3,2^\circ \pm 7,8$; $\Delta I_u = 4,4^\circ \pm 6,3$). Dado que se infiere que la fase 1 del pliegue es posterior a la intrusión de Los Picos, se sugiere que la dirección media corregida es la dirección preferible para el análisis tectónico. Debido al poco buzamiento de los estratos en la sección y la poca inclinación del eje de plegamiento de la 1° generación, la restauración a partir de la estratificación o a partir de los ejes del pliegue no da como resultado una diferencia significativa en la dirección de la media obtenida ($\Delta D = 1,3^\circ$). Por lo tanto, para simplificar, las direcciones en punto en la Tabla 1 se determinaron mediante la restauración usando una rotación única según el rumbo de la estratificación.

La DMF así corregida se encuentra desplazada aproximadamente 10° de la dirección de referencia. Esto sugiere una rotación horaria posterior a la intrusión del plutón (Fig. 8.5.2-1d) (Grupo H en la Tabla 2).

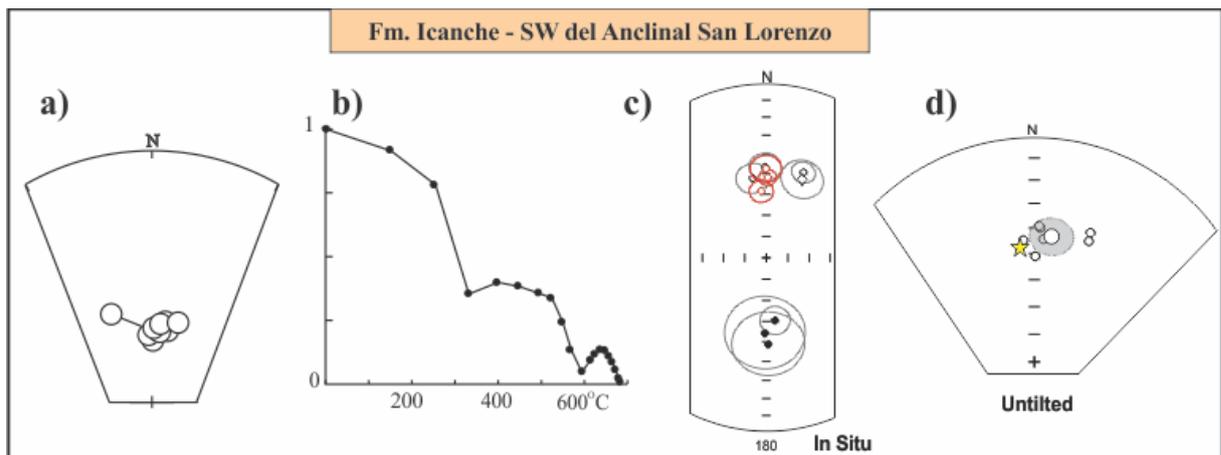


Figura 8- 12: Resultados obtenidos para la Fm. Icanche en el flanco SO del Anticlinal San Lorenzo. (a) Representación estereográfica de cada vector de magnetización remanente mostrando la presencia de una única componente. (b) Curva de desmagnetización normalizada. (c) Direcciones obtenidas en coordenadas in situ. Las direcciones en rojo representan a los tres sitios que mostraron una componente reversa (círculos negros) de menor temperatura. La forma de diamante representa la dirección obtenida para el intrusivo Los Picos. (d) Dirección media final corregida por la estructura. La estrella corresponde a la dirección de referencia.

8.5.3. *Formación Icanche en el flanco NE del anticlinal San Lorenzo (I en Tabla 1)*

En el extremo norte del anticlinal de San Lorenzo, se extrajeron muestras de dos secciones en la Fm. Icanche (51-45 Ma, varias edades K-Ar)(Maksaev 1978; Tomlinson et al. 2001a). La sección oriental se encuentra en la extremidad oriental de un pliegue correspondiente a la segunda fase. La sección occidental, en el flanco occidental (Fig. 8-1b). Se tomaron veintitrés muestras de mano de seis horizontes volcánicos escasamente distribuidos en la sección occidental de 300 m de espesor. En la sección oriental se perforaron treinta muestras correspondientes a siete horizontes volcánicos distribuidos a lo largo de una sección de 1200 m de espesor. Los valores de estratificación se tomaron a partir de los flujos tabulares en la sección occidental y de las rocas sedimentarias intercaladas en las partes inferior y media de la sección oriental.

Se aisló una magnetización mayoritariamente univectorial (Fig. 8-13a). Las temperaturas de desbloqueo y fuerzas coercitivas sugieren que el mineral portador de la remanencia es magnetita y/o hematita (por ejemplo, Fig. 8.-13a y b). La corrección de estructura, ya sea a partir de la estratificación o sobre los ejes de plegamiento, mejora el agrupamiento de direcciones entre sitios ($k_u / k_{is} = 3,15$, $n = 11$). Esto, y las bajas inclinaciones (Fig. 8-13c), sugieren fuertemente que la remanencia aislada es primaria. Dos lavas consecutivas (sitios ICSL1 e ICSL2) muestran direcciones muy alejadas de la media y fueron rechazadas para el análisis tectónico.

Los planos de estratificación fueron llevados a la paleohorizontal, y junto con ellos, las direcciones de remanencia magnética, siguiendo el procedimiento de despliegue de la estructura descrito en 8.5

Un examen minucioso de los datos corregidos por el rumbo de los estratos y desplegado sobre los ejes de los pliegues revela que hay poca diferencia entre las dos vías de restauración para la sección occidental (sitios ICSL 1-6 en la Tabla 1). Esto se explica mejor por el bajo buzamiento de los ejes de la primera fase. La sección oriental (sitios ICSL 7-11 en la Tabla 1) muestra una mayor diferencia, dado el alto buzamiento del eje del pliegue de la segunda fase. El agrupamiento de los datos restaurados a partir de los ejes de plegamiento o a partir de la estratificación no son significativamente diferentes. Sin embargo, los datos estructurales indican que la restauración a partir de los ejes de los pliegues es el camino correcto.

La dirección promediada en el tiempo indica la ocurrencia de una rotación de aproximadamente 35° en el sentido de las agujas del reloj sin anomalía de inclinación significativa (Fig. 8-13c) (Grupo I en la Tabla 3).

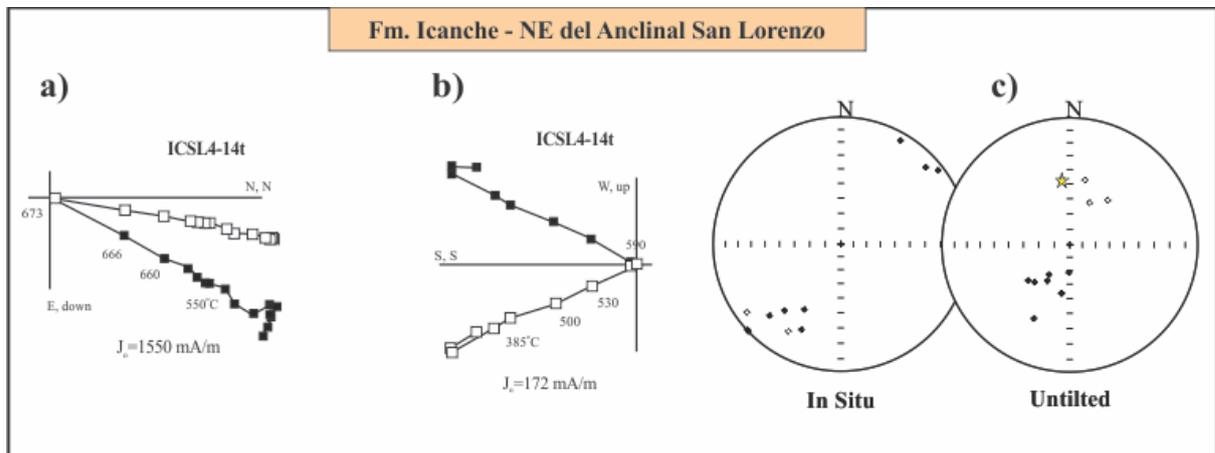


Figura 8- 13: Resultados obtenidos en la Fm. Icanche en el flanco NE del Anticlinal San Lorenzo. Diagramas de Zijderveld donde se observa la presencia de una única componente con temperaturas de desbloqueo de 673°C (a) y 590°C (b). (c) Direcciones finales en coordenadas *in situ* y corregidas, la estrella representa la dirección de referencia.

8.6. Síntesis de los resultados obtenidos para el Área 2

Los resultados del Área 2 indican el predominio de las rotaciones horarias en unidades anteriores a 39 Ma. Las diferencias en la rotación tectónica encontrada entre las formaciones Cuesta de Montecristo y Quebrada Mala sugieren que las rotaciones horarias no están restringidas al Paleógeno, sino que también se asociaron con la deformación temprana del Cretácico Tardío (fase Peruana).

Los resultados de la zona de Cerros de Montecristo sugieren que el área fue deformada suavemente durante el Paleoceno temprano. Esta fase de deformación puede explicar, en parte, el contraste en la actitud estructural en afloramientos cercanos (a 3 km de distancia) pero físicamente desconectados de la Formación Quebrada Mala del Cretácico Superior y la Formación Icanche del Eoceno en algunas localidades (Fig. 8-1). Dicha deformación no habría estado asociada a una rotación significativa en el área dado que los valores de rotación de la Fm. Quebrada Mala (pre-tectónica) y la Monzonita Cuarcífera de Montecristo (post-tectónica) son similares (Somoza et al. 2012).

La cantidad similar de rotación horaria detectada en rocas del Cretácico Superior y las rocas eocenas sugieren que se comportaron como un bloque estructural que rotó durante el lapso comprendido entre el registro de remanencias en la Monzodiorita Los Picos (rotado) y

el Complejo Fortuna (sin rotar). Es decir, durante las primeras etapas de la fase orogénica incaica del Eoceno (ver Somoza et al., 2015).

Los datos del anticlinal de San Lorenzo sugieren que la parte norte del Área 2 experimentó una historia de rotación más compleja. La diferencia en la rotación tectónica observada en la Fm. Icanche entre los flancos occidental y oriental sugiere una rotación de casi 20° en sentido horario previa a la intrusión del Complejo Los Picos (~ 43- 42 Ma) y la remagnetización de la Fm. Icanche en el limbo occidental. Después del emplazamiento, una segunda fase de deformación produjo una nueva rotación tectónica horaria de 15°. Sin embargo, dado los errores de las rotaciones, no se puede descartar la posibilidad de que ambos flancos hayan rotado ~22°. En este contexto, las remanencias sin rotar del Cretácico Superior (Fm. Tolar) sólo podrían explicarse como producto de rotaciones sucesivas, de iguales magnitudes, pero sentido opuesto ó una remagnetización generada por los diques silíceos asociados al Complejo Fortuna.

9. ÁREA 3: SIERRA DEL MEDIO

El Área 3 está ubicada en la parte sureste de la Sierra del Medio situada al este de la Sierra de Moreno (Fig. 3-1). En esta localidad, los sedimentos mesozoicos se apoyan directamente sobre el basamento paleozoico y están cubiertos por lavas eocenas (Fig. 9-1). A fin de poder establecer la historia estructural del área se realizó el muestreo de las formaciones Tolar, Icanche, Cerro Colorado y el Complejo Plutónico El Abra (Tabla 6).

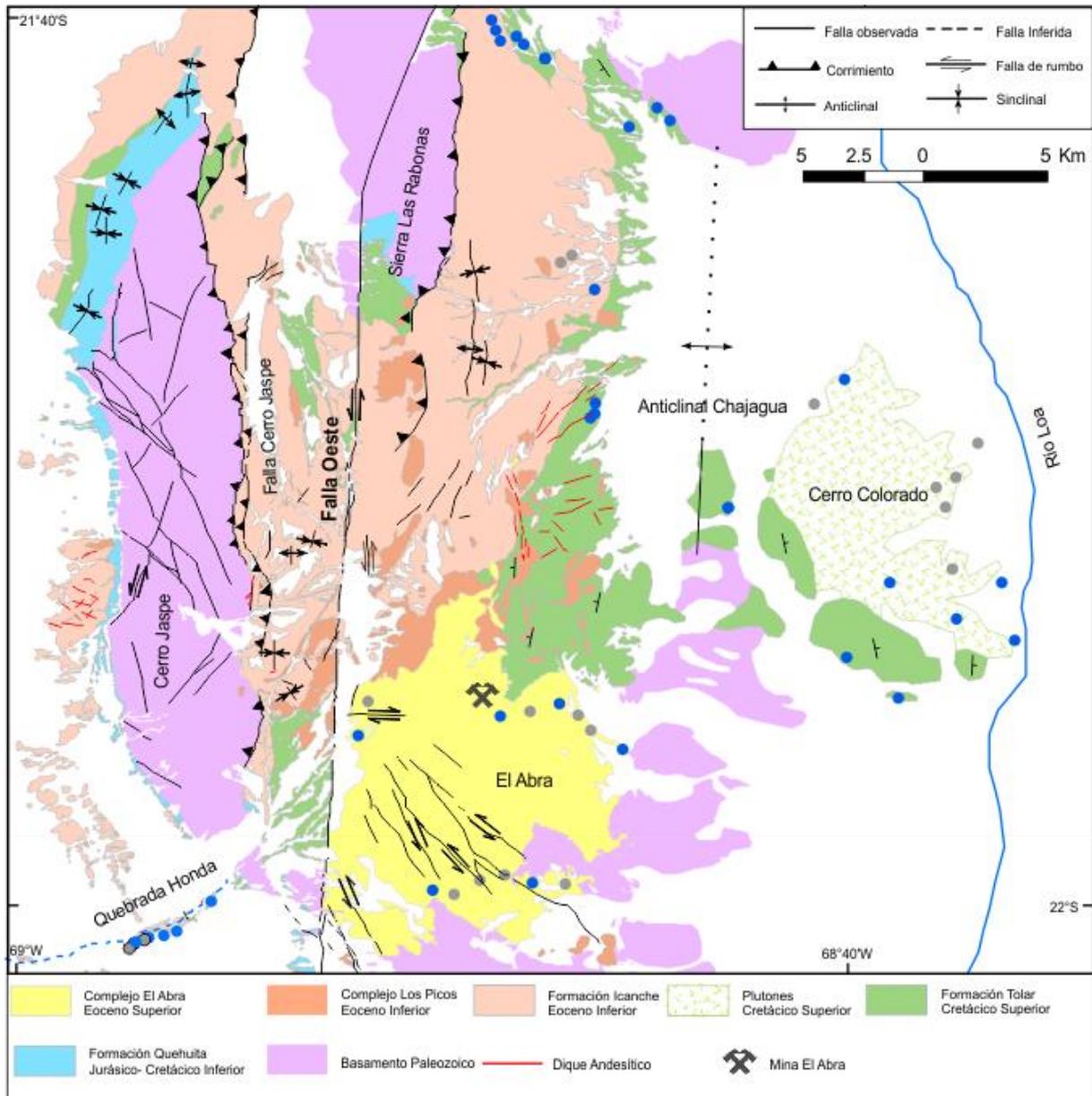


Figura 9- 1: Mapa geológico del área 3. los círculos corresponden a los sitios paleomagnéticos muestreados, en color azul (gris) aquellos en los que se obtuvo una ChRM (sitios descartados por comportamiento errático) (Base geológica modificada de Tomlinson y Blanco 2006).

Tabla 5: Resultados paleomagnéticos del Área 3

Sites	Lat (°S)	Long. (°O)	(N/n)	Decl.G	Incl.G	α_{95}	k	BP	Decl.s	Incl.s
J - Area 3, anticlinal Chajagua ; magnetizacion post-tectónica en la Formación Tolar (sitios TLSM1-9)										
TLSM1 ^f	-21.680	68.788	6/6	355	-52.5	8.4	65	151/34	20.4	-31.3
TLSM2 ^f	-21.682	68.788	5/5	5.2	-46	10.6	76	151/34	22.6	-22.2
TLSM3 ^f	-21.682	68.788	4/5	360	-45.4	6.1	228	151/34	19.1	-23.8
TLSM4 ^f	-21.682	68.788	4/4	0.2	-53.6	5.9	246	151/34	24.1	-30.4
TLSM5 ^f	-21.677	68.788	5/5	358.9	-47.6	5.7	264	151/34	19.5	-25.8
TLSM6 ^f	-21.680	68.788	4/4	356.2	-50.6	11.4	118	151/34	19.8	-29.3
TLSM9 ^f	-21.682	68.788	4/5	350.3	-47.3	6.7	186	151/34	14	-28.9
<i>mean Geog.</i>			7	358	-49.1	3.3	327			
<i>mean Strat.</i>			7			3.3	327		19.9	-27.4
K -Area 3, anticlinal Chajagua ; magnetización pre-tectónica en el flanco occidental: Formación Icanche (ICSM) (Eoceno medio) y Formación Tolar (TLSM) (Cretácico Superior)										
ICSM1	-21.677	68.805	4/4	338	-32	7.1	125	187/30	360	-41.6
ICSM2	-21.675	68.805	4/5	112.4	26	6.2	200	187/30	121.2	54.4
ICSM3	-21.675	68.783	4/6	316.4	-48.6	4.9	310	187/30	357.9	-64.8
ICSM4	-21.675	68.803	4/7	140	53	7.9	95	187/30	189.5	65.7
TLSM10	-21.708	68.768	6/6	332.8	-41.1	6	126	131/28	349.5	-26.7
TLSM11	-21.703	68.737	4/4	131.5	63.5	6.6	120	131/28	174.5	52
TLSM12	-21.707	68.755	5/5	143	50	8.1	90	131/28	167.2	37.8
<i>TLSM14</i>		68.743	5/5	124.8	65.8	8.3	85	131/28	174.7	55.7
<i>TLSM15^k</i>		68.768333	7/7	340.9	-39.3	9.8	38	226/16	349.1	-53.4
TLSM15 ^{ff}	-21.815	68.768	5/5	162.3	40	4.4	297	226/16	171.1	53.9
TLSM16 ^k	-21.815	68.768	6/6	342.8	-38.6	5.1	176	226/16	351.2	-52.3
TLSM16 ^{ff}	-21.815	68.768	5/5	159.4	37.7	10.8	51	226/16	166.7	52
TLSM17 ^k	-21.817	68.770	5/5	330.2	-30.7	5.5	191	194/28	349.8	-47.1
TLSM17 ^{ff}	-21.817	68.770	3/5	185.4	41.9	16.2	59	194/28	210.7	39.7
ICSM7	-21.768	68.768	4/5	134.2	43.8	5.6	273	210/36	170.5	75.3
<i>mean Geog.</i>			12	143.5	45.4	9.1	23			
<i>mean Strat.</i>						8.8	25		169.5	53.2
L -Area 3, anticlinal Chajagua; flanco oriental: Gabro Colorado (GB) (Cretácico Superior) y Formación Tolar (TLLP) (Cretácico Superior- Paleoceno)										
TLLP1(P)	-21.907	68.667	22/22	14.4	-43.8	6.2	37	335/10	5.7	-49.6
TLLP2(Q)	-21.922	68.647	1/111	359.9	-52.9	10.7	17	20/14	345.2	-46.4
TLLP3(02) ^k	-21.850	68.715	8/8	9.5	-22	11.2	25	347/23	358.9	-28.9
TLLP3(02) ^l	-21.850	68.715	6/6	186.6	52.1	5.1	174	347/23	155.4	53.8
GB1	-21.900	68.600	5/5	360	-60.2	3.1	596	335/10	342.1	-63

GB8	-21.892	68.623	5/5	3.5	-50.1	5.3	210	335/10	351.6	-54
GB9	-21.878	68.605	6/6	345.9	-54.2	3.1	460	335/10	331.8	-54.9
GB10		68.65	8/8	15.5	-51.7	6.4	74	335/10	3.9	-57.4
GB11		68.66	4/4	2.2	-47.4	3.3	858	340/11	350	-50.5
East Geog.			9	4.8	-48.6	7.8	44			
East Strat.			9			7.7	45		350.1	-51.5
Mean Geog.			24	341.8	-47.6	7.3	17			
Mean Strat.			24			5.4	31		351.7	-52.4

M - Area 3, Complejo El Abra (Eoceno medio)

EA1	-21.942	-68.757	4/5	358.2	-54.4	5.4	167	-	-	-
EA4	-21.928	-68.782	5/5	18.9	-58	5.5	192	-	-	-
EA6 ^l	-21.928	-68.802	3/5	359.9	-50.7	5.9	64	-	-	-
EA6 ^{k,m}	-21.928	-68.802	4/5	189.8	16.4	3.8	256	-	-	-
EA7 ^m	-21.935	-68.865	5/5	112.3	21.5	6.9	125	-	-	-
EA9	-21.997	-68.832	4/5	359.5	-54.8	6.3	214	-	-	-
EA13	-21.990	-68.800	4/4	2.9	-46.1	5.8	203	-	-	-
<i>mean 1</i>			7	353.1	-47	21.5	9			
<i>mean 2</i>			5	3.5	-53	6.3	147			

N- Area 3; Quebrada Honda- Formación Tolar (Cretácico Superior)

QHK1	-22.002	68.925	22/23	290.5	-51.1	3.5	81	142/55	1.9	-45.6
QHK2	-22.002	68.926	4/6	279.5	-51.8	8.9	106	142/55	3.5	-52.5
mean			26/29	288.8	-51.5	3.2	80		2.1	-46.7

O - Area Quebrada Honda- Fm. Icanche (Eoceno temprano-medio)

QHIC1	-22.015	68.953	5	----	----	----	----	146/28	----	----
QHIC2	-22.015	68.953	5	----	----	----	----	146/29	----	----
QHIC3 ^f	-22.015	68.953	4/6	196.9	61	16.9	30.65	146/30	214	34.7
QHIC4	-22.015	68.953	5	----	----	----	----	146/31	----	----
QHIC5	-22.013	68.949	4/5	302.2	86.3	8.6	115.53	146/30	242.6	58.3
QHIC5	-22.013	68.949	4/5	302.2	86.3	8.6	115.53	146/30	242.6	58.3
QHIC 7 ^m	-22.011	68.940	3/5	132.6	-70.7	3	1735	146/30	86.8	-51.2
QHICt 8	-22.010	68.936	3/5	185.2	63.9	12.6	97	146/30	209.6	39.7
mean			3/4			26.4	23		219.4	45
			2/4						222.9	50.1

Lat., Long.: ubicación del sitio (redondeado al minuta más cercano).

(n/N): número de muestras involucradas en la estadística/ total de muestras.

Decl.G, Incl.G: declinación e inclinación del vector paleomagnético en coordenadas in situ.

α_{95} : semicono del nivel de confianza del 95% alrededor de la dirección media (Fisher, 1953).

k: parámetro de precisión (Fisher, 1953).

BP: rumbo y buzamiento del estrato, con el rumbo en grados hacia el este y buzamiento medido 90° en el sentido horario desde el rumbo (convención de la mano derecha).

Decl.s, Incl.s: declinación e inclinación con respecto a la paleohorizontal luego de aplicar los valores de BP.

^e Dirección media a partir de polaridades normales y reversas

^f Sites no considerados en la interpretación tectónica (ver texto principal)

^k componente de alta temperatura en el sitio

^l componente de baja temperatura en el sitio

A continuación, se realizará una breve descripción de las principales unidades aflorantes y rasgos estructurales.

9.1. Estratigrafía

El basamento está compuesto por un conjunto de rocas volcánicas e intrusivos subvolcánicos con niveles clásticos subordinados de la Fm. Collahuasi, del Carbonífero Superior- Pérmico. Esta formación se encuentra intruída por extensos plutones de composición variable entre diorita y sienogranito. Edades K-Ar en biotita o anfíbol y U-Pb en circones oscilan entre 324 y 256 Ma (límite del Carbonífero Inferior-Superior a límite del Pérmico Inferior- Superior)(Tomlinson et al. 2001a). A diferencia de la Sierra de Moreno, no se encuentran afloramientos de edad triásica en el área. Los depósitos sedimentarios mesozoicos correspondientes a las formaciones Quehuita y Tolar se apoyan en discordancia angular sobre el basamento.

En el extremo noroccidental del cordón del cerro Jaspe, aflora una secuencia bien estratificada de 1.046 m de espesor perteneciente a la Fm. Tolar (Tomlinson et al. 2018), dispuestos en aparente concordancia sobre lutitas negras yesíferas y yeso cristalino de la Fm. Quehuita y subyaciendo, transicional y concordantemente, a brechas y volcanitas eocenas de la Fm. Icanche.

La Fm. Tolar se encuentra intruída en el sector oriental por gabros y monzonitas del Cerro Colorado (Fig. 9-1). Existen varias edades publicadas: $66,7 \pm 1,8$ Ma (K-Ar en biotita, recalculada de Huete et al. 1977), una isocrona Rb-Sr de 66 ± 24 Ma (Rogers y Hawkesworth 1989), una edad K-Ar en biotita de $63,8 \pm 2,4$ Ma (recalculada de Baker 1977), y otra de 68 ± 2 Ma (Tomlinson et al. 2001b). Sin embargo, la edad del Monzogabro Colorado debe ser más antigua debido a que en los sectores de cerros Morado y Santa Bárbara se encuentra intruído por unidades datadas en 71 ± 2 Ma y 72 ± 2 Ma, respectivamente (Ladino 1998).

En el área el Complejo Los Picos (45-43 Ma) intruye a los afloramientos de las formaciones Tolar e Icanche, y es a su vez intruído por el Complejo Granodiorítico El Abra (40-36 Ma). Datos petrográficos, mineralógicos, químicos, edades radimétricas, alteración y mineralización permiten correlacionar a los complejos de Fortuna y El Abra, así como los correspondientes complejos del Eoceno medio en los que se emplazaron (Tomlinson et al. 2001b). Estos cuerpos se encuentran truncados y desplazados por la Falla Oeste aproximadamente 35 km, y forman parte de un único batolito de 200 km².

9.2. Estructura

En contraste con las discordancias angulares mapeadas en la Sierra de Moreno (Área 1), la Sierra del Medio se caracteriza por secciones estratigráficas continuas desde el Jurásico al Eoceno. Esto sugiere que, de haber habido deformación durante el Cretácico, esta no se manifestó en el área. Esto puede deberse a las diferencias en la estructura y litología del basamento (paleozoico) de las dos regiones (ver Günther et al. 1997). Como se discutió anteriormente, Skarmeta y Marinovic (1981), Skarmeta (1983), Aguilar y Niemeyer (1984), y Niemeyer et al. (1985) sugirieron que las fábricas metamórficas del Paleozoico en la Sierra de Moreno probablemente proporcionaron planos de debilidad que se reactivaron y controlaron la ubicación de las fallas inversas del Cretácico. En contraste, estas fábricas están ausentes en la Sierra del Medio.

La primera deformación importante en la Sierra del Medio ocurrió durante el Eoceno con la fase orogénica incaica (Tomlinson y Blanco 1997). Dicha deformación está representada en el Área 3 por anticlinal Chajagua con orientación N-S y fallas inversas en la Sierra Las Rabonas (Fig. 9-1). Las últimas etapas de la deformación fueron acompañadas por el emplazamiento del complejo plutónico El Abra (Dilles et al. 1997; Ballard et al. 2002).

El Oligoceno tardío a Mioceno temprano se caracteriza por un desplazamiento sinistral de 35-37 km a lo largo de la Falla Oeste (Dilles et al. 1997; Tomlinson y Blanco 1997).

9.3. Flanco occidental del anticlinal Chajagua

La mayoría de las rocas analizadas en el flanco occidental del anticlinal Chajagua poseen una magnetización pre-tectónica. Sin embargo, los resultados de los sitios TL5M1-9 correspondientes a la Fm. Tolar se interpretan como post-tectónicos. Por lo tanto, la descripción se divide en dos partes.

9.3.1. Remanencias post-tectónicas (J en Tabla 5)

En la parte norte del Área 3, se perforaron 9 sitios (de 4 a 7 muestras de cada sitio, con un total de 43 muestras) de una sección de 400 m de espesor de areniscas de grano medio rojizas pertenecientes a la Formación Tolar (sitios TLSM1-9). La intensidad de MRN de estas muestras varía de 15 a 25 mA/m. La desmagnetización térmica permite la observación de una magnetización característica de polaridad normal con un amplio espectro de temperatura de desbloqueo de $\sim 200^{\circ}\text{C}$ a $600\text{-}620^{\circ}\text{C}$ (Fig. 9-2a). El posterior calentamiento produce direcciones erráticas en el vector remanencia (entre 5-15% del MRN inicial).

