



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento Ciencias de la Tierra



**GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y ANISOTROPÍA DE
SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DEL PLUTÓN DEUCO, REGIÓN
DE LA ARAUCANÍA, CHILE**

Memoria para optar al título de Geóloga

BILHA SABRINNA CHEUQUELAO CHEUQUELAO

Profesor Patrocinante: Dr. Jorge Andrés Quezada Flory

Profesional Guía: Dr. André Steenken

Profesores Comisión: Dr. Oscar Enrique Figueroa Arriagada

Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Concepción, 2019



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento Ciencias de la Tierra



**GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y ANISOTROPÍA DE
SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DEL PLUTÓN DEUCO, REGIÓN
DE LA ARAUCANÍA, CHILE**

Memoria para optar al título de Geólogo

BILHA SABRINNA CHEUQUELAO CHEUQUELAO

Profesor Patrocinante: Dr. Jorge Andrés Quezada Flory

Profesional Guía: Dr. André Steenken

Profesores Comisión: Dr. Oscar Enrique Figueroa Arriagada

Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Concepción, 2019



*“Mapu mew
iñchiñ ta ngen-ngenküelaiñ,
iñchiñ may ta mapu ngeiñ”*

*“La tierra no es nuestra.
Nosotros somos de la tierra.”*

ÍNDICE

| | Página |
|---|--------|
| RESUMEN | |
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1. OBJETIVOS | 1 |
| 1.2. METODOLOGÍA DE TRABAJO | 1 |
| 1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS | 3 |
| 1.4. RELIEVE Y GEOMORFOLOGÍA | 4 |
| 1.5. CLIMA, FLORA Y FAUNA | 6 |
| 1.5.1. Clima | 6 |
| 1.5.2. Flora y Fauna | 6 |
| 1.6. TRABAJOS ANTERIORES | 7 |
| 1.7. AGRADECIMIENTOS | 10 |
| 2. MARCO TEÓRICO | 11 |
| 2.1. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA | 11 |
| 2.2. FÁBRICAS MAGNÉTICAS | 12 |
| 2.3. ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA | 13 |
| 2.3.1. Susceptibilidad Total (K_{bulk}) | 14 |
| 2.3.2. Análisis Estadístico | 14 |
| 2.3.2.1. Susceptibilidad Media (k_m) | 15 |
| 2.3.2.1. Parámetros de la Magnitud de la Anisotropía y Forma del elipsoide | 15 |
| a) Magnitud de la Anisotropía | 15 |
| b) Forma del Elipsoide de Anisotropía | 16 |
| 2.3.3. Representación Gráfica de la Anisotropía | 17 |
| 2.3.4. Fuente Mineralógica de la Anisotropía | 18 |
| 2.4. EMPLAZAMIENTO DE ROCAS INTRUSIVAS | 21 |
| 2.4.1. Dinámica del Magma | 21 |
| 2.4.1.1. Mecanismos de Ascenso Magmático | 22 |
| 2.4.1.2. Emplazamiento del Magma en la Corteza | 24 |
| 3. MARCO GEOLÓGICO | 27 |
| 3.1. GEOLOGÍA REGIONAL | 27 |
| 3.1.1. Generalidades | 27 |
| 3.1.2. Rocas Metamórficas | 27 |
| 3.1.2.1. Serie Oriental | 28 |
| 3.1.2.2. Serie Occidental | 29 |
| 3.1.2.3. Características Estructurales | 29 |
| 3.1.3. Rocas Intrusivas | 31 |
| 3.1.3.1. Batolito Costero del Sur | 31 |

| | |
|--|-----------|
| 3.2. GEOLOGÍA LOCAL | 33 |
| 3.2.1. Intrusiones Máficas Menores | 34 |
| 3.2.2. Batolito Nahuelbuta | 34 |
| 3.2.3. Plutón Deuco | 34 |
| 3.2.4. Rocas Metamórficas | 35 |
| 3.3. MARCO TECTÓNICO REGIONAL | 35 |
| | |
| 4. ANÁLISIS ESTRUCTURAL..... | 38 |
| 4.1. GENERALIDADES | 38 |
| 4.1.1. Arquitectura Morfotectónica y Litológica del Margen..... | 38 |
| 4.2. DEFORMACIÓN | 39 |
| 4.2.1. Escala Regional | 39 |
| 4.2.2. Escala Local | 42 |
| 4.2.2.1. Lineamientos | 44 |
| 4.2.2.2. Fallas | 46 |
| 4.2.2.3. Otras Estructuras | 48 |
| 4.2.3. Microestructuras | 48 |
| 4.2.3.1. Plutón Deuco | 49 |
| 4.2.3.2. Batolito Nahuelbuta..... | 50 |
| | |
| 5. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LA ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA | 52 |
| 5.1. METODOLOGÍA..... | 52 |
| 5.2. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS..... | 54 |
| 5.2.1. Susceptibilidad Media (<i>Bulk</i>) y Mineralogía | 55 |
| 5.2.2. Parámetros Escalares y Forma del Elipsoide..... | 57 |
| 5.2.2.1. Grado de Anisotropía (P) | 57 |
| 5.2.2.2. Parámetro T..... | 58 |
| 5.2.2.3. Lineación Magnética (L)..... | 58 |
| 5.2.2.4. Foliación Magnética (F)..... | 60 |
| 5.2.3. Representación Gráfica de la Anisotropía | 63 |
| | |
| 6. DISCUSIONES..... | 66 |
| 6.1. ANÁLISIS ESTRUCTURAL..... | 66 |
| 6.1.1. Estructuras Locales y su relación con Estructuras Regionales..... | 66 |
| 6.1.2. Interpretación de las Microestructuras..... | 68 |
| 6.2. ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA..... | 69 |
| 6.2.1. Relación entre la Mineralogía y las Propiedades de la AMS..... | 69 |

| | |
|---|----|
| 6.2.2. Interpretación de los datos Estructurales y Propiedades de AMS con las direcciones de Stress | 71 |
| 6.2.3. Origen y tiempo de adquisición de la Fábrica Magnética del Plutón Deuco | 72 |
| 6.3. MECANISMO DE EMPLAZAMIENTO DEL PLUTÓN DEUCO | 75 |
| 7. CONCLUSIONES | 79 |
| 8. REFERENCIAS | 81 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| Figura | | Página |
|---------------|---|---------------|
| 1. 1 | Mapa de ubicación del Área de Estudio | 3 |
| 1. 2 | Clasificación Geomorfológica de Chile y zonación de la Región de la Araucanía | 5 |
| 2. 1 | Esquema de Fábricas L-S de Flinn | 13 |
| 2. 2 | Formas del Elipsoide de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética..... | 17 |
| 2. 3 | Proyección Estereográfica de la Anisotropía de Susceptibilidad | 18 |
| 2. 4 | Formas de Magnetización de los Minerales | 19 |
| 3. 1 | Mapa Geológico del área de estudio..... | 33 |
| 4. 1 | Modelo de desacoplamiento de la microplaca Chiloé | 42 |
| 4. 2 | Estructuras de escala regional en la zona Arauco-Nahuelbuta | 43 |
| 4. 3 | Mapa de Lineamientos en el área de estudio | 45 |
| 4. 4 | Diagrama de Roseta de los Lineamientos en la zona de estudio | 45 |
| 4. 5 | Proyección de Planos de Falla | 47 |
| 4. 6 | Mapa de Fallas en la zona de estudio | 47 |
| 4. 7 | Diaclasas y Diques en el área de estudio | 48 |
| 5. 1 | Sitios Paleomagnéticos | 53 |
| 5. 2 | Valores de Susceptibilidad Media | 55 |
| 5. 3 | Mapa de Lineación..... | 59 |
| 5. 4 | Diagrama de Contorno de la Lineación | 60 |
| 5. 5 | Mapa de Foliación | 61 |
| 5. 6 | Diagrama de Roseta para la Foliación | 62 |
| 5. 7 | Elipsoides de AMS de Rocas Metamórficas y Batolito de Nahuelbuta | 64 |
| 5. 8 | Elipsoides de AMS del Plutón Deuco | 65 |
| 6. 1 | Mapa Geológico de la zona de estudio | 66 |
| 6. 2 | Mapa de Fallas Locales y Regionales..... | 67 |
| 6. 3 | Distribución de Anisotropía Media del Plutón Deuco..... | 70 |
| 6. 4 | Diagrama de orientaciones preferenciales del Plutón Deuco | 72 |
| 6. 5 | Estructuras Anisótropas producidas por Flujo Magmático..... | 74 |

| | | |
|------|---|----|
| 6. 6 | Mapa de elevación con afloramientos del Plutón Deuco..... | 77 |
|------|---|----|

ÍNDICE DE TABLAS

| Tabla | | Página |
|--------------|--|---------------|
| 2. 1 | Susceptibilidad Magnética, grado de Anisotropía y composición de algunos Minerales | 20 |
| 2. 2 | Comparación entre Intrusión Tabular y Diapirismo | 23 |
| 4. 1 | Información de fallas medidas y observadas en terreno | 46 |

ÍNDICE DE GRÁFICOS

| Gráfico | | Página |
|----------------|--|---------------|
| 5. 1 | Anisotropía Media (K_m) versus Anisotropía Corregida (P_j) | 56 |
| 5. 2 | Grado de anisotropía (P) versus Parámetro T | 57 |
| 5. 3 | Valores de Lineación | 59 |
| 5. 4 | Valores de Foliación | 61 |
| 5. 5 | Lineación versus Foliación | 63 |
| 6. 1 | Anisotropía Magnética de Rocas Plutónicas..... | 75 |

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS Y MICROFOTOGRAFÍAS

| Fotografía | | Página |
|-------------------|---|---------------|
| 4. 1 | Fracturamiento de minerales en rocas del Plutón Deuco | 49 |
| 5. 2 | Proceso de extracción de testigos para AMS | 53 |
| 5. 3 | Equipo <i>Kappabridge</i> MFK1-FA (Agico)..... | 54 |

RESUMEN

La Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile está dominada por un extenso complejo de rocas metamórficas de edad Paleozoico Superior, la Serie Oriental y Occidental. Además, de grandes cuerpos intrusivos que constituyen el Batolito Costero del Sur (Hervé, 1987) y que conforman la parte central de la Cordillera de la Costa. Entre los 36°35' y 38°S, recibe el nombre de Cordillera de Nahuelbuta, y representa, junto con la Península de Arauco, un segmento anómalo del margen chileno, en cuanto a topografía, geología y exhumación.

Las rocas del Batolito Costero del Sur presentan una zonación composicional lateral, variando de granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda en el centro, a granitos de biotita y muscovita y pegmatita en los márgenes. Dentro de estos cuerpos más diferenciados se encuentra el Plutón Deuco, localizado en el borde SE del Batolito, y que se compone principalmente por granodioritas y granitos de grano medio con una edad de $\sim 298,1 \pm 1,2$ Ma (Steenken *et al.*, 2017).

El uso de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) en rocas ígneas se ha incrementado en las últimas décadas, debido a la rapidez que conlleva su uso en la determinación de las fábricas de las rocas, especialmente en las de carácter ácido, ya que habitualmente presentan una mineralogía magnética y fábrica simples. La susceptibilidad media del Plutón Deuco presentan valores entre 2,5 a 9,6 [$\times 10^{-5}$] (SI), debido principalmente a minerales diamagnéticos como el cuarzo y la plagioclasa, y algunos paramagnéticos tales como biotita y muscovita. Los resultados de AMS para el Plutón Deuco son interpretados como fábricas magmáticas primarias adquiridas durante las etapas finales del emplazamiento. El grado de anisotropía (P) indica que la fábrica magnética de estas rocas representa las direcciones del flujo magmático.

La orientación preferencial de estructuras y de la fábrica magnética en las rocas del Plutón Deuco son NE-SW, WNW-ESE y ENE-WSW. Si bien la mayoría de las fallas presentes corresponden a estructuras con actividad neotectónica evidenciada por formas del relieve cuaternarias, esto no descarta que también pudieran ser probablemente estructuras heredadas de la tectónica Permo-Triásica.

El análisis microestructural de las secciones delgadas confirma el carácter magmático de estas fábricas, ya que tanto el cuarzo como el resto de los minerales no presentan signos importantes de deformación interna. El predominio del fracturamiento de minerales se reconoce en la totalidad de los cortes transparentes del Plutón Deuco, sin embargo las otras unidades presentes en el área no muestran un fracturamiento tan marcado. Esto se explica por la distribución espacial que presenta el Plutón, en el borde oriental de la Cordillera de Nahuelbuta, donde las estructuras cuaternarias que dieron origen al Valle Central actuaron de manera más intensa, permitiendo el fracturamiento de minerales y la inyección de cuerpos intrusivos tardíos más diferenciados como los diques.

