



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

**LÍMITE ORIENTAL DEL PATRÓN DE ROTACIONES TECTÓNICAS DE LOS ANDES
CENTRALES, NORTE DE CHILE**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

IVÁN ANDRÉS GÓMEZ SCHULZ

PROFESOR GUÍA:
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA
PROFESOR CO-GUÍA
VÍCTOR MAKSAEV JURCHUC

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARCELO FARÍAS THIERS
CHRISTIAN CREIXELL TORRES

SANTIAGO DE CHILE
2017

RESUMEN DE TESIS PARA OPTAR AL
GRADO DE Magíster en Ciencias mención
Geología y al título de Geólogo.

POR: Iván Andrés Gómez Schulz

FECHA: 10/01/2017

PROFESOR GUIA: César Arriagada

LÍMITE ORIENTAL DEL PATRÓN DE ROTACIONES TECTÓNICAS DE LOS ANDES CENTRALES, NORTE DE CHILE

El oroclino Boliviano representa una característica de primer orden en el contexto de la Cordillera de los Andes, el mayor sistema orogénico en respuesta a la subducción de corteza oceánica bajo corteza continental. El patrón de rotaciones de los Andes centrales (CARP) describe a grandes rasgos la naturaleza del oroclino, pero aún existen rasgos que se desconocen a menor escala.

En esta tesis se analizaron 40 sitios que representan más de 4000 muestras individuales, obtenidas de rocas intrusivas y sedimentarias, de edad Paleozoica, en la zona del Cordón de Lila; rocas extrusivas y sedimentarias Triásicas, pertenecientes a las formaciones Peine y Tuina; y rocas sedimentarias de la Formación San Pedro, de edad Oligocena. En estas muestras se estudió la remanencia magnética para calcular rotaciones tectónicas, que constituye la principal substancia del estudio, la mineralogía magnética, y la anisotropía de susceptibilidad magnética.

Los resultados obtenidos en las unidades Triásicas muestran comportamientos opuestos. El Grupo Peine, al este del Salar de Atacama, presenta una leve rotación tectónica de $\sim 22^\circ$ en promedio. En contraposición la Formación Tuina, al oeste, rota en promedio $\sim 45^\circ$, de manera conjunta a unidades Cretácicas en la zona de estudio. Rocas de la Formación San Pedro, que se encuentra sobreyaciendo a rocas Cretácicas evidentemente rotadas, muestran rotaciones muy leves, en promedio 17° .

El comportamiento opuesto en las unidades Triásicas sugiere la existencia de una segmentación longitudinal, de las rocas pre-Oligocenas, en los dominios rotados. Se propone que el límite de estos dominios se encuentra cercano al eje del Salar de Atacama. Subordinadamente, se sugiere, que la Formación Tuina rotó conjuntamente a rocas Cretácicas y Paleógenas, en un evento que predata a la Formación San Pedro.



"El sueño de la razón produce monstruos"
Francisco de Goya y Lucientes
Grabado #43 de los Caprichos (1797-1799).

Agradecimientos

Este estudio se realizó en el Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, en conjunto al Plan Nacional de Geología de SERNAGEOMIN al 1:100.000, y en el contexto del proyecto FONDECYT N.º 1110093 a cargo de los profesores Víctor Maksaev y Francisco Munizaga.

Debo agradecer a mi familia, mis padres y mi hermana, quienes representan los cimientos de quién soy. Agradecer su incondicional apoyo y sustento.

Deseo agradecer a quienes fueron mis compañeros durante este periodo. Los integrantes del Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo, sin orden en particular: Sebastián B., Juan B., Matías P., Kathy N., Sergio V., y Marcos V. A mis compañeros y amigos del departamento de Geología: Pablo M., Ítalo P., Sebastián H., Javier R., Hugo Q., y David C. Agradecer a César A. quién me guió en este camino.

Por último, agradecer especialmente a mi compañera Francisca :3 .

Tabla de Contenido

INTRODUCCIÓN.....	1
Presentación del Problema.....	2
Zona de Estudio.....	4
Hipótesis.....	4
Objetivos.....	5
Metodología.....	5
GEOLOGÍA.....	7
Zona Noroeste.....	9
Formación Tuina.....	9
Grupo Paciencia: Formación San Pedro.....	9
Zona Sureste.....	10
Grupo Peine: Formación Peine y Formación Cas.....	10
Correlaciones de carácter regional.....	10
Geología Estructural.....	10
Cordillera de Domeyko.....	11
Salar de Atacama.....	11
Cordón de Lila.....	11
Cordillera de los Andes.....	11
Evolución Tectónica.....	11
PALEOMAGNETISMO.....	13
Muestreo Paleomagnético.....	14
Direcciones características.....	18
Resultados Paleomagnéticos.....	20
Grupo Paciencia.....	23
Formación Tuina.....	23
Grupo Peine.....	25
Mineralogía Magnética.....	27
DISCUSIÓN.....	29
Edad de la Magnetización.....	30
Edad de las rotaciones.....	30
Origen de las rotaciones.....	30
Grupo Paciencia.....	30
Formación Tuina.....	31
Grupo Peine.....	31
Segmentación del margen.....	32
Artículo en preparación: Revisiting the Central Andean Rotation Pattern: evidencing a longitudinal segmentation.....	36
CONCLUSIÓN.....	43
BIBLIOGRAFÍA.....	45
ANEXO 1: Anisotropía de Susceptibilidad Magnética.....	50
Anisotropía de Susceptibilidad Magnética.....	50
Fábrica Magnética.....	54
ANEXO 2: Bases Teóricas del Paleomagnetismo.....	56

Descripción.....	56
Modelo del Dipolo Axial Geocéntrico.....	57
El Campo Geomagnético actual.....	57
Variación secular del campo geomagnético.....	57
Origen del campo geomagnético.....	58
Unidades.....	58
ANEXO 3: Rotaciones publicadas.....	60

Índice de figuras

Figura 1: Los Andes Centrales. En recuadro la zona de estudio. La línea azul representa la fosa de subducción. Incluye la edad de la corteza oceánica y algunas unidades morfoestructurales.....	2
Figura 2: Geología simplificada área de estudio. (1) Localidad de Toconao, (2) Localidad de Tilomonte, (3) Llano de la Paciencia, (4) Cordillera de la Sal. Geología de Chile 1:1,000,000.....	8
Figura 3: Problemas históricos en la estratigrafía según diferentes autores.....	10
Figura 4: Ubicación general de las áreas muestreadas. A: Zona noroeste: Cerros de Tuina y Llano de la Paciencia; B: Zona sureste Peine (formaciones Peine y Cas).....	16
Figura 5: Ubicación sitios Peine. A) Sitios 13TL30 al 13TL34; B) Sitios 13TL35 y 13TL36.....	17
Figura 6: Ubicación sitios Tuina y San Pedro. A) Sitios 13TL01 al 13TL05. B) Sitios 13TL10 al 13TL20 (excluyendo 13TL12). C) Sitios 13TL06 al 13TL09.....	18
Figura 7: Diagramas de componentes para el análisis de direcciones características. Sitios en Fm. Tuina.....	19
Figura 8: Diagramas de componentes para el análisis de direcciones características. Sitios en Fm. Peine y Fm. San Pedro.....	20
Figura 9: Estereograma muestras Grupo Paciencia. IS: In Situ, CP: Corrección de Manteo.....	23
Figura 10: Estereograma muestras Tuina 01. IS: In Situ, CP: Corrección de Manteo.....	24
Figura 11: Estereograma muestras Tuina 02. IS: In Situ, CP: Corrección de Manteo.....	24
Figura 12: Estereograma muestras Tuina 03. IS: In Situ, CP: Corrección de Manteo.....	25
Figura 13: Estereograma muestras Peine 01. IS: In Situ, CP: Corrección de Manteo.....	26
Figura 14: Estereograma muestras Peine 02 (13TL35). IS: In Situ, CP: Corrección de Manteo.....	26
Figura 15: Análisis de susceptibilidad vs. temperatura para determinar mineralogía magnética. Muestras para Fm. Tuina: 13TL0302, 13TL1007 y 13TL1604; Gr. Peine: 13TL3305.....	27
Figura 16: Gráficos de Intensidad de la magnetización vs. temperatura. 13TL31 combina datos con demagnetización por campo alterno. Sitios para Fm. San Pedro: 13TL06 y 13TL09; Fm. Tuina: 13TL03, 13TL05, 13TL13 y 13TL19; Gr. Peine: 13TL31 y 13TL32.....	28
Figura 17: Rotaciones calculadas en los alrededores del Salar de Atacama.....	32
Figura 18: Compendio rotaciones publicadas, se incluyen datos obtenidos en este estudio y geología simplificada.. SFD: Sistema de fallas de Domeyko esquématico; LAB: Lineamientos de Abels y Bischoff (1999). Recuadro muestra la zona de estudio de la Figura 17.....	33
Figura 19: Modelo tectono-estructural que sugiere que el dominio rotado se encuentra determinado por la deformación asociada a la orogénia 'Incaica'. AP: Altiplano-Puna, CC: Cordillera de la Costa, CD: Cordillera de Domeyko, COc: Cordillera Occidental, COR: Cordillera Oriental, DC: Depresión Central, DS: Depresión de los salares.....	34
Figura 20: AMS San Pedro.....	50
Figura 21: AMS Tuina. De arriba hacia abajo Tuina 01, Tuina 02 y Tuina 03.....	51
Figura 22: AMS Peine.....	52
Figura 23: AMS del Cordón de Lila, de arriba hacia abajo: Fm. Quebrada Ancha, intrusivos y unidades sedimentarias.....	53
Figura 24: Estereogramas para la zona de Tuina, los datos se muestran desbasculados. 'a', 'b' y 'c' representan datos de este estudio. 'd' y 'e' datos pertenecientes a Narea (2015). Rojo=k1; azul=k2; verde=k3.....	55
Figura 25: Diagrama componentes campo magnético.....	56
Figura 26: Modelo del Dipolo Axial Geocéntrico.....	57

Índice de tablas

Tabla 1: Listado y detalle ubicación sitios obtenidos. Incluye Magnetización Natural Remanente (NRM), susceptibilidad (K) y la orientación estructural de las unidades muestreadas en rumbo y manteo (Strike/Dip).....	14
Tabla 2: continuación Tabla 1.....	15
Tabla 3: Detalle resultados obtenidos. l,p,t= líneas,planos,total; D= Declinación; I= Inclinación; a95= ángulo del cono que agrupa 95% de los resultados; k= factor de agrupamiento; VGP= virtual geomagnetic pole.....	22
Tabla 4: Principales minerales portadores de magnetización. Tc : Temperatura de Curie. Borradaile y Henry (1997).....	28
Tabla 5: Unidades y Conversiones comunes en paleomagnetismo.....	59

INTRODUCCIÓN

Presentación del Problema

La Cordillera de los Andes representa al mayor sistema orogénico desarrollado en respuesta a la subducción de corteza oceánica bajo corteza continental. Se extiende, desde el Mar del Caribe en su extremo norte hasta el Ridge de Scotia en el extremo sur, por más de 8000 km a lo largo del margen oeste de América del Sur. El orógeno está compuesto por tres segmentos, los Andes del Norte, los Andes Centrales y los Andes del Sur (Ramos, 2009). La zona de estudio se localiza en la zona volcánica central (CVZ), perteneciente al segmento de los Andes Centrales (~3° a 33°S). En el codo de Arica, aproximadamente a los ~18°S, se observa una curvatura en el margen que coincide con el Altiplano, la máxima expresión del orógeno, y con el cambio de rumbo de éste hacia el sur y al norte, a esta característica tectónica se le conoce como “Oroclino Boliviano” (Figura 1).

El concepto de oroclino fue propuesto por primera vez por Carey (1955). Él sugiere que un orógeno puede mostrar una variación en el rumbo ya sea porque al desarrollarse se amoldó al cratón contiguo, o porque se formó con un rumbo invariante y se deformó debido a procesos posteriores.

Algunas décadas después, Heki *et al.* (1983) usan las rotaciones tectónicas medidas a través del paleomagnetismo para *testear* la hipótesis del *oroclinal bending* (curvamiento oroclinal) con resultados positivos, osea reconocen cambios en la magnetización remanente que se corresponden con el cambio de rumbo observado.

En los años por venir una multitud de investigadores (Beck *et al.*, 1986; Isacks, 1988; Hartley *et al.*, 1992; Somoza y Singer, 1996; entre otros) agregarán una gran cantidad de datos

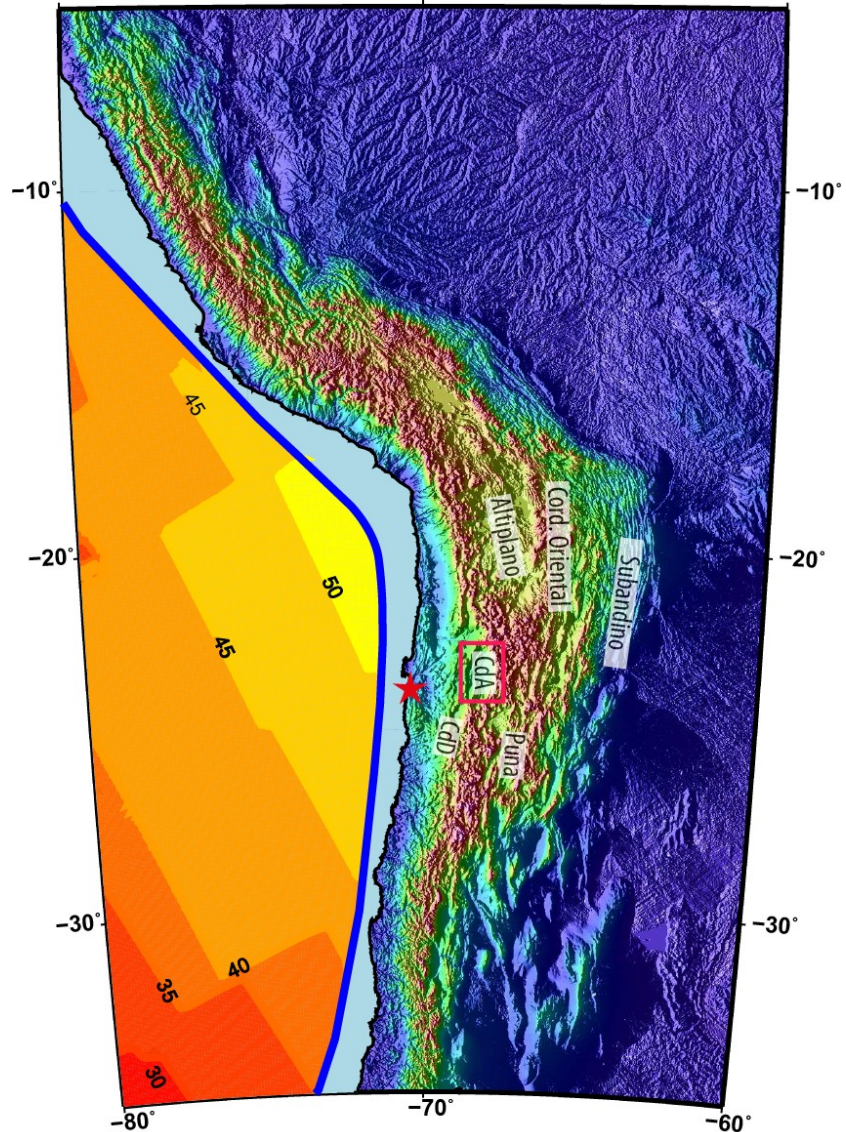


Figura 1: Los Andes Centrales. En recuadro la zona de estudio. La línea azul representa la fosa de subducción. Incluye la edad de la corteza oceánica y algunas unidades morfoestructurales.

que confirman la veracidad de la hipótesis. En la actualidad, esta característica se conoce como el patrón de rotaciones de los Andes Centrales (CARP, Central Andean rotation pattern) definido así por Somoza y Singer (1996) y ha sido descrito por varios otros autores (p. ej.: Beck, 2004, Taylor *et al.*, 2005) y su manifestación fué ya notada por Beck *et al.* (1986). El CARP es un fenómeno conocido casi exclusivamente por paleomagnetismo, y en general se puede resumir como la segmentación existente en el margen oeste de sur-América a la latitud de la “deflección de Arica” (~19°S). Rocas al norte (sur del Perú) muestran un patrón de rotaciones antihorarias, y rocas al sur (norte de Chile) muestran rotaciones en sentido horario.

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. Desde un principio Heki *et al.* (1983) escriben: “It is tempting to speculate that the late Cenozoic uplift of the Altiplano is a consequence of shortening caused by the Bolivian orocline”¹. Intentando así ligar el patrón de rotaciones con otras manifestaciones de deformación en superficie, en este caso el alzamiento del Altiplano. Isacks (1988), probablemente inspirado por esta idea, estudia de forma más cuantitativa este concepto y, a su vez, propone que el “Oroclino Boliviano” se debe a un proceso de construcción del orógeno durante el Cenozoico tardío, él propone un modelo cinemático que deja de lado hipótesis colisionales o la necesidad de voluminosas adiciones magmáticas para explicar el Altiplano, el cual intenta explicar principalmente a través de acortamiento tectónico, que a su vez se expresaría en las rotaciones observadas. Isacks observa un gradual aumento en el acortamiento estructural acercándose al oroclino a lo largo del rumbo, así como un aumento en el grosor de la raíz cortical, que relacionados con datos paleomagnéticos sirven para explicar su idea. Isacks (1988), junto con ligar el alzamiento del Altiplano y la Puna (A-P) a la flexura oroclinal, sugiere una edad Cenozoico tardío para este evento. En la misma idea, Barnes y Ehlers (2009) concluyen que el A-P se pudo alzar gradualmente desde los ~25 Ma o rápidamente de ~1 a 3.8 km de elevación promedio entre ~10-6 Ma.

Beck (1998) revisa detalladamente una serie de mecanismos, principalmente geométricos, para explicar las rotaciones observadas en los Andes centrales. Donde Isacks pretende explicar las rotaciones observadas como una respuesta al acortamiento diferencial necesario para generar la curvatura en el orógeno, Beck (1998) argumenta que las rotaciones son mayores a las predichas por el modelo oroclinal, el cual de todas maneras no puede ser descartado. De acuerdo a su modelo, durante el Jurásico tardío y Cretácico temprano las rotaciones fueron escasas o nulas debido al régimen extensional imperante. La principal etapa en la cual las rotaciones ocurrieron comenzaría después del Cretácico medio como respuesta a un flujo dúctil en la parte baja de la corteza, relacionado a periodos de acortamiento normal al margen. Curvamiento oroclinal se suma a la escena principalmente durante el Mioceno. En su trabajo, Beck, asocia los mecanismos que generarían las rotaciones a regímenes principalmente compresivos.

Somoza y Singer (1996) sugieren que la curvatura del orógeno debe ser anterior al Mioceno medio. Sugieren también que rotaciones concordantes con el CARP en unidades más jóvenes se deberían a rotaciones de pequeños bloques locales.

En el segmento sur del CARP, estudios en el antearco del norte de Chile no muestran claras diferencias en la magnitud de las rotaciones para unidades Mesozoicas y Paleógenas (Arriagada *et al.*, 2006a, Taylor *et al.*, 2007). Narea *et al.* (2015) sugieren que las unidades Triásicas al noreste del Salar de Atacama rotó conjuntamente a series Cretácicas. Conjuntamente, Somoza y Singer (1996), y Arriagada *et al.* (2006) no encuentran rotaciones relevantes en rocas de edad Miocena (<18-11) o inferior, sugiriendo un **evento de rotación único** que afectaría

¹ “Es tentador especular que el alzamiento, durante el Cenozoico tardío, del Altiplano es una consecuencia del acortamiento causado por el oroclino Boliviano” (Heki *et al.*, 1983).

unidades de edad Oligocena-Miocena y superior.

En el segmento norte, en el antearco del sur del Perú, Roperch *et al.* (2006) muestran la existencia de un gradiente de rotaciones antihorarias en sentido SE a NW. En su trabajo los autores sugieren que las mayores contribuciones al patrón de rotaciones ocurrieron durante el Paleógeno tardío, en capas de edad Eoceno- Oligoceno, asociadas al inicio de la deformación en la Cordillera Oriental.

En un estudio abarcando los segmentos norte y sur del CARP, Arriagada *et al.* (2008), mediante una restauración numérica, y considerando acortamiento y rotaciones tectónicas, concluyen que sus resultados son consistentes con una edad para la formación del Oroclino Boliviano en el Eoceno-Oligoceno.

Recientemente, Allmendinger *et al.*, (2005) calculan tasas instantáneas de rotación en base a datos GPS en los Andes Centrales. Concluyen que el Oroclino Boliviano se encuentra activo en el presente, y que las tasas actuales de deformación se corresponden bien a la deformación acumulada (medida en términos de rotaciones de eje vertical mediante paleomagnetismo) en rocas de 25 Ma y más jóvenes, sugiriendo una evolución continua en oposición a un modelo “episódico”, donde las rotaciones se concentran en cortos intervalos temporales.

Por otra parte y de manera opuesta, en los albores de la discusión, Jesinkey *et al.* (1987) con base a datos obtenidos en unidades permo-Triásicas en la Región de Antofagasta, donde los autores no observan rotaciones paleomagnéticas, sugieren que esta zona ha estado libre de un 'curvamiento' oroclinal (Oroclinal Bending) durante el Mesozoico y Cenozoico.

Queda en evidencia entonces la falta de estudios que se centren en rocas de mayor edad, con la intención de diferenciar posibles eventos rotacionales no registrados en rocas cretácicas y posteriores. Se evidencia también la falta de un contexto estructural-tectónico para estos eventos.

Entonces, este estudio busca profundizar en la delimitación del Patrón de Rotaciones de los Andes Centrales. Con especial foco en rocas triásicas que pueden registrar fenómenos anteriores a los eventos más jóvenes descritos, este estudio intenta además relacionar estos eventos a la evolución estructural-tectónica de los Andes Centrales.

Zona de Estudio

La zona de estudio se encuentra ubicada en los márgenes del Salar de Atacama (Atacama Basin, ver Figura 1), en el norte de Chile aproximadamente a los 23° S, a la latitud de la ciudad de Antofagasta. Las muestras se obtuvieron en las cercanías de la localidad de San Pedro de Atacama.

Las unidades muestreadas se ubican en los márgenes de la Cuenca de Atacama. Al oeste forman parte de la Cordillera de Domeyko (Formación Tuina). Al este y sur forman la base sobre la cual se encuentra el actual arco volcánico (Formación Peine y unidades pertenecientes al Cordón de Lila). Se tomaron muestras también al interior de la cuenca (Formación San Pedro).

Hipótesis

En ésta tesis se postula la existencia de una segmentación tectónica de forma paralela al margen, en los Andes Centrales . El límite propuesto coincidiría a grandes rasgos con el borde este de la Cordillera de Domeyko, a lo largo de la depresión pre-Andina (depresión de los salares).

Se propone que esta segmentación coincide temporalmente con el evento rotacional Eoceno-Oligoceno asociado a la fase orogénica Incaica, y por lo tanto debería evidenciarse en rocas de mayor edad. Este estudio en particular se centra en rocas de la Formación Tuina y del

Grupo Peine, formaciones Peine y Cas, de edad Triásica.

Objetivos

El objetivo de esta tesis es lograr una mejor comprensión de la extensión, magnitud y temporalidad del patrón de rotaciones de los Andes centrales (CARP). Incorporar de esta forma mayor detalle y complejidad en los procesos responsables de la formación del margen Andino actual.

El objetivo específico es examinar si el CARP (Central Andean Rotation Pattern) como ha sido descrito es capaz de explicar el patrón de rotaciones en rocas antiguas. Estas rocas pudiesen haber sido afectadas por otros eventos no descritos anteriormente. Definir estos distintos dominios representa el primer paso para relacionar estas rotaciones a dominios estructurales y eventos tectónicos específicos.

En la práctica, se busca estudiar las rotaciones de las unidades Triásicas que afloran en la periferia del Salar de Atacama, para luego comparar estos resultados entre sí, y con las rotaciones, ya publicadas, en unidades más jóvenes del Cretácico y Cenozoico.

Metodología

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

En la etapa del muestreo, la obtención de los testigos se realizó mediante una máquina perforadora portátil, a gasolina corriente, con un sistema de enfriamiento (y a modo de lubricante), para la broca, en base a agua. En rocas débilmente litificadas (Formación San Pedro) obtuvimos las muestras en seco. Las muestras obtenidas fueron orientadas usando compases magnéticos y solares. Los sitios representan, como mínimo, siete (7) testigos individuales. Donde fue posible, los testigos pudieron ser cortados hasta en tres (3) muestras, aunque la gran mayoría solo en dos (2). Detalles sobre la localización de las muestras se pueden ver en PALEOMAGNETISMO: Muestreo Paleomagnético (p. 17).

En el laboratorio cada muestra fue cortada y re-etiquetada. Previo al desmagnetizado se obtuvo la Remanencia Natural Magnética (NRM), Susceptibilidad Magnética (K) y la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS) de cada muestra.

Las muestras fueron caracterizadas y analizadas en los equipos del Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. El equipo utilizado incluye a los magnetómetros rotativos Molspin y Agico JR5A, al susceptibilímetro Bartington y el AGICO KLY3S Kappabridge.

A la gran mayoría de las muestras se aplicó un desmagnetizado termal progresiva (TH). Esto quiere decir que, de forma progresiva e incremental, se sometió a las muestras a diferentes temperaturas; en cada paso se caracterizó la remanencia magnética de la muestra (esto se puede observar claramente en los diagramas de Zijderveld) con el objetivo de obtener la magnetización remanente característica (ChRM), que representa la información más resistente (termoresistente, en este caso) y posiblemente más antigua aún contenida en la muestra. El incremento termal progresivo consta de doce (12) a quince (15) pasos, que van desde los 110°C a los 680°C. Para esto se utilizó un horno ASC Scientific, modelo TD-48.

