



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

ORIGEN DE LA ZONA DE DEFORMACIÓN ENTRE LOS VALLES YESO Y VOLCÁN
(~33.45°S) A PARTIR DE LA INTERPRETACIÓN DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA DE LAS
ROCAS ESTRATIFICADAS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

NATALY FERNANDA MIRANDA PINO

PROFESOR GUÍA:
FERNANDO POBLETE GÓMEZ
PROFESOR CO-GUÍA:
MATÍAS PEÑA GÓMEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ÍTALO PAYACÁN PAYACÁN
LUISA PINTO LINCOÑIR

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por Fondecyt N°1200428

Santiago de Chile
2023

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE GEÓLOGA
POR: NATALY FERNANDA MIRANDA PINO
FECHA: 2023
PROF. GUÍA: FERNANDO POBLETE GÓMEZ

ORIGEN DE LA ZONA DE DEFORMACIÓN ENTRE LOS VALLES YESO Y VOLCÁN
(~33.45°S) A PARTIR DE LA INTERPRETACIÓN DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA DE LAS
ROCAS ESTRATIFICADAS

En la Cordillera Principal de Chile central entre 33° y 34°S se puede identificar la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (FPCA) la cual durante el Mioceno temprano a medio habría acomodado un acortamiento gradualmente menor hacia el sur. Las estructuras más occidentales de esta zona de deformación exhiben varios cambios de rumbo estableciendo flexuras entre los valles de los ríos Yeso y Volcán cuyo origen es incierto.

Mediante la medición de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) es posible relacionar la fábrica magnética con la deformación de las unidades que abarcan la FPCA, con el fin de comparar las direcciones de acortamiento máximo y de transporte de la zona de deformación. La correlación entre ambos vectores devela si la geometría de la FPCA tiene un origen heredado de arco primario o si corresponde a un oroclino. Para ello, se realizó un muestreo en dos áreas: (1) la zona de muestreo norte que se distribuye a lo largo del valle del río Yeso entre el embalse homónimo y el sector Termas del Plomo, y (2) la zona de muestreo sur concentrada en el sector Lo Valdés en el valle del río Volcán. Mientras que en el norte se obtuvieron muestras de las distintas formaciones que datan del Jurásico tardío hasta el Oligoceno, en el sur los testigos pertenecen a la Formación Lo Valdés, no obstante, en ambos muestreos se recolectaron rocas principalmente sedimentarias.

Los resultados mostraron que existen fábricas con una clara influencia tectónica en ambos valles, pero con un mayor carácter tectónico en valle del río Volcán. En cambio, la anisotropía magnética posee un mayor valor la zona de muestreo norte, debido a la composición y mineralización de estas rocas. Además, a partir de la dirección de los ejes principales de susceptibilidad corregidos por manteo, se observó que existe una diferencia de ~34° en el ángulo de acortamiento máximo entre ambas zonas de muestreo, pasando de una orientación E-W en el norte a una ENE-WSW.

La evidencia sugiere que el plano de acortamiento paralelo difiere de la dirección de transporte en el valle del río Volcán y no en el valle del río Yeso donde la diferencia es despreciable. Por lo tanto, se propone que la flexura de la zona de deformación es un de arco primario con una oblicuidad cercana a los 37° frente al sector Lo Valdés.

Dedico este trabajo, que es la culminación de muchísimos años de esfuerzo, a mi padre quien me enseñó que en la vida, al igual que en el deporte, hay que siempre seguir aprendiendo y mejorando.

Agradecimientos

Cuando pienso en agradecimientos no puedo evitar pensar en el voleibol. Muchos sabrán que gran parte del tiempo que pasé en la facultad lo hice en la cancha y no fue solo por el amor al deporte, sino que toda la gente maravillosa que comparten el mismo simple gusto de no dejar que el balón caiga al suelo. Fue ese concepto el que me ayudó en los momentos más difíciles, que no fueron pocos.

Agradezco a Sebastián Alejandro, quien tuvo la genial idea de crear un espacio para todo quien quisiese jugar una pichanga o mejorar. Le agradezco incluirme en la creación de un grupo organizado que no ha parado de crecer desde entonces y del que me siento enormemente orgullosa. Ahora que ya terminé con esta magnífica etapa, se lo dejo en manos de Andrés, Marti, Dani, Feliú y Peluka a quienes también agradezco su amistad, apane y los almuerzos antes de las pichangas estos últimos años. Espero que sigan nutriendo y cuidando de este proyecto hasta que lleguen al mismo instante en el que me encuentro, cuando ustedes lo pasen a las siguientes generaciones.

También, en las mismas canchas conocí al grupo de personas con los que he formado un vínculo especial. Mis cochinos favoritos, Alex, Diego, Gabo, Jara, Manu, Rafa, Rai, Roberto y Walter (sí, los puse en orden alfabético). Gracias por todo el dirty volley, las salidas, las juntas, los viajes que hemos hecho y los que haremos. Fueron durante todos estos años un soporte importante, creando gran parte de mis recuerdos preferidos y más queridos. Es sustancial mencionar que sin Roberto no habría podido terminar esta memoria, gracias por acompañarme a terreno. Los quiero un montón.

Quiero agradecerle a mi equipo de voleibol ingeniería en el cual puedo distinguir dos grupos. Primero, el equipo viejo, ese del polerón gris y polera rayada, pre-pandemia. A ellas les agradezco incluirme y enseñarme, ayudarme a mejorar año tras año. En segundo lugar, al equipo que dejo este año. Gracias por el cariño que me han entregado, las risas en los entrenamientos, por reconocerme como su capitana y entregar todo en la cancha. Espero que parte de esta energía infinita quede allá con ustedes y que los impulse a ir por más, pero sobre todo, que disfruten a concho jugar. Sientan mi apoyo en todo lo que hagan de ahora en adelante. ¡Qué grande, INJENIERÍA! Let's go!

Un afectuoso agradecimiento a mis compañeros de geogeneración con los que compartí en clases y que colmaron cada terreno de risas, juegos, enseñanzas y mucha geología, que quizás no se nota en este texto, pero de verdad que me gusta. En especial quiero agradecer a Daniel Rivera, por ser conmigo en los trabajos, en los grupos, soportarme en ellos y, a pesar de todo, ser mi amigo. Estoy segura de que serás un excelente geólogo y que lograrás grandes metas en la vida.

A mi amada familia, un tremendo gracias por apoyarme, por tratar de entender esta cabeza loca por el voleibol y la geología, por todo lo que me han entregado en esta vida. A mi papá, mi mamá, mis pequeños y grandes hermanos, y a mi Nicoliwi, mi mejor amiga en este mundo que siempre ha creído en mí y en mis capacidades, gracias por ser mi fan #1. A mis amigos de la infancia que viven eternamente en mi corazón, Bea, Bosch, Clemente, Fran, Freja, Vale y Vicho. A mis bebés Lía, Milú, Nala y Tita que a pesar de no tener idea de qué es una carrera universitaria, me alegran cada día con su amor incondicional.

Quiero volver a agradecer a Sebastián Alejandro que no le bastó con crear el mejor proyecto del que sido parte, sino que es mi amigo, confidente y apoyo, en otras palabras, mi amorcito. Gracias por escuchar mis incesantes quejas y después de cada una decirme que sí puedo. Gracias por cada uno de estos años universitarios de los que formaste parte directa o indirectamente, y por mucho, mucho más.

Por último, agradezco a los profesores que me trajeron hasta este punto, que me compartieron palabras de apoyo y enseñanzas únicas, y a Alfonso Encina por financiar parte de esta memoria.

Gracias a todas y todos.

Tabla de contenidos

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	ZONAS DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA CURVAS.....	1
1.2	DEFORMACIÓN EN LOS ANDES DE CHILE CENTRAL (33.45°S): PLANTAMIENTO DEL PROBLEMA	4
1.3	FÁBRICA MAGNÉTICA Y SU APLICACIÓN EN ZONAS DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA	5
1.4	CASO DE ESTUDIO: UBICACIÓN	7
1.5	HIPÓTESIS	8
1.6	OBJETIVOS	8
1.6.1	OBJETIVO GENERAL	8
1.6.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	8
2	MARCO GEOLÓGICO.....	9
2.1	CONTEXTO GEODINÁMICO	9
2.1.1	CONTEXTO ACTUAL	9
2.1.2	EVOLUCIÓN TECTÓNICA	11
2.2	ROCAS ESTRATIFICADAS.....	13
2.2.1	FORMACIÓN RÍO COLINA	13
2.2.2	FORMACIÓN RÍO DAMAS.....	13

2.2.3	FORMACIÓN LO VALDÉS	15
2.2.4	FORMACIÓN COLIMAPU	15
2.2.5	UNIDAD LAS COLORADAS	15
2.2.6	FORMACIÓN ABANICO	16
2.2.7	DEPÓSITOS CUATERNARIOS.....	16
2.3	ROCAS INTRUSIVAS	16
2.4	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	18
3	METODOLOGÍA	21
3.1	TRABAJO DE TERRENO.....	21
3.1.1	MUESTRAS VALLE DEL RÍO YESO.....	21
3.1.2	MUESTRAS VALLE DEL RÍO VOLCÁN	24
3.2	TRABAJO DE LABORATORIO	25
3.2.1	RECUPERACIÓN DE MUESTRAS.....	25
3.2.2	ESTUDIO MAGNÉTICO	26
3.2.3	PETROGRAFÍA ÓPTICA	28
4	RESULTADOS.....	29
4.1	MAGNETIZACIÓN REMANENTE NATURAL Y SUSCEPTIBILIDAD	29
4.2	PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA MAGNÉTICA.....	30

4.3	ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DEL VALLE DEL RÍO YESO34	
4.4	ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DEL VALLE DEL RÍO VOLCÁN	43
5	DISCUSIÓN.....	52
5.1	MINERALOGÍA MAGNÉTICA	52
5.2	INTERPRETACIÓN ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA	53
5.2.1	CLASIFICACIÓN DE FÁBRICAS	53
5.2.2	FÁBRICAS SEDIMENTARIAS E INTERMEDIAS.....	54
5.2.3	FÁBRICAS TECTÓNICAS.....	57
5.2.4	DIFERENCIAS ENTRE VALLES	60
5.2.5	FLEXURA DE LA ZONA DE DEFORMACIÓN	63
6	CONCLUSIONES	66
7	BIBLIOGRAFÍA.....	67
8	ANEXOS.....	83
	ANEXO A: MARCO TEÓRICO	83
	ANEXO B: SUSCEPTIBILIDAD Y ANISOTROPÍA	95
	ANEXO C: MINERALOGÍA MAGNÉTICA	97
	ANEXO D: DATOS DE TERRENO.....	100

Índice de tablas

Tabla 1: Resumen de los sitios muestreados en las campañas de terreno MY.....	23
Tabla 2: Resumen de los sitios muestreados en las campañas de terreno LV.....	24
Tabla 3: Plano de cortes transparentes para descripción de mineralogía magnética.....	28
Tabla 4: Parámetros escalares de forma e intensidad de los sitios 22MY y 23MY en el valle del río Yeso.	42
Tabla 5: Parámetros de escalares de forma e intensidad de los sitios 21LV y 22LV en el valle del río Volcán.....	44
Tabla 6: Lineación magnética (k1) de las fábricas sedimentarias e intermedias del valle del río Yeso.....	54
Tabla 7: Lineación magnética (k1) de las fábricas intermedias del valle del río Volcán.....	59
Tabla 8: Lineación magnética (k1) de las fábricas tectónicas del valle del río Yeso.....	61
Tabla 9: Lineación magnética (k1) de las fábricas tectónicas del valle del río Volcán.....	61
Tabla 10: MRN y susceptibilidad de los sitios 21LV, 22MY y 23MY.....	95
Tabla 11: Anisotropía y susceptibilidad de los sitios 22LV.....	96
Tabla 12: Datos de terreno muestras 22MY y 23MY.	100
Tabla 13: Datos procesados in situ de todas las campañas de terreno.	104
Tabla 14: Datos procesados corregidos por manto de todas las campañas de terreno.....	109

Índice de figuras

Figura 1: Zona de estudio en los valles de los ríos Yeso y Volcán, donde las estructuras exhiben cambios en el rumbo formando flexuras. Modificado de Fock (2005).....	2
Figura 2: <i>Strain</i> finito en un arco primario (a) y en un oroclino (b) representado por elipses y celdas. Los círculos grises es la etapa anterior a la formación del arco (sin deformación) y las flechas rojas son la dirección de transporte de masa. Notar que dentro del arco primario el acortamiento máximo es oblicuo al transporte, mientras que en el oroclino es paralelo. Modificado de Hindle y Burkhard (1999).	3
Figura 3: Formación de un oroclino que consiste primero en un tiempo anterior sin deformación (a) seguido de una etapa de compresión recta en la dirección de transporte (b) y por último el flexuramiento de la zona de deformación (c).....	3
Figura 4: a) Parámetro T de Jelinek versus el grado de anisotropía. La flecha simboliza el grado de deformación de la fábrica sedimentaria; b) Evolución de la fábrica bajo una compresión horizontal. Extraído de Robion et al. (2007).....	6
Figura 5: a) Área de estudio en los valles de los ríos Yeso (norte) y Volcán (sur), Región Metropolitana; b) Ubicación del área de estudio y rutas de acceso desde la ciudad de Santiago. Mapa base ERSI topo.....	7
Figura 6: Contexto geodinámico actual en Chile. Extraído de Contreras-Reyes (2018).....	10
Figura 7: Ubicación del Oroclino del Maipo con respecto al área de estudio y la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (FPCA). Se identifica, ya que hacia el norte del eje las estructuras poseen rumbos N-S, mientras que al sur los rumbos son NNE-SSW (Farías et al., 2008). Modificado de Mardones et al. (2021).....	12
Figura 8: Mapa geológico de la zona de estudio. AA' y BB' corresponden a trazas de perfiles estructurales de la figura 10. Elaborado a partir de Fock (2005), Mardones (2019), Mardones et al. (2021), Ramos et al. (2010), SERNAGEOMIN (2003) y Thiele (1980).	14
Figura 9: Columna cronoestratigráfica de la Cordillera Principal entre 33°30' y 33°45'S. Extraído de Mardones et al. (2021).	17
Figura 10: Perfiles estructurales de los valles de los ríos Yeso (AA') y Volcán (BB'). A partir de Fock (2005) y Mardones et al. (2021).....	19
Figura 11: a) Sitios muestreados en el valle del río Yeso; b) Sitios muestreados en el valle del río Volcán.....	22

Figura 12: Muestro paleomagnético en terreno. a) Perforación de la roca; b) Orientación del testigo.....	23
Figura 13: Muestras cortadas y rotuladas para el trabajo de laboratorio.	25
Figura 14: Posiciones en las que se midió el ASM en una muestra en el susceptibilímetro Kappabridge KLY-3S.	26
Figura 15: Medición de MRN en el magnetómetro de rotación Molspin.....	27
Figura 16: Susceptibilidad en escala logarítmica versus anisotropía de todos los sitios muestreados.	29
Figura 17: Susceptibilidad en escala logarítmica versus anisotropía de los sitios 22MY.....	30
Figura 18: Fósiles de ostrácodos en la muestra 22MY0204A y bivalvos en 22MY0304A.....	31
Figura 19: Esparita de muestra 22MY0308A en nícoles paralelos (izquierda) y nícoles cruzados (derecha).....	31
Figura 20: Vetillas rellenas de minerales opacos a nícoles paralelos en las muestras 22MY0302B (izquierda) y 22MY0308A (derecha). Los sectores marrones corresponden a óxidos de Fe como hematita y jarosita.	32
Figura 21: Calcopirita y pirita en la muestra 22MY0302B a nícoles paralelos en la muestra 22MY0302B.	32
Figura 22: Vetilla rellena de hematita especular y pirita a nícoles paralelos (izquierda) y a nícoles cruzados (derecha) se observa la hematita de alteración en un tono marrón en la muestra 22MY0302B.	33
Figura 23: Cristales de hematita especular y pirita a nícoles paralelos (izquierda) y a nícoles cruzados (derecha) hematita de alteración en la muestra 22MY0302B.....	33
Figura 24: Diagrama T-P' de los sitios de las campañas 22MY y 23MY en el valle del río Yeso. Los grupos se muestran en la tabla 4.	34
Figura 25: Intensidad de anisotropía P' a lo largo del valle del río Yeso.....	35
Figura 26: Estereogramas in situ de ASM de los sitios de las campañas 22MY y 23MY en el valle del río Yeso. Rojo k ₁ , azul k ₂ y verde k ₃	36

Figura 27: Estereogramas con corrección de manto de ASM de los sitios de las campañas 22MY y 23MY en el valle del río Yeso. Rojo k_1 , azul k_2 y verde k_3	37
Figura 28: Dirección e inclinación de la lineación magnética in situ de los sitios con elipsoides de anisotropía prolato de las campañas 22MY y 23MY en el valle del río Yeso.....	38
Figura 29: Dirección e inclinación de la lineación magnética con corrección de manto de los sitios con elipsoides de anisotropía prolato de las campañas 22MY y 23MY en el valle del río Yeso.....	39
Figura 30: Orientación del plano de foliación magnética in situ de los sitios con elipsoides de anisotropía oblatos de las campañas 22MY y 23MY en el valle del río Yeso.....	40
Figura 31: Orientación del plano de foliación magnética con corrección de manto de los sitios con elipsoides de anisotropía oblatos de las campañas 22MY y 23MY en el valle del río Yeso.....	41
Figura 32: Diagrama T-P' de los sitios de las campañas 21LV y 22LV en el valle del río Volcán. Los grupos se muestran en la tabla 5.....	43
Figura 33: Intensidad de anisotropía P' en Lo Valdés, valle del río Volcán.....	45
Figura 34: Estereogramas in situ de ASM de los sitios de las campañas 21LV y 22LV en el valle del río Volcán. Rojo k_1 , azul k_2 y verde k_3	46
Figura 35: Estereogramas con corrección de manto de ASM de los sitios de las campañas 21LV y 22LV en el valle del río Volcán. Rojo k_1 , azul k_2 y verde k_3	47
Figura 36: Dirección e inclinación de la lineación magnética in situ de los sitios con elipsoides de anisotropía prolato de las campañas 21LV y 22LV en el valle del río Volcán.....	48
Figura 37: Dirección e inclinación de la lineación magnética con corrección de manto de los sitios con elipsoides de anisotropía prolato de las campañas 21LV y 22LV en el valle del río Volcán.	49
Figura 38: Orientación del plano de foliación magnética in situ de los sitios con elipsoides de anisotropía oblatos de las campañas 21LV y 22LV en el valle del río Volcán.....	50
Figura 39: Orientación del plano de foliación magnética con corrección de manto de los sitios con elipsoides de anisotropía oblatos de las campañas 21LV y 22LV en el valle del río Volcán.....	51

Figura 40: Contribución mineral de la susceptibilidad de los sitios MY (a) y LV (b).	52
Figura 41: Tipos de fábricas corregidas por manteo encontradas en el área de estudio según el grado de deformación. Rojo k1, azul k2 y verde k3. Modificado de Robion et al. (2007).	53
Figura 42: Sitio 22MY03 (-33.632725°S, -70.010260°W) rodeado por el intrusivo Cerro Aparejo.	55
Figura 43: Diagrama de Flinn de las fábricas de tipo sedimentaria e intermedia. El eje de las abscisas representa la foliación magnética y las ordenadas la lineación. Los sitios por debajo de la recta de fábricas triaxiales poseen un elipse de ASM oblato, por arriba de ella son prolatos.	56
Figura 44: Dirección de flujo de deposición según la lineación magnética de las fábricas tipo I, II y III en los valles de los ríos Yeso (a) y Volcán (b).	57
Figura 45: Geometría del depocentro desde el Caloviano al Tithoniano. Sacado de Mardones et al. (2021).	58
Figura 46: Pliegue medido en sitio 23MY06 (-33.627388°S, -69.950133°W). Clasificado como intermedio, pero considerado como un indicador tectónico, ya que k1 (rojo en el elipsoide ASM), con 320° de declinación, se ajusta a la dirección del eje del pliegue 325/0 (trend/plunge) evidenciando una alineación según la deformación. Abajo a la derecha se observa un calco de carga que indica que la estructura se trata de un anticlinal volcado.	59
Figura 47: Afloramiento de wackestone arenosa, donde se colectó sitio 22LV04 (33.834281°S, 70.051781°W). Se aprecia una discordancia angular y estratos de crecimiento con un manteo de 62°W.	60
Figura 48: a) Dispersión de la dirección de acortamiento máximo en MY según k ₃ corregido por manteo; b) Planos del acortamiento paralelo en MY, la flecha roja simboliza la dirección promedio.	62
Figura 49: a) Dispersión de la dirección de acortamiento máximo en LV según k ₃ corregido por manteo; b) Planos del acortamiento paralelo en LV, la flecha roja simboliza la dirección promedio.	62
Figura 50: Parámetros de modelamiento de un arco primario con una oblicuidad α , un plano de acortamiento paralelo e_1 con un ángulo ϕ respecto a la perpendicular de la dirección de transporte (flecha roja). El acortamiento máximo está dado por e_2 . Modificado de Hindle y Burkhard (1999).	63

Figura 51: Valor de la oblicuidad del arco en el valle del río Volcán considerando un $\varphi=34.8^\circ$. Modificado de Hindle y Burkhard (1999).....	64
Figura 52: Esquema del arco primario con una dirección de transporte igual a N80°E y consecuente <i>strain</i> en los valles del río Yeso y río Volcán.	65
Figura 53: a) Modelo dipolo axial geocéntrico; b) Componentes del vector magnético. Extraído de Butler (2004).	84
Figura 54: a) Magnetización derivada de la función de Langevin $L(\alpha)$ versus $\alpha=\mu_0mH/kT$; b) Ley de susceptibilidad paramagnética de Curie: magnetización en función de la temperatura T. Extraído de Tauxe (2005).....	87
Figura 55: Elipsoide de anisotropía a) oblató y b) prolato. Extraído de Lanza & Meloni (2006).....	91
Figura 56: Relación entre sistemas cristalinos y las direcciones principales de susceptibilidad. Extraído de Borradaile y Jackson (2004).	92
Figura 57: Distribución de las direcciones principales en rocas con a) fábrica uniaxial planar; b) fábrica uniaxial linear y c) fábrica triaxial. Extraído de Robion et al. (2007).	93
Figura 58: a) Parámetro T de Jelinek versus el grado de anisotropía. La flecha simboliza el grado de deformación de la fábrica sedimentaria; b) Evolución de la fábrica bajo una compresión horizontal. Extraído de Robion et al. (2007).....	94

1 INTRODUCCIÓN

1.1 ZONAS DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA CURVAS

La geometría de una zona de deformación, así como un orógeno o una faja plegada y corrida, puede presentar geometrías distintas y complejas. Ejemplo de esto son las zonas de deformación que exhiben una curvatura tal como es el caso estudio (figura 1). En un principio se creía que las flexuras siempre se debían a una geometría heredada y no fue hasta que Carey (1955) acuñó el término oroclino que se empezó a considerar la acción de rotaciones en planta para explicar el origen de la flexión en orógenos. Posteriormente, variados estudios han apuntado a discernir las diferentes características que separarían las dos posibles génesis.

Una forma de entender la evolución de una zona deformada y flexurada es como un arco primario (figura 2.a), una zona de deformación curva la cual posee esta geometría desde sus comienzos sin presentar un cambio significativo en el ángulo entre limbos en el tiempo (Weil & Sussman, 2004). La curvatura en el arco primario sería consecuencia de irregularidades en las condiciones de borde, como variaciones laterales de espesor, intrusivos de alta competencia y/o irregularidades en el bloque yacente (Hindle & Burkhard, 1999; Marshak et al., 1992; Villarroel et al., 2021; Weil & Sussman, 2004). Por su parte, el oroclino (figura 2.b) en un principio es una zona de deformación lineal que luego sufre un proceso posterior de flexuramiento alrededor de un eje de rotación vertical interno (figura 3) (Carey, 1955; Hindle & Burkhard, 1999; Weil & Sussman, 2004). Además, se agrega una tercera categoría de arco progresivo en el cual la zona de deformación sufre un flexuramiento gradual, siendo entonces una clasificación intermedia entre un arco primario y un oroclino (Weil & Sussman, 2004). Existen otros modelos y clasificaciones de zonas de deformación no lineales, pero en este trabajo solo se usarán los dos extremos de arco progresivo.

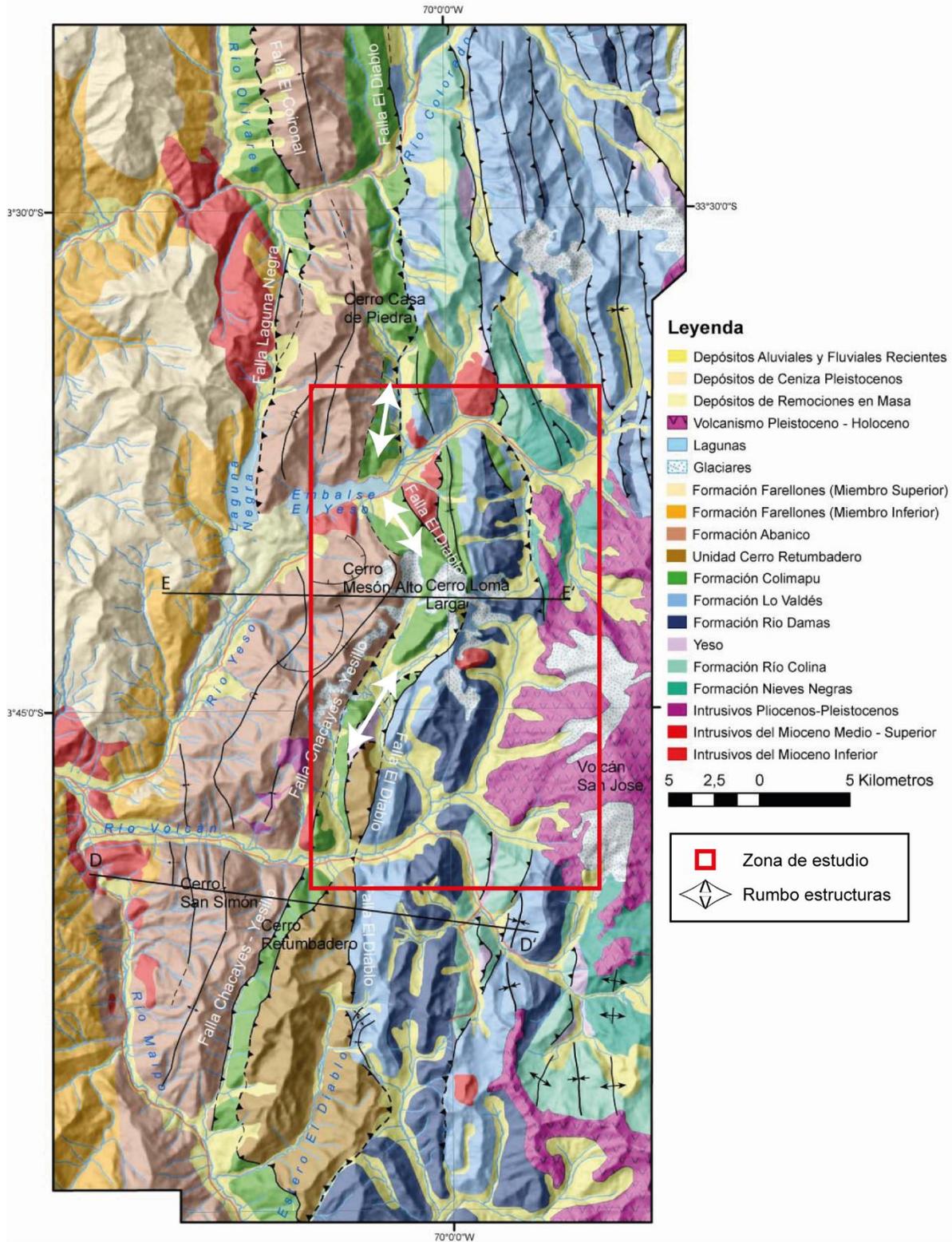


Figura 1: Zona de estudio en los valles de los ríos Yeso y Volcán, donde las estructuras exhiben cambios en el rumbo formando flexuras. Modificado de Fock (2005).

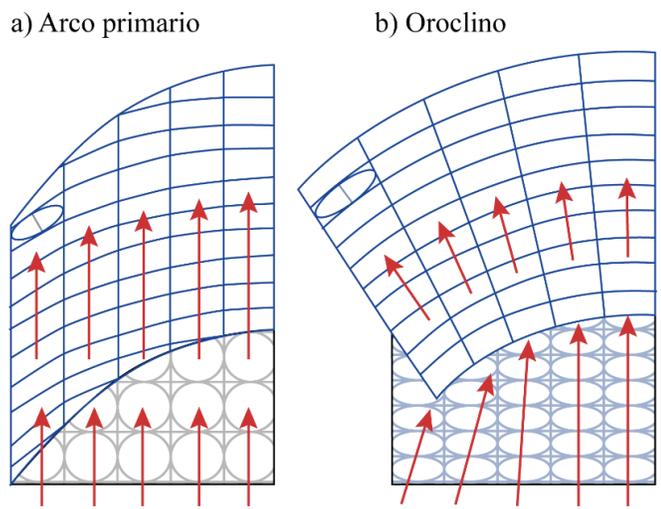


Figura 2: *Strain* finito en un arco primario (a) y en un oroclino (b) representado por elipses y celdas. Los círculos grises es la etapa anterior a la formación del arco (sin deformación) y las flechas rojas son la dirección de transporte de masa. Notar que dentro del arco primario el acortamiento máximo es oblicuo al transporte, mientras que en el oroclino es paralelo. Modificado de Hindle y Burkhard (1999).

Según Hindle y Burkhard (1999) la otra gran característica que distingue arcos primarios y oroclinos es el ángulo entre las direcciones de transporte de masa y acortamiento máximo, dado por el *strain*. Si ambos vectores no son paralelos, suponiendo un transporte uniforme, se tiene un arco primario, de lo contrario, se habla de oroclino (figura 3). Sin embargo, esta clasificación no resulta sencilla de aplicar, puesto que medir la dirección de la deformación en todo el arco resulta problemático. Es por esta razón que para clasificar la flexura de la zona de estudio se necesita una herramienta que pueda identificar la dirección de la deformación en los distintos sectores y esa herramienta recae en el campo de la susceptibilidad magnética.

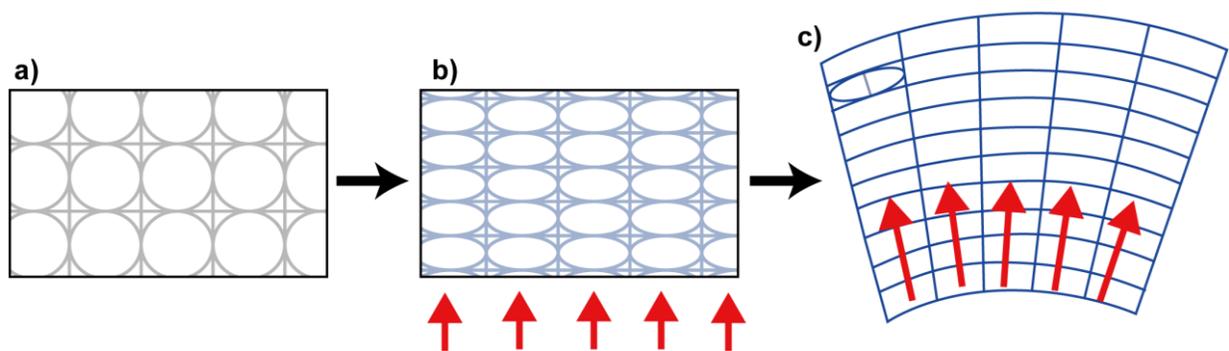


Figura 3: Formación de un oroclino que consiste primero en un tiempo anterior sin deformación (a) seguido de una etapa de compresión recta en la dirección de transporte (b) y por último el flexuramiento de la zona de deformación (c).

1.2 DEFORMACIÓN EN LOS ANDES DE CHILE CENTRAL (33.45°S): PLANTAMIENTO DEL PROBLEMA

Chile central entre los 33° y 34°S, en especial el sector de la Cordillera Principal, ha sido testigo de diversos procesos geológicos controlados principalmente por la subducción presente en el margen occidental del continente sudamericano (Charrier et al., 2015; Mpodozis & Ramos, 1990; Oliveros et al., 2020). Entre ellos, reiterados eventos extensivos o transtensionales desde el Jurásico temprano que construyeron amplias cuencas y mantuvieron similares condiciones paleogeográficas al sur de los 27°S (Charrier et al., 2009). El periodo extensional mesozoico fue sucedido por una compresión al final del mismo, para luego producirse otra extensión en el Paleoceno-Eoceno (Muñoz et al., 2018). Destaca la orogenia Pehuenche hace ~10 Ma, último alzamiento de los Andes, que reactivó e invirtió las estructuras preexistentes del Mesozoico que habían limitado las cuencas extensionales (Charrier et al., 2009, 2015; Giambiagi et al., 2003; Mardones et al., 2021).

El gran acortamiento causado por la fase Pehuenche fue acoplado con la formación de fajas plegadas y corridas de vergencia este (Giambiagi et al., 2003; Mardones et al., 2021). Para la zona central de Chile, esta deformación se refleja en la Cordillera Frontal con la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (FPCA) que se encuentra en la frontera entre Chile y Argentina cuyas estructuras principales en la parte occidental de la cordillera como las falla Chacayes-Yesillo y el sistema de fallas Estero de Yeguas Muertas-Baños Colina se asocian a la sismicidad cortical al este de Santiago (Giambiagi et al., 2016; Mardones, 2019; Mardones et al., 2021; Ramos et al., 1996). La porción más occidental de la FPCA aflora en los valles de los ríos Yeso y Volcán que constituyen el área de estudio del presente trabajo (figura 1). Un rasgo estructural a nivel regional que destaca en la zona es la presencia de variadas flexuras en planta expuestas por la variación en el rumbo de las estructuras que afectan a rocas tanto mesozoicas como cenozoicas. La curvatura más importante se ubica entre los dos valles (figura 1) y estudios recientes estiman que existe una diferencia de por lo menos 1 km en el acortamiento medido, pasando de 28 km a 27 km de norte a sur (Mardones, 2019; Mardones et al., 2021). El estudio de estos valles en el cajón del Maipo corresponde un laboratorio natural para comprender las flexuras asociadas a los cambios de estilos estructurales en ambos valles. La geometría y diferencias entre valles conducen inevitablemente a la interrogante: ¿qué parámetros controlan esta diferencia?

1.3 FÁBRICA MAGNÉTICA Y SU APLICACIÓN EN ZONAS DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA

La anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) es ampliamente usada en la geología estructural, dado que está directamente conectada con la fábrica de las rocas, razón por la que es una herramienta rápida para relacionar la magnetización con la deformación, entre otras aplicaciones (Martin-Hernández et al., 2004).

Bajo condiciones de compresión, las principales direcciones de ASM, que reflejan la fábrica original, podrían adquirir una componente tectónica progresivamente dominante (figura 4.a), donde los ejes del elipsoide de anisotropía se relacionan cualitativamente con el elipsoide de deformación en rocas cuya fábrica magnética preexistente fuese débil (Parés et al., 1999; Parés & Van der Pluijm, 2002).

En rocas sedimentarias, el proceso de fábrica sedimentaria a fábrica tectónica ha sido estudiado, por ejemplo, por Parés et al. (1999) donde se detallaron tres etapas intermedias (figura 4.b) midiendo ASM en filosilicatos de fangolitas provenientes del sur de Francia. La etapa de la deformación temprana se caracteriza por agrupar el eje de máxima susceptibilidad k_1 en la dirección perpendicular al acortamiento en el plano horizontal y preservar la menor susceptibilidad k_3 normal a la estratificación. La lineación magnética producida por la alineación de k_1 es sensible a los esfuerzos actuando como un marcador pasivo de la dirección de estiramiento que es resistente a la deformación posterior (Martin-Hernández et al., 2004). También se menciona que esta lineación es el resultado de la intersección entre las susceptibilidades de los minerales orientados, los cuales rotan en paralelo al eje de plegamiento intersecando entre sí. En las etapas subsiguientes, el elipsoide se muestra prolato con k_3 gradualmente hacia la normal del plano de clivaje que coincide con la dirección de acortamiento (Parés et al., 1999; Parés & Van der Pluijm, 2002).

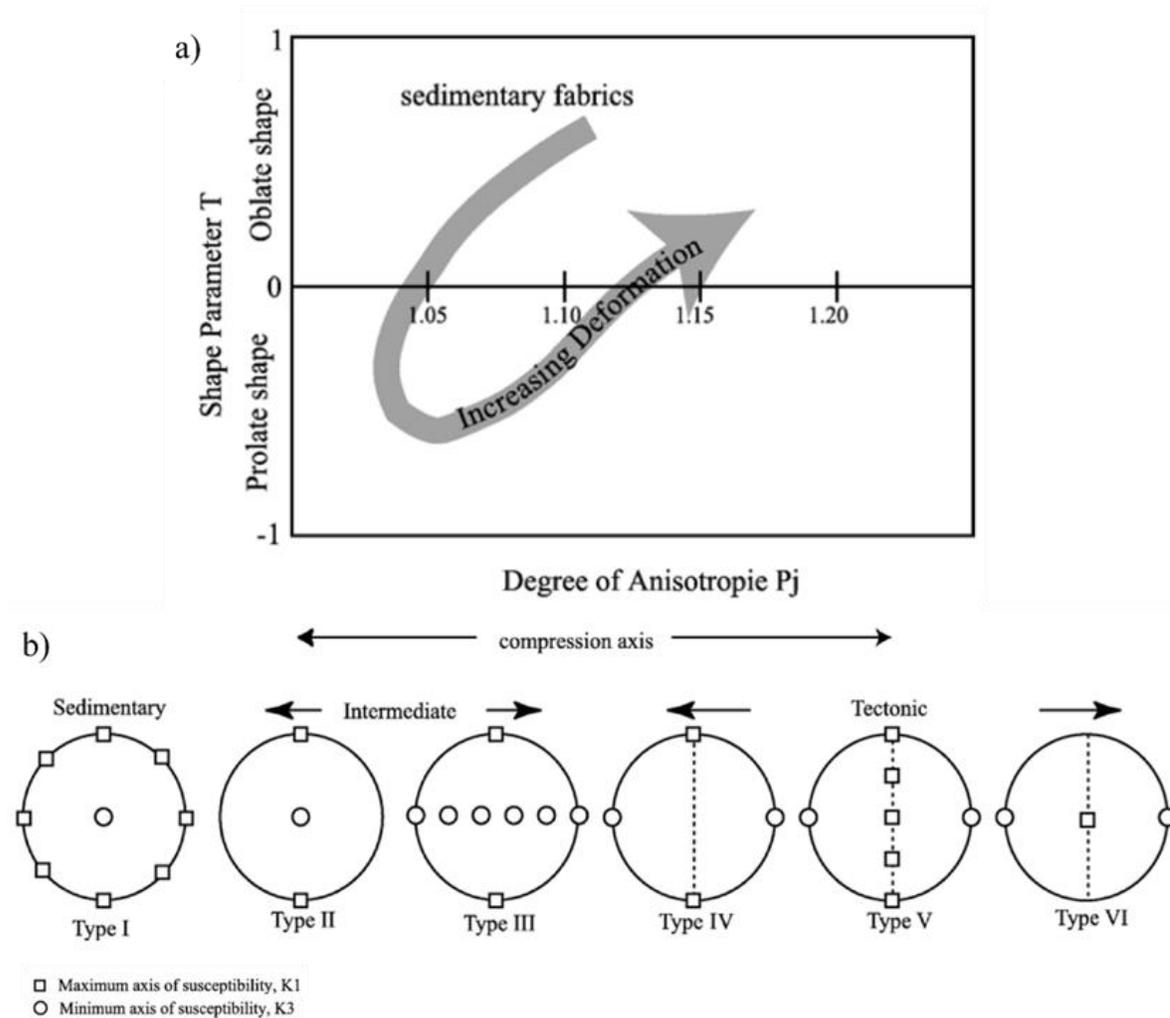


Figura 4: a) Parámetro T de Jelinek versus el grado de anisotropía. La flecha simboliza el grado de deformación de la fábrica sedimentaria; b) Evolución de la fábrica bajo una compresión horizontal. Extraído de Robion et al. (2007).

Por estas mismas razones, el ASM se ha utilizado en el estudio de fajas corridas y plegadas como la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (Espinoza Vargas, 2012; Poblete et al., 2014) en la zona austral del país indicando que la fábrica magnética ha registrado adecuadamente los esfuerzos compresivos y además hay una correlación entre la lineación magnética y los ejes de los pliegues. Sin embargo, a pesar de las ventajas de la metodología, es importante tener en cuenta las distintas variables que pueden modificar los resultados, sobre todo el tiempo de bloqueo de la fábrica (Larrasoña et al., 2004) y la mineralogía predominante (Rochette et al., 1992).

1.4 CASO DE ESTUDIO: UBICACIÓN

El área de estudio se divide en dos zonas de muestreo (figura 5.a). La primera se extiende desde los 33°36'S hasta los 33°39'S en latitud y desde los 69°55'W hasta los 70°05'W en longitud, a lo largo del valle del río Yeso hasta las Termas del Plomo. Por otra parte, la segunda se concentra en la localidad de Lo Valdés, en el valle del río Volcán, desde los 33°49'S hasta los 33°50'S en latitud y desde los 70°02'W hasta los 70°03'W en longitud.

Se accede al área de estudio desde el sector Las Vizcachas al sureste de la ciudad de Santiago (figura 5.b). Se debe seguir hacia el oriente por la ruta Camino al Volcán que conecta dicho sector con la localidad de San Gabriel, donde el camino bifurca. Por la izquierda se llega en 23 km al Embalse de Yeso y en 38,5 km a las Termas del Plomo, tramo del área de muestreo norte, y a la derecha se sigue la ribera del río Volcán por 20 km hasta el muestreo sur en el sector Lo Valdés.

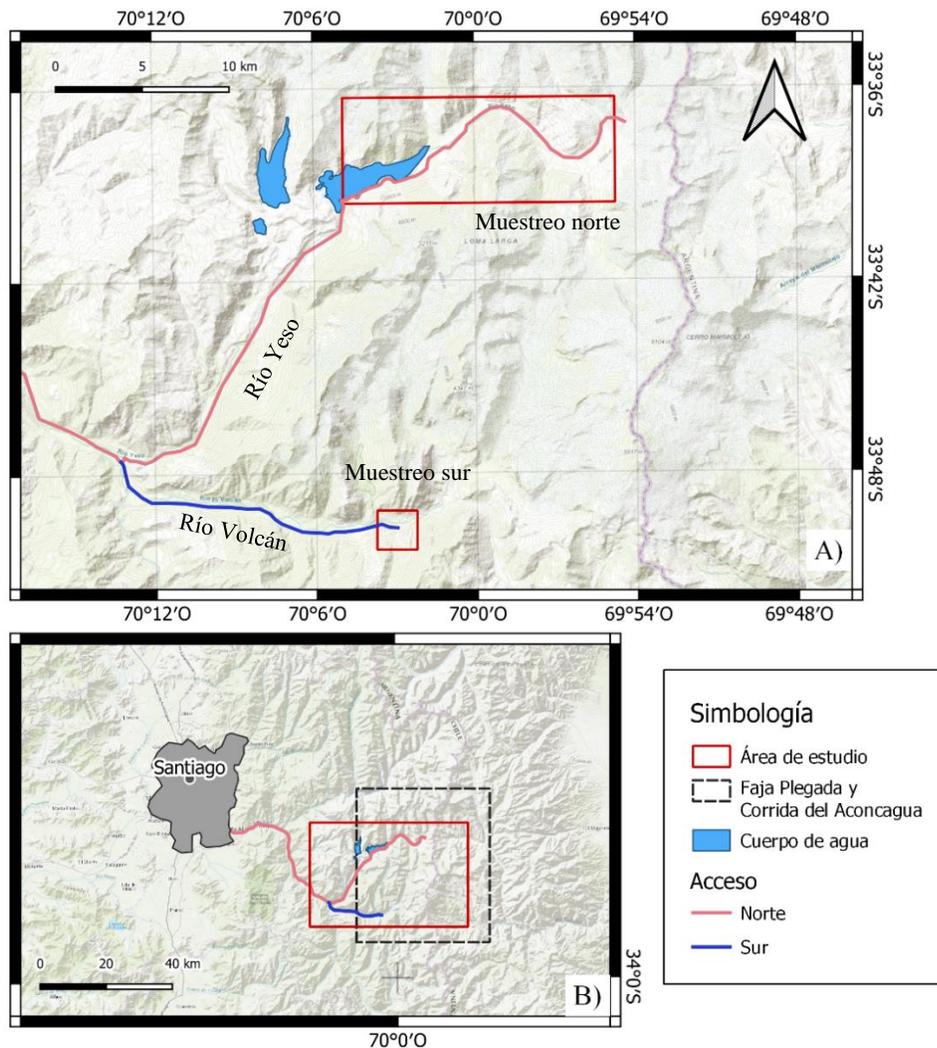


Figura 5: a) Área de estudio en los valles de los ríos Yeso (norte) y Volcán (sur), Región Metropolitana; b) Ubicación del área de estudio y rutas de acceso desde la ciudad de Santiago. Mapa base ERSI topo.

1.5 HIPÓTESIS

El presente trabajo plantea la hipótesis que la fábrica magnética de las unidades mesozoicas y cenozoicas entre los ríos Yeso y Volcán están íntimamente ligadas a los cambios estructurales y sus grados de acortamiento.

1.6 OBJETIVOS

1.6.1 OBJETIVO GENERAL

El objetivo de este trabajo es proponer el origen de la flexura de la zona de deformación entre los valles de los ríos Yeso y Volcán.

1.6.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Los objetivos específicos incluyen:

1. Identificar la fábrica magnética de las rocas estratificadas de la zona de estudio.
2. Clasificar la fábrica magnética de los distintos sitios según el grado de deformación.
3. Interpretar el origen de las fábricas magnéticas en rocas estratificadas.
4. Relacionar la distribución espacial de las distintas fábricas magnéticas en las rocas estratificadas con las estructuras de la zona de estudio
5. Comparar la dirección del acortamiento máximo y rumbo de las estructuras principales en ambos valles estudiados para determinar el origen de la flexura en la zona.

2 MARCO GEOLÓGICO

2.1 CONTEXTO GEODINÁMICO

2.1.1 CONTEXTO ACTUAL

Actualmente el margen occidental de Sudamérica experimenta una subducción entre la placa oceánica Nazca y la placa Sudamericana (figura 6) con una velocidad relativa de ~6.4 cm/año hacia el este y prácticamente perpendicular a la fosa (Angermann et al., 1999), dentro de un régimen compresivo general en el territorio nacional, pero con dinámicas distintas dependiendo de la latitud (Contreras-Reyes, 2018). Además, entre aproximadamente los 33° y 34°S la subducción experimenta una zona de transición entre la subducción plana (~28° - 33°S) del norte y una normal de 27° que se extiende hacia el sur (Cahill & Isacks, 1992; Giambiagi et al., 2022; Nacif et al., 2015).

La subducción plana o flat slab pampeano está ligado a cambios en la deformación de la corteza superior y una migración al este del arco frontal neógeno, pero principalmente se caracteriza por la ausencia de un arco magmático (Cahill & Isacks, 1992; Ramos et al., 2002). Ya hacia el sur, en la zona de transición, el magmatismo se hace gradualmente presente junto con una disminución en la misma dirección del acortamiento horizontal y el espesor de la corteza (Giambiagi et al., 2012, 2022).

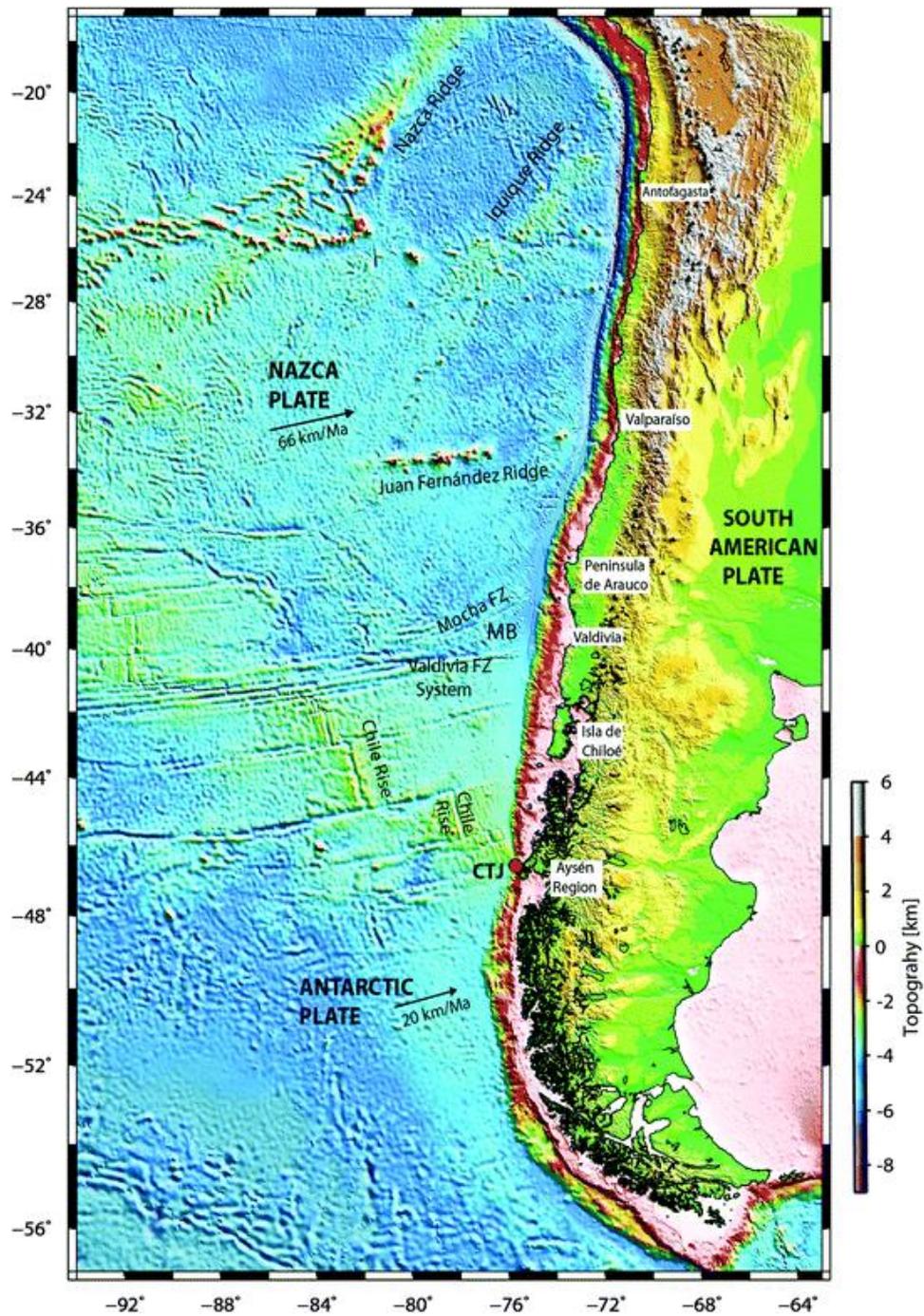


Figura 6: Contexto geodinámico actual en Chile. Extraído de Contreras-Reyes (2018).