El Plutón Deuco corresponde a la intrusión de un pulso magmático tardío dentro del Batolito Costero del Sur, donde la contaminación cortical es el mecanismo principal de diferenciación. Tanto el estudio estructural como de anisotropía de susceptibilidad magnética indican que no ha habido algún tipo de deformación que indique un mecanismo forzado de emplazamiento, al contrario, se plantea un emplazamiento pasivo, siendo el stoping magmático el mecanismo principal, evidenciado por la influencia de la roca caja en la composición del Plutón.

1. INTRODUCCIÓN

La presente memoria de título se desarrolló en el marco del proyecto FONDECYT Regular N° 1140609, denominado “The emplacement of the Coastal Batholith and its relationship to the geodynamic setting of the Proto-Pacific Ocean plate and the continental basement (Chile, between 37°-40°S), generado por el Dr. André Steenken.

1.1 OBJETIVOS

Objetivos Generales

- Determinar el mecanismo de emplazamiento del Plutón Deuco mediante el análisis de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS).

Objetivos Específicos

- Reconocer la mineralogía presente en las rocas y su relación con las propiedades de AMS.
- Identificar la fábrica magnética de las rocas.
- Distinguir las diferentes estructuras geológicas presentes en el área.
- Relacionar las estructuras geológicas con la información obtenida por AMS.
- Proponer el modo de emplazamiento del Plutón Deuco.

1.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO

Para cumplir con los objetivos descritos anteriormente, se realizaron una serie de etapas que se describen a continuación.

Etapa de Gabinete I

Consiste en la recopilación bibliográfica de trabajos anteriores en el área de estudio, observación de imágenes satelitales y un análisis de la técnica de AMS, con el fin de preparar de mejor

manera las salidas a terreno. Además, se considera la realización de una base cartográfica, fotogeológica y digital, que permita procesar la información recopilada y considerar esos datos en la etapa de terreno.

Etapa de Terreno

Esta etapa se llevó a cabo en diferentes campañas, la primera de ellas consistió en 3 días de terreno efectuadas durante el mes de Febrero del 2015 en compañía del Dr. André Steenken, donde se delimitó el área de estudio y estableció la metodología de trabajo para la extracción de testigos de roca. Posteriormente, durante el mes de mayo del 2015, se desarrolló la segunda campaña de terreno, donde se realizó un mapeo en detalle durante 15 días del área de estudio, delimitando las diferentes unidades aflorantes y escogiendo los lugares óptimos para la extracción de testigos de roca para análisis de AMS, ya que para ello es necesario contar con afloramientos de buena calidad.

Etapa de Laboratorio

Durante las campañas de terreno se tomaron un total de 62 testigos distribuidos en 19 sitios, en cada sitio se procuró obtener un mínimo de 3 testigos para así conseguir el óptimo de 5 muestras cilíndricas de 2,2 cm de largo, que fueron cortados con una sierra de precisión.

Los testigos de roca obtenidos se utilizaron para el análisis de AMS, la cual se realizó con un equipo *MFKI-FA Kappabridge (Agico)* ubicado en el Laboratorio de Paleomagnetismo y Geomagnetismo del Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA) dependiente de la Universidad de Buenos Aires y CONICET.

Además, se elaboraron en un laboratorio externo 6 cortes y 7 pulidos transparentes para el estudio de la petrografía y microestructuras presentes en las rocas. Algunas muestras fueron orientadas.

Etapa de Gabinete II

Consiste en la recopilación, análisis e interpretación de los datos obtenidos con el *Kappabridge*, con el fin de obtener los diferentes parámetros de AMS. Para una interpretación más completa, se

consideraron los datos obtenidos durante el muestreo previo realizado por docentes a cargo del proyecto, junto con datos obtenidos por el Sr. Obed Cid en el marco de su proyecto de tesis.

Además de los datos de AMS, más los obtenidos durante las campañas de terreno, se utilizan imágenes satelitales para generar un mapa estructural de la zona.

Finalmente, se generara una hipótesis del modo de emplazamiento del Plutón Deuco, y su relación con la roca caja y con las otras unidades intrusivas que afloran en el sector.

1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS

La zona de estudio comprende un área de aproximadamente 500 Km² ubicados en la Cordillera de Nahuelbuta, a 2 km al suroeste de la ciudad de Angol y a 5 km al noreste de la ciudad de Los Sauces, Provincia de Malleco, Región de la Araucanía.

Para llegar al sector, se puede acceder desde la ciudad de Angol tomando diferentes rutas. La ruta R-226 permite llegar al sector norte del área de estudio; al sector central del área se accede a través de la carretera R-234 y posteriormente se toma la ruta R-230; y al sector sur se debe acceder por medio de la ruta R-86 y posteriormente tomar la ruta R-264 (Figura 1.1).

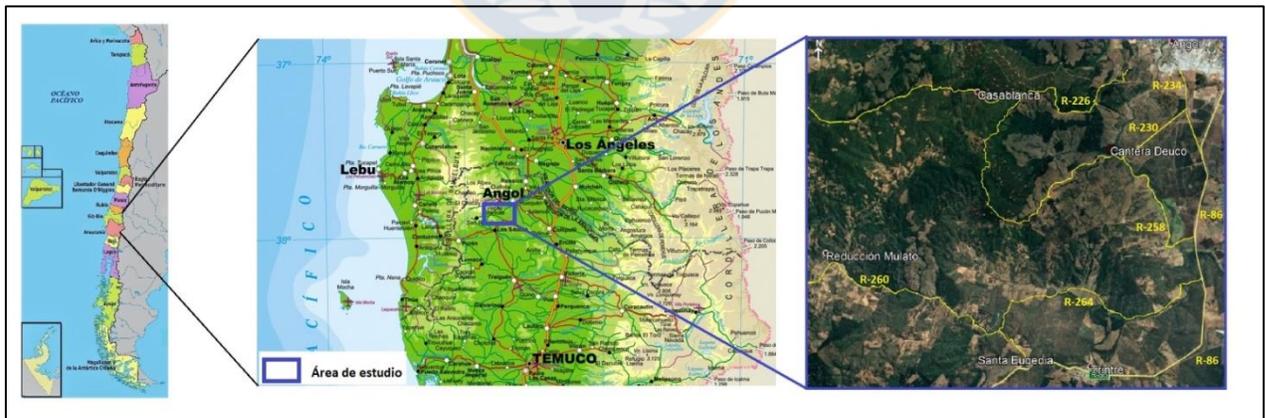


Figura 1.1: Mapa de ubicación del área de estudio.

1.4 RELIEVE Y GEOMORFOLOGÍA

Chile se caracteriza por presentar cinco grandes unidades geomorfológicas principales, que de este a oeste son: Cordillera de los Andes, Precordillera, Depresión Central, Cordillera de la Costa y Planicie Litoral, las cuales se encuentran dispuestas en franjas paralelas con orientación N-S.

Borgel (1983) divide el territorio nacional, desde el punto de vista climático y geomorfológico, en cinco regiones que de N a S son (Figura 1.2):

- Región Septentrional de las Pampas Desérticas y Cordilleras Prealtiplánicas.
- Región de las Planicies Litorales y Cuencas del Sistema Montañoso Andino- Costero.
- Región Central de las Cuencas y del Llano Fluvio-glacio-volcánico.
- Región Central Lacustre y del Llano Glacio-volcánico.
- Región Patagónica y Polar del Inlandsis Antártico.

La Región de la Araucanía se encuentra, según la zonación de Borgel (1983), dentro de la Región Central Lacustre y del Llano Glacio-volcánico, caracterizada por poseer una planicie costera y depresión intermedia bien desarrollada, además de la Cordillera de los Andes hacia el este y una Cordillera de la Costa con presencia en el sector norte de la región, y que reaparece al sur del río Toltén.

La Cordillera de los Andes continúa perdiendo altura a medida que aumenta la latitud, aun así conserva su aspecto macizo. La depresión intermedia está presente en forma ondulada y rellena principalmente por material de origen fluvio-glacio-volcánico, y a partir del sector centro y hacia el sur de la región se une con las planicies litorales producto de la escasa presencia de la Cordillera de la Costa en esa zona.

El área de estudio se localiza al noroeste de la región y se encuentra íntegramente en la Cordillera de Nahuelbuta, nombre que recibe la Cordillera de la Costa entre los ríos Biobío e Imperial (36°35' y 38°S) (Escala y Fuentealba, 1994), presentando alturas máximas cercanas a los 1300 ms.n.m., aunque destaca el cerro Altos de Nahuelbuta con 1.565 ms.n.m. Se extiende por 190 km en dirección N-S, alcanzando un ancho máximo de 70 km entre las localidades de Cañete y Angol. Dadas sus dimensiones, es considerada un elemento orográfico importante, además de ser

un agente dispersor de aguas, presentando un drenaje aproximadamente radial, alimentando a los ríos de poca extensión que desembocan en el Océano Pacífico y a algunos lagos ubicados en depresiones litorales.

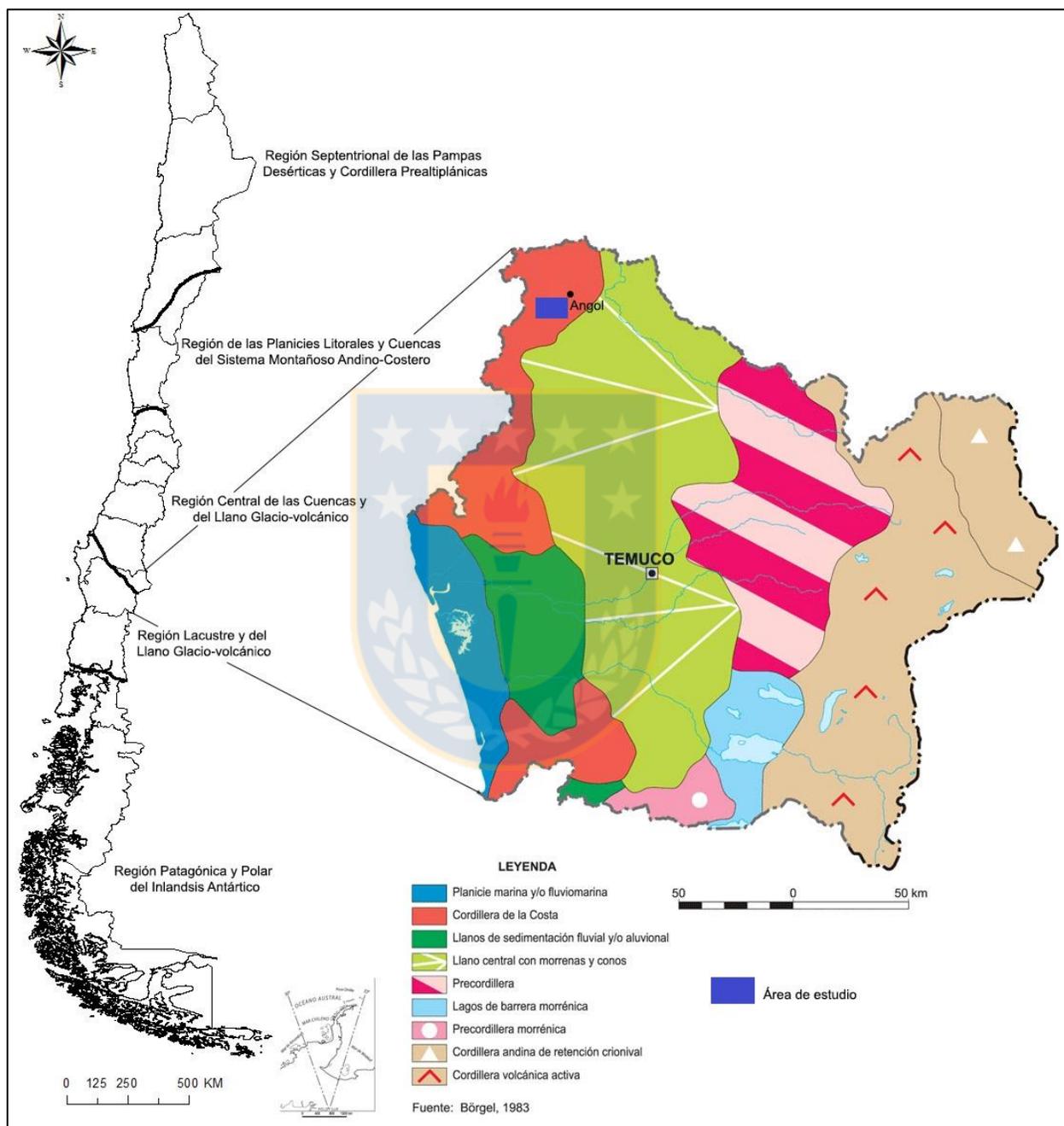


Figura 1.2: Clasificación geomorfológica del territorio nacional y zonación de la región de la Araucanía según Borgel, 1983.

La Cordillera de Nahuelbuta está localizada inmediatamente al este de la Península de Arauco y tiene una morfología similar a un domo con una altura máxima de 1565 ms.n.m. Considerando las elevaciones de la Cordillera de la Costa, las cuales están típicamente bajo los 700 m, Nahuelbuta es un sector anómalo en términos de topografía.

