



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

**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)**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN CIENCIAS
MENCIÓN GEOLOGÍA**

ITALO JOAQUÍN PAYACÁN PAYACÁN

PROFESOR GUÍA:
DR. MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DRA. KATJA DECKART
DRA. MARCIA ALEJANDRA MUÑOZ GÓMEZ
DR. FERNANDO POBLETE GÓMEZ

SANTIAGO DE CHILE
2021

RESUMEN TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE: Doctor en Ciencias, mención Geología
POR: Italo Joaquín Payacán Payacán
FECHA: 07/10/2021
PROFESOR GUÍA: Dr. Miguel Ángel Parada Reyes

**EMPLAZAMIENTO Y EVOLUCIÓN COMPOSICIONAL DE RESERVORIOS DE
MAGMA SOMEROS EN ARCOS CONTRACCIONALES: EL CASO DEL PLUTÓN
SAN GABRIEL EN LOS ANDES DE CHILE CENTRAL.**

El transporte de magma a través de la corteza y el rol de los reservorios emplazados en los niveles superiores es fundamental para comprender el transporte de calor desde las zonas profundas y la diferenciación composicional de la corteza. En dicho contexto, esta investigación presenta el estudio del caso del plutón San Gabriel (PSG). Este corresponde a un cuerpo intrusivo mioceno (12-13 Ma) de composición intermedia a ácida, emplazado en los niveles superiores de la corteza, el cual intruye sucesiones principalmente volcánicas del Oligoceno-Mioceno afectadas por deformación contraccional durante la inversión tectónica de una cuenca de intraarco en Chile central.

Esta investigación propone un modelo evolutivo del PSG, desde la construcción inicial de espacio hasta los procesos de diversificación composicional tardíos. Aquí se presentan una serie de datos inéditos que combinan observaciones de terreno, análisis petrográficos, geoquímica de roca total, modelación geoquímica, geocronología U-Pb en circón y datos estructurales tomados en enclaves máficos. Los resultados muestran que el PSG es un intrusivo compuesto por tres dominios magmáticos con contactos abruptos, dados por un Dominio Principal que compone el grueso del plutón (qz-monzodiorita; 55-65 wt.% SiO₂), un Dominio Medio correspondiente a la zona más máfica con textura de cumulado en plagioclasa (qz-diorita; <55 wt. % SiO₂), y un Dominio Basal (monzogranito; >65 wt.% SiO₂).

La aureola mecánica del PSG es estrecha y en ella la estratificación de la roca de caja se preserva y se dispone de manera oblicua a los bordes laterales del intrusivo. Esto, sumado a las evidencias de deformación frágil de la roca de caja y la presencia de xenolitos, sugiere que el plutón se emplazó transportando la roca de caja hacia debajo de manera frágil, probablemente mediante *stoping*. Durante este proceso, el magma no habría desplazado la roca hacia arriba de manera importante ni habría acomodado la deformación mediante acortamiento lateral. La deformación registrada por los enclaves máficos sugiere que el magma inicial debió tener una alta capacidad convectiva durante el emplazamiento, debido a una cristalinidad <40% necesaria para la preservación de estos.

Los análisis geoquímicos y la simulación de la distribución de elementos mayores y trazas en las fases sólida y fundida durante la cristalización de un magma sugieren que el PSG sufrió procesos de diversificación composicional mediante la removilización de fundidos residuales silícicos en el interior del reservorio. El Dominio Basal representaría una zona de acumulación de dichos fundidos, pobres en cristales, con capacidad de fluir y retrabajar las unidades previamente cristalizadas. Todo el proceso habría tenido una duración de 0.76 a 1.56 Ma según dataciones U-Pb, sin mostrar mayor diferencia entre los dominios definidos. La tasa de construcción inferida para el plutón es del orden de 10⁻⁵ km³/a, la que es hasta dos órdenes de magnitud menor que las tasas propuestas para acumular magma móvil mediante múltiples inyecciones. Sin embargo, se plantea que los procesos de diversificación composicional en el nivel de emplazamiento deben ser considerados al calcular las tasas de inyección necesarias para la acumulación de magma convectivo en la corteza superior.

Una comparación con lo observado en otros cuerpos plutónicos, asociados al mismo cinturón y edad (9-13 Ma) que el PSG, indica que este mecanismo de emplazamiento y construcción de espacio es común para todo el arco. La discordancia estratigráfica presente en la roca de caja, la cual coincide con el techo de los intrusivos, habría operado como una barrera reológica que favoreció el estancamiento del magma, inhibiendo la integración y removilización de bloques de roca de caja, frenando su ascenso. El comportamiento frágil de la roca de caja y la aureola mecánica estrecha de estos intrusivos indican que este cinturón representa un arco magmático con una vida poco sostenida en el tiempo, impidiendo la madurez termal de la corteza. En estos niveles de la corteza, la transferencia hacia abajo de roca de caja sería un mecanismo que contribuye de manera importante al engrosamiento cortical y debe ser considerado en los balances de masa de la construcción de orógenos asociados a arcos contraccionales.

Buscar patrones y echar a volar la
imaginación. De eso se trata.

AGRADECIMIENTOS.

FINANCIAMIENTO: Esta investigación de doctorado se llevó a cabo gracias a la Beca de Doctorado Nacional otorgada por CONICYT (N° 21151102) y el proyecto de Apoyo a la Formación de Redes Internacionales entre Centros de Investigación (REDES150063 - PCI CONICYT), con el apoyo del Centro de Investigación en Chile en Tecnología Aplicada a la Minería (AMTC - PIA CONICYT), la Línea de Fuentes de Calor del Centro de Excelencia de Geotermia de Los Andes (CEGA - FONDAP) y el Instituto de Geoquímica y Petrología del ETH Zürich en colaboración con el Prof. Olivier Bachmann. Parte de esta investigación también fue financiada por el proyecto FDP PEP I-2019071, de la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad Mayor.

AGRADECIMIENTOS: Durante el tránsito universitario he logrado establecer relaciones académicas y de amistad que enriquecieron mi formación. Sin duda, no sería la misma persona de no ser por ellas.

En primer lugar, quiero agradecer a los integrantes de la comisión evaluadora y, en particular, al estimado prof. Miguel Ángel Parada, quien ofreció su apoyo y oído, entregando consejos sabios para el desarrollo académico. A los profesores Fernando, Katja y Marcia, cuyos comentarios fueron fundamentales para la mejora de esta tesis y mi crecimiento como investigador desde edades tempranas. También quiero agradecer a Maritza, quien siempre estuvo dispuesta a resolver cualquier inconveniente. Sin su trabajo, el programa no sería el mismo. También quiero agradecer a Julio y, en especial, a Roberto, quienes siempre estuvieron dispuestos a apoyar el proceso de preparación de muestras. Gran labor, a veces desapercibida.

Sin duda cualquier agradecimiento sería poco para Francisco Gutiérrez, quien siempre supo instar a aplicar el rigor científico, sin perder de vista la fuente primera del conocimiento geológico: el terreno. Si este proyecto tuvo forma y ambición desde un principio, siendo canalizado con el paso del tiempo, fue gracias a su guía y amistad.

Tampoco puedo dejar de agradecer a Olivier Bachmann, quien siempre brindó el apoyo a esta investigación y me dio la posibilidad de generar redes internacionales, enriqueciendo esta investigación y mi desarrollo personal. Junto a él se encuentra el equipo “suizo”: Marcel Guillong, Alina, Jakub, Claudia; quienes facilitaron mi estadía en Zürich y guiaron en la ejecución de los análisis de laboratorio.

Por otro lado, también debo agradecer al equipo “suizo-italiano”, quienes siempre se preocuparon de ofrecer su hospitalidad y las bondades de su cultura. De manera especial, debo agradecer al espíritu de familia entregado por Parmigiani y su familia, y también Vanni (il bravo). Su alegría fue un gran apoyo y contención en medio de la confusión del ingrato choque cultural. Gracias a ellos me sentí en casa. También debo agradecer al equipo “suizo-latino”, quienes brindaron el refugio ante la estructura helvética. Elinka, Alejo, LuzMa, Thamy y Graciela hicieron aún más amena esa estadía y las noches de sábado. Los Fridaybeer tomaban vida con su alegría e improvisación.

Equipo de la Escuela de Geología de la Universidad Mayor por la oportunidad de integrarme al equipo y el apoyo para seguir desarrollando esta investigación. Estudiantes memoristas: Benjamín y Joaquín, cuyo trabajo fue fundamental para madurar algunas de las ideas aquí desarrolladas.

A cada miembro del RAP, honorable grupo que gracias a sus tertulias me permitió crecer en términos académicos y otras vicisitudes de la vida. Por hacer más amena la vida universitaria, RAP hasta la muerte. Grandes PGM, SH, MP, SB, JFR, JA, IG. De algún modo pudimos empujarnos a ir más allá. Con especial aprecio agradezco a Pablo por siempre estar abierto a conversar sobre petrología, como buen FROG.

Las amistades de siempre, en sus ir y venir, jugaron un rol importante en el doctorado y todo el proceso universitario. Mi más grande aprecio, gratitud y cariño a cada por la paciencia y espera a cada uno. De manera especial agradezco a Lautaro, por siempre tener la visión un paso más adelante, con consejos certeros y aprecio por mi labor entendiendo la Tierra y sus patrones. Rodrigo también fue fundamental en el desarrollo de las actividades académicas y vida fuera de la U: el apoyo mutuo es el más grande de los valores.

De manera muy especial quiero agradecer a quien supo estar allí durante buena parte del desarrollo de esta investigación. Quien, desde el principio, siempre me ofreció contención, especialmente cuando las cosas no resultaban y el caos rodeaba mi desarrollo académico y personal. Cada uno con sus proyectos, durante este proceso representó un apoyo y por eso agradezco. Gise, la flaca, que nunca dejó de manifestarme aprecio, con su amistad, cariño y contención supo sostener mi mente que fácilmente se pierde en el mundo de las ideas. Mi gratitud hacia ella es infinita.

A mis mujeres, Iris y Lissa, mi mamá y hermana, es difícil no agradecer. Ustedes representan una motivación, y con cariño y amor, siempre supieron estar. A pesar de lo incomprensible que estas tareas a veces parecen, siempre valoraron e instaron a seguir buscando oportunidades. Si el mundo se abre para mí, se abre también para ustedes.

TABLA DE CONTENIDO.

| | | |
|--------------------|---|-----------|
| CAPÍTULO 1: | INTRODUCCIÓN..... | 2 |
| 1.1 | EVOLUCIÓN Y CONSTRUCCIÓN DE ARCOS MAGMÁTICOS..... | 4 |
| 1.2 | TRANSPORTE DE MAGMA A TRAVÉS DE LA CORTEZA: ESTADO DEL ARTE. | 10 |
| 1.2.1 | Desde la génesis al volcanismo. | 10 |
| 1.2.2 | Reservorios de magma silíceo de la corteza superior: características y definiciones..... | 13 |
| 1.2.3 | Construcción de reservorios de magma someros: sustento termal y mecánico. | 16 |
| 1.2.3.1 | Sustento termal de reservorios magmáticos someros. | 16 |
| 1.2.3.2 | Sustento mecánico de reservorios magmáticos someros. | 18 |
| 1.2.4 | Mecanismos de ascenso y emplazamiento de cuerpos plutónicos en la corteza. | 20 |
| 1.2.4.1 | Diapirismo. | 22 |
| 1.2.4.2 | Intrusiones laminares: Diques y sills. | 23 |
| 1.2.4.3 | Ballooning. | 24 |
| 1.2.4.4 | Lacolitos y otros similares. | 24 |
| 1.2.4.5 | Ring-fracture stoping..... | 25 |
| 1.2.4.6 | Stoping magmático. | 26 |
| 1.2.5 | El rol de la actividad tectónica en el emplazamiento de magma a través de la corteza...27 | |
| 1.2.5.1 | Estructuras corticales y el rol de la tectónica en ambientes de subducción. | 27 |
| 1.2.5.2 | Cambios litológicos de la roca de caja: propiedades termomecánicas..... | 30 |
| 1.3 | ANTECEDENTES GEOLÓGICOS DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL (33°-35°S) Y EL PLUTÓN SAN GABRIEL. | 33 |
| 1.3.1 | Contexto geodinámico. | 33 |
| 1.3.2 | Evolución geológica durante el Cenozoico en Chile central (33-35°S). | 34 |
| 1.3.3 | Arco magmático Mioceno en Chile central..... | 38 |
| 1.3.4 | Intrusivos del Mioceno superior y el plutón San Gabriel como caso de estudio. | 42 |
| 1.4 | HIPÓTESIS DE TRABAJO..... | 45 |
| 1.5 | OBJETIVOS..... | 45 |
| 1.5.1 | Objetivo general. | 45 |
| 1.5.2 | Objetivos específicos. | 46 |
| 1.6 | METODOLOGÍAS..... | 46 |
| 1.6.1 | Trabajo de campo (objetivo específico 1, 2, 5 y 6). | 47 |
| 1.6.2 | Petrografía (objetivo específico 2, 3 y 4). | 47 |
| 1.6.3 | Análisis de laboratorio. | 48 |
| 1.6.3.1 | Geoquímica de roca total (objetivo específico 2 y 3). | 48 |
| 1.6.3.2 | Geocronología de circones (objetivo específico 3)..... | 48 |
| 1.6.4 | Modelación geoquímica (objetivo específico 2). | 48 |
| 1.6.5 | Análisis de <i>strain</i> (objetivo específico 4, 5 y 6)..... | 49 |

CAPÍTULO 2: EVOLUCIÓN DE SISTEMAS MAGMÁTICOS DE LA CORTEZA SUPERIOR Y SU REGISTRO EN LOS PLUTONES MIOCENOS DE CHILE CENTRAL..... 51

| | | |
|------------|--|-----------|
| 2.1 | INTRODUCCIÓN..... | 51 |
| 2.2 | EVOLUCIÓN FLUIDODINÁMICA DE RESERVORIOS MAGMÁTICOS: EL CASO DEL PLUTÓN LA GLORIA..... | 54 |
| 2.2.1 | Construcción inicial y emplazamiento. | 55 |
| 2.2.2 | Etapa convectiva del plutón La Gloria. | 57 |

CAPÍTULO 3: ESTRUCTURA INTERNA Y PETROGRAFÍA DEL PLUTÓN SAN GABRIEL..... 61

| | | |
|------------|--|-----------|
| 3.1 | INTRODUCCIÓN..... | 61 |
| 3.2 | METODOLOGÍA..... | 61 |
| 3.2.1 | Muestreo terreno. | 61 |
| 3.2.2 | Microscopía óptica. | 61 |
| 3.3 | CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL PLUTÓN SAN GABRIEL Y SU RELACIÓN GEOMÉTRICA CON LA ROCA DE CAJA. | 63 |
| 3.4 | ARQUITECTURA INTERNA Y UNIDADES PETROGRÁFICAS DEL PLUTÓN SAN GABRIEL..... | 65 |
| 3.4.1 | Dominio Principal. | 67 |
| 3.4.2 | Dominio Medio. | 68 |
| 3.4.3 | Dominio Basal. | 69 |
| 3.5 | ESTRUCTURAS INTERNAS DEL PLUTÓN SAN GABRIEL. | 70 |
| 3.5.1 | Diques leucograníticos. | 70 |
| 3.5.2 | Estructuras magmáticas: cavidades miarolíticas, <i>schilieren</i> y otros. | 70 |
| 3.5.3 | Enclaves máficos y xenolitos. | 72 |
| 3.6 | BREVE DISCUSIÓN DE LOS DATOS PETROGRÁFICOS Y RELACIONES DE CONTACTO..... | 74 |
| 3.7 | EMPLAZAMIENTO DEL PLUTÓN SAN GABRIEL: INFERENCIAS A PARTIR DE LA AUREOLA MECÁNICA. | 74 |

CAPÍTULO 4: VARIACIONES GEOQUÍMICAS DEL PLUTÓN SAN GABRIEL..... 80

| | | |
|------------|---|-----------|
| 4.1 | INTRODUCCIÓN..... | 80 |
| 4.2 | METODOLOGÍA..... | 80 |
| 4.2.1 | Geoquímica de roca total mediante XRF. | 80 |
| 4.2.2 | Geoquímica de roca total mediante LA-ICP-MS. | 81 |
| 4.3 | GEOQUÍMICA DEL PLUTÓN SAN GABRIEL..... | 81 |
| 4.3.1 | Elementos mayores. | 81 |
| 4.3.2 | Elementos menores y traza..... | 84 |

| | | |
|--|---|------------|
| 4.4 | MODELACIÓN GEOQUÍMICA PARA EXPLICAR LA VARIABILIDAD COMPOSICIONAL DEL PLUTÓN SAN GABRIEL. | 85 |
| 4.4.1 | Modelación de los elementos traza. | 85 |
| 4.4.2 | Modelación de los elementos mayores..... | 92 |
| 4.5 | REMOVILIZACIÓN DE LÍQUIDOS RESIDUALES SILÍCICOS Y LA VARIABILIDAD COMPOSICIONAL DEL PLUTÓN SAN GABRIEL. | 99 |
| 4.6 | EVOLUCIÓN INTERNA DEL PLUTÓN SAN GABRIEL E IMPLICANCIAS. | 102 |
| CAPÍTULO 5: GEOCRONOLOGÍA DEL PLUTÓN SAN GABRIEL..... | | 107 |
| 5.1 | INTRODUCCIÓN..... | 107 |
| 5.2 | METODOLOGÍA..... | 108 |
| 5.2.1 | Selección y preparación de muestras. | 108 |
| 5.2.2 | Análisis geocronológico..... | 108 |
| 5.3 | RESULTADOS. | 110 |
| 5.3.1 | Características morfológicas de circones. | 110 |
| 5.3.2 | Dataciones U-Pb en circón..... | 112 |
| 5.3.3 | Temperaturas de cristalización de circones..... | 117 |
| 5.4 | TIEMPOS DE ENFRIAMIENTO Y TASAS DE INYECCIÓN DEL PLUTÓN SAN GABRIEL. | 118 |
| 5.5 | IMPLICANCIAS EN LAS TASAS DE TRANSFERENCIA DE MAGMA A TRAVÉS DE LA CORTEZA Y LA DISCREPANCIA ENTRE EL REGISTRO PLUTÓNICO Y VOLCÁNICO..... | 119 |
| CAPÍTULO 6: MANUSCRITO POR SOMETER A LITHOS “ASSEMBLING A SHALLOW FELSIC RESERVOIR: ORIGIN OF THE COMPOSITIONAL DIVERSIFICATION OF THE SAN GABRIEL PLUTON, CENTRAL CHILE”... | | 123 |
| CAPÍTULO 7: DEFORMACIÓN REGISTRADA EN EL PLUTÓN SAN GABRIEL..... | | 174 |
| 7.1 | INTRODUCCIÓN..... | 174 |
| 7.2 | METODOLOGÍA..... | 175 |
| 7.2.1 | Terreno y muestreo. | 177 |
| 7.2.2 | Cálculo de los elipsoides de <i>strain</i> y orientación preferencial de los enclaves. | 178 |
| 7.3 | NATURALEZA DE LOS ENCLAVES MÁFICOS DEL PLUTÓN SAN GABRIEL. | 180 |
| 7.3.1 | Caracterización morfológica y petrográfica. | 180 |
| 7.3.1.1 | Enclaves máficos cristalinos..... | 181 |
| 7.3.1.2 | Enclaves máficos microcristalinos..... | 181 |
| 7.3.2 | Distribución espacial..... | 184 |
| 7.4 | ANISOTROPÍA Y ELIPSOIDES DE <i>STRAIN</i> DEFINIDOS POR LOS ENCLAVES MÁFICOS DEL PLUTÓN SAN GABRIEL. | 185 |
| 7.4.1 | Parámetros escalares de los elipsoides de anisotropía..... | 185 |

| | | |
|---|---|------------|
| 7.4.2 | Orientación preferencial de los elipsoides de anisotropía. | 187 |
| 7.5 | DISCUSIONES ACERCA DE LA DEFORMACIÓN REGISTRADA POR ENCLAVES MÁFICOS EN EL PLUTÓN SAN GABRIEL. | 190 |
| 7.5.1 | Origen de los enclaves máficos y reología del reservorio de magma..... | 190 |
| 7.5.2 | Origen de la deformación registrada por los enclaves máficos. | 194 |
| CAPÍTULO 8: DISCUSIONES GENERALES Y CONCLUSIONES. | | 200 |
| 8.1 | INFERENCIAS ACERCA DE LA CONSTRUCCIÓN ARCO MIOCENO DE CHILE CENTRAL: COMPARACIÓN CON OTROS INTRUSIVOS ASOCIADOS. | 200 |
| 8.2 | ¿CUÁL ES EL ROL DE LA ARQUITECTURA DE LA ROCA DE CAJA EN EL EMPLAZAMIENTO DE RESERVORIOS DE MAGMA SOMEROS EN AMBIENTES TECTÓNICOS CONTRACCIONALES? | 204 |
| 8.3 | RECAPITULACIÓN Y CONCLUSIONES. | 210 |
| BIBLIOGRAFÍA..... | | 212 |
| ANEXOS..... | | 247 |
| | ANEXO A. MUESTRAS CON CORTES TRANSPARENTES..... | 247 |
| | ANEXO B. DESCRIPCIÓN DETALLADA UNIDADES LITOLÓGICAS. | 249 |
| | ANEXO C. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL..... | 255 |
| | ANEXO D. GEOCRONOLOGÍA. | 258 |
| | ANEXO E. GEOQUÍMICA DE CIRCONES. | 259 |
| | ANEXO F. PARÁMETROS DE FORMA DE LOS ELIPSOIDES DE ANISOTROPÍA. | 261 |
| | ANEXO G. PARÁMETROS DE DIRECCIONALES DE ELIPSOIDES DE ANISOTROPÍA. | 262 |
| | ANEXO H. RESUMEN PRESENTADO EN 8TH HUTTON SYMPOSIUM ON GRANITES AND RELATED ROCKS (2015). FLORIANÓPOLIS, BRASIL. | 263 |
| | ANEXO I. RESUMEN PRESENTADO EN XIV CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO (2015). LA SERENA, CHILE. PP.468-471 (v.1)..... | 264 |
| | ANEXO J. RESUMEN PRESENTADO EN CONFERENCE CITIES ON VOLCANOES (2016). PUERTO VARAS, CHILE. DIGITAL (S3.4). | 268 |
| | ANEXO K. RESUMEN PRESENTADO EN AGU FALL MEETING (2016). SAN FRANCISCO, EEUU. | 270 |
| | ANEXO L. RESUMEN PRESENTADO EN EL XV CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO (2018). CONCEPCIÓN, CHILE. MAGM-2 P. 882. | 271 |
| | ANEXO M. RESUMEN PRESENTADO EN EL XV CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO (2018). CONCEPCIÓN, CHILE. MAGM-2 P. 881. | 272 |
| | ANEXO N. RESUMEN PRESENTADO EN EGU GENERAL ASSEMBLY (2019). VIENNA, AUSTRIA. VOL. 21.273 | |
| | ANEXO O. RESUMEN PRESENTADO EN AGU FALL MEETING (2019). SAN FRANCISCO, EEUU. V23D-0249..... | 274 |

ÍNDICE DE TABLAS.

| | |
|---|-----|
| Tabla 1-1: Definición y características de los materiales en los sistemas magmáticos. Tomado de Miller et al. (2011). | 16 |
| Tabla 3-1: Mineralogía modal representativa de las unidades litológicas del plutón San Gabriel. | 65 |
| Tabla 4-1: Composición geoquímica de roca total de la muestra SG0702 utilizada como representativa de la composición del magma original del plutón San Gabriel. | 87 |
| Tabla 4-2: Coeficientes de partición mineral/fundido usados en la modelación de los coeficientes de partición volumétricos del plutón San Gabriel. | 89 |
| Tabla 5-1: Resultados de los análisis geocronológicos del plutón San Gabriel. | 112 |
| Tabla 5-2: Continuación. | 113 |
| | |
| Tabla Anexo A-1: Listado de muestras descritas petrográficamente mediante microscopio óptico. | 247 |
| Tabla Anexo A-2: Listado de muestras de enclaves máficos descritas petrográficamente mediante microscopio óptico. | 248 |
| Tabla Anexo B-1: Descripción del Dominio Medio (abreviaciones de minerales según Whitney y Evans, 2010).... | 249 |
| Tabla Anexo B-2: Descripción de la Unidad I del Dominio Principal (abreviaciones de minerales según Whitney y Evans, 2010). | 250 |
| Tabla Anexo B-3: Descripción de la Unidad II del Dominio Principal (abreviaciones de minerales según Whitney y Evans, 2010). | 251 |
| Tabla Anexo B-4: Descripción de la Unidad III Dominio Principal (abreviaciones de minerales según Whitney y Evans, 2010). | 252 |
| Tabla Anexo B-5: Descripción del Dominio Basal (abreviaciones de minerales según Whitney y Evans, 2010). | 253 |
| Tabla Anexo B-6: Contenido modal de minerales en secciones transparentes del plutón San Gabriel. | 254 |
| Tabla Anexo C-1: Resultados de los análisis XRF de geoquímica de roca total del plutón San Gabriel. | 255 |
| Tabla Anexo F-1: Parámetros de forma de los tensores de anisotropía de enclaves máficos del plutón san Gabriel. | 261 |
| Tabla Anexo G-1: Parámetros de orientación de los tensores de anisotropía de enclaves máficos del plutón san Gabriel. | 262 |

ÍNDICE DE FIGURAS.

| | |
|---|---|
| Figura 1.1: Modelo esquemático de construcción progresiva del arco magmático Famatiniano (485-465 Ma; Sierra de Valle Fértil, Argentina) y esquema de una sección cortical, mostrando la heterogeneidades y zonación composicional con respecto de la profundidad. Tomado de Otamendi et al. (2012). | 5 |
| Figura 1.2: Modelo conceptual de la evolución temporal de un arco magmáticos, el cual muestra el transporte de roca de caja a medida que el magma asciende (modificado de Paterson y Vernon, 1995). Aquí se muestra que el comportamiento reológico de la roca desplazada y el mecanismo de ascenso del magma depende del estado de evolución del arco, según si este es un arco inmaduro (roca de caja fría y frágil, con gradiente geotermal bajo entorno a ~25 °C/km; Karakas et al., 2017a) o maduro (roca de caja calentada y deformada dúctilmente, con gradiente geotermal alto >50 °C/km; Karakas et al., 2017a) | 8 |

- Figura 1.3: Esquema de la configuración litosférica de una zona de subducción como los Andes de Chile central, mostrando el transporte de magma desde la génesis por fusión parcial de la cuña astenosférica, el ascenso y acumulación en la zona MASH ubicada en la base de la corteza, y el ascenso hasta la superficie con niveles de estancamiento en las zonas profundas de la corteza. Gradación de color naranja a amarillo en arco magmático activo representa diferenciación del magma (incremental de SiO_2). Basado en la arquitectura cortical propuesta por Farías et al. (2010). 11
- Figura 1.4: a) Esquema de una cámara magmática tipo “estanque líquido” y los principales procesos magmáticos que ocurren en su interior (convección a escala de la cámara, fraccionamiento adosado a las paredes y techo, *stopping* magmático, *mixing* magmático, decantación de cristales y flujo descendente de la roca de caja). Tomado de Glazner et al. (2004). b) Modelo de cámara rica en cristales (tipo *mush*), donde se presentan los diferentes dominios magmáticos definidos según la cristalinidad y capacidad de fluir del magma (sistema magmático, reservorio magmático y cámara magmática; Miller et al., 2011). Las flechas negras representan la removilización de fundidos riolíticos extraídos desde magmas de composición intermedia. En negro se muestran pequeños pulsos de magma máfico que llegarían de niveles inferiores. Modificado de Hildreth (2004). 15
- Figura 1.5: Resultados de simulaciones termomecánicas de la frecuencia eruptiva y evacuación de magma desde un reservorio somero, en función del comportamiento reológico de la roca hospedante (eje vertical) y la tasa de inyección magmática (eje horizontal; Degruyter et al.; 2016). Los ejes representan distintos comportamientos del sistema, en función de la relación entre el tiempo de relajación de la deformación viscoelástica (τ_{relax}) y tiempo de enfriamiento (τ_{cool}), respecto al período de inyección magmática (τ_{in}). A partir de estos resultados se puede observar que bajas tasas de inyección bajo una corteza viscosa tiende a acumular más magma que altas tasas de inyección magmática bajo una corteza fría y elástica, donde la frecuencia eruptiva es mucho mayor. 19
- Figura 1.6: Esquema de los modelos de generación de espacio en la corteza durante el emplazamiento de magma (Gill, 2010). 23
- Figura 1.7: Modelo numérico de migración de fundidos silicatados en la litósfera continental, constituida por una corteza superior de 20 km, corteza inferior 20 km y manto litosférico (Keller et al., 2013). Estos modelos imponen distintas condiciones reológicas en diferentes niveles de la litósfera, lo que en este caso se representa por la curva de *yield strength* mostrada a la izquierda de la figura (en este caso, tres niveles rígidos de alto *yield strength* y tres niveles dúctiles de bajo *yield strength*). Las imágenes del centro muestran la fracción de fundido y su distribución en distintos tiempos de simulación (150 ka y 200 ka, arriba y abajo, respectivamente), mientras que las imágenes de la derecha muestran la segunda invariante del tensor de *strain* y el campo de desplazamiento (flechas azules) en los mismos tiempos. Se puede apreciar que los fundidos tienden a estancarse y transportarse lateralmente en los niveles de corteza dúctil que separan distintos bloques rígidos, los cuales actúan como trampas reológicas que favorecen el emplazamiento y construcción de reservorios de magma. 28
- Figura 1.8: Relación espacial de cuerpos plutónicos con estructuras de la roca de caja en Wichita Mountains – USA (Hogan et al., 1998). En este caso se observa una que el techo de los intrusivos gabroicos (Roosevelt Gabbros) coincide con el contacto entre el basamento metamórfico (GMLC) y las lavas riolíticas que le sobreyacen

| | |
|---|----|
| (Carlton Rhyolite), mientras que los intrusivos graníticos (Mount Scott Granite y Quanah Granite) se emplazaron en niveles más superficiales que los gabroicos. Esta relación se interpreta como evidencia del control de los cambios litológicos y arquitectura de la roca de caja (discontinuidad) sobre la capacidad de los magmas para ascender, donde los magmas básicos habrían frenado su ascenso al alcanzar roca menos densa, favoreciendo la construcción de los intrusivos gabroicos. | 30 |
| Figura 1.9: Variación de las propiedades térmicas de distintos tipos de rocas, en función de la temperatura: (a) difusividad térmica (κ); (b) capacidad calorífica a presión constante (C_p). Tomado de Nabelek et al. (2012). | 31 |
| Figura 1.10: Variación de las propiedades mecánicas de la roca de caja debido al efecto de la temperatura definida por la intrusión de un cuerpo magmático (zona blanca) a 900°C y gradientes geotermales de (a) 30°C/km y (b) 50°C/km (de Silva y Gregg, 2014). | 32 |
| Figura 1.11: Mapa geológico de los Andes de Chile central y Argentina, mostrando las unidades generales y las principales estructuras activas durante el Neógeno. Se distinguen las franjas de intrusivos: 1) intrusivos Oligoceno-Mioceno inferior, y 2) los intrusivos del Mioceno superior-Plioceno (círculo rojo: plutón San Gabriel PSG), ubicados en el borde oriental de la Fm. Abanico. Modificado de Farías et al. (2008). | 34 |
| Figura 1.12: Evolución geológica y paleogeográfica de los Andes de Chile central (33-34°S) durante el Neógeno, donde se muestra la primera etapa extensional caracterizada por la formación de la Cuenca Abanico (a-b; Fm. Abanico) y la segunda etapa contraccional caracterizada por la inversión de la Cuenca y la formación de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua. Tomado de Fock (2005). | 38 |
| Figura 1.13: Mapa con la distribución de los intrusivos cenozoicos de Chile central agrupados por edad (modificado de Muñoz et al., 2009). Las principales fallas se muestran como referencia. Los triángulos rojos muestran la localización de los volcanes activos en la región. Las estrellas muestran los principales yacimientos cupríferos de la zona (ET: El Teniente; SRR: Santa Roca de Rengo). | 41 |
| Figura 1.14: Vista general de algunos plutones Miocenos ubicados en la Cordillera Principal de Chile central: a) Plutón La Gloria; b) Plutón Mesón Alto; c) Plutón San Gabriel; d) Plutón Cerro Freile. El grado de exposición de estos cuerpos intrusivos permite reconocer sus paredes laterales, sus niveles superiores (techo) y las zonas interiores. | 43 |
| Figura 2.1: Mapa geológico que muestra la ubicación de los plutones miocenos de Chile central, destacando los plutones con edades entre 14 y 10 Ma. Modificado de Deckart et al. (2010). | 52 |
| Figura 2.2: Fotografías de terreno que muestran la geometría de los contactos del plutón La Gloria. (a) Vista general del plutón, mostrando la exposición de los bordes laterales subverticales y los niveles superiores subhorizontales. (b) Diques graníticos y leucograníticos en el borde oeste del plutón La Gloria. (c) Disques en los niveles superiores del plutón, los cuales habrían permitido aislar bloques de la roca de caja, favoreciendo el desarrollo de <i>stopping</i> magmático. Tomado de Payacán (2015). | 53 |
| Figura 2.3: Esquema que resume la evolución del plutón La Gloria y los reservorios de magma emplazados en la corteza superior, distinguiendo entre (a) una etapa temprana, dominada por flujos magmáticos y retrabajo de las unidades iniciales, y (b) una etapa tardimagmática dominada por magma de alta cristalinidad y escasa convección. Payacán (2015). | 54 |

| | |
|--|----|
| Figura 2.4: Resultados geocronológicos de U-Pb en circón del plutón La Gloria (Gutiérrez et al., 2018). (a) Edad promedio ponderada obtenidas mediante LA-ICP-MS en distintas muestras a lo largo del plutón (círculos negros) y mapa de contorno que muestra el aumento de las edades promedio hacia el sur. Las orientaciones de la lineación magnética se muestran como referencia. (b) Variación latitudinal de las edades del plutón La Gloria, tanto en edades obtenidas mediante LA-ICP-MS como ID-TIMS..... | 56 |
| Figura 2.5: Mapa de la orientación espacial de la fábrica magnética del plutón La Gloria, donde se reconoce: (a) lineaciones magnéticas principalmente subhorizontales, orientadas en la dirección de elongación principal del intrusivo; (b) planos de foliación variando gradualmente de subverticales en los bordes a subhorizontales hacia las zonas centrales del plutón, siguiendo la geometría de los contactos con la roca de caja. Tomado de Payacán (2015)..... | 58 |
| Figura 2.6: Esquema síntesis de los mecanismos de adquisición de la fábrica magnética y petrográfica (plagioclasa y ferromagnesianos) del plutón La Gloria, contrastando las zonas centrales y cercanas a los bordes del plutón, debido al avance del frente de cristalización hacia el interior del reservorio y la conformación de un núcleo convectivo al centro. En las zonas centrales la fábrica magnética es inconsistente con la fábrica petrográfica, debido a que los cristales elongados responden al cizalle puro registrado en estas zonas, mientras que los minerales magnéticos, de baja razón de aspecto, tienden a orientarse paralelos al borde de enfriamiento. Por el contrario, en las zonas aledañas al borde lateral del reservorio, el dominio del cizalle simple con respecto al cizalle puro hace que los cristales elongados se orienten paralelos al frente de cristalización, haciendo que ambas fábricas sean consistentes con foliaciones paralelas al borde del plutón. Tomado de Payacán et al. (2014). | 59 |
| Figura 3.1: Mapa geológico de la Cordillera Principal occidental mostrando la distribución de los plutones Miocenos asociados al plutón San Gabriel (SGP). Otros plutones Miocenos son plutón La Gloria (LGP), plutón Mesón Alto (MAP); plutón Los Lunes (LLP), plutón La Carlota (LCP), plutón Río Pangal (RPP), plutón El Extravío (EEP), plutón Alfalfalito (AP). Basado en Thiele (1980) y Fock (2005). | 62 |
| Figura 3.2: Vistas de terreno mostrando la relación entre los contactos del plutón San Gabriel y la estratificación de las sucesiones volcánicas que componen la roca hospedante. (a) Vista hacia el extremo norte del plutón, donde se observa la mayor exposición vertical (~1 km). (b) Contacto este con un antiforame de baja longitud de onda (~200 m). (c) Vista del contacto sureste del plutón, donde se aprecian los estratos de la Fm. Abanico manteniendo hacia el este. El esquema del plutón señala el área mostrada por cada fotografía. | 63 |
| Figura 3.3: Fotografías de terreno mostrando las características de los contactos del plutón San Gabriel con la roca de caja: (a) Contacto suroeste con clara geometría irregular y presencia de diques decimétricos intruyendo la roca de caja. (b) Afloramiento con bloques angulosos de roca de caja hospedados por roca intrusiva del PSG, localizado en el techo del sector norte del plutón. (c-d) Xenolitos métricos preservados en el sector suroeste del plutón San Gabriel. | 64 |
| Figura 3.4: Mapa litológico y secciones del plutón San Gabriel mostrando los dominios magmáticos definidos en la presente investigación a partir de criterios mineralógicos y texturales. La escala de colores indica contenido de sílice de cada una (rojo es más básico, mientras que rosado más claro es más ácido). Los círculos negros muestran la posición de las muestras analizadas para petrografía y geoquímica de roca total (coordenadas en Tabla Anexo A-1 y Tabla Anexo A-2.)..... | 66 |

- Figura 3.5: (a) Contenido modal de minerales en el plutón San Gabriel (Qtz: cuarzo; KFeld: feldespato potásico; Plag: plagioclasa). (b-f) Fotografía de las muestras de mano (izquierda) y secciones transparentes bajo microscopio óptico (nicoses cruzados) de muestras representativas de las unidades litológicas del plutón San Gabriel. Los gráficos de torta muestran el contenido modal representativo de la mineralogía principal que compone cada unidad.....68
- Figura 3.6: Fotografías de terreno de los contactos y estructuras observadas en el plutón San Gabriel. (a) Enclave de grano grueso asociado al Dominio Medio, rodeado por roca de grano medio a fino (Unidad II), observado en el nivel intermedio del plutón. (b) Contacto magmático entre la Unidad I (Dominio Principal) y el Dominio Basal, donde se reconoce la textura porfírica característica del Dominio Basal. Los cristales de la Unidad I son cortados por el Dominio Basal. (c-d) Diques leucocráticos intruyendo tanto al Dominio Principal (Unidad II) como el Dominio Basal. Usualmente presentan feldespato potásico y biotita pegmatíticos y cuarzo anhedral. También se reconocen cavidades miarolíticas en (d), las cuales contienen cuarzo y feldespato potásico, y espacialmente suelen estar asociadas a diques leucocráticos. (e) Bandeamiento tipo *schlieren* dispuesto en un plano subhorizontal en la Unidad I. (f) Bandeamiento tipo *schlieren* dispuesto en un plano subvertical, con rumbo NE, en la Unidad I. En este se puede apreciar un leve incremento en el contenido de minerales máficos hacia el este.71
- Figura 3.7: Vista en terreno de los enclaves máficos observados en el plutón San Gabriel: (a-b) Enclaves máficos elongados preservados en el sector puente El Cristo, en el contacto occidental. (c-f) Enclaves máficos (incluyendo xenolitos) observados en el nivel intermedio del plutón.73
- Figura 3.8: Fotos de terreno mostrando la relación geométrica de la estratificación de la roca de caja que conforma la aureola mecánica con el contacto del plutón San Gabriel. (a) Contacto este en el río Volcán, donde se aprecia la estratificación chocando con el contacto y un pliegue anticlinal de baja amplitud. (b) Afloramiento de la roca de caja mostrada en (a), donde se aprecia la estratificación con la oxidación pervasiva de la roca. (c) Vista hacia el SE del contacto este en el río Volcán. Se aprecia un pliegue sinclinal y el limbo frontal de un pliegue volcado con vergencia al oeste que afecta a la Fm. Abanico. (d) Contacto oeste en el sector del Puente El Cristo, donde se aprecian diques graníticos de forma irregular que salen del intrusivo, sugiriendo un comportamiento frágil de la roca de caja. (e) Vista hacia el norte del plutón San Gabriel donde se aprecia la relación geométrica entre la estratificación de la roca de caja y los bordes del plutón, tanto en las zonas laterales como en el techo. (f) Vista de afloramiento en el borde este del plutón, mostrado en (e), donde se aprecia la estratificación de la roca de caja sin evidencias de deformación dúctil pervasiva.76
- Figura 3.9: Esquema simplificado de la construcción de sistemas magmáticos en arcos contraccionales, basado en Paterson y Miller (1998), destacando la deformación de la corteza mediante indicadores pasivos (líneas grises). (a) En etapas iniciales, el magma se hace espacio desplazando la corteza hacia abajo, mediante el transporte de bloques (*stoping*), generando una aureola mecánica pequeña. (b) Con la evolución del sistema magmático y el aumento del gradiente geotermal alrededor de este, se favorece la deformación dúctil de la corteza, permitiendo la construcción de espacio acortando lateralmente y engrosando verticalmente la corteza.78
- Figura 4.1: Diagramas de variación del contenido de elementos mayores del plutón San Gabriel y sus respectivas unidades litológicas, además de rocas asociadas (enclaves máficos y diques leucocráticos). Los patrones

| | |
|---|----|
| sugieren un claro proceso de cristalización fraccionada, el cual habría controlado la variabilidad geoquímica principalmente a través del fraccionamiento de plagioclasa, tal como se aprecia en el gráfico Na ₂ O vs. SiO ₂ | 82 |
| Figura 4.2: Diagrama PER (moles por elemento) que refleja el control de los feldespatos en la cristalización y diferenciación del plutón San Gabriel, sustentando la relación cogenética de las unidades que lo componen. Para elaborar el diagrama, se considera el Ni como elemento conservativo. | 83 |
| Figura 4.3: Variaciones del contenido de Sr, Rb y Zr respecto al contenido de SiO ₂ en el intrusivo principal y rocas asociadas al plutón San Gabriel (enclaves y diques leucocráticos). | 84 |
| Figura 4.4: Variación del contenido de Rb versus Sr en el plutón San Gabriel, donde se reconoce un patrón decreciente de Rb respecto al Sr, pero con un punto de inflexión alrededor de Rb/Sr = 0.5, coincidente con un 61 wt. % de SiO ₂ | 87 |
| Figura 4.5: Secuencia de cristalización de las fases, bajo distintas condiciones de presión, obtenida a partir de Rhyolite-MELTS (<i>histogramas a la izquierda</i>) y coeficiente volumétrico de partición de Sr y Rb respecto a la cristalinidad del magma (<i>curvas abajo</i>) para un magma con composición equivalente a la muestra SG0702 considerando: (a) 1 kbar y 2 wt.% de H ₂ O; (b) 1 kbar y 4 wt.% de H ₂ O; (c) 2 kbar y 2 wt.% de H ₂ O; (d) 2 kbar y 4 wt.% de H ₂ O, de acuerdo con las condiciones de emplazamiento inferidas para plutones asociados al plutón San Gabriel..... | 90 |
| Figura 4.6: Modelación geoquímica del comportamiento de Rb y Sr y su partición entre las fases de sólida y fundida de un magma cristalizando, según la formulación de Gelman et al. (2014). Los cuadrados negros representan la composición de partida, consistente en un magma intermedio (SG0702, ~60 wt. % SiO ₂) y uno básico (SG2310, ~52 wt. % SiO ₂) del plutón San Gabriel. Los porcentajes representan la fracción total de fundido intersticial removilizado del sistema para generar la respectiva composición de los pares fundido-cumulado. | 91 |
| Figura 4.7: Simulación del contenido de Na ₂ O y MgO en las fases fundido y sólido (línea roja y azul, respectivamente) en equilibrio durante la cristalización de un magma con composición intermedia del plutón San Gabriel (SG0702) con un 2 wt. % H ₂ O, obtenidas mediante Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012). (a), (b) y (c) muestran los resultados para presiones de 1 kbar, 1.5 kbar y 2 kbar, respectivamente. Las líneas punteadas conectan la composición del sólido y fundido en equilibrio para diversas cristalinidades dadas como porcentaje. Para efectos de simplicidad, estos porcentajes no se muestran en los gráficos de MgO..... | 94 |
| Figura 4.8: Simulación del contenido de Na ₂ O y MgO en las fases fundido y sólido (línea roja y azul, respectivamente) en equilibrio durante la cristalización de un magma con composición intermedia del plutón San Gabriel (SG0702) con un 4 wt. % H ₂ O, obtenidas mediante Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012). (a), (b) y (c) muestran los resultados para presiones de 1 kbar, 1.5 kbar y 2 kbar, respectivamente. Las líneas punteadas conectan la composición del sólido y fundido en equilibrio para diversas cristalinidades dadas como porcentaje. Para efectos de simplicidad, estos porcentajes no se muestran en los gráficos de MgO..... | 95 |
| Figura 4.9: Modelación geoquímica de las variaciones composicionales del plutón San Gabriel (simbología de las muestras igual a la Figura 4.1). (a) Contenido de Na ₂ O simulado para las fases fundida (naranja) y sólida (azul) en equilibrio durante la cristalización del magma parental (SG0702 a 1.5 kbar y 4 wt. % de H ₂ O). Las líneas punteadas conectan la composición del fundido y sólido en equilibrio para diversos valores de | |

| | | |
|--------------|--|-----|
| | crystalinidad (números en cursiva). (b) Ilustración del cálculo de la cristalinidad crítica y la fracción en volumen de cristales o fundido removido. (c) Cristalinidad que habría tenido el magma que representa cada muestra del plutón San Gabriel (cristalinidad final) comparado con la cristalinidad del magma parental justo antes de la desmezcla (cristalinidad crítica). | 97 |
| Figura 4.10: | Esquema que muestra la distribución espacial de los dominios del plutón San Gabriel y fracción en volumen de fundido residual o cristales segregados para generar la composición de cada dominio a partir del magma parental simuladas. La desmezcla se expresa en los cuadros de cada dominio magmático, donde se muestra el porcentaje de fundido o cristales (L o S) removidos desde el magma parental (P) a una cristalinidad crítica indicada por el subíndice. Se muestra además el rango de contenido de SiO ₂ de cada dominio magmático. | 99 |
| Figura 4.11: | Modelo conceptual del ensamblaje y diversificación composicional del plutón San Gabriel, separada en tres etapas. La línea punteada representa la superficie de erosión actual de los ríos, separando los niveles que afloran en el plutón San Gabriel. Los colores más claros de las unidades magmáticas representan composiciones más silíceas, siguiendo la simbología de las figuras previas (Figura 3.4). El modelo evolutivo está conformado por tres etapas, las cuales se muestran en orden temporal de izquierda a derecha. Etapa I: Etapa temprana de construcción inicial y homogenización del reservorio. Etapa II de enfriamiento y leve segregación de fundidos residuales desde las partes centrales. Etapa III: Segregación intensa de fundidos residuales silíceos y redistribución que permite la formación del <i>cap</i> silíceo. | 104 |
| Figura 5.1: | Ubicación de las muestras seleccionadas para análisis geocronológicos de U-Pb en circón. | 109 |
| Figura 5.2: | Imágenes de catodoluminiscencia de circones, agrupados según unidades magmáticas del plutón San Gabriel. Se aprecia que los circones de la Unidad I del Dominio Principal corresponden a los de mayor tamaño, mientras que los de menor tamaño pertenecen Dominio Medio. Además, los circones de la Unidad III corresponden a los de mayor razón de aspecto. Los círculos blancos muestran puntos de ablación láser (diámetro de 30 μm). | 111 |
| Figura 5.3: | Distribución gaussiana de las edades medidas en todos puntos de los circones analizados en el plutón San Gabriel. | 113 |
| Figura 5.4: | Geocronología de U-Pb en circón del plutón San Gabriel, mostrando las edades medidas por <i>spot</i> ordenadas en orden creciente, agrupando las muestras por unidad litológica. El rectángulo de sobre cada muestra y la línea horizontal al centro representan el intervalo de confianza 2σ y promedio ponderado de cada muestra, respectivamente. El rectángulo y la línea gris representan el intervalo de confianza 2σ y promedio ponderado de todos los puntos medidos en el plutón San Gabriel, respectivamente. | 115 |
| Figura 5.5: | Distribución especial de las edades ponderadas promedio U-Pb en circón para las muestras individuales del plutón San Gabriel. | 116 |
| Figura 5.6: | Diagramas de covariación de temperatura y edad ponderada promedio de cristalización de circones en el plutón San Gabriel (barras de error representa 95% de confianza 2σ) y contenido de Ti y Hf en puntos de ablación en circones. | 117 |
| Figura 7.1: | (a-b) Geometría de los elipsoides según el valor del parámetro de forma T (Jelinek, 1981). (a) El caso oblató (T>0) corresponde a un elipsoide en que la foliación es mayor que la lineación, mientras que (b) el caso prolato (T<0) es mayor la lineación. (c) Proyección de Schmidt (hemisferio inferior, equiareal) usada | |

| | |
|---|-----|
| para representar el elipsoide de <i>strain</i> o de anisotropía definido por E_max (cuadrados, área azul), E_int (triángulos, área roja) y E_min (círculo, área verde). Es posible reconocer la dirección de la lineación (dada por E_max hacia el SE) y el plano de foliación (rumbo NW, manteniendo al NE; línea negra continua) y cuyo polo es el eje E_min. Las áreas representan los valores estadísticos con un intervalo de confianza del 95%. | 176 |
| Figura 7.2: (a) Ubicación de los sitios de medición de datos estructurales de enclaves máficos del plutón San Gabriel. (b) Esquema de obtención de datos estructurales de enclaves en el afloramiento. (c) Ejemplo de fotografía usada para medición de eje mayor (<i>L</i>), eje menor (<i>W</i>), razón de aspecto ($R = L/W$) y orientación (<i>rake</i> : ϕ) de un enclave máfico. | 178 |
| Figura 7.3: Magnitud de los ejes mayores y menores de los enclaves máficos, determinados mediante el análisis digital de fotografías de los afloramientos. | 180 |
| Figura 7.4: (a, b, c) Vista en afloramiento de enclaves máficos cristalinos del plutón San Gabriel, en los cuales se logra apreciar fenocristales de plagioclasa que provendrían del magma hospedante. (d, e) Vista en afloramiento de enclaves máficos microcristalinos. | 182 |
| Figura 7.5: Fotomicrografías de enclaves máficos (nícoles cruzados). (a) Enclave máfico cristalino proveniente del centro del plutón San Gabriel, donde se evidencia textura porfírica con fenocristales de plagioclasa. Estos fenocristales son comparables con los del intrusivo hospedante. (b) Enclave máfico microcristalino proveniente del borde del plutón San Gabriel. (c-d) Mineralogía secundaria típica de los enclaves máficos consistente principalmente en clorita (como borde de reacción de biotita) y epidota (como cúmulos asociados a mineralogía máfica). (e) Cristales de cuarzo microcristalino rellenando espacios intercristales de plagioclasa. (f) Piroxenos intergranulares en enclave máfico cristalino. | 183 |
| Figura 7.6: Mapa de distribución de la densidad de población de enclaves máficos en los sitios de muestreo del plutón San Gabriel. La densidad de población se define como el número de enclaves máficos por m ² . | 184 |
| Figura 7.7: Diagramas de forma de los tensores de <i>strain</i> . (a) Diagrama de Jelinek entre el factor de anisotropía y parámetro de forma T. (b) Diagrama de Flinn de foliación versus lineación. (c) Diagrama de Nadai, graficando el parámetro de Lode de simetría del tensor (ν) y el <i>strain</i> total (ϵ). | 186 |
| Figura 7.8: Proyección estereográfica equiareal con contornos mostrando la dirección promedio de la lineación (E _{max}) y el polo del plano de foliación (E _{min}). Como referencia se muestra el contorno del plutón San Gabriel para comparar su orientación con la orientación de los tensores de anisotropía. El promedio de las lineaciones y foliaciones obtenidos a partir de distribución Fisherian a partir del <i>software</i> Stereonet 11 (Allmendinger). Los contornos se construyeron utilizando el método Kamb sobre la desviación estándar. | 188 |
| Figura 7.9: Proyección estereográfica equiareal mostrando la dirección de los ejes del tensor de <i>strain</i> para cada sitio de medición. Como referencia, se muestra la dirección de los contactos entre unidades magmáticas mediante la línea roja. El plano de foliación se muestra en los estereogramas para los sitios en que el tensor es oblató o triaxial (código del sitio negro). Los sitios prolatos se destacan mediante el código de sitio en color rojo. | 189 |
| Figura 7.10: Modelo propuesto por Barbarin (2005) para la relación genética de granitoides y enclaves máficos asociados en el Batolito de la Sierra Nevada central (CA, EE.UU.), constreñido a partir de datos de terreno, geológicos, mineralógicos y geoquímicos. (M) y (F) representan la composición modal de los magmas | |

| | | |
|--------------|--|-----|
| | máficos (enclaves) y félsicos (hospedante) que constituyen el batolito. Se muestran las tendencias de hibridización (H), mezcla, segregación de sólidos y fraccionamiento de fundidos..... | 191 |
| Figura 7.11: | Esquema que muestra la variación de la dinámica de hibridización o <i>mingiling</i> producto de la interacción entre la inyección de un magma básico en un magma ácido hospedante en función de las distintas etapas de cristalización de magma hospedante (tomado de Barbarin, 2005). Los enclaves máficos observados en el plutón San Gabriel corresponden al estado 2 de relativamente baja cristalinidad del magma hospedante. . | 193 |
| Figura 7.12: | Esquema que muestra el potencial de los enclaves máficos como indicadores de <i>strain</i> en función de la forma de los enclaves, fábrica interna de los enclaves y la fábrica petrográfica del granitoide hospedante. El esquema muestra la variedad de relaciones tomando como referencia el caso de <i>strain</i> simultáneo registrado en los enclaves y el granitoide hospedante (arriba a la izquierda). Tomado de Paterson et al. (2004)..... | 195 |
| Figura 7.13: | Análisis de las fábricas petrográficas de un enclave máfico representativo del sitio S04. Se muestra la fotografía de terreno del enclave máfico (Figura 7.4c) y los cristales tabulares de plagioclasa medidos. Las líneas rojas muestran cristales que definen la fábrica interna, mientras que polígonos negros muestran cristales de plagioclasa orientados en el granito hospedante. Los diagramas de roseta representan la fábrica interior del enclave máfico (<i>internal fabric</i>) y la fábrica del granito hospedante (<i>host fabric</i>). N representa el número de cristales medidos. Polígono gris superpuesto en diagramas de roseta muestra la morfología y orientación del enclave máfico..... | 196 |
| Figura 8.1: | Mapa geológico de la Cordillera Principal de Chile central entre los 33°-34°S, donde se distinguen los Dominios Este y Oeste. Se destacan los intrusivos del cinturón plutónico de entre 13 y 9 Ma, de norte a sur: plutón La Gloria, plutón San Gabriel, plutón Alfalfalito y Batolito Universidad. Notar que todos intruyen en la franja oriental de la Fm. Abanico. Modificado de Farías et al. (2010)..... | 201 |
| Figura 8.2: | Fotografías de terreno de las estructuras preservadas en la aureola mecánica del plutón La Gloria, ubicado al norte del plutón San Gabriel, las cuales evidencian el comportamiento reológico de la roca de caja y transferencia de roca de caja durante el emplazamiento del plutón. (a) Relación de la estratificación con el contacto del plutón mostrando una relación oblicua. (b) Diques y <i>sills</i> graníticos que intruyen de manera subhorizontal la roca de caja en el borde oeste del plutón. (c) Diques graníticos y bloques de roca de caja aislados por el magma, preservados en el techo del plutón. (d) Xenolitos preservados en el borde oeste del plutón..... | 202 |
| Figura 8.3: | Vista de terreno del contacto del Batolito Universidad (a) y el plutón Alfalfalito (b-c), ubicados a 75 y 35 km al sur del plutón San Gabriel. (a) En el caso del Batolito Universidad, se puede apreciar una serie de <i>sills</i> y diques graníticos que intruyen la roca de caja de manera subhorizontal, con una mayor escala que en el plutón La Gloria (Figura 8.2b). En la imagen se muestra la inyección de magma y el posible desplazamiento hacia debajo de la roca de caja producto de las múltiples inyecciones. Se reconocen algunos bloques de roca de caja aislados como xenolitos. (b-c) Contacto este del plutón Alfalfalito donde se aprecian evidencias de deformación dúctil de la roca de caja, mostrando un bandeamiento por epidota, biotita y sílice, el cual está dispuesto de manera oblicua al contacto del plutón. Porfidoblastos de granate se muestran a veces elongados, siguiendo la dirección del bandeamiento (<i>strained garnets</i>). La extensión de esta zona no supera el 5% del ancho total del plutón. | 203 |

| | |
|--|-----|
| Figura 8.4: Resultados de modelos análogos que relacionan la razón de aspecto de cuerpos intrusivos con la tasa de inyección magmática al emplazarse en ambientes contraccionales. Se muestra que la razón de aspecto de los intrusivos aumenta a medida que disminuye la tasa de inyección. Tomado de Montanari et al. (2010). | 206 |
| Figura 8.5: Modelo conceptual que explica la diferencia entre el magma emplazado en el Dominio Oeste (a) y Dominio Este (b) de la Cordillera Principal de los Andes de Chile central..... | 208 |
| Figura Anexo D-1: Gráficos de concordia U-Pb en circón, separados por unidad del plutón San Gabriel. Los datos puntuales de los cristales de circones se presentan en el anexo digital <i>Tabla Anexo - LA-ICP-MS Spots – SGP.xlsx (DOI: 10.17632/34jzpj6vyg.1)</i> | 258 |
| Figura Anexo E-1: Patrones de tierras raras de los puntos medidos en circones, agrupados por unidades. Los datos puntuales de los cristales de circones se presentan en el anexo digital <i>Tabla Anexo - LA-ICP-MS Spots – SGP.xlsx (DOI: 10.17632/34jzpj6vyg.1)</i> | 259 |
| Figura Anexo E-2: Composición de circones de los puntos medidos agrupados por unidades. Los datos puntuales de los cristales de circones se presentan en el anexo digital <i>Tabla Anexo - LA-ICP-MS Spots – SGP.xlsx (DOI: 10.17632/34jzpj6vyg.1)</i> | 260 |

Capítulo 1:
Introducción y formulación del problema

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.

A través de la presente tesis se exploran los procesos que controlan la evolución de los reservorios de magma emplazados en la corteza superior, desde los mecanismos de construcción de espacio hasta los procesos que ocurren en el interior de estos y que controlan la diferenciación magmática. Durante esta investigación se abordan interrogantes acerca de la relación entre el transporte de magma, su relación con la deformación cortical y la redistribución de la roca hospedante, especialmente en arcos magmáticos contraccionales. Además, se aborda la capacidad de los reservorios de magma intermedios/ácidos, emplazados en la corteza superior, para generar magmas ácidos que alimenten grandes erupciones riolíticas a través de la diferenciación en el nivel de emplazamiento.

Para esto, esta investigación estudia la estructura interna del plutón San Gabriel (Chile central $\sim 33.8^{\circ}\text{S}$), correspondiente a un plutón granítico emplazado en la corteza superior durante el Mioceno tardío ($\sim 12 \text{ Ma}^1$). Esto se lleva a cabo a través de técnicas petrográficas, geoquímica de roca total, geocronología, geología estructural y de modelación numérica, con el objetivo de caracterizar las variaciones texturales y composicionales dentro del cuerpo intrusivo. De esta manera, se propone un modelo conceptual para la evolución fluidodinámica del plutón San Gabriel y un modelo de construcción del espacio durante su ascenso y emplazamiento. Mediante los resultados obtenidos del estudio del plutón San Gabriel, se espera dar algunas luces acerca de cuál es la escala temporal del emplazamiento reservorios magmáticos, cómo se acomoda el volumen de magma emplazado en la corteza y cuál es el rol de los reservorios de magma someros en la diferenciación de la corteza y la naturaleza de la actividad volcánica.

¹ En esta tesis se utiliza la abreviación de años al hablar de tiempos geológicos (edad y duración) recomendada por la IUGS, según la *Geological Magazine* (<https://pubs.geoscienceworld.org/geomag>). Para referirse tanto a edades como diferencias de tiempo, se utiliza el símbolo 'a' con múltiplos simbolizados como ka, Ma y Ga para edades de 10^3 , 10^6 y 10^9 años, respectivamente (Aubry et al., 2009).

El CAPÍTULO 1 se inicia realizando un planteamiento del problema, presentando algunos aspectos generales de las interrogantes existentes respecto al transporte de magma a través de la corteza. Posteriormente se presenta una revisión de los fundamentos teóricos y el estado del arte acerca del transporte de magma a través de la corteza. A continuación, se presentan antecedentes geológicos de los Andes de Chile central, enfocados en la evolución del magmatismo del Cenozoico y algunas características generales del plutón San Gabriel. Finalmente, en este capítulo se define la hipótesis y objetivos de la investigación, describiendo a grandes rasgos las metodologías empleadas.

A dicho capítulo le sigue el CAPÍTULO 2, en el cual se presenta una introducción y resumen de los avances realizados en el estudio de los intrusivos miocenos de Chile central para comprender los procesos magmáticos involucrados en la evolución de los reservorios emplazados en la corteza superior. Como preámbulo al eje central de la tesis, allí se presenta un resumen de la investigación realizada durante los estudios de Magíster del autor. Este se enfoca en los estudios de la estructura interna de intrusivos, con énfasis en el plutón La Gloria, y los avances realizados en otros cuerpos intrusivos de edad similar en Chile central.

A continuación, desde el CAPÍTULO 3 al CAPÍTULO 7, se presentan los resultados de esta investigación. El CAPÍTULO 3 inicia con la descripción geológica y morfológica del plutón San Gabriel, junto con la estructura interna y las unidades intrusivas basadas en la petrografía. El CAPÍTULO 4 presenta las variaciones geoquímicas y evolución interna del plutón. El CAPÍTULO 5 expone los resultados de los análisis geocronológicos e inferencias de las tasas de enfriamiento del plutón. Dichos resultados son parte de un manuscrito a someter en la revista *Lithos*, el cual constituye el CAPÍTULO 6 de esta tesis. Finalmente, el CAPÍTULO 7 presenta los resultados del análisis estructural de los enclaves máficos y la deformación registrada en el interior del intrusivo. Cada capítulo está diseñado para ser leído por sí solo, detallando aspectos de la metodología correspondiente y contemplando una pequeña sección de discusiones específicas de los resultados presentados en cada uno.

Para finalizar, se presenta el CAPÍTULO 8 de discusiones generales acerca del modelo evolutivo global propuesto para el plutón San Gabriel, indagando en las inferencias y alcances que se pueden desprender acerca del transporte de magma y evolución de reservorios someros en arcos magmáticos contraccionales.

1.1 Evolución y construcción de arcos magmáticos.

Los reservorios magmáticos emplazados en la corteza son parte fundamental dentro del proceso de transporte de magma desde los niveles profundos, modulando los tiempos de ascenso y diferenciación magmática en sistemas transcorticales (Petford et al., 2000; Cashman et al., 2017). En particular, los arcos continentales como los Andes representan el producto del magmatismo generado por el proceso de subducción, donde, en general, el transporte de magma suele estar concentrado en un área estrecha de la placa superior (Gill, 1981). Las condiciones de borde de los procesos que tienen lugar en el magmatismo de arco continental no solo incluyen la dinámica propia del magma, sino también las complejidades de los procesos tectónicos como engrosamiento y delaminación cortical (Gill, 1981; Paterson y Miller, 1998a; Paterson et al., 2008b; Cao et al., 2016b).

El estudio de secciones de arcos magmáticos antiguos expuestos, las que pueden exhibir hasta 70 km de espesor, es una aproximación fundamental para mejorar el entendimiento respecto al transporte y diferenciación magmática en estos ambientes (Ducea et al., 2015). Un ejemplo de estas secciones es el arco Famatiniano expuesto en la Sierra del Valle Fértil, Argentina, donde se pueden observar las variaciones litológicas y geoquímicas del arco en función de la profundidad hasta alcanzar el Moho (Otamendi et al., 2012). Según el estudio de Otamendi et al. (2012), es posible generar composiciones más ácidas hacia los niveles superiores mediante una construcción progresiva durante un período de unos 20 Ma (mostrando edades entre 485-465 Ma), la que se inicia con la inyección de magmas poco diferenciados en la corteza superior (Figura 1.1). De estas secciones se desprende la existencia de reservorios de magma intermedio-ácido en la corteza superior, muchos de los cuales modulan la extrusión de magma a través de sistemas volcánicos.

La naturaleza del registro de los procesos asociados a los reservorios de magma someros y su rol en el volcanismo son motivo de debate (Glazner et al., 2004, 2008; Bachmann et al., 2007; Miller et al., 2011; Menand et al., 2015). En este contexto, mediante esta investigación se pretende abordar interrogantes acerca de la dinámica de transporte, condiciones de almacenamiento de reservorios, determinación de las tasas de flujo de magma en la corteza superior y procesos de diversificación composicional en reservorios magmáticos someros, enfatizando el rol de las propiedades termomecánicas y estructuras de la roca de caja.

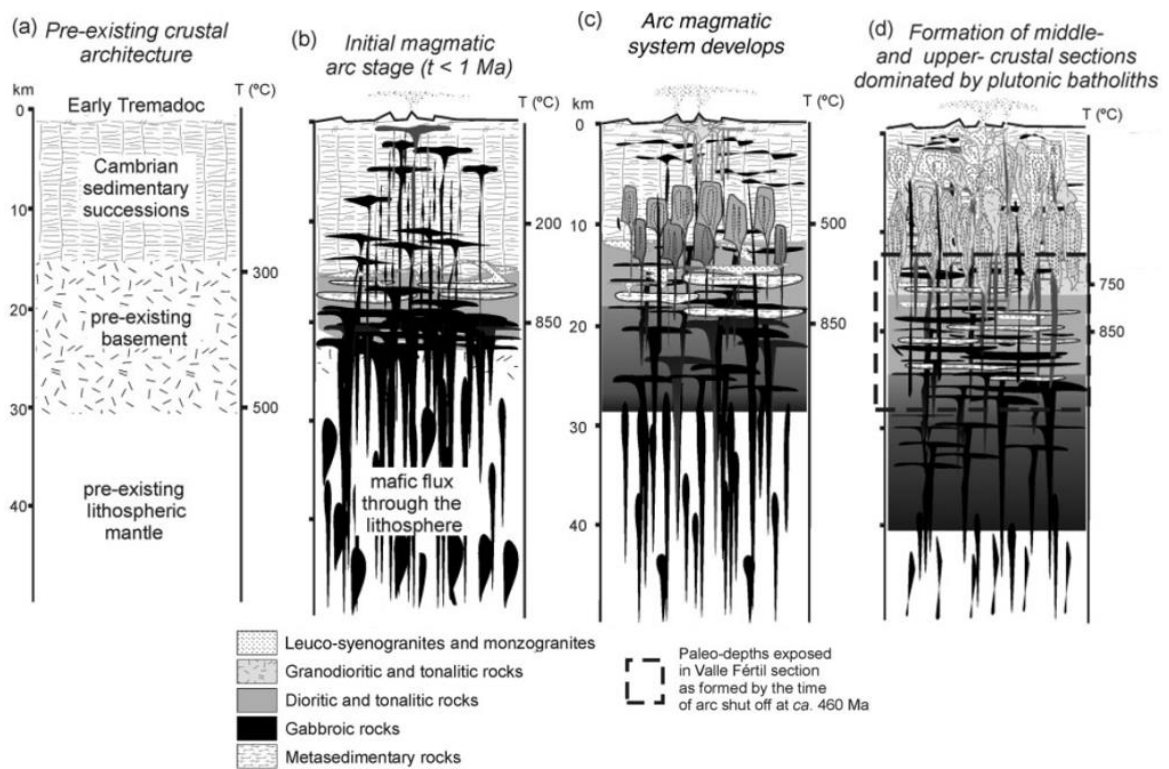


Figura 1.1: Modelo esquemático de construcción progresiva del arco magmático Famatiniano (485-465 Ma; Sierra de Valle Fértil, Argentina) y esquema de una sección cortical, mostrando la heterogeneidades y zonación composicional con respecto de la profundidad. Tomado de Otamendi et al. (2012).

La mayoría de los cuerpos plutónicos graníticos (*sensu lato*) emplazados en la corteza superior muestran períodos prolongados de enfriamiento, alcanzando el orden de 1 Ma hasta 10 Ma, y tasas de construcción en general menores a $5 \cdot 10^{-3} \text{ km}^3/\text{a}$ (Walker Jr. et al., 2007; de Saint Blanquat et al., 2011; Caricchi et al., 2014b; Molina et al., 2015; Eddy et al., 2016). El hecho de que cuerpos de magma móvil con volumen equivalente a los plutones observados debieran presentar menores tiempos de enfriamiento, ha llevado a plantear que los cuerpos plutónicos corresponden a la acreción de múltiples pulsos de magma en forma de diques y *sills* (Coleman et al., 2004; Glazner et al., 2004; Matzel et al., 2006; Bartley et al., 2012; Menand et al., 2015). Más aún, la modelación termal de este mecanismo de construcción de reservorios muestra que para garantizar el almacenamiento de volúmenes de magma móvil equivalentes a las grandes erupciones silíceas ($>450 \text{ km}^3$) se necesitan tasas de inyección mayores a $3 \cdot 10^{-3} - 10^{-2} \text{ km}^3/\text{a}$ (Annen, 2009; Gelman et al., 2013b; Karakas et al., 2017a).

Si bien el sustento termal y las tasas de inyección son esenciales para la construcción de reservorios de magma móvil, estas no representan una condición suficiente. En muchos casos el volcanismo silíceo es precedido por volcanismo máfico a intermedio con erupciones

relativamente frecuentes (de Silva, 1989; Lipman, 2007; Folkes et al., 2011), lo que sugiere que es necesario un tiempo de incubación y maduración termal de la corteza para construir un reservorio de magma que permita la diferenciación y alimente erupciones silíceas (de Silva y Gregg, 2014; Karakas et al., 2017a). Inicialmente, un reservorio de magma pequeño y una roca de caja fría y elástica permitirán alcanzar la sobrepresión necesaria para generar diques y gatillar el ascenso de magma a niveles superiores de manera más frecuente. Una vez que el reservorio de magma ha crecido y la roca de caja se ha calentado lo suficiente para comportarse de manera viscoelástica, el sistema es capaz de absorber la sobrepresión generada por nuevas inyecciones, inhibiendo el fracturamiento y la canalización de magmas a niveles superiores (Jellinek y DePaolo, 2003; Karlstrom et al., 2010; Degruyter y Huber, 2014). De este modo, la respuesta del sistema a la sobrepresión generada por las nuevas inyecciones de magma, o a procesos como la exsolución de volátiles, depende altamente del estado termal de la corteza, el cual determina las propiedades térmicas (difusividad termal) y mecánicas de la roca de caja (módulos elásticos y viscosidad; Del Negro et al., 2009; Whittington et al., 2009; de Silva y Gregg, 2014).

El ascenso y emplazamiento de magma a través de la corteza en forma de diapiros, cuerpos en forma de gota invertida que ascienden por buoyancia y deformación viscosa de la roca de caja, fue relativamente aceptado (Marsh, 1982; Bateman, 1984; Paterson y Vernon, 1995). No obstante, debido al comportamiento rígido de la corteza superior y que la energía termal del diapiro es finita, este mecanismo no permite explicar el ascenso y emplazamiento de magmas graníticos a través de la corteza superior (Clemens y Mawer, 1992; Petford et al., 1994; Clemens, 1998). Lo anterior es especialmente esperado para arcos jóvenes donde el flujo de magma no ha sido largamente sostenido en el tiempo (Paterson y Fowler, 1993). Mecanismos como el *dyking* y *stoping* serían mecanismos más eficientes en la corteza superior frágil, donde bloques de la roca de caja son rodeados por magma (diques) e integrados dentro del reservorio, los cuales caen por densidad (Marsh, 1982; Clarke et al., 1998). Estos bloques o xenolitos podrían ser desprendidos por fracturamiento de la roca de caja previo a la intrusión (por deformación tectónica), expansión termal de la roca de caja o debido a sobrepresiones del reservorio (Yoshinobu et al., 2009; Paterson et al., 2012).

El rol de los mecanismos anteriores en la construcción de sistemas magmáticos en márgenes activos como los Andes está condicionado por procesos tectónicos como el acortamiento y engrosamiento cortical (Ducea et al., 2015). La relación espacial y temporal

entre magmatismo y estructuras tectónicas ha sido evidenciada tanto en sistemas volcánicos activos, donde se ha documentado la injerencia de estas estructuras y los estreses en las características composicionales del volcanismo (Cembrano y Lara, 2009); así como también mediante técnicas de modelación análoga del emplazamiento de magma en cinturones deformados (Musumeci et al., 2005; Ferré et al., 2012; Martínez et al., 2018).

El rol de estructuras tectónicas, como fallas y pliegues, en la canalización y emplazamiento de magmas parece ser evidente, pero sigue siendo esquivo en arcos contraccionales, donde el problema del espacio parece ser más complicado de resolver y se reduce a un proceso de transferencia y acomodo de *strain* (Paterson y Miller, 1998a). La deformación asociada al emplazamiento y construcción de reservorios de magma puede ser absorbida por la aureola mecánica y termal mediante una combinación de deformación frágil y dúctil de la roca de caja (Miller et al., 2009; Cao et al., 2016a), o bien, mediante deformación interna del propio reservorio de magma (Garibaldi et al., 2018).

Paterson y Vernon (1995) plantean que durante el emplazamiento del magma en un arco la roca hospedante debe ser desplazada, deformándose dúctil o frágilmente, dependiendo del grado de evolución del arco. Un arco magmático joven, con una corteza termalmente inmadura y fría, favorecerá un desplazamiento de roca de caja hacia abajo en términos pasivos, es decir, intercambiando el volumen de roca de caja por magma mediante mecanismos como el *stoping*, los que permiten conservar el volumen (Figura 1.2). En estos casos, se espera un gradiente geotermal cercano al normal, no superando los 25 °C/km (de Silva y Gregg, 2014; Karakas et al., 2017a). Aunque el gradiente geotermal puede aumentar en los alrededores de las intrusiones, llegando hasta 150 °C/km, el poco tiempo para alcanzar el equilibrio hace que la aureola termal sea estrecha, tal como muestran simulaciones numéricas de la evolución termal de la roca de caja (Gutiérrez et al., 2013; Aravena et al., 2017), así como estudios petrológicos del metamorfismo de rocas hospedantes, como el realizado por Vidal (2007). Lo anterior, genera que el comportamiento reológico de la roca de caja siga siendo frágil en términos generales, acotando el comportamiento dúctil a una franja estrecha alrededor de los plutones (Payacán, 2015).

Como contraparte, en un arco maduro, la mayor temperatura de la roca de caja favorece que, durante el emplazamiento de magma, esta tienda a deformarse dúctilmente y fluir hacia abajo, o bien, será desplazada lateralmente, registrando un acortamiento en la

dirección normal al borde del sistema magmático (Figura 1.2). Este tipo de arcos se asocian a gradientes geotermales elevados, superando los $50\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (de Silva y Gregg, 2014; Karakas et al., 2017a), donde, además, el magmatismo se ha prolongado por un período de decenas de millones de años, tal como se ha inferido en arcos magmáticos donde el magma ha sido transportado por una misma zona, como en la Sierra Nevada, CA, EE.UU. (*magma focusing*; Paterson et al., 2011).

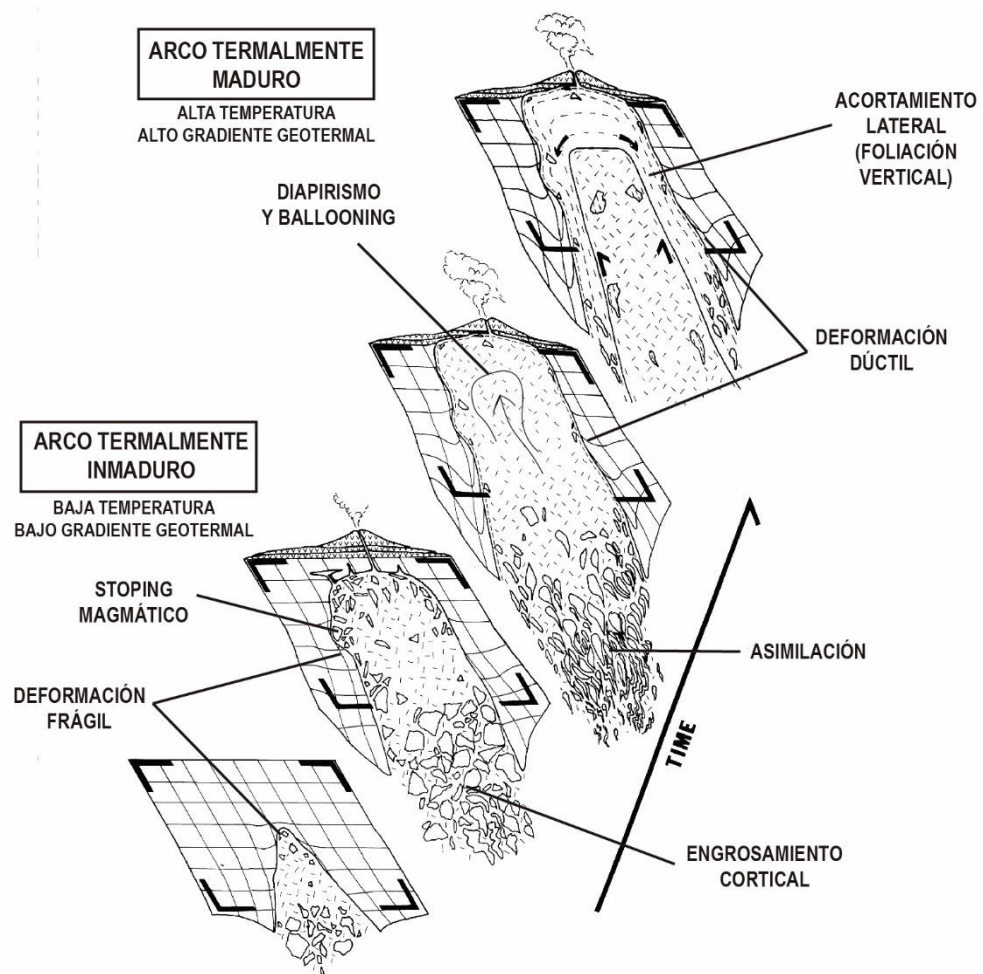


Figura 1.2: Modelo conceptual de la evolución temporal de un arco magmáticos, el cual muestra el transporte de roca de caja a medida que el magma asciende (modificado de Paterson y Vernon, 1995). Aquí se muestra que el comportamiento reológico de la roca desplazada y el mecanismo de ascenso del magma depende del estado de evolución del arco, según si este es un arco inmaduro (roca de caja fría y frágil, con gradiente geotermal bajo entorno a $\sim 25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$; Karakas et al., 2017a) o maduro (roca de caja calentada y deformada dúctilmente, con gradiente geotermal alto $>50\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$; Karakas et al., 2017a)

En este sentido, sobre todo para la corteza superior, es importante comprender cuál es la dinámica de esta transferencia de masa durante el emplazamiento de intrusivos, teniendo implicancias en la comprensión del volcanismo y la orogénesis. Este proceso debe ser considerado en los análisis de acortamiento y engrosamiento cortical en la evolución de arcos magmáticos (Paterson y Miller, 1998a; de Silva y Gosnold, 2007; Cao et al., 2016b), especialmente en orógenos como los Andes. Adicionalmente, la inferencia de tasas de inyección magmática a partir de modelos de recarga de reservorios someros y el abombamiento de la roca de caja en sistemas volcánicos (e.g., Gregg et al., 2013; Delgado et al., 2016, 2017) debe considerar los procesos de transferencia de roca de caja hacia abajo por el emplazamiento de magma de manera pasiva, sin generar una deformación importante en la roca hospedante (tal como sería el caso del *stoping* magmático en un arco termalmente inmaduro; Figura 1.2).

Una serie de modelos numéricos de la construcción y evolución termal de reservorios de magma en la corteza superior establecen las condiciones termomecánicas que permiten sustentar el crecimiento y vida de un reservorio de magma en la corteza (Annen, 2009, 2011; Karlstrom et al., 2010; Gelman et al., 2013b; Degruyter y Huber, 2014). Sin embargo, asumen que el reservorio de magma se construye a una profundidad dada y no responden a la pregunta de por qué los magmas se almacenan en ciertos niveles. Los factores que controlan la profundidad (y dirección) de emplazamiento de los magmas son: (1) buoyancia, debida a diferencias de densidad entre el magma y la roca de caja, donde el magma detiene su ascenso al alcanzar un nivel con igual densidad (Clemens, 1998; Keller et al., 2013); (2) la viscosidad efectiva del magma, dependiente de la secuencia de cristalización y el contenido de volátiles, de modo que, al disminuir la presión en niveles someros (< 2 kbar), el magma puede cruzar la curva de *solidus* de manera drástica, ya sea por ascenso del magma o al disminuir la presión litostática del sistema por procesos denudación acelerada o retiro de masas de hielo (Thompson, 1996; Giordano et al., 2008; Sigmundsson et al., 2010); (3) la presencia de estructuras mecánicas (discordancias y/o fallas) y variaciones locales del estado de *stress* de la roca de caja, lo que puede favorecer la acumulación de magmas en zonas de debilidad, así como la presencia de barreras reológicas de la roca de caja que flecten la propagación de diques en direcciones subhorizontales (Brown y Solar, 1998b; Hogan et al., 1998; Gudmundsson, 2011).

1.2 Transporte de magma a través de la corteza: estado del arte.

El ascenso de magmas a través de la corteza continental, desde la generación en los niveles superiores del manto hasta el emplazamiento en la corteza superior y, eventualmente, en la superficie, representa un proceso fundamental en la evolución, diferenciación y construcción de la corteza continental (Petford et al., 2000; Ducea et al., 2015). Estos procesos permiten advectar masa y calor desde los niveles profundos, generando una estratificación composicional de la litósfera (y en particular de la corteza), diferenciando niveles inferiores de mineralogía deshidratada, residuales, y niveles superiores de composición félsica (Saleeby et al., 2003; Economos, 2009; Paterson et al., 2011; Otamendi et al., 2012). La comprensión de la naturaleza del transporte de magma a través de la corteza durante la construcción de arcos magmáticos, cuál es su dinámica y cuáles son las tasas de flujos, especialmente en los niveles superiores, es clave para responder dichas preguntas.

1.2.1 Desde la génesis al volcanismo.

El transporte de magma a través de la litósfera involucra al menos cuatro etapas – generación (fusión parcial), segregación, ascenso y emplazamiento- que constituyen el modelo MSAE (por sus siglas en inglés), donde cada etapa ocurre de manera separada, pero dependiente de las demás (Petford et al., 2000; Vigneresse y Clemens, 2000; Vigneresse, 2006). En ambientes de subducción, la etapa de generación de magma está dada por la fusión parcial de las rocas ultramáficas de la cuña astenosférica, debido a la liberación de agua por el metamorfismo de los minerales hidratados contenidos en la corteza del *slab* oceánico (Figura 1.3; Gill, 1981; Davies y Stevenson, 1992; Ulmer, 2001). Esto representaría un proceso continuo y pervasivo en el espacio, controlado principalmente por cambios en el estado termal, de presión y/o composicional de la fuente (Vigneresse, 2004). La tasa de producción de fundidos dependería principalmente del grado de hidratación de la corteza oceánica, la capacidad del manto para generar fundidos y las características geométricas y cinemáticas del sistema de subducción, como el ángulo y edad del *slab* y la velocidad de subducción (Scambelluri y Philippot, 2001; Cagnioncle et al., 2007).

Una vez que se generan los fundidos basálticos en la cuña astenosférica, los fundidos se segregan (separación del fundido generado y el sólido residual, mediante flujos a pequeña escala $\sim 10^{-1}$ m) y ascienden a través del manto (canalización del fundido y transporte a niveles superiores mediante flujos a gran escala, 10^3 - 10^4 m; Vigneresse, 2004, 2007). En esta etapa,

el transporte de magma pasa a ser un proceso discreto, acotado en el espacio y, posiblemente, en el tiempo, controlado principalmente por el comportamiento reológico y la partición del *strain* en las rocas parcialmente fundidas (Brown y Solar, 1999; Tikoff y Vigneresse, 1999; Vigneresse et al., 1999; Weinberg y Regenauer-Lieb, 2010). El transporte de los fundidos basálticos en estos niveles ocurriría mediante flujo a través de medio poroso por compactación de una matriz porosa, por buoyancia mediante diapiros y/o canalización de fundidos en estructuras tabulares en forma de diques (Aharonov et al., 1995; Petford et al., 2000; Connolly y Podladchikov, 2007; Johnson y Jin, 2009).

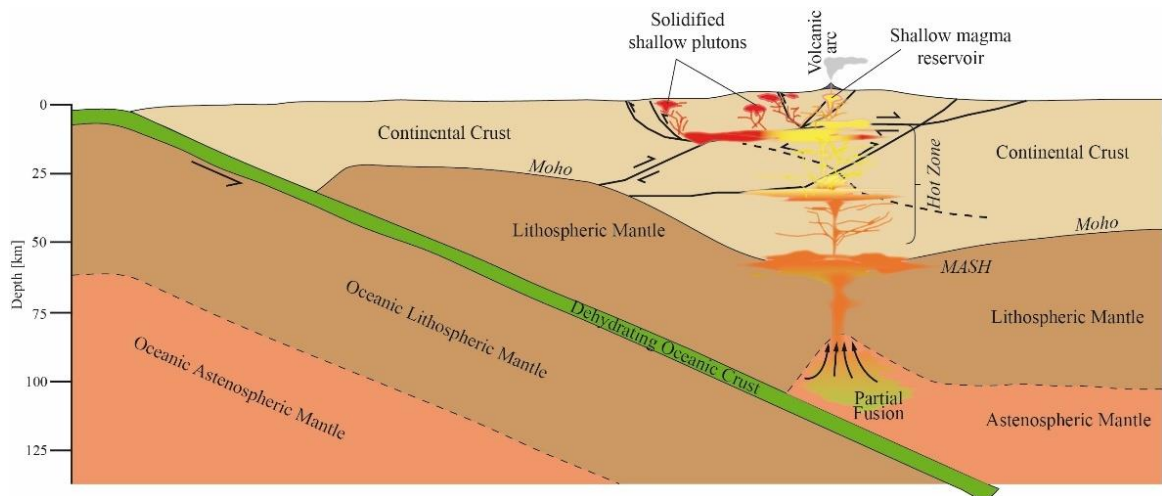


Figura 1.3: Esquema de la configuración litosférica de una zona de subducción como los Andes de Chile central, mostrando el transporte de magma desde la génesis por fusión parcial de la cuña astenosférica, el ascenso y acumulación en la zona MASH ubicada en la base de la corteza, y el ascenso hasta la superficie con niveles de estancamiento en las zonas profundas de la corteza. Gradación de color naranja a amarillo en arco magmático activo representa diferenciación del magma (incremental de SiO_2). Basado en la arquitectura cortical propuesta por Farías et al. (2010).

Al ascender, los fundidos basálticos alcanzan la transición corteza-manto (*Moho*), donde encuentran una barrera de densidad que disminuye su capacidad de ascenso, emplazándose y conformando la zona MASH –en inglés: fusión, asimilación, almacenamiento y homogenización– (Figura 1.3; Hildreth y Moorbath, 1988; Walker Jr. et al., 2015). La acumulación de magmas basálticos en este nivel induciría fusión parcial local de rocas de la corteza continental, asimilación, mezcla de magmas, cristalización y fraccionamiento (Hildreth y Moorbath, 1988; Stern, 1991; Kay et al., 2005; Muñoz et al., 2013). Estos procesos permitirían al magma adquirir una signatura isotópica y de tierras raras características de las condiciones existentes en etapas tempranas de la generación del magma.

Sin embargo, procesos de contaminación previos, generados por el aporte de sedimentos transportados por la placa subductante (sedimentos transportados a través del canal y/o erosión por subducción), podrían contaminar la fuente astenosférica, controlando también la adquisición de la signatura isotópica de los magmas asociados al margen convergente (Stern, 1991; Kay et al., 2005).

A partir de la zona MASH, los fundidos continuarían su ascenso como basaltos más evolucionados que los primitivos o andesitas (Hildreth y Moorbath, 1988; Cashman et al., 2017). Éstos irán conformando las *Hot-zones*, entendida como niveles de acumulación de cuerpos de magma máfico ubicada en la corteza inferior, donde nuevos procesos de segregación y ascenso tienen lugar, los cuales permitirían generar los magmas de composiciones intermedias a félsicas (Figura 1.3; Annen et al., 2006a; Otamendi et al., 2012). El régimen de transporte de magma en la corteza de la placa cabalgante en márgenes convergentes de subducción cambia principalmente a la canalización a través de estructuras en forma de diques, los cuales se flectan para formar *sills* (Gudmundsson, 2011; Menand, 2011). Las condiciones de *stress* y régimen de deformación de la corteza serían el principal factor que controla la profundidad y modo de emplazamiento de los cuerpos de magma, dando lugar a redes de canales conectados o, si las condiciones son favorables, la acumulación de magma en zonas preferenciales (Brown y Solar, 1999; Chaussard y Amelung, 2014). En este sentido, en su trayecto a través de la corteza desde las *Hot-zones* hasta la corteza superior, el magma puede (1) ascender “directamente” hasta la superficie, presentando poco tiempo de residencia y alimentando erupciones volcánicas pequeñas; o bien (Takada, 1994; Morgado et al., 2017), (2) acumularse en niveles someros y alimentar la formación de grandes reservorios de magma (>200 km³; de Silva y Gosnold, 2007; Karlstrom et al., 2009; Gelman et al., 2013a). Sin embargo, Annen et al. (2006) argumentan que el rol de los reservorios someros de magma en la diferenciación composicional de la corteza continental no es del todo claro, mostrando que la mayor diferenciación ocurriría en la corteza inferior. No obstante, la evidencia geofísica y petrológica sugiere la existencia de reservorios de magma ricos en fundido, los cuales modulan la frecuencia y volúmenes de erupciones volcánicas (Karlstrom et al., 2010; Gregg et al., 2013; Caricchi et al., 2014a; Delgado et al., 2016; Aravena et al., 2017; Hartung et al., 2017; Muñoz-Gómez et al., 2020). Los factores y mecanismos que controlan este proceso se desarrollan en las siguientes secciones.

1.2.2 Reservorios de magma silíceo de la corteza superior: características y definiciones.

Como se afirma en la sección anterior, la construcción de grandes cámaras de magma intermedio a silíceo en los niveles superiores de la corteza (reservorios someros) y su rol en los procesos de diferenciación magmática es parte de la discusión vigente (Coleman et al., 2004; Glazner et al., 2004, 2008; Bachmann et al., 2007; Annen, 2009; Miller et al., 2011; Menand et al., 2015; Bachmann y Huber, 2016). Esta discusión se enfoca en preguntas claves, a veces interconectadas, las que podemos resumir en:

- (i) ¿Se pueden sustentar termalmente las cámaras individuales con magma pobre en cristales en la corteza superior? ¿Necesitan inyecciones múltiples? ¿Cuál es la escala de tiempo de enfriamiento y construcción de los reservorios?
- (ii) ¿Cuál es la relación entre los cuerpos plutónicos emplazados en la corteza superior con el volcanismo? ¿Dónde se produce la diferenciación magmática que da lugar a composiciones silíceas (>65%wt. SiO₂)? ¿Es en las cámaras magmáticas someras donde se genera el magma que alimenta las grandes erupciones silíceas? ¿Viene de niveles más profundos?
- (iii) ¿Cómo se interpreta el registro plutónico de dichos reservorios? ¿Representan los cuerpos plutónicos intermedios a silíceos reservorios de magma que fueron capaces de presentar magma convectivo y, eventualmente, hayan alimentado erupciones volcánicas explosivas?

Basado en el registro de edades de enfriamiento extendidas en el tiempo (*protracted ages*), obtenidas mediante estudios geocronológicos en cuerpos plutónicos y la modelación numérica del proceso de enfriamiento de cuerpos de magma (Coleman et al., 2004; Glazner et al., 2004; Walker Jr. et al., 2007; Annen, 2009; Gelman et al., 2013b; Karakas et al., 2017b), se ha sustentado la idea de que los cuerpos plutónicos son construidos incrementalmente mediante la múltiples pulsos de magma, en forma de diques y sills, separados entre sí en el tiempo (Glazner et al., 2004; Bartley et al., 2012). El hecho de que cada pulso arribe y tenga el tiempo para solidificarse (al menos parcialmente hasta impedir que fluya) antes del arribo del siguiente, ha llevado a plantear la hipótesis de que los cuerpos plutónicos no podrían representar cuerpos mayormente fundidos, similares a un “estanque de magma”, asociado principalmente a la construcción mediante diapiros (Figura 1.4a). Por el contrario, los cuerpos plutónicos representarían una amalgama de diferentes pulsos de

magma, los cuales no tuvieron la capacidad de interactuar entre sí mediante flujos convectivos, mezcla, retrabajo de distintas unidades ni procesos de diferenciación intensos (Coleman et al., 2012).

Sin embargo, como contraparte, se suele entender que los reservorios de magma someros representarían cuerpos de material parcialmente fundido, pero no necesariamente con la capacidad de presentar convección a gran escala, definido como reservorio tipo *mush* (Hildreth, 1981). Esta conceptualización de los reservorios de magma contempla la formación de zonas diferenciadas reológica y composicionalmente debido al enfriamiento diferencial del magma, la generación de frentes de solidificación y redistribución de fundidos en su interior (Figura 1.4b; Bachl et al., 2001; Gutiérrez et al., 2013; Paterson et al., 2016; Aravena et al., 2017; Schaen et al., 2017).

A partir del modelo de cámara tipo *mush*, los cuerpos magmáticos emplazados en la corteza superior se pueden caracterizar mediante la siguiente terminología (Miller et al., 2011):

- (i) Sistema magmático: Volumen de material magmático, que incluye desde roca sólida hasta fundido pobre en cristales, y representa una zona activa de transferencia y acumulación de magma.
- (ii) Reservorio magmático: Región con contenido de fundido en un sistema magmático, desde la zona de magma pobre en cristales hasta la red cristalina rígida.
- (iii) Cámara de magma: Volumen continuo que contiene magma móvil, incluyendo magma pobre y rico en cristales y el *mush*.

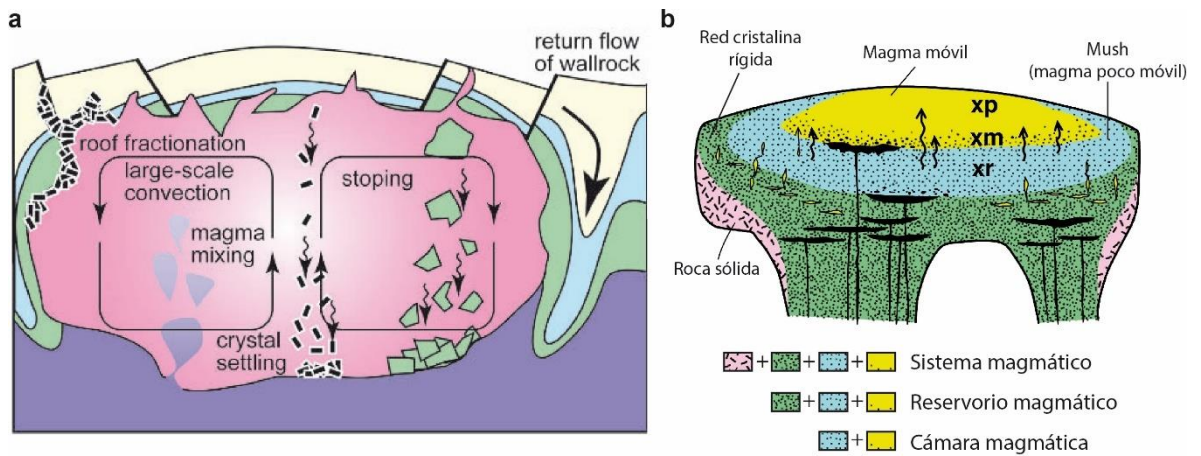


Figura 1.4: a) Esquema de una cámara magmática tipo “estanque líquido” y los principales procesos magmáticos que ocurren en su interior (convección a escala de la cámara, fraccionamiento adosado a las paredes y techo, *stopping* magmático, *mixing* magmático, decantación de cristales y flujo descendente de la roca de caja). Tomado de Glazner et al. (2004). b) Modelo de cámara rica en cristales (tipo *mush*), donde se presentan los diferentes dominios magmáticos definidos según la cristalinidad y capacidad de fluir del magma (sistema magmático, reservorio magmático y cámara magmática; Miller et al., 2011). Las flechas negras representan la removilización de fundidos riolíticos extraídos desde magmas de composición intermedia. En negro se muestran pequeños pulsos de magma máfico que llegarían de niveles inferiores. Modificado de Hildreth (2004).

Según la reología del magma, dada principalmente por su grado de cristalinidad, podemos clasificar los materiales dentro del sistema magmático según la Tabla 1-1. Los cambios en el comportamiento reológico del magma durante su enfriamiento, debidos a la cristalización, contralan el mecanismo y eficiencia de diferenciación magmática y segregación de fundidos residuales (Dufek y Bachmann, 2010). En etapas de baja cristalinidad (<45% vol.), la segregación de fundidos ocurriría a través de procesos como la decantación de cristales por diferencias de densidad con el fundido (*crystal settling*), siendo relativamente poco eficiente. Por otro lado, en estados de alta cristalinidad (>45% vol.), la segregación de fundidos residuales sería más efectiva a través de mecanismos de compactación y canalización a través de estructuras, específicamente dentro de la ventana de extracción óptima (*Mush*, entre ~45% vol. y ~60% vol. de cristales; Dufek y Bachmann, 2010). La segregación de líquidos residuales sería poco eficiente a mayores cristalinidades del magma.

Tabla 1-1: Definición y características de los materiales en los sistemas magmáticos. Tomado de Miller et al. (2011).

| Material | % Cristales (vol.) | Comportamiento reológico |
|---------------------------------|--------------------|--|
| <i>Magma pobre en cristales</i> | >~15 | Baja viscosidad efectiva, altamente móvil y eruptable |
| <i>Magma rico en cristales</i> | ~15 a ~45 | Más viscoso que el pobre en cristales, pero aún es móvil y eruptable. Los cristales pueden decantar y/o ser transportados por convección |
| <i>Mush (magma menos móvil)</i> | ~45 a ~60 | Mucho más rígido que el magma rico en cristales, difícilmente móvil y eruptable. La extracción de fundidos intersticiales es efectiva |
| <i>Red cristalina rígida</i> | >~60 | Resistencia y viscosidad cercanas a la roca sólida, inmóvil y con extracción de fundidos ineficiente |
| <i>Roca sólida</i> | 100 | Sin presencia de fundido. Zona muy fuerte y viscosa |

1.2.3 Construcción de reservorios de magma someros: sustento termal y mecánico.

Se han desarrollado diversos modelos para entender la evolución termal, composicional y dinámica de las cámaras de magma someras (Jellinek y DePaolo, 2003; Annen, 2009; Dufek y Bachmann, 2010; Gutiérrez y Parada, 2010; Karlstrom et al., 2010; Huber et al., 2012; Gelman et al., 2013b; Gutiérrez et al., 2013; Degruyter y Huber, 2014; Aravena et al., 2017; Karakas et al., 2017a). A partir de estos, se postula que la duración de la actividad magmática y la eficiencia en la acumulación de grandes volúmenes de magma en la corteza superior está determinada por la tasa de inyección de magma en el sistema, el estado termal inicial de la roca hospedante y las propiedades físicas del magma.