2.1.2 EVOLUCIÓN TECTÓNICA

El margen occidental del continente sudamericano se ha caracterizado por su continua subducción desde el Paleozoico, dinámica que habría comenzado con la formación de Pangea (del Rey et al., 2016, 2019), y es el cambio de la configuración de la subducción la que controla los distintos aspectos del margen, por ejemplo, la composición y posición del arco magmático, así como la ausencia del mismo o el régimen tectónico dominante (Cahill & Isacks, 1992; Charrier et al., 2009; del Rey et al., 2016; Giambiagi et al., 2022; Nacif et al., 2015; Oliveros et al., 2020). Es por la misma razón que los cambios significativos en la subducción marcan las diferentes etapas tectónicas que ha experimentado el territorio.

El ciclo andino comienza con la ruptura de Gondwana en el Jurásico medio y está dividido en tres etapas (Charrier et al., 2015; Veevers, 2004). Fue durante la primera etapa de extensión que se formó la cuenca de Neuquén cuya subsidencia se extendió a lo menos 220 Ma desde el Cretácico Inferior temprano (Charrier et al., 2015; Howell et al., 2005; Mardones et al., 2021) y el desarrollo de los depocentros Yeguas Muertas y Nieves Negras (Álvarez et al., 2000; Giambiagi et al., 2003; Mardones et al., 2021). Por su parte, el inicio de la segunda etapa está marcada por la fase Peruana, un evento compresivo que tuvo lugar durante el Cretácico Inferior tardío a Cretácico Superior tardío, a la que se atribuye la reorganización del régimen tectónico de la región y primer evento de construcción de la cordillera andina (Charrier et al., 2015; Coira et al., 1982; Mardones, 2019; Mpodozis & Ramos, 1990).

En el periodo extensional del Eoceno-Oligoceno, durante la última etapa del ciclo Andino, se desarrolló la cuenca Abanico en una corteza relativamente fina que se extendió desde los 28° hasta los 39°S (Charrier et al., 2015; Godoy, 2011). Esta subsidencia permitió la acumulación de hasta 3000 m de rocas volcánicas y volcanoclásticas (Charrier et al., 2009).

Fue en el Neógeno que se instauró el flat-slab pampeano entre los 27° y 33°S cuyo emplazamiento a esta altura provocó la rotación en bloques entre 22 Ma y 12 Ma formando el Oroclino del Maipo con un eje establecido alrededor de los 34°S en la Cordillera Principal (figura 7) (Arriagada et al., 2013; Charrier et al., 2015; Farías et al., 2008; Puigdomenech et al., 2021). También durante el inicio de este periodo se presentó la orogenia Pehuenche, a los 22 Ma según dataciones en Farellones (Fock, 2005), que invirtió las fallas mesozoicas permitiendo el desarrollo de fajas plegadas y corridas de vergencia este en la parte central de la Cordillera Principal (Charrier et al., 2009; Giambiagi et al., 2003; Mardones et al., 2021). A la vez, la deformación compresiva provocó un alto relieve y una profunda incisión fluvial (Charrier et al., 2015; Farías et al., 2008). La combinación de estos eventos estimuló un alzamiento de la Cordillera Principal de hasta 2.5 km a los 33°45'S y ~1,5 km a los 34°S en un periodo de 2 Ma hace menos de ~10 Ma (Farías et al., 2008). Por último, estructuras de manteo este pertenecientes a las fajas plegadas y corridas son interpretadas como retrocabalgamiento que habría acomodado la deformación reciente (~1 Ma) (Mardones et al., 2021).

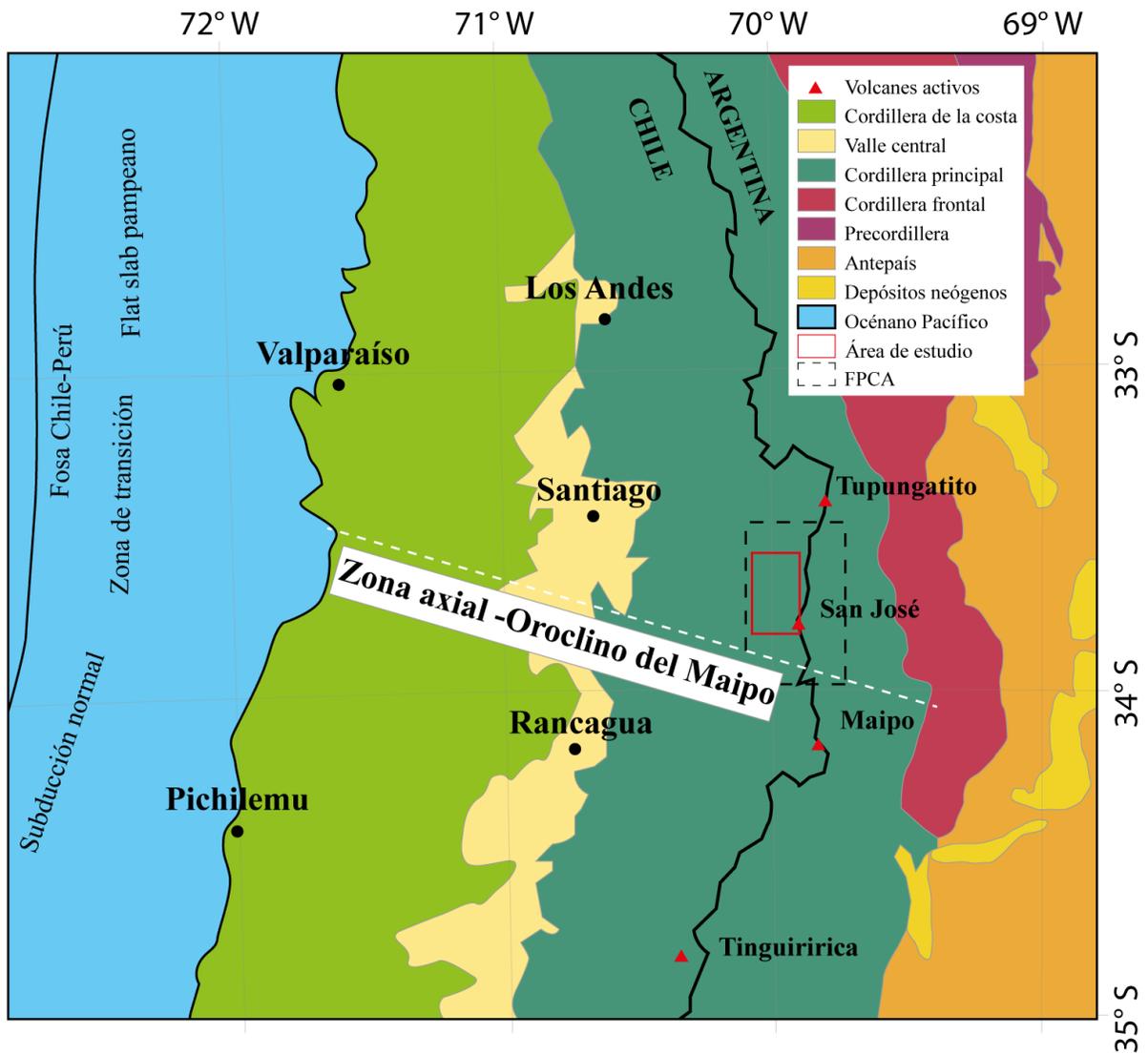


Figura 7: Ubicación del Oroclino del Maipo con respecto al área de estudio y la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (FPCA). Se identifica, ya que hacia el norte del eje las estructuras poseen rumbos N-S, mientras que al sur los rumbos son NNE-SSW (Farías et al., 2008). Modificado de Mardones et al. (2021).

2.2 ROCAS ESTRATIFICADAS

Las formaciones se distribuyen en franjas aproximadamente N-S (figura 8) que se van haciendo progresivamente más jóvenes hacia el oeste donde aparecen las únicas rocas cenozoicas y de carácter más volcánico, por lo que se tiene un rango de edad que va desde el Jurásico Medio al Oligoceno (figuras 9). Todas las unidades presentes abarcan la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua cuyos estragos son observables sobre todo en la parte central del valle del río Yeso.

2.2.1 FORMACIÓN RÍO COLINA

La Formación Río Colina fue definida por González (1963) y aflora en el sector oriente del muestreo norte en las Termas del Plomo. Su límite inferior es concordante con la Formación Nieves Negras (Álvarez et al., 1997) y subyace bajo la Formación Río Damas también de forma concordante (Thiele, 1980). Se estima que su espesor mínimo es de 1000 m medido en el Estero del Plomo (Mardones, 2019). La litología consiste en intercalaciones de areniscas y lutitas pardas oscuras a negras, ambas calcáreas y finamente estratificadas, además de conglomerados finos con alguna intercalación de rocas volcánicas andesíticas. Hacia el techo se encuentra yeso diapiirítico irregular con signos de dilución superficial (Fock, 2005; Mardones, 2019; Thiele, 1980). La formación también alberga intrusivos hipabisales de grano muy fino color verde y vetillas anaranjadas de calcita, óxidos de manganeso y hierro (Mardones, 2019). Dada la presencia de amonites del género *Araucanites* y *Perisphinctes*, se deduce que la edad de la Formación Río Colina corresponde al Caloviano-Oxfordiano (Thiele, 1980). Se interpreta que el ambiente de depositación es marino profundo y somero hacia los niveles superiores (Giambiagi et al., 2003; González, 1963; Mardones et al., 2021).

2.2.2 FORMACIÓN RÍO DAMAS

La Formación Río Damas (Klohn, 1960) se presenta como una franja aproximadamente N-S en el centro oriente del área de muestreo norte (figura 8). Esta se separa en tres miembros: Miembro Cerro Aguja Escondida de 500 m, Miembro Cerro Catedral de 2250 m y Miembro Punta Zanzi de 1200 m (Calderón, 2008) dándole un espesor total aproximado de 3000 m. El contacto inferior es concordante con la Formación Río Colina y el superior se muestra de igual manera con la Formación Lo Valdés (Mardones, 2019). Consiste en una secuencia sedimentaria continental transicional de conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas, limonitas, lavas andesíticas con una cloritización pervasiva hacia el techo y niveles de yeso de poca potencia (Fock, 2005; Mardones, 2019; Mardones et al., 2021). En el Valle del Yeso se encuentra intruida por cuerpos hipabisales de 1 m de espesor. Según dataciones U-Pb en circones de areniscas volcanogénicas en los valles Volcán y Tinguiririca, su edad máxima de depositación corresponde al Titoniano (Aguirre et al., 2009; Rossel et al., 2014). Por otra parte, por criterios de superposición se acotó la edad entre el Oxfordiano y el Tithoniano (Mardones, 2019). Se identifica un ambiente subaéreo fluvial- aluvial evidenciado en facies de abanicos y la presencia de calcita y zeolitas en amígdalas y vetillas indican un proceso metamórfico de muy bajo grado (Mardones, 2019).

Simbología

- Área de estudio
- Rutas y caminos
- Cuerpo de agua
- Escorrentía
- Curva de nivel 100m

Estructuras

- Falla inversa inferida
- Falla inversa
- Falla normal
- Pliegue anticlina
- Pliegue sinclinal

Leyenda

- Glaciar
- Cuaternario
- Lavas antiguas y nuevas
- Intrusivo del Mioceno
- Farellones
- Formación Abanico
- Unidad Las Coloradas
- Formación Colimapu
- Formación Lo Valdés
- Unidad de Yeso oxfordiano
- Formación Río Damas
- Formación Río Colina

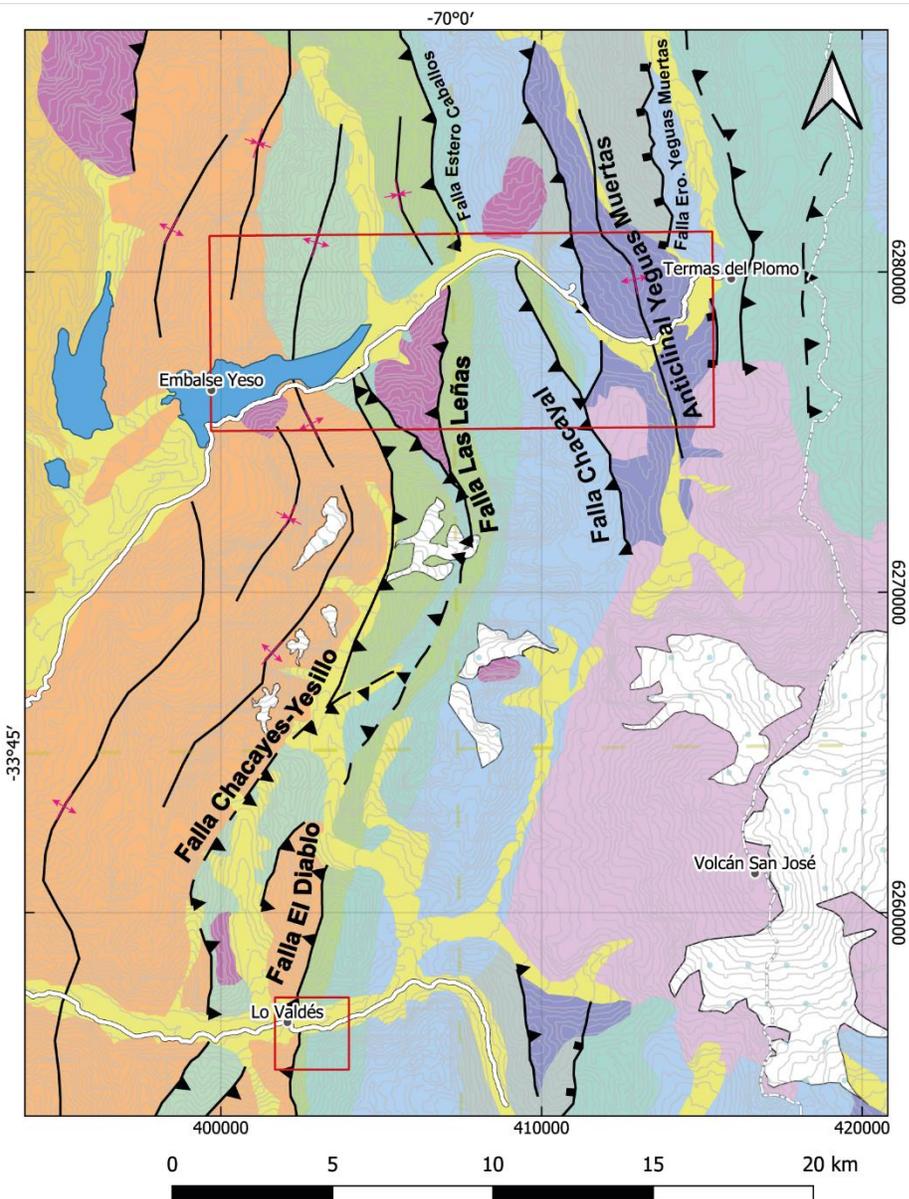


Figura 8: Mapa geológico de la zona de estudio. AA' y BB' corresponden a trazas de perfiles estructurales de la figura 10. Elaborado a partir de Fock (2005), Mardones (2019), Mardones et al. (2021), Ramos et al. (2010), SERNAGEOMIN (2003) y Thiele (1980).

2.2.3 FORMACIÓN LO VALDÉS

La Formación Lo Valdés, definida por González (1963), está en el centro de la zona de muestreo norte en dos franjas aproximadamente N-S separadas justo al sur del Valle del Yeso y la franja oriente cubre la mitad este del muestreo sur en Lo Valdés. Sobreyace de forma concordante a la Formación Río Damas, mientras que el techo está en contacto con la Formación Colimapu donde se identifica un hiato erosivo (Mardones, 2019). Contempla una potencia de 1300 m observados en Termas del Plomo, aunque cerca del paso fronterizo Piuquenes alcanza 2000 m de espesor (Mardones, 2019). Se constituye hacia el inferior por secuencias de lavas andesíticas intercaladas con rocas sedimentarias, de ambiente marino como lutitas y areniscas de grano fino a medio, que presentan leve cloritización (Fock, 2005; Mardones, 2019). El miembro superior incluye lutitas negras, areniscas finas, calizas, lutitas y areniscas calcáreas y coquinas (Fock, 2005; Mardones, 2019). Se asigna al Tithoniano – Hauteriviano (Biro, 1964; Hallam et al., 1986; Tavera, 1968; Thiele, 1980), aunque biocrones en el Valle del Yeso lo situarían entre el Kimmeridgiano y el Tithoniano (Mardones, 2019).

2.2.4 FORMACIÓN COLIMAPU

La Formación Colimapu (Klohn, 1960) aflora al oeste de la Formación Lo Valdés, con la cual presenta un contacto erosivo, y se presenta tanto en el área de muestreo norte como en el sur. Subyace a la Unidad Las Coloradas mediante un contacto concordante (Mardones, 2019) y se ha estimado que contiene 2000 m de potencia (Thiele, 1980). La formación presenta arenisca, lutitas, conglomerados y brechas de tonalidad rojiza intercalados por niveles calcáreos, tobas y lavas andesíticas (Fock, 2005; Mardones, 2019). Su edad mínima se remonta al Albiano, según los fósiles que se han identificado (Martínez & Osorio, 1963), y según dataciones en circones provenientes de areniscas del Valle El Volcán su edad correspondería al Aptiano – Campaniano, entre 80 y 118 Ma (Aguirre et al., 2009). La coloración general indicaría un ambiente continental subaéreo, además se identifican facies de abanico aluvial cercano a la costa (Fock, 2005; Mardones, 2019).

2.2.5 UNIDAD LAS COLORADAS

La Unidad Las Coloradas fue definida por Mardones et al. (2021) en la ladera sur del valle del Río Volcán, cercano al poblado de Baños Morales. Su base es concordante con la Formación Colimapu y su techo es paraconcordante con la Formación Abanico (Mardones, 2019). En el área de estudio, zona norte, se encuentra al norte del Embalse del Yeso donde alcanza una potencia de 1750 m (Mardones, 2019). Se pueden identificar dos miembros, el inferior compuesto de areniscas conglomerádicas y el miembro superior corresponde a arenisca cuarcífera y arenisca calcárea de tonalidad rojiza con algunas intercalaciones de lavas andesíticas y calizas (Mardones, 2019). Los estratos se encuentran cortados por un enjambre de diques y filones dioríticos y granodioríticos (Mardones, 2019). Circones del Valle El Volcán indican una edad máxima de 73,8 Ma, por lo que no pertenecería a Colimapu como se había definido anteriormente (Tapia, 2015).

2.2.6 FORMACIÓN ABANICO

La Formación Abanico (Klohn, 1960) cubre todo el extremo oeste de la zona de estudio. Por la base está en contacto con la Unidad Las Coloradas de forma paraconcordante (Mardones, 2019; Mardones et al., 2021) e infrayace a la Formación Farellones de forma discordante (Charrier et al., 2002, 2005, 2009). Es una unidad volcánica de 3000 m de espesor (Baeza 1999). Está compuesta por lavas de composición basáltica y andesítica basáltica con fenocristales de olivino, lavas intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003). Dataciones radiométricas la sitúan en el Eoceno Superior – Mioceno (Baeza, 1999; Charrier et al., 2002; Drake et al., 1982; Gana & Wall, 1997; Sellés, 1999; Sellés & Gana, 2001).

2.2.7 DEPÓSITOS CUATERNARIOS

Las unidades cuaternarias se acumulan en los valles, transportadas y depositadas por la influencia de los ríos Yeso y Volcán con una granulometría mayoritariamente arenosa. Los ríos obtienen el aporte sedimentario de remociones en masa provenientes de las mismas unidades anteriormente descritas. Estos se depositan al pie de los cerros en forma de conos de deyección, con una mayor variedad granulométrica, o abanicos aluviales al final de las quebradas que canalizan los flujos. No se ha encontrado registro bibliográfico de grandes depósitos cuaternarios dentro de los confines del área de estudio, no obstante, se ha descrito un depósito caótico de 4,5 km³ de material no consolidado aguas abajo del embalse El Yeso, denominado Depósito Mesón Alto y proveniente del cerro homónimo (Deckart et al., 2014).

2.3 ROCAS INTRUSIVAS

En el área de estudio norte se pueden encontrar distintos cuerpos intrusivos, sustancialmente intrusivos hipabisales de composición intermedia que intruyen a la mayoría de las unidades presentes y se sitúan al margen de las fallas principales (Mardones, 2019).

Los intrusivos más relevantes son:

1. El Intrusivo Cerro Mesón Alto se encuentra en la ladera sur del embalse, intruyendo a la Formación Abanico. Corresponde a un monzogranito de anfíbol y biotita de textura fanerítica que presenta alteración sercítica moderada a alta y enclaves ocasionales de composición diorítica (Mardones, 2019). Kurtz et al. (1997) estimaron una edad de 12.4 ± 2.5 Ma a partir del método Ar-Ar en hornblendas y Deckart et al. (2010) determinaron una edad de cristalización de $11,3 \pm 0,1$ Ma mediante U-Pb.

2. El Intrusivo Cerro Aparejo intruye a la Formación Lo Valdés siguiendo la traza de la Falla del Diablo (Fock, 2005) o Falla Las Leñas (Giambiagi & Ramos, 2002), al este del embalse. Tiene una composición similar a otros plutones de la zona como el Plutón La Gloria, Plutón San Gabriel y el Intrusivo Cerro Mesón Alto, por lo que, a pesar de carecer de mediciones, se ha asignado a esta misma franja del Mioceno Superior (Deckart et al., 2014; Fock, 2005; Mardones, 2019). Presenta una alteración que consiste en epidota, cloritización de la matriz y arcillas (Mardones, 2019).

			Edad	Edad My	Cordillera Principal	Evento tectónico		
Cenozoico	Neógeno Qt	Pleistoceno		2,588	Volcanismo reciente	Compresión e inversión tectónica		
		Plioceno		5,333				
		Mioceno						
	Paleógeno	Oligoceno		23,03	Fm. Abanico		Extensión	
		Eoceno		33,9				
		Paleoceno		56				
Mesozoico	Cretácico	Superior	Maastrichtiano	65	Unidad Las Coloradas	Subsidencia termal		
			Campaniano	72,1				
			Santoniano	83,6				
		Inferior	Coniaciano	86,3	Fm. Colimapu		Rifting	
			Turoniano	89,8				
			Cenomaniano	93,9				
			Albiano	100,5				
			Aptiano	113				
			Barremiano	125				
	Jurásico	Superior	Hauteriviano	129,4	Fm. Lo Valdés	Subsidencia termal		
			Valanginiano	132,9				
			Berriasiano	139,8				
		Medio	Titoniano	145	Fm. Río Damas		Rifting	
			Kimmeridgiano	152,1				
			Oxfordiano	157,3				
		Inferior	Caloviano	163,5	Fm. Río Colina			Rifting
			Bathoniano	166,1				
			Bajociano	168,3				
Aaleniano	170,3							
Toarciano	174,1							
Pliensbachiano	182,7							
Sinemuriano	190,8							
Hettangiano	199,3							

Figura 9: Columna cronoestratigráfica de la Cordillera Principal entre 33°30' y 33°45'S. Extraído de Mardones et al. (2021).

2.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

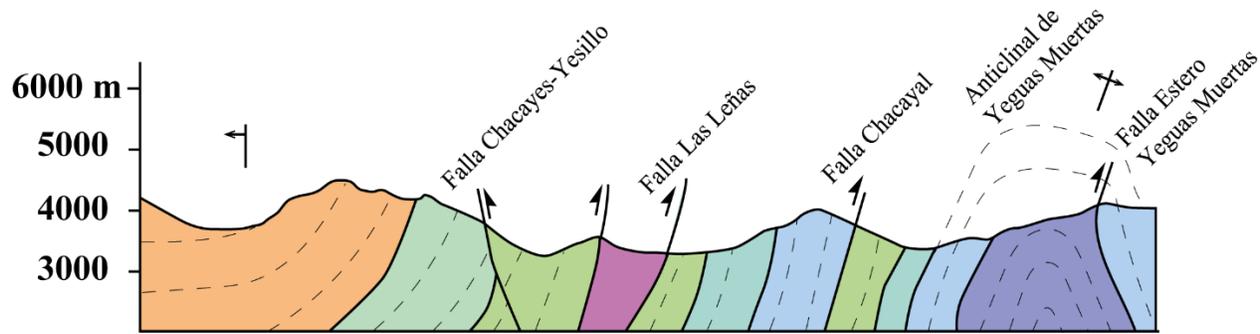
En el borde occidental del área de estudio norte (figura 8), afectando a la Formación Abanico, se encuentra un pliegue sinclinal volcado hacia el oeste cuya traza es paralela a la de la Falla Chacayes-Yesillo (figura 10) (Baeza, 1999; Bustamante, 2002; Charrier et al., 2002, 2005). Esta estructura corresponde a una falla inversa de vergencia oeste y orientación aproximada N20°E/80°E (Fock, 2005).

Inmediatamente al este de la Falla Chacayes-Yesillo, se encuentra la Falla Las Leñas (Giambiagi & Ramos, 2002) que también ha sido identificada como la extensión de la Falla El Diablo que aflora en la zona de muestreo sur y tiene un carácter regional divergiendo en dos ramas en el Cajón de Las Leñas (figura 10) (Fock, 2005). La rama oriental pone en contacto el Intrusivo Cerro Aparejo con la Formación Colimapu deformando capas de menor competencia formando pliegues, boudinage y clivaje penetrativo (Fock, 2005; Mardones, 2019). La rama occidental pone en contacto a la Formación Colimapu con el Intrusivo Cerro Aparejo en cotas cercanas al valle y cuando se asciende la Formación Colimapu se pone en contacto con la Formación Lo Valdés y luego consigo misma (Fock, 2005; Mardones, 2019). Esta estructura tiene una vergencia este con una orientación variable de NNE-SSW a NE-SW y mantea 80°W (Mardones, 2019). Sobre la falla se alza el Anticlinal Aparejo (Giambiagi & Ramos, 2002) que es un pliegue volcado de 2 km de longitud de onda, orientación N-S y cuyos limbos mantean 70°E en su parte oriental y subvertical en su zona occidental (Mardones, 2019).

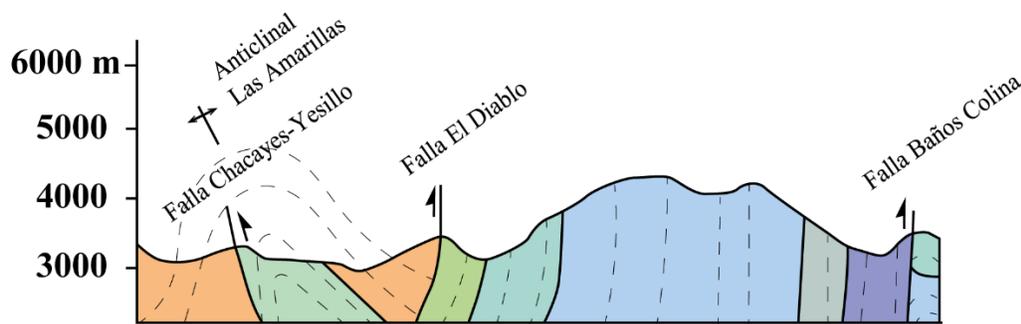
Avanzando al este por la ladera sur del valle Yeso, está la Falla Chacayal definida por Giambiagi y Ramos (2002) (figura 10). Pone en contacto a la Formación Río Damas con Formación Colimapu en una falla de vergencia este, orientación NNE-SSW y manteo aproximado de 80°W (Mardones, 2019). Por otra parte, en la ladera norte a la misma altura se encuentra la Falla Estero Caballos (Giambiagi & Ramos, 2002) de tipo inversa poniendo en contacto a las formaciones Río Damas y Río Colina. Su vergencia es este y tiene una orientación aproximada de N25°W/20°W (Mardones, 2019).

El Anticlinal de Yeguas Muertas (Giambiagi & Ramos, 2002) es un pliegue asimétrico compuesto por las formaciones Río Colina y Río Damas con un rumbo que varía de N-S a NNW-SSE. Su geometría conforma el cerro Panimávida ubicado en el sector oriente de la zona de muestreo norte (figura 10). El flanco occidental posee un manteo de 45°SW, mientras que el oriental se inclina 56°NE (Mardones, 2019).

Sección AA' - Valle del río Yeso



Sección BB' - Valle del río Volcán



Leyenda

- Intrusivo del Mioceno
- Formación Abanico
- Unidad Las Coloradas
- Formación Colimapu
- Formación Lo Valdés
- Unidad de Yeso oxfordiano
- Formación Río Damas
- Formación Río Colina

Figura 10: Perfiles estructurales de los valles de los ríos Yeso (AA') y Volcán (BB'). A partir de Fock (2005) y Mardones et al. (2021).

Por último, en el borde oriental de la zona de estudio se identifica la Falla Estero Yeguas Muertas (Mardones, 2019) que marcaría a su vez el borde oriental del depocentro homónimo y de la cuenca Abanico, la cual habría sufrido una inversión positiva en el Oligoceno tardío – Mioceno temprano (Fock, 2005; Mardones, 2019; Mardones et al., 2021). Tiene una orientación N15°W en rumbo con un manteo variable desde los 80°E en la base del afloramiento a 65°W en la cima (Mardones, 2019). La estructura sitúa a la unidad de Yeso principal (Thiele, 1980) sobre la Formación Río Damas y se puede correlacionar más al sur con la falla Baños Colina (Mardones, 2019).

Las estructuras descritas conforman la parte occidental de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (FPCA) (Giambiagi et al., 2003) la cual se formó durante el Mioceno temprano a medio afectando a las sucesiones mesozoicas principalmente (Charrier et al., 2009; Fock, 2005; Giambiagi & Ramos, 2002; Mardones et al., 2021). Según Mardones et al. (2021) el acortamiento de la FPCA lo controló el sistema de falla Estero Yeguas Muertas-Baños Colina llegando a 28 y 27 km en los valles de los ríos Yeso y Volcán respectivamente. Es más, en una escala regional se puede observar que el acortamiento de la Cordillera Principal es progresivamente menor hacia el sur lo que se relaciona con la formación del Oroclino del Maipo, debido a la rotación diferencial de las secciones ligada a la subducción del Ridge de Juan Fernández y las distintas etapas de transición de cuña (Arriagada et al., 2013; Giambiagi et al., 2022; Puigdomenech et al., 2021).

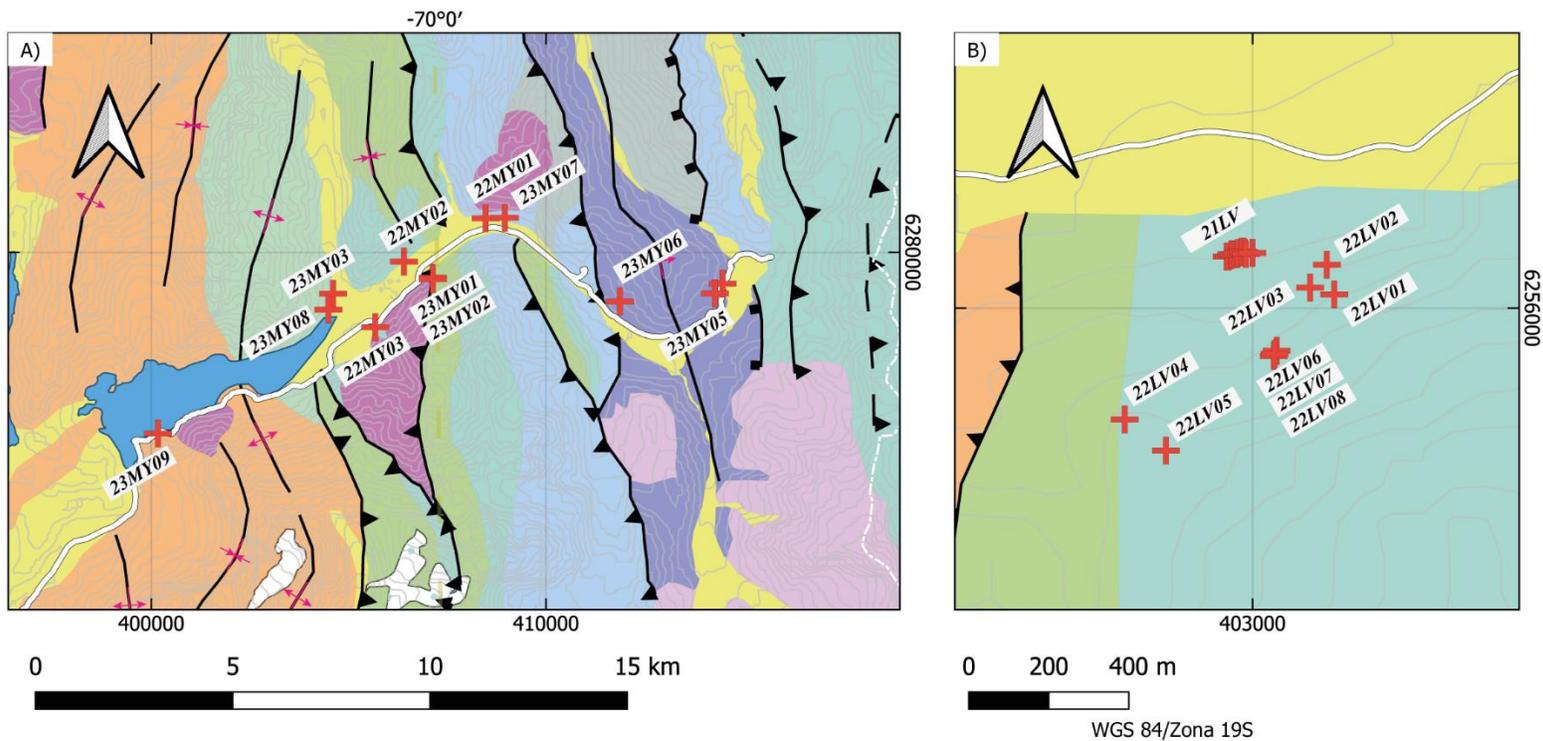
3 METODOLOGÍA

3.1 TRABAJO DE TERRENO

3.1.1 MUESTRAS VALLE DEL RÍO YESO

Se hizo una recopilación bibliográfica para caracterizar la geología de la zona. Los datos fueron compilados en el software QGIS con el que se confeccionó el mapeo geológico (figura 8) y se planificaron las campañas de terreno. Los sitios de muestreo se eligieron a partir de la accesibilidad desde el camino, la presencia de afloramientos y una vez en terreno se evaluó la calidad de la roca procurando que no haya fracturas que dificultaran la obtención de los testigos. El número de testigos por sitio depende de las características del afloramiento tratando de cubrir gran parte del área expuesta. En cuanto a litología, se priorizaron rocas estratificadas de grano muy fino a medio evitando conglomerados, brechas e intrusivos.

Se muestrearon un total de 12 sitios en el valle del río Yeso (figura 11.a). Los sitios con el código 22MY fueron sacados el 2022 y los de código 23MY corresponden a campañas de terreno del 2023. Las muestras pertenecen principalmente a secuencias marinas calcáreas del Jurásico Medio Superior – Cretácico (tabla 1).



Simbología

- + Sitios muestreados
 - Rutas y caminos
 - Cuerpo de agua
 - Curva de nivel 100m
- Estructuras**
- Falla inversa inferida
 - Falla inversa
 - Falla normal
 - Pliegue anticlinal
 - Pliegue sinclinal

Legenda

- Glaciar
- Cuaternario
- Lavas antiguas y nuevas
- Intrusivo del Mioceno
- Formación Abanico
- Unidad Las Coloradas
- Formación Colimapu
- Formación Lo Valdés
- Unidad de Yeso oxfordiano
- Formación Río Damas
- Formación Río Colina

Figura 11: a) Sitios muestreados en el valle del río Yeso; b) Sitios muestreados en el valle del río Volcán.

Las muestras se obtuvieron utilizando una perforadora portátil (figura 12.a) y se orientaron con una brújula magnética (figura 12.b) y una solar, en la medida que las condiciones ambientales lo permitiesen. Cuando la orientación solar no era posible, la orientación magnética fue corregida usando la declinación calculada a partir de la referencia geomagnética internacional en cada sitio.



Figura 12: Muestra paleomagnética en terreno. a) Perforación de la roca; b) Orientación del testigo.

Tabla 1: Resumen de los sitios muestreados en las campañas de terreno MY.

Sitio	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Formación	Litología	Nº de testigos
22MY01	-33.608098	-69.986594	2397	RÍO DAMAS	VOLCANOSSEDIMENTARIA	9
22MY02	-33.617822	-70.009037	2397	LO VALDÉS	FANGOLITA NEGRA	7
22MY03	-33.632725	-70.010260	2345	LO VALDÉS	LUTITA/ARENISCA CALCÁREA	10
23MY01	-33.621524	-70.001167	2407	COLIMAPU	ARENISCA GRUESA	6
23MY02	-33.621885	-70.001128	2695	COLIMAPU	ARENISCA FINA	7
23MY03	-33.624990	-70.028468	2318	LAS COLORADAS	ARENISCA ROJA FINA	7
23MY04	-33.623520	-69.921983	2702	RÍO COLINA	ARENISCA NEGRA FINA	3
23MY05	-33.625764	-69.924129	2719	RÍO COLINA	ARENISCA FINA	6
23MY06	-33.627388	-69.950133	2721	RÍO COLINA	ARENISCAS	5
23MY07	-33.607990	-69.981329	2458	RÍO DAMAS	ARENISCA CONGLOMERADICA	8
23MY08	-33.628630	-70.029795	2381	LAS COLORADAS	LUTITAS ROJAS Y NEGRAS	7
23MY09	-33.656561	-70.076728	2351	ABANICO	ANDESITA	6

3.1.2 MUESTRAS VALLE DEL RÍO VOLCÁN

Además de las muestras obtenidas en las campañas al valle del río Yeso, se utilizaron testigos de campañas anteriores a este estudio para abarcar los dos valles afectados por la FPCA. Las muestras adicionales corresponden a los códigos 21LV y 22LV (figura 11.b) cuya información se muestra resumida en la tabla 2. En total entre las campañas LV y MY se obtuvieron 32 sitios de los cuales 29 corresponden a rocas sedimentarias y 3 de origen ígneo, de la última categoría se muestrearon dos intrusivos hipabisales en el sitio 22LV02 y las muestras 01, 02, 06, 07, 08 y 09 del sitio 22MY01, mientras que las muestras 03, 04 y 05 se clasificaron como rocas volcanosedimentarias. Por último, el sitio 23MY09 es de una colada andesítica perteneciente a la Formación Abanico.

Tabla 2: Resumen de los sitios muestreados en las campañas de terreno LV.

Sitio	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Formación	Litología	Nº de testigos
21LV01	-33.830629	-70.048981	2013	LO VALDÉS	WACKESTONE	4
21LV02	-33.830627	-70.048921	2013	LO VALDÉS	FLOATSTONE	4
21LV03	-33.830593	-70.048851	2013	LO VALDÉS	WACKESTONE ARENOSA	3
21LV04	-33.830571	-70.048844	2013	LO VALDÉS	WACKESTONE ARENOSA	4
21LV05	-33.830577	-70.048775	2013	LO VALDÉS	WACKESTONE	4
21LV06	-33.830579	-70.048705	2013	LO VALDÉS	FLOATSTONE	7
21LV07	-33.830550	-70.048672	2013	LO VALDÉS	FLOATSTONE	6
21LV08	-33.830529	-70.048591	2013	LO VALDÉS	ARENISCA FINA	4
21LV09	-33.830515	-70.048542	2013	LO VALDÉS	ARENISCA NEGRA	5
21LV10	-33.830537	-70.048494	2013	LO VALDÉS	FLOATSTONE	4
21LV11	-33.830574	-70.048455	2013	LO VALDÉS	FANGOLITA CALCÁREA	4
21LV12	-33.830551	-70.048283	2016	LO VALDÉS	FANGOLITA CALCÁREA	5
22LV01	-33.831506	-70.046084	2215	LO VALDÉS	WACKESTONE ARENOSA	6
22LV02	-33.831348	-70.046731	2129	DIQUE	ANDESITA	4
22LV03	-33.830837	-70.046271	2081	LO VALDÉS	ARENISCA CALCÁREA	10
22LV04	-33.834281	-70.051781	2302	LO VALDÉS	FANGOLITA CALCÁREA	8
22LV05	-33.834994	-70.050677	2348	LO VALDÉS	ARENISCA CALCÁREA	6
22LV06	-33.832765	-70.047656	2188	LO VALDÉS	FANGOLITA CALCÁREA	8
22LV07	-33.832881	-70.047733	2188	LO VALDÉS	FANGOLITA CALCÁREA	9
22LV08	-33.832836	-70.047711	2188	LO VALDÉS	FANGOLITA CALCÁREA	6

3.2 TRABAJO DE LABORATORIO

3.2.1 RECUPERACIÓN DE MUESTRAS

Los testigos de largos irregulares se debieron uniformar para su posterior análisis de laboratorio. Para ello cada testigo se cortó en muestras cilíndricas de 22 mm de largo aproximadamente (figura 13) conservando siempre el tramo más interno del afloramiento el cual corresponde a la muestra A de cada testigo. Los segmentos que no alcanzaron el largo requerido se almacenaron para su futuro análisis petrológico u otros estudios complementarios que no se tratarán en este trabajo.



Figura 13: Muestras cortadas y rotuladas para el trabajo de laboratorio.

3.2.2 ESTUDIO MAGNÉTICO

Las muestras fueron sometidas a un estudio magnético que incluyó el análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética y la medición del Magnetización Remanente Natural (MRN). En primer lugar, se evaluó la ASM utilizando un susceptibilímetro Kappabridge KLY-3S. Cada muestra se midió en 4 posiciones, 3 de ellas para evaluar la anisotropía en los distintos ejes (figura 14) y la última para estimar el valor *bulk* de anisotropía en la muestra. Los resultados fueron procesados con el *software* ASM_OSX (Roperch, s.f) generando estereogramas de los sitios in situ y corregidos por la inclinación de los estratos medidos en terreno o, por defecto, adquiridos en bibliografía. Además, se elaboraron gráficos T-P' para deducir el grado de deformación de las rocas (Borradaile & Henry, 1997).

En segundo lugar, se realizó la medición de MRN con la ayuda de un magnetómetro de rotación Molspin (figura 15). Los resultados de esta etapa fueron utilizados para testear la aplicabilidad de las muestras para un eventual estudio de rotaciones mediante desmagnetización termal.

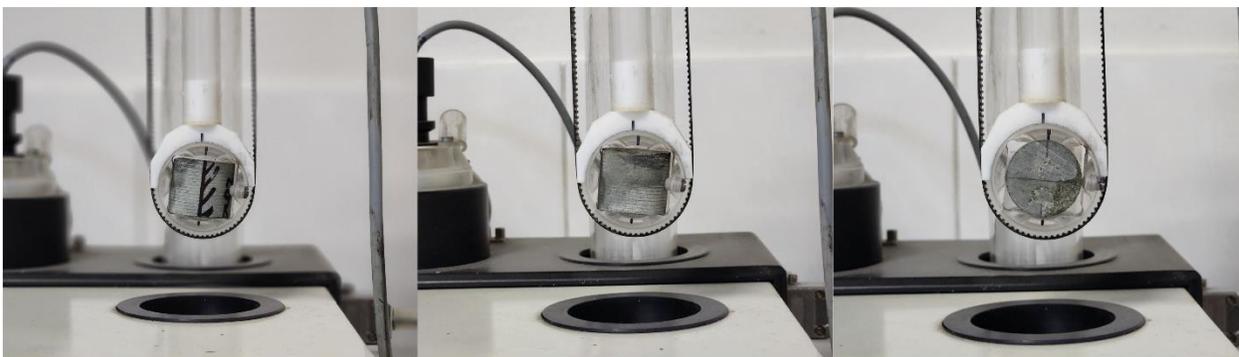


Figura 14: Posiciones en las que se midió el ASM en una muestra en el susceptibilímetro Kappabridge KLY-3S.



Figura 15: Medición de MRN en el magnetómetro de rotación Molspin.

3.2.3 PETROGRAFÍA ÓPTICA

Se realizaron 4 cortes transparentes de especímenes de 2 sitios pertenecientes al valle del río Yeso para comparar la mineralogía magnética y la relación que guarda la composición con la anisotropía de susceptibilidad magnética. La tabla 3 muestra el plano que se utilizó para cada muestra.

Tabla 3: Plano de cortes transparentes para descripción de mineralogía magnética.

Sitio	Formación	Plano de corte
22MY0204A	Lo Valdés	Paralelo al plano de foliación
22MY0302B	Lo Valdés	Perpendicular a vetillas
22MY0304A	Lo Valdés	Paralelo al plano de foliación
22MY0308A	Lo Valdés	Paralelo al plano de foliación

Los cortes se analizaron con un microscopio Leica DM2700 a luz transmitida con el objetivo de hacer una descripción petrográfica e identificar posibles minerales que pueden afectar los parámetros magnéticos. Luego se procedió a realizar un pulido a la muestra de mayor anisotropía que fue analizada con luz reflejada. En ambos casos se obtuvieron fotografías de los cortes utilizando una cámara Nikon D5600.

4 RESULTADOS

4.1 MAGNETIZACIÓN REMANENTE NATURAL Y SUSCEPTIBILIDAD

La susceptibilidad en Lo Valdés abarca un rango desde $3,07 \times 10^{-5}$ (SI) hasta $3,43 \times 10^{-4}$ (SI) y un rango entre $9,26 \times 10^{-6}$ y $8,36 \times 10^{-2}$ (SI) en el valle del río Yeso, no obstante, valores con magnitud 10^{-2} se registraron casi completamente en rocas ígneas de los sitios 22MY01 y 23MY09 en las que se esperaría una susceptibilidad mayor que las rocas sedimentarias las cuales mayoritariamente presentan una magnitud de 10^{-4} (SI) en ambos valles, aunque ligeramente mayor al norte. En cambio, los valores más bajos se presentan en rocas sedimentarias de grano muy fino de la Formación Lo Valdés en los sitios 22MY 02 y 03.

Por su parte, el remanente natural se muestra más estable a lo largo de la transecta de la campaña 21LV tomando valores alrededor de 10^{-4} A/m, mientras que en el valle del Yeso se ve un rango más amplio cuyo mínimo se da en el sitio 23MY06 con $2,00 \times 10^{-4}$ A/m y alcanza los 3,96 A/m en el sitio 23MY02, siendo el promedio $2,79 \times 10^{-1}$ A/m, dos órdenes de magnitud mayor que en el río Volcán.

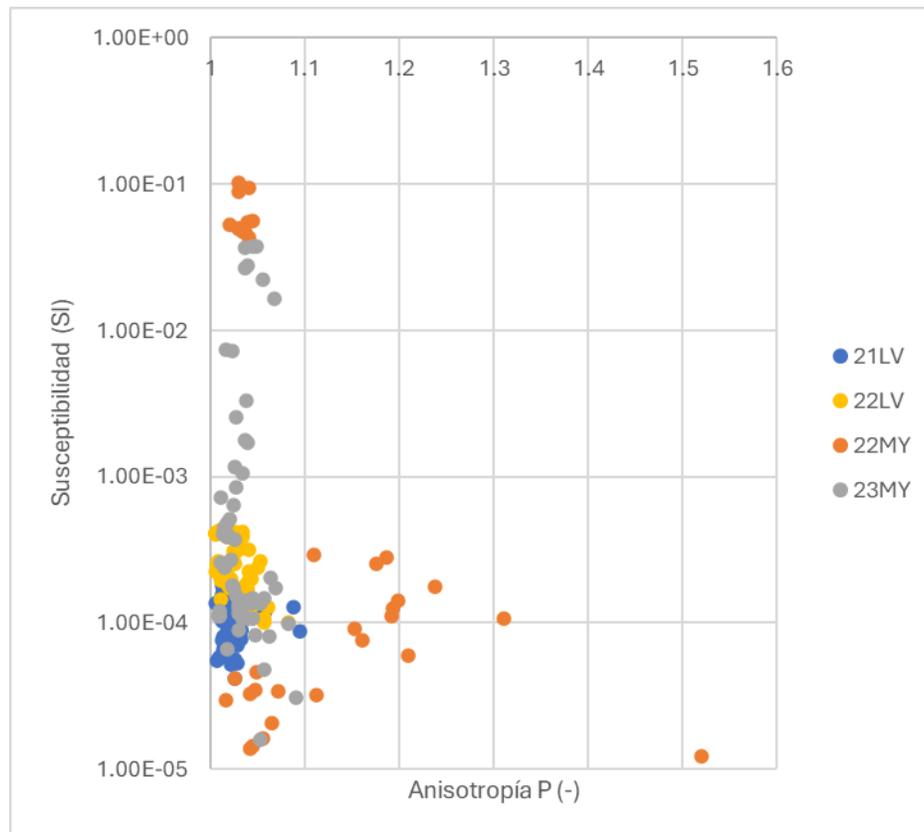


Figura 16: Susceptibilidad en escala logarítmica versus anisotropía de todos los sitios muestreados.