El magnetismo de rocas indica que, si bien la hematita domina la mineralogía magnética, cantidades subordinadas de magnetita dominan las propiedades magnéticas, como se observa en los ciclos de histéresis con forma de cintura de avispa que sugieren la presencia de ambos minerales (Fig. 9-2b). La petrografía permite correlacionar los resultados magnéticos de la roca con la aparición de hematita como cristales euhédricos diseminados y recubrimiento de grano pigmentario.

Las remanencias aisladas muestran un buen agrupamiento intra-sitio y un α_{95} muy pequeño ($\alpha_{95}=3,3$) para la DMF de todos los sitios. La dirección media *in situ* de esta sección es comparable a la del campo magnético Cretácico Tardío a Cenozoico para el área. Por el contrario, la dirección media luego de aplicar la corrección estructural es demasiado somera (J en la Tabla 5), lo que sugiere que la remanencia se adquirió posterior a la estructuración. Esta magnetización post-tectónica se debe probablemente a la removilización del hierro y oxidación de baja temperatura de la magnetita original ligada a la circulación de fluidos a través de las areniscas. Su edad posiblemente varía entre el Eoceno tardío hasta el Cuaternario. El valor muy alto en el parámetro de precisión de Fisher ($k = 327$) sugiere que los procesos químicos prolongados produjeron un promedio parcial de PSV dentro del sitio. Aunque la edad de la magnetización es incierta, la dirección media *in situ* de la sección es concordante con la dirección de referencia para el Eoceno medio. Debido a que el Complejo El Abra Eoceno medio-tardío, es posterior a la formación del anticlinal de Chajagua y que las intrusiones del Oligoceno temprano, se intruyen a lo largo de la Falla Oeste (Tomlinson et al. 2001), inferimos una edad eocena tardía - oligocena temprana para la magnetización y el cálculo de la rotación tectónica.

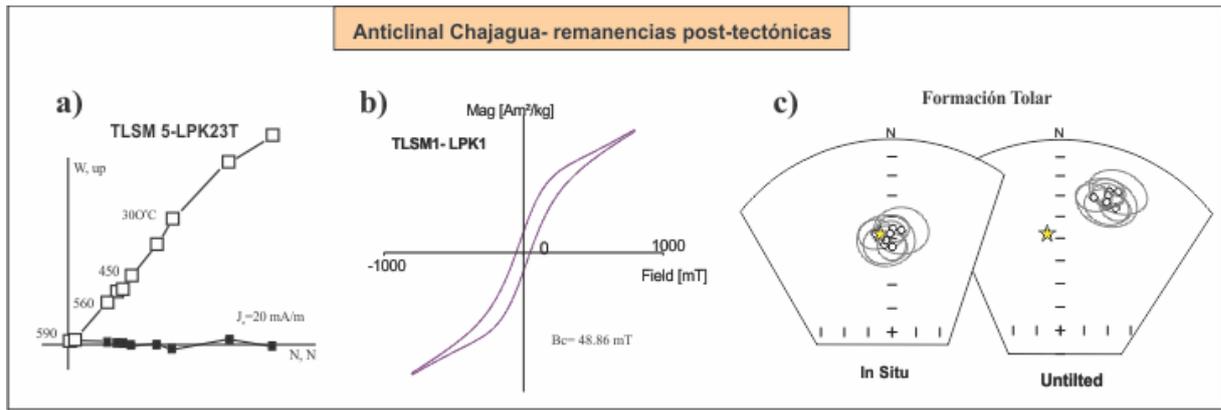


Figura 9- 2: Resultados obtenidos en los Sitios TLSM 1-9 de la Fm. Tolar en el flanco occidental del Anticlinal Chajagua. (a) Diagrama de Zijderveld donde se observa la presencia de una única componente con temperaturas de desbloqueo de 200-590°C. (b) Ciclo de histéresis mostrando la presencia de hematita y magnetita. (c) Direcciones finales en coordenadas in situ y corregidas, la estrella representa la dirección de referencia.

9.3.2. Remanencias pre-tectónicas (K en la Tabla 5)

En el sector norte del Área 3, se extrajeron cuatro muestras de mano de cuatro horizontes volcánicos distribuidos en una sección de 200 m de espesor de la Fm. Icanche del Eoceno (sitios ICSM1-4). El comportamiento paleomagnético de estas rocas es similar al observado en muestras de esta unidad en la extremidad noreste del anticlinal de San Lorenzo (Sección 8.5.3). Se observó una única componente con temperaturas de desbloqueo entre 350-650°C. Las magnetizaciones aisladas muestran polaridades normales y reversas, probablemente de origen termoremanente (Tabla 5).

Los estratos de la Fm. Tolar se encuentran intruídos por enjambres de diques de probable edad eocena (sitios TLSM10-14). Los diques presentan diversos grados de alteración que, en muchos casos, provocó su completa erosión, lo que deja grietas de lados rectos en los afloramientos. En esta zona, se perforaron 31 muestras (5 sitios) correspondientes a diques de andesita con poca alteración, y areniscas de grano medio a diferentes distancias de los diques, que van desde las paredes adyacentes al dique hasta decenas de metros de distancia.

Las intensidades de MRN de las areniscas varían de 10 a 800 mA/m, los valores mayores generalmente corresponden a las muestras tomadas más cerca de los diques; mientras que la intensidad inicial en las rocas andesíticas es mayor, en algunos casos superando los 10 A/m. Se observaron direcciones paleomagnéticas erráticas en las muestras de diques andesíticos y de un sitio adyacente a un dique. En contraste, se aisló una componente bien definida en cuatro sitios alejados de los intrusivos. Se observó una componente con polaridad reversa en tres de ellos (Fig. 9-3 a) y polaridad normal en el cuarto.

Los resultados del magnetismo de rocas y el comportamiento paleomagnético durante la desmagnetización termal, sugieren que los minerales portadores de la remanencia corresponden a magnetita y hematita (Fig. 9-3 b).

Las rocas con evidencias de metamorfismo de contacto, adyacentes a las paredes del dique, tienen la misma dirección de magnetización que las muestras perforadas a distancias de metros a decenas de metros de los diques, lo que sugiere una remagnetización generalizada en la localidad. Las direcciones medias de cada sitio se enumeran en la Tabla 1.

Ocho kilómetros al sur de las localidades mencionadas anteriormente, se perforaron dos sitios en las lavas de la Fm. Icanche (sitios ICSM5-6) y un sitio en una pequeña intrusión porfídica de edad eocena probablemente (sitio ICSM 7). Las muestras de las rocas volcánicas no fueron útiles para fines tectónicos, ya que las del sitio ICSM5 mostraron una intensidad de MRN muy alta y direcciones erráticas, mientras que la dirección media calculada desde el sitio ICSM6 probablemente representa un campo magnético de transición. En contraste, una remanencia de polaridad reversa se aisló en el sitio de la intrusión (ICSM7 en la Tabla 1). La dirección media *in situ* de este sitio se corrigió utilizando la actitud estructural de los estratos de la Fm. Tolar en los cuales se intruye.

Tres kilómetros al sur, se extrajeron 18 muestras de tres estratos de la Fm. Tolar (sitios TLMS 15-17). La desmagnetización por AF hasta 60 mT no produjo cambios direccionales ni de intensidad en la MRN, lo que sugiere la presencia de hematita. Se observaron varias componentes durante la desmagnetización térmica (Fig. 9-3c). Una disminución casi lineal en la intensidad de la remanencia, hasta aproximadamente 280° C (Fig. 9-3 c1), relacionada con una componente de polaridad normal a baja temperatura. El calentamiento adicional reveló una componente de polaridad reversa, generalmente observada entre 280 a 400-430° C (Fig. 9-3 c2). Después de esto, se eliminó progresivamente una componente de temperatura más alta, casi antiparalela con la anterior, hasta completar la desmagnetización a 660-680° C (Fig. 9-3 c3). Aunque se observó en todas las muestras, la componente intermedia se calculó solo en aquellos casos en los que se determinó al menos por cuatro vectores de remanencia parcial colineales, con un valor máximo de $MAD \leq 15^\circ$; este valor algo más permisivo de MAD máximo permitió mejorar la definición estadística de la componente dentro del sitio, al aceptar una mayor cantidad de.

Dada la poca diferencia angular entre la componente intermedia y la de alta temperatura ($<3^\circ$), se utilizaron las componentes de alta temperatura para el cálculo de la DMF (ver Tabla 1). En el sitio TLMS17 la diferencia entre ambas componentes es de $\sim 30^\circ$.

Sin embargo, la componente intermedia posee una gran dispersión ($\alpha_{95} = 16, 2^\circ$) y se descarta para el análisis tectónico.

Dado que la edad de las rocas varía entre el Cretácico tardío-Eoceno, y que de haber habido alguna remagnetización esta es anterior a la estructuración en el área, la edad mínima de las magnetizaciones observadas es eocena y su edad máxima cretácica superior. Debido a que ha habido poca deriva polar para este intervalo de tiempo, si es que existe alguna, y que en el área no han sido descriptos indicios de la deformación cretácica, las magnetizaciones se pueden promediar juntas. Se observa una leve mejoría en los parámetros estadísticos luego de aplicar la corrección estructural (Fig. 9-3d) (Tabla 1). Se obtiene un resultado positivo al aplicar el test de dirección-corrección (DC) de Enkin (2003), el cual examina la relación entre las direcciones medias del sitio paleomagnético y sus correspondientes correcciones estructurales. Dado que se disponía de direcciones normales y reversas se realizó el *reversal test* de McFadden y McElhinny (1990) el arrojó un resultado positivo ($\alpha_{crit.} = 17.15$; $\alpha_{obs.} = 11.61$; clasificación C).

La dirección media obtenida para el flanco occidental del anticlinal Chajagua no difiere de la esperada para el Eoceno (Fig. 9-3 d).

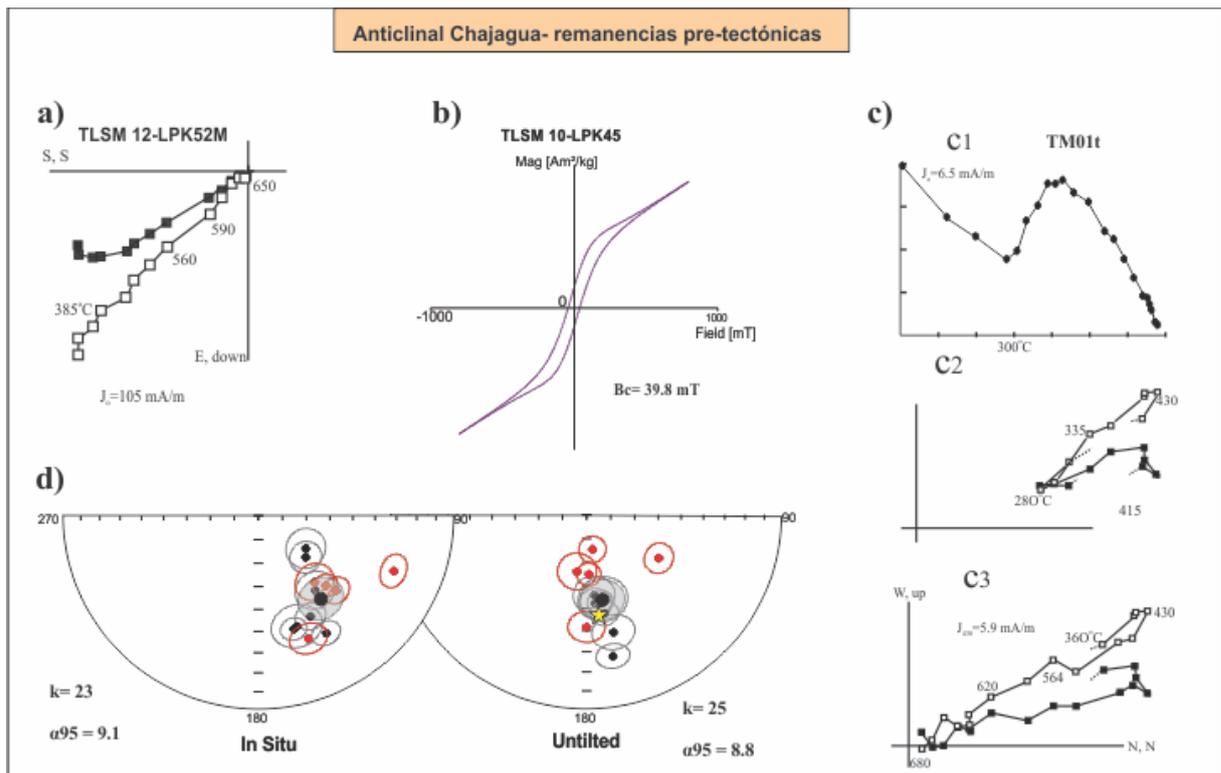


Figura 9- 3: Resultados obtenidos en el flanco occidental del Anticlinal Chajagua. (a) Diagrama de Zijderveld donde se observa la presencia de una única componente con temperaturas de desbloqueo de 200-650°C. (b) Ciclo de histéresis mostrando la presencia de hematita y magnetita. (c) Componentes observadas en los sitios TLSM 15- 17. (d) Direcciones finales en coordenadas *in situ* y corregidas, llevadas a una única polaridad; la estrella representa la dirección de referencia. Los sitios en rojo corresponden a los resultados obtenidos a partir de las rocas volcánicas.

9.4. Flanco oriental del anticlinal Chajagua: Zona del Cerro Colorado (L en Tabla 5)

El flanco oriental del anticlinal de Chajagua se denota por el persistente buzamiento hacia el este de la Formación Tolar. En esta zona aflora además el Complejo Intrusivo de Cerro Colorado, donde se perforaron 12 sitios (83 muestras, sitios GB Tabla 5). Las litologías varían desde gabros de grano fino a grano grueso, sienitas de grano grueso y monzonitas de grano medio. Además, se muestreó un sitio (4 muestras) de rocas sedimentarias quemadas de la Fm. Tolar en el borde sur de la unidad plutónica (Fig. 9-1). Las dataciones por el método de K-Ar indican que la intrusión de estos cuerpos ocurrió en el Cretácico tardío- Paleoceno temprano (Baker 1977; Huete et al. 1977; Boric et al. 1990; Ladino et al. 2000).

La intensidad de MRN varía entre los diferentes afloramientos, desde 0,3 hasta 150 A/m en las facies de gabro y sienita, y desde 0,1 hasta 7 A/m en la monzonita. El comportamiento paleomagnético sugiere que magnetita MD es la fase magnética dominante. Todas las muestras de la monzonita y las rocas sedimentarias quemadas, así como

aproximadamente el 43% de las muestras del gabro, mostraron baja intensidad de MRN y comportamiento errático donde la magnetización era completamente eliminada tras aplicar un campo AF de 20 mT. Debido a esto las muestras se rechazaron de un estudio posterior. En contraste, se pudo aislar una componente de polaridad normal de alta coercitividad apuntando hacia el origen en cinco sitios correspondientes a gabro (Fig. 9-4a). Esta remanencia se interpreta como una magnetización termoremanente.

Debido a que el plutón es de edad cretácica superior y es anterior a la primera deformación en el área, las direcciones de estos sitios se restauraron a la paleohorizontal utilizando la actitud mostrada por los estratos del Cretácico circundante.

Al sur del Cerro Colorado, se extrajeron muestras de pelitas y areniscas de grano fino de la Formación Tolar en dos secciones (TLLP1-2). La sección TLLP1 de 80 m de espesor es la más cercana al cuerpo plutónico y comprende 22 muestras. La sección TLLP2 (11 muestras) corresponde a una sección más corta, de 20 m de espesor, expuesta más al sur en una quebrada. Se muestreó una tercera sección ubicada al oeste del Cerro Colorado, consistente en 8 muestras de la Formación Tolar (sección TLLP3 en Tabla 1). Adicionalmente, se obtuvieron 11 muestras de diques que intruyen las secciones TLLP1 y TLLP2. La edad de los diques en estas localidades está pobremente acotada, con solo dos edades K-Ar en roca total de 47 ± 6 y 57 ± 7 Ma (Huete et al. 1977; Tomlinson et al. 2001b) en un dique en la localidad TLLP3, que no fue muestreado.

Las muestras provenientes de los diques en las localidades de TLLP1-2 mostraron una intensidad de MRN muy alta, y las direcciones obtenidas después del proceso de desmagnetización muestran una gran dispersión. Por el contrario, las muestras de rocas sedimentarias en estas secciones mostraron intensidades de MRN que oscilan entre 10 y 30 mA/m, y una remanencia de polaridad normal bien definida con alta temperatura de bloqueo (Fig. 9-4b). Por otro lado, las muestras del sitio TLLP3 mostraron dos componentes (Fig. 9-4c), una componente de baja temperatura de polaridad reversa definida entre 300 y 550°C, y otra componente de polaridad normal que muestra un estrecho espectro de temperatura de desbloqueo entre ~ 655 y 685° C.

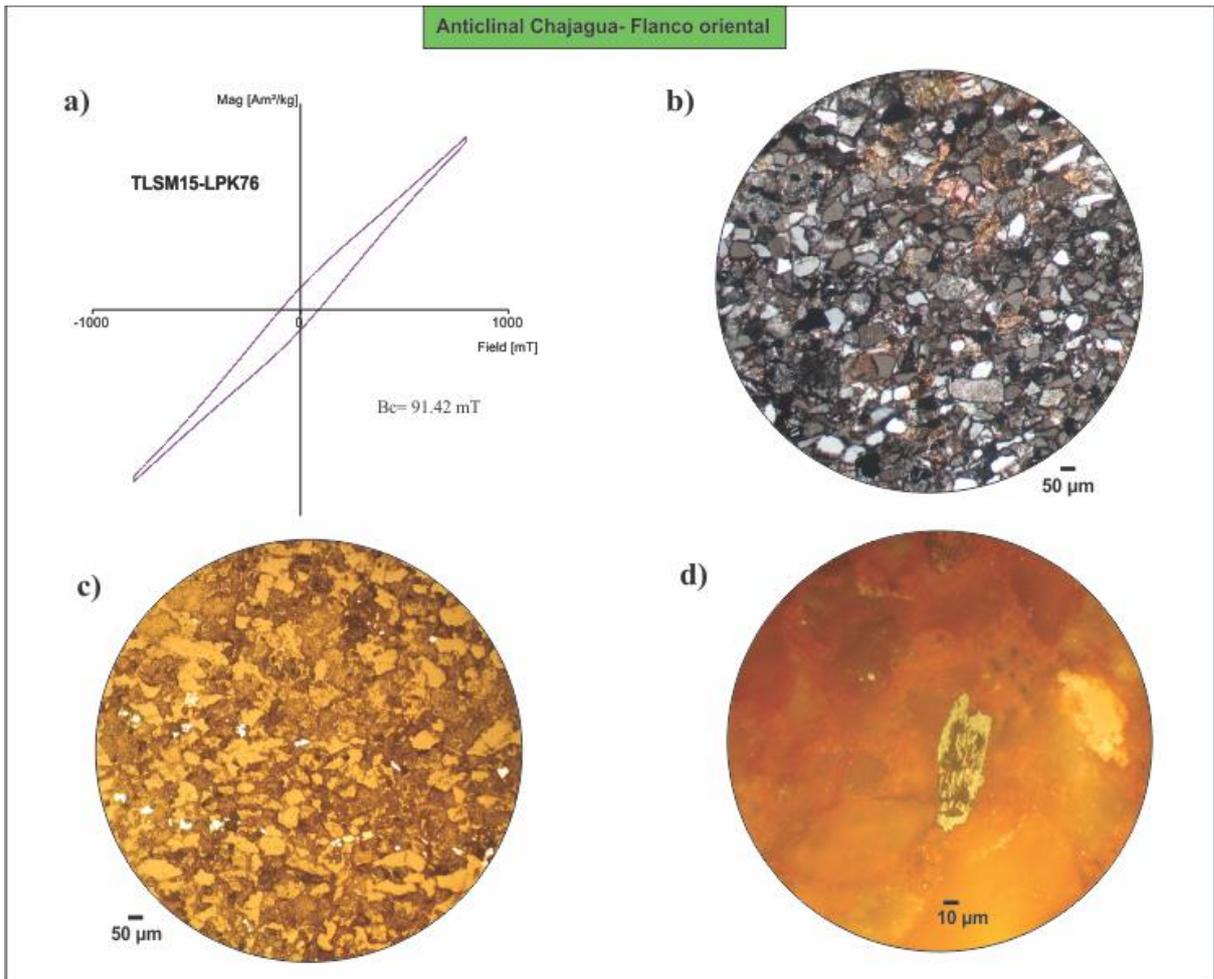


Figura 9- 5: (a) Ciclo de histéresis indicando hematita como el mineral portador de la remanencia. (b) Microfotografía de un corte petrográfico de la muestra TL 5 (TLLP2) ubicada a 6 m de un dique. Microfotografía de un pulido calcográfico de la misma muestra mostrando la presencia de opacos alineados, y (c) un detalle de un grano de hematita con crecimiento acicular (d).

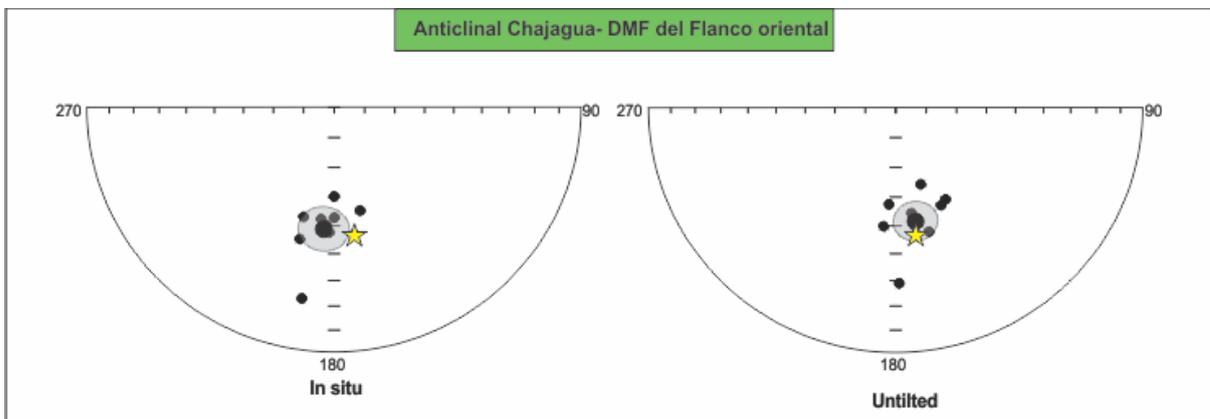


Figura 9- 6: Direcciones medias obtenidas en el flanco oriental del anticlinal Chajagua; la estrella indica la dirección de referencia para el Cretácico Superior.

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos en ambos flancos del anticlinal Chajagua (secciones 9.3 y 9.4) se realizó el foldtest con las direcciones de los 21 sitios. La prueba arroja un resultado positivo (k máximo en 81% de despliegue aplicando el análisis de Fisher; $k_u / k_{is} = 1,82$) (Fig. 9.7a y b). El buen ajuste entre las direcciones medias de ambos flancos después de aplicar la corrección estructural (Fig. 9.7c) sugiere que la PSV se ha promediado adecuadamente dentro de cada flanco de la estructura.

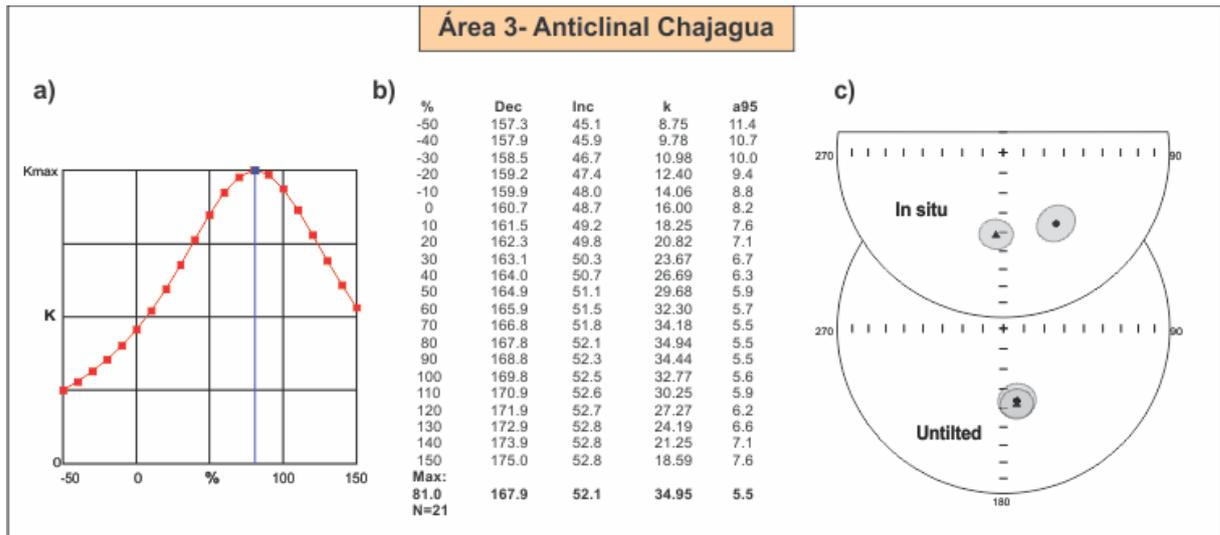


Figura 9- 7: (a) Diagrama del parámetro de concentración k en función de la corrección de estructura, y tabla mostrando los valores para cada una de las correcciones. (b) DMF obtenida en el flanco oriental (triángulo) y occidental (círculo) en coordenadas *in situ* y luego de aplicar la corrección de estructura.

9.5. Complejo Plutónico El Abra (M in Tabla 5)

La parte sur del Área 3 está dominada por el Complejo El Abra, del Eoceno medio a alto. Esta unidad plutónica es contemporánea con el Complejo Fortuna, su equivalente en el lado opuesto de la Falla Oeste, y con respecto al cual se encuentra desplazado sinistralmente por efecto de dicha falla (Dilles et al. 1997; Tomlinson y Blanco 1997). El carácter hipabisal de la unidad es constante a lo largo de perfiles E-W en la parte norte del complejo. En esta zona la unidad intruye a las rocas del Cretácico Superior al Eoceno buzantes al oeste, correspondientes al flanco occidental del anticlinal Chajagua. Esto sugiere que el emplazamiento del complejo plutónico es posterior a la estructuración del anticlinal.

Se extrajeron muestras a lo largo de dos transectas (Fig. 9-1). En la parte oriental y central de la transecta norte, se perforaron seis sitios (24 muestras) en la Granodiorita Cotari (sitios EA1-6), mientras que en la parte occidental se perforaron dos sitios (8 muestras) en la

Granodiorita El Abra (sitios EA7 -8). La sección sur está compuesta por un sitio (EA9) en la unidad de El Abra, tres sitios (EA10-12 y 14) en la Granodiorita Cotari, y dos sitios (EA13 y 14) en la Granodiorita Llareta.

La intensidad de MRN en las distintas unidades varía entre 0,05 a 9 A/m. Ocho de los catorce sitios no dieron resultados utilizables, por presentar un corpotamiento errático durante el proceso de desmagnetización. Los seis sitios restantes mostraron una remanencia característica de coercitividad moderada a alta, de polaridad normal en cinco casos y polaridad reversa en el sitio EA7 (ver Tabla 5; Fig. 9-8a y b). Los valores de coercitividad observadas durante el proceso de desmagnetización por AF y los resultados obtenidos en los ciclos de histéresis sugieren la presencia de magnetita MD (Fig. 9-8c).

En el sitio EA6 en particular, se observó un componente adicional de polaridad reversa de alta coercitividad y temperatura sugiriendo que el mineral portador de esta componente de la remanencia es hematita. Este sitio está más cerca de la mina El Abra, por lo que es posible que la componente de alta temperatura esté relacionada con procesos de mineralización posteriores.

Aunque pertenecen a diferentes unidades, las cinco direcciones medias correspondientes a los sitios con polaridad normal muestran una fuerte agrupación. Por el contrario, las magnetizaciones reversas observadas en los sitios EA6 y EA7 se encuentran muy desplazadas de las direcciones normales (Fig. 9-8d). En la Tabla 1 se muestran dos direcciones medias alternativas, una que involucra todos los datos disponibles (media 1) y la otra que usa solo el grupo de polaridad normal (media 2) (Fig. 9-8e). Teniendo en cuenta la naturaleza discordante de las dos direcciones de polaridad reversa, se utilizará la media 2 para el análisis tectónico.