1.2.3.1 Sustento termal de reservorios magmáticos someros.

Los modelos numéricos del enfriamiento de sistemas magmáticos construidos por múltiples inyecciones muestran que para sustentar termalmente la acumulación de grandes volúmenes de magma eruptable (móvil y pobre en cristales) en la corteza superior, capaces de alimentar grandes erupciones silíceas ($>500 \text{ km}^3$), son necesarias tasas de inyección promedio a largo plazo superiores a $10^{-2} \text{ km}^3/\text{a}$ (Annen, 2009). Sin embargo, estas tasas podrían disminuir hasta $5 \cdot 10^{-3} \text{ km}^3/\text{a}$ para el caso de magmas hidratados (cristalización eutéctica), conductividad térmica dependiente de la temperatura y cortezas precalentadas con altos gradientes geotermales (Karlstrom et al., 2010; Gelman et al., 2013b; Karakas et al., 2017a). Las tasas de inyección inferidas a partir de la modelación son consistentes con las tasas de emplazamiento promedio inferidas en cuerpos plutónicos, al dividir el volumen preservado por el rango de edades de enfriamiento (Matzel et al., 2006; de Saint Blanquat

et al., 2011; Paterson et al., 2011; Menand et al., 2015). Sin embargo, estas tasas son al menos un orden de magnitud menor que las tasas de inyección inferidas a partir de estudios geofísicos en sistemas volcánicos (Crisp, 1984; Menand et al., 2015). Por ello, es necesario tener en cuenta que las tasas de inyección inferidas a partir de cuerpos plutónicos y modelos termaltes son tasas promedio, en el largo plazo, del emplazamiento del magma. Menand et al. (2015) muestran que los sistemas magmáticos en la corteza deben ser alimentados por pulsos discretos esporádicos, ello debido a que para sustentar termalmente el ascenso de magma a través de diques se requieren tasas mucho mayores que las tasas promedio a largo plazo registradas en cuerpos plutónicos (hasta dos órdenes de magnitud).

El hecho de que los rangos de edad de enfriamiento registrados en cuerpos plutónicos emplazados en los niveles superiores de la corteza, mediante la edad de cristalización de circones (Matzel et al., 2006; de Saint Blanquat et al., 2011), sea mayor al período de enfriamiento de un reservorio de magma mayormente fundido, ha llevado a postular que las cámaras de magma someras no se sustentarían termalmente durante ese período de tiempo y que los cuerpos plutónicos representarían una amalgamación de pequeñas intrusiones (Coleman et al., 2004; Glazner et al., 2004; Bartley et al., 2012). Esto ha llevado a postular que las grandes erupciones riolíticas no podrían ser alimentadas por sistemas magmáticos someros, sino más bien por grandes pulsos de magma silícico provenientes de niveles más profundos (Annen, 2009).

El modelo conceptual anterior puede ser particularmente cierto para el caso de reservorios de magma félsico (riolítico/granítico), debido al carácter eutéctico de la secuencia de cristalización (cristalización violenta en un pequeño rango de temperatura por la saturación de SiO_2). Sin embargo, la evidencia termodinámica muestra que los líquidos riolíticos eruptados a partir de las grandes erupciones volcánicas silícicas serían producto del fraccionamiento de líquidos residuales a partir de magmas intermedios en los niveles superiores de la corteza, donde se alcanza el contenido de SiO_2 correspondiente a dichas erupciones (~70% wt.; Gualda y Ghiorso, 2013). Esto indica que el proceso de extracción de los líquidos residuales silícicos debe ser relativamente rápido, comprendiendo entre miles y centenares de miles de años (Bachmann y Bergantz, 2004; Pamukcu et al., 2015). Esto muestra la importancia de la composición del magma emplazado en la corteza superior para comprender la escala temporal de su emplazamiento y su capacidad para dar lugar a grandes volúmenes de magma móvil: emplazar magmas silícicos (>65% wt. SiO_2) reduce el tiempo

de enfriamiento y la longevidad del sistema; sin embargo, para composiciones menos silíceas (<65% wt. SiO₂), la secuencia de cristalización permitiría que el magma enfriándose permanezca un mayor tiempo dentro de la ventana de óptima extracción.

1.2.3.2 Sustento mecánico de reservorios magmáticos someros.

Diversos estudios en sistemas volcánicos activos muestran que el volcanismo silíceo voluminoso es precedido por volcanismo andesítico aún más voluminoso durante períodos de hasta 5 Ma (de Silva, 1989; Lipman, 2007; Folkes et al., 2011). La inyección y acumulación de magmas máficos en la corteza superior aporta calor a la roca hospedante, permitiendo sustentar la incubación de grandes volúmenes de fundido y favoreciendo la diferenciación de magmas más félsicos (de Silva y Gregg, 2014). Dicha madurez termal de la roca hospedante hace que ésta adquiera un comportamiento reológico viscoso, por sobre un comportamiento elástico, promoviendo la acumulación y almacenamiento de magma e inhibiendo su ascenso y erupción.

La incubación termal de la corteza afecta la respuesta del sistema a la deformación y sobrepresión generada por nuevas inyecciones de magma (Jellinek y DePaolo, 2003; Karlstrom et al., 2010; Degruyter y Huber, 2014; Karakas et al., 2017a). Inicialmente, un pequeño reservorio de magma móvil no es capaz de acomodar la deformación y sobrepresión generada por las nuevas inyecciones de magma, fracturando la roca hospedante, favorecido por su comportamiento elástico, haciendo que el magma ascienda a niveles superiores (Jellinek y DePaolo, 2003). Este proceso, potenciado por inyecciones magmáticas más voluminosas, se ve reflejado en un aumento de la frecuencia eruptiva del sistema (Figura 1.5; Caricchi et al., 2014a; Degruyter y Huber, 2014; Degruyter et al., 2016). Posteriormente, es posible alcanzar una condición crítica (volumen de la cámara y estado termal de la roca de caja) a partir del cual el sistema puede acomodar la deformación y sobrepresión generada por las nuevas inyecciones de magma mediante la deformación viscoelástica de la roca de caja (Jellinek y DePaolo, 2003). Este comportamiento reduce la capacidad de fracturamiento de la roca de caja, impidiendo la evacuación de magma y acomodando la deformación debido a la expansión del sistema magmático (Figura 1.5; Karlstrom et al., 2010; Gregg et al., 2013; Degruyter et al., 2016). Esto permitiría explicar la relación inversa entre la frecuencia eruptiva y el volumen erupcionado en sistemas volcánicos (Scandone et al., 2007; Deligne et al., 2010).

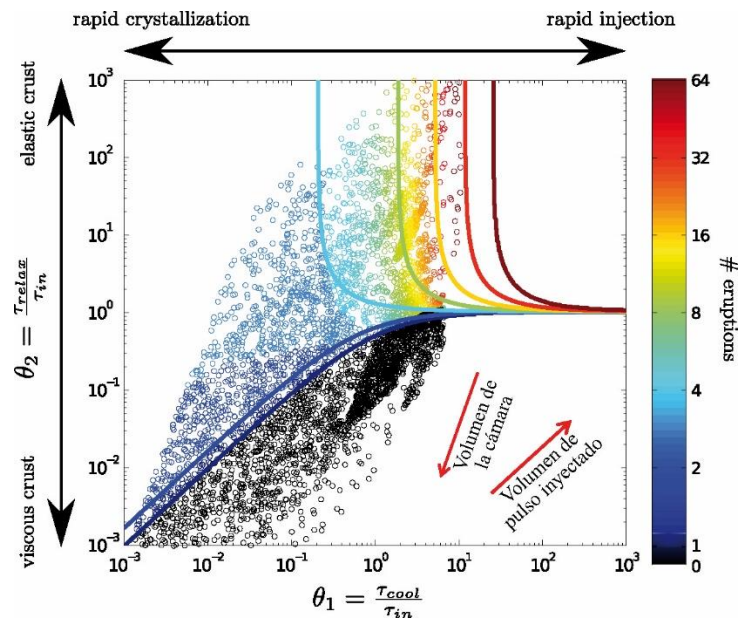


Figura 1.5: Resultados de simulaciones termomecánicas de la frecuencia eruptiva y evacuación de magma desde un reservorio somero, en función del comportamiento reológico de la roca hospedante (eje vertical) y la tasa de inyección magmática (eje horizontal; Degruyter et al.; 2016). Los ejes representan distintos comportamientos del sistema, en función de la relación entre el tiempo de relajación de la deformación viscoelástica (τ_{relax}) y tiempo de enfriamiento (τ_{cool}), respecto al período de inyección magmática (τ_{in}). A partir de estos resultados se puede observar que bajas tasas de inyección bajo una corteza viscosa tiende a acumular más magma que altas tasas de inyección magmática bajo una corteza fría y elástica, donde la frecuencia eruptiva es mucho mayor.

Es posible dividir la construcción de grandes reservorios de magma en la corteza superior en dos etapas principales (Degruyter et al., 2016):

- (i) Etapa de incubación: Período inicial de construcción del sistema magmático, donde las primeras inyecciones de magma intruyen la roca de caja relativamente fría. Si las tasas de inyección de magma lo permiten, es posible dar lugar a la construcción de una cámara pequeña. Las dimensiones de la cámara y el comportamiento elástico (frágil) de la roca de caja no permite acomodar la sobrepresión interna generada por nuevas inyecciones de magma, haciendo que éste ascienda a través de estructuras y alimente reservorios más someros y/o erupciones volcánicas frecuentes (~10-100 de años; Caricchi et al., 2014a).
- (ii) Etapa de madurez termal: Período tardío dentro de la evolución del sistema magmático, donde la roca de caja alcanza una madurez termal (mayor temperatura que la predicha por el gradiente geotermal promedio de la corteza) y el volumen de la cámara alcanza un volumen crítico. Esto permite acomodar la deformación generada por nuevas inyecciones de magma a través de la respuesta viscoelástica de la roca de caja,

favorecido por el mayor volumen de la cámara. Este proceso favorece la acumulación de magmas y el crecimiento del reservorio, potenciando la diferenciación magmática. A partir de este período, las erupciones volcánicas tenderían a ser menos frecuentes, más ricas en sílice y con mayor índice de explosividad (Caricchi et al., 2014a).

1.2.4 Mecanismos de ascenso y emplazamiento de cuerpos plutónicos en la corteza.

En los niveles superiores de la corteza, el paso de ascenso a emplazamiento se entiende como el cambio de un transporte vertical de magma a un transporte horizontal (Petford et al., 2000; Vigneresse y Clemens, 2000; Brown, 2007). El emplazamiento de los magmas en determinados niveles de la corteza, donde eventualmente se comenzaría a construir un reservorio magmático, depende de las propiedades físicas del magma (dependientes de su temperatura y composición) y de las propiedades físicas de la roca hospedante (Brown y Solar, 1999; de Silva y Gregg, 2014). Los modelos que muestran el sustento termal y mecánico de los reservorios de magma someros, descritos anteriormente, no enfrentan el problema de dónde se acumulan los magmas (asumiendo una profundidad). En los niveles superiores de la corteza, los factores que controlan la profundidad de emplazamiento de los magmas son:

- (i) Buoyancia del magma, o flotabilidad, dada por la diferencia de densidad entre el magma y la roca de caja. Esta fuerza motora determina que el magma ascenderá a través de rocas que sean más densas, hasta alcanzar un nivel de roca con densidad menor o igual (Clemens, 1998; Keller et al., 2013).
- (ii) La viscosidad efectiva del magma, dependiente de la secuencia de cristalización, temperatura, contenido de volátiles y presión (Giordano et al., 2008). Particularmente, en magmas hidratados de volcanismo de arco, la viscosidad se vuelve altamente dependiente de la presión y contenido de volátiles del magma, sobre todo a bajas presiones (< 2 kbar; Brown, 2007). Una disminución de la presión del sistema generada por ascenso del magma o por disminución de la presión litostática, ya sea por retiro de masas de hielo (Pagli y Sigmundsson, 2008; Sigmundsson et al., 2010) o por efectos de una denudación acelerada (Muñoz-Gómez et al., 2020), puede gatillar la exsolución violenta de volátiles y hacer que el magma cruce la línea del solidus. Esto definiría una profundidad crítica a partir de la cual el magma disminuiría su capacidad de ascenso.

(iii) La presencia de estructuras mecánicas, como barreras reológicas, zonas de falla o discordancias estratigráficas, pueden condicionar el transporte de magma, frenar su ascenso y favorecer su acumulación en cuerpos tabulares subhorizontales (Brown y Solar, 1998b; Hogan et al., 1998; Brown, 2007). Paralelamente, los cambios en el estado de *stress* de la roca de caja debido a cambios en el régimen tectónico o debido al efecto del mismo sistema magmático, pueden gatillar cambios en la orientación del *stress* principal mayor, pasando de vertical a horizontal (Vignerresse et al., 1999; Gudmundsson, 2011; Menand, 2011), favoreciendo, así, el transporte horizontal de magma en cuerpos tabulares.

Este comportamiento, evidenciado por modelos análogos y numéricos (Burov et al., 2003; Musumeci et al., 2005; Ferré et al., 2012), controlaría fuertemente en la geometría 3D de los cuerpos plutónicos. Los cuerpos tubulares verticales controlan el ascenso y advección de masa, dando lugar al emplazamiento de cuerpos magmáticos tabulares que advectan magma horizontalmente, pudiendo formar franjas elongadas, como sugieren los patrones de fábrica en cuerpos plutónicos (McCaffrey y Petford, 1997; McNulty y Cruden, 2000; Stevenson et al., 2007; Payacán et al., 2014; Gutiérrez et al., 2018).

El emplazamiento de los cuerpos intrusivos se debe entender como el proceso de ensamblaje global del plutón, desde cómo se genera el espacio hasta las inyecciones de magma que constituyen la construcción tardía. En particular, el emplazamiento inicial y la generación de espacio debe entenderse como un procesos de transferencia de deformación y un balance de masa entre la roca hospedante y el magma (Paterson y Vernon, 1995; Cao y Paterson, 2016). Según Paterson y Fowler (1993), existen tres formas para hacer el espacio: (1) desplazar la roca de caja hacia arriba, lateralmente, acumulando *strain* (e.g., de Saint Blanquat et al., 2001; Stevenson et al., 2007); (2) desplazar o transportar la roca de caja hacia abajo, con un consecuente engrosamiento cortical (Paterson y Miller, 1998a; Miller et al., 2009); (3) pérdida de volumen debido a la cristalización del magma. El mecanismo físico que controla la dinámica de este proceso de transferencia de masa depende de la reología y madurez termal de la roca de caja, la que puede comportarse de manera rígida o dúctil (Marsh, 1982; Paterson y Vernon, 1995; Karlstrom et al., 2017).

1.2.4.1 Diapirismo.

El diapirismo es el mecanismo de emplazamiento en que el magma asciende como un cuerpo en forma de gota invertida debido al contraste de densidad entre éste y el medio, a través de la deformación viscosa de la roca de caja que es transportada a niveles inferiores (Figura 1.6; Marsh, 1982; Burov et al., 2003). Este mecanismo se asocia tanto al ascenso como al emplazamiento de magma, donde la velocidad de ascenso del magma estaría controlada por la Ley de Stokes.

El ascenso y emplazamiento de magma en forma de diapiros ha sido mayormente sustentado por modelos análogos y numéricos. La única evidencia geológica que sustenta el diapirismo como mecanismo de emplazamiento es la presencia de zonas de fuerte deformación dúctil preservadas alrededor de cuerpos plutónicos, con foliaciones paralelas a las paredes, claramente diferenciadas de las estructuras observadas en la roca de caja en sectores más alejados de la intrusión (Paterson et al., 1998). Sin embargo, este mecanismo ha sido ampliamente criticado para explicar el ascenso y emplazamiento de magmas graníticos a través de la corteza (especialmente en los niveles superiores) debido a su comportamiento rígido (Clemens y Mawer, 1992; Petford, 1996; Clemens, 1998). El ascenso de éstos se puede ver fuertemente limitado en zonas donde el *strength* dúctil de la corteza (resistencia a la deformación) aumenta exponencialmente, lo que sumado al hecho de que la energía termal del diapiro es finita, haría que diapiros pequeños se estanquen en niveles más profundos que diapiros grandes (Burov et al., 2003; Keller et al., 2013). Esto permite plantear, como se verá más adelante, que otros mecanismos de emplazamiento más eficientes deben controlar el emplazamiento de magmas en los niveles frágiles (superiores) de la corteza. Sin embargo, si el aporte de magmas a la corteza es suficientemente alto, los pulsos diapíricos iniciales podrían alterar termalmente la roca de caja, precalentándola y facilitando el ascenso de diapiros posteriores (Paterson y Vernon, 1995).

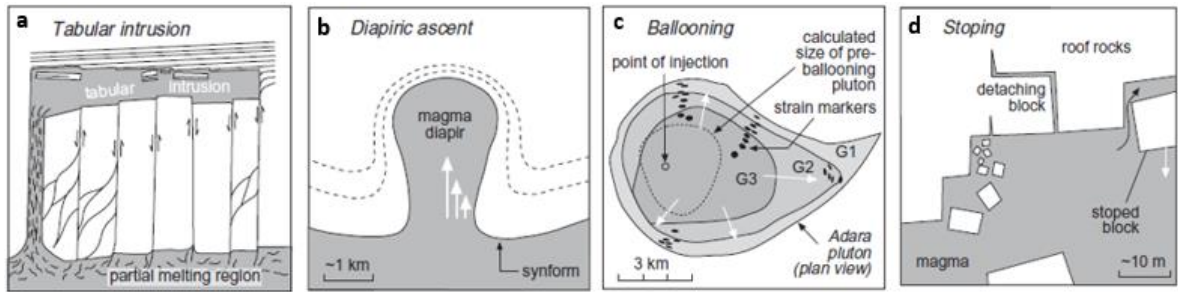


Figura 1.6: Esquema de los modelos de generación de espacio en la corteza durante el emplazamiento de magma (Gill, 2010).

1.2.4.2 Intrusiones laminares: Diques y sills.

Las intrusiones laminares son cuerpos de magma tabulares, con razón ancho/longitud mucho mayor que uno (Emerman y Marrett, 1990; Rubin, 1995; Petford, 1996). Un dique es una intrusión laminar que corta discordantemente las estructuras planares de la roca de caja, como la estratificación; aunque también se le denomina dique a las intrusiones laminares que atraviesan rocas isotropas. Por otro lado, un *sill* es una intrusión laminar que atraviesa la roca de caja paralela a sus estructuras planares. Sin embargo, esta definición puede variar en la literatura, refiriéndose como dique a las intrusiones laminares que intruyen en planos no horizontales, mientras que un *sill* lo hace de manera horizontal. En general, estos cuerpos se preservan como enjambres, encontrándose raramente de forma aislada (Rubin, 1991; Gudmundsson, 2011).

La velocidad de transporte de un magma a través de una estructura laminar (v) está dada por (Rubin, 1995):

$$v = \left(\frac{w^2}{3\eta} \right) \left(\frac{dP_m}{dz} \right) = \frac{w^2 g \Delta\rho}{3\eta}$$

Donde w es el ancho del dique, η es la viscosidad del magma, $\left(\frac{dP_m}{dz} \right)$ es el gradiente vertical de presión del magma dada por $g \Delta\rho$, con g igual a la aceleración de gravedad y $\Delta\rho$ la diferencia de densidad entre el magma y la roca de caja. La capacidad de un magma para ser transportado a través de un dique dependerá de la relación entre la tasa de flujo (mayores valores de sobrepresión del sistema y ancho del dique favorecerán el transporte), y la tasa de enfriamiento del magma (un magma más viscoso, debido al enfriamiento, hará menos eficiente el transporte).

Los diques y *sills* se pueden producir por la acumulación de fundido o magma en capas durante el proceso de segregación de magma, debido a la partición del *strain* de rocas parcialmente fundidas, lo que tendería a ocurrir en zonas de deformación dúctil como el manto y la corteza inferior (Vigneresse et al., 1996; Caricchi et al., 2007). Sin embargo, también pueden generarse por la canalización de magmas a través de estructuras preexistentes de la roca de caja, como ocurre en la corteza frágil, o bien por la propagación de éstas (Brown y Solar, 1998a). Así, el magma se propagará a través de la estructura si la presión ejercida por éste es mayor que la resistencia de la roca y el *stress* en el punto de término de la intrusión (Watanabe et al., 1999).

1.2.4.3 *Ballooning*.

El *ballooning* es un mecanismo de emplazamiento en que el cuerpo de magma se infla radialmente debido a la inyección de nuevo magma, el cual deforma el magma previo, más frío y cristalino (Figura 1.6c; Paterson y Vernon, 1995). El problema del espacio se resuelve por el flujo descendente de la roca de caja que rodea al reservorio, a través de deformación dúctil similar al caso del diapiro, combinado con un desplazamiento radial hacia afuera, generando un acortamiento en dirección normal a los bordes del plutón (Paterson y Vernon, 1995). Las características exhibidas por los cuerpos plutónicos, y que tradicionalmente se han asociado a este mecanismo, son muy similares a las del diapiro magmático, respecto a la deformación dúctil de la roca de caja adyacente. Sin embargo, también incluye la zonación litológica y composicional, siguiendo el patrón concéntrico de las foliaciones magmáticas (Figura 1.6c; Paterson y Vernon, 1995; Coleman et al., 2012; Schoene et al., 2012).

Para que este mecanismo de emplazamiento sea efectivo, las condiciones necesarias incluyen un estado de alta viscosidad del magma, junto con un comportamiento viscoelástico de la roca caja (Gregg et al., 2013). Esto se puede lograr cuando la roca hospedante presente una madurez termal, producida por un largo período de incubación del sistema magmático (Paterson y Miller, 1998a) o altas tasas de inyección y/o una roca de caja con alta conductividad térmica (Annen, 2011).

1.2.4.4 *Lacolitos y otros similares*.

Los intrusivos de tipo lacolito (*sensu lato*), descritos por Gilbert y Hunt (1988), son cuerpos tabulares horizontales, generalmente emplazados en rocas estratificadas de manera

concordante con la estratificación (Cruden, 1998). En planta tienen secciones circulares o en forma de lengua, mientras que su techo y base tienden a ser planares a convexos (de Saint Blanquat et al., 2001; Stevenson et al., 2007; Leuthold et al., 2012). Estos cuerpos intrusivos pueden agruparse en dos tipos: (1) los lacolitos presentan un techo convexo y piso plano, y (2) lopolito, los cuales presentan techo plano. Además, aquí llamaremos cuerpos tubulares cuando la geometría sea más bien elongada (largo mucho mayor que el ancho y alto; e.g., el plutón La Gloria; Gutiérrez et al, 2018).

Estos cuerpos serían construidos por la inyección de magma a través de los planos de debilidad que constituyen las superficies interestratos, propagando las estructuras de manera horizontal, deformando elásticamente y plásticamente la roca de caja (e.g., Skarmeta y Castelli, 1997; de Saint Blanquat et al., 2001; McCarthy et al., 2015). Este proceso desplaza la roca de caja ubicada en el techo del intrusivo hacia arriba (*doming* en el caso del lacolito; de Saint Blanquat et al., 2001) o la base de la intrusión hacia niveles inferiores (caso del lopolito; Figura 1.6a ; McNulty y Cruden, 2000).

Aunque este mecanismo es propio de zonas donde la roca de caja tenga un comportamiento rígido, también es posible que sea un mecanismo importante para construir zonas de acumulación en niveles profundos de la corteza (Annen et al., 2006a). Para dar lugar a este tipo de cuerpos y dicha respuesta de la roca de caja, es necesario que el magma sea inyectado en un estado de relativamente alta viscosidad efectiva. Por este motivo, la mayoría de los casos de lacolitos y cuerpos similares presentan litologías félsicas (granodiorítica a granítica), favoreciendo la construcción de un reservorio de menor razón largo/alto que un *sill* (McCaffrey y Petford, 1997; McCarthy et al., 2015).

1.2.4.5 *Ring-fracture stoping.*

Este mecanismo de emplazamiento consiste en un intercambio de espacio debido a la caída de bloques de roca de caja, de unos cientos de metros a algunos kilómetros, en el interior del reservorio de magma (Anderson, 1937; Yoshinobu y Barnes, 2008). Este proceso ocurriría por la generación de una gran fractura subvertical en el techo del reservorio de magma, con forma de anillo, la cual es ocupada por magma, permitiendo englobar el bloque y gatillar su colapso y caída hasta la base del reservorio (Hawkins y Wiebe, 2004; Burchardt et al., 2012; Tomek et al., 2019). Esta estructura se podría generar por (1) descompresión del sistema magmático subyacente debido a una evacuación de magma (*caldera collapse*), o bien

por (2) la inyección de nuevo magma en el reservorio, generando un levantamiento y fracturamiento de la roca de caja hacia el techo (Gudmundsson, 2007). Una vez que el bloque colapsa, el magma asciende y ocupa su lugar. Para el caso de reservorios de magma muy someros (< 4km de profundidad), este proceso se ha ligado incluso a la actividad volcánica, siendo un proceso gatillador de erupciones explosivas y la eventual construcción de calderas volcánicas (Geyer et al., 2006; Cashman y Giordano, 2014).

1.2.4.6 *Stoping magmático.*

El *stoping* es el mecanismo de emplazamiento de magma mediante el cual bloques de la roca de caja son integrados (xenolitos, englobados por magma a través de diques) y transportados hacia el interior del reservorio de magma, generando un intercambio del espacio entre roca de caja y magma (Daly, 1903; Marsh, 1982). El *stoping* magmático representaría, además, un mecanismo de ascenso del magma a través de la corteza. Los bloques pueden ser desprendidos por fracturamiento termal, por sobrepresión interna del sistema magmático o preexistentes debido a procesos de fracturamiento previo de la roca de caja (Clarke et al., 1998; Paterson et al., 2008a, 2012). Este mecanismo sería favorecido por una baja viscosidad efectiva del magma y un alto contraste de densidad entre el magma y los xenolitos, donde la velocidad de caída está regida por la Ley de Stokes, siendo eficiente si el magma se mantiene en un estado de baja cristalinidad (en particular, en los bordes del reservorio; Marsh, 1982). Dependiendo de la capacidad del reservorio de magma para incorporar xenolitos, éstos pueden generar cumulos de xenolitos dentro del reservorio, o incluso ser desagregados y difundidos, al menos parcialmente, dentro del magma (Clarke et al., 1998; Beard et al., 2005; Paterson et al., 2008a, 2012).

El *stoping* está evidenciado en el registro plutónico por xenolitos preservados en plutones y diques englobando bloques de la roca de caja preservados en los bordes de cuerpos plutónicos (Fowler y Paterson, 1997; Bachl et al., 2001; Pinotti et al., 2002; Žák y Paterson, 2005; Payacán et al., 2015b). Sin embargo, la connotación genética de los xenolitos como bloques removidos de la roca de caja y la eficiencia del *stoping* como mecanismo de emplazamiento han sido cuestionadas. Glazner y Bartley (2006) muestran que el *stoping* no es un mecanismo volumétricamente eficiente para el ascenso y emplazamiento de reservorios de magma, ya que, considerando un empaquetamiento del 60% de xenolitos, entonces el reservorio reduciría su tamaño de manera drástica, haciendo que no se sustente termalmente.

Por otro lado, la ausencia de grandes acumulaciones de xenolitos en la base de cuerpos plutónicos y el pequeño porcentaje de bloques respecto al volumen de los plutones apoyan la idea de que este es un mecanismo subordinado en la construcción de reservorios (Clarke et al., 1998; Glazner y Bartley, 2006). Adicionalmente, existen limitaciones termales que indicarían que la desagregación y asimilación de xenolitos es un proceso energéticamente limitado (Glazner, 2007), sugiriendo que los bloques de la roca de caja serían aislados por múltiples inyecciones de magma sin registrar movimiento alguno (Bartley et al., 2012). Sin embargo, la preservación de xenolitos en cuerpos plutónicos puede ser poco común debido a que la tasa de hundimiento sería mucho mayor que la tasa de enfriamiento y cristalización del magma, preservando solo los bloques incorporados en las etapas finales de la cristalización (Paterson y Miller, 1998b; Žák et al., 2006; Paterson et al., 2012). Incluso los bloques pueden ser desintegrados y dispersados por el magma, sugiriendo que la ausencia de bloques no puede ser considerada como un argumento contra la ocurrencia de *stopping* (Clarke et al., 1998; Žák et al., 2006; Yoshinobu y Barnes, 2008).

1.2.5 El rol de la actividad tectónica en el emplazamiento de magma a través de la corteza.

1.2.5.1 Estructuras corticales y el rol de la tectónica en ambientes de subducción.

Si bien el tiempo de duración de la actividad de un sistema magmático estaría controlado por la tasa de inyección de magma, una serie de otros parámetros, externos al sistema magmático, influyen en la evolución de este, favoreciendo el ascenso del magma, su solidificación en profundidad o su acumulación como un reservorio activo. Esto ocurriría especialmente en ambientes de subducción, donde la actividad tectónica a lo largo del tiempo condiciona la heterogeneidad de la litósfera (Paterson y Miller, 1998a; Chaussard y Amelung, 2014; Cao et al., 2016a). A escala litosférica, las barreras reológicas dadas por interfaces entre rocas con distintas propiedades físicas (densidad, viscosidad, elasticidad), como el *Moho* o la transición frágil-dúctil (Brown y Solar, 1999), jugarían un rol importante al momento de acumular magmas en ciertos niveles tal como las zonas MASH (Hildreth y Moorbath, 1988; Annen et al., 2006a). Los modelos numéricos del transporte de magma a nivel litosférico muestran que estas barreras reológicas controlarían fuertemente el mecanismo de ascenso del magma, dominando el ascenso por diapiros en niveles profundos y el ascenso a través de estructuras, en forma de canales, en niveles superiores (Figura 1.7; Keller et al., 2013).

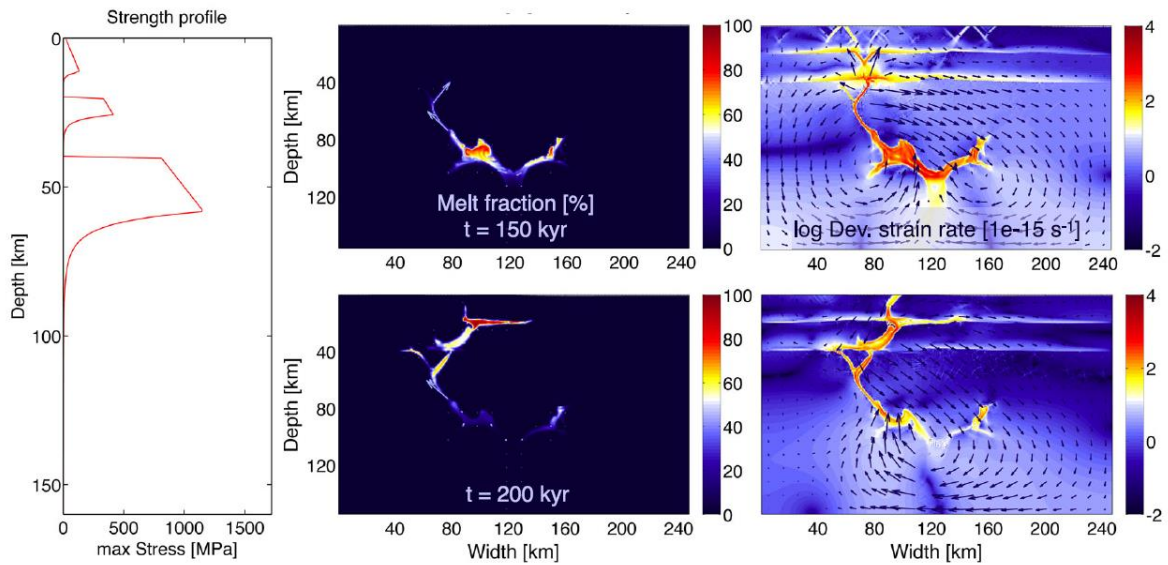


Figura 1.7: Modelo numérico de migración de fundidos silicatados en la litósfera continental, constituida por una corteza superior de 20 km, corteza inferior 20 km y manto litosférico (Keller et al., 2013). Estos modelos imponen distintas condiciones reológicas en diferentes niveles de la litósfera, lo que en este caso se representa por la curva de *yield strength* mostrada a la izquierda de la figura (en este caso, tres niveles rígidos de alto *yield strength* y tres niveles dúctiles de bajo *yield strength*). Las imágenes del centro muestran la fracción de fundido y su distribución en distintos tiempos de simulación (150 ka y 200 ka, arriba y abajo, respectivamente), mientras que las imágenes de la derecha muestran la segunda invariante del tensor de *strain* y el campo de desplazamiento (flechas azules) en los mismos tiempos. Se puede apreciar que los fundidos tienden a estancarse y transportarse lateralmente en los niveles de corteza dúctil que separan distintos bloques rígidos, los cuales actúan como trampas reológicas que favorecen el emplazamiento y construcción de reservorios de magma.

La relación espacial entre cuerpos plutónicos y estructuras corticales es una característica típica en márgenes activos, donde las estructuras tendrían un rol fundamental en el transporte de magma a través de la corteza, especialmente en los niveles superiores (Hutton y Reavy, 1992; Román-Berdiel, 2000; Vigneresse, 2004; Brown, 2007). Sin embargo, esta relación espacial a escala regional tiende a ser cuestionable, pues no garantiza la relación genética entre ambos procesos ni tiene un sustento estadístico (Paterson y Schmidt, 1999). Una serie de modelos análogos muestran que la mayoría de los cuerpos plutónicos emplazados en ambientes tectónicamente activos, con componentes de deformación compresiva, tienden a adquirir una forma lenticular, contruidos por alzamientos de la roca de caja hacia el techo (*uplifting*; Galland et al., 2003). De acuerdo con los modelos análogos, bajo deformación compresiva el espacio es provisto por la apertura de estructuras de dilatación generadas en el núcleo de anticlinales como consecuencia de los diferentes grados de desplazamiento entre el bloque yacente y el bloque colgante a lo largo de la falla (Roman-Berdiel et al., 1995; Benn et al., 1998; Musumeci et al., 2005; Ferré et al.,

2012). Esta relación es consistente con la ubicación de los sistemas volcánicos asociados a grandes sistemas de falla en ambientes de arco (Cembrano y Lara, 2009). Dicha relación también se reconoce como necesaria mediante modelos numéricos, los cuales muestran que es necesario contar con canales para facilitar el ascenso de magma desde la corteza inferior a los niveles superiores, posiblemente dados por zonas de falla (Brown y Solar, 1998a; Cao et al., 2016a).

Existen estudios basados en la observación de la relación espacial entre cuerpos plutónicos en terreno, donde es posible identificar las condiciones de esfuerzos que controlaron su emplazamiento (Brown y Solar, 1998b; Yoshinobu et al., 1998; Brown, 2007; Karlstrom et al., 2017). Estos estudios muestran que el magma llegará a la superficie si las fuerzas que favorecen su ascenso (flotabilidad y sobrepresión interna) son mayores que las fuerzas que se le oponen (enfriamiento y presión confinante caso de *Carlton Rhyolite – Wichita Mountains* – EE. UU. ; Hogan et al., 1998). Sin embargo, si las fuerzas motoras del ascenso del magma siguen promoviendo su ascenso, pero éste se encuentra con una discordancia entre unidades de distinta litología (la que representaría una barrera reológica, ya sea por mayor viscosidad, menor densidad o mayor rigidez de la roca), el magma tenderá a migrar lateralmente, formando cuerpos plutónicos tabulares, como los construidos a partir de modelos análogos (Figura 1.8).

Este proceso de transferencia lateral del magma favorecida por cambios reológicos de la roca hospedante que promueve el estancamiento en determinados niveles de la corteza, se infieren en sistemas donde el magma se transporte por canales tabulares (Gudmundsson, 2011), así como en cuerpos intrusivos mayores (Gutiérrez et al., 2018). Estos ejemplos ilustran la importancia de considerar la estructura litológica y tectónica de la roca que hospedará el sistema magmático al momento de elaborar modelos cuantitativos del emplazamiento de reservorios magmáticos.

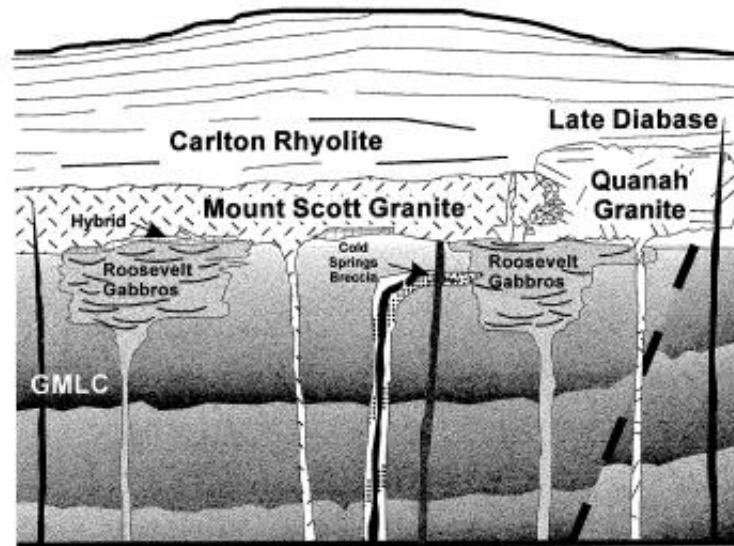


Figura 1.8: Relación espacial de cuerpos plutónicos con estructuras de la roca de caja en Wichita Mountains – USA (Hogan et al., 1998). En este caso se observa una que el techo de los intrusivos gabroicos (Roosevelt Gabbros) coincide con el contacto entre el basamento metamórfico (GMLC) y las lavas riolíticas que le sobreyacen (Carlton Rhyolite), mientras que los intrusivos graníticos (Mount Scott Granite y Quanah Granite) se emplazaron en niveles más superficiales que los gabroicos. Esta relación se interpreta como evidencia del control de los cambios litológicos y arquitectura de la roca de caja (discontinuidad) sobre la capacidad de los magmas para ascender, donde los magmas básicos habrían frenado su ascenso al alcanzar roca menos densa, favoreciendo la construcción de los intrusivos gabroicos.

1.2.5.2 Cambios litológicos de la roca de caja: propiedades termomecánicas.

Estudios experimentales muestran que las propiedades termomecánicas de las rocas varían según la litología (tipo de roca) que controlan la respuesta reológica de la roca de caja ante la sobrepresión que generada por las nuevas inyecciones de magma dependen fuertemente de la temperatura (de Silva y Gregg, 2014). Las variaciones en la temperatura de la roca de caja dependen del gradiente geotermal y del aporte de calor por parte del mismo magma, por lo que esto sería dependiente de la tasa de inyección magmática (Annen, 2011). El incremento de la temperatura de la roca (de 300°C a 700°C) hace que la difusividad termal disminuya 3 a 4 veces en magnitud, manteniéndose constante a partir de los 700°C (Figura 1.9; Midttømme y Roaldset, 1999; Vosteen y Schellschmidt, 2003; Whittington et al., 2009; Nabelek et al., 2012). La difusividad tiende a ser mayor para rocas como mármol o caliza y menor para rocas metamórficas (esquistos pelíticos) y basaltos (Figura 1.9).

Las propiedades mecánicas como viscosidad y módulos elásticos de la roca también tienden a disminuir con la temperatura (Figura 1.10). La viscosidad de la roca tiende a disminuir con la temperatura siguiendo un comportamiento arrheniano de la forma:

$$\eta = A \exp\left(\frac{E_A}{RT}\right)$$

donde A es el parámetro de Dorn, E_A es la energía de activación y R es la constante universal de los gases (Del Negro et al., 2009). Por otro lado, el módulo de Young puede disminuir hasta 5 veces desde los 100°C hasta los 700°C (Smith et al., 2009).

La dependencia de las propiedades térmicas (difusividad/conductividad térmica) y mecánicas (viscosidad y módulos elásticos) de las rocas, tiene un gran impacto en el emplazamiento de cuerpos magmáticos en la corteza (de Silva y Gregg, 2014). Por ejemplo, una menor difusividad térmica (como el caso de un esquisto) hará que el halo termal en la roca de caja sea relativamente estrecho, generando un aumento del período en que el magma permanece en un estado de baja viscosidad (Nabelek et al., 2012). Esto favorecería un comportamiento elástico de la roca de caja (Jellinek y DePaolo, 2003; Degruyter y Huber, 2014), haciendo que el espacio se genere por mecanismos como el *stoping* magmático. Como se dijo anteriormente, estos cambios son los que permiten explicar los tiempos de incubación de reservorios de magma silíceos que alimentarían erupciones explosivas, caracterizado por erupciones frecuentes de composición máfica a intermedia (Scandone et al., 2007; Deligne et al., 2010).

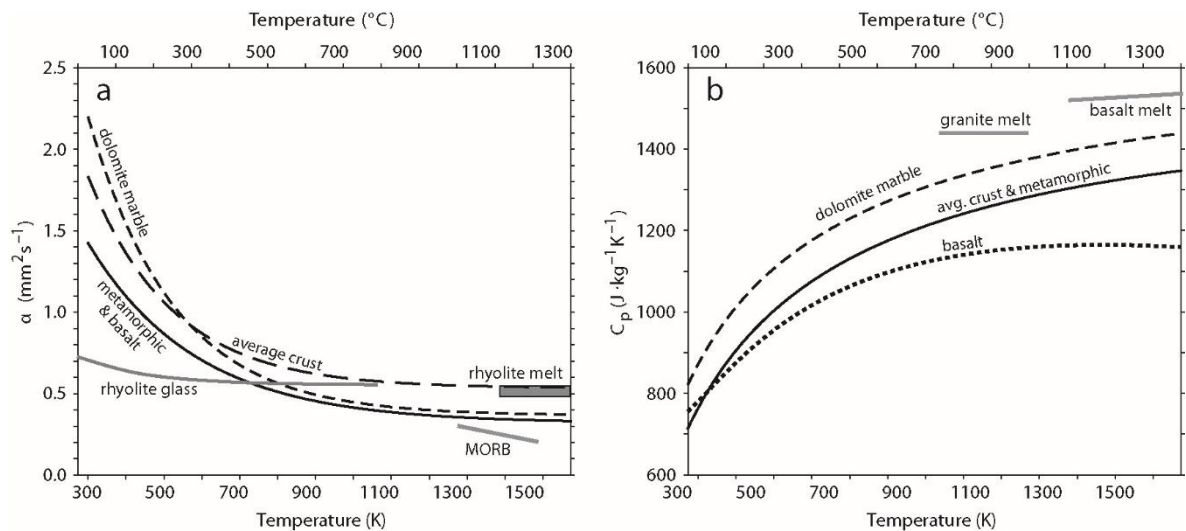


Figura 1.9: Variación de las propiedades térmicas de distintos tipos de rocas, en función de la temperatura: (a) difusividad térmica (κ); (b) capacidad calorífica a presión constante (C_p). Tomado de Nabelek et al. (2012).

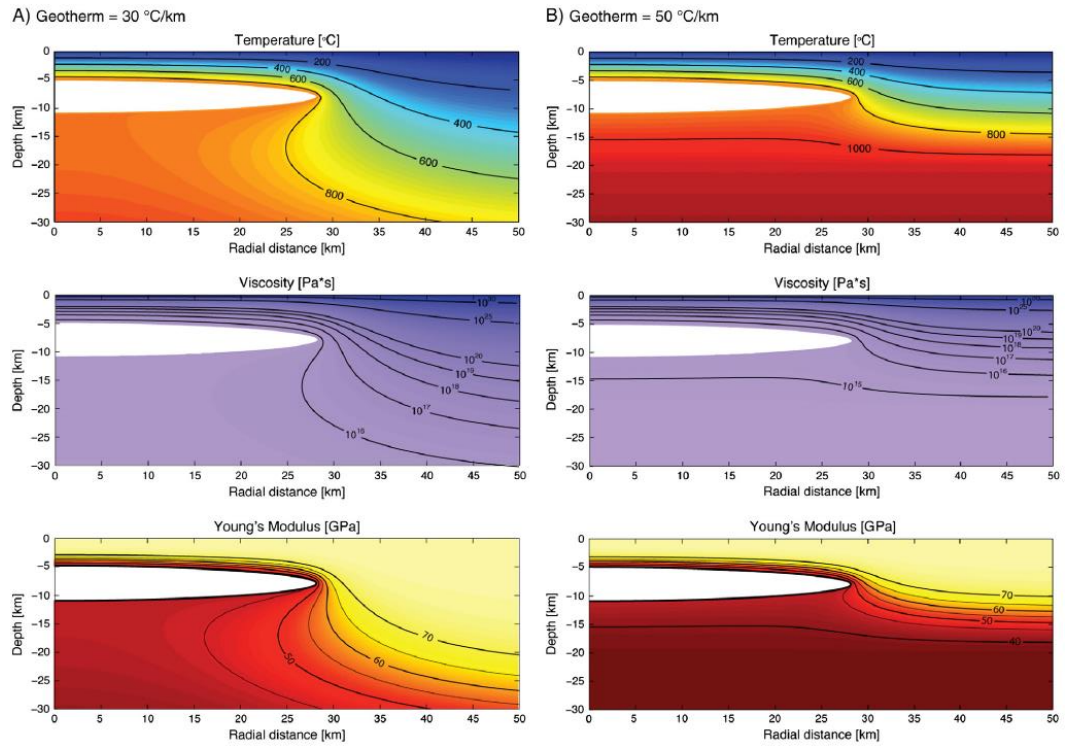


Figura 1.10: Variación de las propiedades mecánicas de la roca de caja debido al efecto de la temperatura definida por la intrusión de un cuerpo magmático (zona blanca) a 900°C y gradientes geotermales de (a) 30°C/km y (b) 50°C/km (de Silva y Gregg, 2014).

1.3 Antecedentes geológicos de los Andes de Chile central (33°-35°S) y el plutón San Gabriel.

1.3.1 Contexto geodinámico.

La configuración geodinámica de los Andes de Chile central (33-35°S) es resultado de la actividad tectónica y magmática asociadas a subducción, la cual se ha mantenido activa por lo menos desde el Carbonífero hasta el presente (Hervé et al., 1987; Mpodozis y Ramos, 1990; Charrier et al., 2007; Del Rey et al., 2016; Coloma et al., 2017). Este segmento del margen Andino está actualmente controlado por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, la cual converge a una velocidad relativa entre 6-10 cm/a, en dirección N78°E (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Kendrick et al., 2003). A los 33°S, la subducción cambia su configuración, pasando de un segmento de subducción subhorizontal (*flat slab*), ubicado al norte, a un segmento de subducción normal ubicado al sur de dicha latitud (Cahill y Isacks, 1992; Marot et al., 2014).

Entre los 33°S y 35°S, la Cordillera de los Andes presenta una segmentación morfoestructural de oeste a este, reconociéndose: (1) la Cordillera de la Costa, conformada por rocas cristalinas del Paleozoico y rocas estratificadas e intrusivas del Mesozoico; (2) Depresión Central, la cual consiste en una serie de cuencas rellenas por depósitos cuaternarios, (3) Cordillera Principal, conformada principalmente por rocas estratificadas del Cenozoico en el flanco occidental (donde aflora el plutón San Gabriel) y rocas estratificadas del Mesozoico en el flanco oriental; y (4) la Cordillera Frontal, conformada por rocas cristalinas de edad pre-Jurásica (Figura 1.11; Giambiagi y Ramos, 2002).

En términos geológicos, geomorfológicos y estructurales, diversos cambios de primer orden coinciden con el extremo norte del segmento de subducción normal (33-35°S). De norte a sur, el volcanismo pleistoceno-holoceno vuelve a desarrollarse a partir de los 33.5°S (Figura 1.11; Giambiagi y Ramos, 2002; Kay y Mpodozis, 2002), siendo los volcanes Tupungato-Tupungatito, Marmolejo-San José, Maipo, Cerro El Palomo y Tinguiririca, los que forman parte del extremo norte de la Zona Volcánica Sur. Por otro lado, aproximadamente entre los 34°S y 34.5°S se reconoce un cambio en el rumbo del margen, las morfoestructuras y las principales estructuras regionales, pasando de norte-sur al norte de dichas latitudes, a noreste al sur, cambio de rumbo se conoce como Oroclino del Maipo (Arriagada et al., 2013).

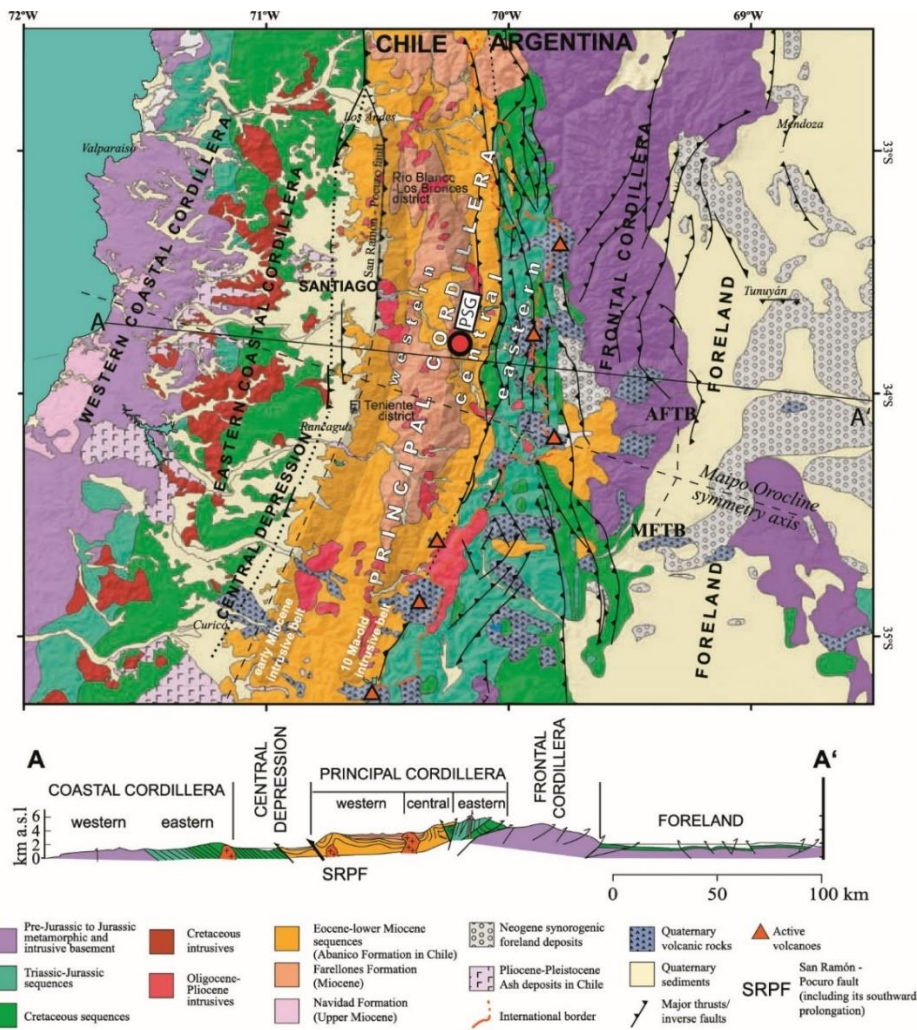


Figura 1.11: Mapa geológico de los Andes de Chile central y Argentina, mostrando las unidades generales y las principales estructuras activas durante el Neógeno. Se distinguen las franjas de intrusivos: 1) intrusivos Oligoceno-Mioceno inferior, y 2) los intrusivos del Mioceno superior-Plioceno (círculo rojo: plutón San Gabriel PSG), ubicados en el borde oriental de la Fm. Abanico. Modificado de Farías et al. (2008).

1.3.2 Evolución geológica durante el Cenozoico en Chile central (33-35°S).

La Cordillera Principal de Chile central (33-35°S) está conformada principalmente por unidades estratificadas de edades que van desde el Jurásico inferior hasta el Pleistoceno, dispuestas como franjas N-S, las cuales se van haciendo progresivamente más jóvenes hacia el este (Figura 1.11; Thiele, 1980; Charrier et al., 2009; Armijo et al., 2010; Mardones, 2019). Geológica y estructuralmente es posible definir dos dominios geológicos. Por un lado se puede distinguir (1) el dominio de la Cordillera Principal Oriental (Dominio Mesozoico de aquí en adelante), conformada principalmente por rocas sedimentarias con algunos niveles volcánicos del Mesozoico, las cuales constituyen la Cuenca de Neuquén (Howell et al.,

2005). Este dominio se caracteriza por la intensa deformación de escama delgada, representada por la alta frecuencia de fallas y la disposición vertical de los estratos, formando parte de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi et al., 2003; Mardones, 2019). (2) Por otro lado, es posible distinguir el dominio de la Cordillera Principal Occidental (Dominio Cenozoico de aquí en adelante), constituida principalmente por rocas estratificadas de origen volcánico de edad Cenozoico (Charrier et al., 2002; Fock, 2005; Armijo et al., 2010), las cuales presentan una deformación menos intensa que las del cinturón oriental, caracterizándose por la mayor presencia de pliegues anticlinales y sinclinales, concentrados en los bordes del dominio, menor presencia de fallas que afloran, y manteos más suaves de las rocas (Figura 1.11). En el sector del río Volcán, ambos dominios están separados por la falla Chacayes-Yesillo, la cual monta las rocas del dominio oriental sobre las del dominio occidental de la Cordillera Principal (Figura 1.11; Fock, 2005). Además, una serie de unidades intrusivas igualmente orientadas se pueden reconocer en ambos dominios, destacando la franja de los intrusivos del Oligoceno-Mioceno inferior ubicada a oeste, y los intrusivos del Mioceno superior-Plioceno ubicados al este, entre los que se encuentra el plutón San Gabriel (Figura 1.11; Kurtz et al., 1997; Kay et al., 2005; Muñoz et al., 2009, 2013; Deckart et al., 2010).

La evolución geológica y tectónica de los Andes de Chile central se caracteriza por una serie de períodos extensionales y contraccionales desde el Jurásico Medio (Ramos, 1988, 2009; Charrier et al., 2007). La Cuenca de Neuquén corresponde a una cuenca extensional de trasarco desarrollada durante buena parte del Mesozoico, hasta el Cretácico Temprano, la cual pasó a conformar una cuenca de antepaís a partir del Cretácico Tardío, cuyas secuencias afloran en el dominio oriental de la Cordillera Principal (Boyce et al., 2020; Mardones et al., 2021). En su registro se reconocen ciclos de transgresión y regresión marina, representada por la Formación Río Colina (intercalación de lutitas y areniscas calcáreas marino del Jurásico Medio); la Formación Auquilco (evaporitas del Oxfordiano); la Formación Río Damas (gradación de rocas volcánicas, areniscas rojas a conglomerados continentales del Jurásico Superior); la Formación Lo Valdés (calizas, lutitas y areniscas calcáreas del Cretácico Inferior; Thiele, 1980; Ramos, 1988, 2009; Aguirre et al., 2009; Rossel et al., 2014; Salazar y Stinnesbeck, 2015; Mardones, 2019). Este período es seguido por un período de regresión, con una serie de depósitos continentales conglomerádicas correspondientes a facies de abanico aluvial (Fm. Colimapu, Cretácico tardío; Aguirre et al., 2009).

Durante el Cenozoico, la evolución geológica de los Andes de Chile central comprende una etapa extensional y otra compresiva (Figura 1.12; Charrier et al., 2007, 2009). La primera etapa corresponde a un período de deformación extensional, con un adelgazamiento de la corteza, el cual tuvo lugar entre el Eoceno y Oligoceno, llegando incluso hasta el Mioceno temprano (Fock, 2005; Charrier et al., 2009; Piquer et al., 2017). Durante este período ocurrió la acumulación de depósitos volcánicos y volcanoclásticos, con lentes sedimentarios, representados por la Formación Abanico, la que alcanza hasta 3000 m de espesor (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003). Estos habrían sido afectados por un metamorfismo de enterramiento bajo un gradiente normal que no superó los 50 °C/km (Vidal, 2007).

La segunda etapa de la evolución de la Cuenca de Abanico está caracterizada por la inversión tectónica de las estructuras que controlan sus bordes, asociada a un período de deformación contraccional que tuvo lugar durante el Mioceno temprano (Figura 1.12c) (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002; Fock, 2005; Ramos, 2010). La deformación generada por la inversión de la Cuenca de Abanico afectó principalmente a sus bordes, permitiendo la generación de una nueva cuenca en el centro, donde se depositaron las rocas que conforman la Formación Farellones (Farías et al., 2008). Ésta alcanza hasta 2400 m de espesor y está compuesta por rocas principalmente volcánicas andesíticas a riolíticas, representando el arco volcánico mioceno (Vergara et al., 1988; Elgueta et al., 1999; Nyström et al., 2003). La mayoría de esas rocas estuvieron sometidas a un mayor gradiente geotermal, acotado a los alrededores de paleo-volcanes e intrusiones como el plutón La Gloria, alcanzando localmente gradientes de 150 °C/km (Vidal, 2007).

Se ha mostrado que la deformación ocasionada por la inversión de la Cuenca de Abanico estuvo acompañada por un engrosamiento cortical y migración de la deformación hacia el este (Figura 1.12d, e, f; Kay y Mpodozis, 2002; Fock, 2005; Kay et al., 2005; Farías et al., 2008; Charrier et al., 2009). A partir de los 16 Ma, la deformación se concentra en el Dominio Mesozoico al oeste de la Cordillera Principal, afectando a las rocas Mesozoicas, dando lugar a la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua, caracterizada por estructuras de escama delgada de rumbo N-S, vergentes al este (Giambiagi et al., 2003; Ramos y Kay, 2006; Ramos, 2009).

Entre los 8.5 y 4 Ma, se produce el alzamiento de la Cordillera Frontal, al este de la Cordillera Principal, la que corresponde a rocas del basamento Paleozoico–Triásico inferior, generando estructuras fuera de secuencia en el Dominio Mesozoico de la Cordillera Principal (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi et al., 2003; Ramos y Kay, 2006). Posteriormente, la deformación migró principalmente hacia el sector del antepaís (Giambiagi et al., 2003).

Las reconstrucciones de la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana y estudios sedimentológicos de los depósitos de plataforma preservados en la Cordillera de la Costa han establecido que la subducción del *Ridge* de Juan Fernández habría migrado hacia el sur durante el Mioceno, arribando y estabilizándose a los 32-34°S hace 11 y hasta 8 Ma (Yáñez et al., 2001; N. M. Gutiérrez et al., 2013; Le Roux et al., 2016). A partir de dicho período, la subducción del segmento relativamente E-W del *ridge* se mantuvo en la misma posición hasta la actualidad. Se ha interpretado que este proceso sería el responsable de la segmentación del margen Andino durante el Mioceno, controlando rasgos como la disminución del ángulo de subducción, los cambios del *stress* cortical, el engrosamiento cortical y la segmentación morfoestructural (Godoy et al., 1999; Kay y Mpodozis, 2002; Giambiagi et al., 2003).

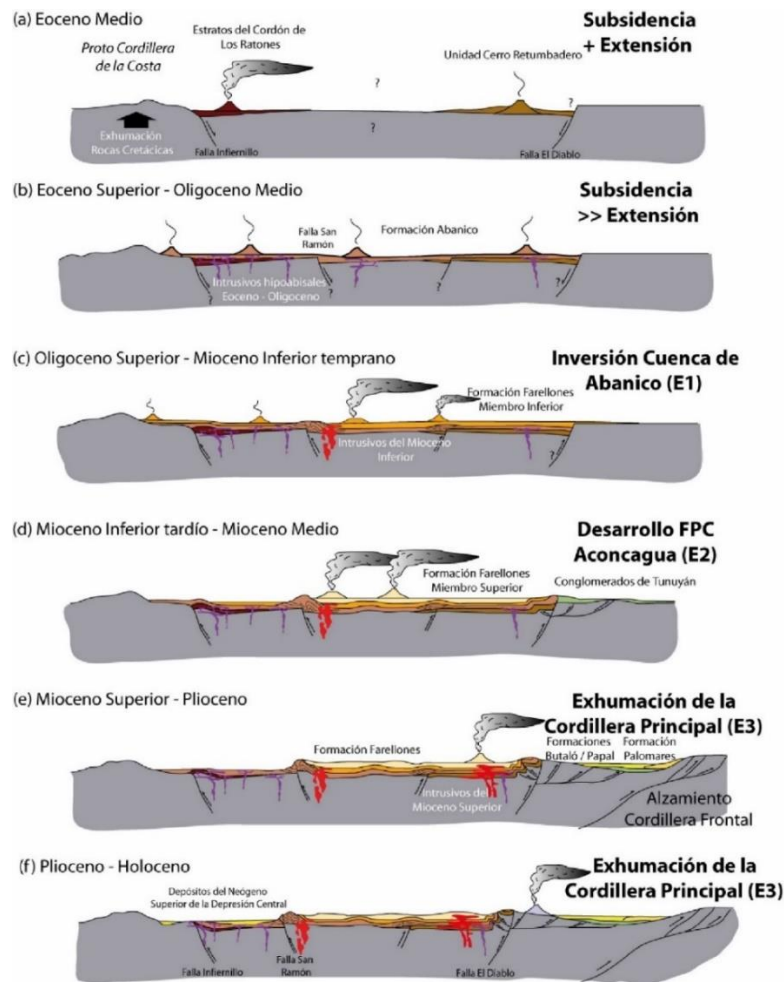


Figura 1.12: Evolución geológica y paleogeográfica de los Andes de Chile central (33-34°S) durante el Neógeno, donde se muestra la primera etapa extensional caracterizada por la formación de la Cuenca Abanico (a-b; Fm. Abanico) y la segunda etapa contraccional caracterizada por la inversión de la Cuenca y la formación de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua. Tomado de Fock (2005).

1.3.3 Arco magmático Mioceno en Chile central.

La actividad magmática desarrollada durante el Cenozoico tuvo una estrecha relación con la evolución de la Cuenca de Abanico, variando progresivamente sus características entre la etapa extensional y contraccional (Nyström et al., 2003; Charrier et al., 2009; Muñoz et al., 2013). Los depósitos volcánicos acumulados durante la etapa extensional de la cuenca (Fm. Abanico), entre el Eoceno y Oligoceno, corresponden a lavas básicas afíricas y rocas piroclásticas ácidas, de carácter toleítico y signatura isotópica de Sr-Nd poco enriquecida, consistentes con un período de corteza adelgazada de alrededor de 35-40 km de espesor (Kay y Mpodozis, 2002; Nyström et al., 2003). Por otro lado, la actividad volcánica Miocena está representada por secuencias de lavas de la Fm. Farellones, con escasa presencia de basaltos

y potentes secuencias piroclásticas en la base, con firmas más evolucionadas que las de la Fm. Abanico y con afinidades calcoalcalinas (Kay y Mpodozis, 2002; Nyström et al., 2003; Montecinos et al., 2008). Estos cambios se han interpretado como consecuencia del engrosamiento cortical que tuvo lugar durante el Mioceno superior (Kay et al., 2005).

La actividad plutónica de este período está registrada por una serie de franjas de intrusivos graníticos de geometría elongada en dirección aproximadamente N-S, siguiendo el rumbo de las estructuras de la roca de caja, abarcando un ancho de ~60 km en total (Figura 1.13; Kurtz et al., 1997; Deckart et al., 2010; Muñoz et al., 2013), sugiriendo que su emplazamiento estuvo controlado por zonas de alta deformación tectónica (pliegues y fallas).

En el caso del plutón La Gloria, se han interpretado profundidades de emplazamiento de 4 a 5 km (Vergara et al., 1988; Cornejo y Mahood, 1997), lo que sumado a los espesores inferidos para la Fm. Farellones (4 km), indica que estos cuerpos intrusivos se emplazaron en los niveles superiores de la corteza. En general, sus edades se hacen más jóvenes hacia el este, consistente con una serie de variaciones en las características geoquímicas (patrones de elementos traza) e isotópicas (Kurtz et al., 1997; Kay y Mpodozis, 2002; Muñoz et al., 2009, 2013; Deckart et al., 2010). De acuerdo con estas variaciones, éstas se pueden agrupar en los siguientes grupos plutónicos:

- (i) Plutones de hasta 8 Ma: Cuerpos intrusivos graníticos emplazados en el Dominio Cenozoico, principalmente en los bordes occidental y oriental de la cuenca de Abanico. Entre los que se incluyen el Batolito San Francisco, Stock Yerba Loca, Plutón La Gloria, Plutón Mesón Alto, Plutón San Gabriel, Plutón Alfalfalito, Plutón La Carlota y Batolito Universidad (Figura 1.13). Varios de estos se caracterizan por presentar volúmenes relativamente grandes ($>200 \text{ km}^3$) y geometría elongada en dirección NNW (e.g., plutón San Gabriel; Payacán et al., 2019). En general, éstos presentan pendientes La/Yb entre 10 y 20, ϵ_{Nd_0} entre 2 y 6, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ entre 0.7037 y 0.7043 y ϵ_{Hf_0} entre 6 y 12 (Kay et al., 2005; Muñoz et al., 2013).
- (ii) Plutones entre 8 y 4.5 Ma: Corresponde a cuerpos plutónicos emplazados en el Dominio Mesozoico, entre los que se encuentran el Plutón Río Negro, Plutón Jeria, y Plutón Cerro Freile (Figura 1.13). El magmatismo habría migrado cerca de 20-30 km hacia el este de la posición anterior. Su distribución espacial como franja no es clara, estando distribuidos a lo ancho de las unidades Mesozoicas (Kurtz et al., 1997). Sus

volumenes son más pequeños que los plutones pre-8 Ma (hasta 50 km³) y su geometría en planta es más bien globular. Las razones La/Yb varían entre 20 y 40, mientras que ϵ_{Nd_0} varía entre -2 y 1, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ entre 0.7040 y 0.7045 y ϵ_{Hf_0} entre -4 y 2, mostrando una mayor señal cortical que los anteriores (Kay et al., 2005; Muñoz et al., 2013).

- (iii) Plutones post 4.5 Ma: Corresponden a cuerpos intrusivos emplazados en el Dominio Mesozoico, con la excepción de un plutón emplazado en rocas Cenozoicas (stock Los Lunes). El magmatismo tiene un leve retroceso hacia el Oeste, de unos 15 km. Entre estos se encuentra el stock Arroyo Colina, stock Paso Colina y stock Los Lunes. Aunque su distribución espacial es aleatoria, se pueden observar otros intrusivos de similar edad hacia el sur (Figura 1.13; Muñoz-Gómez et al., 2019). Son cuerpos intrusivos pequeños similares a los anteriores (< 50km³) y geometría globular. Sus razones La/Yb varían entre 20 y 50, mientras que ϵ_{Nd_0} varía entre 0 y 2, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ entre 0.7040 y 0.7045 y ϵ_{Hf_0} entre -4 y 2, mostrando mayor señal cortical que los anteriores (Kay et al., 2005; Muñoz et al., 2013).

La migración de estas franjas magmáticas, tradicionalmente interpretadas como franjas de plutones aislados alimentados de niveles inferiores, habrían migrado producto de procesos profundos asociados a la dinámica de subducción y deformación cortical (Muñoz et al., 2013). El proceso de erosión por subducción disminuye el ancho del antearco, haciendo que el punto crítico para la generación del magmatismo se desplace hacia el este (Kay et al., 2005). Además, un leve retroceso del magmatismo post-4.5 Ma se genera después del alzamiento de la Cordillera Frontal y la generación de estructuras fuera de secuencia, debido al *underthrusting* de bloques continentales del antepaís (Farías et al., 2010; Muñoz et al., 2013). Si bien estos procesos ocurridos en los niveles profundos de la corteza pueden modificar la posición del arco magmático, es necesario evaluar los efectos de las estructuras superficiales.

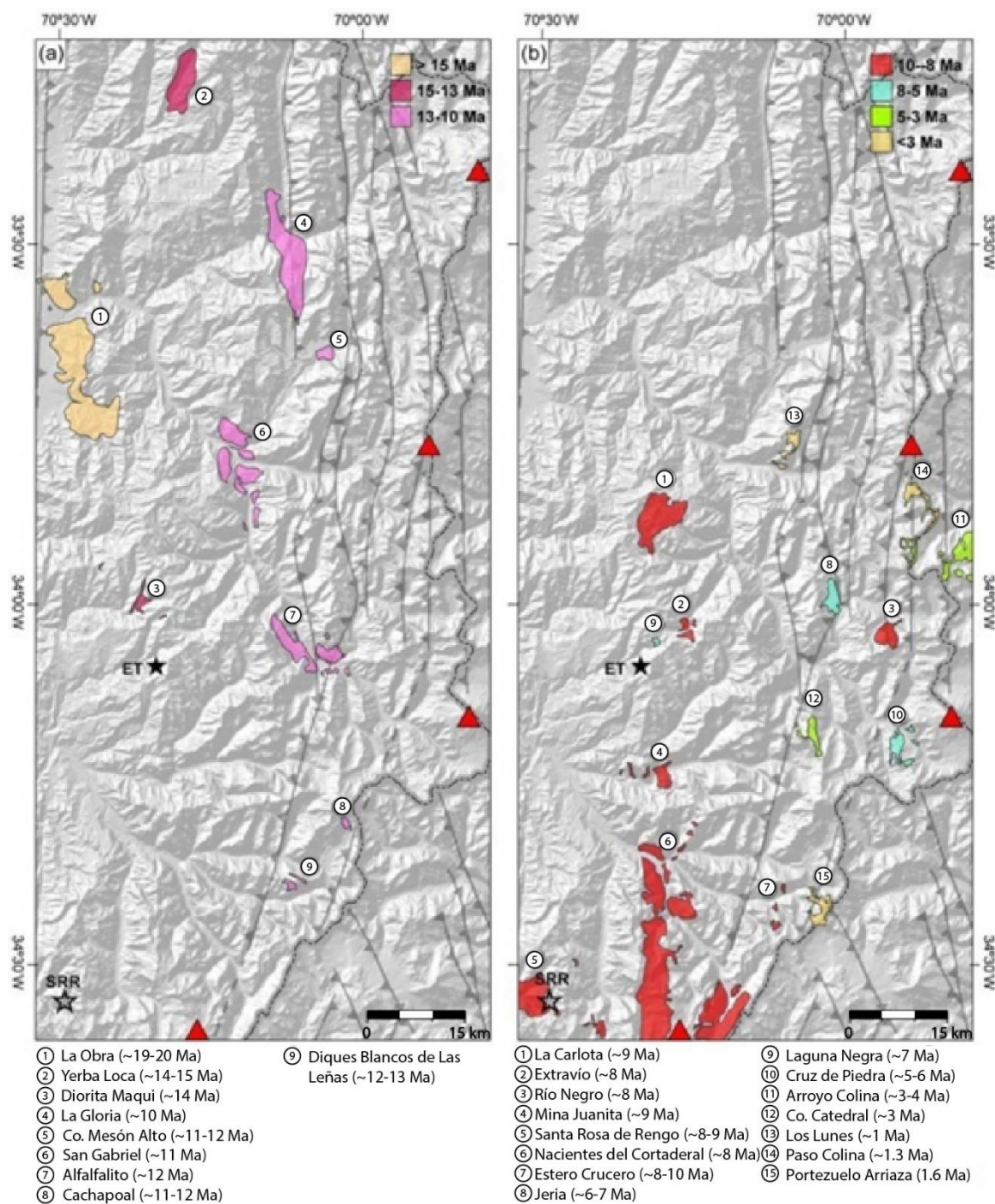


Figura 1.13: Mapa con la distribución de los intrusivos cenozoicos de Chile central agrupados por edad (modificado de Muñoz et al., 2009). Las principales fallas se muestran como referencia. Los triángulos rojos muestran la localización de los volcanes activos en la región. Las estrellas muestran los principales yacimientos cupríferos de la zona (ET: El Teniente; SRR: Santa Roca de Rengo).

La signatura cortical adquirida por el magmatismo muestra un incremento en el tiempo, el cual se interpretado como producto de procesos corticales profundos, de contaminación de la fuente (Stern, 1991; Muñoz et al., 2012, 2013). El aporte de sedimentos marinos transportados por el *slab* a través del canal de subducción, arrastrado por el incremento de la erosión por subducción, permitiría explicar los cambios en la signatura isotópica del magmatismo (Stern, 1991; Kay et al., 2005). Asimismo, la interacción del magma con material cortical asociada a distintos terrenos alóctonos en las zonas MASH aportaría al cambio de las características isotópicas del magma (Hildreth y Moorbath, 1988; Muñoz et al., 2013). Sin embargo, las características geoquímicas (patrones de tierras raras) e isotópicas adquiridas por el magma no afectarían mayormente sus propiedades físicas. Por ende, el estilo de emplazamiento del magma, la capacidad de construir reservorios y la disminución de los volúmenes de los cuerpos plutónicos preservados en terreno no serían explicados por dichos cambios geoquímicos.

1.3.4 Intrusivos del Mioceno superior y el plutón San Gabriel como caso de estudio.

Para indagar y profundizar el entendimiento de la dinámica de emplazamiento, ensamblaje y diversificación composicional de reservorios magmáticos en la corteza superior en un ambiente de arco contraccional, así como el rol de las condiciones estructurales y termomecánicas que debe tener la roca de caja para favorecer su emplazamiento, esta investigación propone estudiar el plutón San Gabriel. Este se encuentra asociado a la franja de plutones del Mioceno superior (13-8 Ma; Figura 1.13), asociados al magmatismo Cenozoico de Chile central, de la cual se cuenta con el estudio amplio del plutón La Gloria (Mahood y Cornejo, 1992; Cornejo y Mahood, 1997; Gutiérrez et al., 2013; Payacán, 2015; Aravena et al., 2017; Gutiérrez et al., 2018). Esta franja también incluye otros intrusivos ubicados al sur del plutón San Gabriel, algo menos estudiados que el plutón La Gloria, tales como el plutón Alfalfalito (12 Ma; Kurtz et al., 1997) y el Batolito Universidad (8 Ma; Kurtz et al., 1997). Esto ofrece una oportunidad única para el estudio de la interacción entre características estructurales de la roca de caja y emplazamiento de plutones.

El excelente grado de exposición de los cuerpos plutónicos permite observar sus características petrológicas y estructurales en zonas interiores y del borde, pudiendo observarse variaciones internas (Figura 1.14). Como se ha hecho en el caso del Plutón La Gloria, estudios petrográficos, estructurales, geoquímicos y geocronológicos de detalle, y la

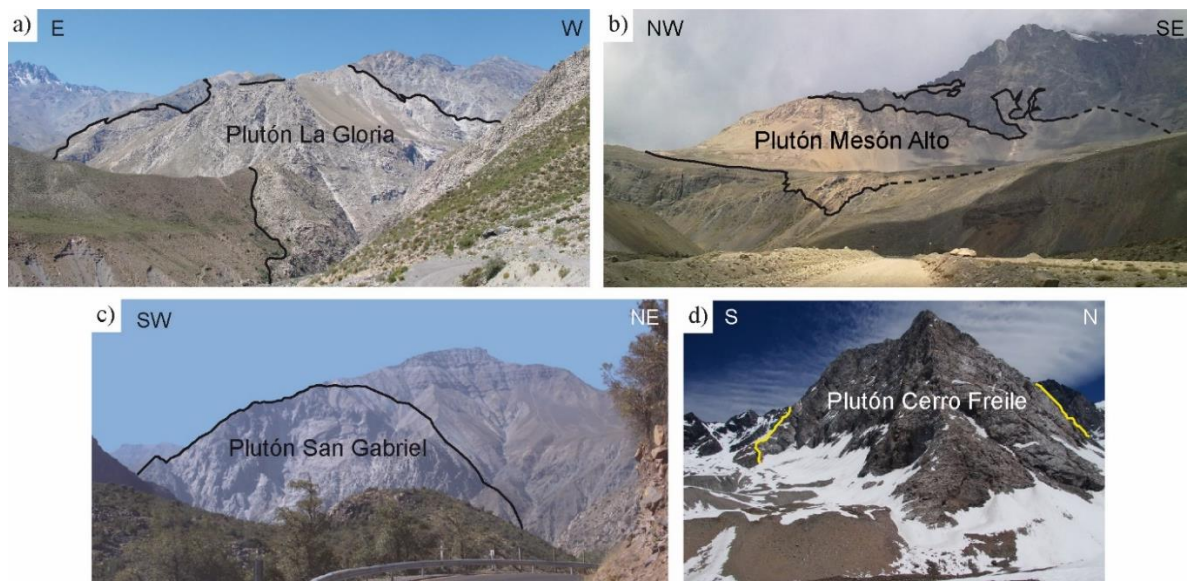


Figura 1.14: Vista general de algunos plutones Miocenos ubicados en la Cordillera Principal de Chile central: a) Plutón La Gloria; b) Plutón Mesón Alto; c) Plutón San Gabriel; d) Plutón Cerro Freile. El grado de exposición de estos cuerpos intrusivos permite reconocer sus paredes laterales, sus niveles superiores (techo) y las zonas interiores.

observación de la relación espacial entre las estructuras de la roca de caja y los bordes del intrusivo, permitirá determinar la evolución espacial y temporal de los cuerpos plutónicos. En el caso del plutón La Gloria, este tipo de estudios ha permitido mostrar que el magma se habría emplazado subhorizontalmente siguiendo la elongación principal del intrusivo, lo que sugiere que estos cuerpos plutónicos podrían representar un nivel de estancamiento de magma importante, que permitiera alimentar el volcanismo diferenciado registrado en la Fm. Farellones (Gutiérrez et al., 2013; Payacán et al., 2014; Aravena et al., 2017; Gutiérrez et al., 2018). Además, la evolución estructural y geodinámica relativamente bien constreñida para aquel período permitirán determinar el rol de dichos procesos en el emplazamiento de magmas en la corteza superior y la evolución de un arco magmático contraccional.

El plutón San Gabriel es un cuerpo intrusivo del Mioceno superior (11.4 ± 0.2 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita; Kurtz et al., 1997), el cual presenta una exposición areal de ~ 40 km² y unos 800 m de exposición vertical (Figura 1.14c), localizado en el extremo norte de la Zona Volcánica Sur en los Andes de Chile central. El plutón San Gabriel intruye sucesiones volcánicas y en menor medida sedimentarias, pertenecientes a la Fm. Abanico y la Fm. Farellones, el cual se habría emplazado en la Cuenca de Abanico posterior a su inversión tectónica (Thiele, 1980; Fock, 2005; Mardones, 2019). Este se habría emplazado en niveles superiores de la corteza, con el techo a unos 4 km de profundidad, basado en los valores

inferidos para el vecino plutón La Gloria y la potencia de las unidades volcánicas que intruye (Vergara et al., 1988; Cornejo y Mahood, 1997; Gutiérrez et al., 2018). El plutón San Gabriel se habría emplazado como parte de un cinturón cuerpos plutónicos discretos de composición cuarzo-monzodirítica (Figura 1.13), desarrollado durante un período de intensa deformación y engrosamiento cortical, acompañado de una diferenciación progresiva del volcanismo en el tiempo (Nyström et al., 2003; Muñoz et al., 2006). Algunos de estos cuerpos plutónicos están relacionados espacial y temporalmente con la formación de pórfidos de Cu gigantes (El Teniente y Río Blanco-Los Bronces), los cuales estarían asociados a zonas de transferencia vertical de magma desde niveles profundos de la corteza (Gutiérrez et al., 2018).

La combinación de procesos tectónicos, estructurales y magmáticos hacen de esta franja plutónica, y en particular del plutón San Gabriel, un caso de estudio excepcional para investigar la interacción entre estos procesos durante la construcción de arcos magmáticos contraccionales y la transferencia de magma desde los niveles más profundos de la corteza (probablemente desde reservorios más profundos que conformen una *hot-zone*). Esta investigación pretende explorar las condiciones estructurales y reológicas que debe tener la roca de caja para favorecer el emplazamiento de magma y favorecer la construcción de reservorios de magmas someros en el contexto de un arco contraccional como el Mioceno en los Andes de Chile. Para esto, como caso de estudio, el magmatismo Cenozoico de Chile central representa una oportunidad excepcional para estudiar la interacción entre las características de la roca de caja (litología y estructuras) y el emplazamiento de plutones. Los cuerpos plutónicos Cenozoicos allí encontrados, y en particular el plutón San Gabriel, caso de estudio de esta investigación, presentan edades de enfriamiento conocidas y un excelente grado de exposición. Esta condición permite observar sus características petrográficas y estructura interna, así como también su relación espacial con las estructuras de la roca de caja, lo que les hace idóneos para determinar su evolución espacial y temporal y evaluar distintos mecanismos de emplazamiento.

Considerar las heterogeneidades propias de la corteza en un ambiente tectónicamente activo como los Andes, e incorporarlas dentro de los modelos de construcción de reservorios magmáticos dependientes de la tasa de inyección, permitirá incrementar el conocimiento acerca de la escala temporal y espacial del transporte de magma en la corteza y su relación con las estructuras geológicas.

1.4 Hipótesis de trabajo.

Esta investigación pretende mostrar que el plutón San Gabriel representa un reservorio de magma somero emplazado en la corteza superior, cuya dinámica interna estuvo controlada por convección magmática y retrabajo interno. La dinámica de construcción y enfriamiento del plutón San Gabriel habría permitido que este sufriera una diversificación composicional mediante procesos de segregación de fases sólidas y fundido, permitiendo la generación de fundidos riolíticos en el nivel de emplazamiento que permitieran alimentar un reservorio superior o, eventualmente, volcanismo registrado en la época.

El plutón San Gabriel se habría emplazado mediante la transferencia hacia abajo de roca de caja, la cual se habría comportado frágilmente. Las observaciones de terreno preliminares de este y otros intrusivos (plutón La Gloria; Payacán et al., 2014) permite plantear que esto habría ocurrido mediante *stoping*. En este sentido, el plutón sería parte de un arco magmático antiguo, el cual se habría construido principalmente mediante la deformación frágil de la corteza. Esto se habría visto favorecido por la arquitectura de la roca de caja, donde el nivel de emplazamiento de los plutones coincide con la discordancia estratigráfica entre las unidades volcánicas altamente deformadas y la unidad sobreyacente menos deformada. Este nivel marcaría una disminución de la capacidad del magma para incorporar bloques de la roca de caja desde el techo, favoreciendo la construcción de reservorios de magma.

1.5 Objetivos.

1.5.1 Objetivo general.

Esta investigación busca ahondar en la comprensión de la naturaleza del transporte de magma, construcción y evolución interna de reservorios de magma emplazados en la corteza superior en ambientes contraccionales, tomando como caso el arco magmático del Mioceno tardío en Chile central.

Para esto, el objetivo de este estudio es proponer un modelo evolutivo del plutón San Gabriel, desde su construcción inicial, enfriamiento hasta la diversificación composicional tardía. Mediante el análisis de este caso de estudio, se espera profundizar respecto a la evolución y construcción, comparando los resultados obtenidos en el plutón San Gabriel con

otros plutones relacionados espacial y temporalmente. Lo anterior tiene por objetivo demostrar que mecanismos como el *stoping* magmático controlan el emplazamiento de magmas en arcos contraccionales, donde el transporte hacia abajo de roca de caja es fundamental para hacer el espacio que permita la construcción de estos reservorios someros.

1.5.2 Objetivos específicos.

- 1) Describir y documentar las características morfológicas del plutón San Gabriel y su relación geométrica con la estructura de la roca de caja.
- 2) Identificar los eventos magmáticos que permitieron la construcción del plutón San Gabriel, así como los procesos de diversificación composicional y textural que haya tenido el reservorio en el nivel de emplazamiento.
- 3) Determinar la temporalidad de los eventos magmáticos registrados y la escala de tiempo del enfriamiento del reservorio de magma que dio origen al plutón San Gabriel.
- 4) Interpretar el origen de la deformación interna del plutón San Gabriel registrada en los enclaves máficos.
- 5) Evaluar los mecanismos de emplazamiento y generación del espacio durante la construcción del plutón San Gabriel, estudiando el registro de la aureola mecánica del intrusivo.
- 6) Contextualizar la evolución del plutón San Gabriel en el marco del arco Mioceno de Chile central, comparando con otros intrusivos asociados espacial y temporalmente, indagando en el rol de la arquitectura de la roca de caja en el emplazamiento del magma.

1.6 Metodologías.

Esta investigación tiene un enfoque multidisciplinario, el cual considera distintas metodologías utilizadas en estudios petrológicos clásicos, basados en la petrografía y geoquímica, así como también técnicas de geología estructural para el análisis de deformación y observación de campo. Los detalles de las diferentes metodologías se presentan en el preámbulo del capítulo que presenta los resultados respectivos, con el objetivo de brindar continuidad al texto. A continuación, se presentan las líneas generales de dichas metodologías.

1.6.1 Trabajo de campo (objetivo específico 1, 2, 5 y 6).

Las campañas de terreno se dividen en dos instancias. La primera se llevó a cabo entre los años 2014 y 2016, donde se recopilaron muestras de mano para descripción de petrográfica, análisis de geoquímica de roca total y análisis geocronológicos (U-Pb en circón). Durante estas campañas se confeccionó un mapeo litológico del plutón en escala 1:25.000, el cual muestra la relación de contacto del plutón con la roca de caja, las relaciones de contacto internas entre las unidades definidas y las estructuras magmáticas registradas en el plutón. Los detalles de los datos, metodología y resultados se presentan en el CAPÍTULO 3.

Una segunda serie de campañas de terreno se desarrollaron el año 2018 con el objetivo de documentar la arquitectura de la roca de caja y la aureola mecánica y termal del plutón, y de obtener datos estructurales y de distribución de los enclaves máficos. Durante estas campañas se obtuvieron datos de orientación de enclaves y del plano del afloramiento que los contiene, obteniendo además imágenes orientadas de estos. Durante esta campaña también se obtuvieron muestras de mano para descripción petrográfica de los enclaves máficos. Los detalles de la metodología y resultados de esta campaña se presentan en el CAPÍTULO 7.

1.6.2 Petrografía (objetivo específico 2, 3 y 4).

Se realizó la descripción petrográfica de 78 muestras a escala mesoscópica, incluyendo 41 muestras del intrusivo principal, 4 muestras de diques leucocráticos y 33 muestras de enclaves máficos.

Un total de 67 secciones transparentes fueron confeccionadas a partir de las muestras recolectadas para la descripción petrográfica bajo microscopio óptico. La preparación de las secciones se realizó en el taller de cortes transparentes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y en el taller del técnico Rubén Espinoza. La descripción se llevó a cabo en el laboratorio de microscopía del Centro Avanzado de Tecnología para la Minería (AMTC) y en el Instituto de Geoquímica y Petrología del ETH Zúrich, Suiza.

Aunque se realizaron, esta tesis no contempla el análisis cuantitativo de secciones orientadas para determinar la fábrica petrográfica. Sin embargo, se cuenta con secciones

orientadas, las que están agrupadas en 23 sitios de muestreo con 3 secciones ortogonales entre sí.

1.6.3 Análisis de laboratorio.

1.6.3.1 Geoquímica de roca total (objetivo específico 2 y 3).

Se seleccionaron 30 muestras abarcando distintas litologías con el fin de determinar la composición de roca total mediante *X-Ray Fluorescence* (XRF; para elementos mayores y trazas) y *Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS; para elementos traza, incluyendo tierras raras). Estos análisis llevaron a cabo en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica y Cosmoquímica del Instituto de Geoquímica y Petrología del ETH, Zúrich, Suiza. Los detalles y resultados de estos análisis se presentan en el CAPÍTULO 4.

1.6.3.2 Geocronología de circones (objetivo específico 3).

Un total de 20 muestras provenientes de las distintas unidades litológicas del plutón San Gabriel fueron seleccionadas para ser sometidas a análisis geocronológicos basadas en U-Pb en circones. Los análisis se llevaron a cabo mediante *Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS) en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica y Cosmoquímica del Instituto de Geoquímica y Petrología del ETH, Zúrich, Suiza.

Primeramente, se llevó a cabo la separación de circones en el Laboratorio de Preparación de Muestras y Separación de Minerales del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Posteriormente, se llevó a cabo la selección de los cristales de circones, el montaje de entre 55 y 75 circones por muestra en una resina epóxica y la obtención de imágenes de catodoluminiscencia de los circones en el Laboratorio de Microscopía del Instituto de Geoquímica y Petrología del ETH, Zúrich, Suiza. Los detalles y resultados de estos análisis se presentan en el CAPÍTULO 5.

1.6.4 Modelación geoquímica (objetivo específico 2).

Con el objetivo de testear los procesos de diferenciación y diversificación magmática en el plutón San Gabriel se desarrollaron una serie de simulaciones geoquímicas. Con esta metodología es posible evaluar la distribución de elementos mayores y traza en las fases que

componen los magmas que dieron lugar al plutón, con especial énfasis en la segregación de fundidos y cristales durante la cristalización fraccionada.

Las simulaciones se dividen en dos grupos: (1) modelación de la cristalinidad, secuencia de cristalización y evolución de las composiciones de las fases fundida y sólida a medida que el magma cristaliza, utilizando el *software* termodinámico Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012). (2) Modelación de procesos de segregación de fases fundida y sólida basada en la distribución de elementos traza con coeficientes de partición variable utilizando la formulación de Gelman et al. (2014). Los detalles de las simulaciones y sus resultados se presentan en el CAPÍTULO 4.

1.6.5 Análisis de *strain* (objetivo específico 4, 5 y 6).

Los análisis de *strain* tienen el propósito de estimar la deformación registrada en las rocas, ya sea *strain* finito o total. En cuerpos intrusivos se han utilizado diversos indicadores de deformación, tales como fábrica petrográfica, fábrica magnética (anisotropía de la susceptibilidad magnética), así como enclaves máficos (Paterson et al., 1998). Este último es el caso del plutón San Gabriel y esta investigación, donde se llevan a cabo mediciones de la deformación registrada por la geometría elipsoidal de los enclaves máficos.

Se obtuvieron datos estructurales de la orientación de enclaves en 24 sitios de muestreo, donde se midió la orientación del plano del afloramiento que los contiene y el *rake* de la elongación máxima del enclave. Esto último se llevó a cabo mediante el análisis digital de imágenes orientadas de los enclaves en terreno, utilizando el *software JMicroVision*. El análisis digital permitió obtener alrededor de 15 elipses de deformación representadas por los enclaves, las cuales, al ser combinadas matemáticamente mediante el *software EllipseFIT*, permitieron la obtención de tensores de anisotropía representados por elipsoides utilizando el método de Robin (2002). El grado de excentricidad de estos elipsoides permite estimar la cantidad de deformación sufrida por el enclave.

Las mediciones anteriores fueron complementadas con un análisis petrográfico y textural de los cristales que conforman los enclaves máficos y la roca hospedante, con el objetivo de evaluar el origen de los enclaves y el comportamiento reológico de estos y del magma hospedante. Los detalles de la metodología y resultados se presentan en el CAPÍTULO 7.

Capítulo 2:
Evolución de sistemas magmáticos de la
corteza superior y su registro en los plutones
miocenos de Chile central

CAPÍTULO 2: EVOLUCIÓN DE SISTEMAS MAGMÁTICOS DE LA CORTEZA SUPERIOR Y SU REGISTRO EN LOS PLUTONES MIOCENOS DE CHILE CENTRAL.

En este capítulo se presenta un resumen de la investigación desarrollada anteriormente durante los estudios de Magíster que precede a esta tesis y algunas presentaciones en congresos especializados, mostrando una serie de avances en el entendimiento del transporte de magma y la dinámica interna de reservorios emplazados en la corteza superior, utilizando el plutón La Gloria como caso de estudio, el cual está relacionado espacial y temporalmente con el plutón San Gabriel.

Dicha investigación aborda el registro de los procesos de construcción y evolución tardimagmática de los sistemas emplazados en la corteza superior, esto a partir del registro petrográfico, estructural y geocronológico. En este capítulo se resumen los resultados y discusiones de una serie de artículos enfocados la evolución del plutón La Gloria (F. Gutiérrez et al., 2013; Payacán et al., 2014; Payacán, 2015; Aravena et al., 2017; Gutiérrez et al., 2018). Este sirve de preámbulo a los capítulos siguientes, permitiendo dar un mejor entendimiento de la evolución de los sistemas magmáticos emplazados en la corteza superior.

2.1 Introducción.

Como se señaló en el capítulo anterior, el magmatismo del Mioceno tardío en Chile central se caracteriza por la presencia de stocks y batolitos, los cuales se emplazaron intruyendo las secuencias volcánicas y sedimentarias del Eoceno al Mioceno temprano (Kurtz et al., 1997; Charrier et al., 2002; Kay et al., 2005; Muñoz et al., 2009, 2013). Estos se caracterizan por presentar una geometría elongada en dirección N30°W, los cuales se habrían emplazado en los niveles superiores de la corteza, hasta 5 km de profundidad, según las estimaciones de los espesores de la formación suprayacente y análisis geobarométricos en anfíbola (Figura 2.1; Cornejo y Mahood, 1997; Kurtz et al., 1997).

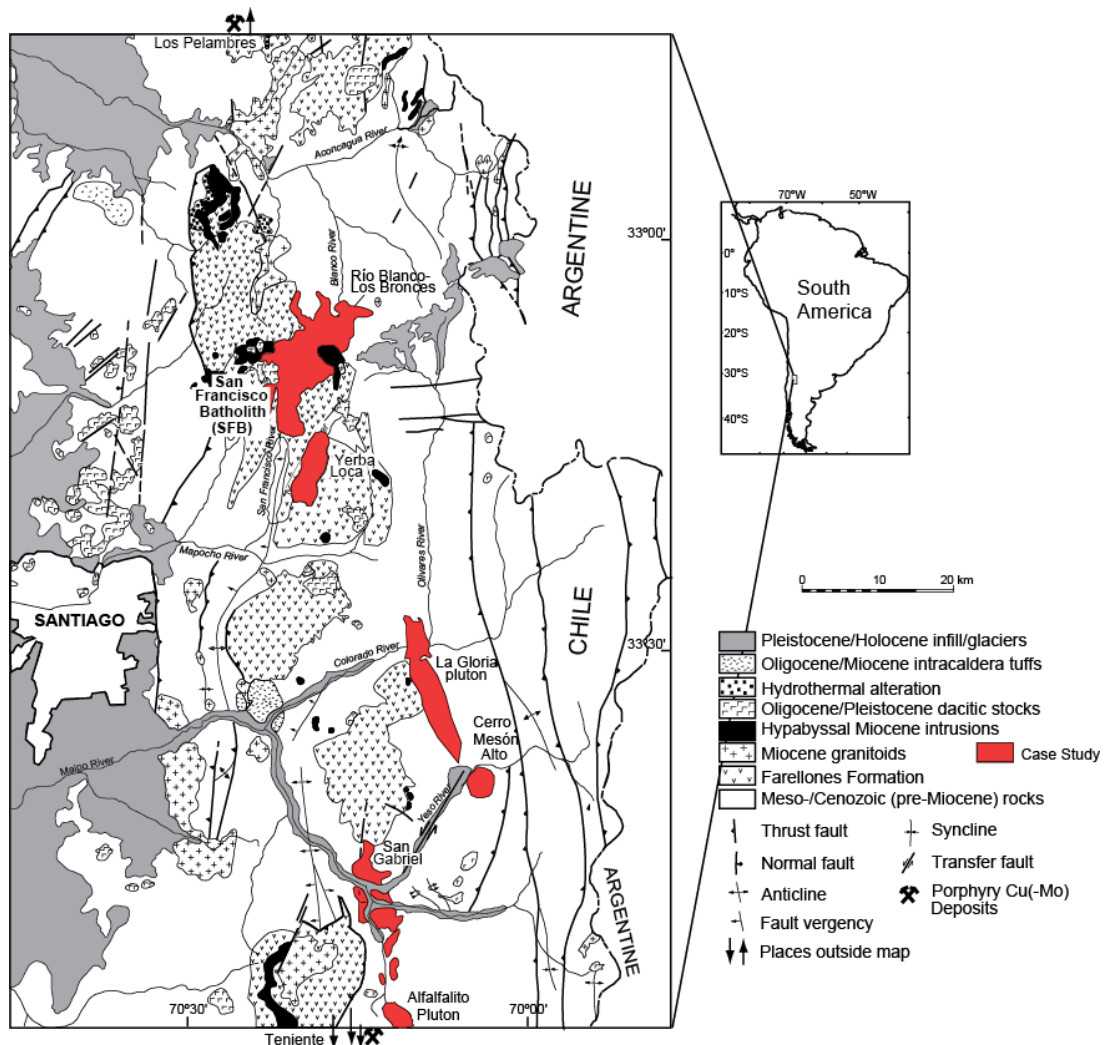


Figura 2.1: Mapa geológico que muestra la ubicación de los plutones miocenos de Chile central, destacando los plutones con edades entre 14 y 10 Ma. Modificado de Deckart et al. (2010).

Entre los intrusivos que conforman el registro plutónico del magmatismo mioceno en Chile central destaca la franja de plutones de edades entre 14 y 10 Ma, conformada de norte a sur por el Batolito San Francisco, el stock Yerba Loca, plutón La Gloria, plutón Mesón Alto, plutón San Gabriel y el plutón Alfalfalito, mostrando un amplio espectro composicional variando de gabros a monzogranitos. Estos presentan un excelente grado de exposición, permitiendo reconocer tanto sus zonas internas y laterales, así como sus niveles superiores cercanos al techo, mostrando desniveles de exposición de hasta 2.5 km. Además, el grado de preservación de estos intrusivos los ha hecho casos idóneos para el estudio de los procesos magmáticos que habrían ocurrido durante la evolución de los reservorios de magma que dieron lugar a estos, destacando el plutón La Gloria, ampliamente estudiado en términos petrológicos y estructurales, lo que representa el foco de los siguientes apartados.

El plutón La Gloria se caracteriza por su geometría elongada en dirección N30°W, de 20 km de largo y 5 km de ancho, con una exposición vertical de hasta 2.5 km. Sus contactos con la roca de caja están bien definidos, los cuales varían de subverticales en los bordes laterales a subhorizontal en las zonas del techo (Figura 2.2), mostrando una geometría escalonada. A pesar de que se han reconocido patrones de zonación composicional y mineralógica dentro del plutón, éste se caracteriza por ser relativamente homogéneo, sin contactos internos claros. Sin embargo, composicionalmente, se ha identificado un patrón de zonación inversa, pasando de composiciones más básicas (~61 wt.% SiO₂) en el centro, a composiciones levemente más ácidas hacia los bordes y niveles superiores (~65 wt.% SiO₂; Cornejo y Mahood, 1997), lo cual se interpreta como producto de la removilización de fundidos residuales silícicos desde un *mush* cristalino (Aravena et al., 2017).