Una minoría de muestras fue enviada a los laboratorios de Geociencias de la universidad de Rennes, donde se utilizó un magnetómetro criogénico 2G.

Las direcciones remanentes características de cada sitio, comúnmente encontradas en las etapas finales del proceso de demagnetización, fueron calculadas mediante el método de componentes principales desarrollado por Kirschvink (1980) a través de *software* proveído por

Perrick Roperch. De ésta manera se pueden calcular las componentes de declinación (D) e inclinación (I) que describen al campo geo-magnético al momento en el que la muestra adquirió dicha magnetización. Estos datos fueron corregidos, utilizando el método de la corrección por manteos (desbasculamiento), en los casos oportunos. El comparar estos datos con el campo actual nos permite efectuar interpretaciones de carácter tectónico (rotación y basculamiento de bloques). Para efectuar dichas comparaciones se utilizaron los polos paleo-magnéticos publicados para Amazonia por Torsvik (2012).

En la mayoría de los casos, estos procedimientos fueron capaces de arrojar resultados positivos para una subsecuente interpretación.

La interpretación se realizó en base a las rotaciones calculadas; compradas y complementadas con estudios encontrados en la literatura.

GEOLOGÍA

La zona de estudio se divide en tres partes, éstas se encuentran en los alrededores del salar de Atacama.

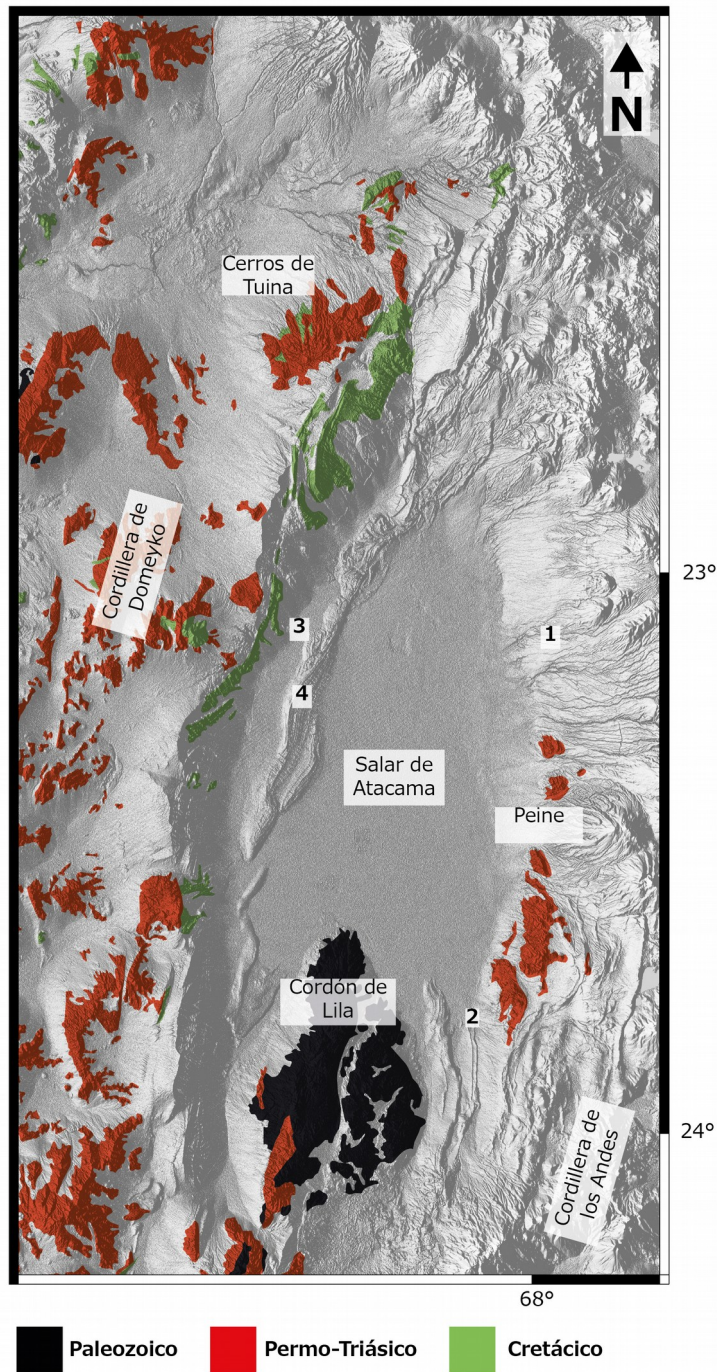


Figura 2: Geología simplificada área de estudio. (1) Localidad de Toconao, (2) Localidad de Tilomonte, (3) Llano de la Paciencia, (4) Cordillera de la Sal. Geología de Chile 1:1,000,000.

Las zonas noroeste y sur se posan sobre la Cordillera de Domeyko, así como la sureste se encuentra sobre el actual arco magmático. A continuación se da una breve descripción de las unidades, presentes en el sector y relevantes para este estudio.

Zona Noroeste

Formación Tuina

La Formación Tuina fue definida inicialmente por Raczynski (1963), y luego redefinida por Marinovic y Lahsen (1984).

La Formación Tuina se encuentra dividida en tres miembros. El miembro inferior está constituido principalmente por lavas andesíticas, brechas andesíticas, y con intercalaciones de lavas dacíticas, tobas brechosas, tobas cristalinas, areniscas y conglomerados de clastos angulosos. El miembro medio que consiste de areniscas, limolitas y conglomerados continentales. El miembro superior, predominante en la formación, se compone de lavas andesíticas, brechas volcánicas, lavas riolíticas y tobas de lapilli y cristalinas.

La base de la Formación Tuina es desconocida se encuentra sobreyacida en discordancia la Formación Purilactis (Dingman, 1963) que fue luego subdividida en las formaciones Tonel y Purilactis. El espesor mínimo de la Fm. Tuina es de 2500 m según Raczynski (1963).

La Fm. Tuina aflora en la vertiente oeste de la Cordillera de Domeyko, al noroeste de la depresión pre-andina (depresión de los salares). Una intercalación tobacea en el miembro superior entregó una edad U-Pb en circones de 236.3 ± 2.5 Ma (Henriquez *et al.*, 2014), cuerpos ígneos que intruyen al miembro superior han entregado edades U-Pb en circones de 254.6 ± 1.2 (Henriquez *et al.*, 2014). Marinovic y Lahsen (1984) reportan una edad K-Ar en biotita de 225 ± 7.0 Ma también para intrusivos.

Grupo Paciencia: Formación San Pedro

Definida por Brüggén (1942), junto a la Formación Tambores de Dingman (1963), forma parte de el Grupo Paciencia de Marinovic y Lahsen (1984). Ambas formaciones son consideradas equivalentes temporales, en contacto a través de un engrane lateral.

La Formación San Pedro se compone de tres miembros. Abra Pampa, el miembro basal, está compuesto por areniscas finas, limolitas y arcillolitas, de color pardo rojizo. Palicaye, el miembro medio, incluye una sucesión de limolitas y areniscas finas a medias de color amarillo pálido a naranja con capas de yeso. El miembro superior, Río Grande, está definido como una sucesión de areniscas medias a finas y limolitas pardo rojizas.

Esta unidad sobreyace en discordancia angular a las formaciones Purilactis y Barros Arana, y es a su vez, sobreyacida en el área de estudio por ignimbritas Miocenas a Pliocenas, Yervas Buenas, Sifón y Pelón (Ramírez, 1979)

Tobas intercaladas en la Formación San Pedro, han sido datadas con edades de 28.0 ± 6.0 Ma (Travisany, 1979), y 24.9 ± 1.0 Ma (Marinovic y Lahsen, 1984). Henriquez *et al.* (2014) publica dos edades por el método U-Pb en circones detríticos como edades máximas de depositación: 18.9 ± 0.2 Ma en la base del miembro Río Grande y de 37.7 ± 1 Ma en el miembro Palicaye, en las cercanías de la zona muestreada para el presente estudio.

Zona Sureste

Grupo Peine: Formación Peine y Formación Cas

Moraga et al. (1974)		Ramirez y Gardeweg (1982)		Breitkreuz y Zeil (1994) Breitkreuz (1995)		Breitkreuz y Schmus (1996)		Niemeyer (2013)	
J	Fm. Peine ~~~~~	Tr-J	Est. Cerros Negros	lateCarb.-Tr	Fm. Peine ~~~~~	latePerm.	Fm. Cas	Tr	Fm. Cas
Pz	Fm. Cas	Pz-Tr	Fm. Peine ~~~~~	Grupo Peine	Fm. Cas		Fm. Peine		Fm. Peine
		P-Tr	Fm. Cas					Perm.	Fm. Cerros Negros Est. Cerros Negros

Figura 3: Problemas históricos en la estratigrafía según diferentes autores.

La Formación Peine (Moraga *et al.*, 1974, Marinovic y García, 1999) aflora al este de la depresión pre-Andina. Según Breitkreuz y Schmus (1996) las formaciones Peine y Cas se encuentran expuestas al este y al noreste del pueblo de Peine. Los autores subdividen a la Formación Peine en tres miembros: el miembro inferior compuesto de variados niveles de lavas andesíticas afaníticas con intercalaciones de conglomerados de clastos angulosos y areniscas; el miembro medio se compone de una alternancia de lutitas y areniscas de colores verdes y pardos; el miembro superior esta constituido por una potente secuencia de tobas con conglomerados y areniscas basales. La Formación Cas (Moraga *et al.*, 1974) comprende series principalmente volcánicas de dacitas fluidales, tobas dacíticas, tobas brechosas, etc. datadas en ca. 247 Ma (Niemeyer, 2013).

Maksaev *et al.* (2014) reporta edades de 242.7 ± 5.8 y 255.9 ± 6.2 Ma para la Formación Cas. Becerra *et al.* (2014) reporta una edad de ca. 236 Ma.

El control estratigráfico entre las formaciones Cas y Peine no es del todo claro. Niemeyer (2013) sugiere que la Formación Cas sobreyace a la Formación Peine a diferencia de otros autores, ver Figura 3.

Debido a su similitud litográfica y cronológica, y para los alcances de este estudio, se considerará a ambas formaciones como equivalentes temporales y se denominarán Grupo Peine.

Correlaciones de carácter regional

Las formaciones Tuina, Peine y Cas son incluidas típicamente en el Grupo Collahuasi de Munizaga *et al.* (2008), que incluye también a la Formación Quipisca a los 20°S, la Formación La Tabla entre 24°S y 27°S, la Formación Agua Dulce, la Formación Pantanoso en la región de Copiapó entre 27°S y 28°S, y, los miembros inferiores del Grupo Pastos Blancos (Munizaga, 2008, y trabajos ahí citados).

El Grupo Collahuasi es considerado equivalente en edad al Grupo Choiyoi (Stipanovic *et al.*, 1968) del bloque San Rafael en Argentina (Munizaga *et al.*, 2008). El Grupo Choiyoi suele relacionarse al colapso extensional posterior a un evento colisional (Orogenia San Rafael) también asociado a la subsecuente intrusión de magmas basálticos en la base de la corteza (Mpodozis y Kay, 1992).

Geología Estructural

En la zona de estudio se diferencian cuatro (4) dominios estructurales claramente

diferenciables (Figura 2): La Cordillera de Domeyko, la cuenca del Salar de Atacama, el cordón de Lila y la Cordillera de los Andes (actual arco volcánico).

Cordillera de Domeyko

Representa el área noroeste de la zona de estudio (Figura 2). La Cordillera de Domeyko es una unidad tectónica bien definida que se extiende por aproximadamente 500 km de norte a sur, representa un bloque alzado limitado por fallas inversas de alto ángulo (Marinovic y Lahsen, 1984). La vergencia de las estructuras cambia latitudinalmente, a lo largo de la cordillera, lo que le confiere un carácter bi-vergente o de 'pop-up' (Amilibia *et al.*, 2008). Los altos de basamento, rocas Paleozoicas y Triásicas, marcan el límite entre cuencas de rift Cretácicas al oeste y cuencas de antepaís Cenozoicas al este, ocupada por los actuales 'Salares' (Amilibia *et al.*, 2008).

En este dominio aflora la Formación Tuina, de edad Triásico. De forma general, esta unidad, se encuentra plegada en un anticlinal con plano axial inclinado al NE (Marinovic y Lahsen, 1984).

Salar de Atacama

Representa el área central de la zona de estudio. Puede ser subdividida en el Llano de la Paciencia, la Cordillera de la Sal y el Salar en sí mismo (Figura 2).

El Llano de la Paciencia se encuentra directamente al este de la Cordillera de Domeyko, en el afloran rocas de la Formación San Pedro y Tambores. El llano esta compuesto principalmente por depósitos aluviales provenientes desde la Cordillera de Domeyko al oeste, Formación Purilactis y estratos del Bordo.

La Cordillera de la Sal constituye a un bloque limitado en sus bordes oriental y occidental por fallas normales. Aquí afloran principalmente rocas plegadas de la Formación San Pedro.

El Salar de Atacama representa una cuenca endorreica, en antearco del norte de Chile.

Cordón de Lila

Se encuentra al sur del Salar de Atacama y del área de estudio. Representa un bloque de basamento elevado, donde afloran principalmente rocas paleozoicas y Triásicas. La Falla del Salar, que se encuentra oculta bajo el Salar de Atacama, se relaciona al alzamiento de este bloque (Arriagada *et al.*, 2006)

Cordillera de los Andes

Al este de la zona de estudio, compromete al actual arco volcánico. En esta zona, las rocas volcánicas cenozoicas cubren a las unidades paleozoicas, mesozoicas y terciarias, plegadas, que afloran como cerros islas (Ramírez y Gardeweg, 1982).

Evolución Tectónica

La evolución tectónica del margen occidental de América del Sur se puede dividir en tres grandes etapas. La primera etapa de carácter acrecionario asociado a subducción, una segunda etapa de *rifting* y una tercera etapa primordialmente compresiva (Amilibia *et al.*, 2008, Ramos, 2009).

La primera etapa suele ser descrita principalmente como una de carácter acrecionaria y daría inicio con el rompimiento de Rodinia. Durante esta etapa varios fragmentos continentales, o terrenos, habrían colisionado con el margen occidental de Gondwana, en una secuencia de ciclos tectónicos que resultan en la formación de la actual placa sudamericana. Este proceso habría finalizado en el Carbonífero con la acreción de Laurasia, en el ensamble final de Pangea (Ramos, 2009, Torsvik y Cocks, 2013). La subducción se reactiva en el Carbonífero temprano, luego de

una breve intermitencia durante la segunda mitad del Devónico (Torsvik y Cocks, 2013).

El inicio de la segunda etapa, coincidente con el rompimiento de Pangea, en el Paleozoico tardío, se caracteriza por el desarrollo de abundantes y extendidos magmas esencialmente silícicos, conocidos en Argentina como la provincia Choiyoi (Kay *et al.*, 1989), y magmatismo asociado, en el norte de Chile, agrupado en el Grupo Collahuasi de Munizaga (2008). Algunos autores relacionan sugieren un cese de la subducción para esta etapa (ciclo pre-andino *sensu* Charrier *et al.*, 2007). Estas provincias magmáticas se relacionan a un colapso extensional luego de la significativa fase orógena San Rafael (Kay *et al.*, 1989). De manera asociada se desarrolló un sistema de *rifts* Triásicos a Jurásico temprano (Amilibia *et al.*, 2008, Ramos, 2009). A continuación del evento de colapso extensional, el margen oeste de América del Sur sufrió una marcada extensión desde el Jurásico al Cretácico Temprano, asociada a subducción. Este periodo se evidencia con la formación del rift de Salta y las cuencas de tras arco de post-rift del norte de Chile, conocida como la cuenca termal de Domeyko-Tarapacá (Amilibia *et al.*, 2008), que incluye a la Fm. Lautaro y Gr. Chañarcillo, entre otras.

La tercera etapa da inicio en el Cretácico tardío, donde una aceleración en la apertura del Océano Atlántico en el sur conlleva a una reorganización tectónica y a un consiguiente cambio en el régimen imperante en el margen occidental de Sudamérica. Esta tercera etapa se caracteriza por un estilo compresivo. En esta etapa se acortan y alzan las cuencas previamente depositadas, así como los antiguos afloramientos de rocas Triásicos y Paleozoicos. En la zona de estudio la Formación Purilactis representa depósitos sin-orogénicos asociados a esta etapa (Amilibia *et al.*, 2008, Bascuñan *et al.*, 2015). Pananont *et al.* (2004) sugiere eventos de extensión localizada durante esta etapa.

En este contexto se reconocen varios importantes eventos orogénicos que podrían estar relacionados con los procesos descritos en el presente estudio. El primero en el Cretácico Temprano tardío, la fase orogénica Peruana, causó una fuerte deformación, alzamiento y reorganización paleogeográfica (Charrier *et al.*, 2012). La Cordillera de Domeyko se alzaría desde el Cretácico tardío (Amilibia *et al.*, 2008) en una segunda fase de la orogenia Peruana (Bascuñan *et al.*, 2015). Corneto *et al.*, (2003) describe el evento compresivo “K-T”, que se reconoce en el área. Luego la fase orogénica Incaica, en el Eoceno medio, generó un alto topográfico que se desarrollo a lo largo de la actual Cordillera de Domeyko (Charrier *et al.*, 2012). Barnes y Ehlers (2009) sugieren que la actual cordillera de los Andes se alzó solo recientemente, en modelos opuestos proponen edades de ~25 Ma o, 10 a 6 Ma para su alzamiento.

PALEOMAGNETISMO

Muestreo Paleomagnético

Las unidades de interés fueron muestreadas durante una campaña de terreno llevada a cabo en Diciembre de 2013. Un total de cuarenta (40) sitios, que representan más de cuatrocientos (400) testigos y 529 especímenes (muestras), conducentes a más de 6600 mediciones individuales, fueron obtenidos durante ésta campaña. La ubicación por sitio puede ser observada en las Figura 5,6 y 7, y los detalles en la Tabla 1 y 2.

Site	Lithology	Latitude	Longitude	NRM (A m ⁻¹)	K (SI)	Strike	Dip
------	-----------	----------	-----------	-----------------------------	-----------	--------	-----

San Pedro Formation (Oligocene-Miocene Sedimentary unit)

13TL06	Sandstone	-22.7992	-68.3262	0.016677514	0.003777029	168.3	10.6
13TL07	Sandstone	-22.8000	-68.3254	0.008202727	0.003190182	197.1	18.0
13TL08	Sandstone	-22.8007	-68.3250	0.013377417	0.003721500	205.4	18.3
13TL09	Sandstone	-22.8013	-68.3241	0.014882935	0.003681581	229.7	18.9

Tuina Formation (Triassic volcanic unit)

13TL01	Tuff	-22.5849	-68.3393	0.001969250	0.000071755	80.7	22.1
13TL02	Tuff	-22.5853	-68.3383	0.003138625	0.000062498	75.1	07.4
13TL03	Tuff	-22.5858	-68.3382	0.002157129	0.000047623	64.9	12.6
13TL04	Tuff	-22.5867	-68.3379	0.003238325	0.000062498	74.9	23.9
13TL05	Tuff	-22.5882	-68.3338	0.012034000	0.000042596	57.0	30.4
13TL10	Tuff	-22.4907	-68.4258	0.073224400	0.000216665	264.3	18.7
13TL11	Tuff	-22.4913	-68.4258	0.023664450	0.000323620	264.3	18.7
13TL13	Tuff	-22.4918	-68.4258	0.068276471	0.000267976	264.3	18.7
13TL14	Tuff	-22.4924	-68.4256	0.128353333	0.000395073	264.3	18.7
13TL15	Tuff	-22.4969	-68.4206	0.210485714	0.000431229	296.6	18.5
13TL16	Tuff	-22.4982	-68.4193	0.049812769	0.000368946	272.9	31.8
13TL17	Tuff	-22.4984	-68.4190	0.014756571	0.000519843	272.9	31.8
13TL18	Tuff	-22.4988	-68.4180	0.026881813	0.000466438	280.1	32.0
13TL19	Tuff	-22.4993	-68.4170	0.299175000	0.000469133	310.1	41.0
13TL20	Tuff	-22.5122	-68.4079	0.449297619	0.000182538	322.1	32.3

Tabla 1: Listado y detalle ubicación sitios obtenidos. Incluye Magnetización Natural Remanente (NRM), susceptibilidad (K) y la orientación estructural de las unidades muestreadas en rumbo y manto (Strike/Dip).

Peine and Cas Formations (Triassic volcanic unit)

13TL30	Tuff	-23.3023	-68.0033	0.961100000	0.000067150	152.4	18.4
13TL31	Tuff	-23.3024	-68.0033	0.686655556	0.000056579	152.4	18.4
13TL32	Red	-23.2957	-68.0028	0.012905722	0.000111606	152.4	18.4
	Sandstone						
13TL33	Red	-23.2957	-68.0029	0.041771125	0.000098382	152.4	18.4
	Sandstone						
13TL34		-23.3007	-67.9932	0.594838889	0.000018518	355.0	00.0
13TL35	Tuff	-23.5124	-67.9781	0.048935000	0.000297200	130.1	20.0
13TL36	Tuff	-23.5129	-67.9780	47.405000000	0.007229250	130.1	20.0

Tabla 2: continuación Tabla 1

Los sitios están ubicados en la vecindad del Salar de Atacama. En la zona noroeste (NW) en las localidades de los Cerros de Tuina y el Llano de la Paciencia (Figura 4 y 6). Y al sureste (SE), a lo largo de la carretera que conecta las localidades de Toconao y Socaire, en las cercanías de Peine (Figura 4 y 5).

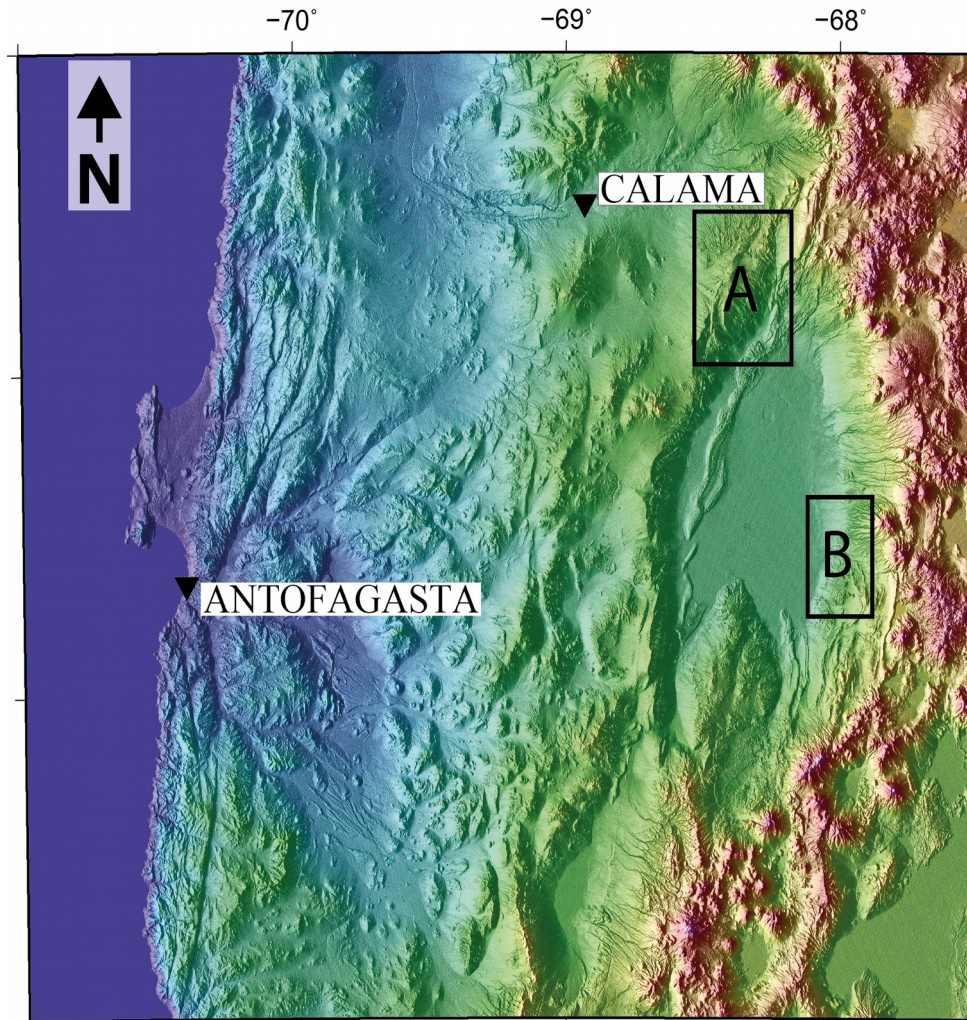


Figura 4: Ubicación general de las áreas muestradas. A: Zona noroeste: Cerros de Tuina y Llano de la Paciencia; B: Zona sureste Peine (formaciones Peine y Cas).

A continuación se muestra la ubicación de los sitios en detalle.

En las formaciones Peine y Cas (Figuras 2, 4 y 5) se perforó un total de siete (7) sitios, en afloramientos contiguos a la carretera internacional cercanos a las localidades de Socaire y Toconao. Las unidades muestradas corresponden a tobos y areniscas rojas.

