



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

**ORIGEN DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA DEL PLUTÓN GRANODIORITA
CERRO DEL PINGO (25°40´S - 70°15´O): IMPLICANCIAS EN RELACIÓN A
SU MECANISMO DE EMPLAZAMIENTO**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JOSÉ IGNACIO SALDÍAS MEZA

PROFESOR GUÍA:

CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MAURICIO ESPINOZA VARGAS

FRANCISCO GUTIERREZ FERRER

SANTIAGO DE CHILE

2015

RESUMEN

La Granodiorita Cerro del Pingo (GCP) corresponde a un intrusivo epizonal de edad Cretácico Inferior (ca. 130 – 127 Ma), compuesto por granodioritas y tonalitas de biotita y anfíbola de grano medio y tonalitas de piroxeno, el cual se encuentra emplazado directamente al este de la rama oriental del Sistema de Fallas de Atacama (SFA). En su extremo sur, la GCP presenta localmente una foliación mesoscópica subparalela a la traza del SFA y, a lo largo de su borde occidental, desarrollo de milonitas y protomilonitas asociado a la actividad transcurrente sinistral de dicho sistema. Varios procesos han sido planteados para explicar el origen de las fábricas desarrolladas en plutones graníticos; algunos se refieren a procesos propios de la dinámica interna de la cámara magmática (e.g. Gutiérrez *et al.*, 2013), mientras que otros las atribuyen a la actividad tectónica sin- y/o post-emplazamiento (e.g. Wilson *et al.*, 1999). Por otro lado, el estudio estructural de plutones graníticos ha avanzado debido al uso de la técnica de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM). Esta técnica ha sido capaz de proporcionar una descripción cuantitativa de la fábrica magnética, la que usualmente es coaxial a la fábrica magmática. De esta manera, el objetivo de este estudio es interpretar el origen de la fábrica magnética presente en la GCP. Para lograrlo se realizó un estudio de ASM y de las propiedades magnéticas de este plutón.

Se muestreó el plutón en 38 sitios obteniéndose 386 especímenes orientados *in situ*. La orientación y magnitud de los ejes principales del elipsoide de ASM fueron determinados mediante un susceptibilímetro Kappabridge KLY-3S, con una resolución de 3×10^{-8} SI. Además, se realizaron mediciones de temperatura de Curie en muestras seleccionadas de las distintas *facies* de la GCP, en conjunto con análisis petrográficos orientados a identificar los minerales portadores magnéticos presentes. Por último, se realizó un análisis macro- y microestructural de la GCP y las milonitas del SFA, para establecer la cinemática de los desplazamientos ocurridos a lo largo de la rama oriental del SFA y examinar el estado en que la GCP adquirió la fábrica magnética.

Los resultados indican que la fábrica magnética de las *facies* granodioritas y tonalitas de biotita y anfíbola se encuentra definida por magnetita, mientras que en la *facies* tonalitas de piroxeno ésta se encuentra definida por piroxeno o, eventualmente, por una combinación entre piroxeno y magnetita. Por otro lado, la fábrica magnética es principalmente oblata y muestra dos patrones bien definidos al interior del plutón. Por un lado, la mitad occidental del plutón (próxima al SFA) se encuentra caracterizada por foliaciones subverticales y lineaciones subhorizontales, ambas con orientación NNE a NS; mientras que la mitad oriental del plutón (distal al SFA), presenta foliaciones subhorizontales de rumbo variable y lineaciones subhorizontales de orientación NE a EW. Las fábricas registradas en la mitad occidental del plutón son consistentes con el campo de deformación regional inducido por la actividad transcurrente sinistral de la rama oriental del SFA, por lo tanto, se interpreta que estas fábricas se desarrollaron durante emplazamiento sintectónico. En tanto, la fábrica oblata subhorizontal registrada en la mitad oriental del plutón sugiere que el magma intruyó lateralmente a través de una discontinuidad horizontal en el basamento, desarrollándose un emplazamiento activo en este sector del plutón.

DEDICATORIA

A mis padres, Eduardo y María Elisa, por su ejemplo de esfuerzo, su infinito cariño y su apoyo incondicional durante toda la vida. A Rocío y Agustín, mis amores y mis compañeros durante toda esta etapa difícil de perseverancia y sacrificio. A mi abuela María Gabriela, a mi hermana María Elisa y a mi segunda madre Mary, por creer en mí siempre.

AGRADECIMIENTOS

Por su apoyo permanente, por los datos y las discusiones que permitieron el desarrollo de esta memoria, quiero agradecer a Mauricio Espinoza y a Juan Pablo Contreras (Servicio Nacional de Geología y Minería; SERNAGEOMIN).

Agradezco también a la comisión académica que guió este trabajo: a César Arriagada (Universidad de Chile), quien contribuyó a la realización de esta memoria; y a Francisco Gutiérrez (Universidad de Chile), quien me apoyó en los fundamentos teóricos durante la realización de este trabajo.

Agradezco a mis compañeros del Grupo Taltal: a Laura Varas, a José Escribano, a Carolina Miralles, a Grisela Matamala, a Jan Domagala, a Javier Álvarez y a Rodrigo Jorquera, por la buena onda y el grato ambiente de trabajo.

Por su apoyo logístico en las campañas de terreno, agradezco a Sergio Ordenes, a Sergio Burdiles, al Toño y a Mario Martínez, quienes hicieron posible el exitoso trabajo durante los días de campo.

Agradezco también a Natalia Astudillo y a Andrew Tomlinson del SERNAGEOMIN, por sus críticas siempre constructivas.

Por la buena onda y apoyo durante el trabajo de laboratorio, agradezco a Matías Peña, a Kathy Narea, a Iván Gómez y a Juan Becerra.

Agradezco en general a todos con quienes compartí durante la carrera; a mis compañeros de plan común, geología y amigos, a los funcionarios del Departamento de Geología y a sus académicos.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	i
DEDICATORIA	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Formulación del problema	1
1.2 Objetivos	3
1.2.1 Objetivo general	3
1.2.2 Objetivos específicos.....	3
1.3 Hipótesis de trabajo.....	3
1.4 Metodología	4
1.4.1 Muestreo de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética.....	4
1.4.2 Análisis de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética	5
1.4.3 Análisis de temperatura de Curie.....	6
1.4.4 Análisis de microestructuras	6
2 MARCO GEOLÓGICO	7
2.1 Marco Geológico Regional	7
2.1.1 Jurásico-Cretácico Inferior.....	7
2.2 Marco Geológico Local.....	11
2.2.1 Paleozoico Superior.....	11
2.2.2 Cretácico Inferior	11
2.3 Geología Estructural.....	12
2.3.1 Sistema de Fallas de Atacama (SFA)	12
2.3.1.1 Rama occidental del SFA.....	12
2.3.1.2 Rama oriental del SFA	12
2.3.2 Falla Taltal.....	13
3 MUESTREO PARA ESTUDIO DE ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y GEOLOGÍA EN TERRENO	14
4 RESULTADOS	19
4.1 Mineralogía Magnética	19
4.1.1 Susceptibilidad Magnética Media.....	19
4.1.2 Temperatura de Curie.....	22
4.2 Fábrica Magnética	23
4.2.1 Elipsoide de ASM	23
4.2.2 Grado de anisotropía.....	29

4.2.2.1	Parámetro de forma T	30
4.2.2.2	Anisotropía Corregida (P')	32
4.2.2.3	Foliación Magnética (F)	37
4.2.2.4	Lineación Magnética (L)	42
4.3	Microestructuras	47
4.3.1	Granodiorita Cerro del Pingo	47
4.3.2	Milonitas de la rama oriental del Sistema de Fallas de Atacama	49
5	DISCUSIÓN	50
5.1	Parámetro anisotropía (P') como indicador de la intensidad de la deformación	50
5.2	Interpretación de la fábrica magnética de la GCP	53
5.2.1	Dominio I	54
5.2.2	Dominio II	55
5.2.3	Dominio III	55
5.3	Temporalidad de la adquisición de la fábrica magnética durante el emplazamiento	56
6	CONCLUSIONES	58
	BIBLIOGRAFÍA	59
	ANEXO A: Marco Teórico	62
	ANEXO B: Análisis de temperatura de Curie	77

1 INTRODUCCIÓN

El presente trabajo se enmarca en el área correspondiente a la Carta Cerro del Pingo (escala 1:100.000) del Plan Nacional de Geología de SERNAGEOMIN. Esta carta geológica se localiza en la Cordillera de la Costa de las regiones de Antofagasta y de Atacama, entre los 25°30′-26°00′S y 70°00′-70°30′O.

1.1 Formulación del problema

En el área de estudio (Fig. 1), ubicada en la Cordillera de la Costa aproximadamente a los 25°40′S-70°15′O, afloran rocas plutónicas de edad Cretácico Inferior pertenecientes a la Granodiorita Cerro del Pingo (GCP; Espinoza *et al.*, 2014). Esta unidad, compuesta por granodioritas y tonalitas de biotita y anfíbola de grano medio, se encuentra expuesta directamente al este de la rama oriental del Sistema de Fallas de Atacama (SFA), donde cubre un área de 60 Km². Durante el Cretácico Temprano esta unidad intruyó rocas plutónicas jurásicas y del basamento Paleozoico (Espinoza *et al.*, 2014).

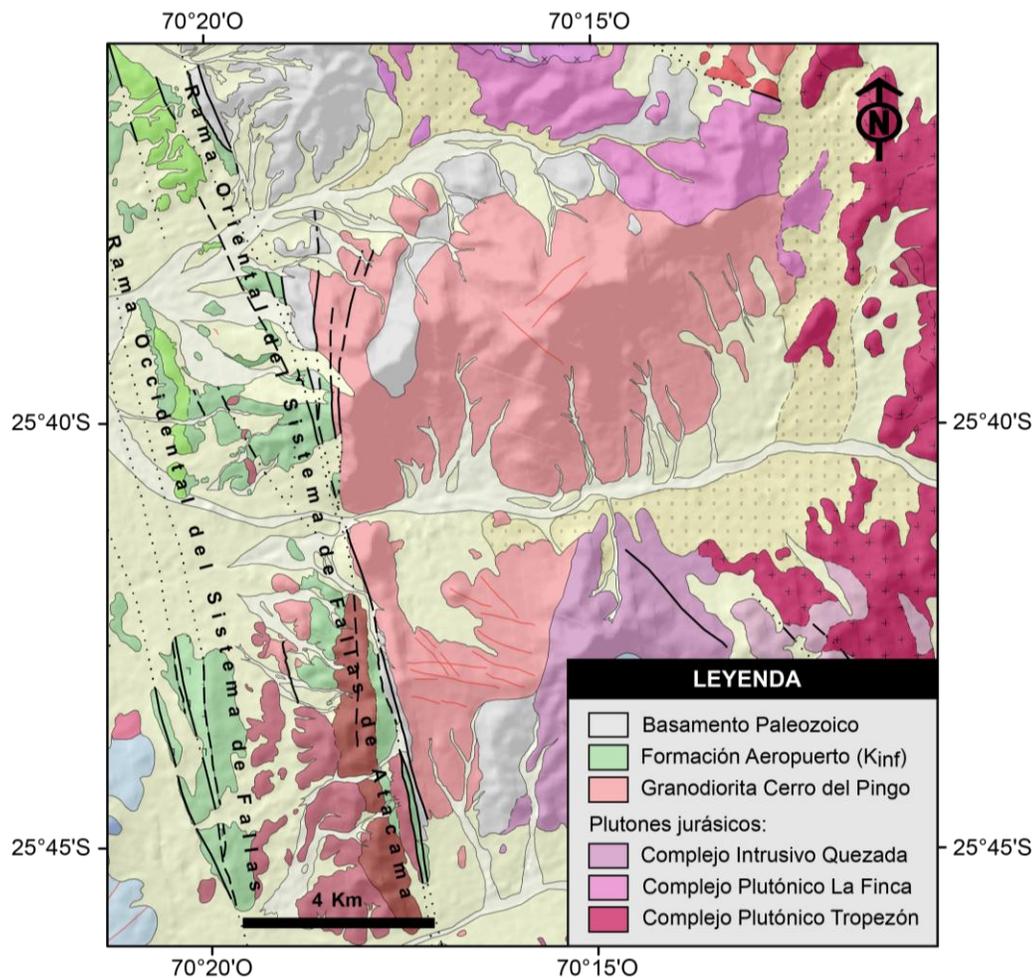


Figura 1. Mapa geológico de la Carta Cerro del Pingo 1:100.000 (Cordillera de la Costa, 25°35′-25°45′S). Modificado de Espinoza *et al.* (2014).

En su extremo sur, la GCP presenta localmente una foliación mesoscópica subparalela a la traza del SFA y, a lo largo de su borde occidental, desarrollo de milonitas y protomilonitas asociado a la actividad de dicho sistema. Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola y biotita indican edades de ~126 y ~129 Ma para la deformación del SFA, y de ~127 y ~130 Ma para el enfriamiento del plutón. La similitud entre estas edades junto con el desarrollo de fábrica mesoscópica subparalela al SFA, evidencian la estrecha relación que existió entre la deformación regional y el emplazamiento de la GCP (Espinoza *et al.*, 2014).

Como antecedente de emplazamiento sintectónico asociado a la actividad del SFA, se encuentra el estudio realizado por Wilson *et al.* (1999) en el plutón Las Tazas. Este plutón, ubicado al sur del área de estudio, corresponde a un cuerpo granodiorítico con una edad cercana a los 130 Ma (Wilson *et al.*, 2000), por lo que constituye la correlación directa hacia el sur de la GCP. De acuerdo con Wilson *et al.* (1999), el plutón Las Tazas intruyó sintectónicamente al SFA durante un cambio cinemático local a lo largo de la zona de falla, que pasó desde un cizallamiento vertical a transcurrencia dextral.

El estudio de la relación entre emplazamiento y estructuras regionales es importante ya que los plutones pueden ser un medio para determinar la edad de los eventos de deformación (Archanjo *et al.*, 2008). A su vez, el patrón de la fábrica magmática puede registrar el campo de deformación del magma durante la etapa final del emplazamiento (Paterson *et al.*, 1998), de modo que su determinación permite abordar la relación entre emplazamiento y deformación regional. En ese sentido, varios estudios (*e.g.* Hutton, 1988; Brown y Solar, 1998; Paterson *et al.*, 1998) han indicado que el emplazamiento puede ser considerado sintectónico si el patrón de la fábrica magmática es consistente con el campo de deformación regional. Además, también ha sido ampliamente aceptada la idea de que las fábricas planares y lineares desarrolladas en plutones graníticos son resultado de la interacción entre la dinámica interna del magma durante su cristalización y la tectónica regional durante el emplazamiento (Mezeme *et al.*, 2007). Por lo tanto, se deben tener en cuenta estos dos contextos al momento de realizar interpretaciones sobre el proceso que originó la fábrica magmática.

En vista de que hasta la fecha se desconoce el origen de las petrofábricas presentes en la GCP, en este estudio se propone caracterizar su fábrica magnética por medio de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM), una técnica de bajo costo, rápida y precisa, capaz de proporcionar una descripción cuantitativa de la fábrica mineral (Bouchez, 1997). Las direcciones principales de ASM corresponden a la lineación y foliación magnética, las cuales usualmente son coaxiales a la lineación y foliación magmática, respectivamente (Archanjo *et al.*, 1995). En forma complementaria al análisis de las direcciones principales de ASM, se propone realizar mediciones de temperaturas de Curie en muestras seleccionadas de la GCP con el fin de identificar la fracción mineral que controla la susceptibilidad magnética y direcciones de anisotropía. Por último, se propone realizar un análisis microestructural de las milonitas del SFA y de la GCP para establecer la cinemática de los desplazamientos ocurridos a lo largo de la

rama oriental del SFA y examinar el estado (sólido o magmático) en que la GCP adquirió la fábrica.

Finalmente, la integración de este estudio con los trabajos ya realizados en el sector de la Carta Cerro del Pingo permitirá entender de mejor manera la temporalidad de la actividad de la rama oriental del Sistema de Fallas de Atacama y su relación con el emplazamiento de la Granodiorita Cerro del Pingo.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Interpretar el origen de la fábrica magnética de la Granodiorita Cerro del Pingo.

1.2.2 Objetivos específicos

1. Determinar la fábrica magnética de la Granodiorita Cerro del Pingo.
2. Determinar la mineralogía magnética que controla la susceptibilidad magnética y direcciones de anisotropía, en cada *facies* de la Granodiorita Cerro del Pingo.
3. Determinar la cinemática de la rama oriental del SFA y el estado en que la Granodiorita Cerro del Pingo adquirió la fábrica magnética.

1.3 Hipótesis de trabajo

La fábrica magnética desarrollada en el plutón Granodiorita Cerro del Pingo es resultado de la interacción entre la dinámica interna del magma durante su cristalización y la tectónica regional durante el emplazamiento. De esta manera, en su fábrica magnética se encontraría registrada la deformación del magma asociada tanto a procesos magmáticos como a la actividad de la rama oriental del Sistema de Fallas de Atacama.

1.4 Metodología

1.4.1 Muestreo de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética

El muestreo para el análisis de la ASM se realizó a lo largo de 38 sitios regularmente espaciados por una distancia promedio de 600 m. Utilizando una perforadora manual con lubricación por agua (Fig. 2a) se extrajo en cada sitio un promedio de 6 testigos, los cuales se orientan *in situ* utilizando un orientador conformado por un inclinómetro, un compás magnético y un compás solar (Fig. 2c), de modo que para cada muestra se midió la inclinación, azimut magnético y, en caso de que fuera posible, también se registró el azimut solar y la hora de medición.

A continuación, se detalla el procedimiento de muestreo:

- i. Se inserta el orientador, luego éste se regula y posteriormente se registran los datos de inclinación, azimut magnético y, en caso de haber sol, también se registran el azimut solar y hora de medición.
- ii. Se inserta un alambre de bronce a través de la ranura del orientador para marcar una línea a lo largo del testigo. Luego, en el techo del testigo se marca con plumón una línea perpendicular a la línea de bronce.
- iii. Se retira el orientador y se extrae el testigo para remarcar la línea de bronce con un rayador y plumón, marcando además líneas oblicuas para indicar la base del testigo (Fig. 2b).
- iv. Se etiqueta el testigo con el código, número de sitio y muestra (Fig. 2d).

Posteriormente, cada testigo se cortó en el laboratorio obteniendo uno o dos especímenes de 25 mm de diámetro y 22 mm de altura (tamaño estándar). Así, finalmente cada sitio es representado aproximadamente por 10 especímenes que conforman un volumen de roca total aproximado de 108 cm³.

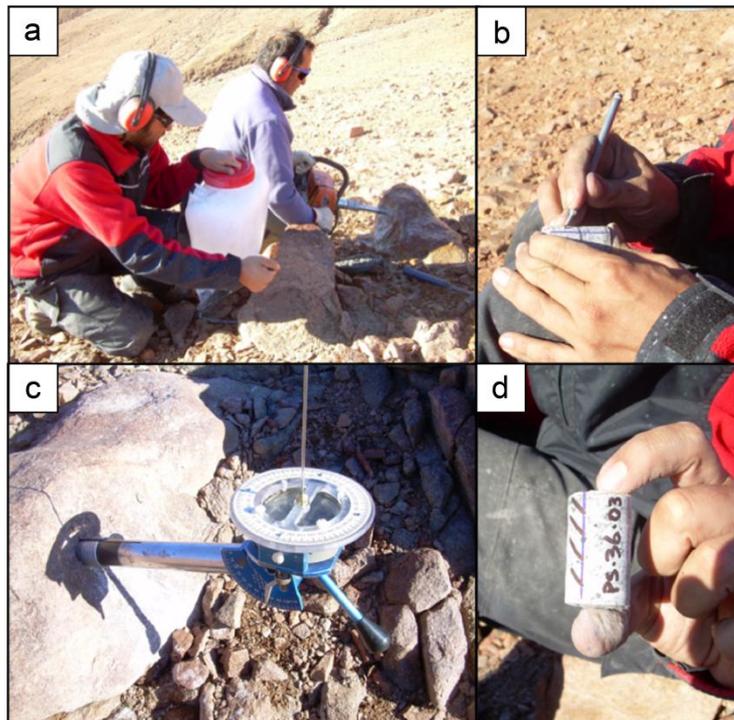


Figura 2. a) Perforadora manual con lubricación por agua. b) Marca de línea orientadora del testigo. c) Orientador. d) Etiquetado de la muestra.

1.4.2 Análisis de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética

La medición de la ASM se realizó en el Laboratorio de Paleomagnetismo y Tectónica del Departamento de Geología de la Universidad de Chile mediante un susceptibilímetro Kappabridge KLY-3S con una resolución de 3×10^{-8} SI, el cual aplica un campo magnético de baja intensidad ($<1\text{mT}$) sobre la muestra, para luego medir la susceptibilidad magnética a lo largo de 15 orientaciones y calcular finalmente la orientación y magnitud de los ejes principales del elipsoide de ASM (Fig. 3). El análisis de los datos obtenidos se realizó con el software AMS OSX desarrollado por Pierrick Roperch y el software Anisoft desarrollado por Agico Ltd.

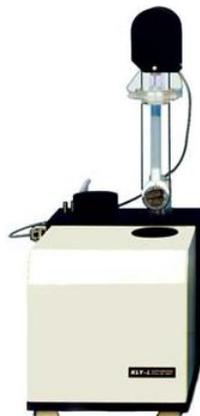


Figura 3. Susceptibilímetro Kappabridge KLY-3S para la medición de ASM.

1.4.3 Análisis de temperatura de Curie

El análisis de temperatura de Curie se realizó en el Laboratorio de Paleomagnetismo y Tectónica del Departamento de Geología de la Universidad de Chile mediante un Kappabridge KLY-3S (Fig. 4). Este análisis permite caracterizar la mineralogía magnética de acuerdo con su temperatura de Curie (ver Anexo A).



Figura 4. Kappabridge KLY-3S para análisis de temperatura de Curie.

1.4.4 Análisis de microestructuras

La confección de cortes transparentes orientados se realizó en el taller de cortes del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). Posteriormente, el análisis microestructural se llevó a cabo en el Laboratorio de Petrografía de la misma institución, utilizando un microscopio Olympto BX51 en modo luz polarizada (Fig. 5).



Figura 5. Microscopio Olympto BX51.

2 MARCO GEOLÓGICO

2.1 Marco Geológico Regional

Las unidades descritas a continuación corresponden principalmente a secuencias volcánicas e intrusivos plutónicos del Jurásico y Cretácico Inferior, las cuales representan el arco volcánico-magmático desarrollado en el margen occidental de Gondwana durante el Jurásico y Cretácico Inferior (Mpodozis y Ramos, 2008).

2.1.1 Jurásico-Cretácico Inferior

Formación La Negra (Jurásico Inferior-Superior)

La Formación La Negra aflora principalmente al sur-oeste del área de estudio y corresponde a una potente secuencia de lavas porfíricas con escasas intercalaciones de brechas piroclásticas y areniscas tobáceas rojas (Fig. 6). Esta unidad se presenta paraconcordante bajo los estratos de la Formación Aeropuerto y en discordancia angular y de erosión bajo sedimentos poco consolidados y no consolidados del Mioceno y Holoceno. En el área de estudio, se encuentra intruída por el Complejo Intrusivo Quezada y numerosos cuerpos hipabisales jurásicos, los cuales forman parte del Batolito Jurásico-Cretácico Inferior (Fig. 6b). Por último, a esta formación se le ha asignado una edad Jurásica amplia sobre la base su contenido fosilífero (Covacevich, 1982 *in* Naranjo y Puig, 1984; Rubilar, 2012 *in* Escribano *et al.*, 2013) y datos geocronológicos (Escribano *et al.*, 2013; Espinoza *et al.*, 2014).

Batolito Jurásico-Cretácico Inferior (informal)

El Batolito Jurásico-Cretácico Inferior se encuentra conformado principalmente por granodioritas, tonalitas, monzodioritas y dioritas, además de algunos monzo y sienogranitos. En esta unidad se agrupan rocas pertenecientes a los Complejos Intrusivos Quezada, Barreal Seco y Librillos, a los Complejos Plutónicos La Finca y Tropezón, y también a los plutones Granodiorita Cerro Concha, Diorita Septiembre, Granodiorita Goyenechea y Granodiorita Cerro del Pingo. Para estas rocas intrusivas se han obtenido edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y anfíbola comprendidas entre los 177 y 101 Ma (Espinoza *et al.*, 2014). A continuación, se describen brevemente las unidades intrusivas que afloran al interior del área de estudio (Fig. 6b):

Granodiorita Cerro Concha (ca. 177 Ma)

El plutón Granodiorita Cerro Concha aflora de manera restringida en el sector sur del área de estudio y se encuentra constituido principalmente por granodioritas y en menor medida por tonalitas. Esta unidad intruye al Complejo Epimetamórfico Chañaral y es intruída por el Complejo Intrusivo Quezada (Fig. 6b). Espinoza *et al.*, (2014) obtuvieron una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de $177,4 \pm 0,4$ Ma la cual interpretaron como edad cercana a la cristalización de esta unidad.

Intrusivos Hipabisales del Jurásico (Jurásico Superior)

Esta unidad aflora de manera restringida en el sector sur-occidental del área de estudio y se encuentra constituida por pórfidos de composición andesítica, diorítica y granodiorítica que intruyen exclusivamente a la Fm. La Negra. No existen datos geocronológicos absolutos para esta unidad, sin embargo sus relaciones de contacto con la Fm. La Negra permiten proponer una edad Jurásico Superior (Espinoza *et al.*, 2014).

Complejo Intrusivo Quezada (ca. 153-147 Ma)

El Complejo Intrusivo Quezada aflora en el sector sur-oriental del área de estudio y se encuentra conformado principalmente por monzodioritas y tonalitas, las que varían a granodioritas y granitos subordinados. Al norte de la quebrada de La Cachina, esta unidad intruye al Complejo Epimetamórfico Chañaral, a la Fm. La Negra y a la Granodiorita Cerro Concha. Mientras que al sur de la quebrada Cifuncho, es intruída por el Complejo Plutónico Tropezón y la Granodiorita Cerro del Pingo (Fig. 6b). Espinoza *et al.*, (2014) obtuvieron edades de cristalización U-Pb en circón que varían entre 153 y 147 Ma, y edades de cristalización $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y anfíbola que van desde 149 a 147 Ma. Estas edades indican un rango de edad para el emplazamiento de esta unidad entre los 153 y 147 Ma.

Complejo Plutónico La Finca (ca. 149-139 Ma)

El Complejo Plutónico La Finca aflora en el sector nor-oriental del área de estudio y corresponde a granodioritas y tonalitas. Esta unidad intruye al Complejo Epimetamórfico Chañaral y es intruída por el Complejo Plutónico Librillo y la Granodiorita Cerro del Pingo (Fig. 6b). Espinoza *et al.*, (2014) obtuvieron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y anfíbola comprendidas entre los 149 y 139 Ma, indicando una edad Titoniano - Berriasiano para la actividad de emplazamiento de esta unidad.

Complejo Plutónico Tropezón (ca. 110 Ma)

El Complejo Plutónico Tropezón aflora en el sector oriental del área de estudio y se encuentra conformado principalmente por tonalitas y granodioritas. Esta unidad intruye al Complejo Intrusivo Quezada, a la Granodiorita Cerro del Pingo y al Complejo Plutónico La Finca (Fig. 6b). Tornos *et al.*, (2010) reportan una datación U-Pb en circón de $110 \pm 2,1$ Ma, la cual ha sido interpretada por Espinoza *et al.*, (2014) como la edad de cristalización de esta unidad.

Intrusivos Hipabisales del Cretácico Inferior (Cretácico Inferior)

Esta unidad aflora en el sector sur-occidental del área de estudio, entre las ramas del SFA, y se encuentra constituida por pórfidos de composición andesítica, dioritas y microdioritas que, en el área de estudio, intruyen exclusivamente a la Fm. Aeropuerto

(Fig. 6b). Las Cenizas (2007) reporta una edad de alteración $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en actinolita de 118 Ma, la cual se interpreta como una edad mínima para esta unidad. Por su parte, Espinoza *et al.*, (2014) acota la edad de esta unidad en base a la relación de intrusión con la Fm. Aeropuerto y su edad de alteración, asignándole un rango de edad entre los 127,7 y 118 Ma.

Complejo Intrusivo Librillo (ca. 106-101 Ma)

El Complejo Intrusivo Librillo aflora de manera restringida en el sector norte del área de estudio y se encuentra constituido principalmente por monzodioritas y dioritas. Esta unidad se encuentra en contacto estructural con el Complejo Plutónico La Finca por medio de la Falla Taltal (Fig. 6b). Espinoza *et al.*, (2014) obtuvieron una edad de cristalización U-Pb en circón de $106,2 \pm 0,7$ Ma y edades de enfriamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita entre 104 y 101 Ma, las cuales indican una edad de emplazamiento en torno a los 106 Ma.

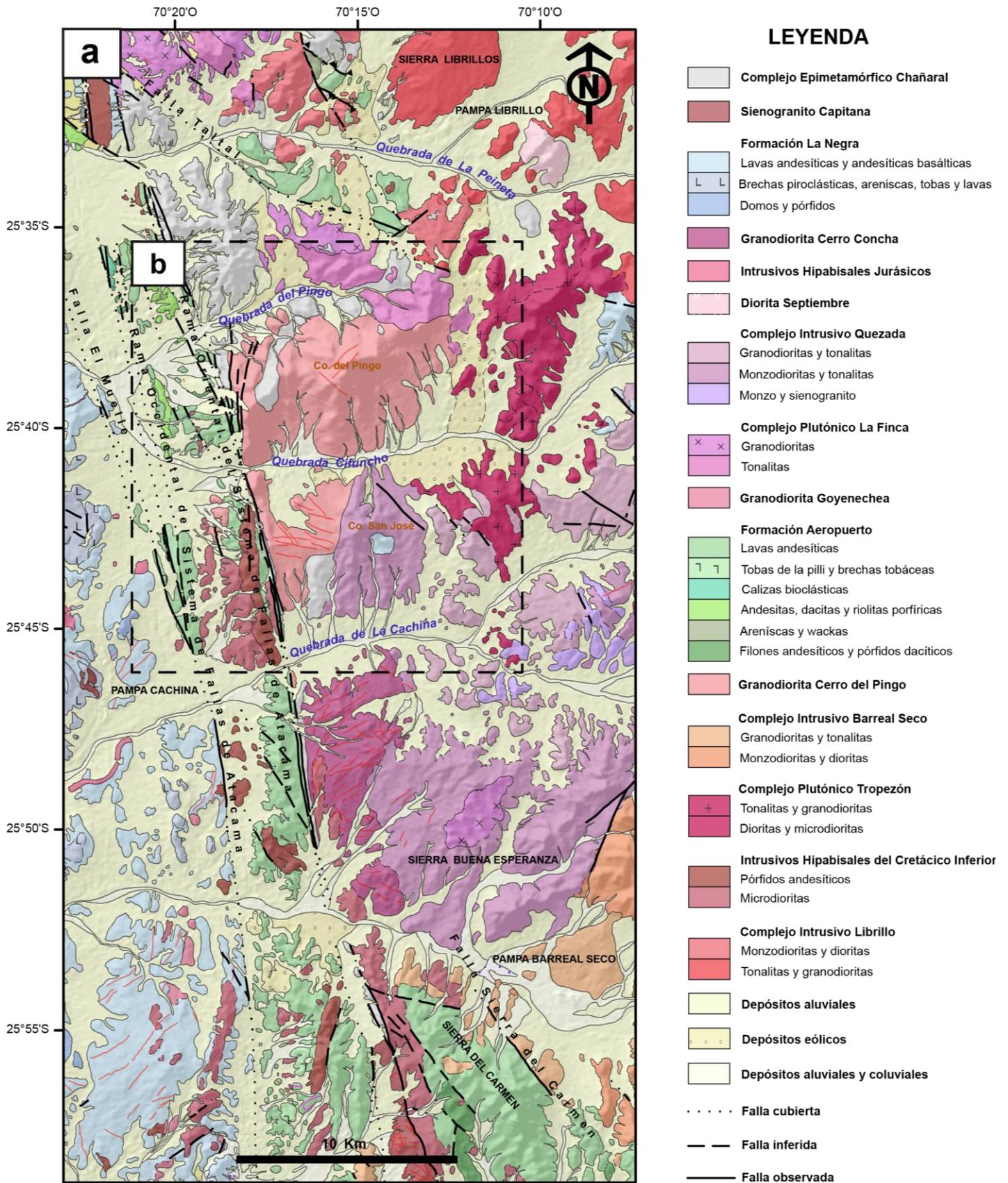


Figura 6. a) Mapa geológico de la Carta Cerro del Pingo 1:100.000 (Cordillera de la Costa, 25°30' - 25°50'S) modificado de Espinoza et al. (2014). b) Ubicación del área de estudio.

2.2 Marco Geológico Local

2.2.1 Paleozoico Superior

Complejo Epimetamórfico Chañaral (Devónico-Carbonífero)

En el área de estudio, el basamento está representado por el Complejo Epimetamórfico Chañaral, el cual se encuentra constituido por alternancias rítmicas decimétricas a métricas de areniscas, cuarcitas y metapelitas. Esta unidad aflora principalmente al sur de la intersección del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) y la Falla Taltal, donde se encuentra profusamente intruído por cuerpos plutónicos e hipabisales pertenecientes al Batolito Jurásico-Cretácico Inferior. Entre las quebradas del Pingo y La Cachina, el basamento se expone como *roof pendant* sobre el plutón Granodiorita Cerro del Pingo (Espinoza *et al.*, 2014). Por otro lado, esta unidad se encuentra en contacto estructural con la Fm. Aeropuerto y la Granodiorita Cerro del Pingo a través del SFA (Fig. 6b). En cuanto a su edad, ésta ha sido determinada sobre la base de su registro fosilífero, el cual indica un rango amplio entre el Devónico y el Carbonífero (Bell, 1987; Bahlburg, 1987; Bahlburg y Breitzkreuz, 1993; Covacevich, 1982).

2.2.2 Cretácico Inferior

Formación Aeropuerto (Cretácico Inferior)

La Formación Aeropuerto aflora en el sector occidental del área de estudio, conformando una franja discontinua de elongación NNO al interior de la paleodepresión tectónica generada por la actividad transtensional de las ramas del SFA (Taylor *et al.*, 1998). Esta unidad se encuentra constituida principalmente por lavas andesíticas, dacíticas y riolíticas, y en menor medida por tobas de lapilli y tufitas. Por otro lado, se encuentra en contacto estructural con la Formación La Negra, el Complejo Epimetamórfico Chañaral, cuerpos Intrusivos Hipabisales del Cretácico Inferior y con el plutón Granodiorita Cerro del Pingo (Fig. 6b). Por último, Las Cenizas (2007) y Espinoza *et al.*, (2014) reportan edades U-Pb en circón que sitúan al volcanismo intermedio/ácido de esta unidad entre los 141 y 138 Ma.

Granodiorita Cerro del Pingo (ca. 130-127 Ma)

La Granodiorita Cerro del Pingo aflora en el sector central del área de estudio, al este de la rama oriental del SFA, donde describe una característica forma triangular la cual se acuña hacia el sur, abarcando una superficie total aproximada de 60 km². Esta unidad se encuentra constituida principalmente por granodioritas de biotita y anfíbola, aunque de manera restringida hacia el contacto con la rama oriental del SFA, presenta tonalitas de biotita y anfíbola que varían hacia facies que presentan un metamorfismo dinámico y termal.

Por otro lado, los márgenes norte, sur y occidental de esta unidad intruyen al Complejo Epimetamórfico Chañaral, el cual conforma un *roof pendant* de forma tabular inferida

que mantee hacia el NE. Además, intruye al Complejo Intrusivo Quezada y al Complejo Plutónico La Finca en su margen oriental. Por otra parte, el margen occidental de la unidad se encuentra en contacto estructural por medio de la rama oriental del SFA con la Formación Aeropuerto y el Complejo Epimetamórfico Chañaral, donde se observa localmente el desarrollo de milonitas. Finalmente, esta unidad es cubierta, en contacto por erosión, por los depósitos aluviales, coluviales y eólicos del Neógeno (Fig.6b).

En cuanto a la edad de esta unidad, Espinoza *et al.*, (2014) obtuvieron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola de $127,4 \pm 1,1$ y $127,5 \pm 1,5$ Ma para la cristalización de su sección norte, y de $130 \pm 0,3$ Ma en biotita para la cristalización de su sección sur. Asimismo, en protomilonitas de biotita y anfíbola, ubicadas específicamente en el margen occidental de su sección sur, obtuvieron edades de deformación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $128,0 \pm 0,3$ Ma en biotitas neoformadas. Así, este conjunto de edades marca un intervalo bien acotado para la edad de emplazamiento y deformación del plutón, situándola en el Barremiano (Espinoza *et al.*, 2014).

2.3 Geología Estructural

2.3.1 Sistema de Fallas de Atacama (SFA)

El SFA corresponde a un sistema de fallas asociado a subducción, el cual se extiende por cerca de 1.000 km entre La Serena e Iquique (Brown *et al.*, 1993). En particular, las fallas del SFA que abarca el área de estudio corresponden al segmento El Salado (Naranjo y Puig, 1984), el cual se desarrolla desde la Bahía Nuestra Señora, al norte de la ciudad de Taltal, extendiéndose hasta La Serena, por el sur. En el área de estudio (Fig. 6b), el SFA se ubica en el sector occidental donde presenta una orientación NNO a NS y se compone de al menos dos ramas principales subparalelas las cuales presentan superficies de falla subverticales (Espinoza *et al.*, 2014).

2.3.1.1 Rama occidental del SFA

La rama occidental del SFA coloca en contacto rocas volcánicas de las formaciones La Negra y Aeropuerto (Naranjo y Puig, 1984). Además, a lo largo de su traza se ha reconocido únicamente deformación frágil (Espinoza *et al.*, 2014).

2.3.1.2 Rama oriental del SFA

La rama oriental del SFA coloca en contacto rocas volcánicas de la Formación Aeropuerto por el oeste con niveles estructuralmente más profundos al este: Batolito Jurásico-Cretácico Inferior y el basamento Paleozoico. Además, en esta rama el mecanismo de deformación es principalmente frágil aunque localmente se ha reconocido milonitización asociada al emplazamiento de la Granodiorita Cerro del Pingo (Espinoza *et al.*, 2014). Por otro lado, Brown *et al.* (1993) y Espinoza *et al.* (2014) han reportado indicadores cinemáticos frágiles y dúctiles, respectivamente, indicando una

cinemática de rumbo sinistral en la rama oriental del SFA. Finalmente, para la actividad de esta rama Espinoza *et al.* (2014) obtuvieron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $128,0 \pm 0,3$ Ma en biotitas neoformadas y de $125,7 \pm 0,5$ Ma en porfidoblastos de anfíbola, las cuales fueron muestreadas en torno al margen occidental de las secciones sur y norte de la Granodiorita Cerro del Pingo, respectivamente.

