

**GENERACIÓN DE ESPACIO Y ZONACIÓN REOLÓGICA DE UN  
RESERVORIO DE MAGMA FÉLSICO: INFERENCIAS A PARTIR DE LA  
FÁBRICA MAGNÉTICA DEL PLUTÓN SAN GABRIEL (33.5°S)**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al  
Título de Geólogo

**JORGE IGNACIO GODOY CEPEDA**

**PROFESOR GUÍA:**

**DR. ÍTALO PAYACÁN PAYACÁN**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:**

**DR. JOHN BROWNING**

**DR. FERNANDO POBLETE GÓMEZ**

**SANTIAGO DE CHILE**

**ENERO, 2024**

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL TÍTULO PROFESIONAL DE:** Geólogo

**POR:** Jorge Ignacio Godoy Cepeda

**FECHA:** Enero, 2024

**PROFESOR GUÍA:** Dr. Ítalo Joaquín Payacán Payacán

**GENERACIÓN DE ESPACIO Y ZONACIÓN REOLÓGICA DE UN RESERVORIO DE MAGMA FÉLSICO: INFERENCIAS A PARTIR DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA DEL PLUTÓN SAN GABRIEL (33.5°S)**

El estudio de los cuerpos graníticos (*s.l.*) emplazados en los niveles superiores de la corteza permite inferir procesos que ocurren tanto dentro de los reservorios magmáticos como en los procesos que tuvieron durante su ascenso y emplazamiento. Por otro lado, el estudio de fábricas magmáticas y magnéticas permiten reconocer la deformación que ocurren dentro de una cámara de magma, entregando evidencia de los mecanismos de generación de espacio y dinámica de las inyecciones de magma que controlaron su construcción.

En el presente estudio se muestran los resultados de los análisis de la fábrica magnética obtenidos mediante anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) en el plutón San Gabriel (PSG): intrusivo Mioceno emplazado en la corteza superior, con 40 km<sup>2</sup> de exposición areal y 800 m de altura máxima, ubicado en la Cordillera Principal de Chile central (~33.5°S). Se analizaron 31 sitios. Estos presentan susceptibilidad magnética promedio en un rango de [0.031-0.096 SI], lo que sugiere que las propiedades magnéticas están controladas por titanomagnetita (magnetita, de acuerdo con los datos obtenidos mediante SEM-EDS). Los tensores de anisotropía muestran geometrías típicamente oblatas y solo 4 sitios con geometría prolata (ubicados cerca del flanco oriental del plutón), con rangos de foliación (F) entre [1.003-1.072] y anisotropía (P<sub>j</sub>) entre [1.009-1.090]. En términos de orientación, los tensores de anisotropía tienden a mostrar foliaciones paralelas a los bordes del plutón, dominando las foliaciones verticales en dirección NW-SE cercano a las paredes, y foliaciones subhorizontales en las zonas internas del plutón. La lineación tiende a ser subhorizontal, siguiendo la orientación del plutón.

A partir de los valores de anisotropía y la ausencia de microestructuras de deformación de estado sólido, se interpreta que la fábrica magnética del PSG fue adquirida en un estado parcialmente fundido producto de flujos convectivos. Por otro lado, al comparar la fábrica magnética del PSG con la fábrica magnética de la roca de caja en sus cercanías, se aprecia que la fábrica del plutón está desacoplada con la estructura de la roca de caja. La foliación magnética de la roca de caja es subparalela a la estratificación, dispuesta perpendicular al contacto con el PSG y su foliación magnética. Este desacople sugiere que el magma se habría hecho espacio desplazando la roca de caja hacia abajo, probablemente con un comportamiento frágil. Se propone mediante el estudio que el desplazamiento de la roca de caja hacia los niveles inferiores ocurrió mediante una combinación de subsidencia cauldron (tal como sugieren los contactos con la roca de caja, el techo y la zonación composicional presente en el intrusivo) y stoping magmático (tal como sugieren los xenolitos preservados en el plutón).

SOLO USO ACADÉMICO

*“El error consistió  
en creer que la tierra era nuestra  
cuando la verdad de las cosas  
es que nosotros somos de la tierra”*

Nicanor Parra.

## AGRADECIMIENTOS

*Financiamiento:* Este trabajo ha sido financiado por el proyecto FONDECYT #1180577 de la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo (ANID).

*Agradecimientos:* En primer lugar, quiero agradecer Ítalo, quien ha sido mi mentor y guía a lo largo de este proceso, gracias por brindarme confianza y sabiduría tanto en terreno como para poder hacerme parte del XVI Congreso Geológico Chileno, en el cual me ayudaste a poder presentar este trabajo. También agradezco a los miembros de la comisión, cuyos comentarios tanto en la defensa privada como al escrito permitieron pulir al máximo este trabajo. También agradecer al Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Chile por brindarme el espacio para poder cortar los testigos en el laboratorio de molienda y luego poder analizarlos en el laboratorio de paleomagnetismo, y a Pierrick Roperch por el análisis de algunos sitios en el Paleomagnetism Laboratory de la Universidad de Rennes (Francia). Al Refugio de Las Melosas por dejarnos hospedar durante la campaña de terreno. Y a José quién nos ayudó en el laboratorio de la Universidad Tecnológica Metropolitana para la obtención de las mediciones en SEM-EDS.

Por otro lado, quiero agradecer a quiénes han sido parte importante de mi vida universitaria, a todos quiénes han permitido que este camino sea más ameno, con las conversaciones de pasillo, en las bancas y las quejas (que siempre fueron parte de nosotros). A mis primeros amigos de la U, grupo que se ha mantenido a pesar de que estemos en tiempos distintos, aquellos con los que estudié, reí y carreteé, Mati, Seba, Meyer, Max, Maura, Carly y Donari (los vayan a guardarse). A la Paly, Cote, Fran y Cami con las que he hecho una gran amistad y me han apoyado, dado ánimos para este proceso. Al pelao Mallea, que me ha ayudado con sus comentarios sobre mis mapas y a distraerme yendo a conciertos. A la Maca y a la Morry por ayudarme a entender mejor el paleomagnetismo y poder desarrollar este trabajo. A la Cata Vásquez, Jeni, Dana, Nacha Clau e Isi por siempre darme sus comentarios de ánimos y apoyo incondicional. A mis amigos de colegio, Max, Sofi, Emi, Caro, Vale y Pola. Y a la profe Mané por sus innumerables mensajes de apoyo y ánimo.

Finalmente, quiero agradecer a mi familia, quienes han creído en mi en todo momento (incluso más que yo), por ser el mejor núcleo de apoyo que he podido tener. A mis papás, por brindarme su sabiduría y su apoyo incondicional, por llevarme siempre en un buen camino y enseñarme lo importante de la vida. A mis hermanas (Coni y Vale) por su amor, su cariño y sus consejos para poder llevar este trabajo a su desenlace de la mejor manera posible. A mi abuela por siempre creer en mi y ser una de mis mayores fans. Y al Feña mi cuñado por sus consejos y ánimos.

## TABLA DE CONTENIDOS

TABLA DE CONTENIDOS .....	v
ÍNDICE DE TABLAS.....	vi
ÍNDICE DE FIGURAS .....	vii
Capítulo 1: Introducción.....	1
1.1    Formulación del estudio.....	1
1.1.1    Construcción de reservorios de magma en la corteza superior.....	1
1.1.2    Procesos internos de cámaras magmáticas.....	4
1.1.3    Fábricas magnéticas en el estudio de estructura interna de plutones.....	7
1.1.4    Interpretación de procesos magmáticos mediante AMS en plutones: ejemplos.....	11
1.1.5    Caso de Estudio: Plutón San Gabriel.....	16
1.2    Preguntas de investigación.....	19
1.3    Hipótesis de Trabajo .....	19
1.4    Objetivos.....	19
1.4.1    Objetivo General.....	19
1.4.2    Objetivo Específico .....	20
1.5    Ubicación y Accesos.....	20
1.6    Metodologías.....	21
1.6.1    Campaña de Terreno.....	21
1.6.2    Fábrica Magnética: Mediciones de AMS.....	22
1.6.3    Determinación de la composición de los minerales magnéticos: SEM-EDS.....	24
1.6.4    Identificación de texturas de deformación: Microscopía óptica.....	24
Capítulo 2: Antecedentes Geológicos del Plutón San Gabriel .....	26
2.1.    Contexto Geodinámico .....	26
2.2.    Marco Geológico: Unidades y evolución.....	27
2.3.    Antecedentes del plutón San Gabriel.....	29
2.3.1.    Generalidades .....	29
2.3.2.    Antecedentes petrográficos-mineralógicos.....	31
2.3.3.    Antecedentes geoquímicos .....	34
Capítulo 3: Mineralogía magnética del plutón San Gabriel.....	38

3.1. Mineralogía magnética. ....	38
3.1.1. Observación bajo microscopio. ....	38
3.1.2. Composición química de los óxidos de Fe-Ti: resultados de SEM-EDS. ....	40
Capítulo 4: Fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética en el Plutón San Gabriel. ....	43
4.1. Introducción. ....	43
4.1.1. Susceptibilidad magnética y anisotropía de la susceptibilidad magnética: definiciones. ....	44
4.2. Susceptibilidad magnética promedio del Plutón San Gabriel. ....	45
4.3. Fábrica Magnética: parámetros escalares. ....	48
4.3.1. Grado de anisotropía. ....	48
4.3.2. Parámetro de forma. ....	49
4.3.3. Foliación y lineación magnética. ....	50
4.4. Orientación de la fábrica magnética. ....	52
Capítulo 5: Discusiones. ....	54
5.1. Naturaleza de la adquisición de las fábricas magnéticas en el plutón San Gabriel. ....	54
5.2. Modelo conceptual de proceso de emplazamiento del plutón San Gabriel. ....	57
Capítulo 6: Conclusiones. ....	62
Referencias. ....	63
Anexos. ....	71
5.3. Anexo A. Escáner de secciones transparentes para el análisis de mineralogía magnética (Nicoles paralelo). ....	71
5.4. Anexo B. Fábrica Magnética. ....	72
5.5. Anexo C. Parámetros escalares de la fábrica magnética. ....	73
5.6. Anexo D. Resumen participación Congreso Geológico Chileno. ....	78

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Comportamiento del reservorio a medida que aumenta su proporción de cristalinidad ... 5

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: a) Modelo del “Gran reservorio” de magma líquido que ilustra los principales procesos que ocurren dentro de la cámara magmática (extraído de Glazner <i>et al.</i> , 2004). b) Anatomía de la parte superior de un sistema magmático, describiendo zonas de acuerdo con su comportamiento reológico de acuerdo con el material que posee en función del porcentaje de cristales (extraído de Miller <i>et al.</i> , 2011).....	4
Figura 2: Ilustración del comportamiento cristal-fundido dentro de una cámara magmática a medida que aumenta el grado de cristalinidad dentro de ella. A altas concentraciones de fundido los cristales seguirán la convección magmática y solo se segregarán del fundido una pequeña porción en la base (espesor de detraimiento). A medida que los cristales se acercan al bloqueo o red cristalina interconectada, el fundido puede separarse de los cristales a través del decantamiento de cristales. A fracciones mayores de cristales, el magma poseerá una permeabilidad baja lo que impedirá la separación cristal-fundido (Extraído de Dufek y Bachmann, 2010). .....	6
Figura 3: Gráfica que ilustra el comportamiento reológico a medida que el magma se enfría y cristaliza, además de indicar la zona en que se genera la fábrica magmática dentro de un reservorio de magma. (extraída de Paterson <i>et al.</i> 1998).....	10
Figura 4: Ilustración que muestra el grado de continuidad entre las estructuras planares de la roca de caja (en café) y las estructuras de la cámara magmática (en rojo magma y blanco cristales). a) Altamente desacoplada, b) Parcialmente acoplada, c) Completamente acoplada. Modificado de Paterson <i>et al.</i> (1998).....	11
Figura 5: Modelo de Construcción y Emplazamiento del plutón La Gloria. a) Etapa Temprana y Emplazamiento. b) Etapa convectiva y tardi-magmática. (Modificado de Payacán, 2014).....	12
Figura 6: Modelo de la cámara magmática y los procesos de acortamiento tectónico que dio lugar a los procesos de <i>filter pressing</i> . a) Cámara magmática inicial. b) Inicio de la deformación que se transfiere a la cámara magmática, que da como resultado el ascenso de fundido riolítico y la alineación de feldespatos. c) Estado final de la cámara magmática con cristalinidades más altas el acortamiento continuo disminuye el tamaño de la red filtrando fundido riolítico acumulado en las partes superiores, y un acumulado residual en la zona inferior. Modificado de Garibaldi <i>et al.</i> , 2018. ....	14
Figura 7: Modelo de emplazamiento simplificado del MCG. a) Foliación E-W durante los primeros pulsos magmáticos. b) Las foliaciones son rotadas paralelas a la deformación regional. c) La	

intrusión magmática se encuentra principalmente asistida por la tectónica. Modificado de De Saint Blanquat <i>et al.</i> , (1998). .....	16
Figura 8: Mapa de ubicación y litológico del PSG. a) Mapa de ubicación de los cuerpos plutónicos aledaños al PSG. b) Mapa litológico del PSG. c) Perfil del PSG. (Extraído de Payacán <i>et al.</i> 2023). .....	18
Figura 9: Mapa de rutas de acceso al área de estudio.....	21
Figura 10: Sistema de orientación de muestras en el espacio, además de su posición, requiere de su azimuth y del buzamiento (extraído de Butler, 2004). .....	22
Figura 11: a) Sierra de diamantina utilizada para cortar testigos. b) Testigos cortados divididos por sitios. c) Máquina Kappabridge KLY-3 vinculada al programa SUSAR utilizada para realizar las mediciones de las muestras de cada sitio. d) Red estereográfica que proyecta los ejes promedios de los sitios y las elipses de desviación estándar $2\sigma$ (o 95% de confianza) del sitio. ....	23
Figura 12: Modelo de Evolución Paleogeográfica entre los 33° y 34° S. a) Generación de la Proto- Cordillera de la Costa. b) Depositación de la Formación Abanico. c) Inversión de la cuenca donde se había depositado la Formación Abanico y comienza la depositación de la Formación Farellones, comienza el engrosamiento cortical. d) Continúa la inversión de la cuenca y el engrosamiento cortical, el arco migra hacia el E. e) Durante el Mioceno Superior Temprano se emplazan cuerpos intrusivos (dentro de ellos el PSG) y el arco continúa migrando hacia el E. f) Se produce el evento de alzamiento de superficie y exhumación. Extraído de Fock, 2005. ....	29
Figura 13: Vistas en terreno del plutón San Gabriel en contacto con la roca de caja. a) Vista de la zona norte del PSG en contacto con la Fm. Abanico. b) Techo del PSG en el que se pueden observar xenolitos pertenecientes a la roca de caja. c) Contacto oriental donde los estratos se encuentran oblicuos al contacto con el PSG. d) Contacto de la zona sur del PSG, posee formas irregulares y algunos diques intruyendo a la roca de caja. e) Xenolito preservado en el borde occidental del PSG. Extraído de Payacán <i>et al.</i> , 2023. ....	31
Figura 14: Perfil litológico del PSG que muestra las unidades definidas por Payacán, 2021 y Payacán <i>et al.</i> , 2023. (Extraída de Payacán <i>et al.</i> , 2023). .....	34
Figura 15: Gráficos que muestran la variación de los elementos mayores de roca total de las unidades del PSG y de rocas asociadas (enclaves máficos y diques leucograníticos. a) Total de alkalis versus sílice (diagrama TAS). b) Diagrama binario que muestra el sílice versus elementos mayores y menores. Extraído de Payacán <i>et al.</i> , 2023. ....	36

Figura 16: Diagramas binarios de la variación de los elementos traza versus el contenido de sílice de las unidades del PSG y las rocas asociadas (enclaves máficos y diques leucograníticos). Extraído de Payacán <i>et al.</i> , 2023. ....	37
Figura 17: Fotomicrografías de las muestras a) SG0101 y b) SG0901A.1 que muestran la distribución y grupos familiares de los cristales de Mt. ....	39
Figura 18: Cristales de plagioclasa y biotita con evidencia de deformación. a) 14SG1501. b) 14SG2001. c) 14SG2607. ....	40
Figura 19: a) Diagrama ternario Fe-Ti. b) SG0101_01 donde se muestra la integridad y lamelas de ilmenita en magnetita c) SG0101_01 donde se muestra los contactos de la magnetita con otros minerales. d) SG0101_05 donde se muestra la integridad y lamelas de ilmenita en magnetita. e) SG0101_05 donde se muestra los contactos de la magnetita con otros minerales. ....	42
Figura 20: Geometría de los elipsoides de <i>strain</i> definidos según su valor del parámetro de forma T. a) El caso de una geometría de elipsoide oblata ocurre cuando la foliación es mayor que la lineación ( $T > 0$ ). b) El caso de una geometría de elipsoide prolata ocurre cuando la es mayor que la foliación ( $T < 0$ ). ....	45
Figura 21: Gráfico de la susceptibilidad magnética promedio ( $K_m$ [S.I.]) para los sitios AMS del área de San Gabriel. Las barras de error representan el 95% de confianza ( $2\sigma$ ). ....	46
Figura 22: Distribución de la susceptibilidad magnética promedio en el plutón San Gabriel. Como referencia, se muestran los dominios litológicos según Payacán <i>et al.</i> (2023). ....	47
Figura 23: Fábrica magnética del plutón San Gabriel. a) Variación de grado de Anisotropía promedio del plutón San Gabriel. Como referencia, se muestran los dominios litológicos según Payacán <i>et al.</i> (2023). b) Diagrama de Flinn con los valores de lineación y foliación magnética para los sitios paleomagnéticos. c) Parámetro de forma versus grado de anisotropía. ....	48
Figura 24: Parámetro de forma del plutón San Gabriel. Como referencia, se muestran los dominios litológicos según Payacán <i>et al.</i> (2023). ....	50
Figura 25: Fábrica Magnética del plutón San Gabriel. a) Foliación magnética promedio en mapa litológico del plutón San Gabriel. b) Lineación magnética promedio mapa litológico del plutón San Gabriel. ....	51
Figura 26: Orientación de la lineación magnética definida a partir de geometría prolata y triaxial en mapa litológico del plutón San Gabriel. a) Mapa que ilustra el grado de inclinación de la	

lineación magnética y su orientación. b) Gráfica que muestra el grado de inclinación de la lineación magnética con respecto a su posición.....	52
Figura 27: Orientación del plano de foliación magnético definido a partir de geometría oblata y triaxial en mapa litológico del plutón San Gabriel. a) Mapa que ilustra el grado de inclinación del plano de foliación magnética y su orientación. b) Gráfica que muestra el grado de inclinación del plano de la foliación magnética con respecto a su posición. ....	53
Figura 28. Esquema que muestra el cambio en el comportamiento reológico entre un magma viscoso rico en cristales (dominio qz-monzonítico) y un magma menos viscoso pobre en cristales con capacidad de fluir (dominio monzogranítico). La intrusión tardía de los magmas monzograníticos y los procesos de convección interna habrían generado un cizallamiento paralelo a la barrera reológica que representa el contacto con los magmas qz-monzoníticos ricos en cristales, permitiendo registrar la fábrica paralela a este contacto en el dominio monzogranítico y marcando la geometría en forma de <i>cap</i> (sitio 15 como ejemplo), la cual difiere de la fábrica subvertical registrada por el dominio qz-monzonítico (sitio 3 como ejemplo). ....	56
Figura 29: Mapa litológico y perfiles esquemáticos que muestran los contactos netos con el cuerpo intrusivo, la zonación presente en el PSG y morfologías de <i>roofpendant</i> (Perfiles modificados de Vargas, 2020). ....	58
Figura 30: Modelo conceptual de emplazamiento del plutón San Gabriel. a) Etapa I comprende los procesos de generación de espacio a través de procesos de subsidencia <i>cauldron</i> y stoping magmático e inyección de magma desde la zona central. b) Etapa II corresponde a procesos de convección magmática y variación textural del Dominio Principal. c) Etapa III corresponde a la generación del Dominio Medio y colapso del techo en la zona norte. d) Etapa IV corresponde a la formación del Dominio Basal.....	61

## Capítulo 1: Introducción.

El emplazamiento de cuerpos intrusivos se ha mantenido en discusión a lo largo de los años, así como también los procesos internos que poseen las cámaras magmáticas/reservorios magmáticos. Estos poseen roles importantes, sobre todo en los márgenes de subducción como lo es el Andino, en procesos de transferencia de masa y calor en la corteza continental superior y sus procesos de diferenciación (Brown, 2007). Los intrusivos cristalizados observados en el campo son la evidencia en superficie de la existencia de estos reservorios magmáticos que nos proporciona información de los procesos que ocurren dentro de ella, por lo que es relevante constreñir la estructura interna de estos, considerando sus variaciones químicas y texturales (Clemens, *et al.*, 2022). Por lo mencionado, en esta investigación se trabajarán técnicas de estudios petrográficos y magnéticos para comprender a través de su estructura, variaciones texturales y petromagnéticas dentro de las distintas unidades del plutón San Gabriel. Además, a través de los datos que se logren extraer en la campaña de terreno y posterior análisis, se propondrá un modelo de la evolución y emplazamiento del cuerpo intrusivo.

### 1.1 Formulación del estudio.

#### 1.1.1 Construcción de reservorios de magma en la corteza superior.

Para la construcción de grandes cámaras o reservorios magmáticos se establece que su evolución tanto química y física incluye la combinación de procesos de fraccionamiento, asimilación y recargas máficas que preceden al volcanismo más silícico (Folkes *et al.*, 2011). Por ejemplo, de Silva y Gregg (2014) proponen que se requiere un estadio previo al emplazamiento de este magma silícico, es decir, una preparación de la corteza terrestre, lo que implica su maduración termal y un tiempo de incubación termal, puesto que esto genera un cambio en su comportamiento mecánico-termal.

Durante las últimas décadas se ha establecido que los plutones son una amalgamación de diversos pulsos magmáticos adicionados de manera incremental (Bartley *et al.*, 2006; Coleman *et al.*, 2004; Farina *et al.*, 2012; Glazner *et al.*, 2004; Miller *et al.*, 2011), tales como diques o *sills*. Sumado a esto, Karakas *et al.* (2017) proponen la existencia de dos estadios que explican los procesos que conlleva la maduración termal en una provincia magmática. El primero se caracteriza por inyecciones de magma basáltico en forma de diques y *sills* en la corteza inferior con tasas que

rondan  $\geq 10^{-2}$  km<sup>3</sup>/a con duraciones mayores a 1 Ma, útiles para la preparación termal de la corteza continental tanto en su parte baja como alta. Posteriormente, en el segundo estadio, se tiene la generación de espacio y el almacenamiento de los cuerpos de magma en la corteza superior. Las escalas de tiempo en que estos ocurren, o su eficiencia, depende de la duración del primer estadio de preparación termal de la corteza (Karakas *et al.*, 2017). Marsh (1982) plantea que dichos reservorios magmáticos se ven principalmente afectados por procesos en los que el fundido posee la capacidad intrínseca de fluir a través de las paredes de la roca de caja, lo que depende principalmente de la viscosidad del mismo.

El mecanismo de ascenso y construcción de espacio de dichos reservorios de magma ha sido objeto de debate en la comunidad científica desde hace décadas. Tradicionalmente, se reconocía un ascenso de los cuerpos graníticos mediante mecanismos como el diapirismo, en el cual el magma asciende en forma de un cuerpo globular, desplazando la roca de caja hacia niveles inferiores de la corteza mediante deformación plástica (Bateman, 1985; He *et al.*, 2009; R. B. Miller y Paterson, 1999; Paterson y Vernon, 1995; Petford, 1996; Weinberg y Podladchikov, 1994). Sin embargo, la eficiencia del diapirismo en la corteza superior es baja, debido a que las rocas hospedantes tienden a presentar un comportamiento reológico frágil incompatible con el diapirismo (McCarthy *et al.*, 2014; Petford, 1996; Singer *et al.*, 1989; Yoshinobu *et al.*, 2003). De hecho, Cao *et al.* (2016) establecen que sin el proceso de ascenso a través de diques el magma no podría penetrar la corteza superior y sin múltiples pulsos el magma podría solidificarse rápidamente, y no ascender a través de esta.

Claramente, los estilos de deformación de la roca hospedante juegan un rol fundamental en el establecimiento del mecanismo de generación de espacio y ascenso del magma a través de la corteza. En una corteza fría y rígida, un mecanismo como el diapirismo no sería eficiente (Petford, 1996). Como alternativa, se han propuesto otros mecanismos para generar el espacio para acomodar los grandes volúmenes de magma granítico emplazados en la corteza superior, dominados por la inyección de magma a través de cuerpos tabulares (Kavanagh, 2018; Kühn & Dahm, 2004; Petford *et al.*, 1994; Vigneresse, 1995; Vigneresse & Clemens, 2000). Por ejemplo, el proceso de *stoping* magmático se entiende como el mecanismo por el cual ocurre emplazamiento de magma incorporando parte de la roca de caja en él o desplazándolos hacia abajo (Marsh, 1982; Brown, 2007), es decir, el magma se abre camino a medida que asciende (Marsh, 1982). Los bloques que sean incorporados pueden ser desprendidos por procesos como fracturamiento termal,

por sobrepresión interna del mismo sistema magmático o por fracturamiento previo de la roca de caja (Payacán, 2021). Además, Paterson *et al.* (2012) establece en cuatro puntos las implicancias que posee el proceso de *stopping* magmático (1) implica transferencia de material durante el emplazamiento de plutones; (2) elimina aureolas preexistentes que pudieron significar información importante sobre el proceso de crecimiento de cámaras; (3) contribuye intercambios verticales de masa y calor dentro de la corteza terrestre; y (4) contribuye a la contaminación química y al enfriamiento de los magmas en el ascenso y emplazamiento.

El espacio para que el magma ascienda puede ser creado mediante una combinación de cavidades-estructuras generadas tectónicamente y por la flotabilidad interna o la capacidad que tiene el magma de ascender, pero esta última por si sola posee una capacidad casi nula en la generación de espacio (Hutton, 1988). Estas cavidades pueden ser generadas a partir de distintos ambientes tectónicos, ya sean transcurrentes, extensivos, o compresivos (Hutton, 1988; 1992). Por otro lado, se establece que durante el ascenso de magma a través de estas cavidades mediante *diking* continúa generando espacio debido a desplazamientos laterales y verticales de la roca de caja, observados en granitos mesozonales, mientras que debido a relaciones de contacto en los plutones epizonales indican solamente desplazamientos verticales durante el emplazamiento, para ambos casos se registra que el magma ascendente ha logrado llegar y fluir por una o más zonas de alimentaciones verticales generando cada vez más espacio fluyendo lateralmente (Cruden, 1998).

De acuerdo con lo ya expuesto, para que el magma se haga espacio en la corteza y permita la construcción de un reservorio, la roca hospedante debe transportarse, ya sea hacia niveles más profundos de la corteza, lateralmente, o bien, desplazándola hacia arriba. Paterson y Farris, (2006) sugieren que el transporte de masa de la roca de caja hacia los niveles más profundos de la corteza es el mecanismo más importante durante el ascenso y emplazamiento de los plutones, tal como sugieren una serie de estudios realizados en plutones que rondan desde los 2 a 35 km de profundidad de emplazamiento. Para que ocurra este proceso de transferencia de masa hacia la parte más profunda de la corteza, se infiere que esto debiese ocurrir en forma de xenolitos o desplazándolos hacia la base de estos cuerpos intrusivos, produciendo así un intercambio de material magma-roca. Estos procesos de intrusión magmática, generación de espacio e intercambio de material magma – roca de caja, es un mecanismo que favorece continuamente al engrosamiento cortical, mediante el proceso de adición magmática propuesto por diversos trabajos (Brown y Solar, 1998; Cao, Paterson, *et al.*, 2016; Paterson y Farris, 2006).

### 1.1.2 Procesos internos de cámaras magmáticas.

Una vez los procesos de ascenso y generación de espacio han finalizado, y el magma se ha logrado emplazar, comienzan a ocurrir los procesos que definen la estructura interna de una cámara magmática o cuerpo plutónico tales como: variaciones mineralógicas, como producto de decantación de cristales; convección magmática; *mixing* magmático; variaciones texturales y relaciones de contacto tanto internas como con la roca de caja, como producto de, por ejemplo, *stopping* magmático o flujos descendentes de roca de caja (ilustrado en el modelo del “gran reservorio” de magma líquido de Glazner *et al.* (2004), Figura 1 a).

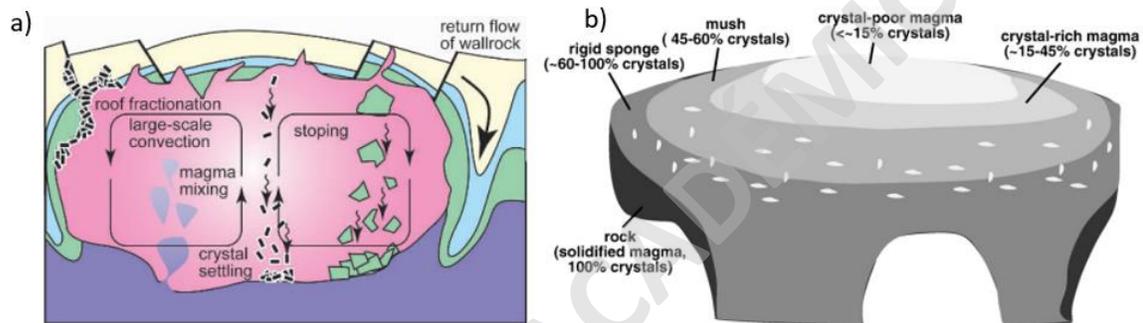


Figura 1: a) Modelo del “Gran reservorio” de magma líquido que ilustra los principales procesos que ocurren dentro de la cámara magmática (extraído de Glazner *et al.*, 2004). b) Anatomía de la parte superior de un sistema magmático, describiendo zonas de acuerdo con su comportamiento reológico de acuerdo con el material que posee en función del porcentaje de cristales (extraído de Miller *et al.*, 2011).

Los cuerpos plutónicos someros no necesariamente poseen la capacidad de presentar convección a grandes escalas, puesto que estos podrían poseer una cantidad considerable de cristales (>50%), denominados como *mush* (Hildreth, 1981). Miller *et al.* (2011; Figura 1b) clasifica los niveles internos de un reservorio típico según su comportamiento reológico (controlado principalmente por el grado de cristalinidad) y diferentes composiciones, lo que se debe principalmente a los procesos de enfriamientos diferenciales y la redistribución de fluidos residuales (Figura 2). Entre estas zonas se pueden distinguir: (1) magma móvil con <40% de cristales donde ocurre la convección; (2) *mush* con un rango de 45 a 60% de cristalinidad con una movilidad ineficiente, pero con una mayor eficiencia en la extracción de fluidos residuales (Tabla 1: Tabla 1; Miller *et al.* 2011).