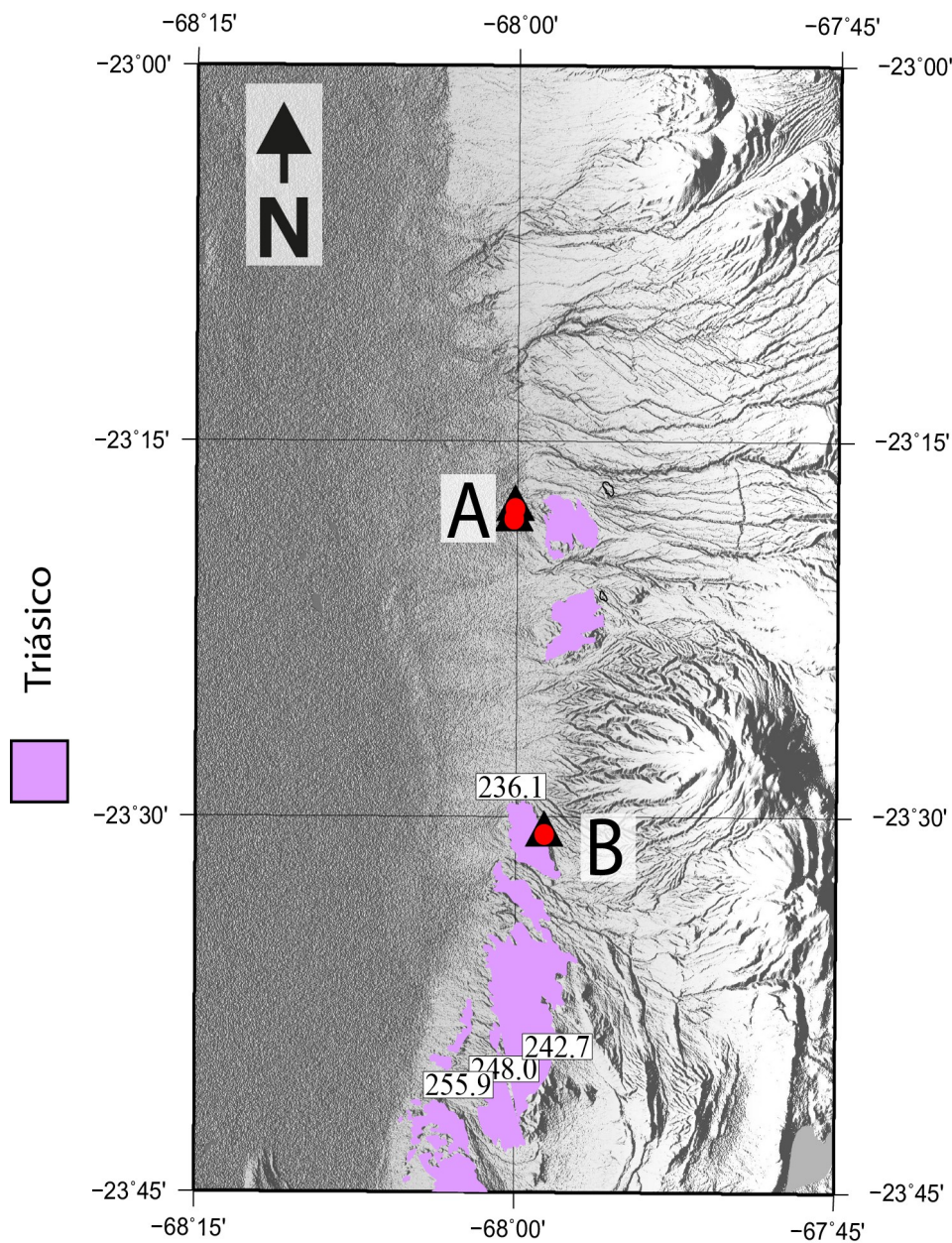


Figura 5: Ubicación sitios Peine. A) Sitios 13TL30 al 13TL34; B) Sitios 13TL35 y 13TL36

Para la Formación Tuina (Figuras 2, 4 y 6), de edad Triásica, quince (15) sitios fueron obtenidos a lo largo de la quebrada del mismo nombre y en su techo cercano al contacto con la Formación Tonel. El Grupo Paciencia de edad Oligoceno-Mioceno fue muestreado en cuatro (4) oportunidades.

En la mayoría de los sitios muestreados se logró obtener muestras de varios flujos volcanicos o niveles sedimentarios con la intención de promediar las diferencias asociadas a la variación secular del campo geo-magnético. Estos sitios debiesen en consecuencia proveer un buen estimado de la rotación tectónica del sitio. Se midió la disposición de todas las unidades en donde se obtuvieron muestras, de forma de utilizar estos datos en la aplicación de las correcciones de manteos.

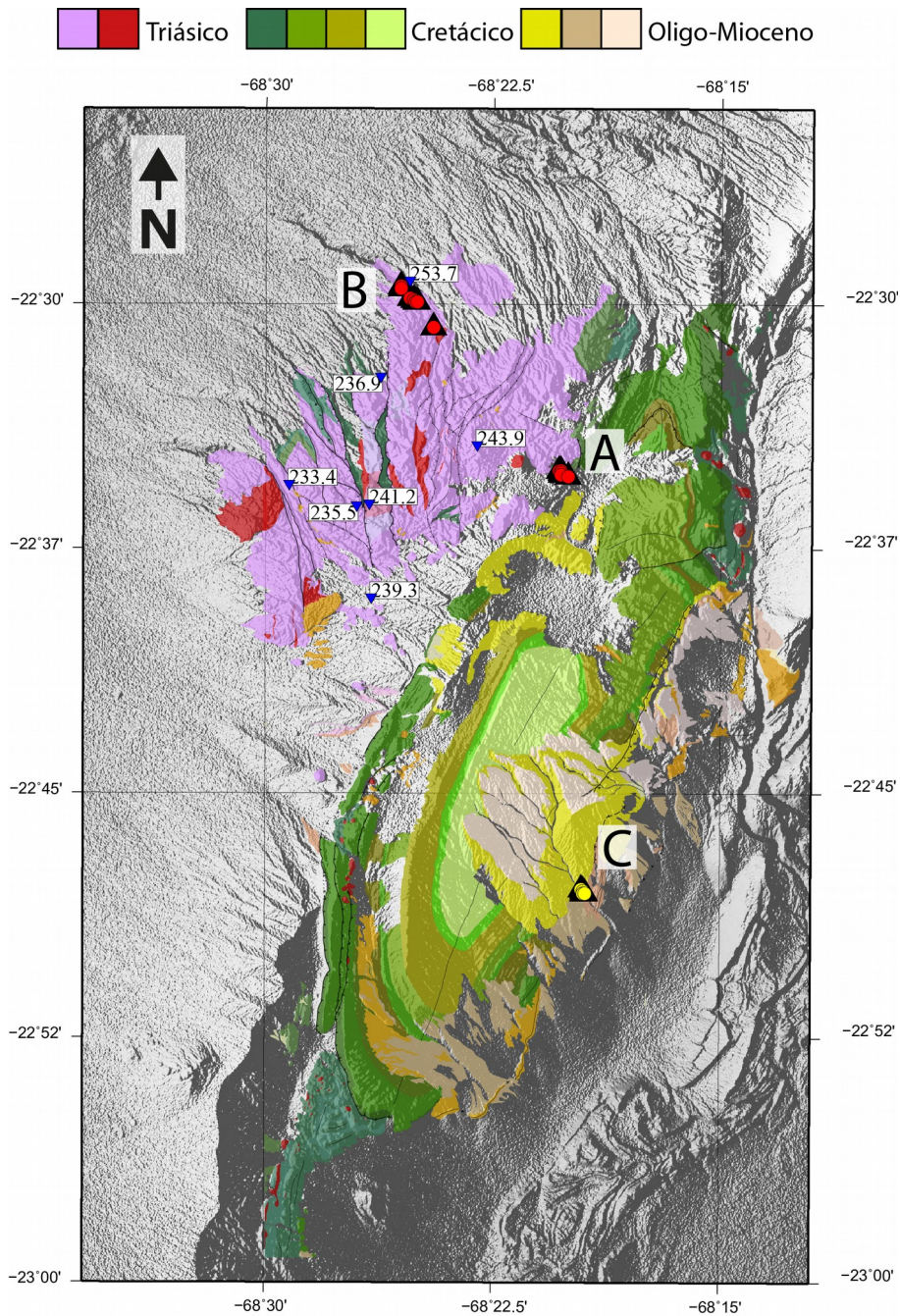


Figura 6: Ubicación sitios Tuina y San Pedro. A) Sitios 13TL01 al 13TL05. B) Sitios 13TL10 al 13TL20 (excluyendo 13TL12). C) Sitios 13TL06 al 13TL09.

Direcciones características

La gran mayoría de los sitios tenían muestras, que al ser desmagnetizadas, convergían en dirección al origen, esto quiere decir que las distintas mineralogías magnéticas se orientaban de forma paralela, descartándose así eventos de remagnetización. Por lo tanto el análisis de las direcciones características fue bastante directo.

Los sitios pertenecientes a las formaciones Tuina y Peine (Figura 7 y 8) se comportaron de manera similar. La dirección característica se alcanzó a altas temperaturas (510° - 680°) y no

se observaron eventos remagnetizadores importantes, salvo un sitio (13TL20), en el cual una población de muestras contaba con una dirección característica diferente y de baja temperatura, probablemente asociado a una zona de alteración asociada a yacimientos metálicos, mina Santa Margarita (560844 m E, 7507656 m N). La alta temperatura de desbloqueo observada en la mayoría de las muestras sugiere a la hematita como principal portador de la magnetización. La hematita es común en rocas de origen volcánico como las tobas. La estabilidad y homogeneidad de las magnetización característica de alta temperatura (asociada a la hematita), y la similitud de estas direcciones en una extensa área sugieren que estas magnetizaciones sean consideradas como primarias. No existen evidencias de un evento termal regional, que fuese capaz de desbloquear la magnetización en la hematita ($T_{Curie} = \sim 675^{\circ}\text{C}$). En la Formación Tuina los resultados son, en general, concordantes con los resultados reportados en otros trabajos en unidades de la misma edad (Narea *et al.*, 2015).

Se observa en la Fm. Peine algunos sitios (13TL3309A, 13TL3506C, Figura 8) con una magnetización parásita de baja temperatura atribuible al campo actual o a una distorsión por efecto de rayo.

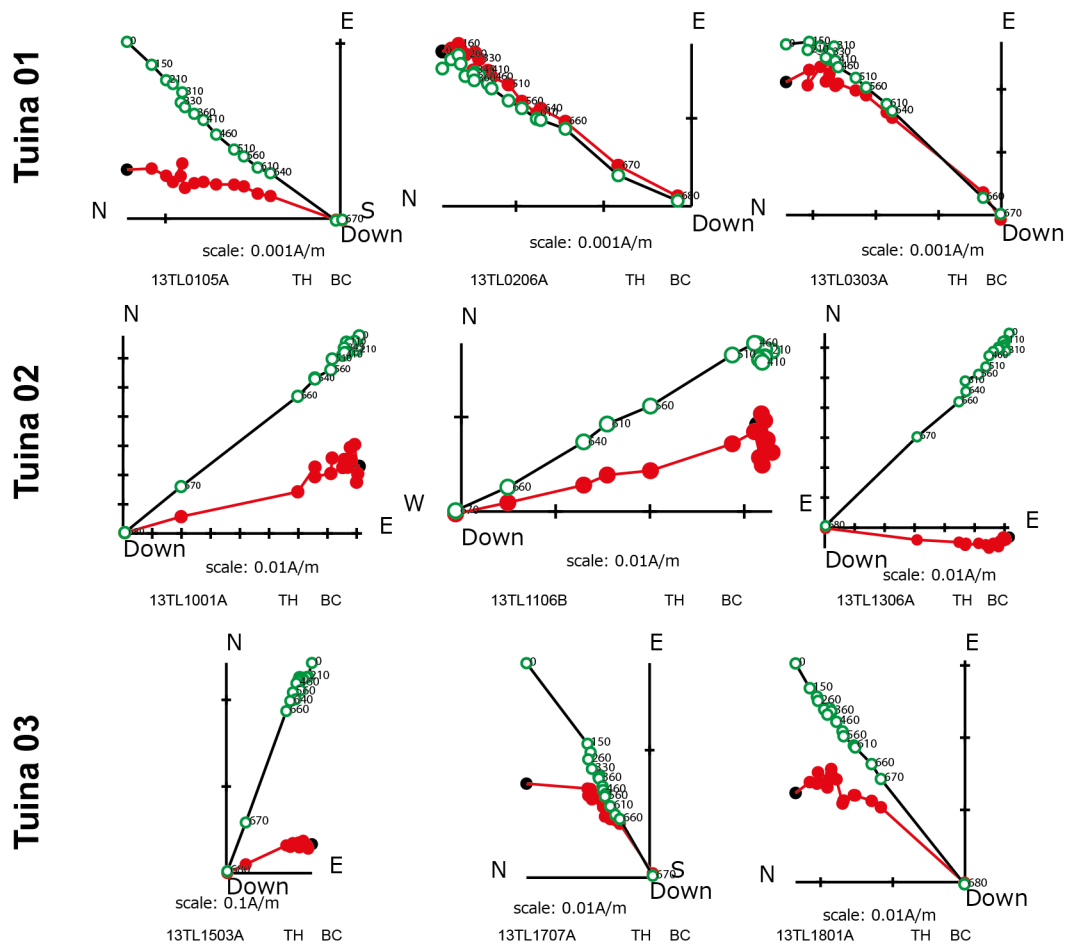


Figura 7: Diagramas de componentes para el análisis de direcciones características. Sitios en Fm. Tuina.

Los sitios pertenecientes al Grupo Paciencia, de origen sedimentario, mostraron patrones de magnetización mucho más complicados. Algunos sitios (13TL0803A, Figura 8) que mostraron

patrones de magnetización característica estables fueron utilizados como guía para la interpretación de algunas de las muestras más complejas. Las muestras que se encontraban magnetizadas con patrones estables presentaban altas temperaturas de desbloqueo. Éstos sitios se encuentran alejados del arco magmático reciente, no se observan intrusivos, y además no se observaron procesos de alteración. Estos argumentos sugieren una magnetización primaria. Los resultados obtenidos son similares a los reportados por otros autores en trabajos anteriores (Hartley *et al.*, 1992, Somoza y Tomlinson, 2002)

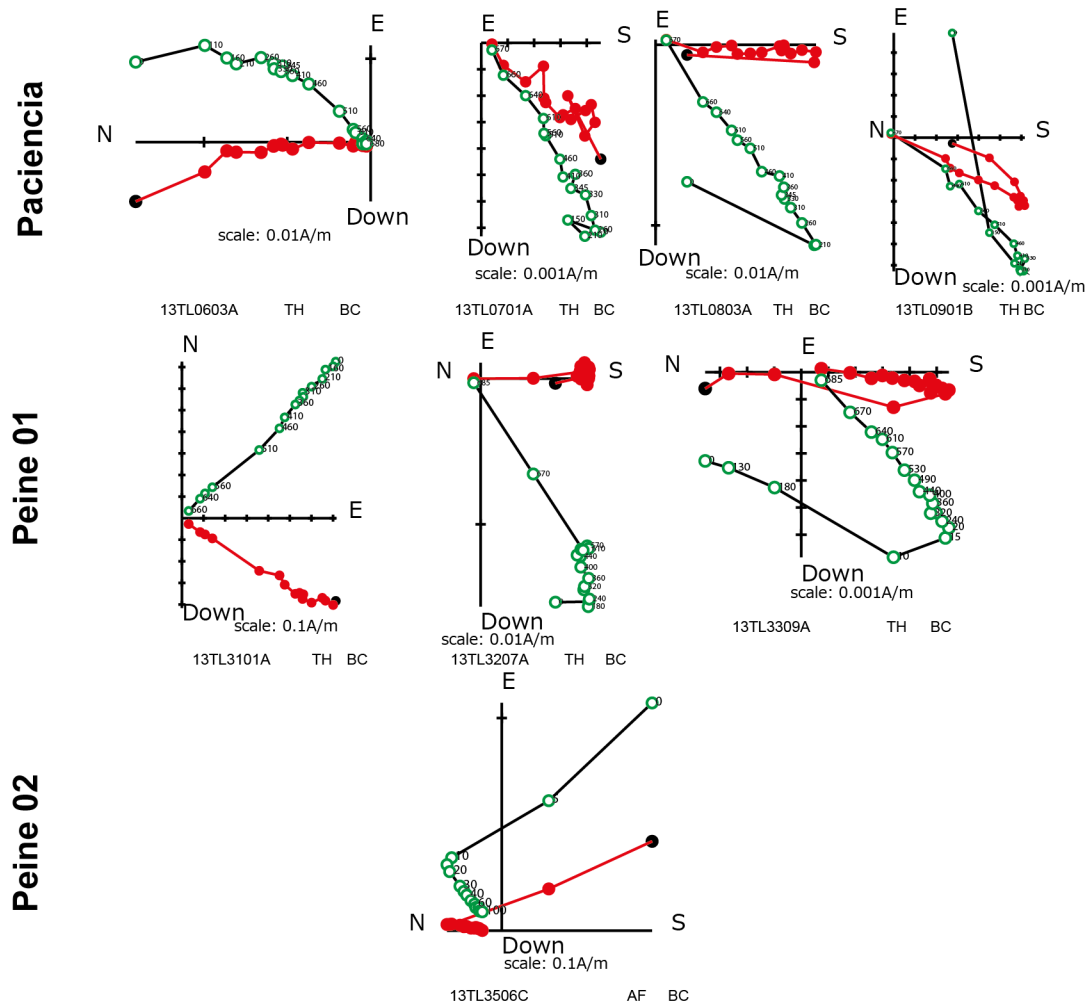


Figura 8: Diagramas de componentes para el análisis de direcciones características. Sitios en Fm. Peine y Fm. San Pedro.

Resultados Paleomagnéticos

El detalle de las direcciones obtenidas y las rotaciones calculadas se encuentra en la Tabla 3. Para todos los cálculos de rotaciones se utilizaron los Polos de Amazonia de Torsvik (2012). A continuación sigue una descripción de los resultados obtenidos en cada formación.

Tabla n°3: Detalle resultados obtenidos

Site	l	p	t	In Situ				Tilt Corrected		VGP			Rotation (°)	Inclination Error (°)	Age
				D (°)	I (°)	α_{95}	k	D (°)	I (°)	Lat	Long	P95			
<u>Paciencia Group (Oligocene-Miocene Sedimentary unit)</u>															
13TL06	14	0	14	349.9	-42.1	6.1	43	359.3	-40.9	89.1	157.6	6	-0.3±6.9	-7.7±5.4	20
13TL07	6	1	7	195.1	57.1	8.1	59	221.1	53.6	-52.4	228.5	9.6	41.5±11.2	5±6.9	20
13TL08	11	0	11	174.5	34	8.4	31	187.6	41.6	-83	212.6	8.3	8±9.3	-7±7.1	20
13TL09	13	1	14	189.2	31.2	5.7	50	200.9	42	-70.8	210.2	5.6	21.3±6.6	-6.6±5.2	20
Paciencia			4	1.3	-41.5	16.6	32	15.8	-45.5				17.5±18.4	-1±12.9	20
<u>Tuina Formation (Triassic volcanic unit)</u>															
13TL01	4	0	4	44.1	-40.8	12.7	53	33.2	-25.9	57.3	11.5	10.6	47.3±11.8	-25.9±10.6	250
13TL02	7	0	7	40.6	-33.2	3.3	329	37	-28.8	54.4	16.6	2.8	51.1±4.6	-23±4.1	250
13TL03	6	0	6	45.7	-39.5	6.2	119	37	-34.4	55.3	22.6	5.6	51.1±6.9	-17.4±5.8	250
13TL04	3	0	3	53.6	-46.8	11.2	121	35.5	-34.5	56.7	22.1	10.1	49.6±11.4	-17.3±9.5	250
13TL05	5	0	5	220.2	50.3	7	122	195.1	34.7	-75.5	190.8	6.3	29.2±7.6	-17.1±6.4	250
Tuina01			5	44.7	-42.2	7.3	111	31.7	-31.9				45.8±8.6	-19.9±7.4	250

13TL10	15	0	15	67.6	-25.7	5.1	56	77.3	-29.5	17.5	31.9	4.4	91.4±5.8	-22.2±5.1	250
13TL11	10	0	10	62.8	-21	5.4	82	70.8	-26.7	22.9	28	4.5	84.9±5.9	-25±5.3	250
13TL13	14	0	14	67.6	-50.8	3.9	105	91.5	-52.4	10.9	52.9	4.5	105.6±6.2	0.7±4.4	250
13TL14	15	0	15	48	-41.4	3.6	116	65.2	-50.3	31.9	45.1	4	79.3±5.7	-1.4±4.2	250
Tuina02			4	61.7	-35	18	27	75.7	-40.1				89.8±19.5	-11.6±14.8	250
13TL15	7	0	7	51.6	-52.6	2.5	572	70.2	-68.1	29.6	68.9	3.9	84.3±6.4	16.4±3.7	250
13TL16	10	1	11	45.1	-36.5	3.3	191	73.3	-55	26	51.5	4	87.4±5.7	3.3±4.1	250
13TL17	4	0	4	41.3	-19	6.5	202	54.9	-41.8	39.8	34.9	6.4	69±7.8	-9.9±6.1	250
13TL18	14	0	14	33.2	-18.7	3.5	128	43.3	-47.2	50.6	39.4	3.7	57.4±5.4	-4.5±4.2	250
13TL19	11	0	11	48.3	-24.8	4.4	109	57.8	-65	38	64.5	6.4	71.9±9	13.3±4.7	250
13TL20	14	0	14	263.7	54.5	2.6	229	325.3	72.2	5	273.6	4.3	159.4±7.6	20.5±3.7	250
Tuina03			6	47.9	-35.1	17.5	16	64.7	-61				78.8±28.3	9.3±13.3	250
Tuina			15	50.7	-37.7	7.8	25	54.1	-47.2				68.2±14.3	-4.5±9.9	250

Peine Formation (Triassic volcanic unit)

13TL30	8	0	8	177.8	47.1	6.1	84	191.9	37.1	-78.6	191	5.7	26±7	-15.6±5.7	250
13TL31	1	2	3	186	53.8	14	215	201.4	41.5	-70.4	208	13.8	35.5±15.5	-11.2±11.6	250
13TL32	18	0	18	163.1	52.9	3.1	126	183.5	46.2	-84.7	255.8	3.3	17.6±5	-6.5±3.9	250
13TL33	10	8	18	158.4	46.6	6.9	27	175.9	41.8	-86.2	8.8	6.8	10±8.2	-10.9±6.3	250
Peine01			4	171	50.6	10.2	82	188.3	42				22.4±11.6	-10.7±8.7	250
13TL35	4	1	5	357.7	-49.1	9.6	74	8.4	-33	80.4	348.4	8.5	22.6±9.8	-19.9±8.2	250

Tabla 3: Detalle resultados obtenidos. l,p,t= líneas,planos,total; D= Declinación; I= Inclinación; a95= ángulo del cono que agrupa 95% de los resultados; k= factor de agrupamiento; VGP= virtual geomagnetic pole.

Grupo Paciencia

A todas las muestras obtenidas se les realizó un desmagnetización termal progresiva. Se obtuvieron resultados favorables en los cuatro (4) sitios perforados. Se observaron polaridades normales y reversas (Figura 9). Direcciones reversas son antipodales, en otras palabras, se encuentran a $\sim 180^\circ$ de las direcciones normales encontradas. Esto suele sugerir una dirección magnética de origen primario. Los sitios fueron obtenidos en unidades homoclinales y con baja inclinación, por lo tanto la corrección de manteos no muestra grandes variaciones. La magnitud de la remanencia natural esta en el orden de los $1.4 \text{ e-}2 \text{ [A m}^{-1}\text{]}$ y la susceptibilidad cercana a $3.7\text{e-}3 \text{ [SI]}$ (Sistema Internacional). La magnetización característica, de origen sedimentario, debiese promediar la variación secular del campo magnético terrestre (Figura 9).

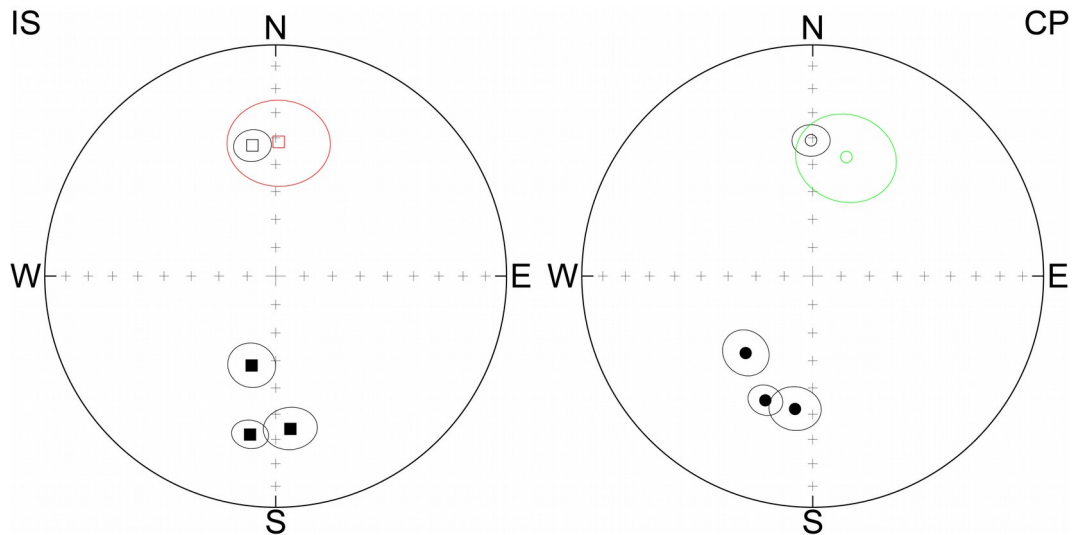


Figura 9: Estereograma muestras Grupo Paciencia. IS: In Situ, CP: Corrección de Manteo

Formación Tuina

A la totalidad de las muestras obtenidas se les realizó un desmagnetización termal progresiva.