2.3.2 Falla Taltal

La Falla Taltal, ubicada directamente al norte del área de estudio, corresponde a una estructura frágil de alto ángulo y dirección NO, que corta y desplaza en sentido sinistral a ambas ramas del SFA. Corresponde a una falla oblicua transpresiva sinistral, la cual alza el bloque nor-oriental y habría estado relacionada a la acomodación de rotaciones horarias (Espinoza *et al.*, 2014).

3 MUESTREO PARA ESTUDIO DE ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y GEOLOGÍA EN TERRENO

El muestreo realizado en las inmediaciones del Cerro del Pingo, al norte y sur de la Qda. Cifuncho, comprende un total de 38 sitios (386 especímenes) que abarcan afloramientos de la Granodiorita Cerro del Pingo (36 sitios), milonitas de la rama oriental del Sistema de Falla de Atacama (1 sitio) y un cuerpo hipabasal de la Fm. Aeropuerto como roca de caja (1 sitio).

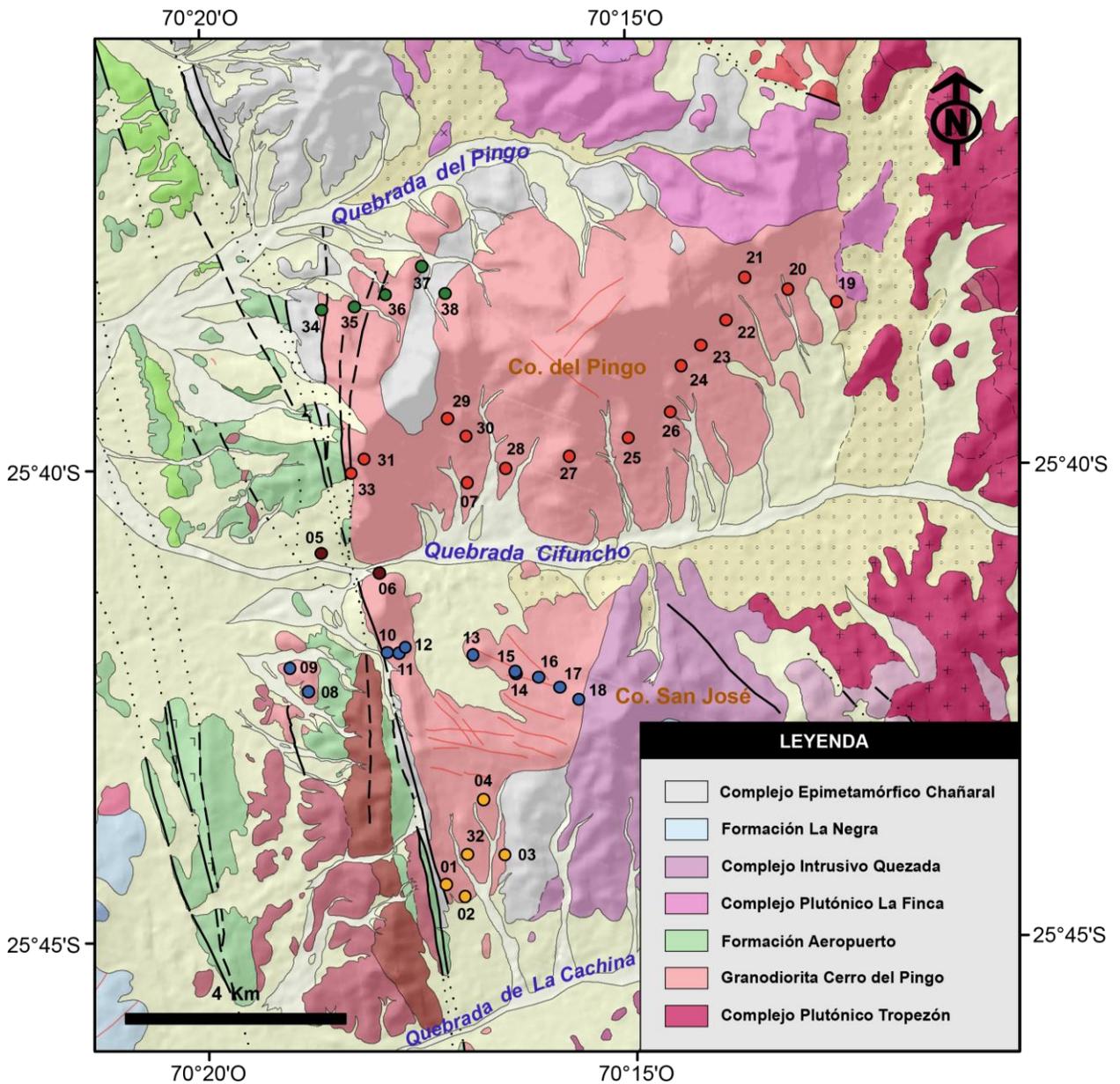


Figura 7. Ubicación y distribución de los sitios de muestreo al interior del área de estudio.

La distribución de los sitios de muestreo al interior del área de estudio describe un arreglo de cuatro transectas este-oeste que recorren la Granodiorita Cerro del Pingo (GCP) desde su margen occidental, adyacente a la rama oriental del Sistema de Fallas de Atacama (SFA), hasta su margen oriental, donde intruye al Complejo Plutónico La Finca, al Complejo Intrusivo Quezada y al Complejo Epimetamórfico Chañaral. De esta manera, en la sección norte del plutón se definen las transectas Qda. del Pingo y Cerro del Pingo, mientras que en la sección sur, se definen las transectas Cerro San José y Qda. de La Cachina. Por último, al interior de la Qda. Cifuncho, en torno al SFA, se define un pequeño sector de muestreo denominado Qda. Cifuncho (Fig. 7 y Tabla 1).

Tabla 1. Sitios y unidades geológicas abarcadas por las distintas transectas.

SECCIÓN NORTE					
Transecta	Sitio	UTM N	UTM E	Unidad Geológica	Facies
Qda. del Pingo	PS34	7163685	368435	Granodiorita C° Pingo	Tonalita de Bt y Anf
	PS35	7163744	369150	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS36	7163985	369757	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS37	7164541	370461	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS38	7164008	370915	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
Cerro del Pingo	PS33	7160501	369071	Milonita	Tonalita de Piroxeno
	PS31	7160773	369328	Granodiorita C° Pingo	Tonalita de Piroxeno
	PS29	7161574	370950	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS30	7161222	371315	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS07	7160317	371342	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS28	7160600	372081	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS27	7160839	373328	Granodiorita C° Pingo	Tonalita de Piroxeno
	PS25	7161195	374481	Granodiorita C° Pingo	Tonalita de Piroxeno
	PS26	7161697	375299	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS24	7162601	375509	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS23	7162998	375889	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS22	7163491	376384	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS21	7164327	376748	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS20	7164104	377593	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
PS19	7163853	378540	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf	
Qda. Cifuncho	PS05	7158931	368443	Fm. Aeropuerto	Hipabisal
SECCIÓN SUR					
Transecta	Sitio	UTM N	UTM E	Unidad Geológica	Facies
Qda. Cifuncho	PS06	7158546	369574	Granodiorita C° Pingo	Tonalita de Piroxeno
Cerro San José	PS09	7156620	367901	Granodiorita C° Pingo	Tonalita de Piroxeno
	PS08	7156166	368222	Granodiorita C° Pingo	Tonalita de Piroxeno
	PS10	7156928	369801	Granodiorita C° Pingo	Tonalita de Piroxeno
	PS11	7156917	370026	Granodiorita C° Pingo	Tonalita de Piroxeno
	PS12	7157030	370157	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS13	7156886	371472	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS15	7156559	372295	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS14	7156512	372309	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS16	7156441	372756	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS17	7156250	373171	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
PS18	7156010	373538	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf	
Qda. de La Cachina	PS01	7152399	370919	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS02	7152123	371318	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS32	7152982	371366	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS04	7154053	371674	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf
	PS03	7152970	372165	Granodiorita C° Pingo	Granodiorita de Bt y Anf

Por otro lado, en terreno se pudo constatar que los afloramientos de la GCP corresponden casi exclusivamente a granodioritas y tonalitas de biotita y anfíbola, tal como observaron Espinoza *et al.* (2014). No obstante, también se observan tonalitas de piroxeno aflorando de manera restringida a lo largo del margen occidental del plutón (sitios PS06, PS08, PS09, PS11 y PS31) y en el sector céntrico de su sección norte (sitios PS25 y PS27).

Por otra parte, los afloramientos de la GCP carecen de una fábrica preferencial de escala mesoscópica; salvo en el sitio PS01 ubicado a 10 metros de la rama oriental del SFA (ver Fig. 7), donde granodioritas de biotita y anfíbola presentan una foliación subvertical definida por la orientación preferencial de estos minerales ferromagnesianos (Fig. 8). Además, en dicho sector la rama oriental del SFA pone en contacto estructural a la GCP con filitas del Complejo Epimetamórfico Chañaral, pudiendo observarse que tanto la foliación del plutón como las fracturas de las filitas se orientan subparalelas a la traza NNO del SFA. Sin embargo, ni la orientación ni la intensidad de la foliación es homogénea en el sector, presentando un aumento en la oblicuidad de su rumbo y una disminución en su intensidad, al alejarse de la rama oriental del SFA.

Por último, en el sitio PS34, ubicado adyacente a la traza NS del SFA, se observa una débil lineación mineral subhorizontal definida por cristales de anfíbola.



Figura 8. Foliación mesoscópica observada en el extremo sur del plutón (sitio PS01). Lápiz indica la orientación de la foliación definida por biotitas y anfíbolos.

En cuanto a los enclaves máficos observados principalmente en la sección sur de la GCP, estos presentan formas que van desde irregulares o poligonales hasta elipsoidales con un grado de excentricidad variable (Fig. 9a). En general, se observa un predominio de enclaves elipsoidales en los planos subhorizontales y subverticales, con una alta variabilidad en la orientación de su eje de mayor elongación. No obstante, en el sitio PS15 ubicado al centro del plutón se identifica un moderado lineamiento NNO de los enclaves a escala del afloramiento (Fig. 9b). Mientras tanto en los sitios PS03 y PS17, ubicados en el margen sur-oriental del plutón, se observa consistencia entre la forma oblata de los enclaves y la forma de los bloques de afloramiento, lo que posiblemente indica algún grado de fábrica planar NE subvertical (Fig. 9c).

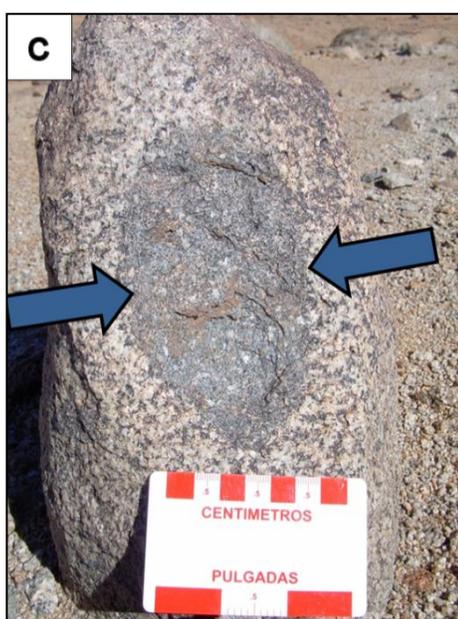
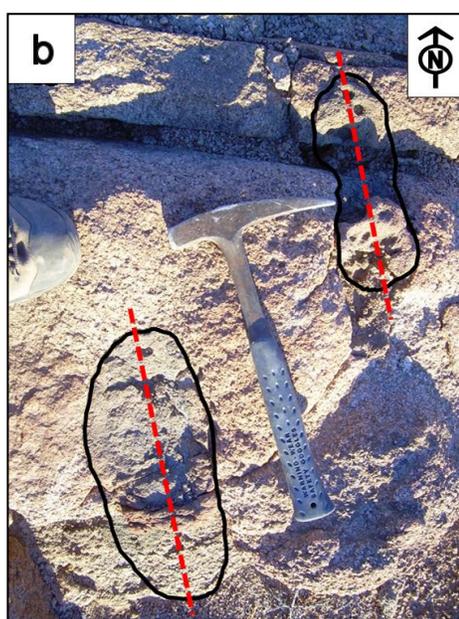


Figura 9.

a) Vista en plano subvertical de enclaves máficos con formas elipsoidal y poligonal (sitio PS13).

b) Vista en plano subhorizontal de enclaves máficos elipsoidales con su eje de mayor elongación orientado en dirección preferencial (sitio PS15).

c) Enclave máfico elipsoidal contenido en bloque de afloramiento de similar forma (sitio PS17).



En la traza de la rama oriental del SFA, específicamente en el sitio PS33, se observan milonitas intensamente foliadas con desarrollo de colas tipo sigma, las cuales indican una cinemática sinistral para el SFA (Fig. 10). La orientación media de la foliación es 2/69 (azimut/manteo) y su intensidad disminuye progresivamente hacia el este, gradando a protomilonitas y finalmente a rocas no deformadas de la GCP. De esta manera, milonitas y protomilonitas definen una zona estrecha de deformación dúctil de aproximadamente 150 metros de ancho en el margen occidental del plutón.

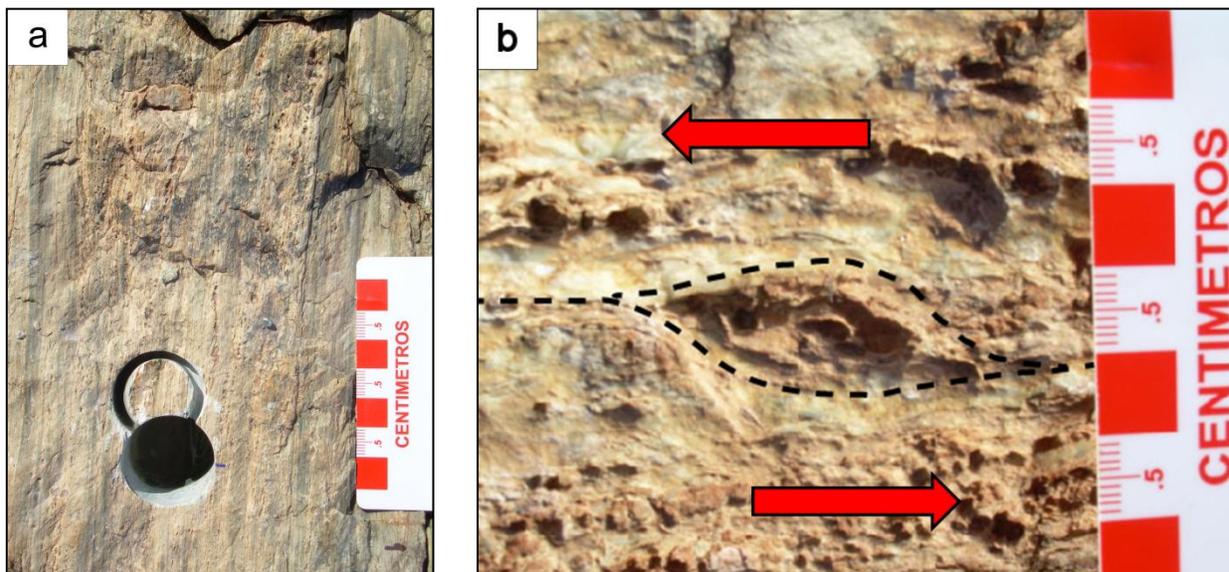


Figura 10. a) Foliación milonítica subvertical de rumbo NS (sitio PS33). b) Cola tipo sigma indicando cinemática sinistral en la rama oriental del SFA (sitio PS33).

4 RESULTADOS

Los resultados obtenidos en este estudio se enfocan en la caracterización de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) de la Granodiorita Cerro del Pingo (GCP) y en la identificación del mineral controlador de la susceptibilidad magnética y sus direcciones de anisotropía. Posteriormente, en el capítulo de discusiones se establece la relación de estas propiedades con la evolución de la deformación desarrollada en el Sistema de Fallas de Atacama (SFA).

4.1 Mineralogía Magnética

4.1.1 Susceptibilidad Magnética Media

Las muestras de la GCP presentan magnitudes de susceptibilidad magnética media que varían entre 8×10^{-5} y 4×10^{-2} SI. Estas magnitudes describen una distribución bimodal en la que la mayoría de los sitios (71% aprox.) presenta susceptibilidades altas entre $1,2 \times 10^{-2}$ y 4×10^{-2} SI, y sólo un porcentaje menor (21% aprox.) presenta magnitudes bajas entre 8×10^{-5} y 6×10^{-4} SI. De acuerdo con Bouchez (1997), la magnitud de la susceptibilidad es indicativa del tipo de mineralogía magnética presente en la roca, donde magnitudes mayores a 10^{-3} SI indican que la mineralogía ferromagnética es la principal contribuyente a la susceptibilidad, mientras que magnitudes menores a 5×10^{-4} SI indican un dominio exclusivo por parte de mineralogía paramagnética. A su vez, magnitudes comprendidas en el rango transicional 5×10^{-4} - 10^{-3} SI indican un control mixto entre mineralogía paramagnética y ferromagnética (Fig. 11 y Tabla 2).

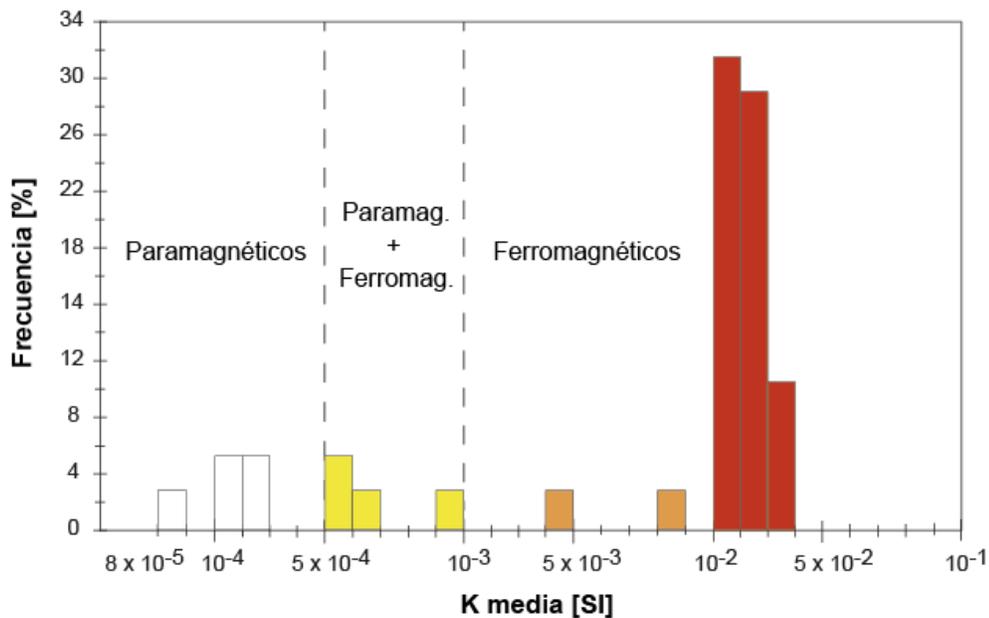


Figura 11. Histograma de frecuencia de la magnitud de la susceptibilidad magnética media (K_m) y su correspondencia con el tipo de mineralogía magnética.

Tabla 2. Magnitud de susceptibilidad magnética media y mineralogía magnética asociada.

SECCIÓN NORTE				
Transecta	Sitio	Unidad Geológica	K media	Mineralogía Magnética
Qda. del Pingo	PS34	Granodiorita C° Pingo	0,02294	Ferromagnética
	PS35	Granodiorita C° Pingo	0,02643	Ferromagnética
	PS36	Granodiorita C° Pingo	0,02167	Ferromagnética
	PS37	Granodiorita C° Pingo	0,00453	Ferromagnética
	PS38	Granodiorita C° Pingo	0,01716	Ferromagnética
Cerro del Pingo	PS33	Milonita	0,00059	Mixta
	PS31	Granodiorita C° Pingo	0,00028	Paramagnética
	PS29	Granodiorita C° Pingo	0,01588	Ferromagnética
	PS30	Granodiorita C° Pingo	0,02746	Ferromagnética
	PS07	Granodiorita C° Pingo	0,03294	Ferromagnética
	PS28	Granodiorita C° Pingo	0,01920	Ferromagnética
	PS27	Granodiorita C° Pingo	0,00016	Paramagnética
	PS25	Granodiorita C° Pingo	0,00008	Paramagnética
	PS26	Granodiorita C° Pingo	0,03537	Ferromagnética
	PS24	Granodiorita C° Pingo	0,02249	Ferromagnética
	PS23	Granodiorita C° Pingo	0,01773	Ferromagnética
	PS22	Granodiorita C° Pingo	0,01699	Ferromagnética
	PS21	Granodiorita C° Pingo	0,01799	Ferromagnética
	PS20	Granodiorita C° Pingo	0,01939	Ferromagnética
	PS19	Granodiorita C° Pingo	0,01210	Ferromagnética
Qda. Cifuncho	PS05	Fm. Aeropuerto	0,01151	Ferromagnética

SECCIÓN SUR				
Transecta	Sitio	Unidad Geológica	K media	Mineralogía Magnética
Qda. Cifuncho	PS06	Granodiorita C° Pingo	0,00029	Paramagnética
Cerro San José	PS09	Granodiorita C° Pingo	0,00018	Paramagnética
	PS08	Granodiorita C° Pingo	0,00100	Mixta
	PS10	Granodiorita C° Pingo	0,00052	Mixta
	PS11	Granodiorita C° Pingo	0,00066	Mixta
	PS12	Granodiorita C° Pingo	0,01624	Ferromagnética
	PS13	Granodiorita C° Pingo	0,00886	Ferromagnética
	PS15	Granodiorita C° Pingo	0,02184	Ferromagnética
	PS14	Granodiorita C° Pingo	0,01632	Ferromagnética
	PS16	Granodiorita C° Pingo	0,02269	Ferromagnética
	PS17	Granodiorita C° Pingo	0,01648	Ferromagnética
	PS18	Granodiorita C° Pingo	0,02073	Ferromagnética
Qda. de La Cachina	PS01	Granodiorita C° Pingo	0,02234	Ferromagnética
	PS02	Granodiorita C° Pingo	0,03056	Ferromagnética
	PS32	Granodiorita C° Pingo	0,02475	Ferromagnética
	PS04	Granodiorita C° Pingo	0,02145	Ferromagnética
	PS03	Granodiorita C° Pingo	0,04024	Ferromagnética

Las muestras de sitios con control paramagnético y mixto corresponden en su totalidad a tonalitas de piroxeno que afloran a lo largo del margen occidental y en el sector céntrico del plutón (Fig. 12). Sin embargo, no es posible establecer una relación directa entre susceptibilidad magnética media y litología, ya que entre los sitios ferromagnéticos se encuentran tanto granodioritas como tonalitas de biotita y anfíbola con similares magnitudes de susceptibilidad magnética.

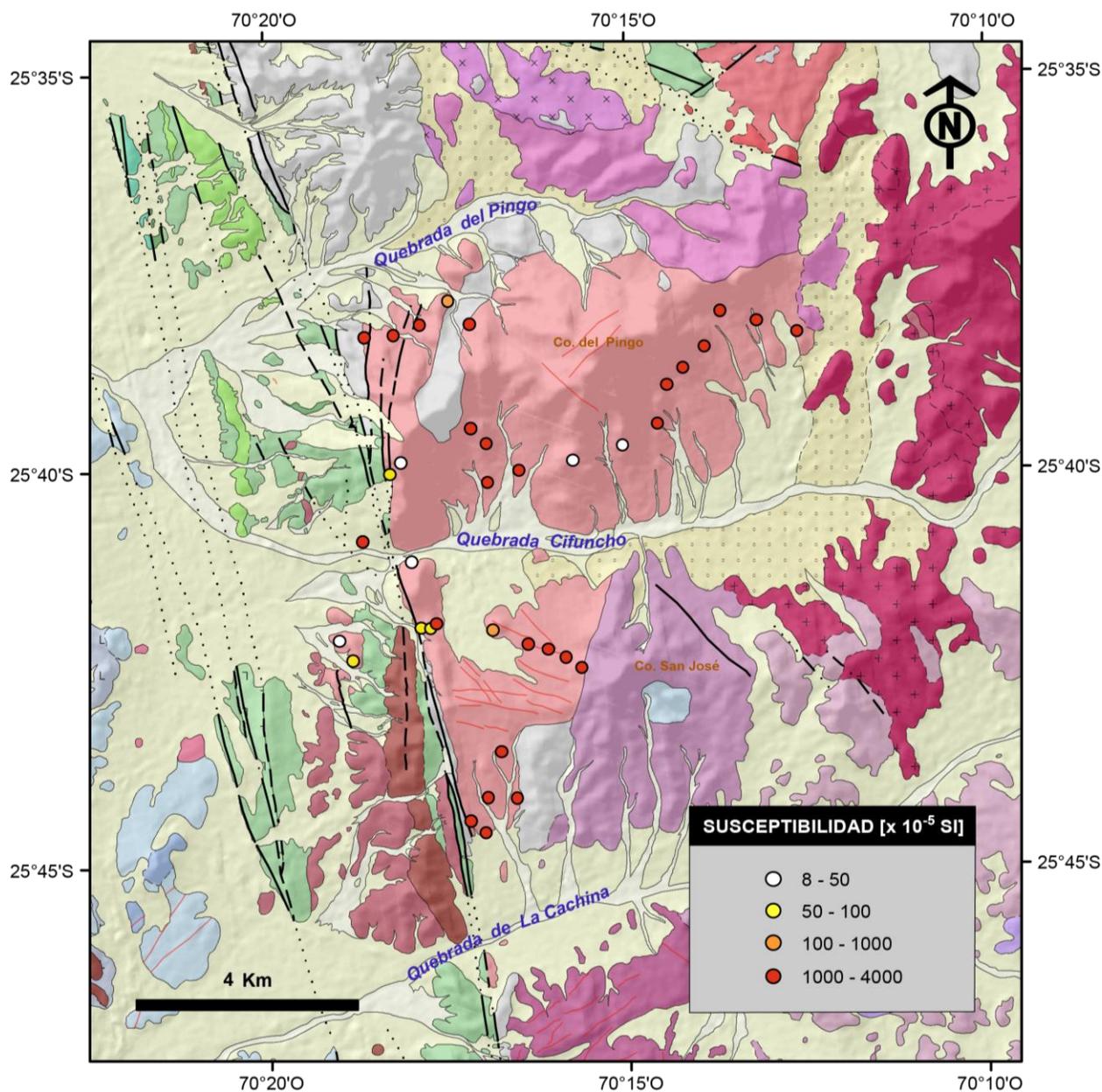


Figura 12. Magnitud de la susceptibilidad magnética media y su distribución al interior de la Granodiorita Cerro del Pingo.

4.1.2 Temperatura de Curie

Las curvas de susceptibilidad magnética (k) *versus* temperatura (T) de los sitios ferromagnéticos muestran que la susceptibilidad decae abruptamente entre los 575 - 585°C indicando que la magnetita sería la principal contribuyente a la susceptibilidad magnética de la roca. (Fig. 13a). Esto concuerda con la observación de minerales opacos asociados con biotitas y anfíbolos en granodioritas y tonalitas. Por otra parte, la variación de la magnitud de la susceptibilidad a lo largo de los sitios ferromagnéticos se atribuye a la variabilidad del contenido de magnetita al interior del plutón.

En el caso de los sitios paramagnéticos, la curva k - T se caracteriza por presentar una baja susceptibilidad que disminuye progresivamente al aumentar la temperatura, lo cual confirma el dominio de la mineralogía paramagnética en muestras correspondientes a tonalitas de piroxeno (Fig. 13b) y concuerda con la ausencia de minerales opacos, posicionando al piroxeno como la fase mineral controladora de la susceptibilidad en estas rocas.

Por último, la curva k - T de sitios mixtos muestra que la susceptibilidad disminuye progresivamente con el aumento de temperatura para luego decaer abruptamente entre los 575 - 585°C. Este patrón de variación indica que la susceptibilidad es controlada tanto por magnetita como por piroxeno (Fig. 13c). De este modo, la variación de la magnitud de la susceptibilidad a lo largo de las muestras correspondientes a tonalitas de piroxeno (i.e., paramagnéticas y mixtas) se atribuye a la variabilidad del contenido de magnetita en estas rocas.

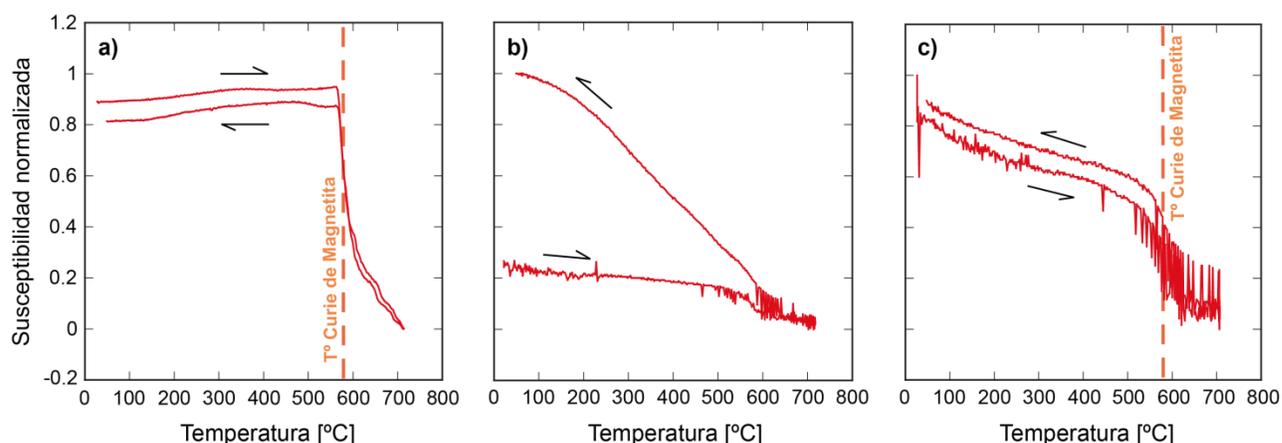


Figura 13. Curvas de susceptibilidad magnética *versus* temperatura correspondiente a sitios: a) ferromagnéticos, b) paramagnéticos y c) mixtos.

4.2 Fábrica Magnética

4.2.1 Elipsoide de ASM

En la Tabla 3, se presenta la orientación y magnitud de las direcciones principales de susceptibilidad ($K_{m\acute{a}x}$, K_{int} y $K_{m\acute{i}n}$) obtenidas a lo largo de las distintas transectas. En general, casi la totalidad de los sitios (90% aprox.) presenta un buen agrupamiento de las direcciones $K_{m\acute{a}x}$, K_{int} y $K_{m\acute{i}n}$, pudiendo identificarse principalmente fábricas triaxiales y, en menor medida, fábricas uniaxiales planares y lineares (Fig. 14).

A continuación, se definen y caracterizan 4 tipos de fábricas en función de la forma del elipsoide de ASM y la variabilidad direccional de $K_{m\acute{a}x}$, K_{int} y $K_{m\acute{i}n}$:

- Tipo I o fábrica uniaxial planar: Esta fábrica oblata se caracteriza por presentar un polo de foliación magnética bien definido ($K_{m\acute{i}n}$) y una alta dispersión de las direcciones $K_{m\acute{a}x}$ y K_{int} dentro del plano de foliación (Fig. 14a). Al interior del plutón, estas fábricas se encuentran principalmente concentradas en su sector nor-oriental y, de manera puntual, en ambos márgenes de su sección sur, así como también, en la vecindad de los contactos con los *roof pendants* de basamento paleozoico (Fig. 15 y Tabla 4).
- Tipo II o fábrica triaxial a uniaxial planar: Esta fábrica, al igual que la fábrica tipo I, es oblata y se caracteriza por presentar un polo de foliación magnética bien definido ($K_{m\acute{i}n}$), pero en este caso la dispersión de las direcciones $K_{m\acute{a}x}$ y K_{int} dentro del plano de foliación es leve (Fig. 14b). Al interior del plutón, estas fábricas se encuentran de manera puntual en torno a los contactos con la roca de caja (Fig. 15 y Tabla 4).
- Tipo III o fábrica triaxial: Esta fábrica puede ser oblata o prolata y se caracteriza por presentar una buena definición de las direcciones $K_{m\acute{a}x}$, K_{int} y $K_{m\acute{i}n}$, con un grado de dispersión leve a moderado en cada una de ellas (Fig. 14c). En este tipo de fábrica no se reconoce una distribución preferencial al interior del plutón (Fig. 15 y Tabla 4).
- Tipo IV o fábrica triaxial a leve uniaxial linear: Esta fábrica prolata se caracteriza por presentar una buena a moderada definición de $K_{m\acute{a}x}$ y una dispersión leve de las direcciones K_{int} y $K_{m\acute{i}n}$ dentro del plano normal a $K_{m\acute{a}x}$ (Fig. 14d). Al interior del plutón, estas fábricas se concentran principalmente en su sector nor-occidental (adyacente al SFA) y en el centro de su sección norte, así como también de manera puntual en el centro de su sección sur (Fig. 15 y Tabla 4).

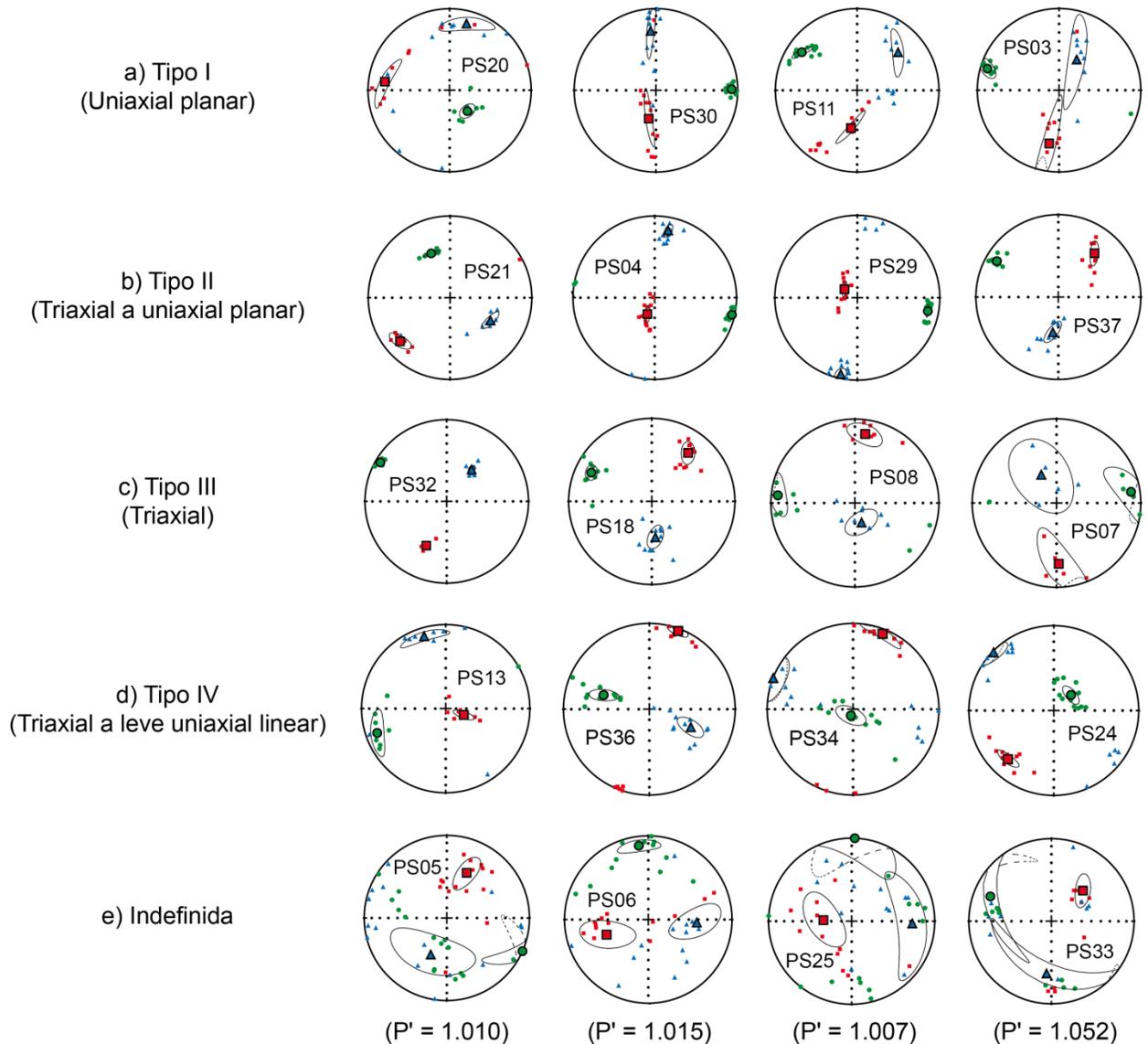


Figura 14. Fábricas definidas en este trabajo y algunos ejemplos de sus respectivos elipsoides de ASM. Los cuadrados rojos, triángulos azules y círculos verdes corresponden respectivamente a las direcciones $K_{máx}$, K_{int} y $K_{mín}$.

En tanto, un pequeño porcentaje de los sitios (10% aprox.), entre los que se encuentran sitios paramagnéticos y mixtos de la GCP (sitios PS06 y PS25), milonitas del SFA (sitio PS33) y un cuerpo hipabisal de la Fm. Aeropuerto (sitio PS05), presentan elipsoides con una variabilidad muy alta en las direcciones principales de susceptibilidad, de modo que no se reconoce ningún tipo de fábrica. Adicionalmente, estos sitios con elipsoides indefinidos (salvo el sitio PS33) presentan magnitudes muy bajas de anisotropía, por lo que su fábrica se interpreta como isotrópica y, en consecuencia, no se consideran en el análisis direccional y escalar de la fábrica magnética (Fig. 14e).