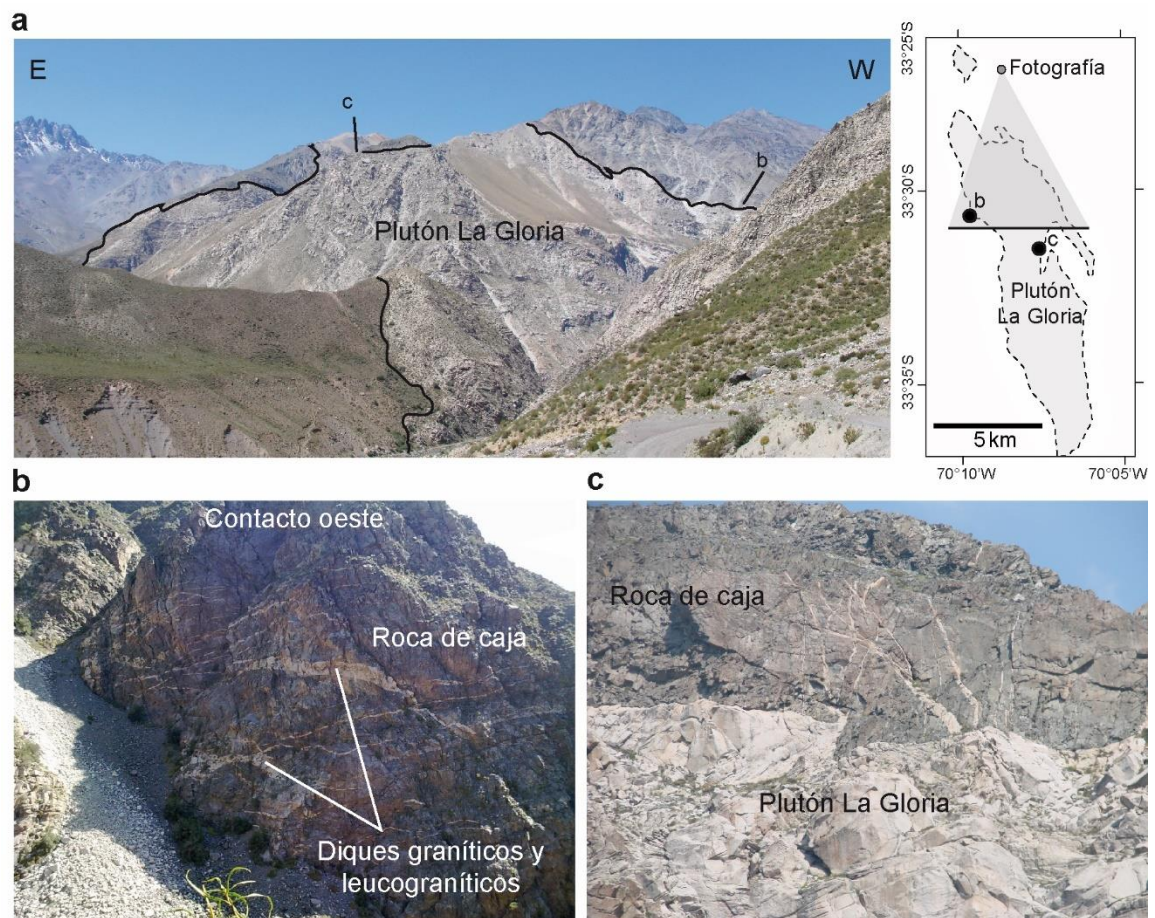


Figura 2.2: Fotografías de terreno que muestran la geometría de los contactos del plutón La Gloria. (a) Vista general del plutón, mostrando la exposición de los bordes laterales subverticales y los niveles superiores subhorizontales. (b) Diques graníticos y leucograníticos en el borde oeste del plutón La Gloria. (c) Discos en los niveles superiores del plutón, los cuales habrían permitido aislar bloques de la roca de caja, favoreciendo el desarrollo de *stopping* magmático. Tomado de Payacán (2015).

2.2 Evolución fluidodinámica de reservorios magmáticos: el caso del plutón La Gloria.

Los estudios de campo, petrológicos, geoquímicos, geocronológicos y estructurales aplicados en el plutón La Gloria han sido un aporte a la comprensión de la evolución termal y fluidodinámica de los reservorios de magma emplazados en la corteza superior. Estos han permitido proponer un modelo conceptual para evolución de estos sistemas consistente en dos etapas, cada una dominada por distintos procesos magmáticos y de transporte del magma (Figura 2.3). El registro de dichos procesos se basa en la estructura interna del plutón La Gloria, definida en base a las variaciones de las características petrográficas, geoquímicas, magnéticas y estructurales.

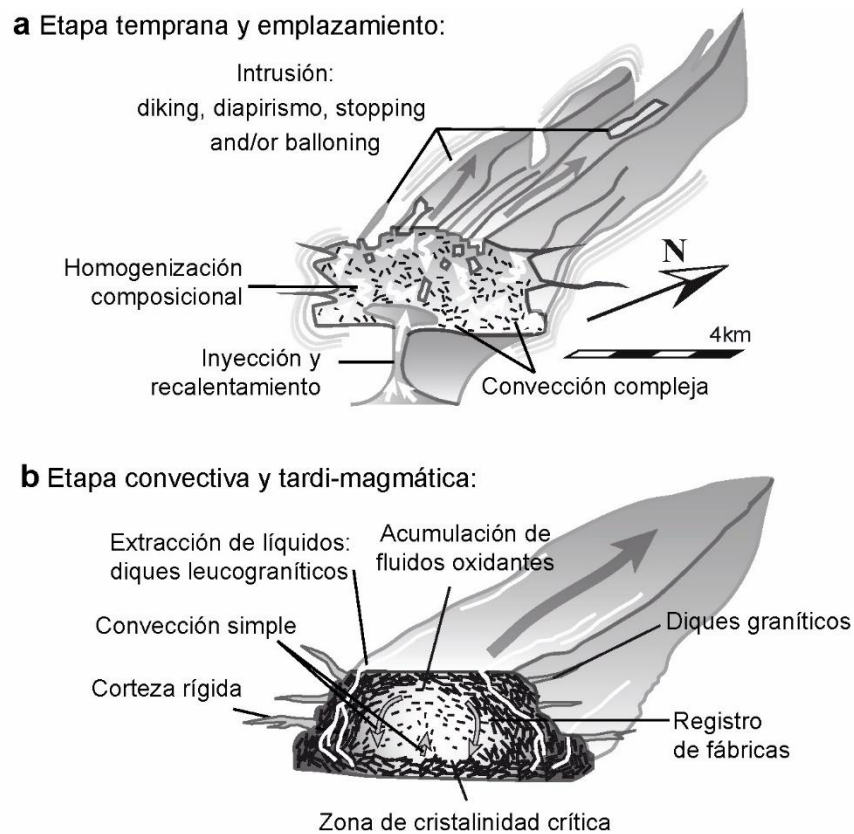


Figura 2.3: Esquema que resume la evolución del plutón La Gloria y los reservorios de magma emplazados en la corteza superior, distinguiendo entre (a) una etapa temprana, dominada por flujos magmáticos y retrabajo de las unidades iniciales, y (b) una etapa tardimagmática dominada por magma de alta cristalinidad y escasa convección. Payacán (2015).

La primera etapa está dominada por las inyecciones de magma que dan forma al reservorio y un estado de cristalinidad relativamente bajo con altas tasas de cizalle, el cual permite un dominio de los flujos magmáticos y el retrabajo interno de las unidades previamente cristalizadas. Posteriormente, en una etapa tardía dada por el cese de las inyecciones magmáticas hacen que el sistema evolucione controlado por el enfriamiento del magma y el avance de un frente de cristalización desde los bordes hacia el centro del intrusivo, donde se registran las fábricas magmática y magnética (Payacán et al., 2014). Finalmente, durante dicha etapa tardía ocurre el bloqueo reológico total del reservorio, dominada por procesos tardimagmáticos bajo un grado de cristalinidad lo suficientemente alto para impedir la convección, pero dentro de la ventana óptima de extracción de fundidos residuales silíceos mediante compactación de la red cristalina (*mush*, ~50-60% de cristales; Dufek y Bachmann, 2010; Aravena et al., 2017).

2.2.1 Construcción inicial y emplazamiento.

La etapa inicial de la evolución del reservorio de magma se caracteriza por la intrusión de los primeros pulsos de magma, los cuales permiten la construcción inicial y emplazamiento del reservorio (Figura 2.3a). Esta etapa está dominada por una alta capacidad convectiva del magma, lo que favorece la homogenización composicional y mecanismos de transporte de magma como diapiros, propios de magmas poco viscosos. Durante esta etapa, la baja cristalinidad y viscosidad efectiva del magma permite que los bloques de roca de caja, aislados por *dyking*, sean aislados por magma e integrados en el reservorio, siendo transportados hacia niveles inferiores y favoreciendo la generación de espacio mediante *stoping* magmático, tal como registran los niveles de xenolitos preservados en algunos de estos plutones (Payacán et al., 2015a, 2019). No obstante, las altas tasas de cizalle generadas por los altos contrastes de densidad y la baja viscosidad efectiva del sistema impide el registro de los flujos magmáticos durante esta etapa, donde cada pulso de magma sobrepone el registro de la fábrica dejado por el pulso anterior.

A partir de datos geocronológicos de U-Pb en circón obtenidos a lo largo del plutón mediante LA-ICP-MS e CA-ID-TIMS, Gutiérrez et al. (2018) muestran que el plutón se habría construido por un transporte lateral de magma, siguiendo la orientación principal del plutón. El hecho de que el plutón La Gloria muestre un patrón decreciente en las edades de cristalización de circones de sur a norte, con una tasa de 18 km/Ma (Figura 2.4), indica que

la fuente alimentadora del sistema se habría ubicado hacia el norte del plutón, sugiriendo un emplazamiento lateral (Gutiérrez et al., 2018), consistente, además, con los patrones de fábrica magmática y magnética subhorizontal y siguiendo la orientación principal del intrusivo (Figura 2.4a; Payacán et al., 2014). Este modelo de emplazamiento y transporte de magma podría ser extrapolado a una serie de intrusivos similares al plutón La Gloria en términos geométricos y de disposición espacial, lo que da pie para proyectar la investigación en el plutonismo mioceno de Chile central.

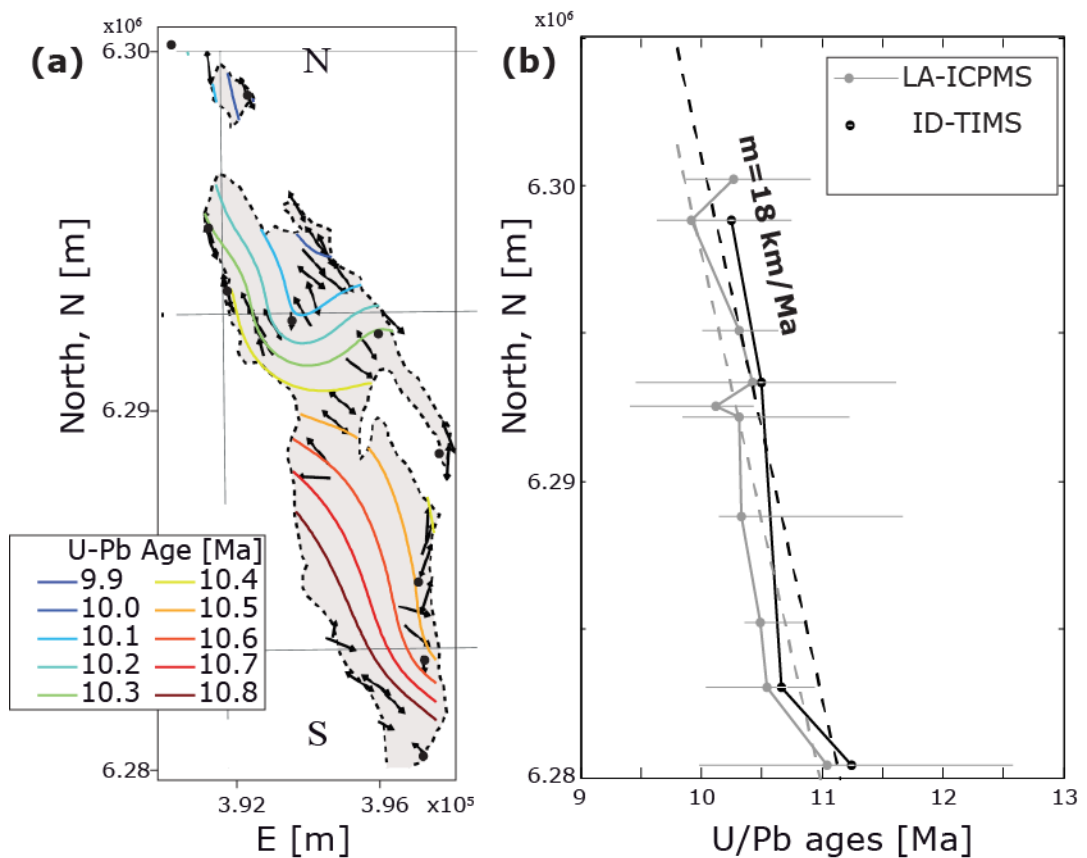


Figura 2.4: Resultados geocronológicos de U-Pb en circón del plutón La Gloria (Gutiérrez et al., 2018). (a) Edad promedio ponderada obtenidas mediante LA-ICP-MS en distintas muestras a lo largo del plutón (círculos negros) y mapa de contorno que muestra el aumento de las edades promedio hacia el sur. Las orientaciones de la lineación magnética se muestran como referencia. (b) Variación latitudinal de las edades del plutón La Gloria, tanto en edades obtenidas mediante LA-ICP-MS como ID-TIMS.

Gutiérrez et al. (2018) proponen que la fuente de magma asociada al plutón La Gloria estaría ubicada al norte, coincidiendo con el Batolito San Francisco, el cual está ligado espacial y temporalmente al pórfido de Cu del distrito Río Blanco – Los Bronces (Deckart et al., 2014). El hecho de que el plutón La Gloria sea considerado un intrusivo estéril (*barren*) sin un cuerpo mineralizado asociado, se explicaría por la escasa liberación de volátiles por primera ebullición generada en un reservorio elongado y horizontal como sería el plutón. Por el contrario, en una zona de transferencia vertical de magma como sería el Batolito San Francisco (fuente del magma del plutón La Gloria), la liberación de volátiles sería más intensa y, además, estos se enfocarían en un área más acotada, permitiendo la concentración de metales de mena que dan lugar a un yacimiento de las dimensiones de pórfido Río Blanco – Los Bronces. De este modo, el modelo propuesto postula la geometría de los reservorios magmáticos es fundamental para la capacidad de los sistemas magmáticos para generar grandes yacimientos metálicos, sumándose a las tasas de inyección magmática y la presencia de trampas reológicas y estructurales (Amilibia et al., 2008; Caricchi et al., 2014b).

2.2.2 Etapa convectiva del plutón La Gloria.

Los patrones de fábrica magmática fueron estudiados en el plutón La Gloria mediante análisis petrográfico con cortes transparentes orientados y la fábrica magnética obtenida mediante anisotropía de la susceptibilidad magnética (Gutiérrez et al., 2013; Payacán et al., 2014). Los patrones de fábrica magnética caracterizada por elipsoides de geometría oblata, con lineaciones subhorizontales siguiendo la orientación del intrusivo, y planos de foliación subverticales en los bordes del intrusivo y subhorizontales hacia el centro y techo (Figura 2.5). Estos patrones, paralelos a los bordes del contacto con la roca de caja, se interpretan como registro de la deformación generada por los flujos magmáticos tardíos.

Una vez que las inyecciones de magma cesan, la evolución del sistema comienza a estar regida por el avance del frente de cristalización desde los bordes al centro, producto del enfriamiento del reservorio a través de las paredes (Gutiérrez et al., 2013). Este enfriamiento genera un aumento de la cristalinidad y la viscosidad efectiva del magma, haciendo que este se bloquee reológicamente al alcanzar alrededor de un 60% de cristales en los bordes, formando un centro convectivo con celdas a gran escala de carácter ascendente en el centro y descendente en los bordes.

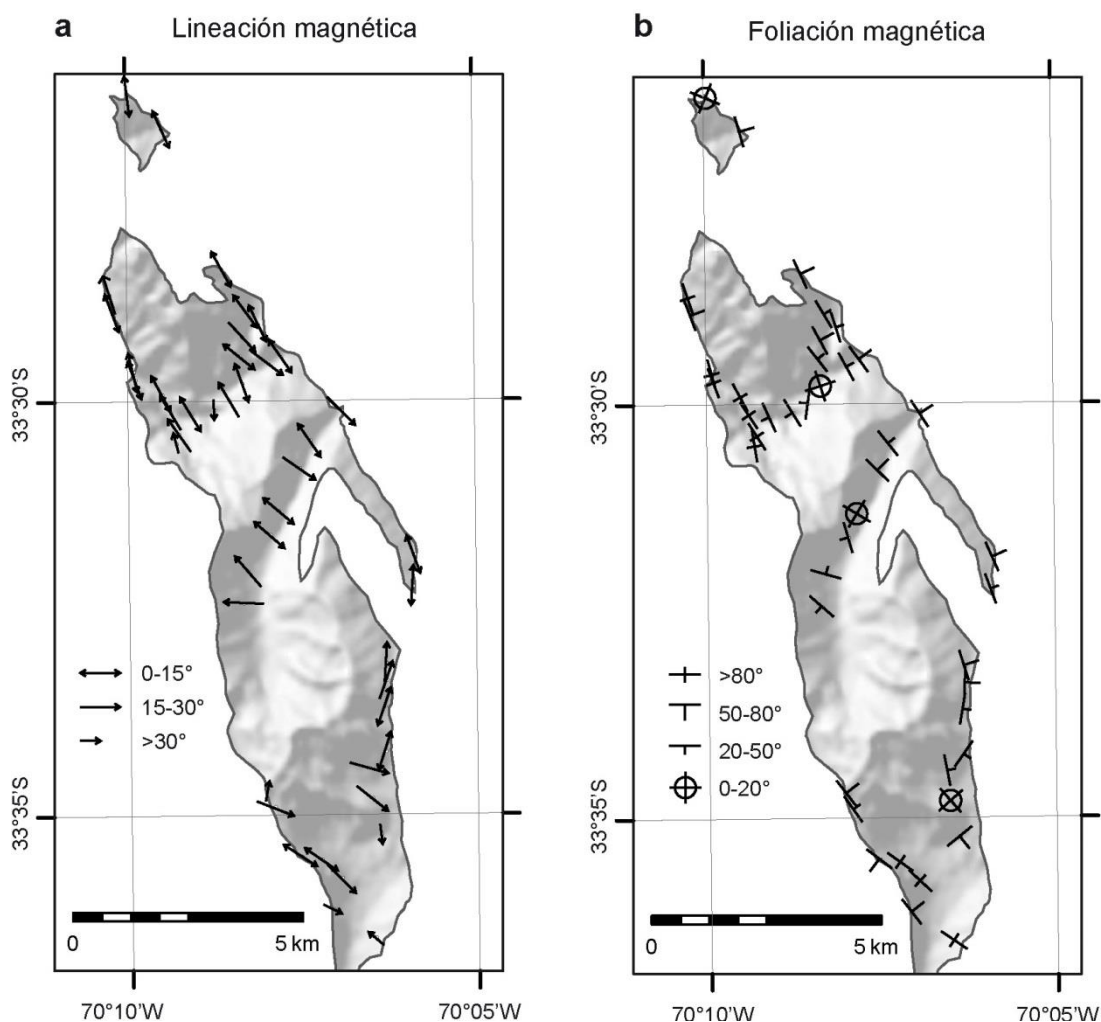


Figura 2.5: Mapa de la orientación espacial de la fábrica magnética del plutón La Gloria, donde se reconoce: (a) lineaciones magnéticas principalmente subhorizontales, orientadas en la dirección de elongación principal del intrusivo; (b) planos de foliación variando gradualmente de subverticales en los bordes a subhorizontales hacia las zonas centrales del plutón, siguiendo la geometría de los contactos con la roca de caja. Tomado de Payacán (2015).

Por otro lado, la fábrica petrográfica definida por la orientación de cristales de plagioclasa y ferromagnesianos es consistente con la orientación de la fábrica magnética, siendo paralela a los contactos con la roca de caja en las zonas laterales del plutón. Sin embargo, hacia el centro la fábrica magmática muestra orientaciones verticales, perpendiculares al plano de foliación magnética (Payacán et al., 2014). Esta discrepancia es evidencia de los patrones de convección magmática con flujos convergentes hacia el centro y basal del reservorio, los cuales tienen distinto efecto en el registro de las fábricas petrográfica y magnética (Figura 2.6).

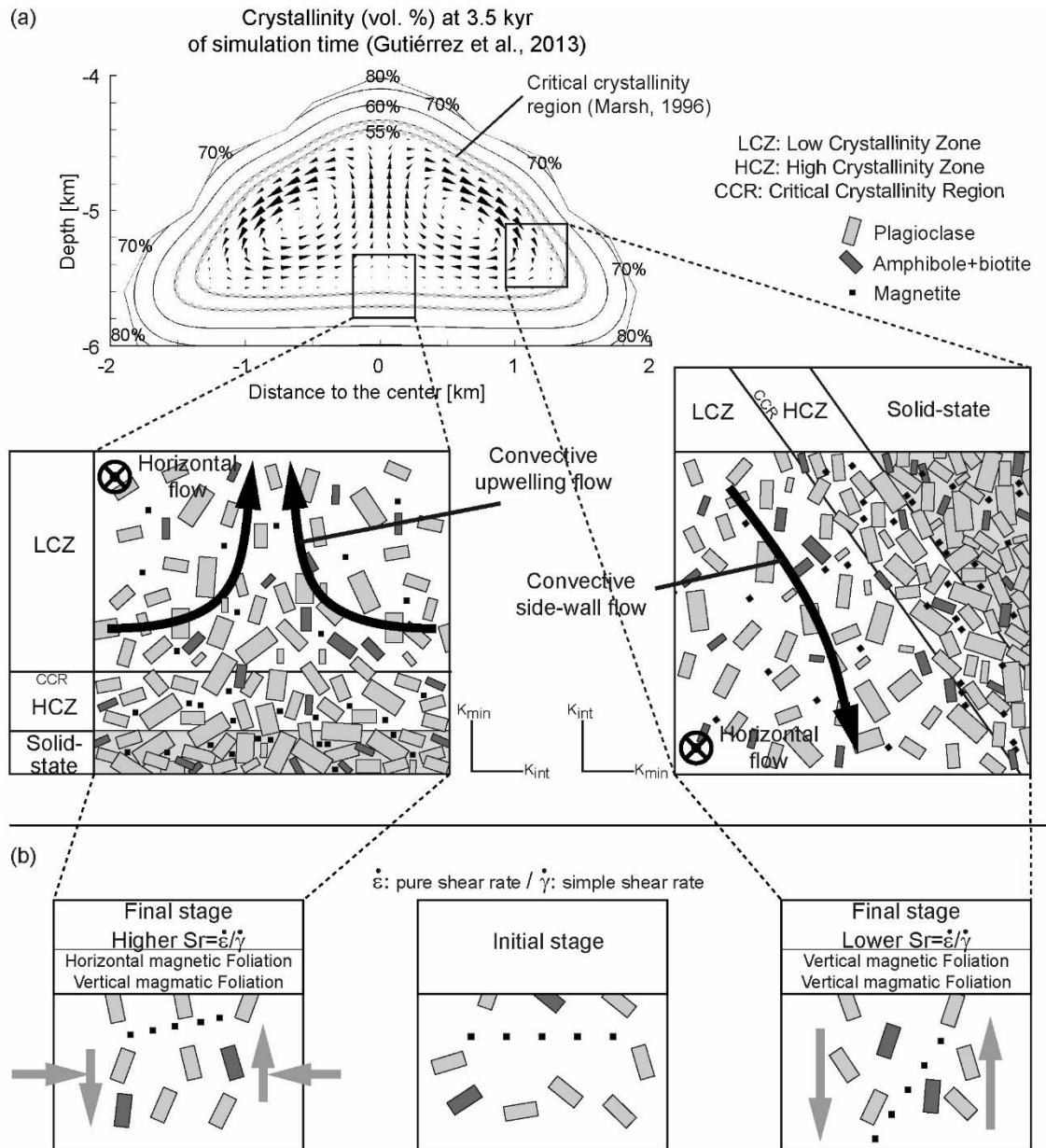


Figura 2.6: Esquema síntesis de los mecanismos de adquisición de la fábrica magnética y petrográfica (plagioclasa y ferromagnesianos) del plutón La Gloria, contrastando las zonas centrales y cercanas a los bordes del plutón, debido al avance del frente de cristalización hacia el interior del reservorio y la conformación de un núcleo convectivo al centro. En las zonas centrales la fábrica magnética es inconsistente con la fábrica petrográfica, debido a que los cristales elongados responden al cizalle puro registrado en estas zonas, mientras que los minerales magnéticos, de baja razón de aspecto, tienden a orientarse paralelos al borde de enfriamiento. Por el contrario, en las zonas aledañas al borde lateral del reservorio, el dominio del cizalle simple con respecto al cizalle puro hace que los cristales elongados se orienten paralelos al frente de cristalización, haciendo que ambas fábricas sean consistentes con foliaciones paralelas al borde del plutón.

Tomado de Payacán et al. (2014).

Capítulo 3:
Petrografía y estructura interna del plutón
San Gabriel

CAPÍTULO 3: ESTRUCTURA INTERNA Y PETROGRAFÍA DEL PLUTÓN SAN GABRIEL.

3.1 Introducción.

El propósito de este capítulo es presentar las características observadas en terreno (geometría, relación con la roca de caja, contactos internos, estructuras magmáticas) y las variaciones litológicas observadas en el plutón San Gabriel, con el objetivo de documentar las características macro y mesoscópicas del plutón. Este capítulo forma parte del artículo titulado “*Assembling a shallow felsic reservoir: origin of the compositional diversification of the San Gabriel pluton, central Chile*”, el cual será sometido a la revista *Lithos* (CAPÍTULO 6).

Se presenta aquí la relación espacial entre el intrusivo y las estructuras de la roca de caja obtenida a partir de las observaciones de terreno, la definición de unidades internas y el mapa litológico del plutón, para finalmente presentar datos acerca de la distribución de las estructuras internas. Finalmente se propone un modelo evolutivo para el ensamblaje del intrusivo, el cual será validado en el capítulo siguiente, complementando las observaciones con datos geoquímicos.

3.2 Metodología.

3.2.1 Muestreo terreno.

Durante campañas de terreno desarrolladas entre 2014 y 2018 se obtuvo un total de 78 muestras de mano, considerando 41 muestras del intrusivo principal, 4 muestras de diques leucocráticos y 33 muestras de enclaves máficos. El detalle con la ubicación de cada muestra se presenta en la Tabla Anexo A-1 y Tabla Anexo A-2.

3.2.2 Microscopía óptica.

Un total de 38 muestras de mano fueron seleccionadas para la confección de cortes transparentes, lo que se realizó en el taller de cortes transparentes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. La descripción petrográfica se realizó en el laboratorio de microscopía del Centro Avanzado de Tecnología para la Minería (AMTC).

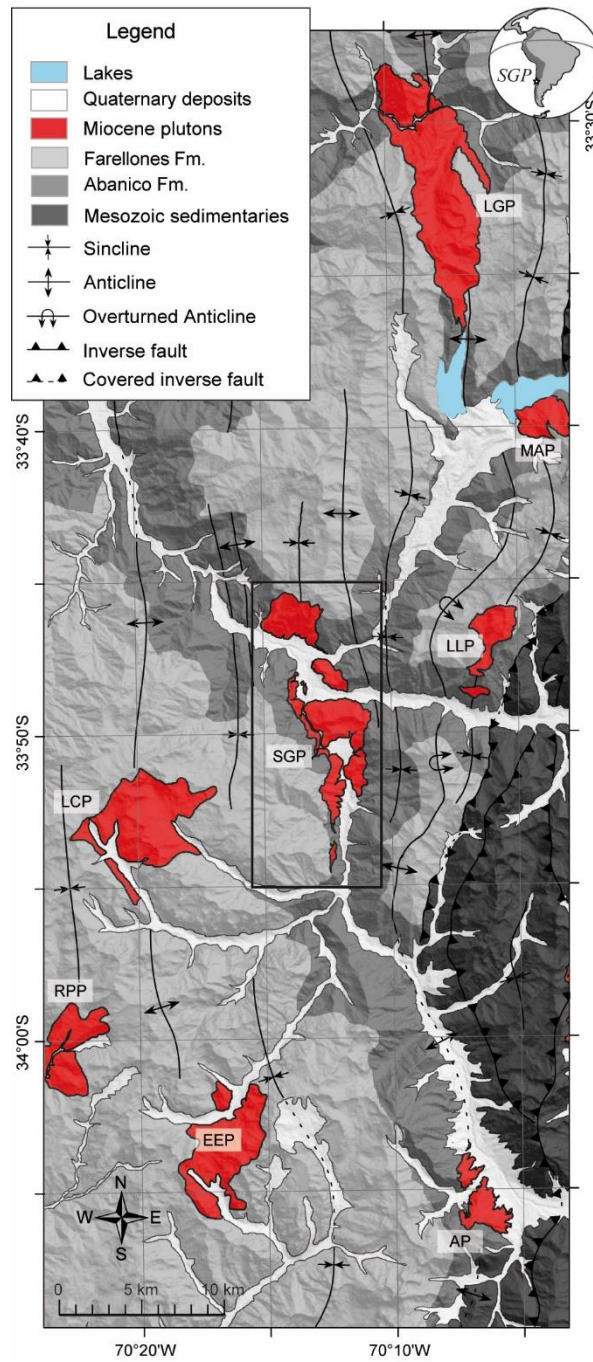


Figura 3.1: Mapa geológico de la Cordillera Principal occidental mostrando la distribución de los plutones Miocenos asociados al plutón San Gabriel (SGP). Otros plutones Miocenos son plutón La Gloria (LGP), plutón Mesón Alto (MAP); plutón Los Lunes (LLP), plutón La Carlota (LCP), plutón Río Pangal (RPP), plutón El Extravío (EEP), plutón Alfalfalito (AP). Basado en Thiele (1980) y Fock (2005).

3.3 Características generales del plutón San Gabriel y su relación geométrica con la roca de caja.

El plutón San Gabriel es un cuerpo intrusivo con geometría elongada (prolato), con unos 12 km de largo y 3 km de ancho, el cual se encuentra orientado en dirección preferencial N30W (Figura 3.1). La exposición del plutón permite que tanto las paredes laterales verticales, el techo y las zonas interiores puedan ser observadas, con poco más de 1000 m de máxima exposición vertical (Figura 3.2). Esta máxima exposición se observa en el sector norte (Figura 3.2a), debido a la forma irregular del intrusivo, cuyo techo tiende a disminuir en altitud hacia el sur. El contacto con la roca de caja es principalmente nítido y bien marcado, sin variaciones graduales, presentando muchas veces una serie de diques centimétricos a métricos intruyendo la roca de caja (Figura 3.3a), y bloques de roca de caja centimétricos a métricos aislados por roca granítica (Figura 3.3b, c, d).

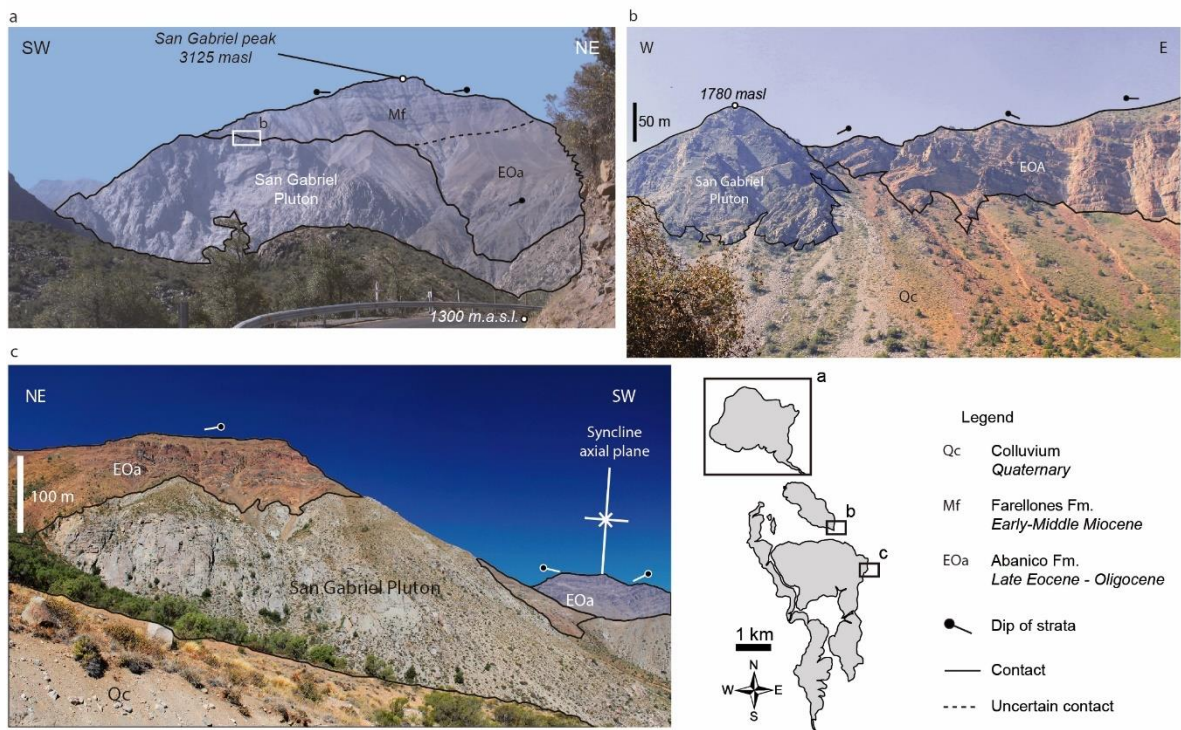


Figura 3.2: Vistas de terreno mostrando la relación entre los contactos del plutón San Gabriel y la estratificación de las sucesiones volcánicas que componen la roca hospedante. (a) Vista hacia el extremo norte del plutón, donde se observa la mayor exposición vertical (~1 km). (b) Contacto este con un antiforme de baja longitud de onda (~200 m). (c) Vista del contacto sureste del plutón, donde se aprecian los estratos de la Fm. Abanico manteniendo hacia el este. El esquema del plutón señala el área mostrada por cada fotografía.

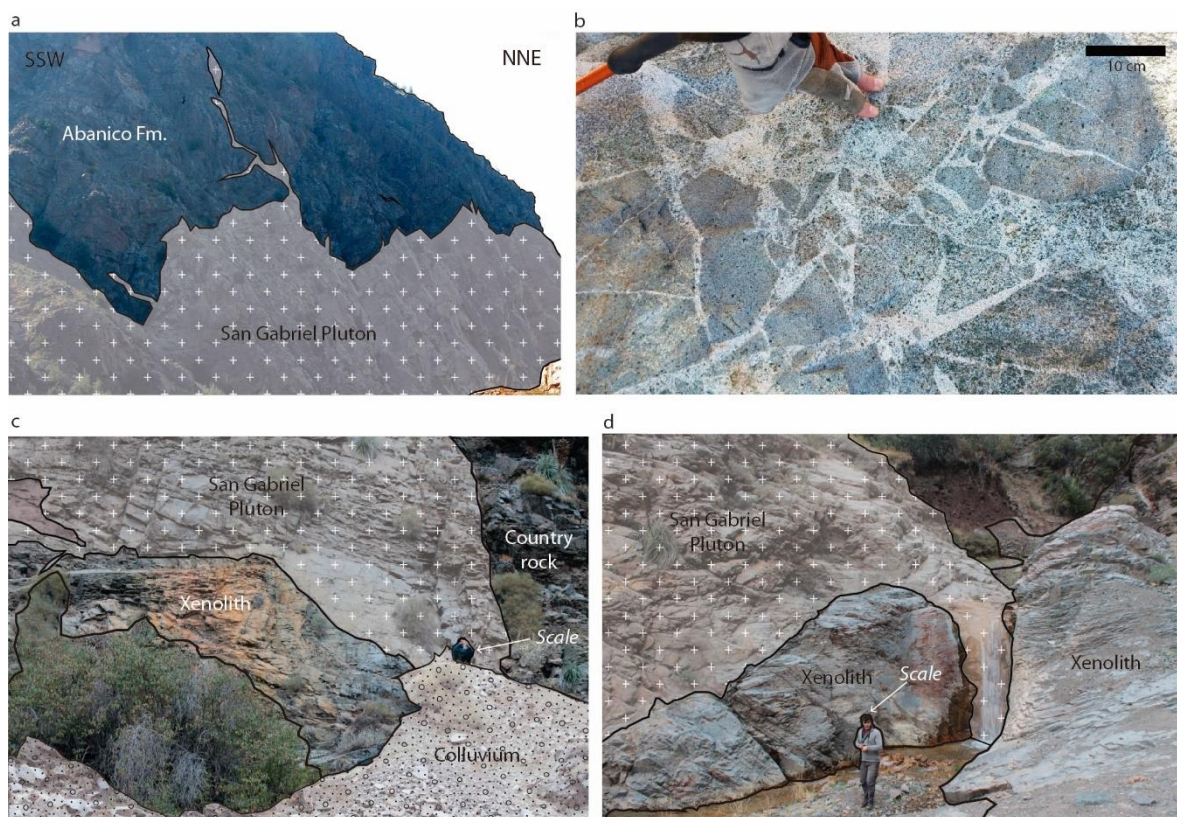


Figura 3.3: Fotografías de terreno mostrando las características de los contactos del plutón San Gabriel con la roca de caja: (a) Contacto suroeste con clara geometría irregular y presencia de diques decimétricos intruyendo la roca de caja. (b) Afloramiento con bloques angulosos de roca de caja hospedados por roca intrusiva del PSG, localizado en el techo del sector norte del plutón. (c-d) Xenolitos métricos preservados en el sector suroeste del plutón San Gabriel.

El plutón San Gabriel se encuentra asociado a una serie de estructuras tectónicas orientadas preferencialmente con rumbo N a NNW (Figura 3.1). Estas consisten en una serie de pliegues sinclinales y anticlinales con relativamente baja longitud y amplitud de onda, cuyos limbos no suelen mantear con ángulos mayores a 40° . La buena exposición del plutón San Gabriel permite reconocer la relación entre los bordes laterales y techo del intrusivo.

Por un lado, se puede observar que el techo del plutón coincide con una serie de estratos formando un pliegue sinclinal con manteos suaves, menores a 10° , los cuales, según los mapas existentes, corresponderían a la Fm. Farellones (Figura 3.2a). Estos estratos parecen diferenciarse de los que están en contacto con los bordes laterales del intrusivo, los cuales presentan manteos con mayor ángulo. El borde oriental se caracteriza por ser subvertical y estar en contacto con estratos que mantean hacia el oeste, cayendo hacia el intrusivo (Figura 3.2a), formando además un pliegue anticlinal de pequeña longitud de onda comparado con el resto de las estructuras observadas en la zona (~ 200 m; Figura 3.2b). Sin

embargo, al observar hacia el sur del río Volcán, se aprecia que los estratos mantean hacia el este, dejando de observarse el anticlinal observado hacia el norte (Figura 3.2c). El contacto del borde occidental también presenta un alto ángulo y los estratos suelen mantear hacia el este, cayendo hacia el intrusivo, a pesar de que hacia el sur solo se aprecian mantear hacia el oeste con ángulos que no superan los 30°. Según los mapas existentes de la zona de estudio (Thiele, 1980; Fock, 2005; Mardones, 2019), la Fm. Abanico y la Fm. Farellones constituyen la roca hospedante del plutón San Gabriel. Basado en estos antecedentes, puede sugerirse que el contacto entre ambas formaciones se encuentra en el borde occidental del intrusivo, explicando las diferencias de manteo observadas (ver secciones de la Figura 3.4 para notar la diferencia entre el norte y sur del plutón).

3.4 Arquitectura interna y unidades petrográficas del plutón San Gabriel.

El plutón San Gabriel presenta variaciones concéntricas y verticales en la mineralogía modal, texturas e índice de color (Tabla 3-1; Figura 3.4). El plutón está principalmente conformado por cuarzo-monzonitas y cuarzo-monzodioritas, con un amplio rango de facies magmáticas distinguibles, las que varían de cuarzo-diorita a monzogranito (Figura 3.5). Los principales minerales son plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y hornblenda (con piroxenos subordinados; Tabla 3-1), mientras que la titanita, apatito, circones y óxidos de Fe-Ti son las principales fases accesorias. Texturalmente el plutón se caracteriza por variar de equigranular de grano medio a grueso; sin embargo, texturas como equigranular de grano fino con algunos nódulos de máficos y porfídica con fenocristales de plagioclasa también se observan en algunas zonas específicas.

Tabla 3-1: Mineralogía modal representativa de las unidades litológicas del plutón San Gabriel.

| | Basal Domain | Main domain | | | Middle domain |
|-------------|---------------------|--|-------------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|
| | | Unit I | Unit II | Unit III | |
| | <i>Monzogranite</i> | <i>Coarse-grained Qtz-monzodiorite</i> | <i>Medium-grained Qtz-monzonite</i> | <i>Fine-grained Qtz-monzonite</i> | <i>Qtz-diorite / Qtz-monzodiorite</i> |
| Plagioclase | 20-40 % | 40-55 % | 35-50 % | 40-55 % | 42-65 % |
| K-Feldspar | 25-35 % | 15-25 % | 25-30 % | 18-30 % | 10-15% |
| Quartz | 15-25 % | 7-12 % | 10-15 % | 5-11 % | 5-8 % |
| Biotite | 2.5-5.5 % | 3-8 % | 3-8 % | 5-8 % | 4-12 % |
| Amphibole | 6-9 % | 5-12 % | 4-11 % | 6-14 % | 6-12 % |
| Pyroxene | 0-2.5 % | 0-3 % | 0-2 % | 1-3 % | 3-8 % |
| Opaques | 2.5-5 % | 3.5-5 % | 4-5.5 % | 2-4 % | 3-6 % |

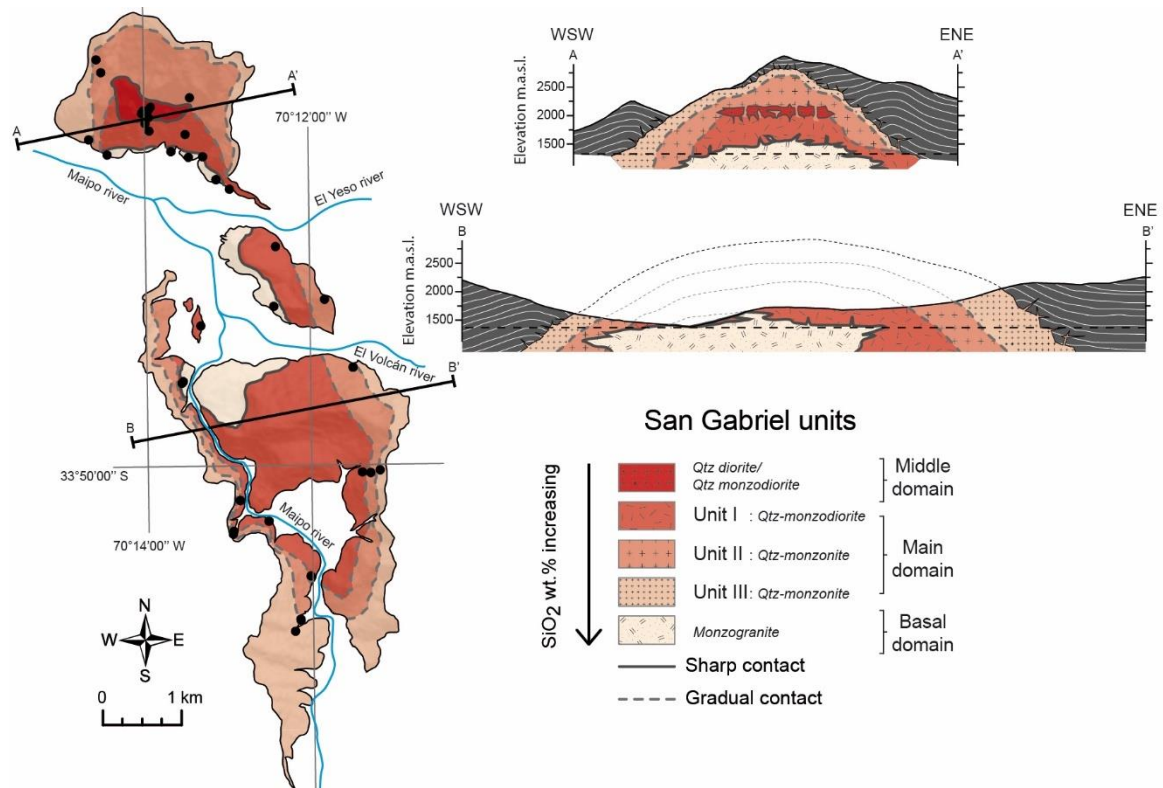


Figura 3.4: Mapa litológico y secciones del plutón San Gabriel mostrando los dominios magmáticos definidos en la presente investigación a partir de criterios mineralógicos y texturales. La escala de colores indica contenido de sílice de cada una (rojo es más básico, mientras que rosado más claro es más ácido). Los círculos negros muestran la posición de las muestras analizadas para petrografía y geoquímica de roca total (coordenadas en Tabla Anexo A-1 y Tabla Anexo A-2.).

Basado en las variaciones petrográficas y el mapeo geológico, en esta investigación se presenta un mapa litológico de las variaciones internas (inédito), mostrando la disposición de tres dominios magmáticos (Figura 3.4): (1) el Dominio Principal se caracteriza por presentar variaciones texturales concéntricas, pasando de centro a borde desde la Unidad I, Unidad II a la Unidad III, todas con contactos graduales; (2) el Dominio Medio de carácter máfico, ubicado en los niveles intermedios del plutón; y (3) el Dominio Basal de carácter más félsico. Los dos últimos dominios intrusivos presentan contactos nítidos con el Dominio Principal. A continuación, se presenta una descripción de las unidades que componen a cada dominio, cuyo detalle se muestra en el Anexo B, donde se exponen los resultados de los porcentajes modales, características morfológicas de los minerales y principales texturas presentes en las muestras correspondientes a cada dominio magmático.

3.4.1 Dominio Principal.

Este es el dominio que conforma la mayor parte del plutón San Gabriel, abarcando las partes interiores y cercanas a los bordes, siendo el más antiguo de los dominios. Está compuesto por tres unidades litológicas, las cuales están dispuestas de manera concéntrica y con contactos graduales entre ellas (Figura 3.4), diferenciadas por variaciones mineralógicas y texturales desde las partes internas hacia los bordes del plutón.

- (i) La unidad interna (Unit I) está compuesta por cuarzo-monzodioritas a cuarzo-monzogranitos con biotita y menor contenido de hornblenda, equigranulares de grano grueso (Figura 3.5a, b). La Unidad I está compuesta por plagioclasa euhedral (40-55 %), feldespato potásico anhedral a subhedral (15-25 %) y cuarzo anhedral (7-12 %). Las principales fases ferromagnesianas son la biotita mayormente euhedral (10-15%), generalmente reemplazando hornblenda (5-12%) asociada a actinolita. La textura intersticial es común en cristales de feldespato potásico y ferromagnesianos. La hornblenda se presenta frecuentemente como cúmulos con cristales de biotita y óxidos de Fe-Ti intergranular y como chadacristales en oikocristales de biotita y hornblenda.
- (ii) La unidad adyacente a la Unidad I corresponde a la Unidad II, la cual está conformada principalmente por cuarzo-monzonita euigranular a ineuigranular de grano medio, compuesta por plagioclasa euhedral (35-50%), feldespato potásico anhedral a subhedral (25-30%) y cuarzo anhedral (10-15%; Figura 3.5a, c). El cuarzo y feldespato potásico son mayormente intersticiales, rellenando los espacios entre cristales de plagioclasa. Los ferromagnesianos consisten principalmente en hornblenda intergranular (4-11%) alterada a biotita (3-8%) y actinolita con inclusiones de óxidos de Fe-Ti, normalmente formando cúmulos que muchas veces rellenan los intersticios entre cristales de plagioclasa.
- (iii) La unidad más externa corresponde a la Unidad III, constituida principalmente por cuarzo-monzodiorita a cuarzo-monzonita de grano fino con textura seriada en plagioclasa (Figura 3.5a, d). Esta unidad está compuesta por plagioclasa euhedral (40-55%), feldespato potásico anhedral a subhedral (18-30 %), ya sea rellenando intersticios o como cristales individuales, y cuarzo intersticial anhedral (5-11%). A diferencia del resto de las unidades que componen el Dominio Principal, la Unidad III tiene mayor contenido modal de hornblenda (6-14%) en desmedro del contenido de

biotita (5-8%). La plagioclasa se presenta a veces como fenocristales de hasta 4 mm (<3%). Los óxidos de Fe-Ti son principalmente intersticiales y como inclusiones en hornblenda y piroxenos alterados.

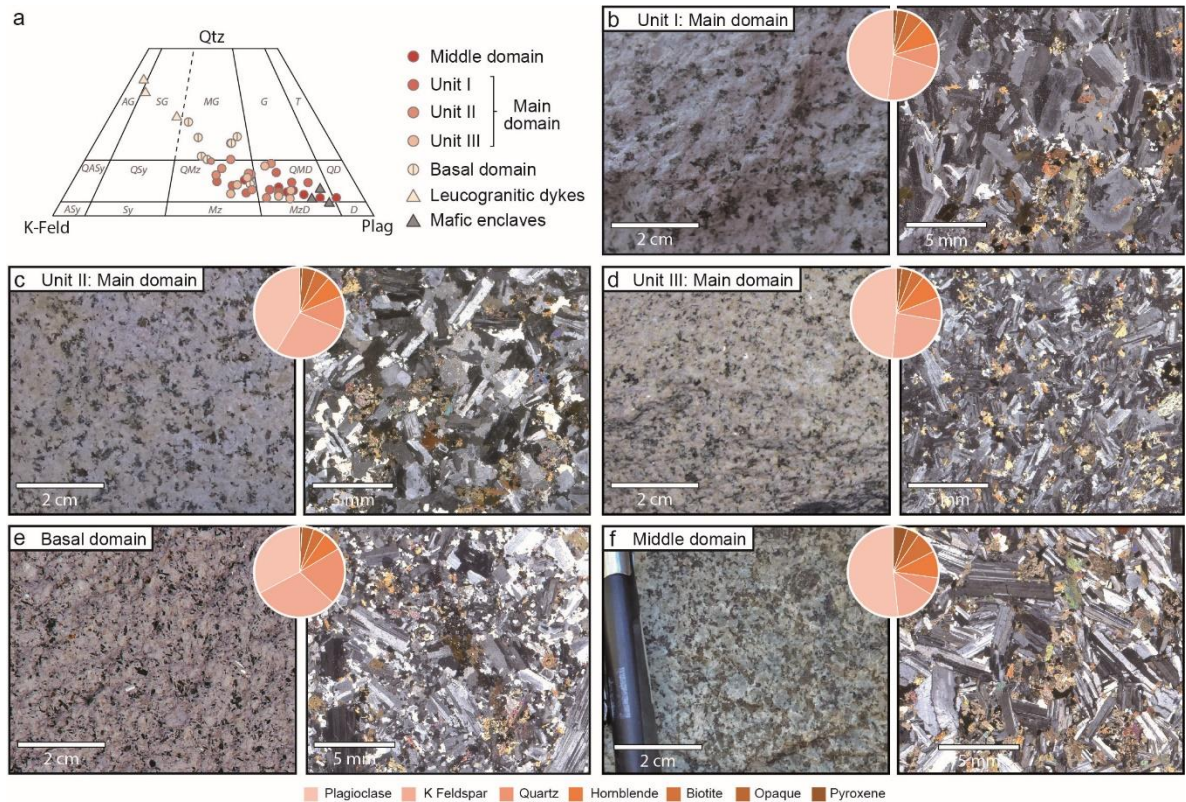


Figura 3.5: (a) Contenido modal de minerales en el plutón San Gabriel (Qtz: cuarzo; K-Feld: feldespato potásico; Plag: plagioclasa). (b-f) Fotografía de las muestras de mano (izquierda) y secciones transparentes bajo microscopio óptico (nicoles cruzados) de muestras representativas de las unidades litológicas del plutón San Gabriel. Los gráficos de torta muestran el contenido modal representativo de la mineralogía principal que compone cada unidad.

3.4.2 Dominio Medio.

Este dominio está conformado por cuarzo-monzodiorita a, incluso, cuarzo-diorita, rica en plagioclasa gruesa, y se reconoce en el extremo norte del plutón San Gabriel, en cotas intermedias (Figura 3.4). Las rocas que componen este dominio presentan mayor índice de color que las unidades del Dominio Principal, alcanzando hasta un 40% modal de minerales máficos (hornblenda + biotita + clinopiroxeno + óxidos de Fe-Ti). Se observa plagioclasa euhedral (42-65%), feldespato potásico y cuarzo anhedral (10-15% y 5-8%, respectivamente), con texturas de cumulado y pliegues *kink* en cristales de plagioclasa, además de ferromagnesianos rellenando intersticios (Figura 3.5a, f). El contacto entre este dominio y el Dominio Principal es neto, pero complejo en términos de la relación de corte:

una serie de bloques centimétricos a decimétricos de provenientes de este dominio suelen estar contenidos por unidades del Dominio Principal (Figura 3.6a), aunque también a la inversa.

3.4.3 Dominio Basal.

Este dominio se observa en los niveles inferiores del plutón San Gabriel y su base no se encuentra expuesta. Las observaciones de terreno permiten inferir una disposición subhorizontal, sugiriendo una geometría de *cap* o lente (Figura 3.4). El Dominio Basal presenta bordes netos e irregulares con la Unidad I y II (Figura 3.6b, c). Esto se evidencia por los múltiples cuerpos tabulares (diques) que parecen provenir de este dominio e intruyen tanto las unidades del Dominio Principal así como facies del mismo Dominio Basal, mostrando muchas veces una interdentación entre ambos dominios dispuesta de forma paralela a la disposición general del contacto. Sin embargo, evidencias texturales observadas en el extremo norte del plutón San Gabriel sugieren que el Dominio Basal intruyó a la Unidad II, indicando que corresponde al dominio más joven (Figura 3.6b, c).

El Dominio Basal está compuesto por una amalgamación de facies porfíricas de grano medio con tonalidades rosadas de cuarzo-monzonita y monzogranito, las cuales incluyen una serie de diques félsicos y bolsones (*pockets*) de monzogranito de grano medio a fino, presentando contactos netos y también difusos (Figura 3.6c, f).

La mineralogía principal corresponde a plagioclasa euhedral de grano medio (20-40%) y feldespato potásico y cuarzo anhedral a subhedral (25-35 % y 15-25%, respectivamente). En general, feldespato potásico, cuarzo y minerales ferromagnesianos presentan tamaño de grano fino formando una masa fundamental cristalina que rodea fenocristales de plagioclasa, otorgando una textura porfírica con contenido variable de fenocristales (50-80%). Se reconocen texturas intersticiales de hornblenda y feldespato portásico. Este último presenta además textura poikilítica, conteniendo cristales euhedrales de plagioclasa.

3.5 Estructuras internas del plutón San Gabriel.

3.5.1 Diques leucograníticos.

Es posible observar una serie de diques leucocráticos y bolsones (*pockets*), principalmente aplíticos, los cuales varían ancho centimétrico a decimétrico (0.5 - 10 cm; Figura 3.6c, d, e). La mayoría de estos se preservan en el Dominio Basal, aunque también se preservan en los niveles superiores del plutón. Los diques se caracterizan por tener contactos netos, bien definidos y en general rectos (Figura 3.6b, c). Sin embargo, se pueden reconocer también algunos bolsones y diques con bordes graduales, sinuosos y con ancho variable (Figura 3.6d).

En términos litológicos, los diques corresponden principalmente a granitos a leucogranitos con biotita + hornblenda + titanita + óxidos de Fe-Ti, incluyendo feldespato potásico con texturas pegmatíticas (Figura 3.6d). También se observan texturas gráficas en algunos diques leucograníticos.

3.5.2 Estructuras magmáticas: cavidades miarolíticas, *schlieren* y otros.

Se reconocen una serie de estructuras magmáticas indicadoras de deformación durante el estado parcialmente fundido del plutón. Ocasionalmente es posible observar bandeamientos tipo *schlieren*, los cuales se preservan principalmente en la Unidad I en el Dominio Principal (Figura 3.6e, f). Estas estructuras se caracterizan por la acumulación cristales de biotita y hornblenda en facies cuarzo-monzodioríticas, muchas veces con imbricación de cristales (Figura 3.6f). En general, las bandas *schlieren* varían en tamaño desde algunos centímetros a decímetros, cóncavas y asimétricas, mostrando ligeras variaciones en el contenido de minerales máficos desde un lado a otro (Figura 3.6f). Las bandas están dispuestas indistintamente de modo subvertical y subhorizontal.

Paterson (2009) realiza una descripción exhaustiva de estructuras magmáticas preservadas en cuerpos intrusivos félsicos, basado en sus observaciones en el plutón Tuolumne Batholith, ubicado en la Sierra Nevada, EE. UU. Al comparar sus observaciones con las estructuras observadas en el plutón San Gabriel, se puede inferir que estas corresponden a canales en artesa curvos (*schlieren-bounded troughs*), los cuales representan canales con flujos de magma, el cual fluye en contacto con superficies rígidas (con mayor cristalinidad) análogas a las lechoformas sedimentarias (*bedforms*).

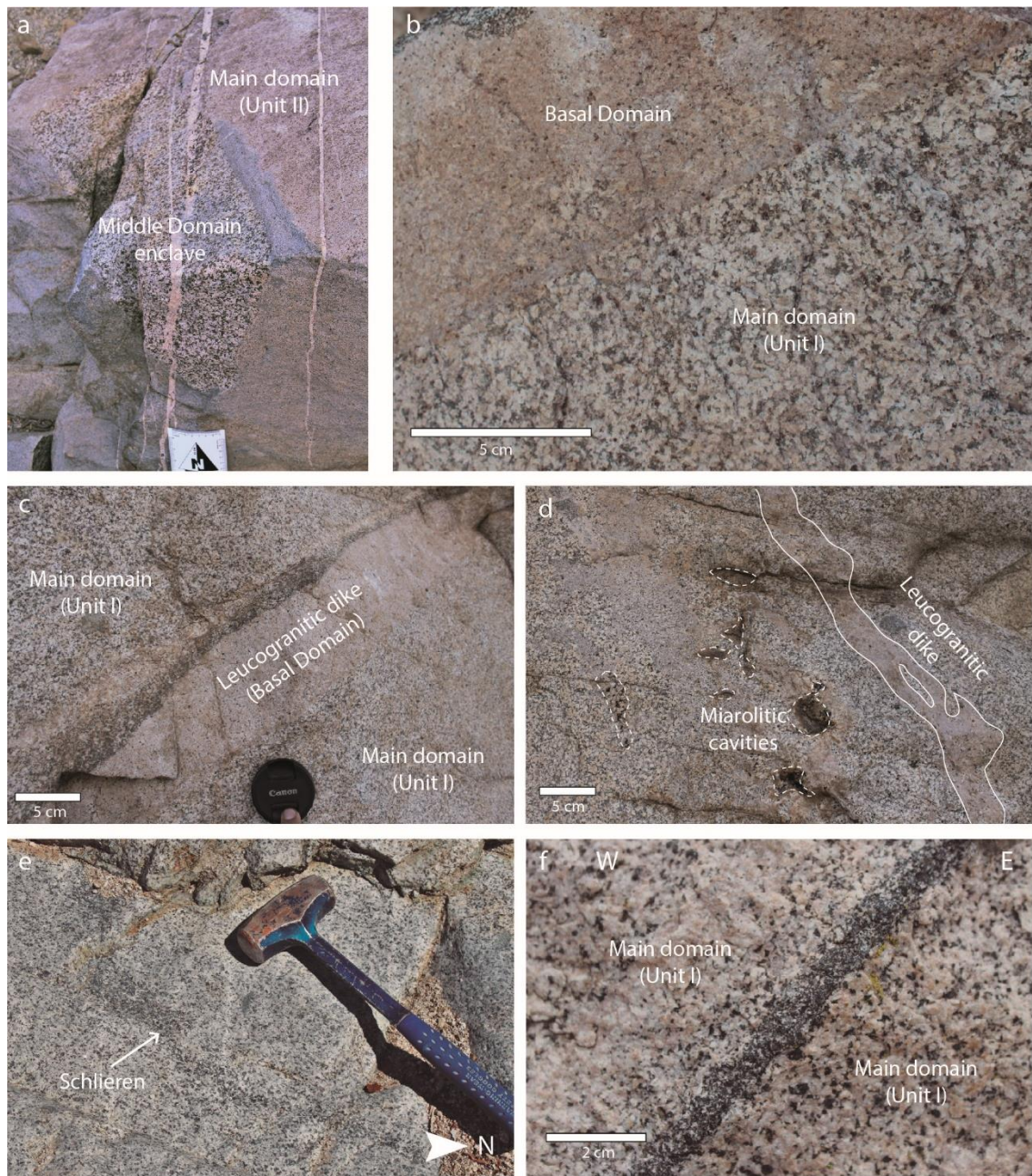


Figura 3.6: Fotografías de terreno de los contactos y estructuras observadas en el plutón San Gabriel. (a) Enclave de grano grueso asociado al Dominio Medio, rodeado por roca de grano medio a fino (Unidad II), observado en el nivel intermedio del plutón. (b) Contacto magmático entre la Unidad I (Dominio Principal) y el Dominio Basal, donde se reconoce la textura porfírica característica del Dominio Basal. Los cristales de la Unidad I son cortados por el Dominio Basal. (c-d) Diques leucocráticos intruyendo tanto al Dominio Principal (Unidad II) como el Dominio Basal. Usualmente presentan feldespato potásico y biotita pegmatíticos y cuarzo anhedral. También se reconocen cavidades miarolíticas en (d), las cuales contienen cuarzo y feldespato potásico, y especialmente suelen estar asociadas a diques leucocráticos. (e) Bandeamiento tipo *schlieren* dispuesto en un plano subhorizontal en la Unidad I. (f) Bandeamiento tipo *schlieren* dispuesto en un plano subvertical, con rumbo NE, en la Unidad I. En este se puede apreciar un leve incremento en el contenido de minerales máficos hacia el este.

3.5.3 Enclaves máficos y xenolitos.

En el plutón San Gabriel se preserva una serie de enclaves máficos, con distintas texturas, tamaños y formas. La descripción detallada de estos enclaves se realiza en el CAPÍTULO 7, donde se presentan datos petrográficos de los enclaves y un análisis estructural de la deformación registrada por estos.

En general los enclaves máficos están distribuidos por todo el plutón, siempre con porcentajes que van desde un 1 al 5% del afloramiento. Sin embargo, es posible reconocer zonas donde su acumulación es evidentemente mayor, llegando a superar el 50% en volumen. Una de estas zonas se presenta en el borde occidental del plutón, en el sector puente El Cristo, ubicado en la mitad del intrusivo. Aquí se preservan enclaves máficos elongados y cuya densidad de población bordea el 40%, los cuales se caracterizan por presentar geometrías elongadas paralelas al contacto con la roca de caja (Figura 3.7a, b). En general estos consisten en enclaves dioríticos a tonalíticos de alto índice de color, los cuales presentan bordes irregulares y muchas veces graduales.

Los enclaves máficos también se preservan en alta densidad de población en forma de capas horizontales ubicadas en las zonas intermedias del plutón, asociadas a contactos internos entre unidades del Dominio Medio y el Dominio Principal. La densidad de población puede superar el 50% en volumen, generando estructuras similares a conglomerados (Figura 3.7c). Estos enclaves máficos coexisten con bloques con forma angulosa y bordes rectos (Figura 3.7d), los cuales, en los niveles superiores forman estructuras con aspecto de brecha. Estos enclaves máficos consisten principalmente en bloques basálticos a andesíticos ricos en ferromagnesianos.

Como se detalla en el CAPÍTULO 7, se pueden distinguir dos grupos de enclaves:

- (i) Un primer grupo está representado por enclaves de bordes netos a ligeramente graduales, conteniendo plagioclasa y hornblenda (Figura 3.7d, e). Más de un 40% de dichos enclaves contienen abundantes fenocristales de plagioclasa. Los enclaves de este grupo son relativamente más pequeños (hasta ~10 cm), de grano medio a grueso, y con menor índice de color que los del segundo grupo. Basado en las texturas y morfología, estos se interpretan como registro de pulsos de magma básico sometido a un proceso de mezcla con el magma intermedio a félsico hospedante.

(ii) Un segundo grupo consiste en los enclaves de borde recto, con geometría angulosa, con texturas afaníticas a porfíricas de grano fino, con contenido de plagioclasa, biotita, piroxeno y óxidos de Fe-Ti, usualmente exhibiendo un color rojizo (Figura 3.7f). Su tamaño varía desde unos ~10 cm hasta un par de metros. Estos muchas veces presentan venillas de material leucocrático, sugiriendo algún grado de fusión parcial. Basado en la textura y morfología, estos enclaves se interpretan como xenolitos.

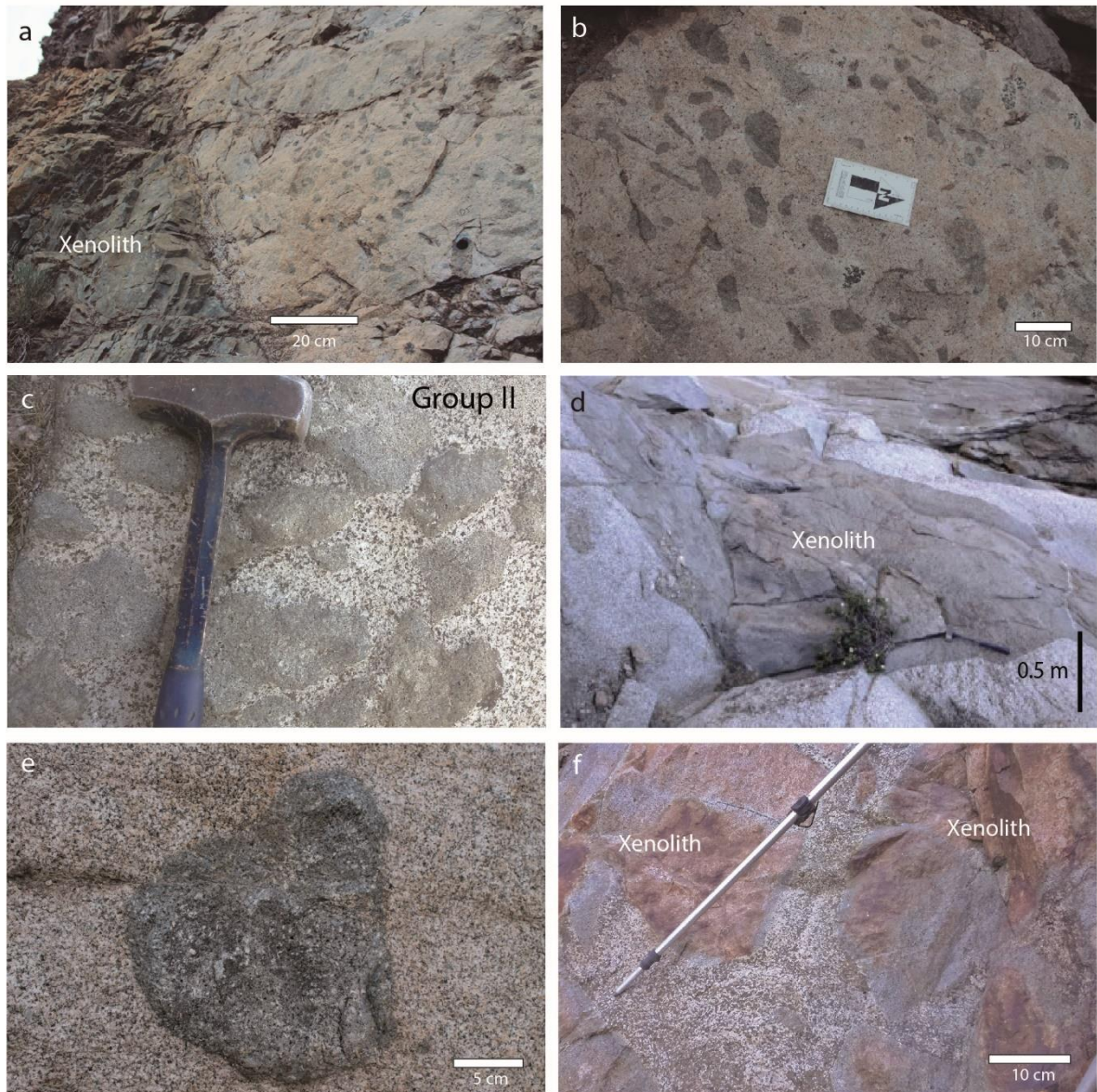


Figura 3.7: Vista en terreno de los enclaves máficos observados en el plutón San Gabriel: (a-b) Enclaves máficos elongados preservados en el sector puente El Cristo, en el contacto occidental. (c-f) Enclaves máficos (incluyendo xenolitos) observados en el nivel intermedio del plutón.

3.6 Breve discusión de los datos petrográficos y relaciones de contacto.

A partir de las observaciones aquí presentadas, es posible proponer una secuencia temporal de los eventos magmáticos que habrían ocurrido durante el ensamblaje del plutón San Gabriel.

En primer lugar, basado en las relaciones de corte observadas, el Dominio Principal debió conformarse en etapas tempranas de la evolución del plutón. Las variaciones internas, con contactos graduales, parecen ser netamente texturales y, por lo tanto, pueden deberse a diferencias en las condiciones termodinámicas bajo las cuales se enfrió el magma en las distintas zonas del plutón y no a diferentes pulsos de magma. Los bordes caracterizados por tamaño de grano más fino y una razón entre contenido de anfíbol y biotita levemente mayor comparado con las zonas internas podría simplemente explicarse por mayores tiempos de enfriamiento hacia el centro del intrusivo y cambios en la fugacidad de O₂, tal como Cornejo y Mahood (1997) propusieron para el plutón La Gloria.

Hacia los niveles intermedios del plutón se reconoce una relación de contacto compleja entre el Dominio Principal y el Dominio Medio, donde se pueden reconocer enclaves comparables con el Dominio Medio inmersos en el Dominio Principal, así como también diques del Dominio Principal intruyendo zonas del Dominio Medio y viceversa. Esta observación sugiere que los magmas de ambos dominios coexistieron durante el enfriamiento del reservorio, indicando una coetaneidad.

Finalmente, el Dominio Basal parece ser el último en intruir el sistema, tal como sugieren las relaciones de corte con el Dominio Principal. Desde este dominio, una serie de diques leucograníticos intruyeron luego a las unidades del Dominio Principal, incluso intruyendo al mismo Dominio Basal.

3.7 Emplazamiento del plutón San Gabriel: Inferencias a partir de la aureola mecánica.

Como bien se señala en el primer capítulo de esta tesis, el problema del espacio es una interrogante fundamental para entender la dinámica de transporte de magma y construcción de reservorios en la corteza superior. Si bien la dinámica de construcción de espacio se suele entender de buena forma en el caso de ambientes extensionales y

transcurrentes (Paterson y Fowler, 1993; Hogan y Gilbert, 1995; Román-Berdiel, 2000), no es trivial para el caso de sistemas contraccionales donde los esfuerzos se tienden a oponer a la creación de espacio (Paterson y Miller, 1998a). La construcción de espacio supone un problema que se debe abordar desde el registro de la deformación en la roca de caja producto del emplazamiento del magma (aureola mecánica), el análisis de la arquitectura de esta y su relación con los contactos del intrusivo, y el balance de la transferencia de masa entre el magma y la roca hospedante (Paterson y Miller, 1998a).

En el caso del plutón San Gabriel, la aureola mecánica y termal es relativamente estrecha, no superando el 10% del ancho máximo del plutón. La aureola mecánica se caracteriza por conservar la estratificación de la roca hospedante, la cual tiende a ser oblicua al contacto de los bordes laterales y paralela al techo de plutón (Figura 3.8). Se puede apreciar, además, que la aureola termal resultó ser un poco más extensa, preservando zonas de unos 100 a 150 m de extensión de *hornfels*, con clara alteración potásica a argílica, con zonas de oxidación con presencia de óxidos de hierro caracterizadas por el color rojizo presente alrededor del plutón, pero sin obliterar la estratificación (Figura 3.8a, b, c).

En la roca de caja del plutón San Gabriel no se observan estructuras que parezcan acomodar un abombamiento del techo, similar al *doming* típico de lacolitos, y tampoco se registra plegamiento de alta amplitud ni acortamiento dúctil en los bordes laterales de la aureola mecánica. Esta observación permite inferir que el plutón San Gabriel se emplazó mediante la transferencia hacia debajo de roca de caja. Más aún, el hecho de que la estratificación se conserve en los alrededores del contacto y tenga una disposición casi oblicua al contacto (a veces incluso perpendicular; Figura 3.8a, c, e), permite inferir que el plutón desplazó hacia abajo el volumen de roca que previamente ocupaba ese lugar, reemplazando por un volumen similar de magma, sin acumular deformación en la roca hospedante preservada. Si bien en el contacto este del plutón, en el sector del río Volcán, se aprecia un pequeño pliegue anticlinal que podría atribuirse a acortamiento lateral producto del emplazamiento del plutón (Figura 3.8a), el acortamiento acomodado por este no supera el 5% del ancho del plutón. Entonces, el plutón San Gabriel no representa un caso en que se preserve la zona de transferencia hacia abajo de roca de caja que le permitió hacerse el espacio en la corteza, como sí se reconoce en algunos casos (Miller et al., 2009).

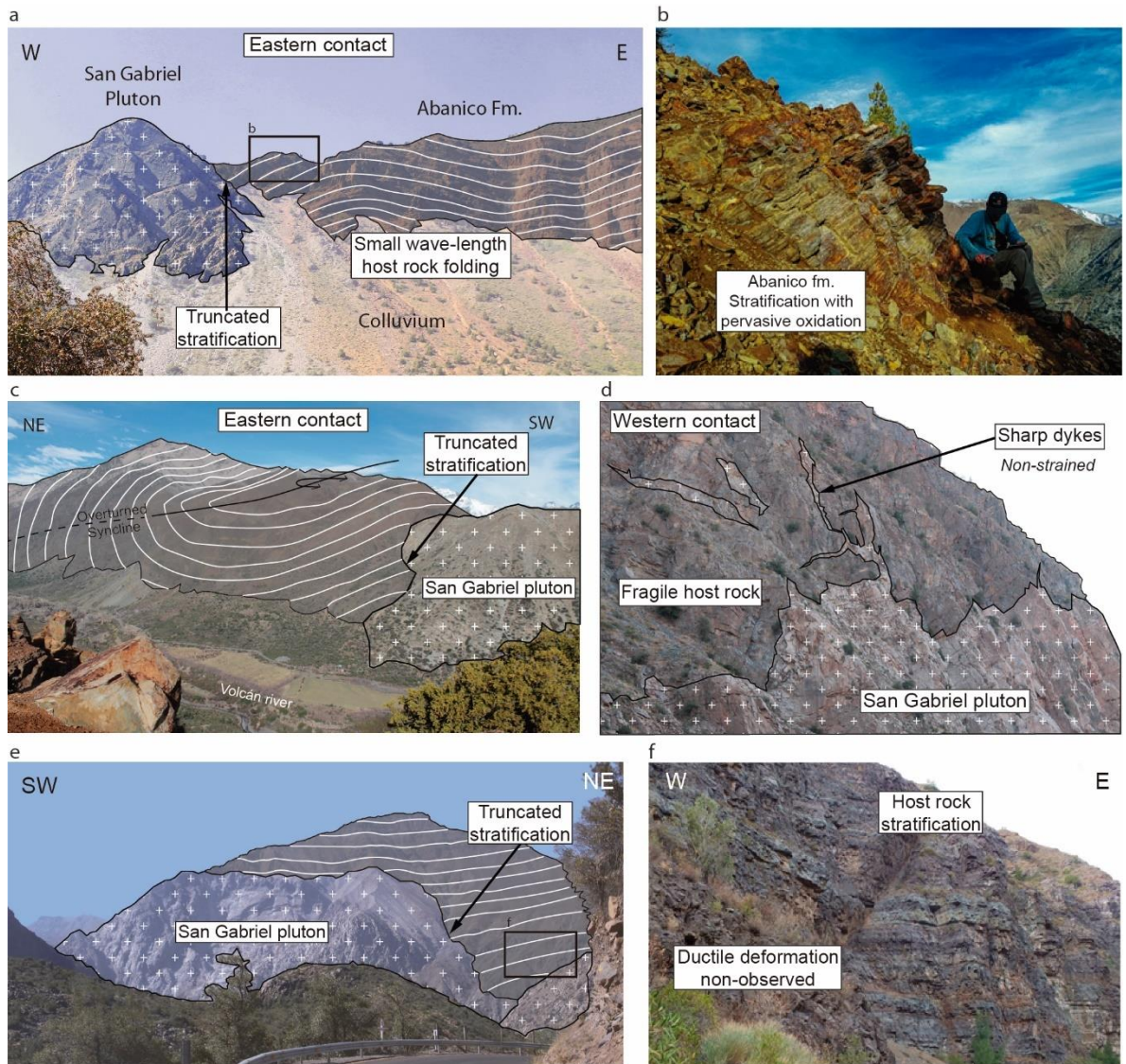


Figura 3.8: Fotos de terreno mostrando la relación geométrica de la estratificación de la roca de caja que conforma la aureola mecánica con el contacto del plutón San Gabriel. (a) Contacto este en el río Volcán, donde se aprecia la estratificación chocando con el contacto y un pliegue anticlinal de baja amplitud. (b) Afloramiento de la roca de caja mostrada en (a), donde se aprecia la estratificación con la oxidación pervasiva de la roca. (c) Vista hacia el SE del contacto este en el río Volcán. Se aprecia un pliegue sinclinal y el limbo frontal de un pliegue volcado con vergencia al oeste que afecta a la Fm. Abanico. (d) Contacto oeste en el sector del Puente El Cristo, donde se aprecian diques graníticos de forma irregular que salen del intrusivo, sugiriendo un comportamiento frágil de la roca de caja. (e) Vista hacia el norte del plutón San Gabriel donde se aprecia la relación geométrica entre la estratificación de la roca de caja y los bordes del plutón, tanto en las zonas laterales como en el techo. (f) Vista de afloramiento en el borde este del plutón, mostrado en (e), donde se aprecia la estratificación de la roca de caja sin evidencias de deformación dúctil pervasiva.

El mecanismo que controló la dinámica de transporte hacia abajo de la roca de caja depende altamente de la reología y madurez termal de la misma, la que puede comportarse de manera rígida o dúctil (Marsh, 1982; Paterson y Vernon, 1995; Karlstrom et al., 2017). En el caso del plutón San Gabriel, no es posible observar el registro de las etapas tempranas de construcción del reservorio, puesto que este habría sido transportado hacia abajo durante el emplazamiento del mismo magma. Sin embargo, al observar las características morfológicas de los contactos, es posible desprender que la etapa final de emplazamiento del plutón estuvo controlada por un comportamiento frágil de la roca hospedante. Esto está evidenciado por los diques graníticos que salen del plutón y los xenolitos preservados (Figura 3.8d y Figura 3.3).

A partir de lo planteado por Paterson y Fowler (1993), se propone que el plutón San Gabriel habría sido parte de un sistema de arco magmático relativamente inmaduro, cuyo emplazamiento tuvo lugar en una roca de caja frágil y fría. El volumen del sistema magmático no habría permitido un calentamiento suficiente de la roca hospedante como para que esta se comportara dúctilmente y registrara evidencias de flujo hacia abajo (como zonas de cizalle dúctil y foliaciones paralelas al contacto con la roca de caja; Figura 3.9b, c). Al analizar los mecanismos de emplazamiento de cuerpos magmáticos en la corteza, el mecanismo que mejor se ajusta a las observaciones del plutón San Gabriel es el *stopping* magmático. Este parece ser, al menos hasta las etapas finales de la construcción del reservorio, el mecanismo de emplazamiento dominante. Es posible que durante etapas iniciales haya existido algo de deformación dúctil de la roca de caja que favoreciera un mecanismo de emplazamiento tipo *ballooning*; sin embargo, esto es poco probable ya que: (1) existen xenolitos preservados dentro del plutón, caracterizados por sus bordes rectos y angulosos (a diferencia del resto de los enclaves máficos) y ninguno preserva bandeamientos o foliaciones internas que indiquen una deformación dúctil antes de ser integrados en el reservorio; (2) como se presenta en el CAPÍTULO 7, la deformación interna del plutón, registrada por los enclaves máficos, no presenta el típico patrón asociado al *ballooning*, donde el *strain* registrado incrementa gradualmente del centro hacia los bordes del plutón (Paterson y Vernon, 1995; Caricchi et al., 2012).

Es necesario considerar que el *stopping* es un mecanismo controversial, del cual se han planteado diversas limitantes como la poca eficiencia para hacer espacio en términos volumétricos y la ausencia de los “cementorios” de xenolitos (Glazner y Bartley, 2006; Bartley et al., 2012). Sin embargo, este mecanismo pudo estar acompañado un proceso de hundimiento de la base del intrusivo, tal como se ha propuesto en otros casos de intrusivos tabulares (Figura 1.6; McNulty y Cruden, 2000). Como sea, este mecanismo sigue respondiendo a un desplazamiento hacia abajo de la roca de caja para construir el espacio.

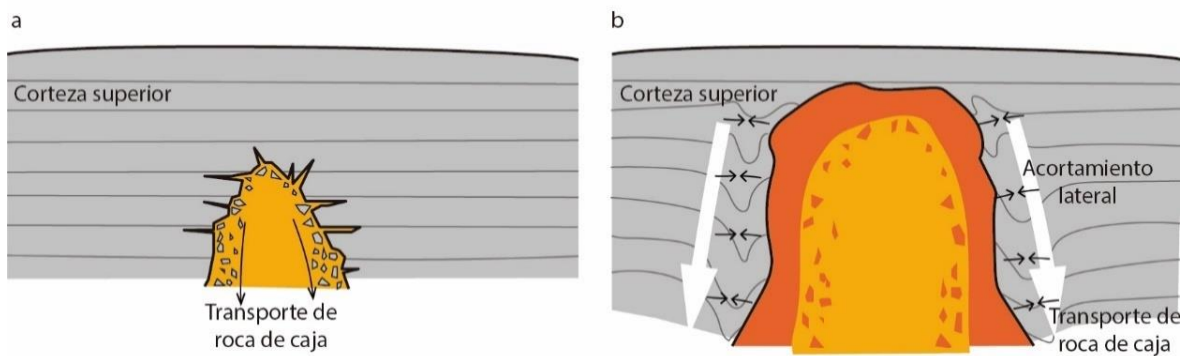


Figura 3.9: Esquema simplificado de la construcción de sistemas magmáticos en arcos contraccionales, basado en Paterson y Miller (1998), destacando la deformación de la corteza mediante indicadores pasivos (líneas grises). (a) En etapas iniciales, el magma se hace espacio desplazando la corteza hacia abajo, mediante el transporte de bloques (*stopping*), generando una aureola mecánica pequeña. (b) Con la evolución del sistema magmático y el aumento del gradiente geotermal alrededor de este, se favorece la deformación dúctil de la corteza, permitiendo la construcción de espacio acortando lateralmente y engrosando verticalmente la corteza.

Capítulo 4:
Variaciones geoquímicas del plutón San
Gabriel

CAPÍTULO 4: VARIACIONES GEOQUÍMICAS DEL PLUTÓN SAN GABRIEL.

4.1 Introducción.

El presente capítulo expone los resultados de los análisis geoquímicos de roca total realizados en las muestras del plutón San Gabriel, destacando las variaciones internas y complementando el mapa litológico presentado en el capítulo anterior. Una vez presentados los resultados, se procede a mostrar una serie de modelos geoquímicos basados en elementos mayores y traza, los cuales apuntan a establecer la relación petrogenética entre las distintas unidades del plutón. Estas simulaciones están basadas en algoritmos existentes para la modelación de elementos traza (Gelman et al., 2014), el *software* termodinámico Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012) y balances de masa. Mediante estas se propone que el plutón San Gabriel debió sufrir procesos de diferenciación magmática en el nivel de emplazamiento basados en la redistribución de fundidos residuales dentro del plutón y la consecuente formación de zonas de acumulación de cristales, con procesos de convección a gran escala acotados, pero suficientes para retrabajar el interior del reservorio de magma. Esta dinámica se describe al final del capítulo, donde se realiza una breve discusión acerca de los procesos internos del reservorio de magma que dio lugar al plutón San Gabriel y cómo este se ensambló.

Este capítulo forma parte del artículo titulado “*Assembling a shallow felsic reservoir: origin of the compositional diversification of the San Gabriel pluton, central Chile*”, el cual será sometido a la revista *Lithos* (CAPÍTULO 6).

4.2 Metodología.

4.2.1 Geoquímica de roca total mediante XRF.

Se seleccionó un total de 30 muestras para realizar análisis geoquímicos de roca total, tratando de abarcar las diferentes unidades litológicas definidas en el CAPÍTULO 3. Las muestras seleccionadas se presentan en la Tabla Anexo C-1. El contenido de elementos mayores y menores se obtuvo a través de espectrometría de Fluorescencia de Rayos-X (XRF) con un espectrómetro PANalytical Axios WD-XRF en el Instituto de Geoquímica y

Petrología del ETH, Zürich, Suiza. La calibración se realizó con más de 30 estándares internacionales certificados, con énfasis en rocas ígneas y metamórficas.

4.2.2 Geoquímica de roca total mediante LA-ICP-MS.

Adicionalmente, se determinó el contenido de elementos traza en roca total mediante Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (LA-ICP-MS), aplicado sobre las píldoras utilizadas para los análisis de XRF. El análisis de contenido de elementos traza se efectuó en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica y Cosmoquímica del Instituto de Geoquímica y Petrología del ETH, Zürich, Suiza.

Para la obtención de estos datos, se utilizó un espectrómetro Elan 6100 DRC (Perkin Elmer, Canadá) acoplado a un sistema de 193 nm ArF Excimer GeoLas (Coherent, Alemania). Para esto se midieron tres puntos de 90 μm por muestra, con tasas de repetición de 10 Hz y densidad de energía de $\sim 12 \text{ J/cm}^2$, los cuales fueron promediados para obtener la concentración de roca total de la muestra. El NIST SRM 610 (puntos de 40 μm) fue utilizado como estándar externo. Además, el contenido de CaO (wt.%) obtenido a partir del análisis de XRF se utilizó como estándar interno. Se realizó además una corrección usando un blanco a partir de una cápsula de meta-tetraborato de litio. Los datos fueron reducidos mediante el *script* SILLS, escrito para MATLAB (Guillong et al., 2008).

4.3 Geoquímica del Plutón San Gabriel.

Los resultados composicionales de geoquímica de roca total del plutón San Gabriel se presentan en la Tabla Anexo C-1 del 0 (Geoquímica de roca total). A continuación, se describen las principales características de los resultados.

4.3.1 Elementos mayores.

Los análisis de elementos mayores indican un rango amplio y casi continuo de composiciones en el plutón San Gabriel, variando de un 52 wt. % a un 68 wt.% de SiO_2 con base anhidra; excepto dos diques leucograníticos que alcanzan hasta un 75 wt.% de SiO_2 (Figura 4.1). Las variaciones geoquímicas son consistentes con las definiciones petrográficas de los dominios magmáticos y las unidades intrusivas que los conforman en términos de contenido de sílice. Por un lado, el Dominio Medio es el más básico, cuyo contenido de SiO_2

varía entre 52-55 wt. %; por otro lado, la Unidad I del Dominio Principal tiene un 57-64 wt.% de SiO₂, mientras que la Unidad II y Unidad III presentan un 56-60 wt.%; finalmente el Dominio Basal corresponde al dominio de composición más ácida, cuyo contenido de SiO₂ varía entre 64-68 wt.%.

Los contenidos de Al₂O₃, TiO₂, FeO_t, MgO, CaO y P₂O₅ tienden a decrecer linealmente con el contenido de SiO₂ (Figura 4.1). Sin embargo, el contenido de Na₂O presenta un comportamiento diferente respecto a los demás óxidos, variando según la unidad magmática: este elemento presenta una tendencia tal que crece con el aumento del contenido de SiO₂ para las rocas del Dominio Medio y Unidad I, II y III del Dominio Principal, mientras que presenta un patrón decreciente al considerar las rocas del Dominio Basal y los diques leucocráticos, exhibiendo un punto de inflexión alrededor del 63 wt.% de SiO₂ (Figura 4.1).

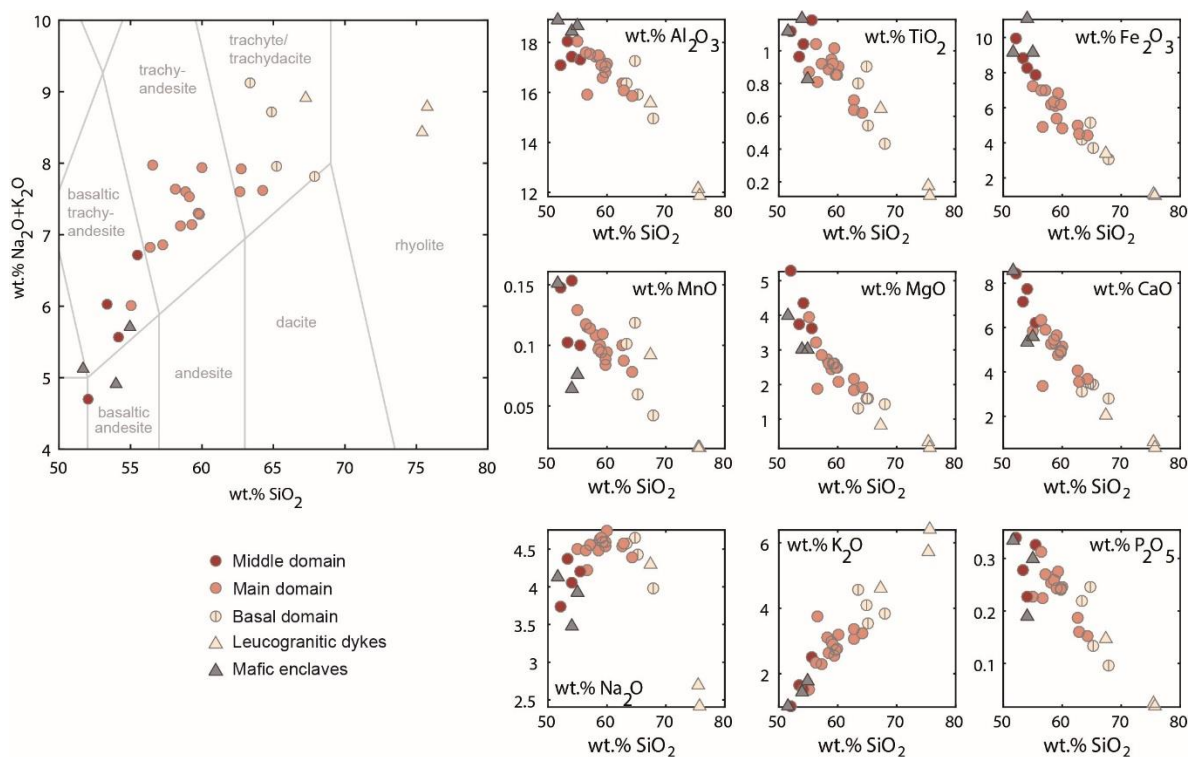


Figura 4.1: Diagramas de variación del contenido de elementos mayores del plutón San Gabriel y sus respectivas unidades litológicas, además de rocas asociadas (enclaves máficos y diques leucocráticos). Los patrones sugieren un claro proceso de cristalización fraccionada, el cual habría controlado la variabilidad geoquímica principalmente a través del fraccionamiento de plagioclasa, tal como se aprecia en el gráfico Na₂O vs. SiO₂.

Para evaluar la cogeneticidad de las unidades del plutón San Gabriel, se elaboró un diagrama PER (*Pearce Element Ratio*), basado en la estequiometría de las fases involucradas y considerando un elemento como conservativo a lo largo de la evolución del sistema magmático. La ventaja de este tipo de diagramas es que las variaciones molares de los elementos representan variables extensivas, eliminando la clausura al considerar porcentajes en peso o molares.

En este caso se considera el Ni como elemento conservativo, ya que los minerales ferromagnesianos no suelen presentarse como fenocristales ni con textura cumulada. El resultado sustenta la relación cogenética de los dominios magmáticos, donde la variabilidad geoquímica del plutón San Gabriel habría estado controlada principalmente por feldespatos Anortita-Albita-Ortoclasa ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8). Esto se desprende del diagrama PER asociado a la cristalización y fraccionamiento de feldespatos, en el cual se proyecta el contenido molar de Na, Ca, K y Al, respetando la estequiometría de las fases (Figura 4.2).

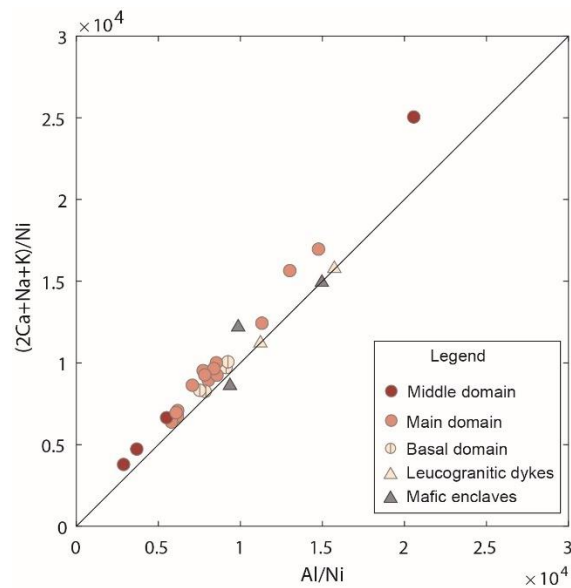


Figura 4.2: Diagrama PER (moles por elemento) que refleja el control de los feldespatos en la cristalización y diferenciación del plutón San Gabriel, sustentando la relación cogenética de las unidades que lo componen. Para elaborar el diagrama, se considera el Ni como elemento conservativo.

4.3.2 Elementos menores y traza.

Los resultados de contenido de elementos menores y traza obtenidos a partir de análisis de XRF se presentan en la Tabla Anexo C-1. Estos indican que las unidades magmáticas definidas en el plutón San Gabriel muestran un claro patrón en el contenido de algunos elementos traza en roca total. El contenido de Sr muestra un patrón decreciente a medida que aumenta el contenido de SiO₂, mientras que el contenido de Rb tiende a crecer a medida que crece el SiO₂ (Figura 4.3a, b). Es destacable señalar que existe un punto de inflexión del contenido de Rb alrededor del 61 wt. % de SiO₂. Este punto de inflexión marca una diferencia entre las rocas del Dominio Medio y Unidad I y III, las cuales presentan un patrón con alta pendiente, y las rocas de la Unidad II, el Dominio Basal y diques leucocráticos, las cuales exhiben una pendiente menor (Figura 4.3b).

Otro elemento que llama la atención es el Zr, cuya concentración varía de 60 a 500 ppm. Al igual que el caso del Rb, el contenido de Zr incrementa alcanzando un *peak* alrededor del 61 wt. % de SiO₂, punto a partir del cual el contenido de Zr comienza a disminuir, coincidiendo con las rocas de la Unidad II, Dominio Basal y diques leucocráticos (Figura 4.3c). Esta observación indica que la cristalización de circones ocurrió en los fundidos más diferenciados.

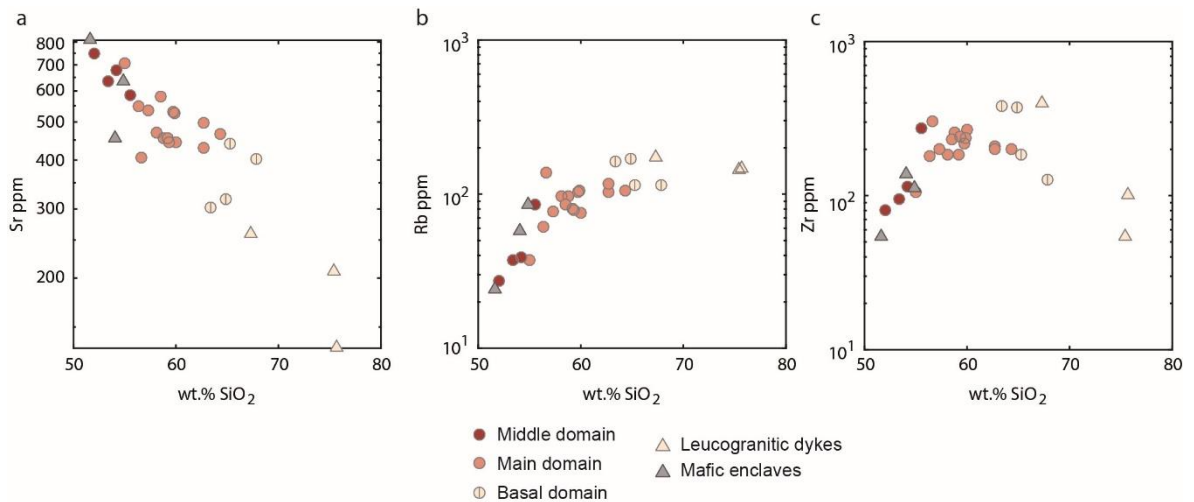


Figura 4.3: Variaciones del contenido de Sr, Rb y Zr respecto al contenido de SiO₂ en el intrusivo principal y rocas asociadas al plutón San Gabriel (enclaves y diques leucocráticos).

4.4 Modelación geoquímica para explicar la variabilidad composicional del plutón San Gabriel.

En la presente investigación se desarrollaron una serie de modelos geoquímicos, los cuales se describen en las siguientes secciones y están organizados en dos partes: (i) modelación del comportamiento del contenido de elementos traza (Rb y Sr) y su distribución entre las fases sólidas y fundidos residuales a medida que el magma cristaliza (basado en las formulaciones de Gelman et al., 2014); y (ii) la modelación de la variación de elementos mayores, ideada en esta investigación, con el fin de evaluar la naturaleza de las unidades litológicas del plutón San Gabriel, la cual se basa en simulaciones hechas mediante el *software* termodinámico Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012). El fin de estas simulaciones es explicar la variabilidad composicional del plutón San Gabriel, evaluando distintos escenarios clásicos: (i) Segregación *in-situ* de fundidos y consecuente generación de cumulos; o bien (ii) inyección de diferentes pulsos con distinta composición generados en zonas más profundas del sistema magmático.

4.4.1 Modelación de los elementos traza.

La variabilidad del contenido de elementos traza en plutones ha sido ampliamente utilizada como una herramienta para reproducir los procesos de segregación de fundidos residuales e identificar las zonas de cumulado rico en sólidos desde las cuales fueron extraídos los fundidos más diferenciados (Deering y Bachmann, 2010; Lee y Bachmann, 2014). Sin embargo, es necesario remarcar que a pesar de lo bien constreñido que se tiene el comportamiento de algunos elementos traza durante la diferenciación magmática, la signatura geoquímica en cumulos silícicos tiende a estar enmascarada, lo que se debe a factores como la limitada eficiencia de la extracción de fundidos residuales (debido a la dependencia con el grado de cristalinidad; Dufek y Bachmann, 2010) y la dependencia de los coeficientes de partición respecto a la secuencia de cristalización del magma (Gelman et al., 2014).