1.5 CLIMA, FLORA Y FAUNA

1.5.1 CLIMA

En la Novena Región de la Araucanía existen diversos tipos de climas, con variaciones en sentido norte-sur y de este a oeste, además de una serie de microclimas por las características topográficas. En este sentido destaca la influencia de la Cordillera de Nahuelbuta, que sirve de barrera a los vientos húmedos del oeste, con lo cual produce una zona con menor cantidad de precipitaciones en su vertiente oriental (Rusiñol, 1989).

En la zona de estudio predomina el clima templado cálido, donde la existencia de la Cordillera de Nahuelbuta restringe la influencia marina, generando temperaturas superiores al resto de la región, promediando 11,4 a 13°C, y que se caracteriza por poseer una estación seca de hasta cinco meses y una pluviometría promedio anual de 1.055 mm (Rusiñol, 1989).

1.5.2 FLORA Y FAUNA

El área de estudio se encuentra inmersa en la Cordillera de Nahuelbuta y cercano al Parque Nacional Nahuelbuta, lugar protegido donde es posible encontrar grandes bosques de Araucarias con ejemplares de hasta 2000 años, además de Líquen, Lengua, Mañío de hoja larga, Roble y Coigüe. Sin embargo, los sectores que no abarcan el Parque Nacional se encuentran plantados casi en su totalidad con especies forestales como Pino y Eucaliptus.

La fauna se caracteriza por la presencia de mamíferos como el zorro de Chiloé, Pudú, Quiques, Chingues y el Monito del Monte. Además viven otras especies como el Sapo de Bullock, lagartos primitivos como el Torcuato y aves como el Churrín, Chucao y Carpintero Negro.

1.6 TRABAJOS ANTERIORES

Alvarez (1970) estudió los depósitos de hierro cerca del Lago LLeu-Lleu, en la parte sur de la Cordillera de Nahuelbuta, concluyendo que éstos tuvieron una génesis similar a los yacimientos de tipo itabiritas. Esta similitud lo llevó a designar una edad precámbrica para las rocas de la Cordillera de Nahuelbuta.

González-Bonorino (1971) estudia el basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa y utilizando métodos radiométricos, determina una edad Paleozoico Tardío para una importante fase metamórfica de esta unidad.

Nishimura (1971) realiza las primeras dataciones de minerales magmáticos para calcular el tiempo de emplazamiento del Batolito, realizando el método K-Ar en biotita al norte de Concepción, obteniendo valores entre 310 y 330 Ma.

Aguirre *et al.* (1972) proponen una división del basamento metamórfico en Serie Occidental y Oriental, ésta última relacionada con los intrusivos graníticos paleozoicos, generando aureola de contacto con las rocas metamórficas inmediatamente al oeste.

Frutos y Tobar (1973) analizaron la existencia de un campo de esfuerzo que plegó extensamente las unidades paleozoicos en Chile.

Hervé *et al.* (1976) realizan dataciones radiométricas en rocas metamórficas e intrusivas de la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile, determinando edades Rb-Sr en roca total de 320 Ma, explicado como la edad de enfriamiento del batolito y 316 Ma para las rocas metamórficas, considerada como la edad del ultimo metamorfismo experimentado por ellas. Además, determinan que la profundidad a la cual se formaron las rocas del basamento es de 10 y 15 km, y que estuvieron expuestas a la erosión durante el Triásico Superior. Finalmente, concluyen que el ascenso del bloque estudiado sucedió de forma rápida durante el emplazamiento del granitoide.

Hervé (1977) desarrolla un mapeo 1:250.000 de las rocas de la Cordillera de Nahuelbuta, centrado en el análisis estructural, petrográfico, mineralógico y geoquímico de las rocas metamórficas. Describe las foliaciones y aspectos estructurales que afectan tanto a la Serie Oriental como Occidental. También estudia los granitoides, determinando un núcleo tonalítico y

granodiorítico, mientras que a los bordes dominan los granitos de biotita y muscovita, con proporciones menores de granate y sillimanita. En el contacto de las rocas intrusivas y metamórficas se desarrollan migmatitas con bandas gnéicas de sillimanita.

Ferraris (1981) realiza una compilación de estudios previos y presenta la Geología Preliminar de la Hoja Los Ángeles – Angol, escala 1:250.000.

Hervé et al. (1987) hacen una revisión general de la Geología de los Andes, caracterizando las rocas del Paleozoico superior, incluyendo los intrusivos dentro del Batolito de la Costa de Chile Central, el cual se extiende por 600 km entre los 32°-38°S, en una franja con orientación NNE. Dividen este cuerpo magmático como Batolito Costero del Norte (BCN) y Batolito Costero del Sur (BCS).

Hervé (1988) presenta una síntesis de datos litológicos, estructurales, mineralógicos y geocronológicos de los complejos metamórficos e interpreta su modo de origen y emplazamiento dentro del marco conceptual de la tectónica de placas.

Hervé et al. (1988) caracterizan el Batolito de la Costa de Chile, reconociendo principalmente granitoides calcoalcalinos de edad carbonífera superior-pérmica. Indican que estos granitoides se emplazan en un prisma de acreción que experimentó un metamorfismo contemporáneo a la intrusión. El límite norte de los granitoides paleozoicos se presume es una zona de fallas de dirección este-oeste, la que ha estado inactiva desde el Jurásico. Además los autores registran plutones mesozoicos que no se ven afectados pero este límite estructural.

Martín et al. (1999) mediante un estudio de isótopos de U-Pb y análisis estructural a los 39°S, proponen una convergencia dextral oblicua, iniciada durante el Pérmico Medio a lo largo de este segmento de margen del Gondwana.

Creixell (2001) desarrolla su Memoria de Título en el área comprendida entre Concepción y Angol, realizando una subdivisión de las facies reconocidas por Hervé (1977), definiendo según edades de emplazamiento más antiguas a más recientes las Tonalitas Santa Juana (TSJ), Granitoides Nahuelbuta (GN), Granitoides Concepción (GC) y Plutón Hualpén (PH).

Lucassen et al. (2004) estudian las secuencias metamórficas e intrusivas entre los 36°-41°S, mediante el estudio de varias razones isotópicas indican que la generación de los magmas

paleozoicos y triásicos se asocian al mecanismo de la asimilación de material cortical por magmas derivados del manto.

Glodny *et al.* (2005) realizan un modelamiento 2D para calcular las tasas de exhumación del complejo acrecionario del centro-sur de Chile, específicamente en la zona de Valdivia. Los resultados sugieren una acumulación basal continua de al menos 50 Ma, con tasas de exhumación promedio de $0,6 \pm 0,2$ mm/a, compensadas probablemente por tasas de erosión promedio similares. Entre los 210-200 Ma se genera un cambio en el proceso de acreción, disminuyendo drásticamente las tasas de exhumación. Desde ese entonces la cuña paleoacrecionaria se mantuvo estable.

Glodny *et al.* (2006) usando nuevos datos de edad isotópica, realizan un resumen de la evolución geológica del margen centro-sur de Chile, desde el inicio de la subducción hasta los procesos morfotectónicos andinos en desarrollo, con énfasis en los mecanismos de transferencia de masa. Los autores señalan que el margen a los 38°S se caracteriza por una migración de la fosa de ~100 km hacia tierra ocurrida principalmente durante el Pérmico temprano, mientras que más al sur, los arcos magmáticos modernos se superponen con los de Paleozoico tardío.

Glodny *et al.* (2008) definen las características estructurales de la Zona de Falla Lanahue, caracterizándola como una estructura sinistral de dirección NW-SE localizada a los ~38°S, y que pone en contacto los granitoides del arco magmático Permo-Carbonífero asociado a las rocas de la Serie Oriental en el sector noreste, con la Serie Occidental al suroeste. Dataciones de Rb-Sr e inclusiones fluidas relacionadas a su mineralización permiten determinar una edad de actividad de la falla entre 280 y 270 Ma.

Melnick *et al.* (2009) estudian el control estructural del antearco en la segmentación de rupturas de megaterremotos, usando marcadores geomórficos costeros de los últimos ~500 años en la Península de Arauco. Los autores señalan que la región Arauco-Nahuelbuta constituye un sector anómalo del antearco, en términos de topografía, geología y exhumación.

Deckart *et al.* (2014) realiza muestreo a lo largo del Batolito de la Costa, restringiendo el tiempo de emplazamiento del Batolito entre los 320-300 Ma, incorporando además el análisis isotópico de los valores de Lu-Hf indican una fuente homogénea con importantes componentes de corteza continental.

Steenken et al. (2017) presentan resultados preliminares, indicando edades para las facies marginales del Batolito de 298 Ma, definiendo además esta unidad como el Plutón Deuco.

Díaz (2017) realiza su Memoria de Título en la zona de estudio, realizando un mapeo 1:250.000 de los intrusivos localizados en las inmediaciones de Angol. Define el Plutón Deuco como un intrusivo de composición granítica.

1.7 AGRADECIMIENTOS

Luego de un largo proceso finaliza esta etapa en mi vida. Sin duda, un proceso importantísimo donde no sólo me convertí en profesional, sino que también mi vida dio un giro enorme convirtiéndome en madre de tres hermosos pequeños, quienes son el motor de mis días.

Tanto que agradecer...primero a la Universidad de Concepción y todas las lindas personas que conocí ahí. A los funcionarios y profesores del Departamento Ciencias de la Tierra. Al Hogar Los Tilos, que fue mi hogar durante tantos años y donde conocí gente maravillosa. A la geogente que durante tantos años fue mi familia penquista, la Feña, Mury, Lizettilla, Palomin, Azul, Felipin, Lucy, Vale, Diane....sin duda todos ustedes ocupan un lugar enorme en mi corazón.

A André Steenken, quien confió en mí para la realización de este trabajo de memoria, por su infinita paciencia y enorme voluntad para aportar en cualquier inconveniente que se presentara. Al profesor Jorge Quezada por adoptarme como profesor patrocinante, por su comprensión y apoyo en finalizar esta etapa. A los profesores Verónica Oliveros y Oscar Figueroa por sus contribuciones a que este trabajo fuera aún mejor...a todos ustedes muchísimas gracias.

Y finalmente, el principal apoyo en mi vida, mi familia...mami esto es para ti y por ti, sin duda este logro profesional no es solo mío, sino también tuyo por todo el esfuerzo y sacrificio que tuvimos que hacer...te amo. Gracias a mis tíos Pato y Oscar, a la Sara y los hermosos sobrinos que me ha dado, y a mi abuela por todo el cariño que me han brindado, no saben cuánto los adoro y cuán agradecida estoy de todos ustedes por su cariño y apoyo para convertirme en la persona que soy. Y por supuesto a ti Yoal, por ser mi compañero de vida y por la linda familia que hemos formado...los amo con todo mi corazón.

2. MARCO TEÓRICO

Las rocas ígneas se caracterizan en general por anisotropías débiles y escasa presencia de marcadores estructurales que dificultan la medida, sobre afloramientos, de las estructuras planares y lineales que definen la fábrica magmática. La anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) ofrece la ventaja de determinar de un modo rápido y sencillo este tipo de fábricas (Bouchez *et al.*, 1997). La medida de la fábrica magnética en campo bajo (AMS) es una técnica con numerosas aplicaciones en el campo de la tectónica (Borradaile, 1988), que durante los últimos años se ha aplicado sistemáticamente en rocas ígneas plutónicas, especialmente en las de carácter ácido, debido principalmente a que presentan habitualmente una mineralogía magnética y fábrica simples. De este modo, la AMS se ha convertido en la técnica más adecuada para abordar el análisis estructural y modo de emplazamiento de las rocas plutónicas, que raramente son isótropas y carentes de organización interna (Bouchez *et al.*, 1997).

2.1. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética es una medida de la respuesta de un material ante un campo magnético aplicado. Todos los materiales tienen propiedades magnéticas a temperaturas sobre el cero absoluto (Tarling y Hrouda, 1993). Al someter una sustancia a un campo magnético H (A/m), ésta se magnetiza y adquiere una intensidad de magnetización M (A/m) proporcional al campo exterior aplicado. H y M están vinculados por una constante de proporcionalidad, K , la susceptibilidad magnética.

$$M=KH$$

La mayoría de las rocas son anisótropas, ya que sus propiedades físicas como la velocidad sísmica, la conductividad eléctrica, conductividad termal o la susceptibilidad magnética varían dependiendo de la dirección en la que es medido.

2.2. FÁBRICAS MAGNÉTICAS

La fábrica magnética se refiere principalmente a la petrofábrica de los minerales significativamente susceptibles. La petrofábrica está representada por un alineamiento imperfecto pero, sin embargo, homogéneo a simple escala de los minerales presentes en la roca. Si todos estos minerales tienen magnitudes similares de susceptibilidad, entonces el elipsoide de susceptibilidad tiene una estrecha relación con la petrofábrica principal.