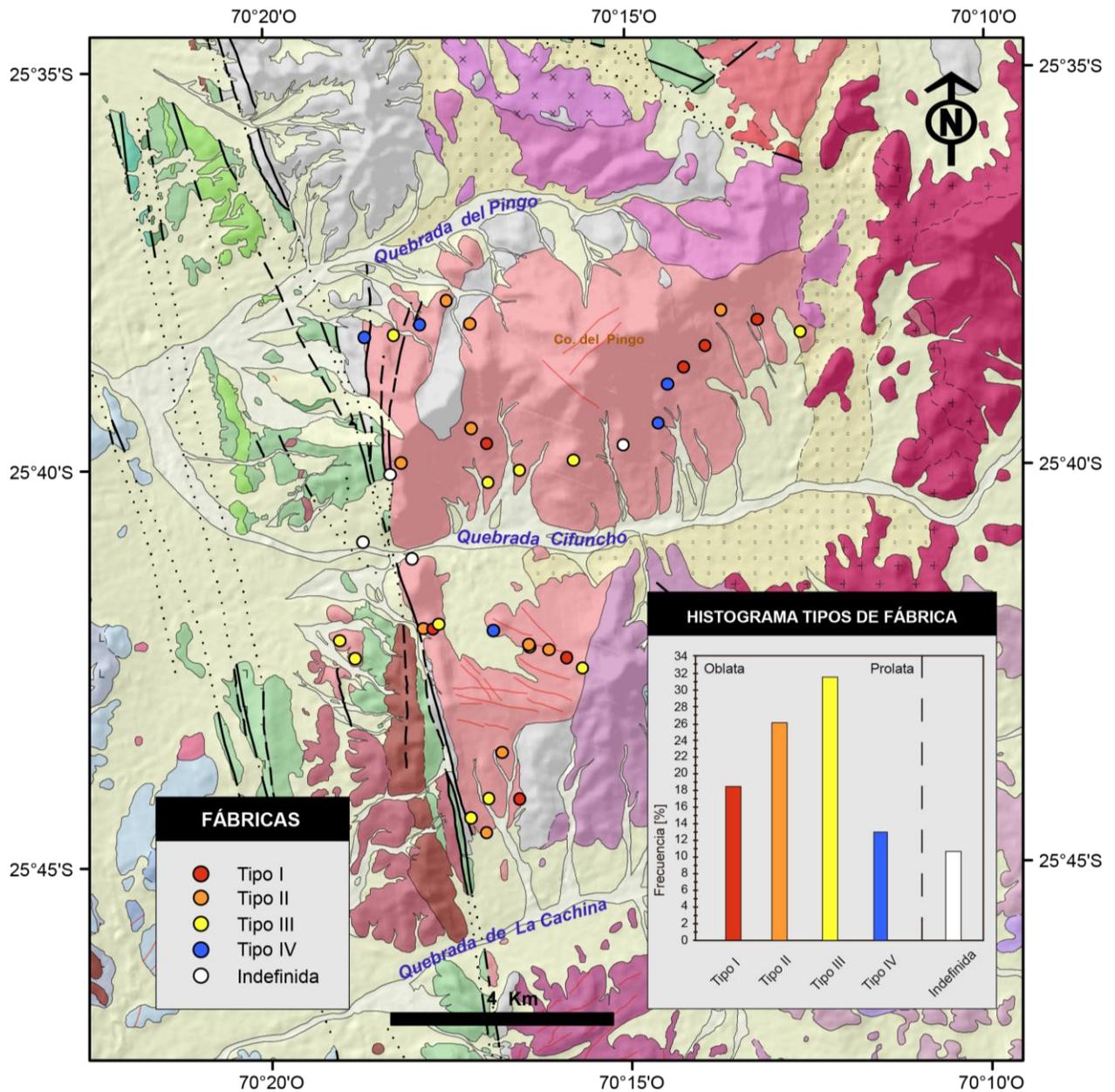


Figura 15. Tipos de fábricas definidas en este trabajo y su distribución al interior de la Granodiorita Cerro del Pingo.

En particular, el elipsoide correspondiente a milonitas del SFA (sitio PS33) muestra tres orientaciones bien definidas a lo largo de las cuales las direcciones $K_{\text{máx}}$, K_{int} y $K_{\text{mín}}$ se intercambian (Fig. 14e). De acuerdo con Rochette *et al.* (1992), en este tipo de rocas el intercambio entre las direcciones principales de susceptibilidad puede estar asociado al contenido de granos de magnetita monodominio (ver Anexo A) producidos por la disminución del tamaño de grano, teniendo como consecuencia el desarrollo de “fábricas intermedias” y, por ende, este sitio tampoco se considera en los análisis posteriores.

Tabla 3. Direcciones de los ejes principales de susceptibilidad ($K_{m\acute{a}x}$, K_{int} y $K_{m\acute{i}n}$).

Transecta	Sitio	SECCIÓN NORTE						SECCIÓN SUR									
		K_{max}			K_{int}			K_{max}			K_{int}						
		K	Dec	Inc	p1	p2	K	Dec	Inc	p1	p2	K	Dec	Inc	p1	p2	
Qda. del Pingo	PS34	1,035	21,4	6,3	17,2	5,4	0,992	291,3	0,3	16,8	15	0,974	198,9	83,7	15,4	7,7	
	PS35	1,016	23,8	1,5	13,2	6,3	1,001	295	-40,4	13,6	10,5	0,983	292,1	49,6	11	6,2	
	PS36	1,040	20,2	3,2	7,7	5,2	0,991	293,5	-46,3	15,4	6,3	0,969	287,2	43,6	15,5	4,9	
	PS37	1,023	39,5	31,7	13,3	3,8	1,008	8,9	-54,4	13,2	4,7	0,968	300,3	14,6	5,4	3,4	
	PS38	1,027	118,8	73,3	10,9	1,7	1,009	21,3	2,3	11,7	5,2	0,964	290,6	16,5	6,8	1,8	
	PS33	1,029	45,8	45,8	17,3	7,2	0,991	5,3	-36,5	71,6	11	0,980	292,1	21,3	71,6	7,2	
	PS31	1,004	21,4	68,7	45,8	3,5	1,003	142,8	11,5	46	16,4	0,993	56,5	-17,7	17,6	3,4	
	PS29	1,025	303,9	74,8	7,7	1,7	1,009	192,2	5,7	8,2	3,9	0,966	100,8	14	4,8	1,6	
	PS30	1,023	14,2	-60,7	30,5	3	1,014	354,9	27,9	30,4	3,2	0,963	89,3	8,2	3,9	3,1	
	PS07	1,028	357,9	-28,6	39,8	12,5	1,003	331,7	58,7	41,7	25,8	0,969	81,5	11,6	31,4	13,1	
Cerro del Pingo	PS28	1,044	5,8	-2,6	7,3	1,8	1,010	283,5	71,3	7,2	2,9	0,946	94,9	18,5	3	2	
	PS27	1,008	99,4	-74,4	9	5,1	1,000	265	-15,1	11,6	5,3	0,991	356	-3,7	11,3	4,6	
	PS25	1,004	272,2	62,2	30,2	15,9	0,999	92,2	27,8	49,6	16,1	0,997	2,2	0	49,8	20	
	PS26	1,025	26	-16,2	12	4,6	0,996	297,6	5,5	11,6	7,1	0,979	45,7	72,8	7,9	6,4	
	PS24	1,032	223,3	22,2	10,4	4,7	0,999	134	-1,6	11,9	8,8	0,969	47,9	67,7	10,6	5	
	PS23	1,023	249,2	26,9	19,3	5,7	1,007	166,5	-14,2	19	6,1	0,970	101,5	59,1	7,2	5,6	
	PS22	1,024	47,6	-6,1	26,6	7,4	1,008	318,3	6,6	26,7	9,4	0,968	95,1	81	10	7	
	PS21	1,043	228,9	19,8	11	6,1	1,021	119,5	42,6	10,8	4,1	0,936	337	40,8	7,7	1,4	
	PS20	1,024	97,5	-21,1	24,3	5,4	1,013	14,2	16,8	24	7,5	0,963	139,7	62,5	8,7	5,9	
	PS19	1,035	114,1	-11,6	5,3	2,9	1,001	23	-5,3	5,6	4,4	0,963	88,8	77,2	5,9	3,2	
Qda. Cifuncho	PS05	1,006	23,7	40,1	21,1	8,1	0,998	203,7	49,9	42,2	20,1	0,996	113,7	0	42,3	6,6	
Qda. Cifuncho	Cerro San José	PS06	1,006	70	-46	29,2	12,6	1,002	273,5	-41,5	29,3	12,7	0,992	352,7	12	16,7	7,2
		PS09	1,004	32,4	8,6	22,8	8	1,000	118,9	-21,9	26,7	18,1	0,995	322,6	-66,3	24,6	5,3
		PS08	1,004	8,5	18	16,1	10,7	1,001	341,2	-70	17,4	10,3	0,996	275,7	8,6	17,8	9,4
		PS10	1,004	10,9	-12,3	39	9	1,002	172	-77	37,8	8,1	0,994	280	-4,1	19,3	5,7
		PS11	1,014	189,2	51,3	22,5	2,9	1,006	47,1	32,3	23,9	5,6	0,980	304,6	19	10,5	2,8
		PS12	1,036	196,9	39,7	5,2	4,7	1,007	199,8	-50,3	7	3,3	0,956	108,1	-1,4	6,1	5,1
	PS13	1,016	109,2	71,4	11,1	3,2	0,996	163,4	-11,1	19,4	5,5	0,988	70,5	-14,7	19,4	7,6	
	PS15	1,023	205,4	55,9	61	25,1	1,007	45,2	32,5	61	14,4	0,970	309,3	9,2	26,1	12,3	
	PS14	1,015	190,2	56,7	10,2	6,5	1,001	214,3	-31	10	6,5	0,984	117,5	-11,1	11,1	7	
	PS16	1,019	207,4	16,4	42,6	10,8	1,009	85,9	60,6	42,5	9,8	0,972	304,8	23,7	13	10,6	
	PS17	1,015	41	6,6	48,1	5,2	1,010	6,1	-82	47,9	5,9	0,975	310,4	4,6	9,5	5,4	
	PS18	1,024	36,8	27,9	12,3	6,1	1,004	354,2	-54,3	12,5	6,8	0,972	295,4	20,4	7,2	6,1	
	PS01	1,098	190,7	69,3	6,4	5,5	1,029	43,7	17,6	17,5	4,9	0,873	310,3	10,6	17,6	5,8	
	PS02	1,083	206,3	15,2	10	2,9	1,044	198,8	-74,6	10	2	0,873	115,8	1,9	5,1	2,1	
	PS32	1,070	204,8	40,1	4,6	1,2	1,040	38	49,1	4,5	2,8	0,889	300,4	6,6	2,8	1,6	
	PS04	1,064	204,1	72,2	8,7	2,7	1,037	191,3	-17,4	8,7	2,7	0,899	102,5	3,7	3,5	2,1	
	PS03	1,036	190,5	34,1	51,6	6	1,022	209,9	-54,4	51,4	8,1	0,942	106,8	-9,2	13,1	5,2	

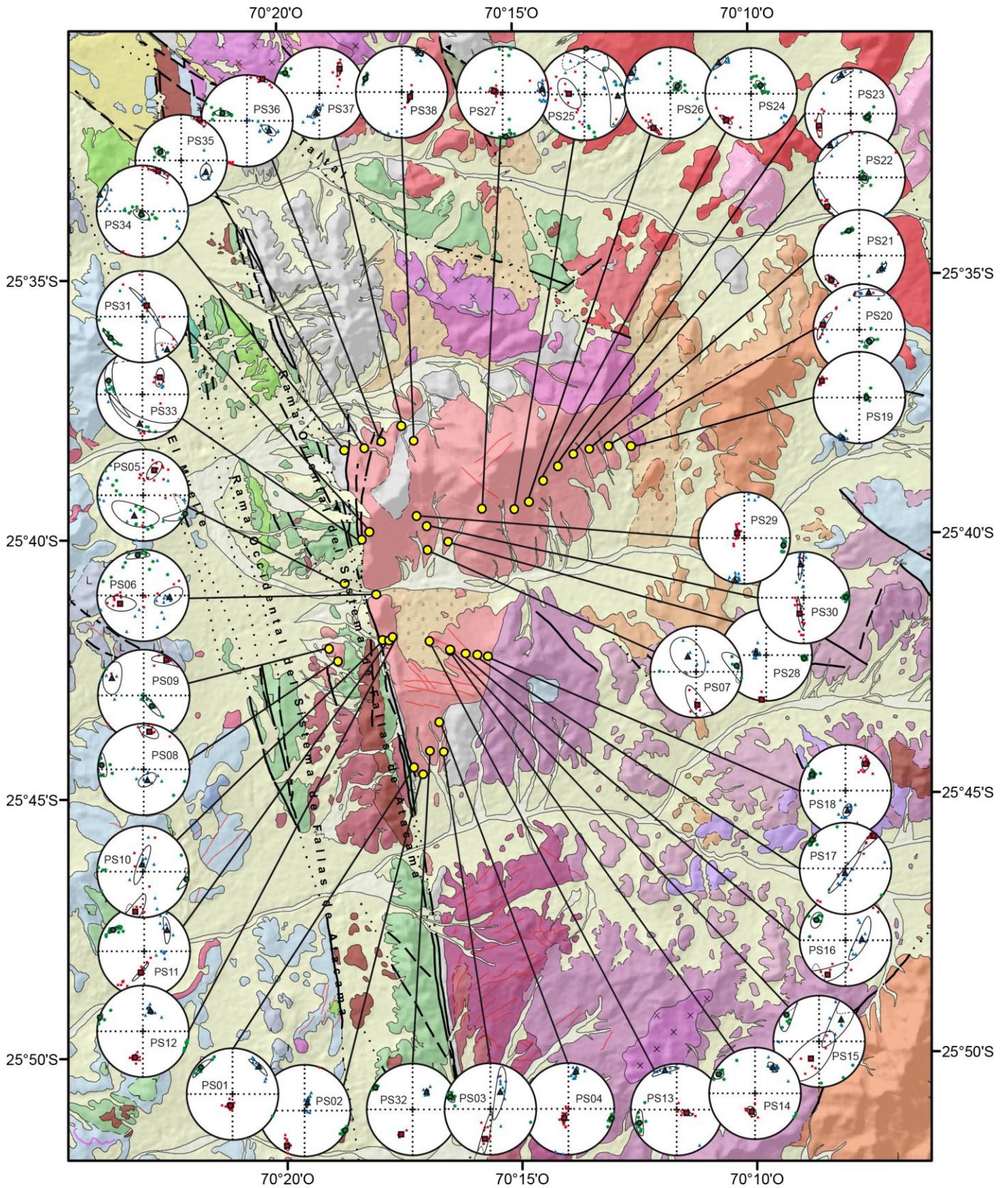


Figura 16. Elipsoides de ASM proyectados en red estereográfica equiareal. Los cuadrados rojos, triángulos azules y círculos verdes corresponden respectivamente a las direcciones $K_{\text{máx}}$, K_{int} y $K_{\text{mín}}$.

Tabla 4. Tipo de fábrica definida en cada sitio de muestreo.

SECCIÓN NORTE			
Transecta	Sitio	Unidad Geológica	Fábrica
Qda. del Pingo	PS34	Granodiorita C° Pingo	Tipo IV
	PS35	Granodiorita C° Pingo	Tipo III
	PS36	Granodiorita C° Pingo	Tipo IV
	PS37	Granodiorita C° Pingo	Tipo II
	PS38	Granodiorita C° Pingo	Tipo II
Cerro del Pingo	PS33	Milonita	Indefinida
	PS31	Granodiorita C° Pingo	Tipo II
	PS29	Granodiorita C° Pingo	Tipo II
	PS30	Granodiorita C° Pingo	Tipo I
	PS07	Granodiorita C° Pingo	Tipo III
	PS28	Granodiorita C° Pingo	Tipo III
	PS27	Granodiorita C° Pingo	Tipo III
	PS25	Granodiorita C° Pingo	Indefinida
	PS26	Granodiorita C° Pingo	Tipo IV
	PS24	Granodiorita C° Pingo	Tipo IV
	PS23	Granodiorita C° Pingo	Tipo I
	PS22	Granodiorita C° Pingo	Tipo I
	PS21	Granodiorita C° Pingo	Tipo II
	PS20	Granodiorita C° Pingo	Tipo I
PS19	Granodiorita C° Pingo	Tipo III	
Qda. Cifuncho	PS05	Fm. Aeropuerto	Indefinida

SECCIÓN SUR			
Transecta	Sitio	Unidad Geológica	Fábrica
Qda. Cifuncho	PS06	Granodiorita C° Pingo	Indefinida
Cerro San José	PS09	Granodiorita C° Pingo	Tipo III
	PS08	Granodiorita C° Pingo	Tipo III
	PS10	Granodiorita C° Pingo	Tipo II
	PS11	Granodiorita C° Pingo	Tipo I
	PS12	Granodiorita C° Pingo	Tipo III
	PS13	Granodiorita C° Pingo	Tipo IV
	PS15	Granodiorita C° Pingo	Tipo II
	PS14	Granodiorita C° Pingo	Tipo III
	PS16	Granodiorita C° Pingo	Tipo II
	PS17	Granodiorita C° Pingo	Tipo I
	PS18	Granodiorita C° Pingo	Tipo III
Qda. de La Cachina	PS01	Granodiorita C° Pingo	Tipo III
	PS02	Granodiorita C° Pingo	Tipo II
	PS32	Granodiorita C° Pingo	Tipo III
	PS04	Granodiorita C° Pingo	Tipo II
	PS03	Granodiorita C° Pingo	Tipo I

4.2.2 Grado de anisotropía

En la Tabla 5, se presentan los valores obtenidos en los distintos parámetros de la ASM (ver Anexo A). A continuación, se caracterizan estos resultados al interior del área de estudio.

Tabla 5. Parámetros principales en la definición del elipsoide de ASM.

SECCIÓN NORTE			Anisotropia			Forma		Intensidad
Transecta	Sitio	Unidad Geológica	Lin	Fol	Ani	T	Forma	P'
Qda. del Pingo	PS34	Granodiorita C° Pingo	1,044	1,019	1,063	-0,40	prolato	1,065
	PS35	Granodiorita C° Pingo	1,015	1,018	1,033	0,09	oblato	1,033
	PS36	Granodiorita C° Pingo	1,050	1,022	1,073	-0,37	prolato	1,075
	PS37	Granodiorita C° Pingo	1,015	1,041	1,057	0,47	oblato	1,059
	PS38	Granodiorita C° Pingo	1,018	1,046	1,066	0,43	oblato	1,068
Cerro del Pingo	PS33	Milonita	1,039	1,010	1,050	-0,58	prolato	1,052
	PS31	Granodiorita C° Pingo	1,001	1,010	1,011	0,88	oblato	1,012
	PS29	Granodiorita C° Pingo	1,017	1,044	1,061	0,44	oblato	1,063
	PS30	Granodiorita C° Pingo	1,009	1,053	1,062	0,71	oblato	1,067
	PS07	Granodiorita C° Pingo	1,024	1,036	1,061	0,19	oblato	1,061
	PS28	Granodiorita C° Pingo	1,034	1,068	1,104	0,33	oblato	1,105
	PS27	Granodiorita C° Pingo	1,008	1,009	1,017	0,07	oblato	1,017
	PS25	Granodiorita C° Pingo	1,005	1,002	1,006	-0,45	prolato	1,007
	PS26	Granodiorita C° Pingo	1,029	1,018	1,048	-0,24	prolato	1,048
	PS24	Granodiorita C° Pingo	1,034	1,031	1,065	-0,05	prolato	1,065
	PS23	Granodiorita C° Pingo	1,016	1,038	1,054	0,41	oblato	1,056
	PS22	Granodiorita C° Pingo	1,016	1,042	1,058	0,46	oblato	1,060
	PS21	Granodiorita C° Pingo	1,021	1,090	1,114	0,61	oblato	1,121
	PS20	Granodiorita C° Pingo	1,011	1,053	1,064	0,66	oblato	1,069
Qda. Cifuncho	PS19	Granodiorita C° Pingo	1,034	1,040	1,074	0,08	oblato	1,075
	PS05	Fm. Aeropuerto	1,008	1,002	1,010	-0,60	prolato	1,010

SECCIÓN SUR			Anisotropia			Forma		Intensidad
Transecta	Sitio	Unidad Geológica	Lin	Fol	Ani	T	Forma	P'
Qda. Cifuncho	PS06	Granodiorita C° Pingo	1,004	1,010	1,014	0,45	oblato	1,015
Cerro San José	PS09	Granodiorita C° Pingo	1,004	1,005	1,009	0,15	oblato	1,009
	PS08	Granodiorita C° Pingo	1,003	1,005	1,008	0,28	oblato	1,008
	PS10	Granodiorita C° Pingo	1,002	1,008	1,010	0,69	oblato	1,010
	PS11	Granodiorita C° Pingo	1,008	1,027	1,035	0,57	oblato	1,037
	PS12	Granodiorita C° Pingo	1,029	1,053	1,083	0,30	oblato	1,085
	PS13	Granodiorita C° Pingo	1,020	1,008	1,027	-0,44	prolato	1,028
	PS15	Granodiorita C° Pingo	1,016	1,039	1,055	0,42	oblato	1,057
	PS14	Granodiorita C° Pingo	1,014	1,018	1,032	0,11	oblato	1,033
	PS16	Granodiorita C° Pingo	1,010	1,039	1,049	0,59	oblato	1,052
	PS17	Granodiorita C° Pingo	1,005	1,036	1,041	0,76	oblato	1,045
	PS18	Granodiorita C° Pingo	1,020	1,032	1,053	0,23	oblato	1,054
Qda. de La Cachina	PS01	Granodiorita C° Pingo	1,067	1,179	1,257	0,44	oblato	1,266
	PS02	Granodiorita C° Pingo	1,037	1,197	1,241	0,66	oblato	1,260
	PS32	Granodiorita C° Pingo	1,029	1,170	1,204	0,70	oblato	1,221
	PS04	Granodiorita C° Pingo	1,027	1,153	1,184	0,69	oblato	1,200
	PS03	Granodiorita C° Pingo	1,014	1,084	1,099	0,71	oblato	1,108

4.2.2.1 Parámetro de forma T

El parámetro de forma T presenta magnitudes entre -0,60 y 0,88 definiendo elipsoides con formas oblatas en el 79% de los sitios y formas prolatas en el 21% restante. Por un lado, los elipsoides oblatos predominan en ambas secciones del plutón, ubicándose las magnitudes más altas de este parámetro a lo largo de los márgenes de su sección sur y en torno a los contactos con el *roof pendant* de basamento Paleozoico. En tanto, los elipsoides prolats se ubican en el extremo nor-occidental del plutón (adyacentes al SFA) y en el sector céntrico de sus secciones norte y sur (Fig. 17).

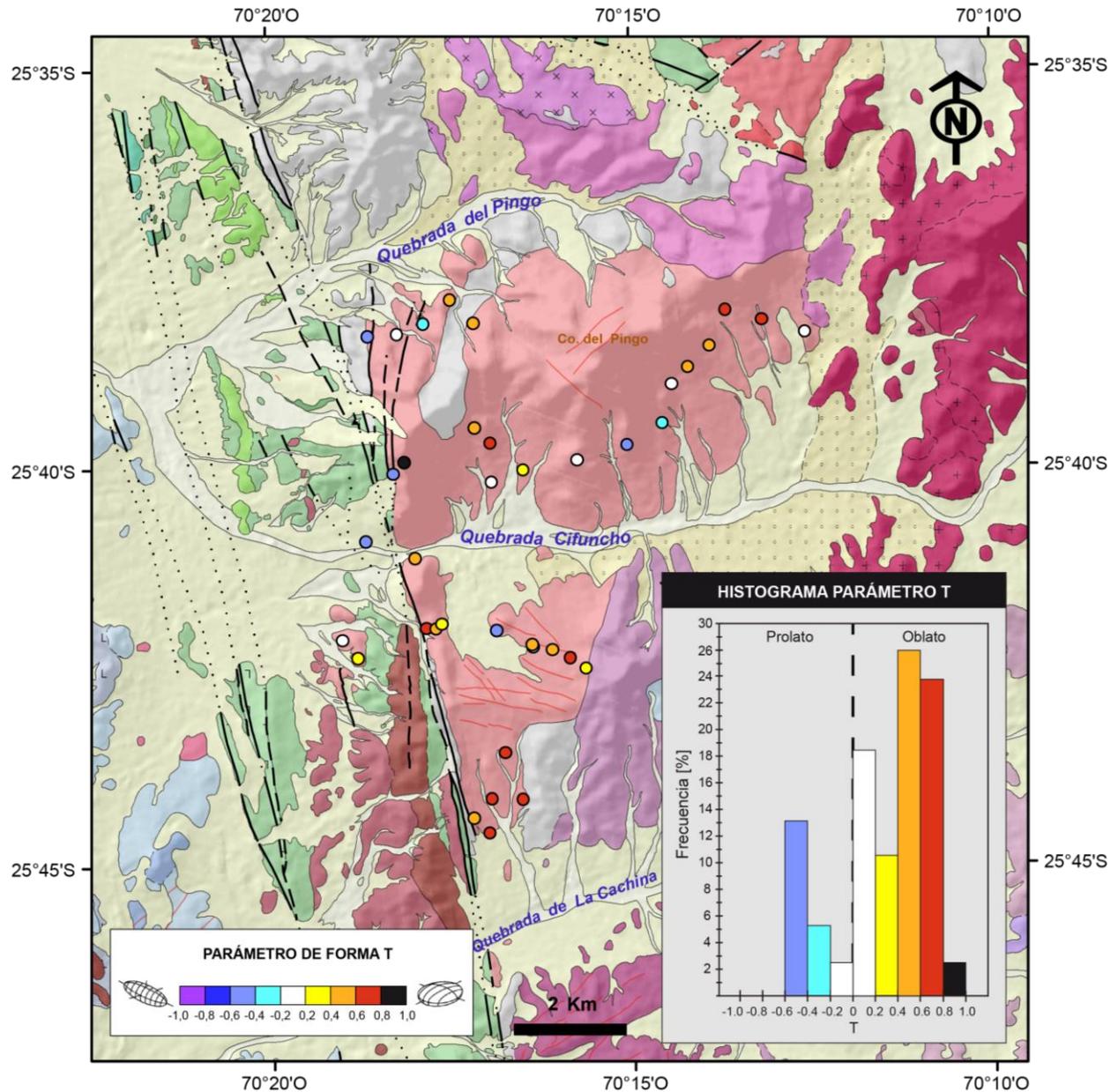


Figura 17. Magnitud del parámetro de forma T y su distribución al interior de la Granodiorita Cerro del Pingo.

Por otro lado, a partir del gráfico *T versus Anisotropía Corregida (P')* se deduce que elipsoides oblatos y prolatos presentan, en general, magnitudes de anisotropía entre 0,8 y 8,5%. No obstante, las fábricas oblatas presentan un rango de variación aún más amplio en la magnitud de este parámetro, pudiendo establecer dos rangos característicos al interior del plutón. Por un lado, el extremo sur del plutón (sitios PS01, PS02, PS32 y PS04) se encuentra caracterizado por magnitudes altas de P' que varían entre 20 y 26,6%, lo cual es coherente con el desarrollo de foliación mesoscópica y enclaves oblatos en ese sector adyacente a la rama oriental del SFA (Figs. 8, 9c y 18). Mientras tanto, los sitios PS03, PS21 y PS28, ubicados en torno a los contactos con la roca de caja, presentan magnitudes medias de P' que varían entre 10,5 y 12,1% (Fig. 18). En particular, este rango de magnitudes es coherente con el desarrollo de fábrica uniaxial planar (Tipo I) en el sitio PS03, la cual fue sugerida en un comienzo por la marcada consistencia entre la forma oblata de los enclaves y forma de los bloques de afloramiento (ver Fig. 9c).

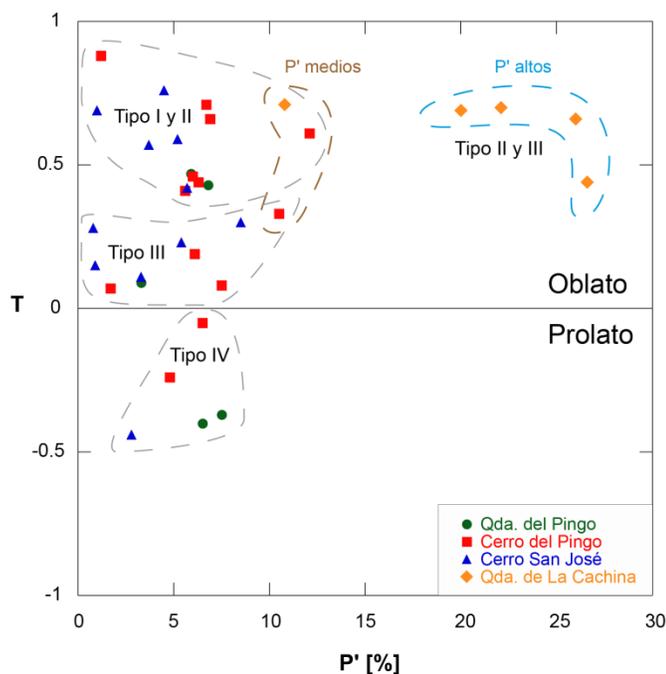


Figura 18. Gráfico parámetro de forma T versus anisotropía corregida (P'). Líneas segmentadas café y celeste agrupan sitios con magnitudes medias y altas de P' , respectivamente. Línea gris segmentada agrupa sitios según el tipo de fábrica. En el gráfico no se consideraron los sitios PS05, PS06, PS25 y PS33.

En cuanto a la relación entre la magnitud de T y los tipos de fábrica definidos en la sección 4.2.1, se puede establecer que fábricas oblatas (tipo I, II y III) y prolatas (tipo IV) efectivamente se correlacionan con el parámetro T , presentando magnitudes mayores y menores a cero, respectivamente. Sin embargo, sólo las fábricas tipo III y IV se encuentran caracterizadas por un rango bien definido de T (-0,44 a -0,05 en fábricas tipo IV y 0,07 a 0,33 en fábricas tipo III), ya que las fábricas tipo I y II presentan magnitudes de T similares e incluso, en algunos casos, fábricas tipo II poseen magnitudes mayores a los de fábricas tipo I (Fig. 18).

4.2.2.2 Anisotropía Corregida (P')

El parámetro P' presenta magnitudes dentro de un rango amplio entre 0,7 y 26,6%. En general, al interior del plutón la mayoría de los sitios (60% aprox.) presenta magnitudes de P' bajas que varían entre 2,8 y 8,5%. Sin embargo, algunos sectores del plutón se encuentran caracterizados por magnitudes de P' relativamente menores o mayores a este rango general. Por un lado, el margen occidental del plutón y el sector céntrico de su sección norte se encuentran caracterizados por magnitudes de P' muy bajas, entre 0,7 y 1,7%. Mientras tanto, los sitios ubicados en el extremo sur del plutón se encuentran caracterizados por magnitudes de P' excepcionalmente altas, entre 20 y 26,6%. Por último, magnitudes medias de P' entre 10,5 y 12,1% caracterizan a los sitios PS03, PS21 y PS28, ubicados en torno a los contactos con la roca de caja (Fig. 19).

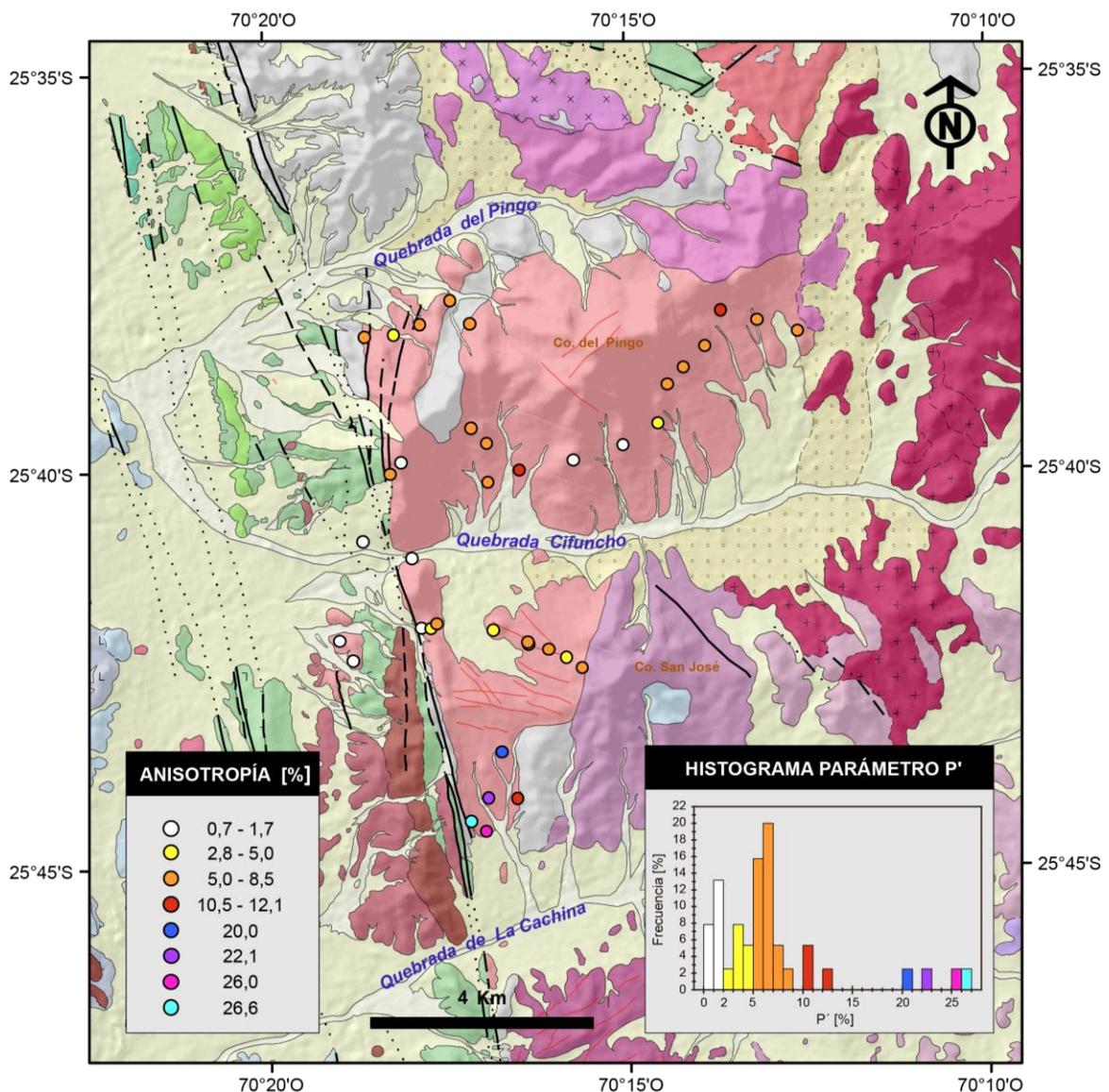


Figura 19. Magnitud del parámetro de anisotropía corregida (P') y su distribución al interior de la Granodiorita Cerro del Pingo.

Por otro lado, a partir del gráfico P' versus Susceptibilidad Magnética Media (K_m) se deduce que los sitios paramagnéticos y mixtos ($K_m < 10^{-3}$ SI), correspondientes a tonalitas de piroxeno, se encuentran caracterizados principalmente por magnitudes muy bajas de P' (0,7 a 1,7%). Este resultado es coherente con la distribución de estas magnitudes al interior del plutón (Figs. 12, 19 y 20) y, posiblemente, indica una relación entre P' y la mineralogía paramagnética presente en esta *facies* del plutón. Aunque, como caso particular, tonalitas de piroxeno ubicadas adyacentes al SFA (sitio PS11) presentan una anisotropía relativamente mayor (3,7%) de magnitud similar a la de los sitios ferromagnéticos PS13, PS14 y PS35 (Fig. 20).

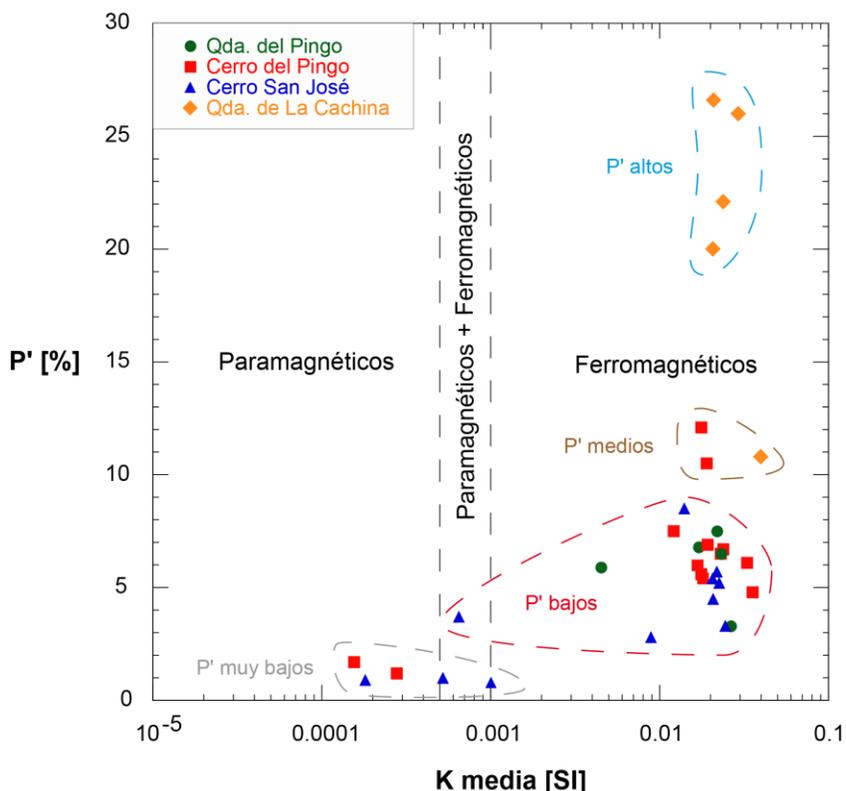


Figura 20. Gráfico anisotropía corregida (P') versus susceptibilidad magnética media (K_m). Línea negra segmentada indica el límite de susceptibilidad para el control de mineralogía paramagnética y ferromagnética según Bouchez (1997). Líneas segmentadas gris, roja, café y celeste agrupan sitios con magnitudes muy bajas, bajas, medias y altas de P' , respectivamente. En el gráfico no se consideraron los sitios PS05, PS06, PS25 y PS33.