Las muestras agrupadas en la localidad Tuina_01 (Figura 10) muestran polaridades normales y reversas antipodales. La remanencia natural se encuentra en el rango de los $1.9 - 12 \text{ e-}3 \text{ [A m}^{-1}\text{]}$ y la susceptibilidad cercana a los $0.5 \text{ e-}4 \text{ [SI]}$.

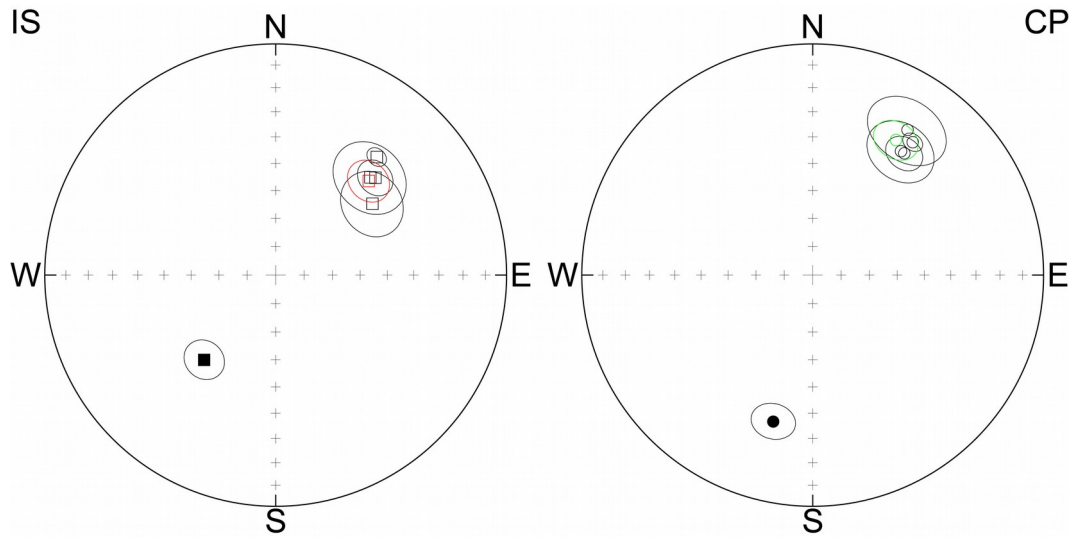


Figura 10: Estereograma muestras Tuina 01. IS: In Situ, CP: Corrección de Manteo

En la localidad Tuina_02 (Figura 11) los resultados muestran principalmente polaridades normales. Las temperaturas de desbloqueo son superiores a los 600°C. La remanencia natural se encuentra en el rango de los 73.2 – 128 e-3 [A m⁻¹] y la susceptibilidad cercana a los 3 e-4 [SI].

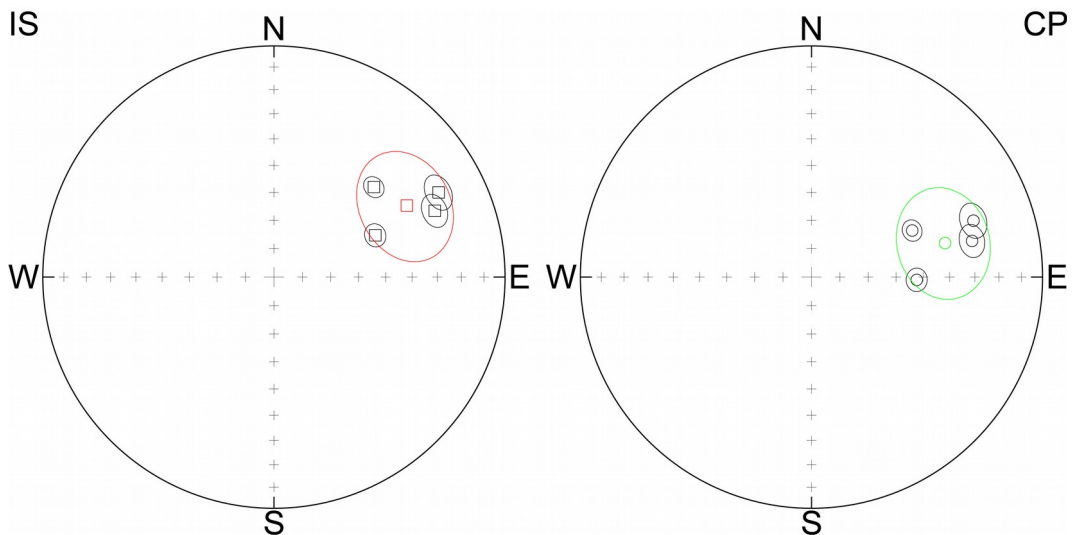


Figura 11: Estereograma muestras Tuina 02. IS: In Situ, CP: Corrección de Manteo

En la localidad Tuina_03 (Figura 12) se observan principalmente magnetizaciones normales, salvo un sitio que presenta un comportamiento distinto y muestra magnetizaciones reversas. En tres (3) sitios se observa una temperatura de desbloqueo alta generalizada. Dos sitios muestran una combinación, manteniendo la alta temperatura de desbloqueo en un rango superior

a los 600°C y otra componente menor en el rango de los 300° - 400°C.

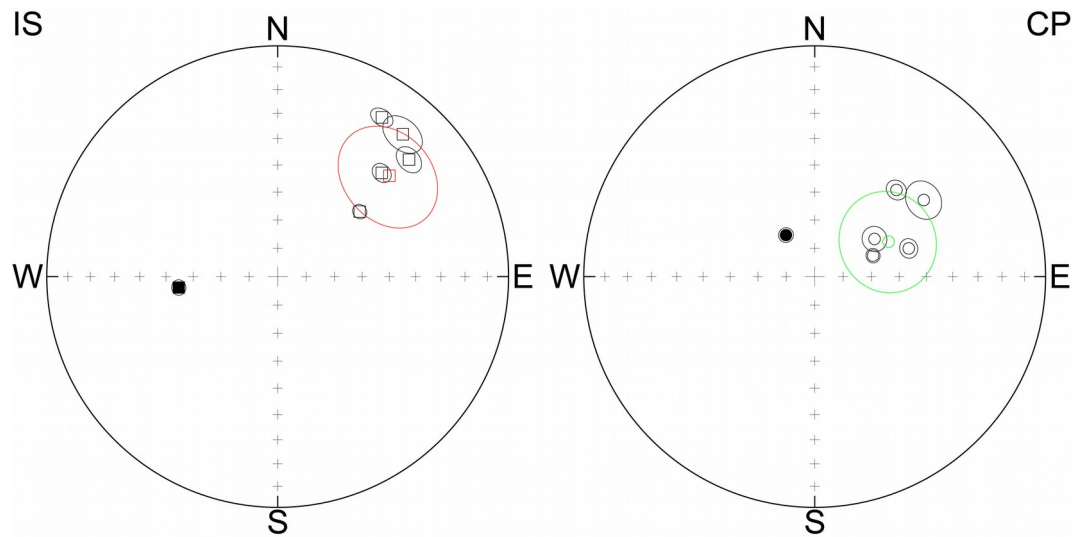


Figura 12: Estereograma muestras Tuina 03. IS: In Situ, CP: Corrección de Manteo

Grupo Peine

La mayoría de las muestras obtenidas fueron sometidas a desmagnetización termal, con un reducido grupo de muestras que fueron desmagnetizadas por el método de campo alternativo. Las muestras desmagnetizadas termalmente usualmente mostraron una temperatura de desbloqueo alta, similar a las muestras de la Formación Tuina, los sitios 13TL30 y 13TL32 ejemplifican bien este comportamiento (Figura 13). El sitio 13TL31 muestra un comportamiento menos estable termalmente, pero el uso de campos alternativos permitió obtener resultados favorables. El sitio 13TL33 presenta un comportamiento más complejo. Los resultados muestran polaridades reversas. La magnitud de la remanencia natural es del orden de 10^{-1} en los sitios de origen ígneo y de 10^{-2} [$A m^{-1}$] en los sitios de origen sedimentario. El sitio 13TL36 fue descartado por su comportamiento errático y alta remanencia que sugieren magnetizaciones afectadas, probablemente, por rayos.

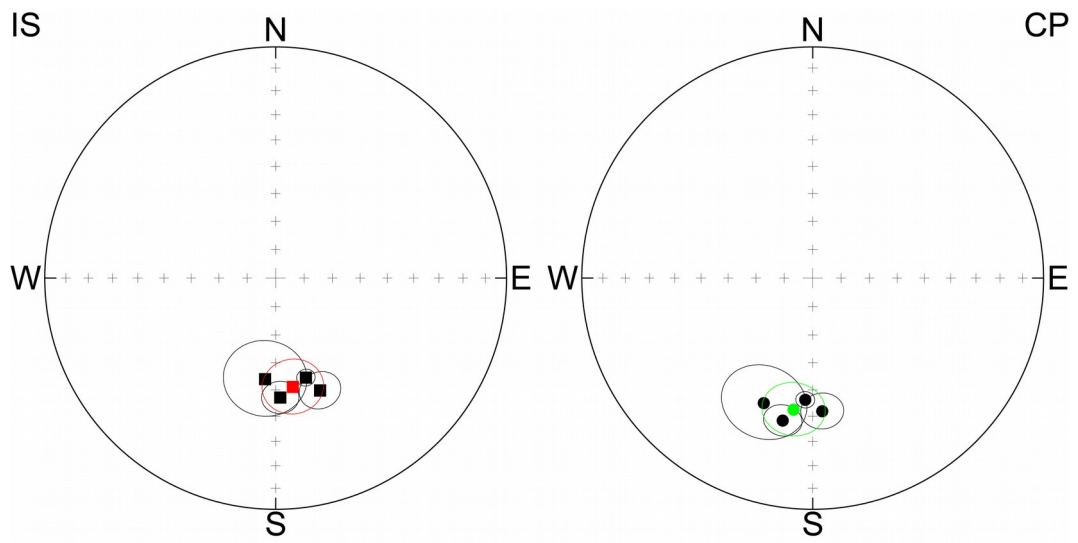


Figura 13: Estereograma muestras Peine 01. IS: In Situ, CP: Corrección de Manteo

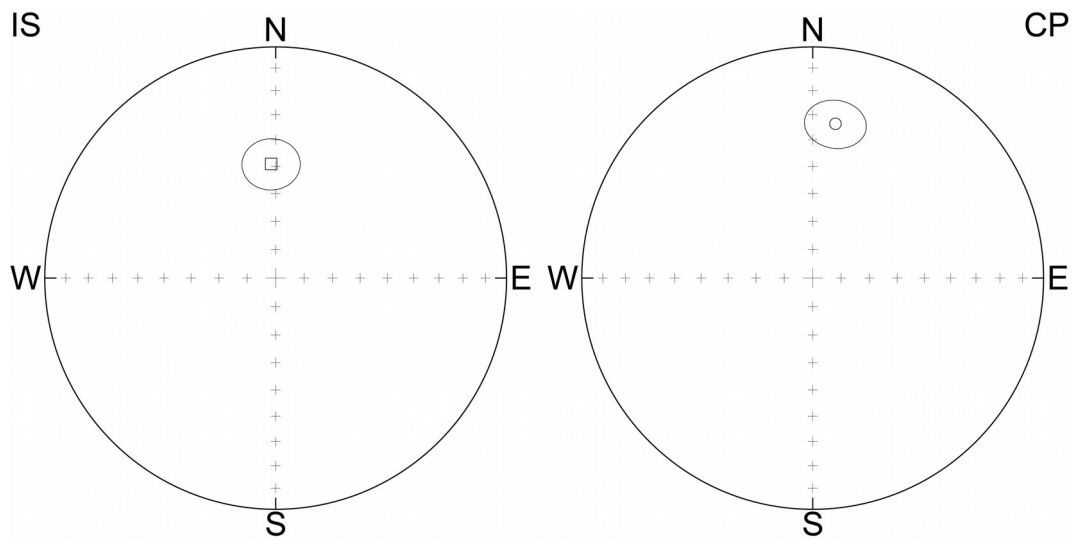


Figura 14: Estereograma muestras Peine 02 (13TL35). IS: In Situ, CP: Corrección de Manteo

Mineralogía Magnética

Con el objetivo de argumentar que las magnetizaciones características encontradas corresponden a magnetizaciones primarias y su interpretación es relevante conocer que mineralogía es la portadora de la información magnética. Para este fin se realizaron análisis de susceptibilidad magnética a diferentes temperaturas (análisis de Curie, Figura 15). Este análisis permite reconocer al principal mineral portador de la magnetización a la Hematita ($T_c = 670\text{ }^\circ\text{C}$), para los sitios de la Formación Tuina.

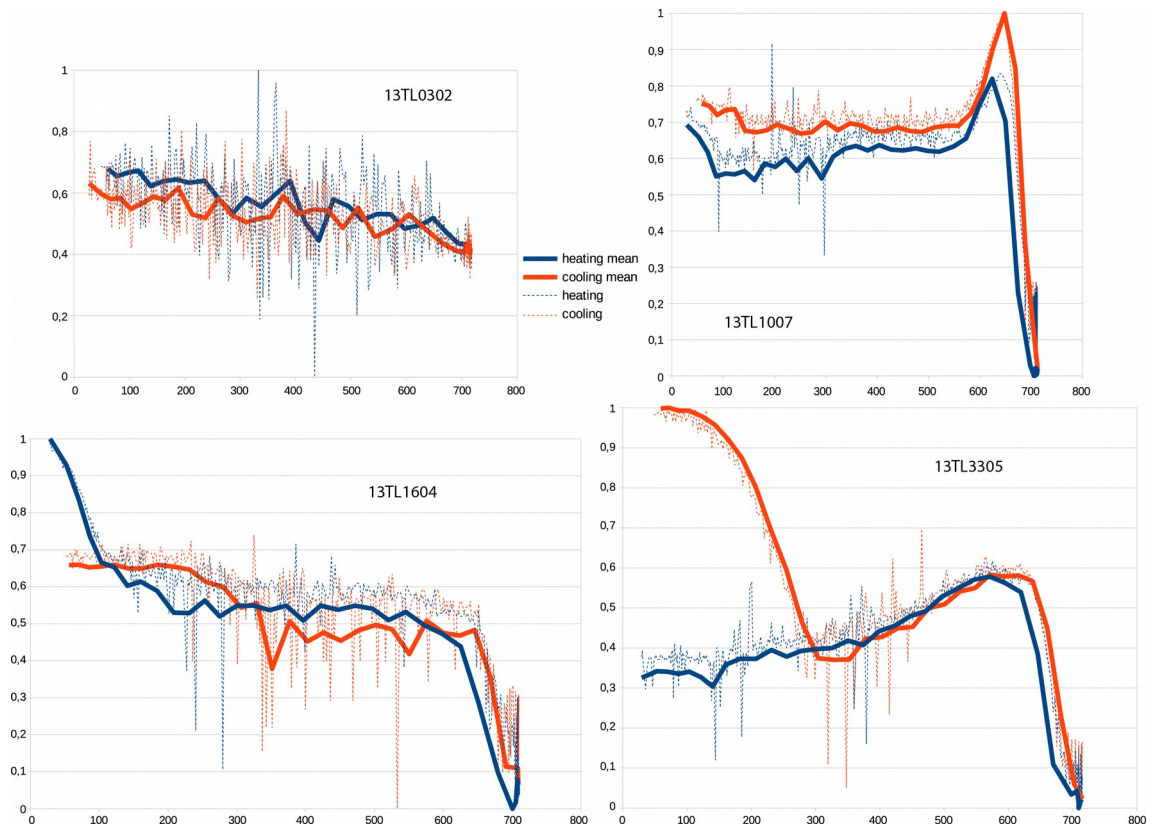


Figura 15: Análisis de susceptibilidad vs. temperatura para determinar mineralogía magnética. Muestras para Fm. Tuina: 13TL0302, 13TL1007 y 13TL1604; Gr. Peine: 13TL3305.

El diagrama de intensidad de la magnetización versus temperatura muestra que la mayor parte de la información contenida en las muestras es estable a altas temperaturas, reafirmando a la Hematita. La Figura 16 muestra como la mayor parte de las muestras analizadas mostraban una alta temperatura de desbloqueo. Lo anterior sugiere que el principal portador de la magnetización en las unidades volcánicas (Formación Tuina, Formación Peine y Formación Cas) es la hematita.

Las muestras de Fm. San Pedro muestran un arreglo más complejo, probablemente con mineralogía asociada a procesos sedimentarios. Esta mineralogía, de baja temperatura, suele aparecer en la diagénesis de la roca, asociada a óxidos de hierro que forman parte del cemento sedimentario. En los sitios de la Fm. San Pedro (Fig. 16) se observa una marcada disminución de la intensidad de la magnetización a bajas temperaturas que corresponde a la desmagnetización de estos minerales inestables termalmente. Tabla 4 muestra propiedades para algunos minerales comunes.

Mineral	Tc (°C)	Origen
Magnetita	585	Principalmente magmática
Pirrotita	320	Magmática, química
Ilmenita	218	
Goethita	120	Química (erosión)
Hematita	675	Sedimentaria, a veces magmática

Tabla 4: Principales minerales portadores de magnetización. Tc : Temperatura de Curie. Borradaile y Henry (1997).

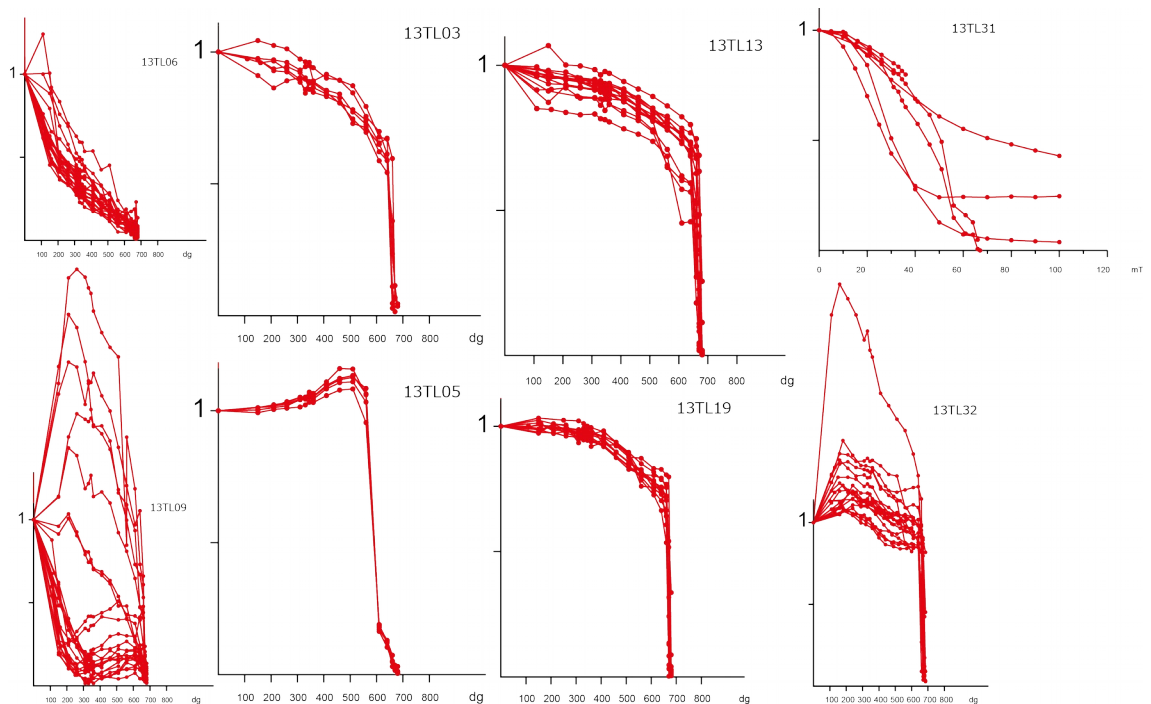


Figura 16: Gráficos de Intensidad de la magnetización vs. temperatura. 13TL31 combina datos con demagnetización por campo alterno. Sitios para Fm. San Pedro: 13TL06 y 13TL09; Fm. Tuina: 13TL03, 13TL05, 13TL13 y 13TL19; Gr. Peine: 13TL31 y 13TL32.

DISCUSIÓN

Edad de la Magnetización

Todos los sitios obtenidos en la Formación Tuina, de edad Pérmica tardía (Lopingiano) a Triásica media, muestran magnetizaciones características estables a alta temperatura, éstas magnetizaciones pueden ser interpretadas como primarias y adquiridas junto a la depositación de la respectiva unidad. Esto sugiere que la edad de la magnetización es cercana a la depositación, en el rango de los 233-253 Ma.

Cinco (5) de los siete (7) sitios obtenidos en el Grupo Peine también mostraron magnetizaciones características estables, en la mayoría de los casos estables a altas temperaturas y sin evidencia de re magnetización, sugiriendo una magnetización primaria. Se sugiere entonces que la edad de magnetización primaria coincide con la edad de depositación de esta unidad (edades presentadas en el capítulo de Geología). Esto nos permite inferir una edad de magnetización en el rango de los 236-256 Ma, de manera sincrónica y similar a la Formación Tuina.

Se obtuvieron resultados favorables en cuatro (4) sitios pertenecientes a la Formación San Pedro de edad Miocena – Oligocena. No se observa evidencia de remagnetización, las temperaturas de desbloqueo para diferentes muestras sugieren un amplio grupo de minerales portadores de magnetización. La magnetización, en este caso, se asocia a la diagénesis de la unidad, con una edad Miocena o inferior.

Edad de las rotaciones

Al oeste del Salar de Atacama (Figura 17) los datos muestran una clara disimilitud en la magnitud de las rotaciones entre las unidades de edad oligo-miocenas y las unidades pre-cenozoicas, que en conjunto a estudios en rocas cretácicas de Narea *et al.* (2015) sugieren un evento que habría ocurrido entre el Paleoceno temprano y el Oligoceno tardío. Taylor *et al.* (2005), con base en un marcado incremento en la magnitud de las rotaciones en este periodo, sugiere una edad entre 60 y 40 Ma para tal evento. Algunos autores relacionan la fase tectónica 'Incaica' de Steinman (1929) a éstas rotaciones (Isacks, 1988; Roperch and Carlier, 1992; McFadden *et al.*, 1995, Arriagada *et al.*, 2006, Arriagada *et al.*, 2008). La fase tectónica 'Incaica' suele ser considerada como el mayor responsable del alzamiento de la Cordillera de Domeyko entre los 40 y los 31 Ma (Maksaev y Zentilli, 1999), en el Eoceno Medio (Charrier *et al.*, 2009), cuyo alzamiento habría comenzado en el Cretácico relacionado a la fase tectónica 'Peruana' (Mpodozis *et al.*, 2005, Amilibia *et al.*, 2008, Bascuñan *et al.*, 2015), y continuado durante la fase 'K-T' del Cretácico-Paleoceno (Cornejo *et al.*, 2003). Los datos aquí presentados no permiten distinguir eventos asociados a la fase Peruana o K-T.

Origen de las rotaciones

Grupo Paciencia

La rotación promedio calculada para el Grupo Paciencia corresponde a 17.5 ± 18.4 (°). Este resultado no reafirma la tesis de que no existieron eventos rotacionales que tuviesen un fuerte efecto en el área luego del Mioceno (Somoza, 2002). A la latitud del área de estudio la deformación parece concentrarse hacia el este, en la cordillera Oriental, a partir del Oligoceno tardío (Barnes y Ehlers, 2009, Charrier *et al.*, 2012, Oncken *et al.*, 2006). Charrier *et al.* (2009), para latitudes bastante lejanas hacia el sur, data la orogenia 'Pehuenche' de Yrigoyen (1993) tan tardíamente como Oligoceno – Mioceno temprano, este proceso habría rejuvenecido el relieve 'Incaico' a los $\sim 33^\circ$ (latitud de Santiago). Un proceso similar podría haber deformado con rotaciones de eje vertical a las rocas del Grupo Paciencia. Aunque se debe considerar que el rango de confiabilidad no descarta nulas rotaciones.

Estas rotaciones pudiesen reflejar también la deformación que actualmente se acomoda a lo largo de la faja sub-Andina, un proceso que se puede observar en tiempo-real (Allmendinger *et al.*, 2005). En el trabajo citado, los autores no proponen un modelo en particular para explicar estas rotaciones, pero muestran, en base a GPS, como los limbos del Oroclino rotan en la actualidad.

Cabe mencionar, que la cantidad de sitios reportados es pequeña e impide confirmar fehacientemente cualquier hipótesis.

Formación Tuina

Los datos se pueden dividir en dos (2) grupos distintivos, y fueron de facto presentados como tres (3) localidades distintas. El primer grupo, representado por la localidad Tuina_01, muestra una rotación promedio de 45.8 ± 8.6 (°). El segundo grupo, representado por las localidades Tuina_02 y Tuina_03, muestran rotaciones de 89.9 ± 19.5 y 78.8 ± 28.3 (°) respectivamente.

Las rotaciones que caracterizan al primer grupo son similares al patrón encontrado en las unidades de edad Cretácica (Formación Purilactis) que ha sido publicada en otros trabajos (Hartley *et al.*, 1992a; Arriagada *et al.*, 2000; Somoza y Tomlinson, 2002, Narea *et al.*, 2015). Este grupo representa a los miembros superiores de la Formación Tuina.

El segundo grupo, al oeste del primero, muestra un patrón de rotaciones marcadamente superior. Narea *et al.*, (2015) reporta un sitio contiguo, perteneciente a la Formación Tonel de edad Cretácica, con rotaciones similares. Esto, junto a la complejidad estructural del área (Henriquez *et al.*, 2014), sugiere que estas rotaciones representan tectónica local reciente (posterior a la Fm. Tonel). Osea, una rotación local de bloques.