La fábrica magnética se determina a partir de la anisotropía en la susceptibilidad magnética que está relacionada con la petrofábrica de las rocas, de manera tal que puede ser utilizada para definir las condiciones físicas imperantes durante el proceso de formación de las mismas o bien su evolución posterior. Así, una sustancia isótropa será aquella en la cual la magnetización inducida en un espécimen de forma simétrica, tiene la misma intensidad independientemente de la dirección en la cual se aplica el campo. El fundamento de la medición se basa en la aplicación de un campo magnético de baja intensidad sobre muestras orientadas, con el objetivo de determinar cuál es la deformación que sufre la magnetización inducida adquirida por la muestra cuando el campo se aplica en distintas direcciones. La anisotropía de la susceptibilidad depende de las características intrínsecas de las partículas, esto es la anisotropía de forma y la anisotropía cristalina.

Flinn (1965) introduce el concepto de fábrica elipsoidal, variando continuamente en forma desde oblato para la dispersión de ejes en un plano (ej. esquistosidad, foliación=S) hasta prolato para una dispersión de ejes en una dirección (ej. fábrica lineal =L) (Figura 2.1).

Tradicionalmente, las petrofábricas, direcciones estructurales y fábricas magnéticas han sido evaluadas a través de una inspección visual de estereogramas de densidad de contorno. Ya que las fábricas magnéticas son representadas por un tensor de segundo orden, para describir completamente la distribución de orientación se requieren contornos de los tres ejes de cada muestra. Lo mejor es plotear los tres ejes para apreciar totalmente la distribución de orientación. El agrupamiento de cada eje máximo, intermedio y mínimo puede otorgar la forma del elipsoide de fábrica, cualitativamente en el esquema L-S de Flinn (1965).

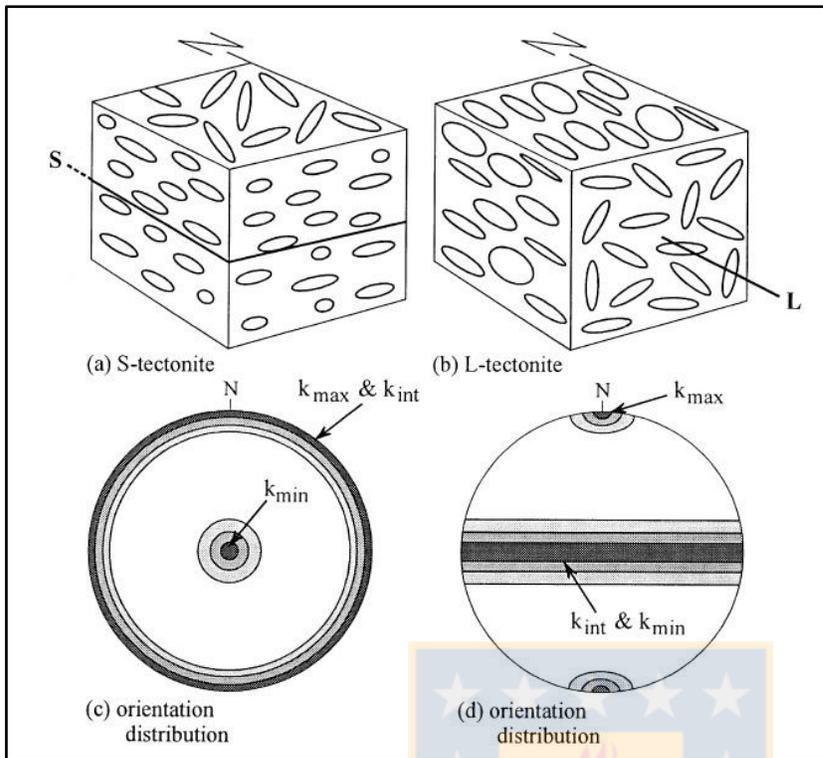


Figura 2.1: (a, b) Terminología S y L para la distribución de orientaciones de objetos (en este caso elipsoides de AMS) (Flinn, 1965). (c, d) Estereogramas asociados que muestran los ejes principales de susceptibilidad para tectonitas L y S ideales. Borraile, 2001.

En rocas con fábrica tectónicas bien desarrolladas, las direcciones principales de susceptibilidad magnética (K_1 , K_2 , K_3) son paralelas a las direcciones estructurales prominentes (Kligfield, 1977 en Borraile 1988) o se relacionan con la geometría de pliegues (Owens and Bamford, 1976 en Borraile, 1988).

2.3. ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) es una propiedad física de los minerales, y se define como un tensor de segundo orden que se representa por un elipsoide, de tal manera que midiendo el campo inducido en varias direcciones se obtienen los vectores que corresponden a

los tres ejes del elipsoide de la susceptibilidad magnética, $K_{\text{máx}}(K_1)$, $K_{\text{int}}(K_2)$ y $K_{\text{mín}}(K_3)$, donde $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ (Hrouda, 1982).

La AMS se mide fácilmente y con gran precisión en cualquier roca, e invariablemente tiene una correspondencia directa con la distribución de los cristales en la roca (Hrouda, 1982). La AMS combina la contribución de la fábrica de todos los minerales y es controlado por su orientación-distribución cristalográfica preferente, con excepción de la magnetita, cuya forma del cristal establece su contribución a la AMS.

2.3.1. SUSCEPTIBILIDAD TOTAL (K_{bulk})

La susceptibilidad total (y su anisotropía) representa una suma de susceptibilidades de todos los minerales presentes en una muestra de roca.

La susceptibilidad de bajo campo se mide normalmente colocando una muestra de roca de volumen (m^3) o masa (kg) conocida, en un campo magnético de fuerza conocido (H) y determinando la intensidad de magnetización (M) inducido en ésta. La susceptibilidad *bulk* o volumen de susceptibilidad, K_{bulk} , es dado por:

$$K_{\text{bulk}} = \frac{M}{H}$$

2.3.2. ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Al igual que con todas las presentaciones de grandes conjuntos de datos, es necesaria una evaluación estadística de los datos de anisotropía magnética. Los parámetros usualmente se dividen en dos grupos, los que tratan la magnitud y forma del elipsoide de susceptibilidad, y los que se preocupan de la orientación espacial de los ejes principales del elipsoide.

Se han definido numerosos parámetros tanto para la cuantificación de la magnitud de la anisotropía como para definir la forma del elipsoide. La mayoría son útiles si se restringen a un número limitado de muestras de similares propiedades en una misma área, pero muchos no están normalizados, y por lo tanto, comparaciones de tales parámetros entre diferentes litologías, o entre diferentes localidades puede resultar engañoso.

2.3.2.1. SUSCEPTIBILIDAD MEDIA (K_m)

La anisotropía puede entenderse más visualmente en términos de un elipsoide, en el cuál la mayor intensidad de magnetización es inducida a lo largo del eje largo y la intensidad más débil a lo largo del eje más corto (Nye, 1957; 1985 en Tarling y Hrouda, 1993). La susceptibilidad media (promedio) de una muestra es equivalente al valor medio de la integral de susceptibilidad direccional sobre toda la muestra, y está definida como:

$$K_m = \frac{(k_1 + k_2 + k_3)}{3}$$

Donde $k_1 \geq k_2 \geq k_3$ son las principales susceptibilidades.

2.3.2.2. PARÁMETROS DE LA MAGNITUD DE ANISOTROPÍA Y FORMA DEL ELIPSOIDE

Se han definido numerosos parámetros para la cuantificación de la magnitud de la anisotropía y para la definición de la forma del elipsoide.

a) Magnitud de la Anisotropía

El parámetro para la magnitud de la anisotropía se basa en el radio de la susceptibilidad máxima y mínima, conocido como **grado de anisotropía** (Nagata, 1961):

$$P = P_2 = \frac{k_1}{k_3}$$

Desde que este parámetro es particularmente sensible a la variación del total de la susceptibilidad, Owens (1974) propone un nuevo parámetro, el **grado de anisotropía normalizado**:

$$H = \frac{k_1 - k_3}{k_{\text{mean}}}$$

Estos dos parámetros (particularmente P) es todavía ampliamente usado, a pesar del problema que surge de la gran cantidad de susceptibilidades que pueden ocurrir incluso dentro de la misma litología.

Se recomienda entonces el uso del **grado de anisotropía corregida**, propuesto por Jelinek (1981):

$$P_j = \exp \sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]}$$

Donde $\eta_1 = \ln(k_1)$, $\eta_2 = \ln(k_2)$, $\eta_3 = \ln(k_3)$, $\eta_m = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)/3$ y k_1 , k_2 , k_3 son las principales susceptibilidades.

El parámetro P_j se basa en los valores logarítmicos de la susceptibilidad, que son más apropiados en vista de la distribución lognormal de esta propiedad. Adicionalmente, incorpora la susceptibilidad intermedia y media, y no sólo los valores máximos y mínimos. Además, es un parámetro más informativo que P_2 .

Este parámetro indica la fuerza de las orientaciones preferenciales de los minerales magnéticos en una roca, independiente de la forma del elipsoide de susceptibilidad.

b) Forma del Elipsoide de Anisotropía

La excentricidad de un elipsoide se puede expresar de diferentes formas, principalmente en términos de las relaciones o diferencias entre los valores axiales.

La **lineación magnética**, $L = K_1/K_2$ puede ser usado para caracterizar la intensidad de la orientación paralela-linear, mientras que la **foliación magnética**, $F = K_2/K_3$ caracteriza la intensidad de la orientación paralela-planar de los minerales ferromagnéticos en una roca. La dirección de la lineación magnética es idéntica a la susceptibilidad máxima (K_1), y la foliación magnética es perpendicular a la dirección de mínima susceptibilidad (K_3).

El **parámetro de forma** (T) fue introducido por Jelinek (1981) para caracterizar la forma del elipsoide de susceptibilidad, independiente del grado de anisotropía. Combina lineación y foliación proporcionando una sola medida de ambas propiedades.

$$T = \left[\frac{2(\eta_2 - \eta_3)}{(\eta_1 - \eta_3)} \right] - 1$$

Donde $\eta_1 = \ln k_1$, $\eta_2 = \ln k_2$, $\eta_3 = \ln k_3$ y k_1 , k_2 , k_3 son las principales susceptibilidades.

T es preferible sobre la mayoría de los otros parámetros de forma, ya que incluye las tres susceptibilidades principales en su cálculo y es simétrica en su distribución de valores en todo el rango de la forma del elipsoide (Tarling y Hrouda, 1993).

El elipsoide tiene forma prolata si $-1 \leq T < 0$ y forma oblada si $0 < T \leq 1$. Al igual que en las fábricas de forma o petrofábricas, los elipsoides prolatos presentan típica forma de cigarrillo o *purom* y están dominados por el arreglo linear de las partículas (domina la lineación) y los elipsoides oblatos presentan forma aplanada, dominada por arreglo en planos (domina la foliación) (Figura 2.2).

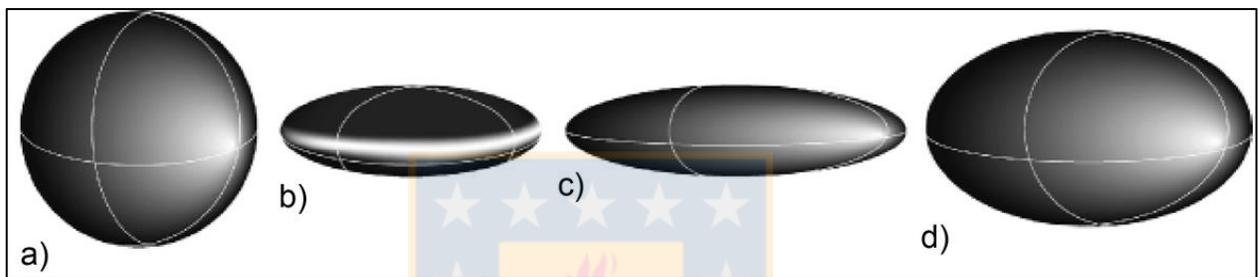


Figura 2.2: Formas del elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética. a) esférico, b) oblato, c) prolato, d) triaxial.

2.3.3. REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LA ANISOTROPÍA

Como se revisó anteriormente, la magnitud de la fábrica y su forma, son definidos de mejor manera en términos de P_j y T (Jelinek, 1981; Hrouda, 1982). Estos dos parámetros pueden ser combinados trazándolos en un gráfico, donde P_j forma el eje horizontal ($1 < P_j$) y T el eje vertical ($-1 < T < 1$). Este tipo de gráfico proporciona una mejor ilustración de la relación entre la forma y el grado de anisotropía, o *strain*, ya que da una representación más óptima de la excentricidad y simetría del elipsoide.

Las direcciones de los ejes principales de los elipsoides de susceptibilidad comúnmente se representan en una proyección estereográfica, donde el eje de susceptibilidad máximo, intermedio y mínimo se simbolizan con un cuadrado, triángulo y círculo, respectivamente. Este tipo de representación permite una fácil distinción entre elipsoides traxiales, oblatos y prolatos (Figura 2.3).