En tanto, los sitios ferromagnéticos ($K_m > 10^{-3}$ SI), correspondientes a granodioritas y tonalitas de biotita y anfíbola, se encuentran caracterizados por magnitudes de P' relativamente mayores a los de sitios paramagnéticos, definiendo un rango amplio que varía entre 2,8 y 26,6%. En particular, sitios ferromagnéticos con K_m similares, entre 0,017 y 0,03 SI, presentan magnitudes bajas (2,8 a 8,5%), medias (10,5 a 12,1%) y altas de P' (20 a 26,6%), por lo que no es posible establecer una relación de proporcionalidad directa entre los parámetros K_m y P' (Fig. 20).

Mientras tanto, a partir del gráfico Lineación Magnética (L) *versus* Foliación Magnética (F) se deduce que la contribución de F a la anisotropía total es mayor que la contribución de L, sobretodo en sitios ferromagnéticos con mgnitudes de F mayores a 5,3%. De hecho, estos sitios se correlacionan perfectamente con las magnitudes medias y altas de P' (Figs. 20 y 21). Estos resultados son coherentes con el desarrollo mayoritario de elipsoides oblatos por sobre elipsoides prolados (79% oblatos *versus* 21% prolados).

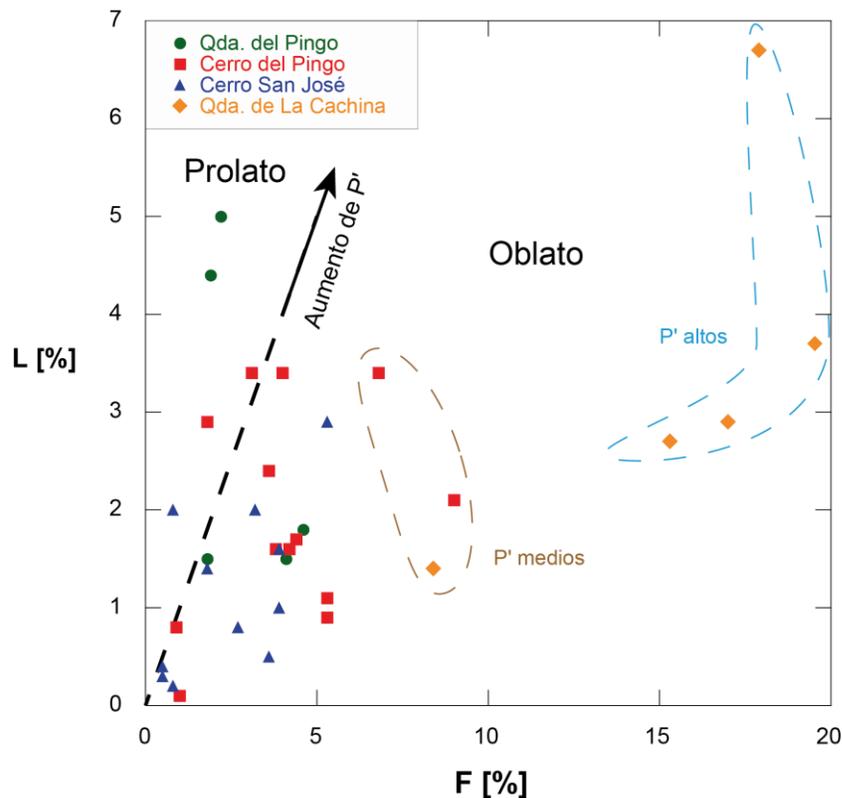


Figura 21. Gráfico lineación magnética (L) *versus* foliación magnética (F). Línea negra segmentada indica el aumento de la anisotropía por igual contribución (magnitud) de foliación y lineación. Líneas segmentadas café y celeste agrupan sitios con magnitudes medias y altas de P', respectivamente. En el gráfico no se consideraron los sitios PS05, PS06, PS25 y PS33.

En cuanto a la variación de P' lo largo de las distintas transectas, sólo la transecta sur, Qda. de La Cachina muestra un gradiente que aumenta en dirección al contacto con la rama oriental del SFA (Fig. 23b). En el resto de las transectas, P' varía principalmente dentro del rango general (2,8 a 8,5%), presentando disminuciones locales asociadas a la presencia de tonalitas de piroxeno (sitios paramagnéticos y mixtos) al interior de cada transecta (Figs. 22 y 23a). En particular, la transecta Cerro del Pingo también muestra aumentos locales de P' en los sitios PS21 y PS28, ubicados en torno a los contactos con la roca de caja (Fig. 22b).

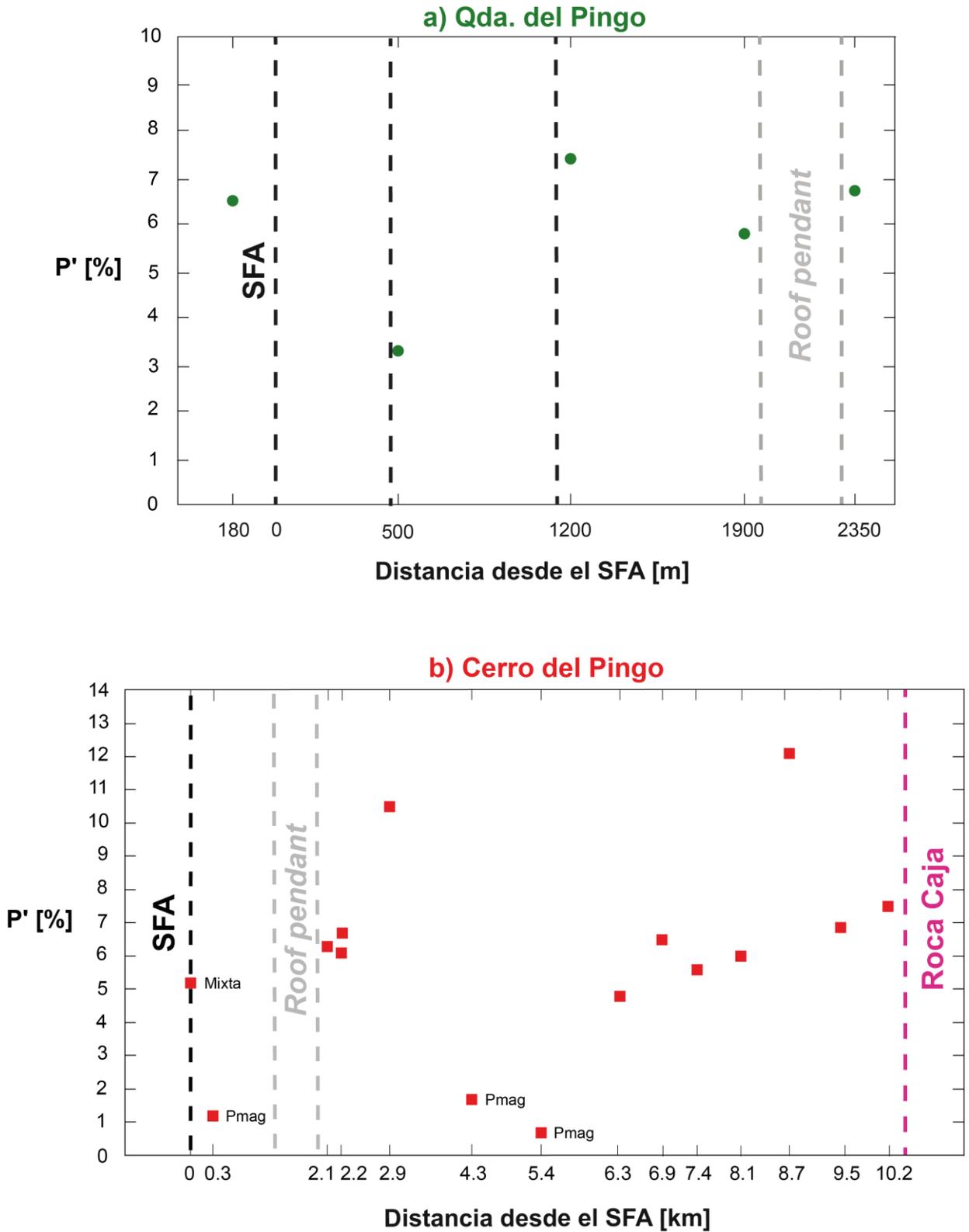


Figura 22. Variación del parámetro de anisotropía corregida (P') a lo largo de las transectas ubicadas en la sección norte de la Granodiorita Cerro del Pingo: a) Qda. del Pingo y b) Cerro del Pingo.

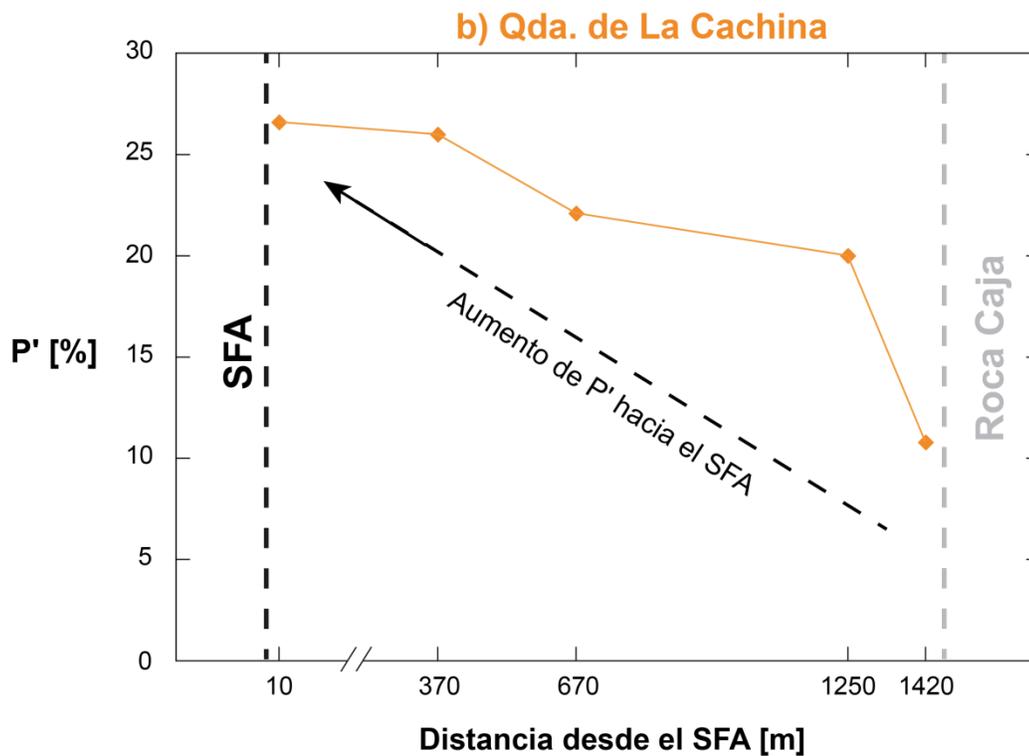
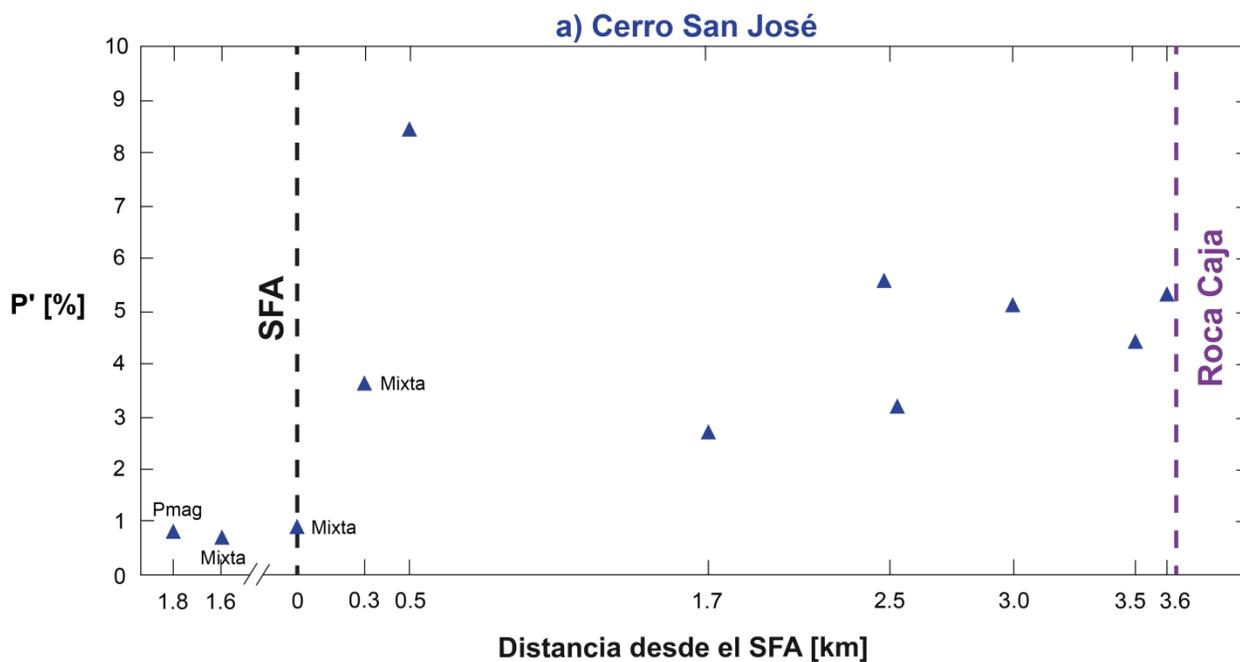


Figura 23. Variación del parámetro de anisotropía corregida (P') a lo largo de las transectas ubicadas en la sección sur de la Granodiorita Cerro del Pingo: a) Cerro San José y b) Qda. de La Cachina.

4.2.2.3 Foliación Magnética (F)

El parámetro F presenta magnitudes dentro de un rango amplio entre 0,2 y 19,7%. En general, al interior del plutón la mayoría de los sitios (58% aprox.) presenta magnitudes de F bajas, que varían entre 1,8 y 6,8%. Sin embargo, algunos sectores se encuentran caracterizados por magnitudes relativamente menores o mayores a este rango general. Por un lado, el margen occidental del plutón y el sector céntrico de sus secciones norte y sur, se encuentran caracterizados por magnitudes de F muy bajas, entre 0,2 y 1%. En tanto, el extremo sur del plutón se encuentra caracterizado por magnitudes de F excepcionalmente altas que varían entre 8,4 y 19,7% (Fig. 24).

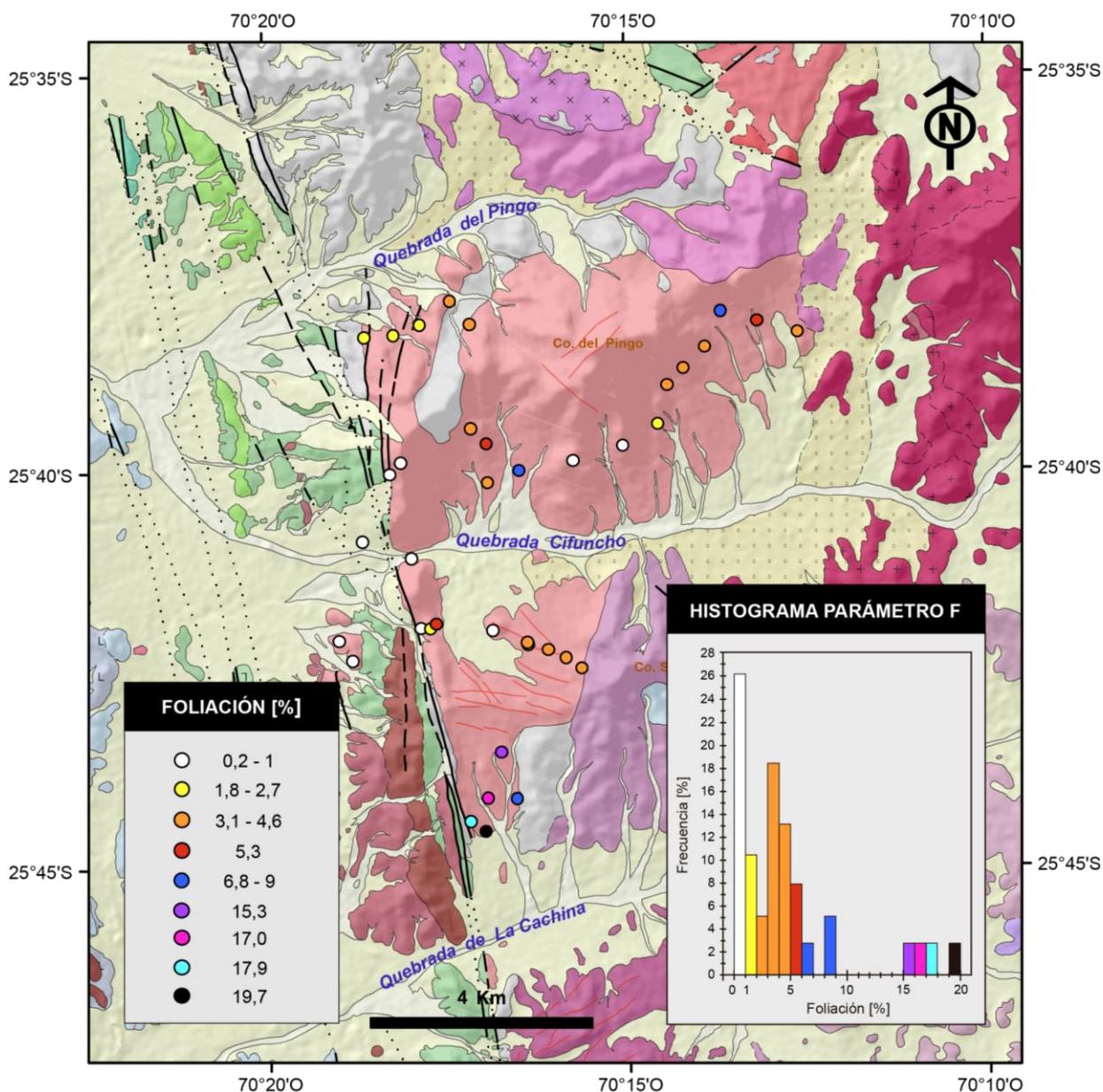


Figura 24. Magnitud del parámetro de foliación magnética (F) y su distribución al interior de la Granodiorita Cerro del Pingo.

Por otro lado, a partir del gráfico *F versus* Susceptibilidad Magnética Media (K_m) (Fig. 25) se deduce que las magnitudes más bajas de *F* (0,2 a 1%) se encuentran asociadas principalmente a sitios paramagnéticos y mixtos (sitios PS08, PS09, PS10, PS27, PS31), aunque también caracterizan a un sitio ferromagnético (sitio PS13). Estas bajas magnitudes indican que el desarrollo de arreglos planares en estos sitios es despreciable y, por lo tanto, no se consideran en el análisis direccional de la foliación magnética (Fig. 28).

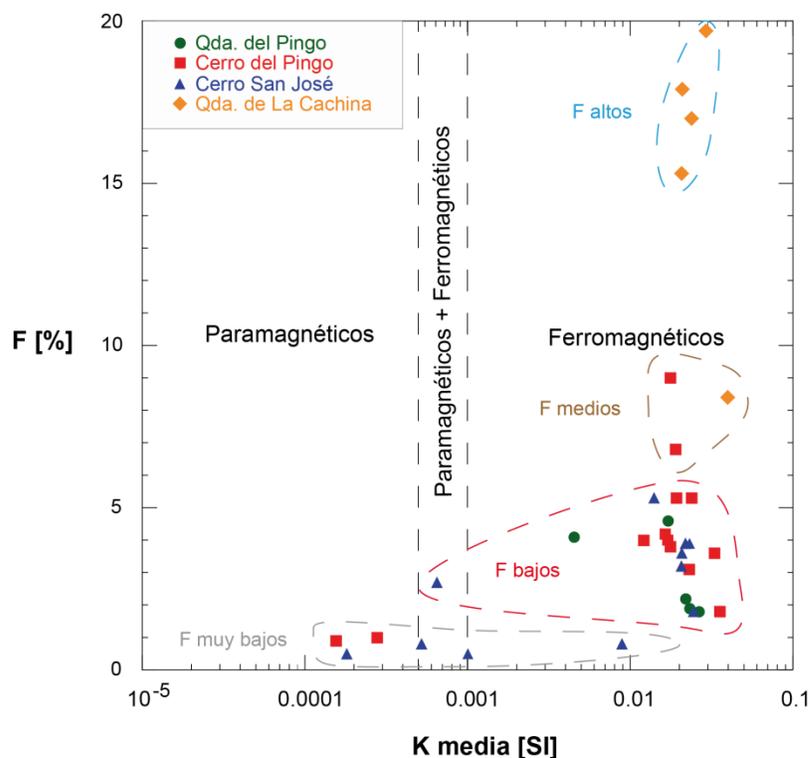


Figura 25. Gráfico foliación magnética (*F*) versus susceptibilidad magnética media (K_m). Línea segmentada indica el límite de susceptibilidad para el control de mineralogía paramagnética y ferromagnética según Bouchez (1997). Líneas segmentadas gris, roja, café y celeste agrupan sitios con magnitudes muy bajas, bajas, medias y altas de *F*, respectivamente. En el gráfico no se consideraron los sitios PS05, PS06, PS25 y PS33.

En tanto, la gran mayoría de los sitios ferromagnéticos presenta magnitudes de *F* relativamente mayores a los de sitios paramagnéticos y mixtos, definiendo un rango amplio entre 1,8 y 19,7%. En particular, sitios ferromagnéticos con K_m similares, entre 0,017 y 0,03 SI, presentan magnitudes bajas (1,8 a 5,3%), medias (6,8 a 9%) y altas de *F* (15,3 a 19,7%), por lo que no es posible establecer una relación de proporcionalidad directa entre los parámetros K_m y *F* (Fig. 25). Por otra parte, es importante notar que estos sitios caracterizados por magnitudes muy bajas, bajas, medias y altas de *F* se encuentran caracterizados respectivamente por magnitudes muy bajas, bajas, medias y altas de *P'* (Figs. 20 y 25). Este resultado es coherente con que en la mayoría de los sitios *F* es el factor que contribuye más a *P'* (79% de los sitios son oblatos).

En cuanto a la variación de F a lo largo de las distintas transectas, la transecta Qda. del Pingo muestra que en torno al SFA las magnitudes de F son relativamente menores a las que se encuentran en torno al *roof pendant* de basamento (Fig. 26a). Mientras tanto, en la transecta Cerro del Pingo las magnitudes de F varían principalmente dentro del rango general (1,8 a 6,8%), presentando disminuciones locales asociadas a la presencia de tonalitas de piroxeno (sitios paramagnéticos y mixtos) y milonitas al interior de la transecta. Adicionalmente, esta transecta muestra un gradiente en el valor de F, aumentando abruptamente en dirección NNE hacia el contacto con la roca de caja (Fig. 26b).

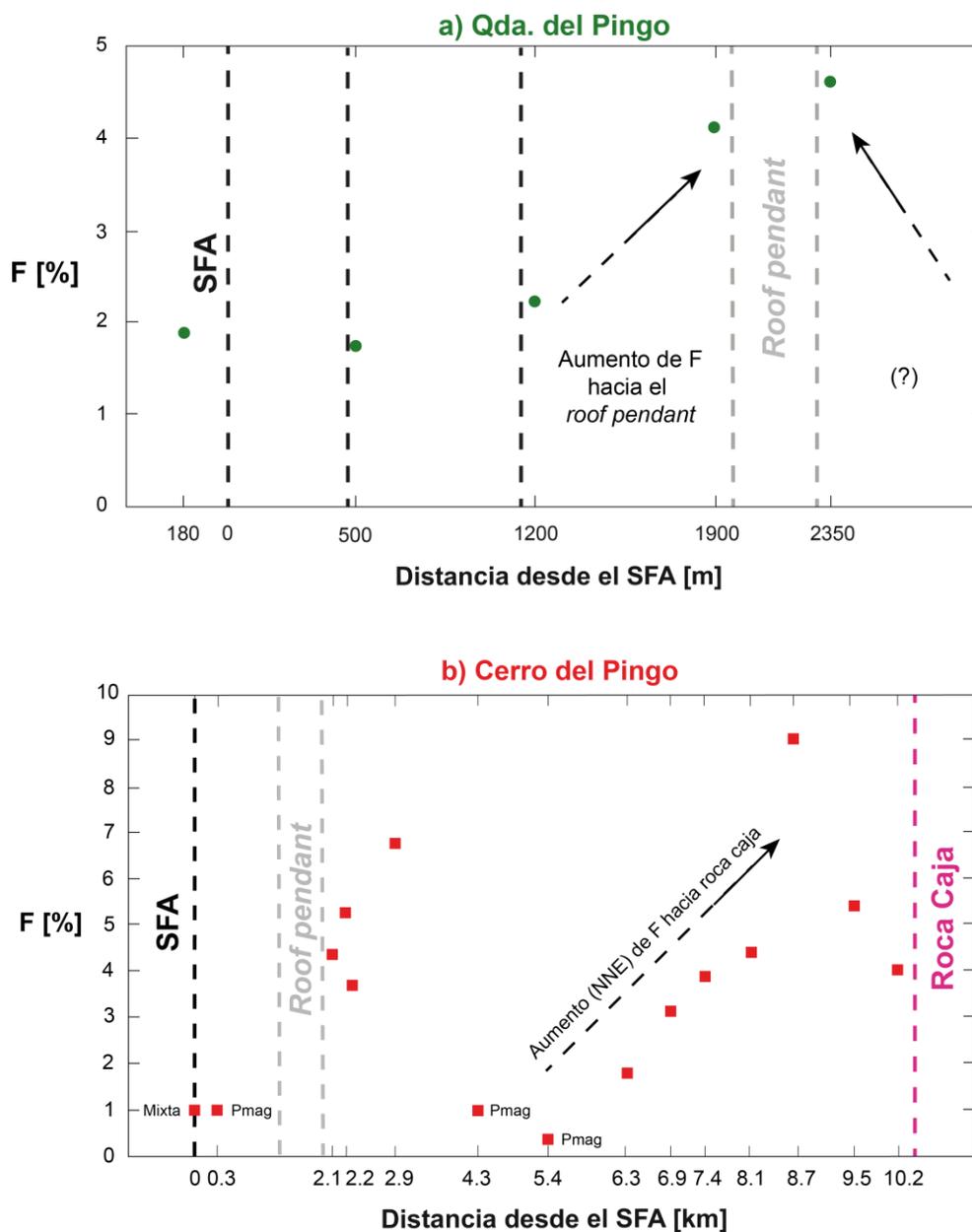


Figura 26. Variación del parámetro de foliación magnética (F) a lo largo de las transectas ubicadas en la sección norte de la Granodiorita Cerro del Pingo: a) Qda. del Pingo y b) Cerro del Pingo.

Por su parte, la transecta Cerro San José también muestra magnitudes de F que varían dentro del rango general (1,8 a 6,8%) y presenta disminuciones locales asociadas a la presencia de tonalitas de piroxeno (sitios paramagnéticos y mixtos) al interior de la transecta, aunque en este caso no se observa ningún tipo de gradiente (Fig. 27a). Por último, la transecta Qda. de La Cachina muestra un marcado gradiente de F que aumenta hacia el contacto con el SFA (Fig. 27b). Este resultado se correlaciona con el gradiente de P' reconocido en este sector (Fig. 23b), lo cual se atribuye a que la contribución de F a la anisotropía total es muy superior a la contribución de L (Fig. 21).

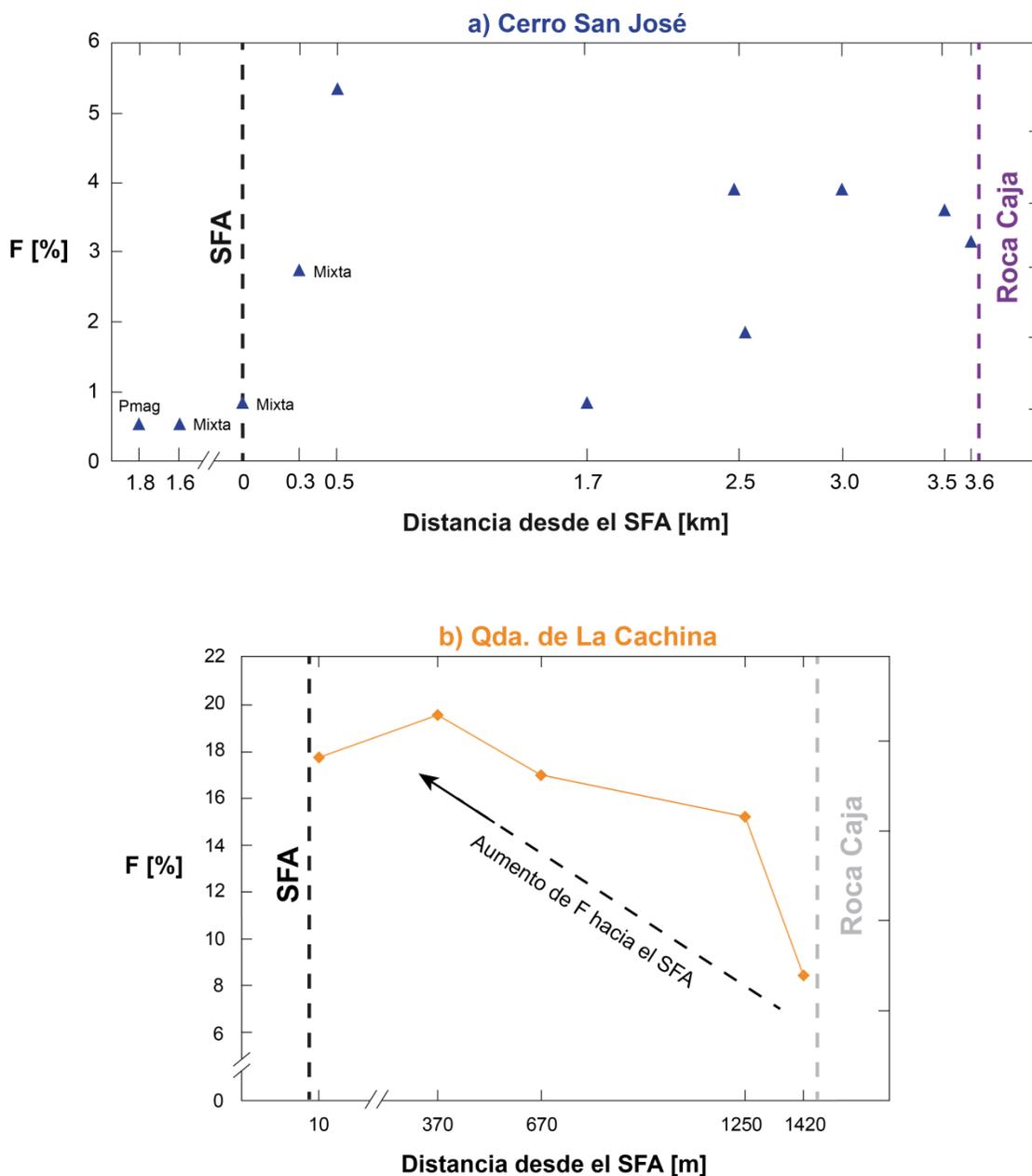


Figura 27. Variación del parámetro de foliación magnética (F) a lo largo de las transectas ubicadas en la sección sur de la Granodiorita Cerro del Pingo: a) Cerro San José y b) Qda. de La Cachina.

En cuanto a la orientación de la foliación magnética, los resultados muestran dos patrones bien definidos tanto en su orientación como en su distribución al interior del plutón. Por un lado, el sector occidental (adyacente al SFA) se encuentra caracterizado por foliaciones subverticales de rumbo NNO a NS, mientras que el sector nor-oriental (distal al SFA) se encuentra caracterizado por foliaciones subhorizontales de rumbo variable (Fig. 28).

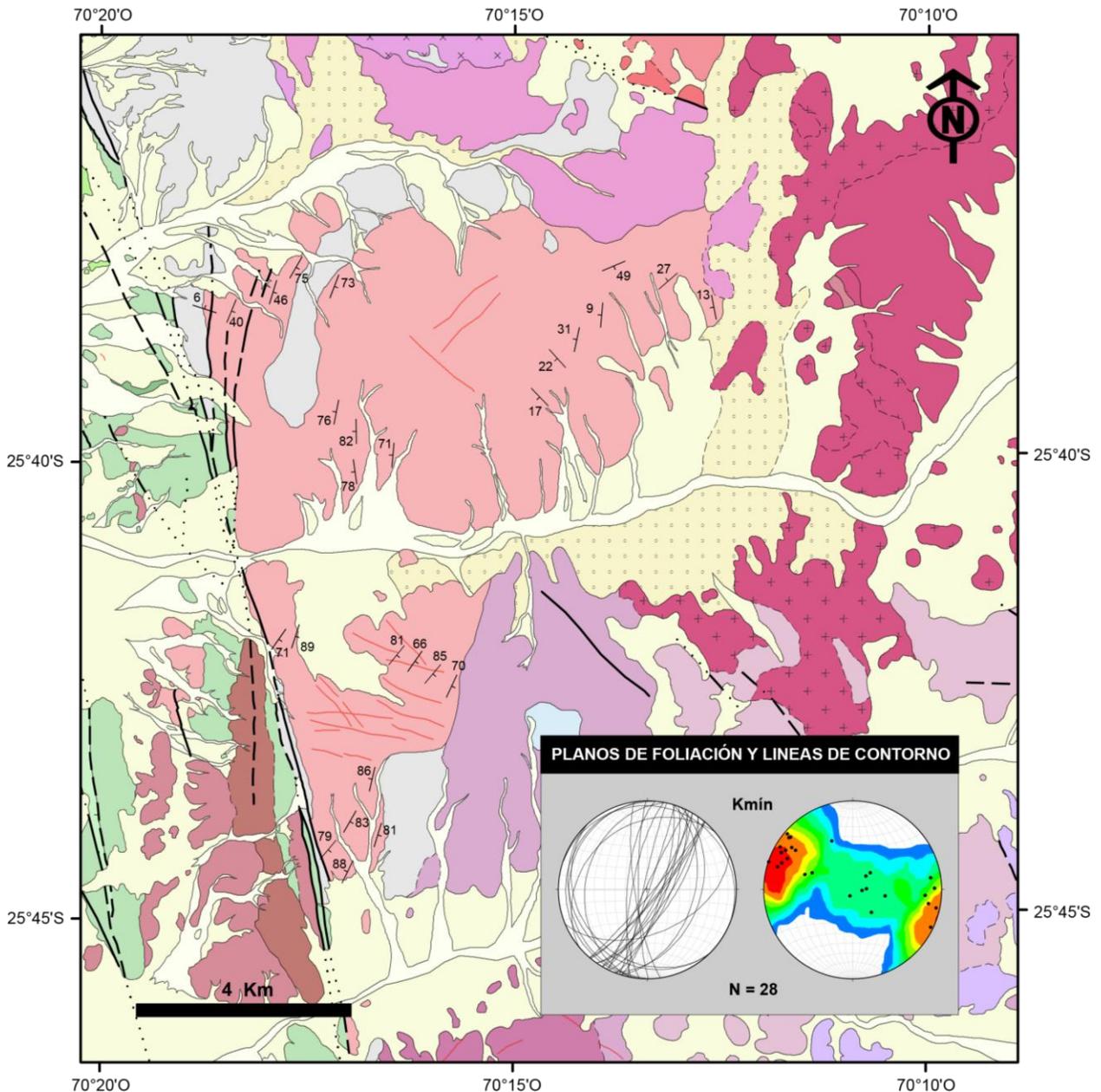


Figura 28. Orientación de la foliación magnética al interior de la Granodiorita Cerro del Pingo. En el mapeo no se consideraron los sitios PS05, PS06, PS08, PS09, PS10, PS13, PS25, PS27, PS31 y PS33. Los diagramas de contorno y de roseta se construyeron utilizando una estadística Kamb con un nivel de significancia de 2 sigma.

4.2.2.4 Lineación Magnética (L)

La intensidad de la lineación magnética presenta magnitudes dentro de un rango acotado que varía entre un 0,1 y 6,7%. En general, al interior del plutón la mayoría de los sitios (60% aprox.) presenta magnitudes de L bajas que varían entre 1,4 y 5%. Sin embargo, algunos sectores se encuentran caracterizados por magnitudes relativamente menores o mayores a este rango general. Por un lado, el borde occidental del plutón junto con el sector céntrico de su sección norte y algunos sitios ubicados en torno a los contactos con la roca de caja, se encuentran caracterizados por magnitudes de L muy bajas que varían entre 0,1 y 1,1%. Mientras tanto, el sitio PS01 ubicado adyacentes a la traza del SFA se encuentra caracterizado por una magnitud de L media, específicamente de un 6,7% (Fig. 29).