La comparación con el campo magnético del Eoceno sugiere que puede haber una rotación tectónica horaria, aunque el alto valor de ΔR es elevado. El valor tan alto del parámetro de precisión de Fisher ($k = 147$) puede deberse a que el PSV no se ha promediado adecuadamente. Sin embargo, no puede descartarse que un enfriamiento lento con posible deuterismo puede haber producido un promedio de PSV dentro del plutón.

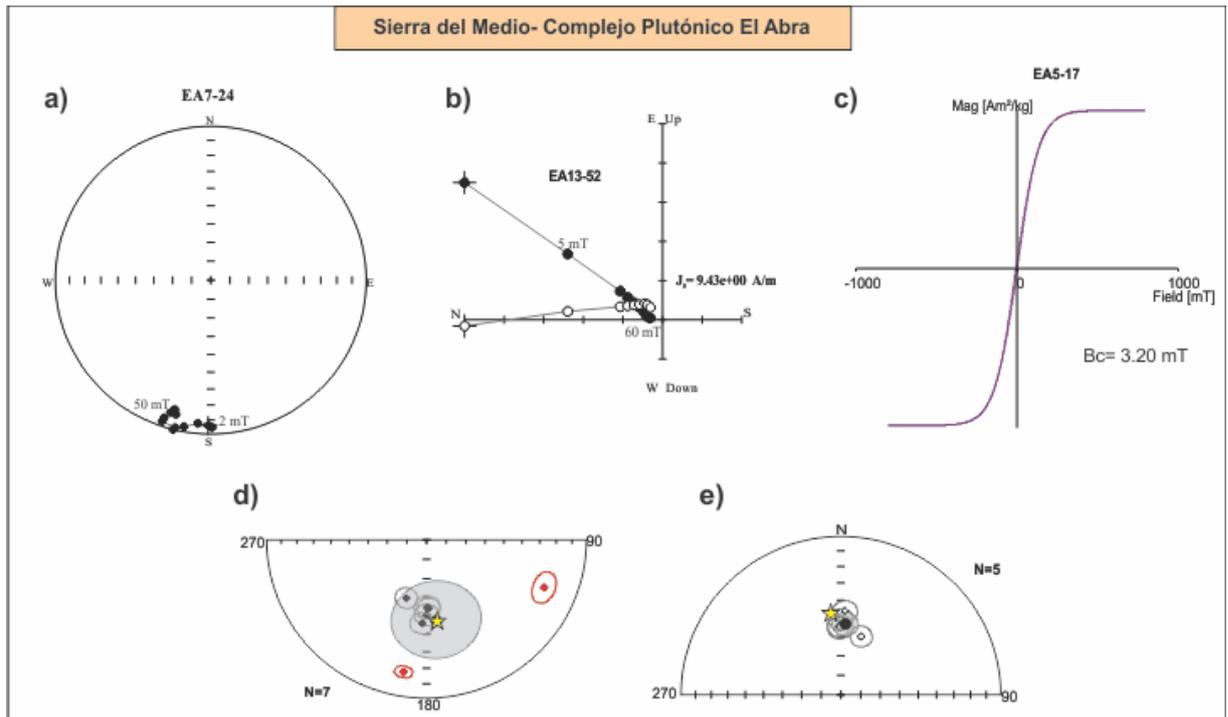


Figura 9- 8: Resultados obtenidos para el Complejo Plutónico El Abra. (a) Representación estereográfica de cada vector residual de magnetización remanente de polaridad reversa. (b) Diagramas de Zijderveld mostrando la presencia de una única componente. (c) Ciclo de histéresis indicando la presencia dominante de magnetita MD. (d) DMF a partir de los 7 sitios, con las polaridades normales invertidas para facilitar la comparación; en rojo se muestran los sitios con polaridad reversa. DMF teniendo en cuenta sólo los cinco sitios con polaridad normal.

9.6. Quebrada Honda (N y O en Tabla 5)

La localidad de Quebrada Honda se ubica en la parte suroeste del Área 3 y en el bloque occidental de la Falla Oeste (Fig 9-1). En esta zona afloran sedimentos del Cretácico Superior-Paleoceno de la Fm. Tolar, los cuales están cubiertos por lavas del Eoceno de la Fm. Icanche. El contacto entre ambas formaciones es por falla. La secuencia culmina con un paquete de tobas de edad miocena- pliocena.

Se perforaron 7 sitios en diferentes horizontes volcánicos y una ignimbrita ubicada al tope de la secuencia perteneciente a la Formación Icanche (Fig. 9-9a), y dos sitios en una sucesión de 170 m de espesor de la Fm. Tolar, intruída por un dique andesítico datado en $45,2 \pm 1$ Ma (Hammerschmidt et al. 1992) (Fig. 9-9b). Este último sitio consiste de 23 muestras de areniscas rojizas y 6 muestras del dique andesítico. A continuación, se describirán los resultados obtenidos en ambas formaciones.



Figura 9- 9: (a) Ignimbrita muestreada en la Fm Icanche. (b) Dique andesítico intruyendo a las areniscas de la Fm. Tolar. Personas como escala (círculos amarillos). En la parte superior, toba de edad miocena-pliocena en discordancia.

9.6.1. Formación Tolar (N en Tabla 5)

Las areniscas de la Fm. Tolar presentan un comportamiento paleomagnético sencillo. El proceso de desmagnetización térmica permitió aislar una componente de polaridad normal de alta temperatura (200-640°C) (Fig. 9-10a). Asimismo, cuando las muestras fueron sometidas a desmagnetización por AF se observó una alta coercitividad, eliminándose solo el 35% de la MRN inicial luego de aplicar un campo de 90 mT (Fig. 9-10 b). Las direcciones obtenidas presentan una alta agrupación ($k= 81$). La declinación anómala obtenida en coordenadas *in situ* sugiere que la magnetización es pre-tectónica (Fig. 9-10 c). Si bien la interpretación de una magnetización post-tectónica rotada también es posible (ya que las inclinaciones son similares), la interpretación pre-tectónica es la más parsimoniosa, ya que, si la magnetización fuera post-tectónica, requeriría un evento de remagnetización, seguido de una rotación de aproximadamente 60°.

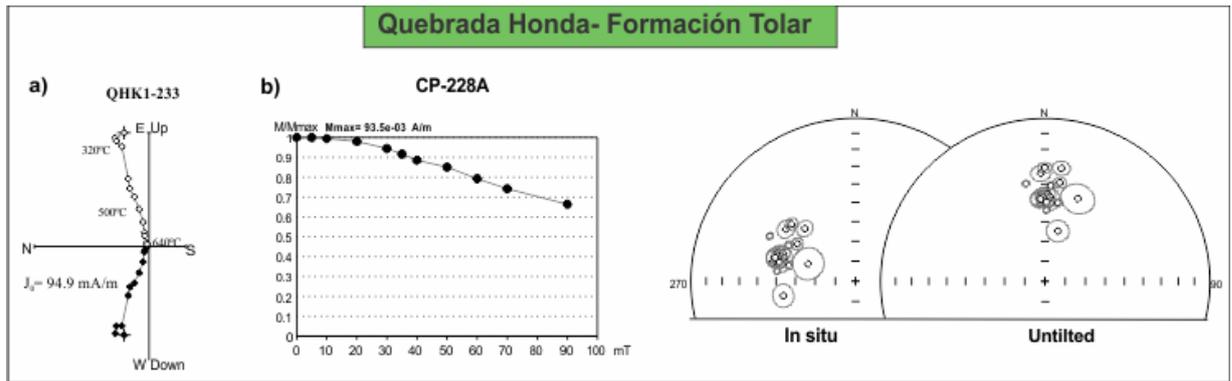


Figura 9- 10: Comportamiento paleomagnético observado en las areniscas de la Fm. Tolar. (a) Diagramas de Zijderveld mostrando la presencia de una única componente. (b) Curva de desmagnetización normalizada. (c) ChRM en corrientes in situ y corregida por la estructura.

A fin de determinar la naturaleza de la mineralogía magnética se realizaron ciclos de histéresis y curvas termomagnéticas. Los mismos revelaron la presencia de hematita y magnetita como los minerales portadores de la remanencia (Fig. 9-11a y b). En corte petrográfico, las arenas presentan granos sub-angulosos mal seleccionados de cuarzo, feldespatos, líticos y opacos (Fig. 9-11c). El cemento es principalmente carbonático, con granos de cuarzo y opacos subordinados (Fig. 9-11d).

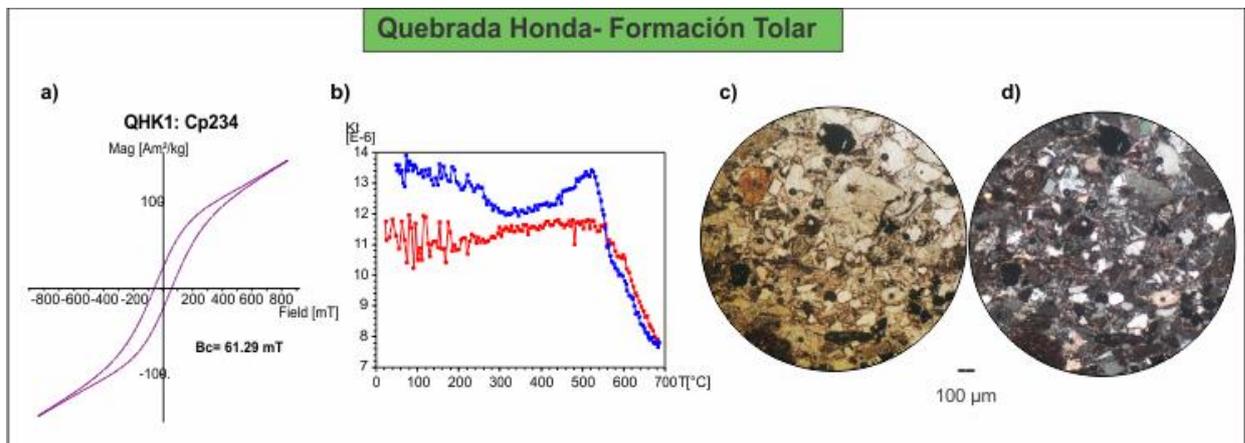


Figura 9- 11: (a) Ciclo de histéresis indicando hematita como el mineral principal. (b) Curva termomagnética. (c) y (d) Microfotografía de un corte petrográfico de la muestra CP-230 (QHK1). Se observa la presencia de abundantes minerales opacos de diversos tamaños (c) en un cemento principalmente carbonático (d).

El análisis paleomagnético de las muestras pertenecientes al dique evidencia dos componentes. Una componente blanda que se elimina a $\sim 320^\circ\text{C}$ y otra de alta coercitividad y temperatura de desbloqueo ($460\text{-}640^\circ\text{C}$), a la cual se interpretó como magnetización

característica, ChRM (Fig. 9-12 a y b). La componente más blanda y/o de menor temperatura, muestra una gran dispersión, que podría responder a una magnetización espuria adquirida en laboratorio, y no se considera para el análisis tectónico (Fig. 9-12 c). Por otro lado, cuatro de las seis componentes de alta coercitividad y temperatura de desbloqueo es la “característica” (ChRM) aisladas muestran un buen agrupamiento (Fig. 9-12 d).

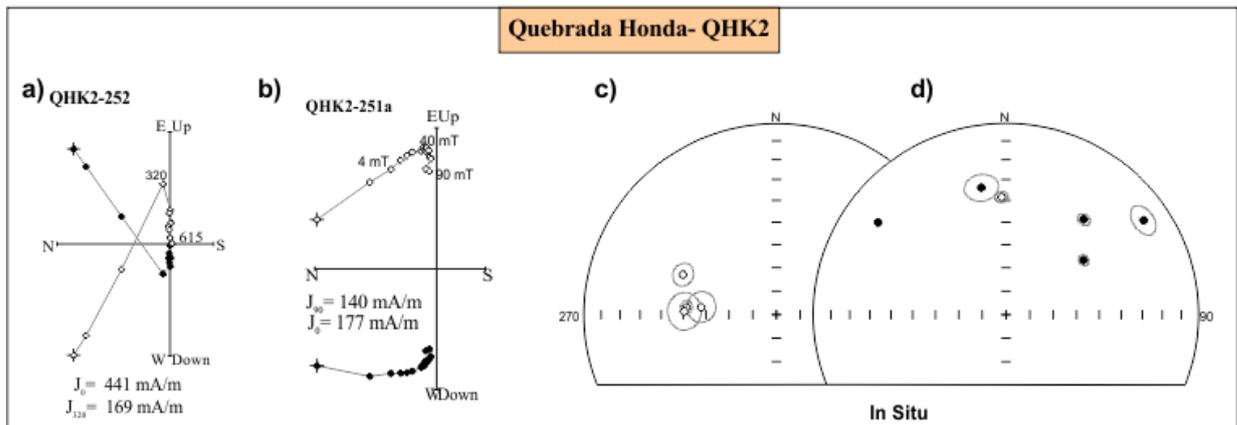


Figura 9- 12: Resultados paleomagnéticos obtenidos para el dique. Diagramas de Zijderveld durante desmagnetización térmica (a) y por AF (b), mostrando la presencia de dos componentes. Direcciones obtenidas a partir de la componente de alta (c) y baja coercitividad y temperatura de desbloqueo (d) en coordenadas in situ. Los círculos blancos (negros) corresponden a inclinaciones negativas (positivas) con sus respectivos MAD.

Las curvas termomagnéticas revelaron un pico de Hopkinson con temperatura de 520°C correspondiente con titanomagnetita (Fig. 9-13a). Esto se corrobora en los ciclos de histéresis, que son dominados por un mineral de baja fuerza coercitiva (B_c 8,05 mT para la muestra QHK2-Cp251 en Fig. 9-13b). Por otra parte, el ciclo de histéresis tiene forma potbellied, que podría indicar la presencia de una fracción de material superparamagnético (SP; Tauxe et al. 1996) la coexistencia de minerales con diferentes fuerzas coercitivas (Roberts et al. 1995). En corte petrográfico se observó la presencia de opacos de tamaño variable diseminados y presentes a lo largo de fracturas (Fig. 9-13c).

Estos resultados sugieren que las propiedades están dominadas por titanomagnetita pobre en Ti, MD. Esta portaría la componente blanda y de baja T. Además, hay otro mineral de mayor fuerza coercitiva, que prácticamente no se aprecia en el magnetismo de rocas, y que puede ser maghemita o hematita (de tamaño muy fino, en la transición SP-SD), probablemente producto de oxidación de la propia Ti-magnetita.

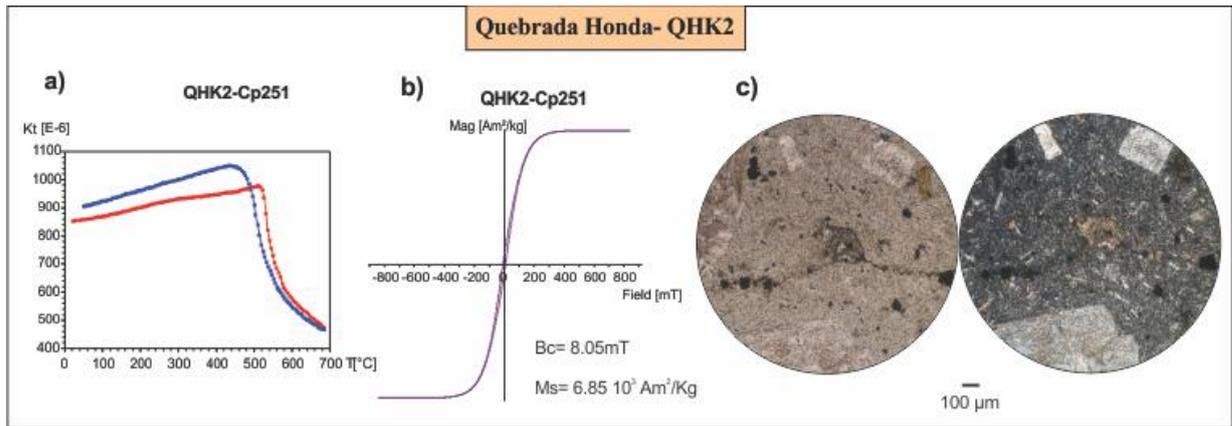


Figura 9- 13: (a) Curva termomagnética. (b) Ciclo de histéresis. (c) Microfotografía de un corte petrográfico de la muestra CP-253 (QHK2). Se observa la presencia de abundantes minerales opacos de diversos tamaños diseminados y alojados en fracturas.

La dirección obtenida para la Fm. Tolar y el dique son similares en coordenadas *in situ* (Fig. 9-14a). Dado que se interpreta que la remanencia de las areniscas es pre-tectónica, esto sugiere que la intrusión es anterior a la estructura. Debido a esto y a la poca variación del polo paleomagnético durante el Cretácico Superior- Eoceno, las muestras de ambas litologías se promedian juntas (Fig. 9-14 b, N Tabla 1). La comparación de la DMF obtenida con la dirección de referencia indica una rotación tectónica horaria de $\sim 9^\circ$ (N en la Tabla 3; Fig. 9-14c).

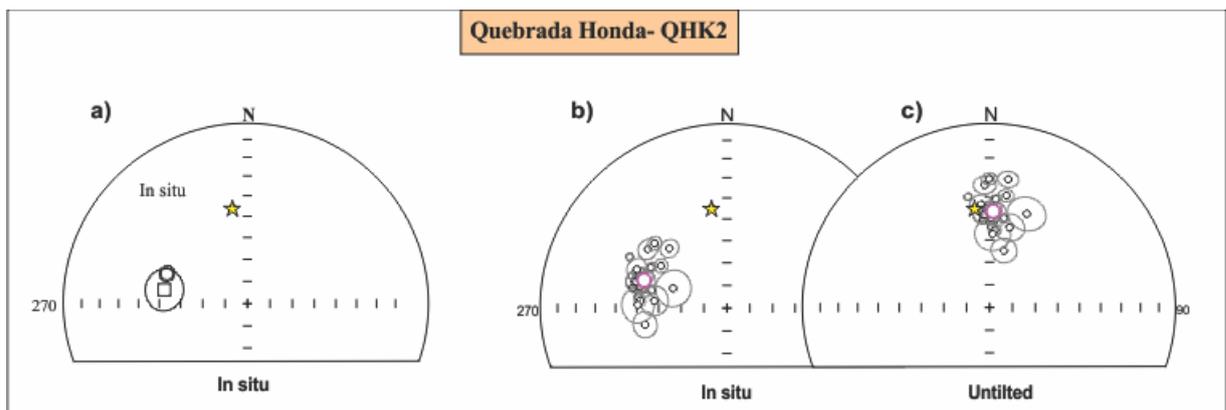


Figura 9- 14:(a) Dirección media obtenida para el dique (cuadrado) y la Fm. Tolar (círculo) en coordenadas *in situ*. DMF a partir de las 26 muestras correspondientes a las rocas volcánicas y las areniscas en coordenadas *in situ* (b) y corregidas por la estructura (c). La estrella corresponde a la dirección esperada para el Eoceno.

9.6.2. Formación Icanche (O en Tabla 1)

Se perforaron ocho sitios (42 muestras) correspondientes a la Fm. Icanche (53-43 Ma). Cuatro de los ocho sitios perforados mostraron un comportamiento paleomagnético errático y fueron descartados. Aproximadamente el 20% de las muestras se rompieron en muchas piezas durante el proceso de desmagnetización térmica, generalmente al ser calentados a 350°C.

Los sitios restantes (ver O en la Tabla 1) mostraron una componente de alta temperatura y coercitividad, de polaridad reversa (Fig. 9-15a y b), excepto el sitio QHIC7, que mostró menor coercitividad y temperatura de desbloqueo, y en el que se aisló una dirección anómala de inclinación negativa, descartada del análisis posterior (Fig. 9-15c y d).

La agrupación dentro de los sitios es moderada ($\alpha_{95} < 13^\circ$), excepto el sitio QHIC-3, que presenta un $\alpha_{95} = 16.9^\circ$. Los sitios admisibles de la Fm. Icanche, presentan una DMF pobremente definida y anómala en inclinación, tanto in situ como corregida por estructura. (Fig 9-15 e). Esto podría deberse a que no se ha promediado la variación paleosecular (PSV) adecuadamente., por lo que no se consideran en la interpretación tectónica.

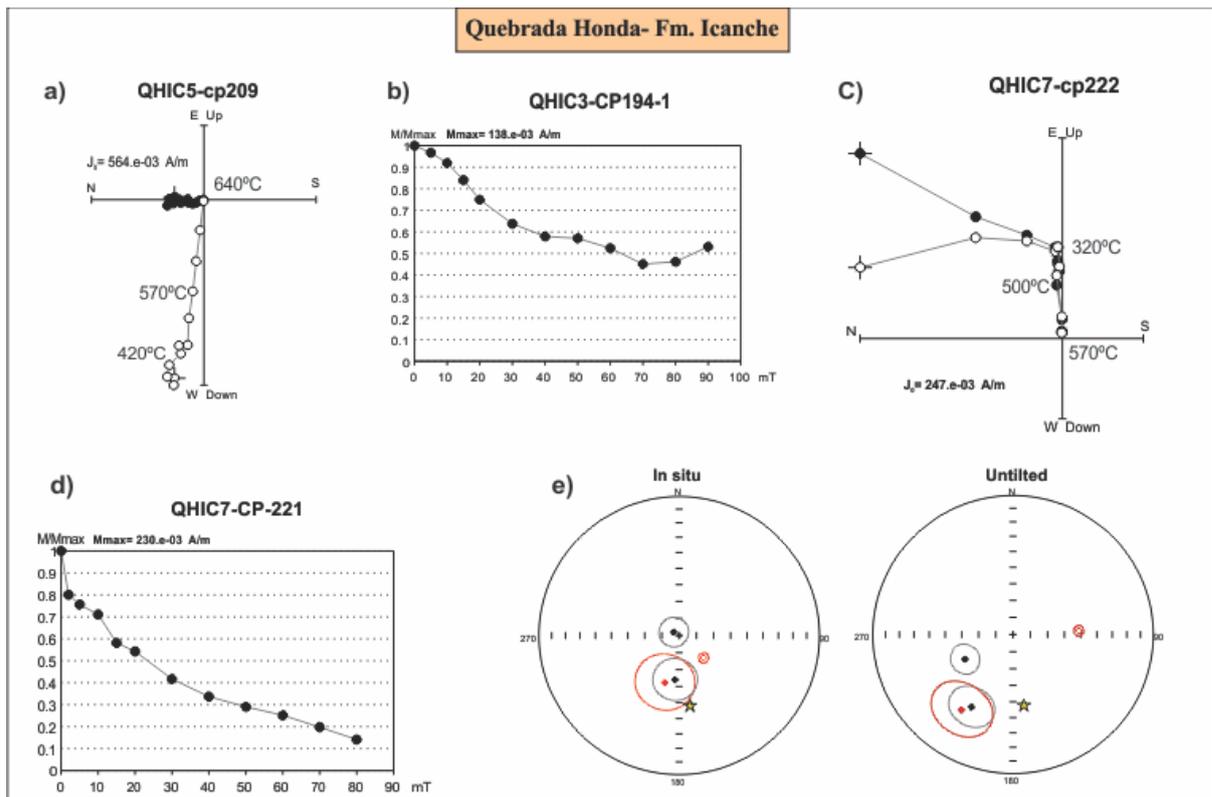


Figura 9- 15: Comportamiento paleomagnético observado en la Fm. Icanche. (a) y (b) Corresponden a los sitios QHIC 3 y 5, donde se observó una única componente de alta temperatura y coercitividad, de polaridad reversa. (c) y (d) Comportamiento observado en el sitio QHIC 7, donde se observa la presencia de dos componentes y una menor temperatura de desbloqueo (c) y coercitividad (d). (e) Direcciones obtenidas en rojo se señalan los sitios que se descartan. Los círculos blancos (negros) corresponden a inclinación negativa (positiva); la estrella muestra la dirección de referencia.

9.7. Síntesis de los resultados para el Área 3

La edad de la mayoría de las magnetizaciones observadas en la Sierra del Medio, ya sean pre- o post-tectónicas, varía desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno medio. En contraste con las otras áreas en el norte de Chile, el resultado indica que en general, las rocas pre-neógenas en la Sierra del Medio (aproximadamente 600 km²) no sufrieron rotaciones significativas según un eje vertical.

Dado que el Complejo El Abra es una parte desplazada siniestralmente del Complejo Fortuna, el cual carece de evidencias de rotación según un eje vertical (Somoza et al. 2015), se sugiere que las rotaciones, si las hubiera dado el valor de ΔR , serían posteriores o producidas durante el desplazamiento de la Falla Oeste en el Oligoceno-Mioceno. En este contexto, las rotaciones pueden estar asociadas a un acortamiento de este a oeste con rotación de estilo dominó a lo largo de las numerosas fallas siniestras ubicadas en el sector NW del Complejo El Abra. Este tipo de estructuras están ausentes en el Complejo Fortuna. Estas

fallas se interpretan como activas durante el movimiento sinistral oligoceno-mioceno de la Falla Oeste (Dilles et al. 1997).

Por otro lado, en Quebrada Honda sí se observa rotación de la Fm. Tolar, cosa que no se registra en las localidades ubicadas en el bloque este de la Falla Oeste. Nótese que la Fm. Tolar también experimentó rotaciones en las Áreas 1 y 2. Esto podría sugerir que la Falla Oeste se comportó como una discontinuidad cortical, indicando el límite oriental del frente de deformación. Esto se discutirá más extensamente a continuación.

10. DISCUSIÓN: HISTORIA DE DEFORMACIÓN Y ROTACIONES TECTÓNICAS ASOCIADAS A LA CONSTRUCCIÓN DE LOS ANDES CENTRALES

Los resultados obtenidos en las tres áreas muestran grandes diferencias no solo en la edad de las remanencias sino también en la magnitud y sentido de las rotaciones tectónicas observadas (Tabla 6). Estas diferencias podrían estar asociadas a las diversas fases de deformación registradas en la Precordillera del norte de Chile desde el inicio del Mesozoico.

Tabla 6: Rotaciones tectónicas

Área	Grupo	Edad de la remanencia	Edad de referencia	R± ΔR	F± ΔF
Sierra de Moreno (Formación Quehuíta)	A	mid-Cretaceous	125-100	-19 ± 8.33	6 ± 6.8
Sierra de Moreno (Formación Tambillo)	B	Late Cretaceous	83-65	3 ± 9.8	4 ± 7.15
Sierra de Moreno (Monzonita Cuarzófera Barrera)	C	Late Cretaceous	83-84 Ma	1.7 ± 12.5	5.6 ± 9.3
Quebrada Chug Chug (Formación Tambillo)	D	Late Cretaceous	85-65	12.7 ± 10.6	11.8 ± 8.5
Cuesta de Montecristo lavas	E	mid-Cretaceous	114	39.3 ± 6.5	2.4 ± 5.1
Formación Quebrada Mala	F	Late Cretaceous	85-65	21.1 ± 8.3	0.3 ± 5.8
Anticlinal San Lorenzo (Formación Tolar)	G	Late Eocene		-2.0 ± 31.2	-10.9 ± 16.3
Anticlinal San Lorenzo (SO)	H	middle Eocene	40-55	14.8 ± 10.3	4 ± 7.3
Anticlinal San Lorenzo (NE)	I	middle Eocene	40-55	33.6 ± 12.6	-10.6 ± 7.2
Anticlinal Chajagua (postectónica)	J	Eocene-Oligocene?	30-40	5 ± 7.6	-2.1 ± 5.1
Anticlinal Chajagua (preectónica)	K-L	latest Cretaceous - Eocene	47-83	-3.2 ± 9.8	-5.5 ± 6.3
Complejo El Abra	M	middle - late Eocene	40-55	10.5 ± 10.6	-6 ± 6.7
Quebrada Honda (Formación Tolar)	N	Eocene	85-65	9.1 ± 6.1	0.3 ± 5.09

Cretácico medio: dec.179 inc. 40, alfa 2.5 (Somoza y Zaffarana 2008)

Cretácico Superior: dec. 171, inc. 46, alfa 4.2 (Somoza y Zaffarana 2008)

Eoceno: dec.173, inc.47, alfa 5.5 (Somoza 2007b)

Trabajos anteriores han permitido limitar las rotaciones en el norte de Chile (19°-23°S) al Cenozoico temprano (Arriagada et al. 2003b; Roperch et al. 2000; Somoza et al. 1999; Somoza y Tomlinson 2002). En particular en el área de Calama, resultados obtenidos por

Somoza et al. (2015) para el Complejo Fortuna (~39 Ma) limitan las rotaciones al Eoceno medio.

En los siguientes apartados se discutirán los resultados obtenidos dentro de un contexto local y regional.