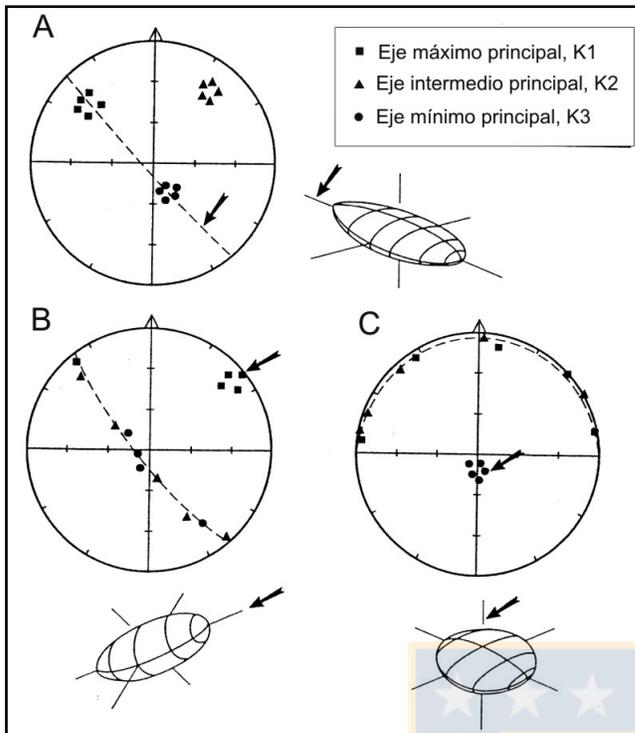


Figura 2.3: Datos direccionales graficados sobre una red estereográfica. A) Elipsoide triaxial, B) elipsoide prolato, C) elipsoide oblató. Tomado de Tarling y Hrouda, 1993.

2.3.4. FUENTE MINERALÓGICA DE LA ANISOTROPÍA

Los minerales se clasifican de acuerdo a su respuesta a la magnetización, pudiendo reconocerse tres principales: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos. En los primeros, la magnetización se produce en la dirección opuesta al campo aplicado (Figura 2.4a), por lo tanto la susceptibilidad es negativa y del orden de los 10^{-5} (SI). Los minerales paramagnéticos, responden con una magnetización en la misma dirección al campo aplicado (Figura 2.4b), teniendo una susceptibilidad positiva con magnitudes bajas que bordean los 10^{-4} (SI) para el común de los minerales formadores de roca (Tabla 2.1). En ambos, el alineamiento se pierde una vez removido el campo aplicado. En los minerales ferromagnéticos, la magnetización es positiva y mucho más fuerte que en los minerales paramagnéticos (Figura 2.4c), alcanzando los 10^{-3} (SI), además a diferencia de ellos, una vez removido el campo magnético aplicado la magnetización permanece (Borradaile, 1988).

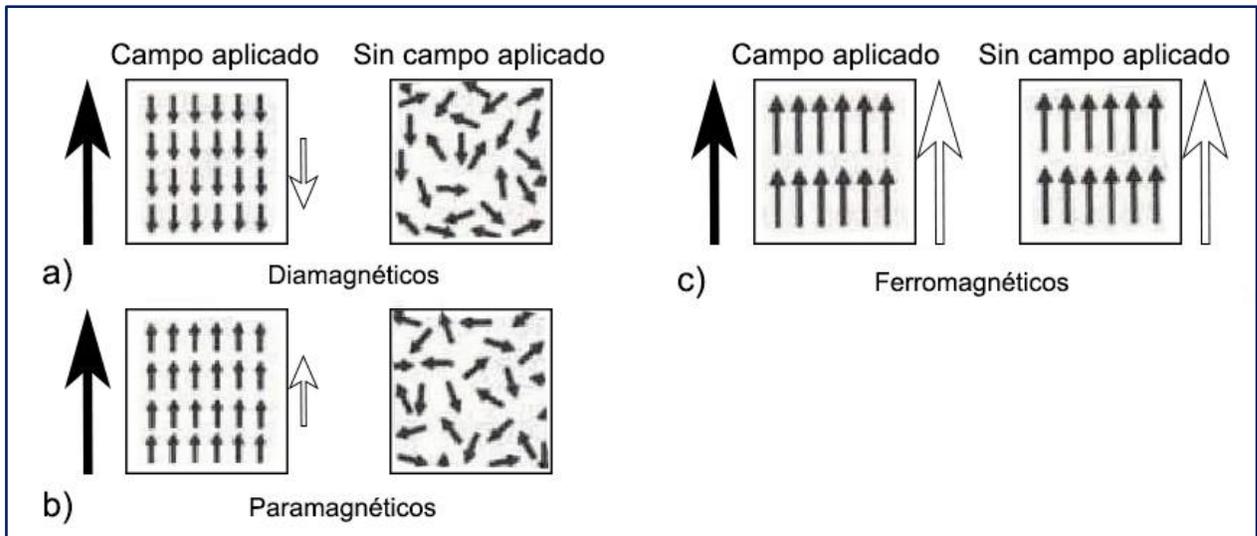


Figura 2.4: Diferentes formas de magnetización. Los diagramas del lado izquierdo muestran la magnetización que una sustancia adquiere cuando es aplicado un campo magnético, y los diagramas de derecha ilustran la magnetización presente después de haber removido el campo. a) Materiales diamagnéticos. b) Materiales paramagnéticos. c) Materiales ferromagnéticos. Tomado de Tarling y Hrouda, 1993.

La mayoría de los minerales formadores de roca son paramagnéticos. La magnetización está presente sólo cuando el campo es inducido, y decrece con el aumento de la temperatura de acuerdo a la ley de Curie-Weiss. Son raras las muestras puras de minerales formadores de roca, ya que normalmente contienen impurezas que pueden alterar significativamente las propiedades magnéticas, como por ejemplo los óxidos de hierro. Esto hace que sea imposible distinguir la contribución de un mineral “ferro” magnético y paramagnético en la susceptibilidad.

La magnetita, uno de los principales minerales ferromagnéticos, es importante en el estudio de la AMS por su alta susceptibilidad y muy baja anisotropía magnetocristalina. Este es el único mineral donde la AMS está controlada por la forma del grano más que la estructura cristalográfica. Dado que la magnetita tiende a ser un mineral tardío en la secuencia de cristalización de las rocas ígneas, su orientación tiende a estar controlada por la de los minerales ya cristalizados, los cuales determinan la fábrica (ej. plagioclasas).

Las rocas usualmente contienen una variedad de minerales ferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos, donde cada uno de los granos hace su propia contribución a la susceptibilidad

total (*bulk*), y por lo tanto a la anisotropía de susceptibilidad. La susceptibilidad no es una constante en cada mineral, sino que varía en función de la temperatura y fuerza del campo aplicado. En la práctica, la susceptibilidad se asume como medida a temperatura ambiente (20°C). En la mayoría de las rocas, la fuerza de magnetización inducida por un campo de fuerza débil depende de la orientación de la muestra dentro del campo. Tales rocas son magnéticamente anisótropas.

La susceptibilidad y anisotropía de una roca combina contribuciones magnéticas de los minerales que la constituyen. Sin embargo, no es fácil asociar cada término directamente con un mineral, lo que es primordial interés en la interpretación de la petrofábrica.

En granitoides ferromagnesianos ($K+5 \times 10^{-3}$), el resultado de la AMS corresponde a la forma de la fábrica o la distribución anisótropa de los granos de magnetita (Grégoire *et al.*, 1998 en López de Luchi *et al.*, 2004), la cual está generalmente presente en bajo porcentaje. Esta es la razón por la que generalmente la interpretación de la fábrica magnética es ambigua en este tipo de granitoides (López de Luchi *et al.*, 2004).

Tabla 2.1: Susceptibilidad magnética, grado de anisotropía y composición de algunos minerales.

| Minerales | Composición | Susceptibilidad Magnética K1 | Grado de anisotropía P1 |
|----------------------------|--|------------------------------|-------------------------|
| <i>Ferromagnéticos s.l</i> | | | |
| Magnetita SD | Fe_3O_4 | < 1500 | < 5 |
| Magnetita MD | | < 3000 | |
| Magnetita PSD | | < 5000 | |
| Hematites | αFe_2O_3 | 2 - 50 | 2.5-100 |
| Pirrotita | Fe_7S_8 | 50 - 300 | > 100 |
| Goethita | $\alpha FeOOH$ | 1.3 - 5 | 2 |
| <i>Paramagnéticos</i> | | | |
| Piroxenos | $XY[(Si,Al)O_3]_2$ | $0.5-5$ | 1.2-1.4 |
| Anfíboles | $X_{0-1}Y_2Z_5[(Si,Al)_4O_{11}]_2(OH)_2$ | $0.5-5$ | 1.08-1.3 |
| Biotita | $K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)$ | 1-3 | 1.35 |
| Otras micas | | 0.05-1 | 1.2-1.35 |
| Siderita | $FeCO_3$ | 3.8-4.2 | 1.7 |
| <i>Diamagnéticos</i> | | | |
| Cuarzo | SiO_2 | -14.5 | < 1.01 |
| Calcita | $CaCO_3$ | -13.0 | 1.13 |

2.4. EMPLAZAMIENTO DE ROCAS INTRUSIVAS

Los datos entregados por los estudios de AMS nos permiten una primera aproximación a la estructura interna de un cuerpo intrusivo. Sin embargo, el principal problema es la interpretación de los mecanismos de adquisición de las fábricas observadas. Paterson *et al.* (1998) resumen los procesos formadores de fábricas en las rocas ígneas, planteando que ésta puede tener su origen en procesos internos del magma, en los procesos de cristalización, en los procesos de emplazamiento y/o en procesos regionales, dependiendo del "grado de acoplamiento" del sistema roca caja-intrusivo.

Es indispensable entonces, a la hora de querer entender los mecanismos de emplazamiento de un cuerpo intrusivo, complementar los datos de AMS con otros datos y observaciones: identificar la temporalidad de las fábricas observadas; comparación con las fábricas y estructuras observadas a escala del afloramiento; análisis de la deformación y estructuras observadas en la roca caja; modelación 3D de lo observado en planta, lo que puede lograrse, por ejemplo, mediante métodos geofísicos como la gravimetría (Bouchez, 1997; Paterson *et al.*, 1998).

2.4.1. DINÁMICA DEL MAGMA

El comportamiento reológico de los magmas es bastante complejo y depende de numerosos parámetros que incluyen además de la temperatura: (1) el contenido de SiO₂, (2) la cantidad de volátiles disueltos, así como la proporción relativa entre el H₂O y CO₂, (3) la fugacidad de oxígeno y (4) el porcentaje de fundido (o, alternativamente, el porcentaje de cristales). Esta lista no es exhaustiva, y otros parámetros como la velocidad de deformación son tan importantes como los mencionados para determinar el comportamiento mecánico de los magmas.

En los arcos magmáticos, la generación del magma inicia con la liberación de fluidos provenientes de la placa en subducción que promueven una significativa hidratación en la cuña de manto (Tarney y Jones, 1994 en Peña-Alonso, 2014); aunque también puede ocurrir por la descompresión del manto al ascender hacia la cuña de manto (Elkins-Tanton y Grove, 2001 en Peña-Alonso, 2014) o por la fusión parcial de la placa en subducción bajo condiciones específicas (Best, 2003). Los magmas generados en el manto son de composición basáltica a andesítica rica

en MgO. Por su parte, la generación de los magmas de composición intermedia y ácida en los arcos magmáticos se atribuye a tres procesos principales: a) la diferenciación de los magmas del manto (magmas primarios) al cristalizar en la parte superior del manto o dentro de la corteza (Grove *et al.*, 2003 en Peña-Alonso, 2014); b) la fusión parcial de metabasalto en la base de la corteza (Rapp y Watson, 1995; Annen *et al.*, 2006 en Peña-Alonso, 2014); y c) la incorporación de material cortical en los magmas primarios (Kemp *et al.*, 2007 en Peña-Alonso, 2014).

2.4.1.1. MECANISMOS DE ASCENSO MAGMÁTICO

Después de la generación del fundido, el siguiente proceso en la evolución de los magmas es su separación mecánica de la roca en donde son generados, ya sea en el manto y/o en la base de la corteza (aunque también puede ocurrir en cualquier cuerpo intrusivo que experimente cristalización). La habilidad del fundido de segregarse mecánicamente de la matriz sólida que la contiene está fuertemente controlada por su viscosidad (Daines, 2000 en Peña-Alonso, 2014).

Los parámetros físicos que dominan el ascenso de los fundidos son su viscosidad y su densidad. La densidad de los fundidos es controlado por el peso molecular de los elementos que contienen y por su proporción relativa, por lo que es fuertemente dependiente de la composición. La adición de FeO, MgO, TiO₂ y CaO al fundido incrementa su densidad mientras que la adición de álcalis y volátiles (que son relativamente compresibles) produce el efecto contrario. Por lo tanto, la adición de volátiles contribuye a la dependencia de la densidad de los magmas con la presión (Spera, 2000 en Peña-Alonso, 2014). La densidad de los magmas también depende de la cristalización.