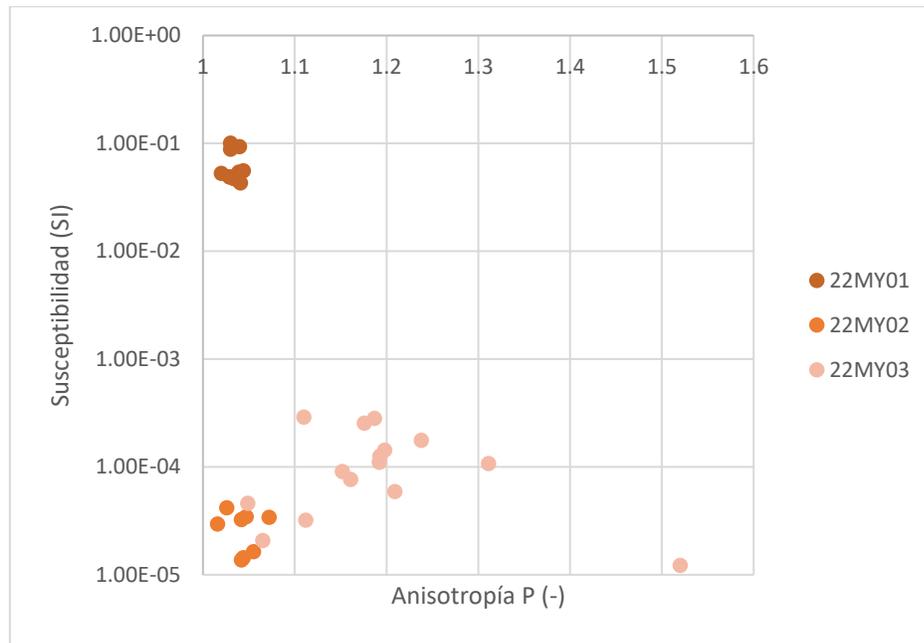


Figura 17: Susceptibilidad en escala logarítmica versus anisotropía de los sitios 22MY.

4.2 PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA MAGNÉTICA

Las cuatro muestras analizadas son rocas carbonatadas, matrices soportadas con presencia de fósiles como bivalvos y principalmente ostrácodos de tamaño muy variable, desde >1 mm a casi 7 mm (figura 18). Tanto la matriz como el cemento son de origen calcáreo de grano muy fino, aunque en el espécimen 22MY0308A también se observa esparita con cristales de hasta 2 mm de largo que a nícoles cruzados exhiben colores de interferencia hasta verdes de tercer grado (figura 19). Los demás minerales encontrados son opacos generalmente aislados y de hábito tabular en las muestras 22MY 0204A y 0304A, mientras que en 22MY03 02B y 08A, de mayor anisotropía, se presentan en mayor concentración, con mayor tamaño y rellenando vetillas (figura 20). Además, se observa un mayor contenido fósil en las muestras con menor porcentaje de minerales opacos y menor anisotropía llegando a ser el 15% en el espécimen 22MY0304A. Por el contrario, en las muestras 22MY03 02B y 08A representan alrededor del 1%.

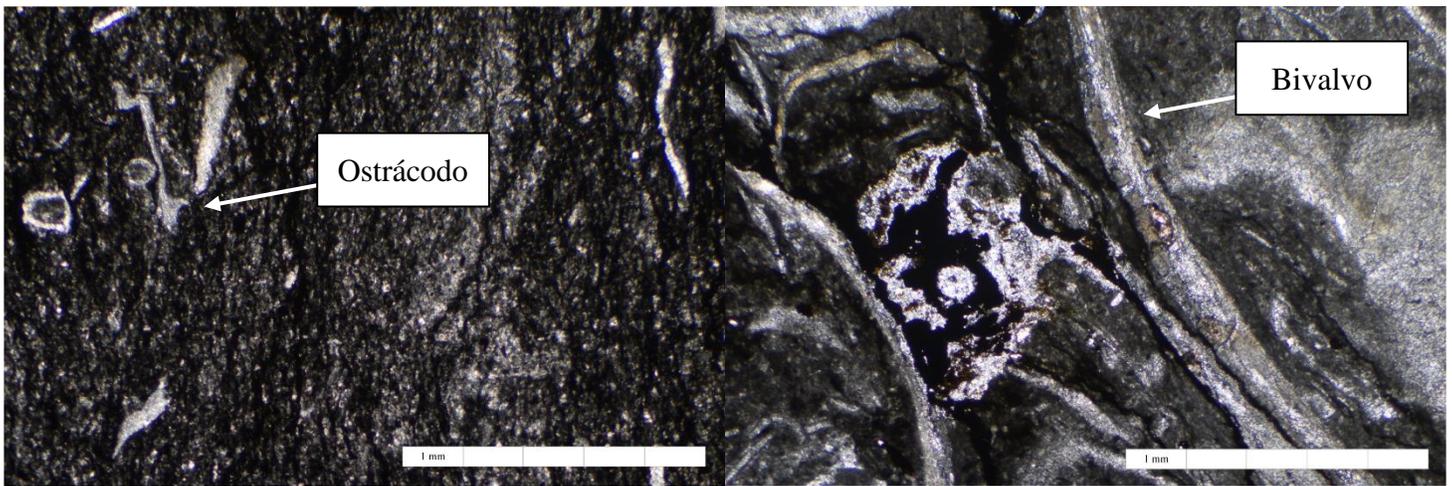


Figura 18: Fósiles de ostrácodos en la muestra 22MY0204A y bivalvos en 22MY0304A.

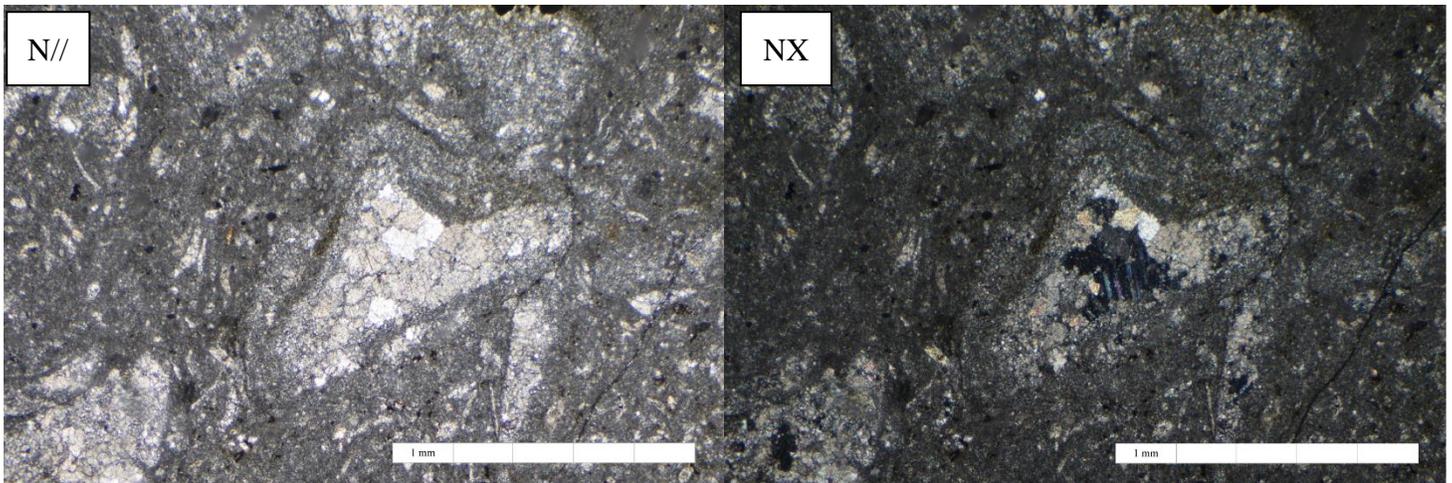


Figura 19: Esparita de muestra 22MY0308A en nícoles paralelos (izquierda) y nícoles cruzados (derecha).

Todas las muestras del sitio 22MY03 presentan alteración de jarosita/hematita, sobre todo en el espécimen 22MY0302B donde la alteración se concentra como halo en las vetillas de minerales opacos (figura 20).

En luz reflejada, la muestra pulida muestra una gran cantidad de hematita, representando el 50% de los cristales. El 45% corresponde a pirita y el 5% restante es calcopirita (figuras 21 y 22). Alrededor de todos los cristales de hematita especular también es posible observar a nícoles cruzados una fuerte alteración de hematita/jarosita (figura 23).

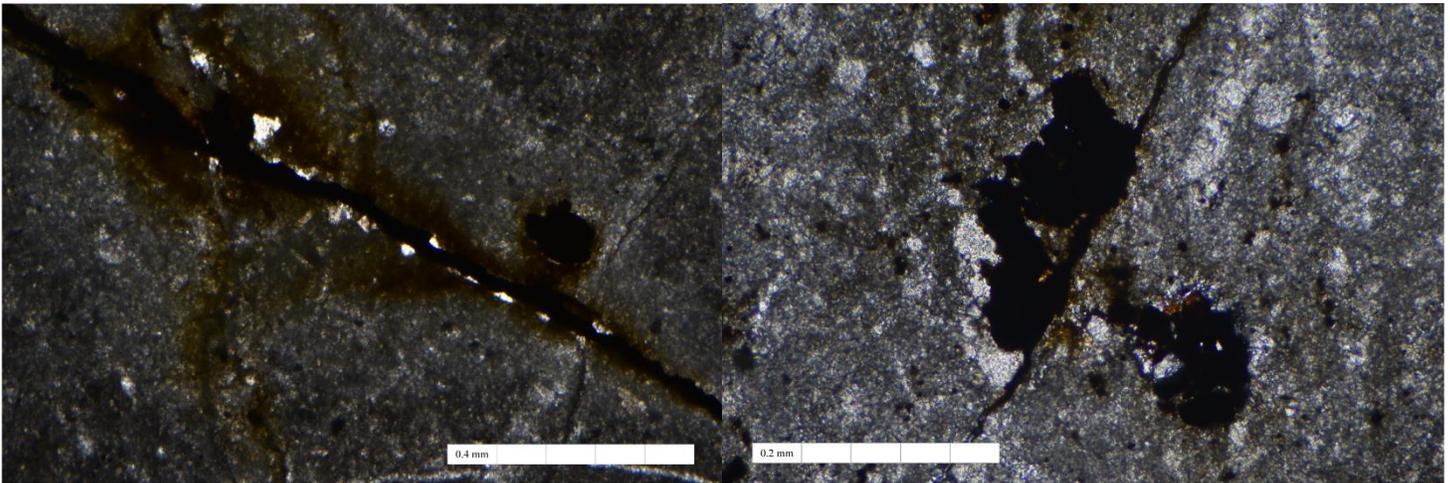


Figura 20: Vetillas rellenas de minerales opacos a nícoles paralelos en las muestras 22MY0302B (izquierda) y 22MY0308A (derecha). Los sectores marrones corresponden a óxidos de Fe como hematita y jarosita.

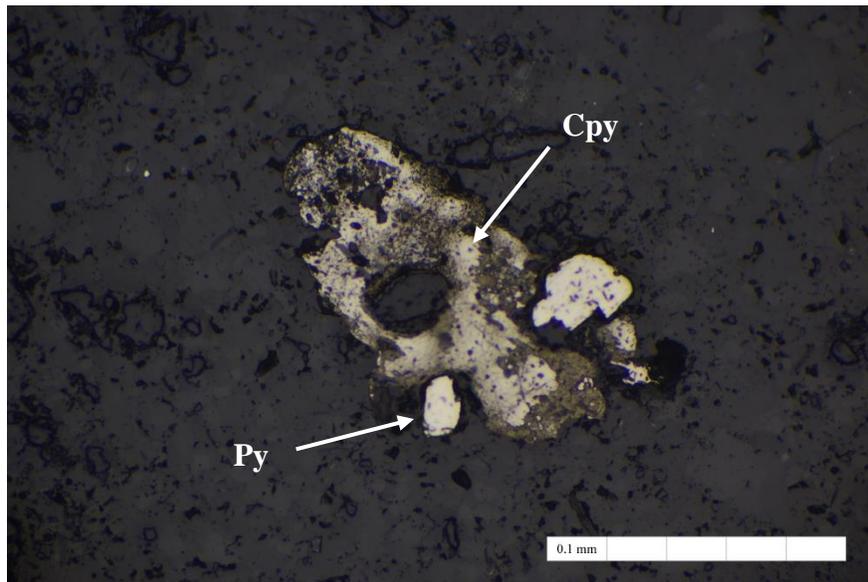


Figura 21: Calcopirita y pirita en la muestra 22MY0302B a nícoles paralelos en la muestra 22MY0302B.

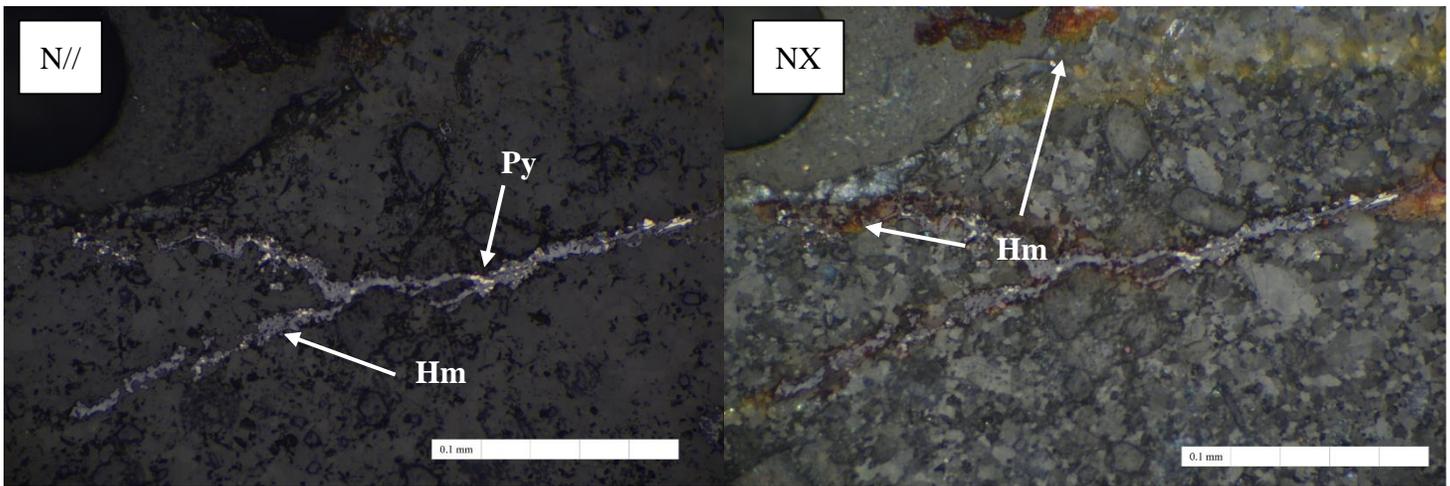


Figura 22: Vetilla rellena de hematita especular y pirita a nícoles paralelos (izquierda) y a nícoles cruzados (derecha) se observa la hematita de alteración en un tono marrón en la muestra 22MY0302B.

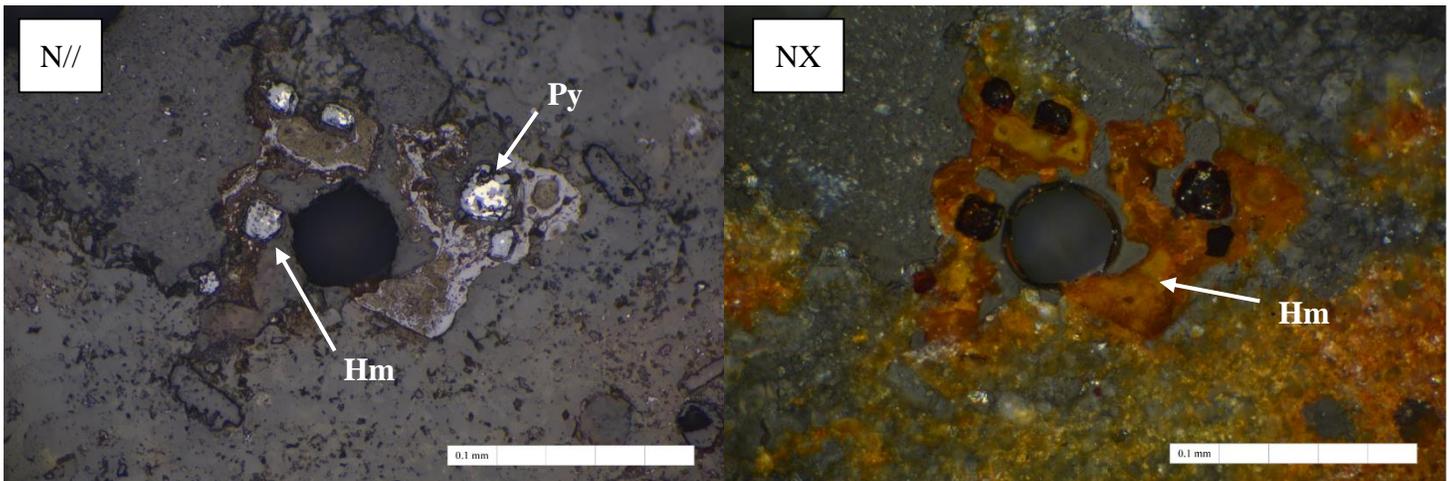


Figura 23: Cristales de hematita especular y pirita a nícoles paralelos (izquierda) y a nícoles cruzados (derecha) hematita de alteración en la muestra 22MY0302B.

4.3 ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DEL VALLE DEL RÍO YESO

El parámetro de anisotropía P' del valle Yeso (figura 24 y 25) comprende valores entre 1,008 y 1.138 que corresponden a los sitios 23MY04 en areniscas de la Formación Río Colina y 22MY03 en calizas de la Formación Lo Valdés respectivamente. La mayoría de los sitios cae dentro de las etapas intermedias de la deformación bajo el criterio de Robion et al. (2007), a excepción de los especímenes del sitio 22MY03 con un alto grado de anisotropía y una fábrica oblata (figura 24). Al clasificar los sitios por su forma según el parámetro de forma T (tabla 4) se tiene que el 58,3% corresponde a una fábrica prolata ($T < 0$), 33,3% a una oblata ($T > 0$) y el sitio 23MY03 presenta una fábrica rotacional neutra, o sea, $T=0$.

Las fábricas magnéticas de este sector se muestran generalmente bien agrupadas con errores limitados que marcan fábricas tanto uniaxiales como triaxiales. Entre los sitios con mayor error se encuentra el 23MY08, donde los elipsoides de confianza abarcan la gran parte del estereograma y, en consecuencia, no se puede clasificar de forma confiable. En cambio, los sitios 22MY02, 22MY03 y 23MY07 presentan una preferencia clara en el carácter de sus fábricas, a pesar del mayor grado de dispersión respecto al resto de los estereogramas. Por otro lado, los estereogramas in situ (figura 26) y con corrección por manteo (figura 27), se observa que la gran parte de los sitios poseen un k_1 bien definido cuya dirección se puede correlacionar con el rumbo de las estructuras cercanas, es decir, muestran una desviación con respecto al rumbo menor a 20° . También se muestra en la figura 31, pero algunas de las lineaciones magnéticas (figura 28) pierden esta propiedad al corregir por manteo (figura 29), estos son los sitios 23MY05, 23MY08 y 23MY09. En contraste, la foliación magnética conserva una menor correlación con las estructuras locales tanto in situ (figura 30) como con corrección de manteo (figura 31).

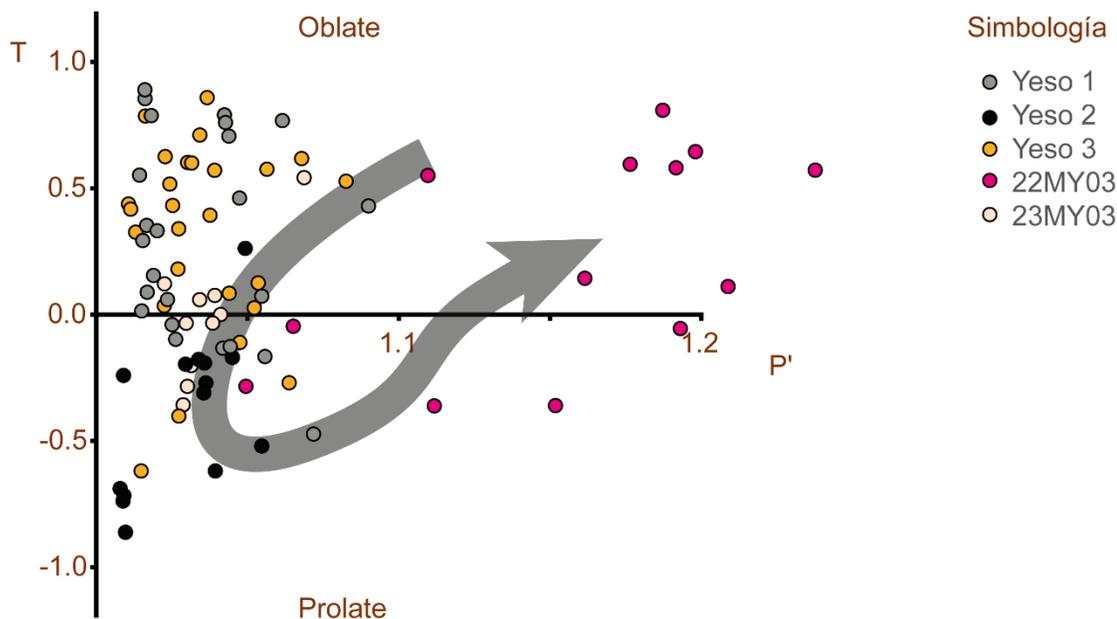


Figura 24: Diagrama T-P' de los sitios de las campañas 22MY y 23MY en el valle del río Yeso. Los grupos se muestran en la tabla 4.

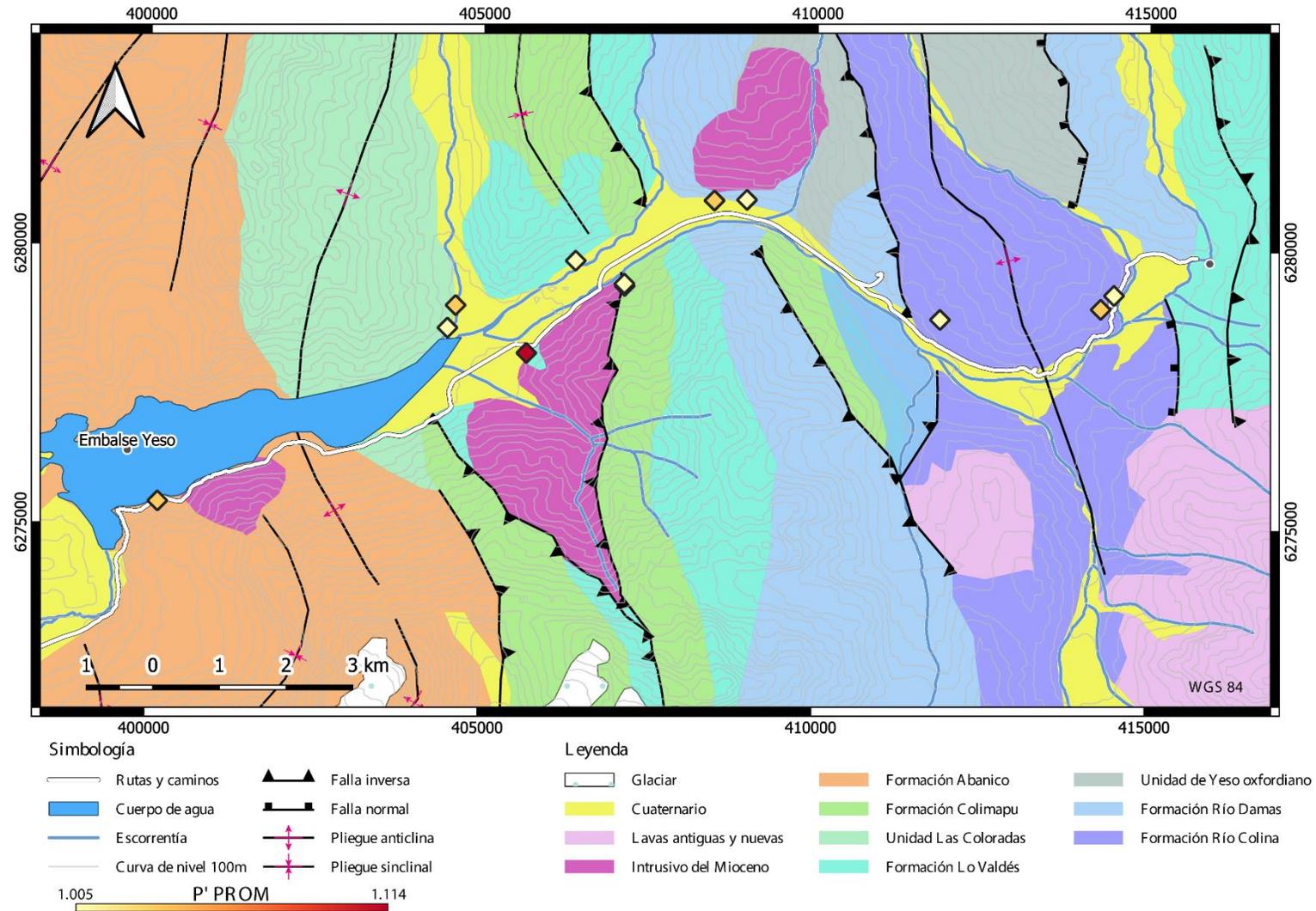
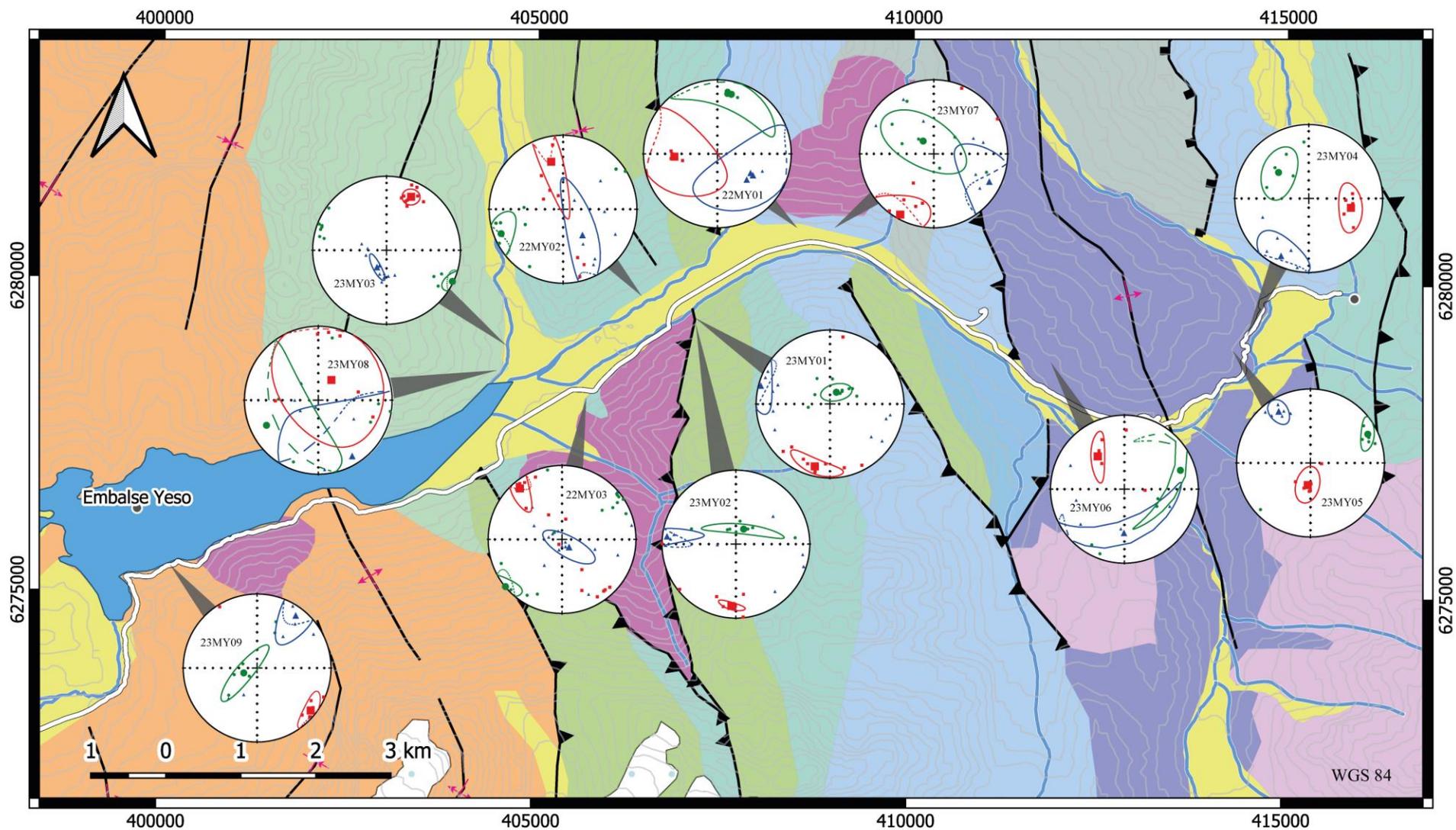


Figura 25: Intensidad de anisotropía P' a lo largo del valle del río Yeso.



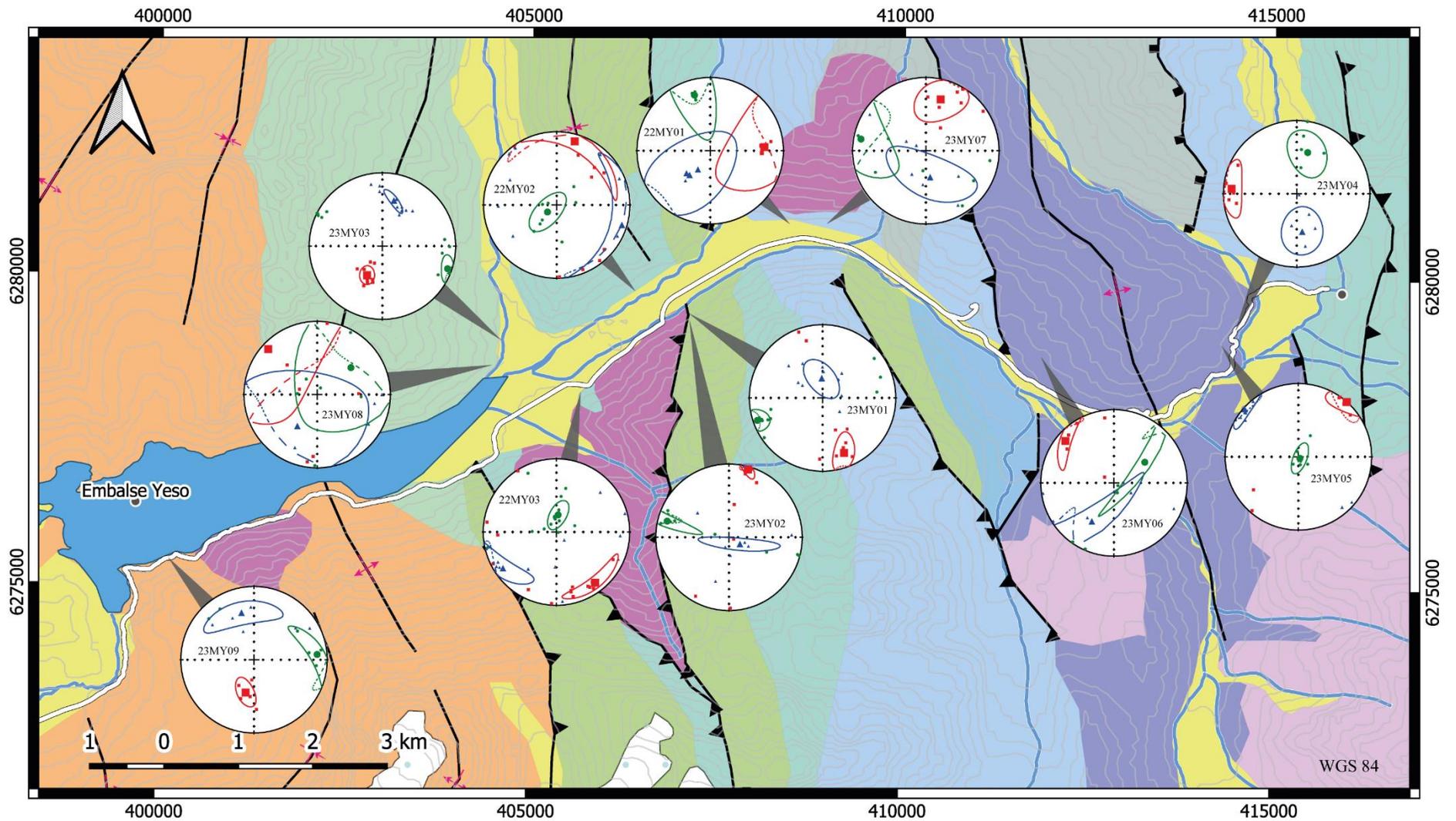
Simbología

- | | |
|---------------------|--------------------|
| Rutas y caminos | Falla inversa |
| Cuerpo de agua | Falla normal |
| Escorrentía | Pliegue anticlinal |
| Curva de nivel 100m | Pliegue sinclinal |

Leyenda

- | | | |
|-------------------------|----------------------|---------------------------|
| Glaciar | Formación Abanico | Unidad de Yeso oxfordiano |
| Cuaternario | Formación Colimapu | Formación Río Damas |
| Lavas antiguas y nuevas | Unidad Las Coloradas | Formación Río Colina |
| Intrusivo del Mioceno | Formación Lo Valdés | |

Figura 26: Estereogramas in situ de ASM de los sitios de las campañas 22MY y 23MY en el valle del río Yeso. Rojo k_1 , azul k_2 y verde k_3 .



Simbología

- | | | | |
|--|---------------------|--|-------------------|
| | Rutas y caminos | | Falla inversa |
| | Cuerpo de agua | | Falla normal |
| | Escorrentía | | Pliegue anticlina |
| | Curva de nivel 100m | | Pliegue sinclinal |

Leyenda

- | | | | | | |
|--|-------------------------|--|----------------------|--|---------------------------|
| | Glaciar | | Formación Abanico | | Unidad de Yeso oxfordiano |
| | Cuaternario | | Formación Colimapu | | Formación Río Damas |
| | Lavas antiguas y nuevas | | Unidad Las Coloradas | | Formación Río Colina |
| | Intrusivo del Mioceno | | Formación Lo Valdés | | |

Figura 27: Estereogramas con corrección de manto de ASM de los sitios de las campañas 22MY y 23MY en el valle del río Yeso. Rojo k_1 , azul k_2 y verde k_3 .

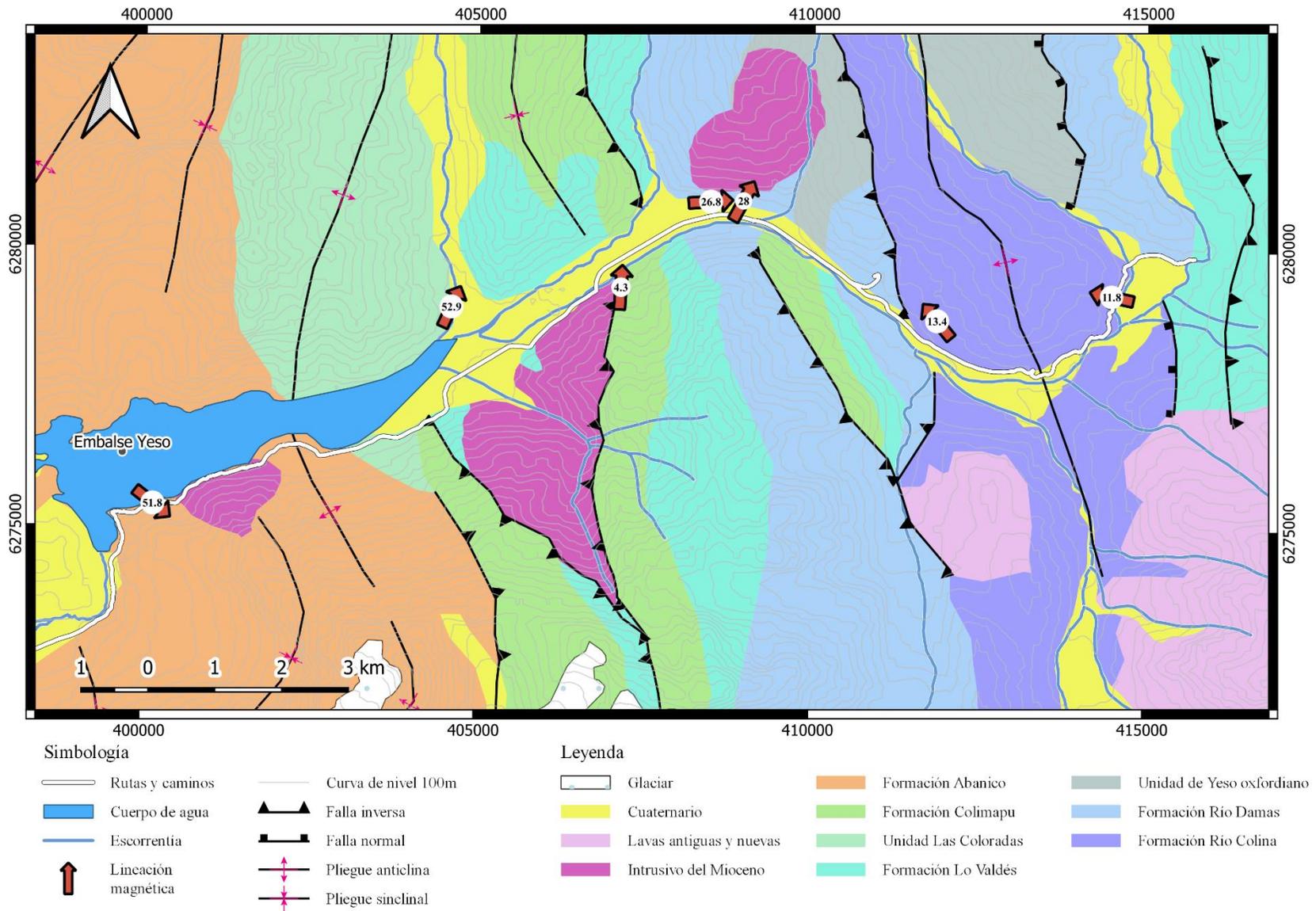


Figura 28: Dirección e inclinación de la lineación magnética in situ de los sitios con elipsoides de anisotropía prolato de las campañas 22MY y 23MY en el valle del río Yeso.

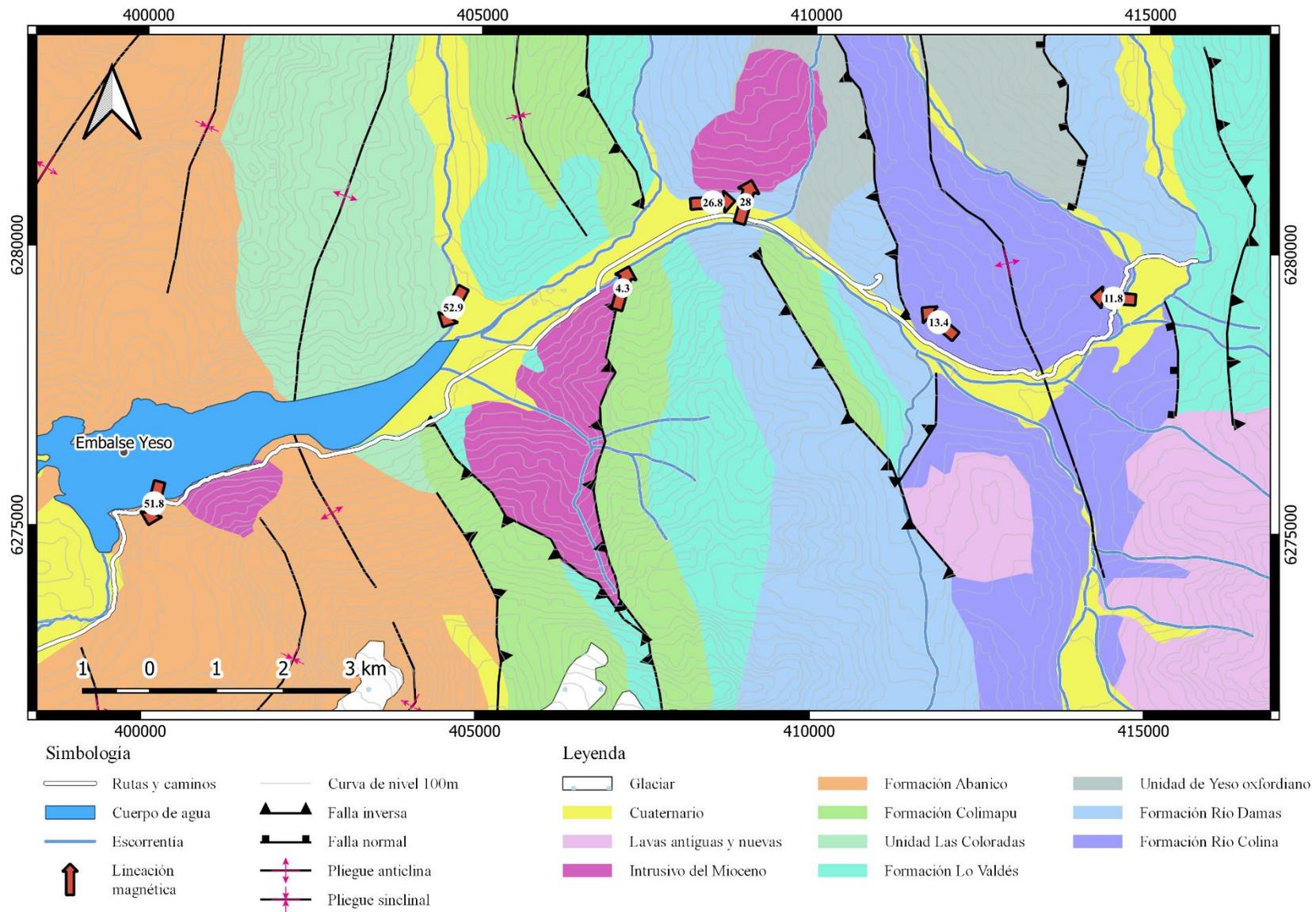


Figura 29: Dirección e inclinación de la lineación magnética con corrección de manto de los sitios con elipsoides de anisotropía prolato de las campañas 22MY y 23MY en el valle del río Yeso.

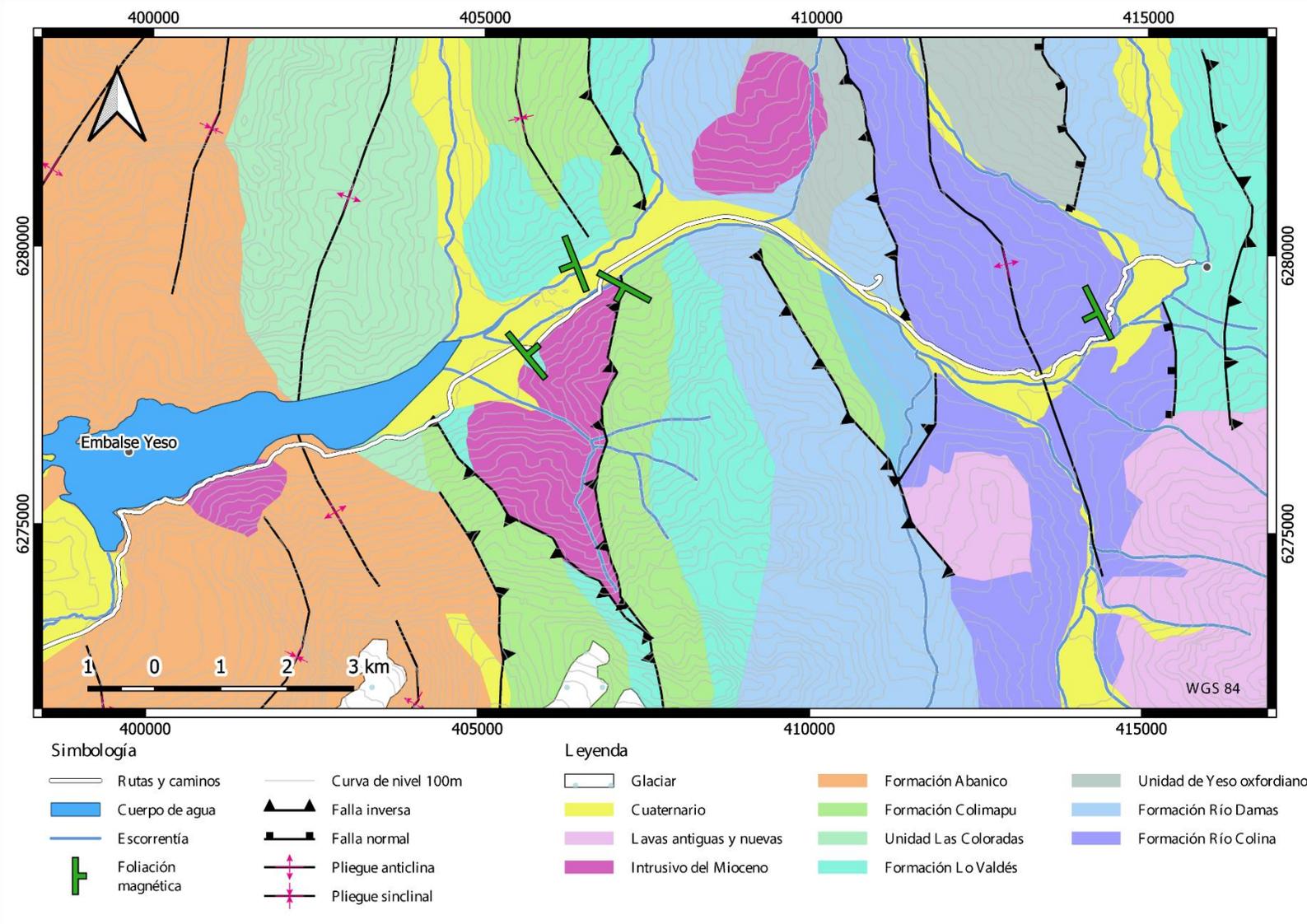


Figura 30: Orientación del plano de foliación magnética in situ de los sitios con elipsoides de anisotropía oblatos de las campañas 22MY y 23MY en el valle del río Yeso.

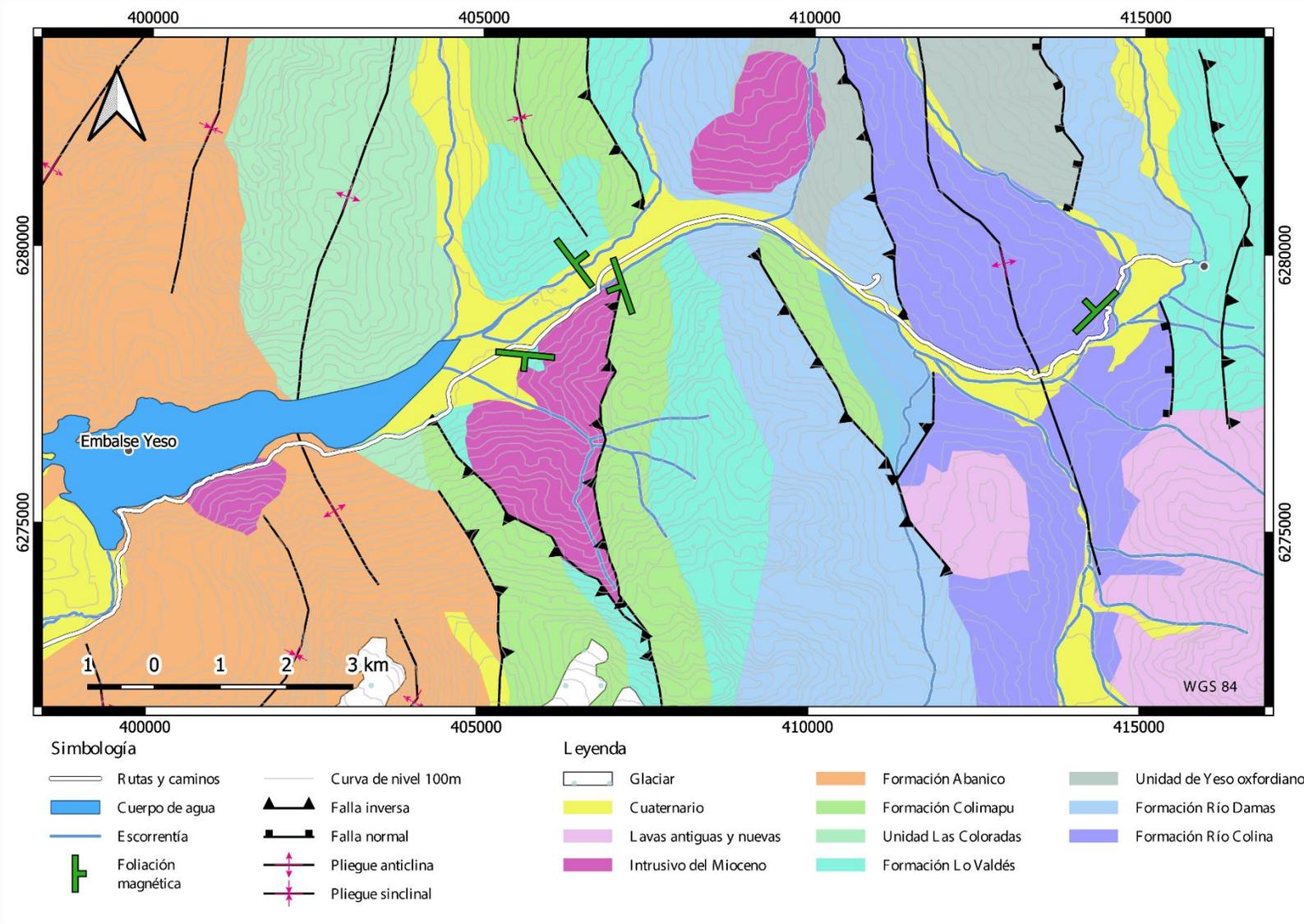


Figura 31: Orientación del plano de foliación magnética con corrección de manteo de los sitios con elipsoides de anisotropía oblatos de las campañas 22MY y 23MY en el valle del río Yeso.