10.1. Edad de las rotaciones e implicancias estructurales

La edad de las remanencias obtenidas en este trabajo para las distintas unidades varía entre el Cretácico medio al Eoceno (Tabla 3), y por lo tanto son previas al desplazamiento principal a lo largo de la Falla Oeste. La figura 10-1 corresponde al mapa geológico luego de restaurar los ca. 35-37 km de desplazamiento sinistral de la Falla Oeste durante el Oligoceno-Mioceno, siguiendo las correlaciones descritas por Dilles et al. (1997) y Tomlinson y Blanco (1997); en él se han volcado las rotaciones tectónicas calculadas para las Áreas 1, 2 y 3.

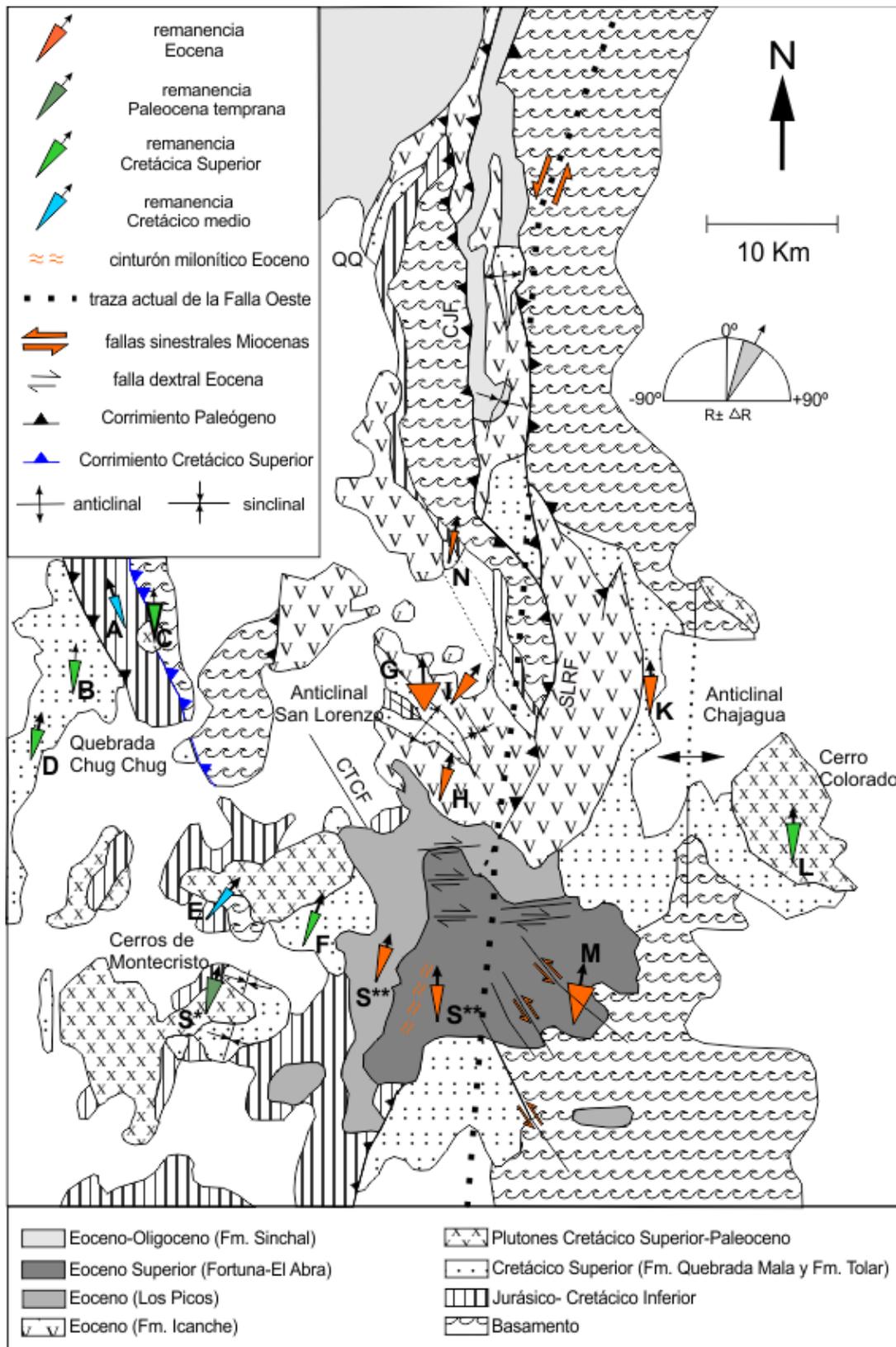


Figura 10- 1: Configuración de la región para el Eoceno después de la restauración del movimiento sinistral del Mioceno temprano de la Falla Oeste. QQ: Quebrada Quinchamale; CJF: Cerro Jaspe Fault; CTCF: Falla de Cerro Tres Cerros; SLRF: Falla de la Sierra de las Rabonas. Las letras clave en las localidades paleomagnéticas se conectan con los resultados enumerados en la Tabla 3. Modificado de Dilles et al. (1997) y Tomlinson y Blanco (1997).

Del análisis general de la figura 10-1 se desprende una ausencia de rotaciones en el bloque oriental de la Falla Oeste (Fig. 10-1). Esto es consistente con la ausencia de discordancias angulares en el registro estratigráfico en el área de Sierra del Medio. Por otro lado, se observa una presencia generalizada de rotaciones en el bloque occidental, consistentes con los datos publicados más al sur del río Loa (Arriagada et al. 2003a, 2000; Gómez Schulz 2017b; Narea et al. 2015a; Randall et al. 1996; Somoza y Tomlinson 2002b; entre otros).

Los resultados obtenidos para las rocas del Jurásico-Cretácico presentan una gran variación en las distintas áreas. En Sierra de Moreno los depósitos de la Fm. Quehuita registran una rotación antihoraria de $\sim 20^\circ$ (A en la Fig. 10-1), mientras que las rocas más jóvenes, Monzonita Cuarcífera Barrera (~ 85 Ma) (C en la Fig. 10-1) y Fm. Tambillo, no muestran evidencia de rotaciones (B en la Fig. 10-1). En el Área 2, las volcanitas de la Cuesta de Montecristo (E en la Fig. 10-1) sugieren $\sim 20^\circ$ de rotación tectónica horaria, previa a la depositación de las lavas de la Fm. Quebrada Mala del Cretácico Superior (F en la Fig. 10-1).

Esta diferencia en la magnitud y sentido de las rotaciones entre las unidades jurásicas-cretácicas inferiores y las del Cretácico Superior probablemente esté relacionada con la fase Peruana, del Cretácico Tardío temprano. Dicha fase está representada por una discordancia angular en ambas localidades (Ladino et al. 1997; Tomlinson et al. 2001) producto del alzamiento de bloques de basamento e inversión tectónica de las cuencas extensionales del Jurásico-Cretácico Temprano, alrededor de 90-70 Ma (Amilibia et al. 2008; Bascuñán et al. 2015).

Los procesos de inversión tectónica son muy complejos e implican una serie de factores de control, como la orientación de las estructuras preexistentes, el ángulo de reactivación y la sedimentación sintectónica, entre otros (e.g. Amilibia et al. 2008a; Brun y Nalpas 1996; Buchanan y McClay 1991; Del Ventisette et al. 2006; Gartrell et al. 2005; Keller y McClay 1995; Koopman et al. 1987; Krantz 1991; McClay 1989; Pinto et al. 2010; Sandiford et al. 2006; Yagupsky et al. 2008). Esto produce cambios latitudinales en el estilo de deformación y rumbos de algunas estructuras (Jara et al. 2009; Jara y Charrier 2014). En este caso rotación tectónica horaria al sur y antihoraria al norte.

Al sur del río Loa en el área de la Cordillera de Domeyko, la fase Peruana está representada por una discordancia angular entre la Fm. Paradero del Desierto (Cretácico medio) y la Fm. Quebrada Mala (Basso 2004; Cortés 2000; Ferrando y Espinoza 2013). Sin embargo, la magnitud de la rotación tectónica es similar en las unidades a ambos lados de la

discordancia, lo que sugiere que no se asoció una rotación significativa con este evento en la Cordillera de Domeyko (Arriagada et al. 2003b, 2000; Gómez Schulz 2017b; Narea et al. 2015). Esta variabilidad en el sentido y la cantidad de rotación tectónica a través de la Precordillera sugiere que las rotaciones están relacionadas con las estructuras locales.

Con respecto a las unidades del Cretácico Superior en Sierra de Moreno, éstas no muestran evidencias de rotaciones tectónicas (B y C en la Fig. 10-1), mientras que al sur (Quebrada Chug Chug y Cerros de Montecristo) se registran rotaciones horarias (D y F en la Fig. 10-1). Esto sugiere que se trataría de dos bloques estructurales independientes. Sin embargo, ninguna discontinuidad estructural entre ambas localidades ha sido documentada y la magnitud de los errores asociados a las rotaciones (ver grupo B, C y D Tabla 6) no permite validar este supuesto. En la Quebrada Chug-Chug, la rotación es posterior a la actividad intrusiva del Cretácico Tardío en el área y, por lo tanto, probablemente esté relacionada con los eventos de deformación del Paleoceno temprano (fase K-T) o Eoceno (fase Incaica).

Las unidades del Cretácico Superior, Paleoceno Inferior y Eoceno medio en el área de Cerros de Montecristo (F en la Tabla 2) (Somoza et al. 2015; Somoza y Tomlinson 2002; y este trabajo) presentan cantidades similares de rotación. Esto sumado a la continuidad estructural del bloque que contiene estas unidades, indica que estas localidades giraron al unísono aproximadamente 20° en el sentido horario con posterioridad al emplazamiento del Complejo Los Picos (43-42 Ma). Debido a esto, puede decirse que la fase K-T, responsable de la discordancia entre los depósitos del Cretácico Superior y Eoceno, no involucró rotación tectónica de bloques.

En contraste, las magnetizaciones pretectónicas de las unidades del Cretácico Superior y del Eoceno en el anticlinal de Chajagua (L-K, Tabla 3) no registran rotaciones. La restauración de la Falla Oeste indica que estas dos áreas están separadas por una falla inversa del Eoceno expuesta en la Sierra Las Rabonas (falla de Sierra Las Rabonas; SLRF en la Fig. 10-1), con su continuación hacia el norte (en coordenadas restauradas) en la Falla de Cerro Jaspe.

Secciones estructurales balanceadas E-O realizadas por Günther (2001) y Günther et al. (1997b) a la latitud 21°45' desde la Sierra de Moreno hasta el Cerro Colorado muestran una diferencia en la tasa de acortamiento a ambos lados de la Falla Oeste. El mismo es de 7,5 km para la sección ubicada en el bloque oeste, mientras que el bloque oriental presenta un acortamiento de tan sólo 1,6 kilómetros. Estos autores atribuyeron estas diferencias a la reología y reactivación de las estructuras de basamento (ver sección 9.2).

En el extremo sur de la Sierra Las Rabonas y en el extremo norte del Complejo Fortuna, la mala exposición, debido a la cubierta aluvial miocena y las complicaciones estructurales relacionadas con la Falla Oeste, oscurecen la continuidad de la Falla Sierra Las Rabonas y su relación con las intrusiones de Los Picos. Sin embargo, esta falla posee el mismo rumbo que la falla inversa expuesta al sur de las intrusiones (Fig. 10-1). Dado que las rotaciones parecen estar circunscriptas al bloque colgante de la/s falla/s y no aparecen en el bloque bajo, es posible que sean producto del movimiento diferencial a lo largo de estas estructuras. La edad de esta rotación está acotada por el registro de rotaciones en el Complejo Los Picos (43-42 Ma) y la ausencia de las mismas en el Complejo Fortuna (39-37 Ma; Somoza et al., 2015). Esta deformación corresponde a las etapas más tempranas de la Fase orogénica Incaica.

Una datación U-Pb en circón para un microgranito ultramilonítico del Complejo Fortuna (Granito Tetera) arrojó una edad de $39,9 \pm 0,4$ Ma, por el método LA-ICP-MS (Tomlinson et al. 2018), que representa la edad de recristalización del protolito y una edad máxima para la milonitización. Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita en dos zonas miloníticas ubicadas 3,4 y 4,9 km al suroeste del poblado abandonado de Chuquicamata, entregaron edades de $36,6 \pm 0,5$ Ma (Tomlinson et al. 2010) y $36,3 \pm 0,6$ Ma (Maksaev 1990), respectivamente, y son interpretadas como edades de enfriamiento del evento de deformación que generó las zonas de cizalla dúctil en el Eoceno. Se estima que el desplazamiento representado por estas zonas no es significativo, probablemente un máximo del orden de decenas de metros para las zonas de mejor desarrollo. Sin embargo, las zonas miloníticas tienen el mismo rumbo que la Falla Quetena y la faja de deformación compresiva de Quetena-Chintoraste expuesta al SSO del complejo, por lo cual se interpreta que representan una continuación en el tiempo del mismo régimen tectónico de compresión incaica en el Eoceno.

Los datos obtenidos para el Complejo El Abra sugieren la presencia de una pequeña rotación horaria (M en la Fig. 10-1), aunque es posible que la PSV no haya sido promediada adecuadamente. Dado que el Complejo Fortuna carece de evidencia de rotación sobre eje vertical, las rotaciones en el Complejo El Abra, si las hubiera, probablemente sean producto del desplazamiento de la Falla Oeste durante el Oligoceno-Mioceno. Durante dicho desplazamiento las fallas sinestrales observadas en la parte noroeste del complejo acomodaron acortamiento este-oeste y una rotación sobre eje vertical de estilo dominó.

Como se mencionó en la Sección 8.5, una interpretación de los datos paleomagnéticos en el área anticlinal de San Lorenzo, sugiere una rotación de ca. 15° en sentido horario

posterior a la depositación de la Fm. Icanche (53-45 Ma) y previo al emplazamiento del Complejo Plutónico Los Picos (43-42 Ma). Sin embargo, los datos en el área de Cerros de Montecristo no registran rotaciones sobre eje vertical entre el Cretácico Tardío y 43-42 Ma. Por lo tanto, esta diferencia requiere que haya una rotación diferencial entre el área del anticlinal San Lorenzo y los Cerros de Montecristo. Es posible que una rotación diferencial de este tipo fuera producto de movimientos asociados a la falla de Tres Cerros (CTCF en la fig. 10-1) durante el Eoceno (Tomlinson et al. 2018). El emplazamiento del Complejo Los Picos produciría la remagnetización de los sitios ubicados en el flanco suroeste. Posterior al emplazamiento se produciría una nueva rotación horaria que afectaría a las dos áreas y generaría la diferencia de rotación observada entre ambos flancos (grupos H e I en la Tabla 3 y la Fig. 10-1).

Un escenario alternativo es una rotación diferencial entre los sitios ubicados dentro del anticlinal de San Lorenzo, con los 30° de rotación en el sentido horario registrados en la extremidad noreste (H en la Fig. 10-1) y 15° de rotación en sentido horario registrados en la extremidad sudoeste (G en la Fig. 10-1), ocurridos simultáneamente y con posterioridad a los 43-42 Ma.

En este escenario, los sitios en el extremo sudoeste del anticlinal giraron al unísono con los sitios en el área de Cerros de Montecristo previo a 35 Ma (etapa 1 y 2, Fig. 10-2). El emplazamiento del Complejo Fortuna imposibilitaría el acortamiento posterior a lo largo de la falla inversa SLRF, mientras que sí continuaría el desplazamiento hacia el este en la latitud del Cerro Jaspe (etapa 2 en la Fig. 10-2). Esta situación habría dado lugar a una rotación cuya magnitud aumenta progresivamente hacia el norte en sentido horario en el área correspondiente al flanco noreste del anticlinal de San Lorenzo.

Las fallas dextrales E-W ubicadas en el extremo norte de los complejos Fortuna y El Abra (Fig. 10-1) apoyan este escenario cinemático (Tomlinson y Blanco 2008). Las fallas afectan tanto a los complejos de Los Picos como a los de Fortuna y tienen alteraciones y mineralizaciones asociadas con las unidades más jóvenes del Complejo Fortuna (38-37 Ma). Aunque sus desplazamientos son pequeños, su sentido dextral es cinemáticamente consistente con haberse desarrollado como resultado de la cizalla dextral E-W inducida por un aumento hacia el norte en la cantidad de acortamiento (etapa 2 en la Fig. 10-2). El conjunto de los datos publicados indica que entre ca. 45 Ma y 37 Ma la deformación se caracterizó por acortamiento E-O (Fase Incaica) y, en algunos sectores, cizalla dextral N-S, y desde ca. 36 Ma y hasta 31 Ma se caracterizó por ser un régimen de transpresión dextral con la proto-Falla

Oeste como la falla maestra del sistema (etapa 3 en la Fig. 10-2)(Tomlinson et al. 2018). Teniendo en cuenta lo anterior, consideramos que este escenario alternativo es el más probable y, por lo tanto, llegamos a la conclusión de que los 30° de rotación en sentido horario detectados en los sitios del Grupo H son totalmente posteriores a la intrusión del Complejo Los Picos (43-42 Ma) y, por lo tanto, registran los 15-20° de rotación en el sentido de las agujas del reloj observado en la unidad de Los Picos y en el área de Cerros de Montecristo, que ocurrió entre 43-42 Ma y 39 Ma (etapa 1, Fig. 10-2), y una rotación adicional de 15° en el sentido de las agujas del reloj después de 39 Ma, probablemente a ca. 38-37 Ma (etapa 2, fig. 10-2).

La remagnetización de las rocas de la Formación Tolar en el núcleo del anticlinal de San Lorenzo se interpreta como relacionada con los diques silíceos y su alteración hidrotermal asociada, que a su vez se relaciona con las intrusiones de 38-37 Ma del Complejo Fortuna. Dado que la remagnetización en las rocas de la Fm. Tolar es anterior al plegamiento principal, este evento de plegamiento también se encuentra en una etapa avanzada de la historia de la deformación.

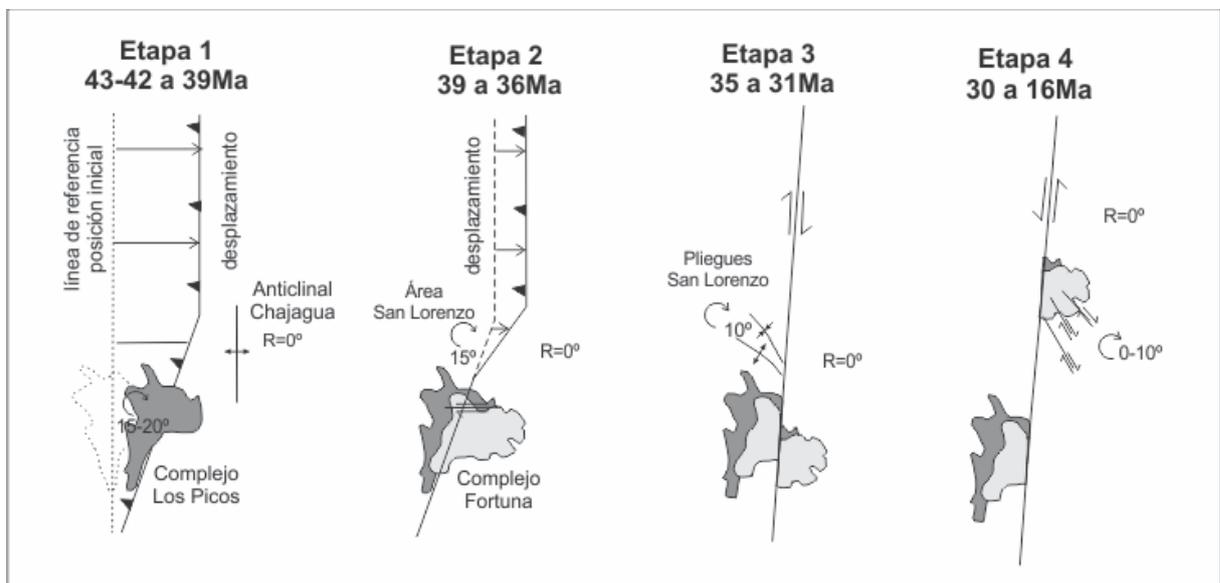


Figura 10- 2: Modelo esquemático de las rotaciones tectónicas en el área de San Lorenzo, Cerros de Montecristo y El Abra.

10.2. *Construcción de la base de datos*

Con el objetivo de realizar un análisis detallado de la base de datos de rotaciones, se reunió la información paleomagnética publicada hasta la fecha. Los datos anteriores a 2005 son los recopilados por Taylor et al. (2005), y a ellos se agregaron los datos más recientes hasta 2017; se incluye todo en el Anexo 1.

Los datos obtenidos en esta tesis completan información relevante en un área para la cual existían datos escasos, y ninguno anterior al Paleoceno, y que, por otra parte, tiene singular importancia para evaluar las distintas hipótesis acerca del CARP.

Adicionalmente, se incluyeron algunos datos inéditos de R. Somoza, surgidos de campañas realizadas en 1995, 1999 y 2000. Se trata de la dirección final de magnetización característica de 25 sitios (unos 150 especímenes), a partir de la cual se estimaron rotaciones tectónicas, asumiendo que las magnetizaciones tienen la edad de sus rocas portadoras. El muestreo está comprendido principalmente en el área de la Carta Guaviña (Morandé et al. 2015), donde la geología regional guarda similitudes con la de la zona de estudio: allí metasedimentos del Paleozoico superior, están cubiertos discordantemente por rocas principalmente sedimentarias jurásicas y por rocas volcánicas y sedimentarias clásticas depositadas entre el Cretácico Tardío y el Eoceno. Una discordancia separa las unidades del Cretácico medio de la Fm. Cerro Empexa (Cretácico Superior; equivalente de la Fm. Quebrada Mala en el área de estudio), discordancia que está asociada a la deformación compresiva producto de la fase Peruana (Steinmann 1929). Las unidades mesozoicas, intruídas por varios cuerpos graníticos con edades entre el Cretácico Superior y el Eoceno Superior alto, constituyen el substrato sobre el cual se depositaron series sinorogénicas oligomiocenas, separadas por una amplia superficie de erosión. Se trata de depósitos volcánicos y sedimentarios del Oligoceno-Mioceno con evidencias de depositación sintectónica compresiva, asociadas con la última etapa de alzamiento andino. Los depósitos más modernos (Mioceno tardío alto- Plioceno) se depositaron en valles incisos, e incluyen un amplio depósito ignimbrítico que se emplazó en las nacientes del valle de quebrada Tarapacá.

Los sitios muestreados están situados principalmente en rocas de edad oligocena-miocena, con algunos sitios en rocas del Jurásico a Cretácico Superior (véase Figura 10.3 y Anexo). Se consideró oportuna la inclusión de estos datos debido a que provienen de una zona que hasta el momento carece de información paleomagnética (ver figura 4-5a, Capítulo 4), situada entre los 20°30' y 19°S, y su incorporación permite mejorar la distribución areal de la información para el análisis subsiguiente.

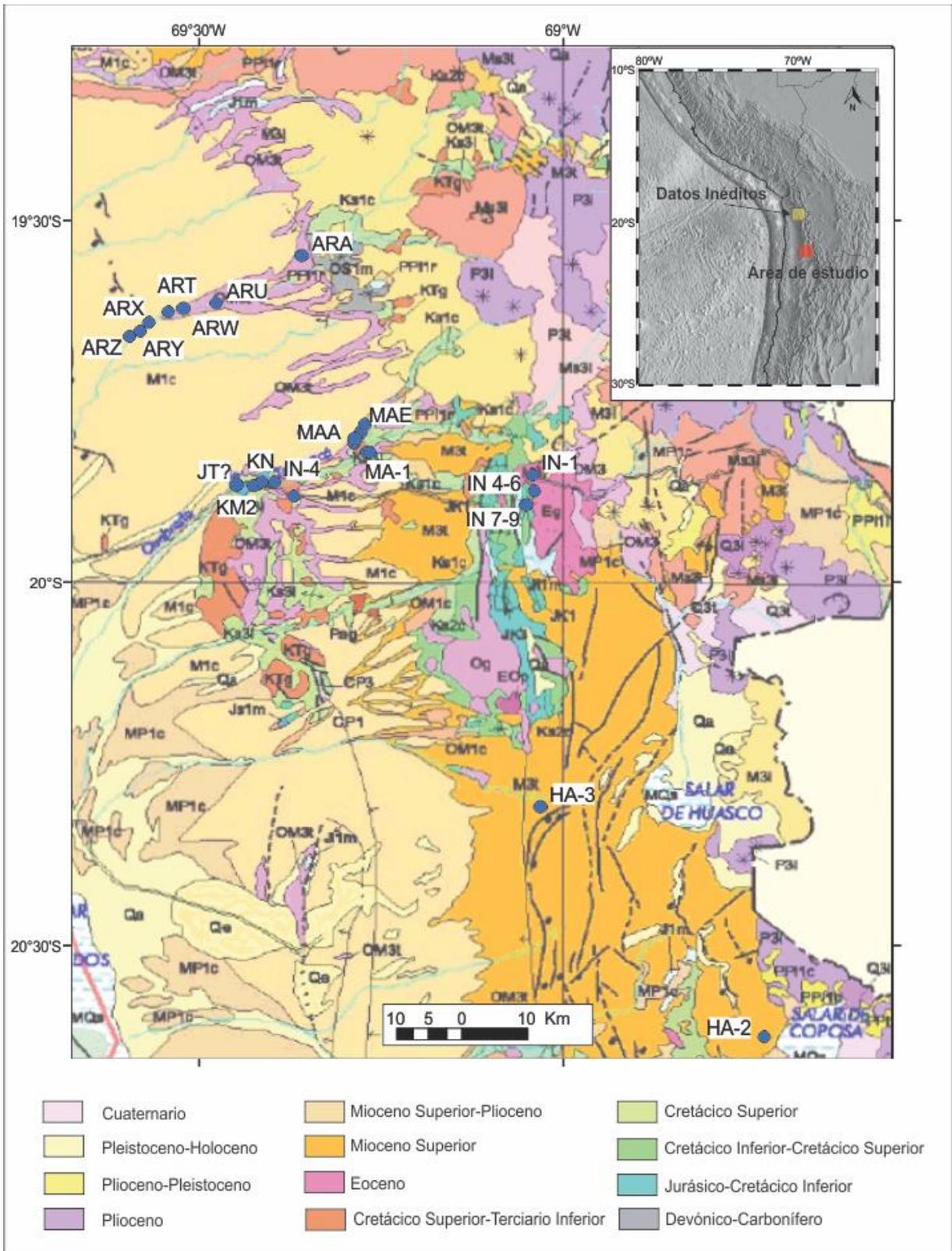


Figura 10- 3: Mapa geológico mostrando la ubicación de los sitios muestreados por Somoza (inédito). Base geológica tomada de SERNAGEOMIN (2003). La figura en el margen superior derecho muestra la ubicación de área (recuadro amarillo) y el área de estudio de esta tesis (recuadro rojo).

10.3. *Evolución del CARP (Central Andean Rotation Pattern)*

En este apartado se analizará la base de datos paleomagnéticos de los Andes Centrales (Anexo 1), con la finalidad de tratar de definir el o los mecanismos generadores de las rotaciones tectónicas (Fig. 10-4).

Como se mencionó anteriormente (ver sección 4.5) el CARP fue definido formalmente por Somoza et al. (1996) y comprende al patrón de rotaciones tectónicas registradas entre 12° y 28-30° S. Los datos involucrados en este análisis provienen de estudios paleomagnéticos llevados a cabo sobre rocas triásicas a recientes, aflorantes entre los 12° y 33° S (Anexo 1; Fig. 10-4). Debido a las diferencias en las magnitudes de las rotaciones tectónicas observadas en rocas jurásicas a eocenas en el área de estudio, el análisis se hará en función de las diferentes fases de estructuración de los Andes Centrales.