Aquí se analiza la variación en el contenido de Rb y Sr en el plutón San Gabriel, elementos que son altamente sensibles a la cristalización de plagioclasa (principal mineral que parece controlar la secuencia de cristalización del plutón según su abundancia y los elementos mayores; Figura 4.1). El contenido de Rb presenta un comportamiento decreciente con respecto al contenidos de Sr, mostrando un patrón empinado para las muestras con menos

de un 61-63 wt. % de SiO₂, mientras que para las muestras más silíceas del Dominio Basal y diques leucocráticos se reconoce un patrón mucho menos empinado (Figura 4.4). Basado en la incompatibilidad del Rb y la compatibilidad del Sr, y como se expone en los siguientes párrafos, la inflexión presente al alcanzar una razón Rb/Sr de 0.5, podría interpretarse como una consecuencia de fraccionamiento a partir de un fundido inicial de composición única, cuya composición coincide con el punto de inflexión, mediante la extracción de distintos porcentajes de fundidos residuales. En este escenario, el patrón empinado en el gráfico Rb vs. Sr corresponde a distintos grados de mezcla entre cristales acumulados y fracciones de fundido intersticial no extraído, lo que, en este trabajo, se entenderá como signatura de acumulado. Por otro lado, el patrón poco empinado y curvo correspondería a fundidos residuales extraídos y pobres en cristales, aquí entendida como signatura de fundido residual.

Para abordar el comportamiento del Rb y el Sr durante la segregación de fundidos residuales, se utilizó la aproximación de Gelman et al. (2014), asumiendo que el plutón San Gabriel representa un sistema cerrado. Dicho supuesto se sustenta en la ausencia de evidencias de asimilación cortical al nivel de emplazamiento (como estructuras de fusión parcial en la roca de caja), así como los patrones geoquímicos consistentes con cristalización fraccionada. La secuencia de cristalización y contenido modal de las fases se obtuvo utilizando el *software* Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012), considerando que la composición del magma original fue intermedia, representada por la muestra SG0702 con ~60 wt.% de SiO₂, proveniente de la Unidad I (Dominio Principal), en el borde este del plutón (Tabla 4-1).

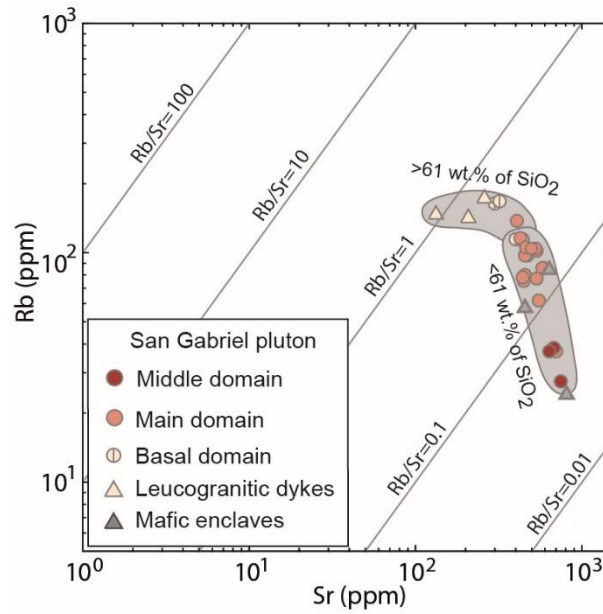


Figura 4.4: Variación del contenido de Rb versus Sr en el plutón San Gabriel, donde se reconoce un patrón decreciente de Rb respecto al Sr, pero con un punto de inflexión alrededor de $Rb/Sr = 0.5$, coincidente con un 61 wt. % de SiO_2 .

Tabla 4-1: Composición geoquímica de roca total de la muestra SG0702 utilizada como representativa de la composición del magma original del plutón San Gabriel.

| Unit | Unidad I |
|----------------------------|----------|
| Sample | SG0702 |
| <i>N</i> | 6259800 |
| <i>E</i> | 388280 |
| <i>H m.a.s.l.</i> | 1410 |
| <i>Major elements wt.%</i> | |
| SiO_2 | 59.74 |
| TiO_2 | 0.86 |
| Al_2O_3 | 17.01 |
| Fe_2O_3 | 6.15 |
| MnO | 0.08 |
| MgO | 2.50 |
| CaO | 4.96 |
| Na_2O | 4.59 |
| K_2O | 2.72 |
| P_2O_5 | 0.24 |
| Cr_2O_3 | 0.01 |
| NiO | 0.00 |
| LOI | 0.54 |
| Total | 99.41 |
| <i>Trace elements ppm</i> | |
| Rb | 102.30 |
| Sr | 531.90 |

Para las simulaciones se consideró una presión de 1.5 kbar (profundidades inferidas para plutones miocenos asociados como el plutón La Gloria; Vergara et al., 1988; Cornejo y Mahood, 1997), *buffer* de oxígeno según QFM+2 y un contenido de H₂O del 4 wt.%. Se consideró una cristalización en equilibrio, dado que el objetivo es evaluar la etapa de la cristalización en la cual sería más probable remover los fundidos residuales, asumiendo que esto ocurre de manera instantánea. Las simulaciones de la secuencia de cristalización muestran un bajo efecto del contenido de H₂O (2 a 4 wt.%) y la presión (1-2 kbar) sobre el valor de los coeficientes de partición volumétrico dentro de la ventana de 50 a 60% de cristalinidad (Figura 4.5).

A partir de la secuencia de cristalización, se procedió a calcular el coeficiente de partición volumétrico para el Sr y Rb en cada etapa de cristalización del magma original, donde se aprecia la cristalización de cuarzo y feldespato potásico justo sobre la ventana de extracción óptima, consistente con las fases más abundantes del Dominio Basal y los diques leucograníticos.

De este modo, para distintos valores de cristalinidad del magma, se obtuvo la variación del coeficiente de partición volumétrico D_i para el elemento i del magma mediante la expresión:

$$D_i = \sum_{j=1}^N x_j \cdot (K_d)_j^i$$

donde N es el número total de fases cristalizadas, x_j es la fracción molar de la fase j , y $(K_d)_j^i$ es el coeficiente de partición del elemento i en la fase j . Los valores de $(K_d)_j^i$ utilizados para las diferentes fases fueron obtenidos de la literatura y se presentan en la Tabla 4-2.

Basado en las observaciones de la secuencia de cristalización, se utilizó un coeficiente de partición constante $D_{Rb} = 0.1$ y $D_{Sr} = 6.0$, ya que estos valores son los esperados para dichos elementos dentro de la ventana de cristalinidad óptima para la extracción de fundidos residuales (~60 vol.%; Dufek y Bachmann, 2010; Figura 4.5).

Tabla 4-2: Coeficientes de partición mineral/fundido usados en la modelación de los coeficientes de partición volumétricos del plutón San Gabriel.

| Fase | (Kd) Sr | (Kd) Ba | (Kd) Rb |
|---------------------|---------------------|---------------------|--------------------|
| <i>Plagioclasa</i> | 12.500 ^a | 0.610 ^a | 0.001 ^a |
| Feldespató Potásico | 7.400 ^a | 17.100 ^a | 0.700 ^a |
| Biotita | 0.100 ^a | 4.400 ^a | 2.000 ^a |
| Clinopiroxeno | 0.516 ^b | 0.131 ^b | 0.032 ^b |
| Ortopiroxeno | 0.009 ^b | 0.003 ^b | 0.003 ^b |
| Apatito | 0.000 ^c | 0.000 ^c | 0.000 ^c |
| Magnetita | 0.000 ^c | 0.000 ^c | 0.000 ^c |
| Ilmenita | 0.000 ^c | 0.000 ^c | 0.000 ^c |
| Cuarzo | 0.000 ^c | 0.000 ^c | 0.000 ^c |
| Hornblenda | 0.400 ^a | 0.080 ^a | 0.000 ^a |

^a Bachmann et al. (2005).

^b Arth (1976).

^c Considerados como incompatibles para estas fases.

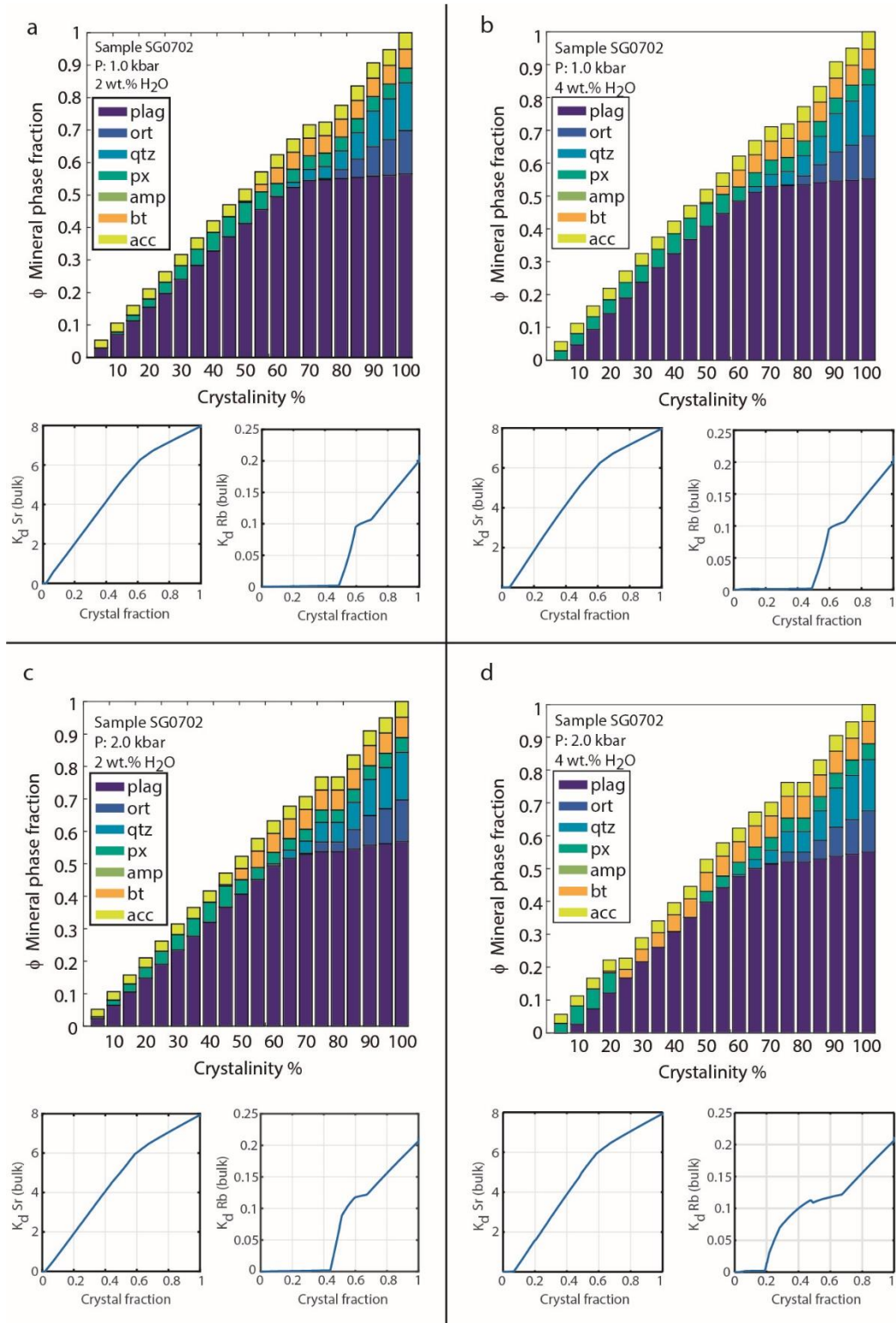


Figura 4.5: Secuencia de cristalización de las fases, bajo distintas condiciones de presión, obtenida a partir de Rhyolite-MELTS (*histogramas a la izquierda*) y coeficiente volumétrico de partición de Sr y Rb respecto a la cristalinidad del magma (*curvas abajo*) para un magma con composición equivalente a la muestra SG0702 considerando: (a) 1 kbar y 2 wt.% de H₂O; (b) 1 kbar y 4 wt.% de H₂O; (c) 2 kbar y 2 wt.% de H₂O; (d) 2 kbar y 4 wt.% de H₂O, de acuerdo con las condiciones de emplazamiento inferidas para plutones asociados al plutón San Gabriel.

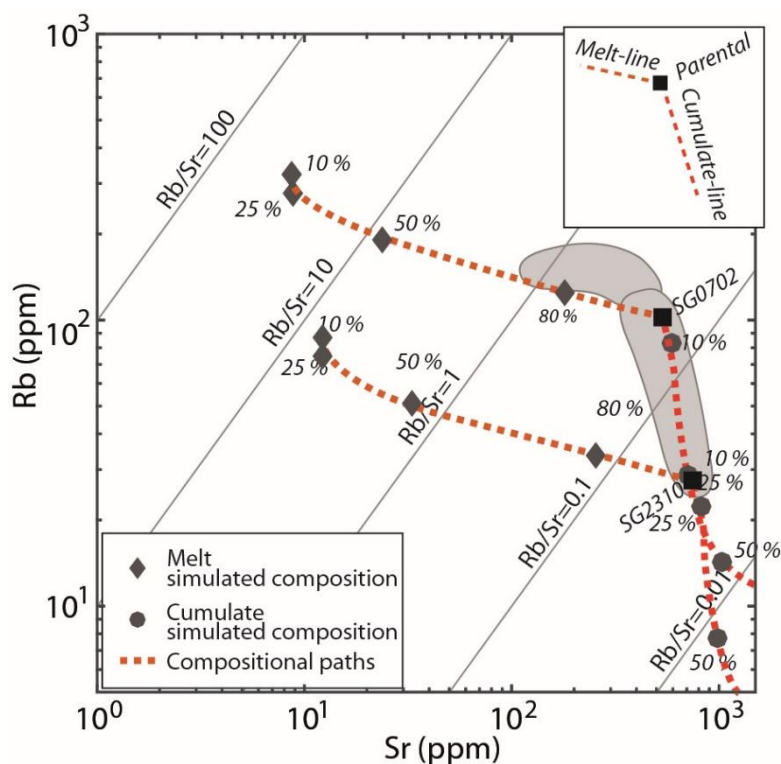


Figura 4.6: Modelación geoquímica del comportamiento de Rb y Sr y su partición entre las fases de sólida y fundida de un magma cristalizando, según la formulación de Gelman et al. (2014). Los cuadrados negros representan la composición de partida, consistente en un magma intermedio (SG0702, ~60 wt. % SiO₂) y uno básico (SG2310, ~52 wt. % SiO₂) del plutón San Gabriel. Los porcentajes representan la fracción total de fundido intersticial removilizado del sistema para generar la respectiva composición de los pares fundido-cumulado.

Las simulaciones consideran una curva gaussiana de probabilidad de extracción entorno al 60 vol.%, tal como proponen Dufek y Bachmann (2010). Adicionalmente, se definieron distintas fracciones en volumen de fundido extraído, las que toman valores de 0.1, 0.25, 0.5 y 0.8. En términos prácticos, este parámetro representa el hecho de que existe fundido residual que queda atrapado en el cumulado, el cual puede representar distintas fracciones del fundido residual extraíble. Es decir, se debe tener en cuenta que, si bien el 60% de cristalinidad es el óptimo para extraer, la composición final del cumulado y del fundido dependerán de cuánto fundido residual se extraiga. Finalmente, para simplificar la simulación, en estas simulaciones no se considera el efecto de procesos de asimilación.

Los resultados de las simulaciones de la distribución de Rb y Sr entre la fase fundida y sólida indican que los patrones observados en la mayor parte de las muestras del plutón

San Gabriel representan la contraparte acumulada de procesos de extracción de fundidos residuales a partir de un magma de composición intermedia equivalente a la Unidad I.

De acuerdo con las simulaciones, la razón Rb/Sr en el acumulado tiende a decrecer a medida que la fracción de fundido residual extraído incrementa, debido a la compatibilidad del Sr. El análisis muestra que un amplio rango de fracción de fundido extraído debe aplicarse para reproducir el patrón de composiciones del plutón San Gabriel, llegando hasta removilización de un ~50 vol.% del fundido intersticial disponible una vez que el sistema alcanza la cristalinidad crítica del 60 vol.% (Figura 4.6). Por otro lado, las composiciones más silícicas correspondientes al Dominio Basal y diques leucograníticos pueden ser reproducidos por la línea de descenso del líquido bajo mayores fracciones en volumen de fundido residual, alcanzando hasta un 80 vol.%.

4.4.2 Modelación de los elementos mayores.

Los resultados de la modelación del comportamiento y distribución de Rb y Sr entre las fases que conforman el magma indican que la mayoría de las muestras del plutón San Gabriel presentan composiciones con una signatura de acumulado. Este resultado es testado mediante simulaciones del contenido de elementos mayores en fundidos y sólidos residuales durante una cristalización en equilibrio del magma parental propuesto a partir del análisis anterior (SG0702). Para esto se utilizó el *software* Rhyolite-MELTS bajo distintas condiciones de presión (1 kbar, 1.5 kbar y 2 kbar) y de contenido de agua (1, 2 y 4 wt. % H₂O).

La idea de la simulación es evaluar la distribución de los elementos entre las distintas fases durante una cristalización en equilibrio del magma, durante la cual, al alcanzar cierto grado de cristalinidad, se puede fraccionar un volumen dado del fundido residual de manera casi instantánea (desmezcla) y dar lugar a cada una de las composiciones del plutón. Dicha cristalinidad se define como cristalinidad crítica y está dada por la línea de mezcla del sólido y fundido en equilibrio que contiene a la composición de alguna muestra del plutón. Estas simulaciones parten del supuesto de que cada composición del plutón San Gabriel se puede interpretar como la mezcla entre un par de fundido intersticial y sólido generado durante la cristalización en equilibrio del magma parental. Cabe enfatizar que la idea de estas simulaciones es evaluar el comportamiento general de los elementos en un primer orden,

sabiendo que existe la posibilidad de que ocurra fraccionamiento durante la cristalización del magma parental de manera prolongada en el tiempo.

Por supuesto, la cristalinidad crítica a la que habría ocurrido la desmezcla no es única al analizar el global de las composiciones del plutón, y no necesariamente coincide exactamente con el 60% propuesto por Dufek y Bachmann (2010). Sin embargo, se debe tener en consideración que ese estudio plantea dicho valor de cristalinidad como el más eficiente dentro de una curva de probabilidad, cuyo mecanismo físico de segregación sería la compactación del *mush* cristalino. Por el contrario, el análisis aquí realizado sólo aborda la arista composicional a partir de un balance de masa, sin referencia, aún, al mecanismo físico que controlaría dicha extracción, pudiendo entregar como resultado cristalinidades críticas distintas al 60%.

El contenido de la mayoría de los elementos del plutón San Gabriel muestra una tendencia lineal con respecto al contenido de sílice, fácilmente producido por procesos de desmezcla en diversos grados (ejemplo del MgO en las Figura 4.7 y Figura 4.8). Se puede apreciar algunas diferencias de los patrones composicionales de la fase sólida al cambiar el porcentaje de agua, alcanzando contenidos de MgO que llegan hasta un 9 wt.% al incorporar un 4 wt.% de H₂O en el sistema (Figura 4.7), en desmedro de un contenido de MgO ligeramente mayor a 6 wt.% al considerar un 2 wt.% de H₂O en el sistema (Figura 4.8). No obstante, es posible observar que, en términos generales, la composición de la fase fundida y la fase sólida no varía de gran manera al cambiar las condiciones de presión y contenido de agua, reproduciendo siempre patrones similares.

El contenido de Na₂O representa una excepción, mostrando un *peak* cerca del 60 wt.% SiO₂ (Figura 4.1). Con el objetivo de identificar la cristalinidad del magma parental al momento de ocurrir el fraccionamiento, el presente análisis considera la variación de Na₂O. A pesar de los patrones lineales, típicos de desmezcla, exhibidos por el resto de los óxidos mayores (e.g., MgO en Figura 4.7), el patrón exhibido por el Na₂O permite distinguir analíticamente la línea de desmezcla entre sólido y fundido en equilibrio al ocurrir el fraccionamiento.

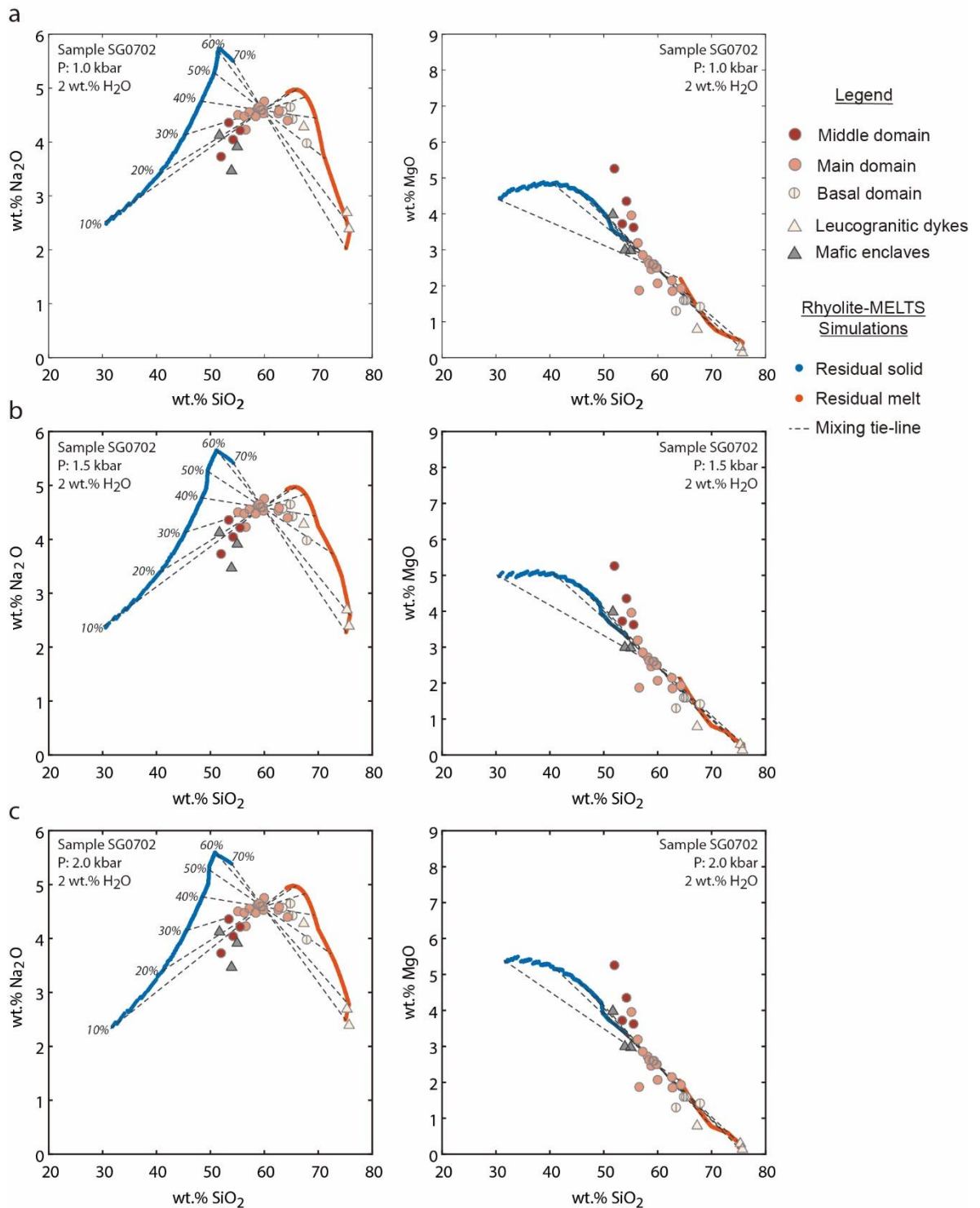


Figura 4.7: Simulación del contenido de Na₂O y MgO en las fases fundido y sólido (línea roja y azul, respectivamente) en equilibrio durante la cristalización de un magma con composición intermedia del plutón San Gabriel (SG0702) con un 2 wt. % H₂O, obtenidas mediante Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012). (a), (b) y (c) muestran los resultados para presiones de 1 kbar, 1.5 kbar y 2 kbar, respectivamente. Las líneas punteadas conectan la composición del sólido y fundido en equilibrio para diversas cristalinidades dadas como porcentaje. Para efectos de simplicidad, estos porcentajes no se muestran en los gráficos de MgO.

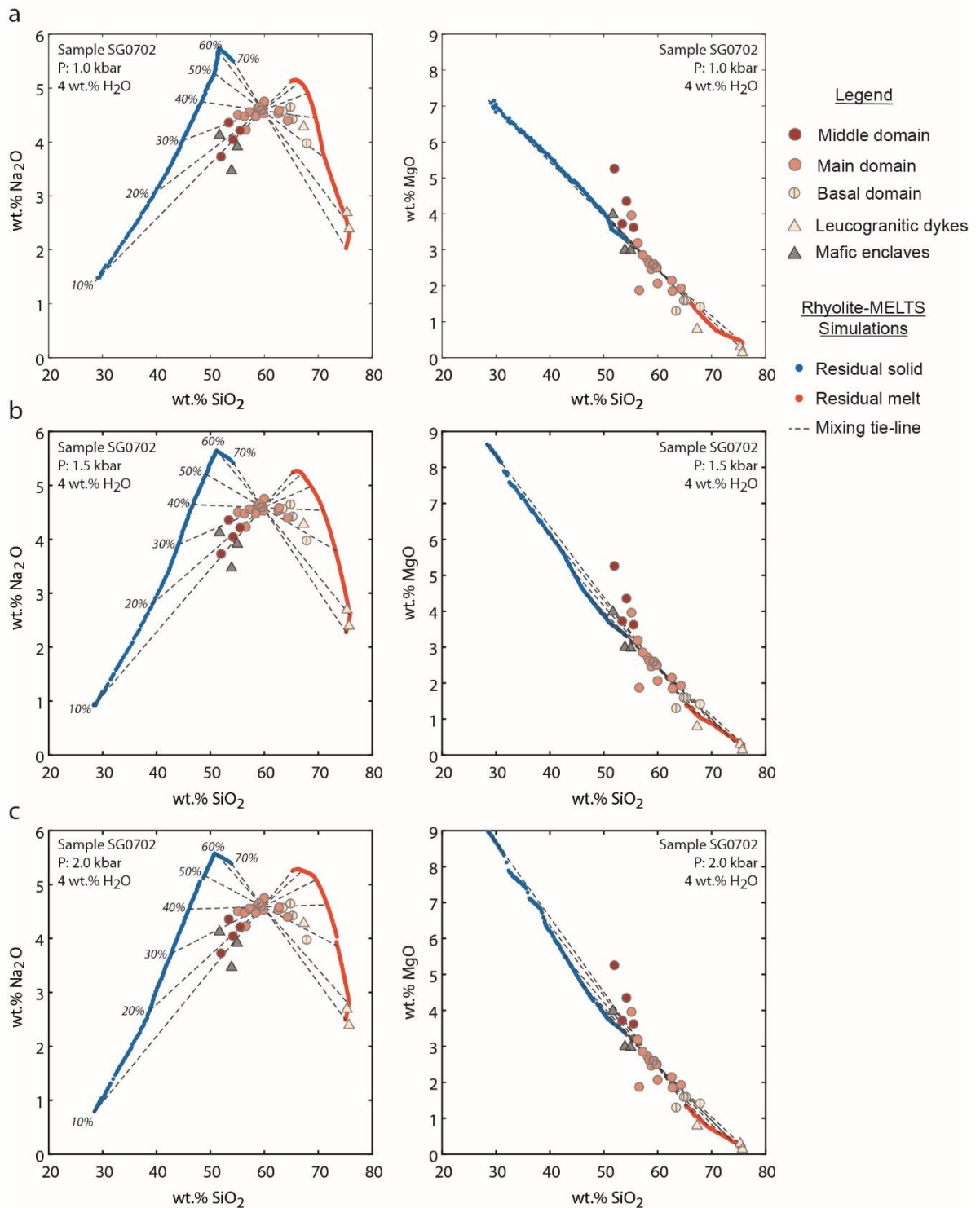


Figura 4.8: Simulación del contenido de Na₂O y MgO en las fases fundido y sólido (línea roja y azul, respectivamente) en equilibrio durante la cristalización de un magma con composición intermedia del plutón San Gabriel (SG0702) con un 4 wt. % H₂O, obtenidas mediante Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012). (a), (b) y (c) muestran los resultados para presiones de 1 kbar, 1.5 kbar y 2 kbar, respectivamente. Las líneas punteadas conectan la composición del sólido y fundido en equilibrio para diversas cristalinidades dadas como porcentaje. Para efectos de simplicidad, estos porcentajes no se muestran en los gráficos de MgO.

Las simulaciones son consistentes con la interpretación de que las unidades magmáticas del plutón San Gabriel representan magmas parcialmente cristalizados que sufrieron, en alguna medida, la extracción de fundidos residuales, o bien, la removilización de fases sólidas (Figura 4.9a). Al observar el contenido de Na₂O simulado de las fases fundida y sólida, considerando 1.5 kbar y un 4 wt. % de H₂O, se puede observar que todas las muestras del plutón San Gabriel se ubican en puntos intermedios entre la composición simulada del sólido y de la fase fundida (Figura 4.9a). Este análisis permite reproducir la composición de cada muestra del plutón como un magma generado mediante la segregación de fundido residual, registrando:

- (1) Un empobrecimiento de fundido residual por parte del magma parental, debido a la extracción y removilización de este, otorgando una signature de acumulado en sentido estricto. Dicho proceso hace que la composición del magma se aproxime hacia la composición de la fase sólida, desplazándose a la izquierda respecto al magma parental en la Figura 4.9b.
- (2) Un empobrecimiento en cristales por parte del magma parental, generado por la segregación de magma rico en fundido residual que dejó una signature acumulada detrás. Esto generaría magmas con composición más cercana a la composición simulada de la fase fundida, desplazando la composición del magma hacia la derecha de la composición del magma parental en la Figura 4.9b.

En esta línea, basado en la línea de mezcla entre sólido y fundido que contiene tanto la composición de cada muestra y el magma parental, es posible establecer la composición de la fase sólida y fundida simulada que habría estado en equilibrio al momento en que el proceso de extracción ocurrió. El grado de cristalinidad del sistema en el instante en que esta desmezcla ocurre se denomina aquí como cristalinidad crítica. Dicha cristalinidad está representada por la línea de mezcla (*tie-line*) que une las composiciones de la fase sólida y fundida (Figura 4.9b).

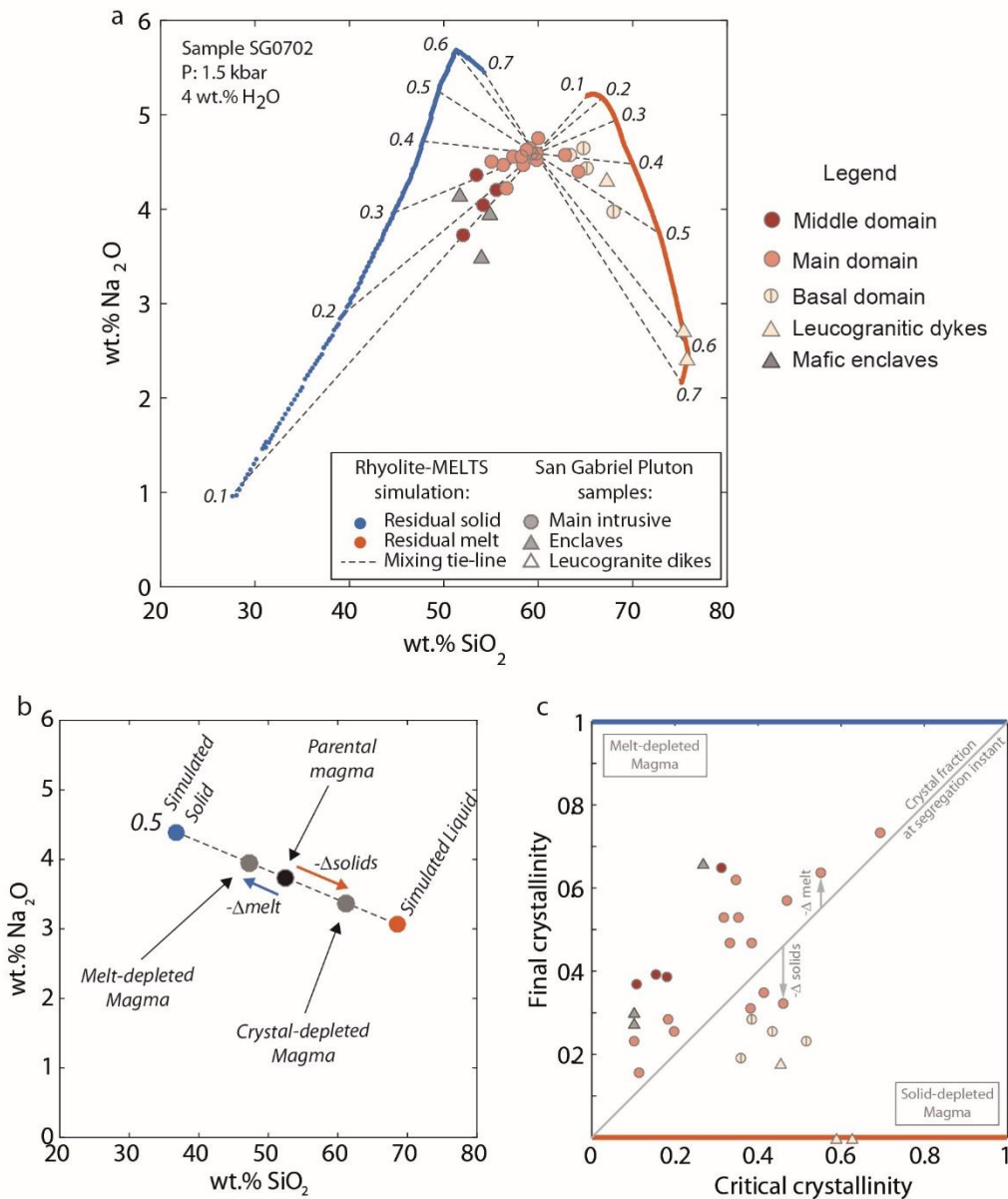


Figura 4.9: Modelación geoquímica de las variaciones composicionales del plutón San Gabriel (simbología de las muestras igual a la Figura 4.1). (a) Contenido de Na_2O simulado para las fases fundida (naranja) y sólida (azul) en equilibrio durante la cristalización del magma parental (SG0702 a 1.5 kbar y 4 wt. % de H_2O). Las líneas punteadas conectan la composición del fundido y sólido en equilibrio para diversos valores de cristalinidad (números en cursiva). (b) Ilustración del cálculo de la cristalinidad crítica y la fracción en volumen de cristales o fundido removido. (c) Cristalinidad que habría tenido el magma que representa cada muestra del plutón San Gabriel (cristalinidad final) comparado con la cristalinidad del magma parental justo antes de la desmezcla (cristalinidad crítica).

El análisis de las cristalinidades críticas permite inferir que hay zonas del plutón San Gabriel que representan preferencialmente signatures de cumulado. En este sentido, se puede deducir que los magmas en el plutón San Gabriel evolucionaron siguiendo una línea de descenso de cumulado (en sentido amplio), donde las distintas unidades magmáticas

corresponden a una mezcla entre fases sólidas y fundidas en distintas proporciones y cuya composición depende del grado de cristalinidad del magma parental al momento de la segregación. Sólo los diques leucocráticos representan 100% la fase fundida, la cual se habría extraído del magma parental cuando este tenía alrededor de un 60% de cristales.

Los resultados, resumidos en la Figura 4.10, indican que:

- (1) Las rocas provenientes del Dominio Medio son equivalentes a la composición de magmas empobrecidos en fundido residual generados por la removilización de hasta un 50% del volumen total de fundido cuando el magma parental presentaba una cristalinidad entre 10-30 vol.%, dando lugar a una signatura de cumulado fuerte (Figura 4.9c). Considerando los valores de cristalinidad crítica obtenidos, esta removilización de fundidos se habría generado por convección y acumulación de cristales por gravedad o segregación por flujo.
- (2) De igual manera, las unidades del Dominio Principal son equivalentes a la composición de magmas empobrecidos en fundido, pero en los cuales se habrían extraído porcentajes no mayores al 20 vol.% del fundido residual con amplio rango de cristalinidad crítica (Figura 4.9c). Esto se define aquí como una signatura de cumulado débil. En estas unidades se encuentra la muestra SG0702, cuya composición se seleccionó como magma parental y la que no debió sufrir la removilización de fundido intersticial.
- (3) Las rocas que componen el Dominio Basal y los diques leucograníticos equivalen a la composición de magmas empobrecidos en cristales que fueron removidos a partir del magma parental, generalmente producto de una extracción del 50 vol.% del fundido desde un *mush* cristalino. Al momento de la segregación, el magma que conformaba dicho *mush* habría tenido una cristalinidad de alrededor de un 40-50% en el caso del Dominio Basal y alrededor de un 60% en el caso de los diques leucocráticos (Figura 4.9c). Esta segregación habría ocurrido mediante extracción por compactación del *mush* cristalino, o bien, mediante la canalización de fundidos a través de canales tabulares en forma de diques.

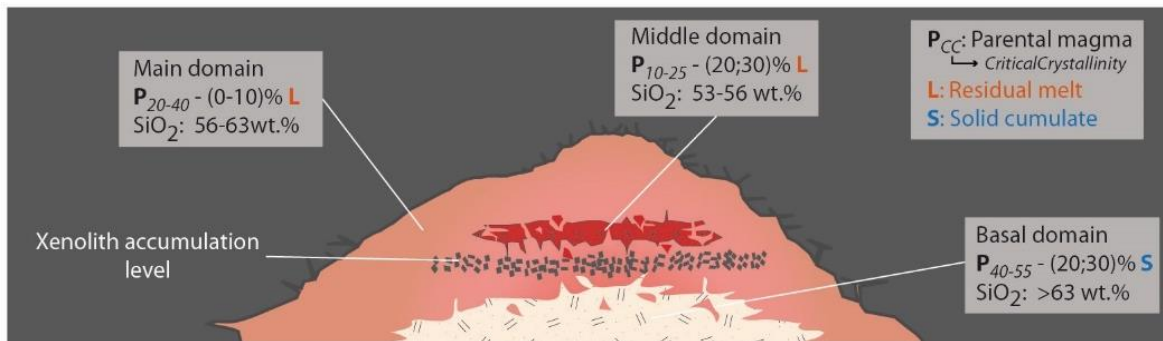


Figura 4.10: Esquema que muestra la distribución espacial de los dominios del plutón San Gabriel y fracción en volumen de fundido residual o cristales segregados para generar la composición de cada dominio a partir del magma parental simuladas. La desmezcla se expresa en los cuadros de cada dominio magmático, donde se muestra el porcentaje de fundido o cristales (L o S) removidos desde el magma parental (P) a una cristalinidad crítica indicada por el subíndice. Se muestra además el rango de contenido de SiO₂ de cada dominio magmático.

Es preciso señalar que el contenido de los elementos traza y mayores de los enclaves máficos es consistente con la del dominio más básico del plutón San Gabriel y podrían ser interpretados como cumulos. Sin embargo, la composición de enclaves máficos puede reflejar procesos de interacción química, mezcla e hibridación con el magma hospedante de composición más intermedia a ácida (Barbarin, 2005), tal como sugieren los fenocristales de plagioclasa observados en algunos enclaves del plutón San Gabriel. Sin embargo, esto implica un análisis detallado en términos petrográficos, geoquímicos y mineralógicos, el cual no es parte de este capítulo y podrían ser parte de estudios futuros, incluyendo datos de química mineral. No obstante, en el CAPÍTULO 7, referente a la deformación interna del plutón registrada por los enclaves máficos, se abordan en parte estas interrogantes desde la perspectiva petrográfica y estructural.

4.5 Removilización de líquidos residuales silíceos y la variabilidad composicional del plutón San Gabriel.

Respecto a los resultados de estas simulaciones, es necesario tener en mente algunas consideraciones sobre los supuestos establecidos y las limitaciones de la modelación de algunos elementos. El volumen extraído a partir del magma puede verse enmascarado por limitaciones del *software* Rhyolite-MELTS para modelar el comportamiento de Na₂O u otros elementos en magmas calcoalcalinos hidratados. A lo anterior, se puede sumar el eventual

efecto de la cristalización de fases que constituyen una solución sólida, lo que puede modificar la composición de la contraparte acumulada, especialmente al suponer que la desmezcla se produce cuando el magma está en equilibrio termodinámico. Si existe zonación de minerales como la plagioclasa, su composición durante las primeras etapas de la cristalización será más anortítica que en la etapa en que se produce la desmezcla.

Las observaciones de la distribución espacial de las facies composicionales y texturales en plutones emplazados en niveles someros de la corteza se han interpretado como registro de *mingling* magmático debido al ensamblaje incremental (e.g., Michel et al., 2008; Farina et al., 2010; Eddy et al., 2016). Bajo este escenario, cada dominio magmático representaría un pulso individual de magma, los cuales se preservan debido a la limitada interacción convectiva y homogenización composicional del reservorio de magma. Esto implica que la mayoría de la diferenciación magmática, y que explicaría la variabilidad composicional del intrusivo, habría tenido lugar en niveles más profundos de la corteza a partir de un magma más básico. No obstante, en este trabajo se interpreta que el plutón San Gabriel representa un reservorio de magma en que buena parte de la diferenciación magmática habría tenido lugar en el nivel de emplazamiento (*onsite*), acompañado además por la inyección de algunos pulsos provenientes de niveles inferiores de la corteza o, incluso, desde niveles más profundos del mismo reservorio.

Las relaciones de primer orden entre los dominios composicionales en el plutón San Gabriel son relativamente consistentes con las texturas: las rocas más básicas provenientes del Dominio Medio presentan una textura acumulada de cristales de plagioclasa euhedrales (Figura 3.5b), mientras que las rocas más diferenciadas en el Dominio Basal presentan texturas inequigranulares con menor contenido de cristales euhedrales (Figura 3.5f), sugiriendo un empobrecimiento en cristales y la adquisición de una signatura cercana a fundidos residuales removilizados. De este modo, los resultados sugieren que la mayoría de las unidades intermedias y básicas del plutón San Gabriel representan una mezcla de sólidos y fundido residual atrapado en los intersticios, cuyas composiciones son el registro de la línea de descenso de cumulado.

Como alternativa, debe barajarse la posibilidad de que las unidades magmáticas del plutón San Gabriel se hayan generado por la segregación de fundidos residuales silícicos mediante un proceso continuo o múltiples eventos de segregación ocurridas a partir de un

determinado magma parental correspondiente a las composiciones más básicas del Dominio Medio. Sin embargo, en esta investigación se propone que las composiciones más básicas del plutón San Gabriel no pueden representar la composición del magma parental, ya que la evidencia textural de cumulado indica que un porcentaje importante de fundido residual debió ser extraído de esta unidad.

Las zonas de cumulado preservadas principalmente en la Unidad I y el Dominio Medio fueron probablemente formadas como contraparte de los procesos de removilización de fundidos silícicos, lo que se sustenta en las características texturales (grano grueso y con alto contenido de cristales de plagioclasa euhedrales y escasos minerales intersticiales) y las características geoquímicas. De hecho, al efectuar las simulaciones de elementos traza considerando la composición de una de las muestras más básicas como magma parental (muestra SG2310), los resultados indican que la composición de los fundidos residuales sigue un patrón menos empinado en el gráfico Rb vs. Sr comparado con la pendiente de la señal de cumulado (Figura 4.4). Este punto de partida no permite reproducir la composición de las muestras del plutón San Gabriel, apoyando la interpretación de las unidades más máficas como zonas de cumulado. Además, si el contenido de cristales euhedrales del Dominio Medio es reflejo de la cristalinidad que tenía el magma al momento de intruir al Dominio Principal, la viscosidad efectiva debió impedir el flujo de dicho magma, lo que permite suponer que fundidos residuales debieron extraerse a partir de este.

Los gradientes composicionales descritos en el Dominio Principal (Unidades I, II y III, a las cuales se asocia una signatura de cumulado débil), sumado al carácter transicional de los contactos internos y las relaciones de corte inferidas al final del capítulo anterior, sugieren que un proceso de extracción de fundido residual habría controlado dicha variabilidad composicional, tal como Aravena et al. (2017) infirieron en el plutón La Gloria. Un proceso de mezcla mediante flujos magmáticos turbulentos, ocurrido en etapas iniciales de la construcción del reservorio, habría favorecido en algún grado la homogenización del dominio magmático, desde el cual se debió removilizar un porcentaje levemente mayor de fundido residual desde las zonas internas, explicando el aumento del contenido de SiO₂ hacia los bordes del intrusivo.

Tal como sugieren las relaciones de corte, las rocas que conforman el Dominio Basal representarían fundidos residuales silícicos redistribuidos dentro del reservorio, ya sea por

compactación y/o canalización y acumulación de volúmenes de magma empobrecido en cristales. El magma de este dominio, que corresponde al más diferenciado del plutón, provendría de niveles más profundos del mismo reservorio, implicando la formación de una zona de cumulado más profunda y no expuesta; o bien, fundidos residuales que provienen de niveles más profundos de la corteza (posible fuente de todo el magma). Estos pudieron estancarse en el nivel basal del plutón debido a que las unidades magmáticas preexistentes funcionaron como una barrera reológica, o bien, potenciado por el carácter eutéctico de los magmas hidratados con composición comparable con el Dominio Basal del plutón San Gabriel.

Es necesario recalcar que estos resultados deben interpretarse con precaución y teniendo en mente algunas limitaciones. El uso del Rb y Sr para analizar su partición entre las fases sólidas y fundida en un magma que cristaliza con composiciones como las del plutón San Gabriel es útil cuando la plagioclasa es la principal fase que se fracciona. Sin embargo, la movilidad del Rb, especialmente en presencia de volátiles, podría alterar el patrón registrado en las rocas. Además, el patrón composicional por fraccionamiento podría ser sobreimpreso por procesos de asimilación magmática, retrabajo y/o remezcla de dominios de cumulos y de fundidos residuales (Gelman et al., 2014). Este trabajo pretende mostrar un caso de estudio donde las variaciones del contenido de elementos trazas entre cumulos y fundidos silíceos extraídos son consistentes con las observaciones de campo, petrográficas y texturales de primer orden en el plutón.

4.6 Evolución interna del plutón San Gabriel e implicancias.

La variabilidad textural y composicional del plutón San Gabriel, evidenciada por las unidades litológicas definidas en esta investigación, puede ser entendida como registro de procesos de diferenciación *in situ* y la consecuente redistribución de magma. A partir de la descripción de las texturas y relaciones de contacto internas entre las unidades definidas, existe una zona de acumulación de magma silíceo pobre en cristales, el cual fue extraído del mismo sistema magmático y acumulado por autointrusión dentro del mismo plutón (Dominio Basal). Los resultados aquí presentados permiten proponer un modelo generalizado para la evolución interna del reservorio magmático que generó el plutón San Gabriel, el cual está dividido en tres etapas.

En una primera etapa ocurre la construcción inicial del reservorio mediante la inyección de magmas de composición intermedia (~60 wt. %) con alta capacidad convectiva (Figura 4.11a). Los contactos graduales de las unidades que conforman el cuerpo principal del intrusivo (Dominio Principal) y patrones geoquímicos propios de fraccionamiento de fundidos (Figura 4.1 y Figura 4.4), con un menor porcentaje de SiO₂ hacia el centro del plutón, sugieren que este debió constituir un reservorio de magma relativamente homogéneo con alrededor de un 60 wt.% de SiO₂ (Figura 4.11a). En esta etapa, la baja viscosidad efectiva del magma favoreció la homogenización e hibridación composicional del reservorio.

Luego de la hibridación, en una segunda etapa, el reservorio se enfrió desde los bordes, disminuyendo su capacidad de generar convección. Durante esta etapa ocurre un proceso leve de extracción de fundidos residuales silícicos, explicando la zonación gradual de la composición del Dominio Principal del plutón (Figura 4.11b). Este proceso sería bastante similar al inferido en el plutón La Gloria (Aravena et al., 2017).

Posteriormente, en una etapa tardía, el reservorio habría sufrido una intensa removilización de fundidos residuales, donde se forma el Dominio Medio por acumulación de fase sólida, escapando los fundidos residuales hacia los niveles superiores (Figura 4.11c). Paralelamente, o al menos levemente posterior, fundidos residuales pobres en cristales se acumulan para formar el Dominio Basal. Si bien la mayoría del reservorio habría tenido un alto porcentaje de cristales (inhibiendo la convección interna), este *cap* de magma silícico tenía la capacidad de presentar flujos convectivos internos, tal como sugiere la reología inferida a partir de los enclaves máficos observados en terreno (CAPÍTULO 7). Este *cap* de magma fue capaz de re TRABAJAR las unidades del Dominio Principal previamente cristalizadas, tal como sugieren las relaciones de contacto (Figura 3.6) y las estructuras magmáticas observadas.

Como se plantea, el plutón San Gabriel es un cuerpo intrusivo que registra procesos de re trabajo interno de unidades previamente cristalizadas por parte de unidades más jóvenes, lo que Paterson et al. (2016) denomina erosión magmática. Esto es el resultado de la interacción entre magmas pobres en cristales y zonas de cumulado cristalino o magmas previamente cristalizados. Esto conlleva a pensar los reservorios de magma emplazados en la corteza superior como sistemas complejos en términos de su estructura reológica, lo que quiere decir que dentro del mismo reservorio pueden existir zonas altamente convectivas y

otras de comportamiento más bien rígido, dado principalmente por el contenido de cristales (Bergantz, 2000; Huber et al., 2011). Esto queda de manifiesto en el plutón San Gabriel en la zona de acumulación de enclaves máficos y xenolitos en la zona intermedia, así como la diferencia textural entre las unidades del Dominio Principal y Dominio Basal, así como los bandeamientos tipo *schlieren* observados (Figura 3.6).

Es preciso notar que la redistribución de fundidos residuales dentro del plutón San Gabriel debió ocurrir cuando este se encontraba en un estado predominantemente no convectivo, lo cual habría permitido el registro de los contactos internos y la distinción composicional y textural de los distintos dominios. Esto es posible cuando las mezclas o interacción fluidodinámica entre magmas de distinta composición ocurren con un bajo número de Reynolds y un alto contraste de viscosidad efectiva entre los magmas que interactúan (Vernon et al., 1988; Jellinek et al., 1999).

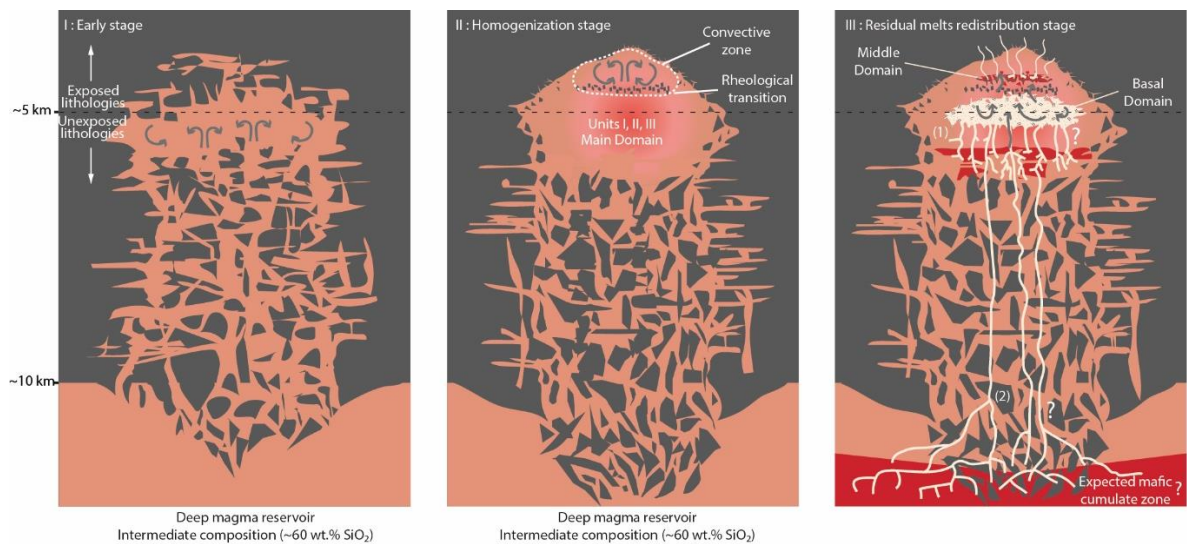


Figura 4.11: Modelo conceptual del ensamblaje y diversificación composicional del plutón San Gabriel, separada en tres etapas. La línea punteada representa la superficie de erosión actual de los ríos, separando los niveles que afloran en el plutón San Gabriel. Los colores más claros de las unidades magmáticas representan composiciones más silíceas, siguiendo la simbología de las figuras previas (Figura 3.4). El modelo evolutivo está conformado por tres etapas, las cuales se muestran en orden temporal de izquierda a derecha. Etapa I: Etapa temprana de construcción inicial y homogenización del reservorio. Etapa II de enfriamiento y leve segregación de fundidos residuales desde las partes centrales. Etapa III: Segregación intensa de fundidos residuales silíceos y redistribución que permite la formación del *cap* silíceo.

Sin embargo, debieron formarse zonas locales de convección magmática durante la segunda y la tercera etapa de la evolución del plutón San Gabriel, las cuales permitieron los flujos internos y retrabajo magmático de las unidades cristalizadas previamente (Figura 4.11). Dicha interacción y la heterogeneidad reológica interna del reservorio se ve reflejada por las siguientes observaciones: (1) la existencia de estructuras magmáticas como *troughs* con gradaciones tipo *schlieren* (Figura 3.6) y/o tubos migrantes propios de sistemas magmáticos donde magma convectivo interactuó con magma altamente cristalino y semi rígido (Paterson, 2009); (2) las complejas relaciones de contactos entre las unidades litológicas indicando interdigitación en algunas zonas (Figura 3.6); (3) la existencia de zonas de acumulación de enclaves máficos y xenolitos en forma de capas en el nivel intermedio del plutón (Payacán et al., 2015b), lo que puede ser atribuido a colapsos del techo del plutón, donde el material no pudo seguir descendiendo debido a una mayor viscosidad efectiva del magma subyacente (Wiebe, 1996; Hawkins y Wiebe, 2004).

Como se expuso en el CAPÍTULO 1 y la sección 1.2.3.1, existe discusión acerca de las tasas de inyección necesarias para la acumulación de grandes volúmenes de magma móvil y la consecuente construcción de cámaras magmáticas en la corteza superior, que eventualmente puedan alimentar grandes erupciones volcánicas. Las tasas de inyección magmática inferidas en cuerpos plutónicos son menores que las sugeridas por simulaciones numéricas termales que permitirían acumular el volúmenes de magma convectivo necesario para alimentar dichas erupciones (Annen, 2009; Gelman et al., 2013b; Menand et al., 2015). Si bien es cierto que es sumamente difícil que los cuerpos plutónicos representen completamente tanques de magma móvil y altamente convectivos que puedan alimentar volcanismo por sí solos (Glazner et al., 2004; Annen, 2009), esta inferencia debe ser tomada con cautela. El comportamiento reológico del magma puede ser muy sensible a cambios en las condiciones físicas de este (Vigneresse et al., 1996; Bergantz, 2000; Marsh, 2006). Las zonas convectivas pueden estar concentradas en determinados volúmenes de magma pobre en cristales y convectivos, como se infiere en el Dominio Basal del plutón San Gabriel, generados por la redistribución interna de magma pobre en cristales. Esto también se ha inferido en otros cuerpos intrusivos altamente estudiados, como el caso del plutón Searchlight (Nevada – EE.UU.; Bachl et al., 2001), o el caso del plutón Risco-Bayo y Huemul (Maule, Chile; Schaen et al., 2017; Garibaldi et al., 2018).

Capítulo 5:
Geocronología del plutón San Gabriel

CAPÍTULO 5: GEOCROLOGÍA DEL PLUTÓN SAN GABRIEL.

5.1 Introducción.

Las escalas de tiempo de los procesos magmáticos que ocurren durante el emplazamiento y posterior evolución de reservorios de magma en la corteza superior dependen de diversos factores, como la tasa de inyección de magma (km^3/a), la frecuencia de las inyecciones, la composición del magma y procesos convectivos, entre otros (Glazner et al., 2004; Miller et al., 2007; de Saint Blanquat et al., 2011). Los estudios geocronológicos como complemento de los estudios petrográficos, geoquímicos y estructurales de cuerpos plutónicos, permiten dilucidar las tasas de construcción y enfriamiento de los reservorios magmáticos de la corteza superior, así como también la dinámica de construcción y transporte de magma (Matzel et al., 2006; Leuthold et al., 2012; Molina et al., 2015; Eddy et al., 2016; Gutiérrez et al., 2018).

Como se detalla en los capítulos previos, las tasas de inyección de magma necesarias para sustentar volúmenes de magma móvil que puedan alimentar grandes erupciones riolíticas ($>450 \text{ km}^3$) y si estos son registrados por los cuerpos plutónicos observados en terreno resulta controversial (Glazner et al., 2004; Bachmann et al., 2007). Los modelos numéricos termales indican que los reservorios magmáticos deben construirse a tasas mayores a $0.001 \text{ km}^3/\text{a}$ para acumular el volumen suficiente de magma móvil que alimente erupciones explosivas. El hecho de que las tasas de construcción promedio registradas por cuerpos plutónicos, entendida como el volumen del intrusivo dividido por el intervalo de tiempo de cristalización, sea menor que las tasas obtenidas a partir de los modelos numéricos ha llevado a cuestionar el rol de los reservorios de magma emplazados en la corteza superior en el volcanismo silícico (Glazner et al., 2004). Bajo este punto de vista, los intrusivos emplazados en la corteza superior no representarían sistemas magmáticos que puedan presentar convección interna ni procesos de diferenciación magmática en el nivel de emplazamiento, sino más bien amalgamaciones de múltiples pulsos de magma con baja interacción dinámica (Walker Jr. et al., 2007; Coleman et al., 2012). Sin embargo, interpretaciones alternativas plantean que los reservorios de magma someros pueden sufrir procesos de redistribución de fundidos residuales y presentar acumulaciones de magma pobre en cristales con capacidad de fluir (Bachmann y Bergantz, 2003; Bachmann et al., 2007).

En el presente capítulo se presentan los resultados de las dataciones en circón del plutón San Gabriel mediante LA-ICP-MS, con una caracterización morfológica de los cristales de circones analizados. Si bien se obtuvieron datos de geoquímica de circón en las muestras analizadas, los cuales se presentan en los anexos, estos no son parte del eje central de esta investigación. Estos resultados forman parte del artículo titulado “*Assembling a shallow felsic reservoir: origin of the compositional diversification of the San Gabriel pluton, central Chile*”, el cual será sometido a la revista *Lithos* (CAPÍTULO 6).

5.2 Metodología.

5.2.1 Selección y preparación de muestras.

Un total de 20 muestras provenientes de las distintas unidades litológicas del plutón San Gabriel fueron seleccionadas para ser sometidas a análisis geocronológicos basadas en U-Pb en circones (Tabla 5-1; Figura 5.1). La separación de circones se realizó en el Laboratorio de Preparación de Muestras y Separación de Minerales del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y del Instituto de Geoquímica y Petrología del ETH, Zúrich, Suiza. Este procedimiento se llevó a cabo mediante chancado, molienda, separación mecánica mediante una mesa Gemini, separación magnética mediante separador Frantz y decantación en líquidos pesados.

Posteriormente, se llevó a cabo la selección de los cristales de circones, montando entre 55 y 75 circones por muestra en una resina epóxica, montaje que fue posteriormente pulido. Los cristales de circón fueron caracterizados a través de imágenes de catodoluminiscencia obtenidas mediante SEM Quanta 200S (10kV) en el laboratorio de Microscopía del Instituto de Geoquímica y Petrología del ETH, Zúrich, Suiza.

5.2.2 Análisis geocronológico.

Los análisis de los circones se llevaron a cabo mediante *Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS) en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica y Cosmoquímica del Instituto de Geoquímica y Petrología del ETH, Zúrich, Suiza. Estos se realizaron utilizando un sistema de laser *ASI (Resonetics) Resolution S155*, con longitud de onda 193 nm y fluencia de $\sim 2 \text{ J/cm}^2$. Se consideraron tiempos de ablación de 40

s, tasas de repetición de 5 Hz y flujo de gas 0.7 l/min (100% He). El espectrómetro de masa corresponde a un *Thermo Element XR Sector-field single collector ICP-MS* (1400-1550 W). Para el análisis se consideraron entre 70 y 100 puntos de ablación (*spots*) por muestra individual, con un diámetro de 30 μm y $\sim 16 \mu\text{m}$ de profundidad (0.08 μm por pulso). Como estándar se utilizaron los GJ-1 y 91500 con un diámetro de 43 μm . La reducción de los datos se efectuó mediante Iolite v2.5 (Paton et al., 2011), mientras que el cálculo de las edades y errores asociados se realizó mediante *Isoplot 4.15* (Ludwig, 2008).

Las edades de las muestras individuales se obtuvieron utilizando el cálculo de promedios ponderados por la incertidumbre. Los puntos con evidente pérdida de Pb fueron descartados. El método y las correcciones aquí implementadas permite obtener incertezas de hasta el 1% en 2σ (Guillong et al., 2016; Jakub T Sliwinski et al., 2017), lo cual permite estudiar patrones de enfriamiento dentro de cuerpos plutónicos de alrededor de 10 Ma, siempre y cuando estas diferencias no sean mayores a 200 ka (Gutiérrez et al., 2018).

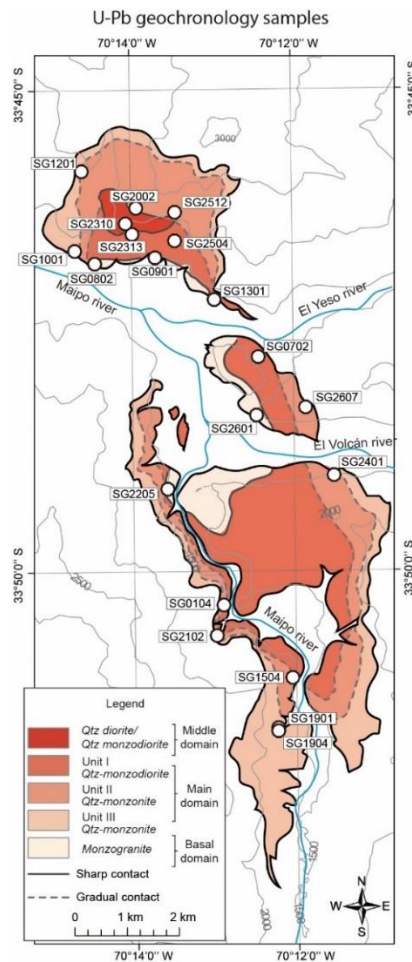


Figura 5.1: Ubicación de las muestras seleccionadas para análisis geocronológicos de U-Pb en círculo.

5.3 Resultados.

5.3.1 Características morfológicas de circones.

La observación petrográfica de secciones transparentes de las 20 muestras analizadas permitió reconocer cristales de circón, los cuales se presentan hospedados principalmente en cristales de biotita y feldespato potásico. Sin embargo, algunos de ellos se pueden reconocer en espacios intercristalinos. A partir de las imágenes de catodoluminiscencia de los circones analizados se observa que el tamaño de los cristales varía de 200 μm hasta 500 μm , sin evidencias claras de zonaciones (Figura 5.2). Morfológicamente los circones tienden a ser prismáticos, con caras bien formadas, y razones de aspecto que varían de 1.5 hasta 5 (razón de aspecto = largo/ancho). La población de circones en cada muestra individual tiende a ser relativamente homogénea en términos morfológicos.

En términos morfológicos, se pueden observar algunas diferencias entre los circones de las distintas unidades. Los circones de las unidades de los Dominios Medio y Basal no superan los 250 μm de largo, donde los circones del Dominio Medio presentan razones de aspecto levemente mayores (Figura 5.2). Por otro lado, las unidades que conforman el Dominio Principal exhiben claras diferencias. Los circones de la Unidad I (central) presentan un gran tamaño (por sobre los 500 μm en el caso de SG0104) y razones de aspecto que pueden superar 3, mientras que las unidades II y III presentan circones mucho más pequeños (Figura 5.2). Los circones de la Unidad III, ubicada en los bordes del plutón San Gabriel y la de menor granulometría, son lo que tienen mayor razón de aspecto, pudiendo superar valores de 4.

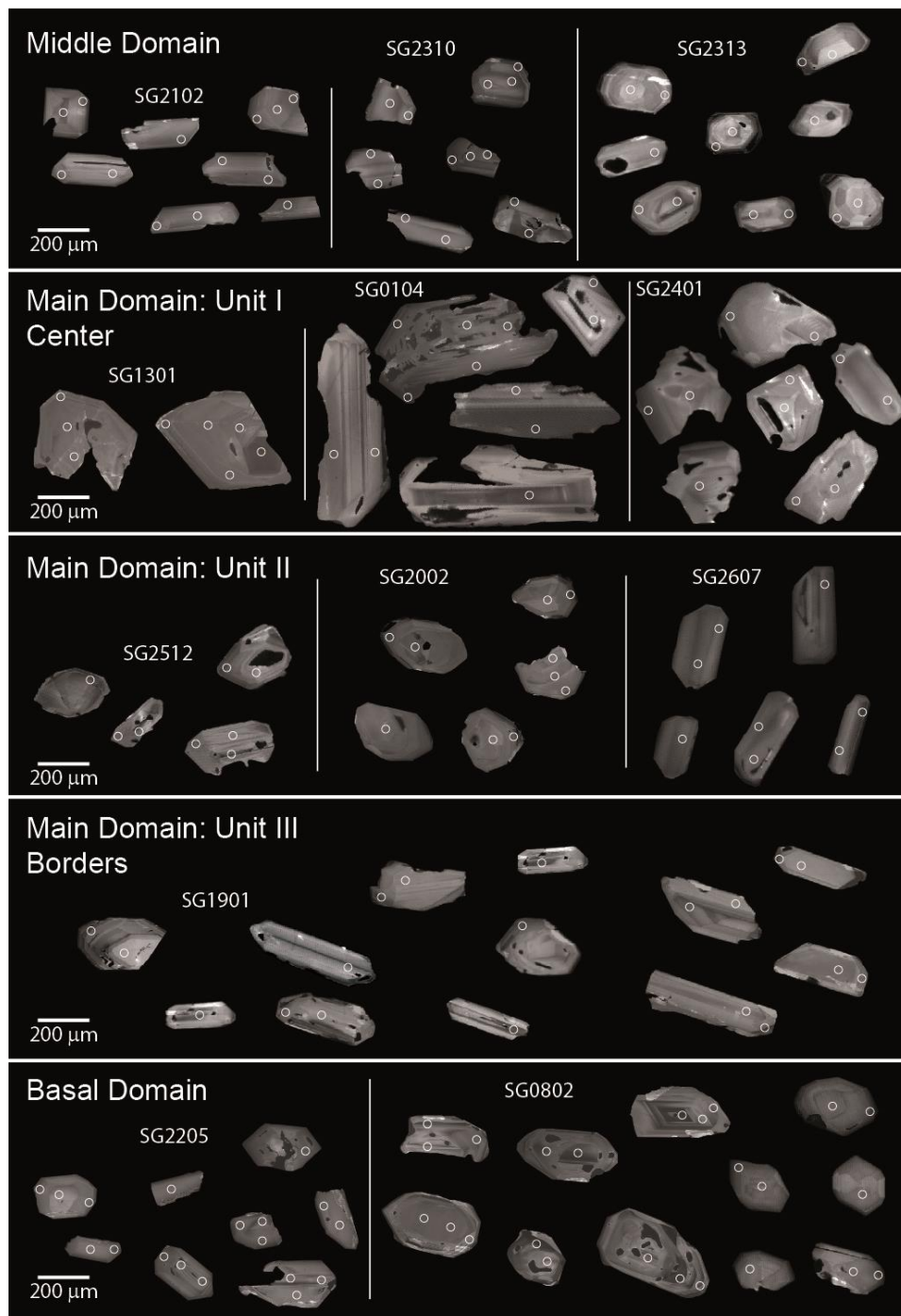


Figura 5.2: Imágenes de catodoluminiscencia de circones, agrupados según unidades magmáticas del plutón San Gabriel. Se aprecia que los circones de la Unidad I del Dominio Principal corresponden a los de mayor tamaño, mientras que los de menor tamaño pertenecen Dominio Medio. Además, los circones de la Unidad III corresponden a los de mayor razón de aspecto. Los círculos blancos muestran puntos de ablación láser (diámetro de 30 μm).

5.3.2 Dataciones U-Pb en circón.

Las dataciones de U-Pb en circón promedio ponderadas fueron calculadas mediante la herramienta *Isoplot 4.15* diseñada para la interpretación gráfica de datos geocronológicos e implementada en Excel (Ludwig, 2003), a partir del análisis de los datos puntuales de los cristales de circones, los cuales se presentan en el anexo digital *Tabla Anexo - LA-ICP-MS Spots – SGP.xlsx* (DOI: 10.17632/34jzpj6vvyg.1).

En términos globales, la edad promedio ponderada de todos los puntos individuales analizados en circones del plutón San Gabriel muestran un valor de 12.82 ± 0.19 Ma, exhibiendo una distribución gaussiana (N=1743; MSDW=4.3; Figura 5.3). Las edades de las muestras individuales varían entre 12.41 y 13.57 Ma, con intervalos de confianza de 0.2 a 0.23 Ma (Tabla 5-1). Todas las edades se muestran bien agrupadas, coincidiendo con las curvas de concordia (Anexo D). No se reconocen grandes pérdidas de Pb, ni edades antiguas que superen los 30 Ma.

Tabla 5-1: Resultados de los análisis geocronológicos del plutón San Gabriel.

| LA-ICP-MS Zircon Data | | | | | | | | | |
|--|---------------|---------|---------|---------|---------------------|---------|---------|---------|---------|
| Unit | Middle Domain | | | | Main Domain: Unit I | | | | |
| Sample | SG2313 | SG1903 | SG2310 | SG2102 | SG0104 | SG2401 | SG1301 | SG1501 | SG0702 |
| <i>N</i> | 6261968 | 6252766 | 6262303 | 6254446 | 6255021 | 6257529 | 6260878 | 6253607 | 6259800 |
| <i>E</i> | 385906 | 388770 | 385756 | 387504 | 387622 | 389740 | 387417 | 388953 | 388280 |
| <i>H m.a.s.l.</i> | 1600 | 1747 | 1819 | 1506 | 1551 | 1512 | 1304 | 1497 | 1410 |
| <i>Age data</i> | | | | | | | | | |
| $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ age (Ma)(*) | 12.41 | 12.63 | 12.92 | 12.85 | 12.65 | 12.82 | 12.67 | 12.76 | 13.23 |
| $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ relative error (2 σ) | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.09 | 0.06 | 0.06 | 0.09 |
| $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ absolute error* (2 σ Ma) | 0.20 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.20 | 0.20 | 0.22 |
| MSWD | 3.80 | 3.00 | 2.80 | 2.10 | 5.40 | 3.20 | 1.80 | 1.01 | 3.40 |
| N individual spots | 160 | 63 | 72 | 82 | 136 | 78 | 91 | 49 | 61 |

(*) Promedio ponderado.

Tabla 5-2: Continuación.

| LA-ICP-MS Zircon Data | | | | | Main Domain: Unit III | | Basal Domain | | | |
|-----------------------|---------|---------|---------|---------|--------------------------|---------|--------------|---------|---------|---------|
| Main Domain: Unit II | | | | | SG1001 | SG1901 | SG0802 | SG0901 | SG2205 | SG2601 |
| SG1201 | SG2512 | SG2002 | SG2607 | SG2504 | 6261804 | 6252791 | 6261518 | 6261582 | 6257254 | 6258674 |
| 6263070 | 6262596 | 6262432 | 6258806 | 6261905 | 384765 | 388762 | 385110 | 386309 | 386545 | 388247 |
| 384990 | 386659 | 385923 | 389208 | 386579 | 1299 | 1662 | 1280 | 1406 | 1428 | 1475 |
| 1860 | 2128 | 2126 | 1802 | 1627 | | | | | | |
| <i>Age data</i> | | | | | | | | | | |
| 12.62 | 12.72 | 12.76 | 13.01 | 13.57 | 12.60 | 13.15 | 12.71 | 12.72 | 12.87 | 13.53 |
| 0.11 | 0.08 | 0.06 | 0.08 | 0.12 | 0.08 | 0.08 | 0.05 | 0.11 | 0.09 | 0.11 |
| 0.22 | 0.21 | 0.20 | 0.21 | 0.23 | 0.21 | 0.21 | 0.20 | 0.22 | 0.21 | 0.23 |
| 5.00 | 2.60 | 1.40 | 3.70 | 4.40 | 1.18 | 1.90 | 2.10 | 3.40 | 3.50 | 2.40 |
| 63 | 99 | 91 | 73 | 64 | 48 | 124 | 191 | 74 | 58 | 59 |

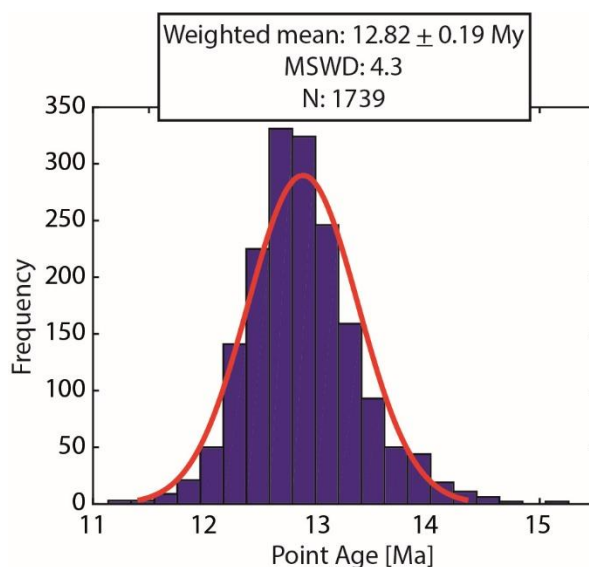


Figura 5.3: Distribución gaussiana de las edades medidas en todos puntos de los circones analizados en el plutón San Gabriel.

Las dataciones de circones muestran niveles de dispersión importantes, con valores de MSWD entre 1.01 y 3.8, aunque la muestra SG0104, perteneciente a la Unidad I del Dominio Principal y que presenta los circones de mayor tamaño, alcanza un MSWD de 5.4 (Figura 5.4). Lo anterior sugiere una cristalización prolongada y continua de la historia de cristalización de circones en los puntos del plutón de donde se obtuvieron las muestras.

Las edades promedio ponderadas de las muestras individuales son similares para casi todas las muestras del plutón San Gabriel, mostrando un traslape entre de los intervalos de

confianza en la mayoría de estas (Figura 5.4). Esto se traduce en que no exista ninguna diferencia estadísticamente válida entre las edades de cristalización de las distintas unidades del plutón San Gabriel, la cual permita identificar un patrón en la distribución espacial de las edades del plutón San Gabriel (Figura 5.5). Tampoco es posible encontrar una diferencia entre las edades registradas por cada unidad intrusiva y el promedio ponderado de cada unidad intrusiva. No obstante, existen tres muestras que presentan edades más antiguas que el resto (SG0702, SG2504 y SG2601), las cuales se encuentran hacia el borde este del intrusivo y pertenecen a distintas unidades (Figura 5.5). A pesar de aquello, es complejo identificar un patrón claro dentro del plutón, debido a que en el borde este también se obtuvieron edades más jóvenes.

Es posible establecer valores mínimo y máximo del intervalo de enfriamiento del plutón San Gabriel. Al considerar la edad promedio máxima con el intervalo de superior de confianza (2σ) y la edad promedio mínima con el intervalo inferior de confianza, se obtiene un intervalo de enfriamiento máximo de 1.56 Ma. Por otro lado, un intervalo de enfriamiento mínimo de 0.76 Ma se obtiene al considerar la edad máxima y mínima con el intervalo de confianza inferior y superior, respectivamente.

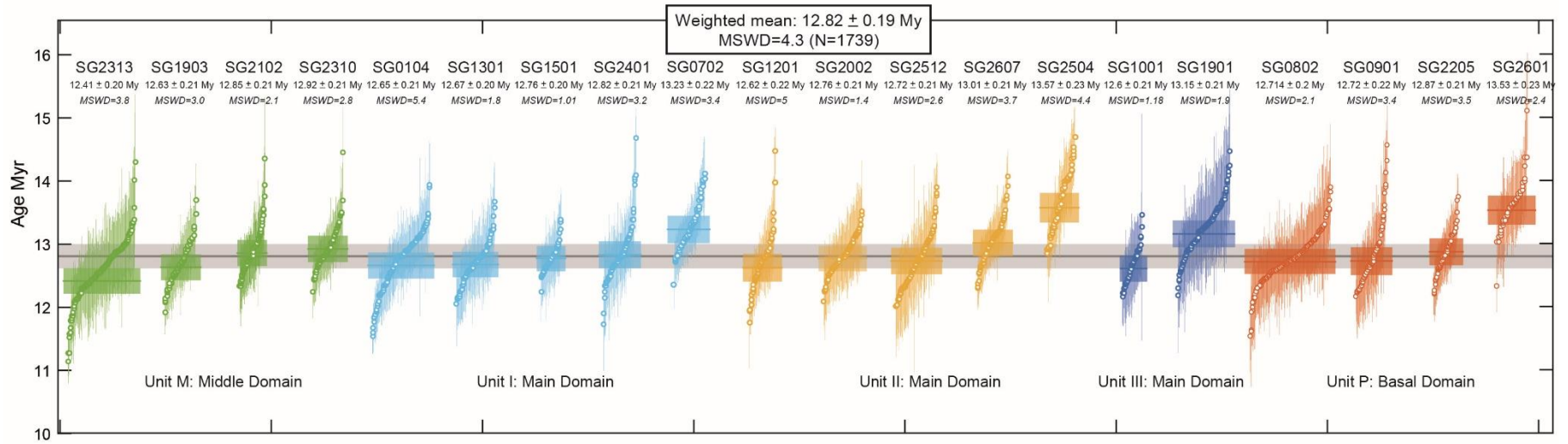


Figura 5.4: Geocronología de U-Pb en zircon del plutón San Gabriel, mostrando las edades medidas por *spot* ordenadas en orden creciente, agrupando las muestras por unidad litológica. El rectángulo de sobre cada muestra y la línea horizontal al centro representan el intervalo de confianza 2σ y promedio ponderado de cada muestra, respectivamente. El rectángulo y la línea gris representan el intervalo de confianza 2σ y promedio ponderado de todos los puntos medidos en el plutón San Gabriel, respectivamente.

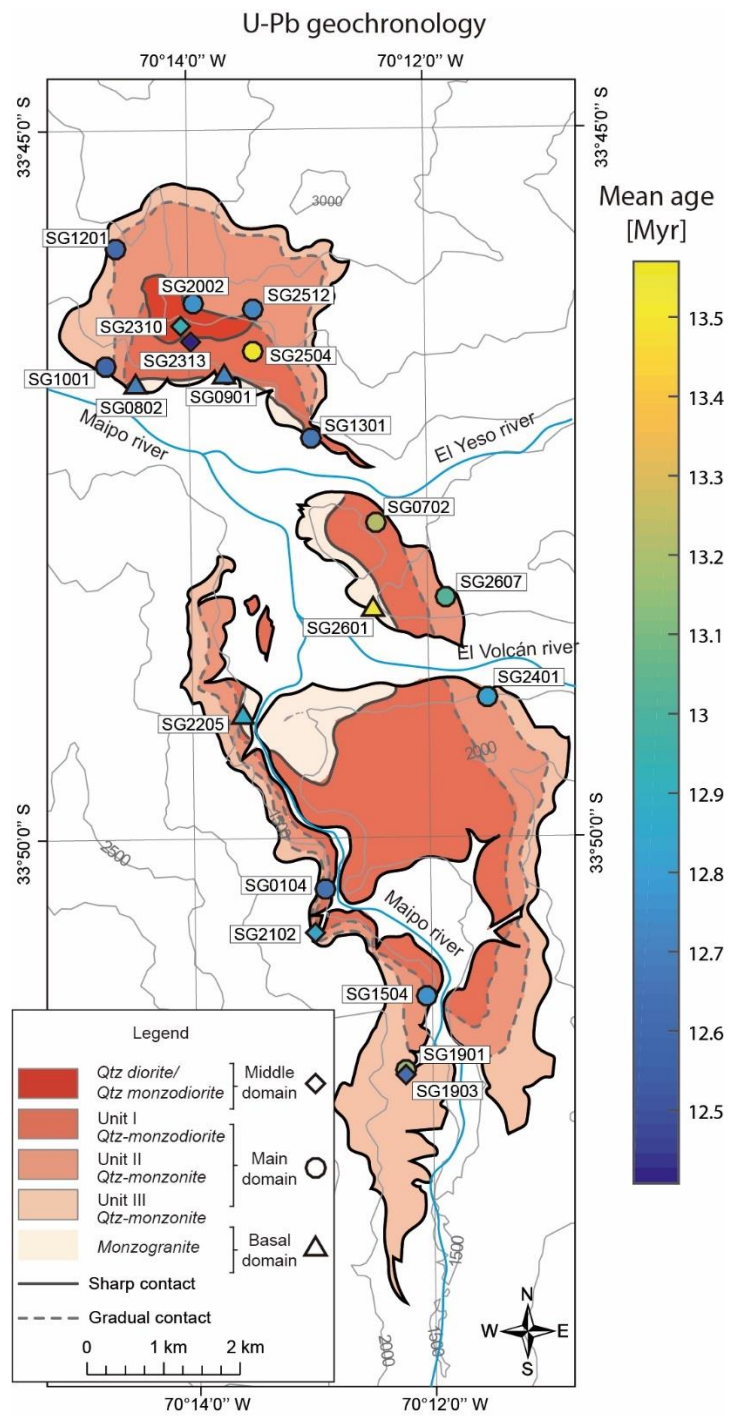


Figura 5.5: Distribución espacial de las edades ponderadas promedio U-Pb en círculo para las muestras individuales del plutón San Gabriel.

5.3.3 Temperaturas de cristalización de circones.

A partir de los resultados de la composición geoquímica de las muestras, así como los datos de geoquímica de circones, se estimaron las temperaturas de cristalización de circones, aplicando el termómetro de Ferry y Watson (2007), según el cual la temperatura de cristalización de circones se obtuvo a través de la expresión:

$$\log(Ti_{Zrn}) = (6.01 \pm 0.03) - \frac{5080 \pm 30}{T_{Zrn}}$$

donde Ti_{Zrn} es el contenido de Ti en los circones (ppm) y T_{Zrn} la temperatura de cristalización de circones. La incertidumbre equivale a 2σ . Para esto se asume una actividad de SiO_2 y TiO_2 en el fundido igual a 1, ya que el cuarzo es una fase presente en todas las muestras y las fases ricas en TiO_2 como titanita habrían cristalizado antes que el circon, siguiendo la formulación de Molina et al. (2015) para el caso del plutón Caleu (Cretácico superior, Chile central).

Los resultados muestran que la mayoría de las temperaturas de cristalización de circones abarcan un rango entre $700^\circ C$ y $850^\circ C$, considerando el intervalo de confianza (Figura 5.6). No se evidencia una dependencia de la temperatura de cristalización con la edad de cristalización, así como tampoco una diferencia entre las temperaturas de las unidades que conforman el plutón San Gabriel. Esta observación es consistente con el patrón continuo del contenido de Ti y Hf de los cristales de circon analizados.

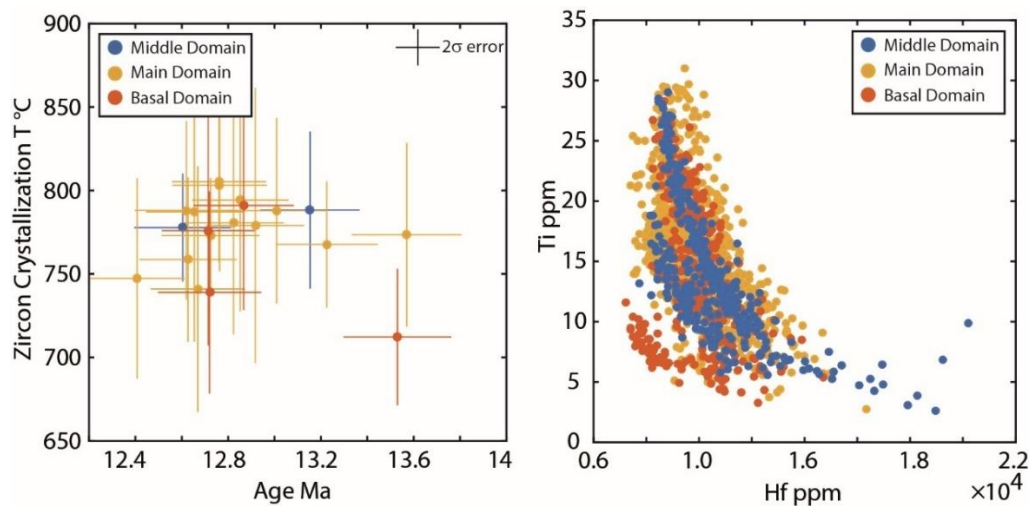


Figura 5.6: Diagramas de covariación de temperatura y edad ponderada promedio de cristalización de circones en el plutón San Gabriel (barras de error representa 95% de confianza 2σ) y contenido de Ti y Hf en puntos de ablación en circones.

5.4 Tiempos de enfriamiento y tasas de inyección del plutón San Gabriel.

Los datos de composición geoquímica global de los circones muestran que todas las muestras y unidades comparten los mismos rangos de contenido de Ti y Hf (Figura 5.6), además de las mismas razones Th/U y Yb/Dy (Anexo E). Estas características indican que los circones de las muestras individuales cristalizaron en rangos de temperatura similares, independiente de la muestra y la unidad litológica del plutón San Gabriel. Esto sustenta la hipótesis de que las unidades magmáticas que conforman el plutón San Gabriel se formaron en un rango de tiempo similar y de manera continua, de modo que, probablemente, todas las unidades interactuaron magmáticamente en el nivel de emplazamiento.

Las dataciones aquí obtenidas para el plutón San Gabriel no presentan patrones de variación claros del enfriamiento de su interior. Esto permite sugerir que el reservorio magmático se enfrió de manera prolongada en un intervalo de entre 0.76 Ma y 1.56 Ma (mínimo y máximo, respectivamente), lo cual ocurrió a la par en todo el sistema. Una alternativa para encontrar patrones de enfriamiento en el plutón es efectuar dataciones U-Pb en circones con un método que permita acotar el rango del tiempo de enfriamiento con mayor precisión. Esto es lo que muestran Gutiérrez et al. (2018) para el caso del plutón La Gloria, donde las dataciones en circones obtenidas mediante abrasión química-ID-TIMS permiten dar sustento estadístico a los patrones de variación de edades observados en los promedios ponderados obtenidos mediante LA-ICP-MS, con rangos de cristalización del orden de 30 ka. Sin embargo, en el caso del plutón La Gloria los promedios obtenidos a través de ambos métodos son consistentes y muestran variaciones de norte a sur. Asumiendo dicha consistencia para el plutón San Gabriel, no serían esperables variaciones claras de los tiempos de enfriamiento de sus distintas unidades. Si este es el escenario, es posible que el plutón San Gabriel no represente un sistema magmático emplazado de manera lateral en una distancia significativa que permita registrar el patrón horizontal de enfriamiento, tal como se infiere en el caso del plutón La Gloria (Gutiérrez et al., 2018). Sin embargo, y reforzando la idea planteada en el capítulo anterior, los datos geocronológicos sustentan la hipótesis de que el plutón San Gabriel representa un reservorio de magma que se construyó mediante la redistribución rápida de fundidos residuales silíceos en el nivel de emplazamiento.

Como se describe en los resultados, la mayoría del magma del reservorio que dio lugar al plutón San Gabriel habría cristalizado en un rango de tiempo de entre 0.76 Ma y 1.56

Ma, obtenido de considerar la diferencia entre las edades promedio máxima y mínima con sus respectivos intervalos de confianza mínimo y máximo. El plutón San Gabriel tiene cerca de 14 km de largo, 4 km de ancho y 0.8 km de alto, este presenta un volumen observado de 44.8 km^3 (paralelepípedo). Estos valores permiten obtener una tasa de inyección magmática durante la construcción del plutón San Gabriel que varía entre $2.87 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3/\text{a}$ y $5.89 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3/\text{a}$ (correspondiente a una tasa promedio en el largo plazo), la que se obtiene dividiendo el volumen del intrusivo por el rango de tiempo de cristalización, tal como se ha calculado en otros cuerpos intrusivos (e.g., Coleman et al., 2004; Leuthold et al., 2012; Frazer; et al., 2014; Eddy et al., 2016). Las tasas de inyección magmática inferidas para el plutón San Gabriel son consistentes con los registros de otros cuerpos plutónicos emplazados en la corteza (Glazner et al., 2004; Menand et al., 2015).

Estas tasas registradas por el plutón San Gabriel son hasta dos órdenes de magnitud menores que las propuestas como mínimas para sostener termalmente una cámara de magma en la corteza superior, las que varían entre $5 \cdot 10^{-3} \text{ km}^3/\text{a}$ y $10^{-2} \text{ km}^3/\text{a}$ (Annen, 2009; Gelman et al., 2013b). Esto resulta inconsistente con las evidencias de la dinámica interna del plutón San Gabriel, las cuales sugieren que debió existir convección interna en escala global y local. No obstante, hay que hacer una revisión de cómo se calculan estas tasas de inyección registradas en plutones, puesto que, por ejemplo, no se consideran el magma advectado a otros niveles de la corteza, así como tampoco se conocen los volúmenes reales de los cuerpos plutónicos, lo que aumentaría las tasas de flujo a través del reservorio y modificaría las tasas de inyección (Paterson et al., 2011). Otros alcances se plantean en el capítulo de discusiones finales de esta tesis.

5.5 Implicancias en las tasas de transferencia de magma a través de la corteza y la discrepancia entre el registro plutónico y volcánico.

En los capítulos introductorios se expuso la problemática en torno a cómo se interpretan los cuerpos plutónicos emplazados en la corteza superior y si estos representan volúmenes de magma mayormente móvil que puedan alimentar grandes erupciones volcánicas. Esta discrepancia radica en que para muchos autores, los cuerpos plutónicos preservados en terreno no representan más que la amalgamación de múltiples pulsos de magma que nunca interactuaron fluidodinámicamente (Coleman et al., 2004; Glazner et al.,

2004; Annen, 2009). Lo anterior se justifica en que, según modelos numéricos de la evolución termal de los reservorios magmáticos emplazados incrementalmente, las tasas mínimas de inyección magmática (volumen de magma por año) necesarias para acumular un volumen importante de magma convectivo en la corteza varían entre $5 \cdot 10^{-3} \text{ km}^3/\text{a}$ y $10^{-2} \text{ km}^3/\text{a}$ (Annen, 2009; Gelman et al., 2013b), las cuales son mucho mayor que la registrada en plutones (Glazner et al., 2004; Annen, 2009). Más aún, las tasas inferidas a partir del registro son hasta dos órdenes de magnitud mayores que las inferidas a partir del registro volcánicos (Crisp, 1984; Menand et al., 2015). No obstante, a partir de lo observado en el plutón San Gabriel, se desprende que este fue un reservorio de magma capaz a alojar una zona de magma silíceo con capacidad de conveccionar a pesar de que las tasas de inyección magmática inferidas en esta investigación, aunque consistentes con el resto del registro plutónico, no superan el límite crítico para acumular magma móvil en su interior y están por debajo de lo inferido para los sistemas volcánicos (Annen, 2009; Gelman et al., 2013b; Menand et al., 2015).

Por lo expuesto anteriormente, aquí se recalca que es preciso ser cuidadosos con las inferencias de las tasas de construcción de cámaras magmáticas a partir de modelos numéricos del enfriamiento de pulsos magmáticos. Los modelos termales asumen reservorios composicionalmente homogéneos que no interactúan fluidodinámicamente (Annen, 2009; Gelman et al., 2013b). Sin embargo, si se tienen en consideración los procesos de redistribución y acumulación de magma empobrecido en cristales como se propone para el plutón San Gabriel, existe la posibilidad de que a menores tasas se puedan acumular volúmenes de magma convectivo que eventualmente puedan alimentar erupciones volcánicas. Sin duda, estos modelos deben contemplar los procesos de redistribución interna de fundidos en las cámaras de magma emplazadas en la corteza superior.

Otro aspecto en que esto tiene consecuencias es en el estudio de las aureolas termales. Estudios previos han investigado la dinámica de inyección de magma en el sistema y cómo esto afecta el enfriamiento y la aureola termal de intrusivos (Annen, 2011). La dificultad de realizar este análisis es que, tal como se muestra en el caso del plutón San Gabriel, es probable que no se registre el *peak* metamórfico debido a la remoción de grandes volúmenes de la roca hospedante que ocupaba el espacio donde se emplaza el magma, siendo imposible acceder a las verdaderas tasas de inyección magmática (sobre todo si a esto se agrega el hecho de que el magma puede estar siendo advechado del sistema).

Por otra parte, ciertas aproximaciones han calculado las tasas de inyección de sistemas subvolcánicos mediante modelos de deformación viscoelástica de la roca hospedante (Jellinek y DePaolo, 2003; Gregg et al., 2013; Caricchi et al., 2014a; Degruyter et al., 2016). Complementariamente, se han estudiado las tasas de recarga de magma a través de estudios de la deformación de sistemas volcánicos hechos mediante InSAR (Singer et al., 2014; Delgado et al., 2016, 2017). Es preciso señalar que dichos estudios, al calcular tasas de inyección magmática a partir de la deformación superficial, se está despreciando el desplazamiento hacia abajo de roca de caja, como la que se reconoce en el plutón San Gabriel o la subsidencia de la roca de caja en la base del plutón (Parada et al., 2005). Esto pone aún más de manifiesto el hecho de que al calcular tasas, no se puede comparar el resultado de analizar sistemas volcánicos con el registro plutónico. Sin duda es necesario juntar ambos registros para obtener un valor más exacto de las tasas de inyección magmática reales.

Capítulo 6:

Manuscrito por someter a Lithos

“Assembling a shallow felsic reservoir:
origin of the compositional diversification
of the San Gabriel pluton, central Chile”

CAPÍTULO 6: Manuscrito por someter a Lithos “Assembling a shallow felsic reservoir: origin of the compositional diversification of the San Gabriel pluton, central Chile”.

Assembling a shallow felsic reservoir: origin of the compositional diversification of the San Gabriel pluton, central Chile

Payacán, I. ^{a,b,c,d}; Gutiérrez, F. ^d; Bachmann, O. ^e; Parada, M. Á. ^{a,f}

^a Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago 8370450, Chile

^b Escuela de Geología, Universidad Mayor, Manuel Montt 367, Providencia, Santiago 7500994, Chile

^c Advanced Mining Technology Center, Universidad de Chile, Avenida Tupper 2007, Santiago 8370450, Chile

^d GeoExpedition, Las Palomas 25, Pirque, Santiago 9480000, Chile

^e Institute of Geochemistry and Petrology, Department of Earth Sciences, ETH Zürich, 8092 Zürich, Switzerland

^f Andean Geothermal Center of Excellence CEGA, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago 8370450, Chile

ABSTRACT

In order to give some insight into the assemblage and internal dynamics of shallow magma reservoirs and its role on the magma differentiation in the upper crust, this contribution presents the case of San Gabriel pluton: a Miocene (12.4 Ma) Andean pluton with wide textural and compositional variation (52-67 wt.% SiO₂). We document the San Gabriel pluton as an exceptional natural laboratory, displaying mechanism of shallow differentiation via crystal-melts segregation to generate high-silica magmas, which were redistributed within a growing reservoir.

Three lithological domains were defined, which are arranged vertically: 1) the Main Domain subdivided in three concentric units with gradual contacts (inner qtz-monzodiorite to qtz-monzonite outward), 2) the Basal Domain mainly formed by monzo-granite (the most felsic unit) and 3) The Middle Domain, which includes coarse-grained qtz-monzodiorite (the

most mafic unit). Rocks of the last two domains show interdigitated sharp contacts with the first domain rocks. Geochemical simulations suggest that the pluton compositions follow a line of descent of cumulate-segregated magmas from an initially intermediate magma equivalent to the main domain (inner unit). The calculated volume of extracted residual melts, for the Main and Middle domain are < 10 and ~30 vol.%, respectively and are associated to a corresponding weak and strong cumulate signature, probably produced at the emplacement level. However, the felsic basal domain has a crystal-depleted signature, interpreted because of accumulation of remobilized residual melts coming mainly from a deeper level of the reservoir itself. The reservoir was poorly convective at the late stage of pluton construction, although some convection in previously emplaced magmas likely happened as it is evidenced by the preservation of internal contacts, magmatic structures and compositional heterogeneities, particularly in the Main Domain.

Keywords: pluton assemblage, compositional magma diversification, structure of plutons, crystal cumulate, silicic melt segregation, upper crust pluton

INTRODUCTION

Magma transport from the mantle that give rise to intermediate to felsic crustal magmatism have been intensively debated, motivated by questions of how crustal magmas are emplaced and which are their role on the compositional differentiation of the continental crust (Marsh, 1989; Petford et al., 2000; Vigneresse, 2006; Miller et al., 2009; Bachmann y Huber, 2016; Cashman et al., 2017). Previous studies suggested that most magma reservoirs were constructed by accumulation of smaller incremental intrusions (dikes or sills) in periods from 1 Ma to 10 Ma (McNulty et al., 1996; Coleman et al., 2004; Michaut y Jaupart, 2006; Lipman, 2007; E. et al., 2014; de Saint Blanquat et al., 2011; Leuthold et al., 2012; E. et al., 2014; Molina et al., 2015).

Despite the widespread agreement of incremental growth of shallow magma reservoirs, crucial aspects on the internal evolution of such reservoirs remain unclear (Miller, 2008; Zák et al., 2009; E. et al., 2014; Gray et al., 2015). Some studies indicate that the cold temperatures reigning in the upper crust result in rapidly crystallized first pulses, inhibiting the formation of mostly molten magma reservoirs with the ability to convect (Glazner et al., 2004; Matzel et al., 2006; Gelman et al., 2013b; Karakas et al., 2017a). The homogenization of the upper crustal reservoirs would be limited by the high effective viscosity of silicic

magmas under those shallow conditions and the strong viscosity changes between mafic and felsic magmas (Scaillet et al., 1998; Jellinek y Kerr, 1999; Laumonier et al., 2014; Putirka et al., 2014). Under this point of view, shallow magma reservoirs are pictured as relatively static systems with scarce internal interaction of magma, compositional homogenization and convective dynamics. Hence, the compositional diversity preserved in intermediate and felsic plutons would not form at the emplacement level, but be inherited from deeper levels for magma differentiation and production of intermediate-silicic magmas (McNulty et al., 1996; Coleman et al., 2004, 2012; Michel et al., 2008; Zák et al., 2009; Jacob et al., 2015).