Tabla 1: Comportamiento del reservorio a medida que aumenta su proporción de cristalinidad

Material	Porcentaje de Cristales	Comportamiento Reológico
Magma pobre en cristales	<-15	Baja viscosidad, alta movilidad, altamente eruptable.
Magma rico en cristales	~15-45	Alta viscosidad, aún móvil, eruptable, los cristales aún pueden decantar y/o ser transportados por convección.
Mush (magma menos móvil)	~45 a 60	Más fuerte; poco móvil, poco eruptable, extracción de fundido a través de compactación es efectivo.
Esponja rígida	>-60	Casi roca, inmóvil, lenta extracción de fundido a través de compactación, poco eficiente

La zonación reológica que pueda presentar un reservorio de magma influye significativamente en los procesos magmáticos que ocurren en su interior y ayudan a la diferenciación composicional del magma. Dufek y Bachmann (2010) proponen que la eficiencia de la diferenciación magmática mediante la segregación de los fluidos residuales desde el *mush* cristalino depende fuertemente de la cristalinidad del magma. Según el modelo propuesto, a baja cristalinidad, el enfriamiento y la cristalinidad asociada a este generan corrientes de convección como consecuencia de las variaciones en la densidad, y la mayoría de los cristales permanecen en suspensión dentro de un magma intermedio a ácido (haciendo que la separación fundido-cristales sea poco eficiente). Por otro lado, a altas cristalinidades (>70%), los procesos de separación de cristal-fundido sería poco eficiente debido a la baja compactación del *mush* y la baja permeabilidad (la cual dificulta la circulación del fundido a través de la red cristalina). Sin embargo, en rangos de cristalinidad intermedia, entre 50 a 70% volumen de cristales, la separación cristales-fundido tiende a ser óptima debido a la alta capacidad de compactación de la red cristalina.

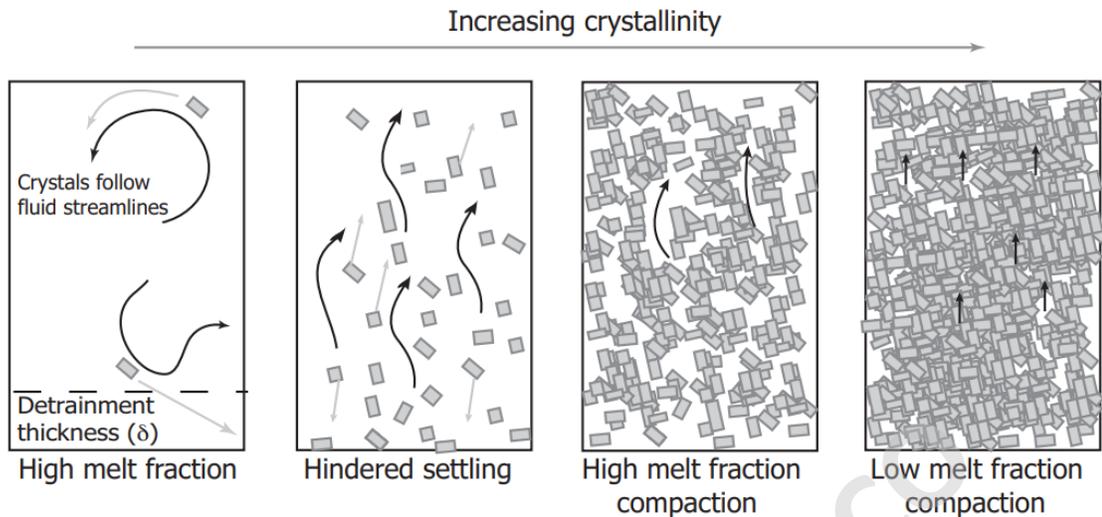


Figura 2: Ilustración del comportamiento cristal-fundido dentro de una cámara magmática a medida que aumenta el grado de cristalinidad dentro de ella. A altas concentraciones de fundido los cristales seguirán la convección magmática y solo se segregará del fundido una pequeña porción en la base (espesor de detrainimiento). A medida que los cristales se acercan al bloqueo o red cristalina interconectada, el fundido puede separarse de los cristales a través del decantamiento de cristales. A fracciones mayores de cristales, el magma poseerá una permeabilidad baja lo que impedirá la separación cristal-fundido (Extraído de Dufek y Bachmann, 2010).

Como consecuencia de los procesos de diferenciación mencionados anteriormente, Burgess y Miller (2008) establecen que los intrusivos graníticos normalmente se encuentran zonados, es decir, que los bordes de estos cuerpos plutónicos son más máficos y que hacia el centro se vuelven más félsicos. También mencionan que estas zonaciones pueden verse atribuidas a procesos de cristalización fraccionada, a procesos de desmezcla de restitas o a la hibridación de magmas de composiciones variables. Por otro lado, a partir de estudios recientes en plutones de arco, se ha propuesto que la zonación composicional en plutones ha sido posiblemente construida a partir de numerosos pulsos que sufrieron la diferenciación en niveles inferiores de la corteza, estos estudios se han logrado comprobar a partir de estudios en zircones presentes en plutones zonados, estos indican el rejuvenecimiento del *mush* a partir de nuevos pulsos diferenciados que cambian las condiciones presentes en la red cristalina (Coleman *et al.*, 2004; Frazer *et al.*, 2014).

La fluidodinámica o los procesos forzantes del emplazamiento, la construcción de espacio y la diferenciación composicional de los cuerpos granítico o reservorios de magma pueden quedar registrados en las rocas plutónicas. Evidencias de estos procesos son las estructuras magmáticas (*schlieren*, foliaciones minerales, tubos, pipas, diapiros, entre otras; Paterson, 2009). Todo esto se resume en caracterizar la estructura interna y la evolución de los intrusivos.

### 1.1.3 Fábricas magnéticas en el estudio de estructura interna de plutones.

Una de las características de los cuerpos intrusivos útil para caracterizar su estructura interna es la determinación de las fábricas magmáticas. Esta se entiende como la orientación preferencial de características petrográficas. El problema es que las rocas intrusivas tienden a ser isótropas a escala mesoscópica, o la fábrica es difícil de distinguir. La anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS por sus siglas en inglés) es una herramienta bastante útil en el estudio de la petrofábrica de las rocas ígneas y metamórficas (Grégoire *et al.*, 1995). Esta técnica consiste determinar la variación de la susceptibilidad magnética de las rocas en distintas direcciones, lo que permite obtener un tensor de anisotropía (Payacán, 2014). La identificación de la fábrica magnética es una técnica sencilla y rápida que otorga una descripción semicuantitativa tanto en la orientación como en la intensidad (Bouchez, 1997). Comúnmente es expresada mediante los valores de la susceptibilidad magnética en tres direcciones principales, perpendiculares entre sí:  $K_1$  es el eje de mayor susceptibilidad;  $K_2$ , corresponde al valor intermedio de susceptibilidad;  $K_3$  a la mínima susceptibilidad. Todos estos valores son los que describirán la susceptibilidad magnética del elipsoide (Butler, 1992).

A escala de roca masiva, la anisotropía magnética se origina a partir de la orientación cristalográfica preferencial (PCO por sus siglas en inglés) y/o en la orientación dimensional preferencial (PDO) de los granos minerales anisótropos (Martín-Hernández *et al.*, 2004). Además, Martín-Hernández *et al.*, (2004) mencionan que la anisotropía magnética también puede ser causada por interacciones magnetostáticas entre granos magnéticos fuertemente espaciados y heterogéneamente distribuidos en una matriz débilmente magnética, cualquiera sea el caso la anisotropía magnética está relacionada con algunos aspectos de la estructura de la roca.

Los principales objetivos que tiene el estudio de las estructuras magnéticas en la geología son determinar los flujos/emplazamientos de rocas sedimentarias, ígneas intrusivas y extrusivas; establecer las orientaciones principales en las deformaciones y determinar la extensión de las posibles desviaciones en los vectores de la remanencia natural de la orientación del campo paleomagnético debido a la adquisición anisotrópica y/o deformaciones posteriores que pudo haber sufrido la roca (Martín-Hernández *et al.*, 2004).

Mediciones estructurales y microestructurales tanto de la lineación como de la foliación en granitos de muestras orientadas en campo han revelado que las estructuras magmáticas pueden ser homogéneas en áreas extensas, por esto se realizan mapeos estructurales de plutones para poder comprender el emplazamiento del magma y la deformación en la corteza terrestre (Bouchez, 1997). Además, la presencia o la ausencia de estructuras planares macroscópicamente visibles en este tipo de rocas son las que evidencian o entregan información suficiente para diferenciarlas entre rocas “orientadas” o “estructuradas” (generalmente con estructuras paralelas a la roca de caja, útiles para caracterizar plutones sintectónicos) y “equiantes” o “masivas” (no poseen estructuras internas, generalmente se les clasifica como post-tectónico; Bouchez, 1997).

Bouchez (1997) destaca que la anisotropía estructural de un granito se ve marcada por las orientaciones preferenciales que presenten la forma de los granos o por la forma de la fábrica que presente una familia de cristales. Una fábrica planar define una foliación magmática que generalmente se puede ver marcada por megacristales o por granos tabulares, en cambio, una lineación magmática se asocia a la foliación.

La importancia del estudio de las fábricas magmáticas, es decir, la foliación y la lineación, se basa principalmente en comprender los procesos ocurridos dentro de las cámaras magmáticas (Paterson *et al.*, 1998). Estos estudios son útiles para comprender distintos procesos: 1) Planos de flujos magmáticos; 2) La forma de las intrusiones; 3) La orientación del *strain* en la deformación de los magmas; 4) La fábrica formada durante procesos de deformación regional (Paterson *et al.*, 1998). Además, los autores mencionan que las orientaciones preferentes de los cristales magmáticos serían reflejo del *strain* del *mush* como consecuencia de flujos magmáticos o compactación del magma, así como también debido a procesos de deformación regional.

A través de los estudios de fábricas magmáticas se han logrado realizar modelaciones numéricas para poder establecer las relaciones presentes entre la geometría de la fábrica, el *strain*, y las variaciones en los regímenes de las fábricas magmáticas y subsólidas (Paterson *et al.*, 1998). Ejemplo de esto son los modelos realizados para emplazamientos a través de *ballooning* que consideran que las estructuras magmáticas registran la expansión de la cámara *in situ*, pero se ha demostrado que estas fábricas podrían corresponder a procesos convectivos y no de expansión de la cámara; otro caso corresponde a los emplazamientos de magma asistidos por tectónica lo que

supone que la lineación magmática se registrará en la misma dirección del esfuerzo tectónico aplicado (Paterson *et al.*, 1998).

La formación de fábricas magmáticas se encuentra estrechamente ligada al comportamiento reológico del magma a medida que este se acerca al *solidus* (Figura 3) (ver Paterson *et al.*, 1998 para una mayor revisión). Cuando los magmas se enfrían y cristalizan cambian su estado de un flujo en suspensión a uno grano soportado y su comportamiento cambia de uno Newtoniano (menos del 35% de cristales) a uno tipo Bingham cuando la cristalinidad aumenta, de acuerdo a la Figura 3, esto ocurre en rangos de porcentaje de magma entre 40-20% y temperaturas para magmas félsicos entre 900-750°C.

A medida que el magma se acerca al *solidus* este cambia de un comportamiento frágil a uno plástico, esto ocurre a medida que la temperatura aumenta. A medida que la temperatura continúa aumentando y el porcentaje de fundido crece, se encontrarán zonas con fracturas y desarrollo de zona con cizallamiento. Además, se encontrará evidencia de un límite de grano deslizante (GBS por sus siglas en inglés) en el que no hay presencia de deformación. Paterson *et al.* (1998) menciona que la plasticidad cristalina y la recristalización son dominantes a tasas más altas de deformación, mientras que la fusión por contacto es relevante a tasas deformativas más bajas.

También los autores plantean que la alineación de los cristales podría ser causadas por flujos porosos locales y el GBS, esto en respuesta de un pequeño estrés desviatorio. Esto puede ayudar a la formación de fábricas magmáticas débiles a moderadas sin una deformación significativa de los marcadores ígneos. El cambio de los flujos grano soportado a suspensión generalmente ocurren en magmas que se están deformando entre el 40% y el 20% de fundido. Durante el flujo en suspensión, los cristales pueden rotar y moverse libremente mientras la deformación se acomoda por la fase fundida.

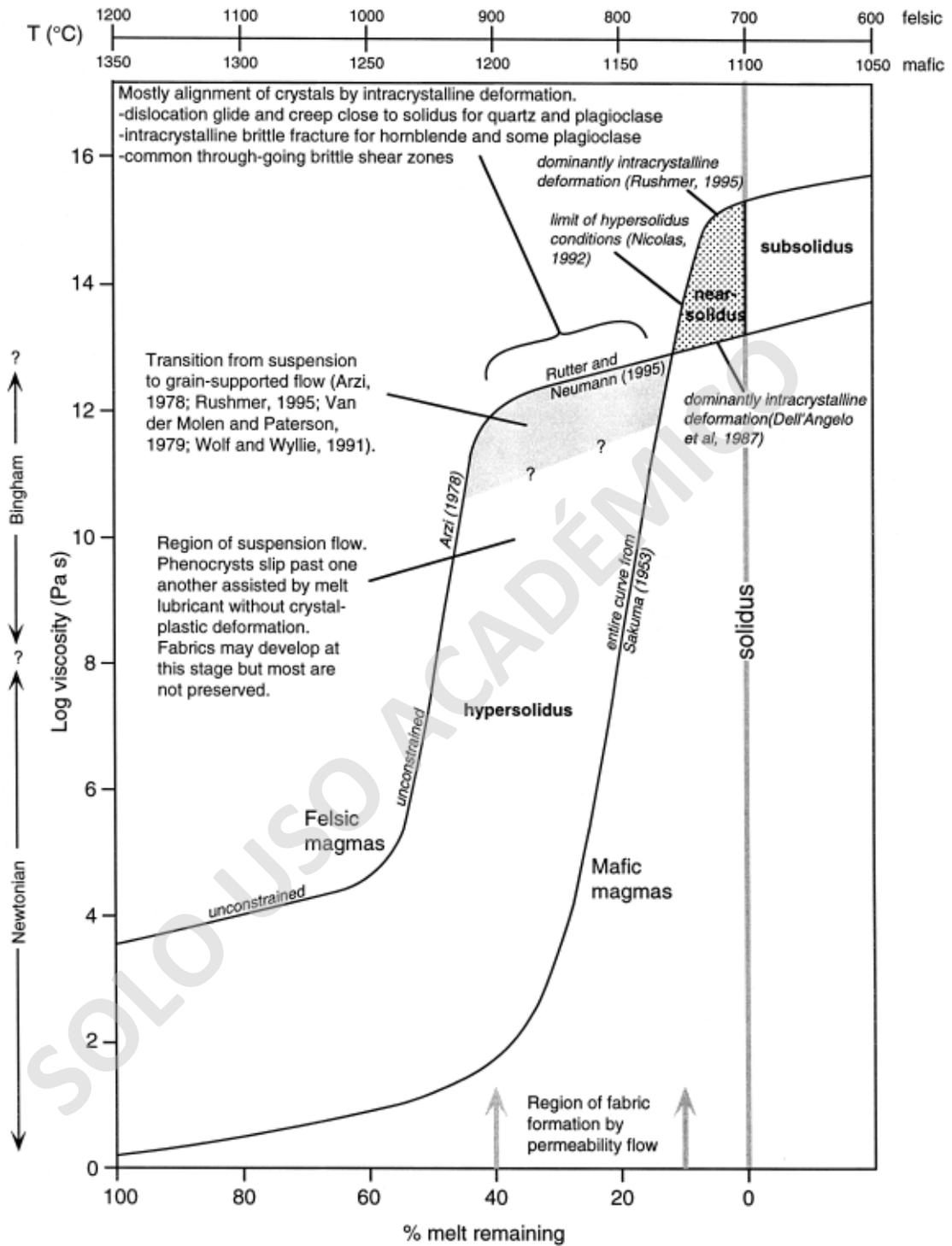


Figura 3: Gráfica que ilustra el comportamiento reológico a medida que el magma se enfría y cristaliza, además de indicar la zona en que se genera la fábrica magmática dentro de un reservorio de magma. (extraída de Paterson *et al.* 1998).

Una de las técnicas propuestas por Paterson *et al.*, (1998) para determinar el origen de las fábricas es realizando comparaciones en las desviaciones de los marcadores regionales formados previo al emplazamiento y las geometrías de las estructuras formadas durante el emplazamiento en la roca de caja con los patrones de la fábrica magmática en plutones (Figura 4; Paterson *et al.*, 1998). Para esto se debe utilizar el grado de continuidad estructural para evaluar el grado de acoplamiento mecánico entre la roca de caja y la cámara magmática durante la formación de la fábrica. Para que los patrones de la fábrica sean un resultado de procesos internos de cámara magmática (Figura 4.a) se debe presentar patrones estructurales discontinuos, lo que indica un alto grado de desacoplamiento mecánico, por otro lado, si las estructuras magmáticas son continuas con las de la roca de caja durante el emplazamiento, se tendría un alto grado de acoplamiento mecánico, lo que evidenciaría que los patrones de la fábrica reflejen procesos de *strain* producto de deformaciones regionales (Figura 4c).

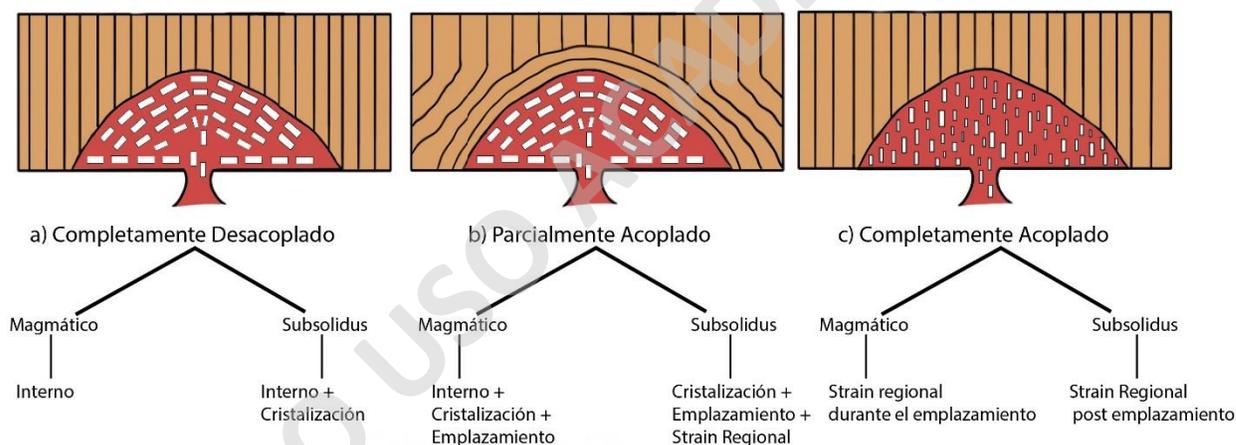


Figura 4: Ilustración que muestra el grado de continuidad entre las estructuras planares de la roca de caja (en café) y las estructuras de la cámara magmática (en rojo magma y blanco cristales). a) Altamente desacoplada, b) Parcialmente acoplada, c) Completamente acoplada. Modificado de Paterson *et al.* (1998).

#### 1.1.4 Interpretación de procesos magmáticos mediante AMS en plutones: ejemplos.

Como se expuso anteriormente, a partir de los registros magnéticos y de las estructuras planares es posible distinguir plutones que sufrieron procesos tectónicos de los que son masivos, es decir, que son post-tectónicos, a partir de esto se expondrán casos en los que la orientación de sus cristales y estructuras pudieron ser producto de procesos tectónicos, magmáticos o una mezcla de ellos.

El primero de ellos es el plutón La Gloria con 10 Ma que corresponde a un cuerpo intrusivo epizonal ubicado en Chile central. Gutiérrez *et al.*, (2013) describe el análisis de datos trabajados a partir de AMS, que indica que la fábrica magnética es principalmente oblata. Además, menciona que el plutón presenta lineaciones que son débiles con una tendencia N-NW con un manteo más menos horizontal, mientras que las foliaciones son más pronunciadas con tendencias NW, con manteos que varían desde verticales en las paredes de la intrusión a horizontales en el centro y techo de la cámara.

Para describir estas tendencias en las lineaciones y foliaciones Payacán, (2014) interpreta 3 distintas etapas (Figura 5): 1) Etapa temprana y emplazamiento, durante esta etapa se tiene lugar la inyección inicial y construcción del reservorio, proceso que ocurre a través de *diking* ligado a procesos de *stopping*; 2) Etapa Convectiva, el reservorio se comienza a enfriar desde los bordes hacia el interior, producto de esto y de los cambios en la densidad es que comienza a generarse un patrón de convección simple. Es en esta etapa que las fábricas son registradas en la zona de cristalinidad crítica como una consecuencia del *strain* ocurrido en esta superficie, lo cual evidencia el proceso de avance del frente de enfriamiento, por otro lado, la fábrica magnética registra los patrones de los flujos dentro de la zona convectiva. También destaca que durante esta etapa se registran una propagación lateral en el reservorio con direcciones NNW que controla el registro de la lineación magnética y magmática; 3) Etapa Tardi-magmática a sub-solidus, es aquí donde se genera la zonación magnética del reservorio, como una consecuencia del reequilibrio de fases ferromagnéticas y de óxidos de Fe-Ti, en este proceso no se genera cambios en la fábrica magnética.

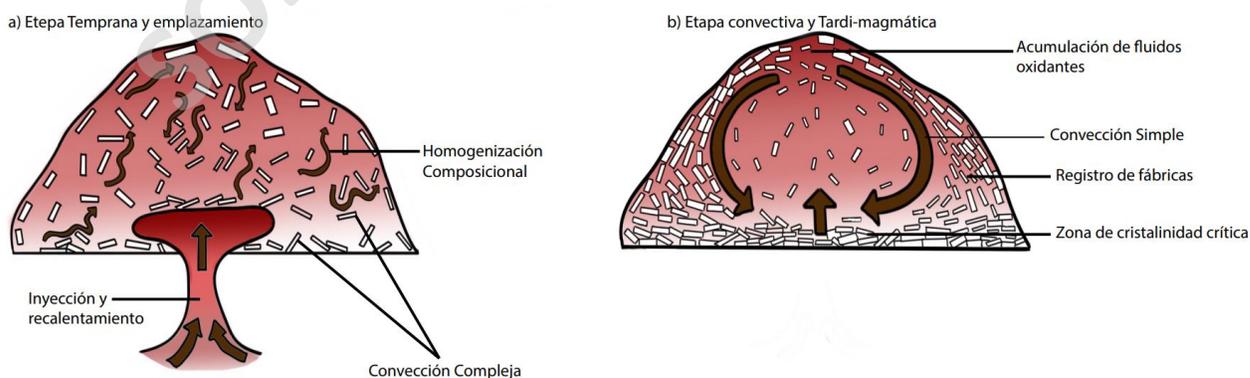


Figura 5: Modelo de Construcción y Emplazamiento del plutón La Gloria. a) Etapa Temprana y Emplazamiento. b) Etapa convectiva y tardi-magmática. (Modificado de Payacán, 2014).

El segundo caso corresponde al plutón Huemul ubicado en el arco andino chileno. Es un cuerpo intrusivo superficial (<7 km) con edades de 6.4-6.2 Ma. Garibaldi *et al.* (2018) proponen un modelo basado en la migración de fundidos riolíticos (granito rico en sílice), extraídos de un granito parental, dejando atrás cumulos silícicos (cuarzo-monzonita). Para comprender este proceso, los autores realizaron estudios de AMS los que señalan que la fábrica presente en el plutón Huemul coincide con la deformación sin-magmática producto del campo de esfuerzo de gran escala debido a la convergencia de placas. Además, la coocurrencia de foliaciones perpendiculares al acortamiento tectónico y lineaciones grabadas por el flujo del magma en las cuarzo-monzonitas (los feldespatos evidencian la migración de fluido) y en los granitos ricos en sílice evidencia que la riolita fue transportada simultáneamente con el acortamiento tectónico con orientaciones ENE. Por otro lado, se presentan foliaciones magnéticas con direcciones NW-SE, que evidencian el acomodo del acortamiento tectónico en las cuarzo-monzonita mientras aún fluía el fundido. Además, las texturas magmáticas del granito rico en sílice coinciden con la solidificación del fundido pobre en cristales una vez terminado el transporte.

Garibaldi *et al.* (2018) interpretan que la fábrica magnética registra deformación asociada al acortamiento horizontal, generada por el campo de estrés de gran escala, transferido al reservorio de magma (Figura 6b). Dentro de este reservorio, el acortamiento horizontal provoca el desplazamiento vertical de un fundido riolítico que da como resultado la alineación de feldespatos. En cristalinidades altas, el acortamiento disminuye el tamaño de la red cristalina y provoca que el fundido riolítico se filtre y acumule en la parte superior del reservorio, dejando un cumulo residual en la parte inferior de la cámara magmática (cuarzo-monzonita) con foliaciones y lineaciones en los feldespatos, y la de los fundidos paralelas al flujo (Figura 6c).

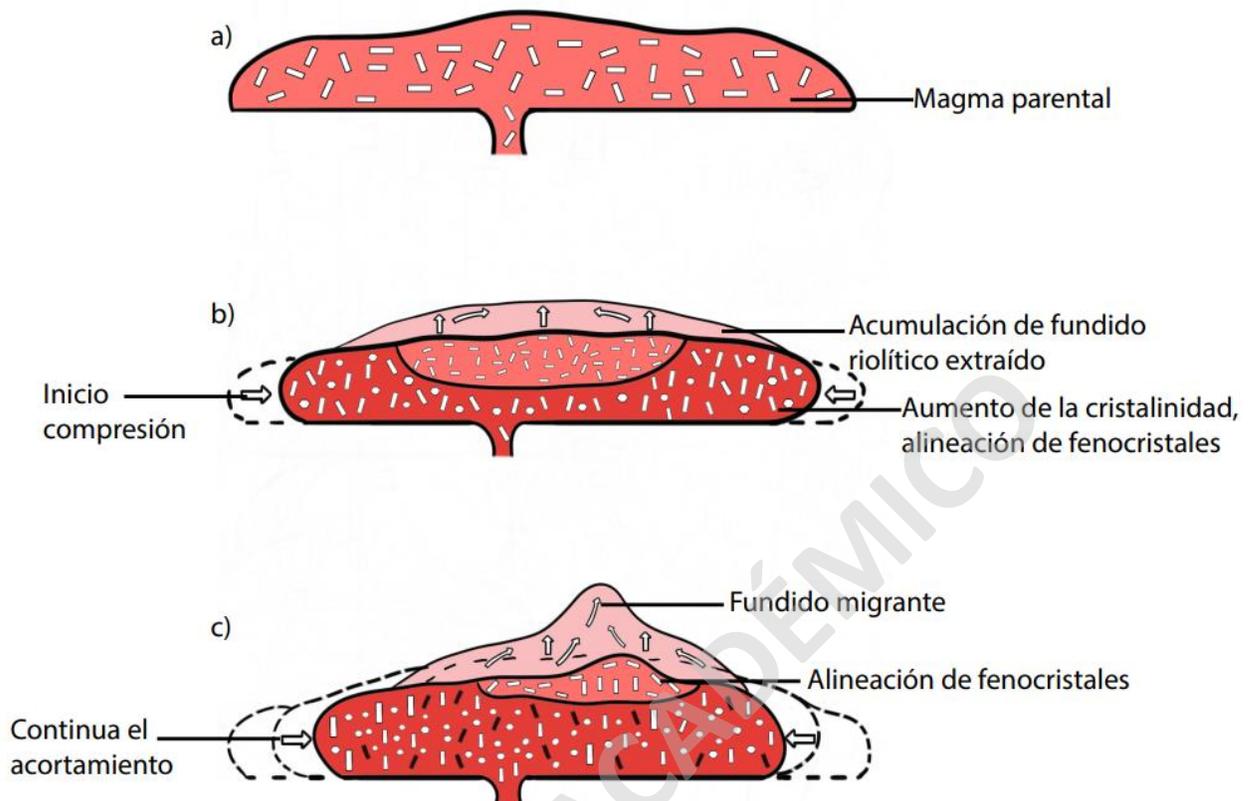


Figura 6: Modelo de la cámara magmática y los procesos de acortamiento tectónico que dio lugar a los procesos de *filter pressing*. a) Cámara magmática inicial. b) Inicio de la deformación que se transfiere a la cámara magmática, que da como resultado el ascenso de fundido riolítico y la alineación de feldespatos. c) Estado final de la cámara magmática con cristalinidades más altas el acortamiento continuo disminuye el tamaño de la red filtrando fundido riolítico acumulado en las partes superiores, y un cumulado residual en la zona inferior. Modificado de Garibaldi *et al.*, 2018.

Un tercer caso de interpretación de fábricas magnéticas en plutones corresponde al Granito Mono Creek (MCG por sus siglas en inglés), correspondiente a uno de los plutones más jóvenes (Cretácico Tardío) del batolito de Sierra Nevada en California, Estados Unidos (de Saint Blanquat y Tikoff, 1997; de Saint Blanquat *et al.*, 1998). El MCG se encuentra cortado por una zona de cizalle de unos pocos kilómetros, la cual está interpretada que forma parte de un sistema dextral denominado zona de corte Rosy Finch (RFSZ por sus siglas en inglés) (Pennacchioni y Zucchi, 2013). La RFSZ está definida por una banda de fábricas de temperaturas que van desde altas a medias-bajas que han sobreimpreso una zona de deformación magmática, interpretada para reflejar la localización progresiva de la deformación en estado sólido con disminución de temperatura (Pennacchioni y Zucchi, 2013).

de Saint Blanquat y Tikoff (1997) realizaron estudios de AMS para poder comprender la fábrica presente en el MCG, además realizando estudios termomagnéticos, microscopía óptica y reflejada lograron determinar que los multidominios de magnetita pobre en Ti es la principal portadora de AMS, esto de acuerdo con los altos valores de susceptibilidad magnética (K). La fábrica presente en el MCG es concordante con los modelos de deformación transpresiva, además, la foliación se encuentra vertical, lo que indica un eje de compresión subhorizontal a lo largo de la deformación que sufrió el plutón (de Saint Blanquat, *et al.*, 1998). También los autores mencionan que se encuentran cambios en las geometrías: la primera de ellas corresponde a estructuras tempranas, las cuales corresponden a foliaciones subverticales con orientaciones este-oeste y lineaciones subverticales; la segunda de ellas corresponde a las estructuras más recientes con foliaciones norte-sur y lineaciones subhorizontales, la transición entre ambas estructuras es progresiva.