Grupo Peine

Dos localidades muestran rotaciones de 22.4 ± 11.6 y 22.6 ± 9.8 (°). Inferiores al patrón encontrado en la Fm. Tuina de similar edad. La ausencia de rotaciones en rocas antiguas en el margen es rara. Tan solo Arriagada *et al.* (2006) reporta sitios sin rotar, localizados en el Salar de Maricunga, al sur de este trabajo, en unidades pre-Oligocenas (sitios P1, P2, P6, PD1, PD2, Arriagada *et al.*, 2006). Este patrón de rotaciones es similar al encontrado en las unidades post oligo-miocenas, como la Formación San Pedro, en las que se observan nulas o escasas rotaciones.

La interpretación de las rotaciones encontradas en esta unidad se dificulta por la escasez de trabajos que estudien rocas de edad similar. Jesinkey (1987) reporta tres localidades de edad paleozoica tardía a Triásica, en rocas ubicadas al sur de este estudio, en las cuales no se observan rotaciones.

Si éstas rocas están libres de rotaciones pre-miocenas, es posible que el patrón observado represente procesos recientes.

Segmentación del margen

En el área de estudio se pueden diferenciar dos dominios (Figura 17) definidos por las rotaciones observadas en las rocas del Triásico. Un dominio altamente rotado al noroeste, en la Figura 17 compuesto por las rocas de la Formación Tuina. Y un dominio escasamente rotado al sureste, que considera las rocas del Grupo Peine.

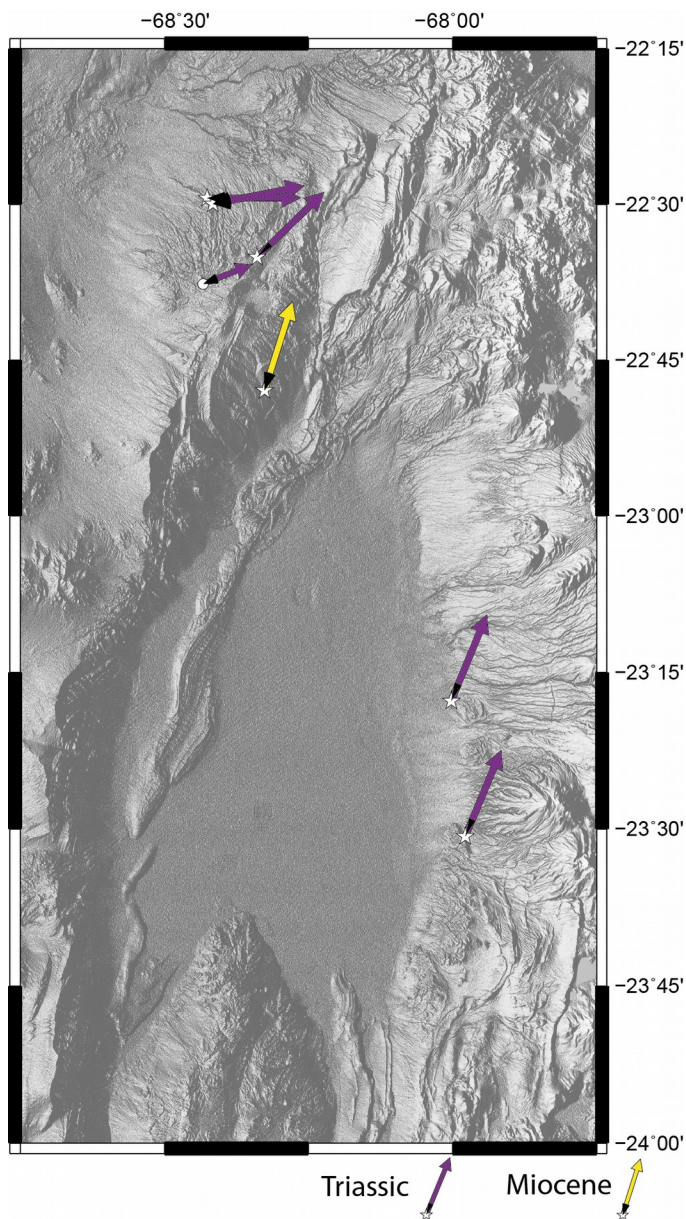


Figura 17: Rotaciones calculadas en los alrededores del Salar de Atacama.

El límite entre estos dominios no es claro, si bien parece coincidir con el eje del Salar de Atacama. Con base en las edades del evento rotacional, este límite debiese estar relacionado al orógeno Incaico.

A escala regional la existencia de ambos dominios no es completamente aparente. La Figura 18 muestra las rotaciones previas a 40 Ma publicadas para el área.

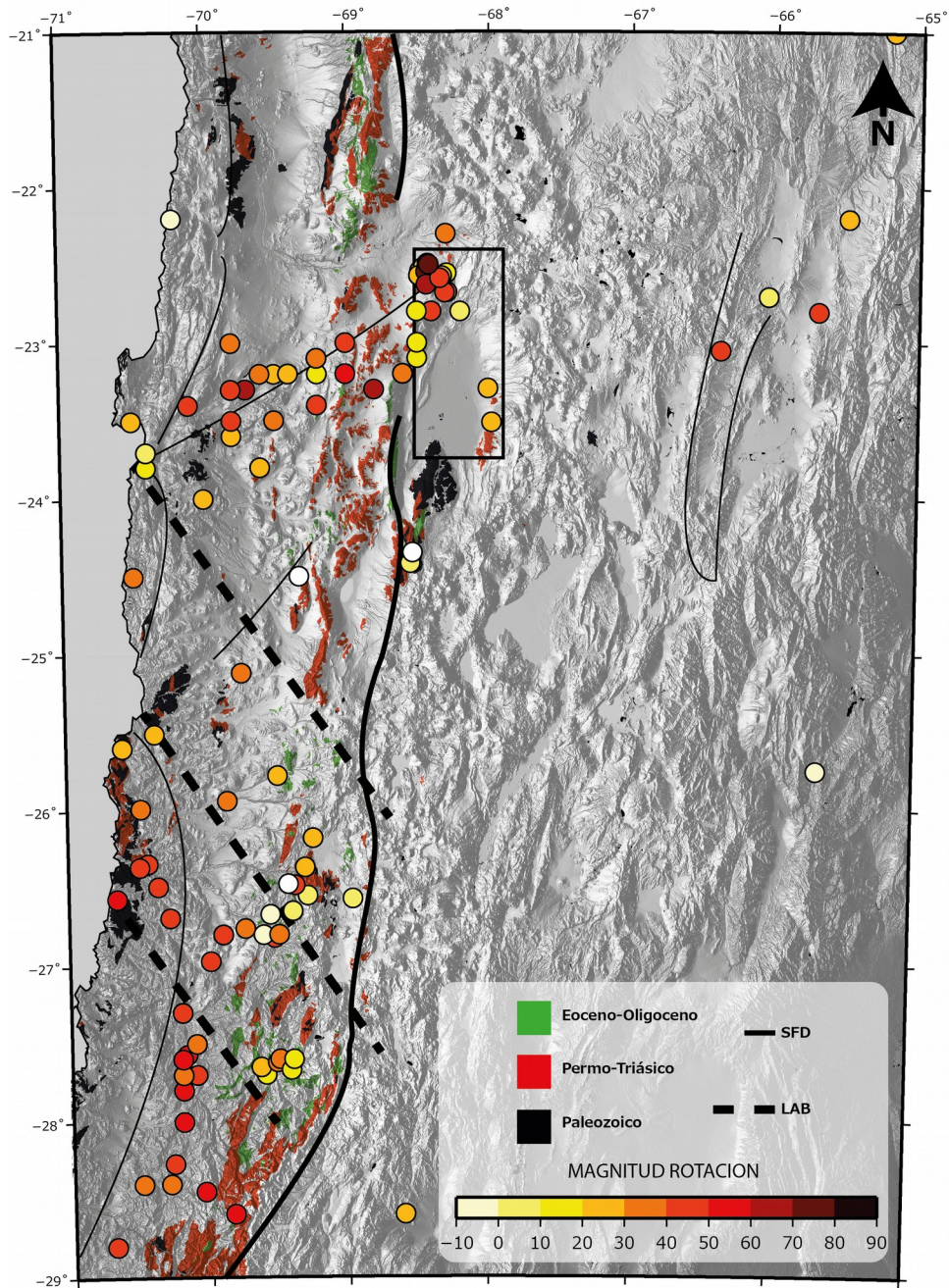


Figura 18: Compendio rotaciones publicadas, se incluyen datos obtenidos en este estudio y geología simplificada.. SFD: Sistema de fallas de Domeyko esquématico; LAB: Lineamientos de Abels y Bischoff (1999). Recuadro muestra la zona de estudio de la Figura 17.

La Cordillera de Domeyko esta compuesta por rocas del basamento paleozoico, rocas volcánicas asociadas al Grupo Collahuasi y al arco Eoceno-Oligoceno, entre otros. Además está relacionada al sistema de Fallas de Domeyko. Al observar las rotaciones publicadas resaltan

algunos rasgos importantes:

- Las rotaciones de mayor magnitud se concentran cercanas a la costa.
- A lo largo de la Cordillera de Domeyko se observan zonas con rotaciones observadas de menores magnitudes. Entre los 24° y 25°S encontramos un par de localidades levemente rotadas (Jesinkey *et al.*, 1987, Figura 18). Arriagada *et al.* (2006) reporta sitios que no presentan rotaciones en el Salar de Maricunga, al sur de la zona de estudio.

Estas observaciones sugieren que la segmentación observada en el área del Salar de Atacama podría extenderse hacia el sur, asociada a la Cordillera de Domeyko. Evidentemente se hacen necesarios más estudios en rocas de edad pre-'Incaica', así como en rocas situadas al este de la Cordillera de Domeyko con la intención de evaluar la prolongación de ambos dominios.

Con base en lo anterior, se propone que el límite entre estos dominios representa el frente orogénico 'Incaico' (Figura 19). Este frente orogénico habría acomodado la deformación rotacional por lo que al este de la depresión pre-andina, el evento 'Incaico' no habría surtido efecto. Las unidades de edad permo-Triásica mostrarían un patrón similar a las rocas de edad oligo-miocenas (Figura 18), que expresarían rotaciones asociadas a eventos posteriores en la Cordillera Oriental o el sub-Andino. Oncken *et al.* (2006) hace un *review* donde muestra con extrema claridad como la zona en donde el acortamiento se concentra ha migrado al este en la historia geológica reciente. La depresión pre-andina o depresión de los salares pudiese representar el relicto del antepaís asociado al Incaico. En este sentido, esta idea concuerda con la hipótesis de Arriagada *et al.* (2006b) y Bascañan *et al.* (2015) que sitúan al margen en un contexto de constante compresión asociada a la subducción desde el Cretácico. De esta forma las rotaciones y su temporalidad se relacionaría con los sucesivos eventos orogénicos descritos en el margen (Peruano, K-T, Incaico, etc) y su sucesivo avance hacia el este. Eventos extensionales como los argumentados por Pananont *et al.* (2004) de existir, pudiesen no expresarse o estar escondidos por las rotaciones posteriores.

Los lineamientos sugeridos por Abels y Bischoff (1999) (Figura 18), son útiles para explicar las rotaciones que exceden las predicciones calculadas según el acortamiento conocido (Arriagada *et al.*, 2008)

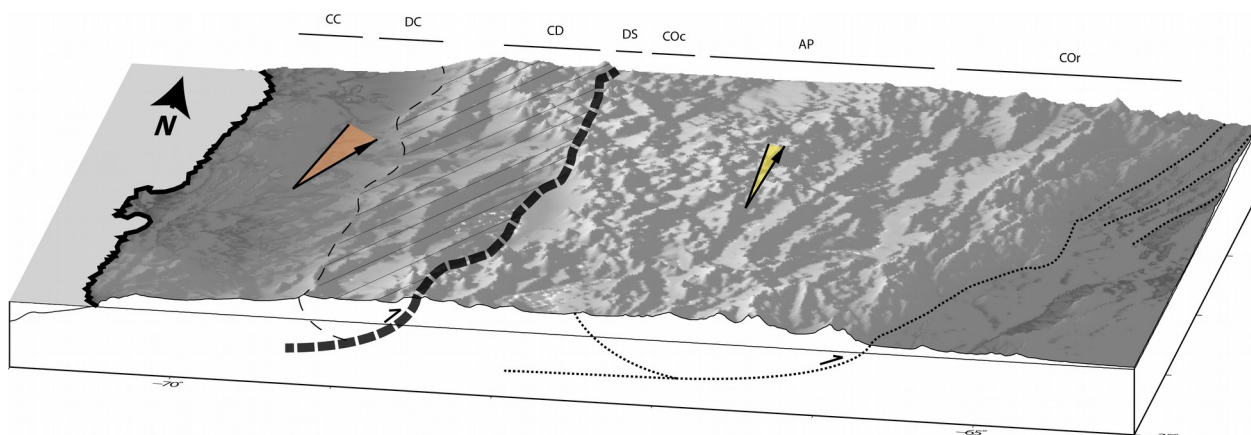


Figura 19: Modelo tectono-estructural que sugiere que el dominio rotado se encuentra determinado por la deformación asociada a la orogénia 'Incaica'. AP: Altiplano-Puna, CC: Cordillera de la Costa, CD: Cordillera de Domeyko, COc: Cordillera Occidental, COr: Cordillera Oriental, DC: Depresión Central, DS: Depresión de los salares.

La Figura 19 muestra un modelo conceptual donde el sistema de fallas y la cordillera de Domeyko representan relictos del frente orogénico Incaico y acomodaron la deformación de esta fase tectónica, y probablemente las anteriores (Peruano, K-T). Al este de la depresión de los salares las rotaciones recientes son menores. Allmendinger *et al.* (2005) intenta mostrar como las rotaciones jóvenes parecen estar relacionadas a las tasas de acortamiento en la actualidad.

A continuación como parte de los resultados de esta tesis se muestra un artículo en preparación.

Artículo en preparación:
**Revisiting the Central Andean Rotation Pattern: evidencing
a longitudinal segmentation.**

Gómez, I., Peña, M., Narea, K., Arriagada, C., Roperch, P., MaksaeV, V., Munizaga, F.

ABSTRACT

This study reports and compares data from both, the western and, for the first time, the eastern side of the Salar the Atacama. After detailed thermal demagnetization we have been able to obtain stable remanent magnetizations for the Triassic Peine and Tuina formations, and for the Oligocene San Pedro Formation, comprising 24 sites, grouped in 6 localities. Magnetic directions were used to calculate tectonic block rotations. Data shows a strong contrast with the defined Central Andean Rotation Pattern at the latitude of the study. Based on this data, a tectonic segmentation, evidenced by this stark contrast in rotations, is suggested.

INTRODUCTION

At around 18° South the Andean Orogen changes from ~NW-SE strike in southern Peru to almost N-S strike in northern Chile. This is an important feature that seems to be related to the shape of the South American margin. This curvature led Carey (1955) to his oroclinal hypothesis. Heki *et al.* (1983) suggested differential shortening and/or extension and, while later Isacks (1988) linked this to the Puna-Altiplano Plateau uplift, paleomagnetically-measured block rotations, and also along-strike differential shortening, an idea later explored by Kley (1999), see Figure 1c.

The previously mentioned block rotations is now widely known as the Central Andean Rotation Pattern (CARP, Somoza and Singer, 1996, Beck, 2004, Taylor *et al.*, 2005). The pattern divides the margin into two different domains. The northern domain presents counterclockwise block rotations (e.g. Roperch *et al.*, 2006), and on the other hand the southern one presents a clockwise rotation pattern (e.g. Arriagada *et al.*, 2006). This southern segment is mostly described by

measures located on the Domeyko Cordillera and closer to the coast on the Atacama Fault Zone.

This simplified descriptions does a good job explaining the **large scale** behavior of the Andes. We argue that more detailed studies are necessary to explain the underlying differences on deformation between discrete domains at a **smaller scale**. No mechanism has been suggested to explain why rotations seems to be centered in the forearc. Hence we strive to find a possible limit between the well known forearc rotated domain, and the largely non-studied arc and backarc domains. We conclude by trying to tie these different behaviors to the geological history of Andean tectonics.

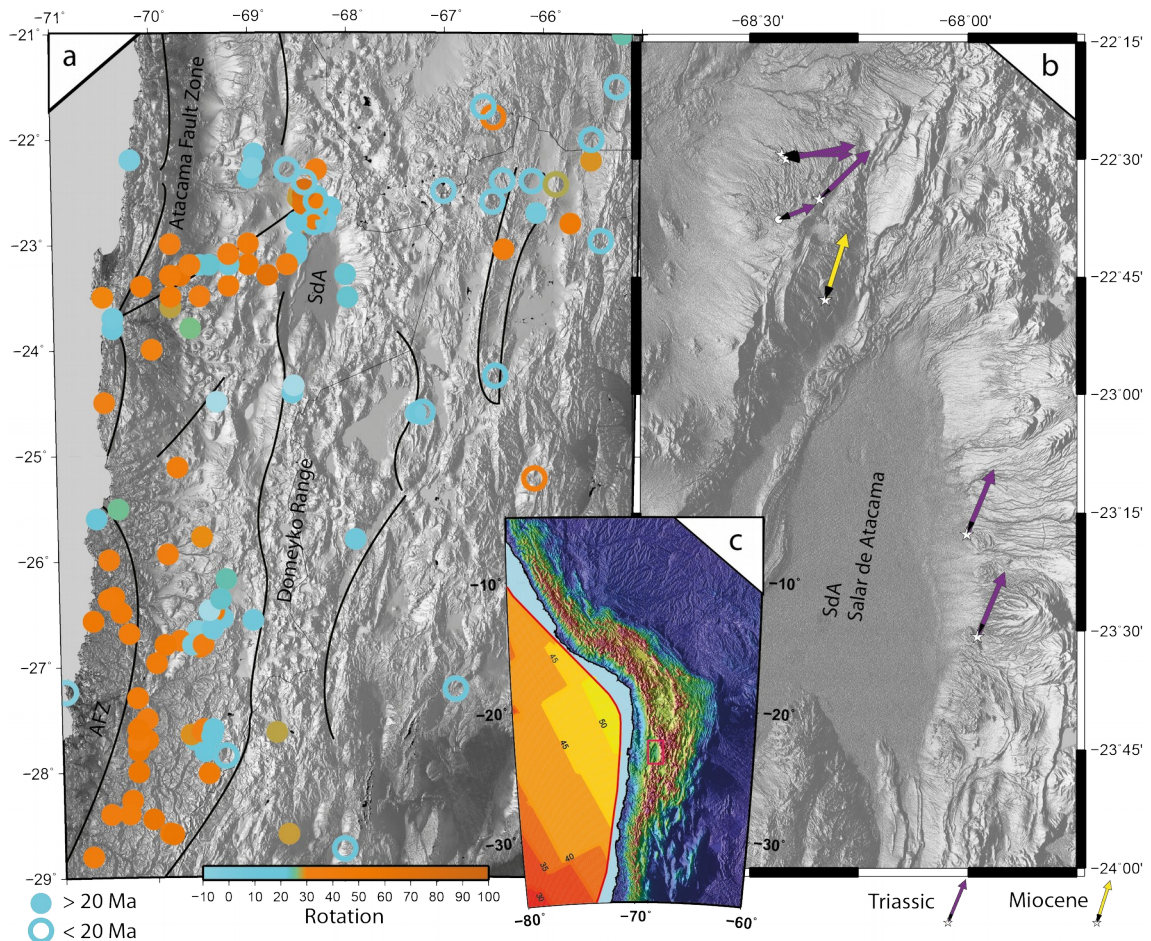


Figure 1 a) Data compilation showing main structural features. More prominent rotations can be viewed closer to the sea. b) Data from this study. Rotation patten clearly differs between the northwestern Triassic units and the southeastern Triassic units. c) Large regional scale topographic image. Showing the study zone of (b) and slab ages.

To achieve this we **sampled key locations** along the Domeyko Range and the current arc,

where Triassic units outcrops (Figure 1b).

In this study we report paleomagnetically measured rotations from a Oligocene, the San Pedro Formation, unit and two Triassic units, Tuina Formation and Peine Formation, (Figure 1b). The former confirms the virtually unexistent (very light) nature of late-Cenozoic rotations. The latter is divided into two groups. The first group, located on the eastern side of the Domeyko Range, north-west of the Salar de Atacama (Western Triassic units in Figure 2), corresponding to Tuina Fm., shows a rotation pattern similar to the one identified within units forming the range and the western unit towards margin. The second group, located east of the first group, at the eastern side of the pre-Andean depression (Eastern Triassic units in Figure 2), corresponding to Peine Fm., shows light rotations, a pattern similar to that of the Miocene and younger units.

PALEOMAGNETISM

Samples were measured with a Agico JR5A rotative magnetometer. Samples from Tuina Fm. and San Pedro Fm. were demagnetized thermally, a minor from Peine Fm. group by using the alternative field method (Figure 2). Results were grouped by their vicinity, age and geology. High unblocking temperatures indicate hematite as the main magnetic carrier.

Most samples show one or two magnetization components. In general identifying the characteristic direction was straight forward.

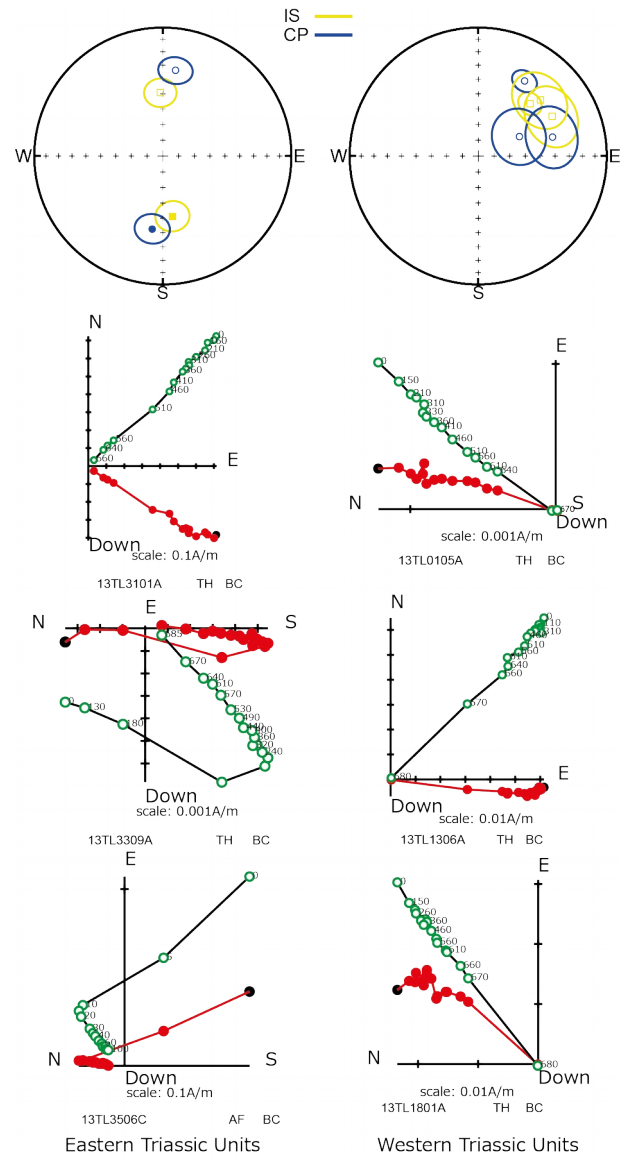


Figure 2: Stereographic and component diagrams for paleomagnetic results.

Rotations were calculated comparing observed and expected directions based on the reference poles of Torsvik *et al.* (2012). Plotted the results categorized by age and the magnitude of the rotation.

Details shown in Table 1.

CENTRAL ANDEAN ROTATION PATTERN SEGMENTATION

Neogene units (un-filled circles in Figure 1a), as expected, shows very small rotations in the whole area.

At the latitude of the Salar de Atacama (~23°- ~24°S), Paleogene, Cretassic, Jurassic and Triassic units within the Domeyko Range, and units to the west, are rotated similarly. On the contrary units to the east (most notably Triassic) are not rotated in the same magnitude. Cretassic localities within the Puna also show lower rotations than expected.

Southern, at the ~24°- ~25°S latitude, three late-Paleozoic localities (Jesinkey *et al.*, 1987) even show light counterclockwise rotations. More to the east, a Paleogene locality looks parallel to Neogene ones.

			In Situ				Tilt Corrected				
Site	Lat.	Long.	D (°)	I (°)	$\alpha 95$	k	D (°)	I (°)	Rotation (°)	Inclination (°)	Age
Paciencia	-22,8	-68,3	1,3	-41,5	16,6	32	15,8	-45,5	17.5±18.4	-1±12.9	20
Tuina_01	-22,5	-68,3	44,7	-42,2	7,3	111	31,7	-31,9	45.8±8.6	-19.9±7.4	250
Tuina_02	-22,4	-68,4	61,7	-35	18	27	75,7	-40,1	89.8±19.5	-11.6±14.8	250
Tuina_03	-22,4	-68,4	47,9	-35,1	17,5	16	64,7	-61	78.8±28.3	9.3±13.3	250
Peine_01	-23,3	-68	171	50,6	10,2	82	188,3	42	22.4±11.6	-10.7±8.7	250
Peine_02	-23,5	-67,9	357,7	-49,1	9,6	74	8,4	-33	22.6±9.8	-19.9±8.2	250

Table 1 Localities details.

From ~25°S and south, there is a light segmentation centered in the Domayko Range. At a small scale, there are local anomalous rotations within the Domeyko Range, probably related to local tectonics. At a large scale the rotation pattern west of the Domeyko Range is slightly

smaller (lighter/lower) than in the eastern side. At ~26°S a non-rotated Cretaceous locality within the Puna can be seen.

The data shows a segmentation in the Central Andean Pattern that is centered east of the Domeyko Range (Figure 1a,b).