In contrast, other studies recognized evidence that upper crustal magma reservoirs are more dynamic, including episodes of melt extraction (Weinberg, 2006; Webber et al., 2015; e.g., Barnes et al., 2016; Fiedrich et al., 2017; Hartung et al., 2017; Garibaldi et al., 2018; Holness, 2018) and reactivation-rejuvenation of high-crystallinity magmas triggered by hot magma recharges (J. T. Sliwinski et al., 2017; Brahm et al., 2018). The internal architecture and magmatic structures that are preserved in plutonic bodies commonly are interpreted as evidence of magmatic stirring and mingling between basic and acid magmas (e.g. Leuthold et al., 2012; Putirka et al., 2014). The existence of density instabilities and convective currents could favor “magmatic recycling” (Paterson et al., 2008b; Paterson, 2009) and internal rheological contrasts affecting the magma reservoir dynamics (Paterson y Miller, 1998b; Hawkins y Wiebe, 2004; Paterson et al., 2012). This supports the idea of shallow magma reservoirs are active systems where younger intrusions may interact with the mushy zones formed by older pulses, eroding and reworking older material (Bergantz, 2000; Bachmann et al., 2007; Miller et al., 2011; Paterson et al., 2016). These processes may be expressed in the internal contacts and complexities between textural and compositional domains in plutonic bodies (Paterson et al., 1998; Bergantz, 2000).

Many observations suggest that internal or self-differentiation processes at the emplacement level of shallow magma reservoirs can occur as a crystal-rich “mush” state through the extraction of residual silicic melts (see a review in Bachmann y Huber, 2018). These melts may be extracted and transported to upper crustal levels or redistributed within the reservoir giving rise to caps of potentially eruptible crystal-poor magma (Bachl et al., 2001; Hildreth y Wilson, 2007; Bachmann y Bergantz, 2008; de Silva y Gregg, 2014; Aravena et al., 2017; Karakas et al., 2017b). The rheological structure of the reservoir can modify by convection and the interaction between crystal-poor magma and rigid crystal-rich

frameworks that may collapse. The identification in shallow plutons of crystal cumulate zones has been evidenced by whole-rock geochemistry (Bachl et al., 2001; Deering y Bachmann, 2010; Lee y Morton, 2015; Schaen et al., 2017) and textural features (Vernon y Collins, 2011; Gelman et al., 2014; Aravena et al., 2017; Fiedrich et al., 2017; Garibaldi et al., 2018; Holness, 2018).

In this contribution, we present the case of San Gabriel pluton (central Chile), as an example of an epizonal magma reservoir, that displays wide compositional and textural variations. A magmatic evolution is proposed based on a combination of petrographic, geochemical (bulk-rock compositions) data and thermodynamic and trace elements modeling. Through this case study here presented, we document a fossil subvolcanic magma reservoir where the compositional variability is explained by both in-situ magma reservoir processes and magma injections from deeper levels into the reservoir itself or forming independent pulses.

GENERAL BACKGROUND OF SAN GABRIEL PLUTON

San Gabriel pluton (SGP) is an upper Miocene (9-14 Ma) intrusive body of ~40 km² of areal exposure, located in the north Southern Volcanic Zone in the high Andes of central Chile (Fig. 1a). It was shallowly emplaced (roof at ~ 4-5 km depth, similar to the neighboring La Gloria pluton (Cornejo y Mahood, 1997; Gutiérrez et al., 2018)), intruding volcanosedimentary rocks (Abanico and Farellones Formations) at the eastern border of an Oligocene to Miocene intrarc basin (Thiele, 1980; Fock, 2005). The evolution of this basin was characterized by a period of intense crustal deformation and thickening accompanied by volcanism that progressively differentiates with time (Nyström et al., 2003). In this scenario, SGP was emplaced being part of a ~40 km wide Miocene subduction-related plutonic belt, disposed north-south and consisting of discrete qtz-mozodioritic plutons (Fig. 1), which tend to be younger eastward (Muñoz et al., 2013). Some of these plutonic bodies are related to the formation of giant porphyry-type ore deposits (Teniente and Río Blanco-Los Bronces districts). The rapid Tertiary-Quaternary uplift, exhumation and glacial erosion have allowed the SGP be exposed in up to 1000 m vertical relief, where their borders, interior zones and the roof recognized (Fig. 2).

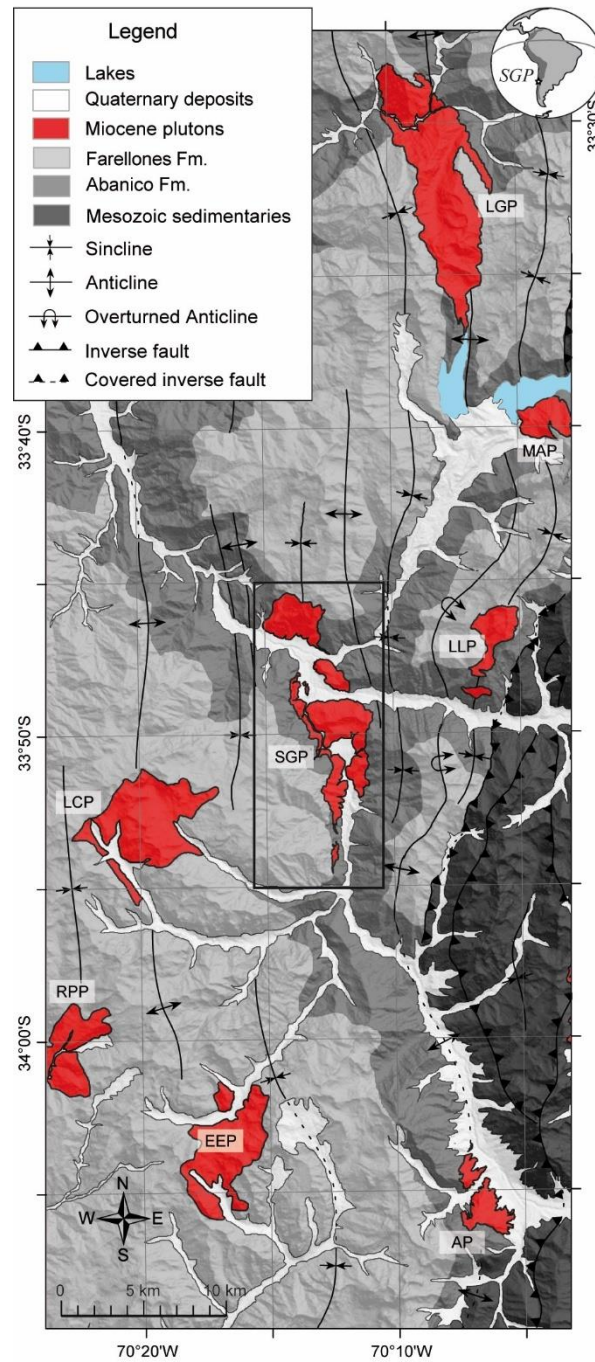


Figure 1: Geological map of the Miocene plutonic belt to which the San Gabriel pluton (SGP) belongs. Other Miocene plutons associated to SGP are showed as well (LGP: La Gloria pluton; MAP: Mesón Alto pluton; LLP: Los Lunes pluton; LCP: La Carlota pluton; RPP: Río Pangal pluton; EEP: El Extravío pluton, AP: Alfalfalito pluton). Based on Thiele (1980) and Fock (2005).

The SGP is a prolate body (12 km length and 3 km wide) in a N30W direction (Fig. 1), where steep lateral walls and some subhorizontal parts of the roof can be observed (Fig. 2). The irregular shape of the pluton allows observing the major vertical exposure at the northern end (up to 1000 m), where the roof is exposed. The contact between the SGP and its volcanic host rocks is mainly sharp. Locally, centimeters to a few meters wide dykes invading the host volcanics are observed close to the contact (Fig. 2).

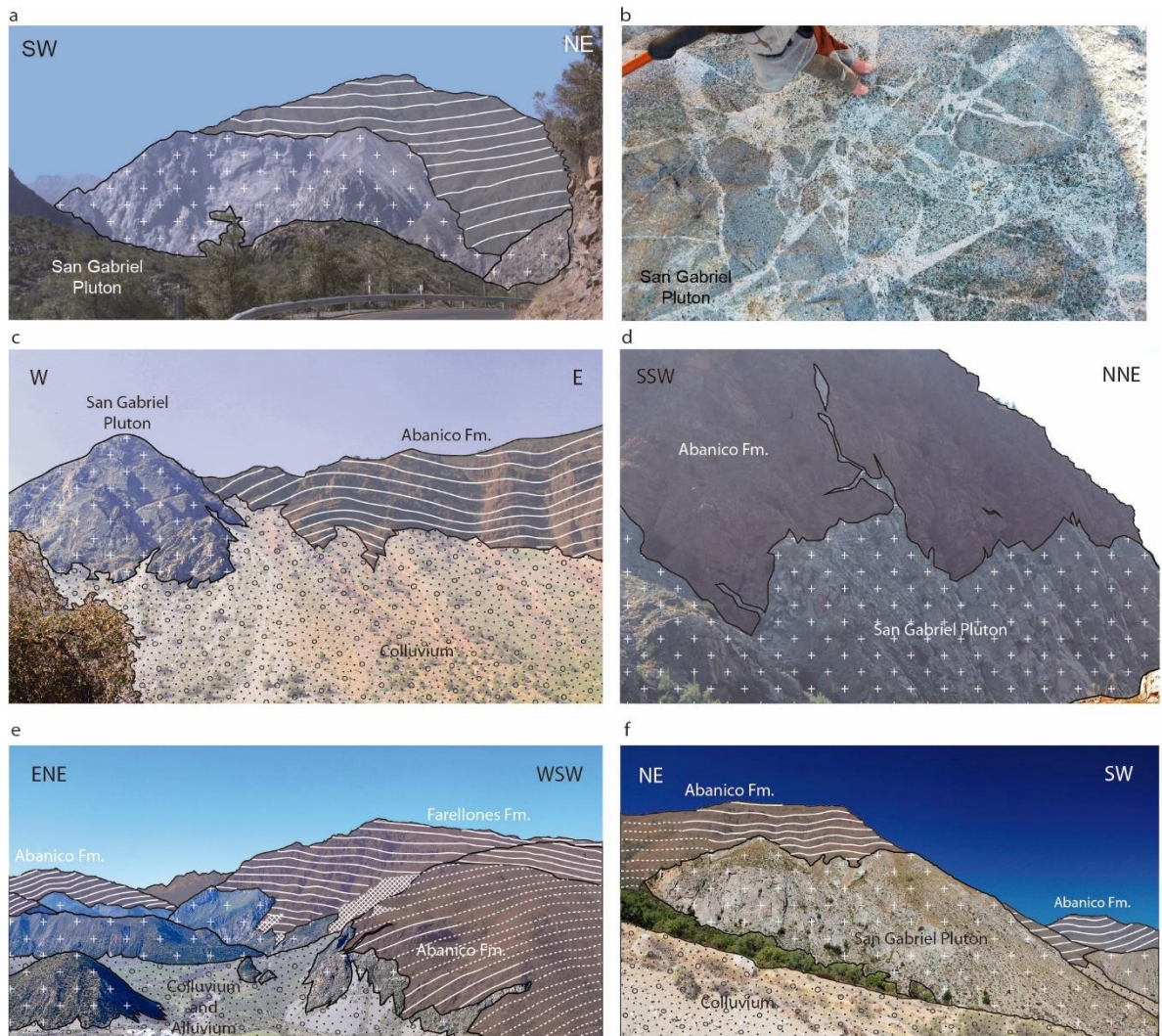


Figure 2: Field views of the San Gabriel pluton contacts with the host volcanic rocks showing the structural relation. (a) View of the northern end of the pluton, where the major exposures are observed (~1 km). (b) Outcrop of the host rock blocks preserved near the roof of the northern part of the pluton. (c) View of the contact with volcanic rocks observed in the eastern margin of the pluton. (d) Detail of the discordant contact in the southwestern margin

of the pluton. (e) and (f) Views of the San Gabriel pluton showing structural relations with the host volcanics.

PETROGRAPHIC FEATURES OF SAN GABRIEL PLUTON

Magmatic units

The SGP present vertical and concentric variations in mineral modes, textures, grain size and color index (Table 1; Fig. 3). The SGP is mostly composed of quartz-monzonite and quartz-monzodiorite, although a wide range of magmatic facies are distinguishable from quartz-diorite up to monzogranite (Fig. 4). The main minerals are plagioclase, K-feldspar, quartz, biotite and hornblende (pyroxenes are secondary; Table 1), whereas titanite, apatite, zircon and Fe-Ti oxides occur as accessory minerals. Textures recognized with the pluton are equigranular medium- to coarse-grained, although fine-grained and porphyritic textures are also observed. Internal variations of SGP were recorded, showing the spatial distribution of five magmatic units that are grouped in three domains (Figure 3). They are disposed in a concentric pattern and vertical arrangement with both gradual and sharp contacts.

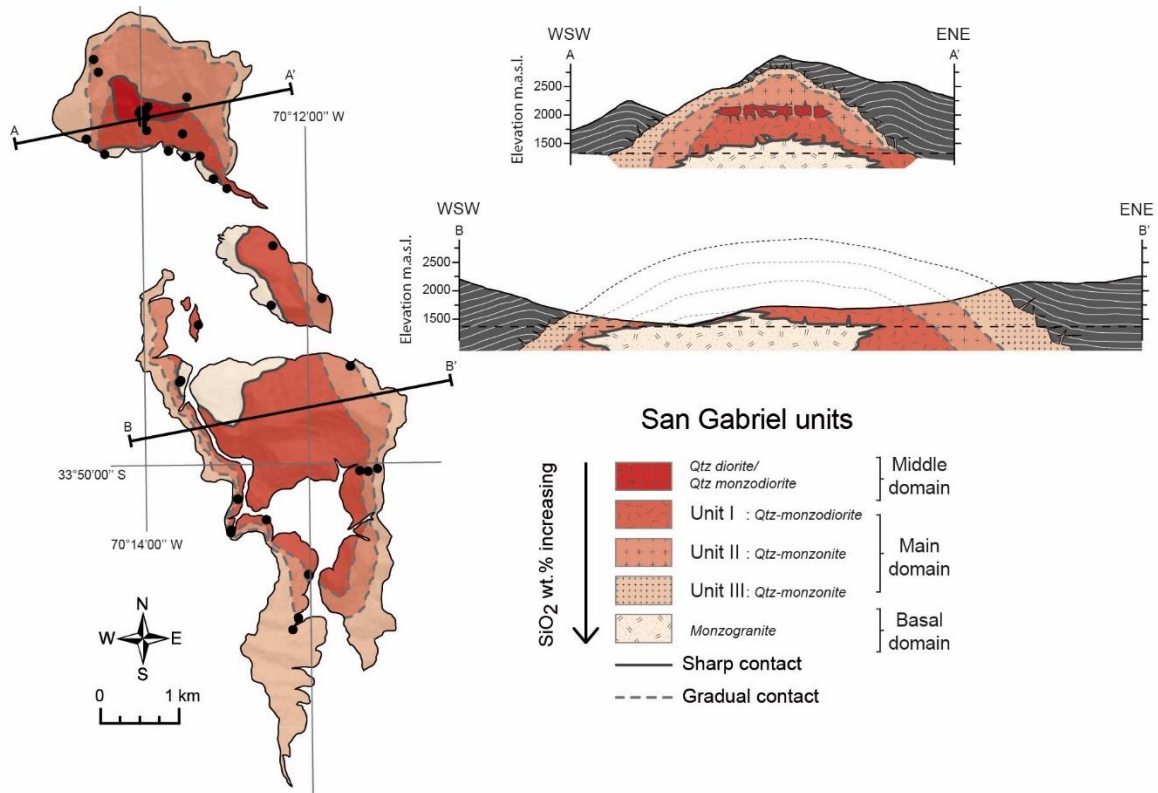


Figure 3: Lithological map and cross-sections of the San Gabriel pluton, showing the units defined in this study. Color scale indicate the silica content of each unit (red is the most mafic, whereas light pink is the most felsic). Black circles show the location of samples for

petrography and geochemistry analyses (coordinates of sample location are presented in the Table 2).

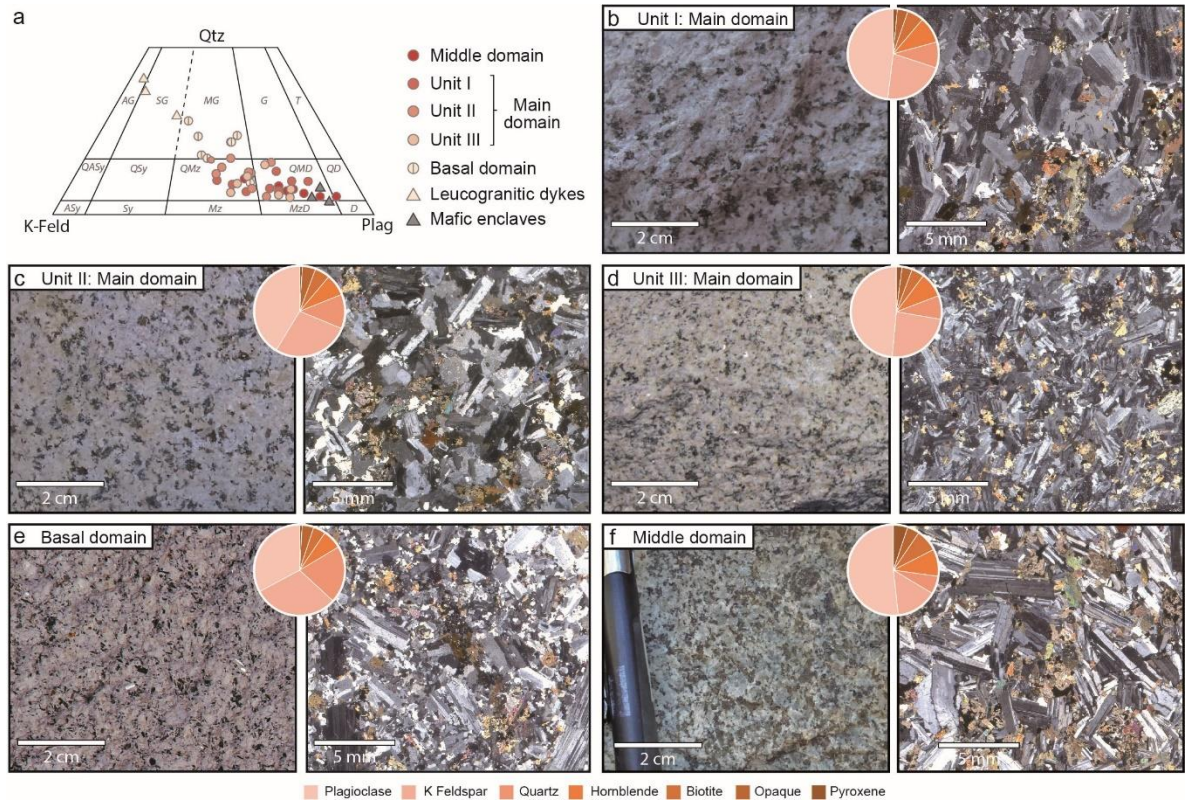


Figure 4: a) Modal mineral content of SGP and associated lithologies (Qtz: quartz; KFeld: K-feldspar; Plag: plagioclase). b-f) Field and microscope images (cross nichols light) of representative samples of the units vertically disposed in the cross section of the SGP. Pie charts show the representative modal content of major minerals (see legend of color in the lowest part of the figure).

Main domain: This domain makes up most of the pluton, encompassing the marginal and inner parts of the pluton. This domain is composed of three units, which are disposed concentrically with gradual contacts between them. Rocks of this domain show cumulate features in different degrees.

- Unit I corresponds to the inner part is composed by lithologies that vary from coarse-grained (above 5 mm crystals) and equigranular quartz-monzodiorite to quartz-monzogranite. The modal mineralogy includes euhedral plagioclase (40-55 %), subhedral to anhedral K-feldspar (15-25 %) and anhedral quartz

(7-12 %). The ferromagnesian phases are euhedral biotite (10-15 %), generally replacing hornblende (5-12 %). Hornblende is often present as clusters with biotite and Fe-Ti oxides, which are also present as inclusions within hornblende crystals.

- Unit II mainly corresponds to medium-grained quartz-monzogranite, composed by euhedral plagioclase (35-50 %), subhedral to anhedral K-feldspar (25-30 %) and anhedral quartz (10-15 %). Quartz and K-feldspar are mostly interstitial phases between plagioclase cumulate crystals. Ferromagnesian are mainly intergranular hornblende (4-11 %) altered to biotite (3-8 %) and actinolite with Fe-Ti oxide inclusions, normally forming clusters that sometimes fill the interstices between plagioclase crystals.
- The Unit III corresponds to the most external unit formed by the finest-grained rocks of the San Gabriel pluton (c. 2 mm crystals). It includes lithological variations from quartz-monzodiorite to quartz-monzogranite with plagioclase seriated textures. The modal mineralogy consists of euhedral plagioclase (40-55 %), subhedral to anhedral K-feldspar (18-30 %), filling interstices and as single crystals, and anhedral interstitial quartz (5-11 %). Unlike the other units of this domain, Unit III has higher hornblende modal contents (6-14 %), in detriment to the biotite content (5-8 %). Plagioclase are also present as phenocrysts (< 3 %) of up to 4 mm. Fe-Ti oxides mainly occur as interstitial phase and as dust in the amphiboles and altered pyroxenes.

Middle domain: This domain is recognized in the northern part (highest) of the San Gabriel pluton (Fig. 3) and is mainly composed by coarse grained quartz-monzodiorite and quartz-diorite,. It has higher color index compared to the Main domain, reaching up to 40 % of mafic minerals (hornblende + biotite + clinopyroxene + FeTi-oxides). Euhedral plagioclase (42-65 %), K-feldspar (10-15%) and anhedral quartz (5-8 %) are recognized. They commonly show cumulate textures, kink folds in plagioclase and ferromagnesian minerals filling interstices (Fig. 4b). The contact with rocks of the Main domain are mainly sharp although complex in the cross-cutting relationships. Centimetric to decimetric blocks of this domain are included in rocks of the Main Domain (Fig. 5a).

Basal domain: This domain occupies subhorizontal bodies (lens shape) in lower levels of the San Gabriel pluton (Fig. 3). It presents sharp, irregular contacts (Fig. 5b and 5c) and

complex cross-cutting relations with the surrounding rocks of Unit I and II of the Main domain. Interdentation of rocks of both domains are observed parallel to the contact. Textural evidences in the northern end of SGP suggest that the Basal domain intruded rocks of the Unit II of the Main domain (Fig. 5b and 5c). The Basal domain is composed by an amalgamation of medium-grained and porphyritic pink colored facies. Additionally, felsic dikes and pockets of porphyritic medium to fine grained monzogranite, showing sharp and diffuse contacts (Fig. 5a, 5b, 5c and 5d) were recognized. The modal mineralogy consists of medium to coarse euhedral plagioclase (20-40 %) and subhedral to anhedral K-feldspar (25-35 %) and quartz (15-25 %). K-feldspar, quartz and ferromagnesian minerals commonly form a crystalline fundamental mass surrounding plagioclase phenocrysts in dykes and pockets, Interstitial hornblende and K-feldspar are also observed.

Table 1: Representative modal mineralogy of the magmatic units of the San Gabriel pluton.

| | Basal Domain | Main domain | | | Middle domain |
|-------------|---------------------|--|-------------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|
| | | Unit I | Unit II | Unit III | |
| | <i>Monzogranite</i> | <i>Coarse-grained Qtz-monzodiorite</i> | <i>Medium-grained Qtz-monzonite</i> | <i>Fine-grained Qtz-monzonite</i> | <i>Qtz-diorite / Qtz-monzodiorite</i> |
| Plagioclase | 20-40 % | 40-55 % | 35-50 % | 40-55 % | 42-65 % |
| K-Feldspar | 25-35 % | 15-25 % | 25-30 % | 18-30 % | 10-15% |
| Quartz | 15-25 % | 7-12 % | 10-15 % | 5-11 % | 5-8 % |
| Biotite | 2.5-5.5 % | 3-8 % | 3-8 % | 5-8 % | 4-12 % |
| Amphibole | 6-9 % | 5-12 % | 4-11 % | 6-14 % | 6-12 % |
| Pyroxene | 0-2.5 % | 0-3 % | 0-2 % | 1-3 % | 3-8 % |
| Opauques | 2.5-5 % | 3.5-5 % | 4-5.5 % | 2-4 % | 3-6 % |

Internal structures

Aplitic leucogranitic dikes and pockets are preserved in San Gabriel pluton, varying from 0.5 to 10 cm width (Fig. 5c, 5d and 5e). Most of them are observed in the Basal Domain, but also in upper levels. Dikes are medium to fine-grained granites/leucogranites with biotite + hornblende + titanite + FeTi-oxides and include K-feldspar pegmatites (Fig. 5d). Subhorizontal and subvertical schlieren bandings are preserved in Unit I of the Main domain (Fig. 5e and 5f) and consist of biotite and amphibole crystals (locally imbricated) in the Qtz-monzodioritic facies. They vary in size between a few centimeters to decimeters, have asymmetrical (Fig. 5e) mafic crystal concentration toward one side (Fig. 5f) that resemble schlieren-bounded troughs, which are thought to be evidence of magmatic flow channels analogous to sedimentary bedforms (Paterson, 2009).

Mafic enclaves in San Gabriel pluton are preserved mainly distributed along horizontal layers at intermediate levels of the pluton, especially above the Middle Domain. These mafic enclaves coexist with blocks forming a magmatic breccia-like appearance (Fig. 5h). Mafic enclaves mainly consist in ferromagnesian-rich basalts to andesites which can be divided in two groups:

- (i) The first group is represented by sharp to gradual rounded-borders enclaves, containing plagioclase and hornblende (Fig. 5g). More than 40% of those mafic enclaves contain abundant plagioclase phenocrysts. Enclaves of this group are smaller (up to ~10 cm), coarser grained (up to medium-fine grain) and have lower color index compared with the second group.
- (ii) The second group consists of aphanitic to fine-porphyrific blocks of mafic xenoliths containing plagioclase and biotite and Fe-Ti oxides, exhibiting a reddish color (Fig. 5h). Their sizes varies from ~10 cm up to a couple of meters and locally have thin veins of leucocratic material.

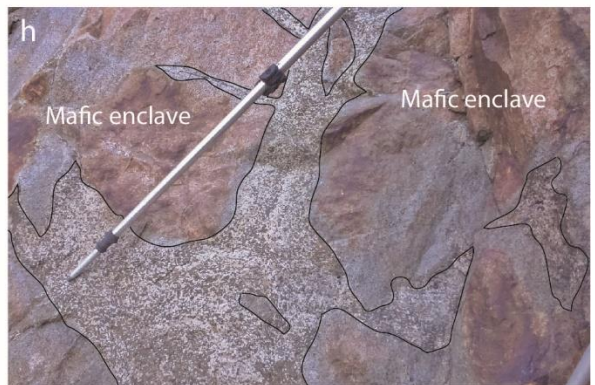
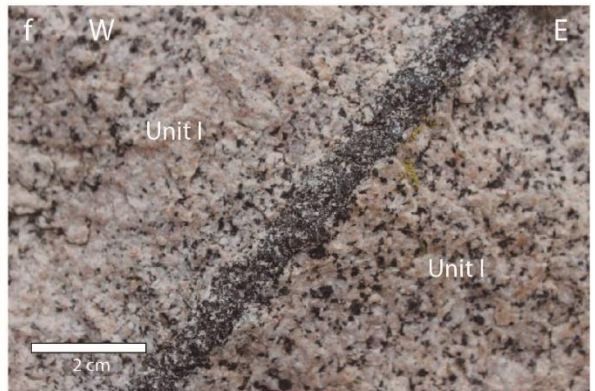
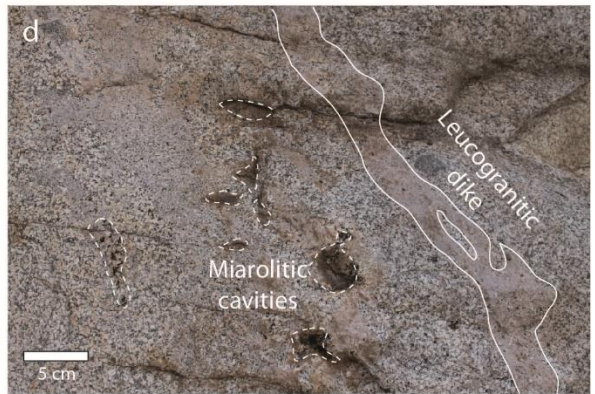
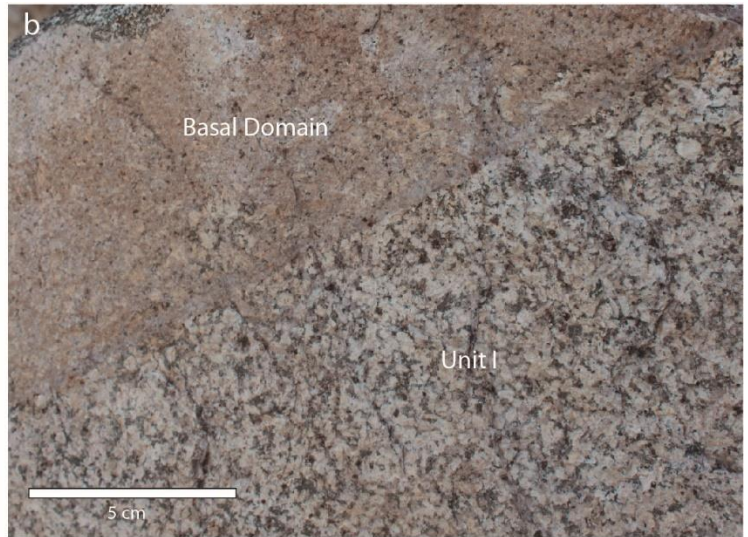


Figure 5: Field images of magmatic contacts and structures observed in the San Gabriel pluton. (a) Enclaves of the mafic coarse-grained lithology (Middle Domain) surrounded by a medium to fine grained unit (Unit II of the Main Domain), which are observed at the intermediate level of the SGP. (b) Magmatic contact between the Unit I of the Main Domain and the more felsic rocks of the Basal Domain. Porphyritic textures of the Basal Domain are recognized. (c-d) Leucogranitic dikes, similar to the rocks of the Basal Domain, intrude rocks of both the Main Domain (Unit II) and the Basal Domain. They commonly present pegmatitic K-feldspar and biotite plus anhedral quartz. Mirolitic cavities are marked in (d), which contain quartz and K-feldspar crystals and are spatially associated to leucogranitic dikes. (e) Schlieren banding disposed in a subhorizontal plane within the Unit I. (f) Schlieren band disposed within the Unit I, where a slight increasing content of the mafic phases is observed eastward. (g-h) Mafic enclaves observed in the Middle Domain.

WHOLE-ROCK GEOCHEMISTRY

Methods

30 samples were selected for elemental whole-rock composition analyses. Major and minor elements compositions were obtained by X-ray fluorescence (XRF) at the Institute of Geochemistry and Petrology of ETH Zürich. Additionally, trace element content of the whole-rock was determined with laser ablation – inductively coupled plasma – mass spectrometry (LA-ICP-MS), carrying out three measurements of 90 µm spot size per sample. LA-ICP-MS analyses were also executed at the Institute of Geochemistry and Petrology of ETH Zürich.

Major elements

The San Gabriel pluton have a wide and continuous compositional range, from 52 wt.% to 68 wt.% SiO₂ on the anhydrous basis (with the exception of two leucogranitic dikes that have ~75 wt.% SiO₂; Table 2; Fig. 6). All the studied rocks appear to be cogenetic, as it is inferred from the PER (Pearce Element Ratio) diagram (Fig. X). We use Ni as conservative element because of the small amount (if any) of mafic phases as phenocrysts or cumulates. Rocks of the Middle Domain are the most mafic with 52-55 wt.% SiO₂, Unit I rocks of the Main Domain have 57-64 wt.% SiO₂, Unit II and III rocks have 56-60 wt.% SiO₂ and rocks of the Basal domain have 64-68 wt.% SiO₂. Al₂O₃, TiO₂, FeO_t, MgO, CaO and P₂O₅ tend to

decrease linearly with silica content, whereas K_2O content tend to increase linearly with the silica abundance. The Na_2O contents show trend that differs from the other elements, varying according to the magmatic unit: it tends to increase with silica content for Middle Domain rocks, units II, III rocks of the Main domain and decrease for Basal Domain rocks and leucogranitic dikes, exhibiting an inflection point at around 63 wt.% SiO_2 .

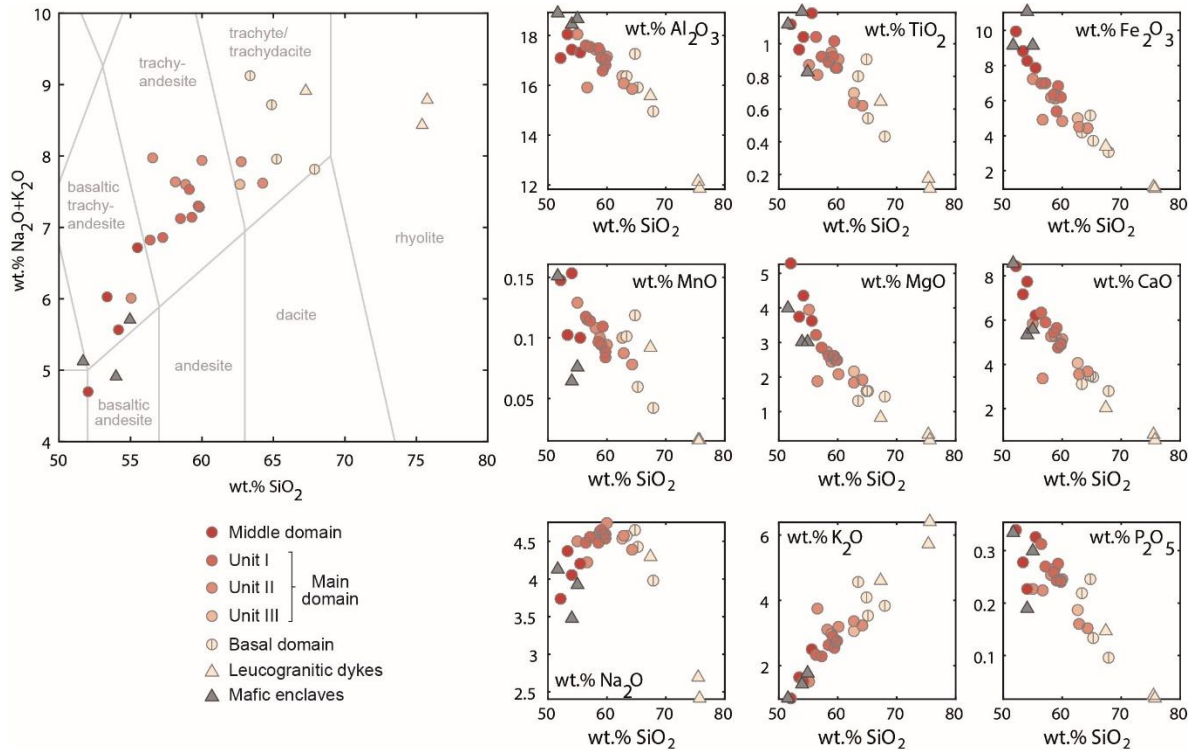


Figure 6. A) The TAS diagram shows alkaline affinity for most of the analyzed samples. B) Geochemical major elements variations of the San Gabriel pluton units and associated rocks (mafic enclaves and leucocratic dikes). The patterns show nearly linear trends, with the exception of Na_2O .

Trace elements

Rock of magmatic domains show well-defined patterns in whole-rock trace elements content (Table 2; Fig. 7). Sr content show a decrease as SiO_2 content increases, whereas Rb content increases with SiO_2 content. An inflection point around 61 wt.% SiO_2 is observed in Rb and Zr trends, showing a difference between rocks of Middle domain, Unit I and Unit III and rocks of Unit II and Basal domain, which exhibit lower trend slope (Fig. 7).

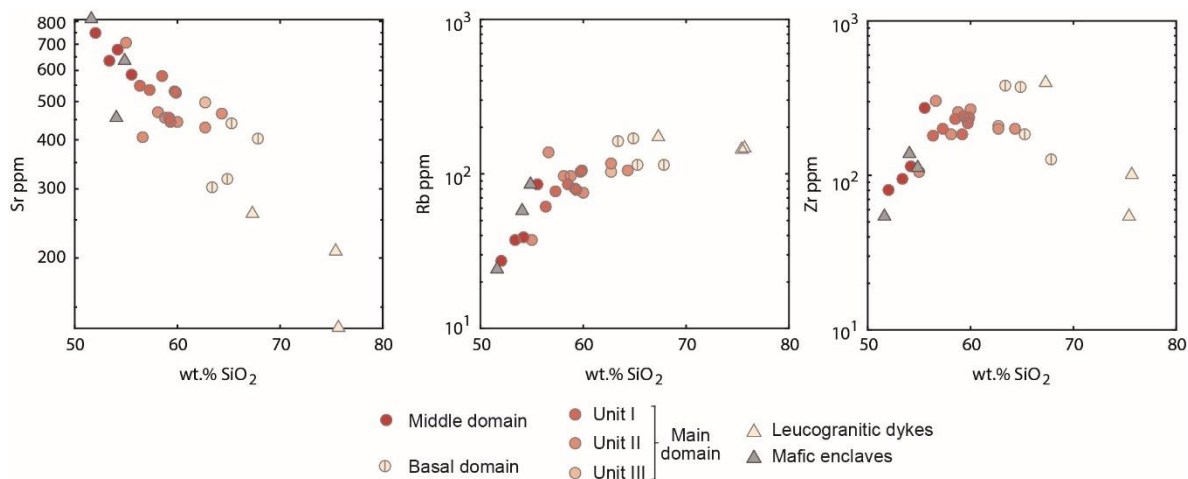


Figure 7: Geochemical trace elements variations of the San Gabriel pluton units and associated rocks (mafic enclaves and leucocratic dikes). Trends indicate fractional crystallization. Solid (cumulate) counterparts are not observed in the San Gabriel pluton.

U-Pb ZIRCON GEOCHRONOLOGY

Analytical Procedures

20 representative samples from all of recognized domains (Fig. 3) were selected for geochronological analysis based on U-Pb on zircons through *Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS). Zircons were separated by routine procedures of mechanical separation methods (Gemini table), magnetic separation and decantation in heavy liquids, both in the sampling and mineral separation laboratory of the Geology Department of the University of Chile, Chile, and the Institute of Geochemistry and Petrology of ETH Zurich, Switzerland. Zircons were mounted in epoxy resin and then polished, considering about 60 crystals per sample. Crystals were characterized by cathodoluminescence imaging, obtained by a SEM Quanta 200S (10 kV) in the Microscopy Laboratory of the Institute of Geochemistry and Petrology of ETH Zurich, Switzerland.

Zircon dating were performed in the Isotope Geochemistry and Cosmochemistry Laboratory of the ETH Zurich, Switzerland. An ASI (Resonetics) Resolution S115 laser ablation system was used with 193 nm of wavelength and $\sim 2 \text{ J/cm}^2$ fluence. Ablation duration was 40s, with a repetition rate of 5 Hz and gas carrier compound 100% He and 0.7 l/min flows. The laser system was connected to a Thermo Element XR Sector-field single collector ICP-MS (1400-1550 W).

Zircon data were obtained from about 60 spots per samples, with a size of 30 μm and $\sim 16 \mu\text{m}$ depth (0.08 each pulse) (Fig. 8a). Standardization and drift-corrections for zircons dates were applied with a GJ-1 and 91500 standards, whereas the NIST SRM 610 standard was utilized for zircon composition. Data reduction and drift-correction were carried out by using Iolite v2.5 (Paton et al. 2011).

Ages and error calculations were carried out with Isoplot 4.15 (Ludwig, 2008), by using a weighted mean based on the uncertainty (2σ). Spots with clear Pb-loss were disregarded. The method utilized in this study allows obtaining uncertainties up to 1% 2σ (Guillong et al., 2016; Sliwinski et al., 2017), representing an approach to determine cooling patterns within 10 Ma plutons, if differences are lower than 200 ka (Gutiérrez et al., 2018).

Results: U-Pb Zircon dates and cooling lifetime

Zircon dates of all samples show weighted means of 12.82 ± 0.19 Ma, exhibiting a gaussian distribution ($N=1743$) and a significative dispersion with $\text{MSDW}=4.3$. Individual samples ages vary between 12.41 ± 0.20 and 13.57 ± 0.23 Ma. Mostly sample ages are well cohesive, as indicated in the concordia diagrams (Supplementary Material X), and no important Pb-loss were recognized. Measured ages obtained from individual spots are younger than 30 Ma.

Table 2: Geochronological data of the San Gabriel pluton.

| LA-ICP-MS Zircon Data | | | | | | | | | |
|--|---------------|---------|---------|---------|---------------------|---------|---------|---------|---------|
| Unit | Middle Domain | | | | Main Domain: Unit I | | | | |
| Sample | SG2313 | SG1903 | SG2310 | SG2102 | SG0104 | SG2401 | SG1301 | SG1501 | SG0702 |
| <i>N</i> | 6261968 | 6252766 | 6262303 | 6254446 | 6255021 | 6257529 | 6260878 | 6253607 | 6259800 |
| <i>E</i> | 385906 | 388770 | 385756 | 387504 | 387622 | 389740 | 387417 | 388953 | 388280 |
| <i>H m.a.s.l.</i> | 1600 | 1747 | 1819 | 1506 | 1551 | 1512 | 1304 | 1497 | 1410 |
| <i>Age data</i> | | | | | | | | | |
| $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ age (Ma)(*) | 12.41 | 12.63 | 12.92 | 12.85 | 12.65 | 12.82 | 12.67 | 12.76 | 13.23 |
| $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ relative error (2σ) | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.09 | 0.06 | 0.06 | 0.09 |
| $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ absolute error* (2σ Ma) | 0.20 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.20 | 0.20 | 0.22 |
| MSWD | 3.80 | 3.00 | 2.80 | 2.10 | 5.40 | 3.20 | 1.80 | 1.01 | 3.40 |
| N points | 160 | 63 | 72 | 82 | 136 | 78 | 91 | 49 | 61 |

(*) Promedio ponderado.

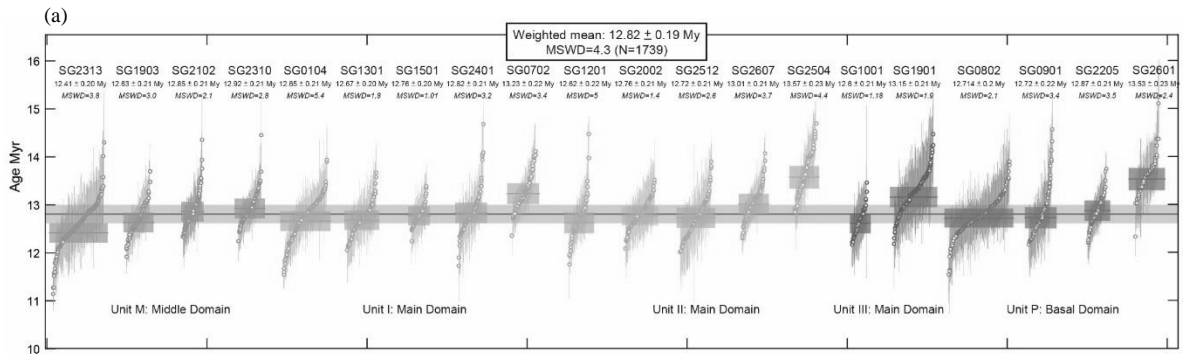
Table 2: Continuation.

| LA-ICP-MS Zircon Data | | |
|-----------------------|-----------------------|--------------|
| Main Domain: Unit II | Main Domain: Unit III | Basal Domain |

| SG1201 | SG2512 | SG2002 | SG2607 | SG2504 | SG1001 | SG1901 | SG0802 | SG0901 | SG2205 | SG2601 |
|-----------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 6263070 | 6262596 | 6262432 | 6258806 | 6261905 | 6261804 | 6252791 | 6261518 | 6261582 | 6257254 | 6258674 |
| 384990 | 386659 | 385923 | 389208 | 386579 | 384765 | 388762 | 385110 | 386309 | 386545 | 388247 |
| 1860 | 2128 | 2126 | 1802 | 1627 | 1299 | 1662 | 1280 | 1406 | 1428 | 1475 |
| <i>Age data</i> | | | | | | | | | | |
| 12.62 | 12.72 | 12.76 | 13.01 | 13.57 | 12.60 | 13.15 | 12.71 | 12.72 | 12.87 | 13.53 |
| 0.11 | 0.08 | 0.06 | 0.08 | 0.12 | 0.08 | 0.08 | 0.05 | 0.11 | 0.09 | 0.11 |
| 0.22 | 0.21 | 0.20 | 0.21 | 0.23 | 0.21 | 0.21 | 0.20 | 0.22 | 0.21 | 0.23 |
| 5.00 | 2.60 | 1.40 | 3.70 | 4.40 | 1.18 | 1.90 | 2.10 | 3.40 | 3.50 | 2.40 |
| 63 | 99 | 91 | 73 | 64 | 48 | 124 | 191 | 74 | 58 | 59 |

Zircon dates of individual samples show variable dispersions, with MSWD values between 1.01 and 3.8, although sample SG0104, which belongs to the Unit I in the Main Domain and presents the coarser zircon crystals, has a MSWD of 5.4 (Figure 8). The zircon dates suggest a continuous zircon crystallization across the pluton. The difference between the maximum and minimum ages, considering the major and lower 2σ limit of confidence, a maximum lifetime of 1.56 Ma is inferred for the crystallization of the magma reservoir.

The weighted ages are similar for all the samples, where most of them overlap with the global mean and confidence interval (12.82 ± 0.19 Ma), with samples SG07, SG2504 and SG2601 as exceptions. Those samples, with older ages than the global mean age, are located at the eastern side of the pluton, which could mean that portion represents early pluton stages.



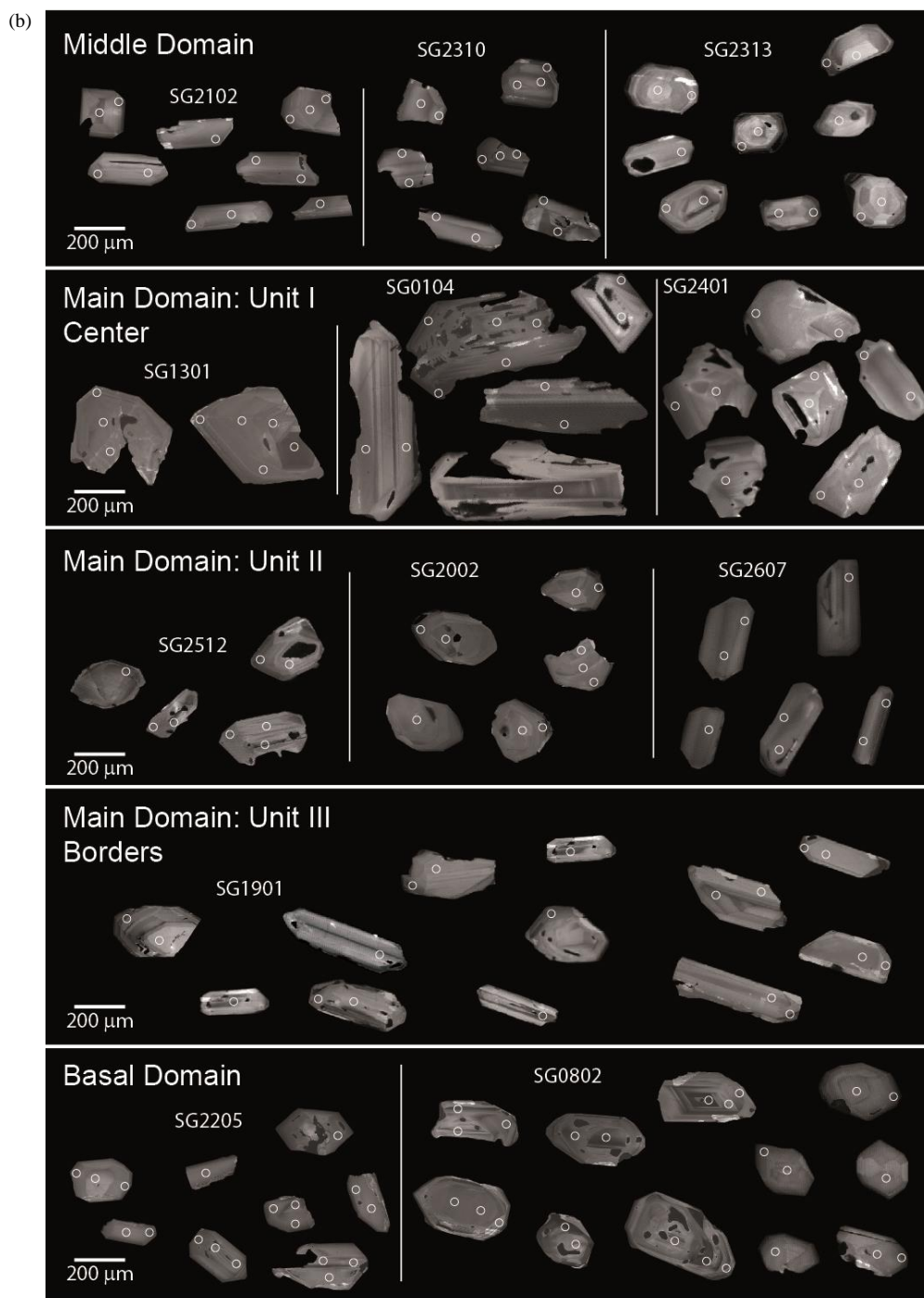


Figure 8. (a) U-Pb zircon dates of San Gabriel pluton, showing the weighed mean ages and the individual spot ages. Rectangle on each sample represents the 2σ interval confidence. The whole weighted mean of all measurements and the 2σ interval confidence is shown by the rectangle and line covering the samples. (b) Cathodoluminescence images of zircon crystals, grouped according to magmatic units. Zircons from Unit I in the Main Domain are coarser than those from the rest of the units. White circles correspond to the laser ablation spots (30 μm diameter).

IDENTIFYING CRYSTAL ACCUMULATION AND SEGREGATED MELTS IN SAN GABRIEL PLUTON

Trace element variability in plutons has been a widely used tool to reproduce residual melts segregation processes and identify the solid-rich cumulate from which melts were extracted (Deering y Bachmann, 2010; Lee y Bachmann, 2014). However, the interpretations of trace element signatures in felsic cumulates is not always clear because of the partition coefficient variations with respect to the phase crystallization sequence (Gelman et al., 2014) and the limited melt extraction efficiency due to crystallinity (see Dufek y Bachmann, 2010)

In this section, we analyze the variation in Rb and Sr content in the San Gabriel pluton, which are elements highly sensitive to the crystallization of plagioclase, the more abundant mineral phase that seems to control the crystallization sequence of the pluton. The Sr and Rb contents in San Gabriel pluton show a steeply pattern in a Rb vs. Sr diagram for samples with less than 61-63 wt.% of SiO₂, whereas more silicic samples from Basal domain and leucogranitic dikes present a less steep pattern (Fig. 9a). The geochemical inflection observed at Rb/Sr=0.5 could be interpreted as the change between a cumulate trend (steep) and an extracted residual melt trend (less steep).

To assess the Rb and Sr behavior during the segregation of residual melts and the associated cumulate, we use the approach of Gelman et al. (2014) and assume the SGP as a closed system. We consider a bulk composition of the original magma as intermediate, represented by sample SG0702 with ~60 wt.% of SiO₂ from the Unit I, close to the eastern border of the pluton. The modal crystallization sequence was constrained by using Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012) and considering a pressure of 1.5 kbar, oxygen fugacities of QFM+2 and a water content of 4 wt.%, which are conditions similar to those recorded in the neighboring Miocene La Gloria pluton. From the simulated crystallization sequence and crystallinity, we calculate the bulk partition coefficients from the expression

$$D_i = \sum_{j=1}^N x_j \cdot (K_d)_j^i$$

Where N is the total number of crystallized phases, x_j is the j phase molar fraction and $(K_d)_j^i$ is partition coefficient of element i in the j phase. The values of $(K_d)_i^j$ we use were obtained from the literature (Supplementary Material X). We use constant bulk partition

coefficients for Rb ($D_{Rb} = 0.3$) and Sr ($D_{Sr} = 6.0$) because they are the expected values in the interval of optimal crystallinity window for interstitial melts extraction (~0.6; Dufek and Bachmann, 2010).

Our results show that Rb and Sr distribution between melt and solid phases during fractionation (Fig. 9b) indicates that the patterns observed in most of the SGP samples represent the cumulate counterpart of extracted melt equivalent to the composition of Unit I of the Main Domain. According to our simulations, the Rb/Sr ratio in the cumulate tends to decrease as the extracted melt fraction increases, because the compatibility behavior of Sr. The analysis shows that a wide range values of extracted melt fraction is expected to reproduce the compositions of the SGP, after remobilization of up to ~50 vol.% of the interstitial melts (Fig. 9b). Additionally, the more silicic compositions of the SGP, which were recorded in Basal Domain and leucogranitic dikes, can be reproduced by the liquid line of descent after higher amounts of extracted interstitial melts (up to 80 vol.%). Nonetheless, these results must be interpreted with caution and some limitations should be considered. Using Rb and Sr to analyze their partition between solids and melts in a crystallizing magma is useful when plagioclase is the major fractionating phase as it is suggested by major elements and mineralogical record. However, mobility of Rb, especially in presence of volatiles, may alter the pattern registered in rocks. This study aims to show a suitable case where the calculated differences in trace elements between cumulate and extracted residual silicic melts are consistent with the first-order observations and textural features of the pluton.

These results suggest that a mixture of cumulate solids and evolved interstitial melts composes most of the San Gabriel intermediate and mafic units. This hypothesis is tested by simulating the major elements contents of melts and residual solids during the equilibrium crystallization of the proposed parental magma (SG0702) by using rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012) under diverse pressure and water contents (1 kbar, 1.5 kbar, 2 kbar and 1, 2, 4 wt.% H₂O; see Supplementary Materials). Results show that changes in the mentioned physical conditions do not significantly affect the simulated crystallinities, and the calculated melt and solid compositions (see Supplementary Materials). This analysis assumes that the crystallizing magma contains solids and residual melts partially or totally unmixed after a critical crystallinity value for melt segregation is reached (Dufek y Bachmann, 2010; Bachmann y Huber, 2018).

Most of major element content of samples from San Gabriel pluton show a linear trend with silica content, easily reproduced by unmixing processes with different degree. However, Na₂O content is the exception, showing a peak close to 60 wt.% SiO₂ (Fig. 6). Simulation results are consistent with the interpretation of San Gabriel pluton as an amalgamation of crystalline magmas with cumulate geochemical signatures (cumulate line of descent) and residual segregated melts (Fig. 9c). This analysis explains that sample compositions could either represent melt-depleted magma, which is generated after partial extraction of residual melt (cumulate strictly sense) or solid-depleted magma, which could represent extracted crystal-poor melts. Based on the location of the compositions with respect to the parental magma, a volume fraction of extracted melt or cumulate crystals can be calculated following the tie-line of solid and melt compositions in equilibrium, when the critical crystallinity is reached.

The analyses of critical crystallinities indicate that rocks of the Middle Domain would represent melt-depleted (crystal-rich) magmas generated by extracting up to a 50% of the total volume of residual melts when the magma reached a crystallinity between 10 and 30%, giving a strong-cumulate signature (Fig. 9d and 10a). Rocks of Units I, II and III of the Main Domain would represent cumulates with small amounts of interstitial melts (<20%) and formed in a wide spectrum of critical crystallinity (Fig. 9d and 10a). The felsic Basal domain and leucogranitic dykes would represent residual melts (crystal-depleted) redistributed after extraction of a 50 vol.% from a mush under crystallinities of 40-50%, in the case of the Basal domain and 60%, in the case of leucogranites (Fig. 9d and 10a). The major and trace elements content of mafic enclaves is coincident with the most mafic domain of the San Gabriel pluton (Figure 6 and 7) and could be interpreted as a restitic cumulate.

There are correlations between our modelling results and petrographic features of the rocks of SGP. The most mafic sample of the Middle Domain presents a cumulate texture of euhedral plagioclase crystals (Fig. 4f), whereas the most differentiated samples in the Basal Domain presents inequigranular texture with abundant anhedral crystals (Fig. 4e) of nearly eutectic crystallization. However, it is necessary to keep in mind that the calculated volume of melt extraction could be masked by the limitations of rhyolite-MELTS modeling of Na₂O or other elements in wet calc-alkaline magmas. Additionally, the effects of crystallization of solid solution phases could change the composition of the cumulate counterpart, especially when the thermodynamic equilibrium is partially reached.

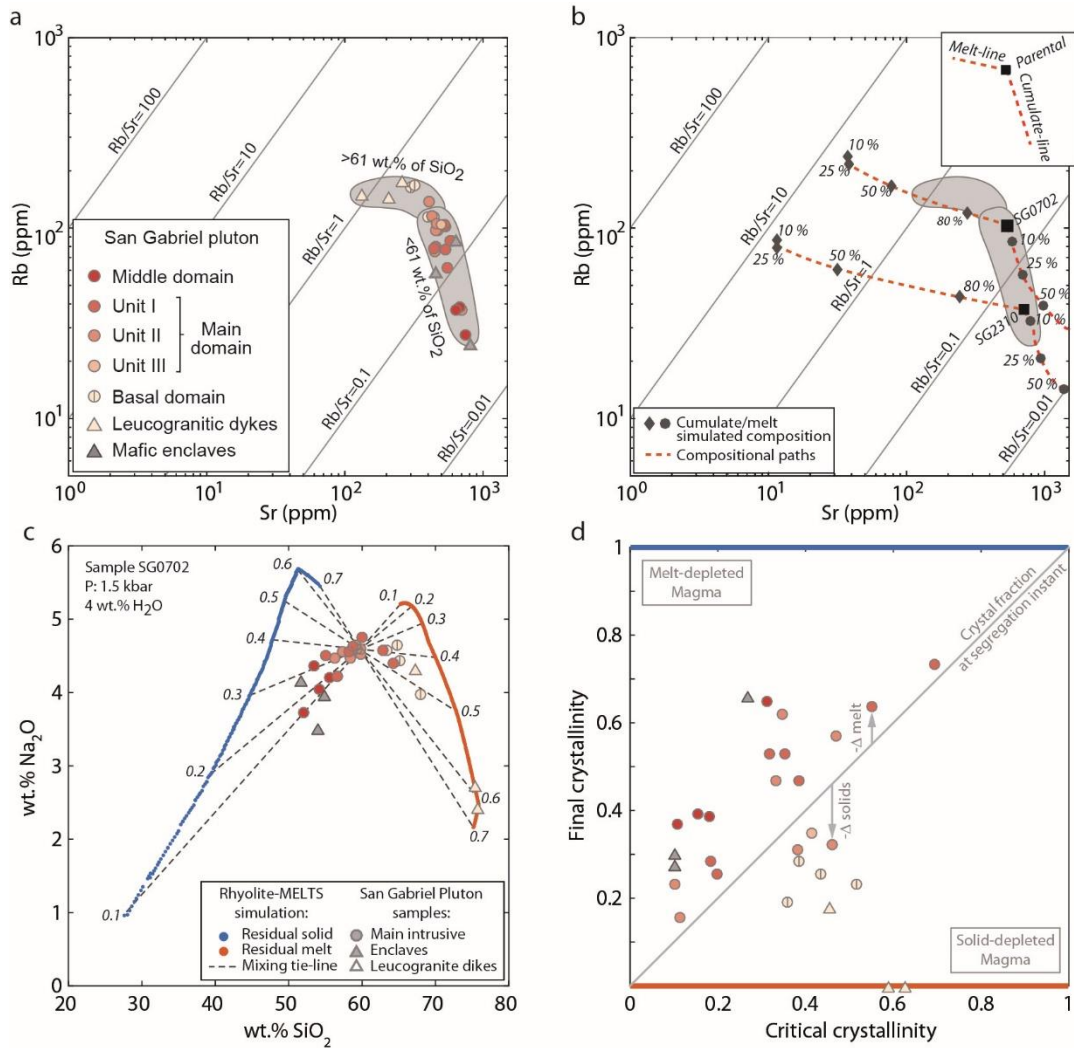


Figure 9: Geochemical modeling of the compositional variation of San Gabriel pluton (symbology for SGP samples is the same as Figure 5). (a) Rb versus Sr content of San Gabriel pluton. (b) Rb and Sr behavior modelling following the formulation of Gelman et al. (2014) to track the trace element partition in a crystallizing magma. Black squares represent the starting points of intermediate (SG0702, ~60 wt.% SiO_2) and basaltic magma (SG2310, ~52 wt.% SiO_2) of San Gabriel pluton. Percentages represent the total amount of extracted interstitial melts. (c) Simulation of Na_2O content in solid and melt counterparts (in equilibrium) during the crystallization of a magma with the bulk composition of the intermediate samples of SGP, obtained through thermodynamics simulations by using rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012). Dashed lines connect the solid and melt composition for diverse crystal fractions (numbers in italics). (d) Crystal content of the San Gabriel pluton units after segregation (final crystallinity) compared to the crystal content just before the segregation occurs (critical crystallinity) inferred from thermodynamical simulations.

ASSEMBLING THE SAN GABRIEL PLUTON: INTERPRETATION FROM THE FIELD AND COMPOSITIONAL OBSERVATIONS

Observations on the spatial distribution of textural and compositional plutonic facies in shallow plutons have been interpreted as a record of magma mixing during an incremental assemblage (Michel et al., 2008; Farina et al., 2010; Eddy et al., 2016). Under this scenario, each magmatic domain would represent an individual magma batch, which was preserved because of limited compositional homogenization of the reservoir. This implies that most magmatic differentiation occurred at deeper levels of the reservoir itself. However, based on the U-Pb zircon dates, field and geochemical evidence presented here, we interpret that the SGP represents a magma reservoir where significant magma differentiation took place *onsite* although some injections accompanied with injections into the reservoir from deeper levels of the reservoir are not ruled out, particularly during the Basal Domain formation (Fig. 10). The textural and compositional variability in the SGP could be interpreted as in-situ crystallization and subsequent magma redistribution giving rise to cumulate signatures and the observed magmatic structures. Additionally, the expected rheological contrasts of Main Domain magmas, given by differences in crystal contents, could explain the observed xenolith accumulation. (Fig. 5). This could indicate contrasting rheological domains probably due to the existence of an upper convective magma and an underlying crystal-rich and more rigid magma (stage II in Fig. 10b).

The differentiated magmas of the Basal Domain appear to be formed by accumulation of residual melts extracted from deeper levels of the SGP reservoir, leaving an unexposed cumulate zone (Fig. 10b), although a derivation from the magmatic source is not ruled out. Cumulate zones observed in Unit I and Middle domain were probably formed after remobilization of silicic melts, as it was suggested from geochemical modelling (Fig 9).

In summary, the internal compositional and textural variations clearly observed in the SGP, could be a consequence of melt extraction and redistribution in shallow conditions and diverse rheological situations. It is interesting to note that the silicic melt redistribution within the SGP occurred during a late and nearly non-convective stage of the reservoir, allowing the preservation of the textural and compositional distinction of the magmatic domains. However, internal flows and magmatic self-reworking of previous crystallized zones (magmatic erosion) of intermediate parental magma could have taken place to some extent, to explain the complexity of the contacts between the different domains of the SGP.

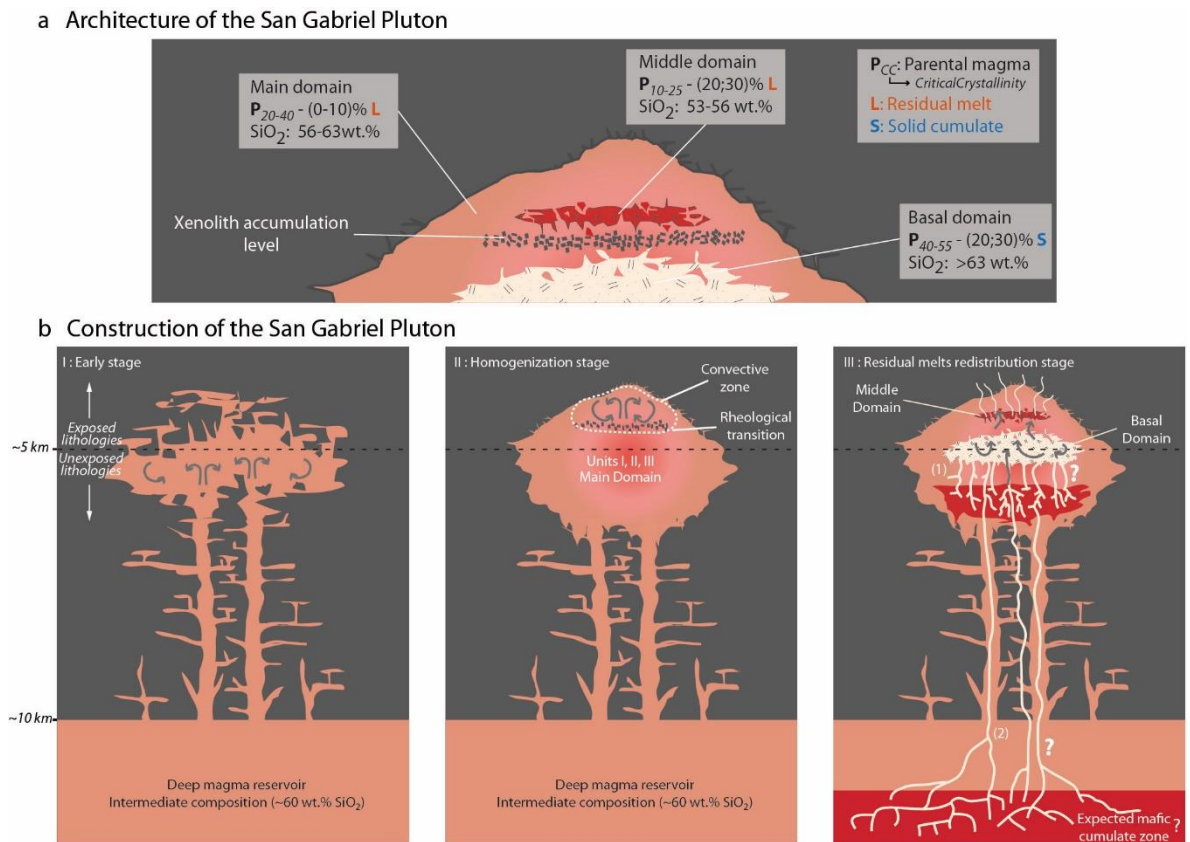


Figure 10: (a) Sketch of the spatial distribution of the magmatic domains of the SGP. The boxes show the solid-liquid segregation (unmixing) for each magmatic domain as the percentage of liquid or solid (L or S) removed from the parental magma (P) at a given crystallinity (critical crystallinity in Figure 7d). (b) Conceptual model proposed for the construction of the SGP in three stages: I. Early stage of the construction of the pluton by initial injections of magma with intermediate composition and subsequent convection. II. Stage of partial homogenization after convection and initial stage of residual melt extraction giving rise to the Main Domain compositions. III. Stage of intensive residual melt redistribution stage when the cumulate Middle Domain is formed. In this stage a rather non-convective system is formed, although the reservoir would have enough magma to flow and rework the forming units, giving rise to the observed complex cross-cutting relationship between them. Residual melts from a deeper level of the magmatic system are upward redistributed and accumulated to form the Basal Domain. The horizontal dashed line indicates the lowest level of SGP exposures.

Similar processes of residual melt extraction and redistribution and subsequent generation of cumulate zones were inferred in la La Gloria pluton (Mahood y Cornejo, 1992; Cornejo y Mahood, 1997; Gutiérrez et al., 2013; Payacán et al., 2014; Aravena et al., 2017), a neighboring Miocene body located northward the SGP. However, La Gloria pluton is much more homogeneous in texture and composition (61-65 wt.% SiO₂) and no internal contacts and well-defined cumulate graveyards have been observed (Cornejo and Mahood, 1997). This could indicate that the residual melt segregation was more efficient in the SGP, although not necessarily in term the volume of silicic magmas production.

CONCLUSIONS

We propose that the San Gabriel pluton represents a single pulse event at shallow level composed of cumulate facies and differentiated rocks as a result of residual melts extractions and subsequent redistribution and accumulation within the reservoir. Three lithological domains were identified: Main, Middle and Basal domain. The cumulate character has been identified in two of the three magmatic lithological domains of the SGP: the Main Domain with slight inward progress of SiO₂ content (increasing from inner parts toward the borders, <20 vol. % of extracted melt), and the Middle Domain with middle coarse-grained rocks with strong cumulate signature (up to ~50 vol.% melt extraction). Felsic rocks form part of the Basal domain, which would represent the residual felsic melt extracted and redistributed from the cumulate rocks. All the magmatic domains of the San Gabriel pluton seem to have been generated from the same cumulate line of descent in which compositional domains are explained by crystal concentration, melt remobilization, accumulation and differentiation in the upper crust.

ACKNOWLEDGMENTS

This research has been developed by Chilean National Commission for Science and Technology (CONICYT) projects [FONDECYT #1180577, REDES #150063] and the Fund for Publication Developments project [PEP I-2019071] granted by Universidad Mayor - Vicerrectoría de Investigación. I. Payacán was supported by the CONICYT doctoral grant [PFCHA-CONICYT #21151102]. O. Bachmann were supported by the Swiss National Science Foundation [grant #200021_155923].

REFERENCES

- Adriazola, A., Stockhert, B., 2010. Cooling histories and deformation of plutonic rocks along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Southern Chile (41°-42° 15'S). *Andean Geology* 35, 39–61. <https://doi.org/dx.doi.org/10.4067/S0716-02082008000100002>
- Aguirre, L., Calderón, S., Vergara, M., Oliveros, V., Morata, D., Belmar, M., 2009. Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile central. XII Congreso Geológico Chileno. S8_001.
- Aharonov, E., Whitehead, J.A., Kelemen, P.B., Spiegelman, M., 1995. Channeling instability of upwelling melt in the mantle. *Journal of Geophysical Research* 100, 20433–20450. <https://doi.org/10.1029/95jb01307>
- Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K.R., Muñoz, J.A., Roca, E., Chong, G., 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology* 30, 1520–1539. <https://doi.org/doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.005>
- Anderson, E.M., 1937. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes, and caldron-subsidences. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh* 56, 128–157. <https://doi.org/doi.org/10.1017/S0370164600014954>
- Annen, C., 2011. Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation , thermal aureole dimensions and plutonism – volcanism relationships. *Tectonophysics* 500, 3–10. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.010>
- Annen, C., 2009. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters* 284, 409–416. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.006>
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2006a. The sources of granitic melt in Deep Hot Zones. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 97, 297–309. <https://doi.org/10.1017/S0263593300001462>
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., Gene, D.E., 2006b. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology* 47, 505–539. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi084>
- Aravena, A., Gutiérrez, F.J., Parada, M.A., Payacán, Bachmann, O., Poblete, F., 2017. Compositional zonation of the shallow La Gloria pluton (Central Chile) by late-stage extraction/redistribution of residual melts by channelization: Numerical modeling. *Lithos* 284–285, 578–587. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.05.013>
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., Kausel, E., 2010. The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics* 29, TC2007. <https://doi.org/10.1029/2008tc002427>
- Arriagada, C., Ferrando, R., Córdova, L., Morata, D., Roperch, P., 2013. The Maipo Orocline: a first scale structural feature in the Miocene to Recent geodynamic evolution in the central Chilean Andes. *Andean Geology* 40, 419–437. <https://doi.org/dx.doi.org/10.5027/andgeoV40n3-a02>

- Arth, J.G., 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes—a summary of theoretical models and their applications. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* 4, 41–47.
- Aubry, M., Couvering, J.A. Van, Christie-blick, N., Landing, E., Pratt, B.R., Owen, D.E., Ferrusquía-villafranca, I., 2009. Terminology of geological time : Establishment of a community standard. *Stratigraphy* 6, 100–105.
- Bachl, C.A., Miller, C.F., Miller, J.S., Faulds, J.E., 2001. Construction of a pluton: Evidence from an exposed cross section of the Searchlight pluton, Eldorado Mountains, Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 113, 1213–1228. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1213:COAPEF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1213:COAPEF>2.0.CO;2)
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2008. Rhyolites and their Source Mushes across Tectonic Settings. *Journal of Petrology* 49, 2277–2285. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn068>
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology* 45, 1565–1582. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh019>
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2003. Rejuvenation of the Fish Canyon magma body : A window into the evolution of large-volume silicic magma systems. *Geology* 31, 789–792. <https://doi.org/doi.org/10.1093/petrology/43.8.1469>
- Bachmann, O., Dungan, M.A., Bussy, F., 2005. Insights into shallow magmatic processes in large silicic magma bodies: the trace element record in the Fish Canyon magma body, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149, 338–349. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0653-z>
- Bachmann, O., Huber, C., 2018. The Inner Workings of Crustal Distillation Columns; the Physical Mechanisms and Rates Controlling Phase Separation in Silicic Magma Reservoirs. *Journal of Petrology* 60, 3–18. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy103>
- Bachmann, O., Huber, C., 2016. Silicic magma reservoirs in the Earth’s crust. *American Mineralogist* 101, 2377–2404. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5675>
- Bachmann, O., Miller, C.F., de Silva, S.L., 2007. The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.08.002>
- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* 80, 155–177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.010>
- Barnes, C.G., Coint, N., Yoshinobu, A., 2016. Crystal accumulation in a tilted arc batholith. *American Mineralogist* 101, 1719–1734. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5404>
- Bartley, J.M., Glazner, A.F., Mahan, K.H., 2012. Formation of pluton roofs, floors, and walls by crack opening at Split mountain, Sierra Nevada, California. *Geosphere* 8, 1086–1103. <https://doi.org/10.1130/GES00722.1>
- Bateman, R., 1984. On the role of diapirism in the, segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics* 110, 211–231.

[https://doi.org/doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90262-2](https://doi.org/doi.org/10.1016/0040-1951(84)90262-2)

- Beard, J.S., Ragland, P.C., Crawford, M.L., 2005. Reactive bulk assimilation: A model for crust-mantle mixing in silicic magmas. *Geology* 33, 681–684. <https://doi.org/10.1130/G21470.1>
- Benn, K., Odonne, F., de Saint Blanquat, M., 1998. Pluton emplacement during transpression in brittle crust: New views from analogue experiments. *Geology* 26, 1079–1082. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<1079:PEDTIB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<1079:PEDTIB>2.3.CO;2)
- Bergantz, G.W., 2000. On the dynamics of magma mixing by reintrusion: Implications for pluton assembly processes. *Journal of Structural Geology* 22, 1297–1309. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00053-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00053-5)
- Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 1992. Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy. *Journal of Petrology* 33, 1039–1104. <https://doi.org/10.1093/petrology/33.5.1039>
- Boummane, M.H., Olivier, P., 2007. The Oulad Ouaslam Variscan granitic pluton (Jebilets Massif, Southwestern Moroccan Meseta): A forcibly emplaced laccolithic intrusion characterized by its magnetic and magmatic fabrics. *Journal of African Earth Sciences* 47, 49–61. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.10.004>
- 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, e2019TC005825.
- Brahm, R., Parada, M.A., Morgado, E., Contreras, C., McGee, L.E., 2018. Origin of Holocene trachyte lavas of the Quetrupillán volcanic complex, Chile: Examples of residual melts in a rejuvenated crystalline mush reservoir. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 357, 163–176. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.020>
- Brown, M., 2007. Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society* 164, 709–730. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-171>
- Brown, M., Solar, G., 1998a. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology* 20, 211–227. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00068-0](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00068-0)
- Brown, M., Solar, G.S., 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: A syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics* 312, 1–33. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00169-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00169-9)
- Brown, M., Solar, G.S., 1998b. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology* 20, 1365–1393. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00074-1](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00074-1)
- 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, 213–227. <https://doi.org/10.1130/B30430.1>
- Burov, E., Jaupart, C., Guillou-Frottier, L., 2003. Ascent and emplacement of buoyant

- magma bodies in brittle-ductile upper crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108, 2177. <https://doi.org/10.1029/2002JB001904>
- Cagnioncle, A.M., Parmentier, E.M., Elkins-Tanton, L.T., 2007. Effect of solid flow above a subducting slab on water distribution and melting at convergent plate boundaries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112, 1–19. <https://doi.org/10.1029/2007JB004934>
- Cahill, T., Isacks, B.L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97, 17503–17529. <https://doi.org/doi.org/10.1029/92JB00493>
- Campbell, I.H., Turner, J.S., 1986. The influence of viscosity on fountains in magma chambers. *Journal of Petrology* 27, 1–30. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.1.1>
- Campbell, I.H., Turner, J.S., 1985. Turbulent mixing between fluids with different viscosities. *Nature* 313, 39–42. <https://doi.org/10.1038/313039a0>
- Cao, W., Kaus, B.J.P., Paterson, S.R., 2016a. Intrusion of granitic magma into the continental crust facilitated by magma pulsing and dike-diapir interactions: Numerical simulations. *Tectonics* 35, 1575–1594. <https://doi.org/10.1002/2015TC004076>
- Cao, W., Paterson, S.R., 2016. A mass balance and isostasy model: Exploring the interplay between magmatism, deformation and surface erosion in continental arcs using central Sierra Nevada as a case study. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 17, 2825–2834. <https://doi.org/10.1002/2016GC006406>
- Cao, W., Paterson, S.R., Saleeby, J., Zalunardo, S., 2016b. 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>
- Caricchi, L., Annen, C., Blundy, J., Simpson, G., Pinel, V., 2014a. Frequency and magnitude of volcanic eruptions controlled by magma injection and buoyancy. *Nature Geoscience* 7, 126–130. <https://doi.org/10.1038/ngeo2041>
- Caricchi, L., Annen, C., Rust, A., Blundy, J., 2012. Insights into the mechanisms and timescales of pluton assembly from deformation patterns of mafic enclaves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117, 1–18. <https://doi.org/10.1029/2012JB009325>
- Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., Papale, P., 2007. Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth and Planetary Science Letters* 264, 402–419. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.032>
- Caricchi, L., Simpson, G., Schaltegger, U., 2014b. Zircons reveal magma fluxes in the Earth's crust. *Nature* 511, 457–461. <https://doi.org/10.1038/nature13532>
- Cashman, K. V., Giordano, G., 2014. Calderas and magma reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 288, 28–45. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.09.007>
- Cashman, K. V., Sparks, R.S.J., Blundy, J.D., 2017. Vertically extensive and unstable magmatic systems: A unified view of igneous processes. *Science* 355, eaag3055. <https://doi.org/10.1126/science.aag3055>

- Castro, A., Moreno-Ventas, I., de la Rosa, J.D., 1991. Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implications for magma mixing. *Geologische Rundschau* 80, 109–120. <https://doi.org/10.1007/BF01828770>
- Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics* 471, 96–113. <https://doi.org/doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.038>
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36° S). *Journal of South American Earth Sciences* 15, 117–139. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00009-3](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00009-3)
- Charrier, R., Farías, M., MaksaeV, V., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65, 5–35.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile*. Geological Society Special Publication, London, UK, 21–114. <https://doi.org/doi.org/10.1144/GOCH>
- Chaussard, E., Amelung, F., 2014. Regional controls on magma ascent and storage in volcanic arcs. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 4692–4711. <https://doi.org/10.1002/2013GC005216>
- Clarke, D.B., Henry, A.S., White, M.A., 1998. Exploding xenoliths and the absence of “elephants” graveyards” in granite batholiths”. *Journal of Structural Geology* 20, 1325–1343. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(98\)00082-0](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(98)00082-0)
- Clemens, J.D., 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *Journal of the Geological Society* 155, 843–851. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.5.0843>
- Clemens, J.D., Mawer, C.K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics* 204, 339–360. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90316-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90316-X)
- Coleman, D.S., Bartley, J.M., Glazner, A.F., Pardue, M.J., 2012. Is chemical zonation in plutonic rocks driven by changes in source magma composition or shallow-crustal differentiation? *Geosphere* 8, 1568–1587. <https://doi.org/10.1130/GES00798.1>
- 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, 433–436. <https://doi.org/10.1130/G20220.1>
- Coloma, F., Valin, X., Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Salazar, E., Ducea, M.N., 2017. Geoquímica de rocas ígneas Permo-Triásicas del norte de Chile (28°-30° S): Implicancias en la dinámica del margen pre-Andino. *Andean geology* 44, 147–178.
- Connolly, J.A.D., Podladchikov, Y.Y., 2007. Decompaction weakening and channeling instability in ductile porous media: Implications for asthenospheric melt segregation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112, 1–15.

<https://doi.org/10.1029/2005JB004213>

- Cornejo, P.C., Mahood, G.A., 1997. Seeing past the effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127, 159–175. <https://doi.org/10.1007/s004100050273>
- Crisp, J.A., 1984. Rates of magma emplacement and volcanic output. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 20, 177–211. [https://doi.org/doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90039-8](https://doi.org/doi.org/10.1016/0377-0273(84)90039-8)
- Cruden, A.R., 1998. On the emplacement of granites. *Journal of the Geological Society, London* 155, 853–862. <https://doi.org/10.2475/ajs.254.8.479>
- Daly, R.A., 1903. *The Mechanics of Igneous Intrusion*. *American Journal of Science (1880-1910)* 15, 269.
- Davies, J.H., Stevenson, D.J., 1992. Physical model of source region of subduction zone volcanics. *Journal of Geophysical Research* 97, 2037–2070. <https://doi.org/10.1029/91JB02571>
- de Saint Blanquat, M., Habert, G., Horsman, E., Morgan, S.S., Tikoff, B., Launeau, P., Gleizes, G., 2006. Mechanisms and duration of non-tectonically assisted magma emplacement in the upper crust: The Black Mesa pluton, Henry Mountains, Utah. *Tectonophysics* 428, 1–31. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.07.014>
- de Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., Tikoff, B., 2011. Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics* 500, 20–33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.009>
- de Saint Blanquat, M., Law, R.D., Bouchez, J.L., Morgan, S.S., 2001. Internal structure and emplacement of the Papoose Flat pluton: An integrated structural, petrographic, and magnetic susceptibility study. *Bulletin of the Geological Society of America* 113, 976–995. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0976:ISAEOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0976:ISAEOT>2.0.CO;2)
- de Silva, S.L., 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology* 17, 1102–1106. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<1102:APVCOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1102:APVCOT>2.3.CO;2)
- de Silva, S.L., Gosnold, W.D., 2007. Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 320–335. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.07.015>
- 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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 282, 77–91. <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, 1–31. <https://doi.org/10.4067/S0718-71062010000100001>
- Deckart, K., Silva, W., Spröhnle, C., Vela, I., 2014. Timing and duration of hydrothermal activity at the Los Bronces porphyry cluster: An update. *Mineralium Deposita* 49, 535–

546. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0512-9>

- Deering, C.D., Bachmann, O., 2010. Trace element indicators of crystal accumulation in silicic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 324–331. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.034>
- Degruyter, W., Huber, C., 2014. A model for eruption frequency of upper crustal silicic magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters* 403, 117–130. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.06.047>
- Degruyter, W., Huber, C., Bachmann, O., Cooper, K.M., Kent, A.J.R., 2016. Magma reservoir response to transient recharge events: The case of Santorini volcano (Greece). *Geology* 44, 23–26. <https://doi.org/10.1130/G37333.1>
- Del Negro, C., Currenti, G., Scandura, D., 2009. Temperature-dependent viscoelastic modeling of ground deformation: Application to Etna volcano during the 1993–1997 inflation period. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 172, 299–309. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.10.019>
- 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.
- Delgado, F., Pritchard, M.E., Basualto, D., Lazo, J., Córdova, L., Lara, L.E., 2016. Rapid reinflation following the 2011–2012 rhyodacite eruption at Cordón Caulle volcano (Southern Andes) imaged by InSAR: Evidence for magma reservoir refill. *Geophysical Research Letters* 43, 9552–9562. <https://doi.org/10.1002/2016GL070066>
- Delgado, F., Pritchard, M.E., Ebmeier, S., González, P., Lara, L., 2017. Recent unrest (2002–2015) imaged by space geodesy at the highest risk Chilean volcanoes: Villarrica, Llaima, and Calbuco (Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 344, 270–288. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.020>
- Deligne, N.I., Coles, S.G., Sparks, R.S.J., 2010. Recurrence rates of large explosive volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research* 115, B06203. <https://doi.org/10.1029/2009JB006554>
- Ducea, M.N., Saleeby, J.B., Bergantz, G., 2015. The Architecture, Chemistry, and Evolution of Continental Magmatic Arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 43, 299–331. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105049>
- Dufek, J., Bachmann, O., 2010. Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology* 38, 687–690. <https://doi.org/10.1130/G30831.1>
- E., F.R., Coleman, D.S., Mills, R.D., 2014. Zircon U-Pb geochronology of the Mount Gives Granodiorite: Implications for the genesis of large volumes of eruptible magma. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 2907–2924. <https://doi.org/10.1002/2013JB010716>
- Economos, R.C., 2009. Vertical changes in magmatic architecture, hybridization, and geochemistry in a tilted arc crustal section of the Gobi-Tianshan Intrusive Complex, Mongolia. PhD thesis. University of Southern California.

- Eddy, M.P., Bowring, S.A., Miller, R.B., Tepper, J.H., 2016. Rapid assembly and crystallization of a fossil large-volume silicic magma chamber. *Geology* 44, 331–334. <https://doi.org/10.1130/G37631.1>
- Elgueta, S., Charrier, R., Aguirre, R., Kieffer, G., Vatin-Perignon, N., 1999. Volcanogenic sedimentation model for the Miocene Farellones Formation, Andean Cordillera, central Chile. *Proceedings 4th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, GoÈttingen, Germany, Editions IRD. 228–231.
- Emerman, S.H., Marrett, R., 1990. Why dikes? *Geology* 18, 231–233. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0231](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0231)
- Fariás, M., Charrier, R., Martinod, J., Campbell, D., Fariás, 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, TC1005. <https://doi.org/10.1029/2006TC002046>
- Fariás, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., Fock, A., 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics* 29, TC3006. <https://doi.org/10.1029/2009TC002480>
- Farina, F., Dini, A., Innocenti, F., Rocchi, S., Westerman, D.S., 2010. Rapid incremental assembly of the Monte Capanne pluton (Elba Island, Tuscany) by downward stacking of magma sheets. *Bulletin of the Geological Society of America* 122, 1463–1479. <https://doi.org/10.1130/B30112.1>
- Ferré, E.C., Galland, O., Montanari, D., Kalakay, T.J., 2012. Granite magma migration and emplacement along thrusts. *International Journal of Earth Sciences* 101, 1673–1688. <https://doi.org/doi.org/10.1007/s00531-012-0747-6>
- Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154, 429–437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- 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, 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. MSc thesis. Universidad de Chile.
- Folkes, C.B., Silva, S.L. De, 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, 136–147. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.06.001>
- Fowler, T.K., Paterson, S.R., 1997. Timing and nature of magmatic fabrics from structural relations around stopped blocks. *Journal of Structural Geology* 19, 209–224. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00058-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00058-2)
- Frost, T.P., Mahood, G.A., 1987. Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California (USA).

- Geological Society of America Bulletin 99, 272–291. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<272:FCAPCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<272:FCAPCO>2.0.CO;2)
- Furlong, K.P., Myers, J.D., 1985. Thermal-mechanical modeling of the role of thermal stresses and stoping in magma contamination. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 24, 179–191. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90032-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90032-0)
- Galland, O., de Bremond d’Ars, J., Cobbold, P.R., Hallot, E., 2003. Physical models of magmatic intrusion during thrusting. *Terra Nova* 15, 405–409. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2003.00512.x>
- 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, 8548–8567. <https://doi.org/10.1029/2018JB016282>
- Gelman, S.E., Deering, C.D., Bachmann, O., Huber, C., Gutiérrez, F.J., 2014. Identifying the crystal graveyards remaining after large silicic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters* 403, 299–306. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.005>
- Gelman, S.E., Deering, C.D., Gutiérrez, F.J., Bachmann, O., 2013a. Evolution of the Taupo Volcanic Center, New Zealand: Petrological and thermal constraints from the Omega dacite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166, 1355–1374. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0932-z>
- Gelman, S.E., Gutiérrez, F.J., Bachmann, O., 2013b. On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *Geology* 41, 759–762. <https://doi.org/10.1130/G34241.1>
- Geyer, A., Folch, A., Martí, J., 2006. Relationship between caldera collapse and magma chamber withdrawal: An experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157, 375–386. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.05.001>
- Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33° 30′–33° 45′ S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 101–116.
- Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., Godoy, E., Alvarez, P.P., Orts, S., 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 and 34 south latitude. *Tectonics* 22, 1041. <https://doi.org/10.1029/2001TC001354>
- Gilbert, G.K., 1988. *Geology of the Henry Mountains, Utah, as recorded in the notebooks of GK Gilbert, 1875-76, First. ed.* The Geological Society of America, Salt Lake City, Utah, USA.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic andesite and plate tectonics.* Berlin, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide, First. ed.* John Wiley & Sons, Chichester, UK.
- Giordano, D., Russell, J.K., Dingwell, D.B., 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 123–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.038>
- Glazner, A., Bartley, J., 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, 4–11. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2004\)014<0004](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2004)014<0004)
- Glazner, A.F., 2007. Thermal limitations on incorporation of wall rock into magma. *Geology* 35, 319–322. <https://doi.org/10.1130/G23134A.1>
- Glazner, A.F., Bartley, J.M., 2006. Is stopping a volumetrically significant pluton emplacement process ? *Geological Society of America Bulletin* 118, 1185–1195. <https://doi.org/10.1130/B25738.1>
- Glazner, A.F., Coleman, D.S., Bartley, J.M., 2008. The tenuous connection between high-silica rhyolites and granodiorite plutons. *Geology* 36, 183–186. <https://doi.org/10.1130/G24496A.1>
- Godoy, E., Yañez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences. *Tectonophysics* 306, 217–236. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00046-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00046-3)
- Gray, W., Glazner, A.F., Coleman, D.S., Bartley, J.M., 2015. Long-term geochemical variability of the Late Cretaceous Tuolumne Intrusive Suite, central Sierra Nevada, California. En: Annen, C., Zellmer, G.F. (Eds.), *Dynamics of Crustal Magma Transfer, Storage and Differentiation*. Geological Society, 183–201. <https://doi.org/10.1144/SP304.10>
- Gregg, P.M., de Silva, S.L., Grosfils, E.B., 2013. Thermomechanics of shallow magma chamber pressurization: Implications for the assessment of ground deformation data at active volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters* 384, 100–108. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.040>
- Gualda, G.A.R., Ghiorso, M.S., 2013. Low-Pressure Origin of High-Silica Rhyolites and Granites. *The Journal of Geology* 121, 537–545. <https://doi.org/10.1086/671395>
- Gualda, G.A.R., Ghiorso, M.S., Lemons, R. V., Carley, T.L., 2012. Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology* 53, 875–890. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr080>
- Gudmundsson, A., 2011. Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation. *Tectonophysics* 500, 50–64. <https://doi.org/doi.org/10.1016/j.tecto.2009.10.015>
- Gudmundsson, A., 2007. Conceptual and numerical models of ring-fault formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 164, 142–160. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.04.018>
- Guillong, M., Meier, D.L., Allan, M.M., Heinrich, C.A., Yardley, B.W.D., 2008. Appendix A6: SILLS: A MATLAB-Based program for the reduction of laser-ablation ICP-MS data of homogeneous materials and inclusions. *Mineralogical Association of Canada Short Course* 40, 328–333.
- Guillong, M., Sliwinski, J.T., Schmitt, A., Forni, F., Bachmann, O., 2016. U-Th Zircon Dating by Laser Ablation Single Collector Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LA-ICP-MS). *Geostandards and Geoanalytical Research* 40, 377–387. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00396.x>

- Gutiérrez, F., Parada, M.Á., 2010. Numerical modeling of time-dependent fluid dynamics and differentiation of a shallow basaltic magma chamber. *Journal of Petrology* 51, 731–762. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp101>
- Gutiérrez, F., Payacán, Í., Gelman, S., 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, 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, 1051–1054. <https://doi.org/https://doi.org/10.1130/G45361.1>
- Gutiérrez, N.M., Hinojosa Opazo, L., Le Roux, J., Pedroza, V., 2013. Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic implications. *Andean Geology* 40, 60–78. <https://doi.org/10.5027/andgeoV40n1-a03>
- Hartung, E., Caricchi, L., Floess, D., Wallis, S., Harayama, S., Kouzmanov, K., Chiaradia, M., 2017. Evidence for residual melt extraction in the Takidani Pluton, Central Japan. *Journal of Petrology* 58, 763–788. <https://doi.org/10.1093/petrology/egx033>
- Hawkins, D.P., Wiebe, R.A., 2004. Discrete stopping events in granite plutons: A signature of eruptions from silicic magma chambers? *Geology* 32, 1021–1024. <https://doi.org/10.1130/G21083.1>
- Hervé, F., Godoy, E., Parada, M.A., Ramos, V., Rapela, C., Mpodozis, C., Davidson, J., 1987. A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. *Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin* 18, 97–113.
- Hildreth, W., 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: Several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136, 169–198. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.019>
- Hildreth, W., 1981. Gradients in Silicic Magma Chambers: Implications for Lithospheric Magmatism. *Journal of Geophysical Research* 86, 10153–10192. <https://doi.org/doi.org/10.1029/JB086iB11p10153>
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 455–489. <https://doi.org/10.1007/BF00372365>
- Hildreth, W.E.S., Wilson, C.J.N., 2007. Compositional Zoning of the Bishop Tuff. *Journal of Petrology* 48, 951–999. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm007>
- Hodge, K.F., Carazzo, G., Jellinek, A.M., 2012. Experimental constraints on the deformation and breakup of injected magma. *Earth and Planetary Science Letters* 325–326, 52–62. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.031>
- Hodge, K.F., Jellinek, A.M., 2012. Linking enclave formation to magma rheology. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth* 117, 1–12. <https://doi.org/10.1029/2012JB009393>

- Hogan, J.P., Gilbert, M.C., 1995. The A-type Mount Scott Granite sheet: Importance of crustal magma traps. *Journal of Geophysical Research* 100, 15715–15792. <https://doi.org/doi.org/10.1029/94JB03258>
- Hogan, J.P., Price, J.D., Gilbert, M.C., 1998. Magma traps and driving pressure: Consequences for pluton shape and emplacement in an extensional regime. *Journal of Structural Geology* 20, 1155–1168. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00063-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00063-7)
- Holness, M.B., 2018. Melt segregation from silicic crystal mushes: a critical appraisal of possible mechanisms and their microstructural record. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 173, 1–17. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1465-2>
- Hossack, J.R., 1968. Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (southern Norway). *Tectonophysics* 5, 315–339.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D., 2005. The Neuquén basin: an overview. Geological Society, London, Special Publications 252, 1–14.
- Hsu, T.C., 1966. The characteristics of coaxial and non-coaxial strain paths. *Journal of Strain Analysis* 1, 216–222.
- Huber, C., Bachmann, O., Dufek, J., 2012. Crystal-poor versus crystal-rich ignimbrites: A competition between stirring and reactivation. *Geology* 40, 115–118. <https://doi.org/10.1130/G32425.1>
- Huber, C., Bachmann, O., Dufek, J., 2011. Thermo-mechanical reactivation of locked crystal mushes: Melting-induced internal fracturing and assimilation processes in magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 304, 443–454. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.022>
- Hutton, D.H.W., Reavy, R.J., 1992. Strike-slip Tectonics and Granite Petrogenesis. *Tectonics* 11, 960–967.
- Jacob, K.H., Farmer, G.L., Buchwaldt, R., Bowring, S.A., 2015. Deep crustal anatexis, magma mixing, and the generation of epizonal plutons in the Southern Rocky Mountains, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 169, 1–23. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1094-3>
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, T63–T67. [https://doi.org/doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)
- Jellinek, A.M., DePaolo, D.J., 2003. A model for the origin of large silicic magma chambers: Precursors of caldera-forming eruptions. *Bulletin of Volcanology* 65, 363–381. <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0277-y>
- Jellinek, A.M., Kerr, R.C., 1999. Mixing and compositional stratification produced by natural convection 2. Applications to the differentiation of basaltic and silicic magma chambers and komatiite lava flows. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 7203–7218. <https://doi.org/10.1029/1998JB900117>
- Jellinek, A.M., Kerr, R.C., Griffiths, R.W., 1999. Mixing and compositional stratification produced by natural convection 1. Experiments and their application to the Earth's core and mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 7183–7201. <https://doi.org/doi.org/10.1029/1998JB900116>

- Johnson, S.E., Jin, Z.H., 2009. Magma extraction from the mantle wedge at convergent margins through dikes: A parametric sensitivity analysis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10, Q08017. <https://doi.org/10.1029/2009GC002419>
- Karakas, O., Degruyter, W., Bachmann, O., Dufek, J., 2017a. Lifetime and size of shallow magma bodies controlled by crustal-scale magmatism. *Nature Geoscience* 10, 446–450. <https://doi.org/10.1038/ngeo2959>
- Karakas, O., Dufek, J., Mangan, M.T., Wright, H.M., Bachmann, O., 2017b. Thermal and petrologic constraints on lower crustal melt accumulation under the Salton Sea Geothermal Field. *Earth and Planetary Science Letters* 467, 10–17. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.027>
- Karlstrom, L., Dufek, J., Manga, M., 2010. Magma chamber stability in arc and continental crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 190, 249–270. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.10.003>
- Karlstrom, L., Dufek, J., Manga, M., 2009. Organization of volcanic plumbing through magmatic lensing by magma chambers and volcanic loads. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114, 1–16. <https://doi.org/10.1029/2009JB006339>
- Karlstrom, L., Paterson, S.R., Jellinek, A.M., 2017. A reverse energy cascade for crustal magma transport. *Nature Geoscience* 10, 604–608. <https://doi.org/10.1038/NGEO2982>
- Kay, S.M., Godoy, E., Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117, 67–88. <https://doi.org/doi.org/10.1130/B25431.1>
- Kay, S.M., Kurtz, A., 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Unpublished report, CODELCO 180.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slabs. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 39–57. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00005-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00005-6)
- Keller, T., May, D.A., Kaus, B.J.P., 2013. Numerical modelling of magma dynamics coupled to tectonic deformation of lithosphere and crust. *Geophysical Journal International* 195, 1406–1442. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt306>
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R.B., Lauria, E., Fortes, L.P.S., 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 125–131. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2)
- Kurtz, A.C., Kay, S.M., Charrier, R., Farrar, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34–35°S). *Revista Geológica de Chile* 24, 75–90. <https://doi.org/dx.doi.org/10.5027/andgeoV24n1-a05>
- Laumonier, M., Scaillet, B., Pichavant, M., Champallier, R., Andujar, J., Arbaret, L., 2014. On the conditions of magma mixing and its bearing on andesite production in the crust. *Nature Communications* 5:5607, 1–12. <https://doi.org/10.1038/ncomms6607>
- Le Roux, J.P., Achurra, L., Henríquez, Á., Carreño, C., Rivera, H., Suárez, M.E., Ishman, S.E., Pyenson, N.D., Gutstein, C.S., 2016. Oroclinal bending of the Juan Fernández

- Ridge suggested by geohistory analysis of the Bahía Inglesa Formation, north-central Chile. *Sedimentary Geology* 333, 32–49.
- Lee, C.A., Morton, D.M., 2015. High silica granites : Terminal porosity and crystal settling in shallow magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters* 409, 23–31. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.040>
- Lee, C.T.A., Bachmann, O., 2014. How important is the role of crystal fractionation in making intermediate magmas? Insights from Zr and P systematics. *Earth and Planetary Science Letters* 393, 266–274. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.02.044>
- Leuthold, J., Müntener, O., Baumgartner, L.P., Putlitz, B., Ovtcharova, M., Schaltegger, U., 2012. Time resolved construction of a bimodal laccolith (Torres del Paine , Patagonia). *Earth and Planetary Science Letters* 325–326, 85–92. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.032>
- Lipman, P.W., 2007. Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers : Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field. *Geosphere* 3, 42–70. <https://doi.org/10.1130/GES00061.1>
- Ludwig, K.R., 2008. User’s manual for Isoplot/Ex version 3.70: A geochronology toolkit for microsoft Excel: No. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 1–76.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 1–70.
- Mahood, G.A., Cornejo, P.C., 1992. Evidence for ascent of differentiated liquids in a silicic magma chamber found in a granitic pluton. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh* 83, 63–69. <https://doi.org/doi.org/10.1017/S0263593300007756>
- Mardones, V., 2019. Evolución Tectónica Meso-Cenozoica de la Cordillera Principal de los Andes de Chile. MSc thesis. Universidad de Chile, Santiago, 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, e2020TC006499. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2020TC006499>
- Marot, M., Monfret, T., Gerbault, M., Nolet, G., Ranalli, G., Pardo, M., 2014. Flat versus normal subduction zones: A comparison based on 3-D regional travelttime tomography and petrological modelling of central Chile and western Argentina (29°-35°S). *Geophysical Journal International* 199, 1633–1654. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu355>
- Marsh, B.D., 2006. Dynamics of Magmatic Systems. *Elements* 2, 287–292. <https://doi.org/doi.org/10.2113/gselements.2.5.287>
- Marsh, B.D., 1989. Magma chambers. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 17, 439–474. <https://doi.org/doi.org/10.1146/annurev.ea.17.050189.002255>
- Marsh, B.D., 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. *American Journal of Science* 282, 808–855. <https://doi.org/10.2475/ajs.282.6.808>
- Martínez, F., Montanari, D., Del Ventisette, C., Bonini, M., Corti, G., 2018. Basin inversion

- and magma migration and emplacement: Insights from basins of northern Chile. *Journal of Structural Geology* 114, 310–319. <https://doi.org/doi.org/10.1016/j.jsg.2017.12.008>
- Matzel, J.E.P., Bowring, S.A., Miller, R.B., 2006. Time scales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington. *Bulletin of the Geological Society of America* 118, 1412–1430. <https://doi.org/10.1130/B25923.1>
- McCaffrey, K.J., Petford, N., 1997. Are granitic intrusions scale invariant? *Journal of Geological Society, London* 154, 1–4. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.1.0001>
- McCarthy, W., Petronis, M.S., Reavy, R.J., Stevenson, C.T., 2015. 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, 550–565. <https://doi.org/10.1144/jgs2014-067>
- McNulty, B.A., Cruden, A.R., 2000. Multistage emplacement of the Mount Givens pluton, central Sierra Nevada batholith, California. *Bulletin of the Geological Society of America* 112, 119–135. [https://doi.org/doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<119:MEOTMG>2.0.CO;2](https://doi.org/doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<119:MEOTMG>2.0.CO;2)
- McNulty, B.A., Tong, W., Tobisch, O., 1996. Assembly of a dike-fed magma chamber: The Jackass Lakes pluton, central Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin* 108, 926–940. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108<0926](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<0926)
- Menand, T., 2011. Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review. *Tectonophysics* 500, 11–19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.10.016>
- Menand, T., Annen, C., de Saint Blanquat, M., Magmas, L., Blaise, U., Cnrs, P., 2015. Rates of magma transfer in the crust: Insights into magma reservoir recharge and pluton growth. *Geology* 43, 1–5. <https://doi.org/10.1130/G36224.1>
- Michel, J., Baumgartner, L., Putlitz, B., Schaltegger, U., Ovtcharova, M., 2008. Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 k.y. *Geology* 36, 459–462. <https://doi.org/10.1130/G24546A.1>
- Midttømme, K., Roaldset, E., 1999. Thermal conductivity of sedimentary rocks: uncertainties in measurement and modelling. *Geological Society, London, Special Publications* 158, 45–60. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.158.01.04>
- 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, 65–77. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.011>
- Miller, J.S., 2008. Assembling a pluton ... one increment at a time. *Geology* 36, 511–512. <https://doi.org/10.1130/focus062008.1>
- Miller, J.S., Matzel, J.E.P., Miller, C.F., Burgess, S.D., Miller, R.B., 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 282–299. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.04.019>
- Miller, Robert B., Paterson, S.R., Matzel, J.P., 2009. Plutonism at different crustal levels:

- Insights from the ~5–40 km (paleodepth) North Cascades crustal section, Washington. En: Miller, R. B., Snoke, A.W. (Eds.), *Crustal Cross Sections from the Western North American Cordillera and Elsewhere: Implications for Tectonic and Petrologic Processes*. The Geological Society of America, 1–26. [https://doi.org/10.1130/2009.2456\(05\)](https://doi.org/10.1130/2009.2456(05))
- Molina, P.G., Parada, M.A., Gutiérrez, F.J., Ma, C., Li, J., Yuanyuan, L., Reich, M., Aravena, Á., 2015. Protracted late magmatic stage of the Caleu pluton (central Chile) as a consequence of heat redistribution by diking: Insights from zircon data and thermal modeling. *Lithos* 227, 255–268. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.04.008>
- Montanari, D., Corti, G., Sani, F., Del, C., Bonini, M., Moratti, G., 2010. Experimental investigation on granite emplacement during shortening. *Tectonophysics* 484, 147–155. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.09.010>
- Montecinos, P., Schärer, U., Vergara, M., Aguirre, L., 2008. Lithospheric origin of oligocene - Miocene magmatism in central Chile: U-Pb ages and Sr-Pb-Hf isotope composition of minerals. *Journal of Petrology* 49, 555–580. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn004>
- Morgado, E., Parada, M.A., Morgan, D.J., Gutiérrez, F., Castruccio, A., Contreras, C., 2017. Transient shallow reservoirs beneath small eruptive centres: Constraints from Mg-Fe interdiffusion in olivine. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 347, 327–336. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.10.002>
- Mpodozis, C., Ramos, V., 1990. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen; G. E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council Publications, Houston, Texas, USA, vol. 11. 59-90.
- Muñoz-Gómez, M., Payacán, Í., Gutiérrez, F., Farías, M., Charrier, R., Polvé, M., 2020. Silicic volcanism triggered by increased denudation rates in the Quaternary Andean arc of central Chile between 33°50′-34°30′S. *Lithos* 354–355, 105242. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105242>
- Muñoz, M., Charrier, R., Fanning, C.M., Makshev, V., Deckart, K., 2012. Zircon trace element and O-Hf isotope analyses of mineralized intrusions from El teniente ore deposit, Chilean Andes: Constraints on the source and magmatic evolution of porphyry Cu-Mo related magmas. *Journal of Petrology* 53, 1091–1122. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs010>
- Muñoz, M., Deckart, K., Charrier, R., Fanning, M., 2009. New geochronological data on Neogene-Quaternary intrusive rocks from the high Andes of central Chile (33°15′-34°00′S). XII Congreso Geológico Chileno 1–4.
- 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, 931–934. <https://doi.org/10.1130/G34178.1>
- Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Olov Nyström, J., Féraud, G., Demant, A., 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33° 50′S). *Revista*

geológica de Chile 33, 109–140.