Los cambios presentes evidencian un cambio progresivo de una deformación dominada principalmente por procesos de emplazamiento a una dominada por la deformación regional, en ambos casos son procesos transpresivos (Figura 7, extraída de de Saint Blanquat *et al.*, 1998). En la Figura 7a se evidencian la orientación de las foliaciones E-W de los primeros pulsos de magma que ocurren en alto ángulo con respecto a la deformación regional y producto de la sobrepresión del magma es que se logra abrir espacio para ascender, estos primeros pulsos podrían haber ascendido en las zonas de cizalle paralelas al plutón.

Para el segundo estadio se evidencia la sobrepresión del magma en la evolución del MCG (Figura 7b). En la parte principal del plutón, las lineaciones tienen un manteo superficial y las foliaciones se encuentran rotadas paralelas a la deformación regional. El estadio final (Figura 7c) se presenta intrusión magmática la cual es asistida tectónicamente, en esta etapa la RFSZ se encuentra activa y a través del cizalle proporciona espacio tectónico para las últimas etapas de la intrusión magmática.

La continuidad geométrica, estructural y temporal entre las deformaciones magmáticas y de estado sólido son un respaldo de un modelo de cizalle durante el emplazamiento del MCG (de Saint Blanquat y Tikoff, 1997). Además, en el mismo estudio se evidencia que la fábrica presente en el MCG ha retenido toda la construcción del plutón, la cual ha sido sintectónica.

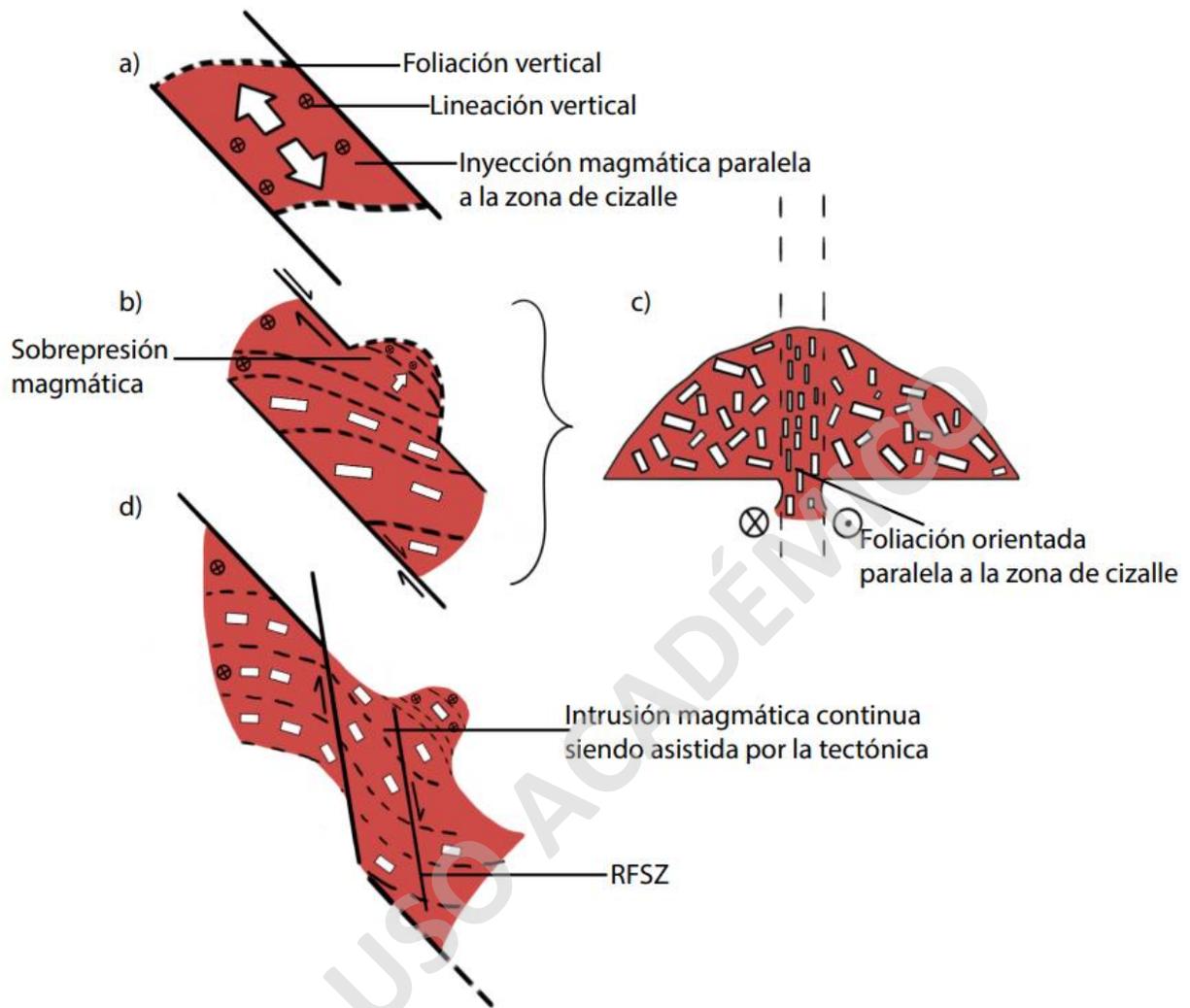


Figura 7: Modelo de emplazamiento simplificado del MCG. a) Foliación E-W durante los primeros pulsos magmáticos. b) Las foliaciones son rotadas paralelas a la deformación regional. c) La intrusión magmática se encuentra principalmente asistida por la tectónica. Modificado de De Saint Blanquat *et al.*, (1998).

### 1.1.5 Caso de Estudio: Plutón San Gabriel.

El plutón San Gabriel (PSG), ubicado en la Cordillera Principal de Chile central (33°S; Figura 8a), es un plutón compuesto de composiciones intermedias a ácidas emplazado durante el Mioceno ( $12.82 \pm 0.19$  Ma; Payacán *et al.*, 2023). Presenta una amplia variedad textural y composicional (52-67 wt% SiO<sub>2</sub>) Payacán *et al.*, 2023), el cual se encuentra emplazado en los niveles superiores de la corteza (<5 km), en el sistema estructural de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (Vargas, 2020).

El PSG se encuentra compuesto por tres dominios magmáticos principales con contactos abruptos (Figura 8b): (1) Dominio Principal, compuesto por Los Piques cuarzo-monzonita (55-65 wt% SiO<sub>2</sub>), esta unidad se encuentra subdividida en tres unidades, distinguidas entre sí por la diferencia en el tamaño de su granulometría, estas varían desde grano grueso en la zona interna a grano fino en los bordes, mostrando contactos gradacionales; (2) Dominio Medio, correspondiente a una zona más máfica, denominado como Los Espolones cuarzo-monzodiorita (<55 wt% SiO<sub>2</sub>), esta unidad se encuentra dispuesta como una capa subhorizontal que presenta contactos abruptos con el dominio principal; (3) Dominio Basal, denominado como Los Rodados Monzogranito (>65 wt% SiO<sub>2</sub>), esta unidad presenta una morfología lenticular en los niveles inferiores del PSG, se encuentra compuestos por facies porfíricas, diques félsicos y rocas monzograníticas de grano medio a fino, de acuerdo a relaciones de contacto se infiere que esta unidad es más joven que la principal (Payacán, 2021; Rodríguez, 2022; Payacán *et al.*, 2023).

Gracias al rápido alzamiento ocurrido durante el Terciario y Cuaternario, la exhumación y la erosión glacial, es que se ha podido ver expuesto al menos 1000 metros de altura del plutón, lo que permite el reconocimiento de sus bordes, zonas interiores y el techo (Farías *et al.*, 2008; Muñoz-Gómez *et al.*, 2020; en Payacán *et al.*, 2023).

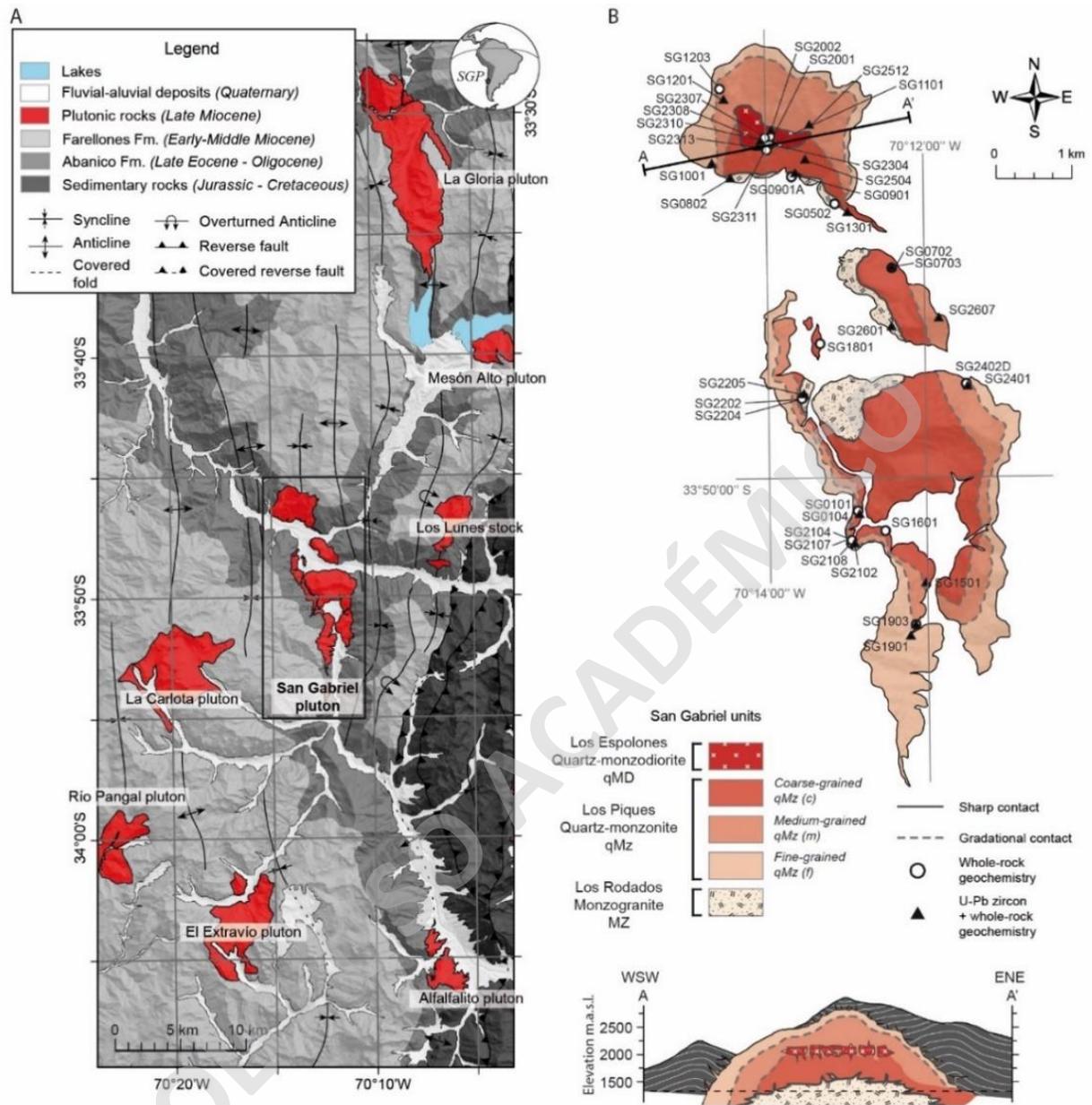


Figura 8: Mapa de ubicación y litológico del PSG. a) Mapa de ubicación de los cuerpos plutónicos aledaños al PSG. b) Mapa litológico del PSG. c) Perfil del PSG. (Extraído de Payacán *et al.* 2023).

Estudios recientes basados en cartografía, petrografía, geoquímica y geocronología ha permitido proponer que el PSG representa un reservorio de magma que sufrió procesos de diferenciación composicional en el nivel de emplazamiento y redistribución de masas. Este proceso estuvo controlado en primer lugar por la formación de Los Piques cuarzo-monzonita, que está interpretada que se formó a través de dos etapas, la primera esta unidad fue la que formó un reservorio homogéneo, representando las rocas más antiguas, luego, en la segunda etapa, la

convección comienza a detenerse, y ocurren procesos de separación de cristal-fundido a medida que el fundido se extrae del *mush* a cristalinidades intermedias. Esta etapa da lugar a la generación de cumulos, siendo estos las unidades de Los Espolones cuarzo-monzodioritas (que representan magmas empobrecidos) y la generación de Los Rodados monzogranitos (representan magmas silíceos extraídos y redistribuidos intruyendo a la unidad Los Piques cuarzo-monzonitas).

Es a partir de esto que se ha podido realizar estudios como análisis petrográfico y estructural de los enclaves máficos del PSG (Payacán, 2021), pero en este estudio se realizará estudios de la fábrica magnética lo que permite conocer los mecanismos de emplazamiento, los procesos de deformación que sufrió y la diferenciación magmática dentro del reservorio.

## **1.2 Preguntas de investigación.**

¿La anisotropía del magma fue producto de procesos propios del reservorio magmático, procesos tectónicos, o una mezcla de ambas? ¿De qué manera estos procesos tuvieron influencia en los procesos de diferenciación?

## **1.3 Hipótesis de Trabajo**

El plutón San Gabriel es un cuerpo granítico, que representa un reservorio magmático que se emplazó en los niveles superiores de la corteza. Se propone que las fábricas petrográficas y magnéticas, son evidencias de la deformación sufrida por el magma, como consecuencia de flujos magmáticos generados durante el emplazamiento y diferenciación del reservorio. Se plantea también la posibilidad de que la fábrica registre deformación generada por compactación de los cristales que componía el magma, explicando la diferenciación composicional.

## **1.4 Objetivos**

### **1.4.1 Objetivo General**

Establecer los procesos de emplazamiento y dinámica interna del reservorio de magma que dio lugar al plutón San Gabriel. Para esto se busca comprender los procesos involucrados en la adquisición de la fábrica magnética del plutón San Gabriel y establecer su relación con las diferencias composicionales, mineralógicas y texturales del plutón.

#### 1.4.2 Objetivo Específico

- 1) Identificar cuáles son las mineralogías principales que dominan las propiedades magnéticas dentro del plutón San Gabriel.
- 2) Determinar la fábrica magnética del plutón San Gabriel a través de AMS, para establecer posibles patrones dentro de los distintos dominios del plutón.
- 3) Determinar la fábrica petrográfica (orientación de minerales no magnéticos) y de enclaves, para determinar la existencia de cizallamiento.
- 4) Evaluar mecanismos de emplazamiento y generación de espacio, comparando los patrones de las fábricas magnéticas con las estructuras/arquitectura de la roca de caja.

#### 1.5 Ubicación y Accesos.

La zona de estudio se encuentra ubicada en la comuna de San José de Maipo en la región Metropolitana, zona central de Chile, que se encuentra hacia el oeste limitada por la comuna de Pirque y Puente Alto, hacia el este se encuentra limitada por el límite político geográfico con la república de Argentina. El área comprende una superficie total de 40 km<sup>2</sup> aproximadamente y está situada en la Cordillera de los Andes, a aproximadamente 77,7 km al SE de Santiago.

Para acceder a la zona de estudio desde Santiago (Figura 9), primero se debe acceder al sur por San Martín hacia Avenida Libertador Bernardo O'Higgins, para luego tomar Avenida Vicuña Mackenna, seguir por Avenida Camilo Henríquez camino a San José de Maipo por Camino El Volcán, posteriormente, se debe doblar a la derecha dirección El Toyo, luego girar en dirección a calle Ramón Subercaseaux, seguido de esto continuar por Virginia Subercaseaux, para retomar Camino el Volcán durante alrededor de 17 km para finalmente llegar a San Gabriel. El área de estudio consta de ruta pavimentada.

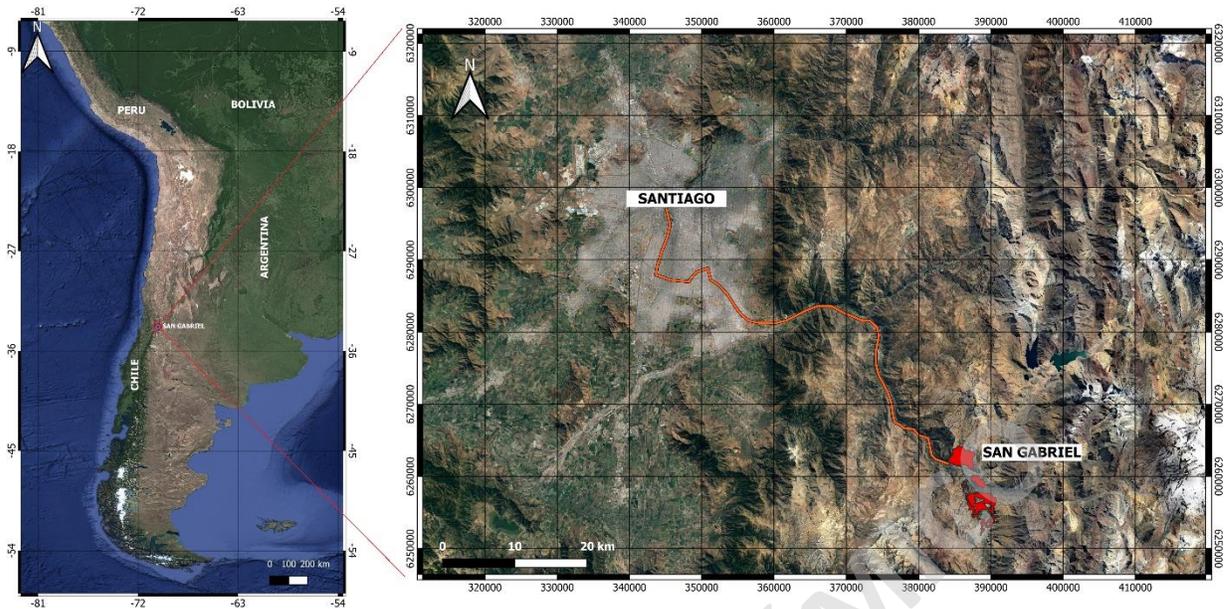


Figura 9: Mapa de rutas de acceso al área de estudio.

## 1.6 Metodologías.

### 1.6.1 Campaña de Terreno.

Durante la campaña de terreno se llevó a cabo la determinación en los patrones de la fábrica en el plutón San Gabriel para establecer posibles correlaciones con las estructuras y estratificaciones presentes en la roca de caja, pues la presencia de deformación en estas indican procesos de acortamiento considerable al momento de ocurrir el emplazamiento del plutón, en cambio, si las estratificaciones no se encuentran deformadas, se podría interpretar a partir de la presencia de xenolitos que el emplazamiento ocurrió a través de procesos de *stoping* magmático, lo que permitió la generación de espacio al momento de intruir.

Además, se realizó la obtención de muestras y la determinación de sus propiedades magnéticas mediante muestreo *in situ* con un enfoque paleomagnético. Esta metodología de muestreo consiste en la recolección de testigos orientados, los cuales se obtienen mediante una perforadora portátil. Los testigos que se obtuvieron deben orientarse espacialmente con un orientador magnético y solar, registrándose la posición (GPS), el *azimuth*, buzamiento, y la declinación respecto al Sol que se asocia a la fecha y hora del muestreo (Figura 10). Las muestras orientadas se agrupan en sitios paleomagnéticos, cada uno de los cuales es representativo de un

área específica de no más de 10 m<sup>2</sup>, compuestos por 8 a 12 testigos. El objetivo obtener valores estadísticamente representativos de las propiedades y fábrica magnética.

Para el caso de estudio (plutón San Gabriel) se trabajó con 31 sitios, en el que se recolectó un total de 334 muestras orientadas, distribuidas en distintos puntos del plutón con el fin de poder determinar cada zona (variedad litológica) que componen los bordes, centro y techo del plutón. Estos 31 sitios se agrupan según su litología (realizado a partir de la clasificación litológica del plutón de Payacán, 2021) en: Monzogranito, que incorpora 7 sitios; Qz-Monzodiorita con 4 sitio; Qz-Monzonita de grano grueso con 11 sitios; Qz-Monzonita de grano medio con 5 sitios y Qz-Monzonita de grano fino con 4 sitios.

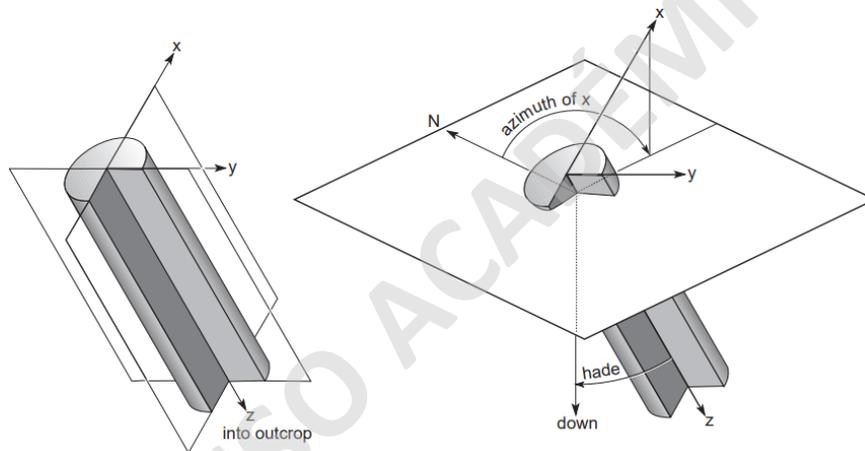


Figura 10: Sistema de orientación de muestras en el espacio, además de su posición, requiere de su azimuth y del buzamiento (extraído de Butler, 2004).

### 1.6.2 Fábrica Magnética: Mediciones de AMS.

Las mediciones AMS se llevan a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile durante el período enero-junio 2023. Previo a realizar las mediciones, se preparan las muestras de los distintos sitios, para esto se utiliza una sierra diamantina para cortar los testigos (Figura 11a).

Las mediciones de AMS se efectuaron utilizando un equipo KLY3-Kappabridge (Figura 11c), operado a través del programa SUSAR, el cual mide la variación de la susceptibilidad magnética de cada testigo en tres ejes de rotación perpendiculares entre sí. De este modo, se obtiene

un elipsoide de susceptibilidad magnética, y los parámetros escalares de AMS, para cada espécimen. Los rangos de error, de origen analítico, de la magnitud de los ejes del tensor de cada testigo varían entre el 0.1 y 1%.

Luego, los datos proporcionados por el programa SUSAR se procesan a través del programa AMS\_AWE, el cual permite calcular el tensor promedio de cada sitio, determinando los valores de anisotropía, lineación, foliación y forma del elipsoide promedio, junto con la orientación geográfica de los ejes principales. La orientación del tensor de cada sitio se representa gráficamente mediante una red estereográfica, en el cual se proyectan los ejes de los testigos individuales, el eje promedio del sitio y las elipses de desviación estándar  $2\sigma$  (o 95% de confianza) del sitio (Figura 11d).

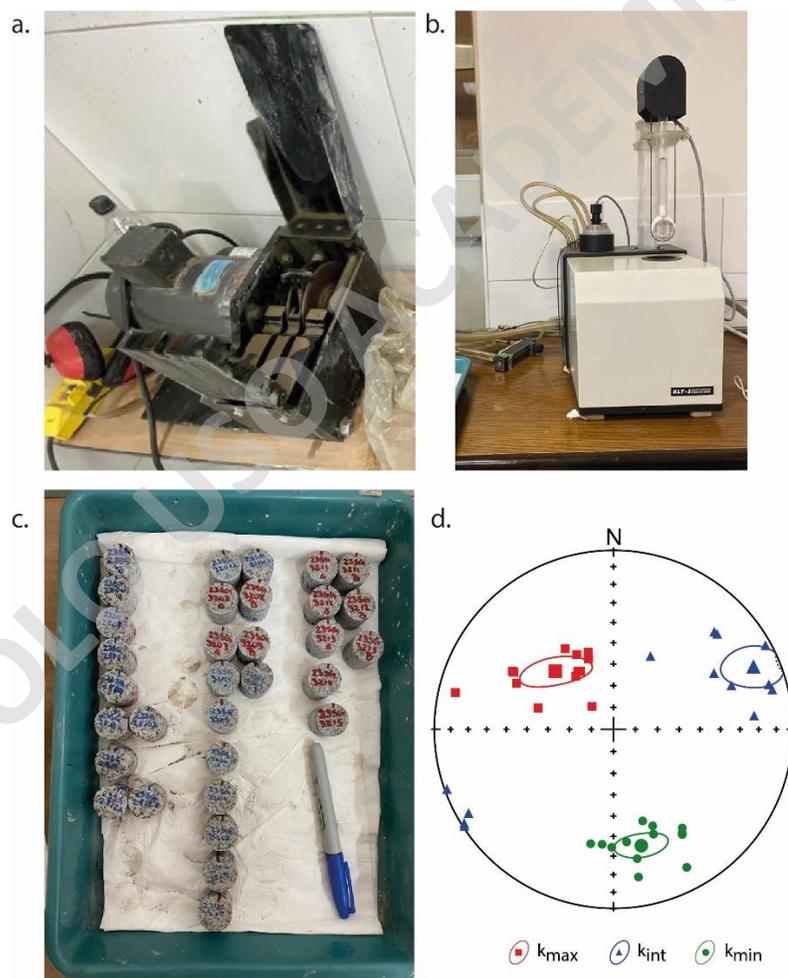


Figura 11: a) Sierra de diamantina utilizada para cortar testigos. b) Testigos cortados divididos por sitios. c) Máquina Kappabridge KLY-3 vinculada al programa SUSAR utilizada para realizar las mediciones de las muestras de cada sitio. d) Red estereográfica que proyecta los ejes promedios de los sitios y las elipses de desviación estándar  $2\sigma$  (o 95% de confianza) del sitio.

### 1.6.3 Determinación de la composición de los minerales magnéticos: SEM-EDS

Existen tres familias de técnicas que son utilizadas para la identificación de minerales ferromagnéticos: (1) Microscopía óptica, Microsonda electrónica y Microscopía electrónica de barrido (SEM por sus siglas en inglés); (2) Determinación de la Temperatura de Curie; y (3) Análisis de espectros coercitivos (Butler, 1992).

La Microsonda Electrónica de Barrido es una de las técnicas favoritas a la hora de determinar fases minerales debido a su profundidad de enfoque y la capacidad de resolución (Kletetschka & Kontny, 2005). Las observaciones de texturas en microscopía óptica y SEM permiten reconocer secuencias de formación de minerales, además, las rocas ígneas generalmente tienen suficientes minerales ferromagnéticos que permiten la examinación óptica de secciones delgadas pulidas (Butler, 2004).

En esta investigación se utilizará la técnica de caracterización de mineralogía magnética a través de la observación mediante microscopía de luz transmitida y reflejada bajo un microscopio petrográfico. Para poder determinar correctamente y caracterizar de una manera óptima la mineralogía magnética se utilizará Microscopía electrónica de barrido (SEM), modelo GeminiSEM 360 con NanoVP (microscopio electrónico perteneciente al Laboratorio de la Universidad Tecnológica Metropolitana, Chile). A partir de esto se logró obtener imágenes de electrones retrodispersados de los óxidos de Fe-Ti de muestras representativas elegidas previamente. La composición química de los óxidos de Fe-Ti se caracteriza utilizando un sistema de Espectrometría de Dispersión de Energía (EDS) con un detector analítico tipo SDD Ultim Max de 40 mm<sup>2</sup>.

### 1.6.4 Identificación de texturas de deformación: Microscopía óptica

Como se mencionó en los capítulos anteriores las foliaciones en los cuerpos graníticos pueden ser formadas por (1) flujos durante el ascenso, (2) durante el emplazamiento por procesos como diapirismo y expansión (*ballooning*), (3) emplazamiento durante procesos de deformación regional, (4) deformaciones regionales posterior al emplazamiento o (5) una combinación de los anteriores (Paterson *et al.*, 1989).

Las evidencias micro y mesoestructurales de flujos magmáticos propuestas por los autores son; (1) la orientación preferencial de los minerales ígneos primarios muestra evidencia de

deformación plástica o recristalización a través de un flujo magmático. (2) Cristales alineados rodeados de granos de cuarzo anhedrales, deformados o no alineados. (3) Imbricación o cristales embolsados implican flujo magmático no coaxial, involucran rotación de cristales en un flujo viscoso. (4) Mediciones de anisotropía magnética revela la alineación de magnetitas no deformadas en granitoides. (5) Alineación preferente de enclaves micrograníticos elongados, son interpretados como glóbulos de magma, evidencian flujo de magma si los enclaves no se encuentran deformados o recristalizados. (6) Laminación tipo *schlieren*, claro indicador de flujo magmático en ausencia de deformación plástica de los minerales involucrados. (7) Flujo laminar paralelo a las paredes de la intrusión, los fenocristales y enclaves pueden ser escasos en el contacto.

Las evidencias micro y mesoestructurales de flujo en estado sólido propuestas por los autores son; (1) Los granos minerales muestran evidencia microscópica de deformación plástica, por ejemplo, extinción ondulosa o *kinking* en feldespatos y micas. (2) Generación de *ribbons* de cuarzo recristalizado, agregados lenticulares de moscovita, agregados de biotita nueva, moscovita y esfeno que se neocrystalizó a partir de biotita deformada, y lentes de mirmequita recristalizada. (3) Feldespatos y hornblendas fracturadas, y que experimentan *boudinage*, típicamente con recristalización de cuarzo y mica rellenando fracturas, y *boudinecks*. (4) Ortoclasas invertidas a microclina durante deformaciones en estado sólido. (5) Deformación en enclaves. (6) Venas aplíticas pueden ser plegadas, con la foliación paralela al plano axial de los pliegues. (7) El *strain* puede generar zonas miloníticas, las foliaciones en estado sólido son generalmente anastomosadas y más lenticulares, menos continuas que muchas laminaciones magmáticas. (8) En granitoides dos foliaciones pueden ocurrir como en set conjugados o como planos 'S-C'. (9) Evidencia de solución de cristales pueden ser asociadas con el desarrollo de foliaciones en estado sólido.

En esta investigación se realizará la descripción de alrededor de 10 cortes transparentes correspondientes a 10 sitios paleomagnéticos dispuestos en distintas locaciones dentro del PSG. A partir de estas descripciones se realizará la observación de cada una de las evidencias propuestas por Paterson *et al.* (1989) para la identificación del origen de estas fábricas magmáticas presentes en la zona de estudio, que nos permita realizar interpretaciones del estado mecánico en el que se ha logrado adquirir esta petrofábrica y de los procesos que predominaron en el reservorio magmático durante y posterior a su emplazamiento, y los procesos que predominaron para otorgar esta zonación magmática.