AGE OF BLOCK ROTATIONS

Most researchers agree that the bulk of the rotation pattern was acquired during Cenozoic times.

In the antarc of northern Chile, current data is actually located within the Domeyko Range and to the west, there is no big difference in the amount of rotation within Mesozoic and Paleogene units (Arriagada *et al.*, 2006, Taylor *et al.*, 2007), Triassic units, in the Domeyko Range, seems to be rotated in a similar manner (Narea *et al.*, 2015, this study). At the same time no relevant rotations can be found in Miocene or younger units (Somoza y Singer (1996), Arriagada *et al.*, 2006, this study). In southern Peru, Roperch *et al.* (2006) suggest that the rotations occurred during the Eocene- Oligocene.

It is worthy of note that Allmendinger *et al.*, (2005) is able to calculate current instant rotation rates based in GPS data, and these seems to relate well to paleomagnetically measured rotations.

ON THE MECHANISM FOR ROTATION SEGMENTATION

Several different mechanisms has been hypothesized to explain block rotation patterns. Beck (1998) clearly showed most of them. We summarize two models.

Figure 3a shows a “Domino style” configuration where all the rotation is concentrated in the coast-side sliver of the margin. Secondary structures in this model absorb the necessary deformation, being left or right lateral in its sense of movement. There is no shortening normal to the margin (west to east) needed for this model to work.

Figure 3b shows a model somewhat similar to the one Isacks (1988) used to link the rotation pattern to a along-strike differential shortening, Arriagada *et al.* (2008) explored deeply into this concept and it was able to build the current margin shape based in the available, at the time, block rotation data and structural shortening. The previous model does not account for the non-rotated blocks, that we describe, east of the Domeyko Range.

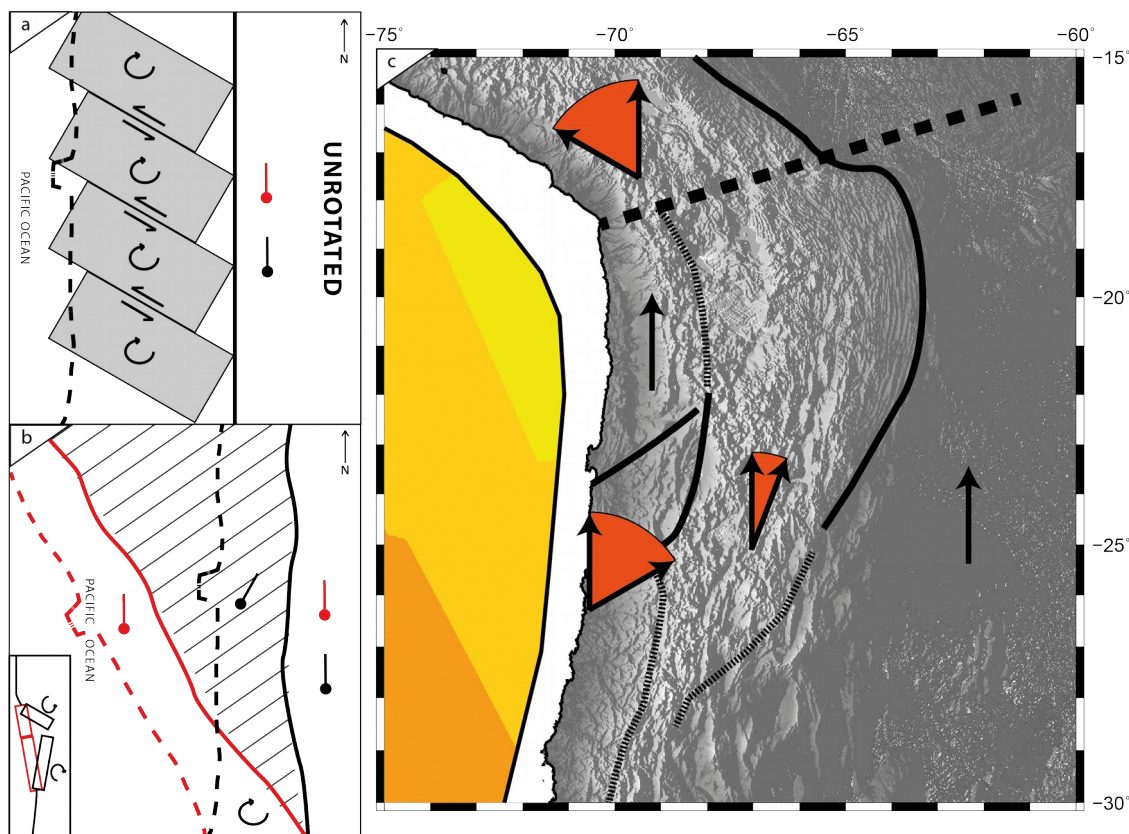


Figure 3 a) Schematic Domino-style rotation pattern. b) Schematic Fan-style rotation pattern, associated to differential shortening. c) Different domains observed in the CARP. In all cartoons magnitude of rotation is not representative of reality.

In Figure 3c we propose that Puna-Plateau accommodates post Oligocene-Miocene rotational deformation probably linked to sub-Andean tectonics. We suggest that the more marked rotation pattern on the units that are closest to the margin is linked to a prior tectonic event (e.g. 'Incaic' and/or 'Peruvian'). Nevertheless, if we considered the rotations in the western domain to be only a result of differential shortening, the present margin should be rotated for almost 45° counterclockwise, therefore we suggest that, at least within the western domain, there must another process accentuating the pattern.

CONCLUSION

This is the first study to report data from the eastern side of the Salar de Atacama, with most other previous studies focusing their research in rocks outcropping along the Domeyko and

Coastal Cordillera.

Our result show a high contrast with the general way the Central Andean Rotation Pattern is defined at the latitude were samples were located.

Although more studies are necessary to better constrain our findings, this study presents for the first time evidence to support the existence of a segmentation in the CARP in the area of the Salar de Atacama. The proposed segmentation can be described as follows. In the Western Domain, the Domeyko Range and to the west (Coastal Cordillera), up to $\sim 45^\circ$ clockwise rotation is developed. In the Central Domain the magnitude of the rotations is much lower, under $\sim 15^\circ$ in the same sense. The Eastern Domain, hence, has to correspond to a relatively stable area and is considered not affected by rotations.

This suggest that the Western and Central Domains have not been affected by the same amount of rotational events. Based on the age of the rotations, we suggest that the western domain shows rotations related to the Peruvian and Incaic tectonic events. While the central domain is affected only by current tectonic processes. Furthermore, a tectonic limit must exist, tentatively this feature could be located along the Salar de Atacama.

CONCLUSIÓN

Esta tesis representa el primer esfuerzo por intentar comprender la forma en la que el patrón de rotaciones tectónicas de los Andes Centrales se encuentra expresado en las unidades más antiguas que forman parte de la Cordillera de Domeyko y del actual arco magmático.

En similar estilo, por primera vez se reportan y comparan, datos paleomagnéticos en unidades de edad Triásica de ambas vertientes del Salar de Atacama, utilizando una metodología en común.

Los resultados muestran a las unidades Triásicas del oeste (O) del Salar rotadas conjuntamente a las unidades Cretácicas y en general respondiendo al CARP como esta tradicionalmente descrito. De forma opuesta, al este (E) del Salar las unidades Triásicas presentan una ausencia de rotaciones tectónicas. Esto sugiere la existencia de:

- Una segmentación longitudinal del patrón de rotaciones tectónicas, y que no responde a una simple acentuación en la magnitud de las rotaciones a medida que nos alejamos del codo de Arica.
- Un límite entre, al menos, estos dos segmentos descritos. Límite que pudiese extenderse latitudinalmente, y a la vez representar una característica tectónica de primer orden, asociado al alzamiento del orógeno 'Incaico', actual Cordillera de Domeyko.

Se concluye subordinadamente también, a continuación.

Las rocas de la Formación Tuina presentan una fábrica magnética correspondiente a foliaciones que permiten sugerir una dirección de acortamiento *In Situ* NW-SE. La edad del evento que genera éste *strain* es desconocido.

Las unidades Triásicas en el dominio oeste (O) muestran un marcado patrón de rotaciones, similar al de rocas Cretácicas y paleocenas. Esto sugiere un evento rotacional común y reciente (~eoceno).

Las unidades Triásicas en el dominio este (E) no muestran direcciones paleomagnéticas distinguibles de aquellas observadas en rocas de edad post-oligocena. Esto sugiere que estas unidades no fueron afectadas por el evento rotacional que sí afectó al dominio oeste (O)

No se observan rotaciones en las unidades miocenas muestreadas (Fm. San Pedro), lo que confirma la tesis de un evento rotacional importante anterior a esa edad.

Se propone aumentar el catálogo de estudios enfocados en describir y delimitar el patrón de rotaciones, considerando unidades de edad Triásica y mayores, con el objetivo de comprender el patrón de rotaciones tectónicas de los Andes Centrales y su relevancia en la construcción del orógeno, confirmando o descartando lo aquí propuesto.

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*, v. 27, no. 8, p. 751-754, doi: 10.1130/0091-7613(1999)027<0751:CBRINC>2.3.CO;2.
- Allmendinger, R., Smalley, R., Bevis, M., Caprio, H., Brooks, B., 2005, Bending the Bolivian orocline in real time, *Geology*, v. 33, no. 11, p. 905-908, doi:10.1130/G21779.1.
- 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*, v. 30, p. 1520-1539, doi:10.1016/j.jsg.2008.08.005.
- 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*, v. 326, p. 153-171, PII:S0040-1951(00) 00151-7.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Fernandez, R., 2006a, Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25-28°S), northern Chile, *Tectonics*, v. 25, TC4001, doi:10.1029/2005TC001923.
- Arriagada, C., Cobbold, P. R., Roperch, P., 2006b, Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous, *Tectonics*, 25, TC1008, doi:10.1029/2004TC001770.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Cobbold, P.R., 2008, Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view, *Tectonics*, v. 27, TC6014, doi:10.1029/2008TC002269.
- Barnes, J.B., Ehlers, T.A., 2009, End member models for Andean Plateau uplift, 2009, *Earth-Science Reviews*, v. 97, p. 105-132, doi:10.1016/j.earscirev.2009.08.003.
- Bascuñan, S., Arriagada, C., Le Roux, J., 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*, p. 1-28, doi:10.1111/bre.12114.
- Becerra, J., Henríquez, S., Arriagada, C., 2014. Geología del área Salar de Atacama, Región de Antofagasta, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 166, 1 mapa escala 1:100.000.
- Beck, M.E., 1998, On the mechanism of crustal block rotations in the central Andes, *Tectonophysics*, v. 299, p. 75-92, PII:S0040-1951(98)00199-1.
- Beck, M.E., 2004, The Central Andean rotation pattern: another look, *Geophysical Journal International*, v. 157, p. 1348-1358, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02266.x.
- Beck, M.E., Drake, R.E., Butler, R.F., 1986, Paleomagnetism of Cretaceous volcanic rocks from central Chile and implications for the tectonics of the Andes, *Geology*, v. 14, p. 132-136, doi:10.1130/0091-7613(1986) 14<132:POCVRF>2.0.CO;2

- Borradaile, G. J., Henry, B., 1997, Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy, *Earth-Science Reviews*, v. 42, p. 49-93.
- Brüggen, J., 1942, Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas. In Congr. Panam. Ingeniería Minas y Geol., An., Vol. 2, pp. 342-367. Santiago, Chile.
- Carey, S.W., 1955, The Orocline Concept in Geotectonics Part I, *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, v. 89, p. 255-288.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007, Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, In *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors), The Geological Society: 21-114. London.
- Charrier, R., Fariás, M., Maksaev, 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, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 5-35.
- Dingman, R.J., 1963, Cuadrángulo Tular, Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 11:1-35. 1 mapa escala 1:50.000. Santiago, Chile.
- Hartley, A.J., Jolley, E.J., Turner, P., 1992, Paleomagnetic evidence for rotation in the Precordillera of northern Chile: structural constraints and implications for the evolution of the Andean forearc, *Tectonophysics*, v. 205, p. 49-64.
- Henríquez, S.M., Arriagada, C., Becerra, J., In prep, Geología del área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago, Chile.
- Heki K., Hamano, Y., Kono., M., 1983, Rotation of the Peruvian Block from palaeomagnetic studies of the Central Andes, *Nature*, v. 305, p. 514-516, doi:10.1038/305514a0.
- Isacks, B., L., 1988, Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline, *Journal of Geophysical Research*, v. 93, no. B4, p. 3211-3231.
- Jesinkey, C., Forsythe, R.D., Mpodozis, C., Davidson, J., 1987, Concordant late Paleozoic paleomagnetizations from the Atacama Desert: implications for tectonic models of the Chilean Andes, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 85, p. 461-472.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., and Sruoga, P., 1989, Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?: *Geology*, v. 17, p. 324-328, doi:10.1130/0091-7613(1989)017<0324:LPTJSM>2.3.CO;2.
- Kley, J., 1999, Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian orocline, *Journal of South American Earth Sciences*, 12, p. 221-235, PII: S0895-9811(99)00015-2.
- Ludwig, K.R., 2008, Isoplot 3.6. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4. 77 p.
- Maksaev, V., Munizaga, F., Tassinari, C., 2014, Timing of the magmatism of the paleo-Pacific border of Gondwana: U-Pb geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic igneous rocks of the north Chilean Andes between 20° and 31°S, *Andean Geology*, v. 43 (3), p. 447-506, doi:10.5027/andgeoV41n3-a01.

- Maksaev, V., Zentilli, M., 1999, Fission Track Thermochronology of the Domeyko Cordillera, Northern Chile: Implications for Andean Tectonics and Porphyry Copper Metallogenesis, v. 8, p. 65-89.
- Marinovic, N., García, M., 1999, Hoja Pampa Unión. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 9. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago, Chile.
- Marinovic, N., Lahsen, A., 1984, Hoja Calama, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No., 140 p., escala 1:250.000, Santiago.
- Mcfadden, B.J., Anaya, F., Swisher III, C.C., 1995, Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the central Andes of Bolivia, *J. Geophys. Res.*, 100, 8153-8167.
- Moraga, A., Chong, G., Fortt, M.A, *et al.*, 1974, Estudio geológico del Salar de Atacama, provincia de Antofagasta, *Inst. Invest. Geol. (Cjile), Bol.*, No. 29, p. 59.
- Mpodozis, C., Kay, S.M., 1992, Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S), *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, no. 8, p. 999-1014, doi: 10.1130/0016-7606(1992)104<0999:LPTTEO>2.3.CO;2.
- 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*, V. 399, p. 125-154, doi:10.1016/j.tecto.2004.12.019.
- Munizaga, F., Maksaev, V., Fanning, C.M., Giglio, S., Yaxley, G., Tassinari, C.C.G., 2008, Late Paleozoic–Early Triassic magmatism on the western margin of Gondwana: Collahuasi area, Northern Chile, *Gondwana Research*, v. 13, p. 407-427, doi:10.1016/j.gr.2007.12.005.
- Narea, K., Peña, M., Bascuñán, S., Becerra, J., Gómez, I., Deckart, K., Munizaga, F., Maksaev, V., Roperch, P., Arriagada, C., 2015, Paleomagnetism of Permo-Triassic and Cretaceous rocks from the Antofagasta Region, Northern Chile, *Journal of South American Earth Sciences*, V. 64 part 2, p. 261-272, doi:10.1016/j.jsames.2015.09.008.
- Niemeyer, H., 2013, Geología del área Cerro Lila-Peine, Región de Antofagasta, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, ISSN 0717-7283.
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., Schemmann, K., 2006, Deformation of the central Andean upper plate system — Facts, fiction, and constraints for plateau models, in *The Andes: Active Subduction Orogeny*, edited by O. Oncken *etal.*, chap. 1, pp. 3 – 28, Springer, Berlin.
- Pananont, P., Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan, T.E., Brown, L.D., 2004, Cenozoic evolution of the northwestern Salar de Atacama Basin, northern Chile, *Tectonics*, v. 23, TC6007, doi:10.1029/2003TC001595.
- Raczynnski, A., 1963, Geología del distrito minero de Tuina. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geología, 117 p., Santiago.
- Ramos, V.A., 2009, Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean

- orogenic cycle, in Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir 204*, p. 31–65, doi: 10.1130/2009.1204(02).
- Ramírez, C.F., Gardeweg, M.C., 1982, Hoja Toconao, Región de Antofagasta, Serv. Nac. Geol. Min., Carta Geol. Chile 54 (1:250.000), 1–122.
- Ramírez, C.F., 1979, Geología del Cuadrángulo Río Grande y sector suroriental del Cuadrángulo Barros Arana, Provincia El Loa, 11 Región. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 139 p. Santiago.
- Roperch, P., Carlier, G., 1992, Paleomagnetism of Mesozoic Rocks From the Central Andes of Southern Peru: Importance of Rotations in the Development of the Bolivian Orocline, *Journal of Geophysical Research*, v. 97, no. B12, p. 17,233-17,249.
- 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*, v. 25, TC3010, doi:10.1029/2005TC001882.
- Somoza, R., Singer, S., 1996, Paleomagnetism of upper Miocene ignimbrites at the Puna: An analysis of vertical-axis rotations in the Central Andes, *Journal of Geophysical Research*, v. 101, no. B5, p. 11,387-11,400.
- Somoza, R., Tomlinson, A., 2002, Paleomagnetism in the Precordillera of northern Chile (22°30'S): implications for the history of tectonic rotations in the Central Andes, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 194, p. 369-381, PII:S0012-821X(01)00548-9.
- Steinmann, G., 1929, *Geologie von Peru*, 448 p., Karl Winter, Heidelberg, Germany.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulier, O., Martínez, C., 1968, Las Formaciones Presenonianas en el denominado Macizo Norpatagónico y regiones adyacentes, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23, p. 67-98.
- 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*, v. 33, p. 777-780, doi:10.1130/G21876.1.
- Taylor, B., Grocott, J., G.K., Dashwood, 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*, v. 112, B01102, doi:10.1029/2005JB003950.
- Torsvik, T.H., Van de Voo, R., Preeden, U., Mac Niocalli, C., Steinberg, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M., 2012, Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics, *Earth-Science Reviews*, v. 114, p. 325-368, doi:10.1016/j.earscirev.2012.06.007.
- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2013, Gondwana from top to base in space and time, *Gondwana Research*, v. 24, p. 999-1030, dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.06.012.

- Travisany, V., 1979, Consideraciones genéticas sobre el yacimiento estratiforme San Bastolo, *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol., p. C149-C159, Arica.
- Yrigoyen, M., 1993, Los depósitos sinorogénicos terciarios, en Ramos, V.A, (de.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1:123-148, en Charrier *et al.* (2009).
- Zimmermann, U., Niemeyer, H., Meffre, S., 2010, Revealing the continental margin of Gondwana: the Ordovician arc of the Cordón de Lila (northern Chile), *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, s. 1, p. 39-56, doi:10.1007/s00531-009-0483-8.

ANEXO 1: Anisotropía de Susceptibilidad Magnética

Las muestras obtenidas fueron analizadas para obtener su anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS). Este análisis se realizó sin aún realizar los pasos de desmagnetización termal en las muestras. El AMS en general nos da una idea de la orientación cristalográfica de los minerales magnéticos en la roca, y de esta forma permite definir foliaciones y lineamientos magnéticos. Los resultados mostrados están corregidos por manteo.

La anisotropía observada en las muestras pertenecientes a la Formación San Pedro (Figura 16) permiten definir una foliación subhorizontal orientada perpendicular a 'kmin' (k_1 , $dec=23.9$ $inc=-5.8$; k_2 , $dec=296.4$ $inc=23.0$; k_3 , $dec=100.7$ $inc=66.2$). Se observa una débil lineación paralela a k_1 .

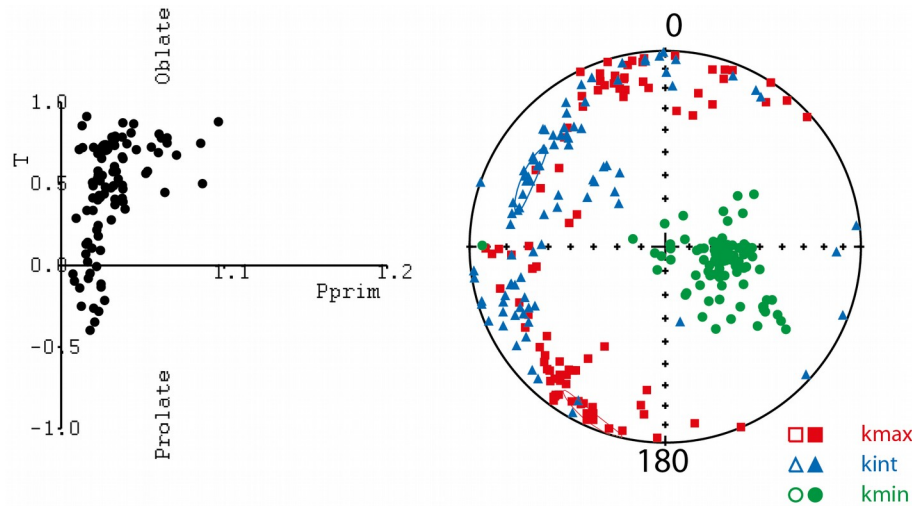


Figura 20: AMS San pedro

Las muestras de la Formación Tuina (Figura 17) están agrupadas en tres grupos, de la misma forma que en los otros apartados.

Tuina 01 (k_1 , $dec=28.3$ $inc=-26.1$; k_2 , $dec=281.6$ $inc=-30.3$; k_3 , $dec=331.2$ $inc=48.0$), al este, no muestra una buena agrupación, y el elipsoide de anisotropía muestra una tendencia a prolato. Esto sugiere un comportamiento mas bien isotropo.

Tuina 02 (k_1 , $dec=61.9$ $inc=56.5$; k_2 , $dec=92.7$ $inc=-33.0$; k_3 , $dec=339.4$ $inc=-5.0$), al oeste, muestran una buena agrupación y una elipsoide prolata que permite definir una lineación paralela a k_1 .

Tuina 03 (k_1 , $dec=8.0$ $inc=52.3$; k_2 , $dec=228.8$ $inc=30.4$; k_3 , $dec=126.3$ $inc=20.2$), con un elipsoide oblato es posible definir una foliación perpendicular a k_3 .

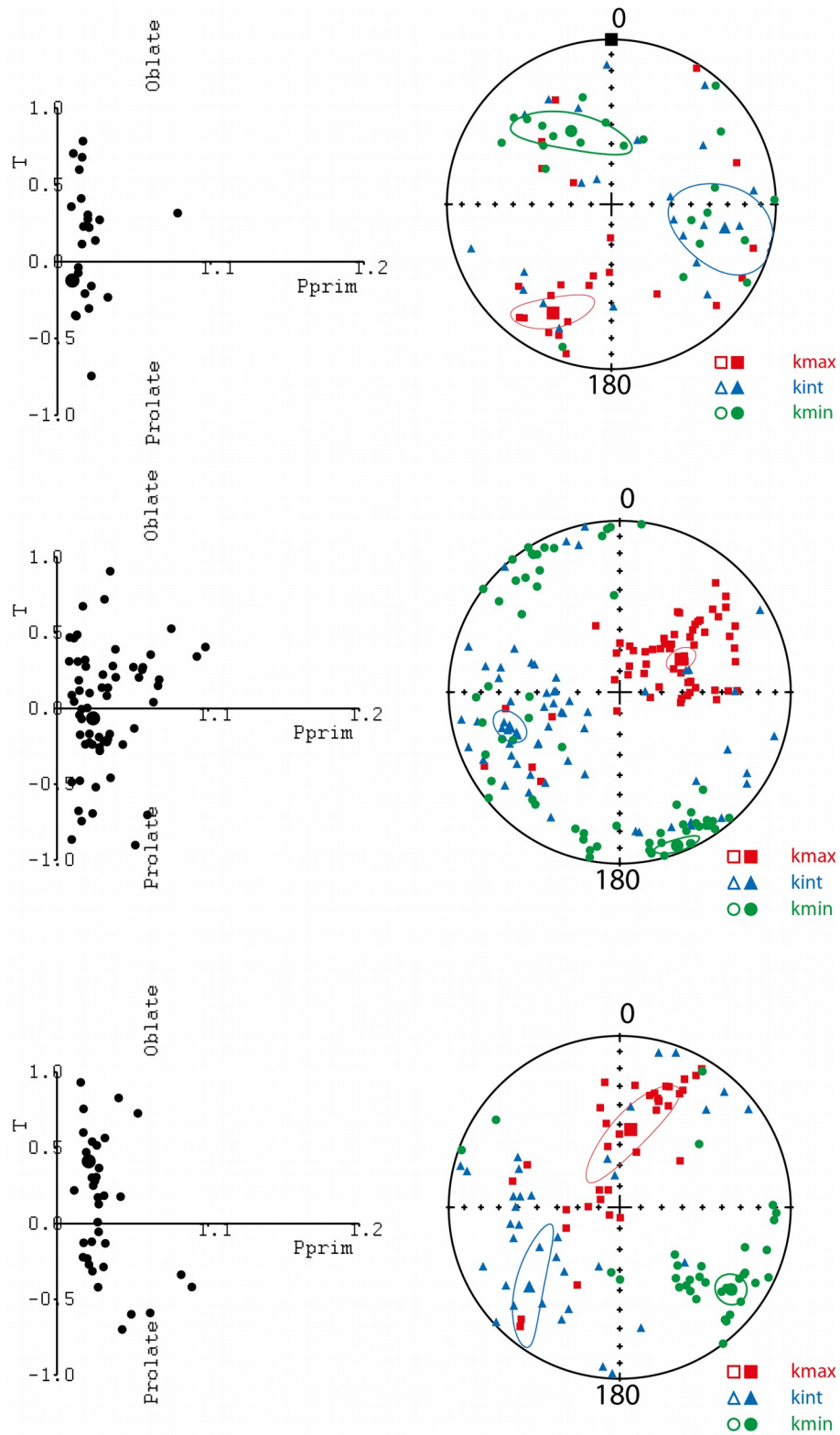


Figura 21: AMS Tuina. De arriba hacia abajo Tuina 01, Tuina 02 y Tuina 03

Peine (Figura 18) (k1, dec=18.4 inc=-3.0; k2, dec=287.8 inc=-10.3; k3, dec=304.5

inc=79.3), oblate, permite definir una buena foliación perpendicular a k_3 y subhorizontal. Con una lineación prácticamente NS (de hecho paralela a la rotación) paralela a k_1 .