Tabla 4: Parámetros escalares de forma e intensidad de los sitios 22MY y 23MY en el valle del río Yeso.

Grupo	Sitio	P' promedio	T promedio	Forma	Lineación l	Foliación f
Yeso 1	22MY02	0.57	1.028	I	1.006	1.021
	23MY01	0.26	1.015	IV	1.005	1.009
	23MY05	0.51	1.047	II	1.011	1.034
Yeso 2	22MY01	-0.20	1.033	IV	1.003	1.011
	23MY04	-0.66	1.008	III	1.006	1.001
	23MY09	-0.52	1.038	IV	1.027	1.009
Yeso 3	23MY02	-0.21	1.021	III	1.013	1.008
	23MY06	-0.58	1.020	III	1.015	1.004
	23MY07	-0.11	1.013	III	1.007	1.006
	23MY08	-0.11	1.011	-	1.006	1.005
-	22MY03	0.56	1.138	I	1.027	1.100
-	23MY03	0.00	1.033	IV	1.017	1.017

4.4 ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DEL VALLE DEL RÍO VOLCÁN

En cuanto, a los parámetros escalares (tabla 5) del valle del río Volcán (figura 32), se tiene que según T la mitad de los sitios son de fábricas oblatas y la otra mitad son prolatas, mientras que la intensidad de anisotropía P' (figura 33) tiene un mínimo de 1,005 en el sitio 22LV02, que corresponde a un dique andesítico, y su máximo lo alcanza en fangolitas calcáreas del sitio 22LV06 con $P'=1.045$. El diagrama T- P' , al igual que en el valle del río Yeso, sitúa a la mayoría de los sitios en las etapas tempranas e intermedias de deformación.

Los estereogramas in situ (figura 34) de los especímenes 21LV, que se limitan a una transecta E-W, poseen el eje k_1 preferencialmente hacia el este y k_2 k_3 se distribuyen en la N-S aproximadamente. La excepción serían los sitios 21LV02, 21LV11 y 21LV12 cuyas lineaciones magnéticas se encuentran más cercanas al meridiano, además se encuentra una similitud entre los sitios 21LV02 y 21LV12 de fábricas uniaxiales lineales, mientras que 21LV11 es más uniaxial. El resto de los sitios de la campaña son fábricas aparentemente uniaxiales con un alto nivel de confianza en general. Mientras que los sitios 22LV presentan fábricas mayoritariamente con su k_1 a los 90° , pero se observa una mayor variedad de formas, a diferencia del grupo anterior.

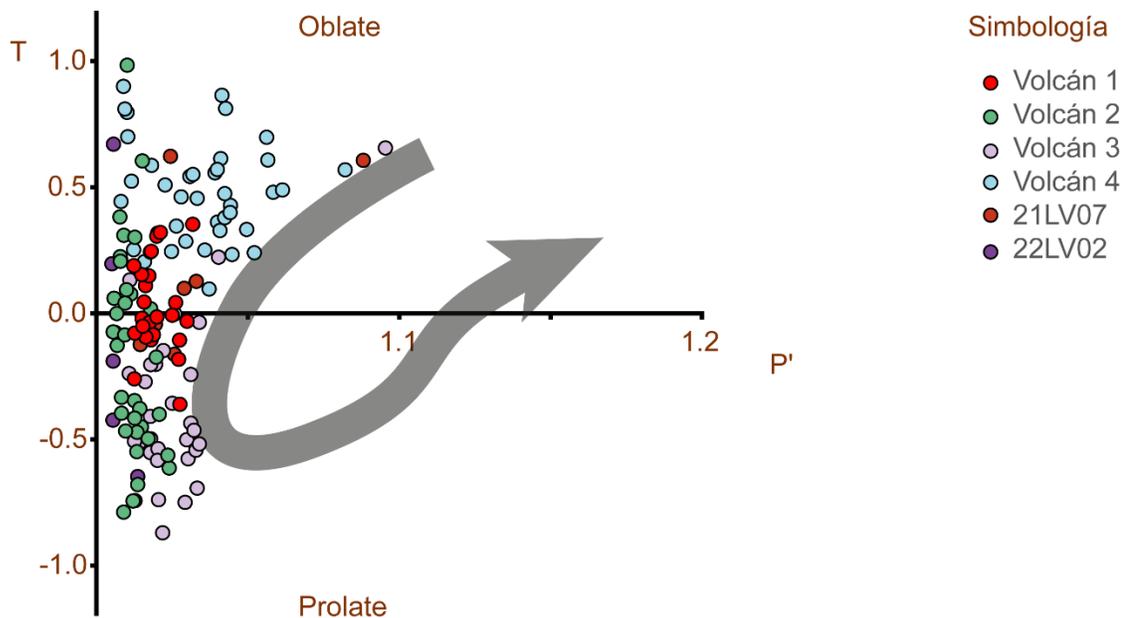


Figura 32: Diagrama T- P' de los sitios de las campañas 21LV y 22LV en el valle del río Volcán. Los grupos se muestran en la tabla 5.

Al corregir por manteo (figura 35) se revela una correlación más estrecha entre la mayoría de los sitios 21LV y los sitios aledaños de la campaña 22LV, todos pertenecientes a la Formación Lo Valdés, con un k_1 cercano a la normal del plano. La segunda tendencia que resalta son los elipsoides de ASM con k_3 perpendicular al plano de estratificación, como en los sitios 22LV07 y 22LV08 o 21LV11.

La lineación in situ (figura 36) exhibe algunos sitios que se alinean con la traza de la falla El Diablo al este de la zona de muestreo, sin embargo, la tendencia principal es un trend NEE-SWW. Por otra parte, la lineación con corrección de manteo (figura 37) muestra una relación mucho más estrecha con la estructura local con una declinación promedio de $358,7^\circ \pm 7.5^\circ$ en sitios 21LV y $24,3^\circ \pm 21^\circ$ en sitios 22LV mientras que la falla El Diablo tiene un rumbo aproximadamente N-S. La misma preferencia se observa en el rumbo de las foliaciones magnéticas in situ (figura 38) y corregidas por manteo (figura 39).

Tabla 5: Parámetros de escalares de forma e intensidad de los sitios 21LV y 22LV en el valle del río Volcán.

Grupo	Sitio	P' promedio	T promedio	Forma	Lineación l	Foliación f
Volcán 1	21LV01	1.015	0.23	Oblato	1.006	1.009
	21LV03	1.024	-0.13	Prolato	1.014	1.010
	21LV05	1.017	0.04	Oblato	1.008	1.009
	21LV08	1.018	-0.03	Prolato	1.009	1.009
	21LV10	1.014	0.08	Oblato	1.006	1.008
Volcán 2	21LV02	1.011	-0.64	Prolato	1.009	1.002
	21LV04	1.008	-0.96	Prolato	1.007	1.000
	21LV09	1.009	-0.82	Prolato	1.007	1.001
	22LV03	1.007	-0.65	Prolato	1.005	1.001
	22LV08	1.019	-0.21	Prolato	1.011	1.007
Volcán 3	21LV06	1.008	-0.96	Prolato	1.014	1.010
	22LV04	1.027	-0.51	Prolato	1.020	1.007
	22LV07	1.017	-0.1	Prolato	1.009	1.008
Volcán 4	21LV11	1.038	0.52	Oblato	1.009	1.027
	21LV12	1.021	0.26	Oblato	1.008	1.013
	22LV01	1.009	0.45	Oblato	1.002	1.006
	22LV05	1.032	0.17	Oblato	1.013	1.018
	22LV06	1.045	0.52	Oblato	1.010	1.033
-	21LV07	1.025	0.35	Oblato	1.008	1.016
-	22LV02	1.005	0.81	Oblato	1.000	1.004

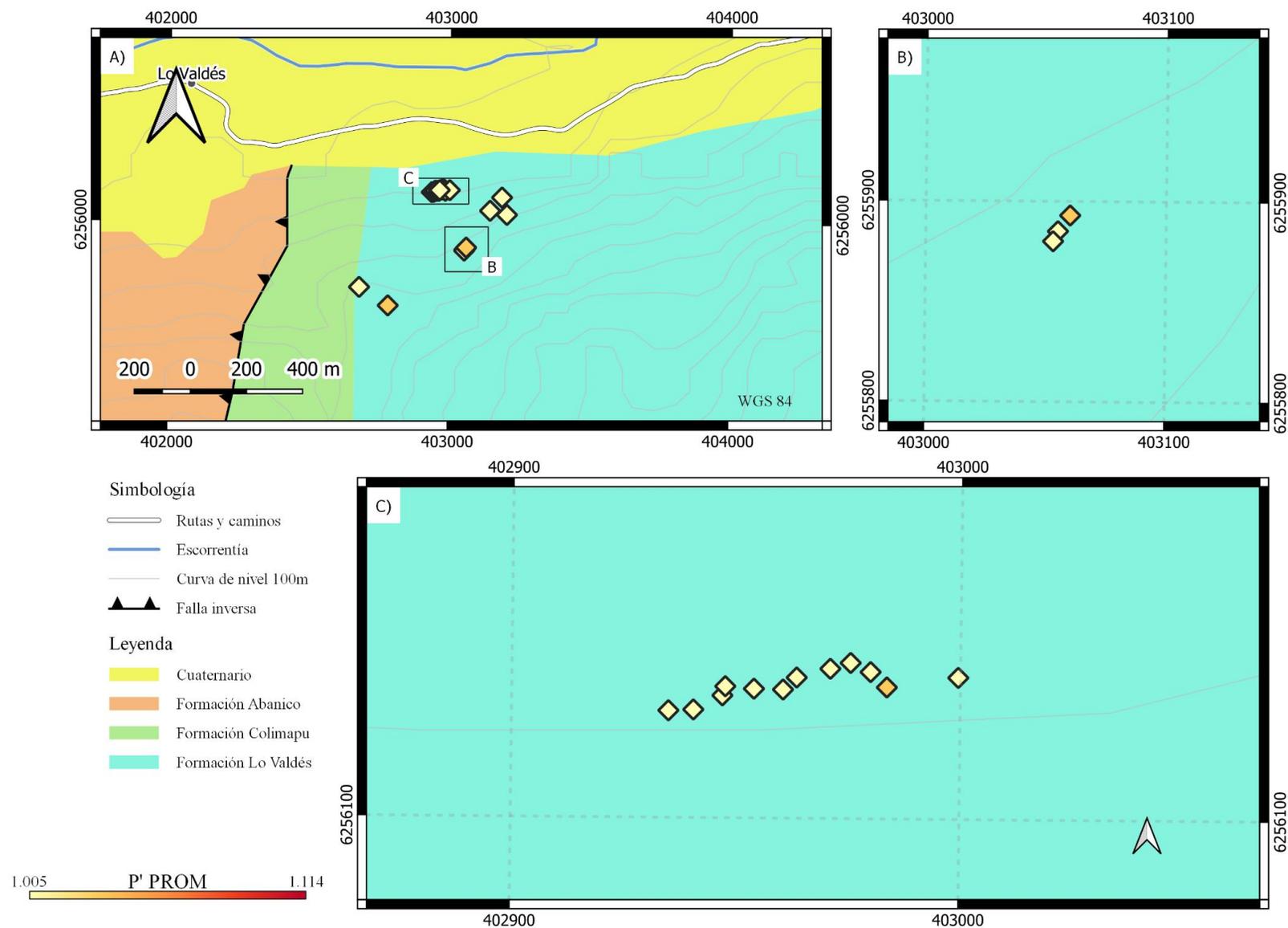


Figura 33: Intensidad de anisotropía P' en Lo Valdés, valle del río Volcán.

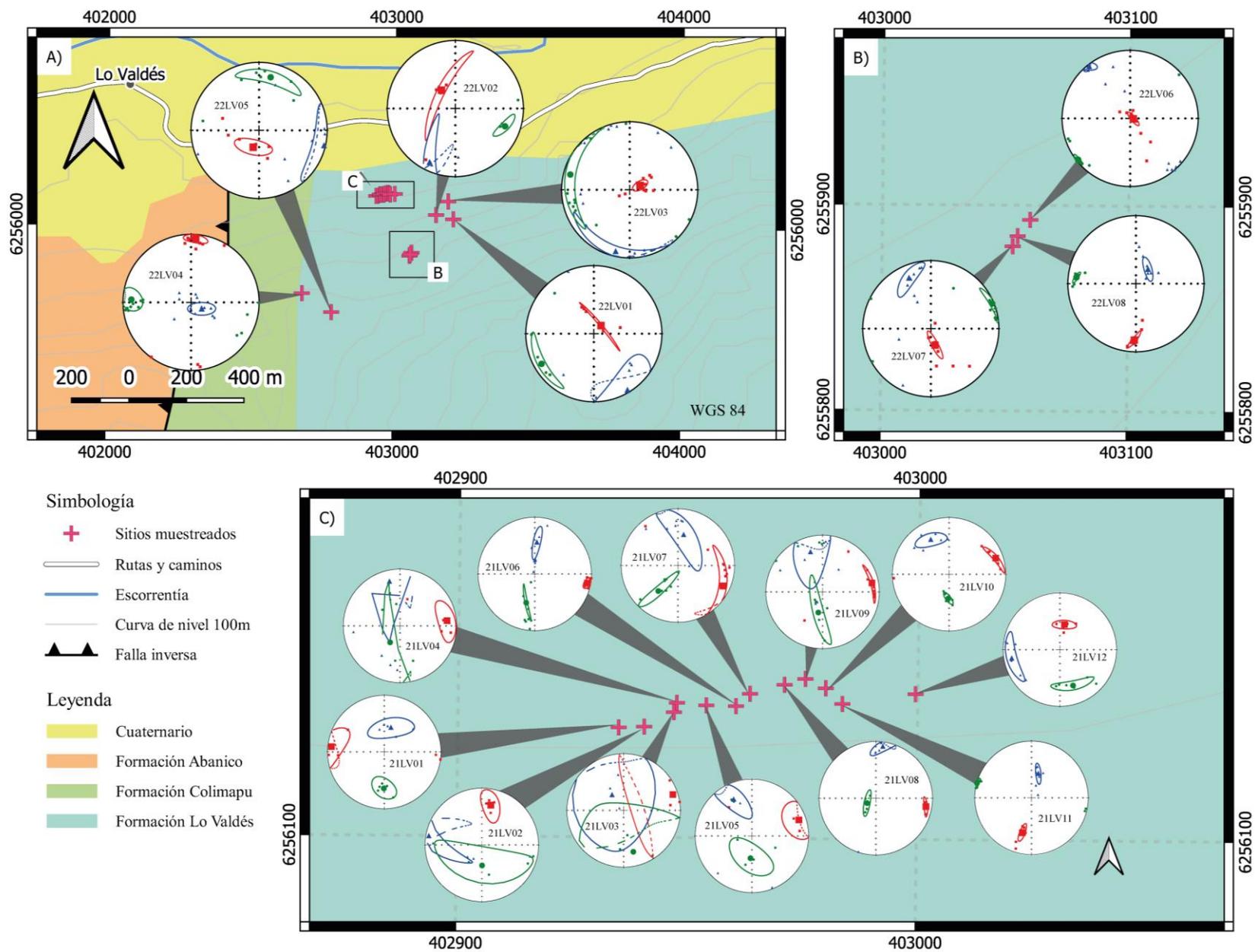


Figura 34: Estereogramas in situ de ASM de los sitios de las campañas 21LV y 22LV en el valle del río Volcán. Rojo k_1 , azul k_2 y verde k_3 .

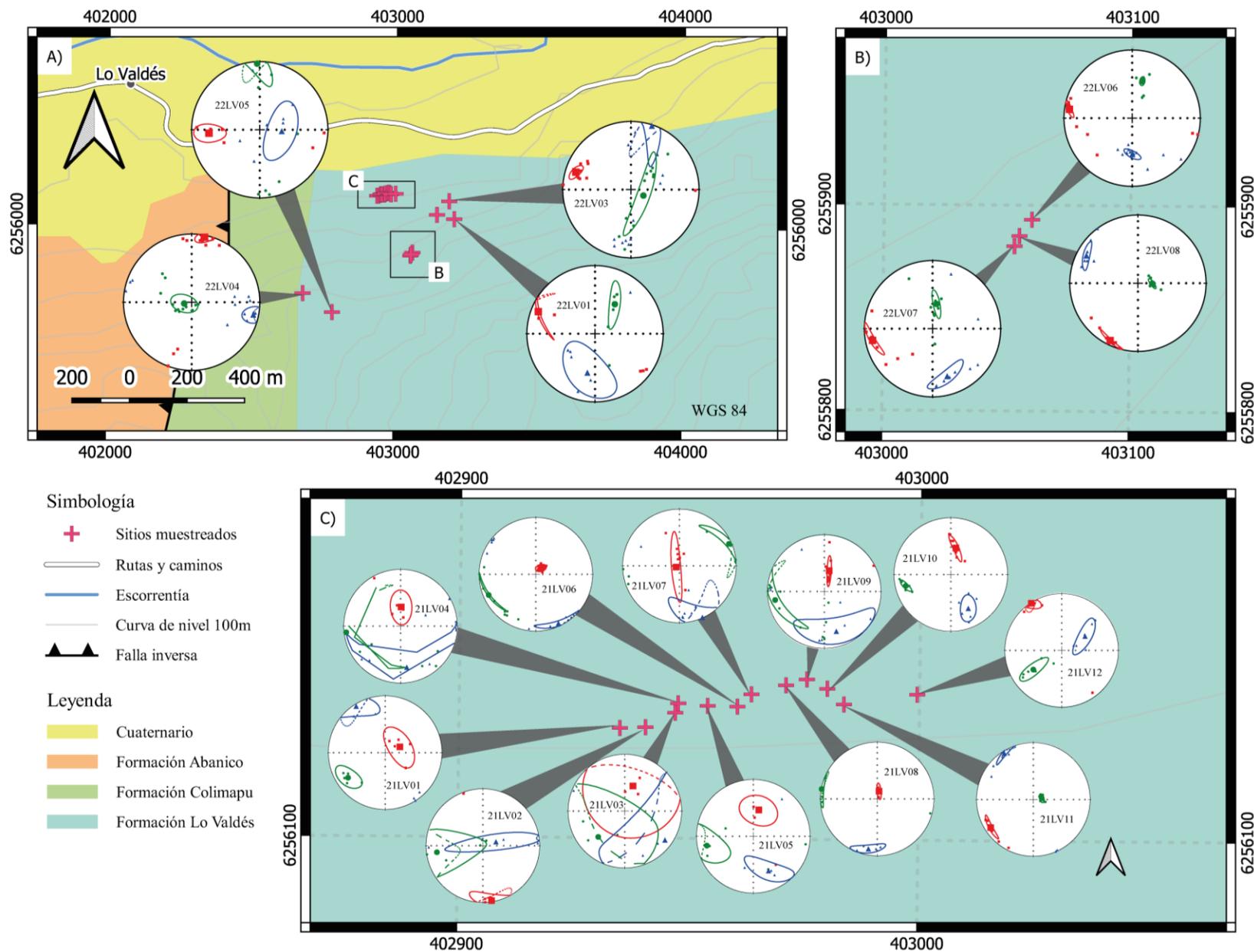


Figura 35: Estereogramas con corrección de mapeo de ASM de los sitios de las campañas 21LV y 22LV en el valle del río Volcán. Rojo k_1 , azul k_2 y verde k_3 .

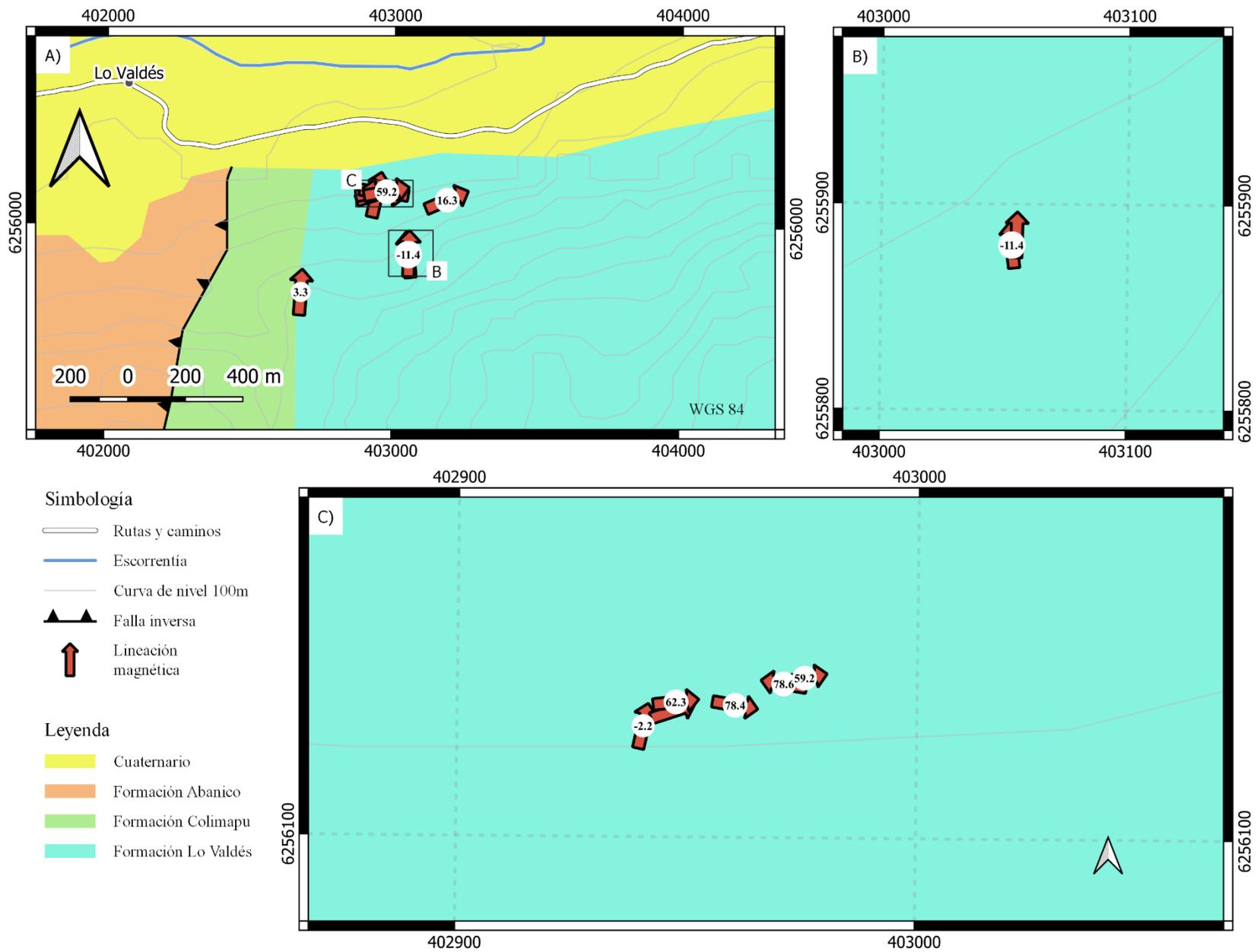


Figura 36: Dirección e inclinación de la lineación magnética in situ de los sitios con elipsoides de anisotropía prolato de las campañas 21LV y 22LV en el valle del río Volcán.

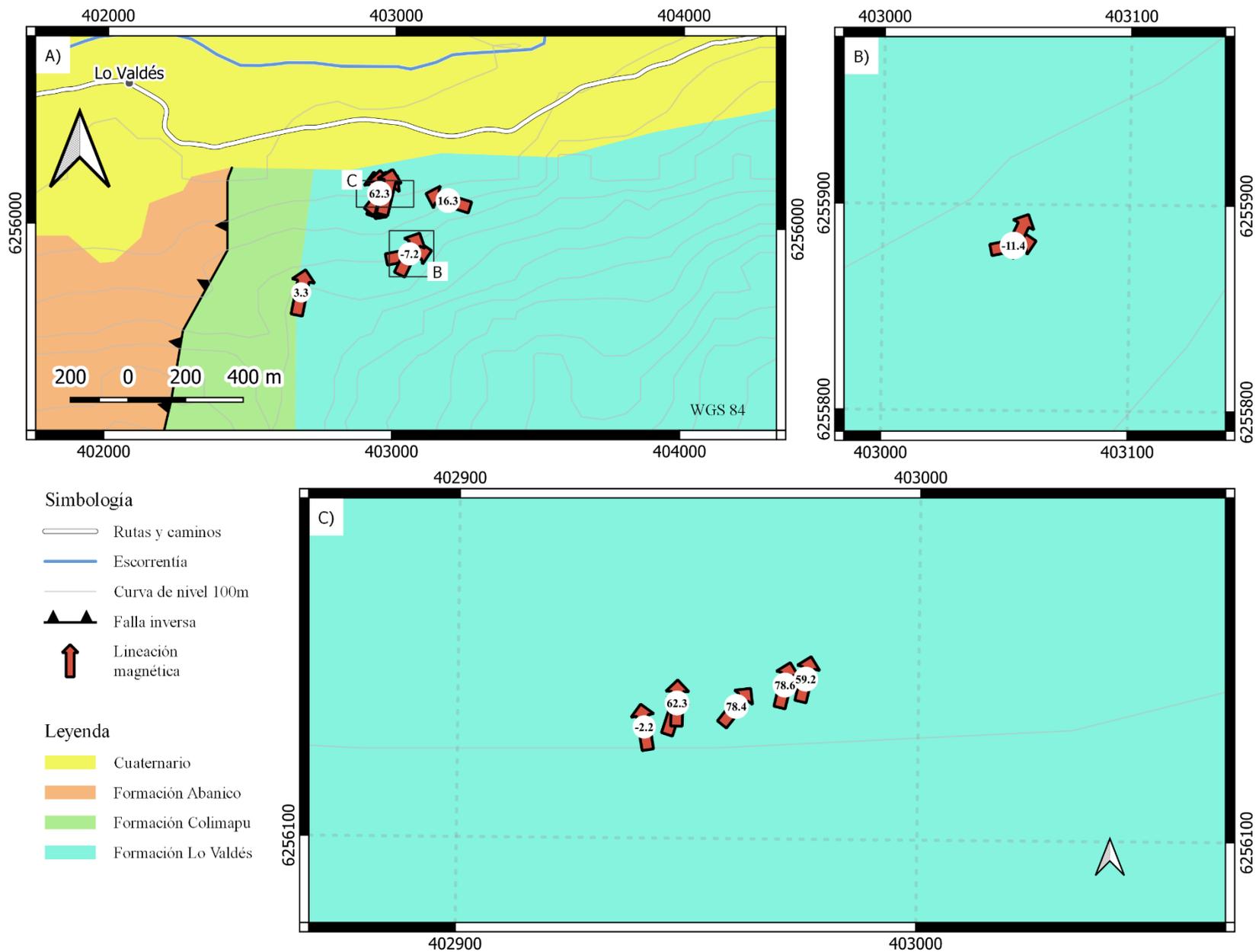


Figura 37: Dirección e inclinación de la línea magnética con corrección de manto de los sitios con elipsoides de anisotropía prolato de las campañas 21LV y 22LV en el valle del río Volcán.

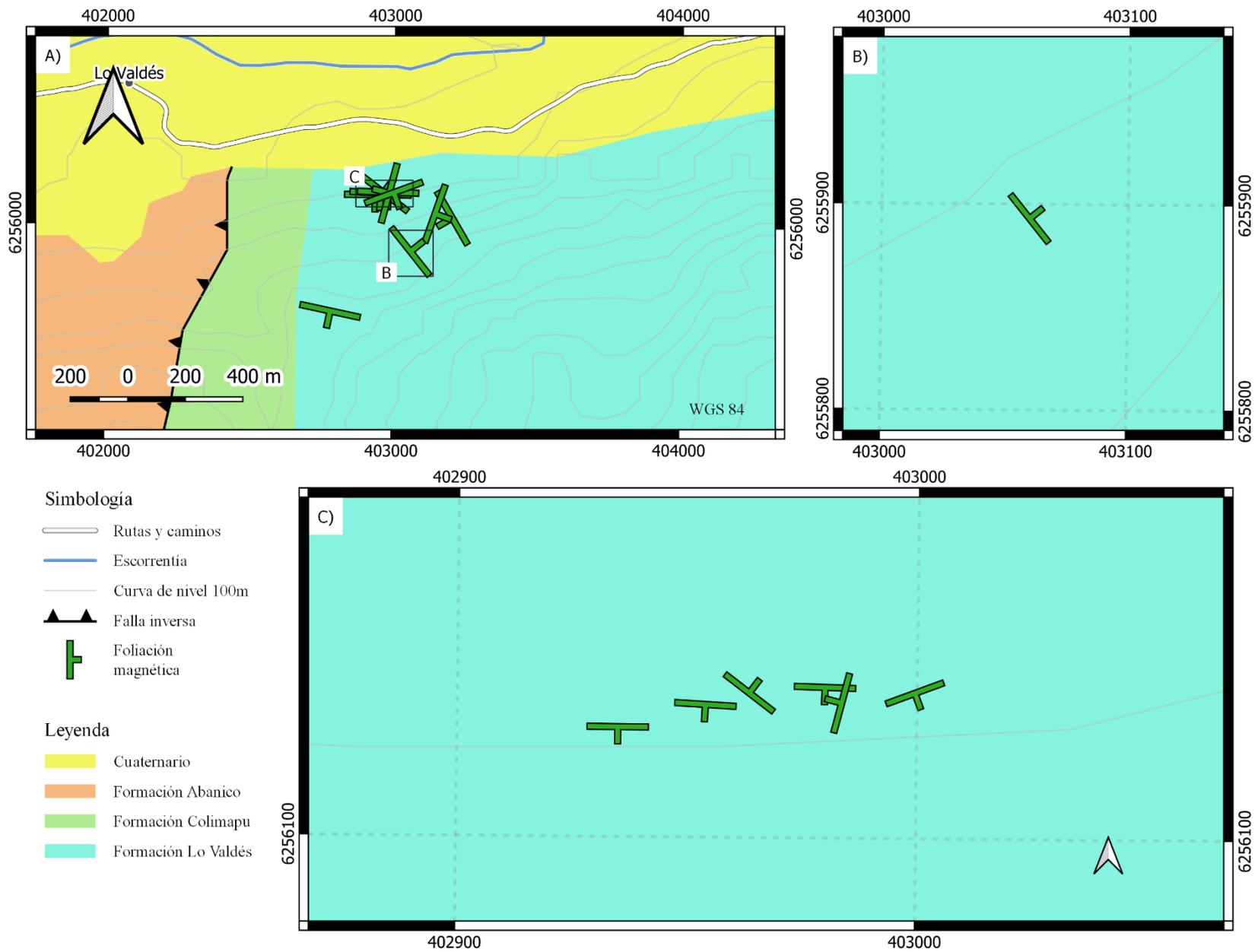


Figura 38: Orientación del plano de foliación magnética in situ de los sitios con elipsoides de anisotropía oblatos de las campañas 21LV y 22LV en el valle del río Volcán.

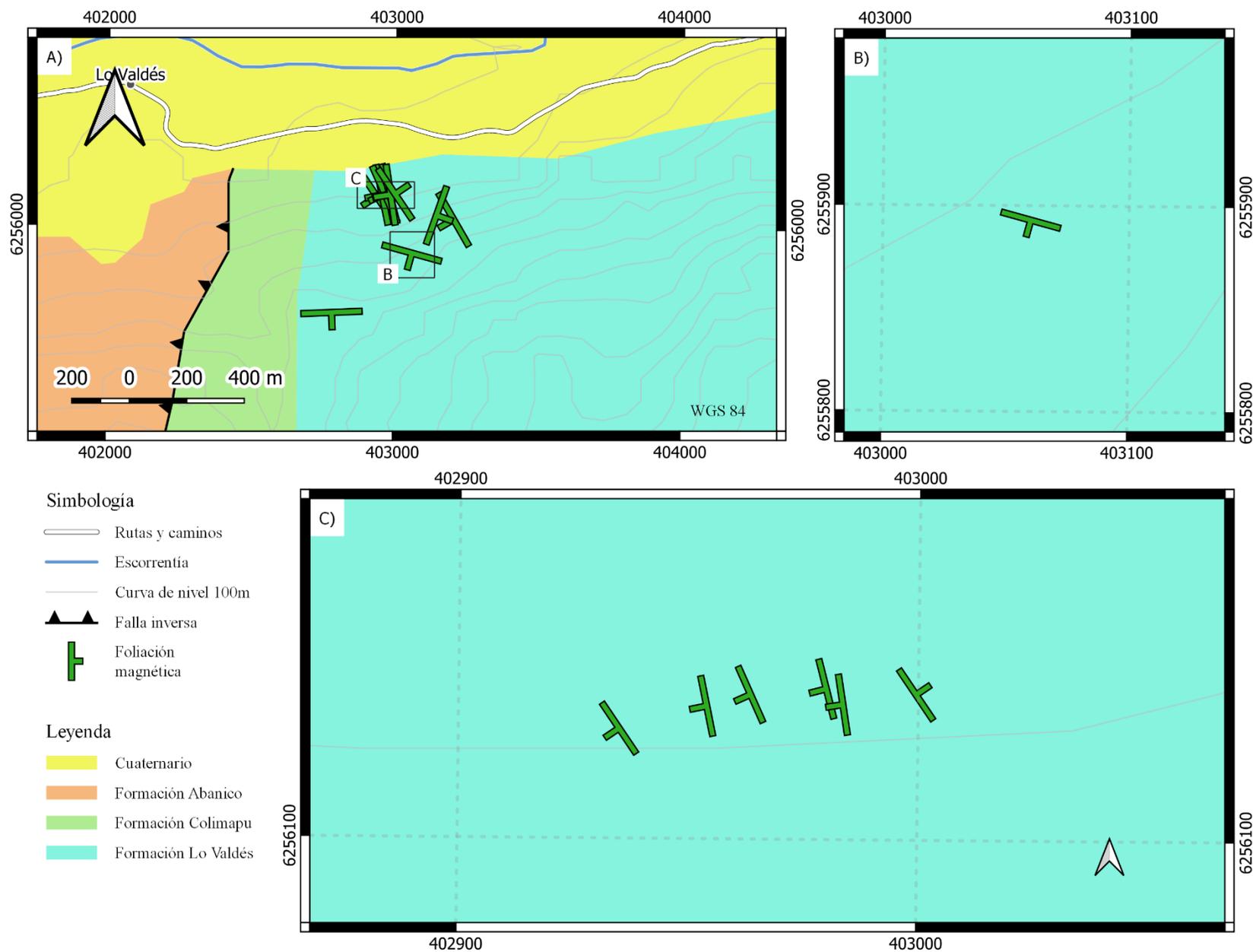


Figura 39: Orientación del plano de foliación magnética con corrección de manteo de los sitios con elipsoides de anisotropía oblatos de las campañas 21LV y 22LV en el valle del río Volcán.

5 DISCUSIÓN

5.1 MINERALOGÍA MAGNÉTICA

Los especímenes con similar anisotropía, tanto en la ladera norte como sur del río Yeso, muestran un parecido en el contenido fósil y mineral, en especial cuando se trata del estilo de la mineralización, ya que 22MY03 02B y 08A, de mayor anisotropía, poseen al menos un 5% de minerales de Fe los que se encuentran como cristales aislados y rellenando vetillas. En cambio, en las muestras 22MY 0204A y 0304A no existe una mineralización en vetillas y el contenido de minerales opacos es del 1% o menos.

Por otra parte, el análisis petrográfico de los minerales de Fe presentes coincide con la mineralogía magnética esperada según la susceptibilidad de los sitios 22MY 02 y 03 (figura 40.a) siendo el mayor aporte la hematita, mientras que en otros sitios como el 22MY01, de origen piroclástico, la magnetita es el portador de la susceptibilidad. Por lo tanto, se esperaría que los sitios LV tengan una composición mineral parecida a los sitios 22MY02 y 03 de menor anisotropía (figura 40.b).

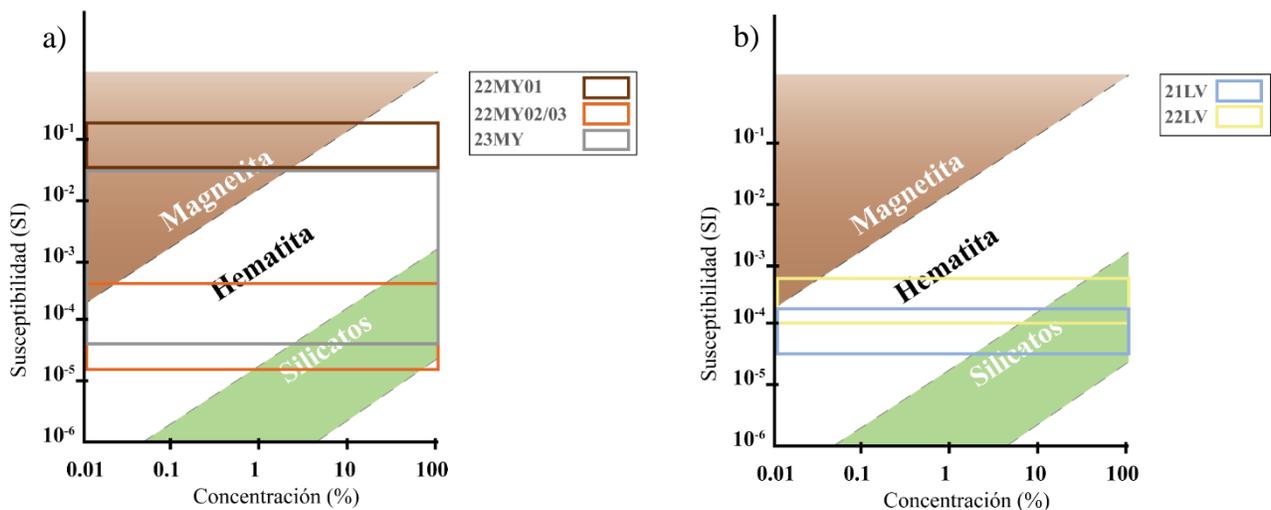


Figura 40: Contribución mineral de la susceptibilidad de los sitios MY (a) y LV (b).

A pesar de lo anterior, la presencia de vetillas no explica el relativamente alto porcentaje de anisotropía del sitio 22MY03, dado que la orientación de las microestructuras no se condice con las direcciones principales de anisotropía en la muestra. No obstante, se ha descrito que los cristales de hematita pueden variar su anisotropía en un gran rango dependiendo del campo aplicado (Guerrero Suárez, 2015) lo que podría contribuir al fenómeno observado. Además, los especímenes de menor anisotropía presentan un mayor porcentaje de fósiles lo que también podría contribuir a disminuir dicho parámetro.

5.2 INTERPRETACIÓN ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

5.2.1 CLASIFICACIÓN DE FÁBRICAS

Se pueden reconocer diferentes fábricas dependiendo del grado de deformación que haya sufrido el afloramiento (figura 41) (Borradaile & Henry, 1997; Parés, 2004). Robion et al. (2007) expuso una clasificación que distingue fábricas sedimentarias (tipo I), intermedias (tipos II y III) y tectónicas (tipos IV, V y VI), con 2, 14 y 14 sitios respectivamente en las áreas de muestreo.

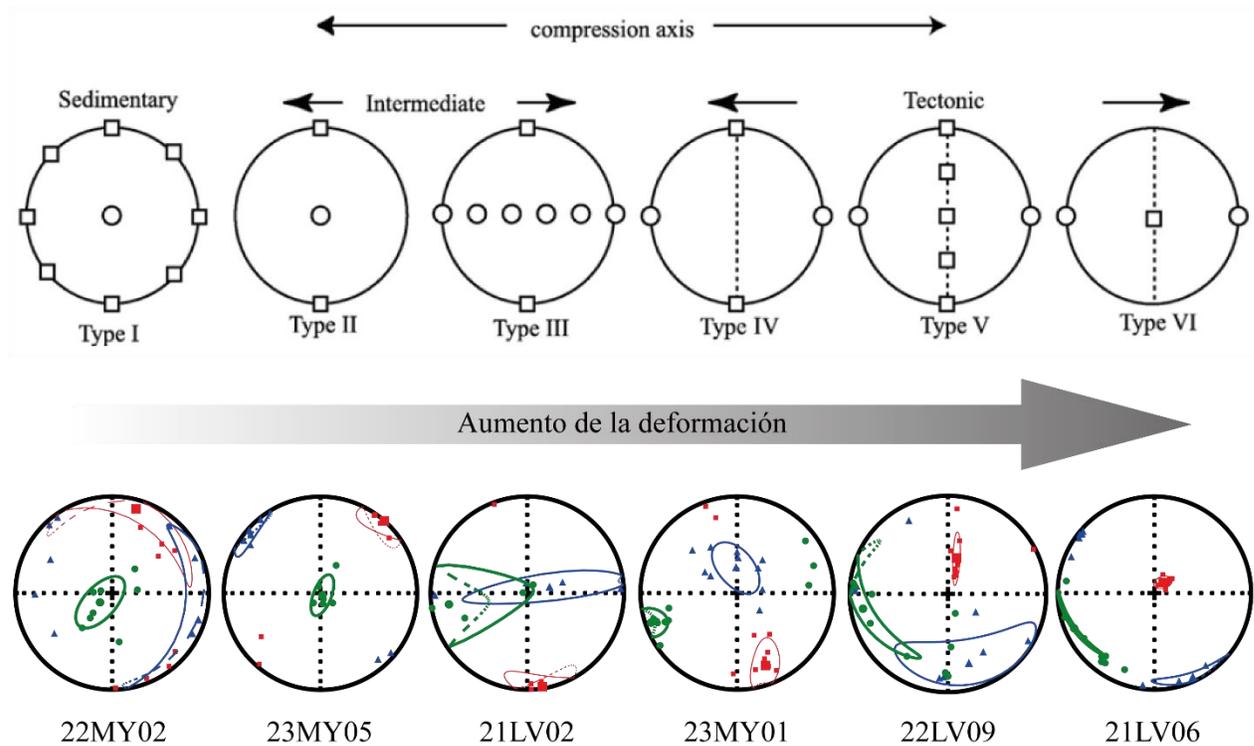


Figura 41: Tipos de fábricas corregidas por manteo encontradas en el área de estudio según el grado de deformación. Rojo k1, azul k2 y verde k3. Modificado de Robion et al. (2007).

5.2.2 FÁBRICAS SEDIMENTARIAS E INTERMEDIAS

5.2.2.1 Valle del río Yeso

Las fábricas sedimentarias (tabla 6) que muestran lineaciones bien agrupadas con una dispersión menor a 20° se pueden interpretar como la dirección de flujo depositador (Felletti et al., 2016; Lowrie & Hirt, 1986; Parés et al., 2007; Schwehr et al., 2007). Sin embargo, en sensu stricto, las únicas fábricas de tipo I según el diagrama de Robion et al. (2007) se encuentran en el valle del río Yeso ambas pertenecientes a la Formación Lo Valdés. No obstante, el sitio 22MY02 presenta una gran dispersión del k_1 , por lo cual no se podría considerar para un análisis de flujo, entretanto el sitio 22MY03 posee un error de k_1 es mucho más acotado permitiendo definir una lineación débil, pero útil.

Tabla 6: Lineación magnética (k_1) de las fábricas sedimentarias e intermedias del valle del río Yeso.

	Sitio	Lineación corregida		Lineación in situ		Tipo
		Declinación	Inclinación	Declinación	Inclinación	
Sedi	22MY02	15.8	10.3	346	34.1	I
	22MY03	142.5	14.2	320.3	1.6	I
Intermedia	23MY05	41.4	0.2	187.4	65.4	II
	23MY02	15.7	4.3	4.1	-17.2	III
	23MY04	274.4	11.8	282.5	-41.2	III
	23MY06	310.8	13.4	320.9	42.3	III
	23MY07	16.1	28	28.9	-6.8	III

Tomando en cuenta el ambiente de deposición y la granulometría de las muestras de la Formación Lo Valdés, el mecanismo de los flujos depositadores deberían corresponder principalmente a turbiditas o a otros flujos subacuáticos cuya dirección y sentido no es posible analizar a partir de un único sitio, sobre todo cuando este está directamente influenciado por el intrusivo Cerro Aparejo (figura 42), así como los sitios 23MY 01 y 07, que se discutirán más adelante.

Por su parte, las fábricas de tipo II presentan una leve deformación y en su mayoría corresponden a fábricas oblatas o aproximadamente triaxiales, no así las intermedias de tipo III que tienden a una configuración prolata (figura 43). Otros estudios han considerado tanto fábricas triaxiales como prolatas en el análisis de flujo, pero para determinar con precisión el origen de la lineación magnética en las fábricas intermedias serían necesarios otros análisis como estudios petrográficos o ARM (*Anhysteretic Remanent Magnetization*) (Schwehr et al., 2007). La lineación en fábricas intermedias de la Formación Río Colina (figura 44.a) va acorde con la paleogeografía que propone Mardones et al. (2021) (figura 45) y no con las estructuras aledañas, lo cual podría indicar la influencia de un flujo E-W desde el alto topográfico Aconcagua al margen del depocentro Yeguas Muertas. Por otro lado, el sitio 23MY06 perteneciente a la misma formación y de tipo III

muestra una clara influencia tectónica NW, puesto que k_1 sigue la dirección del eje del pliegue encontrado en el mismo sitio (figura 46). Por lo tanto, no es posible concluir con certidumbre la dirección de un flujo deposicional en el valle del río Yeso.

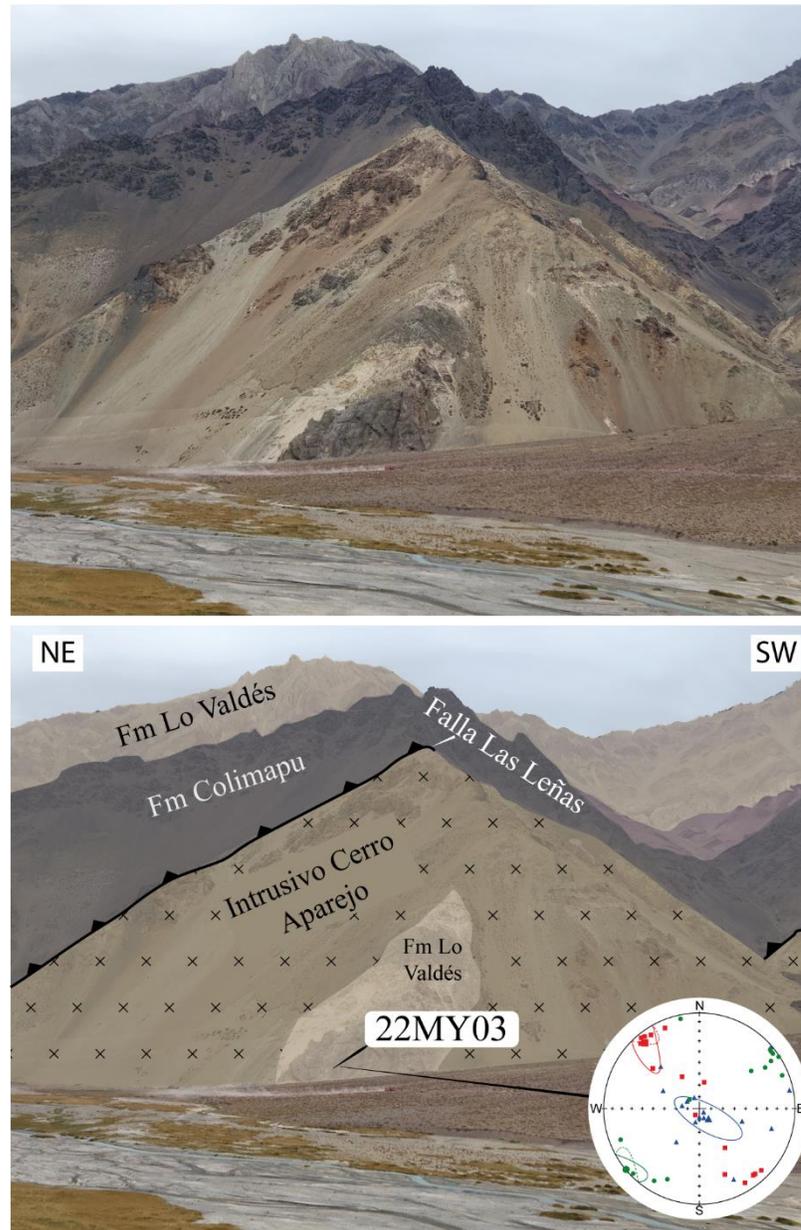


Figura 42: Sitio 22MY03 (-33.632725°S, -70.010260°W) rodeado por el intrusivo Cerro Aparejo.

5.2.2.2 Valle del río Volcán

El sector Lo Valdés presenta fábricas intermedias de tipo II y III (tabla 7) con una tendencia oblata-triaxial (figura 43). Difiere de los demás el sitio 22LV04 con un parámetro de forma $T = -0.51$, inusual para un elipse de ASM tipo II. En terreno se observó una discordancia angular y

estratos de crecimiento (figura 47) que muestran la existencia de diferentes procesos sedimentarios que podrían modificar los resultados ASM.