## Capítulo 2: Antecedentes Geológicos del Plutón San Gabriel

### 2.1. Contexto Geodinámico

El ciclo orogénico andino y el magmatismo relacionado a la subducción a lo largo del margen occidental de Sudamérica se ha mantenido activa desde el Carbonífero temprano (Hervé *et al.*, 1987, del Rey *et al.*, 2016). Este margen se encuentra controlado, principalmente por la subducción continua de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana, la cual presenta variaciones en sus ángulos de subducción que es posible segmentarla en tres variaciones desde los 4°S a 42°S: el primero de ellos se manifiesta con un ángulo de subducción de 30° (subducción normal) presente entre los 15°-27°S; el segundo entre los 27°-33°S con un ángulo de 10° (subducción subhorizontal o *flat slab*); y el tercero, presenta un ángulo de 25° a 15° (subducción normal) entre los 33° a 42°S (Barazangi e Isacks, 1979; Cahill e Isacks, 1992).

Hacia el sur de los 33°S las unidades morfoestructurales se encuentran subdivididas en cinco unidades paralelas entre sí de oeste a este: (1) Cordillera de la Costa, compuesta por rocas metamórficas e intrusivas paleozoicas y rocas sedimentarias marinas del Mioceno Tardío y recientes; (2) Depresión Central, corresponde a depósitos marinos e ignimbritas que rellenaron una cuenca; (3) Cordillera Principal, subdividida en tres, el flanco occidental compuesto por unidades estratificadas del Cenozoico donde se puede apreciar deformación acumulada (es en este flanco donde aflora el plutón San Gabriel), la Cordillera Principal “central” que al igual que el flanco occidental se encuentra compuesta por las misma rocas estratificadas del Cenozoico, pero aquí es donde se puede encontrar la mayor cantidad de deformación acumulada, y por último, el flanco oriental, compuesto por únicamente por unidades estratificadas del Mesozoico (también deformadas); (4) Cordillera Frontal, constituida por rocas cristalinas de edades pre-Jurásicas; (5) Antepaís que está compuesto por depósitos del Mioceno medio a tardío que rellenaron una cuenca (Farías *et al.*, 2008; Giambiagi *et al.*, 2003; Giambiagi y Ramos, 2002).

En las zonas donde se encuentra la subducción de tipo normal se puede observar la presencia de la Depresión Central y un arco volcánico, que por el contrario a la zona de *flat slab* no posee ninguna de estas características mencionadas para las zonas con una subducción normal (Charrier *et al.*, 2014).

## 2.2. Marco Geológico: Unidades y evolución.

En Chile central (33°-35°S) se encuentra principalmente dominado por unidades estratificadas y cuerpos intrusivos de edades Jurásicas medio a Pleistoceno, esta se presenta como una franja principalmente de rumbo N-S (Charrier *et al.*, 2007, 2014; Mardones, 2019). Como se mencionó anteriormente, el margen occidental de Sudamérica presenta distintos ángulos de subducción, y a lo largo de las distintas etapas este ángulo ha presentado variaciones pasando de una del tipo Mariana a una Chilena, lo que ha permitido la apertura de cuencas, volcanismo activo y la reinversión de cuencas (Charrier *et al.*, 2007).

La evolución geológica que ha sufrido los Andes de Chile central se ha basado principalmente en períodos de extensión dando lugar a la formación de cuencas y períodos contraccionales desde el Mesozoico (Charrier *et al.*, 2007, 2009). La primera cuenca que dio lugar este período extensional es la cuenca Neuquina, cuenca de trasarco, la cual se desarrolló durante el Mesozoico al Cretácico, que hacia el Cretácico tardío pasó a ser una cuenca de antepaís, esto producto de la exhumación del arco Andino (Boyce *et al.*, 2020). Los depósitos y Formaciones que la componen se encuentran aflorando en el dominio oriental de la Cordillera Principal (Mardones *et al.*, 2021).

Durante el Cenozoico ocurren nuevos procesos extensivos para la evolución geológica de los Andes de Chile central (Figura 12), a partir de estos procesos extensivos es que se da origen a una cuenca de intra-arco, denominada como cuenca de Abanico, esta comienza a desarrollarse al sur de los 29°S, extendiéndose hasta los 39°S (Charrier *et al.*, 2007, 2009). En el Eoceno superior al Oligoceno comienza a depositarse la Formación Abanico caracterizada por depósitos volcánicos y volcanoclásticos, con presencia de lentes sedimentarios (Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005). Hacia el Oligoceno superior comienza un proceso de inversión de la cuenca donde se había producido la depositación de la Formación Abanico, este proceso deformativo afectó principalmente a los bordes de la cuenca, permitiendo la generación de una nueva cuenca en el centro de esta donde comenzaría a depositarse la Formación Farellones también compuesta principalmente por productos de origen volcánico, en este caso, lavas principalmente andesíticas a riolíticas (Charrier *et al.*, 2002; Farías *et al.*, 2008; Fock, 2005).

Ya en el Mioceno continúa el proceso de inversión de la cuenca donde se habría depositado la Formación Farellones y con esto, se produce la migración del arco hacia el este y un proceso de engrosamiento cortical (Fock, 2005). Durante el Mioceno superior temprano se produce una gran actividad plutónica (Muñoz *et al.*, 2013) que caracteriza el arco magmático Mioceno, el cual se dispone en una franja con un rumbo N-S.

De acuerdo a los estudios realizados en estos cuerpos plutónicos Miocenos y al espesor que se conoce tiene la Formación Farellones, se ha logrado interpretar que estos cuerpos plutónicos se habrían emplazado en los niveles superiores de la corteza continental.

SOLO USO ACADÉMICO

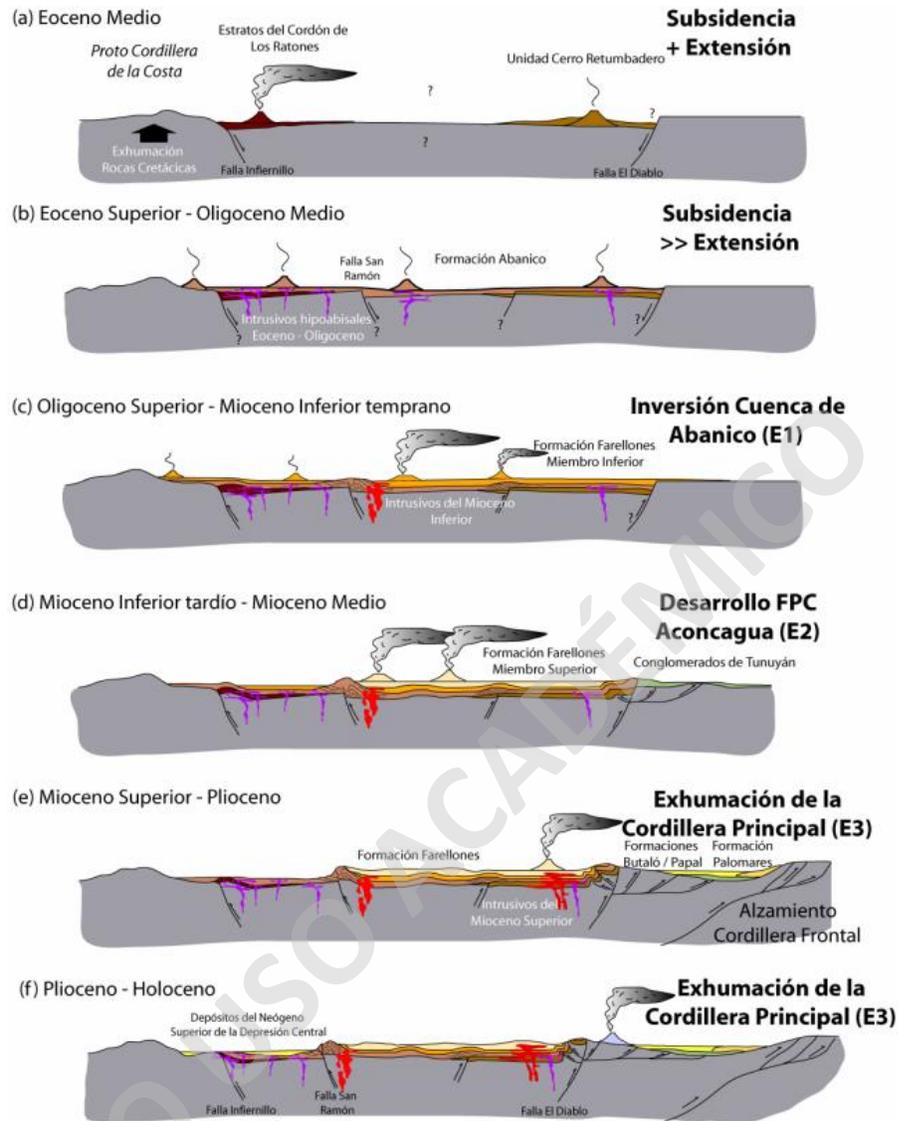


Figura 12: Modelo de Evolución Paleogeográfica entre los 33° y 34° S. a) Generación de la Proto-Cordillera de la Costa. b) Depositación de la Formación Abanico. c) Inversión de la cuenca donde se había depositado la Formación Abanico y comienza la depositación de la Formación Farellones, comienza el engrosamiento cortical. d) Continúa la inversión de la cuenca y el engrosamiento cortical, el arco migra hacia el E. e) Durante el Mioceno Superior Temprano se emplazan cuerpos intrusivos (dentro de ellos el PSG) y el arco continúa migrando hacia el E. f) Se produce el evento de alzamiento de superficie y exhumación. Extraído de Fock, 2005.

## 2.3. Antecedentes del plutón San Gabriel

### 2.3.1. Generalidades

El plutón San Gabriel (PSG) corresponde a un cuerpo intrusivo cuarzo-monzodiorítico del Mioceno superior ( $12.82 \pm 0.19$  Ma) ubicado en el extremo norte de la Zona Volcánica Sur de los

Andes de Chile central. Este corresponde a un cuerpo cuarzo-monzodiorítico elongado con una extensión de ~13 km de largo y ~4 km de ancho, este posee un rumbo de NNW-SSE, con un alto grado de exposición llegando a los 1000 m de altura, lo que permite reconocer sus bordes, centro y techo del plutón. El PSG se encuentra intruyendo a las Formaciones Abanico y Farellones posterior al proceso de inversión tectónica de la Cuenca de Abanico (Fock, 2005; Mardones, 2019; Payacán *et al.*, 2023; Vargas, 2020), los contactos que presenta con la roca de caja son principalmente rectos (Payacán *et al.*, 2023).

El emplazamiento del PSG ocurrió dentro del proceso de formación de un cinturón de cuerpos plutónicos luego de un período extensivo, el cuál culminó como producto de un nuevo período de intensa deformación y engrosamiento cortical, lo que generó el plegamiento de las Formaciones Abanico y Farellones (Mahood y Cornejo, 1992; Nyström *et al.*, 2003). Algunos de estos intrusivos que conforman el cinturón de cuerpos plutónicos se habrían producido por el ascenso de magma desde los niveles profundos de la corteza (Gutiérrez *et al.*, 2018; Payacán, 2021).

El proceso de emplazamiento del PSG comienza a ocurrir alrededor de 4 km de profundidad, es decir, en los niveles superiores de la corteza continental, esto es inferido a partir de las unidades volcánicas a las que este cuerpo intruye (Figura 13), al igual que su vecino el plutón La Gloria (Gutiérrez *et al.*, 2018; Mahood y Cornejo, 1992; Payacán, 2021). El magma que logró intruir a la corteza debe haber tenido una alta capacidad de fluir y sufrir procesos de *mixing*, para que el magma se pudiese alojar en la corteza, la roca debe haber tenido un comportamiento más menos frágil y a partir de esto el magma debe haber desplazado a la roca de caja hacia abajo, a partir de esto el magma debe haber continuado con el proceso de generación de espacio mediante *stopping* o desplazando la roca hacia la base del intrusivo. Posteriormente, el magma debe haber comenzado a enfriarse sufriendo procesos de segregación de fundidos residuales desde las zonas internas, dando lugar a la zonación interna del Dominio Principal. Este reservorio continuó sufriendo procesos de segregación de fundidos residuales silícicos, los que fueron redistribuidos dentro del reservorio y acumulados en volúmenes de magma móvil en forma de *cap* (Payacán, 2021).

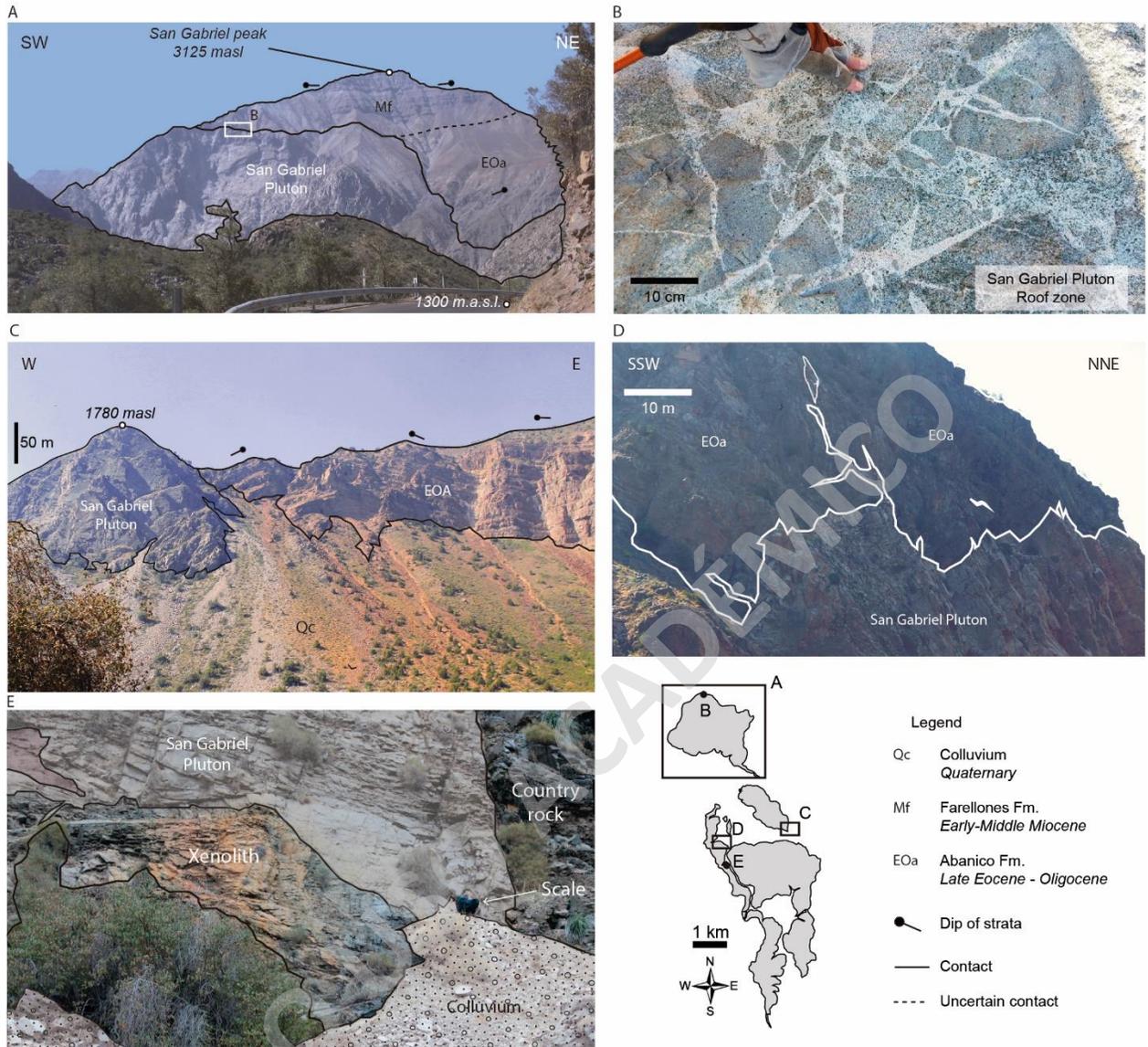


Figura 13: Vistas en terreno del plutón San Gabriel en contacto con la roca de caja. a) Vista de la zona norte del PSG en contacto con la Fm. Abanico. b) Techo del PSG en el que se pueden observar xenolitos pertenecientes a la roca de caja. c) Contacto oriental donde los estratos se encuentran oblicuos al contacto con el PSG. d) Contacto de la zona sur del PSG, posee formas irregulares y algunos diques intruyendo a la roca de caja. e) Xenolito preservado en el borde occidental del PSG. Extraído de Payacán *et al.*, 2023.

### 2.3.2. Antecedentes petrográficos-mineralógicos.

Los antecedentes petrográficos que se describirán son aquellos realizados por Payacán (2021) y Payacán *et al.* (2023), en estos se logró identificar la zonación concéntrica presente en el PSG (Figura 14), por lo que se subdividió en distintos dominios litológicos.

El plutón San Gabriel es un cuerpo intrusivo que presenta variaciones tanto composicionales, mineralógicas como texturales, el cual es posible diferenciarlo debido a sus

variaciones concéntricas. Este se encuentra compuesto principalmente por cuarzo-monzonitas y cuarzo-monzodioritas, pero también es posible distinguir facies monzograníticas y cuarzo-dioritas. Entre la mineralogía predominante destacan cristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda, y entre mineralogía accesoría se logran identificar titanita, apatito, circones y óxidos de Fe-Ti (Payacán, 2021). Las texturas que destacan en el plutón son equigranular de grano medio a grueso, aunque también es posible reconocer texturas de grano fino y algunas zonas específicas porfídicas con fenocristales de plagioclasa.

El PSG posee 5 unidades magmáticas, las cuales Payacán (2021) las agrupó en tres dominios los que poseen un patrón concéntrico, que vertical y lateralmente poseen contactos graduales y rectos.

#### 2.3.2.1. Dominio Principal.

Abarca la mayor parte del PSG, componiendo las partes internas y las cercanas al borde, este es el dominio más antiguo. Se compone por tres unidades, las que están dispuestas de manera concéntrica con contactos graduales entre sí, se diferencian por poseer variaciones mineralógicas y texturales desde las zonas más internas hacia los bordes del PSG.

- I. Unidad I: Corresponde a la unidad interna compuesta por cuarzo-monzodioritas a cuarzo-monzogranitos con biotita y en menor contenido de hornblenda, poseen textura equigranular de grano grueso. La Unidad I se encuentra compuesta por plagioclasas euhedrales (40-55%), feldespato potásico anhedral a subhedral (15-25%) y cuarzo anhedral (7-12%), entre las principales fases ferromagnesianas destacan la biotita euhedral (10-15%), generalmente reemplaza a la hornblenda (5-12%) asociada a actinolita, que frecuentemente se encuentran como cúmulos de biotita y óxidos de Fe-Ti. Además, se presentan texturas intersticiales entre cristales de feldespato potásico y ferromagnesianos (Payacán, 2021).
- II. Unidad II: Se encuentra adyacente a la Unidad I, está compuesta principalmente por cuarzo-monzonita equigranular a inequigranular de grano medio, posee plagioclasas euhedrales (35-50%), feldespato potásico anhedral a subhedral (25-30%) y cuarzo anhedral (10-15%), entre las fases ferromagnesianas se tienen cristales de hornblenda intergranular (4-11%)

alterándose a biotita (3-8%) y actinolita con inclusiones de óxidos de Fe-Ti. Los cristales de cuarzo y feldespato potásico se encuentran mayormente intersticiales rellenando espacios entre cristales de plagioclasa (Payacán, 2021).

- III. Unidad III: Corresponde a la unidad más externa del Dominio Principal, es constituida por cuarzo-monzodiorita a cuarzo-monzonita de grano fino con textura seriada en las plagioclasas. Se compone por plagioclasas euhedrales (40-55%), feldespato potásico anhedral a subhedral (18-30%) y cuarzo intersticial (5-11%). Esta unidad es aquella que posee mayor contenido modal de hornblenda (6-14%) a comparación del contenido de biotita (5-8%). Los óxidos de Fe-Ti son principalmente intersticiales y como polvo en los anfíboles y piroxenos alterados (Payacán, 2021).

#### 2.3.2.2. Dominio Medio.

Este dominio se encuentra compuesto por cuarzo-monzodiorita e incluso cuarzo-diorita, que son ricas en plagioclasas de grano grueso y son reconocibles en el extremo norte del PSG. Este posee rocas que presentan mayor índice de color que las unidades que componen el Dominio Principal, alcanzan hasta un 40% de minerales máficos (biotita + hornblenda + clinopiroxeno + óxidos de Fe-Ti). Además, se observan cristales de plagioclasa euhedrales (42-65%), feldespato potásico (10-15%) y cuarzo anhedral (5-8%). Posee texturas de cumulado y pliegues *kink* en los cristales de plagioclasa, y ferromagnesianos rellenando los intersticios. El contacto con las unidades del Dominio Principal es principalmente nítido, pero complejo en términos de relaciones de corte, pues existen bloques centimétricos a decimétricos provenientes de este dominio presentes en unidades del Dominio Principal, esto ocurre de manera inversa también (Payacán, 2021).

#### 2.3.2.3. Dominio Basal.

Este dominio es posible encontrarlo en los niveles basales o inferiores del PSG, su base no se encuentra expuesta, posee una disposición subhorizontal sugiriendo una geometría de *cap* o lente. Presenta bordes netos e irregulares con la Unidad I y II evidenciado por los múltiples cuerpos tabulares que parecen provenir de este dominio e intruyen tanto unidades del Dominio Principal como del mismo Dominio Basal. A partir de evidencias texturales observadas en el extremo norte

del PSG sugieren que el Dominio Basal intruyó a la Unidad II, lo que indica que corresponde al dominio más joven (Payacán, 2021).

Este dominio se encuentra compuesto por una amalgamación de facies porfíricas de grano medio con tonalidades rosa de cuarzo-monzonita y monzogranito, las que incluyen una serie de diques félsicos y bolsones de monzogranito de grano fino a medio, con contactos netos y algunos difusos (Payacán, 2021).

Entre la mineralogía principal se encuentran cristales de plagioclasa euhedrales de grano medio (20-40%), feldespato potásico anhedral a subhedral (25-35%) y cuarzo anhedral a subhedral (15-25%). El feldespato potásico, cuarzo y minerales ferromagnesianos presentan tamaño de grano fino lo que forma una masa fundamental cristalina que rodea a los cristales de plagioclasa. Es posible distinguir texturas intersticiales de hornblenda y feldespato potásico, además presenta texturas poikilítica, conteniendo cristales euhedrales de plagioclasa.

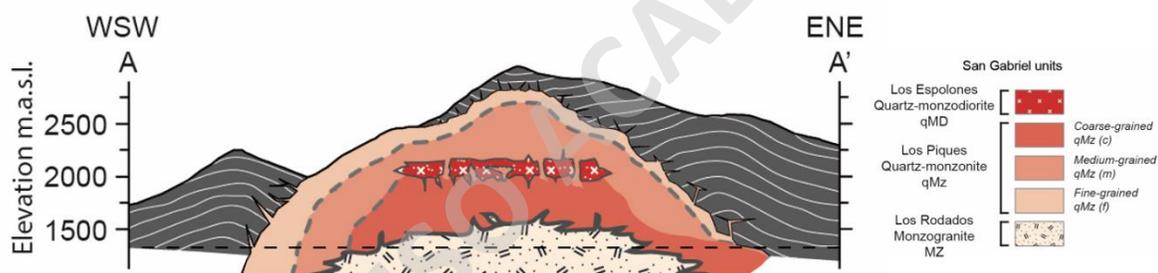


Figura 14: Perfil litológico del PSG que muestra las unidades definidas por Payacán, 2021 y Payacán *et al.*, 2023. (Extraída de Payacán *et al.*, 2023).

### 2.3.3. Antecedentes geoquímicos

Los antecedentes recopilados corresponden a aquellos presentados por Payacán (2021), en el cual se realiza geoquímica de roca total en la que se analizaron alrededor de 30 muestras por fluorescencia de rayos X (XRF) con un espectrómetro PANalytical Axios WD-XRF en el Instituto de Geoquímica y Petrología del ETH, Zürich, Suiza. Además, se determinó el contenido de los elementos traza mediante Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) efectuado en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica y Cosmoquímica del Instituto de Geoquímica y Petrología del ETH, Zürich, Suiza.

### 2.3.3.1. Elementos mayores.

Los análisis de los elementos mayores muestran un rango amplio y prácticamente continuo de composiciones en el PSG, indicando un rango de 52-68 wt.% de SiO<sub>2</sub> con base anhidra, excepto que existen datos de dos diques leucograníticos que alcanzarían hasta un 75 wt.% de SiO<sub>2</sub>. Las variaciones presentes son consistentes con las definiciones petrográficas indicadas para cada dominio magmático en términos de contenido de sílice (Payacán, 2021).

En el Dominio Medio, el cual corresponde al dominio más básico, su contenido de sílice se mantiene en un rango de 52-55 wt.%, en cambio, para la Unidad I del Dominio Principal se tiene un rango de 57-64% wt.% de SiO<sub>2</sub>, mientras que en la Unidad II y III presentan un rango de 56-60 wt.%; finalmente en el Dominio Basal, correspondiente al dominio con una composición más ácida, su contenido de sílice oscila entre 64-68 wt.% (Payacán, 2021).

El Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, FeO, MgO, CaO y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> poseen una tendencia a la disminución con el contenido de sílice. En cambio, el contenido de K<sub>2</sub>O tiende a aumentar linealmente con el contenido de sílice. Por otro lado, el contenido de Na<sub>2</sub>O posee un comportamiento que difiere con el de los otros óxidos, este varía según la unidad magmática, es decir, posee una tendencia que crece con el aumento del contenido de SiO<sub>2</sub> para aquellas rocas que pertenecen al Dominio Medio y a las Unidades I, II y III del Dominio Principal, sin embargo, para el Dominio Basal y los diques leucograníticos se tiene un patrón decreciente el cual presenta un punto de inflexión alrededor del 63 wt.% de SiO<sub>2</sub> (Figura 15; Payacán, 2021).

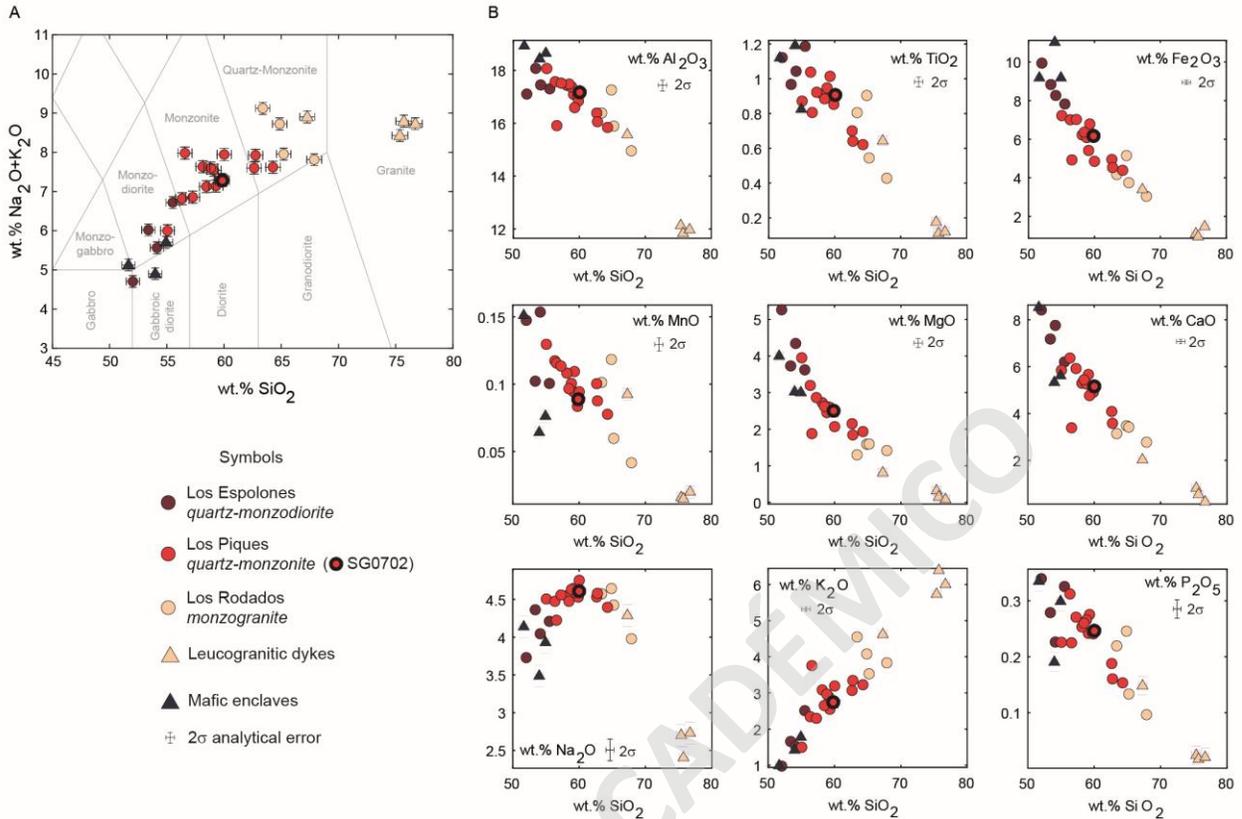


Figura 15: Gráficos que muestran la variación de los elementos mayores de roca total de las unidades del PSG y de rocas asociadas (enclaves máficos y diques leucograníticos. a) Total de alkalis versus sílice (diagrama TAS). b) Diagrama binario que muestra el sílice versus elementos mayores y menores. Extraído de Payacán *et al.*, 2023.

### 2.3.3.2. Elementos menores y traza.

Todos los dominios magmáticos del PSG muestran patrones en algunos de sus elementos traza en roca total (Figura 16). Por ejemplo, para el caso del Sr se puede evidenciar un patrón que es decreciente a medida que aumenta el contenido de SiO<sub>2</sub>, mientras que el contenido de Rb tiende a aumentar a medida que crece el contenido de SiO<sub>2</sub>. En este último elemento es posible distinguir la presencia de un punto de inflexión el cuál se encuentra alrededor del 61 wt.% de SiO<sub>2</sub>. Es con este punto de inflexión que se puede reconocer diferencias entre las rocas del Dominio Medio y las Unidades I y III, que presentan un patrón con alta pendiente, y las rocas de las Unidad II, Dominio Basal y Diques leucograníticos con una pendiente menor (Payacán, 2021).

Además, cabe destacar otro elemento que marca una diferencia en los gráficos, el Zr, cuya concentración varía de 60 a 500 ppm. De la misma forma que el Rb, el contenido de Zr aumenta alcanzando *peaks* alrededor del 61 wt.% de SiO<sub>2</sub>, punto en el cual el contenido de Zr tiende a

disminuir, coincidiendo con rocas pertenecientes a la Unidad II, Dominio Basal y diques leucograníticos, esto nos permite inferir que la cristalización de los circones ocurre en los fundidos más diferenciados del PSG (Payacán, 2021).