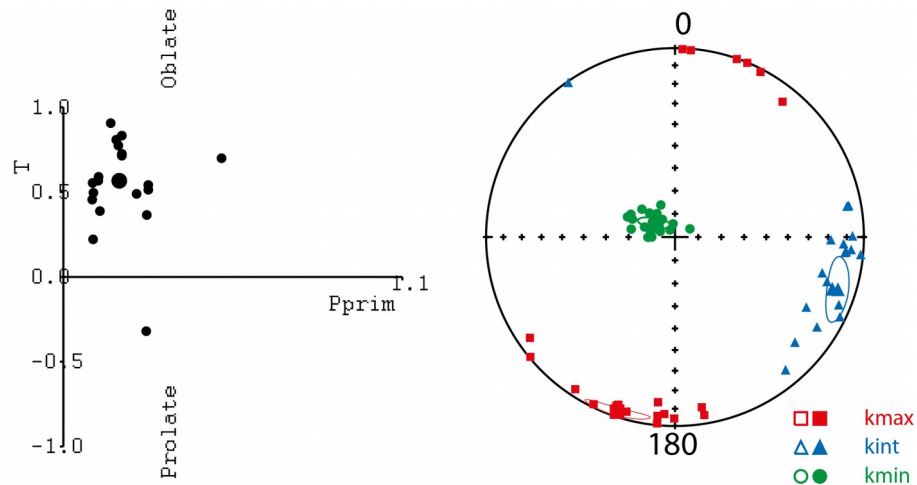


Figura 22: AMS Peine

En el cordón de Lila (Figura 19) se observan dos grupos de muestras con comportamientos diametralmente opuestos. El primero representa muestras de la Fm. Quebrada Ancha (k_1 , dec=20.7 inc=25.7; k_2 , dec=175.3 inc=61.9; k_3 , dec=105.6 inc=-10.4), se puede definir una foliación normal a k_3 . El segundo a las unidades intrusivas (k_1 , dec=122.7 inc=1.7; k_2 , dec= 35.3 inc=-56.4; k_3 , dec=31.6 inc=33.5), en este grupo de muestras no se observa agrupación de los parámetros, y la elipsoide de anisotropía representa prácticamente una esfera. El tercer grupo (k_1 , dec=279.3 inc=-4.4; k_2 , dec=188.9 inc=-5.4; k_3 , dec=228.5 inc=83.0) con una elipsoide oblate permite definir una foliación subhorizontal, perpendicular a k_3 .

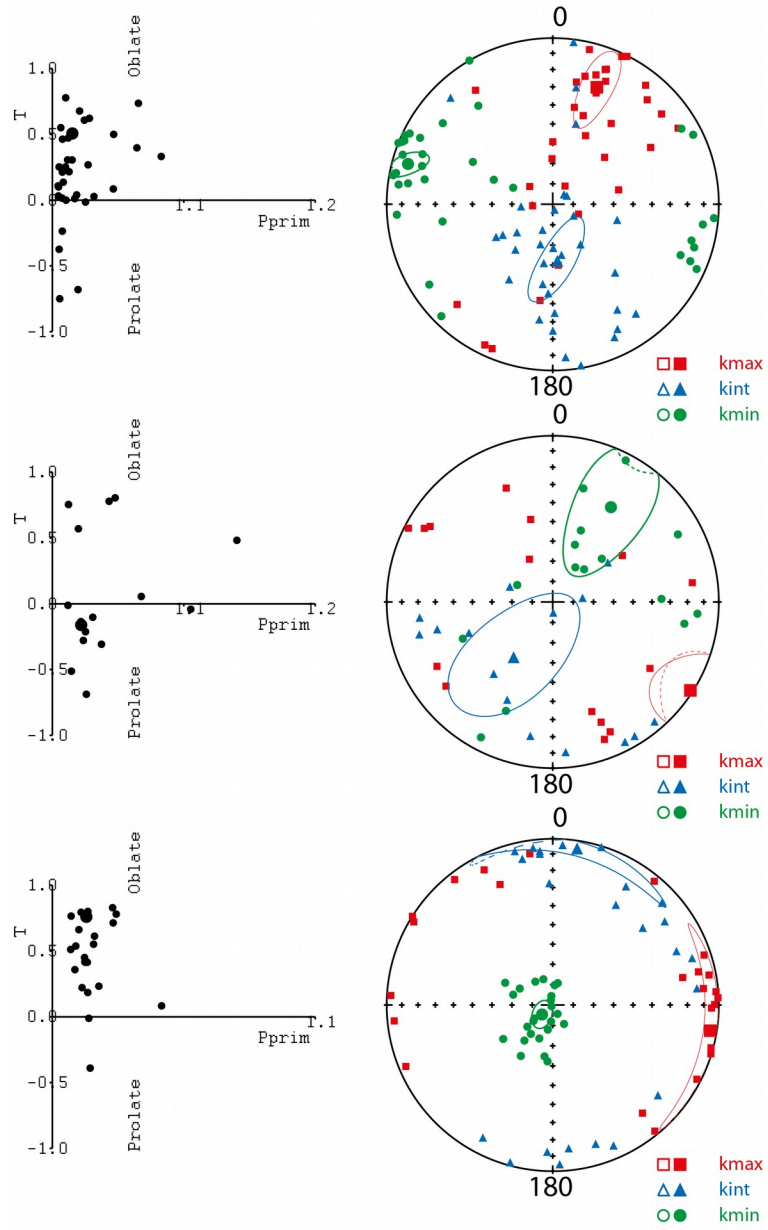


Figura 23: AMS del Cordón de Lila, de arriba hacia abajo: Fm. Quebrada Ancha, intrusivos y unidades sedimentarias.

Fábrica Magnética

El estudio del AMS permite inferir la distribución y orientación del mineral dominante en una roca (Borradaile y Henry, 1997). En otras palabras, el estudio de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética permite definir foliaciones y lineaciones magnéticas que permiten inferir ciertos procesos.

En particular, en nuestro estudio, las muestras pertenecientes a las unidades de la Formación San Pedro (Grupo Paciencia), Formación Peine y los sitios estratificados en la zona del Cordón de Lila, permiten definir claras foliaciones magnéticas. Estas foliaciones, al ser desbasculadas, se orientan de manera subhorizontal, sugiriendo que esta foliación corresponde al plano de depositación.

Por otro lado, las unidades intrusivas de Lila, no permiten identificar claramente lineaciones o foliaciones. Esto se relaciona de buena forma con una roca ígnea isótropa. Sugiere, además, que estas rocas no han sufrido una gran deformación. Adicionalmente las muestras de la Formación Quebrada Ancha muestran una foliación subvertical y una elipsoide de anisotropía oblata, quizás registrando tectonismo.

Los grupos de muestras de Tuina 01 y Tuina 02 (Figura 20), muestran elipsoides “neutras” o ligeramente prolatas. Para Tuina 01, una lineación paralela a k_1 (28.3/-26.1) podría representar una dirección de flujo. En Tuina 02, la lineación (61.9/56.5), parece bien definida en un mayor número de muestras y con un mejor promedio de Fisher. Esta lineación se aleja considerablemente del plano horizontal. Puede representar una dirección de flujo luego alineada perpendicular a una dirección de *strain*, a su vez paralela a k_3 .

Las muestras de Tuina 03 definen una clara foliación sub-vertical, que no se condice con la estratificación de la unidad (los resultados se muestran corregidos en su manteo). Esto puede sugerir una deformación posterior a la depositación de la unidad que habría generado esta foliación, probablemente orientada normal a la dirección de acortamiento. Tuina 02 muestra un comportamiento similar, sino idéntico. Este último grupo de muestras se organizan preferentemente en lineaciones paralelos a las foliaciones en Tuina 03.

Las muestras de Tuina 02 y 03 parecen ser parte de un miembro más antiguo de la formación, respecto a Tuina 01. A su vez Tuina 03 parece coincidir con el eje de una secuencia de intrusivos, que podrían favorecer un régimen de mayor temperatura, más plástico para explicar el origen de estas foliaciones.

El evento tectónico evidenciado por esta fábrica mostraría una dirección de acortamiento aproximadamente NW-SE, aunque probablemente fuese anterior a la rotación de estas unidades.

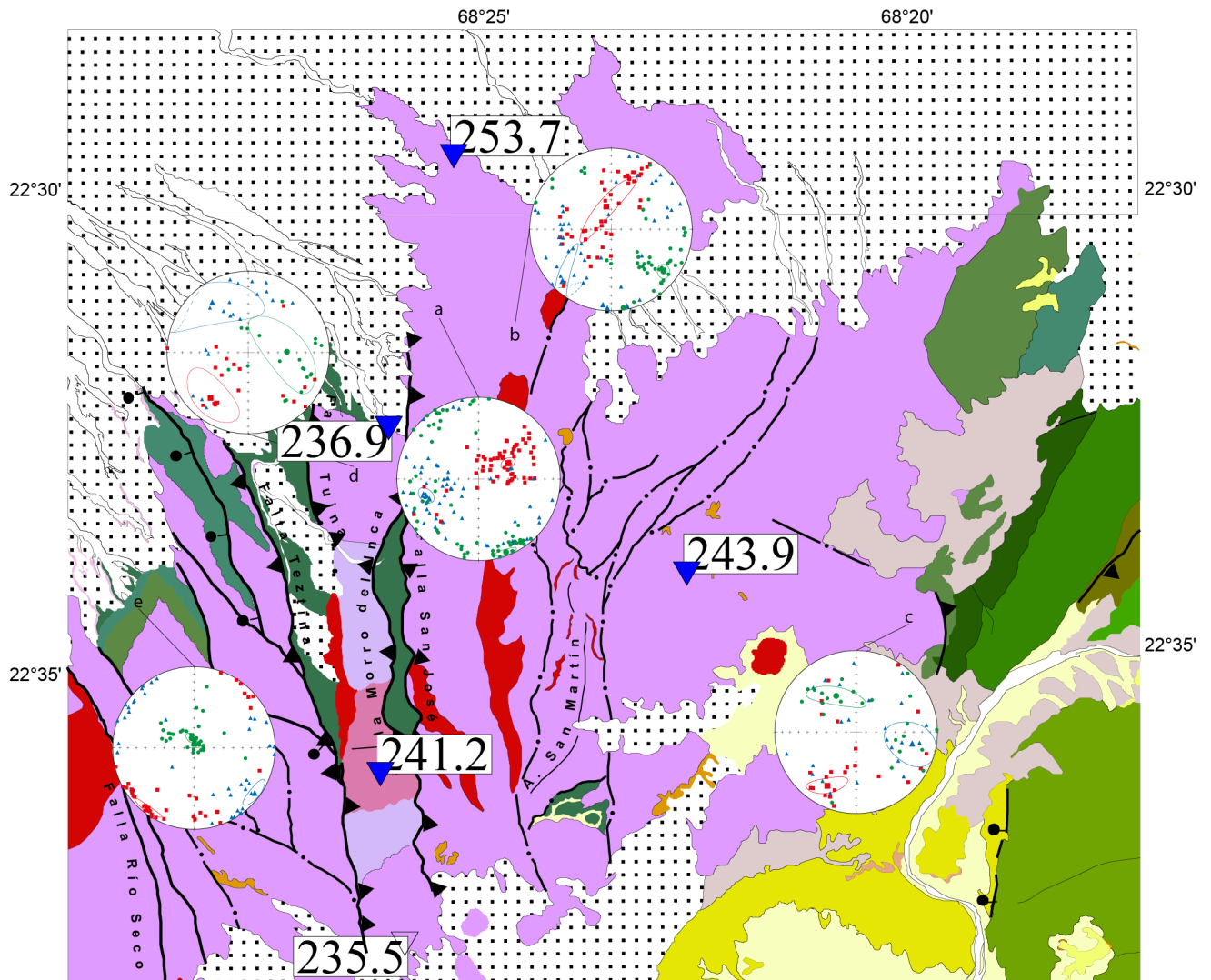


Figura 24: Estereogramas para la zona de Tuina, los datos se muestran desbasculados. 'a', 'b' y 'c' representan datos de este estudio. 'd' y 'e' datos pertenecientes a Narea (2015). Rojo= k_1 ; azul= k_2 ; verde= k_3 .

Es difícil pensar en un evento compresivo conjunto a la deposición de la Fm. Tuina que explicara las diferencias en la fábrica magmática. Parece más probable una diferencia entre el régimen frágil-ductil, ya sea por la profundidad de enterramiento o la cercanía a fuentes de calor, durante el o los eventos tectónicos.

Si esta foliación representara direcciones de deformación, es posible que su dirección debiese ser corregida por la magnitud de la rotación en esta unidad.

ANEXO 2: Bases Teóricas del Paleomagnetismo

Descripción

El principal objetivo del paleomagnetismo es obtener una “fotografía” de configuraciones del campo geomagnético pasado. Para esto es necesario entender, al menos de manera básica, que es el campo geomagnético. A continuación se revisan algunos conceptos asociados. El contenido esta basado en la versión electrónica de Butler (1992), disponible online de forma gratuita gracias al autor.

Necesitamos definir, en principio, **M**, momento magnético; **J**, magnetización; **H**, campo magnético; χ , susceptibilidad magnética. La unidad de carga magnética más pequeña es un dipolo magnético. Así se define el *momento dipolar magnético*, o *momento magnético* refiriéndose a un par de cargas magnéticas o a un circuito de corriente. M es:

$$M = mI$$

Donde m es la magnitud de la carga, I es el vector infinitesimal que las separa, y para una corriente:

$$M = I A n$$

Con, A el área del circuito, e I, la corriente eléctrica y, n perpendicular al plano de la corriente usando la regla de la mano derecha con respecto a la corriente.

El campo de fuerza magnética o campo magnético, H, en una región se define como la fuerza que una unidad de carga magnética sufre en esa región. Es, en cualquier caso, más útil definir el torque sufrido por un dipolo al exponerlo a un campo magnético.

$$\Gamma = M \times H = MH \sin \hat{\Gamma}$$

Donde θ es el ángulo entre M y H, y $\hat{\Gamma}$ es el vector unitario paralelo a Γ . Un momento magnético que es libre de rotar se alineará con el campo magnético, por ejemplo la aguja de una brújula.

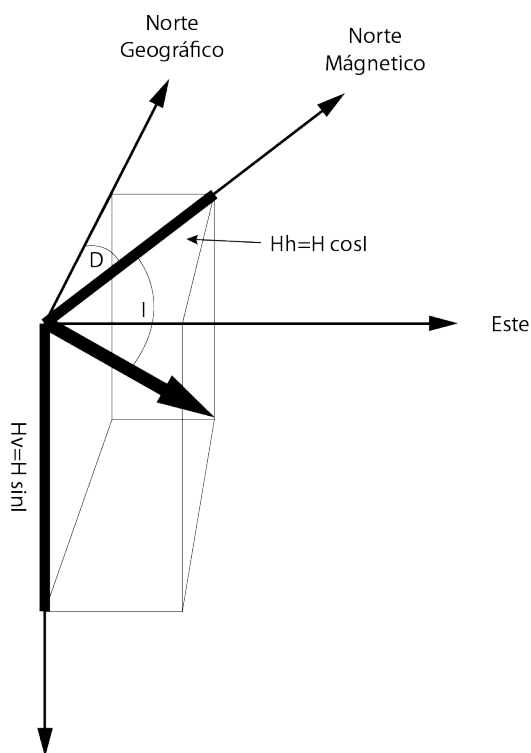


Figura 25: Diagrama componentes campo magnético

La energía de alineación de un momento magnético con un campo magnético se puede expresar como :

$$E = -M \cdot H = -MH \cos \theta$$

La intensidad magnética, o magnetización, J, de un material es el momento dipolar neto por unidad de volumen.

$$J = \frac{\sum_i M_i}{\text{volumen}}$$

Existen dos tipos de magnetización: magnetización inducida y magnetización remanente. Cuando un material es expuesto a un campo magnético H adquiere una magnetización inducida J. Estas cantidades se relacionan mediante la susceptibilidad magnética χ :

$$J_i = \chi H$$

La expresión anterior sugiere que H y J son paralelas, lo cual no es cierto para todos los materiales. Algunos presentan anisotropía magnética, entonces, χ debiese ser representado como un tensor, requiriendo una matriz de 3×3 para su total

descripción.

Además, un material puede poseer una magnetización remanente J_r . Esta magnetización representa un 'record' de campos magnéticos pasados que han actuado sobre el material.

En paleomagnetismo solemos describir el campo geomagnético en la superficie en terminos de un par de ángulos (Figura 2), I , inclinación, y D , declinación; con H como la magnitud del vector de campo geomagnético superficial \mathbf{H} . La componente vertical H_v , definida positiva hacia abajo es:

$$H_v = H \sin I$$

La inclinación, I , representa el ángulo de \mathbf{H} con respecto a la horizontal, en el rango -90° a $+90^\circ$ definido como positivo hacia abajo. La componente horizontal, H_h , esta dada por:

$$H_h = H \cos I$$

donde las componentes geograficas norte y este quedan respectivamente:

$$H_N = H \cos I \cos D \quad H_E = H \cos I \sin D$$

Donde D es la declinación, el ángulo desde el norte geográfico a la componente horizontal, de 0° a 360° , positivo en el sentido del reloj. Determinando I y D describe la dirección del campo geomagnético por completo. Si las componentes son conocidas, la intensidad total esta dada por:

$$H = \sqrt{H_N^2 + H_E^2 + H_V^2}$$

Modelo del Dipolo Axial Geocéntrico

Dipolo Axial Geocéntrico, o GAD, por sus siglas en inglés, GEOCENTRIC AXIAL DIPOLE, es un concepto central en muchos principios del paleomagnetismo. El modelo presenta

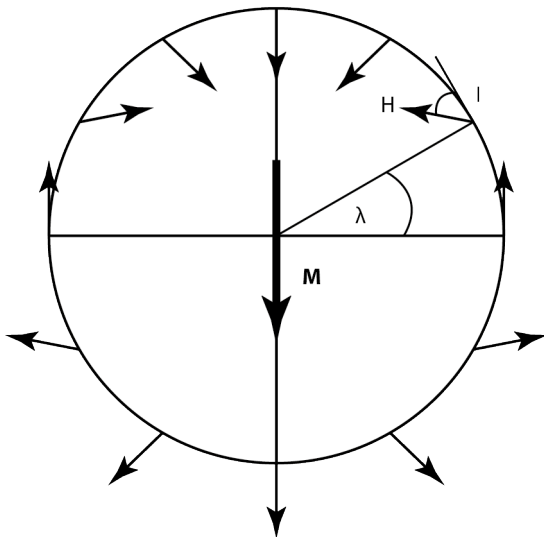


Figura 26: Modelo del Dipolo Axial Geocéntrico

geográfico hasta $+90^\circ$ en polo norte geográfico. Para GAD, $D=0^\circ$ (declinación) en toda la superficie terrestre.

El Campo Geomagnético actual

La morfología del campo actual se puede observar mejor en mapas *isomagnéticos*, que muestren algún aspecto elegido del campo geomagnético en una mapa del planeta.

Variación secular del campo geomagnético

un dipolo único en el centro de la Tierra y alineado con su eje de rotación (Figura 3). El campo del GAD tiene las siguientes propiedades:

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

$$H = \frac{M}{r_e^3} \sqrt{1 + 3 \sin^2 \lambda}$$

Donde M es el momento dipolar del GAD; λ , la latitud geográfica, en el rango de -90° en el polo sur a $+90^\circ$ en el polo norte; y r_e es el radio medio Terrestre.

La inclinación del campo puede ser determinada por,

$$\tan I = \left(\frac{H_v}{H_h} \right) = \left(\frac{2 \sin \lambda}{\cos \lambda} \right) = 2 \tan \lambda$$

donde I aumenta desde -90° en el polo sur geográfico hasta $+90^\circ$ en polo norte geográfico. Para GAD, $D=0^\circ$ (declinación) en toda la superficie terrestre.

La dirección y magnitud del campo geomagnético cambia con el tiempo. Los cambios con periodos entre 1 año y 10^5 años constituyen la variación secular geomagnética. Estas variaciones muestran substanciales cambios direccionales.

patrones de variación secular son similares en regiones subcontinentales, pero varían considerablemente de continente a continente. Estos patrones se comportan de forma aleatoria.

Origen del campo geomagnético

El origen del campo magnético no se entiende en profundidad. Las teorías más plausibles apuntan a la generación del campo geomagnético en el núcleo externo fluido de la Tierra por algo 'tipo' un *dinamo magneto-hidrodinámico*. De hecho, modelos dinámicos completos no se han logrado, pero la plausibilidad de un origen magneto-hidrodinámico esta bien establecida.

Unidades

Todo sistema de unidades es un grupo arbitrario de nombres que se usan para facilitar la comunicación sobre cantidades medidas o calculadas. Estas unidades se pueden entender como una combinación de algunas cantidades (medidas) fundamentales: masa, longitud, tiempo y carga eléctrica. La literatura previa a 1980 usa el sistema 'cgs', cuyas medidas fundamentales son el gramo (g), centímetro (cm), segundo (s), y coulomb (C). Posteriormente se recomienda el uso del sistema internacional (SI). Las unidades fundamentales del SI son el kilogramo (kg), el metro (m), el segundo (s) y el coulomb (C).

En cgs, las cantidades básicas son:

\mathbf{B} = inducción magnéticas

\mathbf{H} = campo magnéticos

\mathbf{J} = momento magnético por unidad de volumen, o magnetización

Estas se relacionan entre sí de la siguiente forma:

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H} + 4\pi \mathbf{J}$$

donde:

$$\mathbf{J} = \chi \mathbf{H}$$

χ = susceptibilidad magnética

y: μ_0 = permeabilidad del espacio libre = 1.0

\mathbf{B} , \mathbf{H} y \mathbf{J} tienen las mismas unidades fundamentales, sin embargo la práctica común ha sido usar gauss (G) para \mathbf{B} , oersteds (Oe) para \mathbf{H} y gauss o emu/cm³ para \mathbf{J} .

En el sistema internacional (SI), \mathbf{B} , \mathbf{H} y \mathbf{J} (magnetización), también se usan, además de una cantidad adicional, \mathbf{M} , introducida como momento magnético por unidad de volumen (Densidad volumétrica del momento magnético). Estas cantidades en SI se relacionan entre sí de la siguiente forma:

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H} + \mathbf{J} \quad \mu \pi \chi$$

donde $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ henries/m = permeabilidad del espacio libre y

$$\mathbf{J} = \frac{\chi \mathbf{H}}{\mu_0}$$

En SI, \mathbf{B} y \mathbf{J} tienen las mismas unidades fundamentales, tesla (T), y \mathbf{M} , y \mathbf{H} amperes/metro (A/m). χ es adimensional.

	<i>Sistema cgs (emu)</i>		<i>Sistema Internacional (SI)</i>		Conversión
	Unidades Fundamentales	Unidad	Unidades Fundamentales	Unidad	
Energía		erg		joule (J)	1 erg = 10^7 joule
Fuerza (F)	g cm s^{-2}	dina	kg m s^{-2}	newton (N)	1 dina = 10^{-5} newton
Corriente (I)	10 C s^{-1}	abamperio	C s^{-1}	amperio (A)	1 abamperio = 10 amperio
Inducción Magnética (B)	$0.1 \text{ g s}^{-1} \text{ C}^{-1}$	gauss (G)	$\text{kg s}^{-1} \text{ C}^{-1}$	tesla (T)	1 gauss = 10^{-4} tesla
Campo Magnético (H)	$0.1 \text{ g s}^{-1} \text{ C}^{-1}$	Oersted (Oe)	$\text{C s}^{-1} \text{ m}^{-1}$	amperio m^{-1} (A/m)	1 Oe = $(1/4\pi) \times 10^3$ A/m
Magnetización (J)	$0.1 \text{ g s}^{-1} \text{ C}^{-1}$	gauss (G) (=emu cm^{-3})	$\text{kg s}^{-1} \text{ C}^{-1}$	tesla (T)	1 gauss = $4\pi \times 10^{-4}$ tesla
Momento Magnético Dipolar/Unidad de Volúmen	$0.1 \text{ g s}^{-1} \text{ C}^{-1}$	gauss (G) (=emu cm^{-3})	$\text{C s}^{-1} \text{ m}^{-1}$	A/m	1 gauss = 10^3 A/m
Momento Magnético	$0.1 \text{ g s}^{-1} \text{ C}^{-1} \text{ cm}^{-3}$	Gauss cm^3 ($\text{G cm}^3 = \text{emu}$)	$\text{C s}^{-1} \text{ m}^{-2}$	Am^2	1 gauss $\text{cm}^3 = 10^{-3} \text{ A m}^2$
Susceptibilidad Magnética (χ)	Adimensional		Adimensional		χ (cgs) = $4\pi \chi$ (SI)

Tabla 5: Unidades y Conversiones comunes en paleomagnetismo.

ANEXO 3: Rotaciones publicadas

REF: Referencia; SITE: Nombre sitio; AGE:

Edad usada para cálculo de rotación; LAT,

LONG: Latitud, Longitud; DOBS, INC, A95:

declinación inclinación observada y 95% de

confianza, ROT, DR: Rotación calculada y

error.