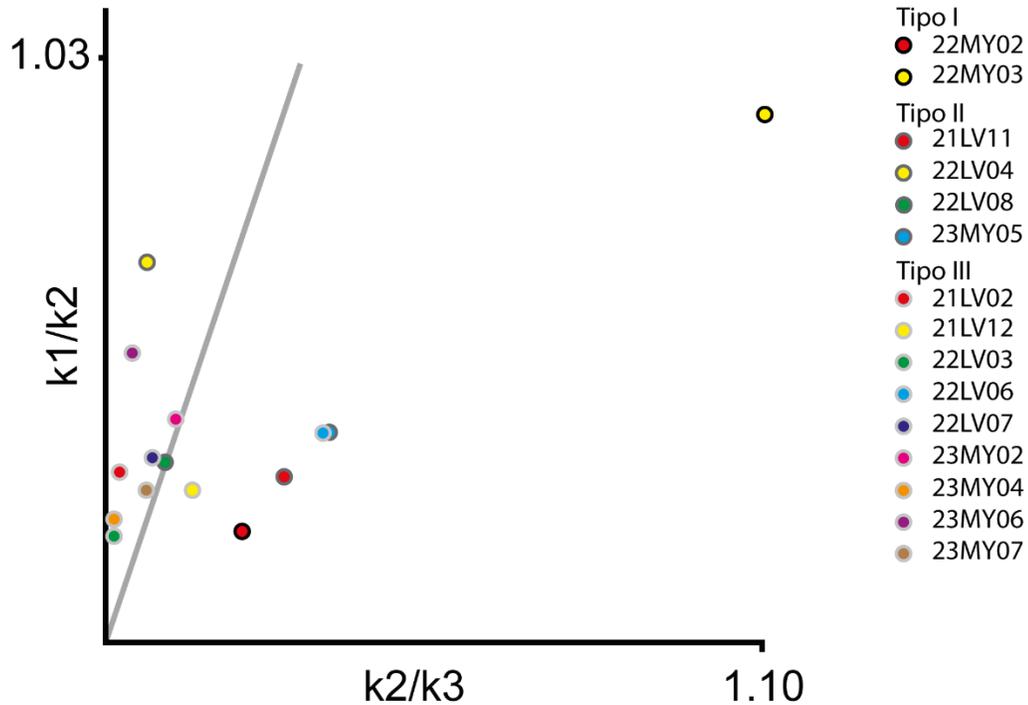


Figura 43: Diagrama de Flinn de las fábricas de tipo sedimentaria e intermedia. El eje de las abscisas representa la foliación magnética y las ordenadas la lineación. Los sitios por debajo de la recta de fábricas triaxiales poseen un elipse de ASM oblató, por arriba de ella son prolatos.

Al igual que en el muestreo norte, no es posible asegurar la naturaleza de las fábricas, aunque en la figura 45.b se observa que existe una discordancia entre los flujos de fábricas tipo II y tipo III, teniendo las primeras un sentido SW y las segundas NW. Un error normal en una fábrica sedimentaria de flujo estaría en torno a los 15° - 20° el que podría ser causa de procesos como cambios locales de la corriente o interacciones de flujos laterales (Felletti et al., 2016) y dados los valores de la declinación, la diferencia no podría ser explicada por los procesos mencionados. Considerando que la variación se da sistemáticamente entre los dos tipos de fábricas, incluso en la Formación Río Colina, se podría inferir que esta rotación horaria del k_1 estaría ligada a la deformación de las rocas.

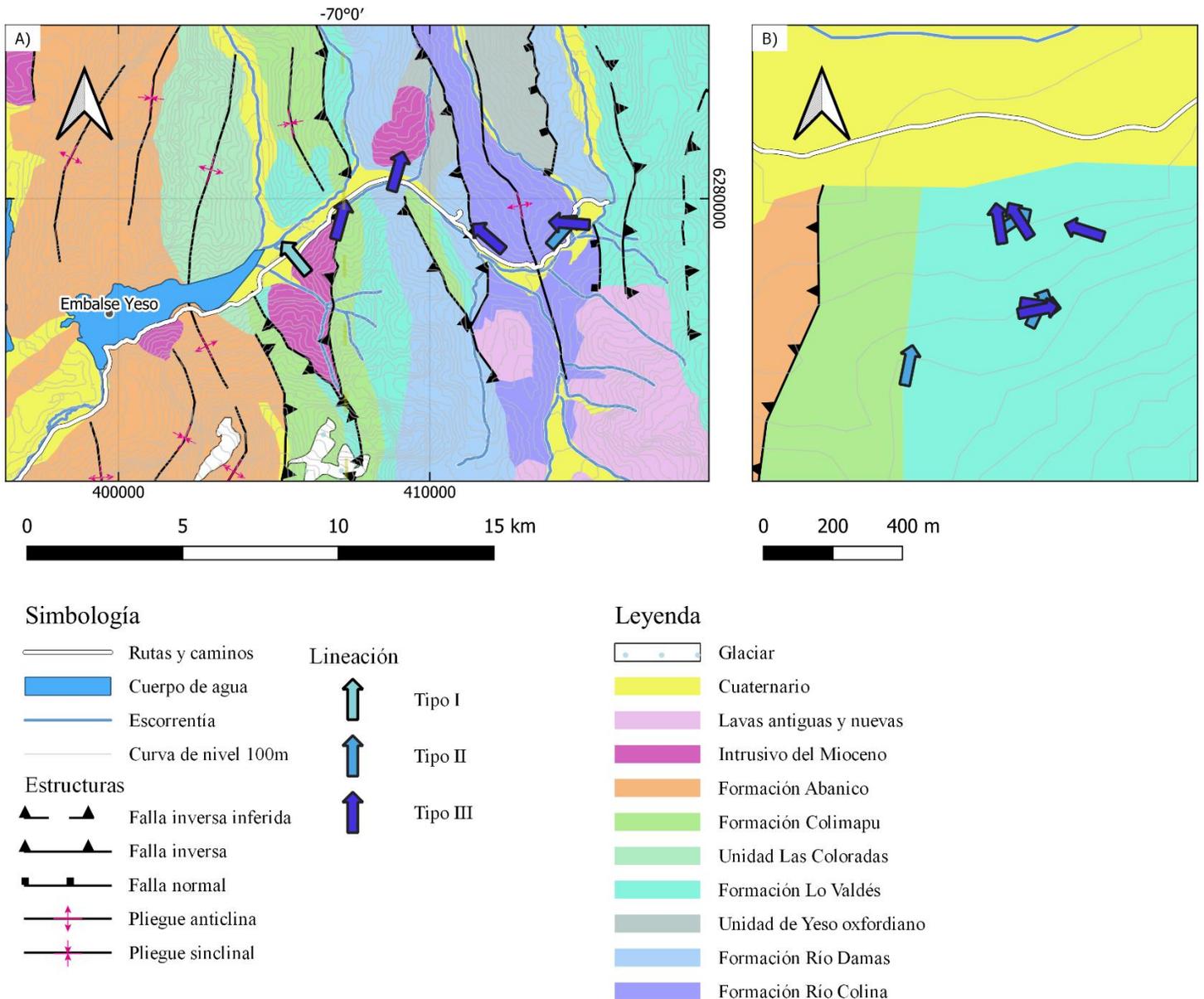


Figura 44: Dirección de flujo de deposición según la lineación magnética de las fábricas tipo I, II y III en los valles de los ríos Yeso (a) y Volcán (b).

5.2.3 FÁBRICAS TECTÓNICAS

5.2.3.1 Valle del río Yeso

Las lineaciones in situ de las tectónicas del valle del río Yeso (tabla 8) son subparalelas a las estructuras más cercanas, incluso siguiendo los cambios de rumbo entre las laderas del valle que son más evidente en la Formación Abanico (figura 26). A su vez, el k_3 corregido muestra una dirección general E-W indicando la dirección del acortamiento máximo (figura 48.a) (Robion et al., 2007) que se condice con el contexto regional (Giambiagi et al., 2003). Los planos de la foliación

magnética también confirman esta orientación con un azimut aproximado de $168.8^{\circ} \pm 11.8^{\circ}$ que representa el plano del acortamiento paralelo (figura 48.b) (Graham, 1966; Lowrie & Hirt, 1986; Soto et al., 2009; Tarling & Hroudá, 1993). La excepción es el sitio 23MY01, correspondiente a la Formación Río Damas, cuya lineación magnética posee una orientación E-W en vez del rumbo NW que siguen las trazas de las fallas Las Leñas y Estero Caballos. Sin embargo, este resultado se puede atribuir a la deformación del intrusivo sobre la roca caja lo cual oblitera la fábrica y ordena la lineación magnética paralela al contacto (Parada et al., 2005). El mismo principio se puede aplicar al sitio 23MY07 de tipo III que presenta un k_1 orientado hacia el NE, más acorde al borde del intrusivo que a las estructuras aledañas. En cambio, en el sitio 23MY09, también próximo a un intrusivo, no se podría asegurar el origen de la lineación, puesto que coincide con ambos el rumbo de las estructuras y el contacto con el intrusivo Cerro Mesón Alto, por lo tanto, habría que analizar otros sitios de la misma formación para concluir correctamente.

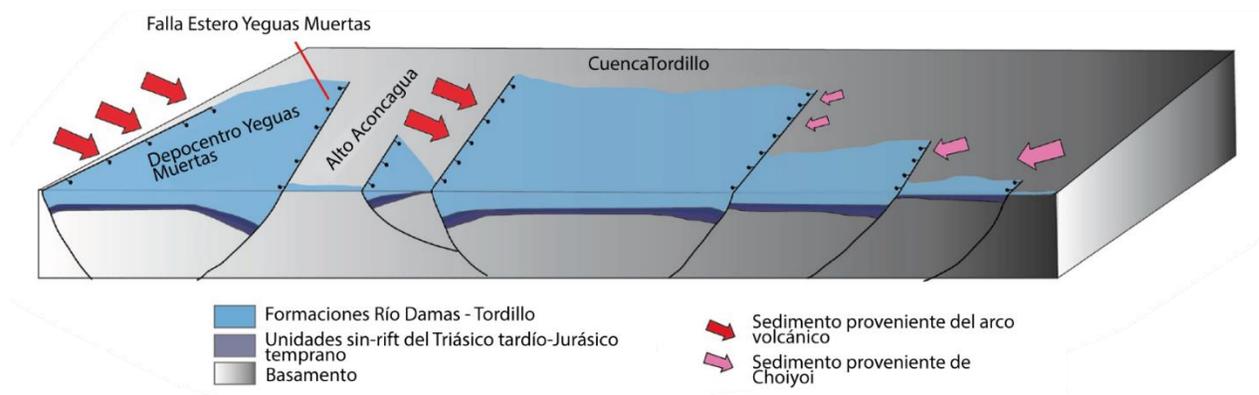


Figura 45: Geometría del depocentro desde el Caloviano al Tithoniano. Sacado de Mardones et al. (2021).

5.2.3.2 Valle del río Volcán

Al comparar la lineación in situ de los sitios tectónicos 21LV (tabla 9) con la orientación de las estructuras principales \sim NNE (figura 34) se observa una discordancia. No obstante, se descarta la posibilidad de que k_1 responda al flujo de deposición, ya que el buzamiento corregido por manteo supera el ángulo de pendiente que se puede interpretar como variaciones de flujo, altos intracuenca u otros procesos deposicionales (Felletti et al 2016) con una inclinación de $69.1^{\circ} \pm 11^{\circ}$. Además, la dirección del k_3 corregido por manteo muestra un eje de acortamiento principalmente ENE-WSW (figura 49.a) que es coherente con el acortamiento que exhibe la zona de muestreo sur, por lo que la lineación magnética in situ E-W responde al basculamiento oeste de los estratos (Charrier et al., 2015) cuyo *strain* interno ha alineado el k_1 con la normal del plano de estratificación. Es más, los sitios de tipo IV, o sea, con menor deformación, como 21LV 04, 05 y 10 conservan una componente norte de la lineación y el sitio 22LV05 se observa una declinación in situ de $199,3^{\circ}$ en el k_1 , acorde a la traza de la Falla El Diablo. Por su parte, el plano de acortamiento paralelo en LV tiene un azimut promedio de $135,2^{\circ} \pm 16,9^{\circ}$ azimut (figura 49.b).

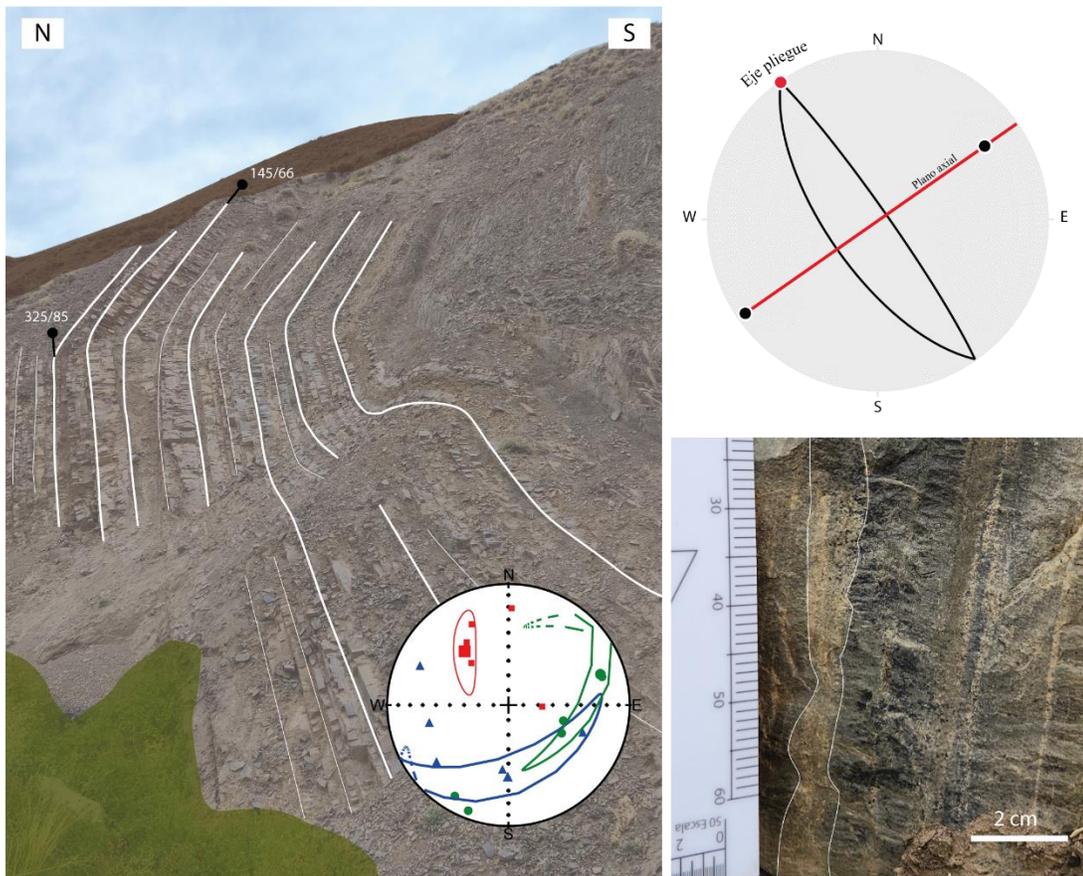


Figura 46: Pliegue medido en sitio 23MY06 (-33.627388°S, -69.950133°W). Clasificado como intermedio, pero considerado como un indicador tectónico, ya que k1 (rojo en el elipsoide ASM), con 320° de declinación, se ajusta a la dirección del eje del pliegue 325/0 (trend/plunge) evidenciando una alineación según la deformación. Abajo a la derecha se observa un calco de carga que indica que la estructura se trata de un anticlinal volcado.

Tabla 7: Lineación magnética (k1) de las fábricas intermedias del valle del río Volcán.

	Sitio	Lineación corregida		Lineación in situ		Tipo
		Declinación	Inclinación	Declinación	Inclinación	
Intermedia	21LV11	56.6	-11	14.7	-36.6	II
	22LV04	11.2	3.3	4.3	6.9	II
	22LV08	25.9	-7.2	1.7	-18.2	II
	21LV02	351	-2.2	12.8	29	III
	21LV12	327.3	1.6	10.2	52.9	III
	22LV03	287.6	16.3	67.2	76.4	III
	22LV06	98	-7.9	98.7	86.1	III
	22LV07	78.9	-11.4	354.6	-69.7	III

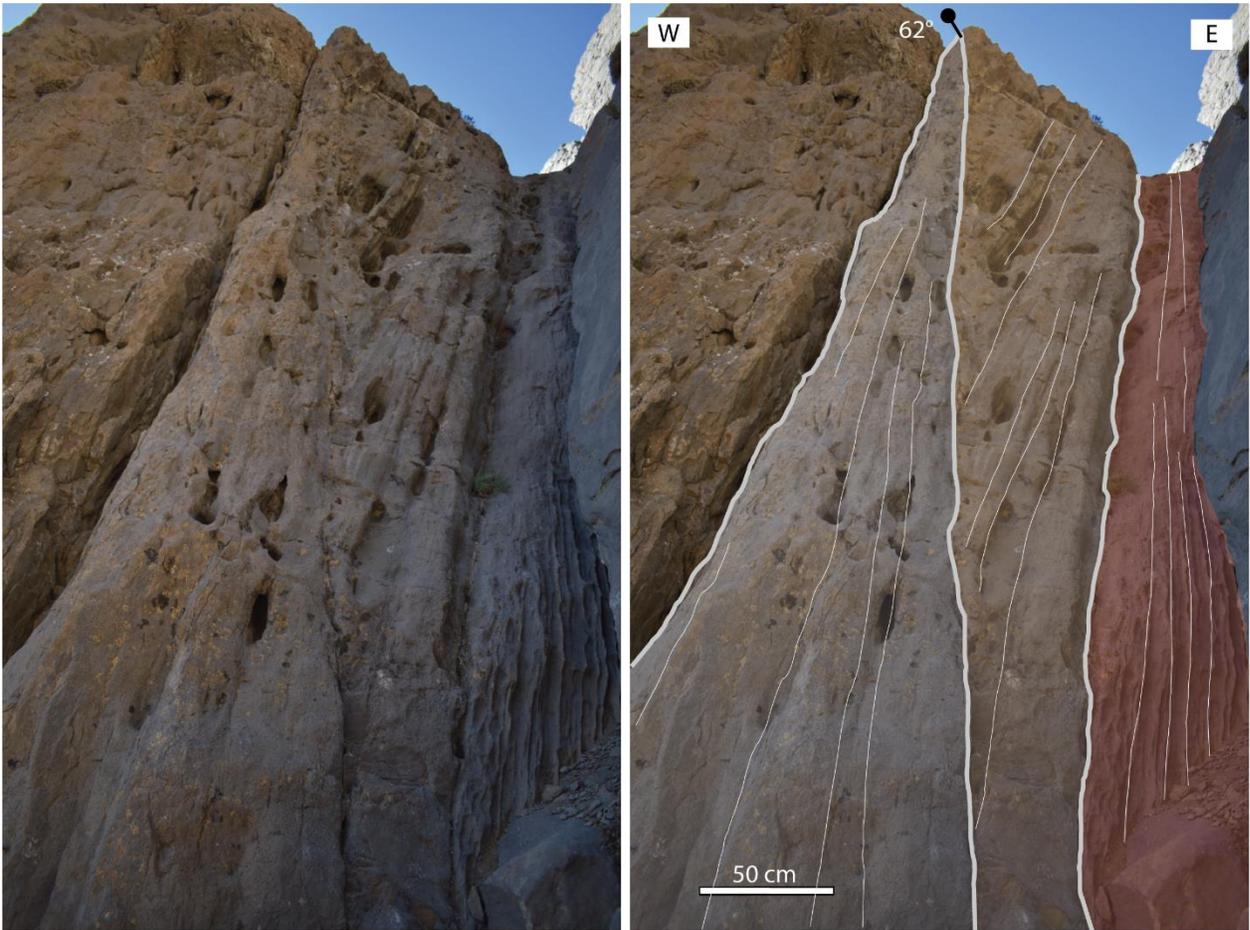


Figura 47: Afloramiento de wackestone arenosa, donde se colectó sitio 22LV04 (33.834281°S, 70.051781°W). Se aprecia una discordancia angular y estratos de crecimiento con un manteo de 62°W.

5.2.4 DIFERENCIAS ENTRE VALLES

Las fábricas sedimentarias de tipo I son las que exhiben un menor grado de deformación y se encuentran en el valle del río Yeso, mientras que la gran parte de las fábricas tectónicas pertenecen al valle del río Volcán, a pesar de que la anisotropía es mayor en el área de muestreo norte. Esta discordancia podría deberse a la distribución del muestreo, dado que en Lo Valdés se tienen más sitios en un área acotada que podría justamente estar más deformada que si se considera la misma extensión del muestreo norte. De hecho, un gran contraste se observa entre los sitios 21LV y 22LV. La otra alternativa es que MY está más influenciado por mineralogía ferromagnética. En este último caso la forma del elipsoide responde a las propiedades de estos componentes y su estilo de mineralización como se discutió en el *Capítulo 5.1* (Robion et al., 2007)

En esta zona también se detectan diferencias notables en la transecta de los sitios 21LV presentándose dos familias, a pesar de la proximidad del muestreo. La primera y dominante exhibe una lineación magnética in situ con una orientación aproximadamente E-W y una inclinación que

no supera los 20°, por ejemplo, el sitio 21LV09 (figura 34). Por el otro lado, se tienen los sitios 21LV 02, 11 y 12 cuyo k_1 in situ se concentra en la N-S. Al corregirlos por manto adquieren una fábrica similar a otros sitios 22LV de fangolita calcárea y menor grado de deformación. Entonces la diferencia entre las fábricas de Lo Valdés podría atribuirse a la mineralogía y el grado de alineación que existe en las diferentes capas de la formación (Espinoza Vargas, 2012). Sin embargo, el sitio 21LV02 aún presenta un comportamiento anómalo, ya que distingue de otros sitios de la transecta cuya litología es floatstone, como 21LV06 o 21LV07, y al mismo tiempo difiere de los sitios colindantes. Las respuestas a esta interrogante se podrían rebatir mejor observando el contexto del sitio, por ejemplo, la presencia de un intrusivo.

Tabla 8: Lineación magnética (k_1) de las fábricas tectónicas del valle del río Yeso.

	Lineación corregida		Lineación in situ		Tipo	
	Sitio	Declinación	Inclinación	Declinación		Inclinación
Tectónica	22MY01	86.2	26.8	86.2	-41.2	IV
	23MY01	338.6	-20.6	13.8	-14.2	IV
	23MY03	207.8	52.9	24.7	21.7	IV
	23MY09	194.6	51.8	128.4	8.4	IV

Tabla 9: Lineación magnética (k_1) de las fábricas tectónicas del valle del río Volcán

	Lineación corregida		Lineación in situ		Tipo	
	Sitio	Declinación	Inclinación	Declinación		Inclinación
Tectónica	22LV05	86.1	-26.2	199.3	68.7	IV
	21LV01	68.7	67.2	95.8	-7	V
	21LV03	18	51.6	72	9.7	V
	21LV04	1.7	62.3	83.6	17.8	V
	21LV05	11.8	50.9	71.2	13.6	V
	21LV09	13.5	59.2	79.7	12.4	V
	21LV10	10.8	50.7	71	14.2	V
	21LV06	38.6	78.4	99.9	6.3	VI
	21LV07	250.5	84.9	114.4	13.9	VI
	21LV08	13.5	78.6	279.5	-11.3	VI

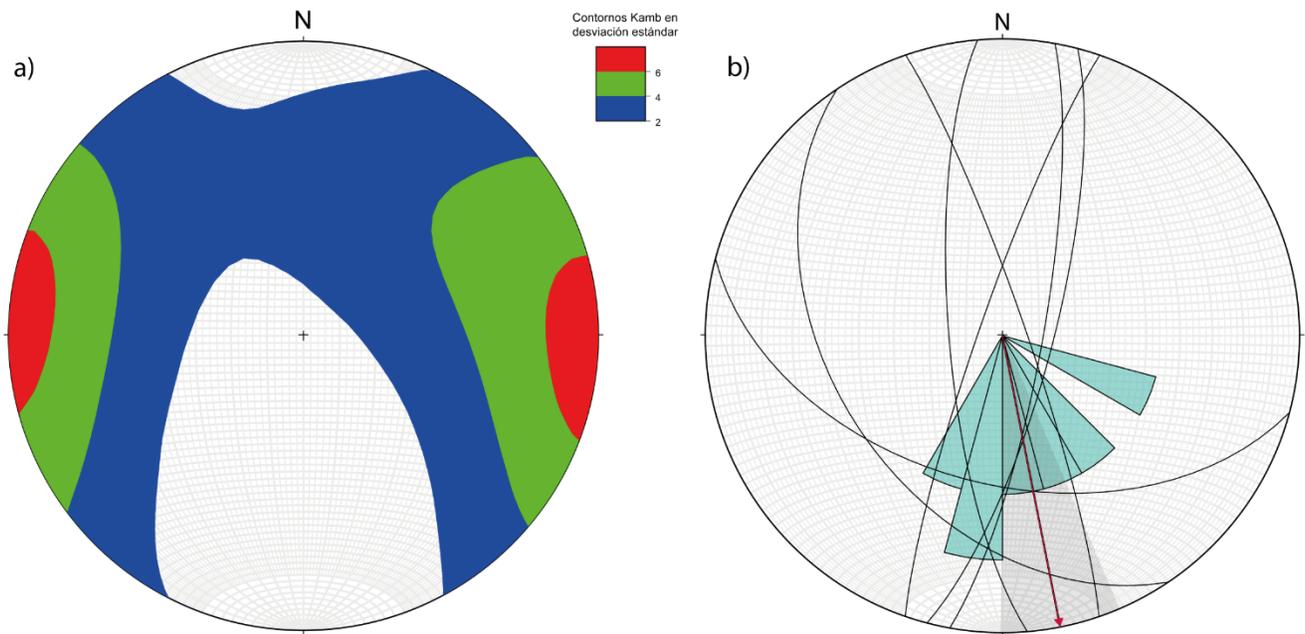


Figura 48: a) Dispersión de la dirección de acortamiento máximo en MY según k_3 corregido por manteo; b) Planos del acortamiento paralelo en MY, la flecha roja simboliza la dirección promedio.

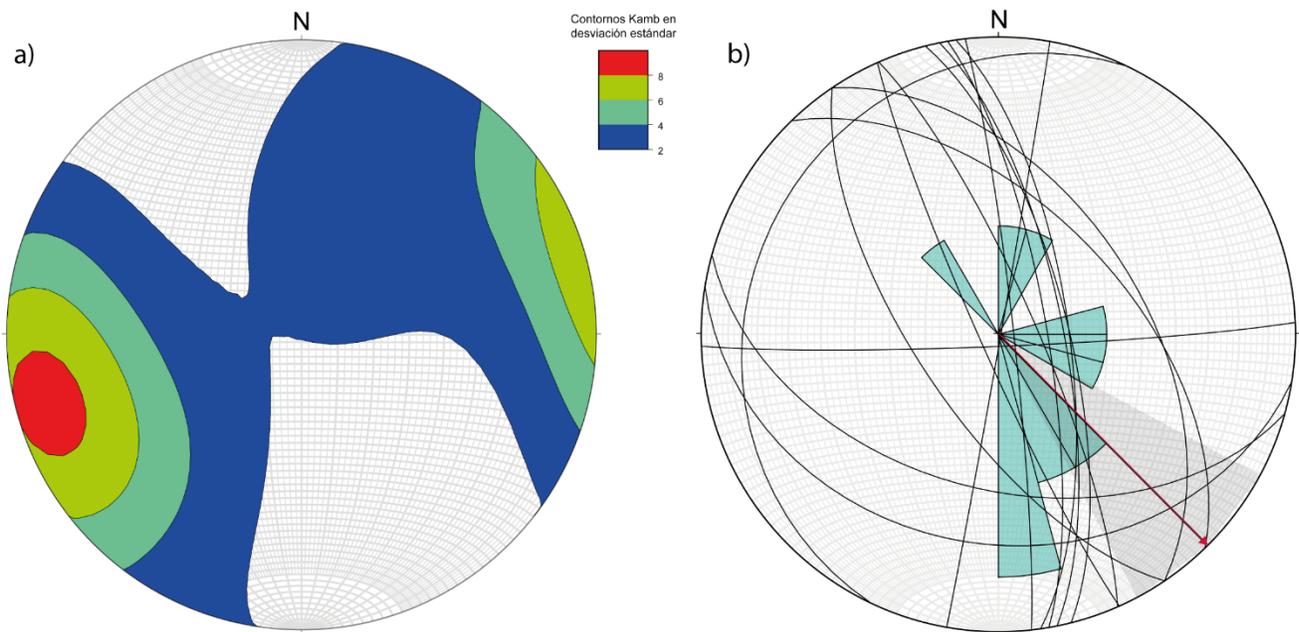


Figura 49: a) Dispersión de la dirección de acortamiento máximo en LV según k_3 corregido por manteo; b) Planos del acortamiento paralelo en LV, la flecha roja simboliza la dirección promedio.

5.2.5 FLEXURA DE LA ZONA DE DEFORMACIÓN

Entre los valles Yeso y Volcán se observa un cambio de $33,6^\circ$ en el ángulo del acortamiento máximo, pasando de E-W a ENE-WSW según lo indicado por el k_3 corregido por manteo (figuras 48 y 49). Soto et al. (2009) comprobaron que existe una relación entre k_3 y la dirección del estrés principal σ_1 en fábricas levemente deformadas hasta tipo IV. Por ende, en el valle del río Yeso se puede concluir que la dirección de acortamiento coincide con la dirección de σ_1 , análisis que no se puede replicar para la zona de muestreo sur debido al alto grado de deformación que exhiben las rocas, incluso, suponiendo que esta relación es verídica para las fábricas de tipo V y VI en la zona de muestreo sur, el estrés principal sería sumamente oblicuo para fallas inversas con un rumbo general NE-SW. En consecuencia, no se puede deducir con precisión la orientación de σ_1 para el valle del río Volcán.

Aun así, el cambio en la dirección de acortamiento de norte a sur es el comportamiento esperado, puesto que las estructuras principales poseen un rumbo variable formando las ya mencionadas flexuras en la zona comprendida entre los valles estudiados. Los dos posibles orígenes para esta geometría suponen un transporte uniforme del traspais con dirección $N80^\circ E$ (Giambiagi et al., 2003).

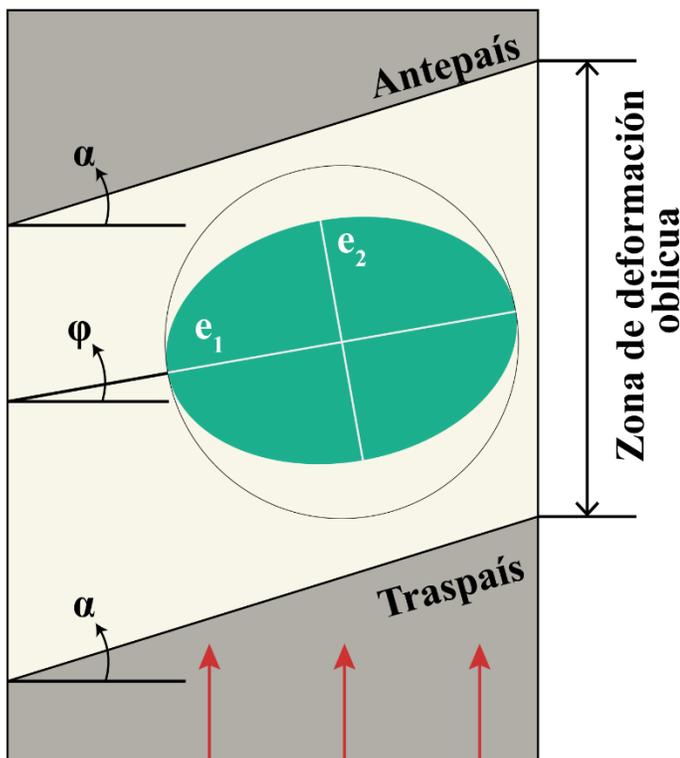


Figura 50: Parámetros de modelamiento de un arco primario con una oblicuidad α , un plano de acortamiento paralelo e_1 con un ángulo ϕ respecto a la perpendicular de la dirección de transporte (flecha roja). El acortamiento máximo está dado por e_2 . Modificado de Hindle y Burkhard (1999).

Tomando en cuenta los resultados de este estudio, es más plausible que la morfología responda a un arco primario más que a un oroclino, ya que la oblicuidad de la zona de deformación provoca un *strain* máximo que se desvía de la orientación perpendicular a la dirección de transporte (figura 2). Para este modelo de arco se definen los parámetros de geometría ángulos de oblicuidad del arco α y *strain* φ , ambos medidos respecto a la perpendicular de la dirección de transporte, además se tiene el plano de acortamiento paralelo e_1 y acortamiento máximo e_2 (figura 50) (Hindle & Burkhard, 1999). En el valle del río Volcán se tiene que el *strain* tiene un valor de $34,8^\circ$ y un acortamiento paralelo a la dirección de transporte de 60% aproximadamente (Mardones et al., 2021), lo que resulta en una oblicuidad alrededor de 37° (figura 51). El valor de α concuerda con una simplificación de la traza de las estructuras, en especial de la falla Chacayes-Yesillo a la latitud del sector Lo Valdés (figura 52). Por otro lado, el efecto de la oblicuidad de en el valle del río Yeso es despreciable, puesto que φ se aproxima a 1° y α promedio también es pequeño. La razón de la formación del arco primario no se puede deducir con los datos analizados, aunque, a partir de modelos experimentales, se determina que la geometría de una faja plegada y corrida en formación puede ser afectada por heterogeneidades en el material que la constituye, como cuerpos de mayor cohesión (Villarroel et al., 2021).

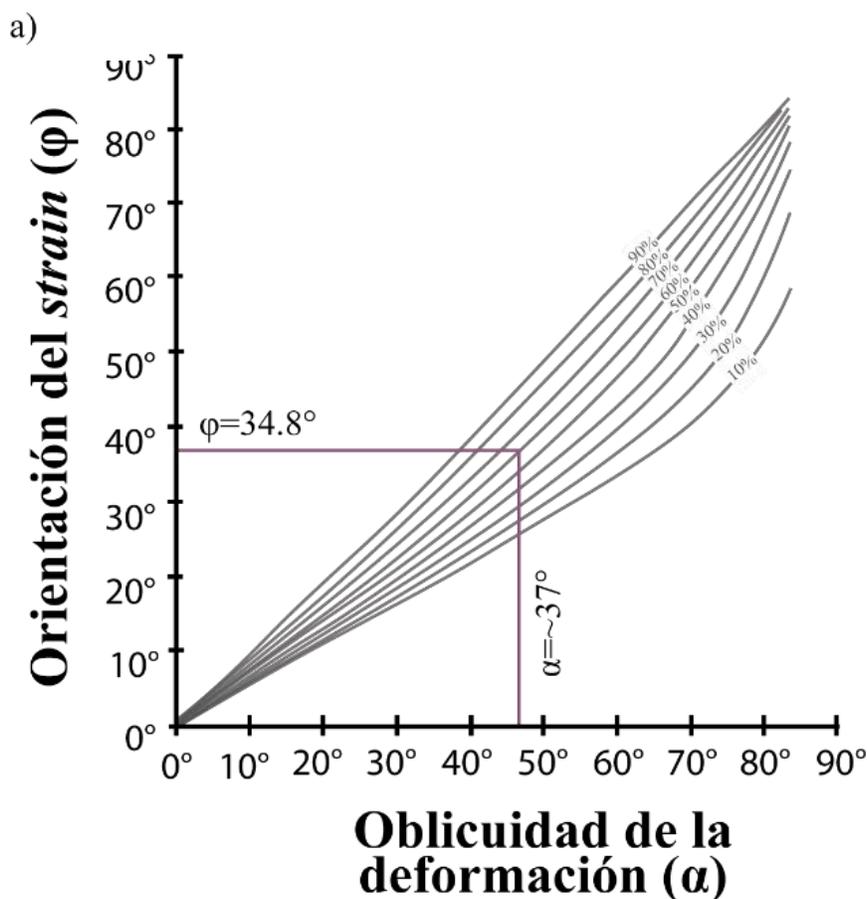
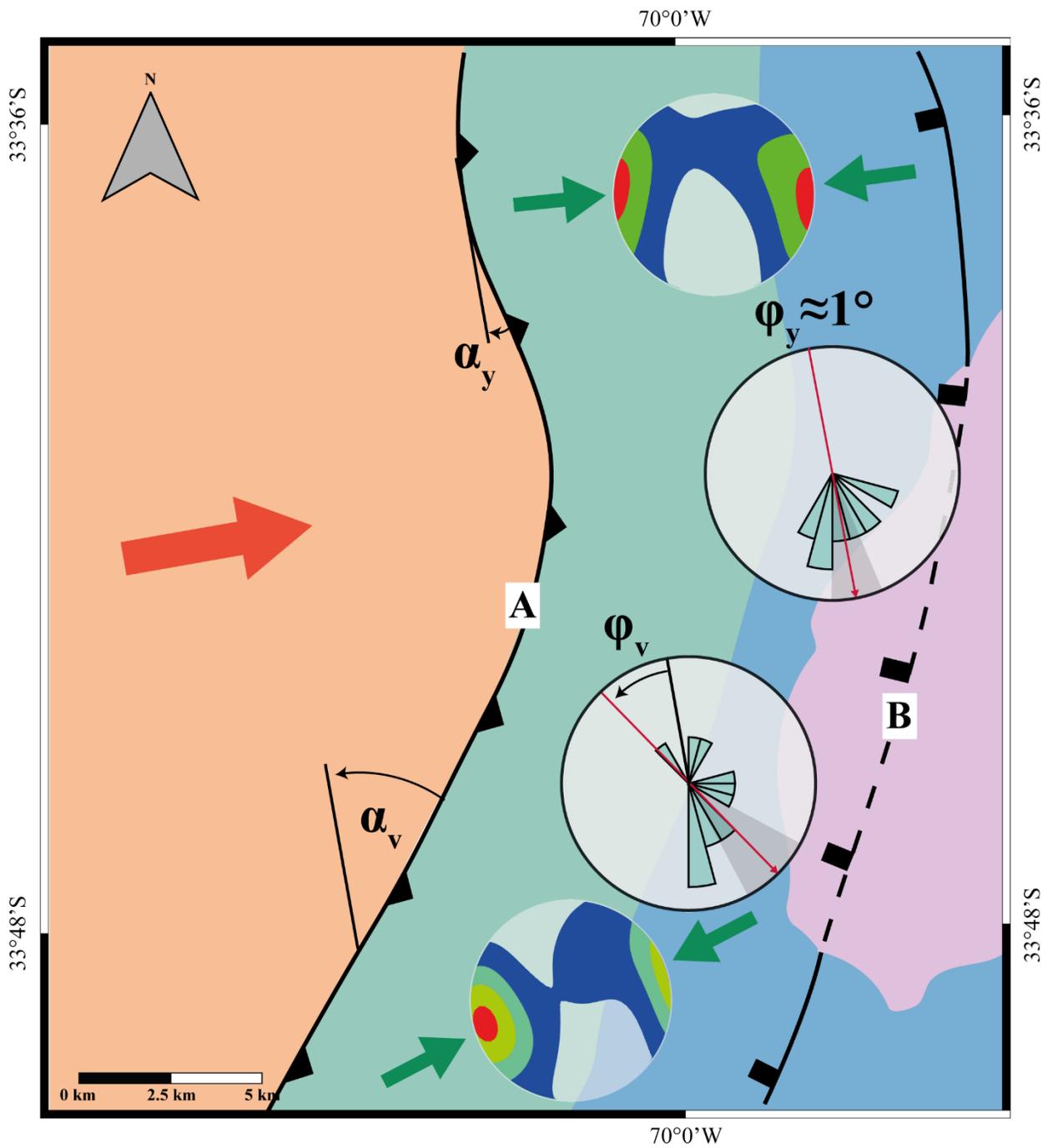


Figura 51: Valor de la oblicuidad del arco en el valle del río Volcán considerando un $\varphi=34.8^\circ$. Modificado de Hindle y Burkhard (1999).



Simbología

- Dirección de transporte
- Dirección de máximo acortamiento

A Falla Chacayes - Yesillo

B Falla Estero Yeguas Muertas - Baños Colina

α Oblicuidad de la deformación

ϕ Orientación del *strain*

Leyenda

- Lavas nuevas y antiguas
- Rocas cenozoicas
- Rocas Cretácicas
- Rocas Jurásicas

Figura 52: Esquema del arco primario con una dirección de transporte igual a N80°E y consecuente *strain* en los valles del río Yeso y río Volcán.

6 CONCLUSIONES

A partir de los datos recolectados para los valles de los ríos Yeso y Volcán, se determina que la anisotropía es mayor en el valle del río Yeso, lo que podría estar relacionado a la mineralización y el estilo de mineralización, dado que los especímenes de mayor grado de anisotropía presentan minerales de Fe como hemetita y pirita relleno de vetillas. Contrariamente, se esperaría que los sitios del valle Volcán contenga un mayor porcentaje calcáreo y menor contenido de minerales de Fe.

También se concluye que las fábricas magnéticas manifiestan una gran sensibilidad a la deformación cuya influencia es posible de identificar incluso en las rocas de menor grado de deformación como una desviación de la lineación magnética. Dicha sensibilidad impide hacer un análisis de flujos deposicionales en las rocas sedimentarias muestreadas, para ello sería necesario realizar un estudio detallado de la relación entre estructuras sedimentarias existentes en el área y su ASM.

Por otra parte, cuando el grado del *strain* es intermedio, las fábricas magnéticas exhiben una alineación in situ con las estructuras locales o con el margen de los intrusivos, si la proximidad lo permite. No obstante, en los casos de mayor deformación del valle del río Volcán, cuando k_1 se vuelve normal al plano de deposición, la lineación y foliación magnéticas in situ pierden este atributo gracias al basculamiento de los estratos. A pesar de lo anterior, la foliación magnética corregida por manteo representa el plano de acortamiento paralelo en las fábricas tectónicas, el cual es perpendicular a la dirección de acortamiento máximo y a k_3 . De aquí que la dirección de acortamiento máximo difiere en $\sim 34^\circ$ entre ambos valles estudiados pasando de aproximadamente E-W a NE-SW de norte a sur.

Los datos además revelaron que existe una oblicuidad entre la dirección del transporte de masa y la dirección de k_3 en el valle del río Volcán, no así en el valle del río Yeso donde estos dos vectores coinciden. Por lo tanto, se propone que la naturaleza de la flexura de la zona de deformación es de arco primario.

Es importante mencionar que el muestreo del valle del río Volcán se concentra en un área relativamente pequeña, a diferencia de los datos del norte cuyos sitios se reparten a lo largo del valle del río Yeso. Entonces, los resultados del sector Lo Valdés reflejan el promedio de la zona de muestreo y no representan necesariamente lo que podría estar ocurriendo en la totalidad del valle. Por ende, para corroborar lo propuesto por este trabajo se sugiere elaborar un muestreo que abarque gran parte de la extensión del valle como se hizo en el Yeso.

7 BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L., Calderón, S., Vergara, M., Oliveros, V., Morata, D., & Belmar, M. (2009). Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile central. *Congreso Geológico Chileno*, 12, S8_001.
- Álvarez, P., Aguirre-Urreta, M., Godoy, E., & Ramos, V. (1997). Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45'–34° 00' LS). *Vol. 1. VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, 425–429.
- Álvarez, P., Ramos, V., Giambiagi, L., & Godoy, E. (2000). Relationships between different depocenters of Triassic–Jurassic rift systems in the Main Andes of Argentina and Chile. *XXXI Geological International Congress, Actas in CD*.
- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 329–334.
- Arriagada, C., Ferrando, R., Córdova, L., Morata, D., & Roperch, P. (2013). The Maipo Orocline: A first scale structural feature in the Miocene to Recent geodynamic evolution in the central Chilean Andes. *Andean Geology*, 19.
- Baeza, O. (1999). Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. *Undergraduate Thesis (Unpublished), Departamento de Geología, Universidad de Chile*, 1–14.

- Biro, L. (1964). Límite Titónico-Neocomiano en Lo Valdés. *Memoria de título. Universidad de Chile, Departamento de Geología. Santiago.*
- Borradaile, G. J., & Henry, B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42(1), 49–93. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X)
- Borradaile, G. J., & Jackson, M. (2004). Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): Magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 299–360. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.18>
- Bustamante, M. (2002). El contacto entre la Formación Abanico y las unidades mesozoicas, valle del río Volcán, Región Metropolitana. *Universidad de Chile.*
- Butler, R. F. (2004). *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes* (Vol. 319). Blackwell Scientific Publications Boston.
- Cahill, T., & Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B12), 17503–17529.
- Calderón, S. E. (2008). *Condiciones Físicas y Químicas del Metamorfismo de Muy Bajo Grado de las Secuencias Mesozoicas en el Valle del Río Volcán (33°50'-34°00'S).*
- Carey, S. W. (1955). The orocline concept in geotectonics- Part I. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 89, 255–288.

- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A., & Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117–139.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., Munoz, N., Pardo, M., Thiele, R., & Wyss, A. R. (2005). The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 43–77.
- Charrier, R., Farías, 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), 05–35.
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., & Sagripanti, L. (2015). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37 S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 13–61.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., & Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3), 303–332. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(82\)90042-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(82)90042-3)
- Contreras-Reyes, E. (2018). Structure and tectonics of the Chilean convergent margin from wide-angle seismic studies: A review. *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*, 3–29.

- Deckart, K., Godoy, E., Bertens, A., Jerez, D., & Saeed, A. (2010). Barren Miocene granitoids in the Central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf and U-Pb isotope systematics. *Andean Geology*, 37(1), 1–31.
- Deckart, K., Pinochet, K., Sepúlveda, S. A., Pinto, L., & Moreiras, S. M. (2014). Nuevas observaciones sobre el origen del Depósito Mesón Alto, Valle del Yeso, Chile central: Un depósito compuesto de procesos glaciares y de remoción en masa? *Andean geology*, 41(1), 248–258. <https://doi.org/10.5027/andgeoV41n1-a10>
- del Rey, Á., Deckart, K., Arriagada, C., & Martínez, F. (2016). Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, 37, 172–181. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.06.008>
- del Rey, Á., Deckart, K., Planavsky, N., Arriagada, C., & Martínez, F. (2019). Tectonic evolution of the southwestern margin of Pangea and its global implications: Evidence from the mid Permian–Triassic magmatism along the Chilean-Argentine border. *Gondwana Research*, 76, 303–321. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.05.007>
- Drake, R., Charrier, R., Thiele, R., Munizaga, F., Padilla, H., & Vergara, M. (1982). Distribución y edades K-Ar de volcanitas post-Neocomianas en la Cordillera Principal entre 32 y 36 LS: implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile central. *Congreso Geológico Chileno*, 3, 42–78.

- Dunlop, D. J. (2011). Physical basis of the Thellier–Thellier and related paleointensity methods. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 187(3), 118–138.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.03.006>
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (2001). *Rock magnetism: Fundamentals and frontiers*. Cambridge university press.
- Espinoza Vargas, M. E. (2012). *Interpretación tectónica de la fábrica magnética presente en la faja plegada y corrida de Magallanes basada en estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM), Tierra del Fuego, Chile (53° 41'–55° 47'S)*.
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., & Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35°S). *Tectonics*, 27(1).
<https://doi.org/10.1029/2006TC002046>
- Felletti, F., Dall'Olio, E., & Muttoni, G. (2016). Determining flow directions in turbidites: An integrated sedimentological and magnetic fabric study of the Miocene Marnoso Arenacea Formation (northern Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 335, 197–215.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.02.009>
- Fock, A. I. (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de los andes de Chile central entre los 33° y los 34°s. *Universidad de Chile*.
<http://repositorio.conicyt.cl/handle/10533/186790>

- Fuller, M. D. (1963). Magnetic anisotropy and paleomagnetism. *Journal of Geophysical Research*, 68(1), 293–309. <https://doi.org/10.1029/JZ068i001p00293>
- Gana, P., & Wall, R. (1997). Evidencias geocronologicas $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus cretacico superior-eoceno en Chile central ($33\text{-}33^{\circ} 30'S$). *Andean Geology*, 24(2), 145–163.
- Giambiagi, L., Alvarez, P. P., Godoy, E., & Ramos, V. A. (2003). The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, 369(1), 1–19. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00171-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00171-9)
- Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Hoke, G., Suriano, J., Spagnotto, S., Moreiras, S. M., Lossada, A., Mazzitelli, M., Dapoza, R. T., Folguera, A., Mardonez, D., & Pagano, D. S. (2016). Cenozoic Orogenic Evolution of the Southern Central Andes ($32\text{-}36^{\circ}\text{S}$). En A. Folguera, M. Naipauer, L. Sagripanti, M. C. Ghiglione, D. L. Orts, & L. Giambiagi (Eds.), *Growth of the Southern Andes* (pp. 63–98). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-23060-3_4
- Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Tassara, A., & Hoke, G. (2012). Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. *GSA Bulletin*, 124(7–8), 1339–1351. <https://doi.org/10.1130/B30609.1>
- Giambiagi, L., & Ramos, V. A. (2002). Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction ($33^{\circ}30'\text{-}33^{\circ}45'\text{S}$), Argentina and Chile. *Journal of*

South American Earth Sciences, 15(1), 101–116. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00008-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00008-1)

Giambiagi, L., Tassara, A., Echaurren, A., Julve, J., Quiroga, R., Barrionuevo, M., Liu, S., Echeverría, I., Mardónez, D., Suriano, J., Mescua, J., Lossada, A. C., Spagnotto, S., Bertoa, M., & Lothari, L. (2022). Crustal anatomy and evolution of a subduction-related orogenic system: Insights from the Southern Central Andes (22–35°S). *Earth-Science Reviews*, 232, 104138. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104138>

Godoy, E. (2011). Structural setting and diachronism in the Central Andean Eocene to Miocene volcano-tectonic basins. *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina* (Salfity, JA; Marquillas, RA), 155–167.

González, O. L. (1963). *Observaciones geológicas en el valle del río Volcán*.

Graham, J. W. (1966). Significance of magnetic susceptibility in appalachian Sedimentary rocks. *The Earth beneath the Continents*, 10, 627–648.

Guerrero Suárez, S. (2015). *Anisotropía de la susceptibilidad magnética en cristales naturales de hematites*.

Hallam, A., Biró-Bagóczy, L., & Pérez, E. (1986). Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian–Hauterivian) of the high Cordillera of central Chile, and the palaeogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*, 123(4), 425–435.

- Hindle, D., & Burkhard, M. (1999). Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature in fold belts; the example of the Jura arc. *Journal of Structural Geology*, 21(8), 1089–1101. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00021-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00021-8)
- Hospers, J. (1955). Rock Magnetism and Polar Wandering. *The Journal of Geology*, 63(1), 59–74. <https://doi.org/10.1086/626226>
- Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A., & Veiga, G. D. (2005). The Neuquén Basin: An overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 1–14. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.252.01.01>
- Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, 5(1), 37–82. <https://doi.org/10.1007/BF01450244>
- Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79(3–4), T63–T67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)
- Klohn, C. (1960). *GEOLOGIA DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL. PROVINCIAS DE SANTIAGO, O'HIGGINS, COLCHAGUA Y CURICO.*
- Kurtz, A. C., Kay, S. M., Charrier, R., & Farrar, E. (1997). Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34-35 8). *Andean Geology*, 24(1), 75–90.
- Lanza, R., & Meloni, A. (2006). *The Earth's Magnetic Field*. Springer.