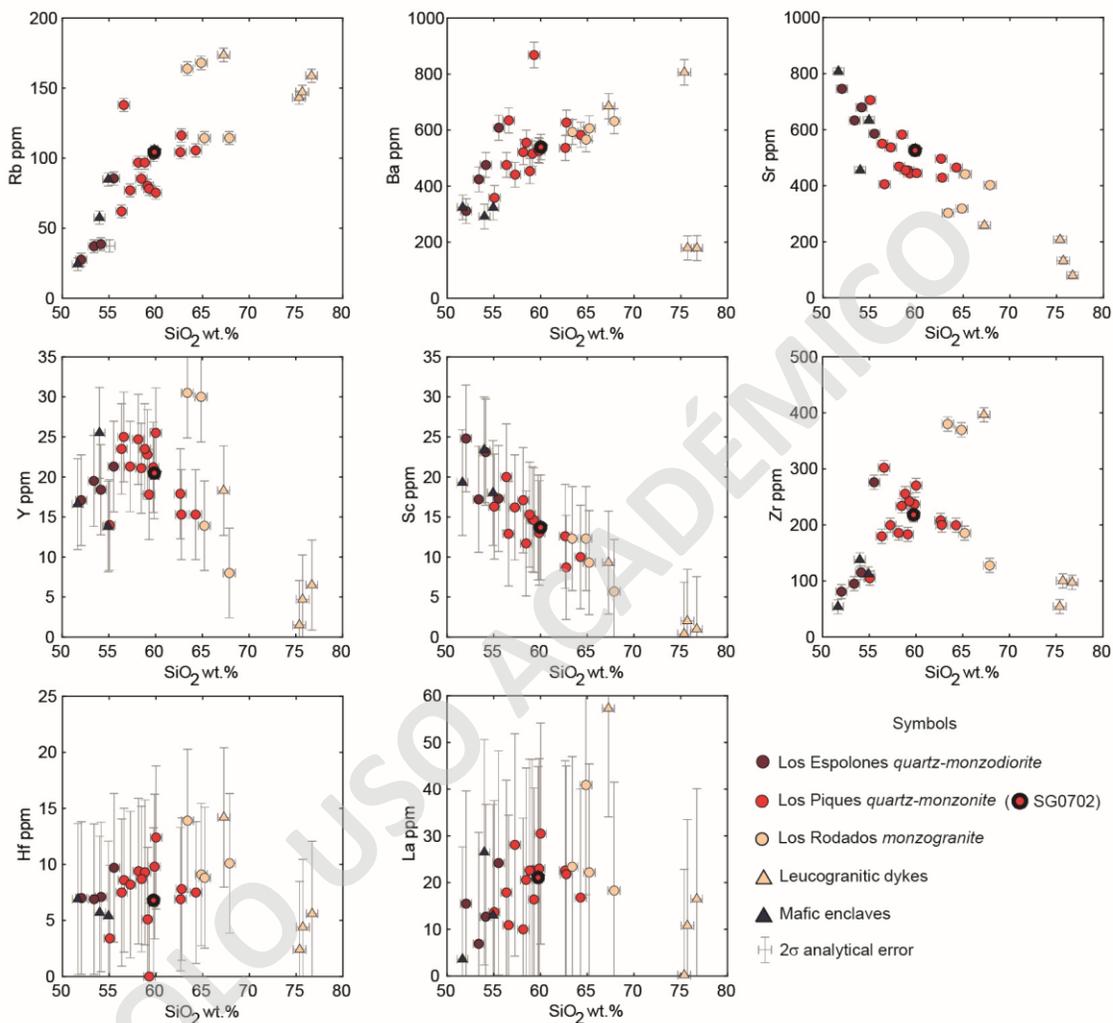


Figura 16: Diagramas binarios de la variación de los elementos traza versus el contenido de sílice de las unidades del PSG y las rocas asociadas (enclaves máficos y diques leucograníticos). Extraído de Payacán *et al.*, 2023.

## Capítulo 3: Mineralogía magnética del plutón San Gabriel.

### 3.1. Mineralogía magnética.

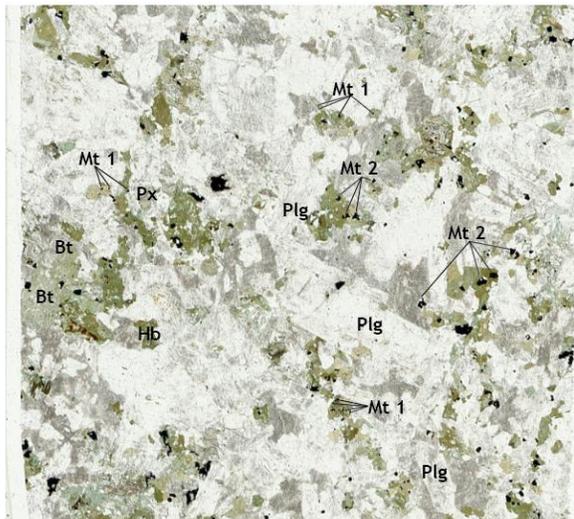
#### 3.1.1. Observación bajo microscopio.

A través de la utilización de microscopios ópticos de luz transmitida se ha logrado describir la forma, tamaños relativos promedios y la distribución de los cristales opacos, es a partir de esto que se busca poder determinar su distribución en la roca, es decir, si se encuentran relleno de intersticios o bien si estos se encuentran presentes dentro de otros cristales, además se pudo distinguir que estos cristales a luz reflejada son homogéneos, es decir, no presentan lamelas de exsolución.

De acuerdo al ordenamiento y morfología de los cristales, estos se han agrupado en dos familias de magnetita (Figura 17):

- 1) Magnetita 1: Cristales euhedrales a subhedrales, no logran superar los 0,2 mm de diámetro, pueden encontrarse como inclusiones entre cristales silicatados (biotita, hornblenda y ocasionales piroxenos).
- 2) Magnetita 2: Cristales euhedrales a subhedrales, con diámetro mayor a 0,2 mm, pueden encontrarse como inclusiones de los mismos cristales de la magnetita 1 o de manera intergranular.

a) SG0101



b) SG1901A.1

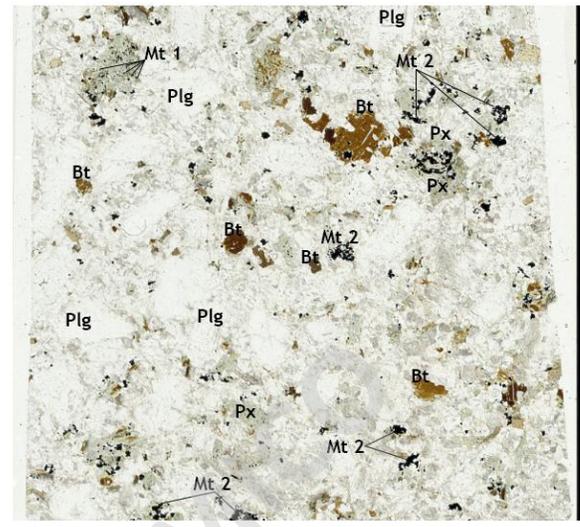


Figura 17: Fotomicrografías de las muestras a) SG0101 y b) SG0901A.1 que muestran la distribución y grupos familiares de los cristales de Mt.

A través de las fotomicrografías y contraste con respecto a su ubicación geográfica en el plutón se logró establecer una relación en términos de proporciones de magnetita presente y el tamaño de estos. En la zona NW del plutón, en el dominio Qz-monzodiorítico es posible distinguir mayores tamaños de estos cristales y es posible distinguir que al ser un dominio más básico en comparación con los otros, los cristales de magnetita se encuentran principalmente en cristales máficos como son los piroxenos y hornblenda, en cambio, en la misma zona, pero en un dominio más ácido, como es el dominio monzogranítico, es posible distinguir que estos cristales se hospedan en biotitas y predomina la familia de magnetitas 1 sobre la 2.

Por otro lado, en el sector SW es posible distinguir que, si bien la cantidad de cristales de magnetitas no ha disminuido, si hay una mayor proporción de familias de magnetita 1. Y por último, en el sector oriental, en el dominio de Qz-monzonitas de grano medio, es distinguible la dominancia de la familia de magnetitas 2, es decir, es posible reconocer un aumento del tamaño de grano de estos cristales.

De acuerdo con lo antes mencionado, es posible inferir que a medida que la litología presente menor tamaño de grano, esta se va a ver enriquecida por cristales de magnetita de la

familia 1, es decir, va a haber un aumento de cristales pequeños de magnetita, posiblemente generada por reequilibrios a medida que avanza el frente de cristalización.

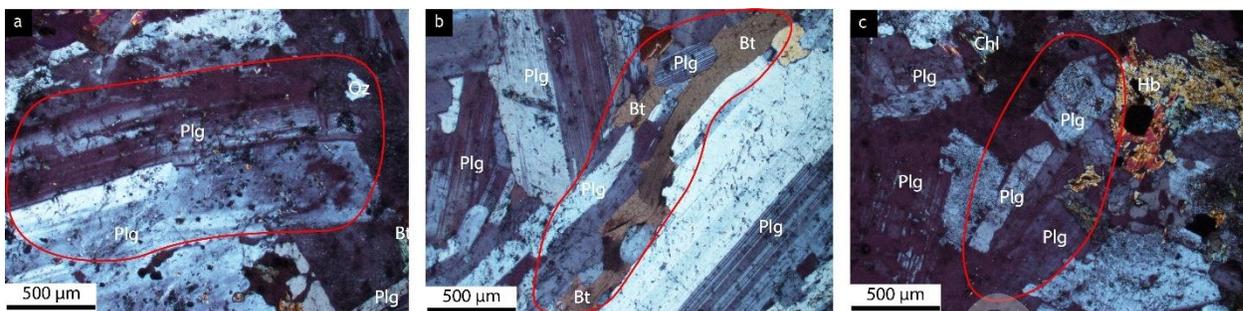


Figura 18: Cristales de plagioclasa y biotita con evidencia de deformación. a) 14SG1501. b) 14SG2001. c) 14SG2607.

La deformación en estado sólido presente en el PSG es posible distinguirla en cristales de plagioclasa y biotita (Figura 18). En el caso de los cristales de plagioclasa de las muestras 14SG2607 y 14SG1501 es posible distinguir la deformación debido a la flexión de sus maclas, es decir a lo largo de su eje elongado (perpendicular al eje b), y en el caso de la muestra 14SG2001 es posible distinguirla principalmente en el cristal de biotita, siendo aquella que más ha sufrido deformación, la cual es posible reconocerla por su hábito micáceo-tabular en el que se logra observar claramente los ejes kink. A través de un trabajo de revisión de cada corte transparente de las muestras del plutón que se tienen en registro, estos fueron los casos más evidentes de deformación y no se encontraron presencias de fracturamiento o deformación pervasiva de los cristales, por lo cual se descartan procesos de deformación posteriores, y se estima que los casos aquí presentados son netamente evidencia de deformación durante los procesos de convección y/o de compactación en un *mush* altamente cristalino, tal como ha ocurrido en otros casos como son los del Batolito Adamello descrito por Fiedrich *et al.* (2017).

### 3.1.2. Composición química de los óxidos de Fe-Ti: resultados de SEM-EDS.

Al realizar mediciones a cuatro cortes transparentes pulidos en SEM-EDS de las muestras SG1901, SG2001, SG2307 y SG2401, y posteriormente, tratar los datos proporcionados por el laboratorio de la Universidad Técnica Metropolitana, se ha podido determinar que las mineralogías magnéticas dominante son pertenecientes a la familia de Titanomagnetitas, siendo solo 6 puntos los que pertenecen a la familia de las Titanohematitas del extremo Ilmenita. En cambio, la mineralogía de Titanomagnetitas presenta alrededor de 122 puntos perteneciente a la familia de la Magnetita y 28 de la familia Ulvoespinel. En la mineralogía de las titanomagnetitas es posible

identificar que son principalmente pobres en Ti, lo cual es concordante con lo planteado e identificado a través de los valores obtenidos lo que nos indica que se aproximan al extremo de la magnetita. A partir del diagrama ternario Fe-Ti (Figura 19 a) es posible identificar que la mineralogía magnética dominante que controla el magnetismo y las propiedades magnéticas en el PSG corresponde a la Titanomagnetita del extremo magnetita, esto como se mencionó con anterioridad al bajo porcentaje de Ti que presentan, siendo estos en su mayoría menores al 10%.

A partir de la Figura 19 b-e se pueden observar ciertas características de los minerales magnéticos presentes en el PSG. Es posible distinguir que no todos estos minerales son homogéneos, es decir, que presentan lamelas de Ilmenita, tal característica se presenta en las imágenes obtenidas a través de SEM-EDS en las muestras SG\_0101\_01 y SG\_0101\_05, estas se presentan como franjas en tonos gris oscuro sobre los minerales de magnetita. Otra característica distinguible es la integridad (media) de los minerales, en ciertos casos es posible observar que se encuentran fracturados o no presentan su forma euédrica (Figura 19 b-e).

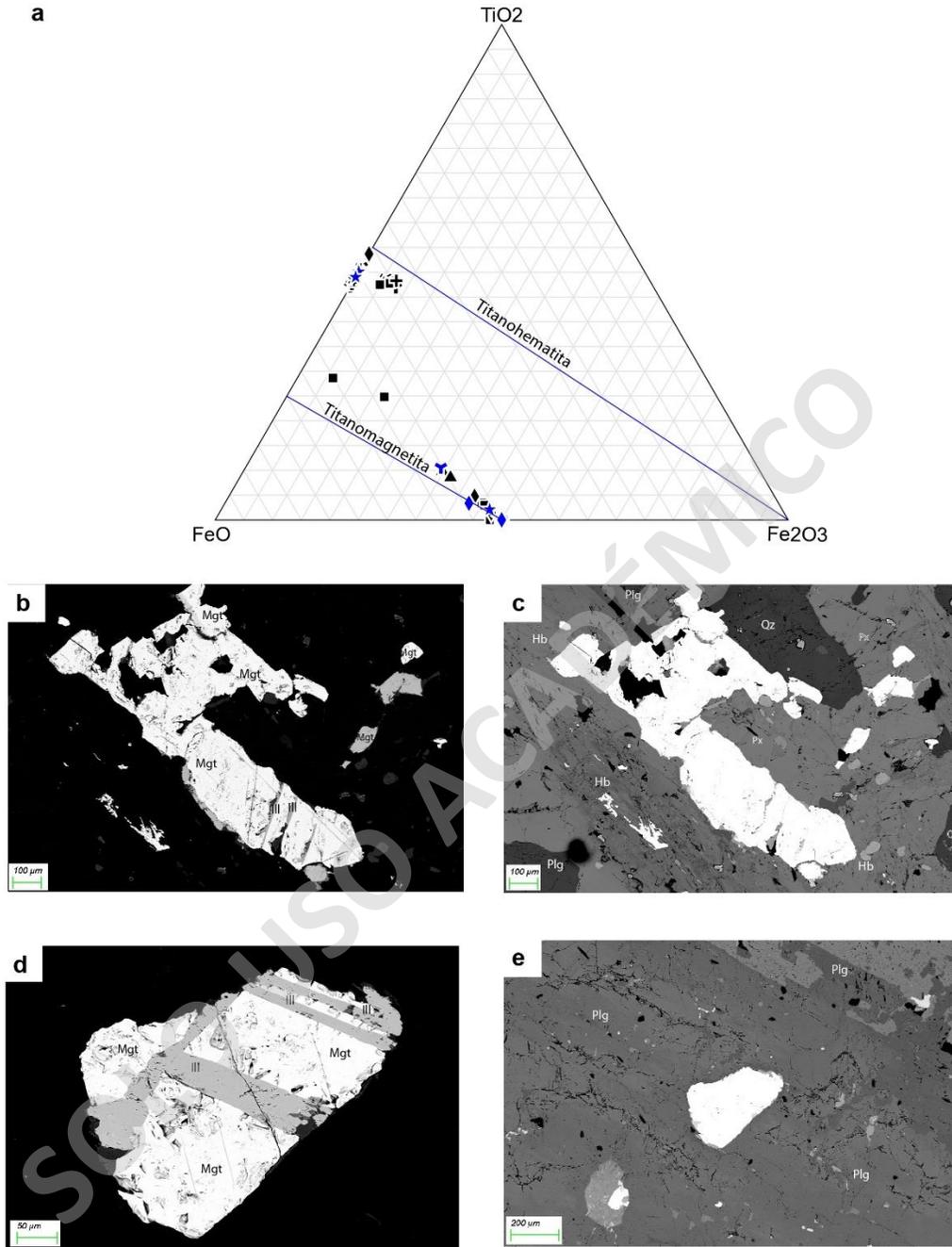


Figura 19: a) Diagrama ternario Fe-Ti. b) SG0101\_01 donde se muestra la integridad y lamelas de ilmenita en magnetita c) SG0101\_01 donde se muestra los contactos de la magnetita con otros minerales. d) SG0101\_05 donde se muestra la integridad y lamelas de ilmenita en magnetita. e) SG0101\_05 donde se muestra los contactos de la magnetita con otros minerales.

## Capítulo 4: Fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética en el Plutón San Gabriel.

### 4.1. Introducción.

A través de estudios de las propiedades magnéticas, como es el caso de la susceptibilidad magnética ( $K_m$ ) en rocas graníticas, se ha realizado la diferenciación de dos series (Ishihara, 1977; Ishihara *et al.*, 2000): (1) granito paramagnético, en el que la susceptibilidad magnética es adquirida por los silicatos ferromagnesianos e ilmenita; y (2) granito ferromagnético, en el que la propiedad magnética se ve controlada por la titanomagnetita.

La susceptibilidad magnética corresponde a la capacidad intrínseca de un material en adquirir magnetización, dada por la acción que ejerce un campo magnético externo y la intensidad de magnetización remanente, que corresponde a la magnetización conservada por un material una vez que se retira el campo externo (Butler, 2004). Para el caso de estudio, la susceptibilidad magnética se determina en rocas graníticas, la cual está controlada por la química de la roca y la mineralogía magnética (Aydin *et al.*, 2007). La principal fuente de la susceptibilidad magnética es otorgada por la titanomagnetita, que se encuentra en los granitos de la serie magnetita y en silicatos ferromagnéticos con ilmenita en los granitos de la serie ilmenita (Aydin *et al.*, 2007). Para poder comprender el origen de las propiedades magnéticas en las rocas graníticas, es necesario realizar un estudio en la mineralogía portadora de estas propiedades. En rocas poliminerálicas, la susceptibilidad magnética es la suma de las contribuciones de todos los minerales formadores de rocas, este variará con la concentración y composición de los minerales formadores de la roca, estos incluyen los minerales diamagnéticos (cuarzo y feldespatos), minerales paramagnéticos (micas y anfíboles) y minerales ferromagnéticos (magnetita, pirrotina y hematita) (Aydin *et al.*, 2007).

Este capítulo tiene por objetivo mostrar los resultados de las variaciones de las propiedades magnéticas naturales, con el fin de poder determinar el origen de sus orientaciones y determinar la dinámica interna de la cámara que dio origen al plutón San Gabriel.

#### 4.1.1. Susceptibilidad magnética y anisotropía de la susceptibilidad magnética: definiciones.

La susceptibilidad magnética ( $K$ ) es definida por Rochette *et al.* (1992) quienes la parametrizan a través de la ecuación  $M = [K] \times H$ , donde  $M$  hace referencia a la magnetización inducida de un material y  $H$  es el campo magnético aplicado. Es una componente que suele depender de la dirección en la que se le aplique el campo magnético, para esto es necesario definirla como un tensor para una mejor comprensión y descripción. Esto permite definir un elipsoide de anisotropía controlado por la forma y distribución de los minerales magnéticos en la muestra.

Hrouda (1982) menciona que la anisotropía magnética fue en una primera instancia identificada por Ising (1942), quien notó que la susceptibilidad magnética de baja intensidad de campo en arcillas era mayor cuando esta era medida a lo largo de la estratificación que cuando se medía perpendicular a ella, a este fenómeno se le denominó anisotropía de la susceptibilidad magnética.

Como ha sido mencionado la anisotropía de la susceptibilidad magnética, es posible definirla a través de un tensor, esto permite definir un elipsoide de anisotropía controlado por la forma y distribución de los minerales magnéticos en la muestra. Cada una de las mediciones de AMS entrega información de la magnitud, declinación e inclinación con respecto al sistema geográfico de tres ejes de susceptibilidad magnética los cuales son ortogonales entre sí ( $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ ). Son estos ejes los que permiten definir el tensor de anisotropía.

Con los datos que se obtienen al realizar mediciones de AMS es posible obtener una serie de parámetros escalares útiles para poder describir la geometría del elipsoide y a partir de esto, la fábrica magnética. Estos parámetros son:

- a) Susceptibilidad magnética promedio ( $K_m$ ): Es la media aritmética de las magnitudes de los ejes principales.
- b) Grado de anisotropía ( $P$ ): Es el valor cuantitativo del cociente entre el mayor y el menor de los ejes principales.
- c) Foliación magnética ( $F$ ): Valor cuantitativo del cociente entre el eje principal intermedio y el menor.
- d) Lineación magnética ( $L$ ): Valor cuantitativo del cociente entre el eje principal mayor y el intermedio.

- e) Parámetro de forma Jelinek (T): Es una medida de forma para el elipsoide y presenta valores entre -1 (fábrica perfectamente lineal) y 1 (fábrica perfectamente planar). Para efectos de este estudio, a partir de este parámetro se define que la geometría del elipsoide de anisotropía es prolato ( $T < -0.45$ ), triaxial ( $-0.45 < T < 0.45$ ) u oblató ( $T > 0.45$ ) (Figura 20).

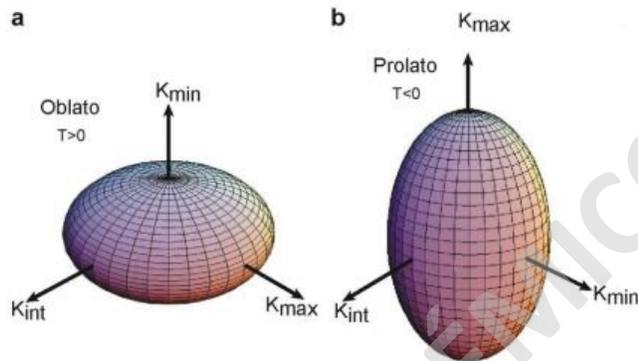


Figura 20: Geometría de los elipsoides de *strain* definidos según su valor del parámetro de forma T. a) El caso de una geometría de elipsoide oblató ocurre cuando la foliación es mayor que la lineación ( $T > 0$ ). b) El caso de una geometría de elipsoide prolato ocurre cuando la es mayor que la foliación ( $T < 0$ ).

## 4.2. Susceptibilidad magnética promedio del Plutón San Gabriel

Al realizar el análisis de los 31 sitios trabajados en esta investigación distribuidos a lo largo y ancho del PSG, es posible observar que, en general, las rocas presentan una susceptibilidad magnética promedio en un rango de [0.031-0.096 SI], lo que sugiere que las propiedades magnéticas están controladas por titanomagnetita (tal como indican análisis de óxidos de Fe en SEM-EDS presentados en el capítulo 3).

### Susceptibilidad Magnética Promedio ( $K_m$ [S.I.]) para cada sitio paleomagnético

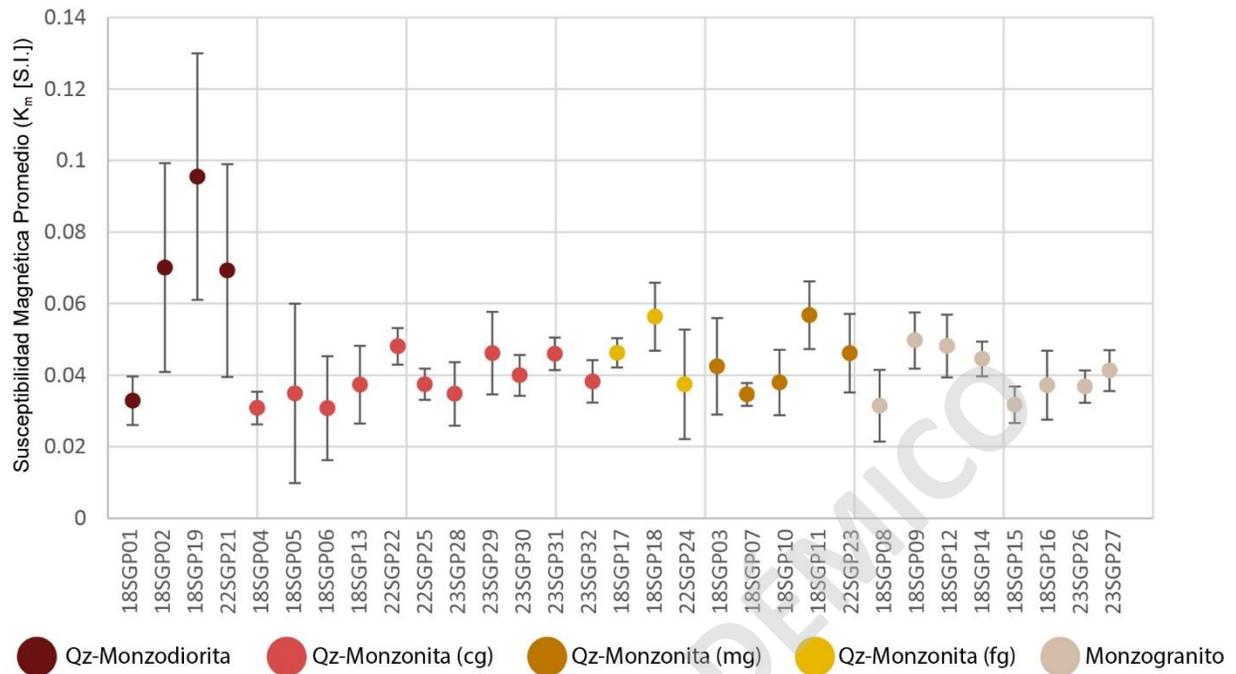


Figura 21: Gráfico de la susceptibilidad magnética promedio ( $K_m$  [S.I.]) para los sitios AMS del área de San Gabriel. Las barras de error representan el 95% de confianza ( $2\sigma$ ).

Si bien es posible distinguir que los valores de susceptibilidad magnética promedio no son homogéneos, es decir, se tiene un amplio rango de valores. Los valores más altos de susceptibilidad magnética en el PSG son posible distinguirlos en las rocas más máficas (Qz-Monzodioritas; Figura 21) y a medida que el tamaño de grano y la distancia con respecto a las rocas más máficas su valor de susceptibilidad magnética va en disminución, como es el caso de las rocas más ácidas presentes en la zona (Monzogranitos) y en los niveles inferiores del plutón.

En la zona sur del plutón es posible distinguir que hacia la zona centro de este los valores de susceptibilidad son menores  $\sim 0.043-0.055$  SI de acuerdo con los valores de la leyenda Figura 22 y hacia los bordes más al sur estos valores comienzan a aumentar, esto se hace indistinto a la granulometría de las Qz-Monzonitas, es posible que se deba a un mayor contenido de magnetita que en las de grano grueso, puesto que los valores alcanzan rangos cercanos a  $\sim 0.060-0.082$  SI.

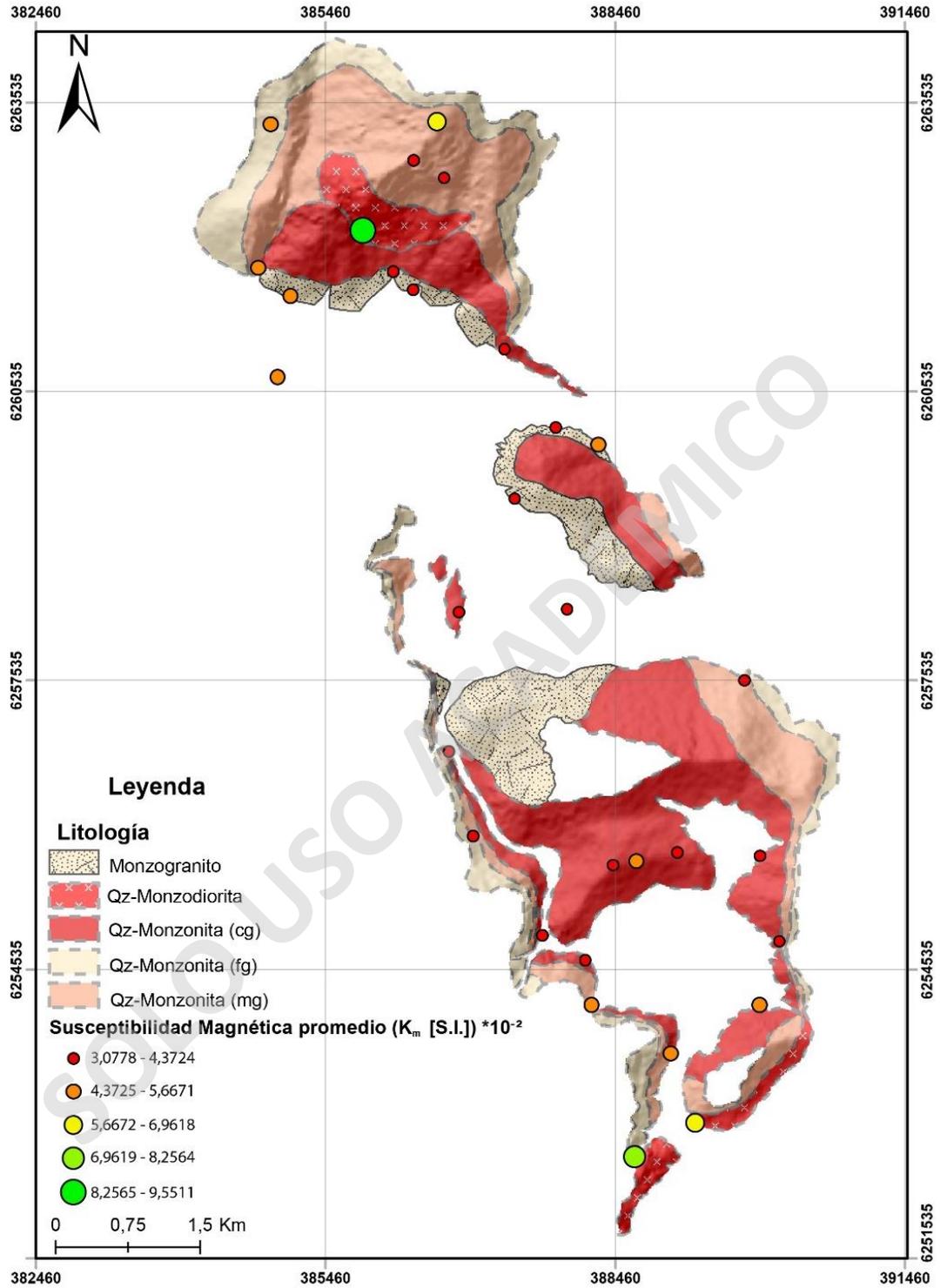


Figura 22: Distribución de la susceptibilidad magnética promedio en el plutón San Gabriel. Como referencia, se muestran los dominios litológicos según Payacán *et al.* (2023).