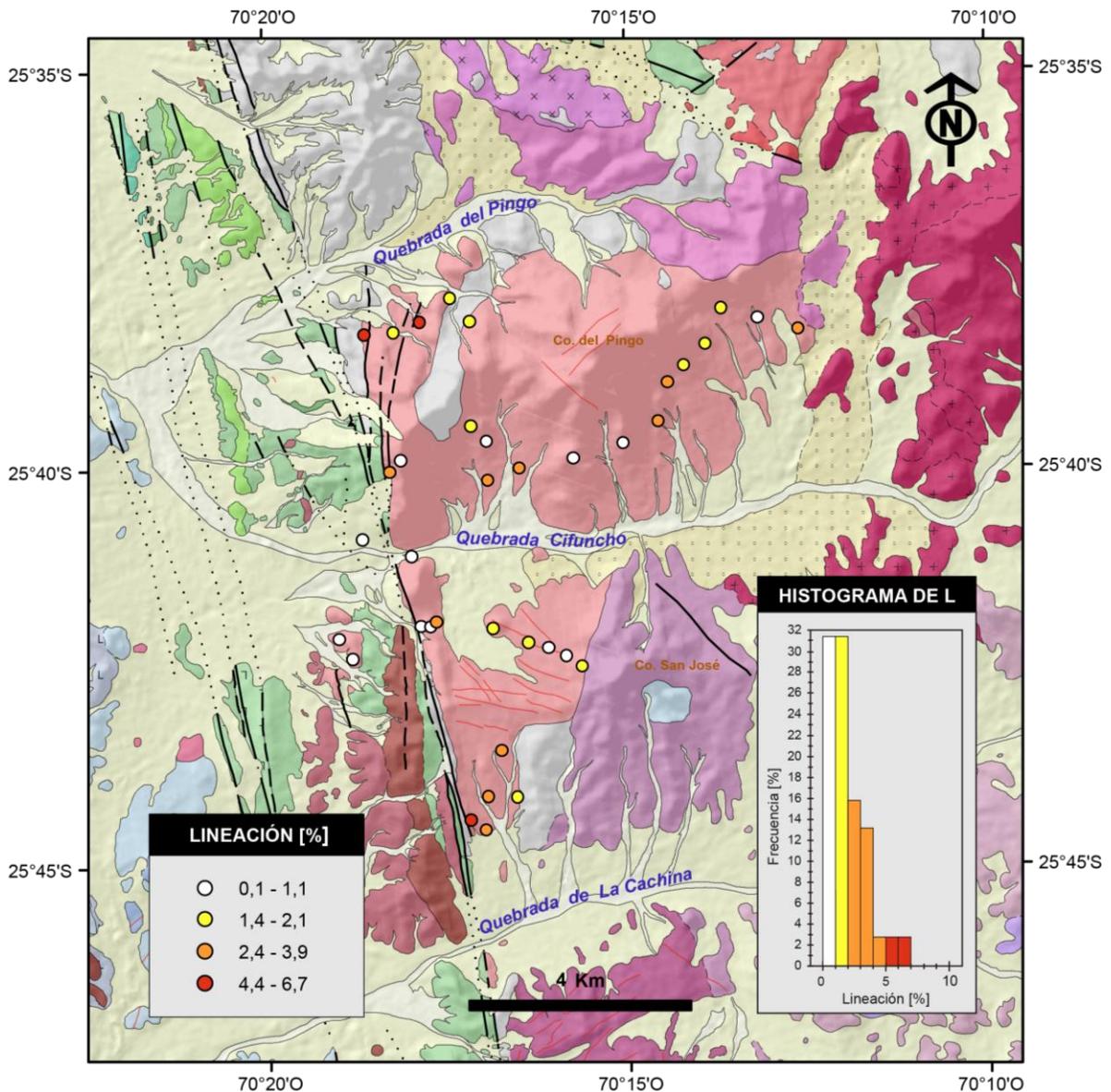


Figura 29. Magnitud del parámetro de lineación magnética (L) y su distribución al interior de la Granodiorita Cerro del Pingo.

Por otro lado, a partir del gráfico *L versus* Susceptibilidad Magnética Media (K_m) (Fig. 30) se deduce que las magnitudes más bajas de *L* (0,1 a 1,1%) se encuentran asociadas principalmente a sitios paramagnéticos y mixtos (PS08, PS09, PS10 y PS11, PS27 y PS31), aunque también caracterizan a cuatro sitios ferromagnéticos (PS16, PS17, PS20 y PS30). Estas magnitudes indican que el desarrollo de arreglos lineares en estos sitios es despreciable y, por lo tanto, no se consideran en el análisis direccional de la lineación magnética (Fig. 31).

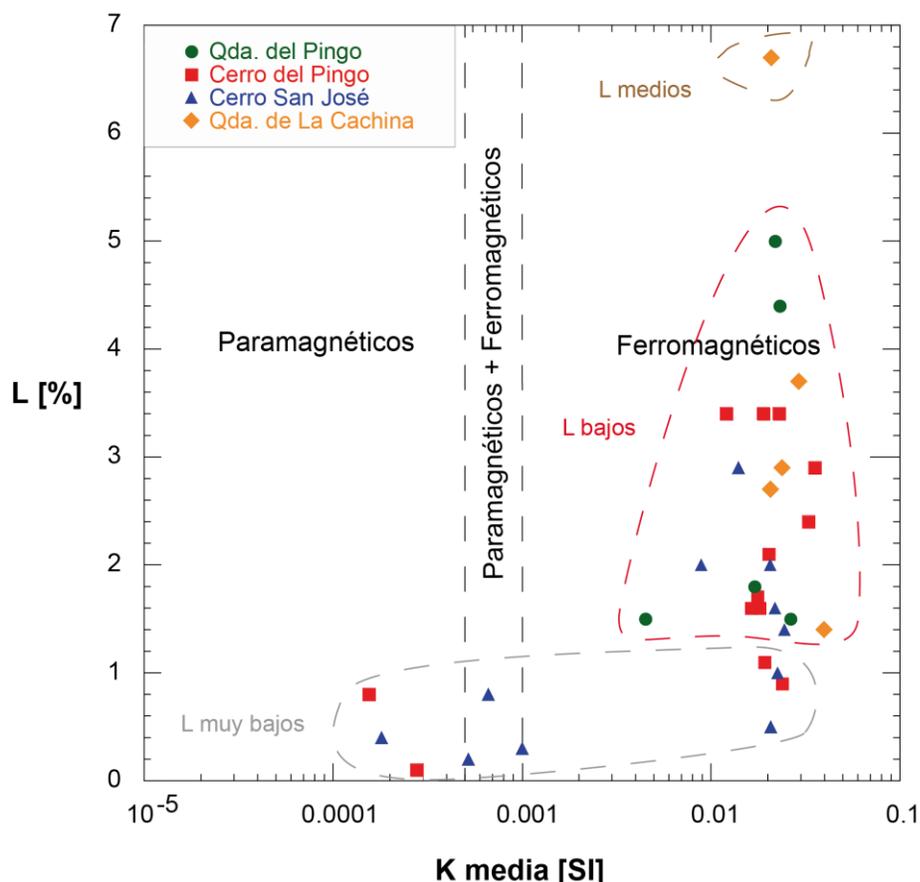


Figura 30. Gráfico lineación magnética (*L*) versus susceptibilidad magnética media (K_m). Línea segmentada indica el límite de susceptibilidad para el control de mineralogía paramagnética y ferromagnética según Bouchez (1997). Líneas segmentadas gris, roja y café agrupan sitios con magnitudes muy bajas, bajas y medias de *L*, respectivamente. En el ploteo no se consideraron los sitios PS05, PS06, PS25 y PS33.

En tanto, la mayoría de los sitios ferromagnéticos presenta magnitudes de *L* relativamente mayores a los de sitios paramagnéticos y mixtos, éstas varían específicamente entre 0,5 y 6,7%. En particular, sitios ferromagnéticos con magnitudes de K_m similares, entre 0,017 y 0,03 SI, presentan magnitudes de *L* muy bajas (0,5 a 1,1%), bajas (1,4 a 5%) y medias (6,7%), por lo que no es posible establecer una relación de proporcionalidad directa entre los parámetros K_m y *L* (Fig. 30).

En cuanto a la orientación de la lineación magnética, los resultados muestran un marcado patrón NNE que, aparentemente, coincide con la dirección de mayor elongación del plutón. Este patrón se encuentra muy bien definido al interior de la sección sur del plutón y también en su sección norte, en torno a la traza del SFA, donde se orienta de manera subparalela a esta estructura. En cambio, en el sector más distal al SFA el patrón NNE pierde consistencia y presenta mayor variabilidad (Fig. 31).

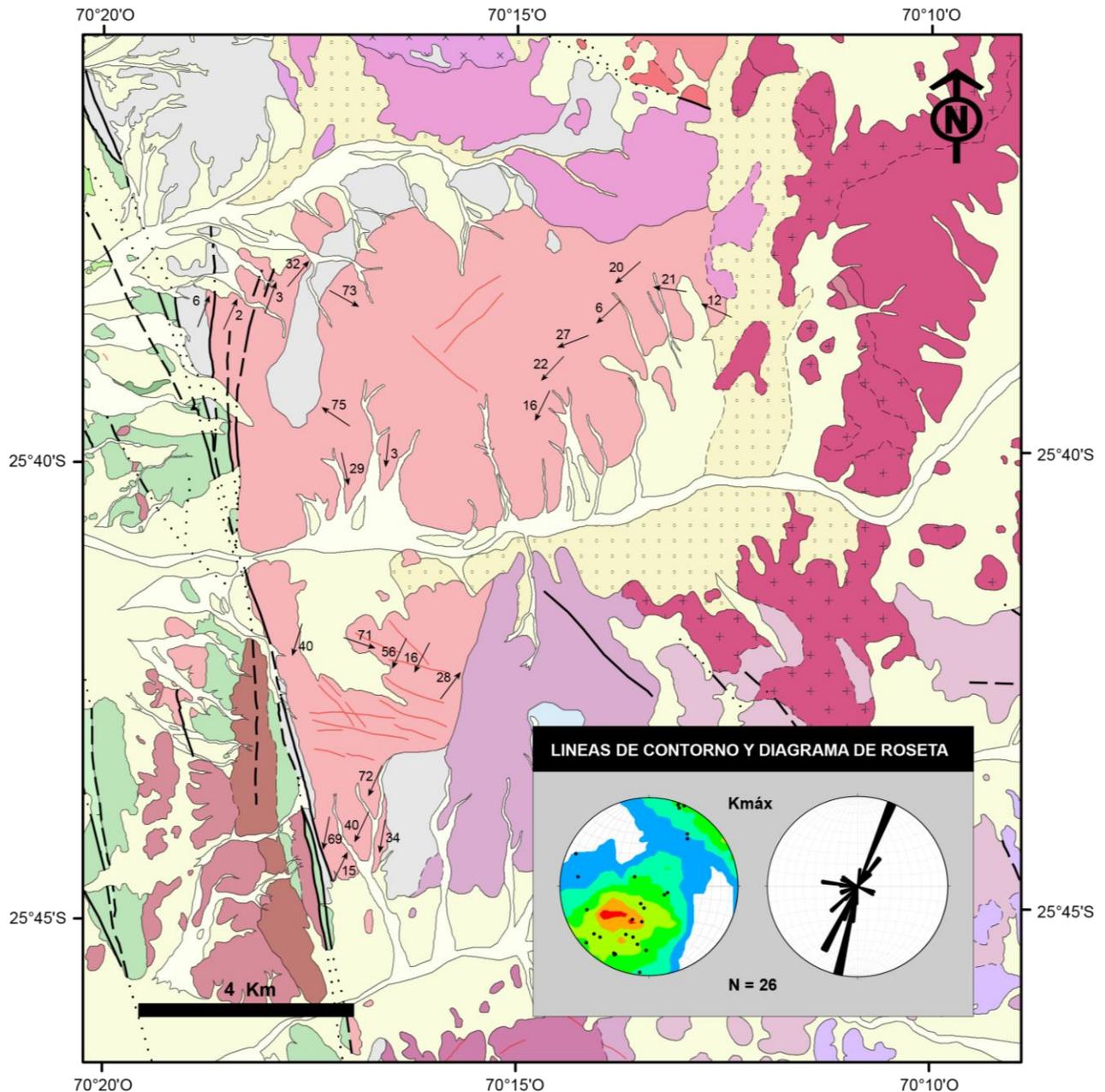


Figura 31. Orientación de la lineación magnética al interior de la Granodiorita Cerro del Pingo. En el mapeo no se consideraron los sitios PS05, PS06, PS08, PS09, PS10, PS11, PS17, PS25, PS27, PS30, PS31 y PS33. Los diagramas de contorno y de roseta se construyeron utilizando una estadística Kamb con un nivel de significancia de 2 sigma.

Con respecto a la variación del buzamiento de la lineación magnética, la transecta Qda. del Pingo muestra que la lineación se dispone subhorizontal en torno a la traza del SFA, en cambio hacia en el contacto con el *roof pendant* de basamento, ésta presenta mayor buzamiento (Fig. 32a). Por su parte, la transecta Cerro del Pingo muestra que la lineación del sector más distal al SFA presenta una marcada disposición subhorizontal, mientras que hacia el contacto con el *roof pendant* de basamento varía a abruptamente a subvertical (Fig. 32b).

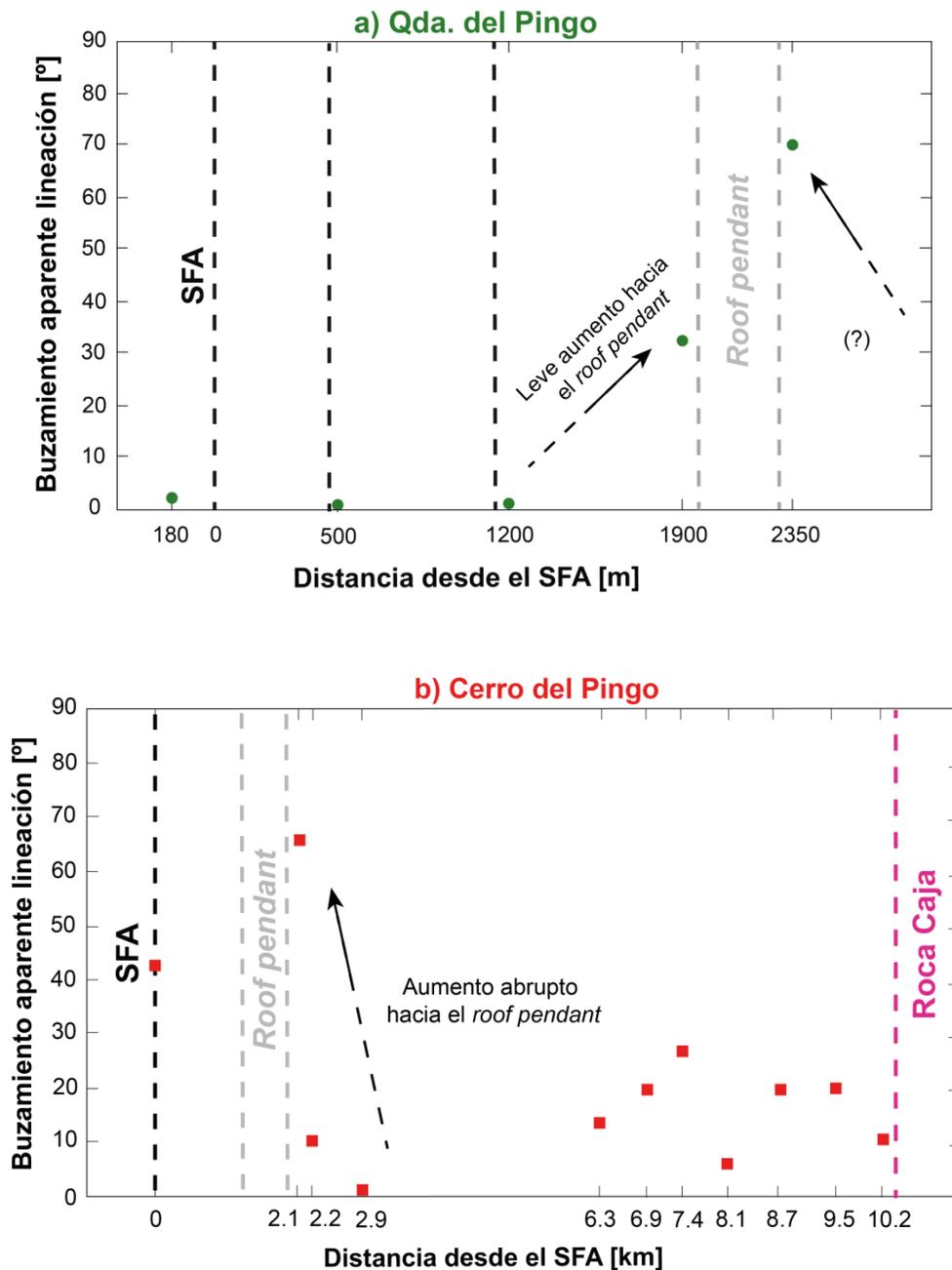


Figura 32. Variación del buzamiento de la lineación magnética a lo largo de las transectas ubicadas en la sección norte de la Granodiorita Cerro del Pingo: a) Qda. del Pingo y b) Cerro del Pingo.

En tanto, la transecta Cerro San José se encuentra caracterizada por lineaciones subhorizontales en los márgenes y subverticales en la parte central. De tal modo que, al igual que en la sección norte, se observa una verticalización de la lineación pero, en este caso, el buzamiento aumenta hacia el interior del plutón (Fig. 33a). Esta variación en el buzamiento también se reconoce a lo largo de los sitios PS02, PS32 y PS04 pertenecientes a la transecta Qda. de La Cachina, pero en este caso se describe un gradiente aumentando de sur a norte (Figs. 7 y 33b).

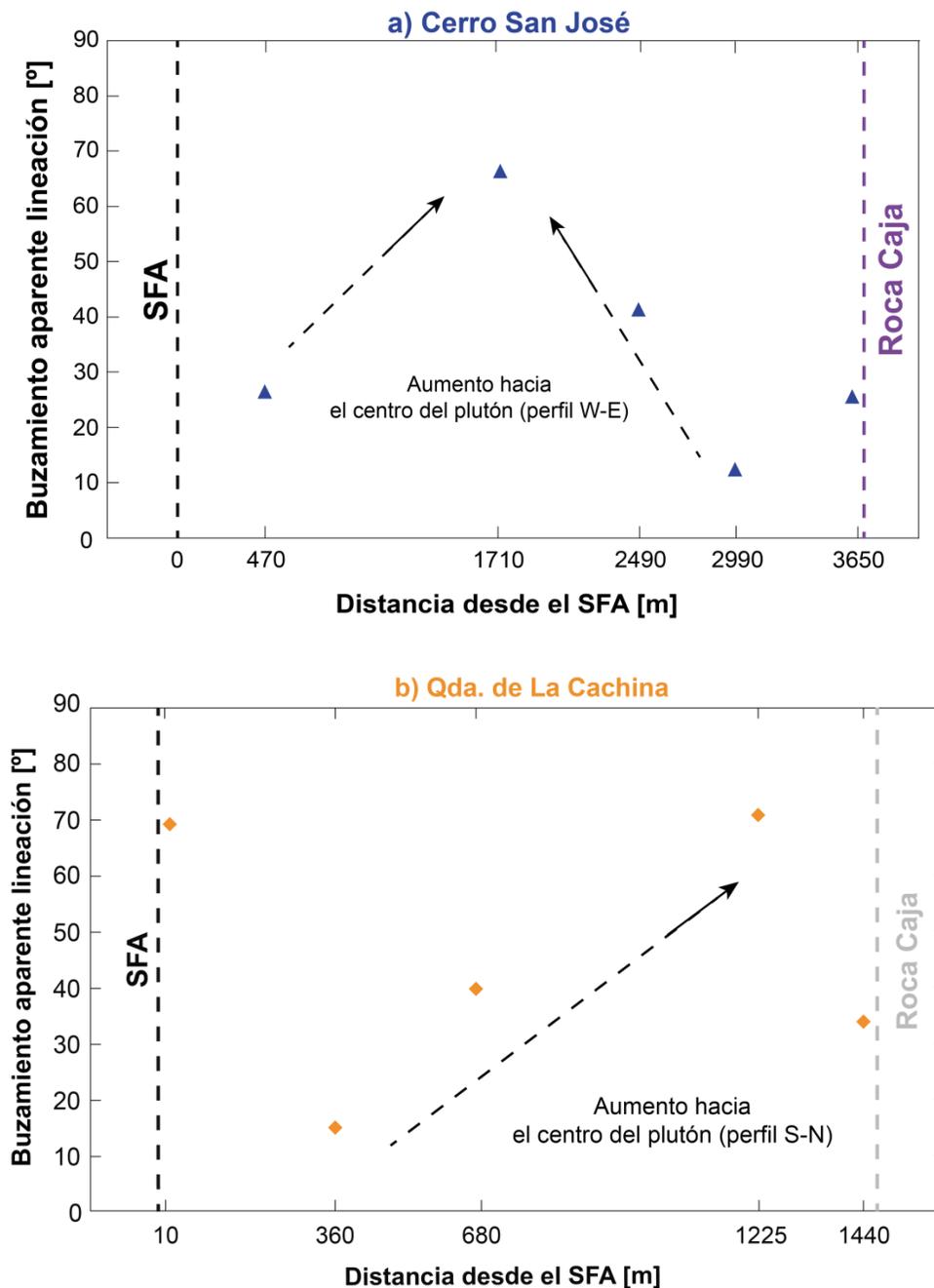


Figura 33. Variación del buzamiento de la lineación magnética a lo largo de las transectas ubicadas en la sección sur de la Granodiorita Cerro del Pingo: a) Cerro San José y b) Qda. de La Cachina.

4.3 Microestructuras

4.3.1 Granodiorita Cerro del Pingo

En la Granodiorita Cerro del Pingo se observaron texturas magmáticas y texturas de deformación en estado sólido. Por un lado, las texturas magmáticas son caracterizadas por granos de cuarzo que exhiben extinción ondulosa y, en algunos casos, desarrollo de subgranos; mientras que los minerales máficos y feldespatos carecen de deformación intracristalina. Esta textura magmática se observó de forma ubicua en los sitios analizados (80% de los sitios aprox.), tanto en tonalitas de piroxeno como en granodioritas y tonalitas de biotita y anfíbola (Fig. 34).

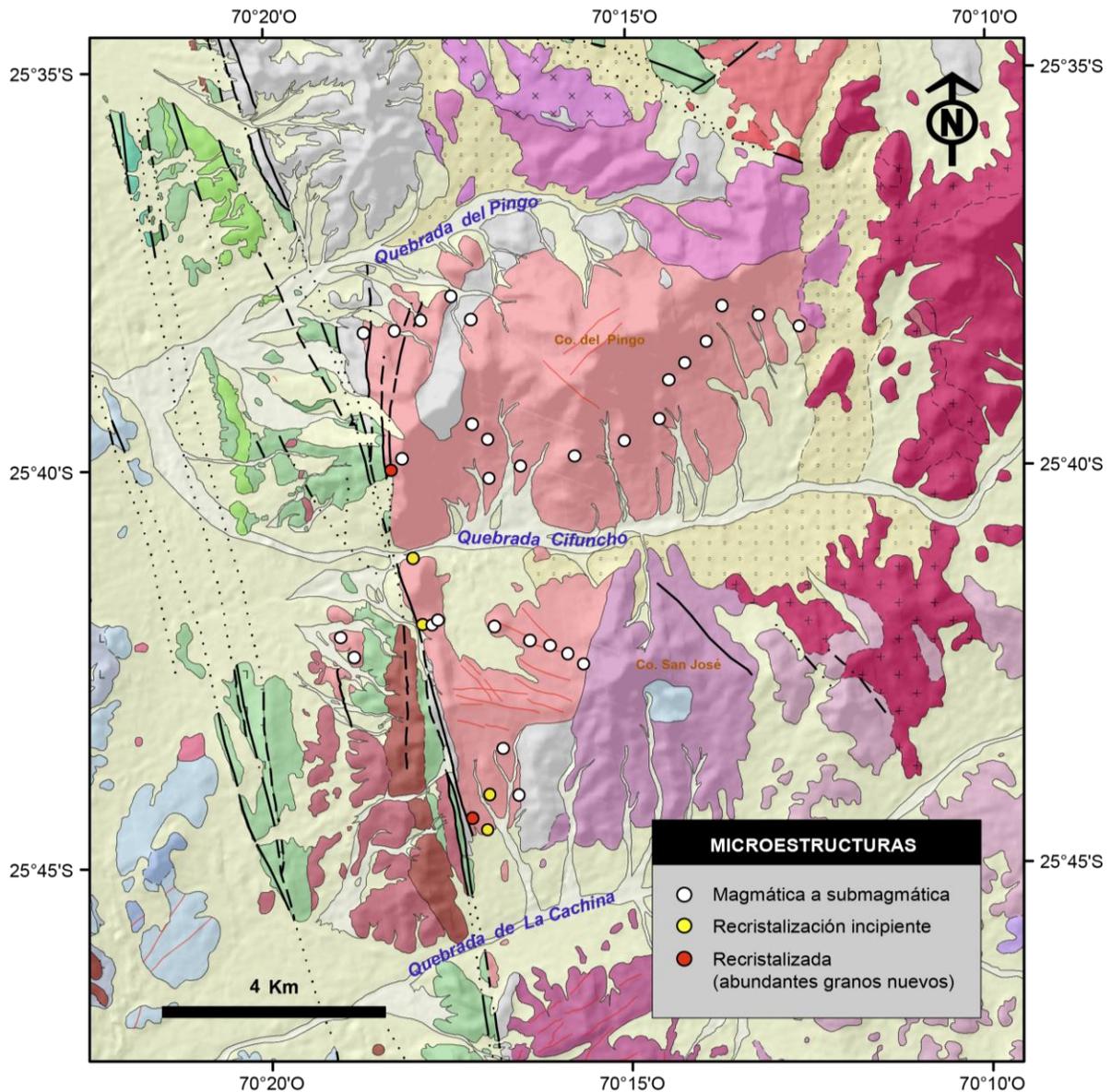


Figura 34. Microestructuras y su distribución al interior de la Granodiorita Cerro del Pingo.

Hacia el contacto con la rama oriental del SFA estas rocas presentan una incipiente textura de deformación en estado sólido caracterizada por el desarrollo de numerosos subgranos de cuarzo y extinción ondulosa en biotitas. Por otro lado, la textura correspondiente a deformación en estado sólido ocurre de manera puntual a escasos metros de la traza del SFA, siendo caracterizada por abundantes granos elongados de cuarzo recristalizado que, junto a biotitas intensamente deformadas y anfíbolos con extinción ondulosa, definen una foliación subvertical (Fig. 34).

En particular, a lo largo de los sitios de la transecta Qda. de La Cachina se aprecia un gradiente de deformación intracristalina que aumenta progresivamente en dirección hacia el SFA, el cual comienza con extinción ondulosa (Fig. 35a) que gradua a formación de subgranos (Fig. 35b) y finalmente culmina en intensa recristalización (Figs. 35c y d).

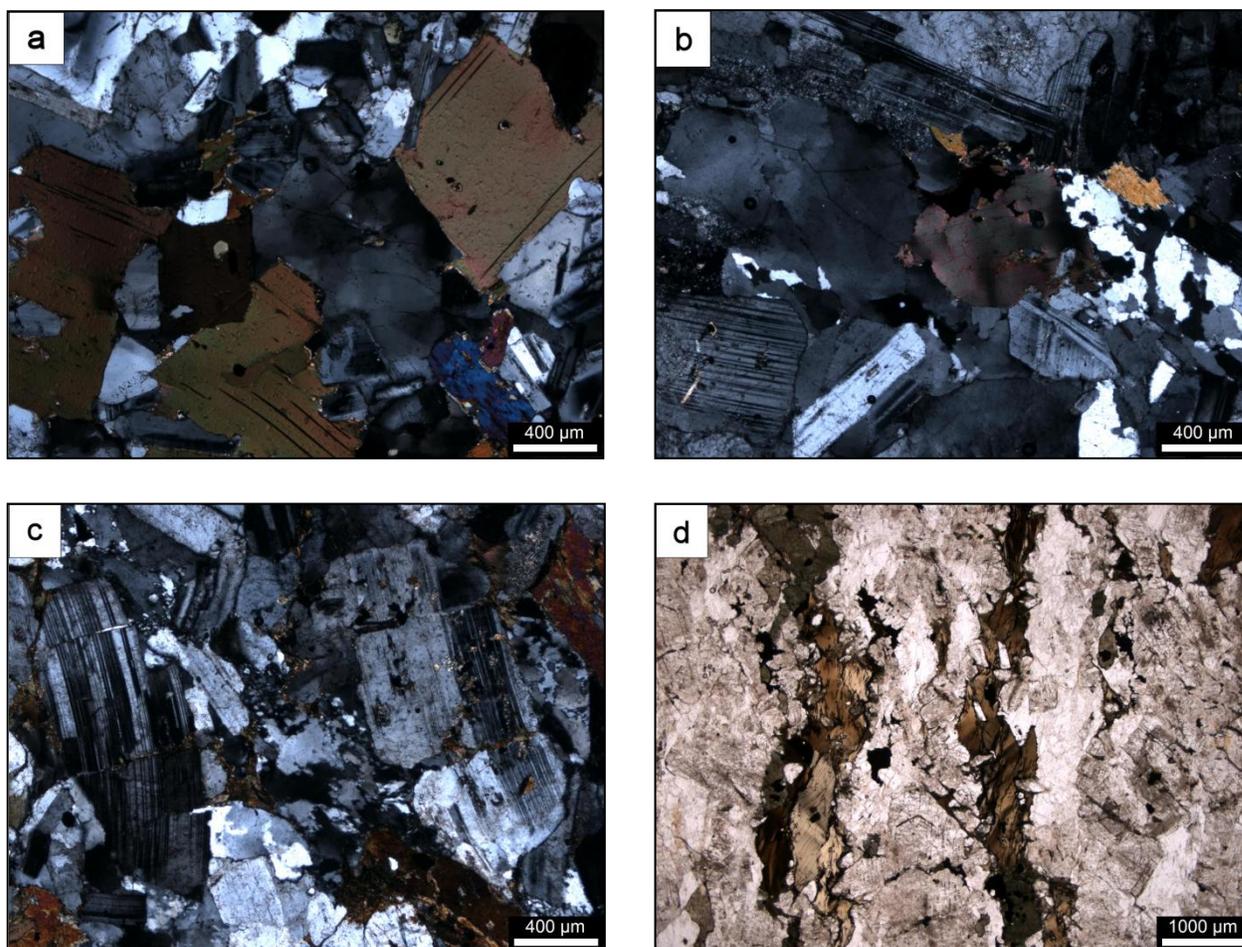


Figura 35. Fotomicrografías de los sitios de la transecta Qda. de La Cachina. a) Textura magmática en sitio PS03 consistente en cuarzo con extinción ondulosa y biotitas no deformadas. b) Textura magmática en sitio PS32 consistente en subgranos de cuarzo y extinción ondulosa en biotita. c) Textura de deformación en estado sólido (sitios PS02) correspondiente a recristalización de granos de cuarzo. d) Foliación en sitio PS01 definida por granos elongados de cuarzo recristalizado, biotitas intensamente deformadas y anfíbolos con extinción ondulosa.

4.3.2 Milonitas de la rama oriental del Sistema de Fallas de Atacama

En las milonitas de la rama oriental del SFA se observaron microestructuras asociadas al cizallamiento dúctil de tonalitas de piroxeno. Estas microestructuras corresponden a porfidoclastos asimétricos tipo sigma y delta de piroxeno, los cuales indican una cinemática transcurrente sinistral en la rama oriental del SFA (Fig. 36).

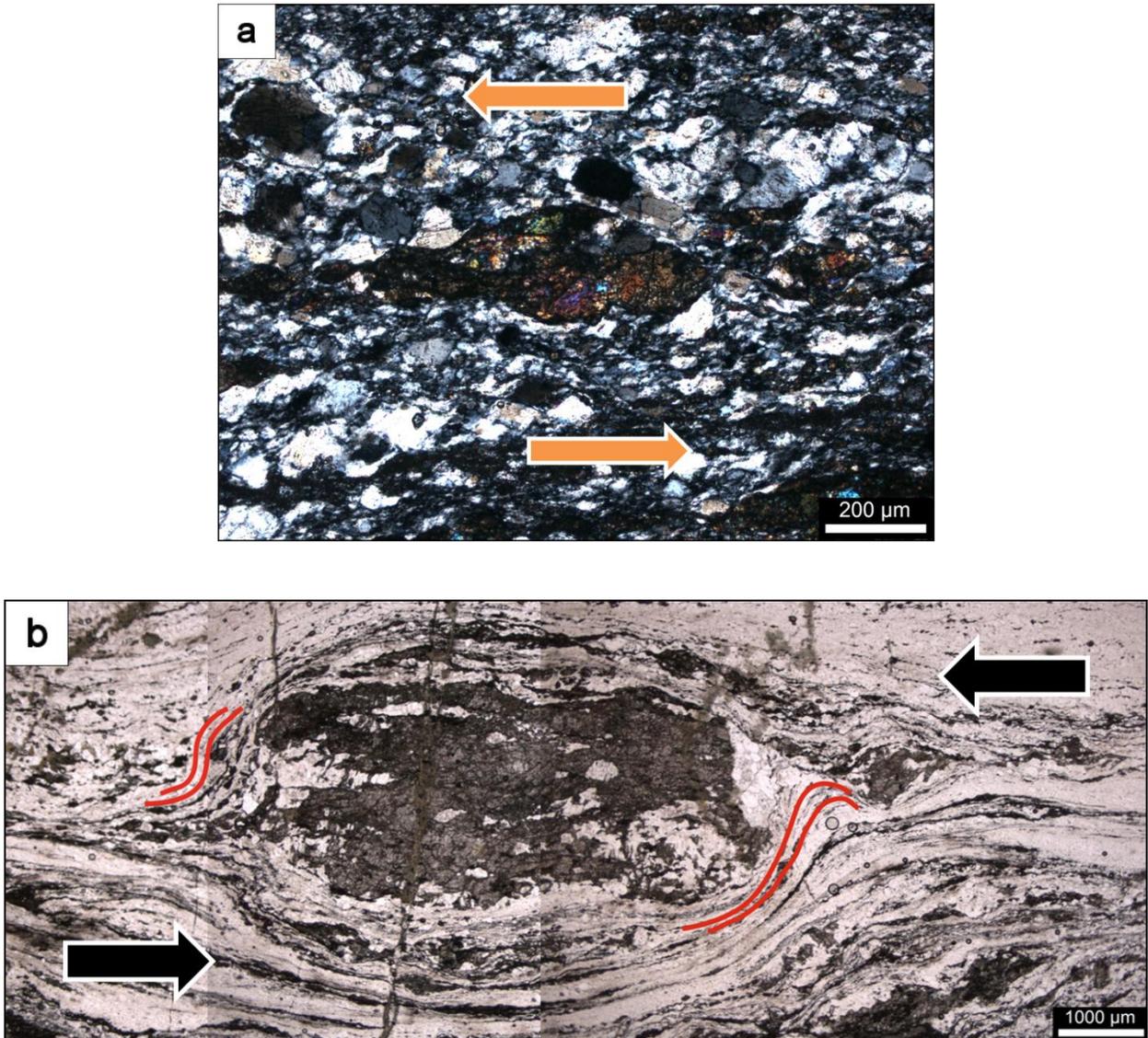


Figura 36. Porfidoclastos asimétricos de piroxeno tipo sigma (a) y tipo delta (b).

5 DISCUSIÓN

En el presente capítulo se estudia en detalle la relación de la fábrica magnética de la Granodiorita Cerro del Pingo (GCP) con la evolución de la deformación desarrollada en la rama oriental del Sistema de Fallas de Atacama (SFA).

5.1 Parámetro anisotropía (P') como indicador de la intensidad de la deformación

Diversos autores han utilizado el parámetro P' como indicador de la intensidad de la deformación en rocas plutónicas. En el caso de plutones paramagnéticos, la fábrica magmática es definida por la orientación preferencial de silicatos de hierro (e.g. biotita, anfíbola y piroxeno), los cuales se caracterizan por presentar una anisotropía intrínseca de tipo magneto-cristalina (ver Anexo A), de modo que la fábrica magnética (definida por direcciones de ASM) refleja exactamente la fábrica magmática (definida por ejes cristalográficos), siendo posible el uso de la magnitud de P' como indicador de la deformación en plutones paramagnéticos (Archanjo *et al.*, 1995). En cambio, en plutones ferromagnéticos la aplicación de esta relación ha sido materia de debate, ya que en este tipo de plutones la fábrica magnética no depende de la fábrica definida por silicatos de hierro, sino que es controlada por la anisotropía de forma de granos de magnetita (ver Anexo A), los cuales poseen una alta susceptibilidad magnética intrínseca que hace insignificante la contribución de minerales paramagnéticos (Tarling y Hrouda, 1993).

Por otro lado, Rochette *et al.* (1992) indican que la magnitud de P' en plutones ferromagnéticos es fuertemente dependiente de la magnitud de la susceptibilidad magnética media (K_m), lo cual distorsiona el significado real de P'. Por su parte, Archanjo *et al.* (1994) observaron que la magnitud promedio de P' aumenta considerablemente al aumentar la magnitud de K_m por sobre los $10^{-2.5}$ SI, lo cual sugiere una relación de proporcionalidad directa entre K_m y P'. Por otra parte, se ha demostrado que el aumento de la magnitud promedio de P' puede estar asociado a un efecto complementario denominado “distribución de la anisotropía”, el cual se basa en la interacción magnética de granos adyacentes de magnetita levemente elongados (Grégoire *et al.*, 1995). El resultado de este efecto depende fuertemente de la configuración espacial entre los granos adyacentes, ya que estos pueden encontrarse “uno al lado del otro”, o bien, “alineados”. En el primer caso, la interacción entre granos produce la rotación de $K_{m\text{máx}}$ resultante en 90° , mientras que en el segundo caso la magnitud de $K_{m\text{máx}}$ resultante aumenta generando el aumento de P' (Fig. 36). En síntesis, para poder interpretar correctamente la magnitud de P' como intensidad de la deformación en plutones ferromagnéticos, es necesario demostrar que: 1) P' es independiente de K_m y 2) P' no se encuentra exagerado por el efecto de “distribución de la anisotropía” (Sen *et al.*, 2005).

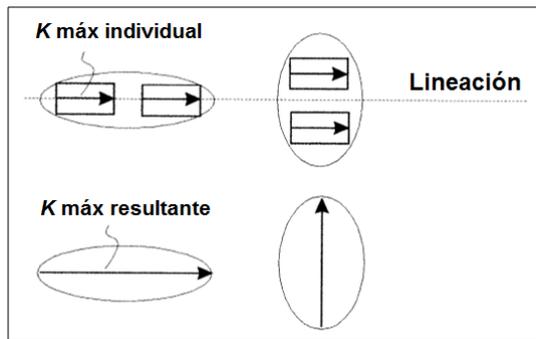


Figura 36. Efecto de distribución de la anisotropía. Modificado de Grégoire *et al.* (1995).

Si bien los resultados muestran que los sitios ferromagnéticos ($K_m > 10^{-3}$ SI) de la GCP son caracterizados por magnitudes de P' relativamente mayores a los de sitios paramagnéticos y mixtos ($K_m < 10^{-3}$ SI), no es posible establecer un control de K_m sobre P' , ya que sitios ferromagnéticos con similar K_m (0,017 a 0,03 SI) presentan magnitudes bajas (2,8 a 8,5%), medias (10,5 a 12,1%) y altas de P' (20 a 26,6%); es decir, la magnitud de P' es independiente de K_m (Fig. 37).