- Larrasoña, J. C., Pueyo, E. L., & Parés, J. M. (2004). An integrated AMS, structural, palaeo- and rock-magnetic study of Eocene marine marls from the Jaca-Pamplona basin (Pyrenees, N Spain); new insights into the timing of magnetic fabric acquisition in weakly deformed mudrocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 127–143. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.10>
- Lowrie, W., & Hirt, A. M. (1986). Paleomagnetism in Arcuate Mountain Belts. En F.-C. Wezel (Ed.), *Developments in Geotectonics* (Vol. 21, pp. 141–158). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42688-8.50012-6>
- Mardones, V. (2019). Evolución tectónica meso-cenozoica de la cordillera principal de Los Andes de Chile Central, 33°30'S-34°S. *Universidad de Chile*. <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/170521>
- Mardones, V., Peña, M., Pairoa, S., Ammirati, J.-B., & Leisen, M. (2021). Architecture, Kinematics, and Tectonic Evolution of the Principal Cordillera of the Andes in Central Chile (~33.5°S): Insights From Detrital Zircon U-Pb Geochronology and Seismotectonics Implications. *Tectonics*, 40(7), e2020TC006499. <https://doi.org/10.1029/2020TC006499>
- Marshak, S., Wilkerson, M. S., & Hsui, A. T. (1992). Generation of curved fold-thrust belts: Insight from simple physical and analytical models. En K. R. McClay (Ed.), *Thrust Tectonics* (pp. 83–92). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_7
- Martinez, R., & Osorio, R. (1963). *Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carófitas fósiles en la Formación Colimapu*.

- Martin-Hernández, F., Luneburg, C. M., Aubourg, C., & Jackson, M. (2004). Magnetic Fabric: Methods and Applications. *Geological Society, London, Special Publications*, 238. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.01>
- McCaig, A. M., & McClelland, E. (1992). Palaeomagnetic techniques applied to thrust belts. En K. R. McClay (Ed.), *Thrust Tectonics* (pp. 209–216). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_19
- McElhinny, M. (2004). Geocentric axial dipole hypothesis: A least squares perspective. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 145, 1–12. <https://doi.org/10.1029/145GM01>
- Mpodozis, C., & Ramos, V. (1990). *The Andes of Chile and Argentina*. https://archives.datapages.com/data/circ_pac/0012/0059_f.htm
- Muñoz, M., Tapia, F., Persico, M., Benoit, M., Charrier, R., Farías, M., & Rojas, A. (2018). Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the Southern Central Andes: Evidence from the Chilean main range at ~35°S. *Tectonophysics*, 744, 93–117. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.06.009>
- Nacif, S., Triep, E. G., Spagnotto, S. L., Aragon, E., Furlani, R., & Álvarez, O. (2015). The flat to normal subduction transition study to obtain the Nazca plate morphology using high resolution seismicity data from the Nazca plate in Central Chile. *Tectonophysics*, 657, 102–112. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.027>

Nagata, T. (1961). *Rock magnetism*. Maruzen Company.

Néel, L. (1955). Some theoretical aspects of rock-magnetism. *Advances in Physics*, 4(14), 191–243. <https://doi.org/10.1080/00018735500101204>

Nyström, J. O., Vergara, M., Morata, D., & Levi, B. (2003). Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33° 15'–33° 45' S). *Geological Society of America Bulletin*, 115(12), 1523–1537.

Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M. N., Ciocca, I., González, J., Espinoza, M., Salazar, E., Coloma, F., & Kasemann, S. A. (2020). Lithospheric evolution of the Pre- and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*, 80, 202–227. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.11.002>

Parada, M. A., Roperch, P., Guisresse, C., & Ramírez, E. (2005). Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile. *Tectonophysics*, 399(1), 399–420. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.032>

Parés, J., Hassold, N. J. C., Rea, D. K., & van der Pluijm, B. A. (2007). Paleocurrent directions from paleomagnetic reorientation of magnetic fabrics in deep-sea sediments at the Antarctic Peninsula Pacific margin (ODP Sites 1095, 1101). *Marine Geology*, 242(4), 261–269. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.04.002>

- Parés, J., & Van der Pluijm, B. (2002). Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics*, 350, 283–298. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00119-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00119-1)
- Parés, J., Van der Pluijm, B., & Dinarès-Turell, J. (1999). Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, Northern Spain). *Tectonophysics*, 307, 1–14. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00115-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00115-8)
- Poblete, F., Roperch, P., Hervé, F., Diraison, M., Espinoza, M., & Arriagada, C. (2014). The curved Magallanes fold and thrust belt: Tectonic insights from a paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility study: Tectonic Rotations Magallanes. *Tectonics*, 33(12), 2526–2551. <https://doi.org/10.1002/2014TC003555>
- Puigdomenech, C., Alarcón, S., Ruiz González, V., Rossel, P., Orts, D., & Zaffarana, C. (2021). Tectonic rotations in central Chile: New insights on the southern limit of the Maipo Orocline. *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 103012. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103012>
- Ramos, V. A., Aguirre-Urreta, M. B., Álvarez, P. P., Coluccia, A., Giambiagi, L., Pérez, D. J., Tunik, M., Vujovich, G. I., Fusari, C., & Narciso, V. (2010). *Hoja Geológica 3369-III Cerro Tupungato*. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/101>
- Ramos, V. A., Cegarra, M., & Cristallini, E. (1996). Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30–36°S latitude). *Tectonophysics*, 259(1), 185–200. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00064-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00064-X)

Ramos, V. A., Cristallini, E. O., & Pérez, D. J. (2002). The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American earth sciences*, 15(1), 59–78.

Rauld, R. A. (2011). *Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33°s)*.
<https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/102600>

Robion, P., Grelaud, S., & Frizon de Lamotte, D. (2007). Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE — Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW — Himalaya, Pakistan)? *Sedimentary Geology*, 196(1–4), 181–200.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.08.007>

Rochette, P., Jackson, M., & Aubourg, C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30(3), 209–226.
<https://doi.org/10.1029/92RG00733>

Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Mihai N., D., Calderón, S., Charrier, R., & Hoffman, D. (2014). *The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation (33°-35.5°S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic implications*.
<https://repositorio.unab.cl/xmlui/handle/ria/2563>

Schwehr, K., Driscoll, N., & Tauxe, L. (2007). Origin of continental margin morphology: Submarine-slide or downslope current-controlled bedforms, a rock magnetic approach. *Marine Geology*, 240(1), 19–41. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.01.012>

- Sellés, D. (1999). La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33° 15'-33° 30'S; 70°30'-70°45'O), Chile Central. Estratigrafía y geoquímica. *Santiago*.
- Sellés, D., & Gana, P. (2001). Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 74, 30*.
- SERNAGEOMIN. (2003). *Mapa geológico de Chile 1:1.000.000* [Map].
<http://www.ipgp.fr/~dechabal/Geol-millon.pdf>
- Soto, R., Larrasoaña, J. C., Arlegui, L. E., Beamud, E., Oliva-Urcia, B., & Simón, J. L. (2009). Reliability of magnetic fabric of weakly deformed mudrocks as a palaeostress indicator in compressive settings. *Journal of Structural Geology, 31(5), 512–522*.
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.03.006>
- Stephenson, A., Sadikun, S., & Potter, D. K. (1986). A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophysical Journal International, 84(1), 185–200*. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb04351.x>
- Stokking, L. B., & Tauxe, L. (1990a). Multicomponent magnetization in synthetic hematite. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 65(1), 109–124*. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90080-H](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90080-H)

- Stokking, L. B., & Tauxe, L. (1990b). Properties of chemical remanence in synthetic hematite: Testing theoretical predictions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B8), 12639–12652. <https://doi.org/10.1029/JB095iB08p12639>
- Tapia, F. (2015). *Evolución tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del sur (34° 45' - 35° 30' S) (2015)* [PhD Thesis]. PhD thesis (Unpublished) Universidad de Chile Santiago 306 pp.
- Tarling, D., & Hrouda, F. (1993). *Magnetic anisotropy of rocks*. Springer Science & Business Media.
- Tauxe, L. (2005). *Lectures in Paleomagnetism, 2005*. L. Tauxe.
- Tavera, J. (1968). Informe sobre estudio de material paleontológico procedente del curso superior del río Yeso, recolectado por el geólogo Sr. Ricardo Thiele. *Informe Inédito. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile*.
- Thiele, R. (1980). Hoja Santiago, Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile 39. *Geological Map Scale, 1, 250000*.
- Uyeda, S., Fuller, M. D., Belshé, J. C., & Girdler, R. W. (1963). Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. *Journal of Geophysical Research*, 68(1), 279–291. <https://doi.org/10.1029/JZ068i001p00279>

- Veevers, J. J. (2004). Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: Supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Science Reviews*, 68(1), 1–132.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.05.002>
- Verosub, K. L. (1977). Depositional and postdepositional processes in the magnetization of sediments. *Reviews of Geophysics*, 15(2), 129–143.
<https://doi.org/10.1029/RG015i002p00129>
- Villarroel, M., Jara, P., & Charrier, R. (2021). Influencia de cuerpos discordantes de distinta cohesión en la geometría estructural de fajas plegadas y corridas: Aproximación sobre la base de un modelamiento analógico. *Andean geology*, 48(1), 153–174.
- Weil, A. B., & Sussman, A. J. (2004). Classifying curved orogens based on timing relationships between structural development and vertical-axis rotations. En *Orogenic curvature: Integrating paleomagnetic and structural analyses* (Vol. 383, pp. 1–15). Geological Society of America.

ANEXO A: MARCO TEÓRICO

PALEOMAGNETISMO*CAMPO MAGNÉTICO Y MODELO GEOCÉNTRICO AXIAL DIPOLAR*

El paleomagnetismo se fundamenta en la existencia de un campo magnético que rodea al planeta y cuya influencia cubre toda la superficie terrestre. Una gran componente del campo geomagnético es de naturaleza dipolar, es decir, consiste en dos polos de signo contrario los cuales se alinean con el eje de rotación de la Tierra (Butler, 2004). Sin embargo, el campo geomagnético exhibe componentes no dipolares y movimientos que reflejan fluctuaciones dentro del núcleo (McElhinny, 2004). Ambos factores aportan a que los polos magnéticos diverjan de los polos geográficos llegando incluso a invertirse en ciertos periodos.

La desviación del norte magnético con respecto al norte geográfico se llama declinación D y toma valores entre 0° y 360° en sentido horario. Por lo tanto, usando el modelo Dipolo Axial Geocéntrico (GAD por sus siglas en inglés) (figura 53.a) la declinación en todo lugar es 0° . No obstante, las mediciones actuales muestran una declinación $D \neq 0^\circ$ cuyo valor depende de la posición geográfica (Tauxe, 2005), por lo que se debe tener en cuenta los alcances del modelo al trabajar con magnetismo y paleomagnetismo. Además de esta variable, para describir completamente el vector magnético (figura 53.b) se necesita la inclinación I que varía entre -90° y $+90^\circ$ siendo positivo hacia el polo norte geográfico (Butler, 2004; Tauxe, 2005). Con estas dimensiones y la magnitud del campo magnético H se pueden calcular las componentes: vertical H_v , horizontal H_h , norte H_n y este H_e (Butler, 2004).

$$H_v = H \cdot \text{sen}(I)$$

$$H_h = H \cdot \cos(I)$$

$$H_n = H \cdot \cos(I) \cdot \cos(D)$$

$$H_e = H \cdot \cos(I) \cdot \text{sen}(D)$$

$$H_n = \sqrt{H_v^2 + H_e^2 + H_n^2}$$

Si se considera el modelo GAD, entonces se utilizan las ecuaciones

$$H_v = \frac{2M \cdot \text{sen}(\lambda)}{r^3}$$

$$H_h = \frac{2M \cdot \text{cos}(\lambda)}{r^3}$$

$$H = \frac{M}{r^3} \sqrt{1 + 3\text{sen}^2(\lambda)}$$

Con λ latitud, r el radio terrestre y M el momento dipolar que se puede definir como el potencial magnético generado por un sistema magnético elemental como dos cargas de signo contrario o una corriente (Butler, 2004). De las ecuaciones anteriores se puede deducir que la inclinación se relaciona con la latitud.

$$I = \frac{H_v}{H_h} = 2 \tan(\lambda)$$

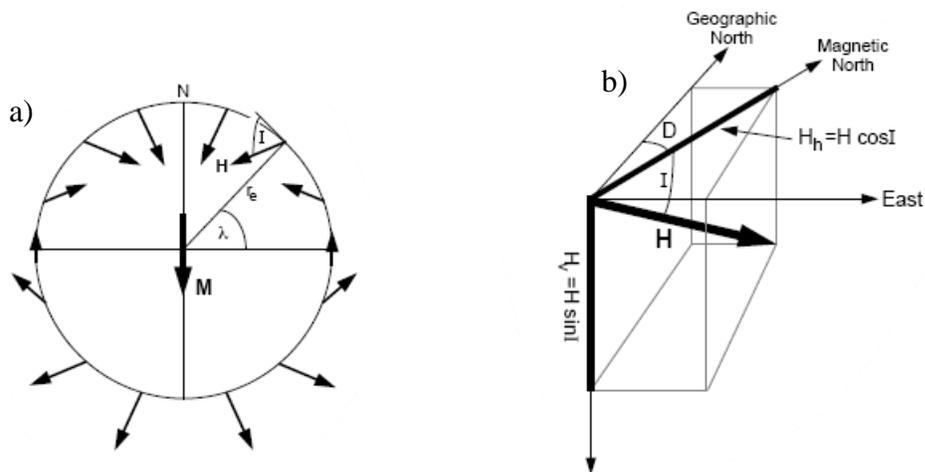


Figura 53: a) Modelo dipolo axial geocéntrico; b) Componentes del vector magnético. Extraído de Butler (2004).

De la figura 53 se observa que existe una relación entre la inclinación magnética I y la latitud λ . Esta simplificación es válida cuando se analizan datos pertenecientes al Cenozoico, ya que la dirección promedio del campo coincide aproximadamente con el GAD y se deduce que el polo magnético no ha variado más de 5° - 10° desde el Eoceno (Hospers, 1955).

En el caso de trabajar con periodos más lejanos, el polo magnético (λ_p , φ_p) puede ser calculado a partir de la dirección media del sitio (I_m , D_m) y su posición geográfica (Butler, 2004). El procedimiento es el siguiente

$$p = \cot^{-1} \left(\frac{\tan(I_m)}{2} \right)$$

$$\lambda_p = \text{sen}^{-1}(\sin(\lambda_s) \cos(p) + \cos(\lambda_s) \text{sen}(p) \cos(D_m))$$

$$\beta = \text{sen}^{-1} \left(\frac{\text{sen}(p) \text{sen}(D_m)}{\cos(\lambda_p)} \right)$$

El parámetro p es la colatitud magnética y β es la diferencia longitudinal entre el polo magnético y el sitio. De ahí si $\cos(p) \geq \text{sen}(\lambda_s) \text{sen}(\lambda_p)$, entonces

$$\varphi_p = \varphi_s + \beta$$

De lo contrario

$$\varphi_p = \varphi_s + 180 - \beta$$

MAGNETIZACIÓN Y SUSCEPTIBILIDAD

El registro magnético, por su parte, se obtiene a partir de la propiedad de los minerales de grabar el campo magnético al cual son sometidos. Esta acción se denomina magnetización J y se puede descomponer en dos categorías: magnetización inducida J_i y magnetización remanente J_r (Butler, 2004). La primera corresponde a la respuesta del material frente a un campo magnético y depende de la susceptibilidad magnética χ .

$$J_i = \chi \cdot M$$

La susceptibilidad magnética es una propiedad intrínseca del material y depende de la distancia de los electrones y átomos dentro de la red cristalina (Dunlop & Özdemir, 2001). La caracterización de χ , a su vez, establece las categorías de materiales paramagnéticos, diamagnéticos y ferromagnéticos. Tanto los materiales paramagnéticos como diamagnéticos poseen una susceptibilidad constante, aunque se diferencian en el signo siendo los diamagnéticos materiales con un χ negativo y los paramagnéticos con un χ positivo. Esto se traduce en que los materiales diamagnéticos, al exponerse a un campo, expresan una magnetización contraria a la dirección de este que cesa tras alejarse de la fuente (Butler, 2004).

Los materiales paramagnéticos generan una magnetización paralela y proporcional al campo magnético que, al igual que las sustancias diamagnéticas, desaparece cuando quedan fuera de su alcance (Butler, 2004). La magnetización ocurre cuando los momentos magnéticos atómicos se alinean con una energía de torque $\Gamma = M \times H$, pero que no excede la energía termal a temperatura ambiente, lo que se traduce en una magnetización muy débil (Butler, 2004). La dependencia entre magnetización y temperatura está dada por la ley de susceptibilidad paramagnética de Curie que se deriva de la función de Langevin

$$\chi = \frac{N\mu^2\mu_0}{3kT}$$

Donde N es el número de momentos magnéticos, k es la constante de Boltzman, T la temperatura, μ es el valor del momento magnético atómico y para efectos geológicos $\mu_0 = 1$ en unidades cgs y $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ en SI (Dunlop & Özdemir, 2001). La ley de Curie (figura 54) muestra que la susceptibilidad magnética decrece a una tasa de $1/T$ cuando la temperatura aumenta (Butler, 2004; Tauxe, 2005).

Por su parte, los materiales ferromagnéticos poseen una susceptibilidad no constante y son capaces de registrar el campo magnético como un remanente, dado que existe una interacción entre los momentos magnéticos atómicos adyacentes lo que incrementa significativamente la magnetización. No obstante, este fenómeno depende de la distancia a la que se encuentren los átomos en la estructura cristalina; si hay una expansión termal suficiente, los momentos dejan de interactuar y el material se vuelve paramagnético. La temperatura cuando esto sucede se denomina temperatura de Curie T_c . También, T_c marca cuando la llamada magnetización de saturación J_s disminuye hasta ser nula, que corresponde a la máxima magnetización que puede albergar un material ferromagnético al alienar todos sus momentos magnéticos (Butler, 2004; Lanza & Meloni, 2006).

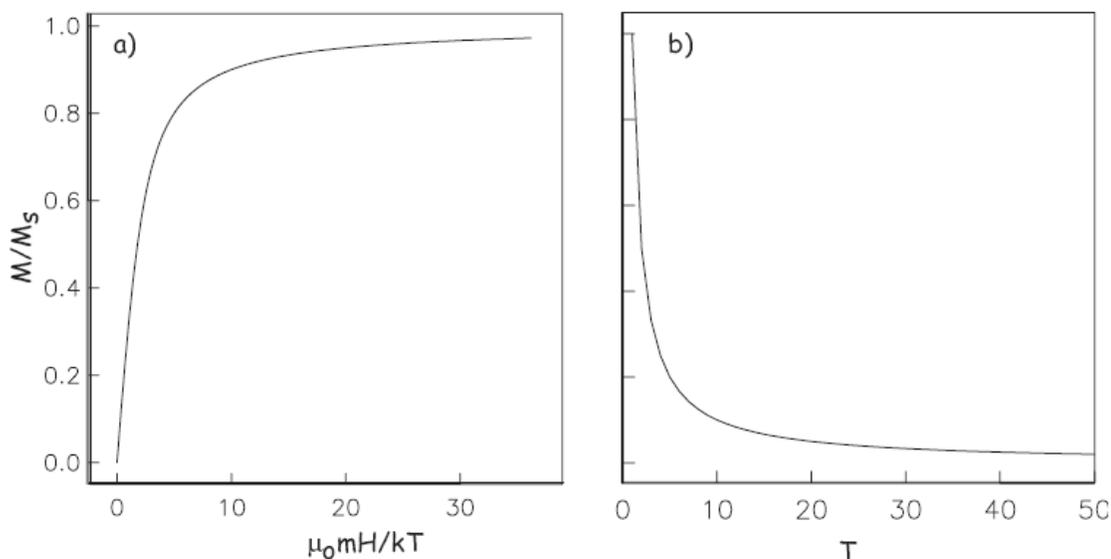


Figura 54: a) Magnetización derivada de la función de Langevin $L(\alpha)$ versus $\alpha = \mu_0 m H / k T$; b) Ley de susceptibilidad paramagnética de Curie: magnetización en función de la temperatura T . Extraído de Tauxe (2005).

Además de la temperatura de Curie, existe la temperatura de bloqueo T_B que es el límite entre el comportamiento ferromagnético estable y uno superparamagnético, que es cuando el tiempo de retención del magnetismo paralelo al campo es tan corto que el material se aproxima a uno paramagnético. El tiempo de decaimiento del remanente se llama tiempo de relajación τ , este depende del volumen, la fuerza coactiva generada por el campo magnético interno, la magnetización saturada y la temperatura siendo significativamente menor a temperaturas mayores. Un material es superparamagnético cuando su τ es igual a τ_s que es una división no natural que se estima según la conveniencia de la investigación (Butler, 2004), pero generalmente se define entre 10^2 y 10^3 s (Tauxe, 2005).

Aunque todo material ferromagnético cumple con las condiciones mencionadas, dependiendo del spin del electrón y cómo se alinean frente al vector magnético se puede obtener una alineación paralela (ferromagnético *sensu stricto*), alineación antiparalela (antiferromagnético) o antiparalela de diferente μ (ferrimagnético), es decir, no se cancela completamente el momento, pero sí disminuye su magnitud (Tauxe, 2005).

En el caso de la geología, los materiales de mayor interés son los minerales ferromagnéticos que usualmente son un componente menor en las rocas y se presentan como granos finos dentro de una matriz dia- y para- magnética (Butler, 2004). En consecuencia, las propiedades magnéticas de la roca total son la suma de los diferentes minerales que las constituyen, por lo tanto, la distribución de la magnetización individual de cada cristal ferromagnético puede cancelar la magnetización macroscópica de la roca (Lanza & Meloni, 2006). De los minerales para- y ferro- magnéticos se destacan los minerales que contienen elementos de transición, ya que su orbital 3d incompleto genera los momentos atómicos que les otorga su carácter magnético (Butler, 2004; Dunlop & Özdemir, 2001; Tauxe, 2005).

La segunda parte de la magnetización es la remanente J_r que se refiere al registro de campos magnéticos pasados. El remanente depende de las propiedades cristalográficas del mineral ferromagnético, así como de los procesos geológicos a los que se pudo haber sometido el cristal. Para comprender este tipo de magnetización, primero hay que entender el concepto de dominio que es una propiedad controlada por el volumen del cristal y la energía magnetoestática, en otras palabras, la energía necesaria para alinear un momento magnético con el campo (Butler, 2004; Lanza & Meloni, 2006; Tauxe, 2005). Cuando un cristal sobrepasa un umbral de tamaño, los momentos magnéticos se dividen en diferentes direcciones para optimizar la energía magnetoestática donde cada sección con una dirección diferente es un dominio (Butler, 2004). Los dominios con una magnetización j_s en un principio tienden a respetar una dirección preferencial dada por la energía mínima de anisotropía magnetocristalina, más bajo el efecto de un campo magnético se produce un torque Γ que fuerza la alineación de los j_s y cuando la magnitud del campo es suficientemente grande, sobrepasa la barrera energética obteniéndose una magnetización paralela en todos o algunos dominios equivalentes a la magnetización remanente (Lanza & Meloni, 2006).

TIPOS DE MAGNETIZACIÓN REMANENTE

La magnetización remanente o magnetización remanente natural (MRN) se puede dividir en dos categorías. La primera de ellas es la primaria la cual se adquiere durante la formación de la roca y tiene tres fuentes principales: el remanente termal, químico y detrítico (Butler, 2004).

El magnetismo termo-remanente (TRM) es adquirido en el proceso de enfriamiento de una roca desde la temperatura de Curie hasta la temperatura de bloqueo (Butler, 2004). Entre este periodo, los cristales primeramente poseen un comportamiento superparamagnético, es decir, con un tiempo de relajación τ bajo, por ende, la magnetización varía su dirección en muy poco tiempo. A medida que la temperatura se acerca a T_B , la energía requerida para cambiar de dirección aumenta junto con τ y es prácticamente imposible redireccionar la magnetización pasando el umbral del bloqueo cuando el comportamiento se torna ferromagnético, punto en el que la mayoría de la magnetización se convierte en remanente y es paralela al campo registrado (Lanza & Meloni, 2006). La intensidad del TRM está dada por el modelo de Néel (1955) que a partir de la demostración de Thellier-Thellier evidencia que las temperaturas de bloqueo de los diferentes competentes de una roca son independientes entre ellos (Dunlop, 2011), lo que significa que si existen dos cristales con temperaturas de bloqueo T_{B1} y T_{B2} con $T_{B2} < T_{B1}$, entonces a una temperatura $T_{B2} < T < T_{B1}$ los momentos del cristal 1 estarían bloqueados, mientras que el cristal 2 seguiría variando su magnetización hasta que la temperatura disminuya a su respectivo bloqueo (Lanza & Meloni, 2006). Lo mismo aplica cuando se calientan los minerales, pero en el proceso inverso, o sea, superando las respectivas temperaturas de bloqueo, los minerales se vuelven superparamagnéticos pudiendo registrar un nuevo campo al enfriarse nuevamente.

Después de que la temperatura baja de T_B , la roca puede adquirir remanente químico causado por el crecimiento de nuevos minerales ferromagnéticos, ya sea por precipitación (g-CRM) o alteración (a-CRM) (Tauxe, 2005). En una seguidilla de experimentos realizados por Stokking y Tauxe (1990a, 1990b), los cuales consistieron en precipitar hematita en varias configuraciones, se encontró que los cristales precipitados en un campo invariable adquieren una magnetización

paralela similar a lo que sucede en TRM, pero es mucho más compleja en más de una generación de cristales en campos variables. El CRM ocurre principalmente en rocas sedimentarias o metamórficas de forma primaria y en vez de considerar una temperatura de bloqueo, un factor aún más importante es el volumen de bloqueo V_B que establece cuando un grano crece lo suficiente para estabilizar la magnetización (Lanza & Meloni, 2006).

También relacionado a las rocas sedimentarias, está el remanente magnético detrítico (DRM) que debido a sus múltiples variables no ha sido sencillo modelarlo fielmente, pero experimentos de laboratorio han ayudado a deducir su comportamiento (Butler, 2004). Esta magnetización corresponde a la que se adquiere durante los procesos de depositación y consolidación de rocas sedimentarias, por lo que se suele dividir en esas dos clases. Se ha encontrado que en la DRM deposicional hay una fuerte dependencia del contenido de agua del medio, la bioturbación y la forma del cristal lo que puede llevar a fuertes errores de inclinación, mientras que la DRM post-deposicional o p-DRM puede registrar fielmente los cambios del campo magnético cuando la tasa de depositación lo permite, sin embargo, aún no se tienen herramientas para distinguir entre los tipos de DRM y han sido estudiados más que nada en medios acuáticos de poca energía, por lo que se debe tratar con precaución (Verosub, 1977).

Los errores, o más bien, desviaciones de la magnetización remanente son causa de la anisotropía del remanente magnético que difiere de la anisotropía de susceptibilidad magnética (Stephenson et al., 1986), objeto de la siguiente sección.

La segunda categoría de NRM es la secundaria, o sea, la magnetización remanente que se obtiene luego de los procesos formadores de una roca. Dentro de los NRM secundarios, el más común es el remanente magnético viscoso (VRM) que adquieren las rocas bajo campos magnéticos débiles. Depende del coeficiente de viscosidad S y el tiempo t que se expone a este magnetismo de la siguiente manera (Lanza & Meloni, 2006)

$$J_{VRM} = S \cdot \log (t)$$

Dado que esta magnetización no aporta a deducir las condiciones formadoras, es de poco interés paleomagnético y suele eliminarse por procesos de desmagnetización que aísla los componentes primarios del NRM.

ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM)

La mayoría de los minerales son magnéticamente anisótropos, es decir, es más fácil magnetizarlos en ciertas direcciones (Martin-Hernández et al., 2004). En consecuencia, cuando un campo magnético interactúa con un mineral, la magnetización no es completamente paralela al campo, sino que tiene componentes en las tres direcciones espaciales, entonces χ se describe como un tensor de 3×3 (Butler, 2004) y la magnetización del mineral pasa a ser

$$J_1 = k_{11}H_1 + k_{12}H_2 + k_{13}H_3$$

$$J_2 = k_{21}H_1 + k_{22}H_2 + k_{23}H_3$$

$$J_3 = k_{31}H_1 + k_{32}H_2 + k_{33}H_3$$

Donde J es magnetización y H el campo magnético. Ambas variables se encuentran descompuestas en las tres direcciones cartesianas y k_{ij} ($k_{ij}=k_{ji}$) representa el tensor simétrico de susceptibilidad cuya diagonal (k_{ii}) contiene las susceptibilidades o direcciones principales (Hrouda, 1982). Asignando el sistema de referencia ideal las componentes k_{ij} con $i \neq j$, se vuelven cero, simplificando las ecuaciones a

$$J_1 = k_{11}H_1 = k_1H_1$$

$$J_2 = k_{22}H_2 = k_2H_2$$

$$J_3 = k_{33}H_3 = k_3H_3$$

De modo que $k_1 \geq k_2 \geq k_3$ por lo que se les asigna el nombre de k máximo, intermedio (medio) y mínimo respectivamente (Lanza & Meloni, 2006). Para entender mejor el funcionamiento de este tensor se suele representar las susceptibilidades principales como los ejes de un elipsoide o se puede ilustrar con el elipsoide de magnitud cuyos semiejes corresponden a $\sqrt{k_1}$, $\sqrt{k_2}$ y $\sqrt{k_3}$ (Hrouda, 1982; Lanza & Meloni, 2006; Nagata, 1961). En cualquiera de los dos casos, la geometría del elipsoide entrega información relevante para la caracterización de los minerales con anisotropía de susceptibilidad magnética, razón por la cual se distinguen los elipsoides prolatos y oblatos (figura 55) que se pueden distinguir por el parámetro de forma de Jelinek (1981) T . Cuando su valor oscila entre -1 y 0 el elipsoide es prolato, luego hasta 1 se tiene una geometría oblata. Si T alcanza los valores enteros, entonces se dice que la geometría es rotacional prolata ($T=-1$), oblata ($T=1$) y neutra ($T=0$) (Jelinek, 1981).

$$T = \frac{(\ln(F) - \ln(L))}{(\ln(F) + \ln(L))}$$

$$F = \frac{k_2}{k_3}$$

$$L = \frac{k_1}{k_2}$$

$$P = \frac{k_1}{k_3}$$

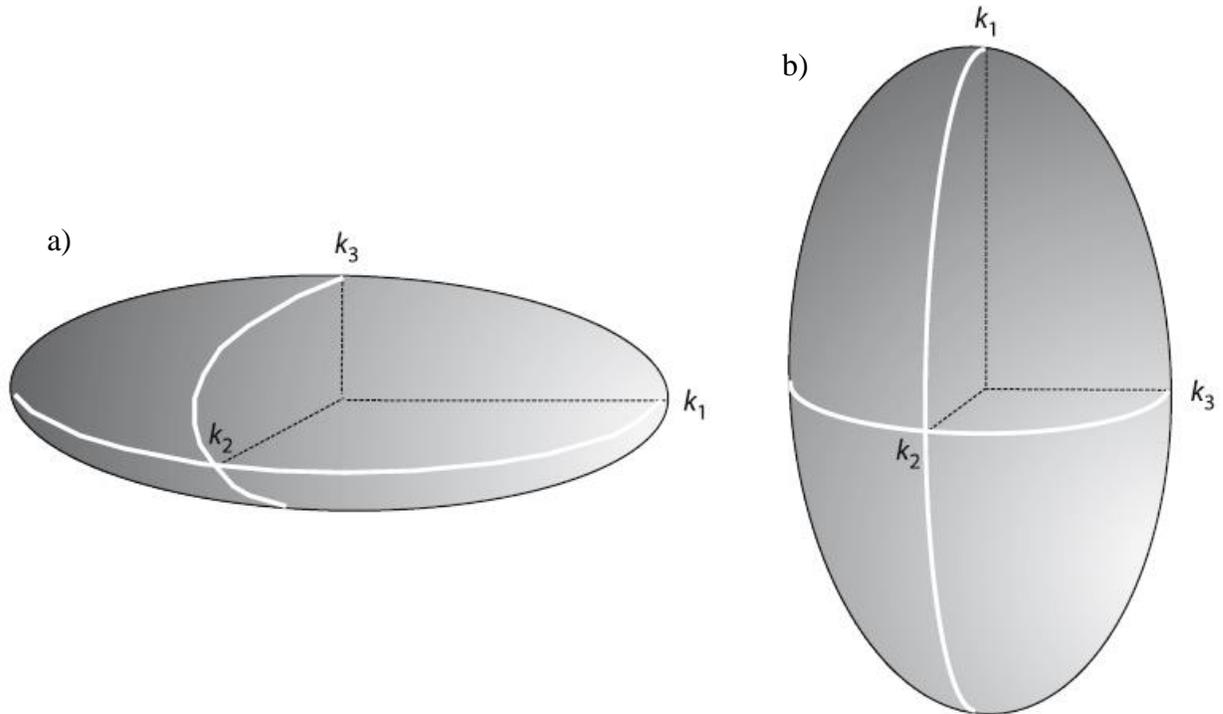


Figura 55: Elipsoide de anisotropía a) oblató y b) prolato. Extraído de Lanza & Meloni (2006).

Los parámetros L y F, que se denominan lineación y foliación magnéticas respectivamente, determinan la fábrica magnética del mineral, puesto que son una razón entre las direcciones principales. Si la fábrica magnética dominante es lineal, se tiene un elipsoide prolato con lineación en k_1 . En cambio, una fábrica magnética más planar se asocia con un elipsoide oblató con foliación en el plano k_1k_2 ortogonal a k_3 (Jelinek, 1981; Lanza & Meloni, 2006). Por otro lado, el parámetro P corresponde al grado de anisotropía, sin embargo, esta relación solo compara dos de las tres susceptibilidades principales, de ahí Jelinek (1981) ideó el grado de susceptibilidad corregido P' el cual considera los logaritmos naturales de k_i de forma que obtiene la desviación de los ejes, además de que $P'=P$ para un elipsoide neutro y $P'=P^{1.155}$ para cualquier elipsoide de rotación. Los valores típicos de P' en rocas van desde 1 a 1.4 (Lanza & Meloni, 2006).

$$P' = \exp\left(\sqrt{2[(\eta_1 - \eta)^2 + (\eta_2 - \eta)^2 + (\eta_3 - \eta)^2]}\right)$$

$$\eta_i = \ln(k_i) \quad \eta = \frac{\eta_1 + \eta_2 + \eta_3}{3}$$

Las direcciones principales responden a dos efectos no excluyentes: la forma del cristal y su cristalografía (Martin-Hernández et al., 2004). Cuál es el más determinante depende del mineral en sí, pero generalmente la forma es más relevante en cristales pertenecientes al sistema cúbico o con alta susceptibilidad, mientras que en minerales de menor simetría y susceptibilidad domina la anisotropía cristalina (Fuller, 1963; Uyeda et al., 1963). La anisotropía por la forma del cristal ocurre debido a que la energía magnetoestática es menor siguiendo el eje mayor de un grano de un dominio, ya que el campo magnético interno ejerce una menor resistencia a la alineación con el campo externo (Butler, 2004). Del mismo modo, la anisotropía magnetocrystalina (figura 56) es producto de la minimización de la energía a causa de la disposición de los orbitales en la celda cristalina que marcan la dirección preferencial con la cual se alinean los spines (Lanza & Meloni, 2006).

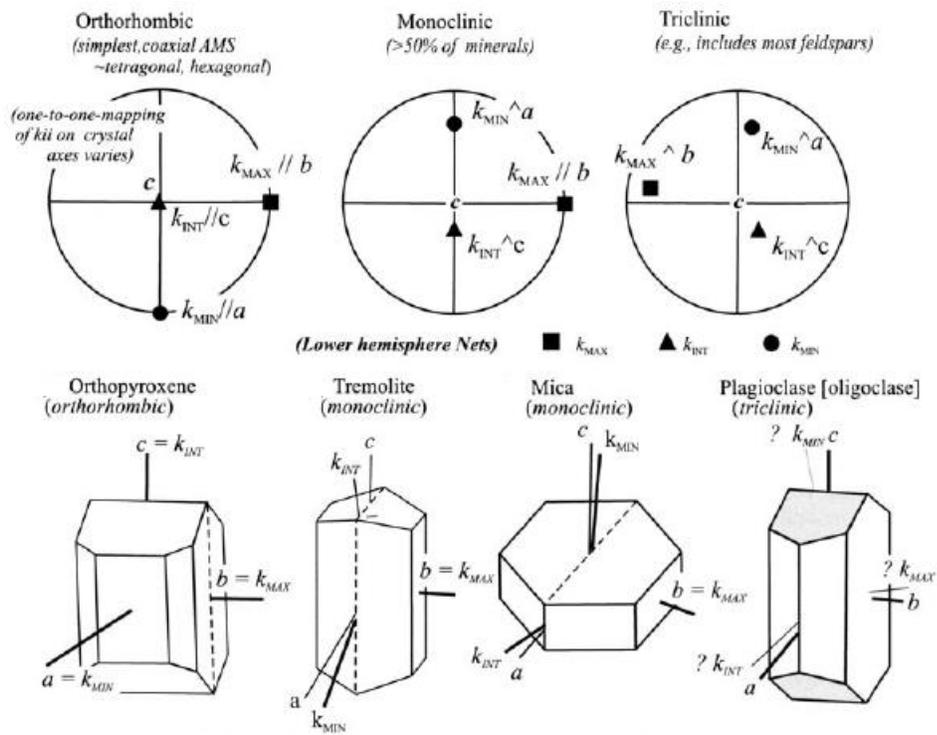


Figura 56: Relación entre sistemas cristalinos y las direcciones principales de susceptibilidad. Extraído de Borradaile y Jackson (2004).

Cuando se habla de la susceptibilidad total de la roca, se pueden encontrar relaciones entre la anisotropía y el tipo de roca, por ejemplo, en rocas sedimentarias la anisotropía está controlada por la depositación y compactación, en rocas volcánicas es el flujo de lava y en rocas metamórficas y plutones la deformación dúctil define la anisotropía (Hrouda, 1982). Además, analizando la dirección de la fábrica magnética de la roca, a partir de varios muestreos, se pueden encontrar tres tipos de fábricas predominantemente (figura 57): fábrica uniaxial planar, uniaxial linear y triaxial (Robion et al., 2007). Las fábricas uniaxiales muestran que una dirección preferencial se alinea en todas las muestras, k_3 en la planar y k_1 en la linear, mientras que las otras se distribuyen en el plano normal. Mientras, en la triaxial las tres direcciones coinciden en todas las muestras que es el caso de la mayoría de las rocas sedimentarias.

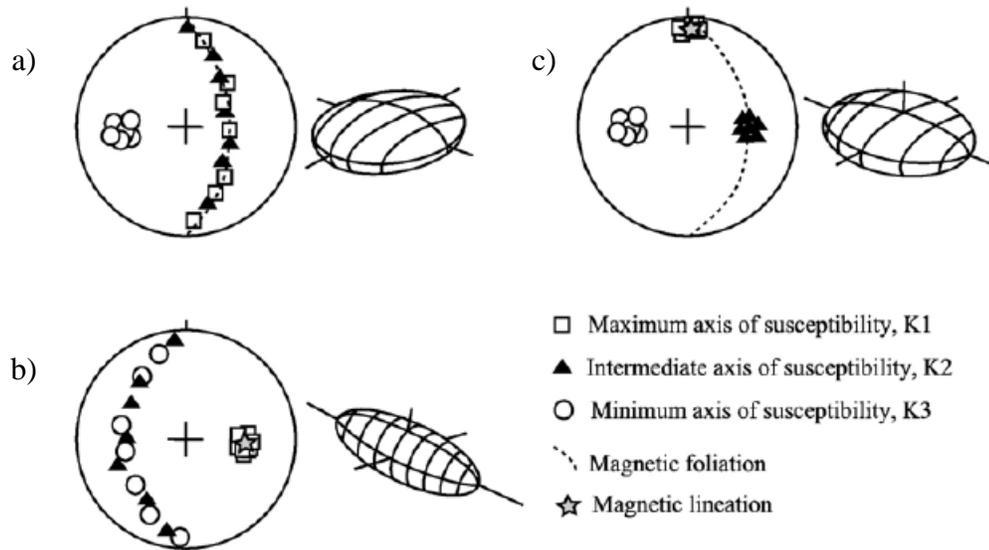


Figura 57: Distribución de las direcciones principales en rocas con a) fábrica uniaxial planar; b) fábrica uniaxial linear y c) fábrica triaxial. Extraído de Robion et al. (2007).

APLICACIONES DE ASM

El paleomagnetismo puede ser de gran ayuda en el campo de la geología estructural, debido a que se puede analizar los movimientos corticales como rotaciones finitas desde una posición horizontal original, siempre y cuando el remanente corresponda a una magnetización pre-deformación (McCaig & McClelland, 1992). Por otra parte, la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) también es ampliamente usada en la geología estructural, dado que está directamente relacionada con la fábrica de las rocas, razón por la que es una herramienta rápida para relacionar la magnetización con la deformación, entre otras aplicaciones (Martín-Hernández et al., 2004).

Bajo condiciones de compresión, las principales direcciones de ASM, que primeramente reflejan la fábrica original de la roca, adquieren una componente tectónica progresivamente dominante (figura 58.a) donde los ejes del elipsoide de anisotropía se relacionan cualitativamente con el elipsoide de deformación en rocas cuya fábrica magnética preexistente fuese débil (Parés et al., 1999; Parés & Van der Pluijm, 2002). En rocas sedimentarias, el proceso de fábrica sedimentaria a fábrica tectónica ha sido estudiado, por ejemplo, por Parés et al. (1999) donde se detallaron tres etapas intermedias (figura 60.b) midiendo ASM en filosilicatos de fangolitas provenientes del sur de Francia. La etapa de la deformación temprana se caracteriza por agrupar el eje de máxima susceptibilidad k_1 en la dirección perpendicular al acortamiento en el plano horizontal y preservar k_3 normal a la estratificación. La lineación magnética producida por la alineación de k_1 es sensible a los esfuerzos actuando como un marcador pasivo de la dirección de estiramiento que es resistente a la deformación posterior (Martin-Hernández et al., 2004). También se menciona que esta lineación es el resultado de la intersección entre las susceptibilidades de los minerales orientados los cuales rotan en paralelo al eje de plegamiento intersecando entre sí. En las etapas subsiguientes el elipsoide se muestra prolato con k_3 gradualmente hacia la normal del plano de clivaje que coincide con la dirección de acortamiento (Parés et al., 1999; Parés & Van der Pluijm, 2002).

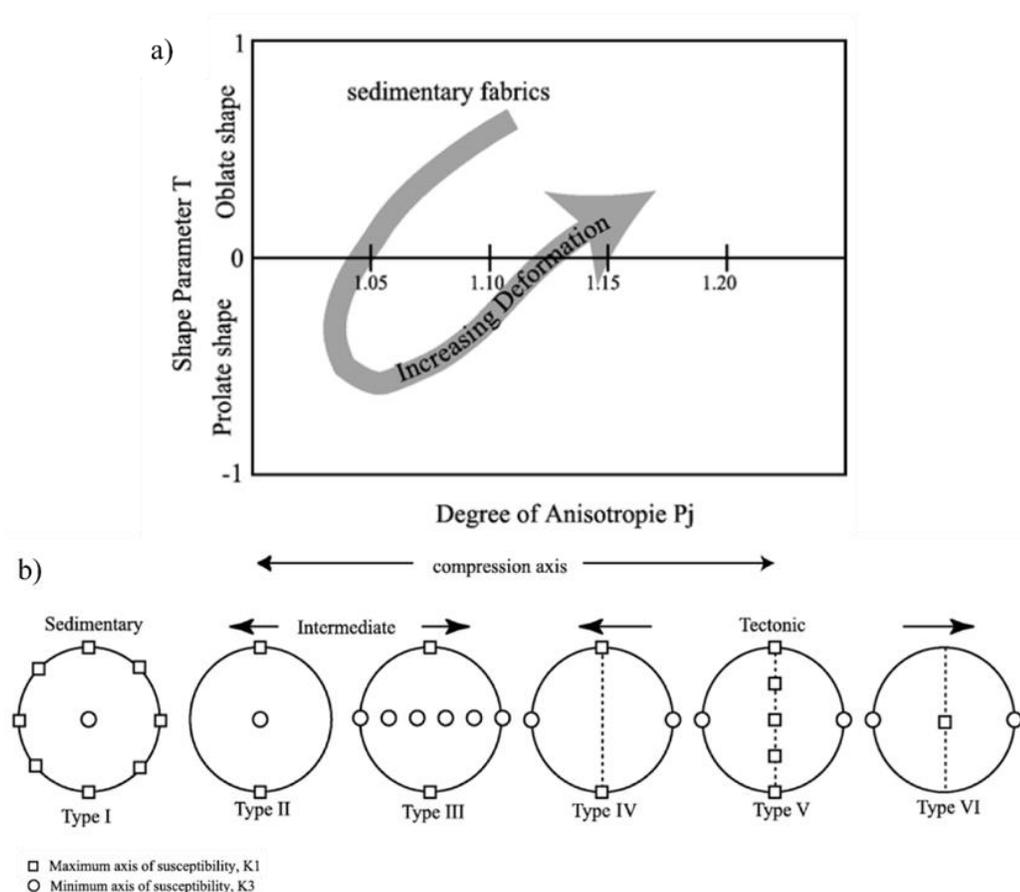


Figura 58: a) Parámetro T de Jelinek versus el grado de anisotropía. La flecha simboliza el grado de deformación de la fábrica sedimentaria; b) Evolución de la fábrica bajo una compresión horizontal. Extraído de Robion et al. (2007).

ANEXO B: SUSCEPTIBILIDAD Y ANISOTROPÍA

Tabla 10: MRN y susceptibilidad de los sitios 21LV, 22MY y 23MY.