Aunque los procesos de segregación operan en su mayoría en la corteza inferior (20-40 km de profundidad), muchos plutones son emplazados en la corteza superior (0-10 km de profundidad), por lo que los magmas comúnmente ascienden 10-40 km en la corteza hasta alcanzar sus niveles de emplazamiento (Bouchez *et al.*, 1997).

La mayoría de los magmas ascienden a través de roca sólida básicamente de dos maneras: como diapiros y como diques. Los diapiros son cuerpos de magma flotante que empujan lentamente la roca caja circundante dúctil y altamente viscosa, en la corteza inferior o el manto. El término diapiro se origina del verbo griego *diaperien*, que significa "perforar". La existencia y naturaleza de los diapiros magmáticos se infiere del análisis de las relaciones de campo de los cuerpos

intrusivos, estudios de modelo de fluidos viscosos, y la teoría. El magma también puede subir rápidamente a través de grietas subverticales en rocas fracturadas frágilmente como los diques. El movimiento del magma a través de fracturas ha sido rastreado sísmicamente. La Tabla 2.2 compara estos dos procesos que operan ampliamente en diferentes escalas de tiempo y dependen del contraste de magmas y reologías de la roca huésped. El ascenso de una masa particular de magma puede involucrar cualquier mecanismo a diferentes profundidades.

Tabla 2.2: Comparación entre Intrusión Tabular y Diapirismo en la corteza continental. Best, 2003.

| Aspecto | Intrusión tabular (Dique) | Diapirismo |
|---|--|--|
| Composición común del magma | Basáltico | Granítico |
| Comportamiento reológico de la roca caja | Frágil (elástico) | Dúctil y viscoplástico |
| Contraste de viscosidad entre la roca caja y el magma | Muchos órdenes de magnitud | Pocos órdenes de magnitud |
| Velocidad de ascenso | 0,1-1 m/s | 0,1-50 m/y |
| Tiempo de ascenso del magma | Horas a días | 10^4 - 10^5 años |
| Factores que controlan la velocidad de ascenso | Viscosidad del magma y el contraste de densidad con la roca huésped; espesor del dique | Resistencia de la roca caja dúctil y espesor de la capa límite alrededor del diapiro |
| Efecto del estado de estrés en el camino del transporte del magma | Cuerpo perpendicular al estrés mínimo principal, σ_3 | Probablemente leve |
| Deformación de la roca caja | Nulo | Sustancial dúctil penetrativa, principalmente en la capa límite |
| Ejemplo no magmático | Venas de cuarzo hidrotermal | Domo de sal |

El fenómeno de diapirismo implica el ascenso de grandes cuerpos intrusivos como una gran masa que adquiere una geometría de gota invertida (Castro, 1987; Chávez-Cabello *et al.*, 2006 en Peña-Alonso, 2014). El mecanismo promotor de este modelo es el contraste de densidad entre el magma y su roca encajonante. El modelo del diapirismo ha perdido popularidad a raíz de varias inconsistencias teóricas y por la falta de observaciones de campo que la sostengan (Clemens y Mawer, 1992). Por ejemplo, el contraste de densidad entre los fundidos félsicos y el de la roca encajonante suele ser muy pequeño (0.3-0.5 gr/cm³; Vigneresse y Clemens, 2000). Además, el aumento de la viscosidad del magma promovido por cristalización restringe su profundidad de emplazamiento a la corteza media e inferior (Weinberg y Podladchikov, 1994 en Peña-Alonso, 2014), por lo tanto el diapirismo no puede ser considerado para el ascenso de magmas emplazados a profundidades de 2-10 km. Tales profundidades corresponden a la facies de esquistos verdes, en donde se reportan una gran cantidad de plutones gabróticos de densidades relativamente altas.

En el modelo de propagación de fracturas los mecanismos promotores del ascenso son tres: a) el gradiente de presión según el espesor de la corteza, b) la presión magmática en los diques (a su vez dependiente de su contenido de volátiles) y c) la flotabilidad de los magmas (que a su vez depende del contraste entre la densidad del magma y la de la roca que lo encajona). De igual forma, la propagación de fracturas se sostendría gracias al continuo incremento en el volumen del magma por descompresión (Clemens y Mawer, 1992). A diferencia del diapirismo, la propagación de fracturas permite una transferencia rápida de magma y el establecimiento de una red de estructuras que vuelve permeable a la corteza y que facilita el ascenso.

2.4.1.2. EMPLAZAMIENTO DEL MAGMA EN LA CORTEZA

Una vez que el magma generado en fuentes profundas ha ascendido a niveles más someros, el emplazamiento final se produce en una posición particular dentro de la litosfera. El emplazamiento puede ser definido como el acoplamiento mecánico del magma en la corteza. Este acoplamiento mecánico ocurre cuando el magma comienza a comportarse como un sólido en respuesta al incremento de su fracción sólida o cristalización. Desde su generación, el fundido comienza a experimentar cristalización, inducida ya sea por enfriamiento o por descompresión.

Se han identificado varios procesos de emplazamiento. Se crea algo de espacio en las rocas de caja a través de la deshidratación, la eliminación de los componentes químicos mediante la migración de soluciones y el crecimiento de minerales más densos durante el metamorfismo de la roca caja alrededor de la intrusión. Sin embargo, estos procesos de reducción de volumen probablemente solo contribuyen con una pequeña fracción del espacio total ocupado por una intrusión. Otros mecanismos más significativos incluyen los siguientes:

1. Stopping: pedazos de roca caja que se incorporan físicamente al magma, estos xenolitos pueden asimilarse químicamente ("digerirse") en diversos grados.
2. Brecha y fenómenos afines que implican la expansión de un fluido volátil a una presión generalmente baja.
3. Domo: elevación por flexión y falla de bloque de rocas del techo.
4. Ballooning: magma que se hincha con fuerza y empuja a un lado las rocas de la pared dúctil y levanta la roca del techo.
5. Invasión de magma en sitios de "vacío potencial" favorecidos tectónicamente, como zonas de cizallamiento, charnelas de pliegues y dominios extensionales locales.

La historia de emplazamiento de un plutón particular debe evaluarse cuidadosamente sobre la base de sus relaciones de campo, estructura y composición. Un solo plutón puede ser emplazado por más de un proceso, dependiendo de la variable reológica de la roca caja y el magma a medida que su ascenso se ralentiza y luego se detiene. El emplazamiento episódico y el crecimiento de un plutón podrían comenzar con procesos de emplazamiento frágiles, seguidos por otros más dúctiles a medida que el magma calienta las rocas de caja. Cada nueva oleada de magma puede ascender más alto, entrometiéndose en las antiguas rocas del techo y, en algunos casos, entrometiéndose en su propia cubierta volcánica. Los procesos de emplazamiento en la corteza superior frágil difieren de los de la corteza inferior dúctil más débil.

El stopping es un ejemplo de emplazamiento pasivo del magma. La roca intrusiva tiende a tener una fábrica isotrópica que refleja un dominio de la cristalización por sobre la deformación, y la roca caja está igualmente poco deformada.

Aunque estos mecanismos pueden contribuir en la generación de espacio, la manera más eficiente de obtenerla ocurriría si se involucran aperturas promovidas por deformación tectónica que serían rápidamente rellenas de magma (Hutton, 1990; Tikoff y Teysier, 1992; Brown y Solar, 1998 en Peña-Alonso, 2014). Aun así, el “problema de espacio” en el emplazamiento de los plutones es una cuestión vigente si se sigue considerando que tal espacio se genera en un período de tiempo restringido. De acuerdo con Vigneresse (2004), si el magma se segrega, asciende y se emplaza de manera discontinua, la roca encajonante tiene más tiempo para relajarse entre dos entradas de magma y menos deformación que acomodar. Este panorama es sugerido por la construcción de los plutones a través de la sucesión de pulsos de magma.

La sucesión de pulsos magmáticos, responsables de la construcción progresiva de los plutones, también ha sido inferida a través de observaciones de campo y de estudios geoquímicos, isotópicos y geocronológicos. Por ejemplo, Pitcher (1979) menciona que varios plutones muestran contactos abruptos en gradientes composicionales “... con suficientes diferencias químicas a través de ellos que sugiere que los plutones fueron construidos por la inyección de múltiples magmas...”. De acuerdo con Vigneresse y Clemens (2000), la presencia de distintos tipos de magma dentro de un reservorio común también se evidencia en los plutones con zonamiento composicional y en la abundancia de enclaves de distinta composición dentro de un intrusivo. Por otro lado, la composición isotópica de O y Hf en los zircones de varias series intrusivas localizadas en el Cinturón Plegado Lachlan, al este de Australia, también sugiere que la construcción de los plutones se desarrolla por medio del ensamblaje progresivo de cuerpos más pequeños (Kemp *et al.*, 2007 en Peña-Alonso, 2014). En el estudio citado, los autores interpretaron que las composiciones isotópicas de los zircones en cada roca que muestrearon indican temperaturas de cristalización y asimilación cortical diversas, lo que implica que fundidos de composiciones dispares se encuentren ahora yuxtapuestos en el mismo volumen de roca.

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1 GEOLOGÍA REGIONAL

3.1.1 GENERALIDADES

La Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile está dominada por un extenso complejo de rocas metamórficas de edad Paleozoico Superior, pertenecientes a la Serie Oriental y Occidental del basamento metamórfico. Además, se distinguen grandes cuerpos intrusivos que constituyen el Batolito Costero del Sur (BCS, Hervé, 1987) y que conforman la parte central de la Cordillera de la Costa.

3.1.2 ROCAS METAMÓRFICAS

Las rocas metamórficas del basamento cristalino se han dividido en dos series con características petrológicas y metamórficas diferentes. La Serie Oriental consiste en una alternancia de metareniscas y metapelitas, definida como una serie de bajo P/T (Aguirre *et al.*, 1972). La Serie Occidental está constituida por micaesquistos, esquistos verdes, cuarcitas y escasos cuerpos de serpentinita, y representa un metamorfismo de alto P/T. Estas series se han interpretado como el resultado de los productos de la acreción frontal y basal, respectivamente, en un margen continental activo (Willner *et al.*, 2005; Glodny *et al.*, 2006, 2008). El metamorfismo y la deformación se habrían producido entre el Paleozoico Superior y Triásico (Hervé, 1988; Duhart *et al.*, 2001)

En las rocas metamórficas es posible identificar una deformación polifásica, representada por dos foliaciones (S_1 y S_2). La segunda de ellas tiene un fuerte desarrollo en las rocas de la Serie Occidental, obliterando casi completamente a la foliación anterior S_1 (que se hace presente en forma dispersa como pliegues desarraigados) y sobre todo a estructuras primarias, sin embargo, se observan estructuras primarias relictas en las pillow lavas de metabasaltos de la localidad de Pichilemu (Hervé, 1988) y en la laminación en metacherts al Sur de los 38° S. En la Serie Oriental, el desarrollo de la foliación S_2 no es tan fuerte y permite apreciar estructuras más

antiguas, como la foliación S_1 y estructuras primarias, tales como estratificación gradada y huellas de fósiles (Bandel y Quinzio, 1999).

3.1.2.1 Serie Oriental

La Serie Oriental está conformada por rocas sedimentarias levemente deformadas, las cuales fueron afectadas por un metamorfismo de alta temperatura y baja presión (González-Bonorino, 1971) y posteriormente intruido por granitoides calcoalcalinos que corresponden al Batolito de la Costa y que en la zona de estudio conforman la Cordillera de Nahuelbuta. La edad de esta unidad se ha determinado como del Carbonífero Tardío- Pérmico Temprano (~308-290 Ma; Hervé *et al.*, 1988; Lucassen *et al.*, 2004).

La Serie Oriental representa una secuencia turbidítica depositada en una zona de antearco del margen suroccidental de Gondwana. La depositación de esta secuencia se produjo durante el Devónico y habría ocurrido en un régimen de margen continental pasivo, previo a los procesos de subducción, acreción y magmatismo (Mpodozis y Ramos, 1989).

En la Cordillera de Nahuelbuta, la Serie Oriental se encuentra intruida por el Batolito Costero del Sur, generando un metamorfismo regional de contacto en las rocas metamórficas, causando una zonación mineralógica paralela al borde del intrusivo, denominadas zona de biotita, zona de andalucita y zona de sillimanita. El grado de metamorfismo aumenta hacia el contacto con los intrusivos. Evidencias texturales y geocronológicas sugieren que la intrusión fue contemporánea al segundo episodio de deformación que sufrieron las rocas de la Serie Oriental (Hervé, 1977; Hervé *et al.*, 1976; Hervé *et al.*, 1987).

Esta Serie aflora en forma continua desde los $32^{\circ}30'S$ (Río Aconcagua) hasta los $38^{\circ} S$. Al sur de esta última latitud, en la Cordillera de la Costa, los afloramientos están ausentes, apareciendo de forma dispersa en la zona pre-andina al sur de los $39^{\circ}S$, entre los lagos Calafquen y Ranco (Martin *et al.*, 1999).