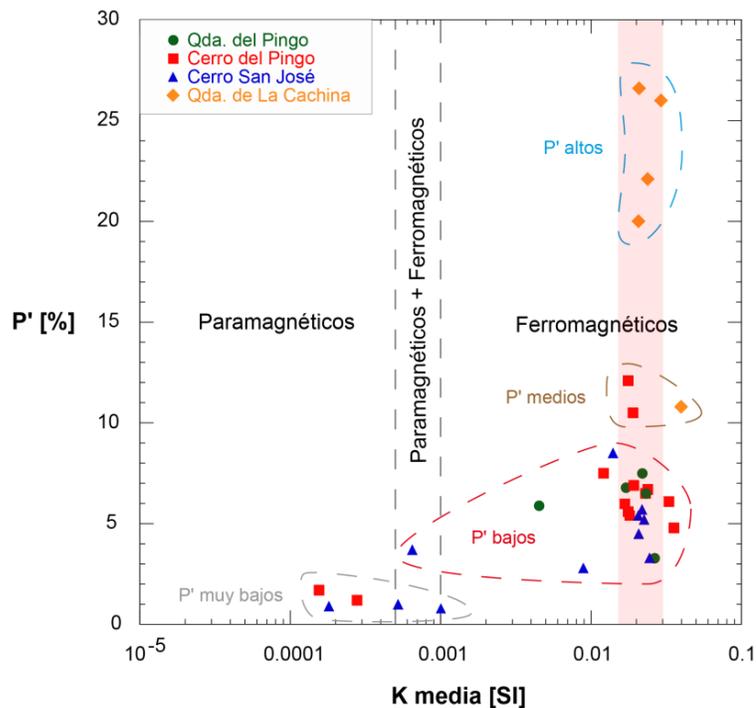


Figura 37. Gráfico anisotropía corregida (P') versus susceptibilidad magnética media (K_m). Línea negra segmentada indica el límite de susceptibilidad para el control de mineralogía paramagnética y ferromagnética según Bouchez (1997). Líneas segmentadas gris, roja, café y celeste agrupan sitios con magnitudes muy bajas, bajas, medias y altas de P' , respectivamente. Banda roja destaca los sitios ferromagnéticos con magnitudes de K_m entre 0,017 y 0,03 SI. En el ploteo no se consideraron los sitios PS05, PS06, PS25 y PS33.

Por otra parte, las magnitudes de P' obtenidas en sitios ferromagnéticos son coherentes con la petrofábrica observada en terreno. Por un lado, magnitudes bajas (2,5 a 8,5%) y medias de P' (10,5 a 12,1%) corresponden a afloramientos con fábricas prácticamente isotropas, mientras que magnitudes altas de P' (20 a 26,6%) son coherentes con el desarrollo de foliación mesoscópica en el extremo sur del plutón (Fig. 8). Esta última observación sugiere que las magnitudes altas de P' no se encuentran exagerados por el efecto de “distribución de la anisotropía”, sino que efectivamente reflejan el grado de deformación de la roca. De hecho, Archanjo *et al.* (1995) indican que magnitudes altas de P' en torno a 20% se pueden explicar correctamente a partir de la fábrica de granos de magnetita. Por lo tanto, a partir de estas observaciones es posible señalar que P' refleja efectivamente el grado de deformación de las rocas ferromagnéticas de la GCP.

Por último, el gradiente de P' que caracteriza al extremo sur del plutón (Fig. 22b) se interpreta como un gradiente de deformación que aumenta hacia el contacto con la rama oriental del SFA. Este tipo de gradiente es característico de una zona de cizalle (Fig. 38), quedando en evidencia la estrecha relación que existe entre la actividad de la rama oriental del SFA y la fábrica magnética de este sector del plutón.

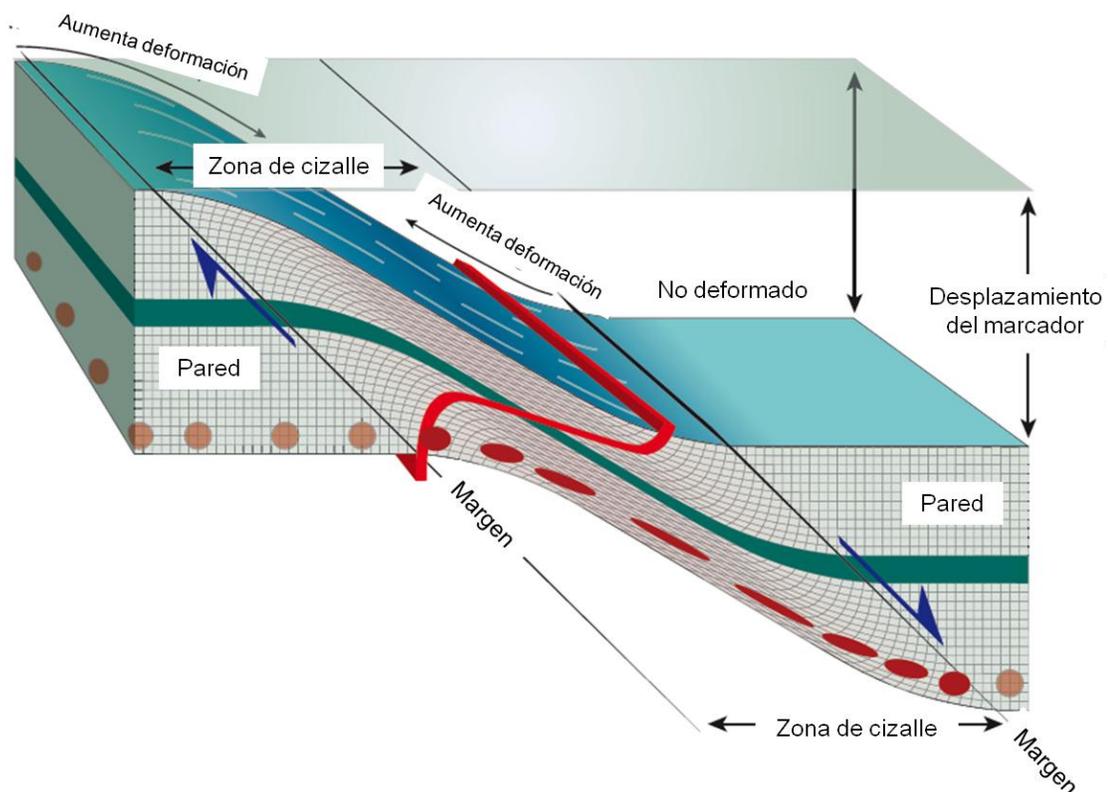


Figura 38. Gradiente de deformación en una zona de cizalle ideal. Notar cómo la grilla de cuadrados y marcadores circulares cambian de forma, alcanzando la máxima deformación en la parte central de la zona de cizalle. Modificado de Fossen, 2010.

5.2 Interpretación de la fábrica magnética de la GCP

A partir de la intensidad, orientación y distribución de la fábrica magnética observada en el presente nivel de erosión, se definen cuatro dominios al interior de la GCP (Fig. 39). A continuación, se caracteriza e interpreta la fábrica magnética presente en cada uno de estos dominios.

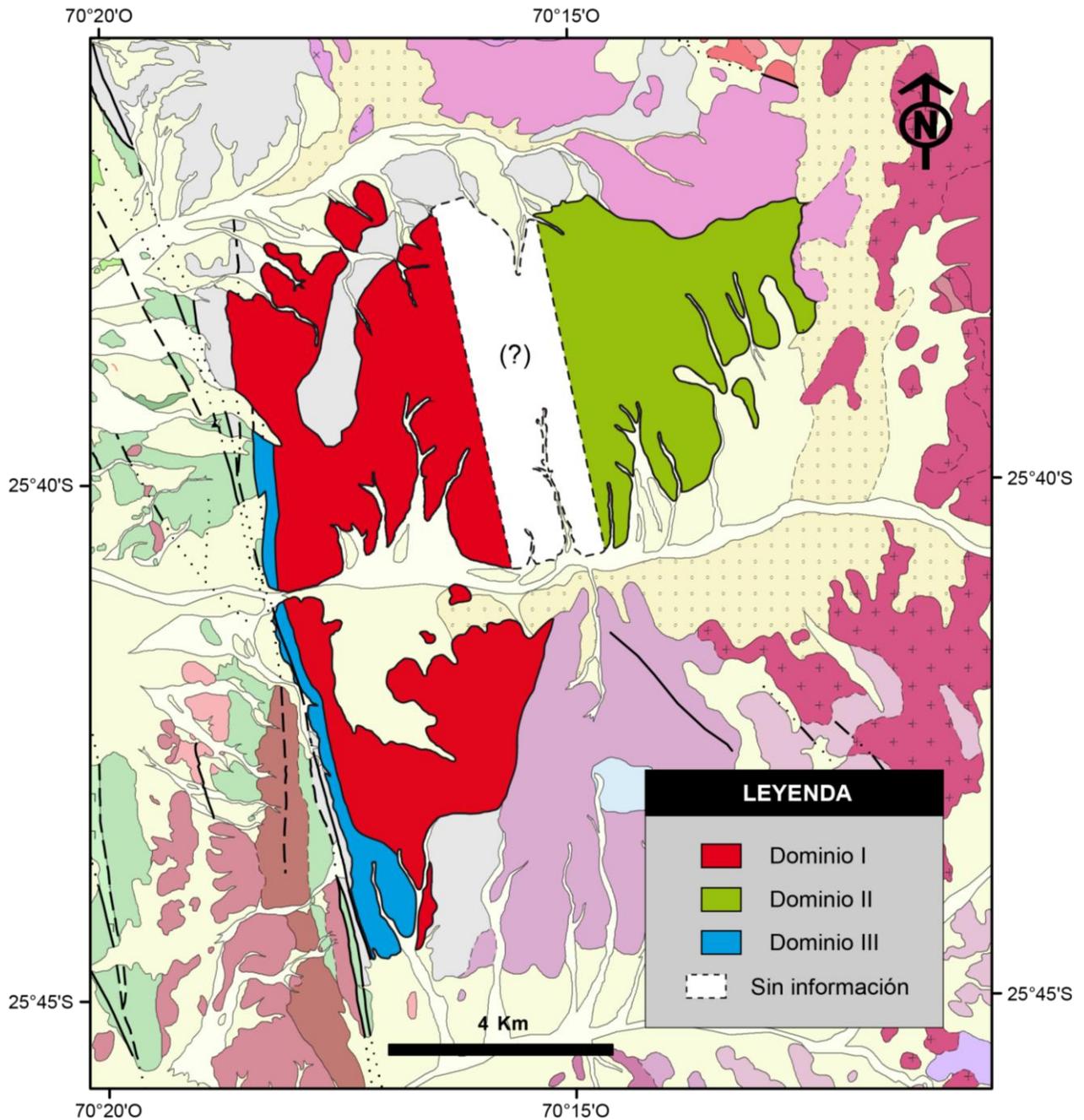


Figura 39. Dominios de fábrica magnética definidos al interior de la Granodiorita Cerro del Pingo.

5.2.1 Dominio I

El dominio I abarca el sector occidental del plutón (próximo al SFA) y comprende exclusivamente sitios ferromagnéticos (granodioritas y tonalitas de biotita y anfíbola). Las microestructuras que caracterizan a este dominio son magmáticas a submagmáticas, lo cual indica que su fábrica magnética fue adquirida en estado magmático. Además, se encuentra caracterizado por un patrón de fábricas magnéticas principalmente oblatas, muy bien definido por foliaciones subverticales y lineaciones principalmente subhorizontales de orientación NNE a NS (Fig. 40a-b). Dicho patrón describe un elipsoide de ASM oblató subvertical de orientación NNE que muestra consistencia con la cinemática transcurrente sinistral observada en la rama oriental del SFA (Fig. 40c). Por lo tanto, la fábrica magnética de este dominio se interpreta como fábrica magmática sintectónica.

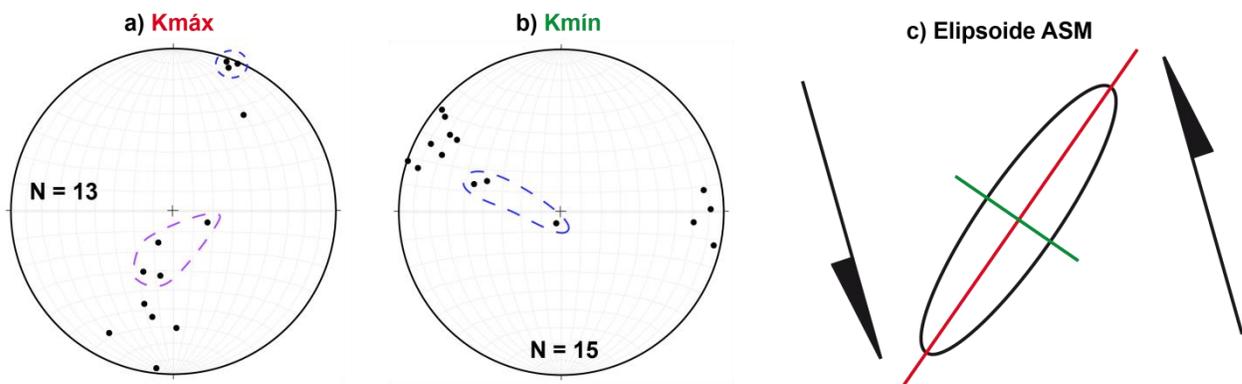


Figura 40. a) Ploteo de direcciones $K_{\text{máx}}$ de los sitios ubicados al interior del dominio I. Líneas segmentadas azul y morada agrupan direcciones $K_{\text{máx}}$ de sitios ubicados en el extremo nor-occidental del plutón y en el centro de su sección sur, respectivamente. b) Ploteo de las direcciones $K_{\text{mín}}$ de los sitios ubicados al interior del dominio I. Línea segmentada azul agrupa direcciones $K_{\text{mín}}$ de sitios ubicados en el extremo nor-occidental del plutón. c) Elipsoide de ASM que caracteriza al dominio I.

Por otro lado, las direcciones principales de ASM al interior de este dominio definen principalmente fábricas oblatas tipo II y III, coherentes con la interpretación de una fábrica magmática de carácter sintectónico asociada a cizalle simple. No obstante, el extremo nor-occidental del plutón (adyacente al SFA) y el centro de su sección sur se encuentran caracterizados por fábricas prolatas tipo IV, cuyo origen podría estar asociado a dos procesos geológicos, diferenciables a partir del patrón de buzamiento de la lineación magnética que presentan. Por un lado, en el extremo nor-occidental del plutón las lineaciones son prácticamente horizontales (buzamiento $< 6^\circ$), de modo que su orientación también se asocia a la actividad transcurrente del SFA. Mientras que en el centro de su sección sur, la lineación es subvertical y se subhorizontaliza gradualmente hacia los bordes, lo cual sugiere que la fábrica prolata podría reflejar la presencia de un canal alimentador ubicado cerca de la zona de cizalle principal (Vigneresse, 1990; Vigneresse, 1995), que con un flujo magmático vertical distorsiona localmente el patrón de lineaciones magnéticas subhorizontales característico de este

dominio sintectónico (Fig. 40a). Esta interpretación es coherente con la baja magnitud de P' que caracteriza al centro de la sección sur del plutón.

Por último, considerando que el presente nivel de erosión expone la parte más alta del plutón, la verticalización de la lineación magnética en torno a *roof pendants* de basamento se interpreta como un efecto local asociado a la interacción entre el flujo magmático y la roca de caja durante el emplazamiento (Hanmer y Vigneresse, 1980). Esta interpretación es coherente con la presencia de magnitudes medias de P' y elipsoides fuertemente oblatos en torno a los contactos con la roca de caja.

5.2.2 Dominio II

El dominio II abarca el sector oriental del plutón (distal al SFA) y comprende exclusivamente sitios ferromagnéticos (granodioritas de biotita y anfíbola). Las microestructuras que caracterizan a este dominio son magmáticas a submagmáticas, lo cual indica que su fábrica magnética fue adquirida en estado magmático. Por otro lado, las direcciones de ASM definen principalmente fábricas oblatas tipo I y, en menor medida, fábricas tipo II, III y IV, ubicándose éstas últimas hacia el interior del plutón. Además, este dominio se encuentra caracterizado por un patrón de fábricas magnéticas principalmente oblatas, definido por foliaciones subhorizontales de rumbo variable y lineaciones subhorizontales de rumbo NE a EO. Dicho patrón sugiere que este sector del plutón posee una forma tabular al interior de las rocas del basamento, y que su marcado carácter oblatos se debe, posiblemente, a un evento de cizalle puro asociado a la compactación vertical del plutón durante las últimas etapas de su emplazamiento (Archanjo y Bouchez, 1997). Por lo tanto, la fábrica magnética de este dominio se interpreta como fábrica magmática compatible con un emplazamiento activo.

5.2.3 Dominio III

El dominio III se encuentra restringido al margen occidental del plutón (adyacente al SFA), donde comprende sitios ferromagnéticos (granodioritas de biotita y anfíbola) y paramagnéticos (tonalitas de piroxeno). Las microestructuras que caracterizan a este dominio son de recristalización dinámica e incipiente recristalización. Además, el patrón de foliaciones y lineaciones presente en este dominio es idéntico al patrón observado en el dominio I. Por lo tanto, la fábrica magnética de este dominio se interpreta como fábrica tectónica post-emplazamiento asociada a la actividad transcurrente sinistral de la rama oriental del SFA.

5.3 Temporalidad de la adquisición de la fábrica magnética durante el emplazamiento

En vista de que el registro de las fábricas magmáticas en plutones ocurre durante las últimas etapas de la cristalización (Paterson *et al.*, 1998), es posible establecer la temporalidad de la adquisición de las fábricas magnéticas de la GCP a partir de las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola y biotita obtenidas por Espinoza *et al.* (2014).

En ese sentido, es posible señalar que la fábrica magmática sintectónica registrada en la sección sur del plutón (Fig. 39), se habría formado a los ~130 Ma durante la etapa final de su emplazamiento sintectónico (Fig. 41a), y que posteriormente a los ~129 Ma, el margen occidental de esta sección habría sido deformado dúctilmente por la actividad transcurrente sinistral de la rama oriental del SFA, formándose la fábrica tectónica post-emplazamiento a lo largo del margen occidental de la sección sur del plutón (Fig. 41b).

Por otra parte, es posible inferir que entre los ~129 y ~127 Ma el magma habría intruído lateralmente a través de una discontinuidad subhorizontal en el basamento, desarrollándose un emplazamiento activo en el sector nor-oriental del plutón. Simultáneamente, el sector nor-occidental se habría emplazado de manera sintectónica a la actividad transcurrente sinistral de la rama oriental del SFA (Fig. 41c). Así, a los ~127 Ma durante la última etapa del emplazamiento de la sección norte del plutón, se habrían formado dos fábricas magmáticas con distinto origen y tipo de deformación. Por un lado, la fábrica magmática asociada a emplazamiento activo registra, posiblemente, un evento de cizalle puro asociado a la compactación vertical del plutón al emplazarse como lacolito. En cambio, la fábrica magmática sintectónica se asociaría a un evento de cizalle simple inducido por la actividad transcurrente sinistral de la rama oriental del SFA (Fig. 41d). Por último, al igual que en la sección sur, la fábrica tectónica post-emplazamiento de la sección norte se habría formado ligeramente más tarde que la fábrica magmática sintectónica, específicamente a los ~126 Ma (Fig. 41e).

Por otro lado, la distribución de las edades de enfriamiento y deformación al interior del plutón indican que estos dos procesos ocurrieron primero en su sección sur y más tarde en su sección norte. Posiblemente, este diacronismo se debe a que el espacio creado por la deformación regional se propagó desde el sur hacia el norte y/o a que el volumen del espacio creado en el sur fue relativamente menor al volumen creado más al norte, induciéndose de esta manera una cristalización y deformación en estado sólido más temprana en el sector sur del plutón.

Finalmente, a partir del control que desarrolla la rama oriental del SFA en la adquisición de las fábricas magnéticas presentes en el sector occidental del plutón (dominios I y III), es posible inferir que la actividad transcurrente sinistral de esta estructura no corresponde a un evento puntual en el tiempo, sino que a un intervalo entre los 130 y 125 Ma aproximadamente.

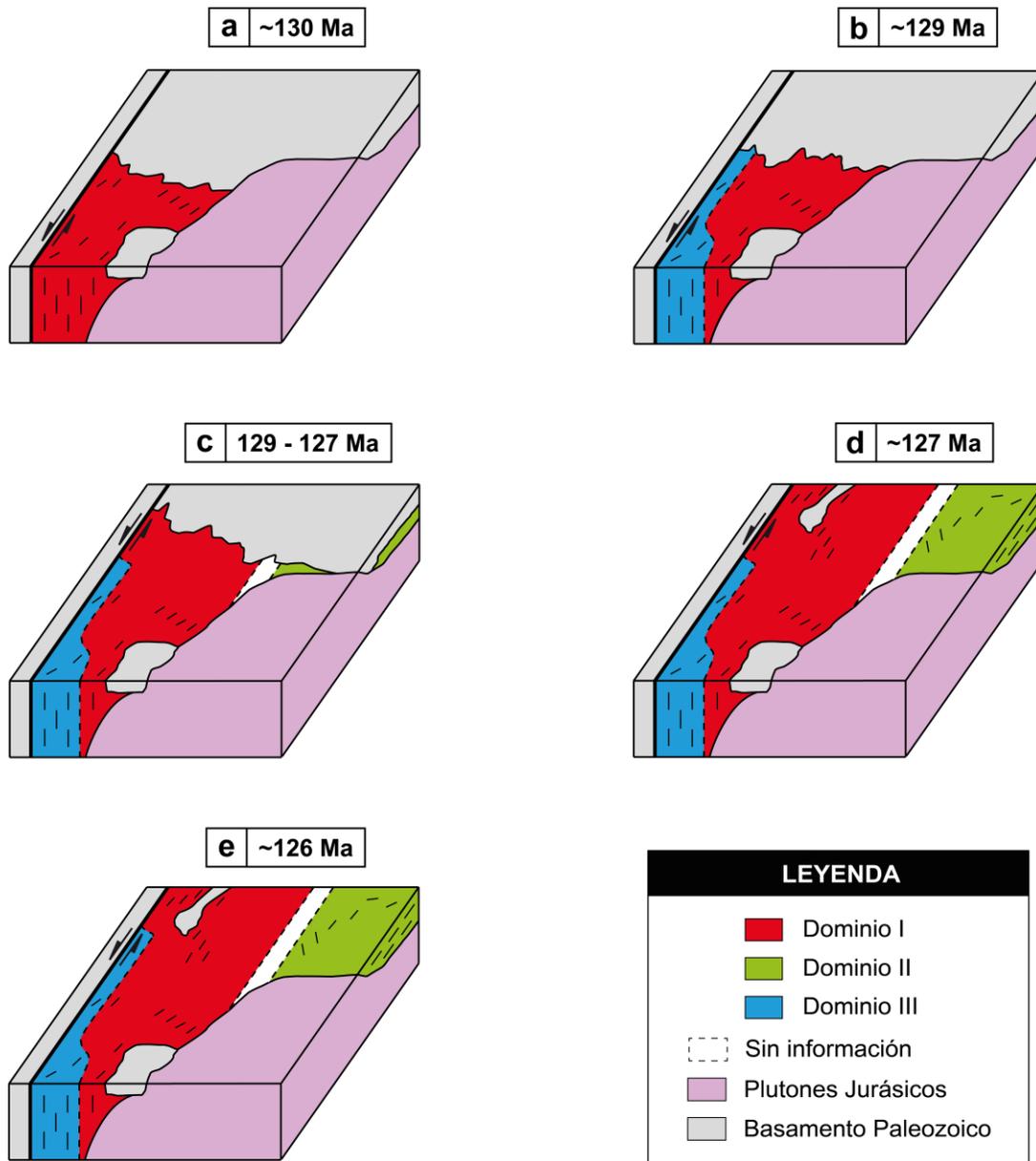


Figura 41. Modelo de adquisición de la fábrica magnética durante el emplazamiento. a) Adquisición de la fábrica magmática sintectónica en la sección sur. b) Formación de la fábrica tectónica post-emplazamiento en la sección sur. c) Intrusión lateral del plutón a través de discontinuidad horizontal en el basamento. d) Adquisición de la fábrica sintectónica en el sector occidental de la sección norte y de la fábrica oblata subhorizontal en el sector oriental de la misma sección. e) Formación de la fábrica tectónica post-emplazamiento en la sección norte.

6 CONCLUSIONES

La fábrica magnética registrada en las *facies* granodioritas y tonalitas de biotita y anfíbola se encuentra definida por granos de magnetita, mientras que en la *facies* tonalitas de piroxeno ésta se encuentra definida por cristales de piroxeno o, eventualmente, por una combinación entre piroxeno y magnetita.

Las variaciones en la magnitud de la susceptibilidad magnética al interior del plutón se atribuyen a la variabilidad del contenido modal de magnetita, en lugar de variaciones en mineralogía controladora en general, resultando en una vaga relación entre variación de la magnitud de susceptibilidad y zonación litológica.

En la Granodiorita Cerro del Pingo, las fábricas mesoscópica y magnética de rocas ferromagnéticas comúnmente coinciden tanto en su orientación como en su intensidad, siendo posible estimar que el parámetro de anisotropía corregida indica fielmente la intensidad de la deformación y, en consecuencia, este parámetro no se encontraría exagerado por un efecto de “distribución de la anisotropía”, ni tampoco sería controlado por la magnitud de la susceptibilidad magnética media.

Por otro lado, la distinción de fábricas magnéticas consistentes y la información sobre el estado en que éstas se adquirieron permiten establecer que las fábricas registradas en el sector occidental del plutón fueron causadas por la actividad transcurrente sinistral, sin- y post-emplazamiento, de la rama oriental del SFA, entre los 130 y 125 Ma aproximadamente, lo cual permite inferir que esta actividad no corresponde a un evento puntual en el tiempo. Asimismo, es posible establecer que la fábrica registrada en su sector oriental habría sido causada por la compactación vertical del plutón durante la etapa final de su emplazamiento activo, a los 127 Ma aproximadamente. Finalmente, la distribución de las edades de enfriamiento y deformación al interior del plutón permite inferir un diacronismo en la actividad de su emplazamiento, el cual habría comenzado en el sur y se habría propagado hacia el norte junto con la deformación regional.

BIBLIOGRAFÍA

Archanjo, C. J., Bouchez, J. L., Corsini, M., & Vauchez, A. (1994). The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of NE Brazil (Paraíba State). *Journal of Structural Geology*, 16(3), 323-335.

Archanjo, C. J., Launeau, P., & Bouchez, J. L. (1995). Magnetic fabric vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 89(1), 63-75.

Archanjo, C. J., & Bouchez, J. L. (1997). Magnetic fabrics and microstructures of the post-collisional aegirine-augite syenite Triunfo pluton, northeast Brazil. *Journal of Structural Geology*, 19(6), 849-860.

Archanjo, C. J., Hollanda, M. H. B., Rodrigues, S. W., Neves, B. B., & Armstrong, R. (2008). Fabrics of pre-and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 30(3), 310-326.

Bahlburg, H. (1987). Sedimentology, petrology and geotectonic significance of the Paleozoic flysch in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 1987, 527-559.

Bahlburg, H., & Breitzkreuz, C. (1993). Differential response of a Devonian-Carboniferous platform-deeper basin system to sea-level change and tectonics, N. Chilean Andes. *Basin Research*, 5(1), 21-40.

Bell, C. M. (1987). The late Paleozoic evolution of the Gondwanaland continental margin in northern Chile. *Gondwana six: structure, tectonics, and geophysics*, 261-270.

Bouchez, J.L. (1997). Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Petrology and Structural Geology*, 8. Kluwer Publishing Co., Dordrecht, pp. 95-112.

Brown, M., Díaz, F., & Grocott, J. (1993). Displacement history of the Atacama fault system 25° 00' S-27° 00' S, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 105(9), 1165-1174.

Brown, M., & Solar, G. S. (1998). Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, 20(9), 1365-1393.

Covacevich V. (1982). Observaciones paleontológicas de muestras provenientes de las hojas Taltal y Chañaral, Región de Antofagasta (Parte I). Servicio Nacional de Geología y Minería (inédito).

Escribano, J., Martínez, P., Domagala, J., Padel, M., Espinoza, M., Jorquera, R., Contreras, J., De la Cruz, R., Calderón, M. (2013). Cartas Bahía Isla Blanca y Taltal, Región de Antofagasta, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, Nos. 164 y 165, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Espinoza, M.; Contreras, J.P.; Jorquera, R.; De La Cruz, R.; Kraus, S.; Ramírez, C. (2014). Carta Cerro del Pingo, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 169, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Fossen, H. (2010). Structural geology. New York, Cambridge University Press. 463p.

Grégoire, V., de Saint Blanquat, M., Nédélec, A., & Bouchez, J. L. (1995). Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks. *Geophysical Research Letters*, 22(20), 2765-2768.

Gutierrez, F., Payacan, I., Gelman, S. E., Bachmann, O., & Parada, M. A. (2013). Late-stage magma flow in a shallow felsic reservoir: Merging the anisotropy of magnetic susceptibility record with numerical simulations in La Gloria Pluton, central Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(5), 1984-1998.

Hanmer, S., & Vignerresse, J. L. (1980). Mise en place de diapirs syntectoniques dans la chaîne hercynienne; exemple des massifs leucogranitiques de Locronan et de Pontivy (Bretagne centrale). *Bulletin de la Société Géologique de France*, (2), 193-202.

Hutton, D. H. (1988). Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79(2-3), 245-255.

Las Cenizas, (2007). Geología unificada de la costa de Taltal, sectores Cerro el Pingo, Sierra Esmeralda y Sierra Canchas. II Región de Antofagasta, Chile. 1 mapa + 1 leyenda expandida. Escala 1:50.000. Documento Inédito.

Mezeme, E. B., Faure, M., Chen, Y., Cocherie, A., & Talbot, J. Y. (2007). Structural, AMS and geochronological study of a laccolith emplaced during Late Variscan orogenic extension: the Rocles pluton (SE French Massif Central). *International Journal of Earth Sciences*, 96(2), 215-228.

Mpodozis, C., & Ramos, V. A. (2008). Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 63(4), 481-497.

Naranjo, J.A., & Puig, A. (1984). Hojas Taltal y Chañaral, regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. No. 62-63, 140 p., 1 mapa escala 1:250.000

Paterson, S. R., Fowler, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., & Miller, R. B. (1998). Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44(1), 53-82.

Rochette, P., Jackson, M., & Aubourg, C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30, 209-226.

Rubilar, A. (2012a). Invertebrados jurásicos provenientes del sur de Taltal, Región de Antofagasta. Informe Paleontológico (Inédito) 2012-06. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

Rubilar, A. (2012b). Restos de plantas del Triásico Superior, provenientes de Quebrada de la Cachina, sur de Taltal. Informe Paleontológico (Inédito) 2012-10. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

Rubilar, A. (2012c). Invertebrados fósiles del Jurásico Inferior, provenientes del sur de Taltal. Informe Paleontológico (Inédito) 2012-03. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

Rubilar, A. (2012d). Fósiles del Jurásico Inferior, provenientes del sur de Quebrada Cifuncho, sur de Taltal. Informe Paleontológico (Inédito) 2012-04. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

Sen, K., Majumder, S., & Mamtani, M. A. (2005). Degree of magnetic anisotropy as a strain intensity gauge in ferromagnetic granites. *Journal of the Geological Society*, 162(4), 583-586.

Tarling, D., & Hrouda, F. (1993). *Magnetic anisotropy of rocks*. Springer Science & Business Media.

Taylor, G. K., Grocott, J., Pope, A., & Randall, D. E. (1998). Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the Andean forearc: a crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Tectonophysics*, 299(1), 93-109.

Tornos, F., Velasco, F., Barra, F., & Morata, D. (2010) The Tropezón Cu-Mo-(Au) deposit, Northern Chile: the missing link between IOCG and porphyry copper systems?. *Mineralium Deposita*, 45, 313–321.

Vignerresse, J. L. (1990). Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geological Journal*, 25(3-4), 249-260.

Vignerresse, J. L. (1995). Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249(3), 173-186.

Wilson, J., & Grocott, J. (1999). The emplacement of the granitic Las Tazas complex, northern Chile: the relationship between local and regional strain. *Journal of Structural Geology*, 21(11), 1513-1523.

Wilson, J., Dallmeyer, R. D., & Grocott, J. (2000). New 40 Ar/39 Ar dates from the Las Tazas complex, northern Chile: tectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(1), 115-122.

ANEXO A: Marco Teórico

1. Conceptos Básicos de Magnetismo

1.1. Momento Magnético Dipolar (\mathbf{M})

El momento magnético dipolar se puede definir de dos formas, ya sea haciendo referencia a un par de cargas magnéticas opuestas de igual magnitud (Fig. 5a), o bien, a partir de un *loop* de corriente eléctrica (Fig. 5b). De modo que, si se tienen dos cargas puntuales de magnitud m separadas por un vector de distancia infinitesimal \mathbf{l} , el momento magnético \mathbf{M} se define como:

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

Mientras que si se considera una circulación de corriente eléctrica I cuya trayectoria encierra un área A , el momento magnético \mathbf{M} se define como:

$$\mathbf{M} = I A \mathbf{n}$$

donde \mathbf{n} es el vector unitario normal al área A , definido por la circulación de la corriente I según la regla de la mano derecha.

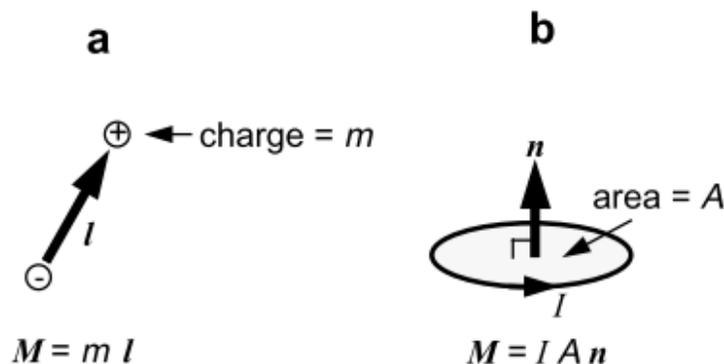


Figura 5. a) Momento magnético dipolar definido en base a un par de cargas puntuales. b) Momento magnético dipolar definido en base a un *loop* de corriente eléctrica.

1.2. Campo Magnético (\mathbf{H})

El campo de fuerza magnética o campo magnético, se define para una región del espacio como la fuerza que experimenta una unidad positiva de carga magnética en dicha región. Sin embargo, esta definición no posee una utilidad práctica, ya que una carga magnética única o monopolo magnético solo existe como tal no más de una fracción de segundo. Por lo tanto, resulta más conveniente entender la influencia de un campo magnético sobre los momentos magnéticos dipolares. En tal caso, se observa que los momentos magnéticos \mathbf{M} ubicados en un campo magnético \mathbf{H} experimentan un torque de alineamiento Γ (Fig. 6), dado por el producto cruz:

$$\Gamma = \mathbf{M} \times \mathbf{H} = M H \sin(\theta) \Gamma$$

donde Γ es el vector unitario perpendicular a \mathbf{H} , y θ es el ángulo entre \mathbf{M} y \mathbf{H} .

De esta forma, un momento magnético que es libre de rotar se alineará con el campo magnético, tal como se alinea la aguja de una brújula con la componente horizontal del campo geomagnético.

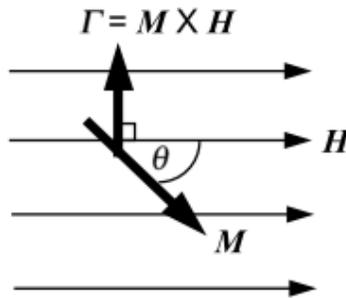


Figura 6. Esquema ilustra el torque de alineamiento que ejerce un campo magnético sobre los momentos magnéticos inmersos en él.

1.3. Intensidad Magnética o Magnetización (J)

La intensidad magnética o magnetización de cualquier material se define como el momento magnético dipolar neto por unidad de volumen:

$$\mathbf{J} = \mathbf{M} / V$$

donde \mathbf{M} es la suma vectorial de los momentos magnéticos dipolares contenidos en un volumen V de material.

Existen dos tipos básicos de magnetización: la **magnetización inducida** y la **magnetización remanente**.

- **Magnetización inducida (\mathbf{M}_i):** Ocurre cuando un material se expone a un campo magnético, los *spins* de sus electrones se bambolean hasta producir un momento magnético paralelo al campo al que está expuesto; es decir, en el material se ha inducido una magnetización \mathbf{M}_i que es proporcional (k) al campo magnético inductor \mathbf{H} .

$$\mathbf{M}_i = k (\mathbf{H} / \mu)$$

El parámetro k se denomina **susceptibilidad magnética**, la cual es una constante adimensional (reportada en unidades SI) que da cuenta de la susceptibilidad de magnetizarse de un material, y que depende tanto de la naturaleza del material como de las características propias de la porción estudiada (forma, volumen, mineralogía, etc.). Su carácter escalar implica que la

magnetización inducida resultante deba ser paralela al campo inductor. Sin embargo, esta condición de paralelismo es cierta solo cuando el material considerado es magnéticamente isótropo, ya que en caso contrario éste presenta una anisotropía en sus propiedades magnéticas (e.g. se magnetiza con mayor facilidad en ciertas direcciones), lo cual genera que la magnetización neta inducida no sea paralela al campo magnético inductor. En este último caso, k queda mejor representada por un tensor.

- **Magnetización remanente (M_r):** Ocurre solo en los materiales denominados ferromagnéticos (*s.l.*) (ver sección 2.3.3), los cuales además de poseer una magnetización inducida M_i asociada a la acción de un campo magnético H , también poseen una componente de magnetización producto de campos magnéticos pasados que han actuado sobre el material. Esta se conoce como magnetización remanente, y es la magnetización que interesa investigar en la mayoría de los estudios de paleomagnetismo, donde el objetivo es obtener un registro del paleo-campo geomagnético.

De esta manera, la magnetización *in situ* de una muestra de roca puede expresarse como la suma de estas dos componentes vectoriales:

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

2. Temperatura de Curie

Si se tiene un material ferromagnético (*s.l.*) (ver sección 2.3.3) a una temperatura dada, éste tendrá una magnetización máxima conocida como magnetización de saturación (M_s). La magnetización de saturación se define como el máximo momento magnético inducido que puede alcanzar un material; es decir, aunque se siga aumentando la intensidad del campo magnético inductor la magnetización no aumentará.

La magnetización de saturación disminuye con el aumento de la temperatura, definiéndose la temperatura de Curie como la temperatura en que la magnetización de saturación es igual a cero. Esta temperatura es característica de cada material ferromagnético (580°C para magnetita y 680°C para hematita), por lo que es útil para identificar los minerales que controlan las propiedades magnéticas en las rocas. En particular, el análisis de temperatura de Curie consiste en la medición continua de la susceptibilidad magnética durante el calentamiento y posterior enfriamiento de la muestra.