### 4.3. Fábrica Magnética: parámetros escalares.

#### 4.3.1. Grado de anisotropía.

Los valores obtenidos para el parámetro de anisotropía oscilan principalmente entre los 1.020 y los 1.10 (Figura 23 c). En general, se logra apreciar que el grado de anisotropía está relacionado con la litología, exhibiendo mayores valores para en los monzogranitos (entre 1,043 y 1,090; Figura 23 c), mientras que los sitios provenientes de la qz-monzonita y qz-monzodiorita presentan menores valores (entre 1,009 y 1,077; Figura 23 c). Esta característica, con mayores valores de anisotropía en las rocas más diferenciadas del plutón, también ha sido observado en otros intrusivos circundantes y relacionados al plutón San Gabriel, como son el plutón La Obra (Covarrubias, 2023) y el plutón La Gloria (Payacán, 2014).

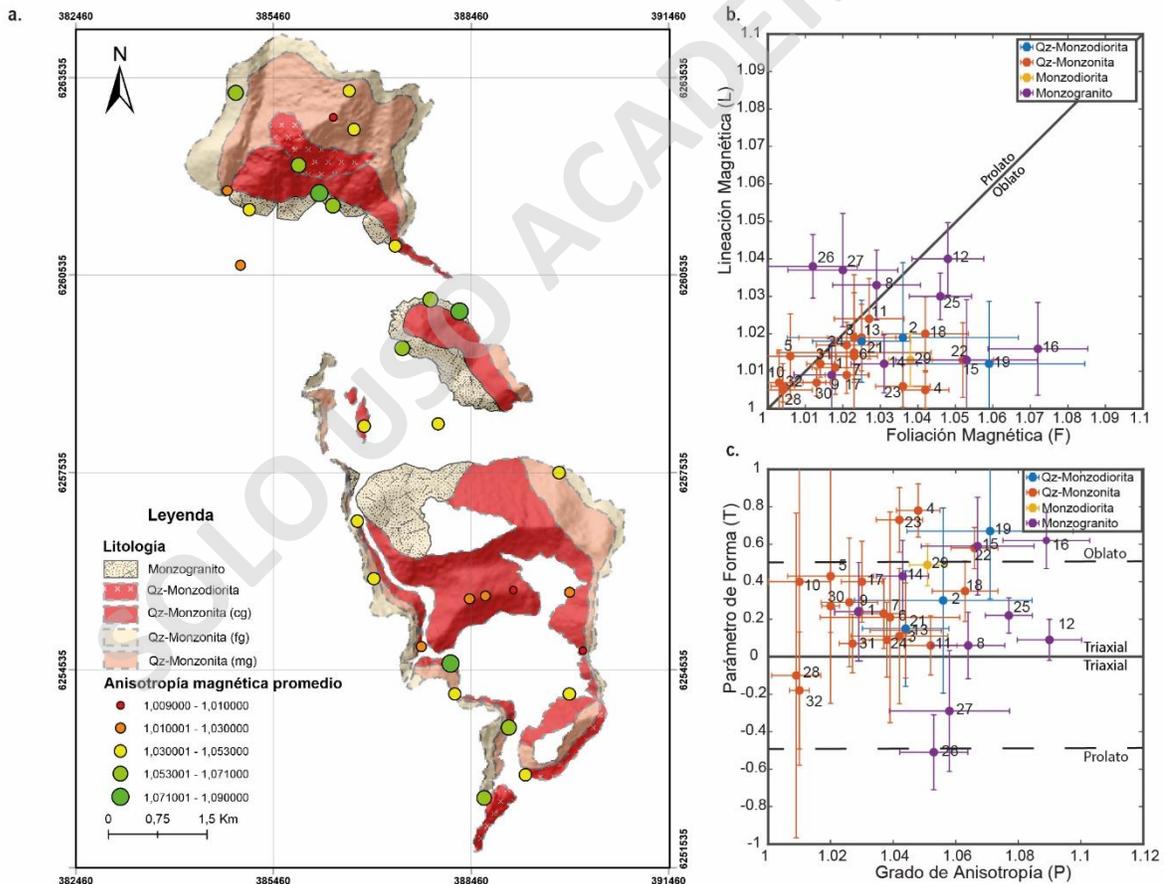


Figura 23: Fábrica magnética del plutón San Gabriel. a) Variación de grado de Anisotropía promedio del plutón San Gabriel. Como referencia, se muestran los dominios litológicos según Payacán *et al.* (2023). b) Diagrama de Flinn con los valores de lineación y foliación magnética para los sitios paleomagnéticos. c) Parámetro de forma versus grado de anisotropía.

En términos de su distribución espacial, los valores de anisotropía muestran una ligera dependencia de la localización dentro del plutón San Gabriel. Es posible distinguir que hay mayores valores en el borde suroccidental y nororiental del intrusivo, en la zona norte se presentan también concentrados en el centro del plutón. Por otro lado, se puede observar que en la zona centro-sur del intrusivo los valores de anisotropía bajos oscilando entre 1,009 y 1,010, estos se encuentran ubicados en zonas donde el techo presenta una geometría subhorizontal.

#### 4.3.2. Parámetro de forma.

En general, se aprecia que existe una tendencia a los valores positivos ( $T > 0$ ), mostrando un predominio a la geometría triaxial ( $-0.45 < T < 0.45$ ). Esta geometría está representada por 23 sitios, mientras que 7 sitios muestran una geometría oblata y solo un sitio una geometría prolata.

Al analizar la distribución de los valores del parámetro  $T$ , se aprecia que no existe una relación directa con respecto a los dominios composicionales del Plutón San Gabriel (Figura 24). Tampoco es posible determinar un patrón con respecto a los tensores de anisotropía de la fábrica magnética con la geometría del elipsoide, pues existen tanto valores bajos de anisotropía como altos con geometrías oblatas y prolatas.

Los sitios con fábrica oblata se distribuyen a lo largo del PSG, con una foliación típicamente orientada NW-SE, siguiendo la orientación preferencial del intrusivo, los cuales se concentran principalmente en la zona interna hacia el norte y en los bordes del intrusivo hacia sur. Por otro lado, la geometría prolata se encuentra hospedada en un solo sitio en el centro del plutón San Gabriel (Sitio 26). Y por último, la geometría triaxial es posible observarla distribuida a lo largo y ancho del plutón San Gabriel.

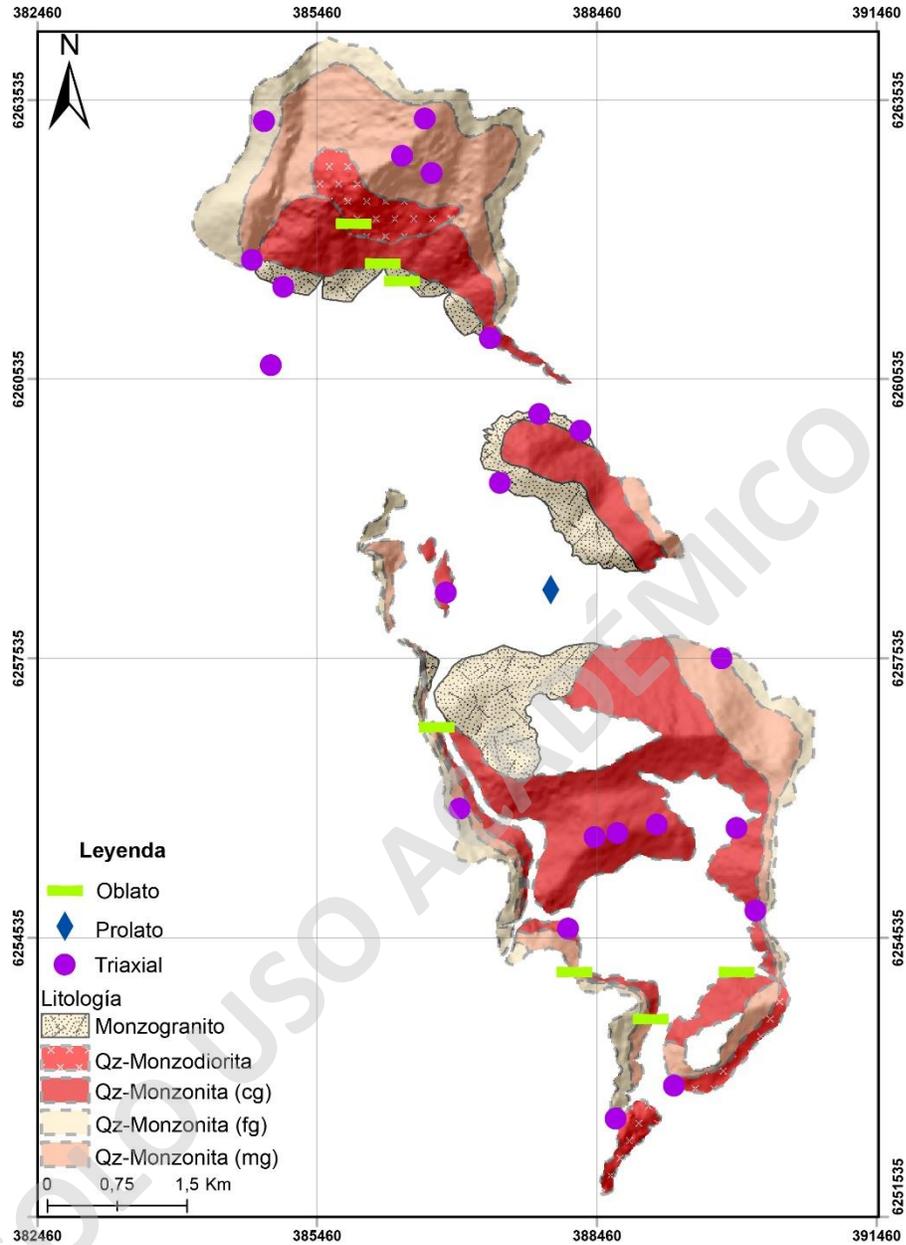


Figura 24: Parámetro de forma del plutón San Gabriel. Como referencia, se muestran los dominios litológicos según Payacán *et al.* (2023).

#### 4.3.3. Foliación y lineación magnética.

En general, los valores de foliación muestran un rango entre 1,003 y 1,072. Los mayores valores se presentan principalmente en los monzogranitos (Figura 23a y Figura 25a). Por otro lado, también es posible observar un rango de valores en rocas asociadas a los sitios de Qz-Monzodioritas que oscila entre 1,025 a 1,059, siendo el sitio 19, ubicado en la zona norte, el que

posee el mayor valor, lo que se asemeja a los altos valores que también poseen los sitios asociados a rocas Monzograníticas.

Los mayores valores de foliación los presentan aquellos sitios alojados en los bordes del plutón y en el centro norte (Figura 25 a). Sin embargo, es posible distinguir que en la zona centro sur los valores de foliación son bajos en un rango de  $F$  1.003 a 1.018. Por otro lado, no se identifica una dependencia espacial del valor de foliación magnética asociada a los dominios litológicos o a la altura en que se encuentren los sitios.

Los valores de lineación magnética también son mayores en los bordes del intrusivo (Figura 25 b), pero estos poseen valores menores a los de la foliación. Por otro lado, no se identifican dependencia espacial del valor de lineación magnética asociada a los dominios litológicos o a la altura en que se encuentren los sitios.

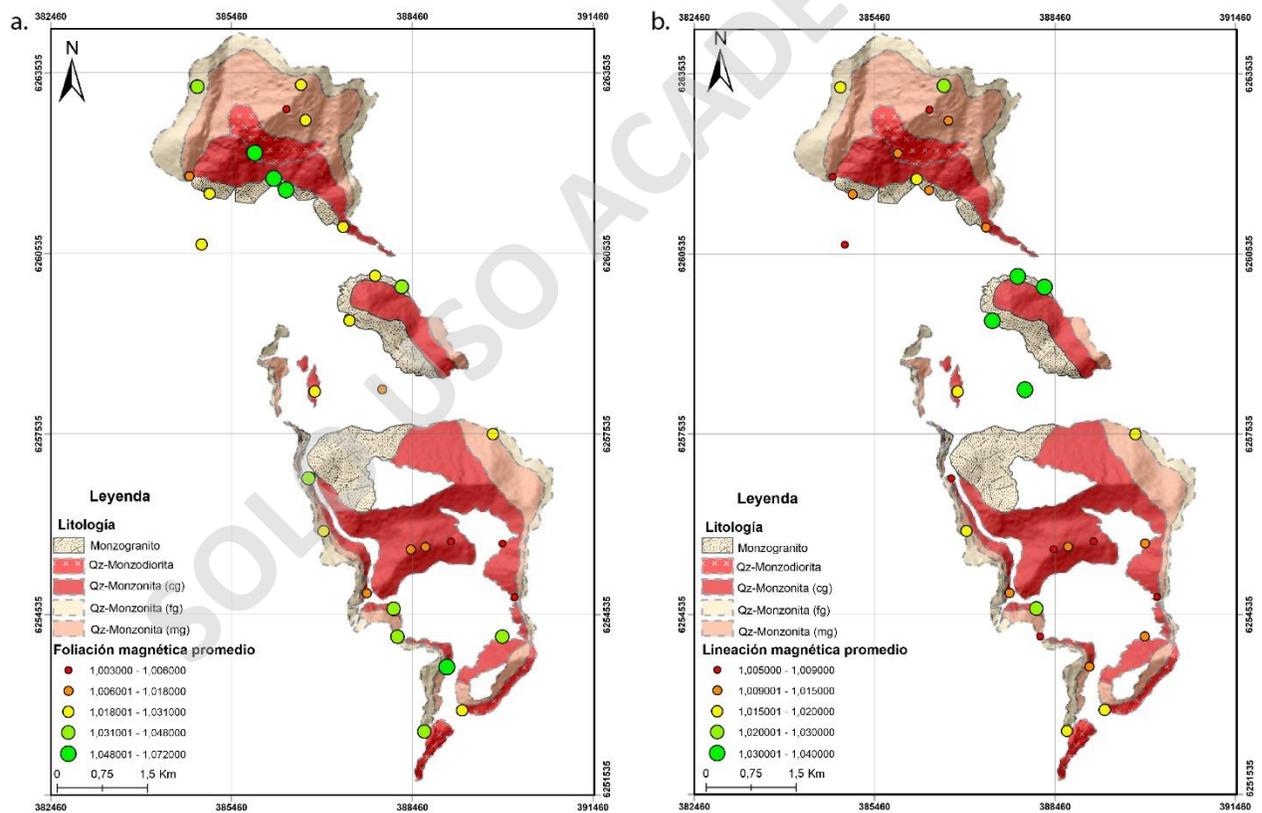


Figura 25: Fábrica Magnética del plutón San Gabriel. a) Foliación magnética promedio en mapa litológico del plutón San Gabriel. b) Lineación magnética promedio mapa litológico del plutón San Gabriel.

#### 4.4. Orientación de la fábrica magnética.

La orientación de la lineación magnética en general presenta declinaciones del orden de los  $300^\circ$ , con inclinaciones que en su mayoría no superan los  $40^\circ$  (Figura 26 b). En particular, se aprecian algunas tendencias que dependen de la localización dentro del plutón. En el sector NW es posible reconocer buzamientos que se encuentran principalmente entre los  $30^\circ$ - $60^\circ$ , a excepción de los sitios 17-18 que se encuentran por sobre los  $60^\circ$  (Figura 26 a), siendo el primero de estos aquel que posee una inclinación subvertical ( $86,4^\circ$ ). Por otro lado, es posible observar que aquellos sitios que se encuentran en las zonas topográficas de menor y mayor nivel (base y techo del plutón) son aquellos sitios que es posible encontrar inclinaciones con ángulos menores a  $30^\circ$  (Figura 26 a).

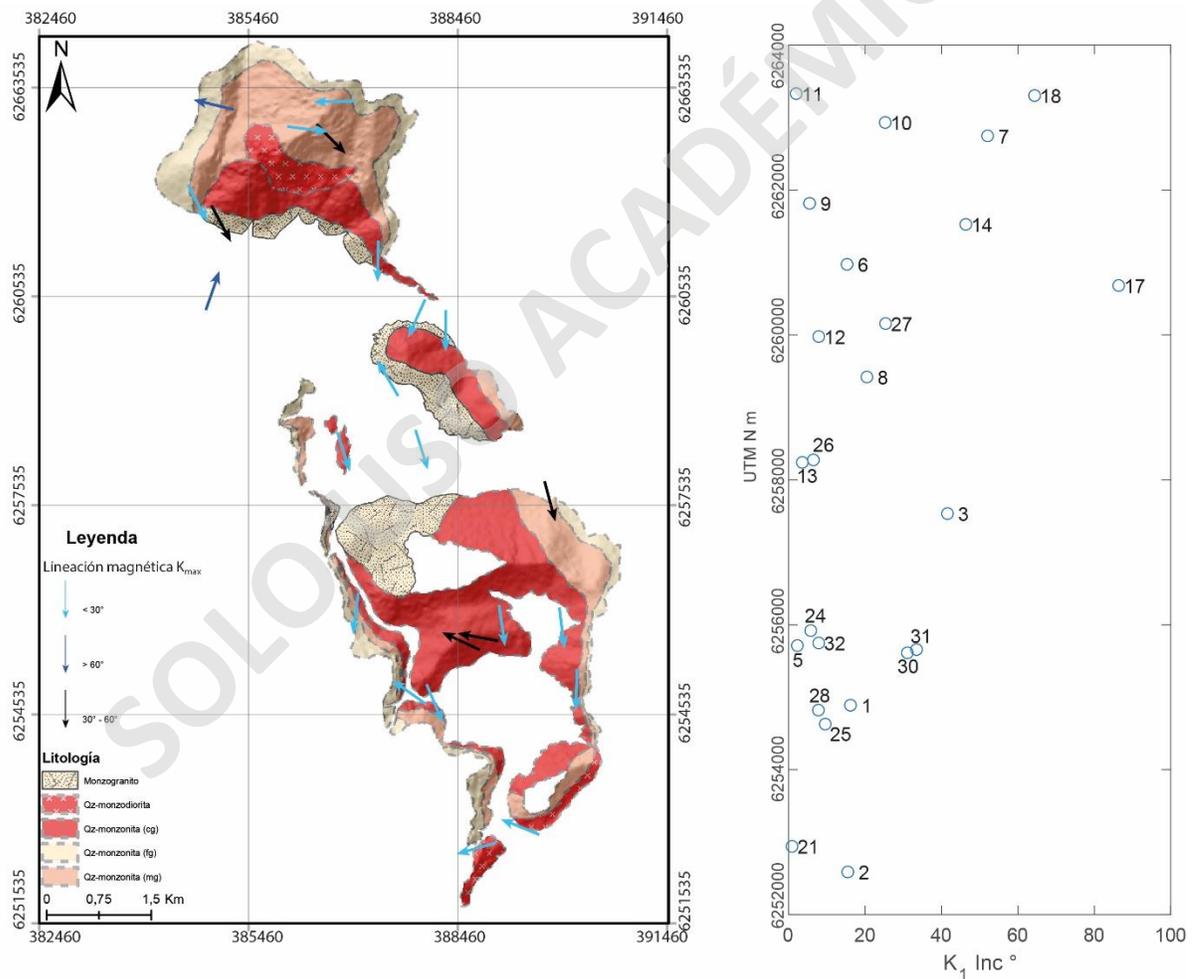


Figura 26: Orientación de la lineación magnética definida a partir de geometría prolata y triaxial en mapa litológico del plutón San Gabriel. a) Mapa que ilustra el grado de inclinación de la lineación magnética y su orientación. b) Gráfica que muestra el grado de inclinación de la lineación magnética con respecto a su posición.

A partir de la orientación del plano foliación magnética es posible distinguir que su foliación sigue una tendencia paralela a los bordes del plutón (Figura 27 a), es decir, con una orientación NW-SE, al igual que la lineación, la foliación posee en sus zonas topográficas más bajas y altas (base y techo del plutón) inclinaciones menores a los  $30^\circ$ , pero principalmente a lo largo y ancho del plutón es posible reconocer que en su mayoría los ángulos de buzamiento superan los  $60^\circ$  (Figura 27 a y b).

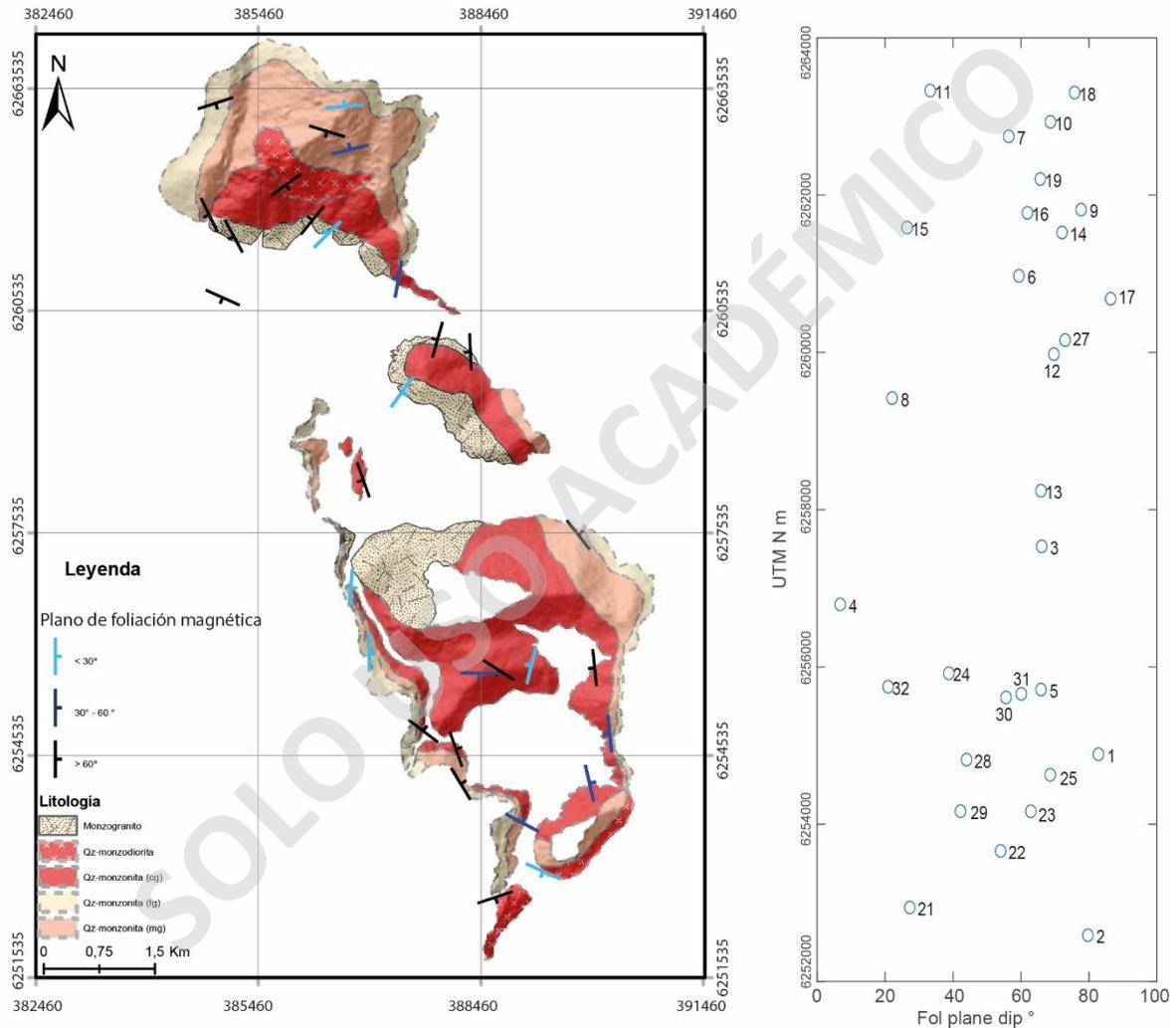


Figura 27: Orientación del plano de foliación magnética definido a partir de geometría oblatá y triaxial en mapa litológico del plutón San Gabriel. a) Mapa que ilustra el grado de inclinación del plano de foliación magnética y su orientación. b) Gráfica que muestra el grado de inclinación del plano de la foliación magnética con respecto a su posición.

## Capítulo 5: Discusiones

### 5.1. Naturaleza de la adquisición de las fábricas magnéticas en el plutón San Gabriel.

Los resultados obtenidos a partir de análisis de composición mineral mediante SEM-EDS indican que la mineralogía magnética que predomina a lo largo del PSG corresponde a la serie de la Titanomagnetita pobre en Ti, del extremo de la Magnetita. Además, a través de observación mediante microscopía y SEM-EDS, se aprecia que la distribución de los minerales de magnetita, independiente de la litología, poseen una distribución más menos homogénea dentro de la roca. También se aprecia que las rocas presentan escasa alteración hidrotermal o producto de meteorización, aunque en casos más extremos se observan biotitas con leve grado de oxidación en las caras expuestas a la superficie, lo que es posible interpretarlo como consecuencia de meteorización (visto tanto en muestra de mano como en microscopía). Por otro lado, las magnetitas poseen grados de integridad alto a medio, con formas subhedrales, muchas veces ocupando espacios intercristalinos marcados por el resto de los minerales formadores de rocas. Las magnetitas están en contacto principalmente con minerales máficos como hornblendas y piroxenos, presentando morfologías elongadas. Estas evidencias permiten sugerir que las magnetitas son de origen primario y se formaron en etapas *suprasolidus* (parcialmente fundido).

Los cristales de magnetita no poseen evidencias de haber sufrido procesos de deformación intracristalina. Las escasas evidencias de deformación en estado *subsolidus* a lo largo del PSG afecta a minerales máficos tardíos como las biotitas y en otros casos en cristales de plagioclasa (ver capítulo 3). Sin embargo, esta deformación no parece estar asociada a bandas de cizalle de corte, sugiriendo que estos cristales fueron deformados por procesos de compactación acotados. Esto es consistente con la interpretación de procesos de segregación de fundidos residuales mediante la extracción de fundidos silíceos a partir de un magma rico en cristales (*mush*; Payacán *et al.*, 2023). Este proceso de redistribución de fundidos habría dado lugar a la acumulación de magmas pobres en cristales, formando *caps* de fundido altamente evolucionado, los que según Payacán *et al.* (2023) habrían dado lugar a los monzogranitos del nivel basal del PSG.

La fábrica magnética del PSG se caracteriza por presentar planos de foliación paralelos a los bordes del intrusivo, mientras que la lineación magnética, cuando está bien desarrollada, presenta orientaciones que siguen la tendencia del plutón (NW-SE). Esto sugiere que el efecto de

la compactación debe haber sido poco significativo al momento de registrar la deformación en la fábrica magnética, ya que en tal caso se esperaría encontrar fábricas paralelas entre sí, ya sean horizontales (por compactación gravitacional) o verticales (por la compactación como producto de esfuerzos tectónicos). Tal como señalan Paterson *et al.* (1998), el acoplamiento o relación geométrica entre la fábrica interna de los cuerpos intrusivos y las estructuras planares de la roca hospedante (fábrica, estratificación, u otras) permiten interpretar el proceso que habría dado origen a la fábrica magmática. De acuerdo con el modelo conceptual propuesto por dichos autores, el PSG podría asociarse a un sistema parcialmente acoplado, donde la fábrica magmática del intrusivo es paralela a los contactos, mientras que la fábrica de la roca de caja alrededor del contacto, siempre paralela a la estratificación, es oblicua (Vargas, 2020). De este modo, siguiendo el criterio aplicado por Paterson *et al.* (1998), aquí se interpreta que la fábrica magnética del PSG fue generada por procesos internos propios de la evolución fluidodinámica del reservorio de magma, sin influencia de los procesos tectónicos externos a este.

Este comportamiento se aprecia también al comparar los patrones de fábrica magnética registrados en las distintas unidades magmáticas del PSG. En particular, el dominio monzogranítico muestra fábricas con una foliación subparalela a sus bordes, describiendo la geometría de capa descrita por Payacán *et al.* (2023). Esta orientación discrepa con la orientación de la fábrica registrada en el dominio principal (por ejemplo, el sitio 18SGP15; Figura 28). Aplicando el mismo criterio de Paterson *et al.* (1998), se interpreta que la fábrica magnética del dominio monzogranítico se generó por procesos de deformación internos a este, seguramente por una deformación de cizalle paralela a sus bordes.

La fábrica magmática y magnética se encargan de registrar procesos de deformación ocurridos por los flujos magmáticos durante el enfriamiento de un reservorio de magma (Payacán *et al.*, 2014). Sin embargo, la fábrica magmática difiere de la magnética en la característica que la rige, ya que la primera está controlada por la orientación de partículas rígidas y la disposición preferencial de cristales elongados (típicamente plagioclasas), mientras que la segunda está controlada por la interacción magnética de cristales de magnetita con una distribución espacial anisótropa, o bien, por la orientación cristalográfica de cristales individuales (Payacán, 2014). Ambas fábricas pueden coincidir, cuando se forman por un cizalle simple normalmente paralelo a los bordes de una superficie rígida, o bien, pueden diferir en orientación, especialmente cuando se

vieron influenciadas por deformación coaxial paralela a los bordes rígidos de un reservorio, tal como se esperaría en flujos convergentes (Payacán *et al.*, 2014). De este modo, los alineamientos de los cristales de magnetita suelen generarse paralelos a las superficies rígidas como producto de cambios reológicos del magma, esto ocurre en la transición entre un magma que es altamente viscoso y uno con baja viscosidad y altamente convectivo, por lo tanto, estos cristales van a registrar el cizalle a lo largo de los frentes de cristalinidad crítica del magma dentro del reservorio. En el caso del plutón San Gabriel, el contacto entre el dominio de Qz-Monzonitas y Monzogranitos representaría una transición entre dos magmas con distintas características reológicas, dando lugar a una fábrica paralela al contacto entre ambas unidades en los sitios del monzogranito, y una fábrica oblicua en los sitios provenientes de la qz-monzonita (Figura 28). Este patrón se interpreta como consecuencia del flujo de magma monzogranítico pobre en cristales, paralelos a la pared rígida generada por el magma qz-monzonítico rico en cristales y con una alta viscosidad efectiva. Esta diferencia reológica habría permitido registrar un cizallamiento en el frente de cristalinidad crítica, lo que es consistente con la intrusión tardía de los monzogranitos inferida por Payacán *et al.* (2023).