- Musumeci, G., Mazzarini, F., Corti, G., Barsella, M., Montanari, D., 2005. Magma emplacement in a thrust ramp anticline: The Gavorrano Granite (northern Apennines, Italy). *Tectonics* 24, TC6009. <https://doi.org/doi.org/10.1029/2005TC001801>
- Nabelek, P.I., Hofmeister, A.M., Whittington, A.G., 2012. The influence of temperature-dependent thermal diffusivity on the conductive cooling rates of plutons and temperature-time paths in contact aureoles. *Earth and Planetary Science Letters* 317–318, 157–164. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.009>
- Nadai, A., 1950. *Theory of flow and fracture of solids*, First. ed. McGraw-Hill, New York, USA.
- Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D., Levi, B., Nystro, J.O., Vergara, M., Morata, D., Levi, B., 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45'S). *Bulletin of the Geological Society of America* 115, 1523–1537. <https://doi.org/10.1130/B25099.1>
- Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Bergantz, G.W., 2012. Geological, petrological and geochemical evidence for progressive construction of an Arc crustal section, sierra de valle fértil, famatinian Arc, Argentina. *Journal of Petrology* 53, 761–800. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr079>
- Owens, W.H., 1984. The calculation of a best-fit ellipsoid from elliptical sections on arbitrarily orientated planes. *Journal of Structural Geology* 6, 571–578.
- Pagli, C., Sigmundsson, F., 2008. Will present day glacier retreat increase volcanic activity? Stress induced by recent glacier retreat and its effect on magmatism at the Vatnajökull ice cap, Iceland. *Geophysical Research Letters* 35, L09304. <https://doi.org/doi.org/10.1029/2008GL033510>
- Pamukcu, A.S., Gualda, G.A.R., Bégué, F., Gravley, D.M., 2015. Melt inclusion shapes: Timekeepers of short-lived giant magma bodies. *Geology* 43, 947–950. <https://doi.org/10.1130/G37021.1>
- Parada, M.A., Roperch, P., Guisresse, C., Ramírez, E., 2005. Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile. *Tectonophysics* 399, 399–420. <https://doi.org/doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.032>
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6, 233–248. <https://doi.org/doi.org/10.1029/TC006i003p00233>
- 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, 496–527. <https://doi.org/10.1130/GES00214.1>
- Paterson, S.R., Fowler, T.K., 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology* 15, 191–206. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90095-R](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90095-R)
- Paterson, S.R., Fowler, T.K., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B.,

1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. 1–2, 53–82. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00022-X](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00022-X)
- Paterson, S.R., Memeti, V., Mundil, R., Zák, J., 2016. Repeated, multiscale, magmatic erosion and recycling in an upper-crustal pluton: Implications for magma chamber dynamics and magma volume estimates. *American Mineralogist* 101, 2176–2198. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5576>
- Paterson, S.R., Memeti, V., Pignotta, G., Erdmann, S., Zak, 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, 443–469. <https://doi.org/10.1130/GES00680.1>
- Paterson, S.R., Miller, R.B., 1998a. Magma emplacement during arc-perpendicular shortening: An example from the Cascades crystalline core, Washington. *Tectonics* 17, 571–586. <https://doi.org/doi.org/10.1029/98TC01604>
- Paterson, S.R., Miller, R.B., 1998b. Stoped blocks in plutons: Paleo-plumb bobs, viscometers, or chronometers? *Journal of Structural Geology* 20, 1261–1272. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00066-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00066-2)
- Paterson, S.R., Okaya, D., Memeti, V., Economos, R., Miller, R.B., 2011. Magma addition and flux calculations of incrementally constructed magma chambers in continental margin arcs: Combined field, geochronologic, and thermal modeling studies. *Geosphere* 7, 1439–1468. <https://doi.org/10.1130/GES00696.1>
- Paterson, S.R., Pignotta, G.S., Miller, R.B., Vernon, R.H., 2008a. Is stoping a volumetrically significant pluton emplacement process?: Discussion. *Geological Society of America Bulletin* 120, 1075–1079. <https://doi.org/10.1130/B26148.1>
- Paterson, S.R., Pignotta, G.S., Vernon, R.H., 2004. The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations. *Journal of Structural Geology* 26, 1465–1481. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.013>
- Paterson, S.R., Schmidt, K.L., 1999. Is there a close spatial relationship between faults and plutons? *Journal of Structural Geology* 21, 1131–1142. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00024-3](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00024-3)
- 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, 1356–1380. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2)
- Paterson, S.R., Zák, J., Janousek, V., 2008b. Growth of complex sheeted zones during recycling of older magmatic units into younger: Sawmill Canyon area, Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 457–484. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.024>
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 26, 2508–2518.
- Payacán, I., 2015. Estructura interna y dinámica de enfriamiento del plutón La Gloria, Chile Central: Un enfoque a partir de estudios magnéticos, petrográficos y modelación

- numérica. MSc thesis. Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Payacán, Í., Gutiérrez, F., Aravena, Á., Parada, M.A., Buglio, F., 2015a. Mafic enclaves distribution in magma reservoirs: contrasting case of La Gloria and San Gabriel plutons, Central Chile. XIV Congreso Geológico Chileno. La Serena, Chile, Vol. 1. 468-471.
- Payacán, I., Gutiérrez, F., Bachmann, O., 2019. Host rock architecture controlling the emplacement of shallow magma reservoirs: Inferences from Miocene plutonic bodies in Central Chile. EGU General Assembly. Vienna, Austria, Vol. 21, p1-1. 1p.
- Payacán, Í., Gutiérrez, F., Bachmann, O., Parada, M.A., 2015b. How xenoliths are distributed inside magma reservoirs: Contrasting examples from numerical modeling and field observations. 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. Florianópolis, Brasil, PT.081. 105.
- 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/10.1016/j.jsg.2014.09.015>
- Petford, N., 1996. Dykes or diapirs. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87, 105–114. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006520>
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408, 669–673. <https://doi.org/10.1038/35047000>
- Petford, N., Lister, J.R., Kerr, R.C., 1994. The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos* 32, 161–168. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(94\)90028-0](https://doi.org/10.1016/0024-4937(94)90028-0)
- Picard, D., Arbaret, L., Pichavant, M., Champallier, R., Launeau, P., 2013. The rheological transition in plagioclase-bearing magmas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 1363–1377. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50091>
- Picard, D., Arbaret, L., Pichavant, M., Champallier, R., Launeau, P., 2011. Rheology and microstructure of experimentally deformed plagioclase suspensions. *Geology* 39, 747–750. <https://doi.org/10.1130/G32217.1>
- Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., Esparza, A.M., D'Eramo, F.J., Llambías, E.J., 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 251–265. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00033-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00033-0)
- Piquer, J., Hollings, P., Rivera, O., Cooke, D.R., Baker, M., Testa, F., 2017. Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints. *Lithos* 268–271, 174–197. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.025>
- Putirka, K.D., Canchola, J., Rash, J., Smith, O., Torrez, G., Paterson, S.R., Ducea, M.N., 2014. Pluton assembly and the genesis of granitic magmas: Insights from the GIC pluton in cross section, Sierra Nevada Batholith, California. *American Mineralogist* 99, 1284–1303. <https://doi.org/10.2138/am.2014.4564>
- Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic

- regimes. *Geological Journal* 45, 2–25. <https://doi.org/doi.org/10.1002/gj.1193>
- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (Eds.), *Backbone of the Americas: shallow subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane collision*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, USA, 31–65. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(02\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(02))
- Ramos, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En: Clark Jr., S.P., Burchfiel, B.C., Suppe, J. (Eds.), *Processes in continental lithospheric deformation*. Geological Society of America, 31. <https://doi.org/doi.org/10.1130/SPE218-p31>
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern central andes of mendoza and neuquén (35°-39°S latitude). *Special Paper of the Geological Society of America* 407, 1–17. [https://doi.org/10.1130/2006.2407\(01\)](https://doi.org/10.1130/2006.2407(01))
- Robin, P.Y.F., 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses - Implementation and applications. *Journal of Structural Geology* 24, 531–544. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00081-5](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00081-5)
- Román-Berdiel, T., 2000. Geometry of granite emplacement in the upper crust: Contributions of analogue modelling. *Geological Society Special Publication* 168, 77–94. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.06>
- Roman-Berdiel, T., Gapais, D., Brun, J.P., 1995. Analogue models of laccolith formation. *Journal of Structural Geology* 17, 1337–1346. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00012-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00012-3)
- Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M.N., Calderón, S., Charrier, R., Hoffman, D., 2014. El volcanismo jurásico superior de la Formación Río Damas-Tordillo (33°-35, 5° S): antecedentes su sobre petrogénesis, cronología, proveniencia e implicancias tectónicas. *Andean geology* 41, 529–557. <https://doi.org/dx.doi.org/10.5027/andgeoV41n3-a03>
- Rubin, A., 1991. Propagation of magma-filled cracks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23, 287–336. <https://doi.org/doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001443>
- Rubin, A.M., 1995. Getting granite dikes out of the source region. *Journal of Geophysical Research* 100, 5911–5929. <https://doi.org/10.1029/94JB02942>
- Salazar, C., Stinnesbeck, W., 2015. Redefinition, stratigraphy and facies of the Lo Valdés Formation (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) in Central Chile. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural, Chile* 64, 41–68.
- Saleeby, J., Ducea, M., Clemens-Knott, D., 2003. Production and loss of high-density batholithic root, southern Sierra Nevada, California. *Tectonics* 22, 1064. <https://doi.org/10.1029/2002tc001374>
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M., 1998. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic: 1. Volcanic-plutonic comparison. *Journal of Geophysical Research* 103, 27257–27266. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/98JB02469>
- Scambelluri, M., Philippot, P., 2001. Deep fluids in subduction zones. *Lithos* 55, 213–227.

[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00046-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00046-3)

- Scandone, R., Cashman, K. V., Malone, S.D., 2007. Magma supply, magma ascent and the style of volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters* 253, 513–529. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.016>
- Schaen, A.J., Cottle, J.M., Singer, B.S., Keller, C.B., Garibaldi, N., Schoene, B., 2017. Complementary crystal accumulation and rhyolite melt segregation in a late Miocene Andean pluton. *Geology* 45, 835–838. <https://doi.org/10.1130/G39167.1>
- Schoene, B., Schaltegger, U., Brack, P., Latkoczy, C., Stracke, A., Günther, D., 2012. Rates of magma differentiation and emplacement in a ballooning pluton recorded by U-Pb TIMS-TEA, Adamello batholith, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 355–356, 162–173. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.019>
- Shan, Y., 2008. An analytical approach for determining strain ellipsoids from measurements on planar surfaces. *Journal of Structural Geology* 30, 539–546. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.12.004>
- Sigmundsson, F., Pinel, V., Lund, B., Albino, F., Pagli, C., Geirsson, H., Sturkell, E., 2010. Climate effects on volcanism: influence on magmatic systems of loading and unloading from ice mass variations, with examples from Iceland. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 368, 2519–2534. <https://doi.org/doi.org/10.1098/rsta.2010.0042>
- Singer, B.S., Andersen, N.L., Le Mével, H., Feigl, K.L., DeMets, C., Tikoff, B., Thurber, C.H., Jicha, B.R., Cardona, C., Córdova, L., Gil, F., Unsworth, M.J., Williams-Jones, G., Miller, C., Fierstein, J., Hildreth, W., Vazquez, J., 2014. Dynamics of a large, restless, rhyolitic magma system at Laguna del Maule, southern Andes, Chile. *GSA Today* 24, 4–10. <https://doi.org/10.1130/GSATG216A.1>
- Skarmeta, J.J., Castelli, J.C., 1997. Intrusión sintectónica del granito de las Torres del Paine, Andes Patagónicos de Chile. *Andean Geology* 24, 55–74. <https://doi.org/dx.doi.org/10.5027/andgeoV24n1-a04>
- Sliwinski, J. T., Bachmann, O., Dungan, M.A., Huber, C., Deering, C.D., Lipman, P.W., Martin, L.H.J., Liebske, C., 2017. Rapid pre-eruptive thermal rejuvenation in a large silicic magma body: the case of the Masonic Park Tuff, Southern Rocky Mountain volcanic field, CO, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 172, 30. <https://doi.org/10.1007/s00410-017-1351-3>
- Sliwinski, Jakub T, Guillong, M., Liebske, C., Dunkl, I., Von Quadt, A., Bachmann, O., 2017. Improved accuracy of LA-ICP-MS U-Pb ages of Cenozoic zircons by alpha dose correction. *Chemical Geology* 472, 8–21. <https://doi.org/doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.09.014>
- Smith, R., Sammonds, P.R., Kilburn, C.R.J., 2009. Fracturing of volcanic systems: Experimental insights into pre-eruptive conditions. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 211–219. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.01.032>
- Stern, C.R., 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology* 19, 78–81. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0078:ROSEIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0078:ROSEIT>2.3.CO;2)
- Stevenson, C.T.E., Owens, W.H., Hutton, D.H.W., Hood, D.N., Meighan, I.G., 2007.

- Laccolithic, as opposed to cauldron subsidence, emplacement of the Eastern Mourne pluton, N. Ireland: Evidence from anisotropy of magnetic susceptibility. *Journal of the Geological Society* 164, 99–110. <https://doi.org/10.1144/0016076492006-008>
- Takada, A., 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research* 99, 13563–13573. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/94JB00494>
- Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile* 29.
- Thompson, A.B., 1996. Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences* 87, 1–10. <https://doi.org/doi.org/10.1017/S0263593300006428>
- Tikoff, B., Vigneresse, J.L., 1999. Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. *Tectonophysics* 312, 117–132. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00167-5](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00167-5)
- Tobisch, O.T., McNulty, B.A., Vernon, R.H., 1997. Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California. *Lithos* 40, 321–339. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(97\)00004-2](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(97)00004-2)
- Tomek, F., Žák, J., Svojtka, M., Finger, F., Waitzinger, M., 2019. Emplacement dynamics of syn-collapse ring dikes: An example from the Altenberg-Teplice caldera, Bohemian Massif. *Bulletin of the Geological Society of America* 131, 997–1016. <https://doi.org/10.1130/B35019.1>
- Tomek, F., Žák, J., Verner, K., Holub, F. V., Sláma, J., Paterson, S.R., Memeti, V., 2017. Mineral fabrics in high-level intrusions recording crustal strain and volcano–tectonic interactions: the Shellenbarger pluton, Sierra Nevada, California. *Journal of the Geological Society* 174, 193–208. <https://doi.org/doi.org/10.1144/jgs2015-151>
- Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge - The role of H₂O in the genesis of mantle-derived “arc-related” magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 127, 215–232. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00229-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00229-1)
- Varas, M.I., 2011. Naturaleza, distribución espacial e implicaciones Petrogenéticas de los enclaves máficos microgranulares del complejo plutónico Illapel, cordillera de la costa, Chile central. MSc thesis. Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepúlveda, P., Thiele, R., Drake, R., 1988. Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31 30' S–34 35' S). *Journal of South American Earth Sciences* 1, 199–209. [https://doi.org/doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90038-7](https://doi.org/doi.org/10.1016/0895-9811(88)90038-7)
- Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research* 95, 849–859. <https://doi.org/10.1029/jb095ib11p17849>
- Vernon, R.H., 1984. Microgranitoid enclaves in granites—globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature* 309, 438–439. <https://doi.org/doi.org/10.1038/309438a0>

- Vernon, R.H., 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal & Proceedings, Royal Society of New South Wales* 116, 77–103.
- Vernon, R.H., Collins, W.J., 2011. Structural Criteria for Identifying Granitic Cumulates. *The Journal of Geology* 119, 127–142. <https://doi.org/10.1086/658198>
- Vernon, R.H., Etheridge, M.A., Wall, V.J., 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: Indicators of magma mingling and flow. *Lithos* 22, 1–11. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(88\)90024-2](https://doi.org/10.1016/0024-4937(88)90024-2)
- Vidal, A., 2007. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado en rocas volcánicas cenozoicas del área Laguna Negra - Río Yeso, Cajón del Maipo, Santiago. MSc thesis. Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Vigneresse, J., Tikoff, B., Ame, L., 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics* 302, 203–224. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00285-6](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00285-6)
- Vigneresse, J.L., 2006. Granitic batholiths: From pervasive and continuous melting in the lower crust to discontinuous and spaced plutonism in the upper crust. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 97, 311–324. <https://doi.org/10.1017/S0263593300001474>
- Vigneresse, J.L., 2004. A new paradigm for granite generation. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 95, 11–22. <https://doi.org/10.1017/s0263593300000882>
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology* 37, 1579–1600. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.6.1579>
- Vigneresse, J.L., Clemens, J.D., 2000. Granitic magma ascent and emplacement: neither diapirism nor neutral buoyancy. *Geological Society, London, Special Publications* 174, 1–19. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.174.01.01>
- Vollmer, F.W., 2017. Software for the Quantification, Error Analysis, and Visualization of Strain and Fold Geometry in Undergraduate Field and Structural Geology Laboratory Experiences. in *Geological Society of America Abstracts with Programs*. Vol. 49. 2. <https://doi.org/10.1130/abs/2017ne-291027>
- Vollmer, F.W., 2010. A Comparison of Ellipse-Fitting Techniques for Two and Three-Dimensional Strain Analysis, and Their Implementation in an Integrated Computer Program Designed for Field-Based Studies. *AGU Fall Meeting Abstracts*. San Francisco, California, USA, 1984. 11–12.
- Vosteen, H.D., Schellschmidt, R., 2003. Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. *Physics and Chemistry of the Earth* 28, 499–509. [https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(03\)00069-X](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(03)00069-X)
- Walker Jr., B.A., Bergantz, G.W., Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Cristofolini, E.A., 2015. A MASH zone revealed: The mafic complex of the Sierra Valle Fértil. *Journal of Petrology* 56, 1863–1896. <https://doi.org/10.1093/petrology/egv057>
- Walker Jr., B.A., Miller, C.F., Claiborne, L.L., Wooden, J.L., Miller, J.S., 2007. *Geology and*

- geochronology of the Spirit Mountain batholith , southern Nevada : Implications for timescales and physical processes of batholith construction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 239–262. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.12.008>
- Watanabe, T., Koyaguchi, T., Seno, T., 1999. Tectonic stress controls on ascent and emplacement of magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 65–78. [https://doi.org/doi/10.1016/S0377-0273\(99\)00054-2](https://doi.org/doi/10.1016/S0377-0273(99)00054-2)
- Webber, J.R., Klepeis, K.A., Webb, L.E., Cembrano, J., Morata, D., Mora-Klepeis, G., Arancibia, G., 2015. Deformation and magma transport in a crystallizing plutonic complex, Coastal Batholith, central Chile. *Geosphere* 11, 1401–1426. <https://doi.org/10.1130/GES01107.1>
- Weinberg, R.F., 2006. Melt segregation structures in granitic plutons. *Geology* 34, 305–308. <https://doi.org/10.1130/G22406.1>
- Weinberg, R.F., Regenauer-Lieb, K., 2010. Ductile fractures and magma migration from source. *Geology* 38, 363–366. <https://doi.org/10.1130/G30482.1>
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Whittington, A.G., Hofmeister, A.M., Nabelek, P.I., 2009. Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth’s crust and implications for magmatism. *Nature* 458, 319–321. <https://doi.org/10.1038/nature07818>
- Wiebe, R.A., 1996. Mafic-silicic layered intrusions: the role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic magma chambers. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences* 87, 233–242.
- Wiebe, R.A., 1993. The pleasant bay layered gabbro-diorite, coastal maine: Ponding and crystallization of basaltic injections into a silicic magma chamber. *Journal of Petrology* 34, 461–489. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.3.461>
- Wiebe, R.A., Adams, S.D., 1997. Felsic enclave swarms in the gouldsboro granite, coastal maine: A record of eruption through the roof of a silicic magma chamber. *Journal of Geology* 105, 617–627. <https://doi.org/10.1086/515964>
- Wiebe, R.A., Collins, W.J., 1998. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *Journal of Structural Geology* 20, 1273–1998. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00059-5](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00059-5)
- Yáñez, G.A., Ranero, C.R., von Huene, R., Díaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 6325–6345. <https://doi.org/doi/10.1029/2000JB900337>
- Yoshinobu, A.S., Barnes, C.G., 2008. Is stopping a volumetrically significant pluton emplacement process?: Discussion. *Geological Society of America Bulletin* 120, 1080–1081. <https://doi.org/10.1130/0091-761>
- Yoshinobu, A.S., Okaya, D.A., Paterson, S.R., 1998. Modeling the thermal evolution of fault-controlled magma emplacement models: Implications for the solidification of

granitoid plutons. *Journal of Structural Geology* 20, 1205–1218. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00064-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00064-9)

- Yoshinobu, A.S., Wolak, J.M., Paterson, S.R., Pignotta, G.S., Anderson, H.S., 2009. Determining relative magma and host rock xenolith rheology during magmatic fabric formation in plutons: Examples from the middle and upper crust. *Geosphere* 5, 270–285. <https://doi.org/10.1130/GES00191.1>
- Žák, J., Holub, F. V., Kachlík, V., 2006. Magmatic stoping as an important emplacement mechanism of Variscan plutons: Evidence from roof pendants in the Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). *International Journal of Earth Sciences* 95, 771–789. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0076-8>
- Žák, J., Paterson, S.R., 2005. Characteristics of internal contacts in the Tuolumne Batholith, central Sierra Nevada, California (USA): Implications for episodic emplacement and physical processes in a continental arc magma chamber. *Bulletin of the Geological Society of America* 117, 1242–1255. <https://doi.org/10.1130/B25558.1>
- Žák, J., Paterson, S.R., Janousek, V., Kabele, P., 2009. The Mammoth Peak sheeted complex, Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California: a record of initial growth or late thermal contraction in a magma chamber? *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158, 447–470. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0391-8>
- Žák, J., Schulmann, K., Hrouda, F., 2005. Multiple magmatic fabrics in the Sázava pluton (Bohemian Massif, Czech Republic): a result of superposition of wrench-dominated regional transpression on final emplacement. *Journal of Structural Geology* 27, 805–822. <https://doi.org/doi.org/10.1016/j.jsg.2005.01.012>

Capítulo 7:
Deformación registrada en el plutón San
Gabriel

CAPÍTULO 7: DEFORMACIÓN REGISTRADA EN EL PLUTÓN SAN GABRIEL.

7.1 Introducción.

Para comprender los mecanismos de emplazamiento y dinámica de construcción y enfriamiento de reservorios de magma emplazados en la corteza superior se han utilizado una serie de indicadores de deformación, tales como fábrica petrográfica dada por la orientación preferencial de cristales (e.g., Paterson et al., 1998; Žák et al., 2005; Boummane y Olivier, 2007; Payacán et al., 2014), fábrica magnética determinada a partir de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (e.g., de Saint Blanquat et al., 2006; Zák et al., 2009; Gutiérrez et al., 2013; Garibaldi et al., 2018), y la orientación preferencial de estructuras magmáticas como enclaves máficos (e.g., Vernon et al., 1988; Blundy y Sparks, 1992; Paterson et al., 2004; Caricchi et al., 2012; Webber et al., 2015).

El registro de esta deformación se puede ver fácilmente obliterada por diferentes procesos de deformación que ocurren al interior de sistemas magmáticos (nuevas intrusiones), así como también deformación externa propia de esfuerzos existentes en ambientes tectónicos activos. En general la deformación registrada por la fábrica se suele asociar a procesos internos de los reservorios de magma (convección, inyección magmática, removilización de fundidos residuales) cuando la fábrica respeta los contactos internos y bordes del cuerpo intrusivo, exhibiendo foliaciones paralelas a estos (Paterson et al., 1998). Es por ello que determinar los patrones de variación de las fábricas dentro del plutón San Gabriel es fundamental para sustentar la evolución fluidodinámica del reservorio de magma que habría dado lugar al intrusivo, propuesta en los capítulos anteriores.

No obstante lo anterior, no se puede desestimar el posible efecto que tenga la deformación cortical en el emplazamiento y construcción de reservorios de magma emplazados en la corteza superior, donde el problema del espacio y emplazamiento del magma implica la transferencia de masa y *strain* en la corteza, sobre todo en ambientes tectónicos contraccionales (Paterson y Miller, 1998a; Tomek et al., 2017). Qué ocurre con la roca de caja de los intrusivos emplazados someramente, y cómo estos responden a la deformación externa una vez emplazados, son preguntas fundamentales para entender la

relación entre la deformación cortical y la transferencia de magma desde los niveles profundos de la corteza.

Si bien los enclaves máficos han sido utilizados como indicadores de deformación por diversos estudios, se debe ser cuidadoso a la hora de interpretar su origen. Es necesario tener en cuenta el origen petrológico de los enclaves, la reología del magma que conformó los enclaves, la reología del magma hospedante, los procesos de deformación *subsolidus* y la dinámica de la mezcla de magmas (Paterson et al., 2004). Esto, además, debe ir sustentado por un análisis detallado de las texturas internas de los enclaves máficos y del granito hospedante (Vernon, 1983).

Este capítulo presenta los resultados del análisis petrográfico y estructural de los enclaves máficos del plutón San Gabriel, desarrollado con el propósito de identificar la génesis de los enclaves y dar luces acerca de la estructura reológica del reservorio de magma que dio lugar al plutón. Además, se presentan algunas observaciones estructurales de la roca hospedante adyacente al plutón, con el objetivo de identificar los patrones de deformación registrados en ella. Los resultados y discusiones presentados en este capítulo son parte de un manuscrito en preparación para ser sometido en *Journal of Structural Geology*.

7.2 Metodología.

La metodología utilizada para la determinación de la orientación preferencial de los enclaves máficos se basa en la combinación de datos bidimensionales de orientación de enclaves, los que están contenidos en un plano del afloramiento. Similar a lo desarrollado por Payacán et al. (2014) en el estudio de fábricas magmáticas definidas por la orientación preferencial de cristales, la metodología aquí utilizada se basa en un método para obtener la geometría de los elipsoides de *strain* a partir de los datos bidimensionales de las características morfológicas de los enclaves máficos (largo, ancho, orientación del eje máximo). Si bien existen algunos estudios previos de la orientación de enclaves máficos en rocas intrusivas (Varas, 2011; Caricchi et al., 2012; Webber et al., 2015), la metodología aquí utilizada, basada en algoritmos preexistentes (Vollmer, 2010), no considera datos de lineación preexistentes u obtenidos a partir de otros métodos (Varas, 2011).

El elipsoide de *strain* o de anisotropía está definido por sus tres ejes principales $E_{m\acute{a}x} \geq E_{int} \geq E_{m\acute{i}n}$, los cuales poseen una orientación dada por su declinación e inclinación (*trend* y *plunge*, respectivamente) y una magnitud asociada a cada eje (Figura 7.1), la cual refleja la probabilidad de encontrar enclaves orientados en dicha dirección. Mediante estos valores se pueden definir parámetros escalares que permiten caracterizar la geometría del elipsoide: lineación ($L = E_{m\acute{a}x}/E_{int}$), foliación ($F = E_{int}/E_{m\acute{i}n}$), grado de anisotropía ($P = E_{m\acute{a}x}/E_{m\acute{i}n}$). La forma del elipsoide puede ser isótropa ($L = F = P = 1$), oblata ($F \gg L$; Figura 7.1a), prolata ($L \gg F$; Figura 7.1b) o triaxial ($L = F \neq 1$).

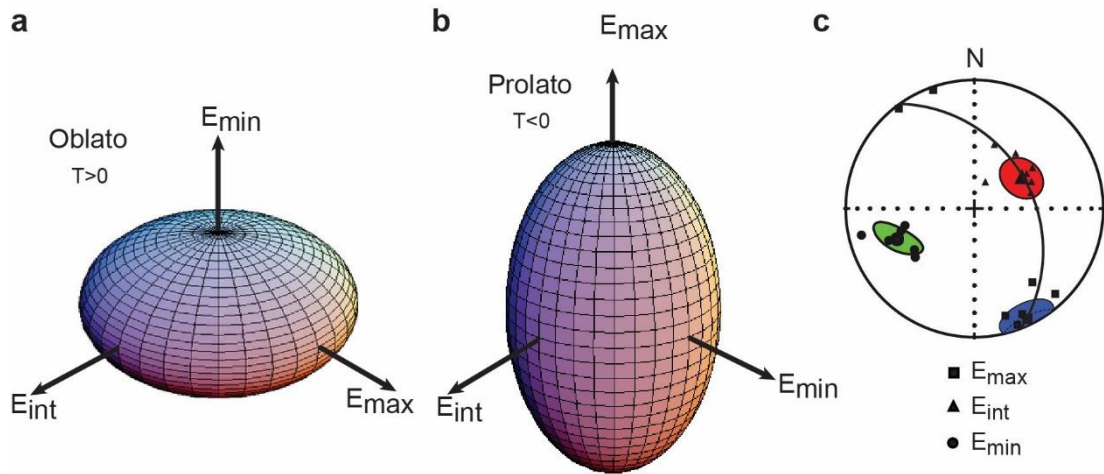


Figura 7.1: (a-b) Geometría de los elipsoides según el valor del parámetro de forma T (Jelinek, 1981). (a) El caso oblato ($T > 0$) corresponde a un elipsoide en que la foliación es mayor que la lineación, mientras que (b) el caso prolato ($T < 0$) es mayor la lineación. (c) Proyección de Schmidt (hemisferio inferior, equiareal) usada para representar el elipsoide de *strain* o de anisotropía definido por E_{max} (cuadrados, área azul), E_{int} (triángulos, área roja) y E_{min} (círculo, área verde). Es posible reconocer la dirección de la lineación (dada por E_{max} hacia el SE) y el plano de foliación (rumbo NW, manteniendo al NE; línea negra continua) y cuyo polo es el eje E_{min} . Las áreas representan los valores estadísticos con un intervalo de confianza del 95%.

Adicionalmente, el elipsoide de *strain* se puede caracterizar mediante los parámetros de deformación de Jelinek (1981):

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

También se definen los parámetros de deformación de Nadai (1950) y Hsu (1966), adaptados por Hossack (1968), que consisten en la cantidad de *strain* (ϵ) y el parámetro de Lode que representa la simetría de la deformación. Ambos parámetros están dados por:

$$\epsilon = \frac{\sqrt{3}}{3} \sqrt{(E_{m\acute{a}x} - E_{int})^2 + (E_{int} - E_{m\acute{i}n})^2 + (E_{m\acute{i}n} - E_{m\acute{a}x})^2}$$

$$v = (2 E_{int} - E_{m\acute{a}x} - E_{m\acute{i}n}) / (E_{m\acute{a}x} - E_{m\acute{i}n})$$

7.2.1 Terreno y muestreo.

Se realizaron campa\~nas de terreno con el objetivo de obtener datos de orientaci3n de enclaves m\~ficos del plut3n San Gabriel, buscando abarcar distintas zonas del intrusivo. En estas campa\~nas se logr3 obtener una serie de datos estructurales agrupados en 24 sitios de medici3n. Adem\~s, se recolectaron 33 muestras de mano, de las cuales se confeccionaron secciones transparentes de 29 de ellas (Anexo A).

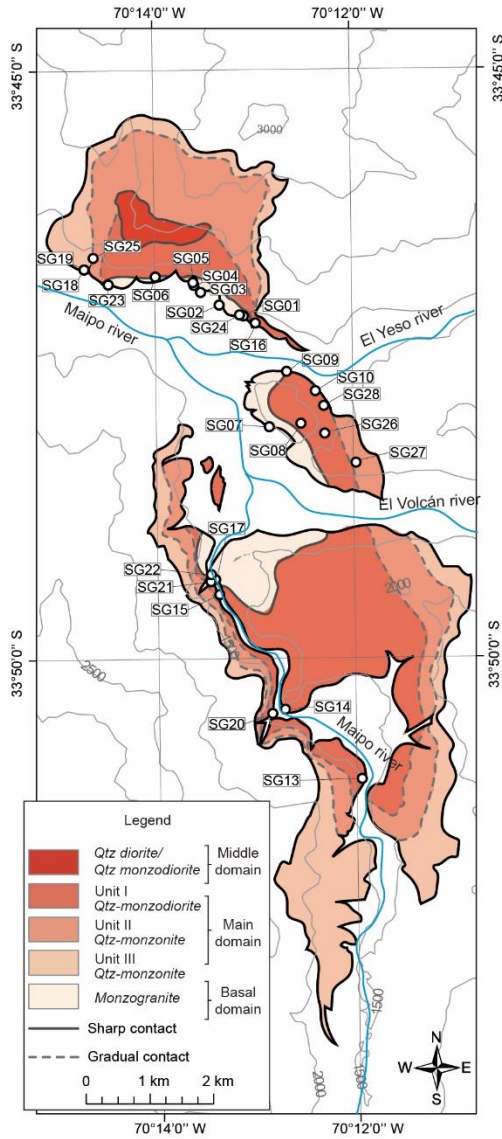
Es preciso remarcar que, para estos prop3sitos, no se pudo acceder a los niveles superiores del plut3n. Sin embargo, se logr3 coleccionar datos estructurales abarcando la base del intrusivo desde este a oeste, particularmente en la zona norte (Figura 7.2a).

En cada sitio de muestreo la toma de datos estructurales consisti3 en tres pasos:

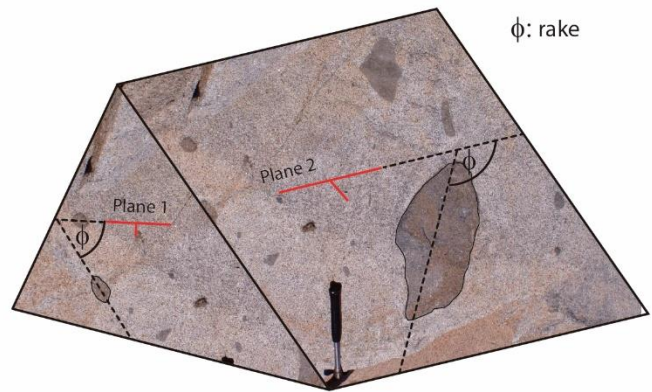
- (i) Estimaci3n de la densidad de poblaci3n de enclaves m\~ficos en el sitio. Para esto se utiliza una escala gr\~fica.
- (ii) Medici3n de la orientaci3n de cada plano del afloramiento que alberga enclaves m\~ficos (*dip/dip direction*; Figura 7.2b).
- (iii) Obtenci3n de una fotograf\~a de cada plano del afloramiento con enclaves m\~ficos, la que se utiliza para la caracterizaci3n morfol3gica y la medici3n del *rake* de cada enclave. Es necesario marcar la orientaci3n del plano en la roca y que esta direcci3n aparezca en la fotograf\~a para, as\~i, medir el *rake* de cada enclave.

Es imperativo recalcar que es necesario medir al menos tres planos con enclaves para aplicar esta metodolog\~a. Sin embargo, para disminuir el error asociado y obtener un resultado m\~s preciso, se deben medir planos con orientaciones tan diversas como sea posible, midiendo la mayor cantidad de enclaves que afloren. En general se consider3 al menos un total de 15 enclaves m\~ficos por sitio, dependiendo de su densidad de poblaci3n.

(a) Sites of structural data from mafic enclaves



(b) Outcrop view



(c) Measured plane

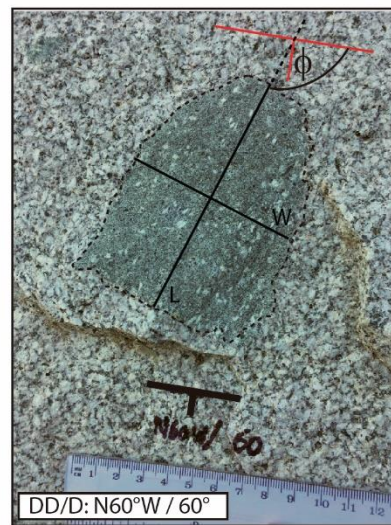


Figura 7.2: (a) Ubicación de los sitios de medición de datos estructurales de enclaves máficos del plutón San Gabriel. (b) Esquema de obtención de datos estructurales de enclaves en el afloramiento. (c) Ejemplo de fotografía usada para medición de eje mayor (L), eje menor (W), razón de aspecto ($R = L/W$) y orientación (*rake*: ϕ) de un enclave máfico.

7.2.2 Cálculo de los elipsoides de *strain* y orientación preferencial de los enclaves.

Este procedimiento se divide en dos partes: (i) la caracterización bidimensional de los enclaves máficos y (ii) la combinación de los datos bidimensionales para obtener el elipsoide de *strain*. En primera instancia, las características morfológicas de los enclaves (eje mayor L , eje menor W y razón de aspecto $R = L/W$) y el *rake* (ϕ) medido en el plano del

afloramiento fueron determinados mediante el análisis de las fotografías de los afloramientos utilizando la herramienta *2D Measurements* del software *JMicroVision*. El *rake* de cada enclave se define como el ángulo, medido en sentido horario, entre el rumbo del plano del afloramiento y el eje mayor del enclave, el que puede variar entre 0° y 180° (Figura 7.2b, c). De este modo, cada enclave máfico se puede representar como una elipse de *strain* orientada en el espacio.

En segundo lugar, para combinar los datos bidimensionales y determinar los elipsoides de *strain* se utilizó el software *EllipseFit 3.6.2* (Vollmer, 2010, 2017). Este ofrece dos métodos no iterativos para determinar el elipsoide de *strain* a partir de elipses de *strain* orientadas arbitrariamente (Robin, 2002; Shan, 2008), los cuales representan el elipsoide de *strain* por una matriz de forma \mathbf{b} , de manera similar a lo propuesto por Owens (1984). El método de Robin (2002) considera que el problema se soluciona mediante un sistema lineal de ecuaciones cuya solución siempre puede ser encontrada, siendo esta la matriz que minimiza la suma de la norma cuadrada de la matriz de errores para todas las caras. Por otro lado, el método de Shan (2008), aunque similar al de Robin (2002), se diferencia en que es más flexible con la información que se le entrega de cada elipse y, más importante aún, no distingue entre un elipsoide *strain* absoluto (el cual considera que las elipses están relacionadas entre sí en términos de escala) ni un elipsoide de *strain* relativo (en el cual sólo importa la razón de aspecto de las elipses consideradas para su cálculo). Para esto, Shan (2008) asume que la matriz de forma \mathbf{b} está centrada en una hiperesfera de 6 dimensiones centrada en el origen y considera el menor *eigenvector* (vector propio) como la solución óptima, haciendo su implementación mucho más rápida y compacta (Vollmer, 2010).

Debido a la mayor flexibilidad, en esta investigación se opta por el método de Shan (2008). El cálculo de los elipsoides a través de este método entrega como variables una magnitud relativa de cada eje ($E_{m\acute{a}x} \geq E_{int} \geq E_{m\acute{i}n}$), la declinación (*trend*) e inclinación (*plunge*) de los tres ejes principales del elipsoide de *strain*. Adicionalmente, el método entrega una matriz residual para cada elipse considerada, calculando la sección 2D para cada plano utilizado como *input*.

7.3 Naturaleza de los enclaves máficos del plutón San Gabriel.

7.3.1 Caracterización morfológica y petrográfica.

En general, los enclaves máficos del plutón San Gabriel varían de litologías dioríticas, cuarzo-dioríticas a tonalíticas mesocráticas, con granulometría fina hasta granulometría media-gruesa. Texturalmente estos varían de enclaves de equigranulares a inequigranulares, presentando incluso texturas porfíricas y seriadas, sin evidencias de estructuras asociadas a deformación frágil ni dúctil en los cristales que los conforman. La mayoría de los enclaves presenta la misma mineralogía, la cual, en orden decreciente de abundancia, consiste principalmente en plagioclasa (mayoritaria), anfíbola, biotita, clinopiroxeno y cuarzo.

Los enclaves máficos suelen presentar morfologías elongadas, ovaladas a elipsoidales, con tamaños máximos entre 2 y 10 cm (Figura 7.3). Las razones de aspecto típicamente varían entre 1:1 hasta 3:1, pudiendo llegar a ser más alta en algunos casos particulares (Figura 7.3), sugiriendo que estos fueron levemente deformados como se plantea avanzado este capítulo.

La observación minuciosa de los enclaves permitió clasificarlos en dos grupos según características texturales y mineralógicas, los cuales se describen a continuación.

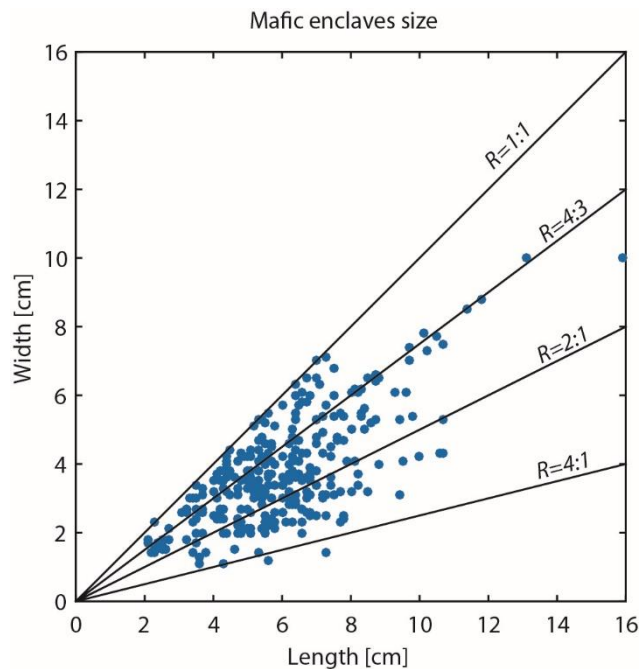


Figura 7.3: Magnitud de los ejes mayores y menores de los enclaves máficos, determinados mediante el análisis digital de fotografías de los afloramientos.

7.3.1.1 Enclaves máficos cristalinos.

Un primer grupo está conformado por los que aquí se denominan enclaves máficos cristalinos. Estos se caracterizan por su forma circular a elipsoidal con bordes redondeados a subredondeados y tamaños de hasta 15 cm de largo, y constituyen un 65% de los enclaves máficos del plutón San Gabriel. Este grupo de enclaves varía de dioritas a cuarzo-dioritas de anfíbola, compuestas principalmente por plagioclasa (40-50%), anfíbola mayormente anhedral (30-45%), piroxeno (15-10%), biotita anhedral (5-10%) y cuarzo intergranular (0-10%). Estos suelen ser holocristalinos con textura porfírica en plagioclasa y algunos máficos (~15% de fenocristales de granulometría gruesa), inmersos en una masa fundamental de granulometría media a fina.

A escala microscópica, estos enclaves suelen presentar texturas intergranulares en plagioclasa, las cuales se presentan zonadas con macla polisintética. Los piroxenos se presentan como cúmulos de granulometría fina. Las anfíbolas y biotitas suelen mostrar bordes de reacción con clorita y biotita secundaria, además de inclusiones de minerales opacos. La fábrica petrográfica interna de los enclaves es mayormente isótropa, sin evidencias claras de microfracturamiento ni orientación preferencial de cristales (Figura 7.4d). Sin embargo, en algunos enclaves se observan fenocristales de plagioclasa orientados siguiendo la orientación del enclave respectivo, siendo a veces más marcada que la fábrica del granitoide hospedante (Figura 7.4a, c). En este sentido, la población de enclaves resulta ligeramente homogénea en términos de la orientación preferencial de estos y la relación entre la fábrica interna y la del hospedante (considerando los casos consistentes como indicadores).

7.3.1.2 Enclaves máficos microcristalinos.

El segundo grupo de enclaves, aquí denominados enclaves microcristalinos, está caracterizado por su morfología elipsoidal y ovalada, con tamaño máximo de unos 10 cm, constituyendo hasta un 35% de la población de enclaves máficos.

Estos varían de cuarzo-dioritas a tonalitas mesocráticas y equigranulares, conformados principalmente por plagioclasa subhedral (30-40 %), anfíbola subhedral (35-45%), biotita subhedral (10-15%) y cuarzo intergranular anhedral (0-10%; Figura 7.5a). A escala mesoscópica incluso se reconocen texturas afaníticas. Los piroxenos suelen presentarse como cúmulos (Figura 7.5f), mientras que anfíbolas y biotitas a veces presentan bordes de reacción con clorita y epidota (Figura 7.5c, d).

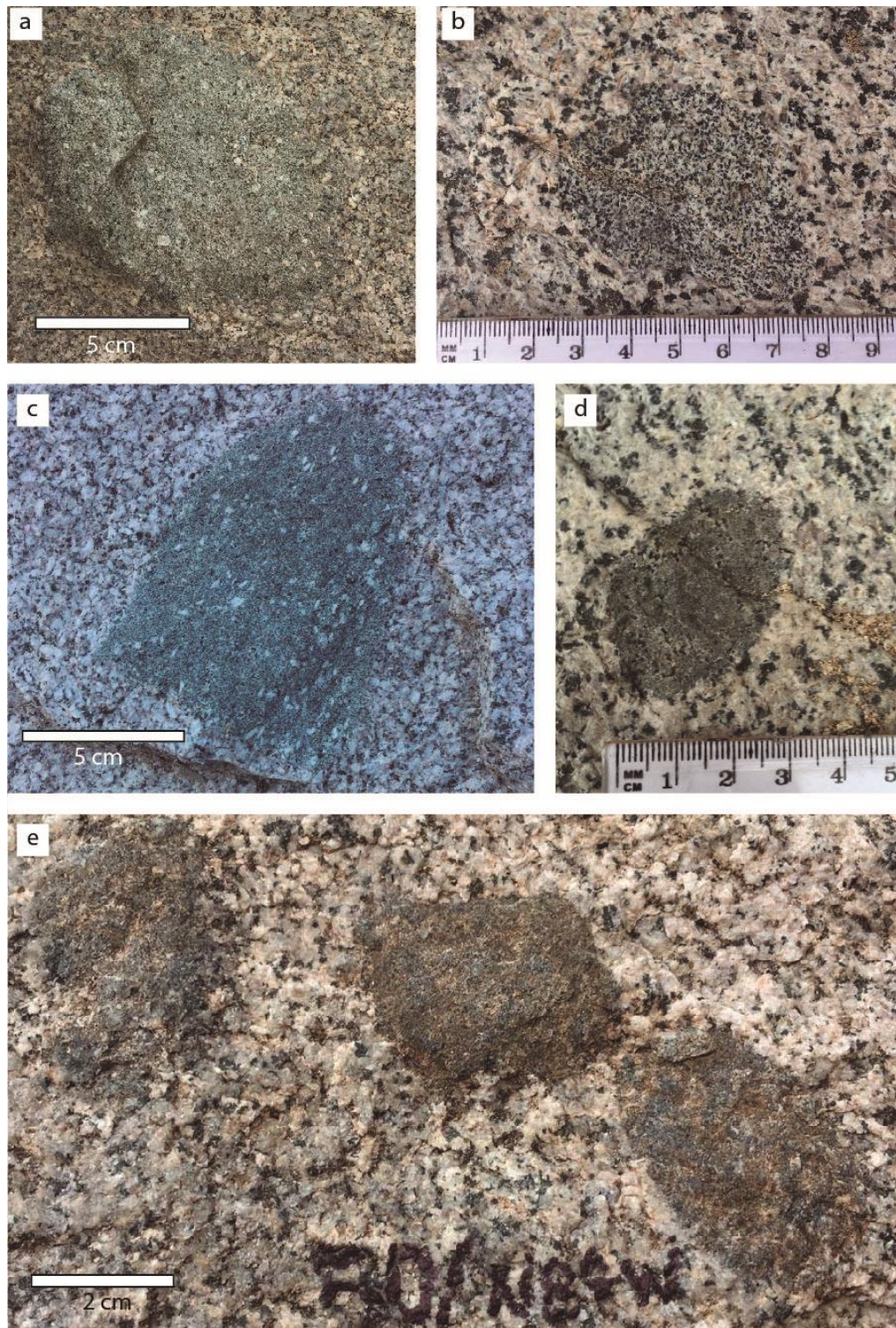


Figura 7.4: (a, b, c) Vista en afloramiento de enclaves máficos cristalinos del plutón San Gabriel, en los cuales se logra apreciar fenocristales de plagioclase que provendrían del magma hospedante. (d, e) Vista en afloramiento de enclaves máficos microcristalinos.

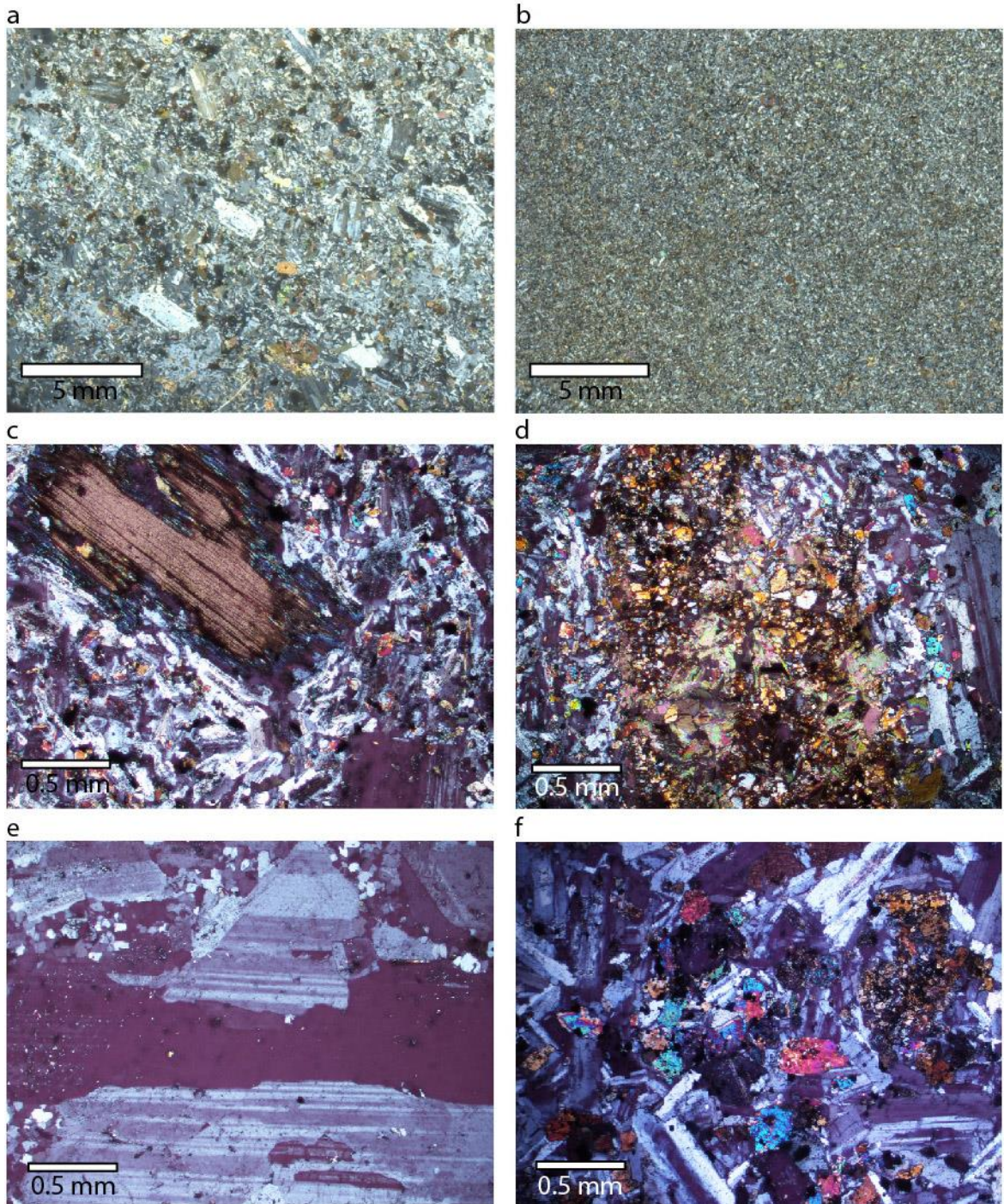


Figura 7.5: Fotomicrografías de enclaves máficos (nícoles cruzados). (a) Enclave máfico cristalino proveniente del centro del plutón San Gabriel, donde se evidencia textura porfírica con fenocristales de plagioclasa. Estos fenocristales son comparables con los del intrusivo hospedante. (b) Enclave máfico microcristalino proveniente del borde del plutón San Gabriel. (c-d) Mineralogía secundaria típica de los enclaves máficos consistente principalmente en clorita (como borde de reacción de biotita) y epidota (como cúmulos asociados a mineralogía máfica). (e) Cristales de cuarzo microcristalino rellenando espacios intercristales de plagioclasa. (f) Piroxenos intergranulares en enclave máfico cristalino.

7.3.2 Distribución espacial.

En cada punto de medición de las propiedades morfológicas de los enclaves máficos se estimó una densidad de población dada por el número de enclaves por m^2 , independiente del tamaño de los enclaves (esto es razonable considerando el rango acotado de tamaños observados). Los puntos de muestreo de enclaves máficos presentan variaciones que van desde menos de 1 enclave por m^2 hasta 8 enclaves por m^2 . Se pueden reconocer algunos patrones claros de la densidad de población de enclaves máficos, los cuales tienden a ser más abundantes hacia el centro del plutón, aflorando en el extremo norte (Figura 7.6). Estos puntos se encuentran en las unidades litológicas del Dominio Basal del plutón, coincidiendo con las zonas más diferenciadas composicionalmente.

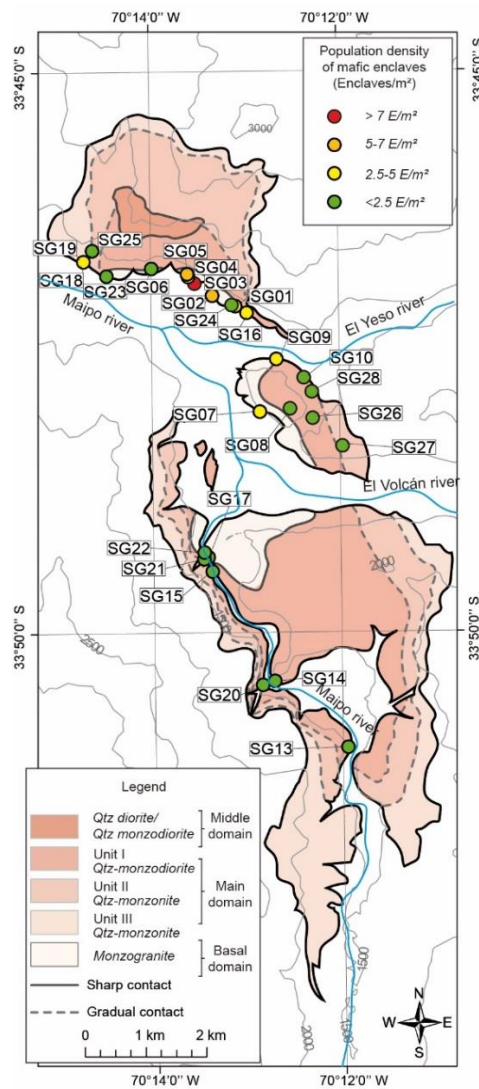


Figura 7.6: Mapa de distribución de la densidad de población de enclaves máficos en los sitios de muestreo del plutón San Gabriel. La densidad de población se define como el número de enclaves máficos por m^2 .

7.4 Anisotropía y elipsoides de *strain* definidos por los enclaves máficos del plutón San Gabriel.

Se midió la orientación de más de 200 enclaves máficos a lo largo del plutón San Gabriel, agrupados en 24 sitios de muestreo, en los cuales se calculó el tensor de *strain* representado como un elipsoide. La mayoría de los enclaves presenta un *rake* que varía entre 15° y 135°, siendo un rango amplio debido a la variedad de orientaciones de planos medidos en terreno.

En las siguientes secciones se describen los tensores de anisotropía obtenidos, partiendo por sus parámetros de forma y, a continuación, sus parámetros de orientación, detallando los rangos de valores y las principales variaciones espaciales de dichas características. El detalle de los resultados se encuentra en el Anexo F y Anexo G.

7.4.1 Parámetros escalares de los elipsoides de anisotropía.

Los cálculos de los tensores de *strain* de los enclaves máficos muestran que, en general, el grado de anisotropía del plutón San Gabriel varía entre 1.1 y 10 (Figura 7.7a). En general, los valores de foliación varían entre 1 y 5, siendo mayores que los valores de lineación, los cuales varían entre 1 y 3.3 (exceptuando los sitios SG04 y SG08; Figura 7.7b). La mayoría de los elipsoides de *strain* preservados por los enclaves máficos son de carácter triaxial a oblató, cuyas anisotropías abarcan todo el espectro registrado en el plutón San Gabriel. Sin embargo, algunos sitios presentan elipsoides de carácter prolato, coincidiendo los valores más bajos de anisotropía (<6 ; Figura 7.7a), tal como se infiere de los valores del parámetro de forma T, el cual varía entre -0.9 y 0.6, donde tan solo 4 sitios (SG04, 15, 18 y 24) presentan un elipsoide de *strain* claramente prolato ($T < -0.5$; Figura 7.7a). Esto es consistente con los valores del parámetro de Lode (Figura 7.7c).

La mayoría de los sitios presentan valores de *strain* total varían entre 0.5 y 1.6, exceptuando el sitio SG08 que presenta un valor de 2.2 y los sitios SG05 y SG16 con valores menores a 0.5 (Figura 7.7c). La distribución espacial de estos valores en el plutón no permite establecer una tendencia clara dependiente de la localización dentro del intrusivo.

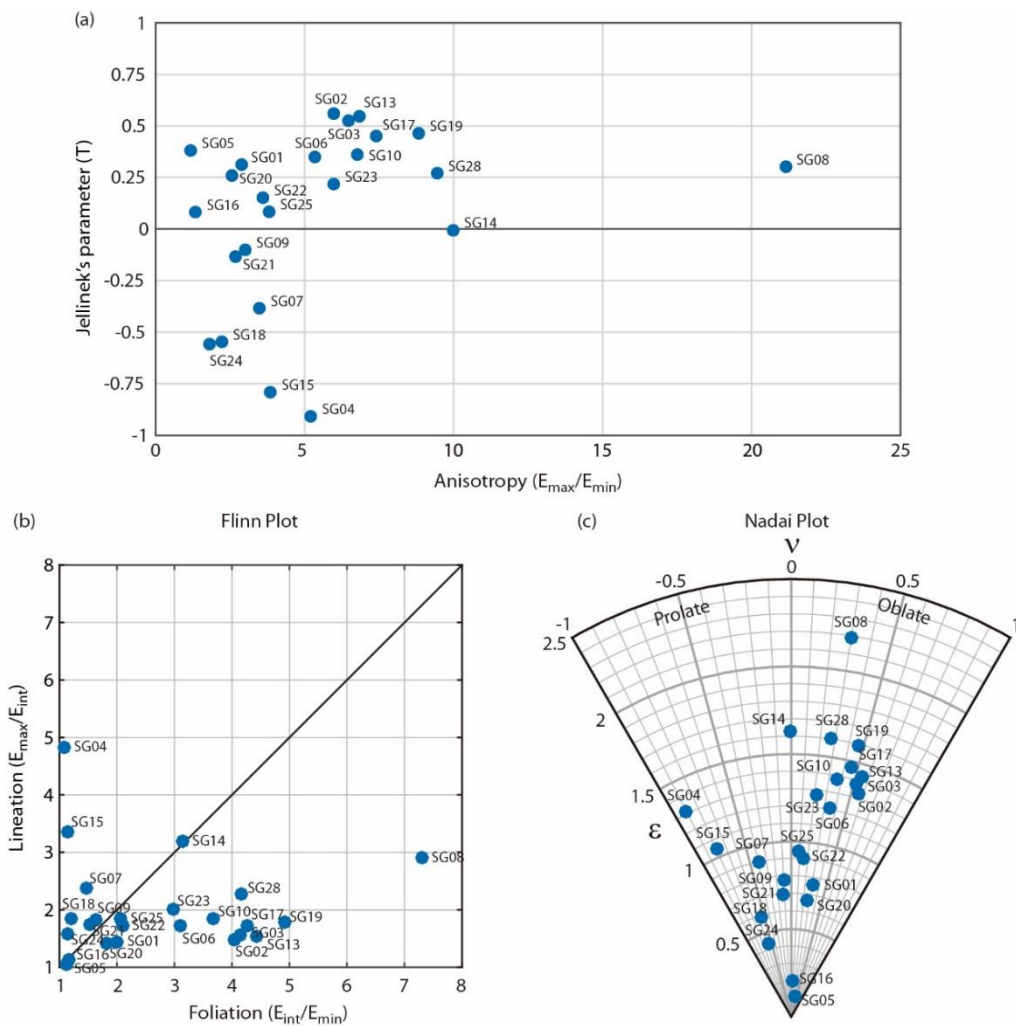


Figura 7.7: Diagramas de forma de los tensores de *strain*. (a) Diagrama de Jellinek entre el factor de anisotropía y parámetro de forma T. (b) Diagrama de Flinn de foliación versus lineación. (c) Diagrama de Nadai, graficando el parámetro de Lode de simetría del tensor (v) y el *strain* total (ϵ).

En general no se observan patrones claros en la variación de los valores de lineación a lo ancho del plutón San Gabriel. Sin embargo, es posible notar que los sitios con mayor lineación están en la parte central del sector norte del plutón (SG04, SG07 y SG08), asociados al Dominio Basal, mientras que hacia el sur se encuentran en el borde occidental (SG14 y SG15), asociados al Dominio Principal.

Existe un grupo de sitios con altos valores de foliación (entre 4 y 5), los cuales corresponden preferentemente a sitios del borde del plutón (SG19; SG13; SG17; SG28). Otros sitios de este grupo se ubican en las zonas centrales del plutón San Gabriel (SG03;

SG02); sin embargo, estos son cercanos a las zonas del contacto entre el Dominio Basal y el Dominio Principal, el cual es un contacto neto y bien definido.

7.4.2 Orientación preferencial de los elipsoides de anisotropía.

En términos generales, tanto la orientación de la lineación como de los planos de foliación de los elipsoides de *strain* presentan orientaciones preferenciales a lo largo del plutón San Gabriel. La lineación tiende a presentar direcciones principalmente SE, aunque varía de NW a SE, pasando también por el cuadrante NE, con inclinaciones que varían de subhorizontal a subvertical, siguiendo ligeramente la orientación preferencial del plutón (Figura 7.8). Se puede reconocer que los sitios ubicados en zonas alejadas de los bordes del intrusivo, como parte del Dominio Basal (SG04, SG05, SG07, SG09, SG23 y SG24), además de un par de sitios ubicados en el borde oeste en la Unidad I del Dominio Principal (SG15 y SG17), presentan lineaciones con alta inclinación ($>65^\circ$; Figura 7.9). Por otro lado, los sitios restantes presentan lineaciones subhorizontales, siendo muy marcada en los sitios ubicados cerca de los bordes del plutón (Figura 7.9). No obstante, en estos casos la dirección de inclinación de la lineación es variable, existiendo sitios donde la lineación sigue la misma orientación del intrusivo y sus paredes (e.g., SG10, SG18, SG20, y SG28).

La mayoría de los planos de foliación de los elipsoides de *strain* con rumbo NW-SE y manteos en dirección NE con inclinaciones promedio de 35° , variando de 15° a 90° (Figura 7.9). Sin embargo, existe un grupo de elipsoides de *strain* con planos de foliación vertical, pero direcciones diferentes al promedio, con direcciones NE-SW a E-W (SG05, SG09, SG15, SG19, SG23, SG24; Figura 7.9). Es preciso notar que estos últimos sitios están asociados al contacto entre unidades, en particular entre el Dominio Basal y el Dominio Principal, sugiriendo que estarían espacialmente relacionados.

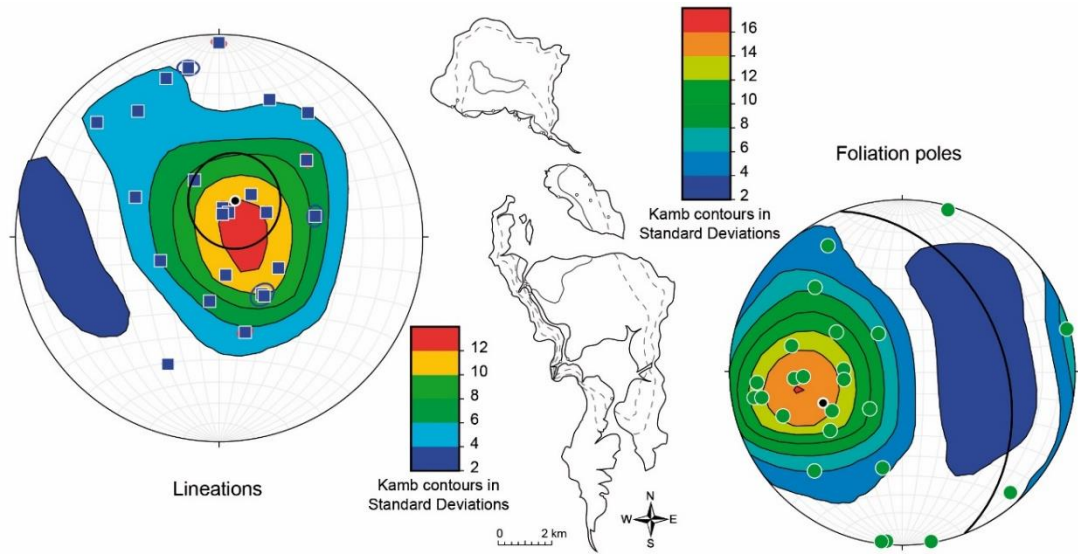


Figura 7.8: Proyección estereográfica equiareal con contornos mostrando la dirección promedio de la lineación (E_{max}) y el polo del plano de foliación (E_{min}). Como referencia se muestra el contorno del plutón San Gabriel para comparar su orientación con la orientación de los tensores de anisotropía. El promedio de las lineaciones y foliaciones obtenidos a partir de distribución Fisherian a partir del *software* Stereonet 11 (Allmendinger). Los contornos se construyeron utilizando el método Kamb sobre la desviación estándar.

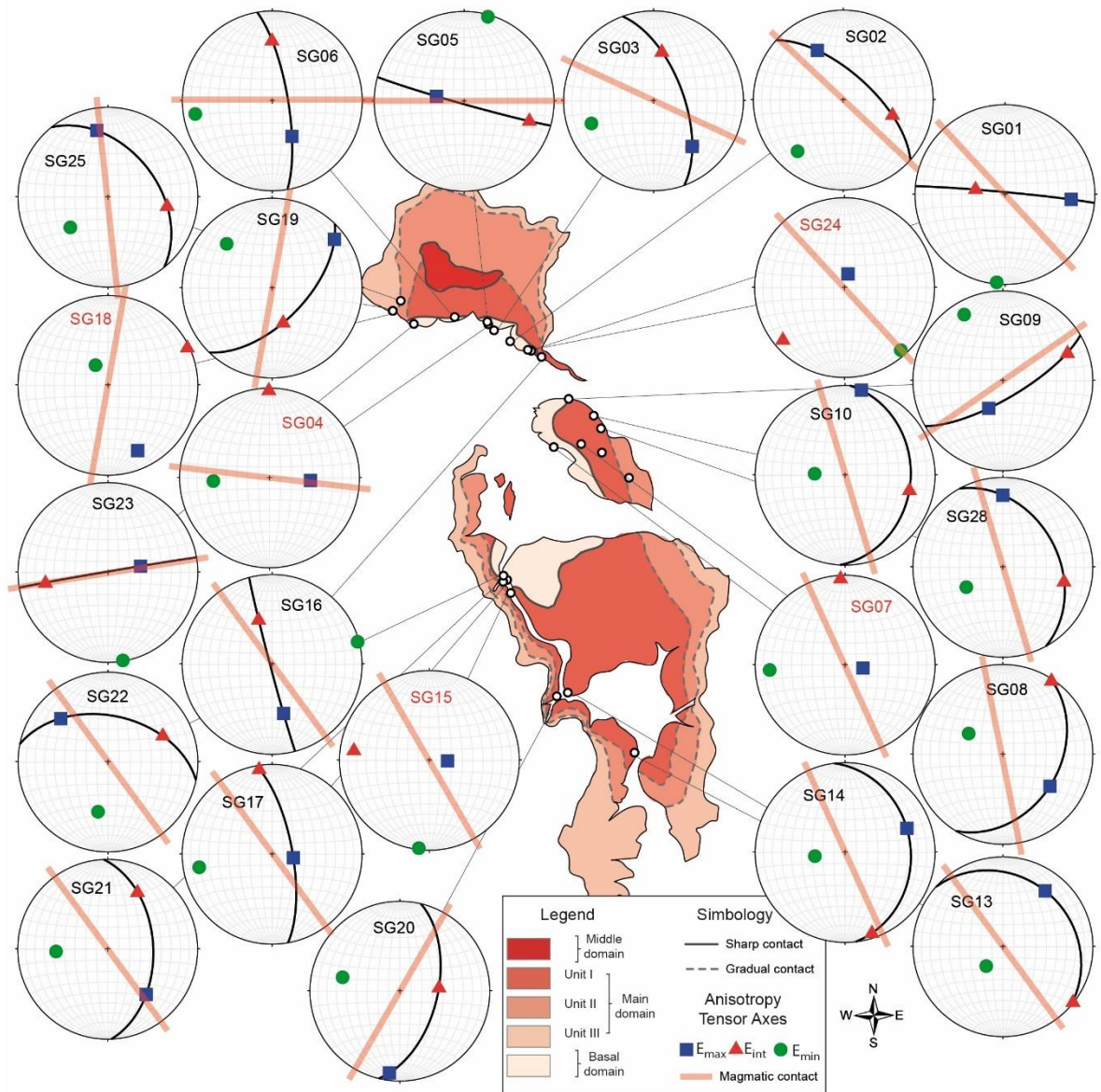


Figura 7.9: Proyección estereográfica equiareal mostrando la dirección de los ejes del tensor de *strain* para cada sitio de medición. Como referencia, se muestra la dirección de los contactos entre unidades magmáticas mediante la línea roja. El plano de foliación se muestra en los estereogramas para los sitios en que el tensor es oblató o triaxial (código del sitio negro). Los sitios prolátos se destacan mediante el código de sitio en color rojo.

7.5 Discusiones acerca de la deformación registrada por enclaves máficos en el plutón San Gabriel.

7.5.1 Origen de los enclaves máficos y reología del reservorio de magma.

Los enclaves máficos corresponden a agregados minerales, típicamente máficos (píroxeno, anfíbola, biotita) y plagioclasa, contenidos en rocas ígneas de composición intermedia a ácida, las que, en el caso de cuerpos plutónicos, corresponden a granitoides. Existen variadas interpretaciones para el origen de los enclaves máficos en plutones (Tobisch et al., 1997; Barbarin, 2005; Hodge et al., 2012). En primera instancia, la inyección y *stirring* de magma básico en un sistema intermedio a ácido, donde típicamente el magma inyectado es menos viscoso que el hospedante (e.g., Blundy y Sparks, 1992; Wiebe y Collins, 1998; Paterson et al., 2004). Esta interacción puede clasificarse en dos regímenes contrapuestos: (1) un contraste de viscosidad efectiva relativamente bajo entre el magma hospedante y el magma inyectado, favoreciendo la dispersión del magma básico en gotas o bolsones que dan lugar a enclaves máficos (Wiebe y Collins, 1998), o bien, (2) un mayor contraste de viscosidad efectiva entre el magma hospedante y el inyectado, lo que genera que el magma inyectado se preserve con forma de canal, generando diques o capas continuas de magma básico, o diques compuestos por enjambres de diques máficos (Wiebe, 1993; Hodge et al., 2012). Cuando estas capas de magma máfico quedan acumuladas en la base de la zona convectiva de reservorios de magma, los flujos del magma móvil pueden arrastrar parte del material básico, permitiendo que ascienda a los niveles superiores del reservorio en las zonas de flujos convergentes (Vernon, 1984; Wiebe y Adams, 1997). Tal es el proceso que Payacán et al. (2015) sugieren para explicar la alta concentración de enclaves máficos hacia las zonas centrales del plutón La Gloria.

Por otro lado, la existencia de zonas de acumulación de magma móvil, con relativamente baja viscosidad efectiva, alta capacidad de fluir y generar convección a gran escala, puede favorecer procesos de reciclaje o retrabajo de las unidades magmáticas (Paterson et al., 2016). Los fragmentos de la roca de caja y/o de las unidades cristalizadas previamente pueden integrarse en el magma hospedante y ser transportados y distribuidos dentro del reservorio siendo afectados por convección e inestabilidades gravitacionales (Castro et al., 1991; Paterson y Miller, 1998b; Paterson et al., 2008a). Otra alternativa para explicar el origen de enclaves máficos es que estos correspondan a restitas generadas por

procesos de acumulación de cristales o extracción de fundidos residuales. Sin embargo, las evidencias texturales en enclaves máficos tienden a ser escasas en cuerpos graníticos (Vernon, 1983).

La mayoría de los enclaves máficos registrados en el plutón San Gabriel presentan características texturales y morfológicas del tipo magmáticos cristalinos, en desmedro de los del tipo xenolítico y restítico. Estos habrían cristalizado continuamente durante procesos de *mingling* magmático, bajo condiciones de escasa hibridización geoquímica con el magma hospedante. Sin embargo, los fenocristales de feldespato que brindan la textura porfírica a muchos enclaves (Figura 7.4; Figura 7.5a) son similares a los cristales de feldespato presentes en el magma hospedante, sugiriendo que estos fueron integrados por el magma básico que constituía los enclaves. Tal como propone Barbarin (2005) en el análisis de la hibridización magmática, la superficie efectiva de contacto entre ambos magmas cuando se generan enclaves máficos como los observados en el plutón San Gabriel es lo suficientemente baja para inhibir la interacción química entre estos. Esto es consistente con lo que se propone para la génesis de enclaves máficos, por ejemplo, en el Batolito de la Sierra Nevada central (CA, EE. UU.), donde el contenido modal de fases de los enclaves máficos permite asociar estos a procesos de mezcla e hibridación, fraccionamiento de fundidos residuales y segregación de sólidos (Barbarin, 2005). Según la composición modal de los enclaves máficos del plutón San Gabriel, estos estarían asociados al campo de los magmas máficos y de mezcla.

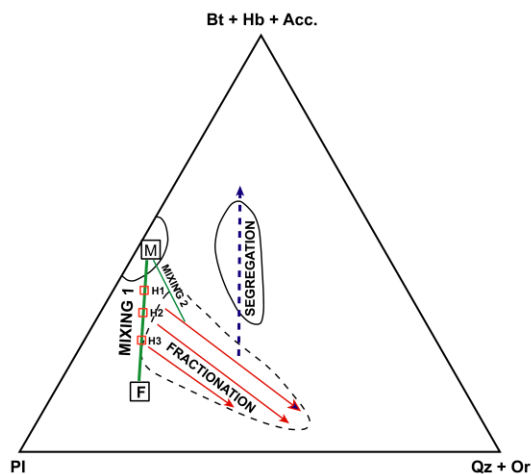


Figura 7.10: Modelo propuesto por Barbarin (2005) para la relación genética de granitoides y enclaves máficos asociados en el Batolito de la Sierra Nevada central (CA, EE.UU.), constreñido a partir de datos de terreno, geológicos, mineralógicos y geoquímicos. (M) y (F) representan la composición modal de los magmas máficos (enclaves) y félsicos (hospedante) que constituyen el batolito. Se muestran las tendencias de hibridación (H), mezcla, segregación de sólidos y fraccionamiento de fundidos.

La dinámica de la interacción entre magmas máficos en reservorios de magma félsico está constreñida por el porcentaje de mezcla y por los contrastes en las propiedades físicas de los magmas, todas relacionadas a su composición, temperatura y cristalinidad (Frost y Mahood, 1987; Vernon et al., 1988; Hodge et al., 2012; Hodge y Jellinek, 2012). Barbarin (2005), a partir de estudios realizados en el batolito de Sierra Nevada, plantea que las estructuras magmáticas generadas por dicha interacción están controladas principalmente por el estado de cristalinidad del magma hospedante. De este modo, es posible establecer cuatro estados (Figura 7.11). Un estado de baja cristalinidad, y por ende bajo contraste de viscosidad efectiva entre los magmas básico y ácido, favorece la hibridización química entre los magmas e inhibe la formación de estructuras máficas como enclaves y diques. Este proceso tiende a ocurrir a altas profundidades de la corteza y se ve favorecido por la convección magmática. Un segundo estado surge al aumentar la cristalinidad (no superando el 35-40% de cristales) y viscosidad efectiva del magma hospedante, donde la intrusión máfica tiende a disgregarse en bolsones o “burbujas”, generando enclaves máficos que se aíslan y dispersan por el magma, favorecido también por una todavía alta capacidad de fluir del magma hospedante. En tercer lugar, cuando aumenta la cristalinidad del magma ácido hasta que este tenga un comportamiento reológico cercano al sólido (cristalinidad de al menos el 50%), al intruir, el magma máfico tenderá a mantenerse canalizado en estructuras tabulares, pero con una disgregación local, generando diques fragmentados o compuestos por un enjambre de enclaves, debido al comportamiento no-newtoniano del magma (Paterson et al., 2004; Caricchi et al., 2007; Hodge et al., 2012). Por último, en un estado final donde el magma hospedante presenta un alto grado de cristalinidad y un comportamiento reológico similar a un sólido, el magma máfico inyectado tenderá a formar una estructura tabular continua, conformando un dique máfico, en cuyo caso la interacción composicional entre ambos magmas es prácticamente nula.

En términos fluidodinámicos, la interacción entre dos fluidos con contraste de viscosidad, como el caso de un magma básico y uno ácido, ha sido estudiado experimentalmente (Campbell y Turner, 1985, 1986). Dichos estudios plantean dos escenarios para la interacción mecánica entre ambos magmas, según: (1) ambos poseen similar viscosidad efectiva y la mezcla ocurre con un bajo número de Reynolds, favoreciendo el *mixing* o hibridización; (2) si el magma hospedante es mucho más viscoso que el máfico,

entonces la hibridización será inhibida, favoreciendo la formación de estructuras magmáticas como enclaves máficos y diques compuestos.

En el caso del plutón San Gabriel, las únicas estructuras que se observan son enclaves máficos cristalinos de morfología ovalada a elipsoidal con bordes redondeados. Bajo los escenarios descritos anteriormente (Figura 7.11), se desprende que la interacción entre el magma básico y el ácido hospedante se dio cuando este último tenía un bajo porcentaje de cristalinidad (<40%), con alta capacidad para desarrollar convección dentro del reservorio. Esto sustenta la hipótesis de que el reservorio que dio lugar al plutón San Gabriel fue un reservorio magmático con capacidad de presentar convección interna, tal como se sugirió a partir de las estructuras magmáticas observadas, los contactos internos y la distribución espacial de las unidades que conforman el plutón, como se propone en el CAPÍTULO 3. Esto sustenta el hecho de que el retrabajo de unidades inyectadas y solidificadas en etapas tempranas de la construcción del plutón es un proceso que debe ser considerado al evaluar la dinámica de enfriamiento y procesos de diferenciación de los sistemas magmáticos emplazados en los niveles superiores de la corteza (Paterson, 2009; Paterson et al., 2016). Sin embargo, es preciso recalcar que esto no necesariamente quiere decir que el reservorio completo representó una suerte de estanque de magma como discuten Glazner et al. (2004).

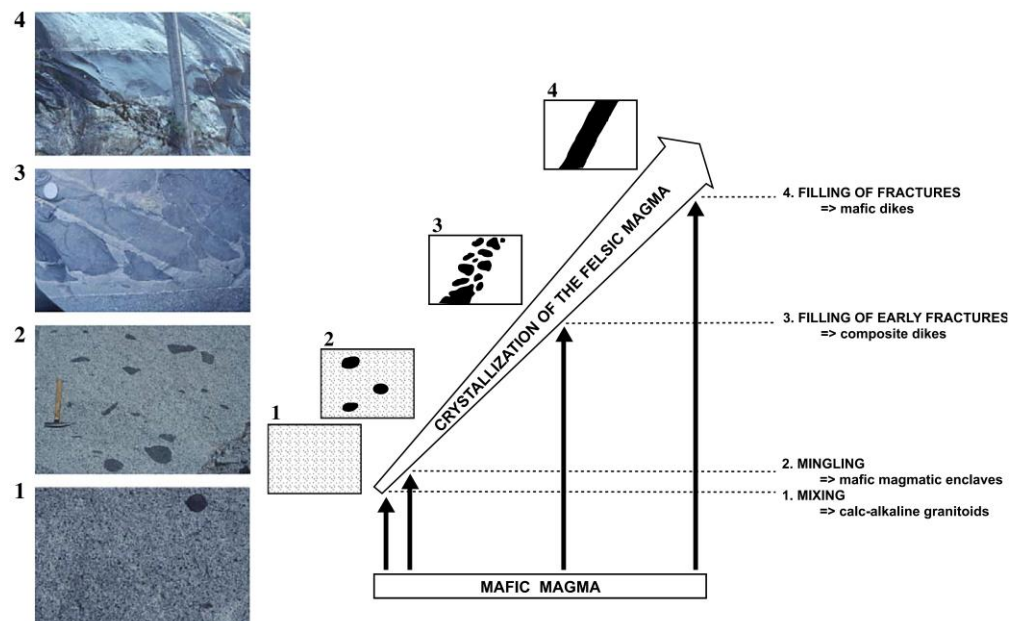


Figura 7.11: Esquema que muestra la variación de la dinámica de hibridización o *mingling* producto de la interacción entre la inyección de un magma básico en un magma ácido hospedante en función de las distintas etapas de cristalización de magma hospedante (tomado de Barbarin, 2005). Los enclaves máficos observados en el plutón San Gabriel corresponden al estado 2 de relativamente baja cristalinidad del magma hospedante.

7.5.2 Origen de la deformación registrada por los enclaves máficos.

Los enclaves máficos han sido utilizados como indicadores de *strain* en cuerpos intrusivos, basándose en estudios de su morfología, texturas y fábricas petrográficas (Vernon et al., 1988; Paterson et al., 2004). En particular, los enclaves máficos pueden también utilizarse para inferir *strain* de origen magmático, el cual tiende a asumirse como registrado durante el emplazamiento del reservorio (Caricchi et al., 2012). Sin embargo, debido a la complejidad del registro de *strain* en sistemas magmáticos, es necesario revisar con detención las evidencias texturales y morfológicas que permitan realizar estas inferencias (Paterson et al., 1998, 2004). Los enclaves máficos han sido también utilizados como indicadores de deformación tectónica consecuencia de procesos externos al sistema magmático (Webber et al., 2015). En dicho caso, la deformación en estado sólido se reconoce mediante un análisis microestructural y la observación de evidencias tales como deformación plástica de cristales, minerales neoformados y cristales fracturados o con bandas *kink* (Vernon et al., 1988; Webber et al., 2015). Según Paterson et al. (2004), este análisis debe sustentarse en cuatro puntos: (1) las características iniciales de los enclaves máficos y la formación de estos; (2) la reología de los enclaves y el contraste de densidad entre el magma máfico y el hospedante; (3) si los enclaves registran *strain* finito y la relación con las fábricas petrográficas de la roca adyacente e interior; y finalmente, (4) los cambios de forma y orientación de los enclaves a lo largo y ancho del cuerpo plutónico.

Si bien la población de enclaves máficos es ligeramente homogénea en términos de su orientación y la relación entre la fábrica petrográfica interna y del hospedante (Figura 7.12), aquí se propone evaluar el *strain* registrado por estos. Al analizar en detalle las evidencias texturales de los enclaves máficos preservados en el plutón San Gabriel, es posible inferir una temporalidad relativa entre los eventos de cristalización del magma máfico y el magma hospedante y los eventos de deformación registrados por estos. La escasa evidencia de deformación plástica y deformación frágil de los cristales, y la fábrica petrográfica poco definida en su interior en muchos casos, indican que los enclaves máficos se deformaron durante etapas por encima del *solidus*, antes de que el magma básico alcanzara relativamente altas cristalinidades (>40%).

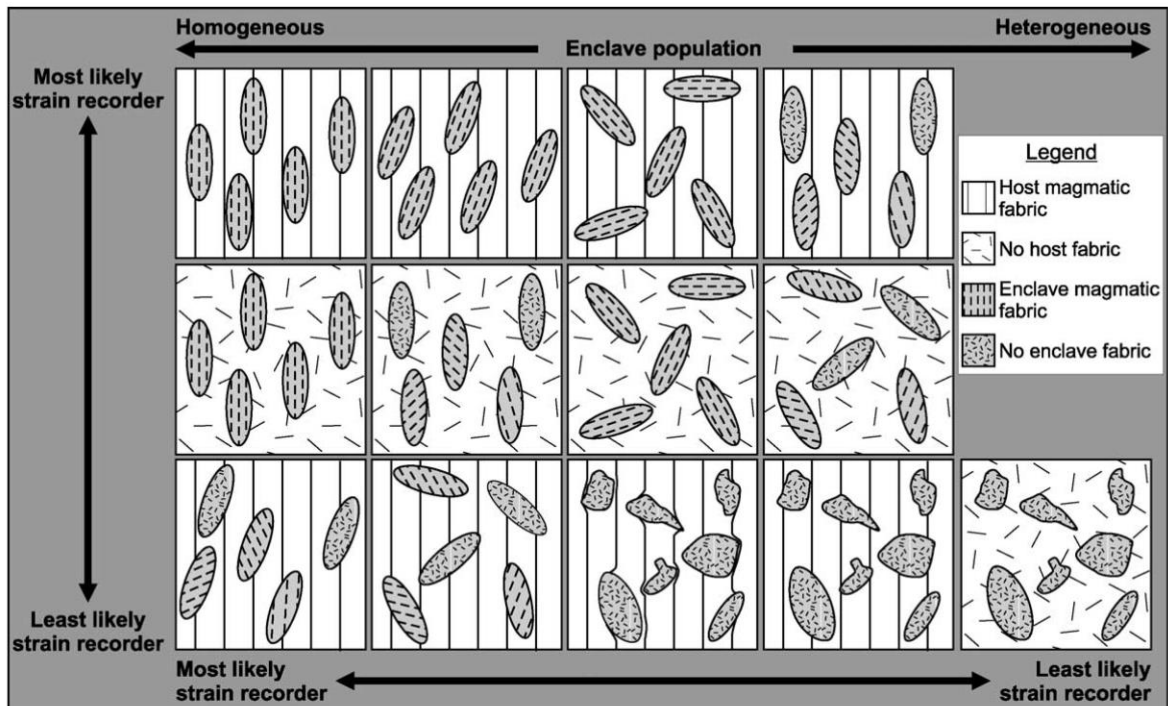


Figura 7.12: Esquema que muestra el potencial de los enclaves máficos como indicadores de *strain* en función de la forma de los enclaves, fábrica interna de los enclaves y la fábrica petrográfica del granitoide hospedante. El esquema muestra la variedad de relaciones tomando como referencia el caso de *strain* simultáneo registrado en los enclaves y el granitoide hospedante (arriba a la izquierda). Tomado de Paterson et al. (2004).

Considerar los enclaves máficos como indicadores de *strain* es complejo, sobre todo en poblaciones de enclaves relativamente heterogéneas (Paterson et al., 2004). Sin embargo, existen grupos de enclaves asociados a los sitios de mayor anisotropía donde se observa una clara consistencia entre la orientación del enclave, la fábrica de los cristales en el interior y la fábrica del granito hospedante (Figura 7.13). Estos casos son indicadores de que los enclaves registran *strain* que habría afectado también al magma hospedante, combinando el efecto de rotación de partículas rígidas en un medio poco viscoso (tanto del enclave como los cristales interiores) con *strain* interno (cizalle puro y/o simple). Para dilucidar este punto, se propone realizar un estudio cuantitativo de la fábrica petrográfica del plutón San Gabriel, tal como se ha desarrollado en el plutón La Gloria (Gutiérrez et al., 2013; Payacán et al., 2014), donde se realice una comparación exhaustiva entre las fábricas y la orientación preferencial de los enclaves.

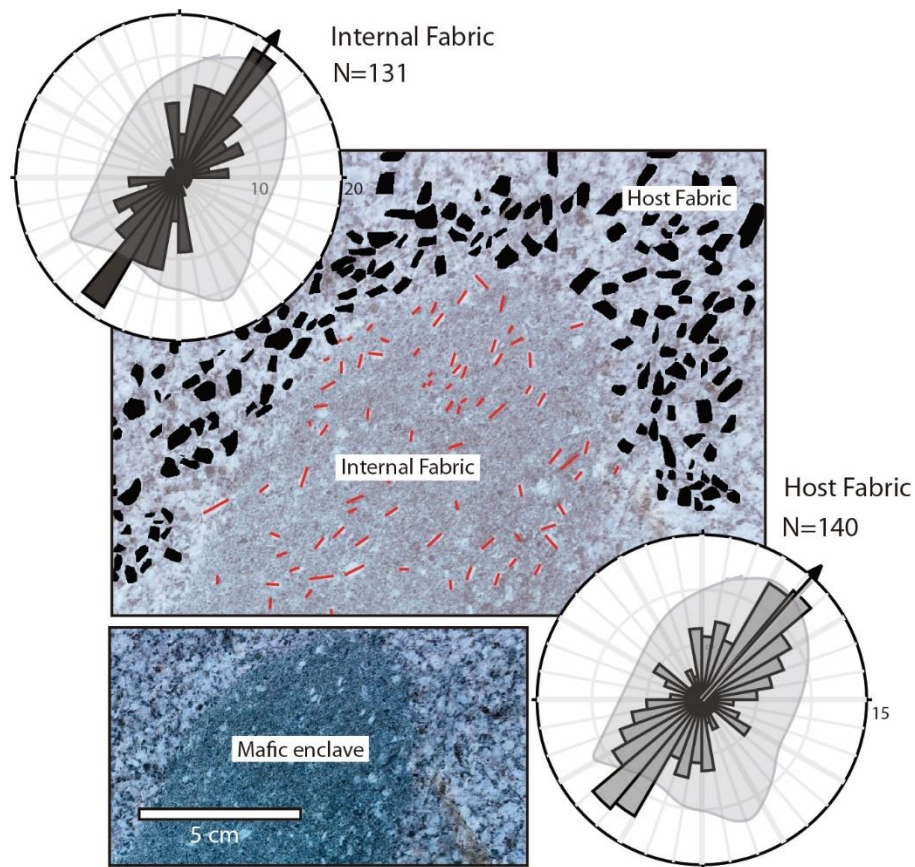


Figura 7.13: Análisis de las fábricas petrográficas de un enclave máfico representativo del sitio S04. Se muestra la fotografía de terreno del enclave máfico (Figura 7.4c) y los cristales tabulares de plagioclasa medidos. Las líneas rojas muestran cristales que definen la fábrica interna, mientras que polígonos negros muestran cristales de plagioclasa orientados en el granito hospedante. Los diagramas de roseta representan la fábrica interior del enclave máfico (*internal fabric*) y la fábrica del granito hospedante (*host fabric*). N representa el número de cristales medidos. Polígono gris superpuesto en diagramas de roseta muestra la morfología y orientación del enclave máfico.

Los patrones de orientación de enclaves máficos a lo largo del plutón San Gabriel muestran que las direcciones están controladas por la geometría de los bordes del plutón o la orientación del contacto interno entre el Dominio Principal y el Dominio Basal. Esto sustenta la temporalidad relativa establecida para las unidades del plutón San Gabriel, en que el Dominio Basal representa la unidad más joven. A lo anterior se puede sumar que, dada la baja anisotropía de los elipsoides de *strain*, permite argumentar un origen de la deformación netamente magmático, debida a los flujos internos del reservorio (Vernon et al., 1988; Paterson et al., 1998). Cabe destacar que esta deformación difícilmente se pudo ver afectada por la extracción de fluidos residuales, la cual tiende a canalizar los fundidos a través de estructuras tabulares o bien como un flujo en un *mush* cristalino poroso (Aravena et al., 2017;

Bachmann et al., 2010). La extracción ocurriría cuando el magma tiene un alto grado de cristalinidad, presentando un comportamiento altamente viscoso por sobre el bloqueo reológico de flujo magmático (Vigneresse et al., 1996; Marsh, 2006), favoreciendo la partición del *strain* en forma de bandas de cizalle (Picard et al., 2011, 2013), las cuales no se observan en el plutón San Gabriel.