3. Comportamiento Magnético de los Materiales

Las propiedades magnéticas en un material se generan por el movimiento de partículas cargadas eléctricamente. Así, un electrón tiene una magnetización asociada tanto con su *spin* axial, como con su movimiento orbital alrededor de su núcleo. Como ya se

mencionó anteriormente, al exponer un material a un campo magnético se genera una magnetización inducida. Sin embargo, a nivel atómico no todos los materiales se comportan de la misma manera al exponerse a un campo magnético inductor, de modo que solo algunos son capaces de conservar una magnetización remanente.

3.1. Diamagnetismo

El diamagnetismo ocurre en materiales que cuentan con orbitales electrónicos completos, de modo que no poseen momentos magnéticos desapareados. Así, al aplicar un campo externo se induce un momento que tiende a compensar el flujo magnético que se ejerce sobre los orbitales; efecto que les da a los materiales diamagnéticos una distintiva magnetización antiparalela al campo aplicado, la cual se pierde tan pronto el campo magnético inductor es retirado. En consecuencia, los materiales diamagnéticos poseen una intensidad magnética débil y una susceptibilidad magnética negativa, del orden de -10^{-5} (SI). Ejemplos de minerales diamagnéticos formadores de roca son cuarzo, calcita, feldespatos, el carbono y los materiales orgánicos, así como también la mayoría de los metales de la tabla periódica: Cobre, Zinc, Plata, Cadmio, Oro, Plomo y Bismuto (Fig. 7a).

3.2. Paramagnetismo

El paramagnetismo ocurre en materiales que poseen sus orbitales electrónicos incompletos. Es decir, los materiales paramagnéticos poseen átomos con momentos magnéticos, por lo que al aplicar un campo magnético los *spins* de sus átomos se orientan paralelos y en el mismo sentido que el campo externo. Esto da como resultado una intensidad magnética débil, que al igual que en los materiales diamagnéticos, desaparece una vez retirado el campo inductor. En consecuencia, los materiales paramagnéticos poseen una susceptibilidad magnética positiva de baja magnitud, pero algo mayor que en el grupo de los diamagnéticos, variando entre $0,5 \times 10^{-3}$ - 10^{-4} SI. Ejemplos de minerales paramagnéticos formadores de roca son principalmente los silicatos de hierro: biotita, clorita, anfíboles, piroxenos, olivino, así como también carbonatos de hierro y manganeso, y arcillas como la montmorillonita (Fig. 7b).

3.3. Ferromagnetismo (*sensu lato*)

Los materiales que conservan una fuerte magnetización remanente se denominan ferromagnéticos (*s.l.*). Este comportamiento es propio de los elementos de la primera serie de transición con electrones desapareados en la capa 3d (e.g. Fe, Ni, Co y sus compuestos), donde los *spins* de sus electrones se acoplan en forma espontánea debido a la acción de fuerzas de intercambio electrónico, de tal modo que los momentos magnéticos se alinean paralelamente incluso una vez retirado el campo magnético inductor. Así, el ferromagnetismo se superpone al comportamiento paramagnético, alcanzando valores de susceptibilidad magnética mayores a 10^{-3} (SI). Sin embargo, ante un calentamiento por sobre la temperatura de Curie las propiedades ferromagnéticas se pierden y los materiales pasan a comportarse paramagnéticamente.

Si bien los materiales ferromagnéticos (*s.l.*) presentan una fuerza de intercambio electrónico, dicha fuerza depende de la complejidad de la estructura cristalina del material o compuesto (lo que incide en la interacción de *spins* de los electrones), de modo que se distinguen tres tipos de comportamiento:

- **Ferromagnetismo (*sensu stricto*):** Los materiales que estrictamente se denominan ferromagnéticos (*s.s.*) son los más simples estructuralmente, como los metales de Fe, Ni, Co y sus compuestos, donde los *spins* de electrones de cationes adyacentes se acoplan directamente en la misma dirección, ya que entre ellos opera una fuerza de intercambio que ocurre debido a que la energía de los dipolos vecinos se minimiza cuando los dipolos están alineados (Fig. 7c).
- **Antiferromagnetismo:** El comportamiento antiferromagnético ocurre en los compuestos más complejos, tales como óxidos de elementos de la primera serie de transición donde el *spin* del electrón de los cationes es compartido con la capa de electrones de un anión intermedio (el oxígeno, para el caso de los óxidos), operando entre ellos una fuerza de superintercambio. Esto implica que la dirección del *spin* del electrón de los cationes vecinos quede invertida, creando *lattices* de magnetización opuesta pero de igual magnitud, lo que resulta en una magnetización neta igual a cero. Sin embargo, el antiferromagnetismo puro es muy raro, ya que cualquier imperfección en la red cristalina produce un desbalance y las *lattices* de magnetización opuesta no son perfectamente paralelas, resultando una débil magnetización parásita (Fig. 7d).
- **Ferrimagnetismo:** El comportamiento ferrimagnético también ocurre en los compuestos más complejos, pero en este caso los *lattices* de magnetización opuesta son de distinta magnitud, ya que uno posee mayor cantidad de cationes de la primera serie de transición. Así, producto del desbalance entre *lattices* se obtiene una magnetización neta distinta de cero (Fig. 7e). En el caso de granos ferrimagnéticos extremadamente pequeños (10^{-3} - 10^{-1} μm de diámetro), estos presentan un comportamiento magnético especial llamado **superparamagnetismo**, caracterizado por la incapacidad de retener la magnetización inducida una vez retirado el campo magnético inductor.

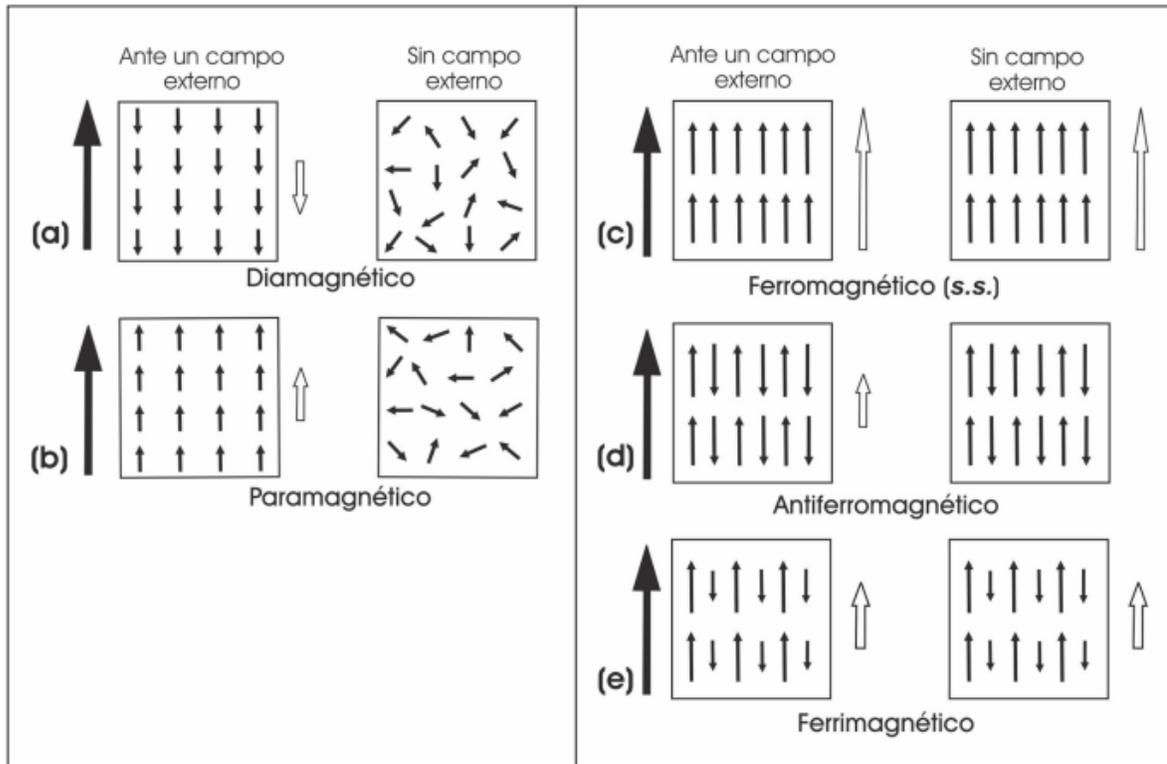


Figura 7. Diferentes tipos de comportamiento magnético. Las flechas rellenas indican el campo aplicado y las vacías la magnetización del material bajo el campo aplicado (lado izquierdo) o en ausencia del campo (lado derecho).

4. Dominios Magnéticos

Los materiales ferromagnéticos (*s.l.*) obtienen fuertes magnetizaciones no sólo por el momento magnético derivado del tipo de acoplamiento de los *spins* de sus electrones, sino que se debe también a que los materiales están constituidos por pequeñas regiones conocidas como dominios magnéticos. Cada dominio corresponde a una unidad de volumen en la que todos los dipolos están alineados en una dirección preferencial. Así, granos ferromagnéticos muy pequeños ($<1 \mu\text{m}$ de diámetro en la magnetita y $\sim 100 \mu\text{m}$ en la hematita), están constituidos por un solo dominio, donde la magnetización es uniforme y se encuentra alineada con los ejes específicos cristalográficos (ejes “fáciles” de magnetizar). Mientras que en granos de mayor tamaño (diámetro mayor a $100 \mu\text{m}$) se desarrollan varios dominios, cada uno con su magnetización alineada a lo largo de sus ejes “fáciles”. Además, cada dominio cuenta con un polo norte y un polo sur en puntos opuestos en su superficie y está separado de su vecino por una delgada pared de Bloch, dentro de la cual la orientación de los *spins* cambia de dirección de un dominio a otro. En ausencia de fuerzas externas que influyan en su alineación, los dominios se ajustan entre sí para minimizar la energía magnetostática asociada a la superficie de sus polos. De modo que, dos dominios ajustan sus magnetizaciones internas de forma antiparalela, mientras que una cantidad mayor de dominios trataran de formar dominios cerrados (Fig. 8).

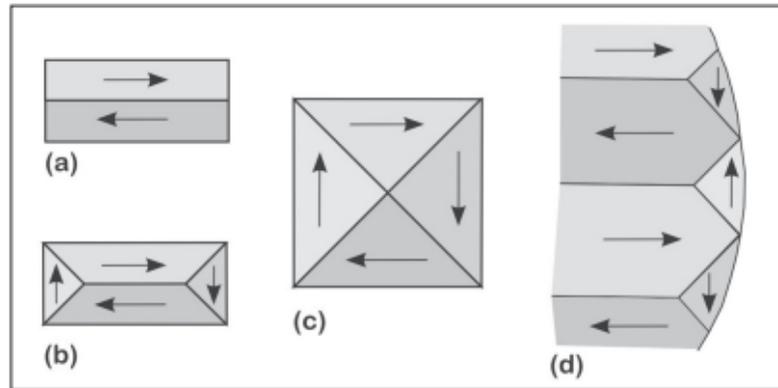


Figura 8. Dominios dobles y múltiples cerrados. Al aumentar de tamaño de las partículas ferromagnéticas se incrementa el número de dominios. En ausencia de un campo externo, los dominios nuevos compensan las fuerzas internas. El arreglo óptimo es donde la magnetización de los dominios forma (c) patrones equidimensionales de dominios cerrados. En granos mayores (d), los dominios se ajustan entre sí de forma tal que tengan una magnetización externa muy pequeña.

El comportamiento magnético de los granos pequeños o **monodominio (SD)** es muy diferente al de granos de mayor tamaño o **multidominio (MD)**. La magnetización inducida en los materiales SD expuestos a un campo magnético paralelo a la dirección de más fácil magnetización, solo se adquiere una vez que el campo es muy alto. Esto ocurre de manera súbita cuando el material alcanza su máxima magnetización posible, es decir, una vez alcanzada la magnetización de saturación M_S (Fig. 9a). En cambio, los materiales MD muestran cambios inmediatos incluso en campos bajos, estos cambios continúan incrementándose a medida que el campo aumenta hasta alcanzar finalmente la magnetización de saturación (Fig. 9b). Por último, algunos materiales con grano MD exhiben un comportamiento similar a los SD debido a imperfecciones cristalinas que impiden la interacción que normalmente existe entre los diferentes dominios de una partícula, este comportamiento se denomina como **pseudo dominio sencillo (PSD)**.

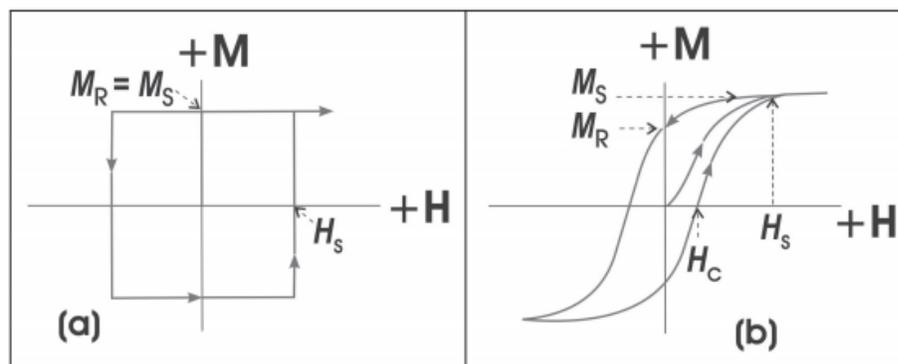


Figura 9. Comportamiento de materiales SD (a) y MD (b) descrito mediante ciclos de histéresis. Los campos H aplicados son paralelos a los ejes de máxima susceptibilidad de los materiales. M_S es magnetización de saturación alcanzada con el campo de saturación H_S . M_R es magnetización remanente conservada en el material después de la remoción de H_S .

5. Ciclos de Histéresis

La curva del ciclo de histéresis (Fig. 10) grafica el comportamiento de los materiales al aplicar el campo en un sentido hasta alcanzar la M_s del material (punto 2), después una vez removido el campo hasta donde conserva su M_r (punto 3) y el comportamiento a partir de aquí al aplicar nuevamente un campo en sentido inverso hasta lograr una magnetización igual a cero (punto 4), y luego nuevamente alcanzar la M_s del material pero ahora en sentido inverso (punto 5), seguido del retiro del campo hasta donde el material conserva su M_r (punto 6), y de aquí al inicio de un nuevo ciclo de magnetización con un campo en el sentido inicial.

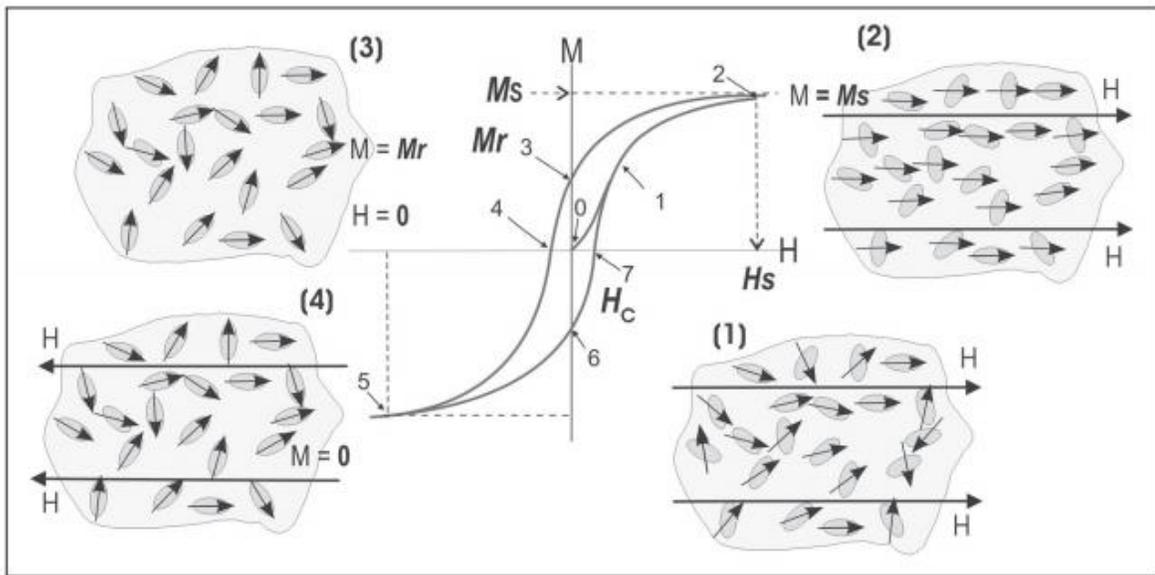


Figura 10. Gráfica de la curva del ciclo de histéresis para un material con el 5% en volumen de partículas alargadas de magnetita de dominio sencillo. La gráfica señala 7 puntos que se explican en el texto. Los dibujos alrededor de la gráfica ilustran el comportamiento de los momentos magnéticos en los puntos 1,2, 3 y 4.

M = magnetización, M_s = magnetización de saturación, H = campo magnético de exposición, H_s = campo de saturación.

Las gráficas de estos ciclos son parte de una técnica para la identificación de la mineralogía magnética mediante: (a) los valores de la M_s y el valor del campo H_s aplicado bajo el que se adquiere y (b) la amplitud del ciclo o el valor de la coercitividad (punto 7, Fig.10). Usualmente los ciclos de histéresis se grafican usando el campo de inducción B (en teslas), que es el que se aplica con los instrumentos de laboratorio, y con el valor de la magnetización normalizada con el fin de comparar mejor el comportamiento magnético entre los diferentes materiales, tal como se ve en la Figura 11, donde se ilustra el comportamiento de materiales diamagnéticos, paramagnéticos y superparamagnéticos, además de materiales antiferromagnéticos imperfectos (hematita), ferrimagnéticos (magnetita SD) y pseudo dominio sencillo (PSD).

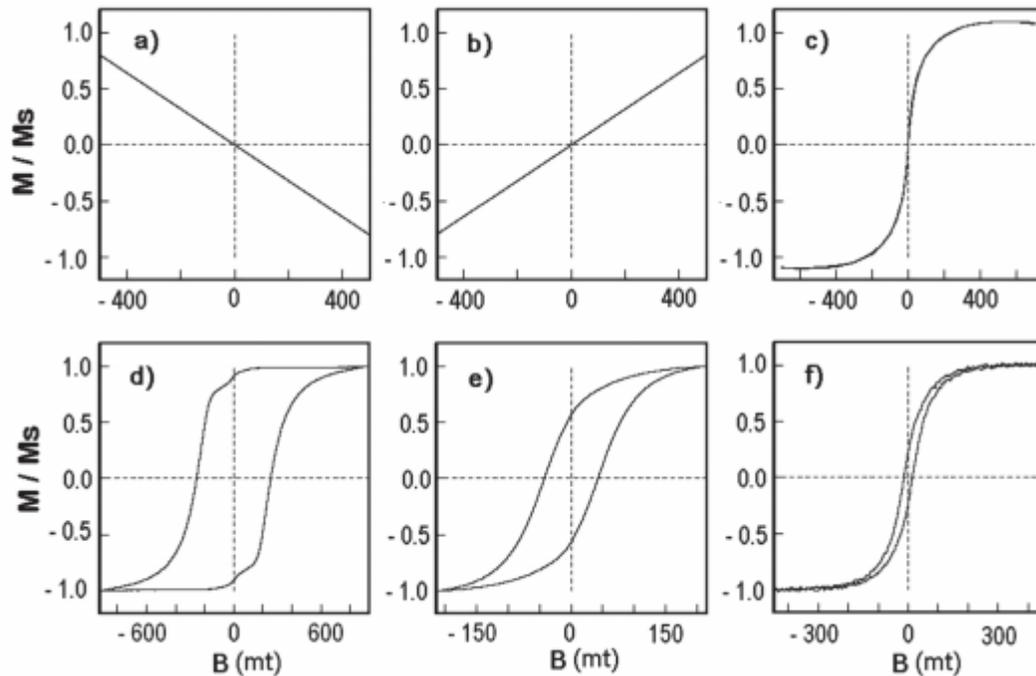


Figura 11. Ciclos de histéresis de materiales con comportamiento (a) diamagnético, (b) paramagnético, (c) superparamagnético, (d) antiferromagnético imperfecto: hematita, (e) ferrimagnético: magnetita SD, (f) pseudo dominio sencillo (PSD).

6. Susceptibilidad Magnética de las Rocas

Debido a que el rango de susceptibilidad de los materiales según su tipo de comportamiento magnético varía grandemente, la contribución igualitaria a la susceptibilidad total de una roca por parte de los minerales no existe. Es decir, aunque todos los minerales contribuyen a la susceptibilidad total de una roca o material, pequeñas cantidades de minerales ferromagnéticos contribuyen de una forma más robusta, pese a que la mayoría de sus constituyentes sean diamagnéticos o paramagnéticos. Por ejemplo, un 0,01% del peso de magnetita (ferromagnético) en una roca, sin paramagnéticos, puede dar susceptibilidades totales del orden de 10^{-4} SI, como sucede en varias calizas. En ausencia o a muy bajas proporciones de ferromagnéticos, los efectos de los paramagnéticos serán más importantes. El aporte de minerales diamagnéticos es significativo cuando los ferromagnéticos constituyen un $<0,001\%$ del peso total y los paramagnéticos un $<10\%$. Para rocas con un 10% del peso de paramagnéticos y con susceptibilidades magnéticas altas, mayores a 5×10^{-3} SI, se sugiere que la fracción ferromagnética es la que contribuye principalmente a la susceptibilidad total. No obstante, para la misma cantidad de paramagnéticos pero con susceptibilidades más bajas, menores a $0,5 \times 10^{-3}$ SI, se sugiere que la fracción paramagnética es la principal contribuyente.

Tabla 1. Susceptibilidad magnética y grado de anisotropía de los principales minerales formadores de roca.

Minerales	Composición	Susceptibilidad Magnética K1	Grado de anisotropía P1
<i>Ferromagnéticos s.l</i>			
Magnetita SD	Fe ₃ O ₄	< 1500	< 5
Magnetita MD		< 3000	
Magnetita PSD		< 5000	
Hematites	αFe ₂ O ₃	2 - 50	2.5-100
Pirrotita	Fe ₇ S ₈	50 - 300	> 100
Goethita	αFeOOH	1.3 - 5	2
<i>Paramagnéticos</i>			
Piroxenos	XY[(Si,Al)O ₃] ₂	0.5-5	1.2-1.4
Anfíboles	X ₀₋₁ Y ₂ Z ₃ [(Si,Al) ₄ O ₁₁] ₂ (OH) ₂	0.5-5	1.08-1.3
Biotita	K(Mg,Fe) ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH)	1-3	1.35
Otras micas		0.05-1	1.2-1.35
Siderita	FeCO ₃	3.8-4.2	1.7
<i>Diamagnéticos</i>			
Cuarzo	SiO ₂	-14.5	<1.01
Calcita	CaCO ₃	-13.0	1.13

Desde el punto de vista de los minerales formadores de roca (Tablas 1 y 2) más importantes: cuarzo, feldespato, carbonatos de calcio y magnesio, son diamagnéticos con susceptibilidades negativas del orden de 10⁻⁵ a 10⁻⁸ SI. Los minerales paramagnéticos, tales como piroxeno, anfíbola, biotita, granate, olivino, muscovita, clorita, con susceptibilidades del orden de 10⁻⁷ a 10⁻⁴ SI, se presentan como formadores de roca importantes sólo en las rocas máficas y ultramáficas, en las rocas restantes están en menor proporción o como accesorios en proporciones variables: menores al 15% en rocas sedimentarias y hasta el 25 - 40% en las ígneas. Los minerales ferromagnéticos (s.l.), cuyas susceptibilidades por lo general son mayores de 10⁻⁵, se presentan usualmente en cantidades menores al 1% y ocasionalmente hasta un 5% en algunas rocas ígneas y metamórficas.

Tabla 2. Susceptibilidades características de distintos tipos de rocas.

Tipo de roca Sedimentaria	K (SI x 10 ⁻⁵)	Tipo de roca Ígnea	K (SI x 10 ⁻⁵)	Tipo de roca Metamórfica	K (SI x 10 ⁻⁵)
Limolita	2.5 - (20)	Basalto	(2.2) 100 - 7700 (10000)	Gneis	0.6
Lutita	1.26 - (10)	Riolita	25 - 100	Esquisto	0.13
Arenisca	1.26	Ignimbrita	25 - 2500	Pizarra	0.13
Lechos rojos	0.063 - 0.63	Gabro	10 - 10000		
Caliza	< 0.013 - 0.025 - (10)	Diorita	0.6		
		Ultrabásicas	0.3		
		granitos A e I	100 - 1000		
		granitos M y S	1 - 100		

7. Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM)

7.1. Tensor de ASM

Como mencionamos anteriormente en la sección 2.1.3, la relación lineal entre la magnetización inducida y el campo magnético inductor es válida solo en materiales con propiedades magnéticas isotrópicas. En el caso de materiales anisotrópicos, que es el caso de la mayoría de los materiales, la magnetización inducida depende de la dirección en que se aplica el campo magnético inductor. Esto implica que la susceptibilidad magnética también es función de la dirección del campo aplicado, lo que se denomina como anisotropía de la susceptibilidad magnética.

En vista de lo anterior, tanto la magnetización inducida como la susceptibilidad magnética son propiedades anisotrópicas, de modo que la relación con el campo magnético inductor queda mejor definida por la siguiente ecuación:

$$M_i = K_{ij} H_j$$

con i y $j = 1, 2, 3$; donde 1, 2 y 3 son direcciones ortogonales entre sí en el material (i) y en el espacio donde se aplica el campo (j).

El parámetro K_{ij} corresponde al tensor de susceptibilidad magnética, el cual es un tensor simétrico de segundo orden que se puede simplificar con sólo seis términos independientes: k_{11} , k_{22} , k_{33} , $k_{12} = k_{21}$, $k_{13} = k_{31}$ y $k_{23} = k_{32}$.

Este tensor se puede diagonalizar si se calculan sus valores y vectores propios, de modo que en el sistema de coordenadas de estos últimos, el tensor tiene una expresión diagonal más simple, donde sus valores característicos k_1 , k_2 y k_3 son las susceptibilidades principales de la ASM, denominados susceptibilidad magnética máxima, intermedia y mínima, respectivamente.

7.2. Elipsoide de ASM

La representación gráfica del tensor de susceptibilidad se realiza por medio de un elipsoide, cuyos ejes ortogonales (mayor, intermedio y menor) corresponden a las direcciones principales de susceptibilidad: k_{\max} , k_{int} y k_{\min} , respectivamente (Fig.12a).

Estas direcciones principales se plotean en diagramas circulares de proyecciones ecuatoriales de igual área sobre el hemisferio inferior (red de Schmidt), utilizando como simbología cuadrados, triángulos y círculos rellenos para representar los ejes k_{\max} , k_{int} y k_{\min} , respectivamente (Fig. 12c). Este tipo de proyecciones son ortográficas, es decir, van desde el hemisferio inferior de la esfera hacia el plano ecuatorial por medio de líneas ortogonales, lo que tiene como efecto geométrico conservar las áreas en el plano de proyección ecuatorial (Fig. 12b)

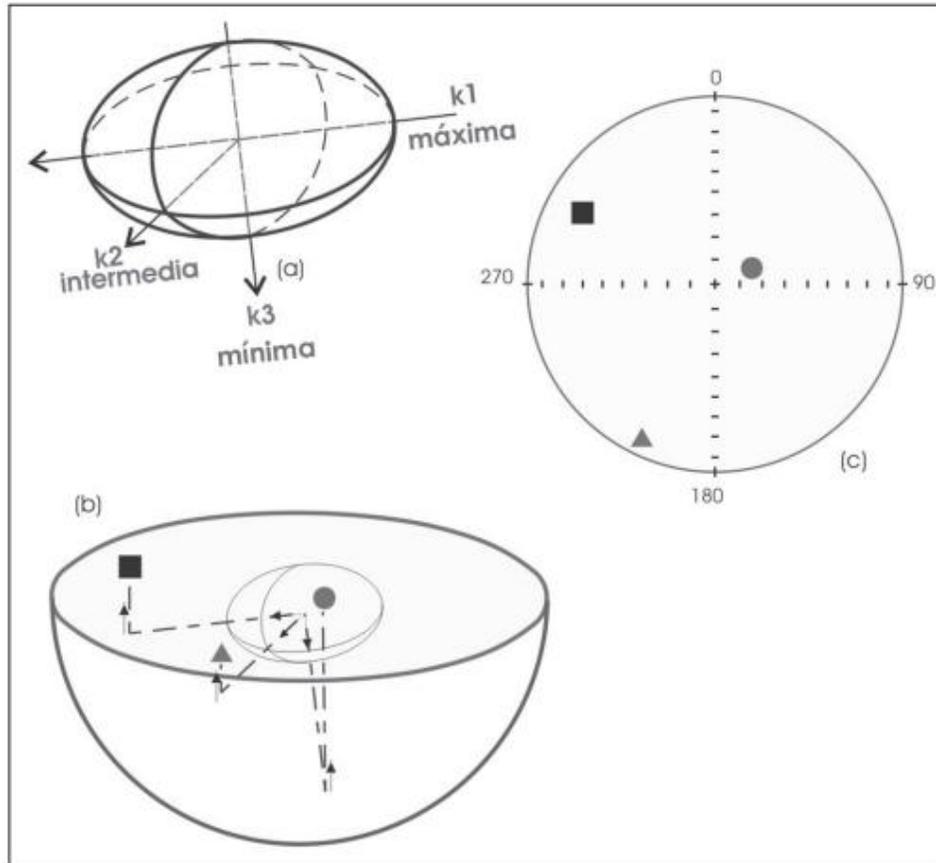


Figura 12. Tensor de ASM representado gráficamente en una red de Schmidt.

7.3. Parámetros de la ASM

Los parámetros de la ASM son relaciones matemáticas entre las magnitudes de los ejes principales del elipsoide de ASM, que sirven para determinar el tamaño, la buena o mala definición y la forma que tienen los elipsoides. Para cada uno de estos aspectos varios autores han propuesto diversas formas de evaluación o parámetros (Tablas 3, 4 y 5), de los cuales se presentan a continuación los más utilizadas en la literatura.

- **Susceptibilidad media:** Corresponde a la susceptibilidad representativa de una muestra o de todo un sitio. Evalúa que tan grande es el elipsoide y que tan confiable son las mediciones, ya que valores demasiado bajos podrían estar en el límite de medición instrumental. Además, permite dar una idea sobre cuál es la mineralogía magnética portadora de la magnetización (Tabla 3).

Nagata (1961) definió la media aritmética para un elipsoide como el promedio aritmético de las magnitudes de los ejes principales del elipsoide de ASM:

$$K_{\text{media}} = (k_{\text{max}} + k_{\text{int}} + k_{\text{min}}) / 3$$

Tabla 3. Parámetros de susceptibilidad media.

Media aritmética (para un elipsoide)	$K = (k_1+k_2+k_3)/3$	1	Nagata, 1961
Media geométrica (para un elipsoide)	$K_{geom} = (k_1+k_2+k_3)^{1/3}$	2	Bucha, 1975
(para una población de elipsoides)	$K_{geom} = \text{antilog} [(\sum_1^n \log K)/n]$	3	Tarling y Hroudá, 1993

- **Magnitud de la anisotropía:** Evalúa que tan bien desarrollado se encuentra el elipsoide con respecto a una esfera y con ello permite evaluar la validez y significado de los arreglos en la orientación de los ejes (Tabla 4).

Nagata (1961) definió el **grado de anisotropía (P)** como la razón entre la susceptibilidad máxima y mínima:

$$P = k_1 / k_3$$

Por su parte, Jelínek (1981) definió el **grado de anisotropía corregido (P')**:

$$P' = \exp\{2[(\eta_1-\eta)^2 + (\eta_2-\eta)^2 + (\eta_3-\eta)^2]\}^{1/2}$$

donde $\eta_1 = \ln(k_1)$, $\eta_2 = \ln(k_2)$, $\eta_3 = \ln(k_3)$ y $\eta = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3) / 3$.

Tabla 4. Parámetros de magnitud de anisotropía.

Grado de anisotropía	$P_2 = k_1/k_3$	4	Nagata, 1961
Anisotropía absoluta	$(k_1-k_3)/k_2$	5	Rees, 1966
Anisotropía total	$H = (k_1-k_3)/K$	6	Owens, 1974
Porcentaje de anisotropía	$100 (k_1-k_3)/k_2$	7	Howell <i>et al.</i> , 1958
	$100 (k_1-k_3)/k_1$	8	Graham, 1966
	$A = 100 [1 - (k_1/2k_2) - (k_2/2k_3)]$	9	Cañón-Tapia, 1994
Grado anisotropía corregido	$P_j = \exp\{2[(\eta_1-\eta)^2 + (\eta_2-\eta)^2 + (\eta_3-\eta)^2]\}^{1/2}$ donde $\eta_1 = \ln k_1$; $\eta_2 = \ln k_2$; $\eta_3 = \ln k_3$; y $\eta = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)/3$	10	Jelínek, 1981

- **Forma del elipsoide:** Evalúa la excentricidad del elipsoide y de esta manera se determina si el elipsoide es alargado (prolado), aplastado (oblado) o neutro (triaxial). A su vez, esto permite evaluar la potencialidad para desarrollar arreglos foliados o alineados (Tabla 5).

Los primeros parámetros propuestos para evaluar la excentricidad del elipsoide se basaron en razones de los ejes principales, tal como Balsley y Buddington (1960) definieron la **lineación (L)**:

$$L = k_1 / k_2$$

Por su parte Stacey *et al.*, 1960 definió la **foliación (F)**:

$$F = k_2 / k_3$$

Jelínek (1981) definió el **parámetro de forma T**, el cual combina los parámetros **L** y **F** para dar una medida única de ambas propiedades:

$$T = [2\ln(k_2/k_3) / \ln(k_1/k_3)] - 1$$

Este parámetro es mayormente recomendado ya que considera las tres susceptibilidades principales y es simétrico en su distribución de valores sobre el rango de formas del elipsoide. Así, valores $0 < T \leq 1$ corresponden a elipsoides oblatos, mientras que valores $-1 \leq T < 0$ corresponde a elipsoides prolados.

Tabla 5. Parámetros de forma del elipsoide.

LINEACIÓN				
	Lineación	$P_1 = k_1/k_2$	11	Balsey y Buddington, 1960
	Lineación magnética	$L = (k_1 - k_2)/K$	12	Khan, 1962
	Grado de lineación	$2 k_1 / (k_2 + k_3)$	13	Hrouda <i>et al.</i> , 1971
	Lineación	$L = (k_1 + k_3)/2k_2$	14	Urrutia-Fucugauchi, 1980a
FOLIACIÓN				
	Foliación	$P_3 = k_2/k_3$	15	Stacey <i>et al.</i> , 1960
	Foliación magnética	$F = (k_2 - k_3) / K$	16	Khan, 1962
	Grado de foliación	$F = 2k_2 / (k_1 + k_3)$	17	Urrutia-Fucugauchi, 1980a
	Foliación	$F = (k_1 + k_2) / 2k_3$	18	Balsey y Buddington, 1960
	diversos parámetros de foliación	$F = (k_1 + k_2) / 2 - k_3$	19	Granar, 1958
		$F = 1 - k_3/k_2$	20	Porath, 1971
		$F = [k_1/(k_2 k_3)]^{1/2}$	21	Ellwood, 1975
PROLADEZ				
	Proladez	$P = (k_1 - k_2) / (k_2 - k_3)$	22	Khan, 1962
	Proladez	$P = (2k_1 - k_2 - k_3) / (k_2 - k_3)$	23	Urrutia-Fucugauchi, 1980b
OBLADEZ				
	Obladez	$O = (k_2 - k_3) / (k_1 - k_2)$	24	Khan, 1962
	Obladez	$O = (k_1 + k_2 - 2k_3) / (k_1 - k_2)$	25	Urrutia-Fucugauchi, 1980b
FORMA				
	factor forma elipsoide E	$E = F/L = k_2 k_2 / k_1 k_3$	26	Hrouda <i>et al.</i> , 1971
	indicador de forma	$L/F = (k_1 k_3 - k_2 k_3) / (k_1 k_2 - k_1 k_3)$	27	Stacey <i>et al.</i> , 1960
	parámetro de forma T	$T = (2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3) / (\eta_1 - \eta_3)$	28	Jelínek, 1981
	parámetro de forma U de diferencias	$U = (2 k_2 - k_1 - k_3) / (k_1 - k_3)$	29	Jelínek, 1981 (para medición con magnetómetros de torsión)

7.4. Tipos de ASM

La ASM que presenta una roca se debe a la suma de dos efectos: la **anisotropía intrínseca** de cada mineral formador de la roca y la **anisotropía extrínseca** dada por el grado de alineación de estos minerales. Esta última anisotropía es dependiente de la efectividad de los procesos geológicos primarios (flujo magmático) o secundarios (estrés tectónico).