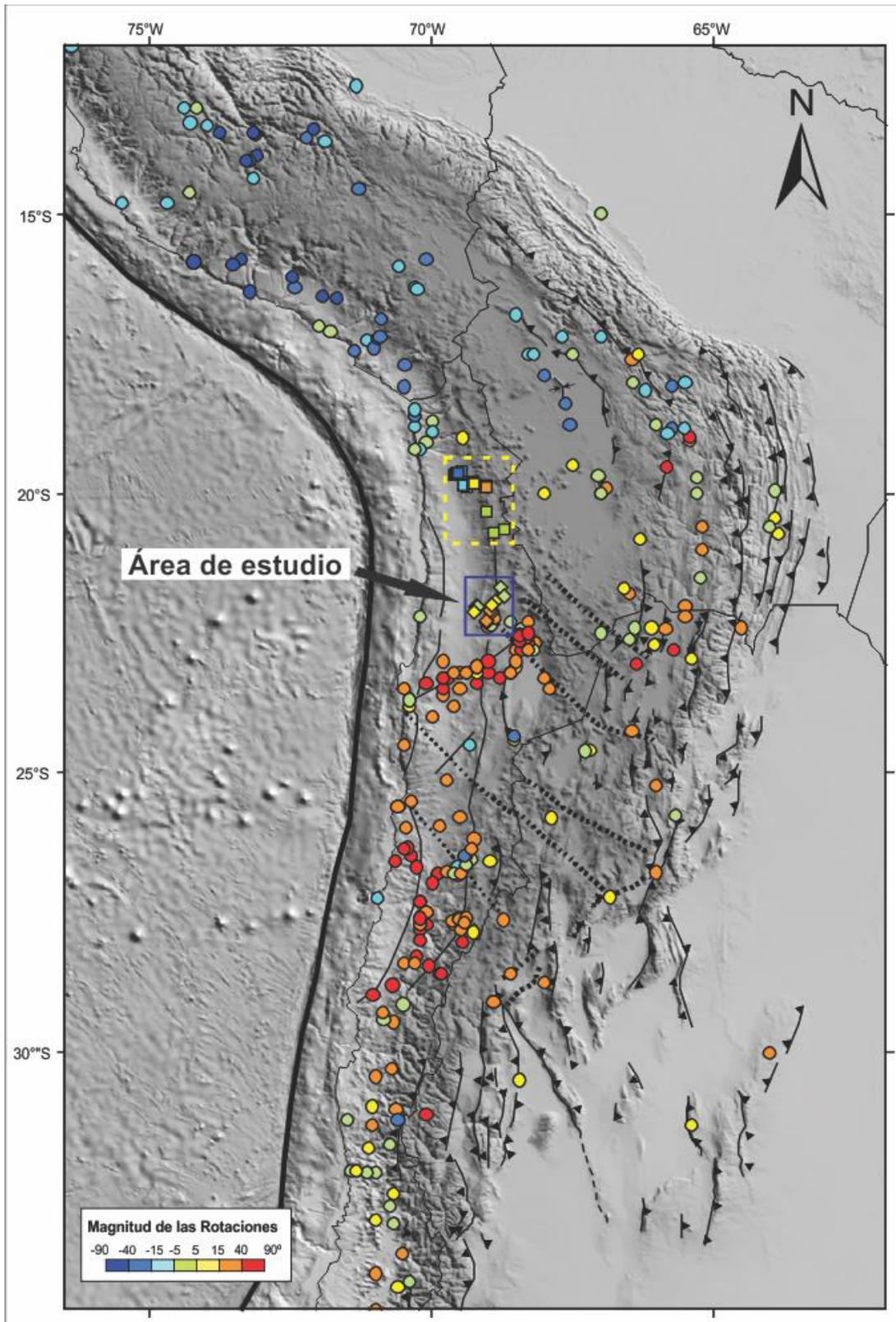


Figura 10- 4: Base de datos de las rotaciones paleomagnéticas publicadas, registradas en rocas triásicas a recientes (referencias en Tabla 4). Los resultados obtenidos en esta tesis se indican con diamantes (recuadro azul). Además, se presentan los resultados preliminares (cuadrados) obtenidos al norte del área de estudio en rocas jurásicas a miocenas (recuadro amarillo). Rotación positiva es horaria, rotación negativa es antihoraria.

La fig.10-5 muestra las superficies raster creadas a partir de la base de datos de rotaciones paleomagnéticas para rocas >200 Ma; 180-90 Ma (Fase Peruana); 89-36 Ma (Fase Incaica); 35-10 Ma (Fase Quechua) y 10-0 Ma. La interpolación se creó con el método clásico de ponderación inversa a la distancia (IDW). Se utilizó la misma escala de color para todas las figuras (salvo la que representa la rotación total, >200- Actual) a fin de poder facilitar la comparación entre los diferentes periodos.

Algunos autores han propuesto que la variación latitudinal en la magnitud de las rotaciones tectónicas podría estar controlada por las características reológicas de los diferentes terrenos que componen el basamento andino (Arriagada, 2018; Narea et al., 2015a; Somoza et al., 1996; Somoza, 1994). A fin de explorar esta hipótesis, se plotearon sobre las superficies raster los límites de los terrenos que componen el margen andino de América del Sur según Ramos (2008) (Fig. 10-5).

Del análisis general de la figura 10-4 se desprende que la mayor parte de las rotaciones que componen el CARP fueron adquiridas en etapas anteriores a los 36 Ma. Posteriormente, las rotaciones tanto al norte como al sur del codo de Arica no superan los 15°, salvo algunos casos muy puntuales. El límite entre las rotaciones horarias y antihorarias se corresponde con el codo de Arica y el límite propuesto para los terrenos de Arequipa y Antofalla (Worner et al. 2000; Loewy et al. 2004; Mamani et al. 2008; Ramos 2008), aunque parece desplazarse hacia el sur entre los 89-36 Ma. Durante este mismo periodo se observa, además, rotaciones horarias a las latitudes de Cordillera Oriental, mientras que en el antearco las rotaciones son casi imperceptibles a estas latitudes. Esto es consistente con la edad de estructuración de la Cordillera Oriental y la migración hacia el este de la deformación (McQuarrie et al. 2005; Eichelberger et al. 2015).

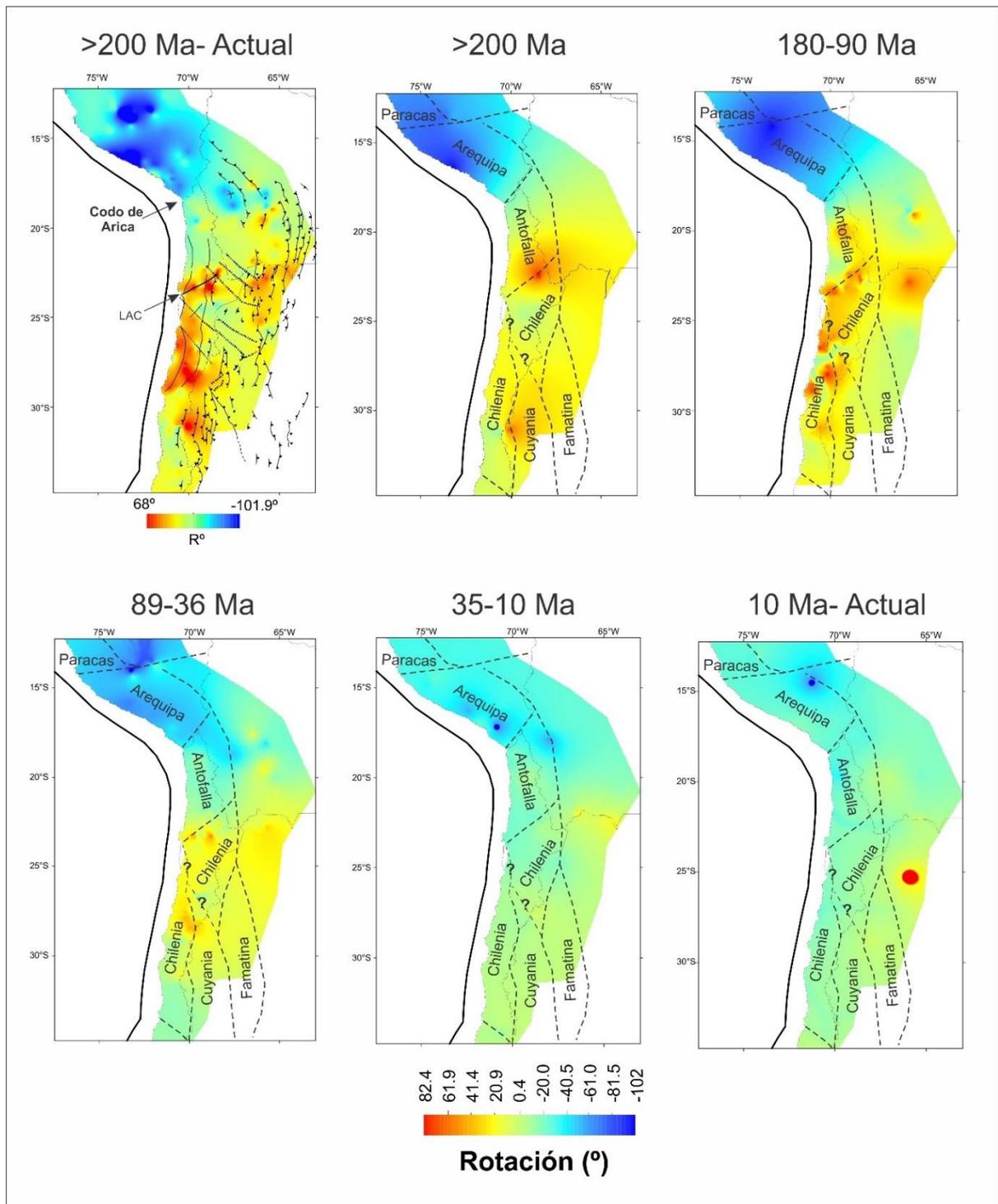


Figura 10- 5: Superficie raster a partir de los datos de rotaciones tectónicas para los distintos periodos y su relación con los terrenos propuestos (modificado de Arriagada et al., 2013; Arriagada et al., 2008; Ramos, 2008). La línea negra representa la posición actual de la fosa oceánica. La figura del margen izquierdo superior muestra las estructuras principales (LCA: Lineamiento Antofagasta-Calama) y la superficie creada a partir de la rotación total. Las demás superficies representan la magnitud y sentido de las rotaciones experimentadas dentro de cada ventana temporal indicada, todas con la misma escala de color (indicada debajo). Nótese que la menor magnitud de las rotaciones en los últimos dos periodos se explica parcialmente por la menor duración de sus ventanas temporales (véase la Fig. 10-5 para apreciar estos últimos patrones de rotación con una escala de color más apropiada para ellos). Rotación positiva es horaria, rotación negativa es antihoraria.

Respecto a los diferentes bloques de basamento, se observa una buena correlación entre las magnitudes de las rotaciones observadas y los límites de estos, sobre todo en los estadios previos a los 36 Ma. En general, las rotaciones presentes en el terreno de Antofalla difieren de las ubicadas en el terreno de Arequipa (antihorarias) y las ubicadas al sur del Lineamiento Antofagasta-Calama, las cuales presentan magnitudes mayores.

Peña et al. (2015) propusieron que estas diferencias marcan una segmentación en el patrón de rotaciones. En particular, entre los 180-90 Ma el patrón de rotaciones observado en el terreno de Antofalla es bastante heterogéneo, con rotaciones horarias y antihorarias. Esto es coherente con la inversión de las cuencas extensionales del Jurásico-Cretácico temprano producto de la fase Peruana.

A partir de los 35 Ma, se observa una migración de las rotaciones, las cuales aumentan hacia el antepaís, de modo consistente con la migración de la deformación. En la Fig. 10-6 se presentan las superficies raster generadas para los dos períodos más recientes ilustrados en la Fig. 10-4, utilizando una escala de color que permite visualizar mejor el patrón de rotaciones, que presentan menor magnitud por ser más pequeñas las ventanas temporales.

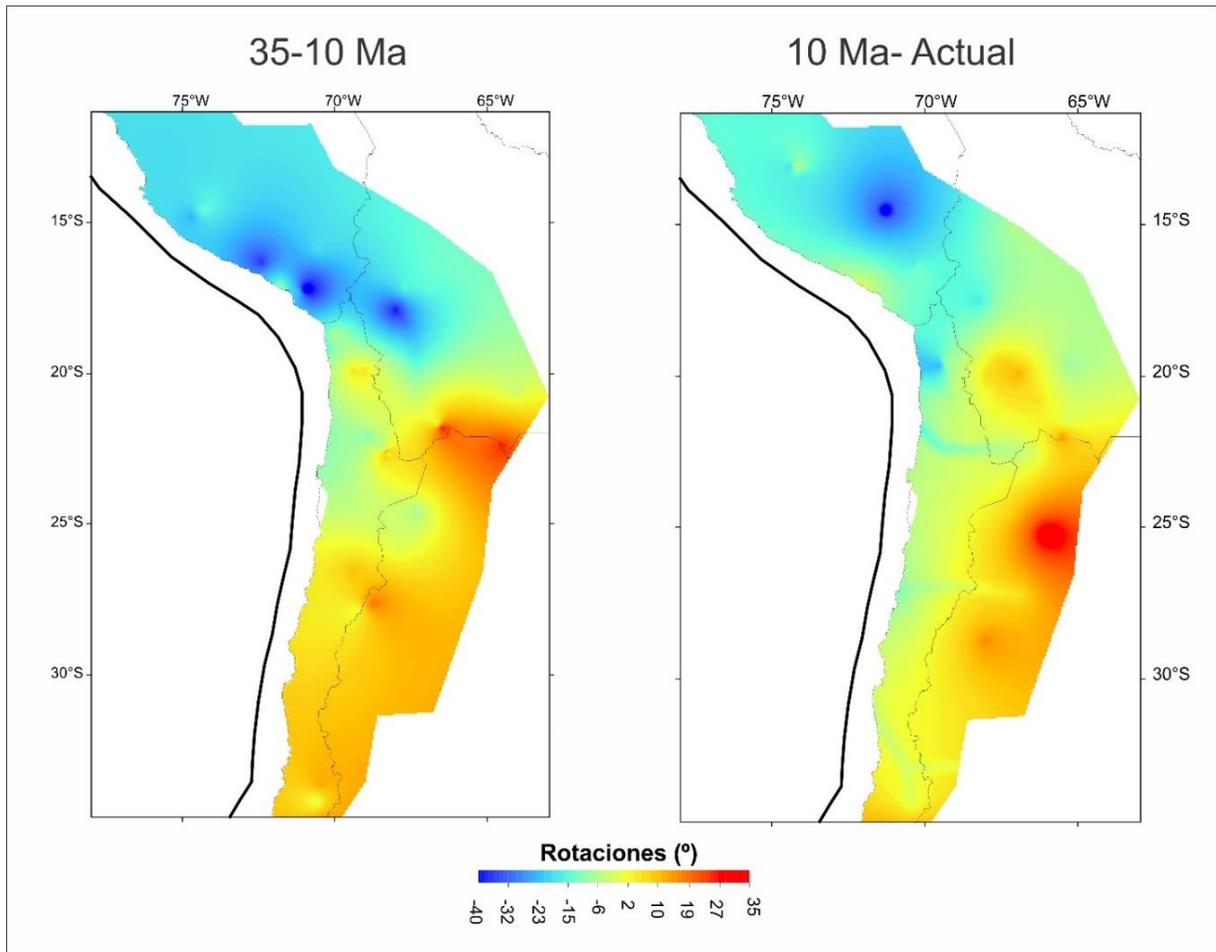


Figura 10- 6: Superficie raster creada a partir de los datos de rotaciones tectónicas para los intervalos de 35-10 Ma y 10 Ma-Actual. Se observa una migración en el patrón de rotaciones hacia el antepaís. Rotación positiva es horaria, rotación negativa es antihoraria.

A partir de este análisis, se determinaron las siguientes características del CARP:

- No todas las zonas de los Andes Centrales experimentaron rotaciones significativas.
- Las magnitudes de las rotaciones no son uniformes a lo largo del orógeno.
- Los datos mesozoicos muestran rotaciones de mayor magnitud y heterogeneidad que los datos cenozoicos.
- La segmentación en el patrón de rotaciones parece estar controlada por los límites de los terrenos que componen el basamento.

10.4. Análisis del acortamiento

Como se mencionó en el capítulo 5, varios modelos han sido propuestos para la estructuración de los Andes Centrales. Entre ellos el modelo presentado por Isacks (1988), en el que postula que la formación del oroclino Boliviano es producto de variaciones latitudinales en las tasas de acortamiento en el retroarco durante el Cenozoico, es el más aceptado por la comunidad científica. En este apartado se analizará este supuesto en función de los datos actualizados disponibles de tasas de acortamiento.

En las últimas décadas se estableció que el acortamiento andino en el centro-sur de Bolivia y en el noroeste de Argentina comenzó a fines del Eoceno en el sector occidental de la Cordillera Oriental (Hongn et al. 2007; Lamb y Hoke 1997b; McQuarrie 2002; Müller et al. 2002). La deformación se extendió al plateau tectónico y al centro y al este de la Cordillera Oriental entre el Oligoceno tardío y el Mioceno medio a tardío. La deformación en esta área culminó en el Mioceno tardío como lo indica el desarrollo de la extensa peniplanicie conocida como la superficie San Juan Oro (Servant et al. 1989; Gubbels et al. 1993b).

Durante los últimos 10 Ma la deformación migró hacia el este, concentrándose sucesivamente en las zonas Interandina y Subandina. En esos tiempos, en el noroeste de Argentina comenzó la inversión tectónica en el Sistema Santa Bárbara. Las condiciones de acortamiento continuaron operando localmente hasta el Pleistoceno en el sur de la Puna (Marrett et al. 1994).

Por otra parte, las unidades morfotectónicas del extremo austral de los Andes Centrales, es decir la franja latitudinal que comprende desde Cordillera Principal hasta Sierras Pampeanas, parece haber concentrado toda su evolución tectónica durante el Cenozoico tardío (e.g. Ramos 2004).

La magnitud de acortamiento horizontal a lo largo del sector sur de los Andes Centrales es variable. Los valores máximos se observan en las latitudes correspondientes a las fajas plegadas y corridas subandinas (aproximadamente entre 18° y 22,5° S) y Precordillera de Cuyo (aproximadamente entre 30° y 32° S), mientras que el mínimo valor de acortamiento se observa en latitudes correspondientes al sur de la Puna (27-29° S). Algunos autores visualizaron el modelo oroclinal *isacksiano* considerando un gradiente de acortamiento restringido al segmento entre 18° y 28° S (e.g. Oncken et al. 2006b; Riller y Oncken 2003). Al excluir estos análisis la zona de la Precordillera de Cuyo, surge un incremento en gradiente efectivo de acortamiento a lo largo del rumbo del orógeno, entre un máximo en Sierras Subandinas y el mínimo del sur de la Puna, lo que a su vez lleva a determinar una rotación

oroclinal del antearco de mayor magnitud que la que fue estimada por Isacks (1988). En este análisis se incluye la zona de la Precordillera de Cuyo, teniendo en cuenta que el límite sur del CARP se ubica a los 30°S.

Somoza y Tomlinson (2002b) analizaron el CARP en el retroarco del limbo sur de la megasaliente andinocentral aplicando valores de acortamiento horizontal integrados por Somoza et al. (2002) para distintas latitudes. La figura 10-7 muestra la ubicación de las secciones analizadas por dichos autores junto a algunos rasgos tectónicos de primer orden involucrados en el estudio.

Somoza y Tomlinson (2002b) observaron que no había variaciones sistemáticas significativas en la cantidad de acortamiento neógeno entre 18° y 22° S (sus secciones A y B, Fig. 10-7a). En años posteriores fueron publicadas nuevas estimaciones de acortamiento para la Cordillera Oriental del sur de Bolivia (e.g. McQuarrie 2002; Müller et al. 2002). Los valores actualizados de acortamiento en el sur de Bolivia están en el orden de los 130-140 km para los últimos 10 Ma (Somoza y Tomlinson 2002b) y unos 80 km para el intervalo 25-10 Ma (Müller et al. 2002, McQuarrie 2002b). Estas nuevas determinaciones no modificaron la observación de que el acortamiento neógeno (25-0 Ma) no muestra variaciones significativas en el sector externo del orógeno del sur de Bolivia. El hecho de que no se observe un gradiente en los valores de acortamiento horizontal en este sector está de acuerdo con la ausencia de rotaciones tectónicas en rocas neógenas del sector de antearco correspondiente al norte de Chile entre 18° y 23° (Fig. 10-6) (Roperch et al. 2000; Somoza et al. 1999; Somoza y Tomlinson 2002)

Esta información estructural sugiere que, en los últimos 10 Ma, el bloque antearco-Altiplano-Cordillera Oriental entre 18° y 22° S experimentó translación como cuerpo rígido de 130-140 km hacia el antepaís, acomodada por acortamiento horizontal de corteza superior en las zonas Interandina y Subandina, y posiblemente deformación dúctil de la corteza inferior debajo de la Cordillera Oriental y del Altiplano (Allmendinger y Gubbels 1996; Gubbels et al. 1993; Isacks 1988). Durante el intervalo Oligoceno tardío-Mioceno tardío (~25-10 Ma) el comportamiento cinemático integral del bloque habría sido similar, aunque en este caso aproximadamente 80 km de acortamiento estuvieron distribuidos en Cordillera Oriental y en el Altiplano (e.g. Müller et al. 2002). Esto último indica que el verdadero bloque rígido en este último intervalo fue el antearco, que experimentó convergencia pasiva hacia el cratón, mientras que la región Subandina se encontraba en la etapa de cuenca de antepaís activa.

La otra zona de acortamiento importante en el limbo sur de los Andes Centrales comprende a la sección centrada en 32°S, que de oeste a este está integrada por la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal, la Precordillera de Cuyo y las Sierras Pampeanas. El análisis de Somoza y Tomlinson (2002b, sección D en figura 10-7) utilizó datos para latitudes 31-32°S integrados por Somoza et al. (2002). Estudios más recientes condujeron a resultados similares, con un acortamiento total de unos 170 km para los últimos 20-25 Ma, de los cuales 110-120 km corresponden a deformación durante el intervalo 10-0 Ma (Allmendinger y Judge 2014; Ramos et al. 2004; Somoza et al., 2002). Alvarez-Marron et al. (2006) sugirieron que gran parte del acortamiento cenozoico tardío estimado en la Precordillera Central de Cuyo correspondería en realidad a deformación paleozoica. Esta interpretación fue refutada por Allmendinger y Judge (2014), quienes demostraron que las geometrías de afloramiento y de subsuelo son consistentes con las interpretaciones tradicionales de desarrollo de la faja plegada y corrida de la Precordillera durante el Cenozoico tardío (von Gosen 1992; Jordan et al. 1993).

La zona comprendida entre las dos fajas plegadas y corridas corresponde a los Andes del noroeste de Argentina entre aproximadamente 23° y 29°S, donde secciones balanceadas (mayormente sin información de subsuelo) sugieren que el acortamiento horizontal no ha sido uniforme, con valores estimados de 50-70 km entre 23° y 26°S y tan solo de 15-20 km entre 27° y 29°S (Cladouhos et al. 1994; Grier et al. 1991; Jordan y Allmendinger 1986; Kley y Monaldi 1999). Somoza y Tomlinson (2002b) visualizaron esta región como una zona transpresiva, definida por una cupla dextral impuesta por dos zonas de acortamiento coaxial (las fajas plegadas y corridas) desfasadas con respecto al borde occidental del sistema orogénico (Fig. 10-6). Este desfasaje, que viene dado por las distancias a la trinchera de ~800 km para Sierras Subandinas y ~400 km para la Precordillera de Cuyo, fue invocado por de Urreiztieta et al. (1996) para explicar el desarrollo del lineamiento de Tucumán, una zona de transferencia transpresiva dextral en el sur de la Puna.

El modelo conceptual de Somoza y Tomlinson (2002b) se ilustra en la figura 5b mediante una cinemática simplificada que representa el contraste de velocidades en las zonas anterior y posterior de las fajas plegadas y corridas (v_c , v_{at} y v_{pc} en la figura 10-7b), donde v_c representa la velocidad hacia el oeste del continente, mientras que v_{at} y v_{pc} son los remanentes de velocidad en las zonas internas (Altiplano y oeste de Precordillera) luego de que las fajas plegadas y corridas absorbieran parte de v_c . De esta manera, la zona intermedia entre 23° y 29°S tiene un perfil N-S de velocidades que aumenta gradualmente hacia el sur,

variando entre *vat* en el Altiplano-Cordillera Oriental a lo largo de la franja 22-23°S, y *vc* en la zona anterior al frente de deformación de la Precordillera (Fig. 10-7b). Este aumento gradual hacia el sur en el desplazamiento impone una componente de cizalla dextral perpendicular al margen, la cual se suma al acortamiento andino para constituir, en el noroeste de Argentina, una zona de deformación análoga a una zona transpresional limitada por dos zonas de deformación coaxial desfasadas (Dewey et al. 1998; Sanderson y Marchini 1984).

El elipsoide de deformación esperado para la zona (véase cualitativamente en Fig. 10-7c) es semejante al propuesto por Riller y Oncken (2003) para la Cordillera Oriental-Puna, aunque estos autores consideraron que el plano de cizalla sería paralelo al eje de simetría de la megasaliente, a diferencia del plano de cizalla ~E-O considerado por Somoza y Tomlinson (2002b), el que sería paralelo al transporte regional impuesto por la dirección de la deriva de América del Sur. La dirección de extensión de este elipsoide (*e* en la Fig. 10-7c) es perpendicular a los lineamientos volcánicos de rumbo NO-SE del noroeste argentino (Riller y Oncken 2003; Acocella et al. 2011; Norini et al. 2013), que se interpretan como manifestación de transtensión en zonas oblicuas al margen (e.g. Acocella et al. 2011). Asimismo, la dirección de acortamiento es comparable con la dirección de acortamiento para el Neógeno observada en afloramientos (e.g. Marrett et al. 1994). Esta zona de transpresión dextral sería responsable de las rotaciones tectónicas horarias del CARP en el noroeste de Argentina (Fig. 10-6) (Somoza y Tomlinson 2002b).

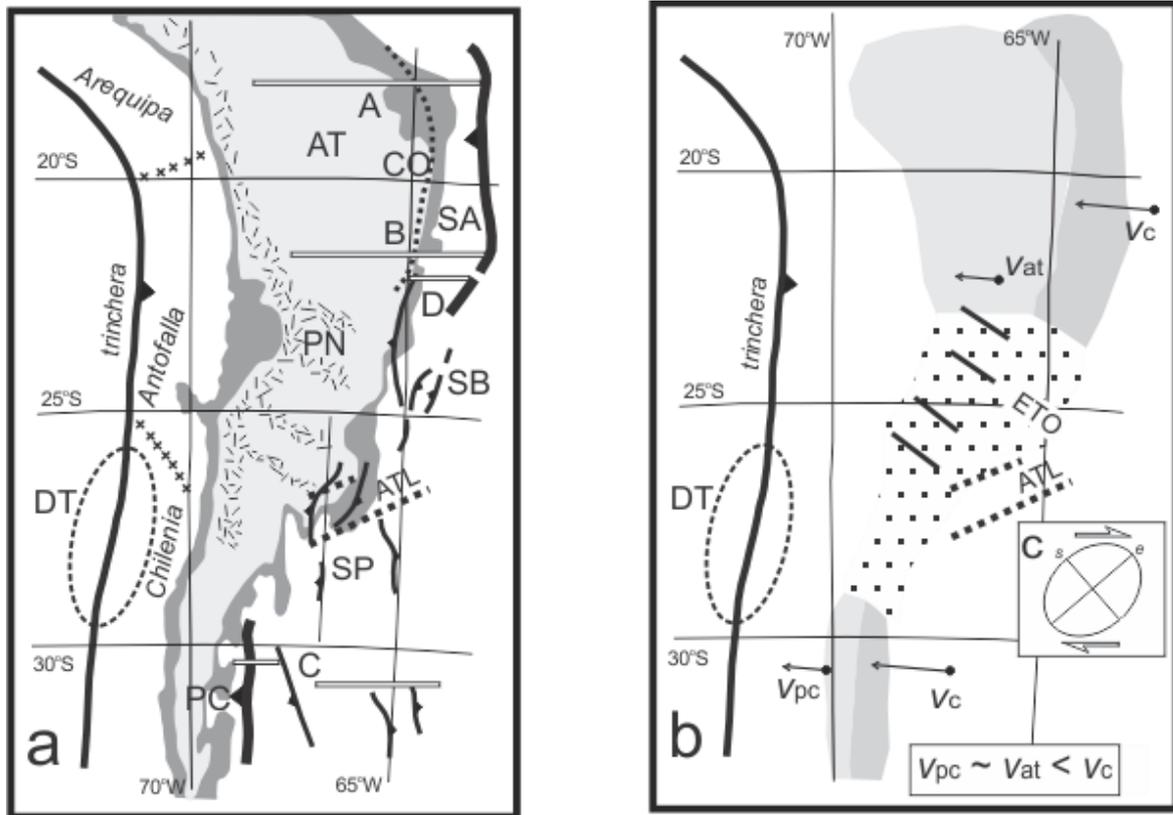


Figura 10- 7: a) Elementos tectónicos usados en el análisis de Somoza y Tomlinson (2002b), donde AT es Altiplano, CO Cordillera Oriental, SA sector Subandino, SB Sistema Santa Bárbara, PN Puna, SP Sierras Pampeanas y PC Precordillera de Cuyo. Las secciones A, B, C y D con datos de acortamiento neógeno integrados por Somoza et al. (2002). ATL es lineamiento de Aconquija-Tucumán, DT es la deflexión en la trinchera interpretada como resultado de acomodar los contrastes de acortamiento horizontal en torno a la zona del sur de la Puna (véase Somoza y Tomlinson 2002b). El patrón con rayado irregular muestra las zonas con actividad volcánica Mioceno tardío-Reciente, destacando las franjas transversales del volcanismo neógeno en la Puna. b) Elementos del modelo conceptual de transpresión para el norte de Argentina (Somoza y Tomlinson 2002b), donde la componente de cizalla simple es impuesta por la diferencia en la distancia a la trinchera entre las dos fajas plegadas y corridas neógenas: Subandina y Precordillera. V_c indica velocidad de la plataforma sudamericana, mientras que V_{at} y V_{pc} son las velocidades residuales en las zonas internas de las fajas plegadas y corridas (V_c menos acortamiento horizontal). c) Elipse de deformación cualitativa, destacando dirección de acortamiento “s” compatible con mediciones en el norte de Argentina (Marrett et al. 1994) y dirección de extensión normal a las zonas transtensionales determinadas por los lineamientos volcánicos “e” (e.g. Acocella et al. 2011). Las líneas continuas muestran los lineamientos de rumbo NO en la Puna (ETO corresponde al lineamiento El Toro-Olapapato).