3.1.2.2 Serie Occidental

La Serie Occidental comprende rocas que presentan metamorfismo de facies esquistos verdes a esquistos azules (Hervé *et al.*, 1988; Glodny *et al.*, 2005) y está compuesta principalmente de micaesquistos, metacherts, metabasitas y serpentinitas (Hervé *et al.*, 1988).

La asociación metacherts-metabasitas-serpentinitas/rocas ultramáficas ha sido interpretada como una típica secuencia ofiolítica (Hervé *et al.*, 1988) que formaba parte de la corteza oceánica, la cual fue posteriormente acrecionada a Gondwana. El protolito de esta serie está conformado por rocas volcánicas basálticas (MORB), pelitas y rocas intrusivas máficas, originadas en una dorsal mesoocéanica (Hervé, 1988). Estudios recientes proponen que la Serie Occidental tiene su origen por acreción basal ocurrida entre el Carbonífero Tardío y Triásico (Lucassen *et al.*, 2004; Willner *et al.*, 2005). Se ha propuesto como origen de este complejo ofiolítico de la Cordillera de la Costa un ambiente de cuenca de antearco (Willner *et al.*, 2005).

La Serie Occidental se extiende de forma continua al sur de los 38°S, encontrándose de forma discontinua al norte de esta latitud. En la Península de Arauco, por medio de perforaciones hechas por ENAP, se ha identificado la presencia de estas rocas al oeste de los afloramientos de la Serie Oriental, sin embargo, estarían cubiertas por rocas sedimentarias de edad terciaria.

3.1.2.3 Características Estructurales

La Serie Occidental se caracteriza por una superposición de foliación prácticamente subhorizontal, casi penetrativa relacionada a un manto de corrimiento recumbente. En algunos lugares esta foliación está obliterada por plegamientos y por zonas de cizalle miloníticas subhorizontales. Lineamientos de minerales y de ejes de pliegues, así como también variaciones composicionales (por ejemplo cuerpos de metabasitas con forma lenticular), generalmente tienen una tendencia NW-SE (Glodny *et al.*, 2005). La mayoría de las rocas de esta serie corresponden a tectónicas S-L, cuyas lineaciones de estiramiento presentan direcciones N-S, con una menor proporción NW y NE (Burón *et al.*, 2003).

El registro estructural de la Serie Oriental es de una faja corrida y plegada. Esto, junto con la composición, señal metamórfica y posición geotectónica, indican que esta serie se formó por

plegamiento y fallamiento de sedimentos de un antiguo margen pasivo. Esta serie se caracteriza por desarrollar en muchos sectores una foliación compuesta S_{0-1} de bajo ángulo, a la cual se le impone una foliación secundaria S_2 . En términos generales, S_1 corresponde a un clivaje continuo fuertemente plegado, S_2 exhibe una actitud menos variable presentando rumbos principalmente NW con pequeñas fluctuaciones hacia el NE. Las rocas de esta serie corresponden en su mayoría a tectonitas de grano fino a muy fino que muestran un fuerte desarrollo de estructuras lineares sobre los planos de foliación principal.

Estudios preliminares de Alvarez (1970) indican que las rocas paleozoicas de la Cordillera de Nahuelbuta conformarían una gran estructura monoclinal de rumbo NW-SE, manteado al sur, la cual estaría afectada por fallas de carácter regional y local. Estas fallas corresponderían a tres sistemas principales de dirección N-S a NNE-SSW y NW-SE.

Posteriormente, Oyarzún (1982) demuestra a través de imágenes satelitales una tendencia estructural NW-SE a NNW-SSE, y un segundo sistema de tendencia ENE-WSW a NE-SW, las cuales se encuentran parcialmente interrumpidas por bloques previamente formados.

Hervé (1977) sugiere cuatro episodios tectónicos en el basamento paleozoico de la Cordillera de Nahuelbuta, dos de los cuales habrían estado acompañados por deformación penetrativa y metamorfismo. Las estructuras F1, bien preservadas en la Serie Oriental, tendrían una dirección NW; mientras que las F2 se caracterizarían por la generación de una foliación planar de manteo hacia el este, cuyo desarrollo aumenta desde la Serie Oriental hacia la Serie Occidental, convirtiéndose en el elemento planar predominante. Un tercer episodio de plegamiento F3, habría generado pliegues de dirección NE en las secuencias triásicas, y el desarrollo de *kinkbands* en las rocas metamórficas del basamento. Finalmente, se reconoce un desarrollo de fallamiento normal, F4, principalmente de edad post-Mioceno.

Contacto entre ambas series

El contacto entre la Serie Oriental y Occidental se ha reconocido como una discontinuidad cortical importante debido a los contrastes litológicos asociados (Hervé, 1977). Es posible rastrear o inferir este contacto durante más de 1000 km al sur de los 34°S, variando su naturaleza desde transicional a tectónico (Richter *et al.*, 2007).

Entre Concepción ($36^{\circ}40'S$) y Cañete ($37^{\circ}40'S$), en el margen occidental de la Cordillera de Nahuelbuta, el contacto entre las series es a través de una falla de carácter regional de dirección N-S, la cual presenta un gran desplazamiento vertical (Hervé, 1977). Al oeste de esta línea de falla, las rocas de la Serie Occidental estarían cubiertas por rocas sedimentarias de edad terciaria de la Península de Arauco, lo cual ha sido demostrado por trabajos de perforación llevadas a cabo por ENAP en esta zona, y sólo aflorarían en la Península de Tumbes.

En la zona de Purén – Contulmo ($38^{\circ}S$), Hervé (1977) y Kato (1985) señalan un contacto transicional entre ambas series metamórficas, desarrollado a lo largo de una línea de orientación NW-SE. Oyarzún (1982) sugiere la presencia de una zona de cizallamiento inclinada al este como posible contacto entre ambas series.

Glodny *et al.* (2008) señalan que el contacto entre la Serie Oriental y Occidental, al sur de la Cordillera de Nahuelbuta, es de tipo estructural y se realiza mediante la Zona de Falla Lanalhue, con una cinemática de desplazamiento en el rumbo NW-SE de carácter sinistral y edad Pérmico.

3.1.3 ROCAS INTRUSIVAS

3.1.3.1 Batolito Costero del Sur

El Batolito Costero del Sur aflora en forma continua desde los $32^{\circ}30'S$ hasta los $38^{\circ}S$ en una franja NNE-SSW (Hervé *et al.* 1987), siempre al este de las rocas metamórficas paleozoicas. Al sur de los $38^{\circ}S$, los granitoides paleozoicos están ausentes, excepto por los intrusivos del área Panguipulli – Riñihue y en territorio norpatagónico donde son agrupadas dentro del Dominio Magmático Norpatagónico (Hervé *et al.*, 1987).

En cuanto a su litología, las rocas del Batolito Costero del Sur presentan una zonación composicional lateral, variando de granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda en el centro, a granitos de biotita y muscovita y pegmatita en los márgenes. En la zona de Nahuelbuta afloran principalmente granodioritas y tonalitas de grano grueso, acompañadas de dioritas y granitos (Hervé, 1977).

Creixell (2001) reconoce diferentes subunidades paleozoicas en la Cordillera de Nahuelbuta: Tonalitas de Santa Juana (TSJ), Granitoides de Nahuelbuta (GNA) y Granitoides de Concepción

(GC). Las dos primeras subunidades conforman el Plutón Central de Nahuelbuta (Hervé, 1977), siendo los GNA las facies centrales, con una zona de borde que aflora en el sector de Caramávida, y las TSJ sus facies marginales orientales. Por su parte, los Granitoides de Concepción representan otro plutón de la misma unidad intrusiva, en la parte norte del área de estudio.

Velásquez (2012) estudia los cuerpos pegmatíticos que afloran en el sector Poñen (Provincia de Concepción), los cuales se habrían formado por fraccionamiento magmático desde granitoides calcoalcalinos, en particular, de granodioritas a leucogranitos pertenecientes al Batolito Costero del Sur. La cristalización de las pegmatitas se lleva a cabo después de las etapas de deformación y metamorfismo regional de la Serie Oriental del Basamento Metamórfico. La estructura interna de la pegmatita Poñén fue originada por una serie de pulsos magmáticos determinando la cristalización de las distintas zonas; se postula que el final de cada pulso fue un episodio caracterizado por una reacción de fluidos magmáticos con la roca caja, generando a su vez remanentes magmáticos.

El Batolito Costero del Sur intruye a la Serie Oriental del basamento metamórfico. En el contacto con las rocas metamórficas se observan franjas migmatíticas con bandas gneissicas de sillimanita, paralelas a la estructura regional de la roca caja. Los xenolitos de roca metamórfica son abundantes hacia los márgenes. Evidencias texturales y geocronológicas sugieren que la intrusión fue más o menos contemporánea al segundo episodio de deformación que sufrieron las rocas de la Serie Oriental (Hervé, 1977; Hervé *et al.*, 1976; Hervé *et al.*, 1987).

Dataciones radiométricas Rb/Sr en roca total efectuadas por Hervé *et al.* (1976) en los granitoides de Nahuelbuta entregan edades de ~320 Ma para el emplazamiento, mientras que Hervé *et al.* (1988) entrega para el batolito edades radiométricas en el rango Carbonífero- Pérmico. Creixell (2001) también realiza una comparación de diversas dataciones radiométricas, las cuales determinan que la mayor parte de las rocas del Batolito Costero del Sur tiene una edad que fluctúa entre Carbonífero y Pérmico.

Dataciones inéditas obtenidas mediante el método Pb/ α en tonalitas, granodioritas y leucogranitos aflorantes en la localidad de Angol (Álvarez, 1970) entregan edades de 350 ± 35 Ma, 345 ± 35

Ma y 288 ± 35 Ma respectivamente, las cuales son concordantes con una edad Carbonífero-Pérmico para el Batolito.

Las edades de enfriamiento obtenidas en estas rocas fluctúan entre 242 y 296 Ma, por lo que son similares a las obtenidas para su cristalización con U-Pb y Rb-Sr, lo que se puede interpretar como un enfriamiento rápido debido a un emplazamiento poco profundo (Hervé *et al.*, 1988).

3.2 GEOLOGÍA LOCAL

Numerosos autores han distinguido dentro del Batolito Costero del Sur diferentes subunidades con características petrográficas específicas.

Díaz (2017) reconoce al suroeste de la localidad de Angol diferentes cuerpos intrusivos, los cuales divide en Intrusiones Máficas Menores, Batolito Nahuelbuta y Plutón Deuco (Figura 3.1).

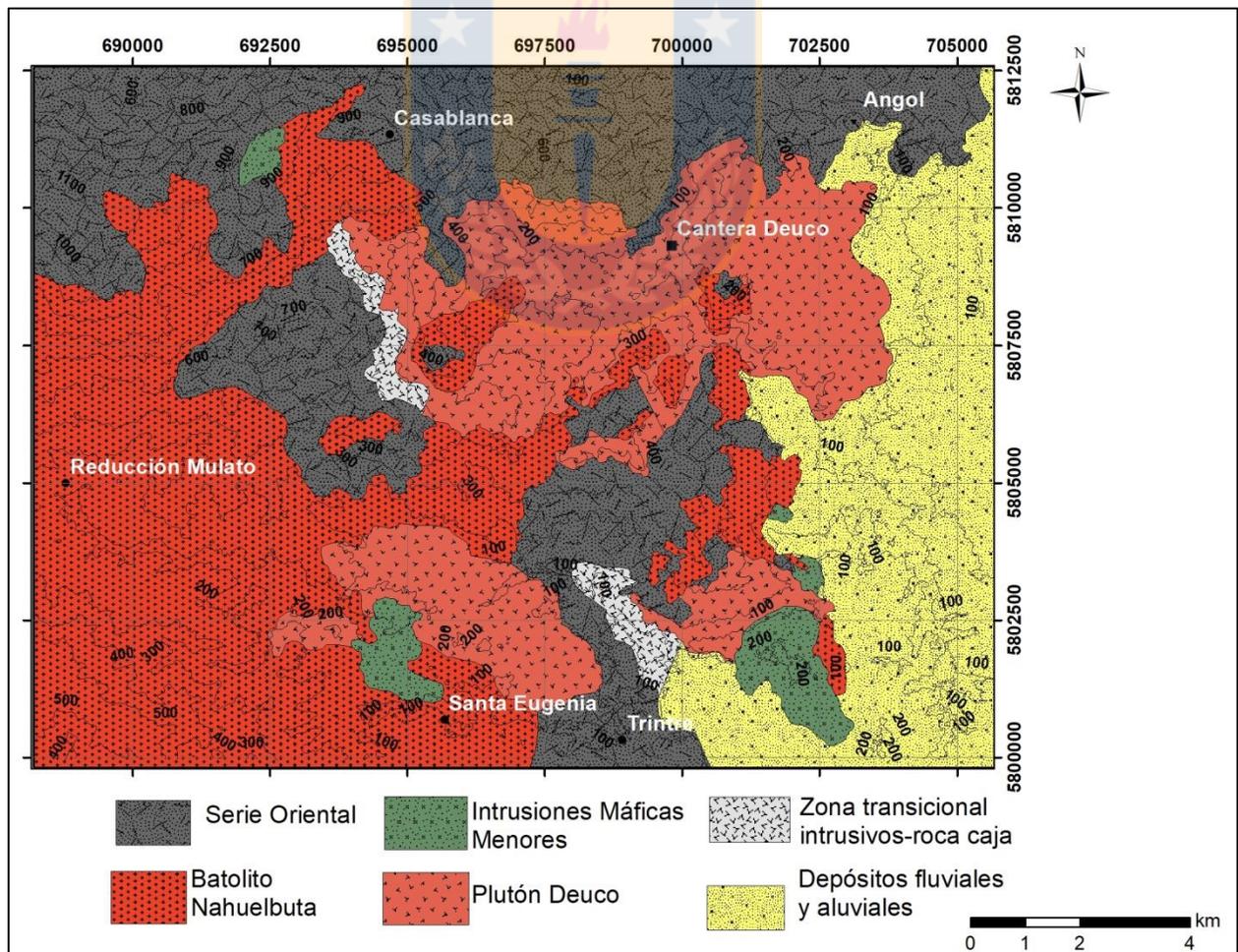


Figura 3.1: Mapa Geológico del área de estudio. Díaz, 2017.