Sitio	MRN (A/m)	Susceptibilidad (SI)	Sitio	MRN (A/m)	Susceptibilidad (SI)	Sitio	MRN (A/m)	Susceptibilidad (SI)
21LV0101A	4.78E-04	3.24E-04	22MY0101A	4.01E-01	8.13E-02	23MY0506A	1.36E-03	1.85E-04
21LV0102A	4.45E-04	3.33E-04	22MY0101B	4.28E-01	7.51E-02	23MY0601A	3.06E-04	7.41E-05
21LV0103A	6.22E-04	3.33E-04	22MY0102A	4.59E-01	8.36E-02	23MY0602A	4.07E-04	1.85E-04
21LV0104A	7.48E-04	3.33E-04	22MY0103A	1.15E-01	3.83E-02	23MY0602B	4.42E-04	1.76E-04
21LV0104B	6.32E-04	3.33E-04	22MY0104A	1.39E-01	4.08E-02	23MY0604A	4.05E-04	2.04E-04
21LV0201A	9.08E-04	3.24E-04	22MY0105A	1.01E-01	3.94E-02	23MY0605A	2.00E-04	1.67E-04
21LV0202A	8.57E-04	3.33E-04	22MY0106A	1.76E-01	4.53E-02	23MY0701A	6.17E-03	6.67E-04
21LV0203A	9.14E-04	3.24E-04	22MY0106B	1.53E-01	3.86E-02	23MY0702A	1.42E-02	1.58E-03
21LV0204A	8.44E-04	3.15E-04	22MY0107A	1.74E-01	5.57E-02	23MY0703A	5.97E-03	4.07E-04
21LV0301A	5.60E-04	2.78E-04	22MY0108A	2.79E-01	4.64E-02	23MY0705A	2.46E-02	2.90E-03
21LV0302A	5.25E-04	2.59E-04	22MY0109A	4.78E-01	4.78E-02	23MY0706A	6.15E-02	2.69E-04
21LV0303A	3.33E-04	2.50E-04	22MY0109B	2.68E-01	3.56E-02	23MY0707A	1.97E-02	2.96E-04
21LV0401A	3.80E-04	2.32E-04	22MY0201A	4.71E-03	4.63E-05	23MY0708A	9.38E-03	2.69E-04
21LV0401B	2.96E-04	2.22E-04	22MY0202A	3.49E-03	2.78E-05	23MY0801A	1.51E-02	1.48E-04
21LV0402A	3.17E-04	2.32E-04	22MY0203A	2.09E-03	2.78E-05	23MY0802A	8.50E-03	1.11E-04
21LV0402B	3.25E-04	2.22E-04	22MY0204A	1.16E-03	2.78E-05	23MY0804A	1.16E-02	1.85E-04
21LV0403A	1.86E-04	2.22E-04	22MY0205A	1.46E-03	2.78E-05	23MY0805A	1.21E-02	1.48E-04
21LV0404A	3.27E-04	2.22E-04	22MY0206A	1.18E-03	9.26E-06	23MY0806A	1.37E-02	2.41E-04
21LV0405A	2.70E-04	2.22E-04	22MY0207A	2.04E-03	9.26E-06	23MY0807A	1.24E-02	1.94E-04
21LV0501A	4.78E-04	2.41E-04	22MY0207B	2.01E-03	1.85E-05	23MY0901A	2.17E-01	2.97E-02
21LV0502A	2.98E-04	2.13E-04	22MY0301A	6.95E-03	4.63E-05	23MY0902A	6.93E-01	3.04E-02
21LV0502B	2.75E-04	2.13E-04	22MY0301B	6.43E-03	4.63E-05	23MY0903A	8.65E-01	2.96E-02
21LV0503A	2.81E-04	1.94E-04	22MY0302A	1.65E-03	9.26E-06	23MY0904A	1.19E+00	1.73E-02
21LV0504A	3.89E-04	2.13E-04	22MY0302B	1.00E-03		23MY0905A	1.12E+00	2.21E-02
21LV0601A	2.80E-04	2.32E-04	22MY0303A	7.28E-04	3.70E-05	23MY0906A	9.70E-01	2.19E-02
21LV0602A	3.31E-04	2.22E-04	22MY0304A	2.40E-03	1.02E-04			
21LV0602B	3.42E-04	2.22E-04	22MY0305A	1.70E-02	2.59E-04			
21LV0603A	4.64E-04	2.13E-04	22MY0305B	3.27E-02	2.87E-04			
21LV0604A	3.61E-04	3.43E-04	22MY0306A	1.69E-02	2.59E-04			
21LV0605A	4.27E-04	2.78E-04	22MY0307A	9.17E-03	1.94E-04			
21LV0606A	4.12E-04	2.96E-04	22MY0308A	1.13E-02	1.30E-04			
21LV0607A	4.22E-04	2.96E-04	22MY0309A	2.89E-02	1.20E-04			
21LV0701A	1.14E-03	3.33E-04	22MY0309B	8.87E-03	1.48E-04			
21LV0702A	3.87E-04	3.06E-04	22MY0310A	1.10E-02	1.02E-04			
21LV0702B	3.41E-04	3.06E-04	22MY0310B	5.61E-03	1.48E-04			
21LV0703A	5.05E-04	3.15E-04	23MY0101A	3.70E-03	3.24E-04			
21LV0704A	4.35E-04	3.15E-04	23MY0101B	5.99E-03	3.80E-04			
21LV0705A	7.05E-04	3.15E-04	23MY0102A	4.73E-03	4.35E-04			
21LV0706A	3.13E-04	3.06E-04	23MY0102B	2.81E-03	4.63E-04			
21LV0801A	5.21E-04	2.87E-04	23MY0103A	5.11E-03	2.50E-04			
21LV0802A	5.44E-04	2.96E-04	23MY0103B	3.22E-03	2.78E-04			
21LV0802B	5.29E-04	3.06E-04	23MY0104A	7.06E-03	9.35E-04			
21LV0803A	5.91E-04	1.11E-04	23MY0105A	4.74E-03	5.00E-04			
21LV0804A	6.15E-04	2.59E-04	23MY0106A	7.03E-03	3.52E-04			
21LV0901A	8.86E-04	2.96E-04	23MY0106B	6.08E-03	3.70E-04			
21LV0902A	7.04E-04	2.96E-04	23MY0201A	3.96E+00	1.40E-02			
21LV0902B	6.34E-04		23MY0202A	2.22E-01	1.55E-03			
21LV0903A	6.62E-04	3.70E-05	23MY0202B	1.60E-01	9.72E-04			
21LV0903B	5.85E-04	2.41E-04	23MY0203A	3.01E-02	4.17E-04			
21LV0904A	6.34E-04	2.69E-04	23MY0204A	5.69E-01	2.21E-03			
21LV0904B	5.29E-04	2.96E-04	23MY0204B	6.37E-01	2.23E-03			
21LV0905A	6.99E-04	2.96E-04	23MY0205A	2.15E+00	6.35E-03			
21LV0905B	5.07E-04	2.96E-04	23MY0206A	1.83E+00	6.28E-03			
21LV1001A	7.74E-04	3.24E-04	23MY0207A	1.85E-01	7.96E-04			
21LV1002A	8.53E-04	3.33E-04	23MY0301A	4.23E-02	1.76E-04			
21LV1002B	6.72E-04	3.06E-04	23MY0301B	1.29E-02	1.57E-04			
21LV1003A	1.02E-03	3.24E-04	23MY0301C	3.38E-02	1.48E-04			
21LV1003B	8.93E-04	2.41E-04	23MY0302A	1.78E-02	1.48E-04			
21LV1004A	1.09E-03	2.87E-04	23MY0302B	1.77E-02	1.30E-04			
21LV1004B	8.25E-04	3.33E-04	23MY0303A	1.79E-02	1.39E-04			
21LV1101A	4.50E-04	2.87E-04	23MY0303B	1.94E-02	8.33E-05			
21LV1101B	4.10E-04	2.87E-04	23MY0304A	4.94E-02	9.26E-05			
21LV1102A	5.23E-04	3.06E-04	23MY0305A	4.68E-02	9.26E-05			
21LV1102B	4.74E-04	2.96E-04	23MY0306A	5.47E-02	1.57E-04			
21LV1103A	3.48E-04	2.87E-04	23MY0307A	1.36E-01	1.30E-04			
21LV1104A	3.37E-04	2.87E-04	23MY0401A	1.57E-02	1.20E-04			
21LV1104B	4.22E-04	2.04E-04	23MY0401B	1.18E-02	1.20E-04			
21LV1201A	7.82E-04	2.41E-04	23MY0402A	1.57E-02	1.30E-04			
21LV1202A	5.57E-04	2.32E-04	23MY0402B	1.96E-02	1.30E-04			
21LV1202B	7.09E-04	2.32E-04	23MY0403A	2.19E-02	1.39E-04			
21LV1203A	7.57E-04	2.41E-04	23MY0501A	8.42E-03	1.30E-04			
21LV1203B	6.94E-04	2.41E-04	23MY0502A	9.43E-03	1.20E-04			
21LV1204A	7.49E-04	2.32E-04	23MY0503A	5.71E-04	1.57E-04			
21LV1205A	7.55E-04	2.59E-04	23MY0504A	2.15E-04	8.33E-05			
21LV1205B	5.92E-04	2.59E-04	23MY0505A	2.35E-04	1.11E-04			

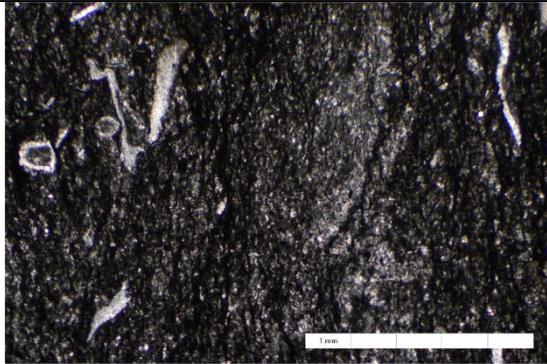
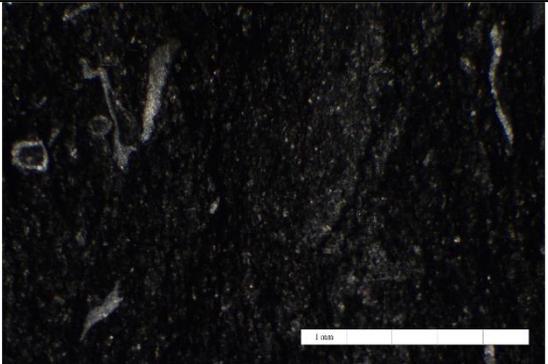
Valle del río Volcán

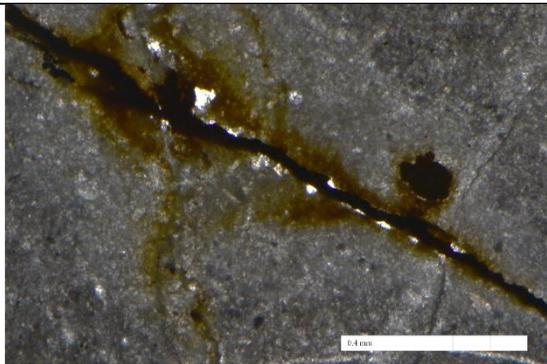
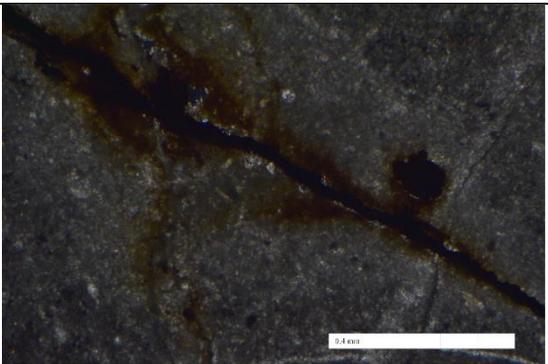
Valle del río Yeso

Tabla 11: Anisotropía y susceptibilidad de los sitios 22LV.

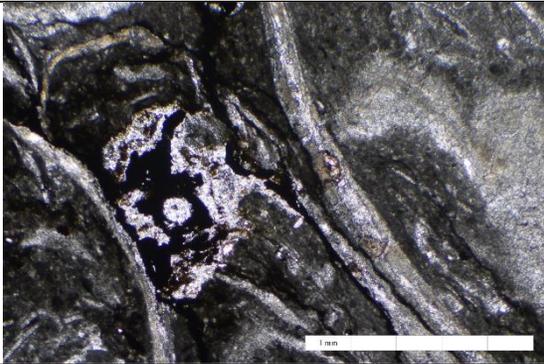
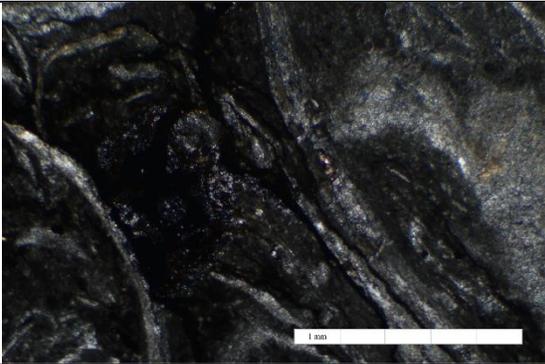
Sitio	Anisotropía P'	Susceptibilidad (SI)	Sitio	Anisotropía P'	Susceptibilidad (SI)
22LV0101A	1.008	4.11E-04	22LV0501A	1.05	2.41E-04
22LV0102A	1.01	4.19E-04	22LV0501B	1.052	2.63E-04
22LV0103A	1.01	4.25E-04	22LV0502A	1.041	3.17E-04
22LV0104A	1.009	4.25E-04	22LV0503A	1.016	2.23E-04
22LV0105A	1.009	4.15E-04	22LV0504A	1.037	1.81E-04
22LV0106A	1.018	3.89E-04	22LV0505A	1.041	1.94E-04
22LV0201A	1.006	4.11E-04	22LV0506A	1.043	2.00E-04
22LV0202A	1.014	4.30E-04	22LV0601A	1.042	1.33E-04
22LV0203A	1.006	4.01E-04	22LV0601B	1.044	1.09E-04
22LV0204A	1.006	4.12E-04	22LV0602A	1.056	1.00E-04
22LV0202B	1.005	4.14E-04	22LV0603A	1.082	1.01E-04
22LV0301A	1.007	2.55E-04	22LV0604A	1.045	1.33E-04
22LV0302A	1.009	2.57E-04	22LV0604B	1.061	1.28E-04
22LV0303A	1.007	2.49E-04	22LV0604C	1.036	1.44E-04
22LV0303B	1.01	2.58E-04	22LV0605A	1.039	1.70E-04
22LV0304A	1.008	2.53E-04	22LV0605B	1.02	1.73E-04
22LV0304B	1.01	2.49E-04	22LV0606A	1.057	1.08E-04
22LV0305A	1.006	2.26E-04	22LV0607A	1.04	1.38E-04
22LV0306A	1.01	2.49E-04	22LV0608A	1.042	1.10E-04
22LV0307A	1.008	2.62E-04	22LV0701A	1.011	1.45E-04
22LV0308A	1.008	2.39E-04	22LV0702A	1.011	1.96E-04
22LV0309A	1.008	2.22E-04	22LV0703A	1.013	1.95E-04
22LV0310A	1.009	2.24E-04	22LV0704A	1.022	1.99E-04
22LV0401A	1.03	3.88E-04	22LV0705A	1.018	1.90E-04
22LV0402B	1.029	3.72E-04	22LV0706A	1.04	2.27E-04
22LV0403A	1.033	3.92E-04	22LV0707A	1.021	1.87E-04
22LV0404A	1.034	4.20E-04	22LV0708A	1.018	1.85E-04
22LV0405A	1.034	3.85E-04	22LV0709A	1.02	1.86E-04
22LV0405B	1.026	2.54E-04	22LV0801A	1.021	2.68E-04
22LV0406A	1.031	3.95E-04	22LV0802A	1.024	2.87E-04
22LV0406B	1.03	3.16E-04	22LV0803A	1.024	3.13E-04
22LV0407A	1.033	3.95E-04	22LV0803B	1.02	2.58E-04
22LV0407B	1.032	3.87E-04	22LV0804A	1.018	2.20E-04
22LV0408A	1.031	3.98E-04	22LV0805A	1.016	1.96E-04
22LV0409A	1.025	4.17E-04	22LV0806A	1.013	2.00E-04

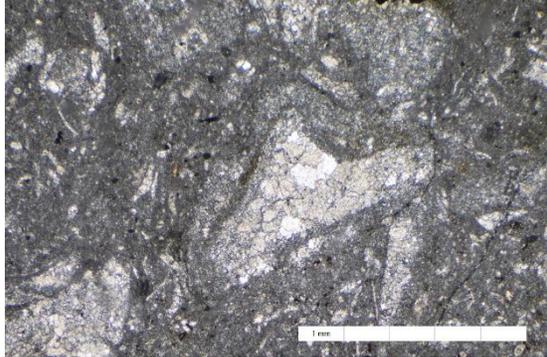
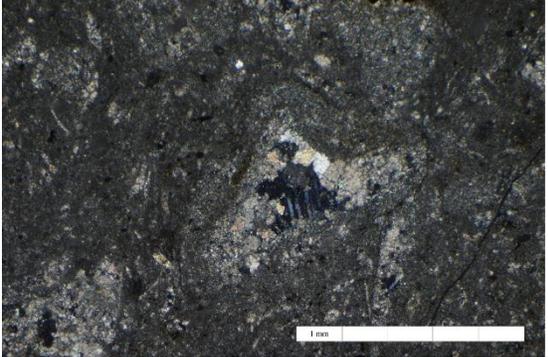
ANEXO C: MINERALOGÍA MAGNÉTICA

Código:		22MY0204A					
N//				NX			
							
Matriz	50%	Cemento	42%	Cristales	<1%	Fósiles	7%
Micrita		Microesparita		Óx Fe		Bivalvos y ostrácodos	
Textura:	Carbonatada						
Nombre:	Wackestone						
Observaciones:	Existe una estructura anisótropa que sigue el plano de la foliación. Los pocos óxidos encontrados poseen una forma euédral tabular de hasta 0.3 mm y se encuentran cerca de una vetilla de 0.3 mm rellena de minerales calcáreos.						

Código:		22MY0302B					
N//				NX			
							
Matriz	87%	Cemento	5%	Cristales	7%	Fósiles	<1%
Micrita		Microesparita		Óx Fe y calcita		Prob ostrácodos	
Textura:	Carbonatada						

Nombre:	Mudstone
Observaciones:	Vetillas de 0.2 mm rellenas de óxidos de Fe y calcita en menor cantidad. Se observa una alteración en halo alrededor de las vetillas a jarosita/hematita. Fósiles reemplazados.

Código:	22MY0304A						
N//				NX			
							
Matriz	73%	Cemento	10%	Cristales	2%	Fósiles	15%
Micrita		Microsparita		Óx Fe		Ostrácodos, bivalvos, briozoos	quizás
Textura:	Carbonatada						
Nombre:	Wackestone						
Observaciones:	Presenta sectores más marrones que podría deberse a la alteración a minerales de Fe como jarosita o hematita.						

Código:		22MY0308A					
N//				NX			
							
Matriz	84%	Cemento	10%	Cristales	5%	Fósiles	1%
Micrita		Microesparita y esparita		Óx Fe y minerales carbonatados en menor cantidad			
Textura:	Carbonatada						
Nombre:	Mudstone						
Observaciones:	Microvetillas de 0.1 mm rellenas de Óx de Fe. También se encuentra jarosita en algunos sectores. Muy parecida a la muestra 22MY0302B.						

ANEXO D: DATOS DE TERRENO

Tabla 12: Datos de terreno muestras 22MY y 23MY.

codigo	año	sitio	coord_N	coord_E	z	fm	lito	N°	dip	mag	sol	hora	obs
22MY0101	2022	1	-33.608098	-69.986594	2397	RIO DAMAS	VOLCANOSEDIMENTARIA	1	48	332			
22MY0102	2022	1	-33.608098	-69.986594	2397	RIO DAMAS	VOLCANOSEDIMENTARIA	2	44	335			
22MY0103	2022	1	-33.608098	-69.986594	2397	RIO DAMAS	VOLCANOSEDIMENTARIA	3	70	26			
22MY0104	2022	1	-33.608098	-69.986594	2397	RIO DAMAS	VOLCANOSEDIMENTARIA	4	41	321			
22MY0105	2022	1	-33.608098	-69.986594	2397	RIO DAMAS	VOLCANOSEDIMENTARIA	5	44	322			
22MY0106	2022	1	-33.608098	-69.986594	2397	RIO DAMAS	VOLCANOSEDIMENTARIA	6	60	311			TR
22MY0107	2022	1	-33.608098	-69.986594	2397	RIO DAMAS	VOLCANOSEDIMENTARIA	7	53	35			
22MY0108	2022	1	-33.608098	-69.986594	2397	RIO DAMAS	VOLCANOSEDIMENTARIA	8	51	312			
22MY0109	2022	1	-33.608098	-69.986594	2397	RIO DAMAS	VOLCANOSEDIMENTARIA	9	55	313			
22MY0201	2022	2	-33.617822	-70.009037	2397	LO VALDES	FANGOLITA NEGRA	1	46	318			TR
22MY0202	2022	2	-33.617822	-70.009037	2397	LO VALDES	FANGOLITA NEGRA	2	39	313			TR
22MY0203	2022	2	-33.617822	-70.009037	2397	LO VALDES	FANGOLITA NEGRA	3	80	342	242	15:48	
22MY0204	2022	2	-33.617822	-70.009037	2397	LO VALDES	FANGOLITA NEGRA	4	26	314	211	15:52	
22MY0205	2022	2	-33.617822	-70.009037	2397	LO VALDES	FANGOLITA NEGRA	5	27	310	211	16:00	
22MY0206	2022	2	-33.617822	-70.009037	2397	LO VALDES	FANGOLITA NEGRA	6	94	332			TR
22MY0207	2022	2	-33.617822	-70.009037	2397	LO VALDES	FANGOLITA NEGRA	7	41	3			
22MY0301	2022	3	-33.632725	-70.017026	2345	LO VALDES	LUTITA ARENISCA CALCAREA	1	46	161	73	17:30	TR
22MY0302	2022	3	-33.632725	-70.017026	2345	LO VALDES	LUTITA ARENISCA CALCAREA	2	46	161	74	17:32	
22MY0303	2022	3	-33.632725	-70.017026	2345	LO VALDES	LUTITA ARENISCA CALCAREA	3	59	150	64	17:35	TR
22MY0304	2022	3	-33.632725	-70.017026	2345	LO VALDES	LUTITA ARENISCA CALCAREA	4	67	155	69	17:37	TR
22MY0305	2022	3	-33.632725	-70.017026	2345	LO VALDES	LUTITA ARENISCA CALCAREA	5	101	145			

22MY0306	2022	3	-33.632725	-70.017026	2345	LO VALDES	LUTITA ARENISCA CALCAREA	6	92	138			
22MY0307	2022	3	-33.632725	-70.017026	2345	LO VALDES	LUTITA ARENISCA CALCAREA	7	67	184			
22MY0308	2022	3	-33.632725	-70.017026	2345	LO VALDES	LUTITA ARENISCA CALCAREA	8	43	157			
22MY0309	2022	3	-33.632725	-70.017026	2345	LO VALDES	LUTITA ARENISCA CALCAREA	9	78	168			
22MY0310	2022	3	-33.632725	-70.017026	2345	LO VALDES	LUTITA ARENISCA CALCAREA	10	68	164			
23MY0101	2023	1	-33.621524	-70.001167	2407	COLIMAPU	ARENISCA GRUESA	1	35	107	261	13:20	
23MY0102	2023	1	-33.621524	-70.001167	2407	COLIMAPU	ARENISCA GRUESA	2	35	94	251	13:22	
23MY0103	2023	1	-33.621524	-70.001167	2407	COLIMAPU	ARENISCA GRUESA	3	42	115	274	13:25	TR
23MY0104	2023	1	-33.621524	-70.001167	2407	COLIMAPU	ARENISCA GRUESA	4	34	110			
23MY0105	2023	1	-33.621524	-70.001167	2407	COLIMAPU	ARENISCA GRUESA	5	54	127			
23MY0106	2023	1	-33.621524	-70.001167	2407	COLIMAPU	ARENISCA GRUESA	6	39	117			
23MY0201	2023	2	-33.621885	-70.001128	2695	COLIMAPU	ARENISCA FINA	1	45	138	10	14:53	
23MY0202	2023	2	-33.621885	-70.001128	2695	COLIMAPU	ARENISCA FINA	2	45	168	41	15:02	
23MY0203	2023	2	-33.621885	-70.001128	2695	COLIMAPU	ARENISCA FINA	3	48	167	42	15:06	TR
23MY0204	2023	2	-33.621885	-70.001128	2695	COLIMAPU	ARENISCA FINA	4	75	185	62	15:15	
23MY0205	2023	2	-33.621885	-70.001128	2695	COLIMAPU	ARENISCA FINA	5	58	180	60	15:18	TR
23MY0206	2023	2	-33.621885	-70.001128	2695	COLIMAPU	ARENISCA FINA	6	81	140	25	15:28	TR
23MY0207	2023	2	-33.621885	-70.001128	2695	COLIMAPU	ARENISCA FINA	7	49	176	60	15:31	
23MY0301	2023	3	-33.62499	-70.028468	2318	LAS COLORADAS	ARENISCA ROJA FINA	1	64	226			
23MY0302	2023	3	-33.62499	-70.028468	2318	LAS COLORADAS	ARENISCA ROJA FINA	2	82	174			
23MY0303	2023	3	-33.62499	-70.028468	2318	LAS COLORADAS	ARENISCA ROJA FINA	3	84	180			TR
23MY0304	2023	3	-33.62499	-70.028468	2318	LAS COLORADAS	ARENISCA ROJA FINA	4	90	287			
23MY0305	2023	3	-33.62499	-70.028468	2318	LAS COLORADAS	ARENISCA ROJA FINA	5	34	283			TR

23MY0306	2023	3	-33.62499	-70.028468	2318	LAS COLORADAS	ARENISCA ROJA FINA	6	56	230				TR
23MY0307	2023	3	-33.62499	-70.028468	2318	LAS COLORADAS	ARENISCA ROJA FINA	7	50	307				
23MY0401	2023	4	-33.62352	-69.921983	2702	RIO COLINA	ARENISCA NEGRA FINA	1	70	353				
23MY0402	2023	4	-33.62352	-69.921983	2702	RIO COLINA	ARENISCA NEGRA FINA	2	66	359				
23MY0403	2023	4	-33.62352	-69.921983	2702	RIO COLINA	ARENISCA NEGRA FINA	3	58	356				
23MY0501	2023	5	-33.625764	-69.924129	2719	RIO COLINA	ARENISCA FINA	1	61	312				TR
23MY0502	2023	5	-33.625764	-69.924129	2719	RIO COLINA	ARENISCA FINA	2	52	314				TR
23MY0503	2023	5	-33.625764	-69.924129	2719	RIO COLINA	ARENISCA FINA	3	60	318				TR
23MY0504	2023	5	-33.625764	-69.924129	2719	RIO COLINA	ARENISCA FINA	4	62	320				
23MY0505	2023	5	-33.625764	-69.924129	2719	RIO COLINA	ARENISCA FINA	5	66	311				
23MY0506	2023	5	-33.625764	-69.924129	2719	RIO COLINA	ARENISCA FINA	6	53	312				TR
23MY0601	2023	6	-33.627388	-69.950133	2721	RIO COLINA	ARENISCAS	1	67	318				TR
23MY0602	2023	6	-33.627388	-69.950133	2721	RIO COLINA	ARENISCAS	2	66	336				
23MY0603	2023	6	-33.627388	-69.950133	2721	RIO COLINA	ARENISCAS	3	61	336				X
23MY0604	2023	6	-33.627388	-69.950133	2721	RIO COLINA	ARENISCAS	4	68	306	118	12:23		TR
23MY0605	2023	6	-33.627388	-69.950133	2721	RIO COLINA	ARENISCAS	5	68	227	141	12:26		TR
23MY0701	2023	7	-33.60799	-69.981329	2458	RIO DAMAS	ARENISCA CONGLOMERADICA	1	81	326				TR
23MY0702	2023	7	-33.60799	-69.981329	2458	RIO DAMAS	ARENISCA CONGLOMERADICA	2	79	333				
23MY0703	2023	7	-33.60799	-69.981329	2458	RIO DAMAS	ARENISCA CONGLOMERADICA	3	106	41				TR
23MY0704	2023	7	-33.60799	-69.981329	2458	RIO DAMAS	ARENISCA CONGLOMERADICA	4	106	5				X
23MY0705	2023	7	-33.60799	-69.981329	2458	RIO DAMAS	ARENISCA CONGLOMERADICA	5	97	40				
23MY0706	2023	7	-33.60799	-69.981329	2458	RIO DAMAS	ARENISCA CONGLOMERADICA	6	69	324				TR
23MY0707	2023	7	-33.60799	-69.981329	2458	RIO DAMAS	ARENISCA CONGLOMERADICA	7	59	62				TR

23MY0708	2023	7	-33.60799	-69.981329	2458	RIO DAMAS	ARENISCA CONGLOMERADICA	8	70	50				TR
23MY0801	2023	8	-33.62863	-70.029795	2381	LAS COLORADAS	LUTITAS ROJAS Y NEGRAS	1	90	304				TR
23MY0802	2023	8	-33.62863	-70.029795	2381	LAS COLORADAS	LUTITAS ROJAS Y NEGRAS	2	91	211				
23MY0803	2023	8	-33.62863	-70.029795	2381	LAS COLORADAS	LUTITAS ROJAS Y NEGRAS	3						X
23MY0804	2023	8	-33.62863	-70.029795	2381	LAS COLORADAS	LUTITAS ROJAS Y NEGRAS	4	25	204				
23MY0805	2023	8	-33.62863	-70.029795	2381	LAS COLORADAS	LUTITAS ROJAS Y NEGRAS	5	102	311				TR
23MY0806	2023	8	-33.62863	-70.029795	2381	LAS COLORADAS	LUTITAS ROJAS Y NEGRAS	6	67	290				
23MY0807	2023	8	-33.62863	-70.029795	2381	LAS COLORADAS	LUTITAS ROJAS Y NEGRAS	7	105	287				
23MY0901	2023	9	-33.656561	-70.076728	2351	ABANICO	ANDESITA	1	67	154				TR
23MY0902	2023	9	-33.656561	-70.076728	2351	ABANICO	ANDESITA	2	80	196				TR
23MY0903	2023	9	-33.656561	-70.076728	2351	ABANICO	ANDESITA	3	75	195				
23MY0904	2023	9	-33.656561	-70.076728	2351	ABANICO	ANDESITA	4	85	199				TR
23MY0905	2023	9	-33.656561	-70.076728	2351	ABANICO	ANDESITA	5	79	148	5	14:27		
23MY0906	2023	9	-33.656561	-70.076728	2351	ABANICO	ANDESITA	6	70	190				

ASM Parámetros

Tabla 13: Datos procesados in situ de todas las campañas de terreno.

Sample	temp	Susc(SI)	lin	fol	ani	Kmax		Kint		Kmin		t	P'
						Decli	Incl	Decli	Incl	Decli	Incl		
21LV0101A	0 V1	0.189E-03	1.008	1.007	1.015	266.0	19.4	37.3	62.0	168.9	19.5	-0.019	1.015
21LV0102A	0 V1	0.192E-03	1.007	1.009	1.016	93.1	9.7	348.1	56.5	189.2	31.7	0.110	1.016
21LV0103A	0 V1	0.190E-03	1.007	1.013	1.020	267.0	1.9	359.3	50.2	175.4	39.7	0.306	1.020
21LV0104A	0 V1	0.195E-03	1.007	1.010	1.017	301.4	25.8	51.4	35.3	183.9	43.7	0.149	1.017
21LV0104B	0 V1	0.174E-03	1.006	1.009	1.015	97.6	0.2	7.3	51.8	187.7	38.2	0.154	1.015
21LV0201A	0 V2	0.165E-03	1.003	1.012	1.015	6.1	27.6	103.4	13.7	216.9	58.7	0.606	1.016
21LV0202A	0 V2	0.166E-03	1.011	1.004	1.015	9.4	21.6	211.4	66.9	102.6	7.8	-0.449	1.015
21LV0203A	0 V2	0.166E-03	1.008	1.004	1.013	16.2	22.9	230.1	63.0	112.0	13.5	-0.344	1.013
21LV0204A	0 V2	0.157E-03	1.005	1.006	1.012	15.5	41.1	272.1	14.9	166.6	45.1	0.078	1.012
21LV0301A	0 V1	0.992E-04	1.016	1.011	1.027	81.4	0.1	351.3	36.4	171.5	53.6	-0.183	1.027
21LV0302A	0 V1	0.892E-04	1.010	1.021	1.031	57.0	3.4	297.5	83.2	147.4	5.9	0.353	1.032
21LV0303A	0 V1	0.895E-04	1.015	1.014	1.030	83.6	18.0	328.7	52.2	185.3	31.9	-0.031	1.030
21LV0402A	0 V2	0.662E-04	1.011	1.002	1.013	86.6	14.0	340.1	48.6	187.8	38.0	-0.677	1.014
21LV0402B	0 V2	0.554E-04	1.004	1.003	1.007	97.5	27.2	211.7	38.6	342.6	39.4	-0.074	1.007
21LV0403A	0 V2	0.585E-04	1.003	1.006	1.009	15.4	49.7	262.6	18.3	159.5	34.5	0.311	1.009
21LV0404A	0 V2	0.609E-04	1.010	1.004	1.014	82.5	24.0	183.6	23.3	312.3	55.4	-0.376	1.015
21LV0405A	0 V2	0.577E-04	1.006	1.003	1.008	97.7	10.6	193.8	29.9	350.3	58.0	-0.332	1.009
21LV0501A	0 V1	0.707E-04	1.018	1.009	1.027	69.6	16.6	187.0	57.1	330.7	27.5	-0.361	1.028
21LV0502A	0 V1	0.527E-04	1.015	1.012	1.027	321.4	35.5	222.6	12.2	116.6	51.8	-0.106	1.028
21LV0502B	0 V1	0.518E-04	1.007	1.014	1.021	69.3	11.0	332.3	32.1	175.7	55.6	0.321	1.021
21LV0503A	0 V1	0.416E-04	1.012	1.014	1.026	84.1	16.5	340.4	38.5	192.5	46.8	0.043	1.026
21LV0504A	0 V1	0.566E-04	1.013	1.012	1.025	67.4	21.2	158.5	2.7	255.4	68.6	-0.008	1.025
21LV0601A	0 V3	0.810E-04	1.013	1.004	1.017	95.1	2.1	329.8	86.3	185.2	3.0	-0.551	1.018
21LV0602A	0 V3	0.840E-04	1.013	1.004	1.017	100.8	4.5	357.3	71.4	192.3	18.0	-0.497	1.018
21LV0602B	0 V3	0.813E-04	1.010	1.006	1.016	100.0	2.5	1.2	74.1	190.7	15.7	-0.271	1.016
21LV0604A	0 V3	0.808E-04	1.010	1.003	1.014	97.2	1.6	3.1	69.3	187.8	20.6	-0.510	1.014
21LV0605A	0 V3	0.832E-04	1.012	1.008	1.019	94.4	0.1	4.1	71.2	184.4	18.8	-0.202	1.020
21LV0603A	0 V3	0.883E-04	1.015	1.073	1.089	103.6	9.6	6.9	34.6	206.9	53.8	0.656	1.095
21LV0606A	0 V3	0.887E-04	1.018	1.001	1.020	105.1	2.2	14.6	12.9	204.5	76.9	-0.870	1.022
21LV0607A	0 V3	0.914E-04	1.015	1.004	1.019	93.8	8.4	353.2	51.4	190.2	37.3	-0.536	1.020
21LV0701A	0 V5	0.129E-03	1.016	1.066	1.083	320.5	11.0	92.2	73.8	228.1	11.8	0.607	1.088
21LV0702A	0 V5	0.810E-04	1.013	1.016	1.029	95.5	17.8	357.9	22.3	220.7	60.8	0.099	1.029
21LV0702B	0 V5	0.781E-04	1.014	1.018	1.033	99.8	13.6	4.3	21.4	219.9	64.2	0.127	1.033
21LV0703A	0 V5	0.784E-04	1.004	1.019	1.023	102.7	15.2	6.2	22.6	223.9	62.3	0.623	1.025
21LV0704A	0 V5	0.843E-04	1.010	1.009	1.020	62.3	40.0	319.1	15.2	212.7	46.0	-0.044	1.020
21LV0705A	0 V5	0.114E-03	1.008	1.006	1.014	92.3	9.9	356.5	30.4	198.3	57.7	-0.123	1.015
21LV0706A	0 V5	0.864E-04	1.015	1.011	1.026	88.1	21.1	343.7	32.6	205.0	49.6	-0.162	1.026
21LV0801A	0 V1	0.862E-04	1.010	1.008	1.018	94.8	14.1	359.5	20.5	216.9	64.8	-0.105	1.018
21LV0802A	0 V1	0.101E-03	1.009	1.008	1.018	97.4	11.1	4.1	16.4	220.2	70.0	-0.036	1.018
21LV0802B	0 V1	0.104E-03	1.010	1.010	1.020	107.7	8.9	197.9	1.1	294.6	81.0	-0.014	1.020
21LV0803A	0 V1	0.945E-04	1.007	1.011	1.018	96.1	14.6	5.6	2.1	267.6	75.3	0.243	1.018
21LV0804A	0 V1	0.990E-04	1.010	1.009	1.019	99.7	9.4	8.4	7.9	238.9	77.7	-0.085	1.019
21LV0901A	0 V2	0.144E-03	1.010	1.002	1.012	89.0	10.7	215.5	72.4	356.3	13.8	-0.741	1.013
21LV0902A	0 V2	0.141E-03	1.010	1.004	1.013	92.2	9.5	210.8	70.6	359.3	16.7	-0.470	1.014

21LV0902B	0 V2	0.128E-03	1.010	1.001	1.011	84.8	10.2	322.4	71.5	177.6	15.3	-0.742	1.012
21LV0903A	0 V2	0.137E-03	1.003	1.003	1.006	64.0	13.2	207.3	73.7	331.7	9.4	0.062	1.006
21LV0903B	0 V2	0.133E-03	1.000	1.009	1.009	212.4	40.2	35.6	49.7	303.7	1.6	0.986	1.011
21LV0904A	0 V2	0.151E-03	1.010	1.003	1.013	95.8	10.0	3.6	12.0	224.6	74.3	-0.547	1.014
21LV0904B	0 V2	0.146E-03	1.013	1.004	1.017	93.7	8.8	1.5	14.3	214.4	73.2	-0.496	1.017
21LV0905A	0 V2	0.143E-03	1.007	1.003	1.010	74.6	18.4	331.0	35.2	187.0	48.9	-0.465	1.010
21LV0905B	0 V2	0.135E-03	1.009	1.004	1.013	32.6	16.8	297.2	17.2	164.2	65.6	-0.414	1.013
21LV1001A	0 V1	0.162E-03	1.008	1.005	1.012	49.2	25.0	307.4	23.7	179.7	54.3	-0.260	1.013
21LV1002A	0 V1	0.180E-03	1.009	1.007	1.016	84.4	9.8	346.8	37.7	186.5	50.6	-0.094	1.016
21LV1002B	0 V1	0.161E-03	1.007	1.011	1.018	77.6	12.7	341.4	25.7	191.4	60.9	0.246	1.018
21LV1003A	0 V1	0.169E-03	1.007	1.006	1.013	60.6	19.6	324.7	16.1	198.1	64.3	-0.079	1.013
21LV1003B	0 V1	0.180E-03	1.005	1.007	1.012	60.8	21.7	312.8	37.7	173.7	44.4	0.189	1.012
21LV1004A	0 V1	0.191E-03	1.007	1.008	1.016	266.0	2.6	357.9	37.6	172.6	52.3	0.045	1.016
21LV1004B	0 V1	0.159E-03	1.008	1.007	1.015	70.3	12.9	331.9	32.3	179.1	54.6	-0.051	1.015
21LV1101A	0 V4	0.123E-03	1.007	1.023	1.029	194.1	39.3	25.2	50.1	288.6	5.5	0.543	1.031
21LV1101B	0 V4	0.123E-03	1.007	1.023	1.030	196.3	32.6	20.0	57.4	287.4	1.7	0.551	1.032
21LV1102A	0 V4	0.134E-03	1.005	1.016	1.022	197.2	6.9	64.9	79.8	288.1	7.5	0.509	1.023
21LV1102B	0 V4	0.133E-03	1.007	1.031	1.039	199.5	18.8	19.7	71.2	289.6	0.1	0.614	1.041
21LV1103A	0 V4	0.120E-03	1.014	1.041	1.056	194.0	45.0	8.6	44.9	101.3	2.7	0.480	1.058
21LV1104A	0 V4	0.120E-03	1.012	1.026	1.039	197.5	46.4	10.8	43.4	104.0	3.4	0.362	1.040
21LV1104B	0 V4	0.112E-03	1.012	1.031	1.043	189.7	37.4	10.4	52.6	279.9	0.4	0.428	1.044
21LV1201A	0 V4	0.103E-03	1.005	1.008	1.012	13.0	65.0	228.3	20.8	133.2	13.2	0.252	1.012
21LV1202A	0 V4	0.765E-04	1.003	1.008	1.011	13.4	54.4	278.4	3.6	185.9	35.4	0.524	1.012
22LV1202B	0 V4	0.783E-04	1.009	1.015	1.025	38.2	47.0	288.6	17.4	184.5	37.8	0.245	1.025
21LV1203A	0 V4	0.953E-04	1.007	1.020	1.027	31.6	45.4	277.2	22.2	169.7	36.3	0.462	1.028
21LV1204A	0 V4	0.983E-04	1.010	1.019	1.029	8.9	57.2	257.2	13.5	159.4	29.3	0.286	1.030
21LV1205A	0 V4	0.113E-03	1.009	1.023	1.032	352.3	52.3	237.0	18.3	135.3	31.7	0.456	1.033
21LV1205B	0 V4	0.107E-03	1.008	1.017	1.026	16.2	51.0	277.0	7.4	181.2	38.0	0.346	1.026
22LV0101A	0 V4	0.411E-03	1.002	1.006	1.008	76.9	57.4	216.6	26.0	315.9	18.3	0.443	1.008
22LV0102A	0 V4	0.419E-03	1.001	1.008	1.009	49.1	78.3	177.9	7.4	269.1	9.0	0.797	1.010
22LV0103A	0 V4	0.425E-03	1.001	1.008	1.010	335.5	54.8	129.0	32.2	227.1	12.6	0.701	1.010
22LV0104A	0 V4	0.425E-03	1.001	1.008	1.009	338.1	57.7	129.6	29.0	226.8	12.9	0.811	1.009
22LV0105A	0 V4	0.415E-03	1.000	1.008	1.008	73.6	78.4	337.6	1.2	247.4	11.5	0.900	1.009
22LV0106A	0 V4	0.389E-03	1.004	1.014	1.017	340.6	61.6	135.9	26.1	231.0	10.3	0.587	1.018
22LV0201A	0 V5	0.411E-03	1.001	1.004	1.005	316.8	64.4	202.8	11.0	108.1	22.8	0.670	1.006
22LV0202A	0 V5	0.430E-03	1.011	1.002	1.013	210.0	14.1	322.3	56.5	111.8	29.6	-0.648	1.014
22LV0203A	0 V5	0.401E-03	1.003	1.002	1.006	314.7	57.8	107.7	29.3	204.7	12.1	-0.190	1.006
22LV0204A	0 V5	0.412E-03	1.004	1.002	1.005	338.9	59.5	176.7	29.3	82.3	7.8	-0.424	1.006
22LV0202B	0 V5	0.414E-03	1.002	1.003	1.005	327.4	64.4	204.9	14.4	109.4	20.6	0.196	1.005
22LV0301A	0 V2	0.255E-03	1.004	1.003	1.007	94.2	70.7	348.6	5.4	256.7	18.5	-0.126	1.007
22LV0302A	0 V2	0.257E-03	1.006	1.003	1.008	227.7	82.6	26.2	6.9	116.5	2.7	-0.394	1.009
22LV0303A	0 V2	0.249E-03	1.004	1.004	1.007	71.7	79.7	167.6	1.1	257.8	10.3	0.001	1.007
22LV0303B	0 V2	0.258E-03	1.005	1.005	1.010	47.1	78.1	175.4	7.4	266.7	9.2	0.042	1.010
22LV0304A	0 V2	0.253E-03	1.003	1.005	1.008	49.9	68.7	166.3	9.9	259.7	18.7	0.217	1.008
22LV0304B	0 V2	0.249E-03	1.005	1.006	1.010	80.2	75.3	343.9	1.7	253.4	14.6	0.095	1.010
22LV0305A	0 V2	0.226E-03	1.003	1.003	1.006	91.2	72.9	340.8	6.1	249.0	15.9	-0.072	1.006
22LV0306A	0 V2	0.249E-03	1.005	1.004	1.010	239.9	75.7	44.3	13.8	135.2	3.7	-0.084	1.010
22LV0307A	0 V2	0.262E-03	1.003	1.005	1.008	70.4	70.2	230.7	18.7	322.8	6.2	0.227	1.008
22LV0308A	0 V2	0.239E-03	1.003	1.005	1.008	92.0	61.4	265.2	28.4	356.8	2.9	0.208	1.008
22LV0309A	0 V2	0.222E-03	1.002	1.005	1.008	60.0	59.9	253.9	29.4	160.5	6.0	0.384	1.008
22LV0310A	0 V2	0.224E-03	1.008	1.001	1.008	54.3	60.1	316.0	4.7	223.4	29.4	-0.787	1.009
22LV0401A	0 V3	0.388E-03	1.023	1.006	1.029	30.3	3.7	286.0	75.4	121.3	14.1	-0.576	1.030

22LV0402B	0 V3	0.372E-03	1.023	1.003	1.027	216.0	1.0	309.0	71.9	125.7	18.1	-0.749	1.029
22LV0403A	0 V3	0.392E-03	1.024	1.007	1.031	354.2	13.8	160.0	75.8	263.3	3.3	-0.542	1.033
22LV0404A	0 V3	0.420E-03	1.025	1.008	1.033	171.9	4.8	50.8	80.7	262.6	7.9	-0.518	1.034
22LV0405A	0 V3	0.385E-03	1.017	1.016	1.034	11.3	14.0	123.2	56.3	273.0	30.0	-0.035	1.034
22LV0405B	0 V3	0.254E-03	1.013	1.013	1.026	8.5	13.1	121.7	59.5	271.7	27.0	-0.002	1.026
22LV0406A	0 V3	0.395E-03	1.022	1.008	1.030	358.3	8.1	106.2	65.1	264.7	23.3	-0.435	1.031
22LV0406B	0 V3	0.316E-03	1.021	1.007	1.029	357.1	6.1	113.5	76.4	265.8	12.1	-0.501	1.030
22LV0407A	0 V3	0.395E-03	1.026	1.005	1.031	0.4	6.4	111.6	72.9	268.6	15.9	-0.693	1.033
22LV0407B	0 V3	0.387E-03	1.023	1.008	1.031	0.5	6.9	183.0	83.1	90.5	0.3	-0.463	1.032
22LV0408A	0 V3	0.398E-03	1.019	1.012	1.031	173.8	9.2	29.5	78.7	264.9	6.5	-0.242	1.031
22LV0409A	0 V3	0.417E-03	1.017	1.008	1.025	5.2	22.3	225.5	61.7	102.2	16.5	-0.356	1.025
22LV0501A	0 V4	0.241E-03	1.016	1.032	1.049	191.7	67.1	93.2	3.6	1.7	22.6	0.333	1.050
22LV0501B	0 V4	0.263E-03	1.019	1.032	1.052	193.4	73.1	88.5	4.4	357.2	16.3	0.240	1.052
22LV0502A	0 V4	0.317E-03	1.013	1.026	1.040	149.0	67.3	249.0	4.2	340.7	22.3	0.328	1.041
22LV0503A	0 V4	0.223E-03	1.006	1.009	1.016	163.4	54.6	19.8	29.7	279.5	17.4	0.205	1.016
22LV0504A	0 V4	0.181E-03	1.017	1.020	1.037	246.0	64.0	101.0	21.8	5.5	13.5	0.096	1.037
22LV0505A	0 V4	0.194E-03	1.002	1.034	1.037	261.3	52.1	149.9	15.9	49.1	33.3	0.865	1.041
22LV0506A	0 V4	0.200E-03	1.004	1.035	1.039	288.4	42.9	138.1	43.1	33.2	15.4	0.813	1.043
22LV0601A	0 V4	0.133E-03	1.013	1.028	1.041	12.8	84.3	140.7	3.5	231.0	4.5	0.379	1.042
22LV0601B	0 V4	0.109E-03	1.013	1.030	1.043	48.8	87.5	139.2	0.0	229.2	2.5	0.400	1.044
22LV0602A	0 V4	0.100E-03	1.008	1.044	1.052	302.1	75.3	139.3	14.1	48.3	4.2	0.698	1.056
22LV0603A	0 V4	0.101E-03	1.016	1.061	1.078	328.9	82.2	144.1	7.8	234.1	0.7	0.569	1.082
22LV0604A	0 V4	0.133E-03	1.017	1.027	1.044	75.3	85.9	317.0	1.9	226.9	3.6	0.233	1.045
22LV0604B	0 V4	0.128E-03	1.015	1.044	1.059	12.9	86.0	136.5	2.2	226.6	3.3	0.489	1.061
22LV0604C	0 V4	0.144E-03	1.013	1.022	1.035	112.8	82.0	318.8	7.2	228.4	3.5	0.251	1.036
22LV0605A	0 V4	0.170E-03	1.008	1.029	1.037	144.4	68.0	341.7	21.1	249.4	6.0	0.557	1.039
22LV0605B	0 V4	0.173E-03	1.007	1.013	1.020	158.8	33.4	348.7	56.2	251.8	4.6	0.318	1.020
22LV0606A	0 V4	0.108E-03	1.010	1.043	1.053	102.9	84.5	320.6	4.4	230.4	3.4	0.608	1.057
22LV0607A	0 V4	0.138E-03	1.008	1.030	1.038	139.2	52.2	324.4	37.7	232.5	2.5	0.570	1.040
22LV0608A	0 V4	0.110E-03	1.011	1.030	1.041	20.3	80.0	130.4	3.5	221.0	9.4	0.474	1.042
22LV0701A	0 V3	0.145E-03	1.005	1.006	1.011	149.2	36.2	333.4	53.7	240.7	2.0	0.133	1.011
22LV0702A	0 V3	0.196E-03	1.007	1.004	1.011	171.3	43.9	333.5	44.7	72.5	9.0	-0.238	1.011
22LV0703A	0 V3	0.195E-03	1.009	1.003	1.012	134.1	21.8	251.7	49.2	29.3	32.5	-0.507	1.013
22LV0704A	0 V3	0.199E-03	1.013	1.009	1.022	165.4	67.2	338.1	22.6	69.2	2.6	-0.147	1.022
22LV0705A	0 V3	0.190E-03	1.012	1.005	1.017	163.8	72.9	342.8	17.1	72.9	0.3	-0.408	1.018
22LV0706A	0 V3	0.227E-03	1.015	1.024	1.040	162.4	61.4	331.9	28.2	64.2	4.4	0.223	1.040
22LV0707A	0 V3	0.187E-03	1.016	1.002	1.019	193.2	79.3	351.4	9.9	82.1	3.9	-0.738	1.021
22LV0708A	0 V3	0.185E-03	1.011	1.007	1.018	38.5	81.6	206.3	8.2	296.6	1.7	-0.203	1.018
22LV0709A	0 V3	0.186E-03	1.015	1.004	1.019	194.8	78.9	349.5	10.1	80.4	4.7	-0.582	1.020
22LV0801A	0 V2	0.268E-03	1.014	1.006	1.021	181.0	22.1	31.9	64.6	275.8	11.8	-0.399	1.021
22LV0802A	0 V2	0.287E-03	1.018	1.004	1.023	184.3	16.5	63.8	59.7	282.1	24.6	-0.612	1.024
22LV0803A	0 V2	0.313E-03	1.018	1.005	1.023	187.8	8.0	61.8	76.5	279.3	10.7	-0.561	1.024
22LV0803B	0 V2	0.258E-03	1.012	1.008	1.020	184.2	14.4	54.7	68.0	278.5	16.2	-0.172	1.020
22LV0804A	0 V2	0.220E-03	1.009	1.009	1.018	181.0	13.0	48.8	71.0	274.2	13.6	0.020	1.018
22LV0805A	0 V2	0.196E-03	1.008	1.008	1.016	169.9	44.5	4.9	44.5	267.4	7.6	-0.039	1.016
22LV0806A	0 V2	0.200E-03	1.004	1.008	1.013	173.0	32.4	14.7	55.7	269.5	10.1	0.303	1.013
22MY0101A	0 IN	0.935E-01	1.016	1.023	1.040	339.6	32.3	232.3	25.2	112.1	46.9	0.170	1.040
22MY0101B	0 IN	0.883E-01	1.015	1.015	1.030	341.5	22.6	235.8	33.1	99.1	48.2	-0.012	1.030
22MY0102A	0 IN	0.101E+00	1.007	1.022	1.029	339.7	32.0	223.5	35.2	99.5	38.4	0.513	1.030
22MY0103A	0 Y2	0.468E-01	1.023	1.013	1.036	273.3	37.4	131.9	45.6	19.8	20.3	-0.267	1.036
22MY0104A	0 Y2	0.492E-01	1.017	1.012	1.029	259.0	50.3	111.1	35.1	9.4	16.1	-0.193	1.029
22MY0105A	0 Y2	0.475E-01	1.020	1.014	1.034	264.2	37.3	120.8	46.6	9.4	19.0	-0.174	1.034