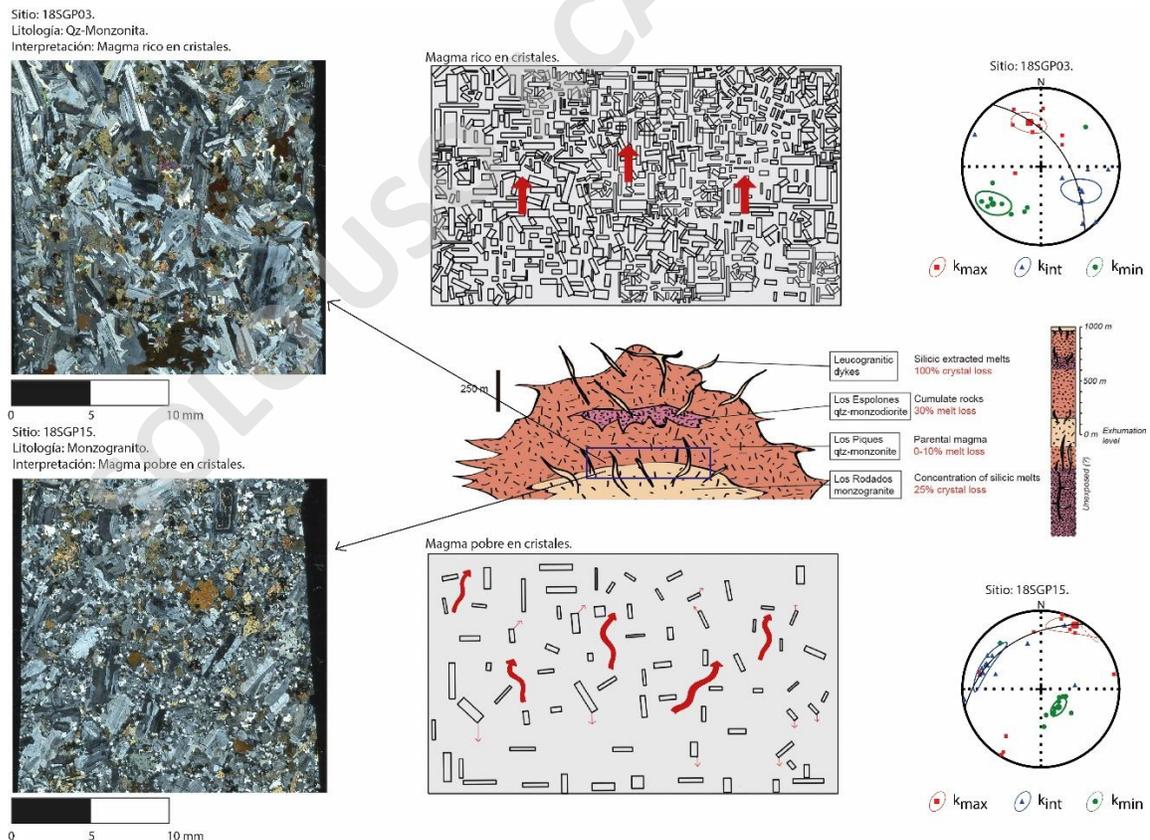


Figura 28. Esquema que muestra el cambio en el comportamiento reológico entre un magma viscoso rico en cristales (dominio qz-monzonítico) y un magma menos viscoso pobre en cristales con capacidad de fluir (dominio monzogranítico). La intrusión tardía

de los magmas monzograníticos y los procesos de convección interna habrían generado un cizallamiento paralelo a la barrera reológica que representa el contacto con los magmas qz-monzoníticos ricos en cristales, permitiendo registrar la fábrica paralela a este contacto en el dominio monzogranítico y marcando la geometría en forma de *cap* (sitio 15 como ejemplo), la cual difiere de la fábrica subvertical registrada por el dominio qz-monzonítico (sitio 3 como ejemplo).

## 5.2. Modelo conceptual de proceso de emplazamiento del plutón San Gabriel.

La intrusión de magma en los niveles más someros de la corteza terrestre requiere transferencia de masa hacia los niveles más profundos, y para esto Paterson y Farris (2006) sugieren que el transporte de la roca de caja hacia los niveles más profundos es el mecanismo más importante para controlar el ascenso y emplazamiento de plutones. Un ejemplo de mecanismo que opera de dicha forma es la subsidencia *Cauldron*, bien descrito por Burchardt (2009), el cual consiste en la intrusión de magma sucesiva que comienza a llenar el reservorio desde el techo hacia la parte inferior subsidente, generando el intercambio de masa entre el magma que está intruyendo y la roca de caja descendente hacia los niveles inferiores, la cual ocupa el espacio de un reservorio más profundo. Evidencias de este mecanismo para la generación de espacio y construcción de cuerpos plutónicos son, por ejemplo: (1) paredes rectas por la subsidencia de la roca de caja, (2) estratificación oblicua a los bordes de la intrusión, (3) estructuras o intrusiones tabulares preservadas en los bordes del intrusivo y, (4) en ocasiones, zonación composicional dada por inyecciones de magma a medida que el reservorio era construido y la roca de caja iba descendiendo.

En el caso del plutón San Gabriel, los procesos que generaron la deformación de la roca de caja previos a la intrusión habrían condicionado su permeabilidad, favoreciendo el ascenso magmático mediante mecanismos como la inyección de diques y *stoping* magmático, en el que se genera espacio para la formación de un reservorio de magma incorporando bloques de la roca de caja al fundido que va ascendiendo por canales. Evidencias de esto son los xenolitos presentes en la zona norte del PSG y en el borde suroeste, además de la existencia de *roofpendant*, contactos claramente netos con la roca de caja la que es posible distinguir su estratificación (Figura 29). También, aquí se propone que la generación de espacio que permitió el emplazamiento del PSG estuvo controlado por el mecanismo de subsidencia *cauldron*, tal como sugiere la estratificación composicional en el plutón generado por sucesivos pulsos de magma, lo que es evidenciado a través de los distintos dominios composicionales propuestos por Payacán *et al.* (2023). Además, Myers (1975) menciona que la ausencia de distorsión lateral significativa en las paredes del plutón en contacto con la roca de caja es una característica de este tipo de subsidencia, como infirió en el Batolito Costero de Perú. En el contacto del PSG con la roca de caja es posible observar estos

contactos netos y ausencia de deformación hacia la roca de caja, donde se aprecia la estratificación oblicua al borde del intrusivo, e, incluso, preserva una fábrica magnética paralela a esta (Vargas, 2020).

El mecanismo de subsidencia de tipo *cauldron* ha sido reconocido en algunos intrusivos en emplazados en contextos geodinámicos muy distintos al plutón San Gabriel. Por ejemplo, Burchardt *et al.* (2012) menciona que para el caso del plutón Slaufudalur en el sureste de Islandia, el principal mecanismo de emplazamiento habría sido también la subsidencia cauldron. Este mecanismo puede ser especialmente común en ambientes extensionales, donde existe un acomodo de la corteza que permite la generación de espacio (tal como ocurriría en los casos de Islandia; (Burchardt *et al.*, 2012). En este sentido, el plutón San Gabriel representa un caso en que la combinación entre stoping magmático y subsidencia cauldron habría permitido la acomodación de espacio y construcción de un reservorio en un ambiente tectónico contraccional, propio del contexto geodinámico de este segmento de los Andes durante el Mioceno (Deckart *et al.*, 2010; Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006; Galland *et al.*, 2007; Vargas, 2020).

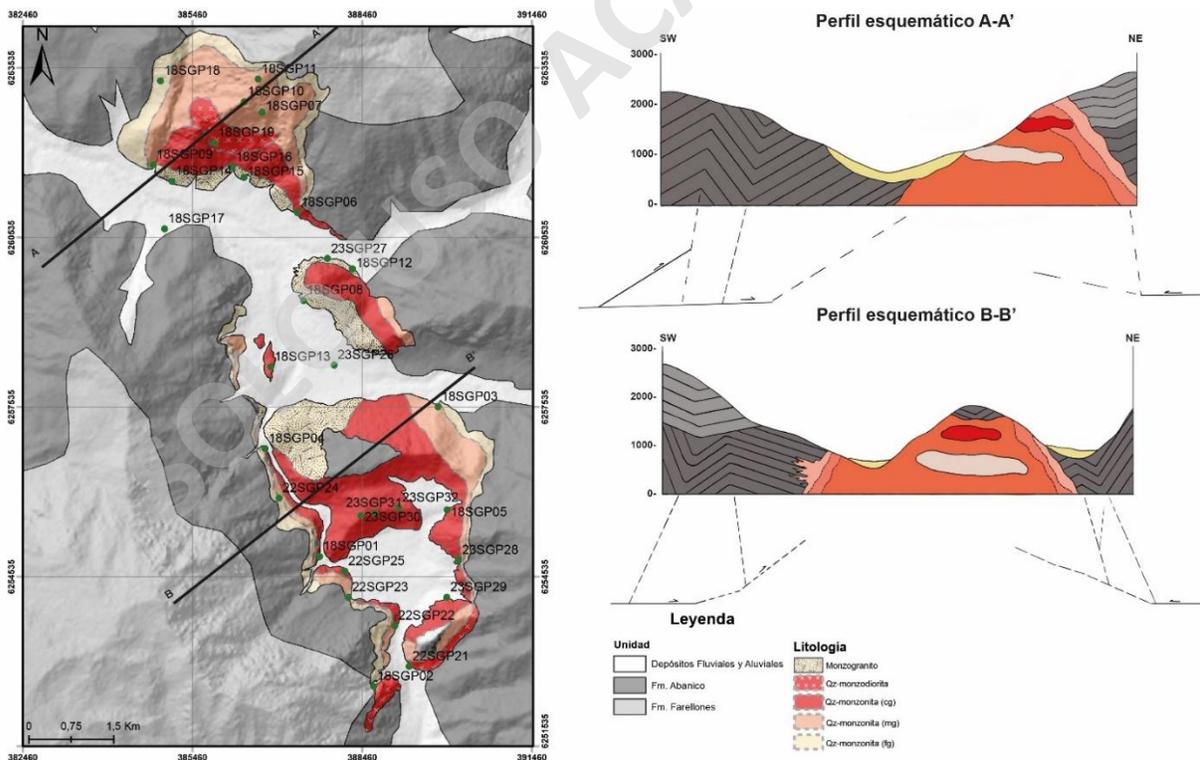


Figura 29: Mapa litológico y perfiles esquemáticos que muestran los contactos netos con el cuerpo intrusivo, la zonación presente en el PSG y morfologías de *roofpendant* (Perfiles modificados de Vargas, 2020).

A partir de los datos obtenidos de la orientación de lineación magnética la cual sigue la orientación preferencial elongada del plutón, con tendencias que van NW-SE, lo cual es una clara evidencia de la migración lateral del fundido a medida que este se iba emplazando, y por otro lado, la geometría prolata del sitio central podría corresponder a la zona de ascenso magmático. Estos eventos han sido registrados en otros plutones como en el plutón La Gloria o La Obra (Payacán, 2021; Covarrubias, 2023).

El modelo de generación de espacio y emplazamiento del plutón San Gabriel (Figura 30) describe los procesos de emplazamiento que está compuesto por cuatro etapas, en la que en primer lugar describe el primer pulso magmático, la segunda los procesos de convección e intrusión de diques a la roca de caja, la tercera procesos de colapso del techo en la zona norte y la cuarta la generación del dominio monzogranítico. Todo esto interpretado y analizado a través de los registros de fábrica magnética y antecedentes de fábrica de enclaves, y fábricas magmáticas.

- (1) Etapa I, Generación de espacio e inyección de magma. Durante esta etapa se tiene la inyección inicial de magma y la construcción de reservorio. El magma se hizo espacio mediante subsidencia *cauldron*, al igual que ocurre en el caso del plutón Slaufudalur en Islandia (Burchardt *et al.*, 2012). A medida que continua la inyección de magma que da lugar a este reservorio de magma félsico de composiciones intermedias (~60 wt.%, Payacán, 2021). La inyección del magma ocurre en la zona central del intrusivo, esto se propone a partir de la geometría prolata del elipsoide de strain del sitio hospedado en esta zona del plutón y podría representar la zona de ascenso magmático, y las geometrías oblatas representarían las migraciones laterales.
- (2) Etapa II, Convección, diferenciación composicional e intrusión de diques a la roca de caja en el extremo sur. En esta etapa se cree que el reservorio poseía una alta capacidad convectiva. Una vez que la convección comienza a disminuir, producto de que el reservorio comienza a enfriarse desde los bordes hacia el centro dando como resultado la variación textural presente en el dominio de las Qz-Monzonitas, aquí es posible observar que se registran patrones concéntricos de AMS con geometrías oblatas.

- (3) Etapa III, Generación del Dominio Medio y colapso del techo en el sector norte. En esta etapa se da lugar a la formación del dominio medio, dado por una acumulación de fases sólidas. Durante esta etapa ocurren procesos de colapsos del techo de la roca de caja en el sector N del intrusivo, esto es posible identificarlo a través de la diferencia en las altitudes que se pueden contrastar entre el sector N y S del cuerpo intrusivo, por la presencia de xenolitos en los niveles medios y por las lineaciones que presentan mayores inclinaciones en el sector norte (como son los sitios 17 y 18) siendo todas estas con un ángulo de inclinación mayor a  $60^\circ$ .
- (4) Etapa IV, Generación de Dominio Basal (Monzogranítico). Se infiere que este dominio se genera a partir de fundidos residuales pobres en cristales que poseían la capacidad de presentar convección y es a partir de la acumulación de este dominio en la zona basal que se genera un cambio en los comportamientos reológicos dado por un magma viscoso rico en cristales (Dominio Principal) y uno menos viscoso pobre en cristales (Dominio Basal), estos cristales que se forman en el Dominio Basal registran el cizalle a lo largo de los frentes de cristalinidad crítica del magma dentro del mismo reservorio, registrado los mayores valores de anisotropía según las mediciones de AMS.

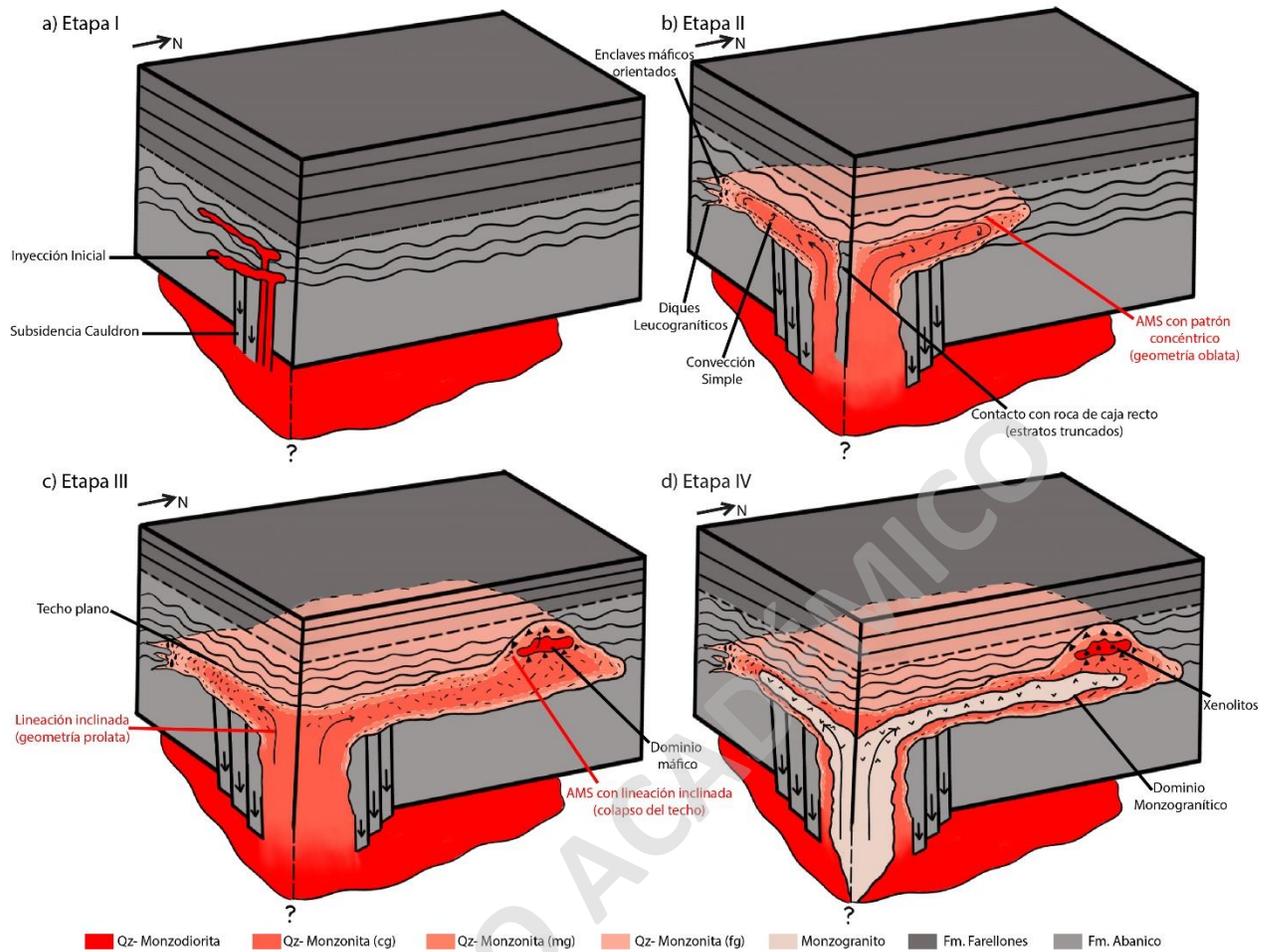


Figura 30: Modelo conceptual de emplazamiento del plutón San Gabriel. a) Etapa I comprende los procesos de generación de espacio a través de procesos de subsidencia *cauldron* y stopping magmático e inyección de magma desde la zona central. b) Etapa II corresponde a procesos de convección magmática y variación textural del Dominio Principal. c) Etapa III corresponde a la generación del Dominio Medio y colapso del techo en la zona norte. d) Etapa IV corresponde a la formación del Dominio Basal.

## Capítulo 6: Conclusiones

Los resultados obtenidos han permitido refinar el mapa litológico del plutón San Gabriel, permitiendo definir nuevas zonas de contacto con la roca de caja y también aportar nueva información sobre la fábrica magnética para así poder determinar los mecanismos de generación de espacio y emplazamiento de este cuerpo intrusivo somero.

- Se concluye a través de la distribución de la fábrica magnética del plutón San Gabriel que posee un origen magmático. Esto se ha logrado concluir debido a que los planos de foliación son paralelos al borde del intrusivo, no presenta desacoplamiento con respecto al resto de los otros dominios litológicos, por lo que se puede inferir que no existen procesos de deformación posteriores que hayan regrabado la fábrica magnética.
- Los mecanismos de emplazamiento del magma que dio origen al reservorio de magma han sido favorecido para su intrusión gracias a la permeabilidad que tenía la roca de caja, pues esta se encontraba deformada y permitió que ocurrieran procesos como el *stopping* magmático en el que comienza a generarse espacio para la formación del reservorio incorporando bloques de la roca de caja al fundido que iba ascendiendo por canales, esto se evidencia por los xenolitos presentes en el nivel medio del intrusivo. También es posible plantear la generación de espacio producto de subsidencia *cauldron*, la que se genera por la subsidencia de la roca de caja hacia los niveles inferiores, esto evidenciado por los contactos rectos de la roca de caja y el intrusivo, y por la estratificación composicional del magma, evidenciado por los distintos dominios litológicos presentes en el plutón San Gabriel.
- La relevancia que existe por la interpretación de los mecanismos de emplazamiento y generación de espacio para un reservorio de magma félsico como es el plutón San Gabriel radica en que existen casos similares, como es el caso propuesto por Burchardt (2009), Burchardt *et al.* (2012) que ocurre en un ambiente extensional, en los que reconocen el mecanismo de *stopping* magmático y subsidencia *cauldron* para el emplazamiento del plutón Slaufudalur en Islandia, pero es gracias a las evidencias que aportan para su interpretación es que se ha logrado contrastar con un ambiente tectónico completamente distinto como es para el PSG, el cual se encuentra en un ambiente de arco contraccional, por lo que se ha logrado concluir que este mecanismo no es exclusivo para un tipo de ambiente tectónico.

## Referencias.

- Aydin, A., Ferré, E. C., & Aslan, Z. (2007). The magnetic susceptibility of granitic rocks as a proxy for geochemical composition: Example from the Saruhan granitoids, NE Turkey. *Tectonophysics*, 441(1–4), 85–95. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.04.009>
- Barazangi, M., & Isacks, B. L. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysical Journal International*, 57(3), 537–555. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1979.tb06778.x>
- Bartley, J. M., Coleman, D. S., & Glazner, A. F. (2006). Incremental pluton emplacement by magmatic crack-seal. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 97(4), 383–396. <https://doi.org/10.1017/S0263593300001528>
- Bateman, R. (1985). PROGRESSIVE CRYSTALLIZATION OF A GRANITOID DIAPIR AND ITS RELATIONSHIP TO STAGES OF EMPLACEMENT. *The Journal of Geology*, 93(6), 645–662. <https://doi.org/10.1086/628993>
- Bouchez, J. L. (1997). Granite is Never Isotropic: An Introduction to AMS Studies of Granitic Rocks (pp. 95–112). [https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5\\_6](https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5_6)
- Boyce, D., Charrier, R., & Farías, M. (2020). The First Andean Compressive Tectonic Phase: Sedimentologic and Structural Analysis of Mid-Cretaceous Deposits in the Coastal Cordillera, Central Chile (32°50'S). *Tectonics*, 39(2). <https://doi.org/10.1029/2019TC005825>
- Brown, M., & Solar, G. S. (1998). Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, 20(9–10), 1365–1393. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00074-1](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00074-1)
- Burchardt, S. (2009). Mechanisms of magma emplacement in the upper crust Geology of the Neuquén Basin, Argentina View project Physics and Dynamics of lower crust and upper mantle View project [Doctoral dissertation]. Georg-August-Universität.
- Burchardt, S., Tanner, D., & Krumbholz, M. (2012). The Slaufudalur pluton, southeast Iceland-An example of shallow magma emplacement by coupled cauldron subsidence and magmatic stoping. *Bulletin of the Geological Society of America*, 124(1–2), 213–227. <https://doi.org/10.1130/B30430.1>
- Burgess, S. D., & Miller, J. S. (2008). Construction, solidification and internal differentiation of a large felsic arc pluton: Cathedral Peak granodiorite, Sierra Nevada Batholith. *Geological Society Special Publication*, 304, 203–233. <https://doi.org/10.1144/SP304.11>
- Butler, R. F. (1992). PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes (Vol. 319). Blackwell Scientific Publications.

- Cahill, T., & Isacks, B. L. (1992). Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: SOLID EARTH*, 97(B12), 17503–17520. <https://doi.org/10.1029/92JB00493>
- Cao, W., Kaus, B. J. P., & Paterson, S. (2016). Intrusion of granitic magma into the continental crust facilitated by magma pulsing and dike-diapir interactions: Numerical simulations. *Tectonics*, 35(6), 1575–1594. <https://doi.org/10.1002/2015TC004076>
- Cao, W., Paterson, S., Saleeby, J., & Zalunardo, S. (2016). Bulk arc strain, crustal thickening, magma emplacement, and mass balances in the Mesozoic Sierra Nevada arc. *Journal of Structural Geology*, 84, 14–30. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.11.002>
- Charrier, R., Farías, M., & Maksaev, V. (2009). EVOLUCIÓN TECTÓNICA, PALEOGEOGRÁFICA Y METALOGÉNICA DURANTE EL CENOZOICO EN LOS ANDES DE CHILE NORTE Y CENTRAL E IMPLICACIONES PARA LAS REGIONES ADYACENTES DE BOLIVIA Y ARGENTINA. In *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (Vol. 65, Issue 1).
- Charrier, R., Héral, G., Pinto, L., García, M., Riquelme, R., Farías, M., & Muñoz, N. (2002). Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: Implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution. In *International Journal of Earth Sciences* (Vol. 102, Issue 1, pp. 235–264). Springer Verlag. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0801-4>
- Charrier, R., Pinto, L., & Pía Rodríguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile (T. Moreno & W. Gibbons, Eds.; *The Geology of Chile*). The geological society. <https://doi.org/10.1144/GOCH.3>
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., & Sagripanti, L. (2014). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37°S (Chile and Western Argentina). *Geological Society Special Publication*, 399, 13–61. <https://doi.org/10.1144/SP399.20>
- Clemens, J. D. (2022). Mingling with minimal mixing: Mafic-silicic magma interactions in the Oamikaub ring complex, Namibia. *Journal of African Earth Sciences*, 193, 104602. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104602>
- Coleman, D. S., Gray, W., & Glazner, A. F. (2004). Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, 32(5), 433–436. <https://doi.org/10.1130/G20220.1>
- Cruden, A. R. (1998). On the emplacement of tabular granites. *Journal of the Geological Society*, 155(5), 853–862. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.5.0853>
- de SAINT BLANQUAT, M., & Tikoff, B. (1997). DEVELOPMENT OF MAGMATIC TO SOLID-STATE FABRICS DURING SYNTECTONIC EMPLACEMENT OF THE MONO CREEK GRANITE, SIERRA NEVADA BATHOLITH. In *Granite: From*

- Segregation of Melt to Emplacement Fabrics, 231–252. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5\\_15](https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5_15)
- de Silva, S. L., & Gregg, P. M. (2014). Thermomechanical feedbacks in magmatic systems: Implications for growth, longevity, and evolution of large caldera-forming magma reservoirs and their supereruptions. In *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 282, pp. 77–91). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.06.001>
- Deckart, K., Godoy, E., Bertens, A., Jerez, D., & Saeed, A. (2010). Barren Miocene granitoids in the Central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf and U-Pb isotope systematics. *Andean Geology*, 37(1), 1–31. <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173914377001www.scielo.cl/andgeol.htm>
- del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., & Martínez, F. (2016). Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, 37, 172–181. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.06.008>
- Dufek, J., & Bachmann, O. (2010). Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology*, 38(8), 687–690. <https://doi.org/10.1130/G30831.1>
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., & Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33° - 35°S). *Tectonics*, 27(1). <https://doi.org/10.1029/2006TC002046>
- Farina, F., Stevens, G., & Villaros, A. (2012). Multi-batch, incremental assembly of a dynamic magma chamber: The case of the Peninsula pluton granite (Cape Granite Suite, South Africa). *Mineralogy and Petrology*, 106(3–4), 193–216. <https://doi.org/10.1007/s00710-012-0224-8>
- Fiedrich, A. M., Bachmann, O., Ulmer, P., Deering, C. D., Kunze, K., & Leuthold, J. (2017). Mineralogical, geochemical, and textural indicators of crystal accumulation in the Adamello Batholith (Northern Italy). *American Mineralogist*, 102(12), 2467–2483. <https://doi.org/10.2138/am-2017-6026>
- Fock, A. (2005). CRONOLOGÍA Y TECTÓNICA DE LA EXHUMACIÓN EN EL NEÓGENO DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL ENTRE LOS 33° Y LOS 34° S. Universidad de Chile.
- Fock, A., Charrier, R., & Farias, M. (2006). Tuffitic deposits in the Magllanes basin View project An integrated study of the Cenozoic evolution of the San Rafael Block, Mendoza, Argentina View project. *Revista de La Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial*, 6, 48–55. Recuperado de <https://www.researchgate.net/publication/284292103>
- Folkes, C. B., De Silva, S. L., Schmitt, A. K., & Cas, R. A. F. (2011). A reconnaissance of U-Pb zircon ages in the Cerro Galán system, NW Argentina: Prolonged magma residence,

- crystal recycling, and crustal assimilation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206(3–4), 136–147. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.06.001>
- Frazer, R. E., Coleman, D. S., & Mills, R. D. (2014). Zircon U-Pb geochronology of the Mount Givens Granodiorite: Implications for the genesis of large volumes of eruptible magma. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 2907–2924. <https://doi.org/10.1002/2013JB010716>
- Galland, O., Cobbold, P. R., de Bremond d’Ars, J., & Hallot, E. (2007). Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: Insights from experimental modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(6). <https://doi.org/10.1029/2006JB004604>
- Garibaldi, N., Tikoff, B., Schaen, A. J., & Singer, B. S. (2018). Interpreting Granitic Fabrics in Terms of Rhyolitic Melt Segregation, Accumulation, and Escape Via Tectonic Filter Pressing in the Huemul Pluton, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(10), 8548–8567. <https://doi.org/10.1029/2018JB016282>
- Giambiagi, L. B., Alvarez, P. P., Godoy, E., & Ramos, V. A. (2003). The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, 369(1–2), 1–19. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00171-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00171-9)
- Giambiagi, L. B., & Ramos, V. A. (2002). Structural evolution of the Andes in a transitional zone between at and normal subduction (33830 0 ±33845 0 S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 101–116. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00008-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00008-1)
- Glazner, A. F., Bartley, J. M., Coleman, D. S., Gray, W., & Taylor, R. Z. (2004). Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today*, 14(4–5), 4–11. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2004\)014<0004:APAOMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2004)014<0004:APAOMO>2.0.CO;2)
- 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. <https://doi.org/10.1029/95GL02797>
- Gutiérrez, F., Payacán, 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. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50164>
- Gutiérrez, F., Payacán, I., Szymanowski, D., Guillong, M., Bachmann, O., & Parada, M. A. (2018). Lateral magma propagation during the emplacement of La Gloria Pluton, central Chile. *Geology*, 46(12), 1051–1054. <https://doi.org/10.1130/G45361.1>