A continuación se detallan los tipos de anisotropía intrínseca más importantes:

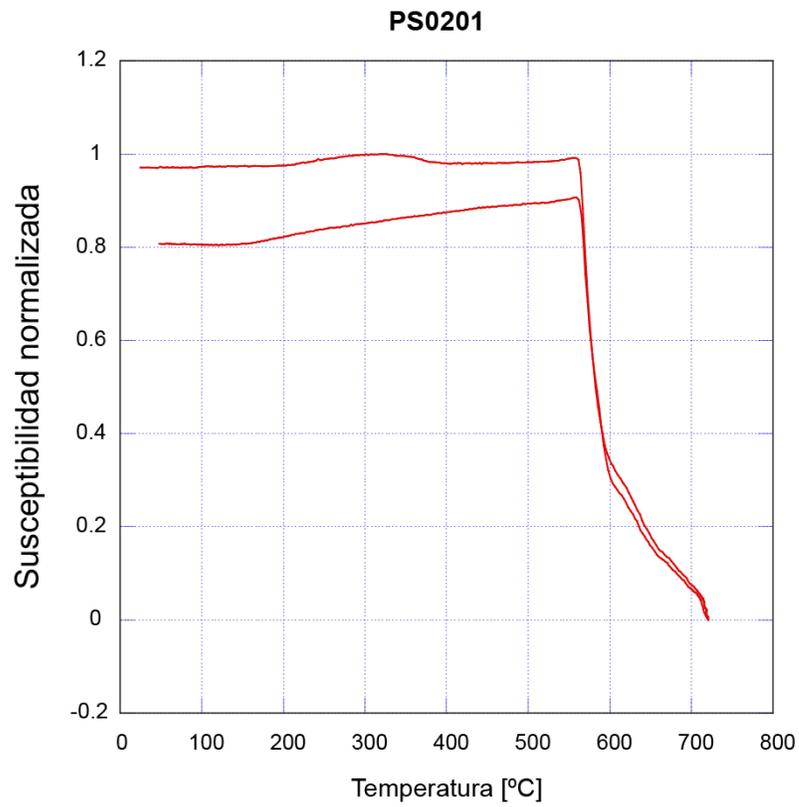
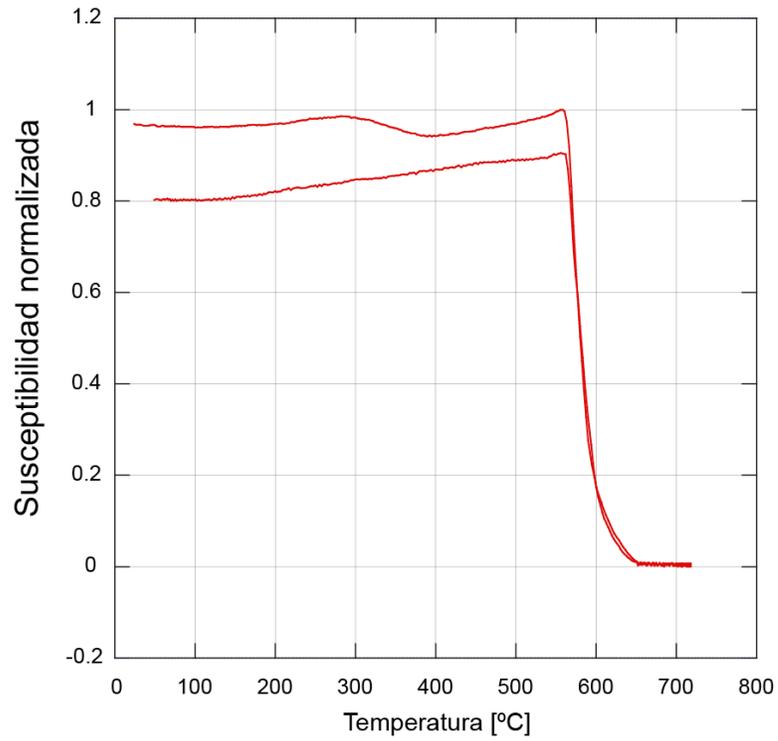
- **Anisotropía magneto-cristalina:** Se debe a la acción de fuerzas de la red cristalina sobre la configuración de *spins*, llevando a que éstos se alineen con mayor facilidad a lo largo de ciertas direcciones específicas. De este modo, se definen ejes o planos cristalinos denominados “ejes o planos fáciles”, a lo largo de los cuales se orienta la magnetización inducida.
- **Anisotropía de forma:** Al alinearse los *spins* producto de la aplicación de un campo magnético, se crean polos magnéticos norte y sur en puntos opuestos sobre la superficie del grano mineral, obteniendo como resultado fuerzas magnetoestáticas. En granos minerales no simétricos, estas fuerzas se minimizan cuando los polos magnéticos se encuentran lo más alejados posibles. De este modo, la magnetización inducida se orienta a lo largo de los ejes más alargados de los granos con el fin de minimizar las fuerzas magnetoestáticas.

La ASM de una roca se maximiza cuando el eje cristalino “fácil” y el eje más largo de los granos minerales comparten la misma orientación. Sin embargo, es importante señalar que no existe ningún método con el que se pueda determinar la contribución relativa de cada tipo de anisotropía (extrínseca e intrínseca). De modo que, puede darse el caso de minerales altamente anisotrópicos pero débilmente alineados, cuya anisotropía total sea similar al caso de minerales fuertemente alineados pero débilmente anisotrópicos.

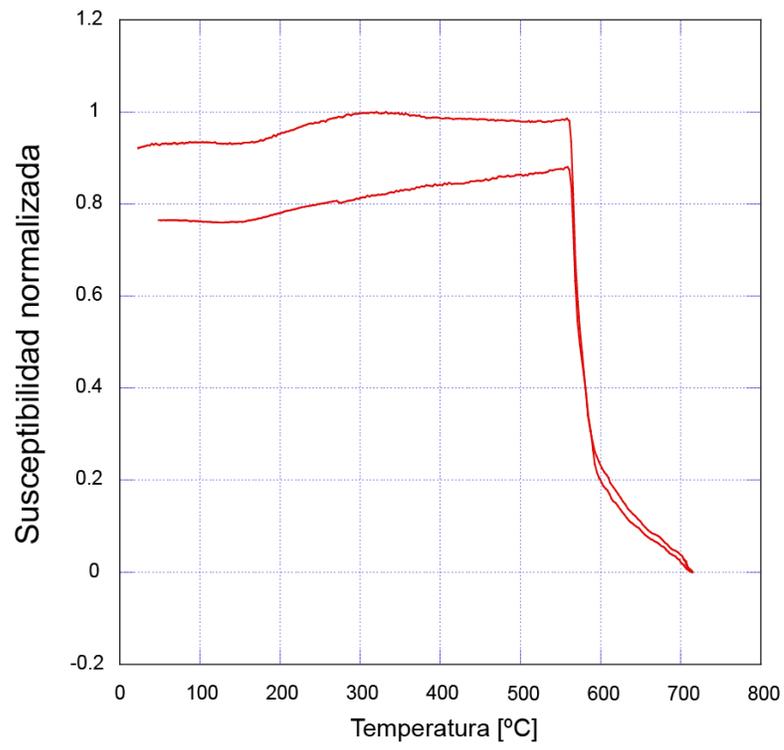
Además, en minerales dominados por la anisotropía de forma, se tienen diferencias mayores entre las respuestas anisotrópicas de minerales SD y MD asociadas a sus ciclos de histéresis. En el caso de un mineral SD, si el campo inductor se aplica en la dirección del eje largo no se induce ninguna magnetización, solo se induce magnetización si la dirección del campo es oblicua al eje largo, alcanzando su máximo cuando ésta es perpendicular. Para el caso de un mineral MD ocurre justamente lo contrario, es decir, la susceptibilidad máxima se orienta en la dirección del eje largo y la mínima perpendicular a éste.

Por lo tanto, para el correcto análisis de la ASM es fundamental determinar el tipo de mineralogía magnética dominante (ferromagnético SD o MD, paramagnético o diamagnético), ya que ésta se relaciona con los distintos tipos de anisotropía observadas.

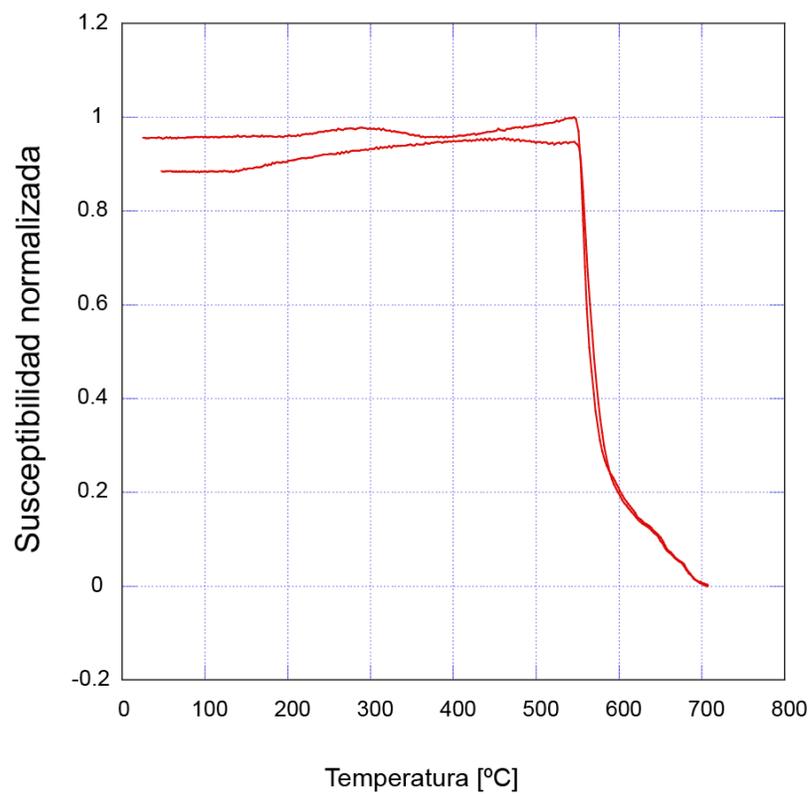
ANEXO B: Análisis de temperatura de Curie

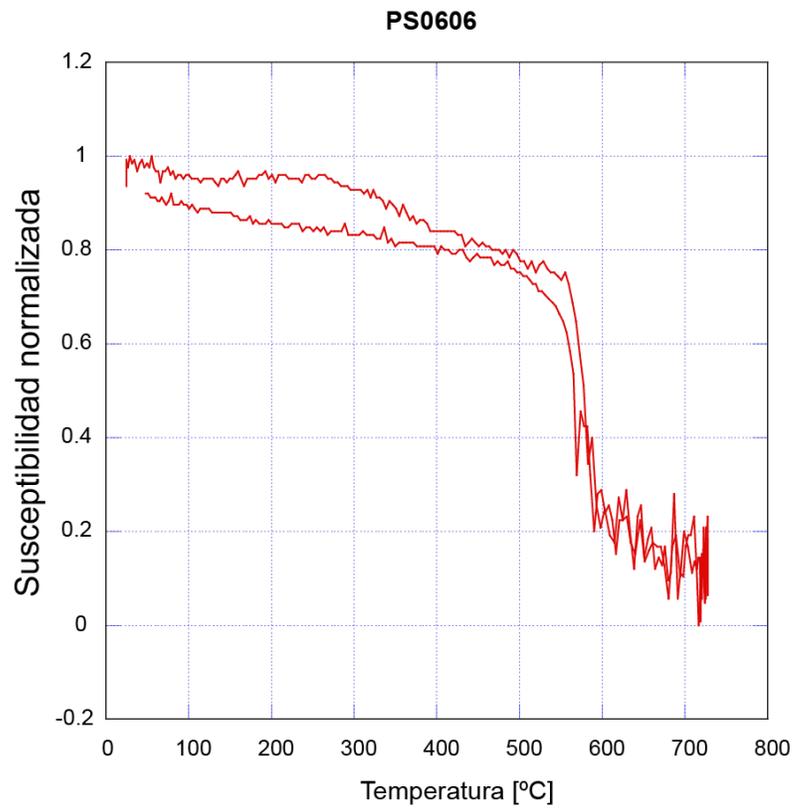
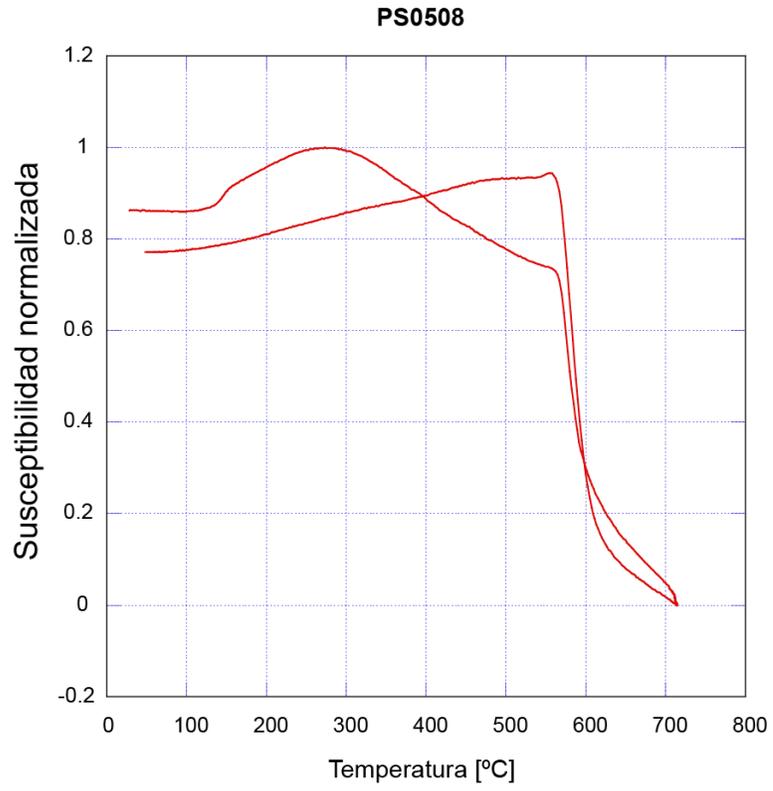


PS0307

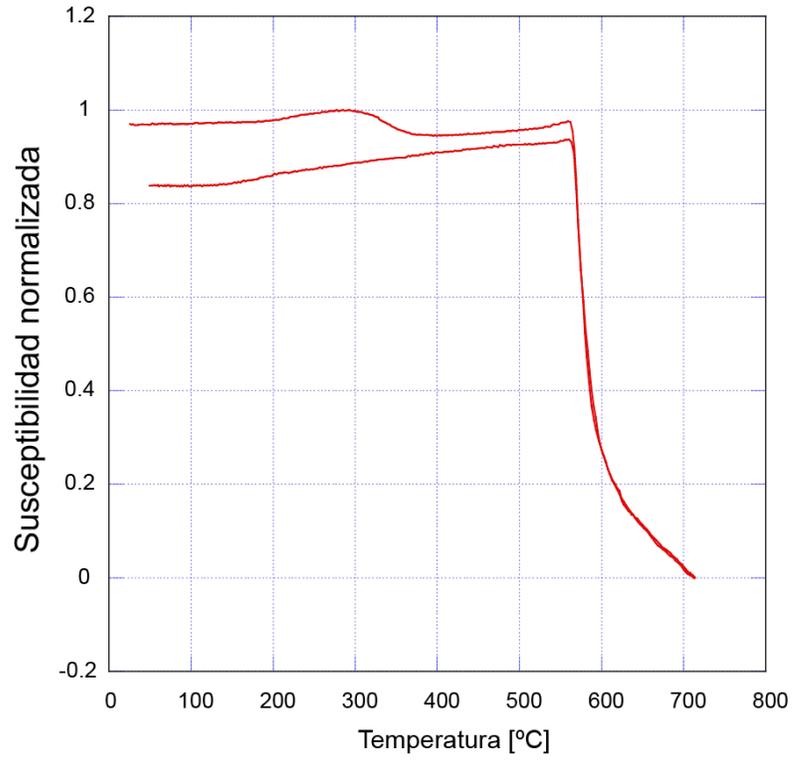


PS0404

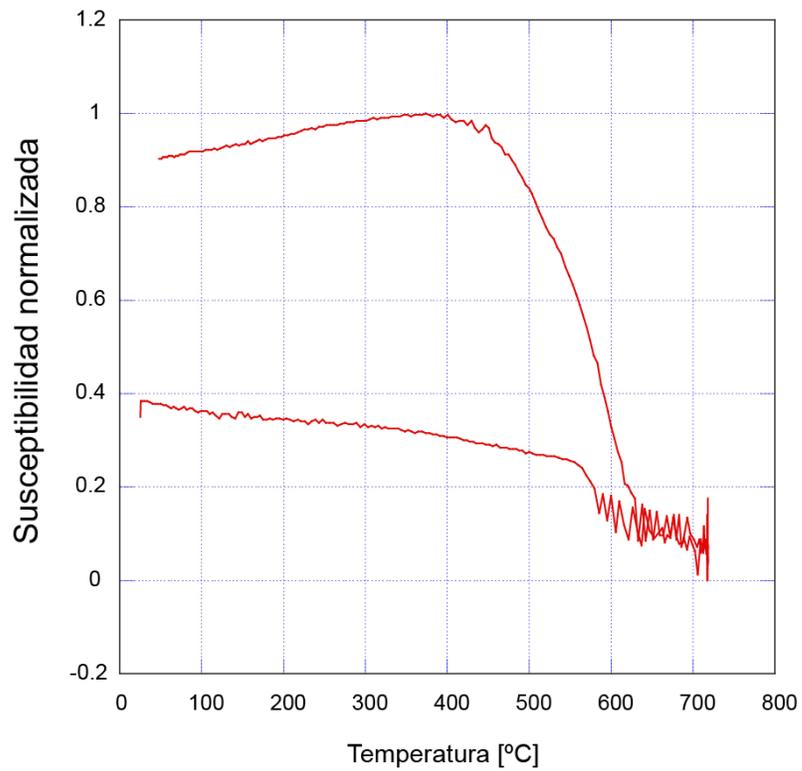


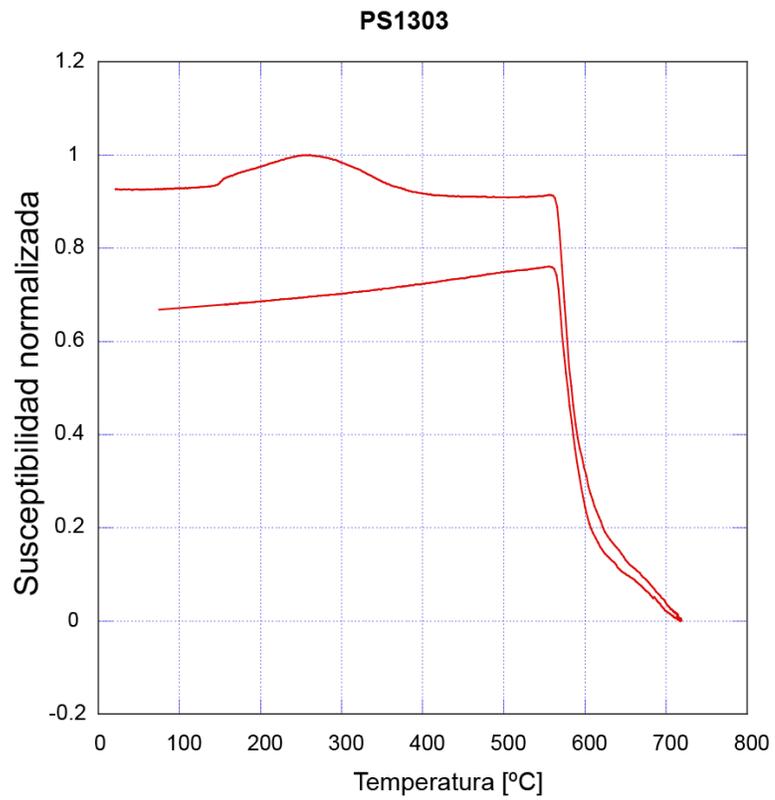
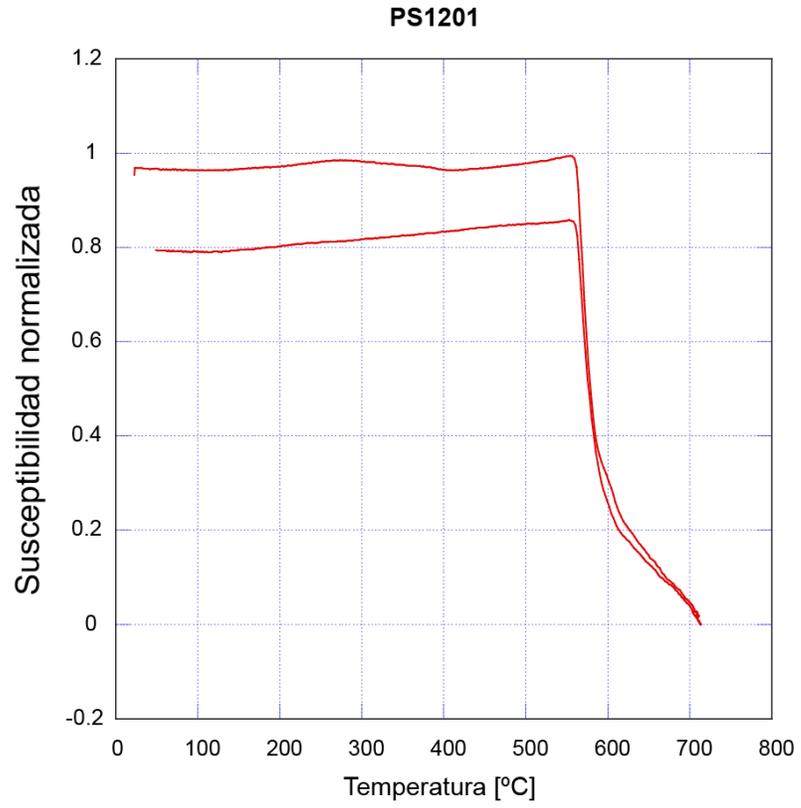


PS0703

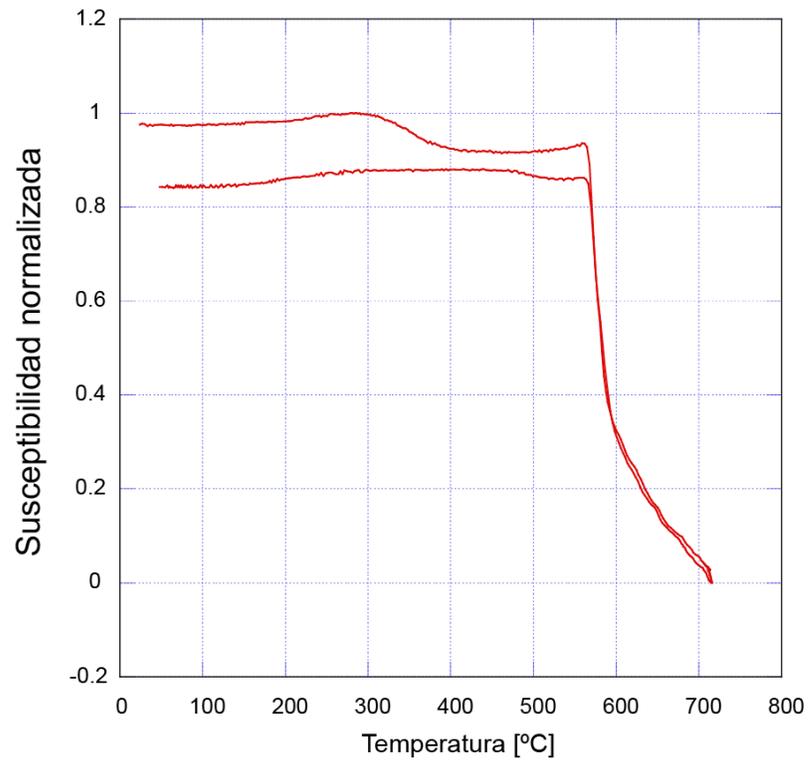


PS1104

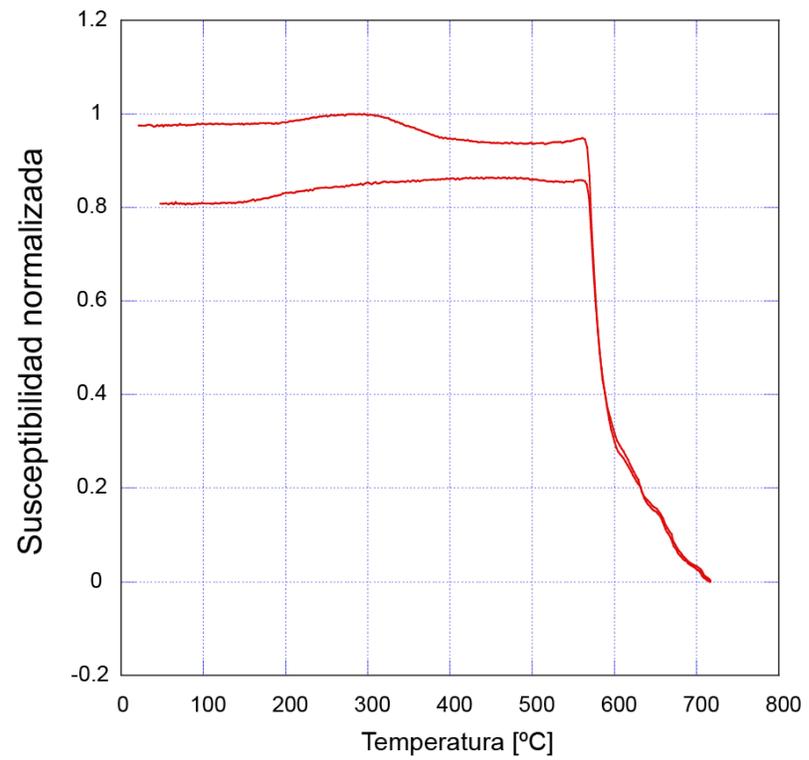




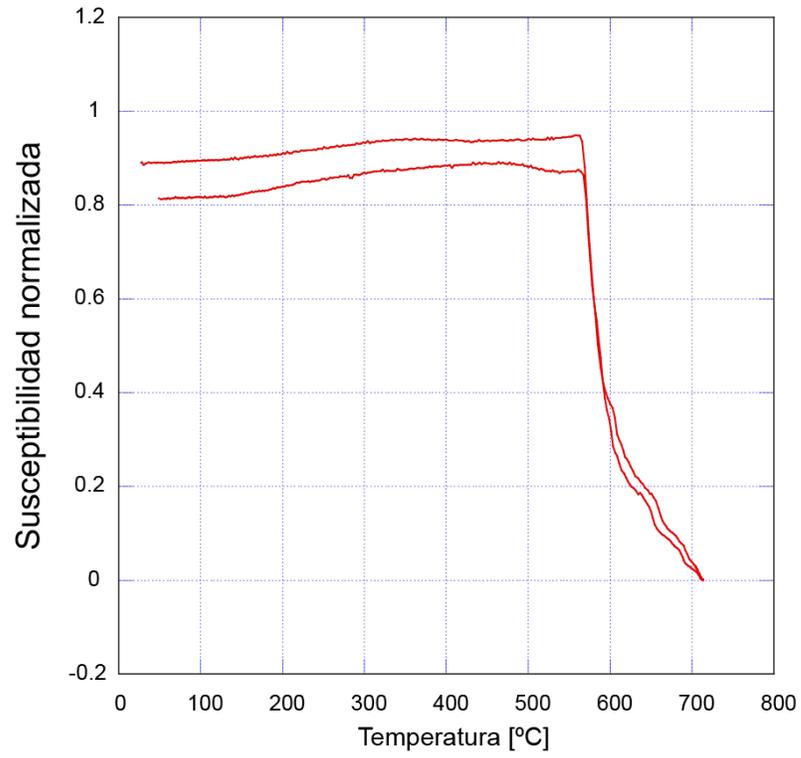
PS1401



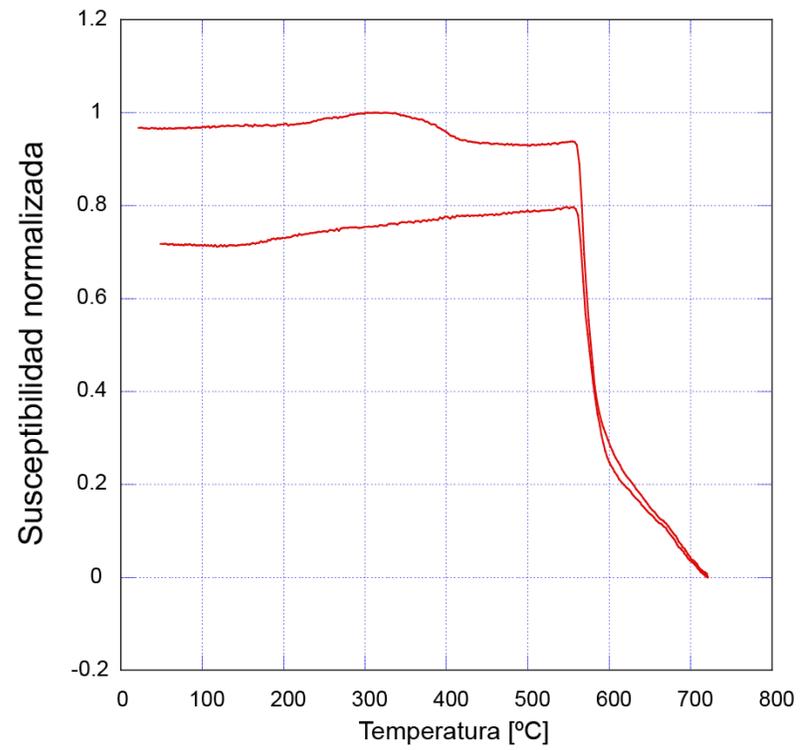
PS1502

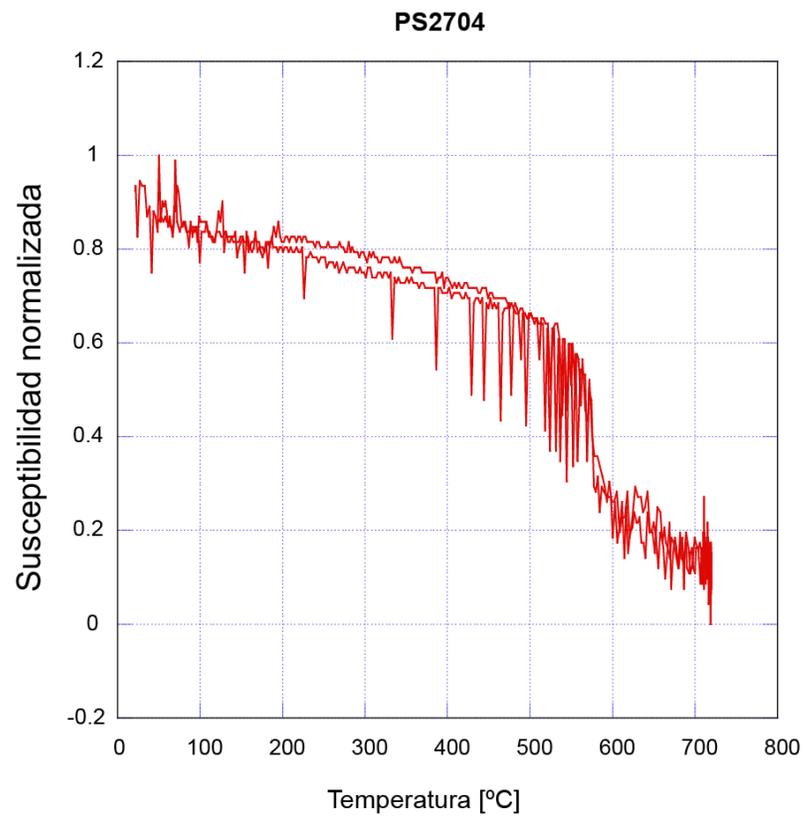
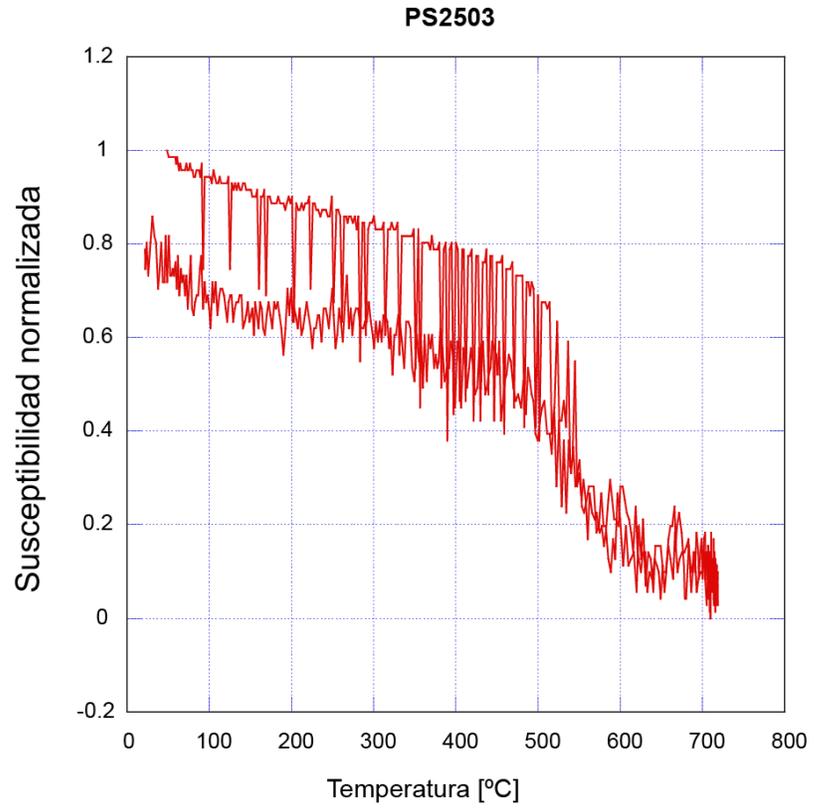


PS1601

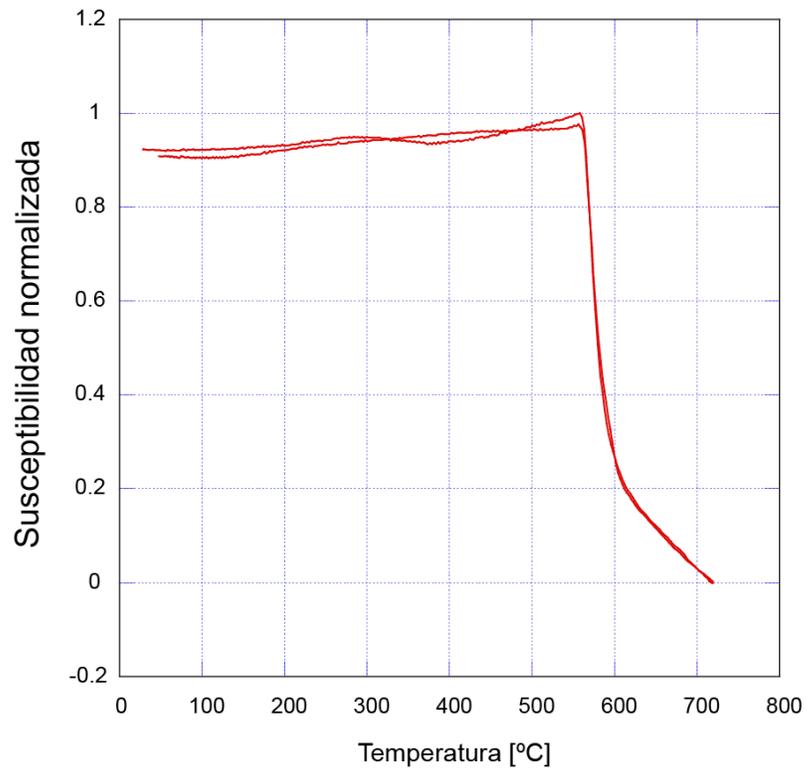


PS2106

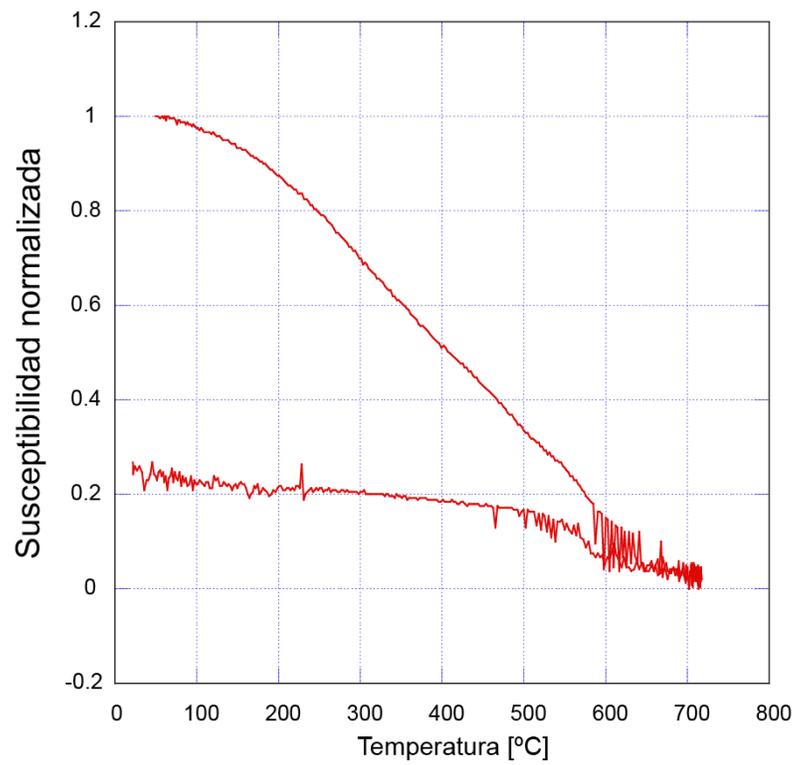




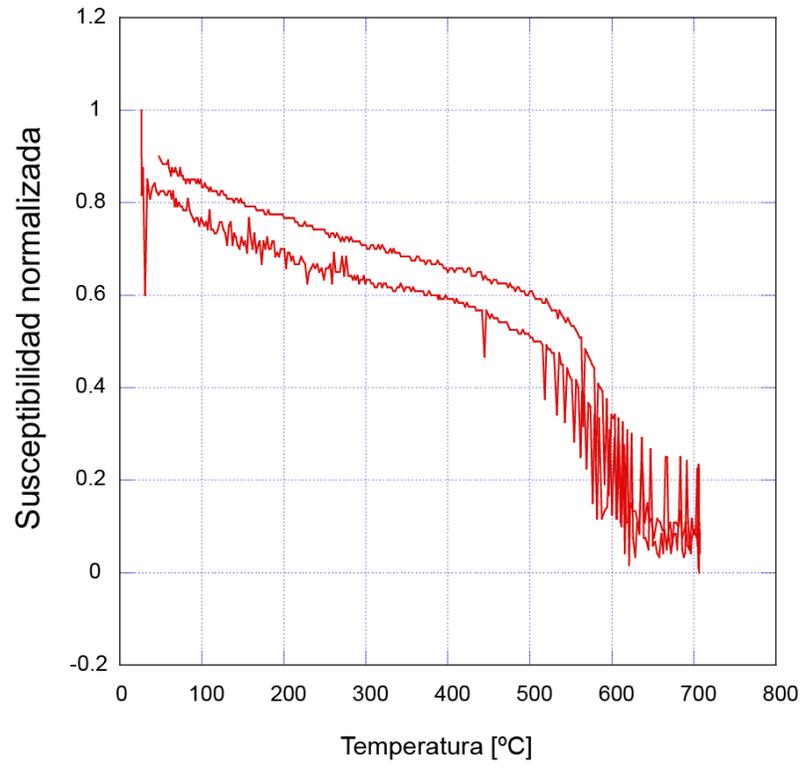
PS3003



PS3105



PS3304



PS3704