22MY0106A	0 IN	0.530E-01	1.014	1.005	1.020	52.7	46.5	295.7	23.3	188.6	34.3	-0.445	1.020
s22MY0107A	0 IN	0.667E-01	1.012	1.010	1.022	34.6	48.0	243.2	38.3	141.4	14.5	-0.105	1.022
22MY0108A	0 IN	0.544E-01	1.015	1.024	1.039	57.7	13.3	323.0	19.0	180.6	66.5	0.237	1.039
22MY0109A	0 IN	0.559E-01	1.018	1.025	1.044	62.7	18.6	326.2	18.6	194.4	63.2	0.156	1.044
22MY0109B	0 IN	0.432E-01	1.019	1.021	1.041	56.5	21.8	315.2	26.2	180.9	54.8	0.042	1.041
22MY0201A	0 Y1	0.419E-04	1.014	1.012	1.026	327.2	45.1	150.1	44.9	58.6	1.5	-0.098	1.026
22MY0202A	0 Y1	0.297E-04	1.001	1.013	1.014	297.4	65.7	147.3	21.4	52.9	11.0	0.855	1.016
22MY0203A	0 Y1	0.348E-04	1.012	1.033	1.046	163.2	32.2	0.6	56.6	258.3	8.0	0.461	1.047
22MY0204A	0 Y1	0.342E-04	1.050	1.018	1.069	324.8	64.5	115.6	22.6	210.3	11.2	-0.473	1.072
22MY0205A	0 Y1	0.327E-04	1.023	1.018	1.042	340.5	74.2	151.3	15.6	241.9	2.4	-0.133	1.042
22MY0206A	0 Y1	0.138E-04	1.004	1.034	1.038	159.2	21.0	52.7	36.4	272.7	46.1	0.791	1.042
22MY0207A	0 Y1	0.144E-04	1.025	1.019	1.044	166.1	6.7	51.7	74.0	257.8	14.4	-0.126	1.044
22MY0207B	0 Y1	0.164E-04	1.025	1.029	1.055	350.8	12.9	93.1	43.1	248.0	44.1	0.073	1.055
22MY0301A	0 SG	0.768E-04	1.066	1.089	1.161	336.9	9.4	195.9	78.0	68.1	7.4	0.146	1.161
22MY0302A	0 SG	0.208E-04	1.033	1.031	1.065	139.5	11.3	49.2	1.4	312.0	78.7	-0.044	1.065
22MY0301B	0 SG	0.594E-04	1.088	1.111	1.208	310.9	35.9	106.6	51.6	212.0	12.0	0.113	1.209
22MY0302B	0 SG	0.123E-04	1.034	1.411	1.460	331.4	58.9	105.6	22.8	204.3	20.0	0.823	1.520
22MY0303A	0 SG	0.323E-04	1.073	1.034	1.109	212.0	83.6	78.5	4.4	348.2	4.6	-0.359	1.112
22MY0304A	0 SG	0.461E-04	1.031	1.017	1.049	320.6	4.6	129.5	85.3	230.6	0.9	-0.282	1.049
22MY0305A	0 SG	0.283E-03	1.015	1.151	1.168	146.7	49.5	317.4	40.1	51.3	4.6	0.812	1.187
22MY0305B	0 SG	0.291E-03	1.022	1.080	1.104	141.0	11.3	300.6	77.9	50.2	4.1	0.553	1.110
22MY0306A	0 SG	0.256E-03	1.031	1.131	1.166	326.6	8.7	154.5	81.3	56.8	1.2	0.598	1.176
22MY0307A	0 SG	0.177E-03	1.044	1.173	1.224	135.0	9.5	334.9	79.9	225.5	3.4	0.574	1.238
22MY0308A	0 SG	0.108E-03	1.017	1.253	1.274	10.4	67.3	154.2	18.7	248.4	12.5	0.859	1.311
22MY0309A	0 SG	0.111E-03	1.035	1.141	1.181	317.9	9.2	214.5	55.1	54.0	33.4	0.583	1.192
22MY0309B	0 SG	0.143E-03	1.030	1.150	1.184	158.7	27.0	296.1	55.3	58.0	20.1	0.648	1.198
22MY0310A	0 SG	0.910E-04	1.098	1.045	1.148	148.4	9.9	279.3	75.1	56.4	11.0	-0.358	1.152
22MY0310B	0 SG	0.126E-03	1.097	1.087	1.193	322.7	5.9	180.3	82.6	53.2	4.5	-0.053	1.193
23MY0101A	0 Y1	0.385E-03	1.008	1.009	1.017	184.2	19.9	282.4	21.7	55.6	59.8	0.088	1.017
23MY0101B	0 Y1	0.397E-03	1.008	1.011	1.019	152.6	7.6	245.1	18.6	41.4	69.8	0.155	1.019
23MY0102A	0 Y1	0.487E-03	1.005	1.011	1.016	205.8	18.3	297.7	5.6	43.9	70.8	0.354	1.017
23MY0102B	0 Y1	0.510E-03	1.007	1.013	1.020	200.7	14.8	292.3	6.0	43.9	74.0	0.332	1.020
23MY0103A	0 Y1	0.414E-03	1.003	1.011	1.014	192.1	15.9	290.0	25.8	73.7	59.1	0.552	1.014
23MY0103B	0 Y1	0.420E-03	1.001	1.013	1.014	167.4	12.7	263.0	23.4	51.1	63.0	0.890	1.016
23MY0104A	0 Y1	0.117E-02	1.013	1.012	1.025	11.0	8.7	104.6	22.6	261.4	65.6	-0.040	1.025
23MY0105A	0 Y1	0.641E-03	1.011	1.012	1.024	224.8	10.9	128.5	29.4	332.9	58.2	0.060	1.024
23MY0106A	0 Y1	0.455E-03	1.005	1.010	1.015	221.8	23.1	125.4	14.7	5.5	62.1	0.293	1.015
23MY0106B	0 Y1	0.446E-03	1.007	1.008	1.015	192.5	6.7	100.3	18.4	301.7	70.4	0.015	1.015
23MY0201A	0 Y3	0.163E-01	1.012	1.051	1.064	174.4	1.3	267.8	69.5	83.9	20.4	0.618	1.068
23MY0202A	0 Y3	0.171E-02	1.008	1.029	1.037	270.4	0.1	180.4	13.4	0.7	76.6	0.571	1.039
23MY0202B	0 Y3	0.106E-02	1.005	1.027	1.032	231.3	2.7	140.4	18.2	329.4	71.6	0.711	1.034
23MY0203A	0 Y3	0.370E-03	1.007	1.017	1.024	180.5	17.1	274.4	12.3	38.5	68.7	0.432	1.025
23MY0204A	0 Y3	0.253E-02	1.011	1.016	1.027	200.2	25.5	108.3	3.9	10.2	64.2	0.180	1.027
23MY0205A	0 Y3	0.724E-02	1.004	1.017	1.021	191.5	15.0	98.9	9.4	337.9	72.2	0.625	1.023
23MY0206A	0 Y3	0.739E-02	1.002	1.013	1.015	171.4	31.9	53.2	37.2	289.0	36.6	0.787	1.016
23MY0207A	0 Y3	0.844E-03	1.019	1.008	1.027	182.8	19.6	278.8	16.3	45.6	64.1	-0.401	1.027
23MY0301A	0 SG	0.143E-03	1.020	1.020	1.041	24.9	34.8	188.6	54.1	289.5	7.8	0.004	1.041
23MY0301B	0 SG	0.182E-03	1.010	1.013	1.022	24.3	24.9	185.7	63.9	290.9	7.3	0.125	1.023
23MY0302A	0 SG	0.108E-03	1.016	1.018	1.034	22.6	27.4	196.0	62.5	291.2	2.7	0.062	1.034
23MY0302B	0 SG	0.886E-04	1.015	1.014	1.030	15.9	27.4	176.0	61.2	281.5	8.4	-0.031	1.030
23MY0303A	0 SG	0.117E-03	1.019	1.009	1.028	21.5	29.7	185.4	59.3	287.4	7.1	-0.354	1.029
23MY0303B	0 SG	0.127E-03	1.019	1.011	1.030	17.6	24.2	161.6	61.0	280.7	15.1	-0.280	1.030

23MY0304A	0 SG	0.107E-03	1.018	1.021	1.039	25.8	6.2	284.3	61.6	119.0	27.6	0.079	1.039
23MY0305A	0 SG	0.115E-03	1.019	1.012	1.031	21.1	6.0	275.1	69.0	113.3	20.0	-0.198	1.031
23MY0306A	0 SG	0.173E-03	1.014	1.050	1.065	37.4	18.8	205.3	70.8	306.1	3.7	0.546	1.069
23MY0307A	0 SG	0.142E-03	1.020	1.018	1.038	29.8	16.5	256.5	66.6	124.7	16.1	-0.030	1.038
23MY0401B	0 Y2	0.112E-03	1.006	1.001	1.007	92.7	48.4	189.5	6.0	284.7	40.9	-0.685	1.008
23MY0402A	0 Y2	0.114E-03	1.008	1.001	1.009	113.9	46.7	247.9	33.2	355.1	24.4	-0.858	1.010
23MY0402B	0 Y2	0.111E-03	1.007	1.001	1.008	83.7	40.0	198.9	26.9	312.4	38.2	-0.713	1.009
23MY0403A	0 Y2	0.120E-03	1.007	1.001	1.008	96.6	39.9	218.5	32.3	333.1	33.4	-0.734	1.009
23MY0501A	0 Y1	0.107E-03	1.006	1.034	1.041	94.2	77.9	318.3	8.7	227.1	8.3	0.707	1.044
23MY0502A	0 Y1	0.811E-04	1.006	1.049	1.056	218.8	63.5	330.8	10.6	65.6	24.0	0.768	1.062
23MY0503A	0 Y1	0.135E-03	1.005	1.034	1.039	178.9	67.0	320.6	18.4	55.1	13.3	0.761	1.043
23MY0506A	0 Y1	0.149E-03	1.032	1.023	1.056	182.6	58.5	328.7	27.0	66.5	15.1	-0.166	1.056
23MY0401A	0 Y2	0.112E-03	1.006	1.003	1.009	123.1	28.5	218.4	9.8	325.5	59.6	-0.237	1.009
23MY0504A	0 Y1	0.311E-04	1.024	1.062	1.087	194.5	61.3	332.7	22.2	70.0	17.2	0.430	1.090
23MY0505A	0 Y1	0.669E-04	1.002	1.015	1.017	180.2	59.6	338.0	28.5	73.3	9.7	0.788	1.018
23MY0601A	0 Y3	0.159E-04	1.023	1.030	1.053	326.4	37.8	185.2	45.1	73.2	20.5	0.125	1.053
23MY0602A	0 Y3	0.155E-03	1.009	1.018	1.027	92.9	67.2	293.7	21.4	200.8	7.3	0.340	1.027
23MY0602B	0 Y3	0.134E-03	1.006	1.023	1.028	318.6	51.8	110.7	34.8	210.5	13.8	0.602	1.030
23MY0604A	0 Y3	0.174E-03	1.006	1.018	1.023	335.6	27.6	231.4	25.1	105.9	51.1	0.517	1.024
23MY0605A	0 Y3	0.127E-03	1.006	1.024	1.030	1.8	21.1	257.0	33.4	117.9	48.9	0.600	1.032
23MY0702A	0 Y3	0.177E-02	1.002	1.030	1.033	61.4	2.0	330.8	16.9	157.9	72.9	0.859	1.037
23MY0703A	0 Y3	0.405E-03	1.004	1.008	1.013	217.9	2.6	126.8	23.2	314.0	66.7	0.326	1.013
23MY0705A	0 Y3	0.332E-02	1.011	1.025	1.037	23.1	4.1	116.2	36.8	287.7	52.9	0.394	1.038
23MY0706A	0 Y3	0.257E-03	1.003	1.007	1.010	215.0	50.1	77.1	31.8	333.0	21.4	0.438	1.011
23MY0707A	0 Y3	0.271E-03	1.011	1.012	1.022	199.0	25.7	295.9	14.0	51.9	60.2	0.035	1.022
23MY0708A	0 Y3	0.239E-03	1.011	1.003	1.014	213.0	26.6	342.4	51.7	109.3	25.3	-0.619	1.015
23MY0701A	0 Y3	0.723E-03	1.003	1.008	1.011	192.8	32.0	68.7	41.9	305.3	31.5	0.418	1.011
23MY0801A	0 Y3	0.981E-04	1.018	1.060	1.079	107.0	23.7	315.0	63.6	201.9	11.0	0.528	1.083
23MY0802A	0 Y3	0.482E-04	1.011	1.042	1.053	269.1	41.5	117.9	44.8	12.6	14.8	0.576	1.056
23MY0804A	0 Y3	0.135E-03	1.025	1.026	1.052	359.3	11.7	239.9	67.1	93.5	19.4	0.026	1.052
23MY0805A	0 Y3	0.827E-04	1.026	1.021	1.047	8.6	8.0	199.8	81.8	98.8	1.6	-0.110	1.047
23MY0806A	0 Y3	0.202E-03	1.040	1.023	1.063	78.4	43.9	174.7	6.5	271.4	45.3	-0.270	1.064
23MY0807A	0 Y3	0.149E-03	1.020	1.024	1.044	18.6	9.0	269.6	63.9	112.7	24.2	0.085	1.044
23MY0901A	0 Y2	0.365E-01	1.021	1.014	1.036	132.8	3.4	39.5	44.0	226.3	45.8	-0.188	1.036
23MY0902A	0 Y2	0.375E-01	1.018	1.031	1.049	136.3	13.0	40.8	22.5	254.0	63.6	0.266	1.049
23MY0903A	0 Y2	0.377E-01	1.026	1.018	1.045	328.5	3.2	59.1	12.0	223.9	77.5	-0.166	1.045
23MY0904A	0 Y2	0.223E-01	1.039	1.012	1.052	125.5	8.3	223.3	43.0	26.9	45.8	-0.516	1.055
23MY0905A	0 Y2	0.275E-01	1.030	1.007	1.037	121.1	15.8	30.0	3.9	286.3	73.7	-0.615	1.039
23MY0906A	0 Y2	0.268E-01	1.023	1.012	1.035	113.5	2.1	206.8	56.9	22.2	33.0	-0.306	1.036

Tabla 14: Datos procesados corregidos por manto de todas las campañas de terreno.

Sample	temp	Susc(SI)	lin	fol	ani	Kmax		Kint		Kmin		t	P'
						Decli	Incl	Decli	Incl	Decli	Incl		
21LV0101A	0 V1	0.189E-03	1.008	1.007	1.015	71.0	51.7	319.1	16.5	217.8	33.5	-0.019	1.015
21LV0102A	0 V1	0.192E-03	1.007	1.009	1.016	20.3	72.4	138.9	8.7	231.3	15.2	0.110	1.016
21LV0103A	0 V1	0.190E-03	1.007	1.013	1.020	46.2	63.3	147.7	5.7	240.5	26.0	0.306	1.020
21LV0104A	0 V1	0.195E-03	1.007	1.010	1.017	126.6	52.8	345.8	30.5	243.9	19.2	0.149	1.017
21LV0104B	0 V1	0.174E-03	1.006	1.009	1.015	56.5	73.4	147.9	0.4	238.0	16.5	0.154	1.015
21LV0201A	0 V2	0.165E-03	1.003	1.012	1.015	171.0	8.3	354.1	81.7	261.0	0.4	0.606	1.016
21LV0202A	0 V2	0.166E-03	1.011	1.004	1.015	177.6	6.9	268.2	5.2	34.8	81.4	-0.449	1.015
21LV0203A	0 V2	0.166E-03	1.008	1.004	1.013	177.6	0.5	87.6	3.6	274.8	86.4	-0.344	1.013
21LV0204A	0 V2	0.157E-03	1.005	1.006	1.012	339.7	2.5	73.8	58.9	248.2	31.0	0.078	1.012
21LV0301A	0 V1	0.992E-04	1.016	1.011	1.027	37.8	58.9	157.9	16.8	256.2	25.3	-0.183	1.027
21LV0302A	0 V1	0.892E-04	1.010	1.021	1.031	24.1	36.0	291.8	3.2	197.4	53.8	0.353	1.032
21LV0303A	0 V1	0.895E-04	1.015	1.014	1.030	1.1	62.2	134.5	19.9	231.5	18.6	-0.031	1.030
21LV0402A	0 V2	0.662E-04	1.011	1.002	1.013	9.1	65.8	142.6	17.2	237.9	16.5	-0.677	1.014
21LV0402B	0 V2	0.554E-04	1.004	1.003	1.007	325.7	68.6	60.8	2.0	151.5	21.3	-0.074	1.007
21LV0403A	0 V2	0.585E-04	1.003	1.006	1.009	331.2	4.0	66.1	50.2	237.9	39.5	0.311	1.009
21LV0404A	0 V2	0.609E-04	1.010	1.004	1.014	350.0	59.5	222.4	19.8	123.9	22.2	-0.376	1.015
21LV0405A	0 V2	0.577E-04	1.006	1.003	1.008	17.4	76.9	229.7	11.1	138.4	6.9	-0.332	1.009
21LV0501A	0 V1	0.707E-04	1.018	1.009	1.027	7.2	49.2	257.8	16.0	155.6	36.3	-0.361	1.028
21LV0502A	0 V1	0.527E-04	1.015	1.012	1.027	141.7	36.2	37.6	18.5	285.8	47.9	-0.106	1.028
21LV0502B	0 V1	0.518E-04	1.007	1.014	1.021	15.7	49.0	152.4	32.3	257.5	22.4	0.321	1.021
21LV0503A	0 V1	0.416E-04	1.012	1.014	1.026	4.1	63.0	151.3	23.2	247.0	13.1	0.043	1.026
21LV0504A	0 V1	0.566E-04	1.013	1.012	1.025	0.6	46.7	195.5	42.3	98.6	7.5	-0.008	1.025
21LV0601A	0 V3	0.810E-04	1.013	1.004	1.017	46.4	72.3	293.3	7.1	201.3	16.1	-0.551	1.018
21LV0602A	0 V3	0.840E-04	1.013	1.004	1.017	48.8	78.5	308.0	2.2	217.6	11.3	-0.497	1.018
21LV0602B	0 V3	0.813E-04	1.010	1.006	1.016	54.6	76.7	306.0	4.3	215.1	12.5	-0.271	1.016
21LV0604A	0 V3	0.808E-04	1.010	1.003	1.014	51.8	73.9	310.7	3.2	219.8	15.7	-0.510	1.014
21LV0605A	0 V3	0.832E-04	1.012	1.008	1.019	51.0	70.7	309.0	4.1	217.6	18.8	-0.202	1.020
21LV0603A	0 V3	0.883E-04	1.015	1.073	1.089	23.5	82.7	164.4	5.7	254.9	4.6	0.656	1.095
21LV0606A	0 V3	0.887E-04	1.018	1.001	1.020	73.8	80.2	187.2	3.9	277.8	8.9	-0.870	1.022
21LV0607A	0 V3	0.914E-04	1.015	1.004	1.019	25.1	72.9	144.9	8.7	237.2	14.6	-0.536	1.020
21LV0701A	0 V5	0.129E-03	1.016	1.066	1.083	166.1	54.0	296.7	25.3	38.8	23.8	0.607	1.088
21LV0702A	0 V5	0.810E-04	1.013	1.016	1.029	351.8	73.0	173.9	17.0	83.7	0.6	0.099	1.029
21LV0702B	0 V5	0.781E-04	1.014	1.018	1.033	1.8	78.4	176.5	11.5	266.7	1.0	0.127	1.033
21LV0703A	0 V5	0.784E-04	1.004	1.019	1.023	347.3	80.3	175.9	9.5	85.6	1.4	0.623	1.025
21LV0704A	0 V5	0.843E-04	1.010	1.009	1.020	337.5	37.5	159.1	52.5	68.1	0.8	-0.044	1.020
21LV0705A	0 V5	0.114E-03	1.008	1.006	1.014	19.8	71.6	165.5	15.4	258.2	9.9	-0.123	1.015
21LV0706A	0 V5	0.864E-04	1.015	1.011	1.026	351.5	65.3	158.3	24.1	250.5	5.0	-0.162	1.026
21LV0801A	0 V1	0.862E-04	1.010	1.008	1.018	5.0	73.7	176.1	16.1	266.8	2.4	-0.105	1.018
21LV0802A	0 V1	0.101E-03	1.009	1.008	1.018	15.0	76.6	181.5	13.0	272.2	3.0	-0.036	1.018
21LV0802B	0 V1	0.104E-03	1.010	1.010	1.020	39.8	86.6	201.5	3.2	291.6	1.1	-0.014	1.020
21LV0803A	0 V1	0.945E-04	1.007	1.011	1.018	2.0	74.8	196.1	14.8	105.2	3.6	0.243	1.018
21LV0804A	0 V1	0.990E-04	1.010	1.009	1.019	23.2	78.9	190.8	10.9	281.3	2.3	-0.085	1.019
21LV0901A	0 V2	0.144E-03	1.010	1.002	1.012	17.2	68.3	273.9	5.2	181.9	21.0	-0.741	1.013
21LV0902A	0 V2	0.141E-03	1.010	1.004	1.013	20.8	71.5	271.8	6.2	179.8	17.4	-0.470	1.014
21LV0902B	0 V2	0.128E-03	1.010	1.001	1.011	18.3	64.2	120.6	5.9	213.3	25.0	-0.742	1.012
21LV0903A	0 V2	0.137E-03	1.003	1.003	1.006	12.2	43.9	274.6	7.8	176.7	45.1	0.062	1.006
21LV0903B	0 V2	0.133E-03	1.000	1.009	1.009	62.4	2.1	331.8	17.0	159.2	72.8	0.986	1.011

21LV0904A	0 V2	0.151E-03	1.010	1.003	1.013	19.6	75.0	185.7	14.6	276.6	3.5	-0.547	1.014
21LV0904B	0 V2	0.146E-03	1.013	1.004	1.017	23.6	72.9	182.9	16.1	274.5	5.7	-0.496	1.017
21LV0905A	0 V2	0.143E-03	1.007	1.003	1.010	3.5	53.8	148.9	31.1	249.3	16.7	-0.465	1.010
21LV0905B	0 V2	0.135E-03	1.009	1.004	1.013	6.0	13.8	123.8	62.1	269.8	23.7	-0.414	1.013
21LV1001A	0 V1	0.162E-03	1.008	1.005	1.012	357.8	29.6	136.2	52.7	255.6	20.5	-0.260	1.013
21LV1002A	0 V1	0.180E-03	1.009	1.007	1.016	19.1	63.8	154.9	19.4	251.0	16.9	-0.094	1.016
21LV1002B	0 V1	0.161E-03	1.007	1.011	1.018	13.1	57.2	163.8	29.3	261.5	13.4	0.246	1.018
21LV1003A	0 V1	0.169E-03	1.007	1.006	1.013	3.7	40.5	163.4	47.7	264.8	10.3	-0.079	1.013
21LV1003B	0 V1	0.180E-03	1.005	1.007	1.012	0.9	40.5	132.9	38.1	245.9	26.4	0.189	1.012
21LV1004A	0 V1	0.191E-03	1.007	1.008	1.016	46.5	62.1	159.1	11.5	254.6	25.1	0.045	1.016
21LV1004B	0 V1	0.159E-03	1.008	1.007	1.015	12.7	50.0	151.9	32.4	255.9	20.8	-0.051	1.015
21LV1101A	0 V4	0.123E-03	1.007	1.023	1.029	239.4	11.6	331.5	10.3	102.0	74.3	0.543	1.031
21LV1101B	0 V4	0.123E-03	1.007	1.023	1.030	232.7	9.3	324.0	7.9	93.6	77.8	0.551	1.032
21LV1102A	0 V4	0.134E-03	1.005	1.016	1.022	207.2	4.9	298.7	17.0	101.5	72.3	0.509	1.023
21LV1102B	0 V4	0.133E-03	1.007	1.031	1.039	219.3	4.6	310.1	9.0	102.8	79.8	0.614	1.041
21LV1103A	0 V4	0.120E-03	1.014	1.041	1.056	245.1	12.0	154.8	1.5	57.6	77.9	0.480	1.058
21LV1104A	0 V4	0.120E-03	1.012	1.026	1.039	246.7	9.6	156.6	0.4	64.0	80.4	0.362	1.040
21LV1104B	0 V4	0.112E-03	1.012	1.031	1.043	237.2	15.0	327.7	1.6	63.6	74.9	0.428	1.044
21LV1201A	0 V4	0.103E-03	1.005	1.008	1.012	315.9	5.7	48.1	21.1	211.5	68.1	0.252	1.012
21LV1202A	0 V4	0.765E-04	1.003	1.008	1.011	326.4	3.7	67.7	71.5	235.1	18.1	0.524	1.012
22LV1202B	0 V4	0.783E-04	1.009	1.015	1.025	334.6	19.0	105.9	62.5	237.7	19.1	0.245	1.025
21LV1203A	0 V4	0.953E-04	1.007	1.020	1.027	336.5	14.5	88.3	55.1	237.6	31.0	0.462	1.028
21LV1204A	0 V4	0.983E-04	1.010	1.019	1.029	323.1	2.0	55.3	49.0	231.4	40.9	0.286	1.030
21LV1205A	0 V4	0.113E-03	1.009	1.023	1.032	143.9	8.8	48.9	29.7	248.6	58.8	0.456	1.033
21LV1205B	0 V4	0.107E-03	1.008	1.017	1.026	330.0	4.8	71.8	67.7	238.1	21.7	0.346	1.026
22LV0101A	0 V4	0.411E-03	1.002	1.006	1.008	294.9	34.6	40.5	21.2	155.7	47.7	0.443	1.008
22LV0102A	0 V4	0.419E-03	1.001	1.008	1.009	289.2	12.3	196.5	12.6	62.1	72.3	0.797	1.010
22LV0103A	0 V4	0.425E-03	1.001	1.008	1.010	129.4	14.7	238.7	51.6	29.0	34.6	0.701	1.010
22LV0104A	0 V4	0.425E-03	1.001	1.008	1.009	127.6	12.0	234.0	53.1	29.3	34.3	0.811	1.009
22LV0105A	0 V4	0.415E-03	1.000	1.008	1.008	285.3	15.4	185.4	32.1	37.1	53.6	0.900	1.009
22LV0106A	0 V4	0.389E-03	1.004	1.014	1.017	124.8	9.0	225.5	49.8	27.5	38.8	0.587	1.018
22LV0201A	0 V5	0.411E-03	1.001	1.004	1.005	316.8	64.4	202.8	11.0	108.1	22.8	0.670	1.006
22LV0202A	0 V5	0.430E-03	1.011	1.002	1.013	210.0	14.1	322.3	56.5	111.8	29.6	-0.648	1.014
22LV0203A	0 V5	0.401E-03	1.003	1.002	1.006	314.7	57.8	107.7	29.3	204.7	12.1	-0.190	1.006
22LV0204A	0 V5	0.412E-03	1.004	1.002	1.005	338.9	59.5	176.7	29.3	82.3	7.8	-0.425	1.006
22LV0202B	0 V5	0.414E-03	1.002	1.003	1.005	327.4	64.4	204.9	14.4	109.4	20.6	0.196	1.005
22LV0301A	0 V2	0.255E-03	1.004	1.003	1.007	282.1	24.2	182.3	20.8	56.3	57.2	-0.126	1.007
22LV0302A	0 V2	0.257E-03	1.006	1.003	1.008	274.1	0.5	4.3	16.6	182.6	73.4	-0.394	1.009
22LV0303A	0 V2	0.249E-03	1.004	1.004	1.007	285.0	14.1	189.1	22.4	44.7	63.1	0.001	1.007
22LV0303B	0 V2	0.258E-03	1.005	1.005	1.010	289.7	12.1	196.4	15.0	56.9	70.5	0.042	1.010
22LV0304A	0 V2	0.253E-03	1.003	1.005	1.008	297.1	18.3	198.6	24.2	60.4	59.0	0.217	1.008
22LV0304B	0 V2	0.249E-03	1.005	1.006	1.010	285.2	18.8	185.7	25.8	47.1	57.2	0.095	1.010
22LV0305A	0 V2	0.226E-03	1.003	1.003	1.006	282.8	21.8	180.3	28.3	44.8	52.9	-0.072	1.006
22LV0306A	0 V2	0.249E-03	1.005	1.004	1.010	90.8	6.0	356.7	34.4	189.3	54.9	-0.084	1.010
22LV0307A	0 V2	0.262E-03	1.003	1.005	1.008	290.4	22.0	37.4	35.9	175.8	45.9	0.227	1.008
22LV0308A	0 V2	0.239E-03	1.003	1.005	1.008	284.5	33.3	77.8	53.7	185.9	12.9	0.208	1.008
22LV0309A	0 V2	0.222E-03	1.002	1.005	1.008	301.3	27.3	65.4	47.4	194.1	29.8	0.384	1.008
22LV0310A	0 V2	0.224E-03	1.008	1.001	1.008	303.2	25.0	175.5	52.7	46.1	25.8	-0.787	1.009
22LV0401A	0 V3	0.388E-03	1.023	1.006	1.029	199.2	20.9	92.9	36.4	312.7	46.2	-0.576	1.030
22LV0402B	0 V3	0.372E-03	1.023	1.003	1.027	196.7	28.9	82.5	36.5	314.2	39.9	-0.749	1.029
22LV0403A	0 V3	0.392E-03	1.024	1.007	1.031	14.1	15.0	108.3	15.5	242.1	68.2	-0.542	1.033
22LV0404A	0 V3	0.420E-03	1.025	1.008	1.033	355.5	10.2	88.3	15.2	232.8	71.5	-0.518	1.034

22LV0405A	0 V3	0.385E-03	1.017	1.016	1.034	200.3	0.5	290.4	8.2	107.1	81.8	-0.035	1.034
22LV0405B	0 V3	0.254E-03	1.013	1.013	1.026	18.4	1.7	288.3	5.6	124.9	84.2	-0.002	1.026
22LV0406A	0 V3	0.395E-03	1.022	1.008	1.030	10.1	9.2	279.7	2.4	175.0	80.4	-0.435	1.031
22LV0406B	0 V3	0.316E-03	1.021	1.007	1.029	7.8	9.6	99.3	9.0	231.9	76.8	-0.501	1.030
22LV0407A	0 V3	0.395E-03	1.026	1.005	1.031	9.2	6.6	99.8	5.5	229.3	81.4	-0.693	1.033
22LV0407B	0 V3	0.387E-03	1.023	1.008	1.031	9.7	6.8	102.4	21.6	263.3	67.3	-0.463	1.032
22LV0408A	0 V3	0.398E-03	1.019	1.012	1.031	352.2	6.8	84.3	17.0	241.2	71.6	-0.242	1.031
22LV0409A	0 V3	0.417E-03	1.017	1.008	1.025	25.9	8.0	122.2	38.0	286.0	50.9	-0.356	1.025
22LV0501A	0 V4	0.241E-03	1.016	1.032	1.049	263.9	28.8	73.7	60.8	171.5	4.4	0.333	1.050
22LV0501B	0 V4	0.263E-03	1.019	1.032	1.052	270.7	28.6	65.2	58.8	174.5	11.3	0.240	1.052
22LV0502A	0 V4	0.317E-03	1.013	1.026	1.040	270.2	44.3	52.5	39.1	159.6	19.9	0.328	1.041
22LV0503A	0 V4	0.223E-03	1.006	1.009	1.016	250.2	43.5	353.2	13.3	96.2	43.5	0.205	1.016
22LV0504A	0 V4	0.181E-03	1.017	1.020	1.037	272.1	8.3	55.4	79.7	181.2	6.1	0.096	1.037
22LV0505A	0 V4	0.194E-03	1.002	1.034	1.037	92.8	6.0	190.3	51.3	358.0	38.1	0.865	1.041
22LV0506A	0 V4	0.200E-03	1.004	1.035	1.039	108.8	19.1	241.1	62.8	12.1	18.6	0.813	1.043
22LV0601A	0 V4	0.133E-03	1.013	1.028	1.041	283.7	4.5	188.9	47.4	17.8	42.3	0.379	1.042
22LV0601B	0 V4	0.109E-03	1.013	1.030	1.043	279.9	5.7	183.5	48.6	14.8	40.8	0.400	1.044
22LV0602A	0 V4	0.100E-03	1.008	1.044	1.052	104.0	9.4	204.7	48.1	5.9	40.4	0.698	1.056
22LV0603A	0 V4	0.101E-03	1.016	1.061	1.078	104.0	0.9	194.9	44.1	13.1	45.9	0.569	1.082
22LV0604A	0 V4	0.133E-03	1.017	1.027	1.044	279.6	7.7	180.1	50.6	15.7	38.4	0.233	1.045
22LV0604B	0 V4	0.128E-03	1.015	1.044	1.059	282.0	4.3	186.5	51.5	15.4	38.2	0.489	1.061
22LV0604C	0 V4	0.144E-03	1.013	1.022	1.035	275.9	11.7	172.7	47.8	15.9	39.8	0.251	1.036
22LV0605A	0 V4	0.170E-03	1.008	1.029	1.037	261.4	18.8	163.2	22.8	27.1	59.8	0.557	1.039
22LV0605B	0 V4	0.173E-03	1.007	1.013	1.020	223.5	26.4	129.9	7.2	26.0	62.5	0.318	1.020
22LV0606A	0 V4	0.108E-03	1.010	1.043	1.053	277.5	9.5	177.3	46.6	16.1	41.9	0.608	1.057
22LV0607A	0 V4	0.138E-03	1.008	1.030	1.038	249.9	31.0	139.5	30.1	15.4	44.0	0.570	1.040
22LV0608A	0 V4	0.110E-03	1.011	1.030	1.041	287.8	6.1	188.2	57.6	21.6	31.7	0.474	1.042
22LV0701A	0 V3	0.145E-03	1.005	1.006	1.011	229.4	33.1	128.5	16.2	16.5	52.2	0.133	1.011
22LV0702A	0 V3	0.196E-03	1.007	1.004	1.011	232.4	14.8	136.7	20.6	355.5	64.2	-0.238	1.011
22LV0703A	0 V3	0.195E-03	1.009	1.003	1.012	218.2	50.7	78.0	32.1	334.8	20.1	-0.507	1.013
22LV0704A	0 V3	0.199E-03	1.013	1.009	1.022	256.5	12.3	160.5	25.6	9.9	61.2	-0.147	1.022
22LV0705A	0 V3	0.190E-03	1.012	1.005	1.017	262.2	10.8	167.6	22.7	15.8	64.6	-0.408	1.018
22LV0706A	0 V3	0.227E-03	1.015	1.024	1.040	251.4	15.5	152.5	29.1	6.0	56.3	0.223	1.040
22LV0707A	0 V3	0.187E-03	1.016	1.002	1.019	267.4	3.0	176.5	15.6	7.8	74.1	-0.738	1.021
22LV0708A	0 V3	0.185E-03	1.011	1.007	1.018	286.3	8.1	18.8	16.5	171.2	71.5	-0.203	1.018
22LV0709A	0 V3	0.186E-03	1.015	1.004	1.019	266.9	2.6	176.1	17.4	5.2	72.4	-0.582	1.020
22LV0801A	0 V2	0.268E-03	1.014	1.006	1.021	209.8	8.0	301.8	13.7	90.2	74.1	-0.399	1.021
22LV0802A	0 V2	0.287E-03	1.018	1.004	1.023	204.3	4.6	296.8	28.4	105.8	61.1	-0.612	1.024
22LV0803A	0 V2	0.313E-03	1.018	1.005	1.023	196.0	0.8	286.2	14.8	103.1	75.2	-0.561	1.024
22LV0803B	0 V2	0.258E-03	1.012	1.008	1.020	202.2	4.6	293.8	19.7	99.5	69.8	-0.172	1.020
22LV0804A	0 V2	0.220E-03	1.009	1.009	1.018	200.6	7.7	292.9	16.2	86.0	72.0	0.020	1.018
22LV0805A	0 V2	0.196E-03	1.008	1.008	1.016	233.3	15.6	323.5	0.6	55.7	74.3	-0.039	1.016
22LV0806A	0 V2	0.200E-03	1.004	1.008	1.013	220.5	14.8	312.4	7.1	67.3	73.5	0.303	1.013
22MY0101A	0 IN	0.935E-01	1.016	1.023	1.040	140.2	1.2	49.5	32.6	232.1	57.4	0.170	1.040
22MY0101B	0 IN	0.883E-01	1.015	1.015	1.030	149.7	4.1	57.5	27.8	247.3	61.8	-0.012	1.030
22MY0102A	0 IN	0.101E+00	1.007	1.022	1.029	140.5	1.2	50.0	20.0	233.9	69.9	0.513	1.030
22MY0103A	0 Y2	0.468E-01	1.023	1.013	1.036	92.7	30.2	219.7	46.0	344.2	28.7	-0.267	1.036
22MY0104A	0 Y2	0.492E-01	1.017	1.012	1.029	81.3	17.4	212.3	64.5	345.4	18.1	-0.193	1.029
22MY0105A	0 Y2	0.475E-01	1.020	1.014	1.034	84.4	30.7	225.6	52.7	342.5	19.0	-0.174	1.034
22MY0106A	0 IN	0.530E-01	1.014	1.005	1.020	305.6	53.6	120.4	36.2	212.2	2.5	-0.445	1.020
s22MY0107A	0 IN	0.667E-01	1.012	1.010	1.022	310.4	41.7	66.2	26.0	177.9	37.2	-0.105	1.022
22MY0108A	0 IN	0.544E-01	1.015	1.024	1.039	9.0	61.7	144.0	20.8	241.2	18.3	0.237	1.039

22MY0109A	0 IN	0.559E-01	1.018	1.025	1.044	0.6	67.9	146.1	18.5	240.1	11.7	0.156	1.044
22MY0109B	0 IN	0.432E-01	1.019	1.021	1.041	350.9	62.7	133.2	22.2	229.5	15.1	0.042	1.041
22MY0201A	0 Y1	0.419E-04	1.014	1.012	1.026	23.3	27.0	117.2	7.5	221.3	61.8	-0.098	1.026
22MY0202A	0 Y1	0.297E-04	1.001	1.013	1.014	51.3	38.8	317.1	5.2	220.8	50.7	0.855	1.016
22MY0203A	0 Y1	0.348E-04	1.012	1.033	1.046	132.9	12.2	40.8	10.0	272.4	74.2	0.461	1.047
22MY0204A	0 Y1	0.342E-04	1.050	1.018	1.069	45.3	28.5	298.2	28.4	171.8	47.7	-0.473	1.072
22MY0205A	0 Y1	0.327E-04	1.023	1.018	1.042	55.8	22.8	324.0	4.3	223.9	66.8	-0.133	1.042
22MY0206A	0 Y1	0.138E-04	1.004	1.034	1.038	142.2	4.8	234.7	27.5	43.2	62.0	0.791	1.042
22MY0207A	0 Y1	0.144E-04	1.025	1.019	1.044	158.0	5.5	67.2	8.0	281.9	80.3	-0.126	1.044
22MY0207B	0 Y1	0.164E-04	1.025	1.029	1.055	177.9	2.0	268.7	21.3	82.8	68.5	0.073	1.055
22MY0301A	0 SG	0.768E-04	1.066	1.089	1.161	327.7	1.3	237.7	1.4	102.1	88.1	0.146	1.161
22MY0302A	0 SG	0.208E-04	1.033	1.031	1.065	165.9	18.8	359.1	70.7	257.3	4.1	-0.044	1.065
22MY0301B	0 SG	0.594E-04	1.088	1.111	1.208	115.9	15.1	217.5	36.6	7.5	49.4	0.113	1.209
22MY0302B	0 SG	0.123E-04	1.034	1.411	1.460	278.1	4.8	182.1	50.6	12.0	39.0	0.823	1.520
22MY0303A	0 SG	0.323E-04	1.073	1.034	1.109	243.4	3.8	135.8	77.7	334.1	11.7	-0.359	1.112
22MY0304A	0 SG	0.461E-04	1.031	1.017	1.049	149.7	15.4	242.8	11.1	7.3	70.9	-0.282	1.049
22MY0305A	0 SG	0.283E-03	1.015	1.151	1.168	205.9	13.5	113.8	8.8	351.7	73.8	0.812	1.187
22MY0305B	0 SG	0.291E-03	1.022	1.080	1.104	166.2	17.3	256.7	1.7	352.2	72.6	0.553	1.110
22MY0306A	0 SG	0.256E-03	1.031	1.131	1.166	146.7	8.8	238.2	9.3	14.0	77.2	0.598	1.176
22MY0307A	0 SG	0.177E-03	1.044	1.173	1.224	163.6	23.0	257.2	8.5	6.2	65.3	0.574	1.238
22MY0308A	0 SG	0.108E-03	1.017	1.253	1.274	267.2	20.7	175.1	5.5	70.9	68.5	0.859	1.311
22MY0309A	0 SG	0.111E-03	1.035	1.141	1.181	144.4	17.1	47.8	20.4	271.3	62.8	0.583	1.192
22MY0309B	0 SG	0.143E-03	1.030	1.150	1.184	183.9	2.6	93.3	13.8	284.2	75.9	0.648	1.198
22MY0310A	0 SG	0.910E-04	1.098	1.045	1.148	165.6	10.0	74.9	3.6	325.1	79.4	-0.358	1.152
22MY0310B	0 SG	0.126E-03	1.097	1.087	1.193	148.8	13.1	240.2	6.0	354.4	75.6	-0.053	1.193
23MY0101A	0 Y1	0.385E-03	1.008	1.009	1.017	153.1	11.2	40.6	62.7	248.3	24.5	0.088	1.017
23MY0101B	0 Y1	0.397E-03	1.008	1.011	1.019	344.2	20.0	128.3	65.8	249.4	13.0	0.155	1.019
23MY0102A	0 Y1	0.487E-03	1.005	1.011	1.016	152.6	31.7	359.9	55.2	250.7	12.8	0.354	1.017
23MY0102B	0 Y1	0.510E-03	1.007	1.013	1.020	157.4	27.2	1.8	60.5	252.8	10.4	0.332	1.020
23MY0103A	0 Y1	0.414E-03	1.003	1.011	1.014	156.8	18.9	37.8	54.8	257.6	28.5	0.552	1.014
23MY0103B	0 Y1	0.420E-03	1.001	1.013	1.014	340.1	5.0	83.1	68.6	248.2	20.7	0.890	1.016
23MY0104A	0 Y1	0.117E-02	1.013	1.012	1.025	182.7	17.5	302.4	57.6	83.8	26.4	-0.040	1.025
23MY0105A	0 Y1	0.641E-03	1.011	1.012	1.024	158.0	51.0	313.5	36.4	52.6	12.2	0.060	1.024
23MY0106A	0 Y1	0.455E-03	1.005	1.010	1.015	141.7	44.9	329.8	44.8	235.8	4.1	0.293	1.015
23MY0106B	0 Y1	0.446E-03	1.007	1.008	1.015	166.6	19.6	302.1	63.5	70.3	17.2	0.015	1.015
23MY0201A	0 Y3	0.163E-01	1.012	1.051	1.064	179.0	3.7	87.9	15.5	282.2	74.1	0.618	1.068
23MY0202A	0 Y3	0.171E-02	1.008	1.029	1.037	113.2	84.4	11.6	1.1	281.5	5.5	0.571	1.039
23MY0202B	0 Y3	0.106E-02	1.005	1.027	1.032	9.0	52.5	197.0	37.2	104.1	3.9	0.711	1.034
23MY0203A	0 Y3	0.370E-03	1.007	1.017	1.024	15.2	1.0	108.1	71.6	284.9	18.4	0.432	1.025
23MY0204A	0 Y3	0.253E-02	1.011	1.016	1.027	26.7	17.6	175.7	69.7	293.6	9.8	0.180	1.027
23MY0205A	0 Y3	0.724E-02	1.004	1.017	1.021	14.4	11.6	200.6	78.3	104.7	1.2	0.625	1.023
23MY0206A	0 Y3	0.739E-02	1.002	1.013	1.015	209.6	8.2	307.8	44.8	111.6	44.0	0.787	1.016
23MY0207A	0 Y3	0.844E-03	1.019	1.008	1.027	18.0	2.9	114.5	66.2	286.8	23.6	-0.401	1.027
23MY0301A	0 SG	0.143E-03	1.020	1.020	1.041	205.3	39.9	28.5	50.0	296.6	1.6	0.004	1.041
23MY0301B	0 SG	0.182E-03	1.010	1.013	1.022	206.4	49.8	26.6	40.2	296.5	0.1	0.125	1.023
23MY0302A	0 SG	0.108E-03	1.016	1.018	1.034	203.7	47.5	20.9	42.5	112.2	1.4	0.062	1.034
23MY0302B	0 SG	0.886E-04	1.015	1.014	1.030	194.9	47.5	33.4	41.0	295.3	9.3	-0.031	1.030
23MY0303A	0 SG	0.117E-03	1.019	1.009	1.028	202.1	45.2	28.7	44.6	295.4	3.3	-0.354	1.029
23MY0303B	0 SG	0.127E-03	1.019	1.011	1.030	197.0	50.8	40.6	36.8	301.7	11.7	-0.280	1.030
23MY0304A	0 SG	0.107E-03	1.018	1.021	1.039	217.2	67.8	349.6	15.4	84.0	15.6	0.079	1.039
23MY0305A	0 SG	0.115E-03	1.019	1.012	1.031	204.8	68.9	357.4	18.9	90.5	9.0	-0.198	1.031
23MY0306A	0 SG	0.173E-03	1.014	1.050	1.065	227.8	51.6	16.5	34.1	117.3	15.5	0.546	1.069

23MY0307A	0 SG	0.142E-03	1.020	1.018	1.038	218.1	56.7	357.1	26.3	96.8	18.9	-0.030	1.038
23MY0401B	0 Y2	0.112E-03	1.006	1.001	1.007	265.0	8.0	170.6	28.3	9.3	60.4	-0.685	1.008
23MY0402A	0 Y2	0.114E-03	1.008	1.001	1.009	278.4	2.8	108.2	87.1	8.4	0.5	-0.858	1.010
23MY0402B	0 Y2	0.111E-03	1.007	1.001	1.008	261.0	17.9	151.8	45.5	6.2	39.1	-0.713	1.009
23MY0403A	0 Y2	0.120E-03	1.007	1.001	1.008	270.8	14.9	148.9	63.2	6.9	21.7	-0.734	1.009
23MY0501A	0 Y1	0.107E-03	1.006	1.034	1.041	233.7	25.0	139.1	9.8	29.4	62.9	0.707	1.044
23MY0502A	0 Y1	0.811E-04	1.006	1.049	1.056	51.1	9.7	320.7	2.6	216.0	80.0	0.768	1.062
23MY0503A	0 Y1	0.135E-03	1.005	1.034	1.039	220.8	3.5	130.5	4.8	346.8	84.0	0.761	1.043
23MY0506A	0 Y1	0.149E-03	1.032	1.023	1.056	34.5	2.5	304.3	4.7	152.4	84.7	-0.166	1.056
23MY0401A	0 Y2	0.112E-03	1.006	1.003	1.009	295.9	11.9	189.1	53.8	34.0	33.6	-0.237	1.009
23MY0504A	0 Y1	0.311E-04	1.024	1.062	1.087	40.5	5.3	309.9	7.2	166.7	81.1	0.430	1.090
23MY0505A	0 Y1	0.669E-04	1.002	1.015	1.017	34.7	0.9	304.5	13.1	128.5	76.8	0.788	1.018
23MY0601A	0 Y3	0.159E-04	1.023	1.030	1.053	316.5	10.8	217.4	39.9	58.8	48.1	0.125	1.053
23MY0602A	0 Y3	0.155E-03	1.009	1.018	1.027	301.7	77.8	113.2	12.1	203.5	1.7	0.340	1.027
23MY0602B	0 Y3	0.134E-03	1.006	1.023	1.028	305.8	21.8	120.1	68.1	215.0	2.0	0.602	1.030
23MY0604A	0 Y3	0.174E-03	1.006	1.018	1.023	328.0	4.7	237.8	2.1	123.7	84.8	0.517	1.024
23MY0605A	0 Y3	0.127E-03	1.006	1.024	1.030	352.0	11.3	261.6	2.1	161.0	78.5	0.600	1.032
23MY0702A	0 Y3	0.177E-02	1.002	1.030	1.033	32.9	59.6	149.5	14.7	246.8	26.0	0.859	1.037
23MY0703A	0 Y3	0.405E-03	1.004	1.008	1.013	17.1	37.8	185.0	51.6	282.5	5.9	0.326	1.013
23MY0705A	0 Y3	0.332E-02	1.011	1.025	1.037	2.1	27.5	210.8	59.3	98.8	12.5	0.394	1.038
23MY0706A	0 Y3	0.257E-03	1.003	1.007	1.010	55.4	5.5	299.0	77.9	146.5	10.8	0.438	1.011
23MY0707A	0 Y3	0.271E-03	1.011	1.012	1.022	28.2	10.3	127.9	42.9	287.7	45.3	0.035	1.022
23MY0708A	0 Y3	0.239E-03	1.011	1.003	1.014	36.4	20.0	302.8	9.7	188.3	67.5	-0.619	1.015
23MY0701A	0 Y3	0.723E-03	1.003	1.008	1.011	31.1	2.4	295.7	65.8	122.1	24.0	0.418	1.011
23MY0801A	0 Y3	0.981E-04	1.018	1.060	1.079	286.9	69.3	119.9	20.2	28.3	4.3	0.528	1.083
23MY0802A	0 Y3	0.482E-04	1.011	1.042	1.053	88.8	42.7	275.6	47.1	181.9	3.4	0.576	1.056
23MY0804A	0 Y3	0.135E-03	1.025	1.026	1.052	183.8	16.7	90.0	12.5	324.8	68.9	0.026	1.052
23MY0805A	0 Y3	0.827E-04	1.026	1.021	1.047	188.5	7.9	278.8	2.6	26.8	81.7	-0.110	1.047
23MY0806A	0 Y3	0.202E-03	1.040	1.023	1.063	314.6	41.9	202.8	22.4	92.8	39.7	-0.270	1.064
23MY0807A	0 Y3	0.149E-03	1.020	1.024	1.044	8.1	2.1	98.9	21.8	272.9	68.1	0.085	1.044
23MY0901A	0 Y2	0.365E-01	1.021	1.014	1.036	186.1	48.1	310.0	26.6	56.6	29.7	-0.188	1.036
23MY0902A	0 Y2	0.375E-01	1.018	1.031	1.049	199.0	43.3	332.6	36.2	82.7	25.1	0.266	1.049
23MY0903A	0 Y2	0.377E-01	1.026	1.018	1.045	177.2	32.5	339.0	56.2	81.8	8.5	-0.166	1.045
23MY0904A	0 Y2	0.223E-01	1.039	1.012	1.052	195.4	54.7	52.6	29.4	312.2	17.7	-0.516	1.055
23MY0905A	0 Y2	0.275E-01	1.030	1.007	1.037	210.5	56.4	356.5	28.9	95.4	15.7	-0.615	1.039
23MY0906A	0 Y2	0.268E-01	1.023	1.012	1.035	186.5	67.4	60.6	13.7	326.1	17.6	-0.306	1.036