De lo expuesto surge que desde el Oligoceno tardío las fajas plegadas y corridas del limbo sur del “Oroclino Boliviano” acomodaron acortamientos comparables, con unos 220 km totales en la zona del sur de Bolivia (~135 km en el intervalo 10-0 Ma) y unos 170 km en la faja centrada en 31-32°S (~115 km en el intervalo 10-0 Ma). Según estos valores, la máxima diferencia entre ambas zonas para el intervalo 25-0 Ma es de unos 50 km, lo cual podría haber acomodado una hipotética rotación de cuerpo rígido $< 3^\circ$ para el segmento de 1000 km entre ambas fajas plegadas y corridas (entre 22° y 31°S). Esta rotación hipotética

sería $< 2^\circ$ para los últimos 10 Ma. Esto significa que la diferencia de acortamiento en las dos fajas plegadas y corridas no es suficiente como para justificar las rotaciones observadas, por lo cual el modelo oroclinal de Isacks (1988) no aplicaría, al menos para este sector del noroeste argentino.

Kley (1999) por otra parte, especuló que la magnitud de la rotación regional sufrida por cada uno de los limbos sería de $5-10^\circ$ y que la misma variaría a lo largo del rumbo del orógeno. Además, en su modelo consideró al Altiplano-Puna como una especie de *indenter* contra el antepaís, dentro del cual habría bajos valores de rotación regional, pero que concentraría las rotaciones mayores cerca de sus límites N y S. Si bien esto explicaría las bajas rotaciones observadas entre los $22-19^\circ$ S, no puede explicar las rotaciones superiores a los 40° registradas en algunas zonas (Fig. 10-4), que deben ser de naturaleza local, posiblemente asociados con fallas de rumbo y zonas de transferencia.” Tal sería el caso de muchas de las rotaciones determinadas en el marco de este trabajo, en la Precordillera chilena. Los modelos que proponen rotaciones locales de pequeños bloques controladas por esfuerzos regionales (ver Capítulo 5), ya sea por cizalla cortical distribuida (Beck 1988, Dewey y Lamb 1992, Somoza et al. 1996a y b) o por cizalla penetrativa en la litosfera inferior (Beck 1998), predicen la existencia de rotaciones cuya magnitud puede variar de un área a otra, e incluso pueden existir zonas no rotadas. La magnitud de dichas rotaciones no necesariamente debería disminuir con la distancia al margen continental, pero las rotaciones estarían temporalmente relacionadas con los eventos compresivos (Beck 1998), y además estarían controladas por la reología y estructuras previas. El deslizamiento sobre fallas preexistentes se ve favorecido frente a la formación de nuevas fracturas. Numerosos autores han destacado la importancia de rasgos corticales antiguos en el control de la deformación andina (Cladouhos et al. 1994; Grier et al. 1991; Kley 1999; Marrett et al. 1994; Narea et al. 2015a; Randall 1998; Sheffels 1995; Somoza et al. 1996).

La cizalla cortical sería producto de la partición de esfuerzos como resultado de la subducción oblicua de la placa de Nazca-Farallón, la cual ha sido diacrónica en el tiempo y con velocidad de convergencia variable (Chen et al. 2019; Pardo-Casas y Molnar 1987; Pilger 1984; Somoza 1998a; Somoza y Ghidella 2012). Este tipo de modelos puede explicar la amplia variación espacial, temporal y de magnitud presentada por el CARP. Un ejemplo claro de que las rotaciones están relacionadas temporalmente con los eventos compresivos y controladas por la reología y las estructuras previas, es lo observado en las localidades estudiadas de la Precordillera chilena.

11. CONCLUSIONES

En esta tesis se obtuvieron nuevos datos paleomagnéticos para la zona de la Precordillera Chilena (21-22°30'S) para el Jurásico tardío-Eoceno tardío. Para esta zona, clave en la caracterización del CARP por estar situada en la zona limítrofe entre el predominio de rotaciones horarias vs. antihorarias, existían solo datos de edad Cenozoica (Somoza et al. 1999, 2012, 2015). Los nuevos datos obtenidos, contribuyeron al mejoramiento de la base de datos paleomagnéticos de los Andes Centrales.

Los resultados del Área 1 indican que las rocas del Jurásico-Cretácico Temprano experimentaron una rotación tectónica en sentido antihorario ($-19,8 \pm 7,53^\circ$), mientras que las rocas del Cretácico Superior (SM-TB y SM-BP) presentan una dirección media indistinguible de la dirección de referencia. La ausencia de rotación tectónica en las muestras de SM-TB y SM-BP (84-83 Ma) restringe la deformación al Cretácico medio, lo cual es coherente con la discordancia observada en la parte norte de la Sierra de Moreno entre las Formaciones Quehuita de edad jurásica inferior-jurásica superior y Tambillo del Cretácico Superior-Paleoceno (Ladino 1998; Ladino et al. 1997; Chong y Pardo 1993).

Los datos observados sugieren la existencia de dos pulsos magmáticos, el primero posterior a la depositación de la Fm. Quehuita, correspondiente a la intrusión de filones andesítico-dacíticos con orientación N-S. Posteriormente, se produce la deformación y levantamiento de la proto-Sierra de Moreno (SMF). Un segundo pulso magmático genera intrusión de diques y remagnetización de la mayoría de los sitios, previo a la rotación tectónica antihoraria, ya que ambas direcciones paleomagnéticas, pre-tilt y post-tilt, presentan la misma rotación tectónica. En una segunda fase de compresión (Cretácico Tardío), la falla inversa de Barrera (BRF) coloca las rocas del Jurásico-Cretácico Temprano sobre los depósitos del Cretácico Superior, causando la deformación (sin rotación tectónica de bloques) de la Formación Tambillo, reactivando el SMF y afectando al plutón de una manera frágil.

En el sector de Quebrada Chug Chug, la Fm. Tambillo presenta una rotación horaria de aproximadamente 12° , a diferencia de la Sierra de Moreno, donde esta unidad no presenta rotación. Esto parece indicar que el área de Chug Chug constituye un bloque estructural diferente, posiblemente más afín al Área 2, dada la magnitud de la rotación.

En el área de Cuesta de Montecristo las diferencias en la rotación tectónica encontradas entre las formaciones Cuesta de Montecristo ($\sim 39^\circ$) y Quebrada Mala ($\sim 21^\circ$) sugieren, al igual que lo observado en la Sierra de Moreno, que la deformación del Cretácico

Tardío temprano (Fase Peruana) produjo rotación de pequeños bloques en el área de Calama. Por otro lado, los valores de rotación similares encontrados en la unidad pre-tectónica de Quebrada Mala (~73 Ma), la Monzonita Cuarcífera Montecristo (post-tectónica) y la Fm. Los Picos (43-42 Ma), sugieren una coherencia estructural, desde el Cretácico Superior (ver Somoza et al. 2012 y 2015). Las rotaciones en el antearco están acotadas al Eoceno Superior, como lo demuestra la ausencia de rotaciones en el Complejo Fortuna de ~38 Ma (Somoza et al. 2015). En esta área la fase tectónica K-T no estaría asociada a rotaciones de bloques.

Los datos obtenidos en el anticlinal San Lorenzo para la Fm. Icanche (53-43 Ma) sugieren, que ambos limbos registran rotación de magnitud diferente, lo que puede ser interpretado, alternativamente, como: a) al menos dos eventos de rotación horaria, uno previo y otro posterior a la intrusión de la Fm. Los Picos (43-42 Ma); el flanco SO del sinclinal, más cercano a la intrusión, habría sido remagnetizado por ésta y por lo tanto habría registrado sólo la última rotación; por otra parte, el flanco NE, más alejado, habría registrado las dos rotaciones; o, b) ambos flancos se magnetizaron y rotaron contemporáneamente, pero en distinto grado, debido al acortamiento diferencial motivado por la intrusión de la Fm. Los Picos.

La ausencia de rotaciones en rocas cretácicas y eocenas ubicadas en el bloque oriental de la Falla Oeste sugiere que el mismo escapó a la deformación comportándose como un bloque rígido que fue desplazado sinistralmente por la Falla Oeste durante el Oligoceno tardío-Mioceno. La rotación horaria de 10° registrada en el Complejo Plutónico El Abra sería de carácter local y asociada a estructuras antitéticas al desplazamiento sinistral. Las diferencias en las rotaciones tectónicas registradas a ambos lados de la traza de la falla estarían relacionadas a estructuras previas y diferencias reológicas del basamento.

Del análisis general de la base de datos de las rotaciones en los Andes Centrales, se interpreta que el CARP evolucionó desde el inicio de la construcción de los Andes Centrales registrando los valores más altos de rotaciones tectónicas durante el Cretácico.

La segmentación observada en el patrón de rotaciones a lo largo del orógeno está asociada a la configuración del basamento andino y su respuesta a los esfuerzos de la tectónica de placas. La diferencia entre los valores de rotaciones observados al norte (rotaciones bajas) y sur (altos valores de rotaciones) del Lineamiento Antofagasta-Calama correspondería al límite entre los terrenos de Antofalla y Chilenia.

La diferencia en la tasa de acortamiento entre las fajas plegadas y corridas de las Sierras Subandinas y la Precordillera en los últimos 25 Ma, es insuficiente para explicar las rotaciones observadas. Por tanto, la forma del margen occidental de América del Sur no sería producto del acortamiento diferencial tal como fue sugerido por Isacks (1985) y en consecuencia se trataría de una forma original producto del *collage* de terrenos paleozoicos.

El término oroclino tal como fuera definido por Carey (1955) tiene una connotación genética que implica una curvatura adquirida posteriormente a la formación del orógeno. A la luz de los resultados obtenidos en esta tesis, se sugiere que el concepto de oroclino no es el adecuado para explicar la forma del margen sudamericano. Por lo tanto, se sugiere dejar de utilizar la denominación de Oroclino Boliviano y reemplazarlo por un término descriptivo como “Megasaliente Andino Central”.

Bibliografía

- Abels A, Bischoff L (1999) Clockwise block rotations in northern Chile: Indications for a large-scale domino mechanism during the middle-late Eocene. *Geology* 27:751. doi: 10.1130/0091-7613(1999)027<0751:CBRINC>2.3.CO;2.
- Acocella V., Gioncada A., Omarini R., Riller U., Mazzuoli R, Vezzoli L. (2011) Tectonomagmatic characteristics of the back-arc portion of the Calama-Olacapato-El Toro Fault Zone, Central Andes. *Tectonics* 30, TC3005. doi: 10.1029/2010TC002854.
- Aguilar A., Niemeyer H. (1984) Una zona de falla activa desde el Paleozoico Inferior hasta el Neógeno en Quebrada Sama, al norte de Chuquicamata, Región de Antofagasta. *Comunicaciones* 34: 25–35.
- Allenby R.J. (1987) Origin of the Bolivian Andean orocline: a geologic study utilizing Landsat and shuttle imaging radar. *Tectonophysics* 142:137–154. doi: 10.1016/0040-1951(87)90119-3.
- Allmendinger R.W., Gubbels T. (1996) Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics* 259:1–13. doi: 10.1016/0040-1951(96)00024-8.
- Allmendinger R.W., Judge P.A. (2014) The Argentine Precordillera: A foreland thrust belt proximal to the subducted plate. *Geosphere* 10:1203–1218. doi: 10.1130/GES01062.1
- Allmendinger R.W., Ramos V.A., Jordan T.E., Palma M., Isacks B.L. (1983) Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics* 2:1–16. doi: 10.1029/TC002i001p00001.
- Allmendinger R.W., Figueroa D., Snyder D., Beer J., Mpodozis C., Isacks B.L. (1990) Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics* 4:789–809.
- Allmendinger R.W., Jordan T.E., Kay S.M., Isacks B.L. (1997) The Evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25:139–174. doi: 10.1146/annurev.earth.25.1.139
- Allmendinger R.W., Smalley R., Bevis M., Caprio H., Brooks B. (2005) Bending the Bolivian orocline in real time. *Geology* 33:905–908. doi: 10.1130/G21779.1.
- Allmendinger R.W., Cardozo N., Fisher D. (2013) *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge University Press, 302 pp., Cambridge.
- Alvarez-Marron J., Rodriguez-Fernandez R., Heredia N., Busquets P., Colombo F., Brown D. (2006) Neogene structures overprinting Palaeozoic thrust systems in the Andean Precordillera at 30° S latitude. *Journal of the Geological Society, London* 163:949–964. doi: 10.1144/0016-76492005-142.
- Amilibia A., Sàbat F., McClay K.R., Muñoz J.A., Roca E., Chong G. (2008) The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology* 30:1520–1539. doi: 10.1016/j.jsg.2008.08.005.
- Ardill J., Flint S., Chong G., Wilke H. (1998) Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko Basin, northern Chile. *Journal of the Geological Society, London* 155:71–88. doi: 10.1144/gsjgs.155.1.0071.
- Argand E. (1924) La tectonique de l'Asie. En: 13th International Geological Congress. Brussels, p 171.

- Arriagada C. (2018) Tectonic Rotations Along the Western Central Andes. En: Folguera A. et al. (eds) *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer Earth System Sciences, pp 329–341, Springer, Cham.
- Arriagada C., Roperch P., Mpodozis C. (2000) Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, Northern Chile (22°45'–23°30'S). *Tectonophysics* 326 (1–2):153–171. doi: 10.1016/S0040-1951(00)00151-7.
- Arriagada C., Roperch P., Mpodozis C., Dupont - Nivet G., Cobbold P.R., Chauvin A., Cortés J. (2003) Paleogene clockwise tectonic rotations in the forearc of central Andes, Antofagasta region, northern Chile. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 108:n/a-n/a. doi: 10.1029/2001JB001598.
- Arriagada C., Roperch P., Mpodozis C., Fernandez R. (2006) Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25–28°S), northern Chile. *Tectonics* 25:1–26. doi: 10.1029/2005TC001923.
- Arriagada C., Roperch P., Mpodozis C. (2008a) Block rotations in the Puna Plateau. In *International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, No. 7, Extended Abstracts: 56–59. Nice.
- Arriagada C., Roperch P., Mpodozis C., Cobbold P.R. (2008b) Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics* 27:n/a-n/a. doi: 10.1029/2008TC002269.
- Arriagada C., Ferrando R., Córdova L., Morata D., Roperch P. (2013) El Oroclino del Maipo: Un rasgo estructural de primer orden en la evolución geodinámica Mioceno a Reciente en los Andes de Chile central. *Andean Geology* 40:419–437. doi: 10.5027/andgeoV40n3-a02.
- Arriagada C. (2018) Tectonic Rotations Along the Western Central Andes. En: Folguera, A., Contreras Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., B. Iannelli, S., Oliveros, V., M. Dávila, F., Collo, G., Giambiagi, L., Maksymowicz, A., Iglesia Llanos, M.P., Turienzo, M., Naipauer, M., Orts, D., D. Litvak, V., Alvarez, O., Arriagada C (ed) *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer Earth System Science, pp 329–341
- 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* 450:1–20. doi: 10.1016/j.tecto.2007.12.008.
- Aubry L, Roperch P, de Urreiztieta M, et al (1996) Paleomagnetic study along the southeastern edge of the Altiplano - Puna Plateau: Neogene tectonic rotations. *J Geophys Res* 101:17883–17889.
- Baby P, Herail G, Lopez JM, et al (1989) Structure de la Zone Subandine de Bolivie : influence de la géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements. 1717–1722.
- Bachtadse V., Van der Voo R. (1986) Paleomagnetic evidences for crustal and thin-skinned rotation in the European Hercynides. *Geophysical Research Letters* 13:161–164. doi: 10.1029/GL013i002p00161.
- Baker M.C.W. (1977) *Geochronology and volcanology of Upper Cenozoic volcanic activity in North Chile and South-West Bolivia*. Tesis (Ph.D., inédito), The Open University, Milton Keynes, 248 pp. Reino Unido.

- Ballard J.R., Palin J.M., Campbell I.H. (2002) Relative oxidation states of magmas inferred from Ce^{IV}/Ce^{III} in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144:347–364. doi: 10.1007/s00410-002-0402-5.
- Barke R., Lamb S., MacNiocaill C. (2007) Late Cenozoic bending of the Bolivian Andes: New paleomagnetic and kinematic constraints. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 112:1–22. doi: 10.1029/2006JB004372.
- Bascuñán S., Arriagada C., Le Roux J.P., Deckart K. (2015) Unraveling the Peruvian phase of the Central Andes: stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22°30'–23°S), northern Chile. *Basin Research* 1–28. doi: 10.1111/bre.12114.
- Basso M. (2004) Carta Baquedano, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 82, 26 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago de Chile.
- Beck M.E. (1987) Tectonic rotations on the leading edge of South America: The Bolivian orocline revisited. *Geology* 15:806–808. doi: 10.1130/0091-7613(1987)15<806:TROTLE>2.0.CO;2
- Beck ME (1988) Analysis of late Jurassic-recent paleomagnetic data from active plate margins of South America. *J South Am Earth Sci* 1:39–52. doi: 10.1016/0895-9811(88)90014-4.
- Beck M.E. (1998) On the mechanism of crustal block rotations in the central Andes. *Tectonophysics* 299:75–92. doi: 10.1016/S0040-1951(98)00199-1.
- Beck M.E., Burmester R.R., Drake R.E., Riley P.D. (1994) A tale of two continents: some tectonic contrasts between the central Andes and the North American Cordillera, as illustrated by their paleomagnetic signatures. *Tectonics* 13:215–224. doi: 10.1029/93TC02398.
- Beutner E.C. (1977) Causes and consequences of curvature in the Sevier orogenic belt, Utah to Montana, in Heisey, E.L., Lawson, D.E., Norwood, E.R., Wach, P.H., and Hale, L.A., eds., *Rocky Mountain Thrust Belt, Geology and Resources: Guidebook for the Wyoming Geological Association Annual Field Conference* 29, p. 153–165.
- Bevis M., Kendrick E., Smalley Jr R., Brooks B., Allmendinger R., Isacks B. (2001) On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: An analysis of the interseismic velocity field. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2:10.129/2001GC000198.
- Bogdanic T. (1991) Evolución paleogeográfica del Cretácico-Terciario inferior entre los 21–23°S, región de Antofagasta, Chile. *Congreso Geológico Chileno*, 6, Viña del Mar: pp.857-861.
- Boll A., Hernández M. (1986) Interpretación estructural del área Tres Cruces. *Boletín de Informaciones Petroleras* 2:2–14.
- Bonson, C., Grocott, J. y Taylor, G., 1997. A structural perspective on palaeomagnetically recorded vertical axis rotations in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Actas 8º Congreso Geológico Chileno*, 1: 16-20. Antofagasta, Chile.
- Boric R., Díaz F., Makshev. V. (1990) Geología y yacimientos metalíferos de la región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Bol. 40, 246 pp. Santiago de Chile.:

- Borradaile G.J. (1993) Strain and magnetic remanence. *Journal of Structural Geology* 15:383–390. doi: 10.1016/0191-8141(93)90134-V.
- Borradaile G.J., Gauthier D. (2001) AMS-detection of inverse fabrics without AARM, in ophiolite dikes. *Geophysical Research Letters* 28:3517–3520. doi: 10.1029/2001GL012976.
- Bossi G.E., Wampler M. (1969) Edad del complejo Alto de las Salinas y Formación El Cadillal según el método K-Ar. *Acta Geológica Lilloana* 10 (7): 141-160. Instituto Miguel Lillo, Univ. Nac. de Tucumán.
- Boyer S.E. (1995) Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts: *American Journal of Science*, v. 295, p. 1220–1250.
- Brun J.P. y Burg J.P. (1982) Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 61, p. 319–332, doi: 10.1016/0012-821X(82)90063-2.
- Brun J.-P., Nalpas T. (1996) Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics* 15:677–687. doi: 10.1029/95TC03853.
- Buchanan P.G., McClay K.R. (1991) Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems. *Tectonophysics* 188:97–115. doi: 10.1016/0040-1951(91)90317-L.
- Buchelt M., Cancino C.T. (1988) The Jurassic La Negra Formation in the area of Antofagasta, Northern Chile (lithology, petrography, geochemistry). En: Bahlburg H., Breikreuz C., Giese P. (eds) *The Southern Central Andes*, pp 169–182. *Lecture Notes in Earth Sciences*, vol 17. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Butler, R. F., Marshall, L. G., Drake, R. E. y Curtis, G. H., 1984. Magnetic polarity stratigraphy and ⁴⁰K-⁴⁰Ar dating of late Miocene and early Pliocene continental deposits, Catamarca province, NW Argentina. *Journal of Geology*, 92: 623-636.
- Butler R.F., Richards D.R., Sempere T., Marshall L.G. (1995) Paleomagnetic determinations of vertical-axis tectonic rotations from Late Cretaceous and Paleocene strata of Bolivia. *Geology* 23:799–802. doi: 10.1130/0091-7613(1995)023.
- Cady J., Wise R. (1992) Gravity and magnetic studies. En: Bleiwas D.I., Christiansen R.G. (eds.), *Geology and Mineral Resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia*, pp. 56–62. U.S. Geological Survey Bulletin.
- Caffe P.J., Trumbull R.B., Coira B.L., Romer R.L. (2002) Petrogenesis of Early Neogene magmatism in the Northern Puna; Implications for magma genesis and crustal processes in the Central Andean Plateau. *Journal of Petrology* 43:907–942. doi: 10.1093/petrology/43.5.907.
- Cahill T., Isacks B.L. (1992) Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97:17503. doi: 10.1029/92JB00493.
- Campbell I.H., Ballard J.R., Palin J.M., Allen C., Faunes A. (2006) U-Pb zircon geochronology of granitic rocks from the Chuquicamata-El Abra porphyry copper belt of Northern Chile: Excimer laser ablation ICP-MS analysis. *Economic Geology* 101:1327–1344. doi: 10.2113/gsecongeo.101.7.1327.
- Capitanio FA, Faccenna C, Zlotnik S, Stegman DR (2011) Subduction dynamics and the origin of Andean orogeny and the Bolivian orocline. *Nature*. doi: 10.1038/nature10596

- Cardozo N., Allmendinger R.W. (2013) Spherical projections with OSXStereonet. *Computers and Geosciences* 51:193–205. doi: 10.1016/J.CAGEO.2012.07.021.
- Carey S.W. (1955) The orocline concept in geotectonics-Part I. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania* 89:255–288.
- Carey S.W. (1958) The tectonic approach to continental drift. En: Carey S.W. (ed) *Continental Drift, a Symposium*. pp 177–356, Geology Department, University of Tasmania, Hobart.
- Cegarra M., Ramos V.A. (1996) La faja plegada y corrida del Aconcagua. En: Ramos V.A. (ed) *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24 (14): 387-422, Buenos Aires.
- Chadima M., Hrouda F. (2006) Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophysiques* 27:20–21.
- Chadima, M. & Hrouda, F. 2009. Cureval 8.0: Thermomagnetic Curve Browser for Windows. Agico Inc, Brno.
- Charrier R., Malumián N. (1975) Orogénesis y epirogénesis en la region austral de América del Sur durante el Mesozoico y el Cenozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30:193–207.
- Charrier R., Muñoz N. (1994) Jurassic-Cretaceous Palaeogeographic Evolution of the Chilean Andes at 23°–24°S Latitude and 34°–35°S Latitude: A Comparative Analysis. En: Reutter K.J., Scheuber E., Wigger P.J. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp 233–242. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Charrier R., Vicente J.C. (1972) Liminary and geosynclinal Andes: major orogenic phases and synchronical evolutions of the central and Magellan sectors of the Argentine Chilean Andes. En: *Proyecto Internacional del Manto Superior, Conferencia, Problemas de la Tierra Sólida, resúmenes*. pp 451–470, Buenos Aires.
- Charrier R., Pinto L., Rodríguez M.P. (2007) Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Gibbons W., Moreno, T. (eds) *The Geology of Chile*, pp. 21–114. Geological Society, Special Publications, London.
- Charrier R, Farías M, Makshev V (2009) Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Rev la Asoc Geol Argentina* 65:5–35.
- Chen Y.-W., Wu J., Suppe J. (2019) Southward propagation of Nazca subduction along the Andes. *Nature* 565:441–447. doi: 10.1038/s41586-018-0860-1.
- Chinn D.S., Isacks B.L. (1983) Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides Island Arc. *Tectonics* 2:529–563. doi: 10.1029/TC002i006p00529.
- Chong G., Pardo R. (1993) *Geología del distrito de Chuquicamata, Segunda Región de Antofagasta*. Subgerencia de Geología, Superintendencia de Exploraciones y Desarrollo Geológico, Informe (Inédito). Calama.
- Cladouhos T.T., Allmendinger R.W., Coira B., Farrar E. (1994) Late Cenozoic deformation in the Central Andes: fault kinematics from the northern Puna, northwestern Argentina and southwestern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 7:209–228. doi: 10.1016/0895-9811(94)90008-6.

- Clark D.A. (1999) Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics* 30:5–26. doi: 10.1071/EG999005.
- Cobbold P.R., Rossello E.A., Roperch P., Arriagada C., Gómez L.A., Lima C. (2007) Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. *Geological Society of London, Special Publications* 272: 321–343. doi: 10.1144/GSL.SP.2007.272.01.17.
- Cogné J.-P. (1988) Strain, magnetic fabric, and palaeomagnetism of the deformed red beds of the Pont-Rean formation, Brittany, France. *Journal of Geophysical Research* 93:13673–13687.
- Cogné J.-P., Perroud H. (1985) Strain removal applied to paleomagnetic directions in an orogenic belt: the Permian red slates of the Alpes Maritimes, France. *Earth and Planetary Science Letters* 72: 125–140.
- Cogné J.P., Perroud H., Texier M.P., Bonhommet N. (1986) Strain reorientation of hematite and its bearing upon remanent magnetization. *Tectonics* 5(5): 753–768, doi:10.1029/TC005i005p00753.
- Coira B., Davidson J., Mpodozis C., Ramos V. (1982) Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Sciences Review* 18: 303–332. doi: 10.1016/0012-8252(82)90042-3.
- Cornejo P., Matthews S., Perez de Arce C. (2003) The ‘K-T’ compressive deformation event in northern Chile (24–27°S). 10° Congreso Geológico Chileno, CD-Rom:1–13.
- Cortés J. (2000) Hoja Palestina, Región de Antofagasta, Mapas Geológicos n° 19. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Chile. 1 mapa geológico escala 1:100.000.
- Cristallini E.O., Ramos V.A. (2000) Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32 degrees SL). *Tectonophysics* 317:205–235.
- Cristallini E.O., Mosquera A., Ramos V.A. (1995) Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49:165–183.
- Cunningham W.D. (1993) Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian orocline: *Tectonics*, v. 12, p. 169–186.
- Dalmayrac B., Molnar P. (1981) Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth and Planetary Science Letters* 55:473–481. doi: 10.1016/0012-821X(81)90174-6.
- Dashwood B., Taylor G.K. (2005) Temporal and spatial constraints on multi-phase crustal rotation in the forearc of northern Chile. En: 6th International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts, 202–205. http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers09-03/010040207.pdf. Accessed 15 abr 2016.
- de Silva SL (1989) Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21 30S to 23 30S portion of the Central Andes of northern Chile. *J Volcanol Geotherm Res* 37:93–131. doi: 10.1016/0377-0273(89)90065-6.
- De Silva, S. L. & Francis, P. W. 1991. *Volcanoes of the Central Andes*, Springer-Verlag, Heidelberg, 263 pp.