A diferencia de casos de estudio como el Batolito Costero en Chile central (Webber et al., 2015), donde las texturas de deformación plástica y estructuras de *boudin* son ampliamente observables en los enclaves máficos, en el caso del plutón San Gabriel no se registra una deformación *subsolidus* y pervasiva en todos los enclaves. Esto deriva a la idea de que esta deformación estuvo condicionada por efectos locales del reservorio, tales como la formación de frentes de solidificación (transición entre magma con alta viscosidad efectiva con un comportamiento reológico cuasi sólido y un magma altamente convectivo; Gutiérrez et al., 2013), o bien, en la misma línea, la generación de superficies de “erosión magmática” entre unidades más viejas y jóvenes (Paterson et al., 2016).

Caricchi et al. (2012) estudiaron el registro de deformación en enclaves máficos dentro del Batolito Adamello (Italia), proponiendo mecanismos de inyección magmática y construcción del intrusivo. Los mayores grados de anisotropía registrada claramente por los enclaves contenidos en las unidades del borde del batolito con respecto al registro de las unidades del centro, les permitió proponer un modelo de *ballooning* magmático, siguiendo un patrón concéntrico y paralelo a las paredes del intrusivo. En este caso, el modelo propuesto indica que las inyecciones más jóvenes, provenientes desde un extremo del reservorio, ejercieron un *stress* diferencial más intenso en los enclaves máficos de las unidades antiguas cristalizadas en los bordes del intrusivo, registrando mayores anisotropías en sus elipsoides de deformación.

Estas alteraciones locales también pueden responder al efecto de cambios reológicos generados durante la interacción de magmas con distintas propiedades físicas. Altos valores del número de Reynolds del sistema pueden favorecer la homogenización de la mezcla (Vernon et al., 1988; Vernon, 1990; Jelinek y Kerr, 1999). Esto puede verse amplificado en zonas de alimentación de magma en un sistema plutónico, donde mayores tasas de *strain* podrían esperarse debido a la inyección de nuevos magmas, favoreciendo la generación de enclaves con alta anisotropía, comparable con los niveles tradicionalmente asociados a

deformación tectónica (Vernon et al., 1988). Sin embargo, dichos valores no son alcanzados por los elipsoides de anisotropía medidos en el plutón San Gabriel, lo que, sumado al patrón irregular de distribución de la anisotropía a lo largo del plutón, permite descartar el registro de zonas de canalización e inyección magmática, al menos mediante la deformación de los enclaves máficos. Basado en estas evidencias, aquí se propone que los enclaves máficos representan magma máfico acumulado en zonas más profundas del reservorio de magma, ya sea por acumulación de magma residual o por inyecciones de magma menos diferenciado, el cual fue arrastrado por los flujos convectivos hasta los niveles superiores, sin favorecer la homogenización o *mixing*.

Capítulo 7:
Discusiones generales y conclusiones

CAPÍTULO 8: DISCUSIONES GENERALES Y CONCLUSIONES.

En el presente capítulo se expone una discusión generalizada de los resultados e interpretaciones realizadas en esta investigación, mostrando los alcances para el entendimiento de la transferencia de magma en ambientes de arco contraccionales y cómo esto se preserva en el registro de cuerpos plutónicos. Aquí se presentan las principales conclusiones de la investigación y se discuten sus implicancias en las preguntas de investigación fundamentales expuestas en el CAPÍTULO 1.

Estas discusiones se enfocan en contextualizar las inferencias hechas en el plutón San Gabriel en el marco del arco magmático Mioceno de Chile central, comparando con las observaciones realizadas en otros cuerpos intrusivos (plutón La Gloria, plutón Alfalfalito y Batolito Universidad). Aquí se muestra que el mecanismo de emplazamiento y transferencia de masa que permitió el transporte y emplazamiento de magma a través de la corteza es algo generalizado en el arco. Esto tiene implicancias en el balance de masa y la dinámica de construcción del orógeno, consistentes con las observadas en otros arcos magmáticos. En este capítulo se pretende, además, proponer estudios complementarios que contribuyan a mejorar el entendimiento de las hipótesis aquí planteadas, así como también preguntas de investigación que apunten a la comprensión de los sistemas magmáticos que conforman los arcos magmáticos como el de Chile central.

8.1 Inferencias acerca de la construcción arco Mioceno de Chile central: comparación con otros intrusivos asociados.

Como se expuso en los capítulos iniciales de esta tesis, el plutón San Gabriel fue emplazado como parte del magmatismo de Chile central durante el Mioceno tardío, magmatismo que también está representado por otros cuerpos plutónicos similares. El plutón San Gabriel parece formar parte de un cinturón de intrusivos de edad similar, de entre 13 y 9 Ma, todos emplazados en el borde oriental de la que se interpreta como Cuenca de Abanico (Figura 8.1). De norte a sur, este cinturón estaría compuesto por el plutón La Gloria (11-10 Ma; Deckart et al., 2010; Gutiérrez et al., 2018); plutón San Gabriel (12-13 Ma; este trabajo); plutón Alfalfalito (~12 Ma; Kay y Kurtz, 1995) y el Batolito Universidad (8-9 Ma; ; Kay y

Kurtz, 1995). Estos cuerpos intrusivos podrían interpretarse como representantes del arco magmático de dicho período.

Al observar la geometría de los bordes del resto de los intrusivos, así como la relación entre la estratificación y el contacto, y las estructuras preservadas en los bordes, se puede reconocer bastante similitud con el plutón San Gabriel. En todos los casos los plutones poseen contactos irregulares, semi escalonados, con alta presencia de diques graníticos y con escasa evidencia de deformación dúctil (Figura 8.2). Las aureolas mecánicas de estos intrusivos se caracterizan por no superar el 10% del ancho total del plutón, así como tampoco presentar evidencias de plegamiento en los bordes laterales que indiquen un acortamiento normal al contacto de los plutones. Si se observa la estratificación, es posible notar que en todos los casos esta se presenta oblicua o perpendicular al contacto lateral de los plutones, mientras que en el techo dicha relación es paralela.

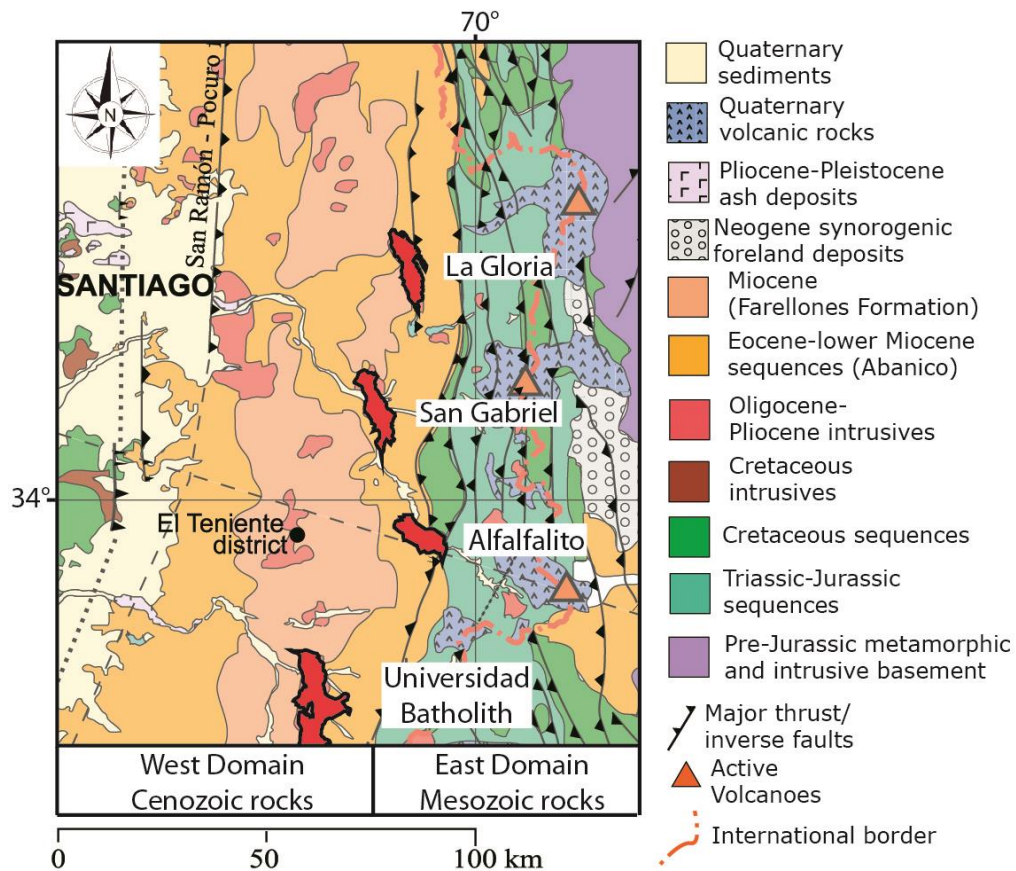


Figura 8.1: Mapa geológico de la Cordillera Principal de Chile central entre los 33°-34°S, donde se distinguen los Dominios Este y Oeste. Se destacan los intrusivos del cinturón plutónico de entre 13 y 9 Ma, de norte a sur: plutón La Gloria, plutón San Gabriel, plutón Alfalfalito y Batolito Universidad. Notar que todos intruyen en la franja oriental de la Fm. Abanico. Modificado de Farías et al. (2010).

Los cuerpos intrusivos asociados a la franja oriental de la Cuenca Abanico suelen preservar xenolitos en las zonas cercanas a los contactos, los cuales no evidencian deformación interna que refleje un comportamiento dúctil (Figura 8.2 y Figura 8.3a). Estas relaciones tienden a ser bastante claras y están bien documentadas en el caso del plutón La Gloria, donde los contactos están mucho mejor preservados y se aprecian escalones que son consistentes con la fábrica magmática y magnética y se pueden reconocer xenolitos de escala métrica en sus bordes (Payacán et al., 2014, 2015a). Este tipo de contacto también es reconocible en el Batolito Universidad (río Cortaderal), donde una serie de *roof pendants* y xenolitos se pueden observar en los bordes irregulares, con alta presencia de diques y *sills* graníticos que intruyen la roca de caja.

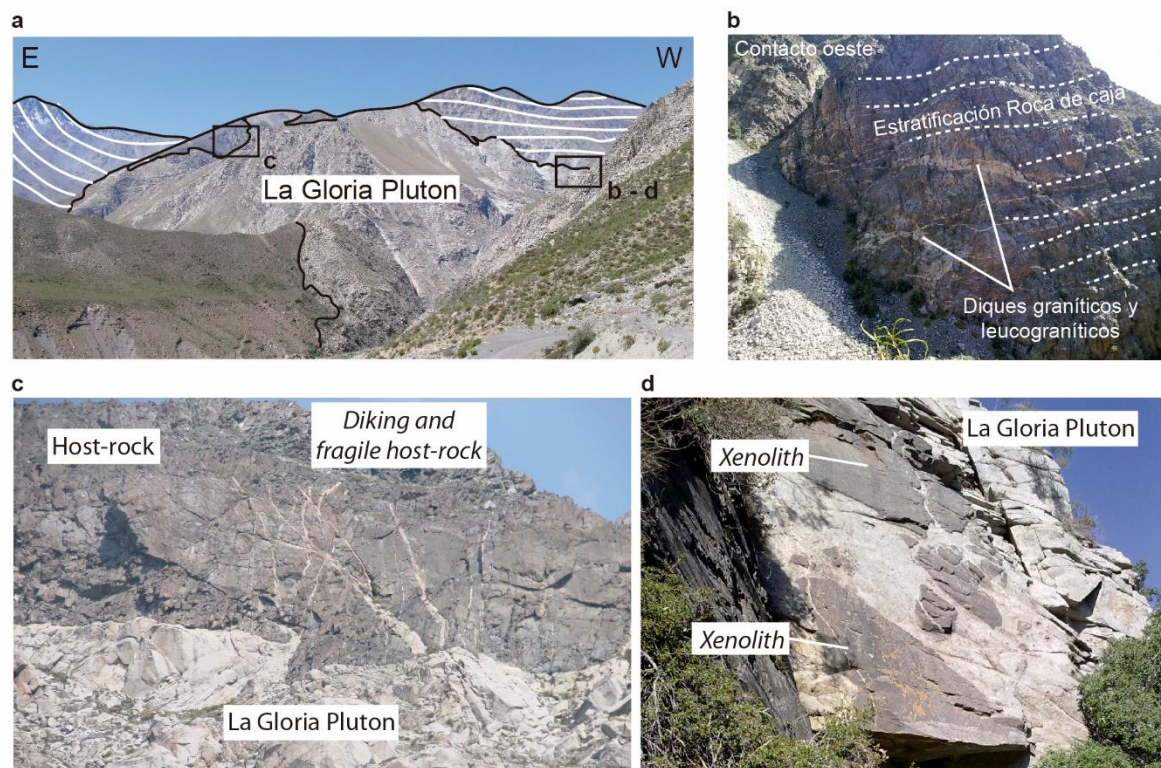


Figura 8.2: Fotografías de terreno de las estructuras preservadas en la aureola mecánica del plutón La Gloria, ubicado al norte del plutón San Gabriel, las cuales evidencian el comportamiento reológico de la roca de caja y transferencia de roca de caja durante el emplazamiento del plutón. (a) Relación de la estratificación con el contacto del plutón mostrando una relación oblicua. (b) Diques y *sills* graníticos que intruyen de manera subhorizontal la roca de caja en el borde oeste del plutón. (c) Diques graníticos y bloques de roca de caja aislados por el magma, preservados en el techo del plutón. (d) Xenolitos preservados en el borde oeste del plutón.

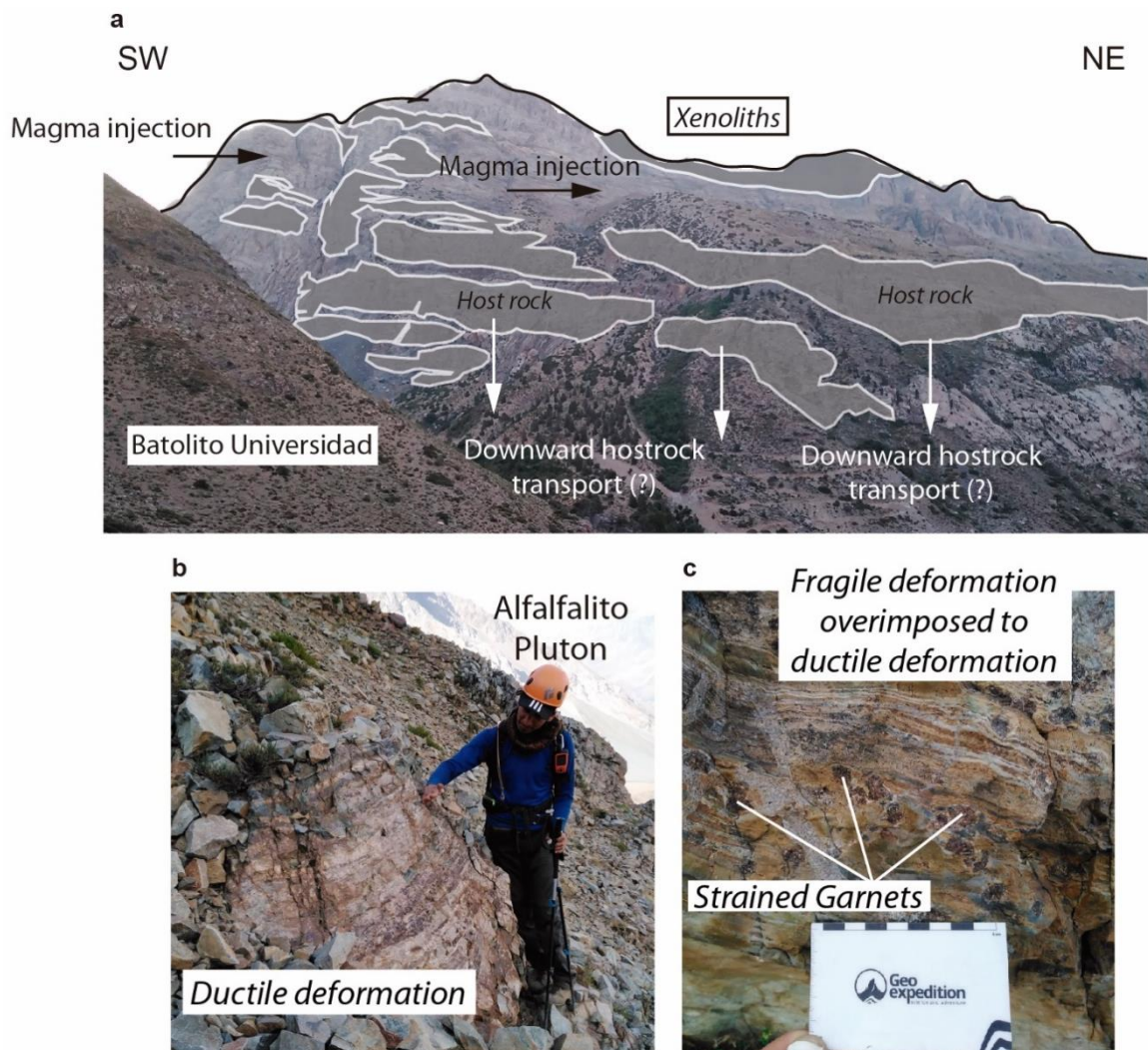


Figura 8.3: Vista de terreno del contacto del Batolito Universidad (a) y el plutón Alfacalito (b-c), ubicados a 75 y 35 km al sur del plutón San Gabriel. (a) En el caso del Batolito Universidad, se puede apreciar una serie de *sills* y diques graníticos que intruyen la roca de caja de manera subhorizontal, con una mayor escala que en el plutón La Gloria (Figura 8.2b). En la imagen se muestra la inyección de magma y el posible desplazamiento hacia debajo de la roca de caja producto de las múltiples inyecciones. Se reconocen algunos bloques de roca de caja aislados como xenolitos. (b-c) Contacto este del plutón Alfacalito donde se aprecian evidencias de deformación dúctil de la roca de caja, mostrando un bandeamiento por epidota, biotita y sílice, el cual está dispuesto de manera oblicua al contacto del plutón. Porfiroblastos de granate se muestran a veces elongados, siguiendo la dirección del bandeamiento (*strained garnets*). La extensión de esta zona no supera el 5% del ancho total del plutón.

Si bien existe evidencia de deformación dúctil en los plutones como La Gloria y San Gabriel, esta se concentra en las zonas estrechas del techo (de no más de un par de metros) y siempre se encuentra superpuesta por deformación frágil, formando algunos bloques (Payacán, 2015). Esto refuerza la idea de que el transporte de roca de caja se produjo desplazando roca de caja hacia abajo, la cual no se comportó de forma dúctil, sin generar espacio mediante un acortamiento lateral. El Batolito Universidad se caracteriza por una serie

de *sills* graníticos que intruyen la roca de caja, a veces aislando bloques que no sufrieron mayor desplazamiento (Figura 8.3a). Esto es consistente con un desplazamiento lateral de magma y puede ser el mecanismo principal de la construcción de estos plutones, tal como el que se infiere en el plutón La Gloria (Gutiérrez et al., 2018). Más aún, si una serie de *sills* intruye la roca de caja con un espesor importante, o una densidad de población importante, se debe producir también un desplazamiento hacia abajo de la roca de caja en forma de capas (tipo lopolito), siendo consistente con la dirección de transporte de la roca de caja (Figura 8.3a).

El emplazamiento de intrusivos que forman parte de un arco magmático supone una transferencia de masa entre los niveles profundos y someros de la corteza. En arcos contraccionales, y en particular el arco Mioceno aquí estudiado, dicha transferencia conlleva intercambiar el magma ascendente por parte de la corteza que este ocupará una vez emplazado, llevando hacia abajo la mayoría del material, ya sea en forma de xenolitos o desplazando la base de estos cuerpos intrusivos (Figura 3.9). Esto ha sido evidenciado en otros arcos magmáticos antiguos como el arco Mesozoico-Cenozoico de Cascadias, EE.UU. (Paterson y Miller, 1998a). A partir de dicho análisis, es importante señalar que este mecanismo favorece un engrosamiento cortical, donde el engrosamiento asociado a la adición magmática puede llegar a ser hasta un tercio del engrosamiento total (Cao y Paterson, 2016). Sin embargo, este no afecta el acortamiento a la hora de calcular la deformación de la corteza superior durante la construcción de un orógeno. En este sentido, al calcular acortamientos y confeccionar secciones balanceadas, en el caso del arco Mioceno tardío de Chile central no se deben considerar el efecto de estos plutones. Por supuesto, esta condición no es extensible a todos los casos de arcos contraccionales, siendo importante el nivel de la corteza que se estudie, el volumen total de magma emplazado y la presencia de deformación transcurrente.

8.2 ¿Cuál es el rol de la arquitectura de la roca de caja en el emplazamiento de reservorios de magma someros en ambientes tectónicos contraccionales?

El mecanismo físico que controla la dinámica de este proceso de transferencia de masa depende de la reología y madurez termal de la roca de caja, la que puede comportarse de manera rígida o dúctil (Marsh, 1982; Paterson y Vernon, 1995; Karlstrom et al., 2017). Esto, sumado al hecho de que los intrusivos del arco magmático analizado están emplazados

en la franja oriental de la Cuenca de Abanico cercanos a una serie de pliegues anticlinales y sinclinales con rumbo N-S (Figura 8.1 y Figura 3.1), permite suponer que las zonas de debilidad cortical favorecieron el ascenso magmático y construcción de reservorios someros. Si el *stopping* fue un mecanismo importante, tal como sugieren las evidencias presentadas en esta investigación, este se pudo ver favorecido por las zonas de debilidad y el núcleo de los pliegues, donde una mayor deformación y fracturamiento es esperado. Dicha condición daría lugar a un aumento de la permeabilidad y existencia de bloques preformados de roca de caja, promoviendo el *stopping* magmático como mecanismo y el desplazamiento hacia debajo de roca hospedante.

El emplazamiento de cuerpos plutónicos ha sido ampliamente estudiado a través de modelos análogos (Román-Berdiel, 2000; Musumeci et al., 2005; Montanari et al., 2010; Ferré et al., 2012), poniendo especial énfasis en el emplazamiento en ambientes contraccionales donde el problema del espacio es más elusivo (Brown y Solar, 1998b). En estos escenarios, los modelos análogos indican que los intrusivos tienden a emplazarse en el núcleo de sistemas anticlinales (Ferré et al., 2012). También se ha mostrado que la geometría del plutón, medida en su razón de aspecto, depende de la tasa de inyección de magma y su relación con el acortamiento cortical: bajo una tasa de contracción fija, un intrusivo tendrá mayor razón de aspecto (largo dividido por ancho; Figura 8.4; Musumeci et al., 2005). Esto lleva a pensar que los intrusivos asociados al arco del Mioceno tardío en Chile central se construyeron con relativamente bajas tasas de inyección. Sin embargo, dichos modelos análogos asumen una corteza homogénea, despreciando las heterogeneidades de la corteza, propias de zonas tectónicamente activas como los Andes.

En el caso de los intrusivos del arco Mioceno de Chile central, la gran mayoría de los plutones muestran una geometría elongada (Figura 8.1), incluyendo el plutón San Gabriel. Sin embargo, los plutones La Gloria y San Gabriel no muestran evidencias de deformación interna debida al acomodo de deformación externa de origen tectónico (Payacán et al., 2014), y al parecer, tampoco el plutón Alfalfalito y Batolito Universidad. En este sentido, se debe entender que el tectonismo puede controlar las características morfológicas de los intrusivos emplazados en la corteza superior, pero sin transferir deformación hacia su interior ni hacia la roca de caja de la aureola mecánica. Además, la geometría también puede estar determinada por las anisotropías litológicas y estructurales de la roca de caja, direccionando el emplazamiento del magma (McNulty y Cruden, 2000; Gutiérrez et al., 2018).

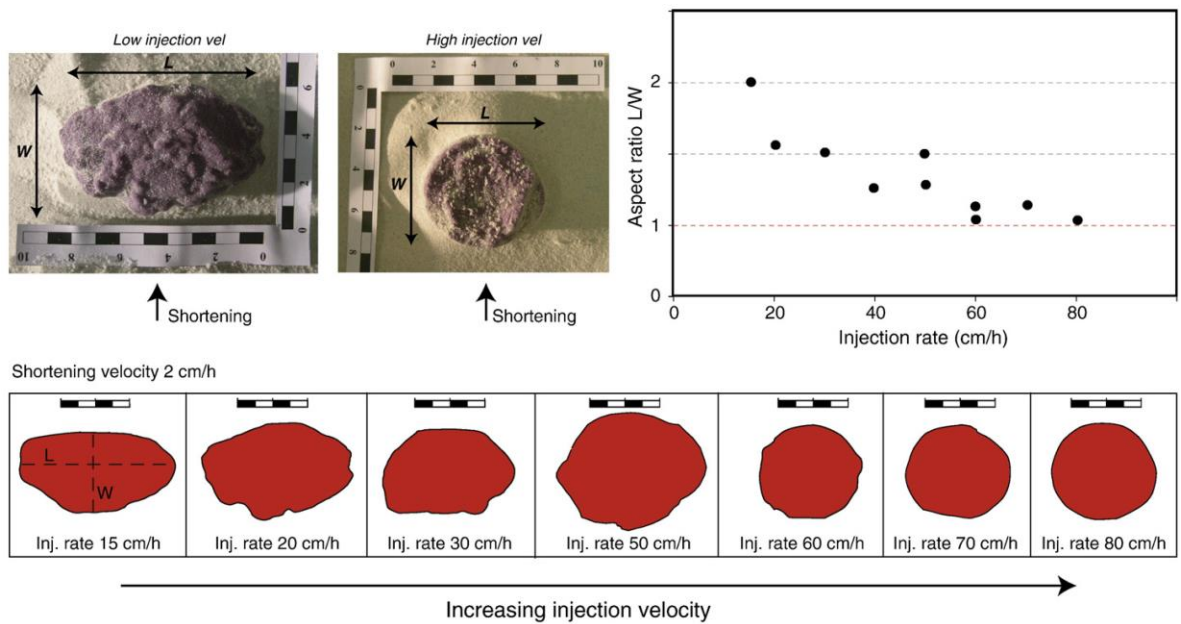


Figura 8.4: Resultados de modelos análogos que relacionan la razón de aspecto de cuerpos intrusivos con la tasa de inyección magmática al emplazarse en ambientes contraccionales. Se muestra que la razón de aspecto de los intrusivos aumenta a medida que disminuye la tasa de inyección. Tomado de Montanari et al. (2010).

El transporte de magma en dirección horizontal fue fundamental para construir los cuerpos plutónicos que conforman el arco del Mioceno tardío, lo que se habría logrado mediante el desplazamiento de roca de caja. Esto se aprecia particularmente bien en el plutón La Gloria y el Batolito Universidad, donde se preserva una serie de *sills* que intruyen horizontalmente la roca de caja en los bordes (Figura 8.2 y Figura 8.3). Además, en el plutón La Gloria, la lineaciones magnéticas y minerales siguiendo la dirección de elongación principal del intrusivo, sumado al *trend* de edades de enfriamiento que aumenta gradualmente de norte a sur, permiten reconocer un transporte horizontal del magma durante su emplazamiento (Payacán et al., 2014; Gutiérrez et al., 2018). Esto lleva a la pregunta natural acerca de cuál fue el factor condicionante para el emplazamiento y construcción de dichos reservorios de magma en sus respectivos niveles de emplazamiento.

Las observaciones de terreno, tanto en el plutón San Gabriel como en los intrusivos asociados, permiten inferir que, a excepción del plutón Alfalfalito, el techo de los intrusivos coincide espacialmente con una discordancia estratigráfica entre rocas plegadas y rocas menos deformadas que le sobreyacen (Figura 3.2c), la cual podría asociarse al contacto entre la Fm. Abanico y la Fm. Farellones (Vergara et al., 1988; Fock, 2005; Charrier et al., 2009). Esta relación ha sido observada en otros cuerpos intrusivos félsicos, donde balances entre

fuerzas motoras del ascenso de magma han mostrado que el magma tiende a estancarse debido a una disminución de la flotabilidad efectiva (por diferencias de densidad con la roca hospedante), potenciada por cambios en la roca hospedante asociados a discordancias estratigráficas (Brown y Solar, 1998b; Hogan et al., 1998).

En el caso del plutón San Gabriel y los plutones asociados, las propiedades físicas como la densidad de la roca hospedante no debiesen cambiar significativamente, puesto que la gran mayoría de la roca hospedante corresponde a rocas volcánicas de composiciones intermedias a ácidas, sin un cambio abrupto asociado a dicha discordancia. El único cambio sería mecánico, donde las rocas de la unidad subyacente estarían más deformadas, y esperablemente más fracturadas, que las rocas de la unidad que sobreyace en discordancia. Si uno de los mecanismos de emplazamiento de estos intrusivos es el *stoping* magmático, esta condición de fracturamiento sería determinante a la hora de explicar la profundidad de emplazamiento de estos reservorios.

El mecanismo tradicionalmente invocado para explicar la formación de bloques de roca de caja que posteriormente serían incorporados en el reservorio de magma es el *shock* termal y consecuente fracturamiento por expansión, donde la roca puede sufrir estreses de hasta 0.4 GPa (Marsh, 1982; Furlong y Myers, 1985; Clarke et al., 1998). Dicho mecanismo podría ser rápido y violento, sobre todo en una corteza inicialmente fría como se espera en el caso del plutón San Gabriel. No obstante, Paterson et al. (2012), utilizando como caso de estudio el Batolito Mesozoico de Sierra Nevada (CA, EE. UU.), muestran que este proceso también puede ser relativamente más lento, donde la intrusión de magma a través de estructuras o anisotropías preexistentes de la roca de caja (como la estratificación o foliación), ya sea como medio poroso o como enjambres de diques, pueden permitir el desmembramiento de la roca y la formación de xenolitos. Debido a que en el plutón San Gabriel y plutones asociados no se aprecia un fracturamiento preferencial de la roca de caja en dirección paralela a los contactos, es esperable que los mecanismos propuestos por Paterson et al. (2012) apliquen para estos casos. De ser así, esto quiere decir que el magma habría detenido su ascenso donde la canalización de magma dejó de ser un mecanismo eficiente para favorecer el ascenso, como puede ser una disminución de la “permeabilidad” de la roca de caja. Este puede ser precisamente el efecto que tenga la discordancia reconocida en la roca hospedante del plutón San Gabriel y plutones asociados, coincidente con el techo de los intrusivos. Este proceso se pudo ver potenciado por el aumento dramático de la

viscosidad efectiva del magma debido a la exsolución de volátiles durante el ascenso y consecuente descompresión de magmas saturados (Brown y Solar, 1998b).

Si el mecanismo de ascenso y emplazamiento descrito anteriormente controló la construcción de todos los cuerpos intrusivos emplazados en los Andes de Chile central desde el Mioceno tardío en adelante, aquí se hipotetiza una diferencia entre la naturaleza del transporte de magma existente entre el Dominio Oeste (Cenozoico) y Dominio Este (Mesozoico) descrito en la Cordillera Principal de Chile central (Figura 8.1). Por un lado, es esperable que, en el Dominio Oeste, la discordancia regional entre la Fm. Abanico y Fm. Farellones haya funcionado como una trampa reológica que inhibió el ascenso de magma, favoreciendo el transporte lateral y la construcción de reservorios voluminosos ($>50 \text{ km}^2$) como el plutón La Gloria, San Gabriel o el Batolito San Francisco (Figura 8.5a). La mayor acumulación de magma en la corteza favorecería la diferenciación magmática, pudiendo producir magmas riolíticos y alimentando erupciones explosivas. Además, en este escenario y asociado a dichos sistemas magmáticos, se habría favorecido la formación de grandes depósitos minerales de tipo pórfido de Cu como El Teniente y El distrito Río Blanco – Los Bronces. En esta investigación se propone que la arquitectura de la roca de caja es fundamental para entender la construcción de este tipo de depósitos, y no sólo se debe tener en cuenta la configuración tectónica a gran escala como la disposición del *slab* o la disposición de metales de los magmas y fluidos asociados (e.g., Kay et al., 2005).

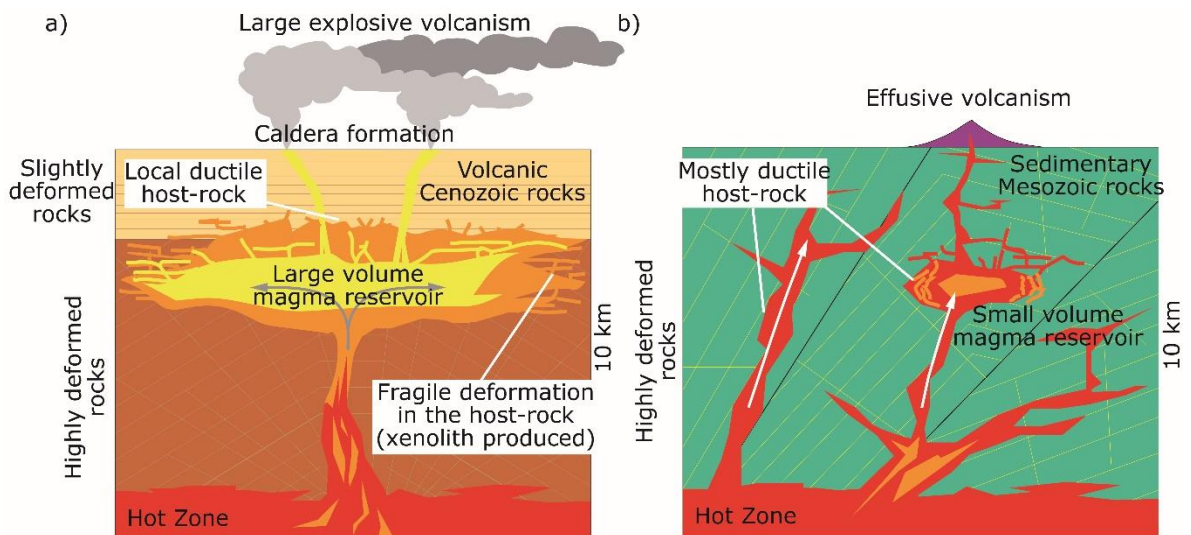


Figura 8.5: Modelo conceptual que explica la diferencia entre el magma emplazado en el Dominio Oeste (a) y Dominio Este (b) de la Cordillera Principal de los Andes de Chile central.

Por otro lado, en el Dominio Este, la intensa deformación sufrida por las rocas mesozoicas, la disposición subvertical de los estratos y el intenso fracturamiento exhibido habrían favorecido el ascenso del magma y, en consecuencia, inhibido la construcción y grandes reservorios y acumulación de magma (Figura 8.5b). En este sentido, los cuerpos intrusivos emplazados en este dominio habrían sido más bien canales temporales por donde el magma fue transportado, con escaso tiempo de residencia esperado. En este sentido, en plutones como cerro Freile, Jeria y Río Negro (Muñoz et al., 2009), se debiesen esperar observar estructuras magmáticas y de la roca de caja asociadas a transporte vertical de magma. En este escenario, los tiempos de residencia del magma en la corteza serían menores y no se esperaría la generación de grandes volúmenes de magma ácido.

El análisis aquí expuesto representa un modelo conceptual que se desprende de las observaciones de campo y modelo evolutivo del plutón San Gabriel. Sin duda esto debe ser verificado y otros casos de estudio deben ser considerados en futuras investigaciones, incluyendo, por ejemplo, otros niveles de la corteza, o bien, una cinemática totalmente diferente, tal como podrían representar los intrusivos emplazados en la Cordillera de Domeyko entre el Cretácico y Paleoceno (Amilibia et al., 2008), o bien, el Batolito Norpatagónico (Cretácico al Mioceno) que aflora en los Andes del sur de Chile (Adriazola y Stockhert, 2010). Cual sea el caso, es fundamental combinar observación en detalle de las morfologías de los plutones, mediciones texturales y estructurales, documentación de las estructuras magmáticas y las estructuras de la aureola mecánica, estudios geocronológicos, estudio de los procesos magmáticos propios de los reservorios de magma, balances de masa para evaluar los procesos de transferencia de magma y acomodación de la deformación durante la construcción del arco.

8.3 Recapitulación y conclusiones.

Durante el desarrollo de esta investigación se logró documentar el caso del plutón San Gabriel (Chile central), presentando un nuevo mapa litológico, así como también nuevos *sets* de datos petrográficos, geoquímicos, geocronológicos y estructurales. Este plutón corresponde a un intrusivo compuesto por tres dominios litológicos definidos bajo criterios texturales y apoyados en datos composicionales.

A partir de esta investigación se propone un modelo evolutivo para el reservorio de magma representado por el plutón San Gabriel, desde su emplazamiento, construcción del espacio hasta los procesos de diferenciación tardíos. Este caso de estudio muestra que los reservorios de magma pueden sufrir procesos de diferenciación en el nivel de emplazamiento, permitiendo la acumulación de volúmenes de magma móvil en su interior.

Como conclusión, se muestra que la evolución del reservorio de magma que generó el plutón San Gabriel está conformada por las siguientes etapas:

- (1) Emplazamiento inicial de magma con alta capacidad de fluir y sufrir *mixing*. La corteza probablemente se comportaba de manera frágil, y la construcción del espacio para alojar el magma se generó desplazando hacia abajo la roca de caja.
- (2) El magma siguió haciéndose espacio mediante *stoping*, o bien, mediante un desplazamiento hacia debajo de la base del intrusivo, hasta conformar lo que se preserva como el plutón San Gabriel. Durante esta procesos no se acomodó deformación de la roca de caja contraccional importante en el techo y contactos laterales, en dirección normal a los bordes del plutón.
- (3) Este comenzó a enfriarse, sufriendo procesos de segregación de fundidos residuales silícicos desde las zonas internas, pero con una baja intensidad, removiendo a lo más un 10% en volumen de fundido. Esto dio lugar a la zonación interna del Dominio Principal que conforma el plutón.
- (4) El reservorio sufrió procesos intensos de segregación de fundidos residuales silícicos y pobre en cristales, los cuales fueron redistribuidos dentro del reservorio y acumulados en volúmenes de magma móvil en forma de *cap*.
- (5) Durante el emplazamiento y posterior evolución, el reservorio no acomodó mayor deformación asociada a procesos tectónicos externos en su interior. La deformación interna registrada está asociada a procesos propios de la dinámica interna del reservorio.

Según las dataciones de cristalización de circones (U-Pb mediante LA-ICP-MS), todo el proceso de construcción y enfriamiento del plutón duró entre 0.76 y 1.56 Ma. Mediante este estudio se pudieron calcular tasas de construcción del reservorio que varían entre $2.87 \cdot 10^{-5}$ y $5.89 \cdot 10^{-5}$ km³/a. Estos valores son hasta dos órdenes de magnitud inferiores a las tasas de inyección magmática necesarias para permitir la acumulación de volúmenes importantes de magma móvil en la corteza superior con la capacidad de alimentar erupciones volcánicas a partir de modelos numéricos (Annen, 2009; Gelman et al., 2013b). Sin embargo, aquí se enfatiza que los reservorios de magma someros pueden sufrir procesos de redistribución de fundidos en su interior, generando zonas de acumulación de magma móvil, lo que debe ser considerado a la hora de evaluar las tasas de inyección y la capacidad de estos sistemas magmáticos para alimentar eventos volcánicos.

El modelo evolutivo del plutón San Gabriel, así como la observación de otros cuerpos intrusivos asociados espacial y temporalmente en los Andes de Chile central, permite dar algunas luces acerca de la dinámica de construcción de arcos magmáticos en la corteza superior en ambientes contraccionales. La transferencia hacia abajo de material cortical para generar el espacio que permita el emplazamiento del magma favorece el engrosamiento cortical, al menos en la corteza superior, sin afectar en gran medida la deformación de la roca de caja en la dirección perpendicular a la contracción de la corteza. Al menos en la corteza superior, la transferencia de roca de caja hacia niveles inferiores ocurriría mediante la removilización de bloques generados por el fracturamiento bajo un régimen frágil, gatillando el *stoping* magmático. Si bien en Chile central se han reconocido altos gradientes geotermales, superando los 100 °C/km, estas zonas de alto gradiente se acotan a los alrededores de los intrusivos miocenos, los cuales no alcanzaron a conformar un arco maduro termalmente en el cual el transporte de magma se hubiera concentrado espacialmente en zonas por períodos prolongados de tiempo (>100 Ma como en el caso de otros arcos magmáticos; Paterson et al., 2011).

La evolución de los sistemas magmáticos inferida en este trabajo responde a las condiciones particulares del caso de estudio de esta investigación. Con el fin de expandir el entendimiento de la construcción de arcos magmáticos en los Andes, es fundamental buscar casos de estudio donde se registren otros niveles de la corteza y otros regímenes de deformación propios de la evolución de los Andes.

BIBLIOGRAFÍA.

- Adriazola, A., Stockhert, B., 2010. Cooling histories and deformation of plutonic rocks along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Southern Chile (41°-42° 15'S). *Andean Geology* 35, 39–61. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082008000100002>
- Aguirre, L., Calderón, S., Vergara, M., Oliveros, V., Morata, D., Belmar, M., 2009. Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile central. XII Congreso Geológico Chileno. S8_001.
- Aharonov, E., Whitehead, J.A., Kelemen, P.B., Spiegelman, M., 1995. Channeling instability of upwelling melt in the mantle. *Journal of Geophysical Research* 100, 20433–20450. <https://doi.org/10.1029/95jb01307>
- Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K.R., Muñoz, J.A., Roca, E., Chong, G., 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology* 30, 1520–1539. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.005>
- Anderson, E.M., 1937. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes, and caldron-subsidences. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh* 56, 128–157. <https://doi.org/10.1017/S0370164600014954>
- Annen, C., 2011. Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism – volcanism relationships. *Tectonophysics* 500, 3–10. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.010>
- Annen, C., 2009. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters* 284, 409–416. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.006>
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2006a. The sources of granitic melt in Deep Hot Zones. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 97, 297–309. <https://doi.org/10.1017/S0263593300001462>
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., Gene, D.E., 2006b. The Genesis of Intermediate and

- Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology* 47, 505–539. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi084>
- Aravena, A., Gutiérrez, F.J., Parada, M.A., Payacán, Bachmann, O., Poblete, F., 2017. Compositional zonation of the shallow La Gloria pluton (Central Chile) by late-stage extraction/redistribution of residual melts by channelization: Numerical modeling. *Lithos* 284–285, 578–587. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.05.013>
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., Kausel, E., 2010. The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics* 29, TC2007. <https://doi.org/10.1029/2008tc002427>
- Arriagada, C., Ferrando, R., Córdova, L., Morata, D., Roperch, P., 2013. The Maipo Orocline: a first scale structural feature in the Miocene to Recent geodynamic evolution in the central Chilean Andes. *Andean Geology* 40, 419–437. <https://doi.org/dx.doi.org/10.5027/andgeoV40n3-a02>
- Arth, J.G., 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes—a summary of theoretical models and their applications. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* 4, 41–47.
- Aubry, M., Couvering, J.A. Van, Christie-blick, N., Landing, E., Pratt, B.R., Owen, D.E., Ferrusquía-villafranca, I., 2009. Terminology of geological time : Establishment of a community standard. *Stratigraphy* 6, 100–105.
- Bachl, C.A., Miller, C.F., Miller, J.S., Faulds, J.E., 2001. Construction of a pluton: Evidence from an exposed cross section of the Searchlight pluton, Eldorado Mountains, Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 113, 1213–1228. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1213:COAPEF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1213:COAPEF>2.0.CO;2)
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2008. Rhyolites and their Source Mushes across Tectonic Settings. *Journal of Petrology* 49, 2277–2285. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn068>
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology* 45, 1565–1582. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh019>
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2003. Rejuvenation of the Fish Canyon magma body : A

- window into the evolution of large-volume silicic magma systems. *Geology* 31, 789–792. <https://doi.org/doi.org/10.1093/petrology/43.8.1469>
- Bachmann, O., Dungan, M.A., Bussy, F., 2005. Insights into shallow magmatic processes in large silicic magma bodies: the trace element record in the Fish Canyon magma body, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149, 338–349. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0653-z>
- Bachmann, O., Huber, C., 2018. The Inner Workings of Crustal Distillation Columns; the Physical Mechanisms and Rates Controlling Phase Separation in Silicic Magma Reservoirs. *Journal of Petrology* 60, 3–18. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy103>
- Bachmann, O., Huber, C., 2016. Silicic magma reservoirs in the Earth's crust. *American Mineralogist* 101, 2377–2404. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5675>
- Bachmann, O., Miller, C.F., de Silva, S.L., 2007. The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.08.002>
- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* 80, 155–177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.010>
- Barnes, C.G., Coint, N., Yoshinobu, A., 2016. Crystal accumulation in a tilted arc batholith. *American Mineralogist* 101, 1719–1734. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5404>
- Bartley, J.M., Glazner, A.F., Mahan, K.H., 2012. Formation of pluton roofs, floors, and walls by crack opening at Split mountain, Sierra Nevada, California. *Geosphere* 8, 1086–1103. <https://doi.org/10.1130/GES00722.1>
- Bateman, R., 1984. On the role of diapirism in the, segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics* 110, 211–231. [https://doi.org/doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90262-2](https://doi.org/doi.org/10.1016/0040-1951(84)90262-2)
- Beard, J.S., Ragland, P.C., Crawford, M.L., 2005. Reactive bulk assimilation: A model for crust-mantle mixing in silicic magmas. *Geology* 33, 681–684. <https://doi.org/10.1130/G21470.1>

- Benn, K., Odonne, F., de Saint Blanquat, M., 1998. Pluton emplacement during transpression in brittle crust: New views from analogue experiments. *Geology* 26, 1079–1082. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<1079:PEDTIB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<1079:PEDTIB>2.3.CO;2)
- Bergantz, G.W., 2000. On the dynamics of magma mixing by reintrusion: Implications for pluton assembly processes. *Journal of Structural Geology* 22, 1297–1309. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00053-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00053-5)
- Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 1992. Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the adamello massif, Italy. *Journal of Petrology* 33, 1039–1104. <https://doi.org/10.1093/petrology/33.5.1039>
- Boummane, M.H., Olivier, P., 2007. The Oulad Ouaslam Variscan granitic pluton (Jebilets Massif, Southwestern Moroccan Meseta): A forcibly emplaced laccolithic intrusion characterized by its magnetic and magmatic fabrics. *Journal of African Earth Sciences* 47, 49–61. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.10.004>
- 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, e2019TC005825.
- Brahm, R., Parada, M.A., Morgado, E., Contreras, C., McGee, L.E., 2018. Origin of Holocene trachyte lavas of the Quetrupillán volcanic complex, Chile: Examples of residual melts in a rejuvenated crystalline mush reservoir. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 357, 163–176. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.020>
- Brown, M., 2007. Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society* 164, 709–730. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-171>
- Brown, M., Solar, G., 1998a. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology* 20, 211–227. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00068-0](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00068-0)
- Brown, M., Solar, G.S., 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: A syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics* 312, 1–33. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00169-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00169-9)

- Brown, M., Solar, G.S., 1998b. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology* 20, 1365–1393. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00074-1](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00074-1)
- 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, 213–227. <https://doi.org/10.1130/B30430.1>
- Burov, E., Jaupart, C., Guillou-Frottier, L., 2003. Ascent and emplacement of buoyant magma bodies in brittle-ductile upper crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108, 2177. <https://doi.org/10.1029/2002JB001904>
- Cagnioncle, A.M., Parmentier, E.M., Elkins-Tanton, L.T., 2007. Effect of solid flow above a subducting slab on water distribution and melting at convergent plate boundaries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112, 1–19. <https://doi.org/10.1029/2007JB004934>
- Cahill, T., Isacks, B.L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97, 17503–17529. <https://doi.org/doi.org/10.1029/92JB00493>
- Campbell, I.H., Turner, J.S., 1986. The influence of viscosity on fountains in magma chambers. *Journal of Petrology* 27, 1–30. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.1.1>
- Campbell, I.H., Turner, J.S., 1985. Turbulent mixing between fluids with different viscosities. *Nature* 313, 39–42. <https://doi.org/10.1038/313039a0>
- Cao, W., Kaus, B.J.P., Paterson, S.R., 2016a. Intrusion of granitic magma into the continental crust facilitated by magma pulsing and dike-diapir interactions: Numerical simulations. *Tectonics* 35, 1575–1594. <https://doi.org/10.1002/2015TC004076>
- Cao, W., Paterson, S.R., 2016. A mass balance and isostasy model: Exploring the interplay between magmatism, deformation and surface erosion in continental arcs using central Sierra Nevada as a case study. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 17, 2825–2834. <https://doi.org/10.1002/2016GC006406>
- Cao, W., Paterson, S.R., Saleeby, J., Zalunardo, S., 2016b. 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>
- Caricchi, L., Annen, C., Blundy, J., Simpson, G., Pinel, V., 2014a. Frequency and magnitude of volcanic eruptions controlled by magma injection and buoyancy. *Nature Geoscience* 7, 126–130. <https://doi.org/10.1038/ngeo2041>
- Caricchi, L., Annen, C., Rust, A., Blundy, J., 2012. Insights into the mechanisms and timescales of pluton assembly from deformation patterns of mafic enclaves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117, 1–18. <https://doi.org/10.1029/2012JB009325>
- Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., Papale, P., 2007. Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth and Planetary Science Letters* 264, 402–419. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.032>
- Caricchi, L., Simpson, G., Schaltegger, U., 2014b. Zircons reveal magma fluxes in the Earth's crust. *Nature* 511, 457–461. <https://doi.org/10.1038/nature13532>
- Cashman, K. V., Giordano, G., 2014. Calderas and magma reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 288, 28–45. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.09.007>
- Cashman, K. V., Sparks, R.S.J., Blundy, J.D., 2017. Vertically extensive and unstable magmatic systems: A unified view of igneous processes. *Science* 355, eaag3055. <https://doi.org/10.1126/science.aag3055>
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., de la Rosa, J.D., 1991. Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implications for magma mixing. *Geologische Rundschau* 80, 109–120. <https://doi.org/10.1007/BF01828770>
- Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics* 471, 96–113. <https://doi.org/doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.038>
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL).

- Journal of South American Earth Sciences 15, 117–139.
[https://doi.org/doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00009-3](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00009-3)
- Charrier, R., Farías, M., Maksaev, V., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65, 5–35.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile*. Geological Society Special Publication, London, UK, 21–114.
<https://doi.org/doi.org/10.1144/GOCH>
- Chaussard, E., Amelung, F., 2014. Regional controls on magma ascent and storage in volcanic arcs. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 4692–4711.
<https://doi.org/10.1002/2013GC005216>
- Clarke, D.B., Henry, A.S., White, M.A., 1998. Exploding xenoliths and the absence of “elephants” graveyards” in granite batholiths”. *Journal of Structural Geology* 20, 1325–1343. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(98\)00082-0](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(98)00082-0)
- Clemens, J.D., 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *Journal of the Geological Society* 155, 843–851.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.5.0843>
- Clemens, J.D., Mawer, C.K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics* 204, 339–360. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90316-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90316-X)
- Coleman, D.S., Bartley, J.M., Glazner, A.F., Pardue, M.J., 2012. Is chemical zonation in plutonic rocks driven by changes in source magma composition or shallow-crustal differentiation? *Geosphere* 8, 1568–1587. <https://doi.org/10.1130/GES00798.1>
- 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, 433–436. <https://doi.org/10.1130/G20220.1>
- Coloma, F., Valin, X., Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Salazar, E., Ducea, M.N., 2017. Geoquímica de rocas ígneas Permo-Triásicas del norte de Chile (28°-30° 15 S):

- Implicancias en la dinámica del margen pre-Andino. *Andean geology* 44, 147–178.
- Connolly, J.A.D., Podladchikov, Y.Y., 2007. Decompaction weakening and channeling instability in ductile porous media: Implications for asthenospheric melt segregation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112, 1–15. <https://doi.org/10.1029/2005JB004213>
- Cornejo, P.C., Mahood, G.A., 1997. Seeing past the effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127, 159–175. <https://doi.org/10.1007/s004100050273>
- Crisp, J.A., 1984. Rates of magma emplacement and volcanic output. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 20, 177–211. [https://doi.org/doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90039-8](https://doi.org/doi.org/10.1016/0377-0273(84)90039-8)
- Cruden, A.R., 1998. On the emplacement of granites. *Journal of the Geological Society, London* 155, 853–862. <https://doi.org/10.2475/ajs.254.8.479>
- Daly, R.A., 1903. The Mechanics of Igneous Intrusion. *American Journal of Science (1880-1910)* 15, 269.
- Davies, J.H., Stevenson, D.J., 1992. Physical model of source region of subduction zone volcanics. *Journal of Geophysical Research* 97, 2037–2070. <https://doi.org/10.1029/91JB02571>
- de Saint Blanquat, M., Habert, G., Horsman, E., Morgan, S.S., Tikoff, B., Launeau, P., Gleizes, G., 2006. Mechanisms and duration of non-tectonically assisted magma emplacement in the upper crust: The Black Mesa pluton, Henry Mountains, Utah. *Tectonophysics* 428, 1–31. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.07.014>
- de Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., Tikoff, B., 2011. Multiscale magmatic cyclicality , duration of pluton construction , and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics* 500, 20–33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.009>
- de Saint Blanquat, M., Law, R.D., Bouchez, J.L., Morgan, S.S., 2001. Internal structure and emplacement of the Papoose Flat pluton: An integrated structural, petrographic, and magnetic susceptibility study. *Bulletin of the Geological Society of America* 113, 976–

995. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0976:ISAEOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0976:ISAEOT>2.0.CO;2)
- de Silva, S.L., 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology* 17, 1102–1106. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<1102:APVCOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1102:APVCOT>2.3.CO;2)
- de Silva, S.L., Gosnold, W.D., 2007. Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 320–335. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.07.015>
- 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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 282, 77–91. <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, 1–31. <https://doi.org/10.4067/S0718-71062010000100001>
- Deckart, K., Silva, W., Spröhnle, C., Vela, I., 2014. Timing and duration of hydrothermal activity at the Los Bronces porphyry cluster: An update. *Mineralium Deposita* 49, 535–546. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0512-9>
- Deering, C.D., Bachmann, O., 2010. Trace element indicators of crystal accumulation in silicic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 324–331. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.034>
- Degruyter, W., Huber, C., 2014. A model for eruption frequency of upper crustal silicic magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters* 403, 117–130. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.06.047>
- Degruyter, W., Huber, C., Bachmann, O., Cooper, K.M., Kent, A.J.R., 2016. Magma reservoir response to transient recharge events: The case of Santorini volcano (Greece). *Geology* 44, 23–26. <https://doi.org/10.1130/G37333.1>
- Del Negro, C., Currenti, G., Scandura, D., 2009. Temperature-dependent viscoelastic modeling of ground deformation: Application to Etna volcano during the 1993-1997 inflation period. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 172, 299–309.

<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.10.019>

- 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.
- Delgado, F., Pritchard, M.E., Basualto, D., Lazo, J., Córdova, L., Lara, L.E., 2016. Rapid reinflation following the 2011–2012 rhyodacite eruption at Cordón Caulle volcano (Southern Andes) imaged by InSAR: Evidence for magma reservoir refill. *Geophysical Research Letters* 43, 9552–9562. <https://doi.org/10.1002/2016GL070066>
- Delgado, F., Pritchard, M.E., Ebmeier, S., González, P., Lara, L., 2017. Recent unrest (2002–2015) imaged by space geodesy at the highest risk Chilean volcanoes: Villarrica, Llaima, and Calbuco (Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 344, 270–288. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.020>
- Deligne, N.I., Coles, S.G., Sparks, R.S.J., 2010. Recurrence rates of large explosive volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research* 115, B06203. <https://doi.org/10.1029/2009JB006554>
- Ducea, M.N., Saleeby, J.B., Bergantz, G., 2015. The Architecture, Chemistry, and Evolution of Continental Magmatic Arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 43, 299–331. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105049>
- Dufek, J., Bachmann, O., 2010. Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology* 38, 687–690. <https://doi.org/10.1130/G30831.1>
- E., F.R., 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, 2907–2924. <https://doi.org/10.1002/2013JB010716>
- Economos, R.C., 2009. Vertical changes in magmatic architecture, hybridization, and geochemistry in a tilted arc crustal section of the Gobi-Tianshan Intrusive Complex, Mongolia. PhD thesis. University of Southern California.
- Eddy, M.P., Bowring, S.A., Miller, R.B., Tepper, J.H., 2016. Rapid assembly and

- crystallization of a fossil large-volume silicic magma chamber. *Geology* 44, 331–334.
<https://doi.org/10.1130/G37631.1>
- Elgueta, S., Charrier, R., Aguirre, R., Kieffer, G., Vatin-Perignon, N., 1999. Volcanogenic sedimentation model for the Miocene Farellones Formation, Andean Cordillera, central Chile. *Proceedings 4th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, Göttingen, Germany, Editions IRD. 228–231.
- Emerman, S.H., Marrett, R., 1990. Why dikes? *Geology* 18, 231–233.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0231](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0231)
- Farías, M., Charrier, R., Martinod, J., Campbell, D., 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, TC1005. <https://doi.org/10.1029/2006TC002046>
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., Fock, A., 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics* 29, TC3006.
<https://doi.org/10.1029/2009TC002480>
- Farina, F., Dini, A., Innocenti, F., Rocchi, S., Westerman, D.S., 2010. Rapid incremental assembly of the Monte Capanne pluton (Elba Island, Tuscany) by downward stacking of magma sheets. *Bulletin of the Geological Society of America* 122, 1463–1479.
<https://doi.org/10.1130/B30112.1>
- Ferré, E.C., Galland, O., Montanari, D., Kalakay, T.J., 2012. Granite magma migration and emplacement along thrusts. *International Journal of Earth Sciences* 101, 1673–1688.
<https://doi.org/doi.org/10.1007/s00531-012-0747-6>
- Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154, 429–437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- 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, 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. MSc thesis. Universidad de Chile.
- Folkes, C.B., Silva, S.L. De, 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, 136–147. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.06.001>
- Fowler, T.K., Paterson, S.R., 1997. Timing and nature of magmatic fabrics from structural relations around stoped blocks. *Journal of Structural Geology* 19, 209–224. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00058-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00058-2)
- Frost, T.P., Mahood, G.A., 1987. Field, chemical, and physical constraints on mafic- felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California (USA). *Geological Society of America Bulletin* 99, 272–291. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<272:FCAPCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<272:FCAPCO>2.0.CO;2)
- Furlong, K.P., Myers, J.D., 1985. Thermal-mechanical modeling of the role of thermal stresses and stoping in magma contamination. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 24, 179–191. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90032-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90032-0)
- Galland, O., de Bremond d’Ars, J., Cobbold, P.R., Hallot, E., 2003. Physical models of magmatic intrusion during thrusting. *Terra Nova* 15, 405–409. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2003.00512.x>
- 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, 8548–8567. <https://doi.org/10.1029/2018JB016282>
- Gelman, S.E., Deering, C.D., Bachmann, O., Huber, C., Gutiérrez, F.J., 2014. Identifying the crystal graveyards remaining after large silicic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters* 403, 299–306. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.005>
- Gelman, S.E., Deering, C.D., Gutiérrez, F.J., Bachmann, O., 2013a. Evolution of the Taupo Volcanic Center, New Zealand: Petrological and thermal constraints from the Omega dacite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166, 1355–1374. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0932-z>

- Gelman, S.E., Gutiérrez, F.J., Bachmann, O., 2013b. On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *Geology* 41, 759–762. <https://doi.org/10.1130/G34241.1>
- Geyer, A., Folch, A., Martí, J., 2006. Relationship between caldera collapse and magma chamber withdrawal: An experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157, 375–386. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.05.001>
- Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'–33°45' S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 101–116.
- Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., Godoy, E., Alvarez, P.P., Orts, S., 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 and 34 south latitude. *Tectonics* 22, 1041. <https://doi.org/doi.org/10.1029/2001TC001354>
- Gilbert, G.K., 1988. *Geology of the Henry Mountains, Utah, as recorded in the notebooks of GK Gilbert, 1875-76, First. ed.* The Geological Society of America, Salt Lake City, Utah, USA.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic andesite and plate tectonics.* Berlin, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide, First. ed.* John Wiley & Sons, Chichester, UK.
- Giordano, D., Russell, J.K., Dingwell, D.B., 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 123–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.038>
- Glazner, A., Bartley, J., 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, 4–11. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2004\)014<0004](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2004)014<0004)
- Glazner, A.F., 2007. Thermal limitations on incorporation of wall rock into magma. *Geology* 35, 319–322. <https://doi.org/10.1130/G23134A.1>
- Glazner, A.F., Bartley, J.M., 2006. Is stopping a volumetrically significant pluton emplacement process? *Geological Society of America Bulletin* 118, 1185–1195. <https://doi.org/10.1130/B25738.1>

- Glazner, A.F., Coleman, D.S., Bartley, J.M., 2008. The tenuous connection between high-silica rhyolites and granodiorite plutons. *Geology* 36, 183–186. <https://doi.org/10.1130/G24496A.1>
- Godoy, E., Yañez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences. *Tectonophysics* 306, 217–236. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00046-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00046-3)
- Gray, W., Glazner, A.F., Coleman, D.S., Bartley, J.M., 2015. Long-term geochemical variability of the Late Cretaceous Tuolumne Intrusive Suite, central Sierra Nevada, California. En: Annen, C., Zellmer, G.F. (Eds.), *Dynamics of Crustal Magma Transfer, Storage and Differentiation*. Geological Society, 183–201. <https://doi.org/10.1144/SP304.10>
- Gregg, P.M., de Silva, S.L., Grosfils, E.B., 2013. Thermomechanics of shallow magma chamber pressurization: Implications for the assessment of ground deformation data at active volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters* 384, 100–108. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.040>
- Gualda, G.A.R., Ghiorso, M.S., 2013. Low-Pressure Origin of High-Silica Rhyolites and Granites. *The Journal of Geology* 121, 537–545. <https://doi.org/10.1086/671395>
- Gualda, G.A.R., Ghiorso, M.S., Lemons, R. V., Carley, T.L., 2012. Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology* 53, 875–890. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr080>
- Gudmundsson, A., 2011. Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation. *Tectonophysics* 500, 50–64. <https://doi.org/doi.org/10.1016/j.tecto.2009.10.015>
- Gudmundsson, A., 2007. Conceptual and numerical models of ring-fault formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 164, 142–160. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.04.018>
- Guillong, M., Meier, D.L., Allan, M.M., Heinrich, C.A., Yardley, B.W.D., 2008. Appendix A6: SILLS: A MATLAB-Based program for the reduction of laser-ablation ICP-MS data of homogeneous materials and inclusions. Mineralogical Association of Canada

Short Course 40, 328–333.

- Guillong, M., Sliwinski, J.T., Schmitt, A., Forni, F., Bachmann, O., 2016. U-Th Zircon Dating by Laser Ablation Single Collector Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LA-ICP-MS). *Geostandards and Geoanalytical Research* 40, 377–387. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00396.x>
- Gutiérrez, F., Parada, M.Á., 2010. Numerical modeling of time-dependent fluid dynamics and differentiation of a shallow basaltic magma chamber. *Journal of Petrology* 51, 731–762. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp101>
- Gutiérrez, F., Payacán, Í., Gelman, S., 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, 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, 1051–1054. <https://doi.org/https://doi.org/10.1130/G45361.1>
- Gutiérrez, N.M., Hinojosa Opazo, L., Le Roux, J., Pedroza, V., 2013. Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic implications. *Andean Geology* 40, 60–78. <https://doi.org/10.5027/andgeoV40n1-a03>
- Hartung, E., Caricchi, L., Floess, D., Wallis, S., Harayama, S., Kouzmanov, K., Chiaradia, M., 2017. Evidence for residual melt extraction in the Takidani Pluton, Central Japan. *Journal of Petrology* 58, 763–788. <https://doi.org/10.1093/petrology/egx033>
- Hawkins, D.P., Wiebe, R.A., 2004. Discrete stopping events in granite plutons : A signature of eruptions from silicic magma chambers? *Geology* 32, 1021–1024. <https://doi.org/10.1130/G21083.1>
- Hervé, F., Godoy, E., Parada, M.A., Ramos, V., Rapela, C., Mpodozis, C., Davidson, J., 1987. A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. *Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin* 18, 97–113.

- Hildreth, W., 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: Several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136, 169–198. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.019>
- Hildreth, W., 1981. Gradients in Silicic Magma Chambers: Implications for Lithospheric Magmatism. *Journal of Geophysical Research* 86, 10153–10192. <https://doi.org/doi.org/10.1029/JB086iB11p10153>
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 455–489. <https://doi.org/10.1007/BF00372365>
- Hildreth, W.E.S., Wilson, C.J.N., 2007. Compositional Zoning of the Bishop Tuff. *Journal of Petrology* 48, 951–999. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm007>
- Hodge, K.F., Carazzo, G., Jellinek, A.M., 2012. Experimental constraints on the deformation and breakup of injected magma. *Earth and Planetary Science Letters* 325–326, 52–62. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.031>
- Hodge, K.F., Jellinek, A.M., 2012. Linking enclave formation to magma rheology. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth* 117, 1–12. <https://doi.org/10.1029/2012JB009393>
- Hogan, J.P., Gilbert, M.C., 1995. The A-type Mount Scott Granite sheet: Importance of crustal magma traps. *Journal of Geophysical Research* 100, 15715–15792. <https://doi.org/doi.org/10.1029/94JB03258>
- Hogan, J.P., Price, J.D., Gilbert, M.C., 1998. Magma traps and driving pressure: Consequences for pluton shape and emplacement in an extensional regime. *Journal of Structural Geology* 20, 1155–1168. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00063-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00063-7)
- Holness, M.B., 2018. Melt segregation from silicic crystal mushes: a critical appraisal of possible mechanisms and their microstructural record. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 173, 1–17. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1465-2>
- Hossack, J.R., 1968. Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (southern Norway). *Tectonophysics* 5, 315–339.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D., 2005. The Neuquén basin: an

- overview. Geological Society, London, Special Publications 252, 1–14.
- Hsu, T.C., 1966. The characteristics of coaxial and non-coaxial strain paths. *Journal of Strain Analysis* 1, 216–222.
- Huber, C., Bachmann, O., Dufek, J., 2012. Crystal-poor versus crystal-rich ignimbrites: A competition between stirring and reactivation. *Geology* 40, 115–118. <https://doi.org/10.1130/G32425.1>
- Huber, C., Bachmann, O., Dufek, J., 2011. Thermo-mechanical reactivation of locked crystal mushes: Melting-induced internal fracturing and assimilation processes in magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 304, 443–454. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.022>
- Hutton, D.H.W., Reavy, R.J., 1992. Strike-slip Tectonics and Granite Petrogenesis. *Tectonics* 11, 960–967.
- Jacob, K.H., Farmer, G.L., Buchwaldt, R., Bowring, S.A., 2015. Deep crustal anatexis, magma mixing, and the generation of epizonal plutons in the Southern Rocky Mountains, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 169, 1–23. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1094-3>
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, T63–T67. [https://doi.org/doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)
- Jellinek, A.M., DePaolo, D.J., 2003. A model for the origin of large silicic magma chambers: Precursors of caldera-forming eruptions. *Bulletin of Volcanology* 65, 363–381. <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0277-y>
- Jellinek, A.M., Kerr, R.C., 1999. Mixing and compositional stratification produced by natural convection 2. Applications to the differentiation of basaltic and silicic magma chambers and komatiite lava flows. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 7203–7218. <https://doi.org/10.1029/1998JB900117>
- Jellinek, A.M., Kerr, R.C., Griffiths, R.W., 1999. Mixing and compositional stratification produced by natural convection 1 . Experiments and their application to the Earth's core and mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 7183–7201. <https://doi.org/doi.org/10.1029/1998JB900116>

- Johnson, S.E., Jin, Z.H., 2009. Magma extraction from the mantle wedge at convergent margins through dikes: A parametric sensitivity analysis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10, Q08017. <https://doi.org/10.1029/2009GC002419>
- Karakas, O., Degruyter, W., Bachmann, O., Dufek, J., 2017a. Lifetime and size of shallow magma bodies controlled by crustal-scale magmatism. *Nature Geoscience* 10, 446–450. <https://doi.org/10.1038/ngeo2959>
- Karakas, O., Dufek, J., Mangan, M.T., Wright, H.M., Bachmann, O., 2017b. Thermal and petrologic constraints on lower crustal melt accumulation under the Salton Sea Geothermal Field. *Earth and Planetary Science Letters* 467, 10–17. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.027>
- Karlstrom, L., Dufek, J., Manga, M., 2010. Magma chamber stability in arc and continental crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 190, 249–270. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.10.003>
- Karlstrom, L., Dufek, J., Manga, M., 2009. Organization of volcanic plumbing through magmatic lensing by magma chambers and volcanic loads. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114, 1–16. <https://doi.org/10.1029/2009JB006339>
- Karlstrom, L., Paterson, S.R., Jellinek, A.M., 2017. A reverse energy cascade for crustal magma transport. *Nature Geoscience* 10, 604–608. <https://doi.org/10.1038/NGEO2982>
- Kay, S.M., Godoy, E., Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117, 67–88. <https://doi.org/doi.org/10.1130/B25431.1>
- Kay, S.M., Kurtz, A., 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Unpublished report, CODELCO 180.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slabs. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 39–57. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00005-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00005-6)
- Keller, T., May, D.A., Kaus, B.J.P., 2013. Numerical modelling of magma dynamics coupled to tectonic deformation of lithosphere and crust. *Geophysical Journal International* 195, 1406–1442. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt306>

- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R.B., Lauria, E., Fortes, L.P.S., 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 125–131. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2)
- Kurtz, A.C., Kay, S.M., Charrier, R., Farrar, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34–35°S). *Revista Geológica de Chile* 24, 75–90. <https://doi.org/dx.doi.org/10.5027/andgeoV24n1-a05>
- Laumonier, M., Scaillet, B., Pichavant, M., Champallier, R., Andujar, J., Arbaret, L., 2014. On the conditions of magma mixing and its bearing on andesite production in the crust. *Nature Communications* 5:5607, 1–12. <https://doi.org/10.1038/ncomms6607>
- Le Roux, J.P., Achurra, L., Henríquez, Á., Carreño, C., Rivera, H., Suárez, M.E., Ishman, S.E., Pyenson, N.D., Gutstein, C.S., 2016. Oroclinal bending of the Juan Fernández Ridge suggested by geohistory analysis of the Bahía Inglesa Formation, north-central Chile. *Sedimentary Geology* 333, 32–49.
- Lee, C.A., Morton, D.M., 2015. High silica granites : Terminal porosity and crystal settling in shallow magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters* 409, 23–31. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.040>
- Lee, C.T.A., Bachmann, O., 2014. How important is the role of crystal fractionation in making intermediate magmas? Insights from Zr and P systematics. *Earth and Planetary Science Letters* 393, 266–274. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.02.044>
- Leuthold, J., Müntener, O., Baumgartner, L.P., Putlitz, B., Ovtcharova, M., Schaltegger, U., 2012. Time resolved construction of a bimodal laccolith (Torres del Paine , Patagonia). *Earth and Planetary Science Letters* 325–326, 85–92. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.032>
- Lipman, P.W., 2007. Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers : Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field. *Geosphere* 3, 42–70. <https://doi.org/10.1130/GES00061.1>
- Ludwig, K.R., 2008. User’s manual for Isoplot/Ex version 3.70: A geochronology toolkit for microsoft Excel: No. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 1–76.

- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 1–70.
- Mahood, G.A., Cornejo, P.C., 1992. Evidence for ascent of differentiated liquids in a silicic magma chamber found in a granitic pluton. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh* 83, 63–69. <https://doi.org/doi.org/10.1017/S0263593300007756>
- Mardones, V., 2019. Evolución Tectónica Meso-Cenozoica de la Cordillera Principal de los Andes de Chile. MSc thesis. Universidad de Chile, Santiago, 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, e2020TC006499. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2020TC006499>
- Marot, M., Monfret, T., Gerbault, M., Nolet, G., Ranalli, G., Pardo, M., 2014. Flat versus normal subduction zones: A comparison based on 3-D regional travelttime tomography and petrological modelling of central Chile and western Argentina (29°-35°S). *Geophysical Journal International* 199, 1633–1654. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu355>
- Marsh, B.D., 2006. Dynamics of Magmatic Systems. *Elements* 2, 287–292. <https://doi.org/doi.org/10.2113/gselements.2.5.287>
- Marsh, B.D., 1989. Magma chambers. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 17, 439–474. <https://doi.org/doi.org/10.1146/annurev.ea.17.050189.002255>
- Marsh, B.D., 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. *American Journal of Science* 282, 808–855. <https://doi.org/10.2475/ajs.282.6.808>
- Martínez, F., Montanari, D., Del Ventisette, C., Bonini, M., Corti, G., 2018. Basin inversion and magma migration and emplacement: Insights from basins of northern Chile. *Journal of Structural Geology* 114, 310–319. <https://doi.org/doi.org/10.1016/j.jsg.2017.12.008>
- Matzel, J.E.P., Bowring, S.A., Miller, R.B., 2006. Time scales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington. *Bulletin of the Geological Society of America* 118, 1412–1430.

<https://doi.org/10.1130/B25923.1>

- McCaffrey, K.J., Petford, N., 1997. Are granitic intrusions scale invariant? *Journal of Geological Society, London* 154, 1–4. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.1.0001>
- McCarthy, W., Petronis, M.S., Reavy, R.J., Stevenson, C.T., 2015. 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, 550–565. <https://doi.org/10.1144/jgs2014-067>
- McNulty, B.A., Cruden, A.R., 2000. Multistage emplacement of the Mount Givens pluton, central Sierra Nevada batholith, California. *Bulletin of the Geological Society of America* 112, 119–135. [https://doi.org/doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<119:MEOTMG>2.0.CO;2](https://doi.org/doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<119:MEOTMG>2.0.CO;2)
- McNulty, B.A., Tong, W., Tobisch, O., 1996. Assembly of a dike-fed magma chamber: The Jackass Lakes pluton, central Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin* 108, 926–940. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108<0926](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<0926)
- Menand, T., 2011. Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review. *Tectonophysics* 500, 11–19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.10.016>
- Menand, T., Annen, C., de Saint Blanquat, M., Magmas, L., Blaise, U., Cnrs, P., 2015. Rates of magma transfer in the crust: Insights into magma reservoir recharge and pluton growth. *Geology* 43, 1–5. <https://doi.org/10.1130/G36224.1>
- Michel, J., Baumgartner, L., Putlitz, B., Schaltegger, U., Ovtcharova, M., 2008. Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 k.y. *Geology* 36, 459–462. <https://doi.org/10.1130/G24546A.1>
- Midttømme, K., Roaldset, E., 1999. Thermal conductivity of sedimentary rocks: uncertainties in measurement and modelling. *Geological Society, London, Special Publications* 158, 45–60. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.158.01.04>
- 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, 65–77. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.011>

- Miller, J.S., 2008. Assembling a pluton ... one increment at a time. *Geology* 36, 511–512.
<https://doi.org/10.1130/focus062008.1>
- Miller, J.S., Matzel, J.E.P., Miller, C.F., Burgess, S.D., Miller, R.B., 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 282–299.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.04.019>
- Miller, Robert B., Paterson, S.R., Matzel, J.P., 2009. Plutonism at different crustal levels: Insights from the ~5–40 km (paleodepth) North Cascades crustal section, Washington. En: Miller, R. B., Snoke, A.W. (Eds.), *Crustal Cross Sections from the Western North American Cordillera and Elsewhere: Implications for Tectonic and Petrologic Processes*. The Geological Society of America, 1–26.
[https://doi.org/10.1130/2009.2456\(05\)](https://doi.org/10.1130/2009.2456(05))
- Molina, P.G., Parada, M.A., Gutiérrez, F.J., Ma, C., Li, J., Yuanyuan, L., Reich, M., Aravena, Á., 2015. Protracted late magmatic stage of the Caleu pluton (central Chile) as a consequence of heat redistribution by diking: Insights from zircon data and thermal modeling. *Lithos* 227, 255–268.
<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.04.008>
- Montanari, D., Corti, G., Sani, F., Del, C., Bonini, M., Moratti, G., 2010. Experimental investigation on granite emplacement during shortening. *Tectonophysics* 484, 147–155.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.09.010>
- Montecinos, P., Schärer, U., Vergara, M., Aguirre, L., 2008. Lithospheric origin of oligocene - Miocene magmatism in central Chile: U-Pb ages and Sr-Pb-Hf isotope composition of minerals. *Journal of Petrology* 49, 555–580. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn004>
- Morgado, E., Parada, M.A., Morgan, D.J., Gutiérrez, F., Castruccio, A., Contreras, C., 2017. Transient shallow reservoirs beneath small eruptive centres: Constraints from Mg-Fe interdiffusion in olivine. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 347, 327–336. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.10.002>
- Mpodosis, C., Ramos, V., 1990. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen; G. E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council Publications, Houston,

Texas, USA, vol. 11. 59-90.

- Muñoz-Gómez, M., Payacán, Í., Gutiérrez, F., Farías, M., Charrier, R., Polvé, M., 2020. Silicic volcanism triggered by increased denudation rates in the Quaternary Andean arc of central Chile between 33°50'-34°30'S. *Lithos* 354–355, 105242. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105242>
- Muñoz, M., Charrier, R., Fanning, C.M., Makshev, V., Deckart, K., 2012. Zircon trace element and O-Hf isotope analyses of mineralized intrusions from El Teniente ore deposit, Chilean Andes: Constraints on the source and magmatic evolution of porphyry Cu-Mo related magmas. *Journal of Petrology* 53, 1091–1122. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs010>
- Muñoz, M., Deckart, K., Charrier, R., Fanning, M., 2009. New geochronological data on Neogene-Quaternary intrusive rocks from the high Andes of central Chile (33°15'-34°00'S). XII Congreso Geológico Chileno 1–4.
- 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, 931–934. <https://doi.org/10.1130/G34178.1>
- Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Olov Nyström, J., Féraud, G., Demant, A., 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33° 50'S). *Revista geológica de Chile* 33, 109–140.
- Musumeci, G., Mazzarini, F., Corti, G., Barsella, M., Montanari, D., 2005. Magma emplacement in a thrust ramp anticline: The Gavorrano Granite (northern Apennines, Italy). *Tectonics* 24, TC6009. <https://doi.org/doi.org/10.1029/2005TC001801>
- Nabelek, P.I., Hofmeister, A.M., Whittington, A.G., 2012. The influence of temperature-dependent thermal diffusivity on the conductive cooling rates of plutons and temperature-time paths in contact aureoles. *Earth and Planetary Science Letters* 317–318, 157–164. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.009>
- Nadai, A., 1950. *Theory of flow and fracture of solids*, First. ed. McGraw-Hill, New York, USA.

- Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D., Levi, B., Nystro, J.O., Vergara, M., Morata, D., Levi, B., 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45'S). *Bulletin of the Geological Society of America* 115, 1523–1537. <https://doi.org/10.1130/B25099.1>
- Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Bergantz, G.W., 2012. Geological, petrological and geochemical evidence for progressive construction of an Arc crustal section, sierra de valle fértil, famatinian Arc, Argentina. *Journal of Petrology* 53, 761–800. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr079>
- Owens, W.H., 1984. The calculation of a best-fit ellipsoid from elliptical sections on arbitrarily orientated planes. *Journal of Structural Geology* 6, 571–578.
- Pagli, C., Sigmundsson, F., 2008. Will present day glacier retreat increase volcanic activity? Stress induced by recent glacier retreat and its effect on magmatism at the Vatnajökull ice cap, Iceland. *Geophysical Research Letters* 35, L09304. <https://doi.org/doi.org/10.1029/2008GL033510>
- Pamukcu, A.S., Gualda, G.A.R., Bégué, F., Gravley, D.M., 2015. Melt inclusion shapes: Timekeepers of short-lived giant magma bodies. *Geology* 43, 947–950. <https://doi.org/10.1130/G37021.1>
- Parada, M.A., Roperch, P., Guiresse, C., Ramírez, E., 2005. Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile. *Tectonophysics* 399, 399–420. <https://doi.org/doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.032>
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6, 233–248. <https://doi.org/doi.org/10.1029/TC006i003p00233>
- 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, 496–527. <https://doi.org/10.1130/GES00214.1>
- Paterson, S.R., Fowler, T.K., 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology* 15, 191–206. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90095-R](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90095-R)

- Paterson, S.R., Fowler, T.K., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. 1–2, 53–82. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00022-X](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00022-X)
- Paterson, S.R., Memeti, V., Mundil, R., Zák, J., 2016. Repeated, multiscale, magmatic erosion and recycling in an upper-crustal pluton: Implications for magma chamber dynamics and magma volume estimates. *American Mineralogist* 101, 2176–2198. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5576>
- Paterson, S.R., Memeti, V., Pignotta, G., Erdmann, S., Zak, 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, 443–469. <https://doi.org/10.1130/GES00680.1>
- Paterson, S.R., Miller, R.B., 1998a. Magma emplacement during arc-perpendicular shortening: An example from the Cascades crystalline core, Washington. *Tectonics* 17, 571–586. <https://doi.org/doi.org/10.1029/98TC01604>
- Paterson, S.R., Miller, R.B., 1998b. Stoped blocks in plutons: Paleo-plumb bobs, viscometers, or chronometers? *Journal of Structural Geology* 20, 1261–1272. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00066-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00066-2)
- Paterson, S.R., Okaya, D., Memeti, V., Economos, R., Miller, R.B., 2011. Magma addition and flux calculations of incrementally constructed magma chambers in continental margin arcs: Combined field, geochronologic, and thermal modeling studies. *Geosphere* 7, 1439–1468. <https://doi.org/10.1130/GES00696.1>
- Paterson, S.R., Pignotta, G.S., Miller, R.B., Vernon, R.H., 2008a. Is stopping a volumetrically significant pluton emplacement process?: Discussion. *Geological Society of America Bulletin* 120, 1075–1079. <https://doi.org/10.1130/B26148.1>
- Paterson, S.R., Pignotta, G.S., Vernon, R.H., 2004. The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations. *Journal of Structural Geology* 26, 1465–1481. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.013>
- Paterson, S.R., Schmidt, K.L., 1999. Is there a close spatial relationship between faults and plutons? *Journal of Structural Geology* 21, 1131–1142. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00024-3](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00024-3)

- 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, 1356–1380. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2)
- Paterson, S.R., Zák, J., Janousek, V., 2008b. Growth of complex sheeted zones during recycling of older magmatic units into younger: Sawmill Canyon area, Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 457–484. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.024>
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 26, 2508–2518.
- Payacán, I., 2015. Estructura interna y dinámica de enfriamiento del plutón La Gloria, Chile Central: Un enfoque a partir de estudios magnéticos, petrográficos y modelación numérica. MSc thesis. Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Payacán, Í., Gutiérrez, F., Aravena, Á., Parada, M.A., Buglio, F., 2015a. Mafic enclaves distribution in magma reservoirs: contrasting case of La Gloria and San Gabriel plutons, Central Chile. XIV Congreso Geológico Chileno. La Serena, Chile, Vol. 1. 468-471.
- Payacán, I., Gutiérrez, F., Bachmann, O., 2019. Host rock architecture controlling the emplacement of shallow magma reservoirs: Inferences from Miocene plutonic bodies in Central Chile. EGU General Assembly. Vienna, Austria, Vol. 21, p1-1. 1p.
- Payacán, Í., Gutiérrez, F., Bachmann, O., Parada, M.A., 2015b. How xenoliths are distributed inside magma reservoirs: Contrasting examples from numerical modeling and field observations. 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. Florianópolis, Brasil, PT.081. 105.
- 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/10.1016/j.jsg.2014.09.015>
- Petford, N., 1996. Dykes or diapirs. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87, 105–114. <https://doi.org/doi.org/10.1017/S0263593300006520>

- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408, 669–673. <https://doi.org/10.1038/35047000>
- Petford, N., Lister, J.R., Kerr, R.C., 1994. The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos* 32, 161–168. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(94\)90028-0](https://doi.org/10.1016/0024-4937(94)90028-0)
- Picard, D., Arbaret, L., Pichavant, M., Champallier, R., Launeau, P., 2013. The rheological transition in plagioclase-bearing magmas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 1363–1377. <https://doi.org/doi.org/10.1002/jgrb.50091>
- Picard, D., Arbaret, L., Pichavant, M., Champallier, R., Launeau, P., 2011. Rheology and microstructure of experimentally deformed plagioclase suspensions. *Geology* 39, 747–750. <https://doi.org/doi.org/10.1130/G32217.1>
- Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., Esparza, A.M., D'Eramo, F.J., Llambías, E.J., 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 251–265. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00033-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00033-0)
- Piquer, J., Hollings, P., Rivera, O., Cooke, D.R., Baker, M., Testa, F., 2017. Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints. *Lithos* 268–271, 174–197. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.025>
- Putirka, K.D., Canchola, J., Rash, J., Smith, O., Torrez, G., Paterson, S.R., Ducea, M.N., 2014. Pluton assembly and the genesis of granitic magmas: Insights from the GIC pluton in cross section, Sierra Nevada Batholith, California. *American Mineralogist* 99, 1284–1303. <https://doi.org/doi.org/10.2138/am.2014.4564>
- Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45, 2–25. <https://doi.org/doi.org/10.1002/gj.1193>
- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (Eds.), *Backbone of the Americas: shallow subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane collision*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, USA, 31–65. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(02\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(02))

- Ramos, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En: Clark Jr., S.P., Burchfiel, B.C., Suppe, J. (Eds.), Processes in continental lithospheric deformation. Geological Society of America, 31. <https://doi.org/doi.org/10.1130/SPE218-p31>
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern central andes of mendoza and neuquén (35°-39°S latitude). Special Paper of the Geological Society of America 407, 1–17. [https://doi.org/10.1130/2006.2407\(01\)](https://doi.org/10.1130/2006.2407(01))
- Robin, P.Y.F., 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses - Implementation and applications. Journal of Structural Geology 24, 531–544. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00081-5](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00081-5)
- Román-Berdiel, T., 2000. Geometry of granite emplacement in the upper crust: Contributions of analogue modelling. Geological Society Special Publication 168, 77–94. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.06>
- Roman-Berdiel, T., Gapais, D., Brun, J.P., 1995. Analogue models of laccolith formation. Journal of Structural Geology 17, 1337–1346. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00012-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00012-3)
- Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M.N., Calderón, S., Charrier, R., Hoffman, D., 2014. El volcanismo jurásico superior de la Formación Río Damas-Tordillo (33°-35, 5° S): antecedentes su sobre petrogénesis, cronología, proveniencia e implicancias tectónicas. Andean geology 41, 529–557. <https://doi.org/dx.doi.org/10.5027/andgeoV41n3-a03>
- Rubin, A., 1991. Propagation of magma-filled cracks. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23, 287–336. <https://doi.org/doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001443>
- Rubin, A.M., 1995. Getting granite dikes out of the source region. Journal of Geophysical Research 100, 5911–5929. <https://doi.org/10.1029/94JB02942>
- Salazar, C., Stinnesbeck, W., 2015. Redefinition, stratigraphy and facies of the Lo Valdés Formation (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) in Central Chile. Boletín del Museo Nacional de Historia Natural, Chile 64, 41–68.
- Saleeby, J., Ducea, M., Clemens-Knott, D., 2003. Production and loss of high-density

- batholithic root, southern Sierra Nevada, California. *Tectonics* 22, 1064.
<https://doi.org/10.1029/2002tc001374>
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M., 1998. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic: 1. Volcanic-plutonic comparison. *Journal of Geophysical Research* 103, 27257–27266. <https://doi.org/10.1029/98JB02469>
- Scambelluri, M., Philippot, P., 2001. Deep fluids in subduction zones. *Lithos* 55, 213–227. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00046-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00046-3)
- Scandone, R., Cashman, K. V., Malone, S.D., 2007. Magma supply, magma ascent and the style of volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters* 253, 513–529. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.016>
- Schaen, A.J., Cottle, J.M., Singer, B.S., Keller, C.B., Garibaldi, N., Schoene, B., 2017. Complementary crystal accumulation and rhyolite melt segregation in a late Miocene Andean pluton. *Geology* 45, 835–838. <https://doi.org/10.1130/G39167.1>
- Schoene, B., Schaltegger, U., Brack, P., Latkoczy, C., Stracke, A., Günther, D., 2012. Rates of magma differentiation and emplacement in a ballooning pluton recorded by U-Pb TIMS-TEA, Adamello batholith, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 355–356, 162–173. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.019>
- Shan, Y., 2008. An analytical approach for determining strain ellipsoids from measurements on planar surfaces. *Journal of Structural Geology* 30, 539–546. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.12.004>
- Sigmundsson, F., Pinel, V., Lund, B., Albino, F., Pagli, C., Geirsson, H., Sturkell, E., 2010. Climate effects on volcanism: influence on magmatic systems of loading and unloading from ice mass variations, with examples from Iceland. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 368, 2519–2534. <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0042>
- Singer, B.S., Andersen, N.L., Le Mével, H., Feigl, K.L., DeMets, C., Tikoff, B., Thurber, C.H., Jicha, B.R., Cardona, C., Córdova, L., Gil, F., Unsworth, M.J., Williams-Jones, G., Miller, C., Fierstein, J., Hildreth, W., Vazquez, J., 2014. Dynamics of a large, restless, rhyolitic magma system at Laguna del Maule, southern Andes, Chile. *GSA Today* 24, 4–10. <https://doi.org/10.1130/GSATG216A.1>

- Skarmeta, J.J., Castelli, J.C., 1997. Intrusión sintectónica del granito de las Torres del Paine, Andes Patagónicos de Chile. *Andean Geology* 24, 55–74. <https://doi.org/10.5027/andgeoV24n1-a04>
- Sliwinski, J. T., Bachmann, O., Dungan, M.A., Huber, C., Deering, C.D., Lipman, P.W., Martin, L.H.J., Liebske, C., 2017. Rapid pre-eruptive thermal rejuvenation in a large silicic magma body: the case of the Masonic Park Tuff, Southern Rocky Mountain volcanic field, CO, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 172, 30. <https://doi.org/10.1007/s00410-017-1351-3>
- Sliwinski, Jakub T, Guillong, M., Liebske, C., Dunkl, I., Von Quadt, A., Bachmann, O., 2017. Improved accuracy of LA-ICP-MS U-Pb ages of Cenozoic zircons by alpha dose correction. *Chemical Geology* 472, 8–21. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.09.014>
- Smith, R., Sammonds, P.R., Kilburn, C.R.J., 2009. Fracturing of volcanic systems: Experimental insights into pre-eruptive conditions. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 211–219. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.01.032>
- Stern, C.R., 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology* 19, 78–81. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0078:ROSEIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0078:ROSEIT>2.3.CO;2)
- Stevenson, C.T.E., Owens, W.H., Hutton, D.H.W., Hood, D.N., Meighan, I.G., 2007. Laccolithic, as opposed to cauldron subsidence, emplacement of the Eastern Mourne pluton, N. Ireland: Evidence from anisotropy of magnetic susceptibility. *Journal of the Geological Society* 164, 99–110. <https://doi.org/10.1144/0016076492006-008>
- Takada, A., 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research* 99, 13563–13573. <https://doi.org/10.1029/94JB00494>
- Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile 29.
- Thompson, A.B., 1996. Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences* 87, 1–10. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006428>

- Tikoff, B., Vigneresse, J.L., 1999. Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. *Tectonophysics* 312, 117–132. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00167-5](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00167-5)
- Tobisch, O.T., McNulty, B.A., Vernon, R.H., 1997. Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California. *Lithos* 40, 321–339. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(97\)00004-2](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(97)00004-2)
- Tomek, F., Žák, J., Svojtka, M., Finger, F., Waitzinger, M., 2019. Emplacement dynamics of syn-collapse ring dikes: An example from the Altenberg-Teplice caldera, Bohemian Massif. *Bulletin of the Geological Society of America* 131, 997–1016. <https://doi.org/10.1130/B35019.1>
- Tomek, F., Žák, J., Verner, K., Holub, F. V., Sláma, J., Paterson, S.R., Memeti, V., 2017. Mineral fabrics in high-level intrusions recording crustal strain and volcano–tectonic interactions: the Shellenbarger pluton, Sierra Nevada, California. *Journal of the Geological Society* 174, 193–208. <https://doi.org/doi.org/10.1144/jgs2015-151>
- Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge - The role of H₂O in the genesis of mantle-derived “arc-related” magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 127, 215–232. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00229-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00229-1)
- Varas, M.I., 2011. Naturaleza, distribución espacial e implicaciones Petrogenéticas de los enclaves máficos microgranulares del complejo plutónico Illapel, cordillera de la costa, Chile central. MSc thesis. Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepúlveda, P., Thiele, R., Drake, R., 1988. Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31 30' S–34 35' S). *Journal of South American Earth Sciences* 1, 199–209. [https://doi.org/doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90038-7](https://doi.org/doi.org/10.1016/0895-9811(88)90038-7)
- Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research* 95, 849–859. <https://doi.org/10.1029/jb095ib11p17849>
- Vernon, R.H., 1984. Microgranitoid enclaves in granites—globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature* 309, 438–439. <https://doi.org/doi.org/10.1038/309438a0>

- Vernon, R.H., 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal & Proceedings, Royal Society of New South Wales* 116, 77–103.
- Vernon, R.H., Collins, W.J., 2011. Structural Criteria for Identifying Granitic Cumulates. *The Journal of Geology* 119, 127–142. <https://doi.org/10.1086/658198>
- Vernon, R.H., Etheridge, M.A., Wall, V.J., 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: Indicators of magma mingling and flow. *Lithos* 22, 1–11. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(88\)90024-2](https://doi.org/10.1016/0024-4937(88)90024-2)
- Vidal, A., 2007. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado en rocas volcánicas cenozoicas del área Laguna Negra - Río Yeso, Cajón del Maipo, Santiago. MSc thesis. Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Vigneresse, J., Tikoff, B., Ame, L., 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics* 302, 203–224. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00285-6](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00285-6)
- Vigneresse, J.L., 2006. Granitic batholiths: From pervasive and continuous melting in the lower crust to discontinuous and spaced plutonism in the upper crust. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 97, 311–324. <https://doi.org/10.1017/S0263593300001474>
- Vigneresse, J.L., 2004. A new paradigm for granite generation. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 95, 11–22. <https://doi.org/10.1017/s0263593300000882>
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology* 37, 1579–1600. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.6.1579>
- Vigneresse, J.L., Clemens, J.D., 2000. Granitic magma ascent and emplacement: neither diapirism nor neutral buoyancy. *Geological Society, London, Special Publications* 174, 1–19. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.174.01.01>
- Vollmer, F.W., 2017. Software for the Quantification, Error Analysis, and Visualization of Strain and Fold Geometry in Undergraduate Field and Structural Geology Laboratory Experiences. in *Geological Society of America Abstracts with Programs*. Vol. 49. 2.

<https://doi.org/10.1130/abs/2017ne-291027>

- Vollmer, F.W., 2010. A Comparison of Ellipse-Fitting Techniques for Two and Three-Dimensional Strain Analysis, and Their Implementation in an Integrated Computer Program Designed for Field-Based Studies. AGU Fall Meeting Abstracts. San Francisco, California, USA, 1984. 11–12.
- Vosteen, H.D., Schellschmidt, R., 2003. Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. *Physics and Chemistry of the Earth* 28, 499–509. [https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(03\)00069-X](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(03)00069-X)
- Walker Jr., B.A., Bergantz, G.W., Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Cristofolini, E.A., 2015. A MASH zone revealed: The mafic complex of the Sierra Valle Fértil. *Journal of Petrology* 56, 1863–1896. <https://doi.org/10.1093/petrology/egv057>
- Walker Jr., B.A., Miller, C.F., Claiborne, L.L., Wooden, J.L., Miller, J.S., 2007. Geology and geochronology of the Spirit Mountain batholith , southern Nevada : Implications for timescales and physical processes of batholith construction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 239–262. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.12.008>
- Watanabe, T., Koyaguchi, T., Seno, T., 1999. Tectonic stress controls on ascent and emplacement of magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 65–78. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00054-2](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00054-2)
- Webber, J.R., Klepeis, K.A., Webb, L.E., Cembrano, J., Morata, D., Mora-Klepeis, G., Arancibia, G., 2015. Deformation and magma transport in a crystallizing plutonic complex, Coastal Batholith, central Chile. *Geosphere* 11, 1401–1426. <https://doi.org/10.1130/GES01107.1>
- Weinberg, R.F., 2006. Melt segregation structures in granitic plutons. *Geology* 34, 305–308. <https://doi.org/10.1130/G22406.1>
- Weinberg, R.F., Regenauer-Lieb, K., 2010. Ductile fractures and magma migration from source. *Geology* 38, 363–366. <https://doi.org/10.1130/G30482.1>
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Whittington, A.G., Hofmeister, A.M., Nabelek, P.I., 2009. Temperature-dependent thermal

- diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism. *Nature* 458, 319–321. <https://doi.org/10.1038/nature07818>
- Wiebe, R.A., 1996. Mafic-silicic layered intrusions: the role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic magma chambers. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences* 87, 233–242.
- Wiebe, R.A., 1993. The pleasant bay layered gabbro-diorite, coastal maine: Ponding and crystallization of basaltic injections into a silicic magma chamber. *Journal of Petrology* 34, 461–489. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.3.461>
- Wiebe, R.A., Adams, S.D., 1997. Felsic enclave swarms in the gouldsboro granite, coastal maine: A record of eruption through the roof of a silicic magma chamber. *Journal of Geology* 105, 617–627. <https://doi.org/10.1086/515964>
- Wiebe, R.A., Collins, W.J., 1998. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *Journal of Structural Geology* 20, 1273–1998. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00059-5](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00059-5)
- Yáñez, G.A., Ranero, C.R., von Huene, R., Díaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 6325–6345. <https://doi.org/doi.org/10.1029/2000JB900337>
- Yoshinobu, A.S., Barnes, C.G., 2008. Is stoping a volumetrically significant pluton emplacement process?: Discussion. *Geological Society of America Bulletin* 120, 1080–1081. <https://doi.org/10.1130/0091-761>
- Yoshinobu, A.S., Okaya, D.A., Paterson, S.R., 1998. Modeling the thermal evolution of fault-controlled magma emplacement models: Implications for the solidification of granitoid plutons. *Journal of Structural Geology* 20, 1205–1218. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00064-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00064-9)
- Yoshinobu, A.S., Wolak, J.M., Paterson, S.R., Pignotta, G.S., Anderson, H.S., 2009. Determining relative magma and host rock xenolith rheology during magmatic fabric formation in plutons: Examples from the middle and upper crust. *Geosphere* 5, 270–285. <https://doi.org/10.1130/GES00191.1>

- Žák, J., Holub, F. V., Kachlík, V., 2006. Magmatic stoping as an important emplacement mechanism of Variscan plutons: Evidence from roof pendants in the Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). *International Journal of Earth Sciences* 95, 771–789. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0076-8>
- Žák, J., Paterson, S.R., 2005. Characteristics of internal contacts in the Tuolumne Batholith, central Sierra Nevada, California (USA): Implications for episodic emplacement and physical processes in a continental arc magma chamber. *Bulletin of the Geological Society of America* 117, 1242–1255. <https://doi.org/10.1130/B25558.1>
- Žák, J., Paterson, S.R., Janousek, V., Kabele, P., 2009. The Mammoth Peak sheeted complex , Tuolumne batholith , Sierra Nevada , California : a record of initial growth or late thermal contraction in a magma chamber ? *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158, 447–470. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0391-8>
- Žák, J., Schulmann, K., Hrouda, F., 2005. Multiple magmatic fabrics in the Sázava pluton (Bohemian Massif, Czech Republic): a result of superposition of wrench-dominated regional transpression on final emplacement. *Journal of Structural Geology* 27, 805–822. <https://doi.org/doi.org/10.1016/j.jsg.2005.01.012>

ANEXOS.