REF	SITE	AGE	LAT	LONG	DOBS	INC	A95	ROT	DR
11	Inchasi	0	-19.7	-65.3	355	-30	9	-3.6	8.5
2	Ayacucho	0	-13.11	-74.19	-1.3	-22.1	5.4	0.4	4.9
5	CanyonHuaylas	0	-9.67	-77.47	348.1	-18.4	5.4	-10	4.8
4	i	0	-34.1	-70.41	2.7	-57.6	4.3	4.6	6.7
7	Miomara	0	-22.96	-65.385	12.3	-37.9	19.2	13.7	19.8
9	Micana	10	-17.5	-67.5	355	-26	6	-3.5	5.6
9	QbdaHonda	10	-22	-65.5	18	-41	4	19.4	4.5
18	Totorá	10	-17.5	-68.3	347	-22	3	-11.5	3
11	Granada	10	-22.6	-66.5	1	-31	7	2.5	6.7
11	Lipiyoc	10	-22.5	-67	358	-34	8	-0.5	7.9
20	Huaco	10	-30.5	-68.45	10.7	-38.7	11.3	12.4	11.8
20	Hualfin	10	-27.22	-66.83	9.9	-32.2	10.9	11.5	10.5
20	StMaria	10	-26.78	-66.02	20.1	-39.3	33.5	21.6	36.4
20	Tinogasta	10	-28.74	-68	20	-52.8	17	21.6	23.2
19	El_Loa	10	-22.3	-68.6	1	-46	7	2.6	8.2
17	Arizoro	10	-24.6	-67.2	12	-39	3	13.5	3.5
17	Cachi	10	-25.22	-66.03	34.7	-34.7	4.7	36.2	4.9
17	LosCobres	10	-24.25	-66.45	17	-31.9	14.1	18.5	13.4
9	Quehua	10	-20	-67	15	-38	9	16.5	9.3
9	Corque_sincline	10	-17.5	-68.2	346.6	-22.4	2.5	-11.9	2.7
9	Quechua	10	-19.9	-66.9	15.3	-37.9	9.3	16.8	9.6
16	Pozuelos	10	-22.4	-66.1	5.4	-45.9	6	6.8	7.1
16	SanJuan	10	-22.4	-66.4	3	-35.3	5.6	4.5	5.7
3	Huacachollu	10	-16.3	-70.3	-13.6	-25.8	6.5	-12	6
3	Huacachollu2	10	-16.35	-70.258	351.8	-26.2	10.2	-6.6	9.2
3	Huanta	10	-13.11	-74.39	-14.3	-24.2	7	-12.6	6.3
5	subandes	10	-15	-67	-2	-33	21.9	-0.6	21.2
5	0-15	10	-17	-72	2.7	-37.8	10.8	4.4	11.1
5	Altiplano	10	-19.5	-67.5	12	-43	14	13.5	15.5
3	m01	10	-27.238	-70.963	351.6	-38.5	4.4	-6.6	4.8
5	Cajabamba	10	-7.6	-78.07	335.4	-13.1	5.1	-22.7	4.4
5	SanMarcos	10	-7.33	-78.1	3.2	-16.3	10.2	5.1	8.6
4	L13	10	-35.873	-70.679	33.3	-63.5	19	35.2	37.5
9	Cerdas	10	-20.8	-66.3	10	-39	7	11.5	7.6
3	Descanso	10	-14.55	-71.3	-33.4	-32.3	11.9	-31.6	11.5
3	Altiplano	10	-20	-68	10	-42	10	11.6	11.1
3	Camargo	10	-21.5	-65.25	2	-42	4	3.4	4.9
11	Ocos	10	-13.4	-74	346	-32	5	-11.9	5.2
9	Salla	20	-17.2	-67	353.4	-37.4	5.4	-5.1	5.9
3	Sallali	20	-13.36	-74.29	-11.6	-30.2	16.7	-9.5	15.7
3	subandes	20	-12.7	-71.35	-10.7	-22.9	7	-8.9	6.5
11	Paciencia	20	-22.6	-68.3	20	-27	14	21.7	12.8
11	Guadalupe	20	-21.8	-66.5	37.5	-38.6	10.8	39	11.3
11	Lipez_sed	20	-21.7	-66.6	8	-44.7	14.9	9.5	17.1
9	N_Uyuni	20	-20	-67	-1.6	-41.1	16.7	-0.1	18.1
3	El_Loa	20	-22.42	-68.42	359.9	-38.9	6.4	1.6	7
5	Chilcatay	20	-14.8	-75.5	348	-29.8	4.8	-9.8	4.9
5	15-25	20	-17.1	-71.8	-1.9	-49.5	8	0	10.2
5	Oxaya	20	-18.7	-70	1.8	-35.9	6.5	3.6	6.8
5	Nazca	20	-14.8	-74.7	-17	-25	7	-14.8	6.6
6	R2	20	-14.6	-74.3	354	-32.6	7	-3.9	7
4	f	20	-33.61	-70.52	20.2	-54.9	6.1	22.3	8.9
6	P	20	-14.6	-74.3	354	-32.6	7	-3.9	7
9	Salla	20	-17.2	-67.7	353	-37	5	-6.7	5.5
3	Oli	20	-27.854	-69.267	9.4	-54.2	8.4	10	11.8
9	subandea	20	-20.6	-64	5	-32	7	4.8	7
6	subandean	20	-19.95	-63.9	4	-30	12	3.8	11.4
6	subandean	20	-20.45	-63.9	7	-31	9	6.8	8.7
6	subandean	20	-20.73	-63.85	10	-33	22	9.8	21.4
6	subandean	20	-22.4	-64.5	35	-44	19	34.9	21.7
9	surco	20	-12	-76.4	348.9	-34.1	12.8	-9.7	12.6
5	CruzPortillo	20	-17.264	-71.163	-15.7	-40.8	9.1	-14.9	9.9
5	Inferillo	20	-16.305	-72.43	-28.4	-28.1	5.4	-27.5	5.4
5	Azapa	20	-19.084	-70.101	-4.3	-33.9	5.3	-3.7	5.6
5	Huacachollu1	20	-15.92	-70.595	349.2	-20.7	17.2	-10.1	14.9
7	Moreta	20	-22.429	-65.853	27.4	-30.5	25.7	27.5	24.3
34	QuiñtoasFm	30	-25.807	-67.892	7.4	-41	6.1	7.8	6.9
34	AstaboruagaFm	30	-27.634	-68.723	27.3	-45.5	5.8	27.8	7.1
4	L11	30	-34.199	-70.608	6.4	-52.6	18.5	7.2	25.3
4	E_Ltemp	30	-34.89	-70.52	24.4	-58.4	2.4	25.2	4.6
4	E_Htemp	30	-34.89	-70.52	23.2	-49.1	5.1	24	6.8
4	E	30	-34.89	-70.52	35.1	-44.6	3.8	35.9	5.1
5	CruzBronce	30	-17.397	-71.021	-21.9	-32.9	6.2	-21.2	6.3
4	Chuquichaambin	30	-17.88	-68	-30.6	-26.8	7.7	-30.2	7.3
4	ChuquichambiS	30	-18.38	-67.63	-20.4	-29.7	16.3	-20.1	15.3
9	Viacha	30	-16.8	-68.5	-10.7	-31.6	10.9	-10.3	10.5
3	San_Pedro	30	-22.66	-68.17	6.2	-38	6.7	6.6	7.2
3	Arizoro	30	-24.61	-67.27	1.1	-35.4	7.8	1.4	8
30	H_92_Pac	30	-22.66	-68.153	20	-27	13.5	20.4	12.4
3	j13	30	-26.482	-69.433	18.4	-52.8	2.3	19.4	4.2
5	Moqueg	30	-17.212	-70.955	-42.4	-34.1	7.3	-41.2	7.5
6	Ch	40	-13.94	-73.12	289.2	-36.4	9.2	-69.3	9.5
6	A	40	-13.63	-72.23	318.7	-36.3	11.2	-39.9	11.4
6	Cub	40	-13.7	-71.9	352.8	-24.3	10.3	-5.9	9.4
6	22	40	-13.48	-72.1	291.5	-32.9	7.7	-67.2	7.8
6	34	40	-14.35	-73.16	350.9	-12.4	5.4	-7.6	5.1
6	76	40	-13.56	-73.14	316.1	-16.8	6.7	-42.4	6.1
6	77	40	-13.56	-73.14	308.6	-28.9	15.4	-49.9	14.3
6	72	40	-14.04	-73.23	278.7	-42.8	4.2	-79.8	5.2
8	L7	40	-28.585	-69.874	47.4	-23.3	14	48.5	12.6
8	L14	40	-31.65	-70.75	357.5	-44.6	9.4	-1.1	11
5	Canuto	40	-17.69	-70.482	-35.7	-36.8	3.8	-34.6	4.6
5	Jahuay	40	-16.881	-70.917	-34.4	-31.5	5.7	-33.2	5.9
3	p6	40	-26.66	-69.42	35.3	-58.1	4.7	-5.7	7.7
3	FC1	40	-27.81	-69.49	19.8	-47.2	7.5	20.9	9.3
3	FC2	40	-27.63	-69.43	21.3	-52	6.2	22.3	8.6
3	FC3	40	-28.02	-69.45	46.7	-60.6	9.3	47.8	15.6
23	Cajamarca	40	-7	-79	333.4	-20.6	5.7	-24.3	5.4
3	LP_north	40	-22.148	-68.935	2.1	-45.2	10.5	3	12.3
3	LP_south	40	-22.376	-68.996	17.4	-50.4	6.5	18.3	8.6
3	FPC	40	-22.283	-68.958	353.2	-53.1	5.4	-5.9	7.7
8	L5	40	-28.45	-70.05	53.5	-57.3	18.3	59.7	28.6
2	T6	40	-27.7	-70.1	42.2	-44.3	10.2	48.3	11.8
5	Caravelli	40	-15.816	-73.398	-58.6	-38.3	5.2	-52.6	5.8
5	Coral_Pena	40	-15.892	-73.529	-55.9	-44.7	6.3	-49.9	7.5
5	Vitor	40	-16.474	-71.949	-49.7	-28.5	8.1	-43.9	7.8
13	Cerrillos	40	-27.7	-69.6	11.7	-51.8	15.4	17.8	20.5
21	Coranzuli	50	-23.05	-66.38	36.4	-38.4	9.5	41.6	10.1
5	Camina	50	-19	-69.45	1.7	-47	15.2	7.2	18.3
5	Huancarqui	50	-16.116	-72.468	-48.7	-35.5	7.2	-42.9	7.5
3	pd2	50	-26.55	-69.29	358	-62.1	17.5	3.9	32.1
2	T21	50	-27.3	-70.2	34.1	-41.9	5	43.1	5.7
2	T22	50	-27.7	-70.2	42.2	-44.3	10.2	51.2	11.6
2	T28	50	-27.6	-70.2	47.7	-45	22.4	56.7	26.2
8	L4	50	-28.27	-70.27	36	-60.4	4.5	45.1	7.6
2	T2	50	-27.3	-70.2	34.1	-41.7	5	43.1	5.7
2	T25	60	-26.8	-69.9	29.1	-45.1	7.8	38	9.1
2	T26	60	-27.5	-70.1	25.8	-43.4	7.2	34.8	8.2
8	L6	60	-28.595	-69.836	50.3	-41.4	12	59.4	13
4	L2	60	-30.3	-70.719	6	-57.4	9.1	15.4	13.8
3	cv2	60	-26.97	-69.99	34.3	-63	9.4	43.2	17
3	cv3	60	-25.12	-69.75	29.7	-49.6	8	38.4	10.1
3	cv4	60	-25.78	-69.5	20.5	-48.4	9.1	29.3	11.2
3	p1	60	-26.67	-69.56	345.2	-55.1	14.8	-5.9	21.3
3	p3	60	-26.76	-69.74	27.4	-61.4	13.1	36.3	22.7
3	P7&RTCVs	60	-26.82	-69.531	40.6	-52.9	11.4	49.5	15.4
5	Toquepala	60	-17.19	-70.92	-32.4	-38.5	7.8	-24.1	8.2
6	Arequi	60	-16.5	-71.706	-50.9	-39.2	13.7	-42.6	14.4
24	T8	60	-28.8	-70.7	31.5	-50.7	4.3	40.7	5.8
14	RTCVn	60	-26.482	-69.381	40.1	-38.5	12.1	48.9	12.6
13	RIEb	60	-27.57	-70.17	46.8	-45	5.2	55.8	6.2
9	Copacabanaa	60	-18.77	-67.55	31.6	-31.3	16.1	-34.4	15.3
9	LaCaabaAata	60	-17.5	-66.33	3.7	-43.6	3.4	11.4	4.2
9	Maragua	60	-19.05	-65.43	8.6	-39.9	5.2	16.3	5.7
9	Sucusuna	60	-18.08	-65.75	324.6	-47.3	4.7	-27.7	5.9
9	Tiupampa	60	-18	-65.5	347.2	-38.1	7.9	-5.1	8.3
9	Umayo	60	-15.8	-70.1	319.2	-24	10.4	-32.7	9.3
4	10	60	-23.2	-69	46.5	-39.9	0	55	1.9

17	LaQuiaca	80	-22.2	-65.5	22.3	-22.4	12	28.8	10.7
3	Purilactis	80	-22.8	-68.4	41	-36	9	47.8	9.3
12	5	80	-23.8	-69.6	18.8	-35.7	0	25.8	2.6
12	6	80	-23.5	-69.5	23.3	-57	0	30.2	2.6
12	7	80	-23.2	-69.5	14.3	-35.9	24.1	21.2	24.4
12	8	80	-23.2	-69.4	357.7	-53.8	17.7	4.6	24.9
12	9	80	-23.1	-69.2	28.2	-63.6	19.3	35.1	38.5
12	e	80	-23.2	-68.6	15.6	-41	16.7	22.4	18.1
12	f	80	-23.1	-68.5	7.9	-46.2	20.7	14.7	24.7
12	h	80	-22.8	-68.2	-3.1	-43	12	3.7	13.5
12	i	80	-22.8	-68.5	12.4	-37	15.3	19.2	15.7
12	Q_Mala	80	-23.2	-69.4	15.6	-51.9	9.5	22.5	12.7
13	RiCS	80	-27.65	-69.637	21.6	-48.5	22.9	28.9	28.9
9	Otavi	80	-20	-65.3	-10	-48	15	-3.7	18.4
3	cv1b	80	-25.94	-69.86	30.3	-47.5	16.8	37.4	20.4
8	L2	80	-28	-70.2	50.5	-50.5	16	57.8	20.7
8	L13	80	-31.013	-70.632	27.8	-50.9	9.1	35.4	12
7	Pirgua	80	-22.704	-66.05	40.9	-42.6	8.4	47.5	9.5
7	Pirgua	80	-22.704	-66.05	358.6	-30.7	11.9	5.2	11.4
1	K1	80	-22.675	-68.288	36.4	-36.6	3.2	43.2	4.1
1	K2	80	-22.555	-68.293	9.6	-34.2	14.4	16.4	14.2
30	H_92_Pur	80	-22.677	-68.304	41	-36	8.9	47.8	9.2
8	L11	80	-29.407	-70.857	1	-60.5	14	4.2	23.7
6	L1	90	-14.04	-73.3	296.1	-27.9	11.2	-60.9	10.4
9	Chaunaca	90	-18.98	-65.43	45.3	-25.6	5.8	47.7	5.6
25	PuentePiedra	90	-11.9	-77.1	343	-29	3	-13.7	3.4
9	Lima	90	-12	-76.9	335	-28	5	-24.9	5.3
8	L12	90	-29.29	-70.87	17	-48.9	5.7	16.6	7.6
4	Caleu	90	-33	-71	12.4	-55.5	1.7	12	4.1
9	KharaKhara	100	-18.82	-65.75	339.8	-29.4	2.4	-21	3.6
9	KheaKhea	100	-18.02	-66.43	356.3	-29.8	2.6	-4.4	3.7
9	Macha	100	-18.77	-66.02	4.8	-29.7	2.9	4	3.9
9	Maragua	100	-18.93	-65.82	352.1	-34.4	12.7	-8.7	12.7
9	Ravelo	100	-18.82	-65.53	350	-33.2	6.2	-10.8	6.6
10	ChalaRemag	100	-15.85	-74.23	309.7	-47.2	6.2	-50.4	7.8
10	ChalaRemag	100	-15.85	-74.23	324.9	-25.1	4.4	-35.2	4.8
10	Ilo	100	-17.44	-71.38	330.9	-39.9	8.5	-29.4	9.3
10	LaYarada	100	-18.09	-70.5	330.6	-38.1	6	-29.8	6.7
20	Cafayate	100	-25.75	-65.68	357.1	-42.8	14.8	-3.7	16.6
12	1	100	-23.6	-69.8	28.4	-45.6	4	27.9	5.5
12	2	100	-23.5	-69.8	45.2	-44.6	10.2	44.7	11.9
12	3	100	-23.3	-69.8	49.2	-39.7	6.9	48.7	7.8
12	4	100	-23.2	-69.6	33.3	-50.2	9.5	32.8	12.3
12	d	100	-23.2	-68.6	36.6	-39	10.6	36	11.4
12	g	100	-23	-68.5	19.6	-38.4	10.5	19	11.2
12	Rencoret	100	-23	-69.8	30.7	-45.9	5.6	30.2	7.1
12	Paradero	100	-23.3	-69.8	42.2	-44.6	5	41.7	6.4
3	Cifuncho	100	-25.6	-70.6	40	-54	15	39.6	21.1
3	Purilactis	100	-22.3	-68.3	32.1	-37.6	6.1	31.5	6.8
5	suca	100	-18.9	-70	351.2	-38	3	-9.2	4.2
9	Casma	100	-10.5	-76	337.4	-25.4	8.3	-22.5	7.8
2	T23	100	-27.7	-70.2	36.6	-38	10.8	36.2	11.4
4	L3	100	-30.97	-71.057	10.5	-52.8	9.8	10.1	13.5
4	L4	100	-31.303	-71.076	23.6	-53.4	11.7	23.2	16.2
4	L5	100	-31.719	-71.12	7	-50.5	8.8	6.6	11.6
4	L6	100	-32.116	-71.452	0.3	-58	6.5	-0.1	10.4
4	L8	100	-32.152	-71.01	359.7	-54.8	3.7	-0.7	6.1
4	L9	100	-32.156	-71.157	4.8	-55.2	5.4	4.4	8.3
4	L10	100	-33.965	-70.996	16.7	-63.1	25.2	16.3	56.3
4	PutahT	100	-32.54	-70.69	10	-57.3	6.5	9.6	10.2
4	SanFel	100	-32.76	-70.74	5.1	-49.6	6.1	4.7	8.2
4	C	100	-34.6	-71	17	-50.3	5.5	16.6	7.7
1	K3	100	-22.57	-68.485	38.3	-44.2	9.3	37.7	10.8
1	K4	100	-22.54	-68.477	35.8	-51.9	9.4	35.2	12.6
1	K5	100	-22.572	-68.324	23.8	-35.8	6.6	23.2	7.2
1	K6	100	-22.536	-68.444	67	-36.4	4.1	66.4	5
1	K7	100	-22.518	-68.452	16.4	-45	4.9	15.8	6.3
31	KA_Pur	100	-22.57	-68.485	28.7	-41.9	9.4	28.1	10.6
33	C_rio_Huaco	100	-29.1	-68.9	7.9	-34.9	18.3	7.3	18.3
26	AricaDykes	100	-18.6	-70.3	345	-26	3.3	-13.3	4
23	CajamaracEstD	110	-7.6	-78	346	-24	6.5	-12.7	6.3
23	CajamarcaW	110	-7.4	-78.5	324.8	-26.5	5.7	-33.9	5.7
4	L12	110	-35.821	-70.787	22	-63	14.7	23.9	27.4
2	T27	110	-27.6	-70.2	46.8	-45	5.2	50.5	6.3
26	AtajaAza	120	-18.8	-70.3	345	-26	4.1	-11.5	4.2
3	Coloso	120	-23.5	-70.5	26	-34	8	29.6	8
3	Coloso	120	-23.8	-70.4	9	-25	7	12.6	6.6
15	RCORe	120	-26.69	-70.277	37.2	-39.3	11.6	40.9	12.3
4	L1	120	-30.436	-70.988	12.9	-45.8	13.9	16.7	16.3
8	L8	120	-28.96	-71.048	42.6	-37.2	5.8	48.8	6.3
5	Cuya	130	-19.2	-70.2	346	-21	8	-8.1	7.2
14	RTQCB	130	-26.801	-69.497	27.8	-39.5	11.6	34	12.3
14	RTQCn	130	-26.649	-69.399	1	-38.3	10.6	7.2	11.1
14	RTQCn	130	-26.649	-69.399	358.5	-47.8	8.3	4.7	10.2
14	RTmrv	130	-26.475	-69.43	326.6	-36.2	11.6	-27.2	11.8
13	Riqm	130	-27.62	-69.52	23.7	-40.9	20.5	30	22.2
15	RCOLT	130	-26.49	-70.36	38.7	-41.5	12	44.9	13.1
3	CC2+CV1a	130	-25.51	-70.37	19.2	-42.1	12.3	25.3	13.6
3	pd1	130	-26.57	-68.97	0.8	-38.9	5.5	7.1	6.2
3	C21	130	-26.182	-69.251	17.8	-44.5	3.7	24	4.8
12	QMonardes	130	-27.6	-69.5	23.7	-40.9	20.5	33.1	22.7
5	Cuya	140	-19.2	-70.3	351	-40	7	-0.1	8.8

3	plutons	140	-24.5	-70.5	28	-34	11	30.8	12.1
12	M	150	-23.4	-70.1	41	-44.8	7.9	43.8	10.5
3	La_Negra	150	-24	-70	27	-29	8	29.8	9.2
15	RCOLA	150	-26.342	-70.43	44	-48.6	11.2	46.8	14.8
3	rcofl	150	-26.568	-70.655	50	-44.3	6.7	52.8	9.5
27	Camaraca	150	-18.6	-70.3	339	-37	6	-20.4	7.4
3	J12	160	-26.369	-69.308	22.2	-56.3	2.7	22.8	6.1
10	Chala_J	170	-15.85	-74.23	290.5	-31.3	16	-68.8	15.6
27	Camaraca	170	-18.5	-70.3	352	-38	3	-14.6	4.2
12	15	180	-22.2	-70.2	5.6	-38.3	20.4	-1.2	21.3
12	16	180	-23.7	-70.4	17.3	-45.9	19.9	10.4	23.6
12	La_Negra	180	-23.7	-70.4	10	-28	6	3.1	6.2
15	RCoLN	180	-25.99	-70.477	42	-35.5	9.6	35	9.9
3	rcove	180	-26.365	-70.49	48.5	-50.4	10	41.4	13
4	L7	180	-32.13	-71.347	16.9	-52.7	14.2	9.4	19.4
10	OcoAza	200	-16.386	-73.23	270.8	-48.3	10	-102.1	12.4
28	P927	200	-13.529	-73.77	-66.3	-41.3	10.1	-78.8	11.1
13	Ritr1	200	-27.67	-69.42	33.1	-51.1	6.5	17.8	8.8
12	LaTernera	200	-27.6	-69.4	33.1	-52	6.5	17.9	8.9
32	CifunchoFm	200	-25.6	-70.6	36.6	-50	9.6	21.9	12.3
32	PichidanguiFmA	200	-31.2	-70.6	353.1	-50	5.8	-22.7	7.8
32	PichidanguiFmB	200	-31.2	-71.5	11.7	-74.6	6.6	-3.9	20.7
1	K8	250	-22.628	-68.433	32.3	-26.3	4.7	46.4	5.4
1	K9	250	-22.545	-68.435	62.1	-39.7	19	76.2	20.3
31	KA_Tui	250	-22.628	-68.433	54.1	-37.7	19.2	68.2	19.9
35	CerroColorado_Ca	250	-30	-64	3.9	-50.9	7.2	19	9.6
35	ChancañFm	250	-31.3	-65.4	359.1	-43.9	14.6	14.8	16.6
35	PuntadelAgua_Rio	270	-28.6	-68.6	359.3	-60.8	4.9	28.2	8.6
6	L2	290	-13.54	-73.16	275.2	-47	6	-57.5	7.4
29	Tabla_Fm	300	-24.5	-69.333	316.9	-58.8	5.7	-10.9	9.3
29	Cas_Fm	300	-24.417	-68.55	333.5	-48.7	13.3	5.5	16.6
29	Pular_Fm	300	-24.35	-68.533	310.3	-62.3	11.9	-17.7	21.3
32	PastosBlancosFm	300	-31.1	-70.1	33.1	-44.4	6.9	68.4	8.3
33	PatquiaFm	300	-29.101	-68.901	353.5	-60.4	11.3	27.6	18.9

Referencias

- Narea et al., 2005
- Taylor et al., 2007
- Arriagada et al., 2006
- Arriagada et al., 2013
- Roperch et al., 2006
- Roperch et al., 2011
- Maffione et al., 2009
- Peña et al., en prep
- Richards y Butler, 2004
- Roperch y Carlier, 1992
- Somoza y Singer, 1996
- Arriagada et al., 2003
- Riley et al., 1993
- Randall et al., 2001
- Randall et al., 1996
- Prezzi et al., 2004
- Coutand et al., 1999
- Roperch et al., 1999
- Somoza et al., 1999
- Aubry et al., 1996
- Prezzi y Alonso, 2002
- Kissel et al., 1991
- Mitouard et al., 1992
- Taylor et al., 2002
- May y Butler, 1985
- Heki et al., 1985
- Palmer et al., 1980
- Gilder et al., 2003
- Jesinkey et al., 1987
- Hartley et al., 1992
- see REF: 1
- Forsythe et al., 1987
- Geuna et al., 2010
- Arriagada et al., 2008
- Geuna et al., 2004