- De Silva S, Zandt G, Trumbull R, et al (2006) Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. *Geol Soc London, Spec Publ* 269:47–63. doi: 10.1144/GSL.SP.2006.269.01.04
- de Urreiztieta M., Gapais D., Le Corre C., Cobbold P.R., Rossello E. (1996) Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna Plateau, northwestern Argentina. *Tectonophysics* 254:17–39. doi: 10.1016/0040-1951(95)00071-2.
- Del Ventisette C., Montanari D., Sani F., Bonini M. (2006) Basin inversion and fault reactivation in laboratory experiments. *Journal of Structural Geology* 28:2067–2083. doi: 10.1016/j.jsg.2006.07.012.
- Demarest H. (1983) Error Analysis for the Determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research* 88:4321–4328.
- Dewey J.F., Bird J.M. (1970) Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research* 75:2625–2647. doi: 10.1029/JB075i014p02625.
- Dewey J.F., Lamb S.H. (1992) Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics* 205:79–95. doi: 10.1016/0040-1951(92)90419-7.
- Dewey J.F., Holdsworth R.E., Strachan R.A. (1998) Transpression and transtension zones. *Geological Society of London, Special Publications* 135:1–14. doi: 10.1144/GSL.SP.1998.135.01.01.
- Dilles J.H., Tomlinson A.J., Martin M.W., Blanco N. (1997) El Abra and Fortuna complexes: a porphyry copper batholith sinistrally displaced by the Falla Oeste. En: VIII Congreso Geológico Chileno, actas. pp. 1883–1887.
- Dragoni M., Lanza R., Tallarico A. (1997) Magnetic anisotropy produced by magma flow: theoretical model and experimental data from Ferrar dolerite sills (Antarctica). *Geophysical Journal International* 128: 230–240. doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb04083.x.
- Echavarría L., Hernández R., Allmendinger R., Reynolds J. (2003) Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: Geometry and timing of the Andean evolution. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 87:965–985. doi: 10.1306/01200300196.
- Eichelberger N., McQuarrie N., Ryan J., Karimi B., Beck S., Zandt G. (2015) Evolution of crustal thickening in the central Andes, Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters* 426:191–203. doi: 10.1016/j.epsl.2015.06.035.
- Eldredge y Van der Voo 1988
- Eldredge S., Bachtadse V., Van der Voo R. (1985) Paleomagnetism and the orocline hypothesis. *Tectonophysics* 119:153–179. doi: 10.1016/0040-1951(85)90037-X.
- Enkin R.J. (2003) The direction–correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies. *Earth and Planetary Science Letters* 212: 151–166. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00238-3.
- Evans M., Elmore R., Lewchuk M. (2000) Examining the relationship between remagnetization and orogenic fluids: central Appalachians. *Journal of Geochemical Exploration* 69: 139–142. doi: 10.1016/S0375-6742(00)00120-5.
- Evenstar L.A., Mather A.E., Hartley A.J., Stuart F.M. Sparks R.S.J. Cooper F.J. (2017) Geomorphology on geologic timescales: Evolution of the late Cenozoic Pacific

- paleosurface in Northern Chile and Southern Peru. *Earth-Science Reviews* 171:1–27. doi: 10.1016/j.earscirev.2017.04.004.
- Ferrando R., Espinoza F. (2015) Revisión y nuevos antecedentes del Cretácico Superior en la depresión Central de la región de Antofagasta. 14° Congreso Geológico Chileno, Actas.
- Fisher R (1953) Dispersion on a Sphere. *Proc R Soc A Math Phys Eng Sci* 217:295–305. doi: 10.1098/rspa.1953.0064.
- Forsythe R, Chisholm L. (1994) Paleomagnetic and structural constraints on rotations in the North Chilean coast ranges. *J South Am Earth Sci* 7:279–294. doi: 10.1016/0895-9811(94)90014-0.
- Fracchia D. (2009) Volcanismo postcolapso de la caldera Vilama, Mioceno superior, Puna argentino-boliviana. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Galli C. (1957) Las formaciones geológicas del borde occidental de la Puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá. *Revista Minerale* 12:14–26.
- Gansser A. (1973) Facts and theories on the Andes: Twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society of London* 129: 93–131. doi: 10.1144/gsjgs.129.2.0093.
- García F. (1967) Geología del Norte Grande de Chile. En: Simposio sobre Geosinclinal Andino. Sociedad Geologica de Chile, Santiago de Chile, p 138.
- García M. (2001) Evolution oligo-miocène de l'Altiplano occidental (arc et avant arc du nord du Chili, Arica): tectonique , volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation. Tesis Doctoral (inédita), Université Joseph-Fourier. Grenoble.
- Gartrell A., Hudson C., Evans B. (2005) The influence of basement faults during extension and oblique inversion of the Makassar Straits rift system: Insights from analog models. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 89:495–506. doi: 10.1306/12010404018.
- Geuna S.E., Escosteguy L.D, Limarino C.O. (2010) Palaeomagnetism of the Carboniferous-Permian Patquía Formation, Paganzo basin, Argentina: implications for the apparent polar wander path for South America and Gondwana during the Late Palaeozoic. *Geologica Acta* 8(4): 373–397.
- Giese, P., Scheuber, E., Schilling, F., Schmitz, M., Wigger, P., 1999. Crustal thickening processes in the Central Andes and the different natures of the Moho discontinuity. *Journal of South American Earth Sciences* 12 201-220.
- Gilder S., Rouse S., Farber D., McNulty B., Sempere T., Torres V., Palacios O. (2003) Post-Middle Oligocene origin of paleomagnetic rotations in Upper Permian to Lower Jurassic rocks from northern and southern Peru. *Earth Planetary Science Letters* 210: 233–248. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00102-X.
- Godoy E., Lara L. (1998) Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 5, mapa de escala 1:100.000, Santiago de Chile.
- Gómez Schulz I.A. (2017) Límite oriental del patrón de rotaciones tectónicas de los Andes Centrales, Norte de Chile. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Chile.

- Gómez I, Peña M, Narea K, Arriagada C (2017) Límite oriental del patrón de rotaciones tectónicas de los Andes Centrales, Norte de Chile. En: XX Congreso Geológico Argentino. pp 117–119.
- González G., Niemeyer H. (2005) Cartas Antofagasta y Punta Tetras, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 89, 1 mapa escala 1:100.000.
- González Bonorino F. (1950) Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5:81–110.
- Grier M.E., Salfity J.A., Allmendinger R.W. (1991) Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 4 (4): 351–372.
- Grocott J., Brown J., Dallmeyer R.D., Taylor G.K., Treloar P.J. (1994) Mechanism of continental growth in extensional arcs: an example from the Andean plate boundary zone. *Geology* 22:391–394. doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<0391:MOCGIE>2.3.CO;2.
- Gubbels T.L., Isacks B.L., Farrar E. (1993) High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology* 21:695–698.
- Günther A. (2001) *Strukturgeometrie, Kinematik und Deformationsgeschichte des oberkretazisch- alttertiären magmatischen Bogens (nord-chilenische Präkordillera, 21,7°-23°S)*. Tesis doctoral (inérita), Freie Universität Berlin.
- Günther A., Haschke M., Reutter K.-J., Scheuber E. (1997a) Repeated Reactivation of an Ancient Fault Zone under Changing Kinematic Conditions: the Sierra-De-Moreno Fault System (Smfs) (N-Chilean Precordillera). 8° Congreso Geológico Chileno, 85–89.
- Günther A., Haschke M., Reutter K.-J., Scheuber E. (1997b) Kinematic Evolution and Structural Geometry of the Chilean Precordillera (21,5-23°S): Inversional tectonics in the Late Cretaceous-Paleogene Magmatic Arc. 8° Congreso Geológico Chileno. Antofagasta.
- Gutscher M.A. (2002) Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 3–10. doi: 10.1016/S0895-9811(02)00002-0.
- Hammerschmidt K., Döbel R., Friedrichsen H. (1992) Implication of $^{40}\text{Ar}^{39}\text{Ar}$ dating of Early Tertiary volcanic rocks from the north-Chilean Precordillera. *Tectonophysics* 202: 55–81. doi: 10.1016/0040-1951(92)90455-F.
- Hartley AJ, Jolley E., Turner P (1992) Paleomagnetic evidence for rotation in the Precordillera of northern Chile: structural constraints and implications for the evolution of the Andean forearc. *Tectonics* 205:49–64.
- Hartley A.J., Turner P., Williams G.D., Flint S. (1988) Palaeomagnetism of the Cordillera de la Costa, northern Chile: evidence for local forearc rotation. *Earth Planetary Science Letters* 89: 375–386. doi: 10.1016/0012-821X(88)90124-0.
- Hartley A.J., May G., Chong G., Turner P., Kape S.J., Jolley E.J. (2000) Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology* 28:331. doi: 10.1130/0091-7613(2000)28<331:DOACFA>2.0.CO;2.

- Haschke M., Günther A. (2003) Balancing crustal thickening in arcs by tectonic vs. magmatic means. *Geology* 31: 933–936. doi: 10.1130/G19945.1.
- Haschke M., Günther A., Melnick D., Echtler H., Reutter K.-J., Scheuber E., Oncken O. (2006) Central and Southern Andean tectonic evolution inferred from arc magmatism. En: Oncken A. et al. (eds.) *The Andes: Active subduction Orogeny. Frontiers in Earth Sciences*, pp 347–363. Springer, Berlin – Heidelberg.
- Heki K., Hamano Y., Kono M. (1985) Paleomagnetic study of the Cretaceous Atajaña Formation and the Arica dike swarm, Northernmost Chile. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity* 37:107–117.
- Herve M. (1987) Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la zona de Falla Atacama al norte de Paposo (24oS), Chile. *Revista Geológica de Chile*, 31: 37–42.
- Hindle H. y Burkhard M. (1999) Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature on fold belts; the example of the Jura arc: *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 1089–1101, doi: 10.1016/S0191-8141(99)00021-8.
- Hindle D., Kley J., Oncken O., Sobolev S. (2005) Crustal balance and crustal flux from shortening estimates in the Central Andes. *Earth Planetary Science Letters* 230: 113–124. doi: 10.1016/j.epsl.2004.11.004.
- Hoffmann-Rothe A., Kukowski N., Dresen G., Echtler H., Oncken, O., Klotz, J., Scheuber E., Kellner A. (2006) Oblique convergence along the Chilean margin: Partitioning, margin-parallel faulting and force interaction at the plate interface. En: Oncken O., Chong G., Franz G., et al. (eds) *The Andes, Active Subduction Orogeny*. Springer Berlin Heidelberg.
- Hongn F., del Papa C., Powell J., Petrinovic I., Mon R., Deraco V. (2007) Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23°-26°S): Control by preexisting heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology* 35: 271. doi: 10.1130/G23189A.1.
- Horton B.K. (2005) Revised deformation history of the central Andes: Inferences from Cenozoic foredeep and intermontane basins of the Eastern Cordillera, Bolivia. *Tectonics* 24:n/a-n/a. doi: 10.1029/2003TC001619.
- Huete C., Maksaev V., Moscoso R., Ulriksen C., Vergara H. (1977) Antecedentes geocronológicos de rocas intrusivas y volcánicas en la Cordillera de los Andes comprendida entre la Sierra Moreno y el río Loa, y los 21° y 22° Lat. Sur, II Región, Chile. *Revista Geológica de Chile* 0:35–41. doi: 10.5027/andgeov4n1-a03.
- Isacks B.L. (1988) Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93:3211–3231. doi: 10.1029/JB093iB04p03211.
- Jacques J. (2003) A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins: implications for the geotectonic segmentation of the Andean Belt. *Journal of the Geological Society, London* 160: 687–701. doi: 10.1144/0016-764902-088.
- Jaillard E. (1992) La Fase Peruana (Cretáceo Superior) en la Margen Peruana. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú* 83: 81–87.
- James D.E. (1971) Plate Tectonic Model for the Evolution of the Central Andes: Reply. *Geological Society of America Bulletin* 84:1497. doi: 10.1130/0016-7606(1973)84<1497:PTMFTE>2.0.CO;2.

- Jamison W.R. (1991) Kinematics of compressional fold development in convergent wrench terranes. *Tectonophysics* 190:209–232. doi: 10.1016/0040-1951(91)90431-Q.
- Jara P., Charrier R. (2014) Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean Geology* 41:174–209. doi: 10.5027/andgeoV41n1-a07.
- Jara P., Piquer J., Pinto L., Arriagada C. (2009) Perfiles estructurales de la Cordillera Principal de Chile Central: resultados preliminares. 12° Congreso Geológico Chileno, 4–7.
- Jensen A. (1985) El sobreescurreamiento de Cerro Laberinto. 4° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, pp. 84–103.
- Jiang Z., Liu Q., Dekkers M.J., Tauxe L., Qin H., Barrón V., Torrent J. (2015) Acquisition of chemical remanent magnetization during experimental ferrihydrite–hematite conversion in Earth-like magnetic field—implications for paleomagnetic studies of red beds. *Earth Planetary Science Letters* 428: 1–10. doi: 10.1016/j.epsl.2015.07.024.
- Johnston S.T. (2001) The Great Alaskan Terrane Wreck: reconciliation of paleomagnetic and geologic data in the northern Cordillera: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 193, p. 259–272.
- Johnston S.T. y Acton S. (2003) The Eocene Southern Vancouver Island Orocline: a response to seamount accretion and the cause of fold-and-thrust belt and extensional basin formation: *Tectonophysics*, v. 365, p. 165–183.
- Jordan T.E., Allmendinger R.W. (1986) The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737–764. doi: 10.2475/ajs.286.10.737.
- Jordan T.E., Isacks B.L., Allmendinger R.W., Brewer J.A., Ramos V.A., Ando C.J. (1983) Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94: 341–361. doi: 10.1130/0016-7606(1983)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2.
- Jordan T.E., Allmendinger R.W., Damanti J.F., Drake R.E. (1993) Chronology of Motion in a Complete Thrust Belt: The Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology* 101: 135–156. doi: 10.1086/648213.
- Katz B., Elmore R.D., Cogoini M., Ferry S. (1998) Widespread chemical remagnetization: Orogenic fluids or burial diagenesis of clays? *Geology* 26:603. doi: 10.1130/0091-7613(1998)026<0603:WCROFO>2.3.CO;2.
- Kay S.M., Maksaev V., Moscoso R., Nasi C. (1987) Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29°-30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92: 6173–6189.
- Keller J.V.A, McClay K.R. (1995) 3D sandbox models of positive inversion. *Geological Society of London, Special Publications* 88: 137–146. doi: 10.1144/GSL.SP.1995.088.01.09.
- Kennan L., Lamb S.H., Hoke L. (1997) High-altitude palaeosurfaces in the Bolivian Andes: evidences for late Cenozoic surface uplift. *Geological Society, Special Publications* 120:307–323.

- Kirschvink J.L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys Journal International* 62: 699–718. doi: 10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x.
- Kley J. (1999) Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian orocline. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 221–235. doi: 10.1016/S0895-9811(99)00015-2.
- Kley J., Monaldi C.R. (1998) Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation? *Geology* 26: 723. doi: 10.1130/0091-7613(1998)026<0723:TSACTI>2.3.CO;2.
- Kley J., Monaldi C.R. (1999) Estructura de las Sierras Subandinas y del Sistema de Santa Bárbara. En: González Bonorino G., Omarini R., Viramonte J. (eds.) *Geología del Noroeste Argentino*. pp 415–425. Relatorio del 14o Congreso Geológico Argentino, Salta.
- Klotz J., Khazaradze G., Angermann D., Reigber C., Perdomo P., Cifuentes O. (2001) Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes. *Earth Planetary Science Letters* 193: 437–446. doi: 10.1016/S0012-821X(01)00532-5.
- Knight M.D., Walker G.P.L. (1988) Magma flow directions in dikes of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 93: 4301–4319. doi: 10.1029/JB093iB05p04301.
- Kollmeier J.M., van der Pluijm B.A. y Van der Voo R. (2000) Analysis of Variscan dynamics; early bending of the Cantabria-Asturias Arc, northern Spain: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 181, p. 203–216, doi: 10.1016/S0012-821X(00)00203-X
- Kono M., Heki K., Hamano Y. (1985) Paleomagnetic study of the Central Andes: Counterclockwise rotation of the Peruvian block. *Journal of Geodynamics* 2: 193–209. doi: 10.1016/0264-3707(85)90010-9.
- Koopman A., Speksnijder A., Horsfield W.T. (1987) Sandbox model studies of inversion tectonics. *Tectonophysics* 137: 379–388. doi: 10.1016/0040-1951(87)90329-5.
- Kozłowski E., Manceda R., Ramos V.A. (1993) Estructura. En: Ramos V.A. (ed) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, pp 235–256. Relatorio del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración de Hidrocarburos. Asociación Geológica Argentina, Mendoza.
- Krantz R.W. (1991) Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics* 188: 203–207. doi: 10.1016/0040-1951(91)90323-K.
- Krantz RW (1995) The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation. *J Struct Geol* 17:1125–1137. doi: 10.1016/0191-8141(94)00129-N.
- Ladino M. (1998) *Geología de la parte occidental de los cuadrángulos Quebrada Chug-Chug y Cerros de Montecristo. Región de Antofagasta, Chile*. Tesis doctoral (inedita), Universidad de Chile.
- Ladino M., Tomlinson A., Blanco N. (1997) Nuevos antecedentes para la edad de la deformación cretácica de Sierra de Moreno, II Región de Antofagasta-Norte de Chile. 8º Congreso Geológico Chileno, pp 103–107.

- Ladino M, Tomlinson AJ, Blanco NP (1999) New constraints for the age of the Cretaceous compressional deformation in the Andes of northern Chile (Sierra de Moreno, 21°-22°10'S). En: 4th International Symposium on Andean Geodynamics. Alemania, pp 29–38.
- Ladino M., Blanco N., Matthews S., Tomlinson A.J. (2000) Cambios geoquímicos en el magmatismo del límite Cretácico-Terciario en la Precordillera de Calama, II Región de Antofagasta, norte de Chile. 9° Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, pp. 630–634.
- Lamb S. (2001) Vertical axis rotation in Bolivian orocline, South America. 1. Paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks. *Journal of Geophysical Research* 106(B11), 26605–26632, doi:10.1029/2001JB900012.
- Lamb S., Hoke L. (1997) Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics* 16: 623–649. doi: 10.1029/97TC00495.
- Lamb S, Hoke L, Kennan L, Dewey J (1997) Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia-Chile.pdf. In: *Geol. Soc. Spec. Publ. No. 121*, pp.237-264. http://www.tectonicalysis.com/site/download/Lamb97_Central_Andes_Evolution.pdf. Accessed 5 abr 2016
- Larson RL (1991) Geological consequences of superplumes. *Geology* 19:963. doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<0963:GCOS>2.3.CO;2
- Lash G.G. (1988) Along-strike variations in foreland basin evolution; possible evidence for continental collision along an irregular margin: *Basin Research*, v. 1, p. 71–83
- Lawton T.F., Boyer S.E. y Schmitt J.G. (1994) Influence of inherited taper on structural variability and conglomerate distribution, Cordilleran fold and thrust belt—Western United States: *Geology*, v. 22, p. 339–342, doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<339:CO;2>2.Lawton et al. 1994
- Lawrence R.D.S., Khan S.H., De Jong K.A., Farah K.A. y Yeats R.S. (1981) Thrust and strike-slip interaction along the Chaman transform zone, Pakistan, in *Thrust and Nappe Tectonics: Geological Society [London] Special Publication 9*, p. 363–370.
- Leonhardt, R. (2006) Analyzing rock magnetic measurements: The RockMagAnalyzer 1.0 software. *Computers and Geosciences* 32(9), 1420-1431, doi:10.1016/j.cageo.2006.01.006.
- Liss D., Hutton D.H.W., Owens W.H. (2002) Ropy flow structures: A neglected indicator of magma-flow direction in sills and dikes. *Geology* 30: 715–718. doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0715:RFSANI>2.0.CO;2.
- Loewy S.L., Connelly J.N., Dalziel I.W.D. (2004) An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Bulletin of the Geological Society of America* 116:171–187. doi: 10.1130/B25226.1.
- Losert J. (1974) Alterations and associated copper mineralization in the Jurassic volcanic rocks of the Buena Esperanza mining area, Antofagasta Province, Northern Chile. Tesis Doctoral (inérita), Universidad de Chile.
- Lowrie W., Hirt A.M. (1986) Paleomagnetism in arcuate mountain belts. *Developments in Geotectonics* 21: 141–158. doi: 10.1016/B978-0-444-42688-8.50012-6.
- Lowrie W., Hirt A.M., Kligfield R. (1986) Effects of tectonic deformation on the remanent magnetization of rocks. *Tectonics* 5: 713–722. doi: 10.1029/TC005i005p00713.

- Lucassen F., Franz G., Thirlwall M.F., Mezger K. (1999) Crustal Recycling of Metamorphic Basement: Late Palaeozoic Granitoids of Northern Chile (22 S). Implications for the Composition of the Andean Crust. *Journal of Petrology* 40: 1527–1551. doi: 10.1093/ptro/40.10.1527.
- Lyon-Caen H., Molnar P., Suárez G. (1985) Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes. *Earth Planetary Science Letters* 75: 81–92. doi: 10.1016/0012-821X(85)90053-6.
- Macedo y Marshak 1999
- Macedo-Sánchez O., Surmont J., Kissel C., Mitouard P., Laj C. (1992a) Late Cainozoic rotation of the Peruvian Western Cordillera and the uplift of the Central Andes. *Tectonophysics* 205: 65–77. doi: 10.1016/0040-1951(92)90418-6.
- Macedo-Sánchez O., Surmont J., Kissel C., Laj C. (1992b) New temporal constraints on the rotation of the Peruvian Central Andes obtained from paleomagnetism. *Geophysical Research Letters* 19:1875–1878.
- MacFadden, B.J., Anaya, F., Perez, H., Naeser, C. W., Zeitler, P. K. y Campbell Jr., K.E., 1990. Late Cenozoic paleomagnetism and chronology of Andean basins of Bolivia: Evidence for possible oroclinal bending. *Journal of Geology*, 98: 54 1- 55.
- McFadden PL, McElhinny MW (1990) Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophys J Int* 103:725–729. doi: 10.1111/j.1365-246X.1990.tb05683.x
- MacFadden B.J., Anaya F., Swisher C.C. (1995) Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the central Andes of Bolivia. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 100:8153–8167. doi: 10.1029/95JB00149.
- Maffione M., Speranza F., Faccenna C. (2009) Bending of the Bolivian orocline and growth of the central Andean plateau: Paleomagnetic and structural constraints from the Eastern Cordillera (22–24°S, NW Argentina). *Tectonics* 28: n/a-n/a. doi: 10.1029/2008TC002402.
- Maksaev V. (1978) Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 31, mapa escala 1:50.000. Santiago de Chile.
- Maksaev, V. 1990. Metallogeny, geological evolution and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of the major porphyry copper deposits. Tesis doctoral, Dalhousie University, 544 p., Halifax.
- Maksaev V., Zentilli M. (1999) Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology* 8: 65–89.
- Maksaev V., Zentilli M. (2002) Chilean strata-bound Cu-(Ag) deposits: an overview. En: Porter T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold Related Deposits, a Global Perspective*, vol. 2: pp. 163-184. PGC Publishing, Adelaide..
- Maksaev V., Boric R., Zentilli M., Reynolds P.H. (1988) Significado metalogénico de dataciones K-Ar y ⁴⁰Ar-³⁹Ar y trazas de fisión de zonas mineralizadas en el Norte Grande de Chile. 5° Congreso Geológico Chileno, pp. B65-86.
- Maloney KT, Clarke GL, Klepeis KA, Quevedo L (2013) The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics*. doi: 10.1002/tect.20067

- Mamani M., Tassara A., Wörner G. (2008) Composition and structural control of crustal domains in the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9: doi: 10.1029/2007GC001925.
- Manceda R., Figueroa D. (1993) La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe, Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Mendoza, pp. 219–232.
- Manceda R., Figueroa D. (1995) Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold-thrust belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard A.J., Suárez R., Welsink I.-J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*. pp 369–382. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62. Tulsa.
- Marinovic, N., Lahsen, A., 1984. Hoja Calama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Santiago. No., 140 pp., escala 1:250.000.
- Marrett R.A., Allmendinger R.W., Alonso R.N., Drake R.E. (1994) Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7:179–207. doi: 10.1016/0895-9811(94)90007-8.
- Marshak S. (1988) Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens: *Tectonics*, v. 7, p. 73–86
- May S.R., Butler R.F. (1985) Paleomagnetism of the Puente Piedra Formation, Central Peru. *Earth Planetary Science Letters* 72: 205–218. doi: 10.1016/0012-821X(85)90006-8.
- McClay K.R. (1989) Analogue models of inversion tectonics. *Geological Society of London, Special Publications* 44:41–59. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.044.01.04.
- McClelland E. (1987) Self-reversal of chemical remanent magnetization: a palaeomagnetic example. *Geophysical Journal International* 90: 615–625. doi: 10.1111/j.1365-246X.1987.tb00744.x.
- McFadden P.L. (1990) A new fold test for palaeomagnetic studies. *Geophysical Journal International* 103:163–169. doi: 10.1111/j.1365-246X.1990.tb01761.x.
- McFadden P.L., McElhinny M.W. (1990) Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International* 103: 725–729. doi: 10.1111/j.1365-246X.1990.tb05683.x.
- McQuarrie N. (2002) Initial plate geometry, shortening variations, and evolution of the Bolivian orocline. *Geology* 30: 867–870. doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0867:IPGSVA>2.0.CO;2.
- McQuarrie N., Horton B.K., Zandt G., Beck S., DeCelles P.G. (2005) Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics* 399: 15–37. doi: 10.1016/j.tecto.2004.12.013.
- McWilliams M. y Li Y. (1985) Oroclinal bending of the Southern Sierra Nevada Batholith: *Science*, v. 230, p. 172–174.
- Megard F. (1984) The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society of London* 141: 893–900. doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0893.
- Miser H.D. (1932) Oklahoma structural salient of the Ouachita Mountains: *Geological Society of America Bulletin*, v. 43, p. 138.

- Mitra G. (1997) Evolution of salients in a fold-and-thrust belt: the effects of sedimentary basin geometry, strain distribution and critical taper, in Sengupta, S., ed., *Evolution of Geological Structures in Micro- to Macro- scales*: London, Chapman and Hall, p. 59–90.
- Mitouard P., Kissel C., Laj C. (1990) Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the formation of the Huancabamba deflection in the Andean Cordillera. *Earth Planetary Science Letters* 98: 329–339. doi: 10.1016/0012-821X(90)90035-V.
- Mon R. (1971) Estructura geológica del extremo austral de las Sierras Subandinas. Provincias de Salta y Tucumán, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26:209–220.
- Mon R., Hongn F. (1988) Estructura del Ordovícico de la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 31–38.
- Mon R., Urdaneta A., Suayter L. (1970) Estudio geológico de las sierras del Campo y la Ramada (Provincia de Tucumán). *Acta Geológica Lilloana* 11:291–306.
- Montaño J.M. (1976) Estudio Geológico de la zona de Caracoles y áreas vecinas, con énfasis en el Sistema Jurásico, Provincia de Antofagasta, II Región, Chile. Tesis doctoral (inérito), Universidad de Chile, Departamento de Geología. 182 pp. Santiago.
- Morandé J.T., Gallardo F.C., Muñoz M.G., Farías M. (2015) Carta Guaviña- Región de Tarapacá- Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 177, 1 mapa escala 1:100.000.
- Mpodozis C., Ramos V.A. (1989) The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen G.E., Cañas Pinochet M.T., Reinemund J.A. (eds.) *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, pp. 59–90. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas.
- Mpodozis C., Kay S.M., Tittler A. (1995) La franja de Maricunga: síntesis de la evolución del frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Andean Geology* 22:273–313
- Mpodozis C., Ramos V.A. (2008) Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63:481–497.
- Mpodozis C., Arriagada C., Basso M., Roperch P., Cobbold P., 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: 125–154. doi: 10.1016/j.tecto.2004.12.019.
- Müller J.P., Kley J., Jacobshagen V. (2002) Structure and Cenozoic kinematics of the Eastern Cordillera, southern Bolivia (21°S). *Tectonics* 21: 1–24. doi: 10.1029/2001TC001340.
- Muñoz G.N. (1989) Estudio geológico estratigráfico de las hojas Baquedano y Pampa Unión II región, Antofagasta, Chile. Tesis Doctoral (inérito), Universidad de Chile. 152 pp., Santiago.
- Muñoz N., Charrier R. (1993) Jurassic-Early Cretaceous facies distribution in the western altiplano (18° -21° 30's.l). Implications for hydrocarbon exploration. 2o International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG), Oxford, UK: 307–310.