- He, B., Xu, Y. G., & Paterson, S. (2009). Magmatic diapirism of the Fangshan pluton, southwest of Beijing, China. *Journal of Structural Geology*, 31(6), 615–626. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.04.007>
- Hervé, F., Godoy, E., Parada, M. A., Ramos, V., Rapela, C., Mpodozis, C., & Davidson, J. (2011). A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history (pp. 97–113). <https://doi.org/10.1029/gd018p0097>
- Hildreth, W. (1981). Gradients in Silicic Magma Chambers' Implications for Lithospheric Magmatism. In *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH* (Vol. 86).
- Hrouda, F. (1982). MAGNETIC ANISOTROPY OF ROCKS AND ITS APPLICATION IN GEOLOGY AND GEOPHYSICS. *Geophysical Surveys*, 5, 37–82.
- Hutton, D. H. W. (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. <https://doi.org/10.1017/S0263593300014255>
- Hutton, D. H. W. (1992). Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. In *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* (Vol. 83).
- Ishihara, S. (1977). The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *MINING GEOLOGY*, 27(145), 293–305. <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293>
- Ishihara, S., Hashimoto, M., & Machida, M. (2000). Magnetite/ilmenite-series classification and magnetic susceptibility of the mesozoic-cenozoic batholiths in Peru. *Resource Geology*, 50(2), 123–129. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2000.tb00062.x>
- Karakas, O., Degruyter, W., Bachmann, O., & Dufek, J. (2017). Lifetime and size of shallow magma bodies controlled by crustal-scale magmatism. *Nature Geoscience*, 10(6), 446–450. <https://doi.org/10.1038/ngeo2959>
- Kavanagh, J. L. (2018). Mechanisms of magma transport in the upper crust-dyking. In *Volcanic and Igneous Plumbing Systems: Understanding Magma Transport, Storage, and Evolution in the Earth's Crust* (pp. 55–88). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809749-6.00003-0>
- Kletetschka, G., & Kontny, A. (2005). IDENTIFICATION OF MAGNETIC MINERALS BY SCANNING ELECTRON MICROSCOPE AND APPLICATION OF FERROFLUID.
- Kühn, D., & Dahm, T. (2004). Simulation of magma ascent by dykes in the mantle beneath mid-ocean ridges. *Journal of Geodynamics*, 38(2), 147–159. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2004.06.002>
- Mahood, G. A., & Cornejo, P. C. (1992). Evidence for ascent of differentiated liquids in a silicic magma chamber found in a granitic pluton. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83(1–2), 63–69. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007756>

- Mardones, V. (2019). EVOLUCIÓN TECTÓNICA MESO-CENOZOICA DE LA CORDILLERA PRINCIPAL DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL, 33°30'S-34°S. Universidad de Chile.
- Mardones, V., Peña, M., Pairoa, S., Ammirati, J. B., & Leisen, M. (2021). Architecture, Kinematics, and Tectonic Evolution of the Principal Cordillera of the Andes in Central Chile (~33.5°S): Insights From Detrital Zircon U-Pb Geochronology and Seismotectonics Implications. *Tectonics*, 40(7). <https://doi.org/10.1029/2020TC006499>
- MARSH, B. D. (1982). On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. *American Journal of Science*, 282, 808–855.
- Martín-Hernández, F., Lüneburg, C. M., Aubourg, C., & Jackson, M. (2004). Magnetic fabric: Methods and applications - An introduction. *Geological Society Special Publication*, 238, 1–7. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.01>
- McCarthy, W., Petronis, M. S., Reavy, R. J., & Stevenson, C. T. (2014). Distinguishing diapirs from inflated plutons: An integrated rock magnetic fabric and structural study on the Roundstone Pluton, western Ireland. *Journal of the Geological Society*, 172(5), 550–565. <https://doi.org/10.1144/jgs2014-067>
- Miller, C. F., Furbish, D. J., Walker, B. A., Claiborne, L. L., Koteas, G. C., Bleick, H. A., & Miller, J. S. (2011). Growth of plutons by incremental emplacement of sheets in crystal-rich host: Evidence from Miocene intrusions of the Colorado River region, Nevada, USA. *Tectonophysics*, 500(1–4), 65–77. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.011>
- Miller, R. B., & Paterson, S. R. (1999). In defense of magmatic diapirs. *Journal of Structural Geology*, 21(8–9), 1161–1173. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00033-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00033-4)
- Muñoz, M., Farías, M., Charrier, R., Fanning, C. M., Polvé, M., & Deckart, K. (2013). Isotopic shifts in the cenozoic andean arc of central chile: Records of an evolving basement throughout cordilleran arc mountain building. *Geology*, 41(8), 931–934. <https://doi.org/10.1130/G34178.1>
- Myers, J. S. (1975). Cauldron Subsidence and Fluidization: Mechanisms of Intrusion of the Coastal Batholith of Peru into Its Own Volcanic Ejecta. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1209–1220.
- Olov Nyström, J., Vergara, M., Morata, D., & Levi, B. (2003). Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45'S). In *GSA Bulletin* (Issue 12).
- Paterson, S. R. (2009). Magmatic tubes, pipes, troughs, diapirs, and plumes: Late-stage convective instabilities resulting in compositional diversity and permeable networks in crystal-rich magmas of the Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Geosphere*, 5(6), 496–527. <https://doi.org/10.1130/GES00214.1>

- Paterson, S. R., & Farris, D. W. (2006). Downward host rock transport and the formation of rim monoclines during the emplacement of Cordilleran batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 97(4), 397–413. <https://doi.org/10.1017/S026359330000153X>
- Paterson, S. R., Kenneth Fowler Jr, T., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Semele Yuan, E., & Miller, R. B. (1998). Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44, 53–82.
- Paterson, S. R., Memeti, V., Pignotta, G., Erdmann, S., Žák, J., Chambers, J., & Ianno, A. (2012). Formation and transfer of stoped blocks into magma chambers: The high-temperature interplay between focused porous flow, cracking, channel flow, host-rock anisotropy, and regional deformation. *Geosphere*, 8(2), 443–469. <https://doi.org/10.1130/GES00680.1>
- Paterson, S. R., & Vernon, R. H. (1995). Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America Bulletin*, 107(11), 1356–1380.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., & Tobisch, O. T. (1989). A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 1(3), 349–363. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90074-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90074-6)
- Payacán, I. (2014). *ESTRUCTURA INTERNA Y DINÁMICA DE ENFRIAMIENTO DEL PLUTÓN LA GLORIA, CHILE CENTRAL: UN ENFOQUE A PARTIR DE ESTUDIOS MAGNÉTICOS, PETROGRÁFICOS Y MODELACIÓN NUMÉRICA*. Universidad de Chile.
- Payacán, I. (2021). Emplazamiento y evolución composicional de reservorios de magma someros en arcos contraccionales: El caso del plutón San Gabriel en los Andes de Chile central (33.8°S). Universidad de Chile.
- Payacán, I., Gutiérrez, F., Bachmann, O., & Parada, M. Á. (2023). Differentiation of an upper crustal magma reservoir via crystal-melt separation recorded in the San Gabriel pluton, central Chile. *Geosphere*, 19(2), 348–369. <https://doi.org/10.1130/ges02535.1>
- Payacán, I., Gutiérrez, F., Gelman, S. E., Bachmann, O., & Parada, M. Á. (2014). Comparing magnetic and magmatic fabrics to constrain the magma flow record in La Gloria pluton, central Chile. *Journal of Structural Geology*, 69, 32–46. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.09.015>
- Pennacchioni, G., & Zucchi, E. (2013). High temperature fracturing and ductile deformation during cooling of a pluton: The Lake Edison granodiorite (Sierra Nevada batholith, California). *Journal of Structural Geology*, 50, 54–81. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.06.001>

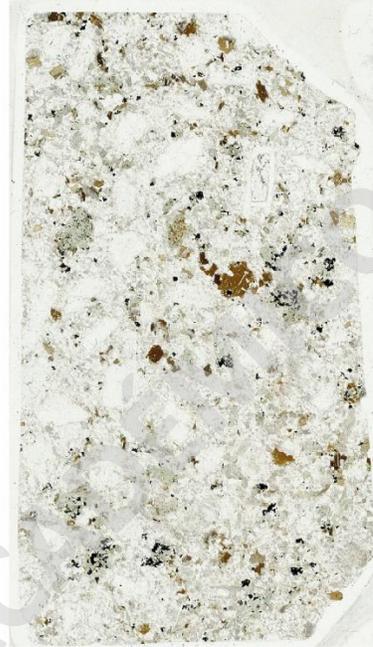
- Petford, N. (1996). Dykes or diapirs? *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87(1–2), 105–114. <https://doi.org/10.1017/s0263593300006520>
- Petford, N., Lister, J. R., & Kerr, R. C. (1994). The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos*, 32(1–2), 161–168. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(94\)90028-0](https://doi.org/10.1016/0024-4937(94)90028-0)
- Rochette, P., Jackson, M., & Aubourg, C. (1992). ROCK MAGNETISM AND THE INTERPRETATION OF AN ISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY. *Reviews of Geophysics*, 30(3), 209–226. <https://doi.org/10.1029/92RG00733>
- Singer, B. S., Myers, J. D., Linneman, S. R., & Angevine, C. L. (1989). THE THERMAL HISTORY OF ASCENDING MAGMA DIAPIRS AND THE THERMAL AND PHYSICAL EVOLUTION OF MAGMATIC CONDUITS. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37(3–4), 273–289. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(89\)90084-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(89)90084-X)
- Vargas J. (2020). Implicancias del estilo de deformación de las rocas estratificadas Cenozoicas en el emplazamiento del intrusivo Mioceno plurón San Gabriel, Cajón del Maipo, Región Metropolitana, Chile. Universidad Mayor.
- Vigneresse, J. L. (1995). Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, 249(3–4), 187–202. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00005-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00005-8)
- Vigneresse, J. L., & Clemens, J. D. (2000). Granitic magma ascent and emplacement: neither diapirism nor neutral buoyancy. Geological Society, London, Special Publications, 174(1), 1–19. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.174.01.01>
- Weinberg, R. F., & Podladchikov, Y. (1994). Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle. *Journal of Geophysical Research*, 99(B5), 9543–9559. <https://doi.org/10.1029/93JB03461>
- Yoshinobu, A. S., Fowler, T. K., Paterson, S. R., Llambias, E., Tickyj, H., & Sato, A. M. (2003). A view from the roof: magmatic stoping in the shallow crust, Chita pluton, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 25(7), 1037–1048. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00149-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00149-9)

## Anexos

### 5.3. Anexo A. Escáner de secciones transparentes para el análisis de mineralogía magnética (Nicoles paralelo).



SG0101



SG0901A

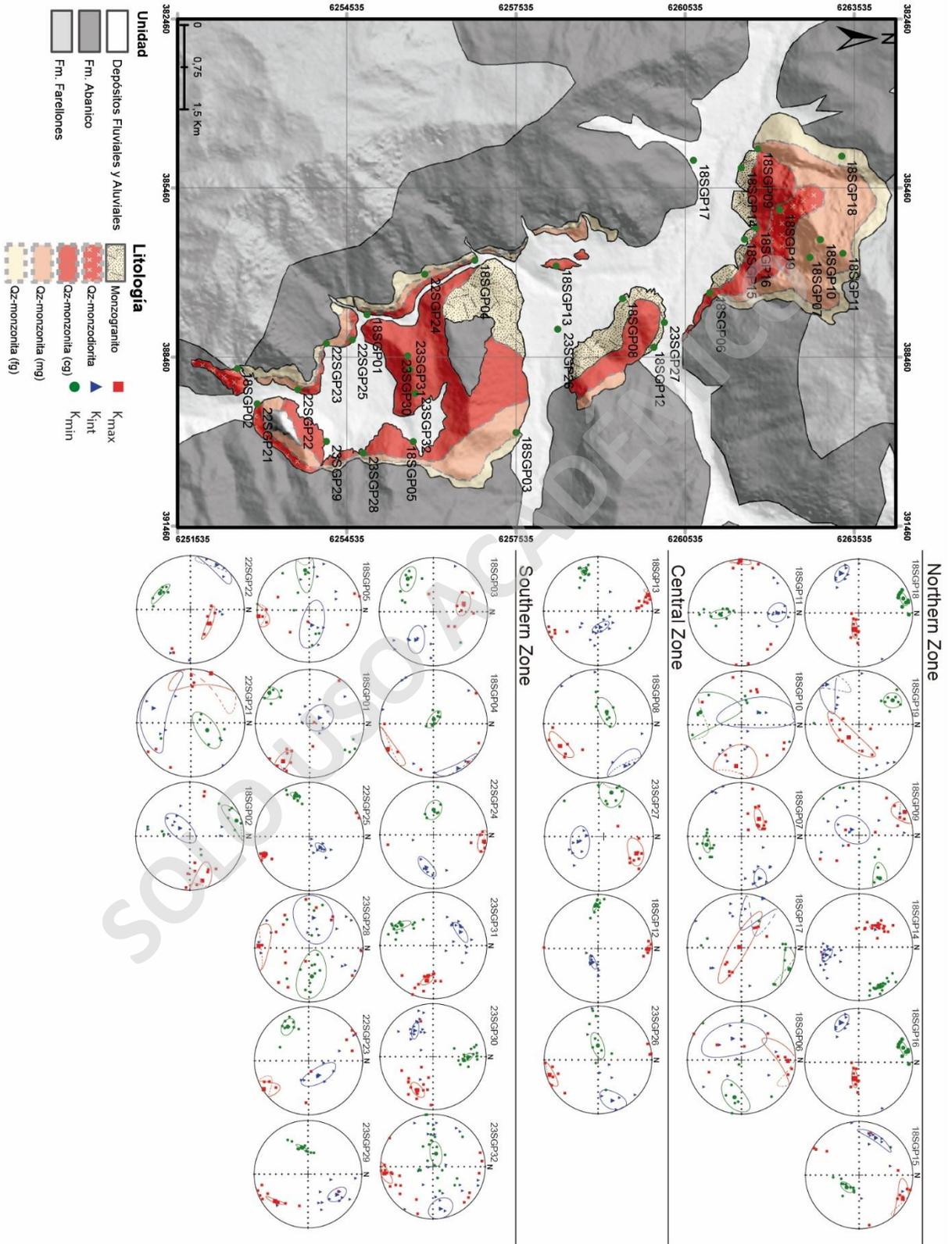


SG2307



SG2401

## 5.4. Anexo B. Fábrica Magnética.



## 5.5. Anexo C. Parámetros escalares de la fábrica magnética.

Tabla B.1: Resultados de los parámetros escalares de la fábrica magnética del plutón San Gabriel, dado por el análisis de AMS.

DATA OF THE SITE					
<i>Site</i>	<i>N</i>	<i>E</i>	<i>Altitude m.s.n.m</i>	<i># Samples</i>	<i>Lithology</i>
1	6254890	387709	1,438	10	Qz-Monzodiorite
2	6252589	388662	1,773	10	Qz-Monzodiorite
3	6257534	389799	1,518	9	Qz-Monzonite
4	6256796	386742	1,388	7	Qz-Monzonite
5	6255713	389960	1,785	9	Qz-Monzonite
6	6260974	387315	1,390	9	Qz-Monzonite
7	6262747	386691	2,322	13	Qz-Monzonite
8	6259419	387421	1,407	7	Monzogranite
9	6261816	384762	1,295	10	Qz-Monzonite
10	6262932	386373	2,523	9	Qz-Monzonite
11	6263330	386617	2,728	11	Qz-Monzonite
12	6259978	388285	1,378	10	Monzogranite
13	6258241	386843	1,446	14	Qz-Monzonite
14	6261526	385099	1,272	18	Monzogranite
15	6261588	386367	1,419	11	Monzogranite
16	6261775	386164	1,463	13	Monzogranite
17	6260682	384967	1,366	9	Qz-Monzonite
18	6263304	384894	1,878	9	Qz-Monzonite
19	6262205	385850	1,801	9	Qz-Monzodiorite
21	6252942	389291	1,479	6	Qz-Monzodiorite
22	6253661	389035	1,465	7	Qz-Monzonite
23	6254165	388216	1,587	9	Qz-Monzonite
24	6255920	386991	1,457	7	Qz-Monzonite
25	6254629	388153	1,436	10	Qz-Monzonite
26	6258275	387965	1,322	9	Monzogranite
27	6260157	387845	1,388	9	Monzogranite
28	6254822	390162	1,793	15	Qz-Monzonite
29	6254166	389958	1,679	12	Qz-Monzonite
30	6255613	388439	1,693	17	Qz-Monzonite
31	6255658	388680	1,693	15	Qz-Monzonite
32	6255749	389104	1,681	21	Qz-Monzonite

Continuación Tabla B.1

SUSCEPTIBILITY (SI 10 <sup>-3</sup> )		NORMALIZED SUSCEPTIBILITY					
<i>Mean K</i>	<i>Std. Dev. K</i>	<i>K1</i>	<i>K1 95%</i>	<i>K2</i>	<i>K2 95%</i>	<i>K3</i>	<i>K3 95%</i>
0.033	0.003	1.013	0.006	1.002	0.004	0.985	0.005
0.070	0.015	1.025	0.012	1.005	0.017	0.970	0.025
0.042	0.007	1.020	0.009	1.001	0.008	0.979	0.012
0.031	0.002	1.017	0.004	2.012	0.005	0.971	0.006
0.035	0.013	1.011	0.009	0.997	0.007	0.992	0.010
0.031	0.007	1.018	0.016	1.003	0.013	0.980	0.015
0.035	0.002	1.017	0.005	1.003	0.004	0.980	0.005
0.031	0.005	1.032	0.007	0.998	0.007	0.970	0.009
0.050	0.004	1.012	0.006	1.003	0.007	0.986	0.007
0.038	0.005	1.005	0.003	0.999	0.008	0.996	0.009
0.057	0.005	1.025	0.007	1.001	0.008	0.974	0.004
0.048	0.004	1.042	0.008	1.002	0.006	0.956	0.007
0.037	0.005	1.020	0.008	1.002	0.004	0.978	0.008
0.045	0.002	1.018	0.005	1.006	0.006	0.976	0.006
0.032	0.003	1.026	0.011	1.012	0.012	0.962	0.014
0.037	0.005	1.034	0.010	1.017	0.008	0.949	0.010
0.046	0.002	1.013	0.004	1.004	0.003	0.984	0.005
0.056	0.005	1.027	0.006	1.007	0.008	0.966	0.008
0.096	0.017	1.027	0.013	1.015	0.011	0.958	0.022
0.069	0.015	1.021	0.009	1.002	0.007	0.977	0.011
0.048	0.003	1.026	0.007	1.012	0.008	0.962	0.003
0.046	0.005	1.016	0.004	1.010	0.004	0.975	0.006
0.037	0.008	1.018	0.004	1.001	0.005	0.981	0.006
0.037	0.002	1.035	0.004	1.005	0.005	0.960	0.006
0.037	0.002	1.029	0.005	0.991	0.007	0.979	0.009
0.041	0.003	1.031	0.014	0.994	0.006	0.974	0.013
0.035	0.004	1.000	0.005	1.000	0.005	0.995	0.006
0.046	0.006	1.020	0.005	1.010	0.005	0.971	0.003
0.040	0.003	1.010	0.002	1.000	0.003	0.989	0.002
0.046	0.002	1.010	0.003	1.000	0.002	0.986	0.003
0.038	0.003	1.010	0.003	0.999	0.003	0.995	0.001

Continuación Tabla B.1

ANISOTROPY DEGREE		LINEATION		FOLIATION		JELINEK	
<i>Mean P</i>	<i>Std. Dev. P</i>	<i>Mean L</i>	<i>Std. Dev. L</i>	<i>Mean F</i>	<i>Std. Dev. F</i>	<i>Mean T</i>	<i>Std. Dev. T</i>
1.029	0.0077	1.011	0.007	1.018	0.006	0.24	0.262
1.056	0.0284	1.019	0.020	1.036	0.031	0.30	0.494
1.042	0.0155	1.019	0.012	1.023	0.015	0.11	0.361
1.048	0.0070	1.005	0.005	1.042	0.006	0.78	0.142
1.020	0.0137	1.014	0.011	1.006	0.012	0.43	0.680
1.039	0.0223	1.015	0.021	1.023	0.021	0.21	0.562
1.037	0.0070	1.014	0.006	1.023	0.006	0.23	0.187
1.064	0.012	1.033	0.009	1.029	0.012	0.06	0.177
1.026	0.0090	1.009	0.010	1.017	0.010	0.29	0.343
1.010	0.010	1.007	0.009	1.003	0.012	0.40	0.979
1.052	0.0084	1.024	0.011	1.027	0.009	0.06	0.158
1.090	0.0103	1.040	0.010	1.048	0.010	0.09	0.110
1.044	0.0114	1.019	0.009	1.025	0.009	0.14	0.253
1.043	0.0084	1.012	0.008	1.031	0.009	0.43	0.190
1.067	0.0180	1.013	0.016	1.053	0.019	0.59	0.261
1.089	0.0139	1.016	0.012	1.072	0.013	0.62	0.149
1.030	0.0066	1.009	0.005	1.021	0.006	0.40	0.216
1.063	0.0105	1.020	0.010	1.042	0.011	0.35	0.162
1.071	0.0266	1.012	0.017	1.059	0.025	0.67	0.362
1.044	0.0139	1.018	0.011	1.025	0.013	0.15	0.308
1.066	0.0075	1.013	0.010	1.052	0.008	0.58	0.110
1.042	0.0074	1.006	0.006	1.036	0.007	0.73	0.172
1.038	0.0077	1.017	0.006	1.021	0.008	0.09	0.199
1.077	0.0075	1.030	0.006	1.046	0.008	0.22	0.094
1.053	0.0109	1.038	0.008	1.012	0.012	-0.51	0.200
1.058	0.0192	1.037	0.015	1.020	0.015	-0.29	0.323
1.009	0.0078	1.005	0.007	1.004	0.008	-0.10	0.866
1.051	0.0058	1.013	0.007	1.038	0.006	0.49	0.111
1.020	0.0028	1.007	0.004	1.013	0.004	0.27	0.140
1.027	0.0043	1.012	0.004	1.014	0.004	0.07	0.155
1.010	0.0031	1.006	0.004	1.004	0.003	-0.18	0.312

Continuación Tabla B.1

ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY TENSOR						
<i>DK1</i>	<i>DK1 95%</i>	<i>IK1</i>	<i>IK1 95%</i>	<i>DK2</i>	<i>DK2 95%</i>	<i>IK2</i>
125.2	22.3	16.2	7.1	330.5	22.4	72.2
74.5	31.2	15.5	10.9	39.3	29.9	-71.3
345.2	18.0	41.6	10.5	301.1	22.8	-39.0
330.9	26.5	-3.9	14.1	240.6	26.3	-5.6
353.1	22.0	-2.3	11.8	78.0	39.6	65.8
1.2	48.9	15.3	12.4	248.1	48.9	55.0
315.1	16.5	52.1	6.4	245.9	17.4	-15.5
149.6	21.7	20.5	10.6	56.6	24.7	8.0
332.9	23.2	5.5	12.0	219.3	28.3	76.4
277.3	37.3	-25.3	26.2	324.5	65.0	57.3
88.7	13.0	-2.0	6.7	0.0	17.0	33.2
0.6	5.4	7.9	3.5	110.7	11.4	68.1
342.1	13.7	3.6	3.3	80.2	13.9	65.6
331.9	12.3	46.4	3.0	166.4	12.0	38.1
28.5	26.6	8.3	9.8	294.6	26.4	25.0
352.4	20.6	53.8	5.6	230.9	20.6	21.0
199.3	65.4	86.4	12.7	114.1	65.5	-0.3
103.8	14.2	64.4	4.4	66.5	14.6	-20.9
128.6	48.9	64.9	11.6	51.6	48.6	-6.0
112.2	59.5	-0.9	20.1	21.7	59.9	-27.2
36.1	25.8	53.7	4.5	300.9	27.6	3.9
327.5	29.0	-2.2	9.6	233.3	28.7	-62.8
7.4	13.1	5.8	11.3	282.0	18.8	-38.2
337.1	6.8	-9.6	3.0	224.4	9.5	-66.3
342.8	16.0	-6.5	8.6	250.3	23.5	-20.7
24.3	21.7	25.4	11.4	165.7	23.7	58.7
2.2	28.6	-7.8	18.7	279.5	40.7	43.0
320.7	14.5	-22.0	2.5	215.0	14.6	-33.9
115.0	13.0	31.1	7.6	55.5	13.1	-40.0
100.4	10.6	33.5	5.0	153.8	16.6	-41.9
352.0	16.4	-7.9	7.2	79.2	19.8	19.2

Continuación Tabla B.1

ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY TENSOR				
<i>I K2 95%</i>	<i>D K3</i>	<i>D K3 95%</i>	<i>I K3</i>	<i>I K3 95%</i>
17.9	217.3	18.3	7.2	7.6
13.9	341.6	25.9	10.3	10.7
11.5	232.1	19.3	23.9	11.3
8.8	275.1	15.6	83.2	6.7
17.8	84.2	38.4	-24.1	11.6
25.4	100.5	29.6	30.6	14.3
7.8	166.5	11.0	33.6	6.1
19.6	306.4	23.6	67.9	11.0
19.6	64.1	27.2	12.3	8.9
22.9	17.1	64.0	-21.3	26.5
12.5	175.7	16.9	56.7	6.3
4.0	87.6	11.2	-20.3	2.6
6.3	70.5	6.8	-24.1	3.5
5.3	61.7	6.0	17.9	3.8
5.7	135.5	10.7	63.5	5.7
8.6	129.1	9.1	28.1	4.9
17.8	24.1	27.5	3.6	11.1
8.1	342.0	9.6	14.2	5.9
45148.0	324.3	15.4	24.3	10.2
23.3	23.9	32.4	62.7	14.7
12.2	208.1	17.8	36.0	5.7
11.7	238.6	13.4	27.1	8.9
8.1	270.2	16.2	51.2	11.0
4.7	250.9	8.8	21.4	3.2
11.7	269.4	21.1	68.2	8.6
14.9	105.9	25.4	-17.0	15.2
27.6	84.1	40.7	46.0	19.8
9.5	257.1	9.9	47.8	2.0
5.2	0.6	8.6	34.4	4.4
7.0	32.8	14.8	-29.9	4.9
15.1	103.5	19.5	-69.1	9.0

## 5.6. Anexo D. Resumen participación Congreso Geológico Chileno



### GENERACIÓN DE ESPACIO Y ZONACIÓN REOLÓGICA DE UN RESERVORIO DE MAGMA FÉLSICO: INFERENCIAS A PARTIR DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA DEL PLUTÓN SAN GABRIEL (33.5°S)

Presentaciones Orales

AT 1: INVESTIGACIÓN BÁSICA EN GEOCIENCIAS , AT1-16: Estudios de fábricas aplicados al entendimiento de procesos ígneos, metamórficos y sedimentarios en los Andes / Fabrics studies applied to the understanding of igneous, metamorphic and sedimentary processes in the Andes

**Jorge Godoy Cepeda**<sup>1</sup>, Italo Payacán Payacán<sup>1</sup>, Joaquín Vargas<sup>1</sup>.

(1) Universidad Mayor, Geología, Ciencias, Ingeniería y Tecnología, Manuel Montt 367, Santiago, Chile.

jorge.godoyc@mayor.cl

El estudio de cuerpos plutónicos emplazados en la corteza superior ofrece la oportunidad de comprender los procesos imperantes dentro de los reservorios magmáticos. El paradigma de reservorios de magma zonados composicional y reológicamente, con zonas de magma móvil pobre en cristales y zonas de magma rígido, conlleva una evolución fluidodinámica compleja marcada por la interacción entre nuevas inyecciones de magma, desarrollo de celdas convectivas y retrabajo de magmas cristalizados en etapas tempranas. El estudio de las fábricas magmáticas permite reconocer la deformación que tiene lugar en las cámaras de magma, utilizando herramientas tales como la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS). La comparación de los patrones de fábrica internos de los intrusivos con los patrones de fábrica registrados en la roca hospedante ha permitido establecer la interacción entre la dinámica del magma y la deformación tectónica durante la evolución de los reservorios magmáticos para comprender, por ejemplo, los mecanismos de generación de espacio.

En la presente contribución se muestran los resultados de los análisis de la fábrica magnética obtenidos mediante AMS en el plutón San Gabriel (PSG): un intrusivo Mioceno emplazado en la corteza superior, con 40 km<sup>2</sup> de exposición areal y 800 m de altura máxima y ubicado en la Cordillera Principal de Chile central (~33.5°S).

Estudios previos muestran que este se compone por distintos dominios: (1) un dominio principal, zonado concéntricamente, compuesto por cuarzo-monzonitas a cuarzo-monozodioritas; (2) un dominio basal de monzogranitos inequigranulares y (3) un dominio medio de cuarzo-dioritas de grano grueso. Esta zonación composicional se ha interpretado como consecuencia de procesos de diferenciación mediante segregación de fundidos residuales silíceos (monzogranitos) desde un mush cristalino (cuarzo-monzonitas), dejando algunos residuos ricos en cristales (cuarzo-dioritas). Este proceso ocurrió en el nivel de emplazamiento, y dio lugar a un reservorio de magma zonado reológicamente. Entonces, en este estudio se explora el registro de las variaciones reológicas dentro del reservorio de magma que dio lugar al PSG y su relación con las estructuras de la roca de caja.

Se analizaron 25 sitios distribuidos a lo largo y ancho del plutón. En general, las rocas del PSG tienen susceptibilidad magnética promedio en un rango de [0.031-0.096 SI], lo que sugiere que las propiedades magnéticas están controladas por titanomagnetita (tal como indican análisis de óxidos de Fe en SEM-EDS). En general, los tensores de anisotropía presentan geometrías típicamente oblatas con un rango de valores de foliación (F) entre [1.003-1.072] y de anisotropía (Pj) entre [1.026-1.090]. Las fábricas presentes en el PSG presentan foliaciones que son principalmente verticales en el límite occidental, oriental y sur del plutón con tendencias de rumbo hacia el NW, consistentes con la orientación del intrusivo. En cambio, en el límite norte los planos de foliación muestran rumbos NE, con manteos inclinados hacia el N, describiendo un patrón concéntrico siguiendo los bordes del plutón. Por otro lado, algunos sitios provenientes del dominio monzogranítico, ubicados en la base del PSG, muestran foliaciones horizontales, difiriendo de la fábrica del dominio cuarzomonzonítico.

A partir de los valores relativamente bajos de anisotropía y la ausencia de microestructuras de deformación de estado sólido, nosotros interpretamos que la fábrica magnética del PSG fue adquirida en un estado parcialmente fundido (magmático) producto de flujos convectivos propios de la dinámica interna del reservorio. Además, el dominio monzogranítico habría sido un nivel de magma pobre en cristales con alta capacidad convectiva, el cual intruyó el magma altamente cristalino del dominio cuarzo-monzonítico, cuyo contacto representó una zona de contraste reológico entre magmas. Por otro lado, al comparar la fábrica magnética del PSG con la fábrica magnética de la roca de caja en sus cercanías, se aprecia que la fábrica del plutón está desacoplada con la estructura de la roca de caja. La foliación magnética de la roca de caja es subparalela a la estratificación, la cual está dispuesta perpendicular al contacto con el PSG y su foliación magnética. Este desacople sugiere que el magma se habría hecho espacio desplazando la roca de caja hacia abajo, probablemente con un comportamiento frágil. Si bien, existe evidencia de deformación dúctil en zonas estrechas concentradas en el techo, y siempre es

superpuesta por deformación frágil. Nosotros proponemos que el desplazamiento podría haber sido producto de mecanismos de stoping (tal como sugieren los numerosos xenolitos preservados en los bordes del plutón) o mediante subsidencia del piso del intrusivo.

**Keywords**

(1) Cámara magmática, (2) Fábrica, (3) Mush, (4) Strain, (5) Plutón San Gabriel.

SOLO USO ACADÉMICO