Anexo A. Muestras con cortes transparentes.

Tabla Anexo A-1: Listado de muestras descritas petrográficamente mediante microscopio óptico.

| Muestra | Ubicación | | | Tipo | Unidad Plutón San Gabriel |
|---------|-----------|--------|---------|---------------------|------------------------------|
| | Norte | Este | Altitud | | |
| SG0101 | 6255021 | 387622 | 1549 | Intrusivo principal | Unit I |
| SG0104 | 6255021 | 387622 | 1551 | Intrusivo principal | Unit I |
| SG0501 | 6261058 | 387164 | 1381 | Intrusivo principal | Dominio Basal |
| SG0501A | 6261058 | 387164 | 1381 | Intrusivo principal | Dominio Basal |
| SG0501A | 6261058 | 387164 | 1381 | Dique leucocrático | Dique |
| SG0502 | 6261058 | 387164 | 1381 | Intrusivo principal | Dominio Basal |
| SG0702 | 6259800 | 388280 | 1410 | Intrusivo principal | Unit I |
| SG0802 | 6261518 | 385110 | 1280 | Intrusivo principal | Dominio Basal |
| SG0901 | 6261582 | 386309 | 1406 | Intrusivo principal | Dominio Basal |
| SG0901A | 6261582 | 386309 | 1406 | Dique leucocrático | Dique |
| SG1001 | 6261804 | 384765 | 1299 | Intrusivo principal | Unit III |
| SG1101 | 6262225 | 385891 | 1858 | Intrusivo principal | Unit III |
| SG1201 | 6263070 | 384990 | 1860 | Intrusivo principal | Unit III |
| SG1203 | 6263308 | 384903 | 1873 | Intrusivo principal | Unit II |
| SG1301 | 6260878 | 387417 | 1304 | Intrusivo principal | Unit I |
| SG1501 | 6253607 | 388953 | 1497 | Intrusivo principal | Unit I |
| SG1601 | 6254635 | 388159 | 1425 | Intrusivo principal | Unit II |
| SG1601A | 6254635 | 388159 | 1425 | Dique leucocrático | Unit I |
| SG1801 | 6258305 | 386875 | 1430 | Intrusivo principal | Unit II |
| SG1901 | 6252791 | 388762 | 1662 | Intrusivo principal | Unit III |
| SG1903 | 6252698 | 388592 | 1705 | Intrusivo principal | Dominio Medio |
| SG1904 | 6252563 | 388662 | 1711 | Intrusivo principal | Unit III |
| SG2001 | 6262374 | 385897 | 2031 | Intrusivo principal | Dominio Medio |
| SG2002 | 6262374 | 385897 | 2031 | Intrusivo principal | Unit I |
| SG2003 | 6262421 | 385926 | 2104 | Intrusivo principal | Dominio Medio |
| SG2102 | 6254446 | 387504 | 1506 | Intrusivo principal | Dominio Medio |
| SG2108 | 6254386 | 387493 | 1600 | Intrusivo principal | Unit II |
| SG2202 | 6257224 | 386518 | 1480 | Intrusivo principal | Dominio Basal |
| SG2205 | 6257254 | 386545 | 1428 | Intrusivo principal | Dominio Basal |
| SG2304 | 6262253 | 385864 | 1825 | Intrusivo principal | Unit III |
| SG2307 | 6262352 | 385788 | 1885 | Intrusivo principal | Dominio Medio |
| SG2310 | 6262303 | 385756 | 1819 | Intrusivo principal | Dominio Medio |
| SG2311 | 6262112 | 385829 | 1727 | Intrusivo principal | Unit I |
| SG2313 | 6261968 | 385906 | 1600 | Intrusivo principal | Dominio Medio |
| SG2401 | 6257529 | 389740 | 1512 | Intrusivo principal | Unit I |
| SG2402 | 6257529 | 389740 | 1512 | Intrusivo principal | Unit II |
| SG2402D | 6257529 | 389740 | 1512 | Dique leucocrático | Dique |
| SG2504 | 6261905 | 386579 | 1627 | Intrusivo principal | Unit II |
| SG2512 | 6262596 | 386659 | 2128 | Intrusivo principal | Unit II |
| SG2601 | 6258674 | 388247 | 1475 | Intrusivo principal | Dominio Basal |
| SG2607 | 6258806 | 389208 | 1802 | Intrusivo principal | Unit II |
| SG2801 | 6259625 | 388472 | 1419 | Intrusivo principal | Unit I |
| SG2806 | 6259625 | 388472 | 1419 | Intrusivo principal | Unit II |
| SG2807 | 6259625 | 388472 | 1419 | Intrusivo principal | Unit III |
| SG2005 | 6262421 | 385926 | 2094 | Enclave máfico | Enclave |
| SG2104 | 6254446 | 387504 | 1506 | Enclave máfico | Enclave |
| SG2308 | 6262112 | 385829 | 1727 | Enclave máfico | Enclave |
| SG2107 | 6254386 | 387493 | 1600 | Enclave máfico | Enclave |

Tabla Anexo A-2: Listado de muestras de enclaves máficos descritas petrográficamente mediante microscopio óptico.

| Muestra | Ubicación | | | Tipo | Unidad Plutón San Gabriel |
|---------------|-----------|--------|---------|----------------|---------------------------|
| | Norte | Este | Altitud | | |
| 19SGI0101E | 6261028 | 387211 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI0201E | 6261201 | 386831 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI0301E | 6261400 | 386537 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI0501E | 6261550 | 386415 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI0601E | 6261643 | 385827 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI0803E | 6259345 | 388111 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI1101E | 6259764 | 388145 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI1201E | 6252700 | 389269 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI2201E | 6256970 | 386711 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI02023BTE | 6261201 | 386831 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI0902TE | 6260161 | 387885 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI0902TE | 6260161 | 387885 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI0903TE | 6260161 | 387885 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI1002TE | 6259856 | 388337 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI1601TE | 6260919 | 387395 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI1604TE | 6260919 | 387395 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI1605TE | 6260919 | 387395 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI1904TE | 6261751 | 384712 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI2001DTE | 6254790 | 387671 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI2003B | 6254790 | 387671 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI2004TE | 6254790 | 387671 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI2005ATE | 6254790 | 387671 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI2006TE | 6254790 | 387671 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI2301TE | 6261515 | 385090 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI2302TE | 6261515 | 385090 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI2304TE | 6261515 | 385090 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI2403TE | 6261048 | 387149 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI2501BTE | 6261933 | 384854 | | Enclave máfico | Enclave |
| 19SGI2502TE | 6261933 | 384854 | | Enclave máfico | Enclave |

Anexo B. Descripción detallada unidades litológicas.

Tabla Anexo B-1: Descripción del Dominio Medio (abreviaciones de minerales según Whitney y Evans, 2010).

| | | | |
|---------------|---|-------------|--|
| Thin section: | SG2310 SG1903 SG2307 SG2001 SG2003 SG2102 SG2313 | Location: | San Gabriel pluton - Central upper level |
| Rock name: | Monzodiorite with Hbl and Cpx | Unit: | Middle Domain |
| Textures: | Phaneritic, holocrystalline, intergranular, seriated in Kfs y Pl, orthocumulate texture (?) | Grain Size: | Coarse grained |

Primary Mineralogy

| Minerals | Percent present | Size (mm) | | | Morphology | Comments |
|------------|-----------------|-----------|------|--------|---------------------------------------|---|
| | | min. | max. | av. | | |
| <i>Pl</i> | 53 | 1 | 8 | 3 | Euhedral with high aspect ratio (1:4) | Tabular crystals forming a cumulate texture. In general, they show a well developed fabric with a clear preferred orientation |
| <i>Kfs</i> | 15 | 1 | 5 | 2.5 | Subhedral to anhedral | Present as phenocrystals and as microcrystals as a felsic aggregate with Qz. In general, it is filling spaces |
| <i>Qz</i> | 3 | 1 | 1.5 | 1.25 | Anhedral | Microcrystals filling interstices as a felsic groundmass (with Kfs) |
| <i>Hbl</i> | 12 | 1.5 | 3.5 | 2.5 | Subhedral to anhedral | Badly preserved. Most of them altered (actinolite?) and intergrown (as reaction) with bt. |
| <i>Cpx</i> | 6 | 1 | 3.5 | 2 | Subhedral | Relatively well preserved, not filling spaces, associated to Hbl and opaques as cumules. |
| <i>Bt</i> | 4 | 1 | 3 | 2 | Subhedral to anhedral | In general replacing to Hbl |
| <i>Opq</i> | 7 | 0.1 | 1 | 0.4 | Euhedral | Mostly associated to ferromagnesian minerals as inclusions and filling interstices |
| | 100 | 0.1 | 8 | 2.5305 | | |

Tabla Anexo B-2: Descripción de la Unidad I del Dominio Principal (abreviaciones de minerales según Whitney y Evans, 2010).

| | | | |
|---------------|---|-------------|--|
| Thin section: | SG2401 SG2002 SG1601A SG0702 SG1501 SG1301 SG0104 SG2311 SG0101 SG2801 | Location: | San Gabriel pluton - Central middle levels and borders |
| Rock name: | Qz-monzodiorite with Bt and Hbl | Unit: | Unit I |
| Textures: | Phaneritic, holocrystalline, intergranular | Grain Size: | Coarse to very coarse grained |

Primary Mineralogy

| Minerals | Percent present | Size (mm) | | | Morphology | Comments |
|------------|-----------------|-----------|------|--------|---------------------------------------|--|
| | | min. | max. | av. | | |
| <i>Pl</i> | 50 | 1 | 8 | 4 | Euhedral with high aspect ratio (1:4) | A relatively well developed fabric is observed, showing preferential orientation |
| <i>Kfs</i> | 20 | 1 | 8 | 4 | Subhedral to anhedral | Contrary to the other units, Kfs is present as fenocrystals |
| <i>Qz</i> | 5 | 1 | 1.5 | 1.25 | Anhedral | Filling interstices |
| <i>Bt</i> | 8 | 1 | 2.5 | 1.5 | Subhedral to anhedral | |
| <i>Cpx</i> | 2 | 1 | 2 | 1.3 | Subhedral to anhedral | |
| <i>Hbl</i> | 10 | 1 | 2 | 1.5 | Subhedral | |
| <i>Opq</i> | 5 | 0.05 | 0.8 | 0.2 | Euhedral | Mostly associated to ferromagnesian minerals as inclusions and filling interstices |
| | 100 | 0.05 | 8 | 3.1425 | | |

Tabla Anexo B-3: Descripción de la Unidad II del Dominio Principal (abreviaciones de minerales según Whitney y Evans, 2010).

| | | | |
|---------------|---|-------------|--|
| Thin section: | SG2108 SG2504 SG2402 SG1801 SG2512 SG2607 SG1203 SG1601 SG2806 | Location: | San Gabriel pluton - Border upper levels |
| Rock name: | Qz-monzodiorite with Hbl and Bt | Unit: | Unit II |
| Textures: | Phaneritic, holocrystalline, equigranular, intergranular, intergrowth | Grain Size: | Medium to slightly coarse grained |

Primary Mineralogy

| Minerals | Percent present | Size (mm) | | | Morphology | Comments |
|------------|-----------------|-----------|------|-------|-----------------------|---|
| | | min. | max. | av. | | |
| <i>Pl</i> | 55 | 1 | 5 | 3 | Euhedral | Altered to sericite |
| <i>Kfs</i> | 25 | 0.5 | 5 | 2 | Subhedral to anhedral | Subhedral phenocrystals (filling spaces) and anhedral crystals filling spaces as a felsic aggregate (with Qz) |
| <i>Qz</i> | 5 | 0.5 | 1.5 | 1 | Anhedral | Felsic aggregate filling spaces between Pl |
| <i>Bt</i> | 6 | 1 | 2.5 | 2 | Subhedral to anhedral | Sometimes replacing the Hbl crystals and filling interstices between Pl. |
| <i>Hbl</i> | 3 | 1 | 2.5 | 2 | Euhedral to subhedral | Crystals badly preserved. Most of them being replaced by Bt. |
| <i>Cpx</i> | 2 | 1 | 2 | 1.5 | Subhedral to anhedral | Usually associated to opaques (inclusions), Pl and Bt. They seem to be reacting with Bt. Some crystals seem being reacting and reabsorbed |
| <i>Opq</i> | 4 | 0.05 | 0.5 | 0.1 | Euhedral | Mainly as cumules associated to ferromagnesian minerals (as inclusions) |
| | 100 | 0.05 | 5 | 2.414 | | |

Tabla Anexo B-4: Descripción de la Unidad III Dominio Principal (abreviaciones de minerales según Whitney y Evans, 2010).

| | | | |
|---------------|--|-------------|-----------------------------------|
| Thin section: | SG1001 SG1901 SG1904 SG1101 SG2304 SG1201 SG2807 | Location: | San Gabriel pluton - Border zones |
| Rock name: | Qz-monzodiorite with Hbl and Bt | Unit: | Unit III |
| Textures: | Phaneritic, holocrystalline, slightly porphyritic, intergranular (Bt and Cpx in Pl) | Grain Size: | Fine to medium grained |

Primary Mineralogy

| Minerals | Percent present | Size (mm) | | | Morphology | Comments |
|------------|-----------------|-----------|------|--------|---------------------------------------|--|
| | | min. | max. | av. | | |
| <i>Pl</i> | 70 | 0.5 | 5 | 2.5 | Euhedral with high aspect ratio (3:1) | Well defined fabric by Pl, particularly in samples closer to the borders Altered to actinolite They are mostly associated to ferromagnesian minerals |
| <i>Kfs</i> | 7 | 0.5 | 4 | 2 | Euhedral and anhedral | |
| <i>Qz</i> | 3 | 0.5 | 1 | 0.75 | Anhedral | |
| <i>Bt</i> | 5 | 0.5 | 2 | 1 | Subhedral | |
| <i>Hbl</i> | 8 | 0.5 | 2 | 1 | Subhedral | |
| <i>Cpx</i> | 5 | 0.5 | 2.5 | 1 | Euhedral | |
| <i>Opq</i> | 2 | 0.05 | 0.5 | 0.1 | Euhedral | |
| | 100 | 0.05 | 5 | 2.0945 | | |

Tabla Anexo B-5: Descripción del Dominio Basal (abreviaciones de minerales según Whitney y Evans, 2010).

| | | | |
|---------------|---|-------------|--|
| Thin section: | SG0901 SG0502 SG0802 SG2205 SG0501 SG0501A SG2601 SG2202 | Location: | San Gabriel pluton - Inner lower levels |
| Rock name: | Qz-monzonite with Bt and Hbl | Unit: | Basal Domain |
| Textures: | Phaneritic, holocrystalline, inequigranular, porphyric, graphic texture | Grain Size: | Fine to medium grained (some coarse fenocryst) |

Primary Mineralogy

| Minerals | Percent present | Size (mm) | | | Morphology | Comments |
|---------------------|-----------------|-----------|------|-------|---|--|
| | | min. | max. | av. | | |
| Fenocrystals | | | | | | |
| <i>Pl</i> | 42 | 3 | 8 | 4.5 | Euhedral, tabular with aspect ratio 1:2.5 | |
| <i>Kfs</i> | 8 | 2 | 5 | 3 | Euhedral, with low aspect ratio 1:1.5 | |
| Groundmass | | | | | | |
| <i>Kfs</i> | 16 | 0.1 | 2 | 0.5 | Anhedral | Present as felsic groundmass combined with Qz |
| <i>Qz</i> | 14 | 0.1 | 2 | 0.5 | Anhedral | Present as felsic groundmass combined with Kfs |
| <i>Pl</i> | 2 | 0.5 | 2 | 0.7 | Euhedral to subhedral | |
| <i>Bt</i> | 8 | 1 | 2.5 | 1.5 | Euhedral to subhedral | |
| <i>Hbl</i> | 6 | 0.5 | 2 | 1.5 | Euhedral to subhedral | Altered to actinolite with inclusions of opaques and being replaced by Bt aggregates |
| <i>Cpx</i> | 1 | 0.5 | 1 | 0.8 | Euhedral to subhedral | Mostly altered to chlorite and opaques |
| <i>Opq</i> | 3 | 0.05 | 0.5 | 0.1 | Euhedral to subhedral | They are mostly associated to ferromagnesian minerals as inclusions or crystallized in the interstices |
| | 100 | 0.05 | 8 | 2.515 | | |

Tabla Anexo B-6: Contenido modal de minerales en secciones transparentes del plutón San Gabriel.

| Sample | Unit | E UTM | N UTM | H masl | Qz | Kfs | Pl | Bt | Hbl | Px | Opq | Sum |
|---------|------------------|--------|---------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|--------|
| SG0101 | Main Domain | 387622 | 6255021 | 1549 | 6.24 | 37.19 | 35.82 | 9.68 | 6.8 | 2.04 | 2.04 | 99.81 |
| SG0104 | Main Domain | 387622 | 6255021 | 1551 | 9.17 | 35.46 | 37.96 | 7.78 | 4.81 | 0.37 | 4.44 | 99.99 |
| SG0501 | Basal Domain | 387164 | 6261058 | 1381 | 5.92 | 26.43 | 49.99 | 1.42 | 9.97 | 1.99 | 4.27 | 99.99 |
| SG0501A | Basal Domain | 387164 | 6261058 | 1381 | 6.76 | 21.04 | 47.28 | 1.82 | 13.98 | 2.43 | 6.69 | 100 |
| SG0502 | Basal Domain | 387164 | 6261058 | 1381 | 4.91 | 23.43 | 51.55 | 3.42 | 9.97 | 4.02 | 3.27 | 100.57 |
| SG0702 | Main Domain | 388280 | 6259800 | 1410 | 14.72 | 25.65 | 42.27 | 2.57 | 10.29 | 2.57 | 1.93 | 100 |
| SG0802 | Basal Domain | 385110 | 6261518 | 1280 | 11.5 | 32.5 | 40 | 5 | 7 | 1 | 3 | 100 |
| SG0901 | Basal Domain | 386309 | 6261582 | 1406 | 17.69 | 35.73 | 29.62 | 2.53 | 6.84 | 0.51 | 7.09 | 100.01 |
| SG1001 | Main Domain | 384765 | 6261804 | 1299 | 22.56 | 22.64 | 34.46 | 4.24 | 7.91 | 3.67 | 4.52 | 100 |
| SG1101 | Main Domain | 385891 | 6262225 | 1858 | 23.48 | 28.25 | 38.22 | 2.3 | 5.17 | 0 | 2.58 | 100 |
| SG1201 | Main Domain | 384990 | 6263070 | 1860 | 9.45 | 26.97 | 45.7 | 5.63 | 7.62 | 0 | 4.64 | 100.01 |
| SG1203 | Main Domain | 384903 | 6263308 | 1873 | 27.8 | 33.86 | 20.95 | 9.88 | 5.14 | 0 | 2.37 | 100 |
| SG1301 | Main Domain | 387417 | 6260878 | 1304 | 23.97 | 34.51 | 26.55 | 0.56 | 9.6 | 0.28 | 4.52 | 99.99 |
| SG1501 | Main Domain | 388953 | 6253607 | 1497 | 17.22 | 35.56 | 32.22 | 5.56 | 6.67 | 0.28 | 2.5 | 100.01 |
| SG1601 | Main Domain | 388159 | 6254635 | 1425 | 21.05 | 25.5 | 34.55 | 4.73 | 6.55 | 2.55 | 5.09 | 100.02 |
| SG1601A | Main Domain | 388159 | 6254635 | 1425 | 5.28 | 29.58 | 46.74 | 0.35 | 11.11 | 0 | 6.94 | 100 |
| SG1801 | Main Domain | 386875 | 6258305 | 1430 | 7.66 | 32.08 | 41.48 | 2.82 | 10.8 | 0.47 | 4.69 | 100 |
| SG1901 | Main Domain | 388592 | 6252698 | 1705 | 12.96 | 31.45 | 41.65 | 3.49 | 4.29 | 1.61 | 4.56 | 100.01 |
| SG1903 | Middle Domain | 388592 | 6252698 | 1705 | 12.81 | 41.56 | 33.12 | 4.96 | 4.96 | 1.56 | 1.56 | 100.53 |
| SG1904 | Main Domain | 388592 | 6252698 | 1705 | 11.9 | 29.77 | 37.01 | 10.66 | 3.76 | 1.25 | 5.64 | 99.99 |
| SG2001 | Middle Domain | 385897 | 6262374 | 2031 | 15.66 | 37.37 | 26.25 | 7.57 | 7.57 | 1.32 | 4.28 | 100.02 |
| SG2002 | Main Domain | 385926 | 6262421 | 2104 | 16.48 | 33.2 | 32.08 | 5.78 | 6.69 | 0.3 | 5.47 | 100 |
| SG2003 | Middle Domain | 385926 | 6262421 | 2094 | 13.15 | 34.76 | 28.87 | 4.19 | 11.94 | 1.29 | 5.81 | 100.01 |
| SG2102 | Middle Domain | 387504 | 6254446 | 1506 | 14.5 | 22.5 | 40 | 9 | 9 | 1 | 4 | 100 |
| SG2108 | Main Domain | 387493 | 6254386 | 1600 | 5.19 | 10.5 | 62.78 | 2.24 | 8.07 | 4.71 | 6.5 | 99.99 |
| SG2202 | Basal Domain | 386518 | 6257224 | 1480 | 6.61 | 14.7 | 50.27 | 11.29 | 6.2 | 8.87 | 2.76 | 100.7 |
| SG2205 | Basal Domain | 386545 | 6257254 | 1428 | 5.76 | 15.3 | 45.99 | 9.79 | 15.02 | 2.37 | 5.75 | 99.98 |
| SG2304 | Main Domain | 385864 | 6262253 | 1825 | 10.22 | 27.08 | 42.44 | 4.18 | 9.32 | 1.61 | 5.14 | 99.99 |
| SG2307 | Middle Domain | 385788 | 6262352 | 1885 | 5.66 | 13.32 | 55.06 | 2.85 | 12.34 | 7.91 | 2.85 | 99.99 |
| SG2310 | Middle Domain | 385756 | 6262303 | 1819 | 4.83 | 6.47 | 64.78 | 0.33 | 12.96 | 5.98 | 4.65 | 100 |
| SG2311 | Main Domain | 385829 | 6262112 | 1727 | 6.4 | 15.49 | 41.23 | 25.07 | 4.13 | 4.72 | 2.95 | 99.99 |
| SG2313 | Middle Domain | 385701 | 6262371 | 1885 | 14.5 | 10.5 | 55 | 11 | 4 | 1 | 4 | 100 |
| SG2401 | Basal Domain | 389740 | 6257529 | 1512 | 6.33 | 31.89 | 37.49 | 1.28 | 16.29 | 3.19 | 3.51 | 99.98 |
| SG2402 | Main Domain | 389740 | 6257534 | 1512 | 7.26 | 26.31 | 43.64 | 8.5 | 9.52 | 0 | 4.76 | 99.99 |
| SG2504 | Main Domain | 386579 | 6261905 | 1627 | 8.86 | 36.44 | 35.91 | 6.67 | 7.58 | 0 | 4.55 | 100.01 |
| SG2512 | Main Domain | 386659 | 6262596 | 2128 | 11.65 | 32.07 | 41.34 | 7.62 | 4.27 | 0 | 3.05 | 100 |
| SG2601 | Basal Domain | 388247 | 6258674 | 1475 | 9.39 | 37.83 | 29.43 | 2.99 | 15.57 | 0.9 | 3.89 | 100 |
| SG2607 | Main Domain | 389208 | 6258806 | 1802 | 6.26 | 25.97 | 48.76 | 2.11 | 13.15 | 0.94 | 2.82 | 100.01 |
| SG2801 | Main Domain | 389918 | 6255560 | 1706 | 12.07 | 22.71 | 43.4 | 5.32 | 8.24 | 2.93 | 5.32 | 99.99 |
| SG2806 | Main Domain | 390074 | 6255551 | 1894 | 7.22 | 26.38 | 50.64 | 5.25 | 5.77 | 1.05 | 3.67 | 99.98 |
| SG2807 | Main Domain | 390254 | 6255598 | 2018 | 8.67 | 19.21 | 44.61 | 8.48 | 11.05 | 5.14 | 2.83 | 99.99 |
| SG2402D | Leucocratic dyke | 389740 | 6257534 | 1512 | 47.54 | 42.37 | 6.72 | 2.36 | 0 | 0 | 1 | 99.99 |
| SG0901A | Leucocratic dyke | 386309 | 6261582 | 1406 | 46.01 | 39.26 | 7.98 | 3.68 | 0 | 0 | 3.97 | 100.9 |
| SG2204D | Leucocratic dyke | 386545 | 6257254 | 1428 | 49.75 | 37.4 | 7.98 | 3.68 | 0 | 0 | 3.97 | 102.78 |
| SG1101D | Leucocratic dyke | 388145 | 6259764 | 1477 | 45.2 | 40.1 | 7.98 | 3.68 | 0 | 0 | 3.97 | 100.93 |

Anexo C. Geoquímica de roca total.

Tabla Anexo C-1: Resultados de los análisis XRF de geoquímica de roca total del plutón San Gabriel.

| Unit | Unit I | | | | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Sample | SG0101 | SG0702 | SG1301 | SG1501 | SG2311 | SG2401 | SG0702 |
| <i>N</i> | 6255021 | 6259800 | 6260878 | 6253607 | 6262112 | 6257529 | 6259800 |
| <i>E</i> | 387622 | 388280 | 387417 | 388953 | 385829 | 389740 | 388280 |
| <i>H m.a.s.l.</i> | 1549 | 1410 | 1304 | 1497 | 1727 | 1512 | 1410 |
| <i>Major elements wt.%</i> | | | | | | | |
| SiO ₂ | 59.12 | 59.74 | 59.29 | 56.34 | 58.46 | 57.26 | 59.86 |
| TiO ₂ | 0.92 | 0.86 | 1.01 | 1.04 | 0.88 | 0.92 | 0.85 |
| Al ₂ O ₃ | 17.09 | 17.01 | 16.59 | 17.57 | 17.48 | 17.52 | 16.84 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.42 | 6.15 | 6.79 | 7.01 | 6.36 | 7.02 | 6.17 |
| MnO | 0.09 | 0.08 | 0.11 | 0.12 | 0.10 | 0.11 | 0.09 |
| MgO | 2.61 | 2.50 | 2.59 | 3.20 | 2.63 | 2.86 | 2.50 |
| CaO | 5.67 | 4.96 | 4.76 | 6.36 | 5.44 | 5.92 | 4.90 |
| Na ₂ O | 4.64 | 4.59 | 4.59 | 4.47 | 4.47 | 4.56 | 4.53 |
| K ₂ O | 2.90 | 2.72 | 2.55 | 2.34 | 2.65 | 2.30 | 2.76 |
| P ₂ O ₅ | 0.24 | 0.24 | 0.28 | 0.31 | 0.26 | 0.27 | 0.24 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| NiO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| LOI | 0.50 | 0.54 | 0.57 | 0.58 | 0.40 | 0.49 | 0.48 |
| Total | 99.21 | 99.41 | 99.16 | 99.36 | 99.15 | 99.25 | 99.23 |
| <i>Trace elements ppm</i> | | | | | | | |
| Rb | 80.20 | 102.30 | 78.10 | 62.00 | 85.30 | 77.00 | 104.30 |
| Ba | 515.90 | 529.60 | 867.80 | 475.40 | 555.00 | 441.10 | 525.70 |
| Sr | 454.40 | 531.90 | 443.90 | 550.10 | 582.50 | 536.80 | 526.20 |
| Nb | 3.50 | 8.00 | 7.80 | 6.90 | 6.00 | 3.10 | 7.80 |
| Zr | 183.20 | 218.20 | 242.10 | 179.80 | 233.90 | 199.50 | 237.00 |
| Hf | 5.10 | 6.80 | 0.00 | 7.50 | 8.70 | 8.20 | 9.80 |
| Y | 22.80 | 21.20 | 17.80 | 23.50 | 21.10 | 21.30 | 20.40 |
| Ga | 22.30 | 21.40 | 21.10 | 22.10 | 20.40 | 22.50 | 21.00 |
| Zn | 53.40 | 45.90 | 67.80 | 51.30 | 63.50 | 59.60 | 48.30 |
| Cu | 84.80 | 66.60 | 671.10 | 145.00 | 77.20 | 82.90 | 65.60 |
| Ni | 25.60 | 31.90 | 31.60 | 28.80 | 24.10 | 25.90 | 13.20 |
| Co | 13.30 | 37.10 | 33.20 | 18.80 | 17.70 | 16.30 | 14.80 |
| Cr | 25.60 | 43.80 | 44.80 | 41.90 | 27.40 | 25.30 | 7.00 |
| V | 126.50 | 133.80 | 149.30 | 186.60 | 131.90 | 159.10 | 130.20 |
| Sc | 14.70 | 13.70 | 14.60 | 20.00 | 11.70 | 16.20 | 13.00 |
| La | 22.60 | 21.10 | 16.40 | 17.90 | 20.60 | 28.10 | 23.00 |
| Ce | 67.40 | 52.40 | 44.80 | 71.80 | 55.80 | 46.00 | 52.10 |
| Nd | 25.30 | 29.50 | 25.90 | 31.50 | 27.40 | 22.90 | 31.20 |
| Pb | 66.00 | 71.50 | 70.40 | 68.40 | 62.70 | 62.00 | 71.40 |
| Th | 41.70 | 48.30 | 42.30 | 45.20 | 45.60 | 38.40 | 46.50 |
| U | 0.50 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| W | 2.70 | 169.90 | 136.60 | 5.60 | 3.00 | 2.40 | 4.00 |

Tabla Anexo C-1: Continuación.

| Unit | Unit II | | | | | | | Unit III |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|----------|
| Sample | SG1203 | SG1601 | SG2512 | SG2607 | SG1801 | SG2108 | SG2504 | SG2304 |
| <i>N</i> | 6263308 | 6254635 | 6262596 | 6258806 | 6258305 | 6254386 | 6261905 | 6262253 |
| <i>E</i> | 384903 | 388159 | 386659 | 389208 | 386875 | 387493 | 386579 | 385864 |
| <i>H m.a.s.l.</i> | 1873 | 1425 | 2128 | 1802 | 1430 | 1600 | 1627 | 1825 |
| <i>Major elements wt.%</i> | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 55.06 | 58.14 | 62.75 | 60.01 | 58.84 | 56.59 | 64.28 | 62.64 |
| TiO ₂ | 0.87 | 0.91 | 0.64 | 0.91 | 0.95 | 0.81 | 0.62 | 0.70 |
| Al ₂ O ₃ | 18.07 | 17.43 | 16.06 | 17.17 | 17.38 | 15.91 | 15.84 | 16.38 |
| Fe ₂ O ₃ | 7.22 | 6.22 | 4.53 | 4.86 | 6.09 | 4.93 | 4.39 | 4.95 |
| MnO | 0.13 | 0.11 | 0.09 | 0.09 | 0.10 | 0.12 | 0.08 | 0.10 |
| MgO | 3.95 | 2.72 | 1.84 | 2.07 | 2.45 | 1.88 | 1.94 | 2.15 |
| CaO | 5.85 | 5.29 | 3.58 | 5.16 | 5.26 | 3.39 | 3.68 | 4.08 |
| Na ₂ O | 4.51 | 4.55 | 4.58 | 4.75 | 4.63 | 4.22 | 4.40 | 4.53 |
| K ₂ O | 1.50 | 3.08 | 3.34 | 3.19 | 2.97 | 3.76 | 3.23 | 3.07 |
| P ₂ O ₅ | 0.23 | 0.25 | 0.16 | 0.25 | 0.27 | 0.22 | 0.15 | 0.19 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| NiO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| LOI | 1.83 | 0.72 | 1.58 | 0.67 | 0.42 | 7.39 | 0.44 | 0.63 |
| Total | 99.22 | 99.45 | 99.18 | 99.14 | 99.35 | 99.22 | 99.05 | 99.44 |
| <i>Trace elements ppm</i> | | | | | | | | |
| Rb | 37.30 | 96.80 | 116.20 | 75.30 | 96.80 | 137.90 | 105.50 | 104.20 |
| Ba | 358.20 | 521.30 | 626.70 | 539.50 | 453.40 | 634.70 | 582.80 | 536.40 |
| Sr | 705.60 | 468.40 | 428.70 | 445.10 | 455.00 | 405.30 | 464.80 | 496.20 |
| Nb | 3.90 | 8.20 | 5.30 | 9.20 | 3.30 | 4.70 | 6.60 | 5.70 |
| Zr | 105.00 | 185.70 | 200.00 | 270.30 | 255.70 | 302.10 | 199.40 | 208.00 |
| Hf | 3.40 | 9.40 | 7.80 | 12.40 | 9.30 | 8.60 | 7.50 | 6.90 |
| Y | 14.00 | 24.70 | 15.30 | 25.50 | 23.50 | 25.00 | 15.30 | 17.90 |
| Ga | 21.90 | 22.40 | 19.70 | 21.50 | 20.80 | 21.10 | 20.00 | 20.70 |
| Zn | 60.00 | 59.90 | 71.00 | 57.30 | 57.90 | 69.00 | 45.50 | 57.80 |
| Cu | 51.40 | 30.60 | 43.20 | 12.60 | 105.60 | 54.70 | 69.50 | 99.40 |
| Ni | 34.40 | 23.70 | 32.40 | 15.30 | 25.00 | 23.10 | 16.20 | 23.60 |
| Co | 26.40 | 15.00 | 11.70 | 11.10 | 28.90 | 13.50 | 12.00 | 11.30 |
| Cr | 42.00 | 26.40 | 53.70 | 16.30 | 28.50 | 30.10 | 17.50 | 29.30 |
| V | 183.70 | 138.90 | 93.00 | 108.10 | 138.40 | 96.30 | 90.50 | 105.00 |
| Sc | 16.30 | 17.10 | 8.70 | 13.70 | 15.30 | 12.90 | 10.00 | 12.60 |
| La | 13.70 | 10.00 | 21.80 | 30.50 | 22.60 | 10.90 | 16.80 | 22.60 |
| Ce | 38.00 | 41.90 | 35.20 | 85.90 | 63.80 | 50.10 | 35.40 | 58.70 |
| Nd | 12.90 | 27.80 | 16.00 | 29.70 | 26.40 | 29.00 | 21.50 | 27.70 |
| Pb | 74.90 | 74.60 | 73.80 | 86.70 | 66.30 | 79.70 | 74.80 | 64.70 |
| Th | 38.90 | 48.50 | 47.10 | 48.70 | 40.10 | 44.90 | 49.20 | 43.90 |
| U | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.30 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| W | 59.50 | 5.50 | 7.10 | 1.50 | 107.90 | 3.70 | 3.80 | 4.90 |

Tabla Anexo C-1: Continuación.

| Unit | Unit P | | | | Mafic Enclaves | | | Leucogranitic dykes | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|----------------|---------|---------|---------------------|---------|---------|
| Sample | SG0901 | SG2202 | SG2205 | SG2601 | SG2104 | SG2308 | SG2107 | SG2204D | SG0901A | SG2402D |
| <i>N</i> | 6261582 | 6257224 | 6257254 | 6258674 | 6254446 | 6262371 | 6254386 | 6252703 | 6261587 | 6257534 |
| <i>E</i> | 386309 | 386518 | 386545 | 388247 | 387504 | 385701 | 387493 | 388592 | 386309 | 389740 |
| <i>H m.a.s.l.</i> | 1406 | 1480 | 1428 | 1475 | 1506 | 1885 | 1600 | 1705 | 1406 | 1512 |
| <i>Major elements wt.%</i> | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 67.88 | 63.39 | 64.86 | 65.21 | 53.99 | 51.65 | 54.93 | 67.27 | 75.37 | 75.71 |
| TiO ₂ | 0.43 | 0.81 | 0.90 | 0.54 | 1.19 | 1.12 | 0.82 | 0.64 | 0.18 | 0.11 |
| Al ₂ O ₃ | 14.96 | 16.39 | 17.26 | 15.89 | 18.44 | 18.92 | 18.65 | 15.57 | 12.13 | 11.83 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.04 | 4.17 | 5.15 | 3.74 | 11.02 | 9.18 | 9.18 | 3.39 | 1.10 | 0.95 |
| MnO | 0.04 | 0.10 | 0.12 | 0.06 | 0.06 | 0.15 | 0.08 | 0.09 | 0.02 | 0.01 |
| MgO | 1.42 | 1.30 | 1.59 | 1.59 | 3.02 | 4.00 | 3.00 | 0.81 | 0.32 | 0.15 |
| CaO | 2.78 | 3.14 | 3.48 | 3.42 | 5.33 | 8.53 | 5.61 | 2.02 | 0.81 | 0.55 |
| Na ₂ O | 3.98 | 4.57 | 4.64 | 4.42 | 3.49 | 4.14 | 3.93 | 4.29 | 2.70 | 2.41 |
| K ₂ O | 3.83 | 4.55 | 4.08 | 3.53 | 1.42 | 0.99 | 1.78 | 4.62 | 5.73 | 6.39 |
| P ₂ O ₅ | 0.10 | 0.22 | 0.25 | 0.13 | 0.19 | 0.33 | 0.30 | 0.15 | 0.02 | 0.02 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| NiO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| LOI | 0.67 | 0.72 | 0.57 | 0.45 | 1.38 | 0.04 | 1.03 | 0.69 | 0.41 | 0.40 |
| Total | 99.13 | 99.36 | 102.91 | 99.01 | 99.53 | 99.06 | 99.30 | 99.54 | 98.79 | 98.53 |
| <i>Trace elements ppm</i> | | | | | | | | | | |
| Rb | 114.30 | 163.80 | 168.00 | 114.20 | 57.50 | 24.30 | 84.80 | 173.60 | 143.00 | 147.10 |
| Ba | 631.70 | 593.10 | 566.50 | 606.40 | 291.50 | 324.10 | 323.20 | 685.20 | 806.00 | 179.50 |
| Sr | 402.30 | 302.60 | 318.50 | 441.00 | 455.50 | 808.00 | 633.90 | 258.40 | 207.60 | 132.40 |
| Nb | 6.60 | 12.00 | 9.80 | 6.40 | 5.60 | 5.40 | 5.20 | 5.80 | 0.80 | 0.00 |
| Zr | 127.70 | 380.00 | 369.50 | 185.40 | 137.80 | 54.10 | 112.50 | 396.50 | 54.40 | 100.20 |
| Hf | 10.10 | 13.90 | 9.10 | 8.80 | 5.70 | 6.90 | 5.40 | 14.20 | 2.40 | 4.40 |
| Y | 8.00 | 30.50 | 30.00 | 13.90 | 25.50 | 16.60 | 13.80 | 18.30 | 1.50 | 4.70 |
| Ga | 17.50 | 20.50 | 19.70 | 19.70 | 23.10 | 22.70 | 23.50 | 20.40 | 14.30 | 12.10 |
| Zn | 29.10 | 71.90 | 102.20 | 40.80 | 45.90 | 97.10 | 71.00 | 74.10 | 16.50 | 15.40 |
| Cu | 13.60 | 26.60 | 52.10 | 47.70 | 7.00 | 98.70 | 26.80 | 11.70 | 7.50 | 12.60 |
| Ni | 22.10 | 25.30 | 21.90 | 19.90 | 23.00 | 22.10 | 14.50 | 7.50 | 12.50 | 8.70 |
| Co | 29.90 | 6.00 | 31.90 | 9.90 | 29.50 | 28.20 | 24.80 | 10.10 | 4.50 | 5.20 |
| Cr | 33.50 | 31.70 | 39.30 | 29.20 | 38.20 | 0.40 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| V | 64.90 | 67.40 | 84.00 | 78.40 | 111.70 | 217.90 | 178.20 | 38.40 | 19.40 | 9.10 |
| Sc | 5.70 | 12.30 | 12.30 | 9.30 | 23.40 | 19.30 | 18.00 | 9.30 | 0.40 | 2.00 |
| La | 18.30 | 23.40 | 40.90 | 22.20 | 26.50 | 3.60 | 13.00 | 57.30 | 0.20 | 10.80 |
| Ce | 32.40 | 83.60 | 75.80 | 37.80 | 54.70 | 43.20 | 25.60 | 115.20 | 2.70 | 33.50 |
| Nd | 8.30 | 37.60 | 32.00 | 14.00 | 40.30 | 24.30 | 21.70 | 43.30 | 10.40 | 10.00 |
| Pb | 69.70 | 84.90 | 75.90 | 76.30 | 63.20 | 80.50 | 66.30 | 73.90 | 64.40 | 60.40 |
| Th | 48.30 | 60.20 | 41.60 | 46.50 | 38.20 | 41.20 | 36.10 | 55.40 | 52.70 | 92.80 |
| U | 0.00 | 1.10 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.30 | 0.00 | 10.60 |
| W | 161.30 | 4.40 | 173.70 | 1.40 | 106.20 | 3.20 | 0.00 | 5.30 | 2.60 | 3.10 |

Anexo D. Geocronología.

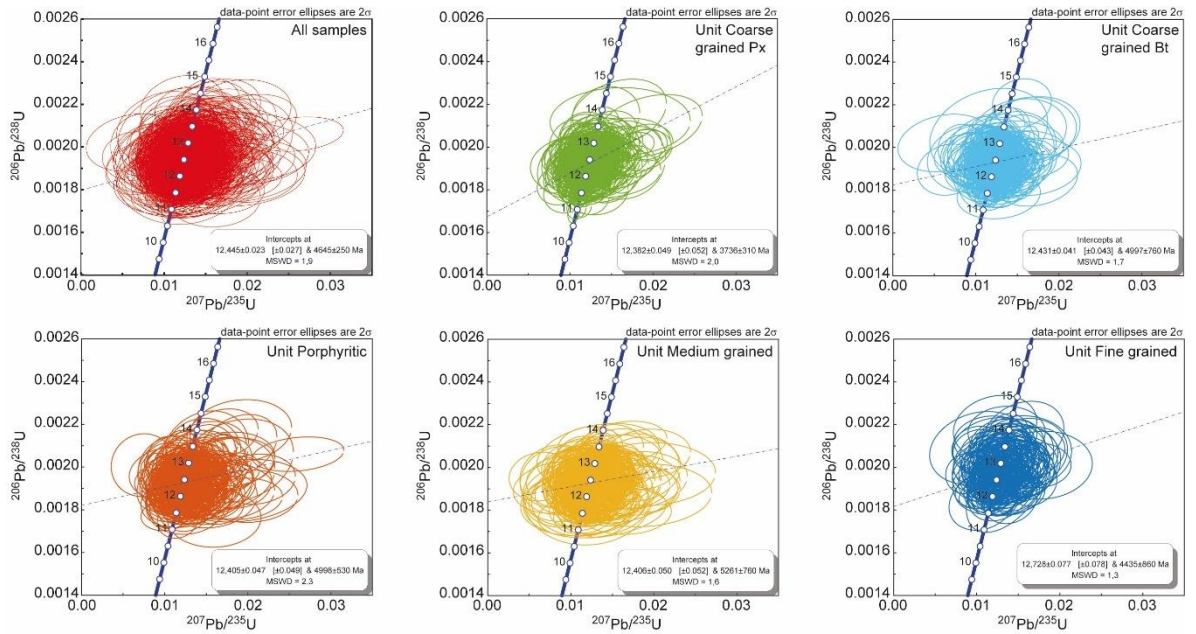


Figura Anexo D-1: Gráficos de concordia U-Pb en circón, separados por unidad del plutón San Gabriel. Los datos puntuales de los cristales de circones se presentan en el anexo digital *Tabla Anexo - LA-ICP-MS Spots – SGP.xlsx* (DOI: [10.17632/34zpj6vyg.1](https://doi.org/10.17632/34zpj6vyg.1)).

Anexo E. Geoquímica de circones.

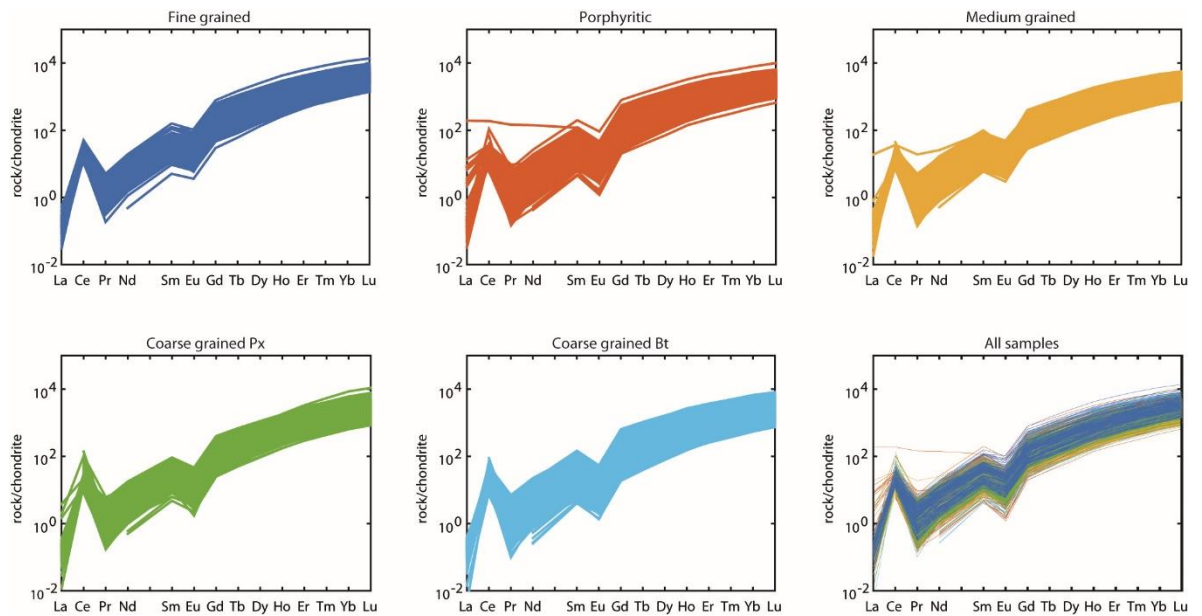


Figura Anexo E-1: Patrones de tierras raras de los puntos medidos en circones, agrupados por unidades. Los datos puntuales de los cristales de circones se presentan en el anexo digital *Tabla Anexo - LA-ICP-MS Spots – SGP.xlsx* (DOI: 10.17632/34jzpj6vyg.1).

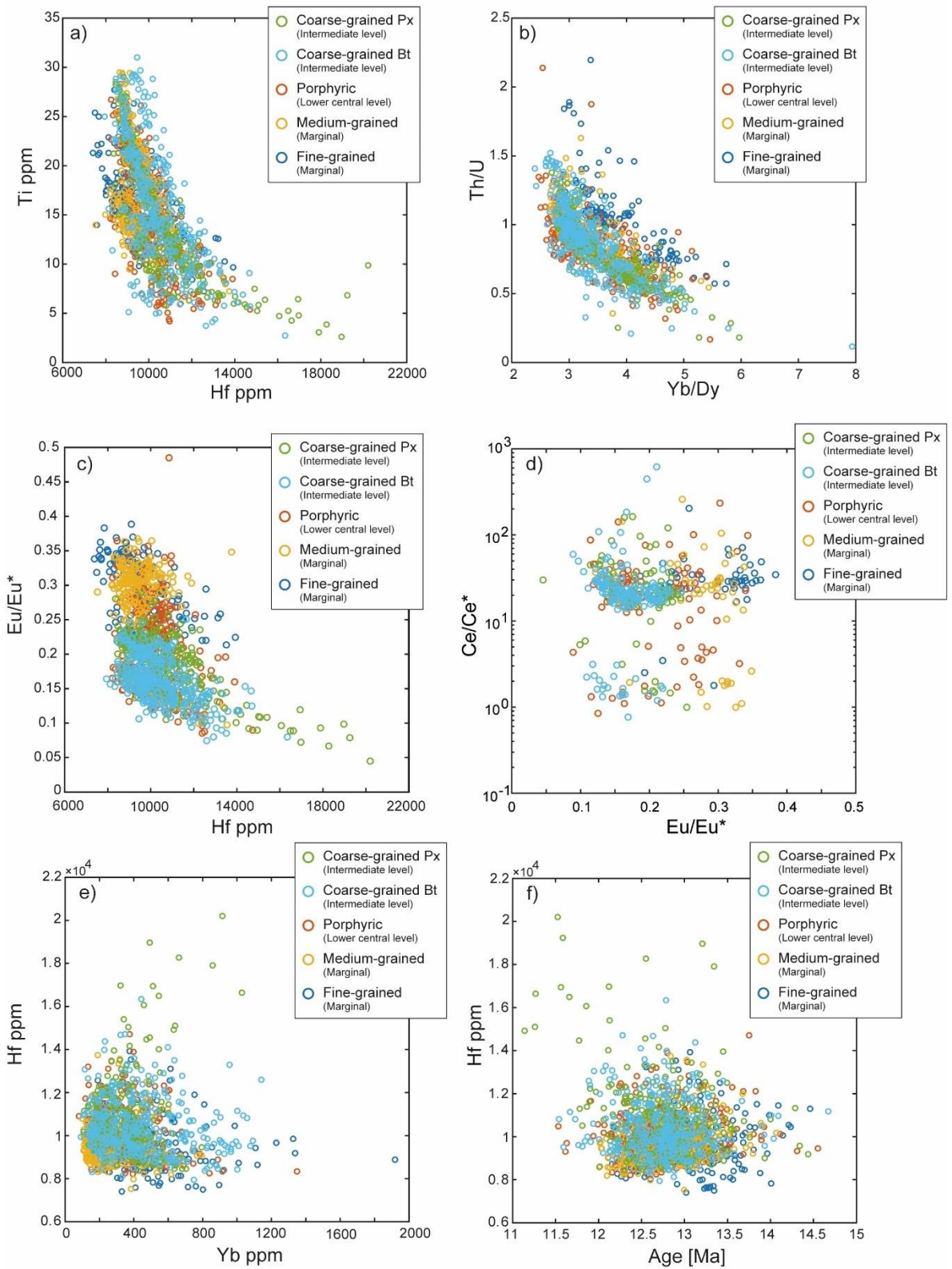


Figura Anexo E-2: Composición de circones de los puntos medidos agrupados por unidades. Los datos puntuales de los cristales de circones se presentan en el anexo digital *Tabla Anexo - LA-ICP-MS Spots – SGP.xlsx* (DOI:

10.17632/34zpj6vyg.1).

Anexo F. Parámetros de forma de los elipsoides de anisotropía.

Tabla Anexo F-1: Parámetros de forma de los tensores de anisotropía de enclaves máficos del plutón san Gabriel.

| # | Site | Location | | | Shape parameters | | | | | | | | | |
|----|--------|----------|--------|---------------|------------------|------------------|------------------|------------------|--------|-------|-------|--------|------------|--------|
| | | N UTM | E UTM | H m.a.s.l. | N | K _{max} | K _{int} | K _{min} | R | Lin | Fol | Ani | ϵ | ν |
| 1 | 19SG01 | 6261028 | 387211 | 1380 | 18 | 1.609 | 1.117 | 0.557 | 2.892 | 1.441 | 2.007 | 2.892 | 0.763 | 0.312 |
| 2 | 19SG02 | 6261201 | 386831 | 1368 | 43 | 2.070 | 1.396 | 0.346 | 5.978 | 1.483 | 4.031 | 5.978 | 1.329 | 0.559 |
| 3 | 19SG03 | 6261400 | 386537 | 1362 | 34 | 2.161 | 1.386 | 0.334 | 6.471 | 1.559 | 4.151 | 6.471 | 1.380 | 0.525 |
| 4 | 19SG04 | 6261506 | 386432 | 1399 | 18 | 2.930 | 0.607 | 0.563 | 5.209 | 4.831 | 1.078 | 5.209 | 1.318 | -0.909 |
| 5 | 19SG05 | 6261550 | 386415 | 1415 | 23 | 1.072 | 1.021 | 0.914 | 1.173 | 1.051 | 1.117 | 1.173 | 0.116 | 0.382 |
| 6 | 19SG06 | 6261643 | 385827 | 1417 | 9 | 2.096 | 1.216 | 0.392 | 5.341 | 1.724 | 3.098 | 5.341 | 1.209 | 0.350 |
| 7 | 19SG07 | 6259290 | 387615 | 1480 | 12 | 2.022 | 0.852 | 0.580 | 3.484 | 2.372 | 1.469 | 3.484 | 0.904 | -0.384 |
| 8 | 19SG08 | 6259345 | 388111 | 1605 | 11 | 3.945 | 1.360 | 0.186 | 21.164 | 2.900 | 7.297 | 21.164 | 2.191 | 0.302 |
| 9 | 19SG09 | 6260161 | 387885 | 1605 | 18 | 1.766 | 0.964 | 0.588 | 3.004 | 1.832 | 1.640 | 3.004 | 0.779 | -0.101 |
| 10 | 19SG10 | 6259856 | 388337 | 1393 | 12 | 2.320 | 1.258 | 0.343 | 6.775 | 1.844 | 3.674 | 6.775 | 1.382 | 0.360 |
| 11 | 19SG13 | 6253772 | 389077 | 1471 | 9 | 2.195 | 1.420 | 0.321 | 6.840 | 1.546 | 4.424 | 6.840 | 1.426 | 0.547 |
| 12 | 19SG14 | 6254852 | 387871 | 1436 | 11 | 3.168 | 0.995 | 0.317 | 9.988 | 3.184 | 3.137 | 9.988 | 1.627 | -0.007 |
| 13 | 19SG15 | 6256653 | 386840 | 1384 | 8 | 2.345 | 0.701 | 0.609 | 3.853 | 3.348 | 1.151 | 3.853 | 1.049 | -0.792 |
| 14 | 19SG16 | 6260919 | 387395 | 1391 | 17 | 1.150 | 1.008 | 0.863 | 1.333 | 1.141 | 1.168 | 1.333 | 0.204 | 0.082 |
| 15 | 19SG17 | 6256893 | 386774 | 1389 | 8 | 2.342 | 1.351 | 0.316 | 7.406 | 1.734 | 4.271 | 7.406 | 1.463 | 0.450 |
| 16 | 19SG18 | 6261751 | 384712 | 1299 | 16 | 1.603 | 0.864 | 0.722 | 2.222 | 1.855 | 1.198 | 2.222 | 0.592 | -0.548 |
| 17 | 19SG19 | 6261751 | 384712 | 1300 | 9 | 2.511 | 1.401 | 0.284 | 8.827 | 1.792 | 4.925 | 8.827 | 1.594 | 0.464 |
| 18 | 19SG20 | 6254790 | 387671 | 1468 | 6 | 1.535 | 1.085 | 0.601 | 2.557 | 1.416 | 1.806 | 2.557 | 0.671 | 0.260 |
| 19 | 19SG21 | 6256856 | 386703 | 1386 | 8 | 1.674 | 0.957 | 0.624 | 2.682 | 1.750 | 1.533 | 2.682 | 0.700 | -0.134 |
| 20 | 19SG22 | 6256970 | 386711 | 1370 | 9 | 1.838 | 1.067 | 0.510 | 3.603 | 1.722 | 2.092 | 3.603 | 0.910 | 0.152 |
| 21 | 19SG23 | 6261515 | 385090 | 1280 | 9 | 2.292 | 1.139 | 0.383 | 5.981 | 2.013 | 2.972 | 5.981 | 1.275 | 0.218 |
| 22 | 19SG24 | 6261048 | 387149 | 1369 | 9 | 1.419 | 0.896 | 0.787 | 1.804 | 1.584 | 1.139 | 1.804 | 0.439 | -0.558 |
| 23 | 19SG25 | 6261933 | 384854 | 1376 | 12 | 1.915 | 1.038 | 0.503 | 3.806 | 1.845 | 2.062 | 3.806 | 0.946 | 0.083 |
| 24 | 19SG28 | 6259625 | 388472 | 1419 | 10 | 2.778 | 1.225 | 0.294 | 9.450 | 2.269 | 4.165 | 9.450 | 1.608 | 0.271 |

N: Number of mafic enclaves measured in the field.

K_{max}, K_{int}, K_{min}: Magnitude of the maximum, intermediate and minimum axis of the *strain* ellipsoids, respectively.

R: Aspect ratio of the ellipsoid ($R = K_{max}/K_{min}$).

Lin: Lineation magnitude ($Lin = K_{max}/K_{int}$).

Fol: Foliation magnitude ($Fol = K_{int}/K_{min}$).

Ani: Anisotropy magnitude ($Ani = K_{max}/K_{min}$)

ϵ : strain.

ν : Lode's parameter.

Anexo G. Parámetros de direccionales de elipsoides de anisotropía.

Tabla Anexo G-1: Parámetros de orientación de los tensores de anisotropía de enclaves máficos del plutón san Gabriel.

| Site | Location | | | Orientation data | | | | | | | | |
|--------|----------|--------|-------------|------------------|---------|------------------|---------|------------------|---------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| | N UTM | E UTM | H m.a.s. | K _{max} | | K _{int} | | K _{min} | | K _{max} α95%(°) | K _{int} α95%(°) | K _{min} α95%(°) |
| | | | | Dec (°) | Inc (°) | Dec (°) | Inc (°) | Dec (°) | Inc (°) | | | |
| 19SG01 | 6261028 | 387211 | 1380 | 94.21 | 27.06 | 279.66 | 62.84 | 185.34 | 2.21 | 4.29 | 0.62 | 0.22 |
| 19SG02 | 6261201 | 386831 | 1368 | 332.48 | 37.74 | 107.16 | 42.26 | 221.73 | 24.59 | 1.69 | 0.37 | 0.15 |
| 19SG03 | 6261400 | 386537 | 1362 | 139.75 | 33.69 | 9.86 | 43.89 | 249.96 | 27.39 | 5.29 | 0.68 | 0.14 |
| 19SG04 | 6261506 | 386432 | 1399 | 94.14 | 52.34 | 359.53 | 3.55 | 266.81 | 37.43 | 2.69 | 0.56 | 0.20 |
| 19SG05 | 6261550 | 386415 | 1415 | 280.30 | 64.86 | 106.85 | 24.99 | 15.68 | 2.52 | 0.26 | 0.08 | 0.18 |
| 19SG06 | 6261643 | 385827 | 1417 | 151.01 | 52.74 | 360.00 | 33.64 | 260.35 | 14.14 | 0.90 | 0.28 | 0.04 |
| 19SG07 | 6259290 | 387615 | 1480 | 97.80 | 72.84 | 357.00 | 3.31 | 266.00 | 16.82 | 3.01 | 0.41 | 0.25 |
| 19SG08 | 6259345 | 388111 | 1605 | 124.04 | 36.87 | 33.12 | 1.23 | 301.47 | 53.10 | 2.49 | 0.72 | 0.12 |
| 19SG09 | 6260161 | 387885 | 1605 | 207.23 | 61.75 | 66.47 | 22.59 | 329.60 | 16.05 | 1.76 | 0.34 | 0.22 |
| 19SG10 | 6259856 | 388337 | 1393 | 10.76 | 4.04 | 102.86 | 27.44 | 273.07 | 62.21 | 2.53 | 0.49 | 0.15 |
| 19SG13 | 6253772 | 389077 | 1471 | 37.21 | 22.97 | 127.92 | 1.68 | 221.88 | 66.96 | 0.22 | 0.12 | 0.01 |
| 19SG14 | 6254852 | 387871 | 1436 | 68.62 | 27.08 | 161.71 | 6.01 | 263.20 | 62.15 | 2.96 | 0.56 | 0.13 |
| 19SG15 | 6256653 | 386840 | 1384 | 91.90 | 73.56 | 277.54 | 16.36 | 187.09 | 1.53 | 2.93 | 0.27 | 0.18 |
| 19SG16 | 6260919 | 387395 | 1391 | 166.92 | 43.31 | 343.24 | 46.63 | 75.19 | 1.84 | 1.58 | 0.25 | 0.40 |
| 19SG17 | 6256893 | 386774 | 1389 | 97.31 | 70.67 | 351.63 | 5.41 | 259.82 | 18.50 | 2.81 | 0.51 | 0.14 |
| 19SG18 | 6261751 | 384712 | 1299 | 155.46 | 21.34 | 64.53 | 2.39 | 328.44 | 68.51 | 2.94 | 0.41 | 0.37 |
| 19SG19 | 6261751 | 384712 | 1300 | 51.94 | 12.89 | 162.31 | 56.66 | 314.30 | 30.15 | 0.64 | 0.28 | 0.03 |
| 19SG20 | 6254790 | 387671 | 1468 | 187.18 | 9.13 | 84.41 | 53.99 | 283.53 | 34.48 | 2.04 | 0.37 | 0.32 |
| 19SG21 | 6256856 | 386703 | 1386 | 139.64 | 34.23 | 27.55 | 28.93 | 267.58 | 42.10 | 1.47 | 0.25 | 0.21 |
| 19SG22 | 6256970 | 386711 | 1370 | 312.92 | 29.20 | 64.30 | 33.11 | 191.62 | 42.92 | 2.14 | 0.31 | 0.18 |
| 19SG23 | 6261515 | 385090 | 1280 | 78.92 | 59.63 | 260.81 | 30.36 | 170.33 | 0.83 | 0.08 | 0.01 | 0.01 |
| 19SG24 | 6261048 | 387149 | 1369 | 14.16 | 77.20 | 229.38 | 10.52 | 138.04 | 7.22 | 1.47 | 0.27 | 0.36 |
| 19SG25 | 6261933 | 384854 | 1376 | 350.47 | 25.72 | 99.04 | 33.47 | 231.20 | 45.44 | 1.45 | 0.22 | 0.17 |
| 19SG28 | 6259625 | 388472 | 1419 | 0.21 | 20.88 | 103.17 | 30.46 | 241.32 | 51.70 | 4.20 | 0.50 | 0.10 |

Dec(°): Declination in degrees of the respective anisotropy axis.

Inc(°): Inclination in degrees of the respective anisotropy axis.

α95%(°): 95% of confidence angle for the respective anisotropy axis.

Anexo H. **Resumen presentado en 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks (2015). Florianópolis, Brasil.**

105



The 8th Hutton Symposium on
Granites and Related Rocks
Florianópolis, Brazil,
September 20-25th
2015

posters

PT.081

HOW XENOLITHS ARE DISTRIBUTED INSIDE MAGMA RESERVOIRS: CONTRASTING EXAMPLES FROM NUMERICAL MODELING AND FIELD OBSERVATIONS.

Payacán I^{1,2}, Gutiérrez F^{1,2}, Bachmann O³, Parada MA^{1,2} - ¹University of Chile - Department of Geology, ²University of Chile - Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, ³ETH Zürich - Institute of Geochemistry and Petrology

In order to understand the factors controlling xenoliths distribution in plutons, numerical simulations of xenoliths transport inside magma reservoirs were made, considering a two-phase mixing fluid system, representing the magma (fluid phase) and stopped blocks that sink (solid phase). The physical properties of mixing are based on the temperature-dependence of density and viscosity of magma, which was obtained through simulations by MELTS. The solid phase transport considers a slip velocity, relative to the magma, which is given by the Stokes' law. Therefore, the sinking velocity of xenoliths depends on the thermal equilibrium and lithology differences between magma and xenoliths (controlling the density contrast) and the crystallinity of magma given by its temperature and composition (controlling the effective magma viscosity).

This model is applied to La Gloria and San Gabriel plutons: two silicic intrusive bodies with similar lithology (quartz-monzodiorite to quartz-monzonite with amphibole and biotite), located eastward Santiago, central Chile. Both plutons present similar ages (13-9 Ma) and were emplaced at shallow levels of the crust (~4 km depth), intruding basaltic to andesitic volcanic and volcano-sedimentary sequences. Xenoliths are preserved in both plutons, which mainly consist of ferromagnesian-rich andesitic blocks, varying in size from centimeters to a few meters long, some of which preserve the primary texture similar to the volcanic wall-rock. In La Gloria pluton, xenoliths are mostly concentrated near the border (with angular shapes) and at the lower-central part of the pluton (with rounded shapes). In contrast, xenoliths in San Gabriel pluton are all rounded and preserved as horizontal layers at intermediate levels, associated to internal contacts between textural units.

Results indicate that, during the cooling of magma, the effective viscosity increases several orders of magnitude in a narrow temperature interval (~50°C) at around 800°C, mainly controlled by the increase of crystallinity of the magma and the eutectic character of the system. This variation strongly decreases the sink rates of stopped blocks, allowing preservation of their locations in the reservoir. From this, we interpret that the existence of rheological domains within the magma reservoirs in the final stage of solidification can be inferred from the distribution of xenoliths in plutons, which are defined by relatively high effective viscosity contrasts between magma and xenolith.

In both plutons, xenoliths may represent a continuous stopping process or discrete events of roof collapse. Based on field observations and numerical simulations, we interpret that only one viscosity contrast zone existed at the base of La Gloria pluton. On the contrary, San Gabriel pluton exhibits intermediate viscosity contrast zones with respect to the base and roof of the pluton, evidenced by the horizontal layers of xenoliths. Sinking xenoliths locked near the borders of the plutons mark the rapid increase of the effective viscosity of magma, associated to the last stopping event. We suggest that La Gloria pluton represents a simpler magmatic system, forming a single, integrated magma reservoir, while the San Gabriel pluton records several sub-reservoirs marked by sharp viscosity contrasts.

Mafic enclaves distribution in magma reservoirs: contrasting case of La Gloria and San Gabriel plutons, Central Chile.

Ítalo Payacán^{1,2,3}, Francisco Gutiérrez^{1,2,3}, Álvaro Aravena¹, Miguel A. Parada^{1,2}, Franco Buglio¹.

¹Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

²Centro de Excelencia de Geotermia de los Andes (CEGA-FONDAP 15090013), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

³Advanced Mining Technology Center, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Mail: ipayacan@gmail.com

Abstract. La Gloria pluton (LGP) and San Gabriel pluton (SGP) are two Miocene silicic intrusive bodies located 40 km eastward Santiago, Central Chile, which were emplaced intruding basaltic/andesitic volcanic and volcano-sedimentary sequences of Abanico and Farellones Formations. Although both plutons present similar geochemical features and mineralogy (quartz-monzonite to quartz-monzonite), differences in the internal structure are observed. LGP records a gradual concentric mineralogical and geochemical zonation pattern, showing a relatively more mafic interior, without sharp internal contacts and significant granulometric variations, while mafic enclaves (ME) are mostly concentrated at the borders and lower central part. In contrast, SGP presents abrupt granulometric, color index and lithological variations towards the margins and the roof, and ME are distributed as layers at different depths. Based on numerical simulations of ME transport inside magma reservoirs applied to LGP and SGP, we infer that the distribution of ME in plutons indicates different rheological domains within the magma reservoirs in the final solidification stage of each pluton. We suggest that LGP represents a single homogenized magma reservoir given by self-mixing and high injection rates, whereas SGP records several sub-reservoirs, emplaced at different stages, marked by sharp viscosity contrasts, giving rise to variations in crystallinity sizes and ME content.

Keywords: Mafic enclaves distribution, La Gloria pluton, San Gabriel pluton, effective viscosity, injection rates.

1 Introduction

The construction of large silicic magma reservoirs and how they are recorded by the plutonic record are source of intense discussion (Glazner et al., 2004). Geochronological data indicates that plutons and batholiths are emplaced during long time intervals (over several million years; e.g., Coleman et al., 2004; Menand et al., 2015; Walker Jr et al., 2007). This has led to propose that plutons are an amalgamation of successive magma pulses, which are separated by a long time interval enough to solidify each pulse before the arrival of the next pulse, contrary to the hypothesis of plutons as fossil “tanks” of melt-rich magma (Glazner et al., 2004).

The stoping model, where host rock blocks are integrated (engulfed by magma by dyking) and transported downward in the magma reservoir, has been suggested as a mechanism of magma ascent and emplacement at shallow crustal levels (Daly, 1903; Marsh, 1982). Felsic intrusions commonly preserve mafic enclaves and/or xenoliths, which may be a record of continuous stoping, discrete roof collapses or injection of mafic magma (Bachl et al., 2001; Fowler and Paterson, 1997; Hawkins and Wiebe, 2004; Pignotta et al., 2001). The significance of stoping for magma ascent and emplacement in the crust is controversial. The absence of xenolith’s graveyards at the pluton’s floor (high-density population because the accumulation of xenoliths) and the small content of blocks respect to the pluton volume suggest that stoping is not a volumetrically efficient mechanism of magma reservoirs ascent or emplacement, representing a subordinated process in pluton construction (Glazner and Bartley, 2006). Additionally, some thermal limitations are suggested for the incorporation of wall rock into magma reservoirs, where both the disaggregation and melting of xenoliths are limited processes because it give place to a high cooling rate of magma reservoirs (Glazner, 2007).

In this study, we present numerical models of transport of mafic enclaves inside magma reservoirs and factors controlling its distribution in plutons. The models are applied on contrasting felsic intrusions, La Gloria and San Gabriel plutons, where the internal rheological structure of the magma reservoirs is inferred based on the spatial distribution of mafic enclaves.

2 La Gloria and San Gabriel plutons

2.1 Geological setting

La Gloria pluton (LGP) and San Gabriel pluton (SGP) are two Miocene felsic intrusive bodies (10 Ma and 13 Ma, respectively; Cornejo and Mahood, 1997; Deckart et al., 2010), located 40 km eastward Santiago, Central Chile. LGP and SGP are part of a N-S belt of Miocene plutons with similar lithology. LGP and SGP are geometrically

similar, with an elongated shape in a N30°W direction and are 20 km long, 5 km wide and 2.5 km of vertical exposure. Both plutons were emplaced during a highly active magmatic period in Central Chilean Andes (both plutonic and volcanic; Vergara et al., 1988). LGP and SGP were emplaced at shallow levels of the crust (4-7 km depth; Aguirre, 1960; Cornejo and Mahood, 1997), intruding Oligocene to Miocene volcanic and volcanoclastic rocks of the Abanico and Farellones Formations (Figure 1; Thiele, 1980), during a period of intense compressive deformation and crustal thickening (Kay et al., 2005). The plutons were emplaced spatially associated to highly deformed zones of the country-rock, with N-S fold axes.

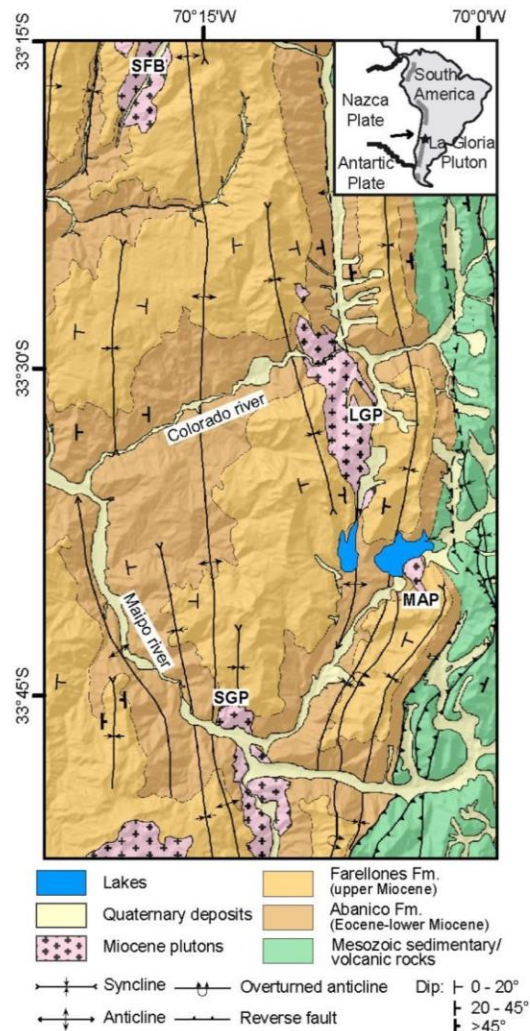


Figure 1. Geological map and location of La Gloria (LGP) and San Gabriel (SGP) plutons. Other Miocene plutons are shown: San Francisco Batholith (SFB) and Meson Alto pluton (MAP). Modified from Payacán et al. (2014).

2.1 Internal structure of plutons

Both La Gloria and San Gabriel plutons present similar bulk geochemical and mineralogical characteristics, varying between quartz-monzodiorite and quartz-monzonite with amphibole, biotite, Fe-Ti oxides and other accessory phases. However, both plutons differ in macroscopic texture, grain-size and internal structures. La Gloria pluton has a gradual concentric mineralogical and compositional zonation pattern, showing a more mafic core compared with the border zones (Cornejo and Mahood, 1997; Gutiérrez et al., 2013). Nevertheless, lithologically, La Gloria pluton is a homogeneous intrusive body (with medium grain-size rocks), without sharp internal contacts defining internal units of the main intrusive. Mafic enclaves are observed within La Gloria pluton, which have straight-edges preserved at the border zones of the pluton, and round-shaped centimeter to meter sized, mainly preserved in the lower central zone of the pluton (Figure 2a and 2b). In contrast, abrupt lithological changes are observed in the main intrusive of San Gabriel pluton, where at least three units are recognized, varying in grain size and color index and sharp contacts (Figure 2c). Mafic enclaves (similar to those observed in La Gloria pluton) are preserved as horizontal layers at intermediate levels between the lower and roof zones (Figure 2d), mostly associated to the contacts of the textural domains within the pluton. Mafic enclaves have an andesitic composition and most of them preserve a primary porphyritic texture (similar to the volcanic wall-rock). Additionally, most of mafic enclaves, especially those located at the pluton's center, contain leucocratic material bands (Figure 2b), interpreted as consequence of residual liquid segregation (partial melting or fractional crystallization).

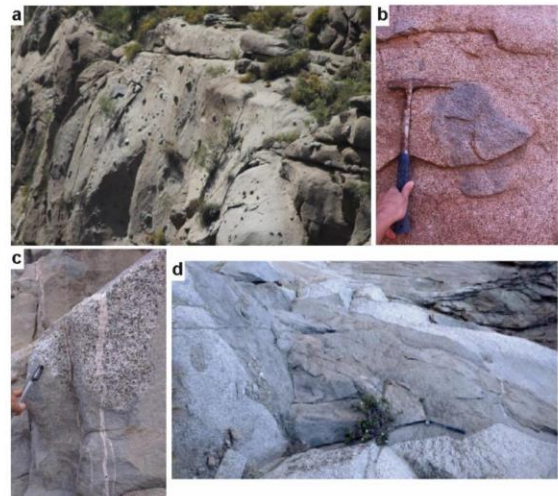


Figure 2. a) Mafic enclaves accumulation at the lower central part of LGP. b) Detail of a round-shaped mafic enclave of LGP. c) Detail of different units observed in SGP, which differ in grain-size and color index and present clear contacts. d) Xenolith accumulation at the upper level of SGP.

3 Numerical modelling

3.1 Numerical formulation

Numerical simulations of mafic enclaves transport inside magma reservoirs were made considering a fluid system (magma) with suspended solid particles, which sink within the magma, through the Finite Element Method by using COMSOL Multiphysics software. The physical properties of the magma (crystallinity, density, effective viscosity) with the mean composition of LGP and SGP are based on the temperature-dependence of density and viscosity obtained through simulations by MELTS (Figure 3a and 3b). The solid phase transport considers a slip velocity, relative to the magma, which is given by the Stokes' law. Therefore, the sinking velocity of enclaves depends on the thermal equilibrium and lithology differences between magma and enclaves (controlling the density contrast) and the crystallinity of magma given by its temperature and composition (controlling the effective magma viscosity; Figure 3c).

3.2 Modelling results

Results indicate that, during the cooling of magma, the effective viscosity increases several orders of magnitude in a narrow temperature interval ($\sim 50^\circ\text{C}$) at around 800°C , mainly controlled by the increase of crystallinity of the magma and the eutectic character of the system (Figure 3a and b). This variation strongly decreases the sink rates of stoped blocks, allowing preservation of their locations in the reservoir.

Based on the previous results, a numerical model of a single magma reservoir was made in order to evaluate the distribution of mafic enclaves inside the plutons. As initial conditions, the reservoir has an ellipsoidal shape, where a homogeneous temperature of 950°C is assumed. The magma reservoir is emplaced in the shallow crust and wall-rock blocks are integrated (engulfed by magma) and sink inside the reservoir, exchanging thermal energy with the magma. Results of these simulations predict the spatial distribution of mafic enclaves, as observed in La Gloria pluton. The blocks are mainly dragged accumulated at the base of the reservoir, especially at the centre zone, because the convective magma flows. However, some mafic enclaves are preserved at the borders of the reservoir because the magma cooling rate is higher than sinking rates of mafic enclaves.

4 Discussions and conclusions

In both La Gloria and San Gabriel plutons, mafic enclaves may represent a continuous stoping process or discrete events of roof collapse. Although the role of stoping for magma ascent is uncertain, the existence of rheological domains within the magma reservoirs in the final stage of

solidifica-

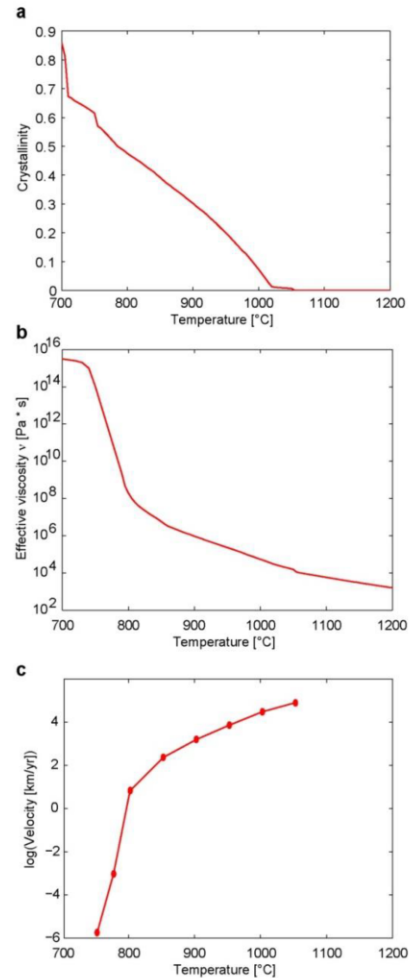


Figure 3. a) Crystallinity evolution and b) effective viscosity of the magma during the cooling of magma with composition of the main intrusive of La Gloria and San Gabriel pluton, simulated by using MELTS. c) Simulated velocity of stoped blocks (diameter of 10 m and density 2800 kg/m^3) sinking in magma at different temperatures.

tion can be inferred from the distribution of mafic enclaves in both plutons. These domains are defined by relatively high contrast of effective viscosity of the magma, mainly produced by the crystallinity increase. Sinking mafic enclaves locked near the borders of the plutons mark the rapid increase of the effective viscosity of magma, associated to the last stoping event.

Based on field observations and numerical simulations, we suggest that only one viscosity contrast zone existed at the base of La Gloria pluton. This suggests that the pluton represents a magmatic system composed by a single, integrated magma reservoir able to present whole-scale convection magma flows (Gutiérrez et al., 2013; Payacán

et al., 2014). On the contrary, San Gabriel pluton exhibits intermediate viscosity contrast zones with respect to the base and roof of the pluton, evidenced by the horizontal layers of mafic enclaves. This suggests that the San Gabriel pluton represents several sub-reservoirs marked by sharp effective viscosity contrasts given by different crystallinity content, crustal size and enclaves content, which produced the observed granulometric, color index and lithological variations in SGP.

The preservation of stoped blocks may be uncommon because the floor of plutons is unusually exposed and the sink rate of block is much greater than magma crystallization rates, preserving only the stoped blocks incorporated at final crystallization stages (Paterson and Miller, 1998; Pignotta et al., 2001). Even, stoped blocks may be disintegrated and dispersed in the magma, implying that the absence of xenolith's graveyards in plutons cannot be considered as an argument for the nonexistence of stoping (Clarke et al., 1998; Yoshinobu and Barnes, 2008; Žák et al., 2006).

We interpret that a high magma pulse emplacement rate of La Gloria pluton gives rise to the single reservoir with pluton-scale convection, compositional self-mixing and homogenization, where the multiple pulse record had been erased. In contrast, a lower emplacement rate of San Gabriel pluton gave rise to an assemblage record of multiple magma pulses, which developed single convective systems during different stages. These results imply that magma injection rate is a critical parameter to understand the geochemical and mineralogical evolution of magma reservoirs; high magma injection rates would give rise to homogenous reservoir and late leucocratic dike extraction while low magma injection rates would produce a broader lithological and textural diversity, with well-defined internal contacts, yielded by a limited self-mixing process.

Acknowledgements

Italo Payacán is supported by the national doctoral grant CONICYT N° 21151102.

References

- Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile central (provincia de Aconcagua), Santiago. Instituto de Investigaciones Geológicas Boletín 9, 70 p.
- Bachl, C.A., Miller, C.F., Miller, J.S., Faulds, J.E., 2001. Construction of a pluton: Evidence from an exposed cross section of the Searchlight pluton, Eldorado Mountains, Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 113, 1213-1228.
- Clarke, D.B., Henry, A.S., White, M.A., 1998. Exploding xenoliths and the absence of 'elephants' graveyards' in granite batholiths. *Journal of Structural Geology* 20, 1325-1343.
- 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, 433-436.
- Cornejo, P.C., Mahood, G.A., 1997. Seeing past the effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127, 159-175.
- Daly, R.A., 1903. The mechanics of igneous intrusion. *American Journal of Science*, 269-298.
- 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, 1-31.
- Fowler, T.K., Paterson, S.R., 1997. Timing and nature of magmatic fabrics from structural relations around stoped blocks. *Journal of Structural Geology* 19, 209-224.
- Glazner, A.F., 2007. Thermal limitations on incorporation of wall rock into magma. *Geology* 35, 319-322.
- Glazner, A.F., Bartley, J.M., 2006. Is stoping a volumetrically significant pluton emplacement process? *Geological Society of America Bulletin* 118, 1185-1195.
- 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, 4-12.
- 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, 1984-1998.
- Hawkins, D.P., Wiebe, R.A., 2004. Discrete stoping events in granite plutons: A signature of eruptions from silicic magma chambers? *Geology* 32, 1021-1024.
- Kay, S.M., Godoy, E., Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117, 67-88.
- Marsh, B.D., 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. *American Journal of Science* 282, 808-855.
- Menand, T., Annen, C., de Saint Blanquat, M., 2015. Rates of magma transfer in the crust: Insights into magma reservoir recharge and pluton growth. *Geology* 43, 199-202.
- Paterson, S., Miller, R., 1998. Stoped blocks in plutons: paleo-plumb bobs, viscometers, or chronometers? *Journal of Structural Geology* 20, 1261-1272.
- Payacán, I., Gutiérrez, F., Gelman, S.E., Bachmann, O., Parada, M.A., 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.
- Pignotta, G., Paterson, S., Okaya, D., 2001. Cracking the stoping paradigm: Field and modeling constraints from the Sierra Nevada batholith, AGU Fall Meeting Abstracts, p. 0898.
- Thiele, R., 1980. Carta Geológica de Chile, Escala 1:250.000, Hoja de Santiago, Carta 39, 21 p. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile.
- Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepulveda, P., Thiele, R., Drake, R., 1988. Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31°30'S-34°35'S). *Journal of South American Earth Sciences* 1, 199-209.
- Walker Jr, B.A., Miller, C.F., Lowery Claiborne, L., Wooden, J.L., Miller, J.S., 2007. Geology and geochronology of the Spirit Mountain batholith, southern Nevada: Implications for timescales and physical processes of batholith construction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 239-262.
- Yoshinobu, A.S., Barnes, C.G., 2008. Is stoping a volumetrically significant pluton emplacement process?: Discussion. *Geological Society of America Bulletin* 120, 1080-1081.
- Žák, J., Holub, F., Kachlík, V., 2006. Magmatic stoping as an important emplacement mechanism of Variscan plutons: evidence from roof pendants in the Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 95, 771-789.

Anexo J. **Resumen presentado en Conference Cities on Volcanoes (2016). Puerto Varas, Chile. Digital (S3.4).**

Was the Quaternary silicic volcanism in central Chile (33°00'-34°30'S) triggered by increased denudation rates?

Payacán, Italo^{1,2,3}; Muñoz, Marcia²; Gutiérrez, Francisco^{1,2,3}; Farías, Marcelo¹; Charrier, Reynaldo^{1,4}

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

² Centro Avanzado de Tecnología Aplicada a la Minería AMTC, Universidad de Chile, Santiago, Chile

³ Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes CEGA, Universidad de Chile, Santiago, Chile

⁴ Escuela de Ciencias de la Tierra, Universidad Andres Bello, Campus República, Santiago

Keywords: Silicic volcanism, melt extraction, volatile saturation, denudation, Andes

Silicic volcanism ($\text{SiO}_2 > 70 \text{ wt.}\%$) is a common feature in subduction related orogens as Andes that is usually interpreted as triggered by internal magmatic processes. Magma injection promotes reheating, increasing overpressure, and consequently evacuation and eruption of silicic melts. However, exomagmatic process may affect the dynamics of a magmatic system, impacting mineral and volatile equilibria and melts compositions.

We report the occurrence of a silicic volcanic episode in the Quaternary Andean Northern Southern Volcanic Zone (NSVZ) and explore the role of increased denudation rates as the key triggering factor. Compositions of magmatism evolves from (a) intermediate (55-62 wt.% SiO_2) at ~1.6-1 Ma, followed by (b) a silicic (>70 wt.% SiO_2) volcanic episode that is represented by late Pleistocene old volcanic edifices and holds one catastrophic caldera collapse ignimbritic event (Diamante ignimbrite) between ~0.65-0.15 Ma, (c) becoming intermediate at least since ~86 ka (55-68 wt.% SiO_2). Silicic magmatism correlates temporally and spatially with the arrival of increased denudation rates due to fluvial incision to the NSVZ area (at least 2 km river incision valleys formed after 1 Ma). Numerical simulations show that high silicic melts were formed from older intermediated composition after 80 vol.% of batch crystallization. Because melt extraction is efficient at 60 vol. % crystallinity, we suggest that a melt segregation event was promoted when the melt reached a dacitic composition. Subsequent crystallization in volatile saturated melt allows producing the highly evolved melts that fed the silicic volcanic episode. We hypothesize that decompression of the magmatic systems, as a result of the sudden increase in denudation

rates, triggered the volatile exsolution that favor the rapid extraction and canalization of silicic melts sourcing the rhyolitic volcanism. We emphasize that geodynamic processes distinctive of an active orogeny should be considered for understanding regional silicic volcanic events in these settings.

Cooling history of shallow plutons recorded in the thermal aureole: the case of La Gloria pluton, central Chile.

Payacán, I.¹; Gutiérrez, F.¹; Molina, P.¹; Parada, M. Á.¹

¹ Departamento de Geología / Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Thermal aureoles provide key insights on magma-rock heat interaction that would allow inferring the mechanism of magma reservoirs cooling. In order to constrain this heat interaction, we numerically simulated the time-dependent thermal effect of conductive heat transfer from a shallow cooling magma body at 900°C on country rock. Given a heat flow boundary condition at the reservoir contact and considering constant and T-dependent thermal diffusivities of the host rocks, results indicate that T-dependent thermal diffusivity yields a narrower thermal aureole (a half) than a constant diffusivity case, indicating that the thermal isolation of magma reservoirs affect magma preservation. Short timespans of magmatic activity (<500 ka) allow reaching host rock temperatures up to ~500°C at 100 m from the border of the pluton, with a wider thermal aureole as the magmatic system activity timespan increases. On the contrary, long timespans (>500 ka) give rise to 400m width thermal aureoles at 600°C, regardless of the lifetime of the magmatic system. These conditions appear to represent an upper limit for aureole width and wall rock temperature.

We apply our models to La Gloria pluton (LGP), a shallow felsic intrusion of 250km³ and ages of about 10 Ma. LGP was emplaced in andesitic volcanoclastic sequences, which presents evidence of contact metamorphism up to green schist facies. Mylonitic deformation was preserved 50m from the LGP border and formed by diffusional fluency at high temperatures (>600°C), which seem to be coeval with late-magmatic minerals filling fractures. The relatively high temperatures recorded by thermal aureole textures suggest that LGP was an active magmatic system during a long interval time (>500 ka), consistent with zircon U-Pb age crystallization intervals. However, additional advective heat transfer to the wall rock (e.g. cross-cutting dikes from the pluton) was necessary to reach even higher temperatures, as observed in the field.

Anexo L. **Resumen presentado en el XV Congreso Geológico Chileno (2018).**
Concepción, Chile. MAGM-2 p. 882.



XV CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO
“GEOCIENCIAS HACIA LA COMUNIDAD”

18 AL 23 DE NOVIEMBRE DE 2018, UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN,
CONCEPCIÓN, CHILE

Deformación tectónica y evolución de reservorios de magma someros: Inferencias a partir de los plutones San Gabriel y La Gloria, Chile central

Italo Joaquín Payacán^{1,2}, Francisco Gutierrez³

(1) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Chile

(2) Departamento de Geología, Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

(3) Geoexpedition, Chile

El magmatismo Mioceno en Chile central está caracterizado por la intensa actividad tectónica registrada durante su desarrollo, controlando sobretodo la naturaleza del volcanismo. Al pasar de un ambiente extensional (Fm. Abanico) a un ambiente compresivo (Fm. Farellones), el volcanismo se volvió más silíceo y migró progresivamente hacia el Este. En dicho contexto, los plutones San Gabriel (PSG) y La Gloria (PLG) fueron emplazados en el borde oriental de la Fm. Abanico y asociados a una serie de pliegues sinclinales y anticlinales de rumbo aproximadamente N-S, ambos presentan una geometría elongada y orientación NNW. Las características petrográficas, composicionales y estructurales (fábrica magmática) del interior de ambos plutones permiten inferir la evolución de los reservorios de magma que representan. El PSG habría sido construido mediante relativamente bajas tasas de inyección, presentando escasa convección interna y una redistribución de melts silíceos importante que habría dado origen a su variabilidad composicional. Por otro lado, el PLG corresponde a un reservorio mayormente homogéneo con menor variación composicional y sin grandes variaciones texturales, donde procesos de extracción de líquidos residuales silíceos habrían dado lugar a un núcleo relativamente más máfico escasamente distinguible en terreno.

En este trabajo se indaga acerca del efecto de la actividad tectónica sobre la evolución de los reservorios de magma someros. Se discute cómo la deformación tectónica, propia de la construcción del orógeno Andino, condicionó el emplazamiento, evolución y diferenciación de los reservorios magmáticos representados por los plutones PSG y PLG, desde la construcción inicial hasta la diferenciación tardía mediante redistribución de fundidos silíceos y generación de cumulos. Se muestra cómo la discordancia angular observada en la roca de caja habría frenado el ascenso de magma, favoreciendo su acumulación y la construcción de reservorios. Por otro lado, la mayor deformación registrada en la roca de caja y la mayor anisotropía observada en el interior del PSG (fábricas subverticales) en comparación con el PLG, nos permiten sugerir que la compresión tectónica habría sido un factor importante favoreciendo la canalización y redistribución de líquidos residuales silíceos, dando lugar a la heterogeneidad composicional del PSG.

Anexo M. **Resumen presentado en el XV Congreso Geológico Chileno (2018).**
Concepción, Chile. MAGM-2 p. 881.



XV CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO
“GEOCIENCIAS HACIA LA COMUNIDAD”

18 AL 23 DE NOVIEMBRE DE 2018, UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN,
CONCEPCIÓN, CHILE

**Compositional diversification of a shallow magma reservoir by remobilization of silicic melts:
the record of San Gabriel pluton, central Chile**

Italo Joaquín Payacán^{1,2}, Francisco Gutierrez Ferrer³, Olivier Bachmann⁴, Miguel Angel Parada^{1,2}

(1) Departamento de Geología, Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Chile

(3) Geoexpedition, Chile

(4) Institute of Geochemistry and Petrology, ETH Zurich, Zurich, Switzerland

Differentiation processes for generating silicic melts (rhyolites and granites) have been addressed by numerous studies using several methodologies because of the implications on the construction and differentiation of the continental crust. In general, the plutonic record could offer a complete view of the spatial and time scale of the emplacement mechanisms and dynamics of shallow magma reservoir.

In this contribution we present the case of the Miocene San Gabriel pluton SGP (central Chile). Based on field observations, petrographic descriptions and geochemistry, we present a new lithological map, which allow inferring differentiation processes that gave place to the textural and compositional variations, and thus elucidate the character of the magma reservoir. Three main lithological domains were defined in SGP, which are arranged vertically with sharp contacts: a bottom domain of porphyritic monzo-granite (the most felsic unit), the main constituent domain of SGP Qtz-monzodiorite and Qtz-monzonite and a horizontal layer of coarse-grained Qtz-monzodiorite (the most mafic domain). The pluton composition varies continuously between 52 and 67 wt.% SiO₂, except by leucogranitic dykes (>70 wt.% SiO₂).

We hypothesize that the compositional variability of the SGP was a consequence of the silicic melts redistribution within a single reservoir with intermediate composition similar to the main constituent domain (59-62 wt.% SiO₂), from where silicic melt was trapped interstitially. The most mafic domain represent cumulate from which a high ratio of silicic melts were extracted; whereas the bottom felsic domain represent an accumulation of silicic melts coming from a lower level of the reservoir. Trace elements geochemical modeling supports this hypothesis, where the linear trend between log(Rb) and log(Sr) is consistent with a cumulate record (solid plus trapped interstitial melts). We emphasize the cryptic character of the plutonic record of the residual melt remobilization, where plutons are constituted by a mixing of solids (crystals) and residual melts.



Host rock architecture controlling the emplacement of shallow magma reservoirs: Inferences from Miocene plutonic bodies in Central Chile

Italo Payacán (1,2), Francisco Gutiérrez (2), and Olivier Bachmann (3)

(1) University of Chile, Faculty of Physical and Mathematical Sciences, Geology Department, Chile (ipayacan@gmail.com), (2) GeoExpedition, Chile, Geology Department, Chile, (3) Institute of Geochemistry and Petrology, Department of Earth Sciences, ETH Zürich, Switzerland

Miocene magmatism in Central Chile is characterized by intense coeval tectonic activity changes, which controlled, for example, the composition and location of the volcanism: shifting from an extensional setting to a compressive one, volcanic sequences became more silicic and plutonic activity migrated slightly eastward. Under this scenario, the San Gabriel (SGP, 12.4-13.5 Ma U-Pb in zircon and ~ 60 km³ exposed volume) and La Gloria plutons (LGP, 9.9-11.1 Ma U-Pb in zircon and ~ 120 km³ expose volume) were emplaced at the eastern border of an intra-arc basin (Abanico basin), spatially associated to several N-S syncline and anticline folds. The geometry of both intrusives is dominantly elongated in a N-S direction, which are located at the same level of a stratigraphic discordance. These field observations suggest that the emplacement of SGP and LGP was strongly controlled by the architecture of the host rocks.

Petrographic, compositional and internal structural features of both plutons allow inferring the magmatic evolution of the such reservoirs. SGP presents broad compositional and textural variations, suggesting low emplacement rates with limited internal homogenization by convective stirring. On the contrary, the LGP is a more homogeneous, indicating higher injection rates and enhanced convective stirring. Both plutons were likely constructed by magma input of similar compositions (intermediate 60-65 wt.% SiO₂), but geochemical and textural data indicate that melt extraction from crystallizing mushes was more efficient in SGP compared to LGP, giving place to the more pronounced compositional variability.

The detailed examinations of both plutons suggest that: (1) blinded inverse faults and axial plane faults that progressively folded the country rocks controlled the magma ascent, whereas the stratigraphic discordances acted as rheological barrier that promoted lateral magma flow. Injection rate did not seem to play a major role in the emplacement location. Ubiquitous presence of host rock blocks into the plutons indicate that magmatic stoping was key both cases. (2) The internal differentiation and compositional diversification of both reservoirs was controlled mainly by differing injection rates, favoring the heterogeneity in a lower injection rate scenario, but not necessarily favoring a greater volume of the bulk extracted silicic melts.

This research has been supported by the Fondo Nacional de Desarrollo Científico y Tecnológico (FONDECYT) Project #1180577 granted by Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT). I. Payacán was supported by the CONICYT doctoral grant [PFCHA-CONICYT #21151102].

Petrographic and structural study of mafic enclaves within the intermediate San Gabriel pluton (Central Chile): inferences on the magma emplacement

Payacán, Italo ^{1,2,3}; Pizarro, Benjamín ²; Gutiérrez, Francisco ³

¹ Departamento de Geología, Universidad de Chile, Chile

² Escuela de Geología, Universidad Mayor, Chile

³ GeoExpedition, Geology Department, Chile

Miocene magmatism in Central Chile is characterized by several plutons of intermediate compositions, which present an elongated shape, emplaced under a compressional setting and spatially associated to N-S syncline and anticline folds. Among these plutons, the San Gabriel pluton (SGP) is a heterogeneous quartz-monzonite, with well-defined lithological units, previously interpreted as a crystalline silicic cumulate. In this contribution we present a petrographical and structural characterization of the mafic enclaves preserved within the SGP in order to infer dynamical processes during its emplacement.

By detailed observation, the mafic enclaves are classified in two main groups: (1) fine-medium grained dioritic enclaves with porphyritic texture given by plagioclase phenocrysts, which is interpreted as a record of magmatic mingling. (2) Angular-shaped enclaves, mostly fine-grained, which are interpreted as xenoliths showing some evidences of granitic intrusion and partial melting. This group is mainly concentrated close to the contacts with the host-rock and at the intermediate levels of the pluton.

Based on existing methods of combining 2D measurements, the 3D fabric defined by shape and orientation of mafic enclaves was calculated. The fabric is mainly oblate, generally with vertical orientations following the elongation of SGP. Some sites, spatially related to roofs, present subhorizontal foliation planes. Higher anisotropies are obtained at the western border, to the detriment of the inner parts of the pluton. Lineations are NNW to NS, except at the north and south ends of SGP with NEE orientation, being consistent with the petromagmatic fabrics.

By examining the evidences, we infer that magmatic stoping was an important emplacement mechanism of the SGP, which could have taken advantage of the weakness zone because the contemporary tectonic deformation. We hypothesize that the orientation of

mafic enclaves is evidence of the shear yield by the magma flows because of the internal convection into the magma reservoir.

This research has been supported by the FONDECYT Project #1180577 granted by CONICYT and the Fund for Publication Developments project [PEP I-2019071] granted by Universidad Mayor. IP was supported by the CONICYT doctoral grant [PFCHA-CONICYT #21151102].