- Muñoz J.B., Stern C.R. (1989) Alkaline magmatism within the segment 38°-39°S of the Plio-Quaternary Volcanic Belt of the southern South American Continental Margin. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth* 94: 4545–4560. doi: 10.1029/JB094iB04p04545.
- Muñoz N., Venegas R., Tellez C. (1988) La Formación La Negra: Nuevos antecedentes estratigráficos en la Cordillera de la Costa de Antofagasta. 5o Congreso Geológico Chileno. Santiago, pp 238–311.
- Naranjo J.A. (1978) Geología de la zona interior de la Cordillera de la Costa entre los 26°00' y 26°20': región de Atacama, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 34, 48 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Naranjo J.A., Puig A. (1984) Hojas Taltal y Chañaral. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 62-63, 140 p., 1 mapa escala 1:250.000.
- Narea K., Peña M., Bascuñán S., Becerra J., Gómez I., Deckart K., Munizaga F., Makshev V., Arriagada C., Roperch P. (2015) Paleomagnetism of Permo-Triassic and Cretaceous rocks from the Antofagasta region, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 261–272. doi: 10.1016/j.jsames.2015.09.008.
- Nicolas, C., Wilke, H.-G., Schneider, H., Lucassen F., 1999, New constraints on the Cretaceous-Tertiary deformation in Sierra de Moreno, Precordillera of the Segunda Region de Antofagasta, northern Chile: 4th International Symposium on Andean Geodynamics, Goettingen, extended abstracts, p. 543-546.
- Niemeyer H. (1999) Nuevos datos cinemáticos para la Falla Sierra Castillo en Quebrada del Carrizo, Precordillera de la Región de Atacama, Chile. *Revista Geológica de Chile* 26: 159–174. doi: 10.4067/S0716-02081999000200002.
- Niemeyer H., Venegas R., Baeza L., Soto H. (1985) Reconocimiento geológico del sector sur-occidental del Cuadrángulo Cerro Yocas, ubicado en la zona de falla Quebrada Blanca-Chuquicamata, Región de Antofagasta. 4° Congreso Geológico Chileno. Antofagasta, pp. 629–653.
- Noblet C., Lavenu A., Marocco R. (1996) Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics* 255:65–78.
- Norabuena E, Leffer-Griffin L, Mao A, et al (1998) Space Geodetic Observations of Nazca-South America Convergence Across the Central Andes. *Science* (80-) 279:358–362. doi: 10.1126/science.279.5349.358.
- Norini G., Baez W., Becchio R., Viramonte J., Giordano G., Arnosio M., Pinton A., Gropelli G. (2013) The Calama-Olacapato-El Toro fault system in the Puna Plateau, Central Andes: Geodynamic implications and stratovolcanoes emplacement. *Tectonophysics* 608: 1280–1297. doi: 10.1016/j.tecto.2013.06.013.
- Oliver J. (1986) Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology* 14: 99. doi: 10.1130/0091-7613(1986)14<99:FETFOB>2.0.CO;2.
- Oliveros V. (2005) Étude géochronologique des unités jurassiques et Crétacé Inférieur du Nord du Chili (18°30'–24°S, 60°30'–70°30'W): Origine, mise en place, altération, métamorphisme et minéralisations associées. Tesis Doctoral (inérita), Université de Nice-Sophia Antipolis y Universidad de Chile.

- Oncken O., Chong G., Giese P., Götze H.-J., Ramos V.A., Strecker M.R., Wigger P. (2006a) The Andes. Active subduction Orogeny. *Frontiers in Earth Sciences*, 570 pp. Springer, Berlin.
- Oncken O., Hindle D., Kley J., Elger K., Victor P., Schemmann K. (2006b) Deformation of the Central Andean Upper Plate System – Facts, Fiction, and Constraints for Plateau Models. En: *The Andes, Active subduction Orogeny* 3–27. *Frontiers in Earth Sciences*, Springer, Berlin. doi: 10.1007/978-3-540-48684-8_1.
- Palacios C. (1978) The Jurassic paleovolcanism in Northern Chile. Tesis Doctoral (inérita), Eberhard Karls Universität, Tübingen.
- Palacios C. (1984) Considerations about the plate tectonic model, volcanism and continental crust in the southern part of the Central Andes. *Tectonophysics* 106 (3-4): 205–214.
- Palmer H.C., Hayatsu A., MacDonald W.D. (1980) The Middle Jurassic Camaraca Formation, Arica, Chile: palaeomagnetism, K—Ar age dating and tectonic implications. *Geophys Journal of the Royal Astronomical Society* 62: 155–172. doi: 10.1111/j.1365-246X.1980.tb04849.x.
- Pardo-Casas F., Molnar P. (1987) Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics* 6:233–248.
- Parraguez G.V. (1998) Sedimentología y geomorfología producto de la tectónica cenozoica, en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región Tarapacá, Chile. Tesis Doctoral (inérita), Universidad de Chile. Santiago.
- Paulsen y Marshak 1999
- Peña M., Arriagada C., Martínez F., Creixell C. (2011) Oroclino de Vallenar: Un estudio Geológico y Paleomagnético. *Latinmag Letters*, Vol. 1 Special Issue B29:1–6.
- Peña M., Arriagada C., Gómez I. (2015) Variaciones latitudinales en las rotaciones tectónicas en el antearco chileno entre los 18–32°S. En: 14° Congreso Geológico Chileno. La Serena-Chile, pp. 207–210.
- Pichowiak S. (1994) Early Jurassic to Early Cretaceous Magmatism in the Coastal Cordillera and the Central Depression of North Chile. En: Reutter K.J., Scheuber E., Wigger P.J. (eds.) *Tectonics of the Southern Central Andes*. pp 203–217. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Pilger R.H. (1984) Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London* 141: 793–802. doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0793.
- Pinto L., Hérial G., Charrier R. (2004) Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en el borde occidental del plateau andino en la zona de Moquella, Tarapacá (19°15'S, Norte de Chile). *Revista Geológica de Chile* 31: 19–44.
- Pinto L., Muñoz C., Nalpas T., Charrier R. (2010) Role of sedimentation during basin inversion in analogue modelling. *Journal of Structural Geology* 32: 554–565. doi: 10.1016/J.JSG.2010.03.001.
- Prezzi CB, Vilas JF (1998) New evidence of clockwise vertical axis rotations south of the Arica elbow (Argentine Puna). *Tectonophysics* 292:85–100. doi: 10.1016/S0040-1951(98)00058-4.

- Prezzi C., Caffè P.J., Somoza R. (2004) New paleomagnetic data from the northern Puna and western Cordillera Oriental, Argentina: A new insight on the timing of rotational deformation. *Journal of Geodynamics* 38: 93–115. doi: 10.1016/j.jog.2004.05.001.
- Pueyo E.L., Román-Berdiel M.T., Bouchez J.L., Casas A.M., Larrasoña J.C. (2004) Statistical significance of magnetic fabric data in studies of paramagnetic granites. *Geological Society of London, Special Publications* 238: 395–420. doi: 10.1144/GSL.SP.2004.238.01.21.
- Ramos V.A. (1988) The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° S latitude. En: Clark S.P., Clark Burchfiel B., Suppe J. (eds.) *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, pp. 31–54. Geological Society of America, Special Publication v. 218.
- Ramos V.A. (1994) Terranes of Southern Gondwanaland and Their Control in the Andean Structure (30°–33°S Latitude). En: Reutter K.-J., Scheuber E., Wigger P. (eds.) *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp. 249–261. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Ramos V.A. (1999a) Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En: Caminos (Ed.) *Geología Argentina*, pp. 41–96. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (3). Buenos Aires.
- Ramos V.A. (1999b) Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22:183–190.
- Ramos V.A. (2004) Cuyania, an exotic block to Gondwana: Review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7: 1009–1026. doi: 10.1016/S1342-937X(05)71081-9.
- Ramos V.A. (2008) The basement of the Central Andes: the Arequipa and related Terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36: 289–324. doi: 10.1146/annurev.earth.36.031207.124304.
- Ramos V.A. (2010) The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45: 2–25. doi: 10.1002/gj.1193.
- Ramos V.A., Aleman A. (2000) Tectonic evolution of the Andes. En: Cordani U.G., Milani E.J., Thomas Filho A., Campos A.D. (eds.) *Tectonic evolution of South America*, pp. 635–685. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro.
- Ramos V.A., Cegarra M., Cristallini E. (1996) Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30–36°S latitude). *Tectonophysics* 259: 185–200. doi: 10.1016/0040-1951(95)00064-X.
- Ramos V.A., Cristallini E., Pérez D. (2002) El levantamiento diacrónico de las Sierras Pampeanas en la zona de subducción horizontal. 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate.
- Ramos V.A., Zapata T., Cristallini E., Introcaso A. (2004) The Andean Thrust System—Latitudinal Variations in Structural Styles and Orogenic Shortening. En: McClay K.R. (ed.) *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*, pp. 30–50. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82. Tulsa.
- Ramsay J.G., Huber M.I. (1983) *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, Londres. 307 pp.
- Randall D.E. (1998) A new Jurassic–Recent apparent polar wander path for South America and a review of central Andean tectonic models. *Tectonophysics* 299: 49–74. doi: 10.1016/S0040-1951(98)00198-X.

- Randall D.E., Taylor G.K., Grocott J. (1996) Major crustal rotations in the Andean margin: Paleomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 101: 15783–15798. doi: 10.1029/96JB00817.
- Rankin D.W. (1976) Appalachian salients and recesses: Late Precambrian continental breakup and the opening of the Iapetus Ocean: *Journal of Geophysical Research*, v. 81, p. 5605–5619.
- Reutter, K.-J. (2001). Le Ande centrali: elemento di un'orogenesi di margine continentale attivo. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense* 37 (1/2): 5-37.
- Reutter K.J., Scheuber E., Helmcke D. (1991) Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacements in the Precordillera of northern Chile. *Geologische Rundschau* 80: 135–153. doi: 10.1007/BF01828772.
- Reutter K.-J., Scheuber E., Chong G. (1996) The Precordilleran fault system of Chuquicamata, Northern Chile: evidence for reversals along arc-parallel strike-slip faults. *Tectonophysics* 259: 213–228. doi: 10.1016/0040-1951(95)00109-3.
- Reynolds J.H., Idleman B.D., Hernández R.M., Naeser C.W. (1994) Preliminary chronostratigraphic constraints on Neogene tectonic activity in the Eastern Cordillera and Santa Bárbara System, Salta province, NW Argentina. *Geological Society of America, Seattle Meeting, Abstracts with Programs*. p 503.
- Ricci H., Villanueva G. (1969) La presencia de Paleozoico inferior en la Sierra de La Candelaria (Provincia de Salta). *Acta Geológica Lilloana* 10: 1–16.
- Richards D.R., Butler R.F. (1998) The Bolivian Orocline; additional paleomagnetic determinations of vertical-axis rotations from Cretaceous and Paleogene strata in the Central Andes. In: *EOS Transactions, AGU 1998 Fall Meeting Vol. 79 F223*. San Francisco. <http://eurekamag.com/research/020/228/020228443.php>. Accessed 12 abr 2016.
- Barke R, Lamb S, MacNiocail C (2007) Late Cenozoic bending of the Bolivian Andes: New paleomagnetic and kinematic constraints. *J Geophys Res Solid Earth* 112:1–22. doi: 10.1029/2006JB004372.
- Richards J.P., Boyce A.J., Pringle M.S. (2001) Geologic Evolution of the Escondida Area, Northern Chile: A Model for Spatial and Temporal Localization of Porphyry Cu Mineralization. *Economic Geology* 96: 271–305. doi: 10.2113/gsecongeo.96.2.271.
- Riller U., Oncken O. (2003) Growth of the Central Andean Plateau by Tectonic Segmentation Is Controlled by the Gradient in Crustal Shortening. *Journal of Geology* 111: 367–384. doi: 10.1086/373974.
- Roberts A.P., Cui Y., Verosub K.L. (1995) Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 100: 17909–17924. doi: 10.1029/95JB00672.
- Rogers G., Hawkesworth C.J. (1989) A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth Planetary Science Letters* 91: 271–285. doi: 10.1016/0012-821X(89)90003-4.
- Rolleri E.O. (1976) Sistema de Santa Bárbara: una nueva provincia geológica argentina. 6º Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Actas 1: 239-255, Buenos Aires.
- Roperch, P., Fornari, M. y Herail, G. (1993). A paleomagnetic study of the Altiplano. In: *Extended Abstracts: 2nd International Symposium, Oxford 1993, ORSTOM*, 241-244.

- Roperch P., Fornari M., Hérail G., Parraguez G.V. (2000) Tectonic rotations within the Bolivian Altiplano: Implications for the geodynamic evolution of the central Andes during the late Tertiary. *Journal of Geophysical Research* 105: 795–820.
- Roperch P., Sempere T., Macedo O., Arriagada C., Fornari M., Tapia, C., García M., Laj C. (2006) Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes. *Tectonics* 25: 1–29. doi: 10.1029/2005TC001882.
- Roperch P., Carlotto V. y Chauvin A. (2008). Block rotations within the northern Peruvian Altiplano. In: 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts, University of Nice, France, 469 – 472.
- Roperch P., Carlotto V., Ruffet G., Fornari M. (2011) Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru. *Tectonics* 30: doi: 10.1029/2010TC002725.
- Salas R., Kast R., Montecinos F., Salas I. (1966) Geología y recursos minerales del departamento de Arica, Provincia de Tarapaca. Instituto de Investigaciones Geológicas, Bol. 21. 114 pp. Santiago.
- Salfity J.A., Marquillas R.A. (1994) Tectonic and Sedimentary Evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group Basin, Argentina. En: Salfity J.A. (ed.) *Cretaceous Tectonics of the Andes*, pp. 266–315. Earth Evolution Sciences. Vieweg+Teubner Verlag, Wiesbaden.
- Sanderson D.J., Marchini W.R.D. (1984) Transpression. *Journal of Structural Geology* 6: 449–458. doi: 10.1016/0191-8141(84)90058-0.
- Sandiford M., Hansen D.L., McLaren S.N. (2006) Lower crustal rheological expression in inverted basins. *Geological Society of London, Special Publications* 253: 271–283. doi: 10.1144/GSL.SP.2006.253.01.14.
- Scheuber E., Andriessen P.A.M. (1990) The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology* 12: 243–257. doi: 10.1016/0191-8141(90)90008-M.
- Scheuber E., Gonzalez G. (1999) Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°–26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics* 18: 895–910. doi: 10.1029/1999TC900024.
- Scheuber E., Bogdanic T., Jensen A., Reutter K.-J. (1994) Tectonic Development of the North Chilean Andes in Relation to Plate Convergence and Magmatism Since the Jurassic. En: Reutter K.J., Scheuber E., Wigger P.J. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*. pp 121–139. Springer, Berlin, Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-642-77353-2_9.
- Selles Martinez J. (1988) La proyección Estereográfica. Principios y aplicaciones en Geología Estructural, Serie B Didáctica y Complementaria No 18, Asociación Geológica Argentina, 115 pp., Buenos Aires.
- Sempere T. (1995) Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions, in Tankard, A.J., Soruco, R.S., and Welsink, H.J, eds., *Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 62, p. 207–230.
- Sempere T. (2004) Las “fases tectónicas” en los Andes Centrales: esplendor y decadencia de un paradigma geológico. En: Jacay J., Sempere T. (eds.). *Nuevas contribuciones del IRD y sus contrapartes al conocimiento geológico del sur del Peru*, pp. 203-216.

Publicacion Especial – Sociedad Geológica del Perú, 5, Congreso Peruano de Geología.

- SERNAGEOMIN (2003) Mapa Geológico de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Base geológica escala 1: 1.000.000. Santiago.
- Servant M., Sempere T., Argollo J., Bernat M., Féraud G., Lo Bello P. (1989). Morphogenèse et soulèvement de la Cordillère orientale des Andes de Bolivie au Cénozoïque. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2* 309 (4): 417-422.
- Seton M, Müller RD, Zahirovic S, et al (2012) Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. *Earth-Science Rev* 113:212–270. doi: 10.1016/j.earscirev.2012.03.002.
- Sheffels B.M. (1995) Is the Bend in the Bolivian Andes an Orocline? En: Tankard A.J., Suárez Soruco R., Welsink H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*, pp. 511–522. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62. Tulsa.
- Sinclair H.D. (1996) Plan-view curvature of foreland basins and its implications for palaeostrength of the lithosphere underlying the western Alps: *Basin Research*, v. 8, p. 173–182, doi: 10.1046/J.1365-2117.1996.01525.X.
- Singer, S., Puente N., Sinito A., y Allmendinger R. (1994) Estudio paleomagnético de secuencias aflorantes al Este del Salar de Antofalla, Puna Austral, Argentina, in *Actas 7 Congreso Geológico de Chile*, vol. 2, pp. 1451-1455, Concepción, Chile,
- Skarmeta, J. J., (1983), The structural geology of the Sierra de Moreno, northern Chile: Ph. D. Thesis (Unpublished), University of London, United Kingdom, 284 p.
- Skarmeta J., Marinovic N. (1981) Hoja Quillagua, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 51, 63 p., 1 mapa escala 1:250.000.
- Skarmeta J., Price N.J. (1984) Deformation of country rock by an intrusion in the Sierra de Moreno, northern Chilean Andes. *Journal of the Geological Society of London* 141: 901–908. doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0901.
- Somoza R. (1994) South American reference pole for the mid-Cretaceous: Further constraints in the interpretation of Andean paleomagnetic data. *Geology* 22 (10): 933-936.
- Somoza R. (1998) Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11:211–215. doi: 10.1016/S0895-9811(98)00012-1.
- Somoza R. (2007) Eocene paleomagnetic pole for South America: Northward continental motion in the Cenozoic, opening of Drake Passage and Caribbean convergence. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 112: 1–11. doi: 10.1029/2006JB004610.
- Somoza R., Ghidella M.E. (2012) Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 797–809.
- Somoza R., Tomlinson A. (2002a) Los Andes Centrales del sur durante el Neógeno: Observaciones e hipótesis sobre la cinemática horizontal. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate.

- Somoza R., Tomlinson A. (2002b) 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: 369–381. doi: 10.1016/S0012-821X(01)00548-9.
- Somoza R., Zaffarana C.B. (2008) Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean Cordillera. *Earth Planetary Science Letters* 271: 267–277. doi: 10.1016/j.epsl.2008.04.004.
- Somoza R., Singer S., Coira B. (1996) Paleomagnetism of upper Miocene ignimbrites at the Puna: an analysis of vertical-axis rotations in Central Andes. *Journal of Geophysical Research* 101: 11387–11400.
- Somoza R., Singer S., 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. *Journal of Geophysical Research* 104: 22,923–22,936.
- Somoza R., Tomlinson A., Prezzi C. (2002) Los Andes Centrales en el Cenozoico Tardío: aumento de la tasa de acortamiento y disminución en la velocidad de convergencia. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate*, pp. 181–186.
- Somoza R., Tomlinson A.J., Caffè P.J., Vilas J.F. (2012) Paleomagnetic evidence of earliest Paleocene deformation in Calama (~22°S), northern Chile: Andean-type or ridge-collision tectonics? *Journal of South American Earth Sciences* 37: 208–213. doi: 10.1016/j.jsames.2012.04.001.
- Somoza R., Tomlinson A.J., Zaffarana C.B., Singer S.E., Puigdomenech Negre C.G., Raposo M.I.B., Dilles J.H. (2015) Tectonic rotations and internal structure of Eocene plutons in Chuquicamata, northern Chile. *Tectonophysics* 654: 113–130. doi: 10.1016/j.tecto.2015.05.005.
- Stamatakis J., Kodama K.P. (1991) The effects of grain-scale deformation on the Bloomsburg formation pole. *Journal of Geophysical Research* 96: 17919–17934,
- Stamatakis J. y A. M. Hirt (1994) Paleomagnetic considerations of the development of the Pennsylvania salient in the central Appalachians: *Tectonophysics*, v. 231, p. 237–255.
- Steinmann G. (1929) *Geologie von Perú*, traducido al castellano 1930. Karl Winter, Heidelberg, 448 pp.
- Stern C.R. (2004) Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31: 1–51. doi: 10.4067/S0716-02082004000200001.
- Tassara A., Yáñez G. (2003) Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15–47°S). *Revista Geológica de Chile* 30: 159–186. doi: 10.4067/S0716-02082003000200002.
- Tauxe L., Mullender T.A.T., Pick T. (1996) Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 101: 571–583. doi: 10.1029/95JB03041.
- Taylor G., Grocott J, Pope A, Randall D. (1998) Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the Andean forearc: a crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Tectonophysics* 299:93–109. doi: 10.1016/S0040-1951(98)00200-5.

- Taylor G.K., Dashwood B., Grocott J. (2005) Central Andean rotation pattern: Evidence from paleomagnetic rotations of an anomalous domain in the forearc of northern Chile. *Geology* 33: 777–780. doi: 10.1130/G21876.1.
- Taylor G.K., Grocott J., Dashwood B., Gipson M., Arévalo C. (2007) Implications for crustal rotation and tectonic evolution in the central Andes fore arc: New paleomagnetic results from the Copiapó region of northern Chile, 26°-28°S. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 112: 1–22. doi: 10.1029/2005JB003950.
- Thomas W.A. (1977) Evolution of Appalachian-Ouachita salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin: *American Journal of Science*, v. 277, p. 1233–1278.
- Thomas 1983
- Thomas W.A. y Whiting, B.M. (1995) The Alabama Promontory; example of the evolution of an Appalachian-Ouachita thrust-belt recess at a promontory of the rifted continental margin: *Geological Association of Canada Special Paper* 41, p. 1–20.
- Titus SJ, Housen B, Tikoff B (2007) A kinematic model for the Rinconada fault system in central California based on structural analysis of en echelon folds and paleomagnetism. *J Struct Geol* 29:961–982. doi: 10.1016/j.jsg.2007.02.004.
- Tomlinson A.J., Blanco N. (1997a) Structural evolution and displacement history of the West Fault System, Precordillera, Chile: Part 1, synmineral history. En: 8° Congreso Geológico Chileno, Actas. Antofagasta, pp. 1873–1877.
- Tomlinson A, Blanco N (1997b) Structural evolution and displacement history of the West Fault System, Precordillera, Chile: part 2, postmineral history. En: 8° Congreso Geológico Chileno, Actas. Antofagasta, pp. 1878–1882.
- Tomlinson A.J., Blanco N. (2006) Carta Cerros de Paqui, Región de Antofagasta- Geología de la franja El Abra- Chiquicamata, Región II (21°45'-22°30'S)- Escala 1:50.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Santiago.
- Tomlinson, A.J.; Blanco, N. (2008). Geología de la franja El Abra-Chuquicamata, II Región (21°45'-22°30'S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-08-35: 196 p. Santiago.
- Tomlinson A.J., Mpodozis C., Cornejo P., Ramírez C.F., Dumitru T. (1994) El sistema de fallas Sierra Castillo-Agua Amarga: transpresión sinistral Eocena en la precordillera de Potrerillos - El Salvador. 7° Congreso Geológico Chileno, actas. Concepción, Chile, pp. 1459–1463.
- Tomlinson A., Blanco N.P., Makshev V., Dilles J.H., Grunder A.L., Ladino M. (2001a) Geología de la Precordillera Andina de Quebrada Blanca-Chuquicamata Regiones I y II (20°30'- 22°30'S). Servicio Nacional de Geología y Minería — Corporación del Cobre de Chile, SERNAGEOMIN Informe Registrado, IR-01-20. 444 pp.
- Tomlinson A.J., Martin M.W., Blanco P. N, Pérez de Arce C. (2001b) U-Pb and K-Ar geochronology from Cerro Empexa formation, 1st and 2nd regions, precordillera, northern Chile. En: *South American Symposium on Isotope Geology (ISAG)*. Pucón, Chile, p 3rd. Abbreviated abstracts volume.
- Tomlinson, A.J.; Blanco, N.; Dilles, J.H. (2010). Carta Calama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Preliminar 8: 3 anexos, 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

- Tomlinson A.J., Blanco N., Dilles J.H., et al (2018) Carta Calama- Región de Antofagasta. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago de Chile.
- Valencio D.A., Giudice A., Mendía J.E., Gascón J.O. (1976) Paleomagnetismo y edades K/Ar del Subgrupo Pirgua, provincia de Salta, Republica Argentina. En: Actas 6o Congreso Geológico Argentino. Buenos Aires, pp 527–542.
- Van der Voo R., Channell J.E.T. (1980) Paleomagnetism in orogenic belts. *Reviews in Geophysics* 18: 455. doi: 10.1029/RG018i002p00455.
- Vergara H. (1978) Cuadrángulo Quehuita y sector occidental del cuadrángulo volcán Miño, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- Vergara H., Thomas A. (1984) Hoja Collacagua, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- Vicente J.C. (2005) Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: Pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 221–250.
- Vicente J.C. (2006) Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: Pattern of regression and general considerations on main features. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61:408–437.
- Victor P. (2000) Die Entwicklung der Altiplano Westflanke und Krustenverdickung in N-Chile (20-21°S). Tesis Doctoral (inédita), Freien Universität Berlin.
- von Gosen W. (1992) Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Río San Juan section. *Journal of Structural Geology* 14:643–667. doi: 10.1017/CBO9781107415324.004.
- Watson G.S., Enkin J. (1993) The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem. *Geophysical Research Letters* 20: 2135–2137. doi: 10.1029/GL020i019p02135.
- Watts A., Lamb S.H., Fairhead J., Dewey J.F. (1995) Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 134 (1-2): 9–21.
- Weil A.B., A.J. Sussman (2004). Classifying curved orogens based on timing relationship between structural development and vertical-axis rotations. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 383, 1-15.
- Weil A.B., Van der Voo R., van der Pluijm B.A. y Parés J.M. (2000) Unrav- eling the timing and geometric characteristics of the Cantabria-Asturias Arc (northern Spain) through paleomagnetic analysis: *Journal of Struc- tural Geology*, v. 22, p. 735–756, doi: 10.1016/S0191-8141(99)00188-1.
- Weil A.B., Van der Voo R. y van der Pluijm B. (2001) New paleomagnetic data from the southern Cantabria-Asturias Arc, northern Spain: Implica- tions for true oroclinal rotation and the fi nal amalgamation of Pangea: *Geology*, v. 29, p. 991–994, doi: 10.1130/0091-7613(2001)0292.0.CO;2.
- Wigger P.J., Schmitz M., Araneda M., Asch G., Baldzuhn S., Giese P., Heinsohn W.D., Martínez E., Ricaldi E., Röwer P., Viramonte J. (1994) Variation in the Crustal Structure of the Southern Central Andes Deduced from Seismic Refraction

- Investigations. En: Reutter K.J., Scheuber E., Wigger P.J. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp 23–48. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Worner G, Moorbath S, Harmon RS (1992) Andean Cenozoic volcanic centers reflect basement isotopic domains. *Geology* 20:1103–1106. doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<1103:ACVCRB>2.3.CO;2.
- Worner G., Hammerschmidt K., Henjes-Kunst F., Lezaun J., Wilke H. (2000) Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from Northern Chile (18-22 degrees S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista Geológica de Chile* 27: 205–240. doi: 10.4067/S0716-02082000000200004.
- Yagupsky D.L., Cristallini E.O., Fantín J., ZamoraValcarce G., Bottesi G., Varadéc R. (2008) Oblique half-graben inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina: New insights from analogue models. *Journal of Structural Geology* 30: 839–853. doi: 10.1016/J.JSG.2008.03.007.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C. y Sellés, D. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences* 15:23- 38.
- Yuan X., Sobolev S.V., Kind R., Oncken O., Bock G., Asch G., Schurr B., Graeber F., Rudloff A., Hanka W., Wylegalla K., Tibi R., Haberland Ch., Rietbrock A., Giese P., Wigger P., Röwer P., Zandt G., Beck S., Wallace T., Pardo M., Comte D. (2000) Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature* 408: 958–961. doi: 10.1038/35050073.
- Zandt G., Velasco A.A., Beck S.L. (1994) Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia. *Geology* 22: 1003. doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<1003:CATOTS>2.3.CO;2.