3.2.1. INTRUSIONES MÁFICAS MENORES

Las Intrusiones Máficas Menores corresponden a cuerpos de composición básica, siendo dioritas y gabros las litologías presentes. La mineralogía está compuesta por plagioclasas cálcicas, hornblenda y gran cantidad de minerales opacos. El análisis de las características geoquímicas, indican un origen menos diferenciado y más profundo, con dominio de fraccionamiento de elementos como el Ca y Mg en plagioclasa y anfíbol, siendo estos minerales de mayor temperatura y generados a mayores presiones, probablemente en niveles de corteza inferior a media. Pertenecen a rocas calcoalcalinas de arco volcánico, emplazadas en un régimen probablemente extensional previo a los 320 M.a (Díaz, 2017).

3.2.2 BATOLITO NAHUELBUTA

El Batolito Nahuelbuta se reconoce por rocas de composición intermedia, esencialmente tonalitas y granodioritas, con una mineralogía más diferenciada reconocida por plagioclasas tipo andesina y máficos tipo biotita. Se clasifican como granitos-I, asociados a una fuente de origen ígneo, donde el principal mecanismo de evolución del magma corresponde a la cristalización fraccionada en un sistema sin efectos de contaminación cortical aparente. El ambiente geotectónico indica rocas calcoalcalinas de arco continental, donde el magma cristaliza bajo condiciones epizonales de la corteza (Díaz, 2017).

3.2.3 PLUTÓN DEUCO

Las rocas del Plutón Deuco corresponden a granodioritas y granitos de grano medio, caracterizadas por la aparición de muscovita y biotita en proporciones similares, cuarzo y feldespatos alterados a epidota y arcilla. Localmente aparecen intrusiones félsicas tipo diques con textura gráfica y pegmatítica, caracterizadas por abundante feldespato potásico, cuarzo, muscovita y menor medida minerales máficos. El fraccionamiento en Deuco fue un proceso más superficial y de menor extensión de tiempo en comparación al Batolito Nahuelbuta. La evolución geoquímica del Plutón Deuco muestra que hacia finales de la cristalización, el sistema comienza a ser influenciado por una fuente con origen metasedimentario, evidenciado por facies residuales ricas en Al como son muscovita y almandino. El ambiente geotectónico corresponde a rocas de

arco volcánico en un margen continental activo, con una fuente tanto mantélica como cortical, lo que permite clasificar al Plutón Deuco como granito tipo-S, este último influenciado por el reciclaje de material sedimentario desde el proceso de erosión por subducción (Díaz, 2017).

3.2.4 ROCAS METAMÓRFICAS

Las rocas intrusivas, mencionadas anteriormente, están hospedadas en rocas metamórficas pertenecientes a la Serie Oriental. Estas se reconocen como unidades de grano fino a medio, con planos de foliación bien desarrollados y orientaciones variables, y mineralogía correspondiente a micas, cuarzo y feldespatos, con porfiroblastos de sillimanita y en menor medida de anfíbol, que aparece en zonas cercanas al contacto con las intrusiones del área (Díaz, 2017). Se reconoce una zona migmatítica transicional en los contactos entre las rocas metamórficas y el Plutón Deuco.

3.3 MARCO TECTÓNICO REGIONAL

El continente sudamericano tiene su origen en el proterozoico, donde masas cratónicas habrían comenzado un proceso de acreción sucesiva en diferentes ciclos tectónicos (Mpodosis y Ramos, 1989). Este proceso de amalgamiento de masas cratónicas y “terraneos” habría continuado hasta el Paleozoico Superior. Hacia el Devónico-Carbonífero, el continente gondwánico tenía un margen suroccidental situado cerca de la costa actual de Chile y Perú, orientado aproximadamente N-S. Al sur de los 38°S, el margen suroccidental de Gondwana habría tenido una inflexión hacia el SE. Hacia el interior del continente, se ubican terrenos de edad Proterozoico a Paleozoico Inferior. Parte de ellos aparecían como tierras emergidas, siendo una fuente importante de sedimentos, los que se depositaban en una serie de cuencas intracratónicas de grandes dimensiones.

El proceso de acreción y metamorfismo de las rocas de la Serie Occidental, así como la deformación y metamorfismo producto de la intrusión en las rocas de la Serie Oriental, habrían ocurrido entre el Carbonífero y Pérmico, lo cual está bien documentado mediante edades Rb-Sr y K-Ar en esquistos de ambas series (Hervé *et al.*, 1976; Martin *et al.*, 1999), así como en edades Rb-Sr y U-Pb en las rocas intrusivas del Batolito Costero del Sur.

Dentro de este esquema, el Batolito Costero del Sur representa un arco magmático activo durante el Paleozoico Superior, ubicado directamente al este de la zona de antearco. Su afinidad calcoalcalina sugiere que ellos se generaron en un margen continental activo relacionado a un proceso de subducción de una placa oceánica bajo la placa continental del continente gondwánico (Hervé *et al.*, 1988).

Durante el Carbonífero Superior hasta comienzos del Pérmico, hay una fuerte actividad magmática, la que es asociada a un período de rápida deriva continental y altas tasas de convergencia en el margen oeste de Gondwana (Charrier *et al.*, 2007).

Desde el Pérmico Superior al Triásico, hay condiciones favorables para el ascenso del flujo calórico que produce un adelgazamiento de la corteza y el emplazamiento de importantes unidades ígneas, y como consecuencia la extensión de la corteza superior frágil permitiendo la formación de cuencas extensionales (Charrier *et al.*, 2007).

Tras la acreción ocurrida en el Paleozoico, la exhumación mayor de las rocas metamórficas e intrusivas se habría producido hacia el Triásico tardío a Jurásico temprano, según se puede inferir de las edades de las secuencias triásicas, que contienen abundantes clastos de las rocas paleozoicas, obtenidas principalmente mediante contenido paleoflorístico (Charrier, 1979).

Las secuencias volcano-sedimentarias triásicas se depositaron en sistemas de cuencas elongadas en dirección NW-SE, las que continúan hacia Argentina. Ellas tienen una orientación similar a la de las estructuras tardías del basamento, por lo que se cree que la elongación de las cuencas triásicas es un rasgo estructural heredado (Kato *et al.*, 1997). La depositación de las secuencias triásicas sobre el basamento granitoide Permo-carbonífero es evidencia de la exhumación del basamento a una posición cercana a la superficie ya en el Triásico (Willner *et al.*, 2005).

La termocronología de trazas de fisión junto con geocronología isotópica, demuestran una estabilidad del basamento Carbonífero-Triásico desde el Jurásico. La tectónica andina se caracteriza por una deformación diferencial y desacoplada de intra y trasarco, controlada por sistemas de falla NW-SE preexistentes resultando una segmentación en forma de bloque.

Datos de traza de fisión en apatito indican una exhumación lenta a largo plazo del prisma paleoacrecionario paleozoico de la Cordillera de la Costa desde el Eoceno, con tasas de exhumación $0,04 \pm 0,01$ mm/a (Glodny *et al.*, 2005).

En la actualidad, el margen activo del centro-sur de Chile se caracteriza por una subducción oblicua (N77°E) de la placa de Nazca bajo la placa Sudamérica. La tasa de convergencia actual es de aproximadamente 65 a 85 mm/a (Somoza, 1998). Aunque la cuña de acreción Neógena-Cuaternaria en la Península de Arauco (38°S), registra fases alternas de erosión y acreción por subducción, el tamaño del prisma de acreción, así como el grosor del relleno de la fosa que se ha acumulado desde el Mioceno tardío, sugiere que este sector está en un modo de acumulación o al menos no erosivo.

En la zona de estudio existe una tendencia de estructuras con orientación NW-SE de todas las estructuras de acreción basal y exhumación asociadas al apilamiento antiformal en el antearco actual. La Cordillera de la Costa se caracteriza por poseer numerosas fallas Paleozoicas reactivadas con cinemática de desplazamiento en el rumbo NNE, W y NW (Echtler *et al.*, 2003). Las estructuras más prominentes son la zona de falla Biobío, la zona de falla Lanalhue (Glodny *et al.*, 2008) que separa la Serie Oriental y la Occidental, y la zona de falla Mocha-Villarica (Melnick y Echtler, 2006). La cuenca de antearco del Cretácico Superior - Mioceno y la cuenca continental triásica también fueron controladas por estas fallas importantes (Echtler *et al.*, 2003).

4. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

4.1 GENERALIDADES

El margen occidental de Sudamérica, entre los 36° - 42°, se ha desarrollado como un margen activo desde el Pensilvaniano (~305 Ma; Willner *et al.*, 2005). Tradicionalmente se han distinguido dos ciclos tectónicos, el “Gondwanico” (Pensilvaniano al Triásico) y el “Andino” (Jurásico al Holoceno) (Mpodozis y Ramos, 1989). Esta distinción se basa principalmente en: 1) la abundancia de rocas con edades específicas; 2) un cambio en la geoquímica, desde fuentes de magmas dominados por la corteza a magmas más mantélicos; y 3) cambios paleogeográficos y tectono-magmáticos durante el Mesozoico. Sin embargo, a pesar de la reorganización del margen Triásico-Jurásico, la configuración convergente del margen se mantuvo. La subducción ha sido continua desde el Pensilvaniano hasta el presente, generando una variedad de características geológicas a través del tiempo que reflejan períodos de adición magmática, crecimiento de la cuña de acreción, erosión tectónica y transferencia de masa (Mpodozis y Ramos, 1989; Lucassen *et al.*, 2004; Glodny *et al.*, 2005).

4.1.1. ARQUITECTURA MORFOTECTÓNICA Y LITOLÓGICA DEL MARGEN

La actual configuración del margen centro-sur de Chile se compone de cinco unidades geomorfológicas primarias: 1) Una parte sumergida del antearco formada por una pendiente pronunciada hacia el oeste, asociada a un área de plataforma continental poco sumergida de 20 a 50 km de ancho; 2) La Cordillera de la Costa que, en la mayoría de las áreas, emerge directamente desde la costa. Sus cimas se encuentran localizadas aproximadamente a 130 km desde la fosa y alcanzan alturas sobre los 1500 m en la Cordillera de Nahuelbuta a los 38°S; 3) Más hacia el este, la Depresión Intermedia (Valle Central) constituye un depósito de sedimentos que varía desde unos pocos kilómetros de ancho hasta casi 100 km; 4) La Cordillera Andina Principal con un ancho de ~200 km en el área de estudio y alturas generalmente menores a 1200 m. Aquí, sin embargo, el arco magmático se encuentra a una distancia de 280 km desde la fosa, lo que actualmente genera edificios volcánicos individuales con alturas de hasta 3700 m. 5) El

trasarco andino, al este de la Cordillera Principal, se caracteriza por una morfología suave y débilmente diseccionada, similar a una meseta.

En particular, a los 38°S, la Plataforma Costera está formada por secuencias alzadas marino costeras de edad Cenozoica. La Cordillera de la Costa, al norte de los 38°S, está compuesta por un arco granítico de edad Paleozoica asociada a rocas metasedimentarias de baja P/T (Serie Oriental), mientras que hacia el sur, está formada principalmente por la Serie Occidental. La cuenca sedimentaria en la Depresión Intermedia es una característica más joven, constituida por depósitos volcano-sedimentarios del Oligo-Mioceno cubierta por sedimentos fluvio-aluviales del Plioceno-Holoceno (Mpodozis y Ramos, 1989). En la Cordillera Principal Andina, y en el trasarco, es posible encontrar una variedad de rocas tanto magmáticas, metasedimentarias, sedimentarias y volcánicas que varían en edad desde el Paleozoico al Holoceno.

4.2. DEFORMACIÓN

4.2.1. ESCALA REGIONAL

Los Andes, entre los 36-39°S, representa una zona transicional entre un área amplia de deformación hacia el Norte identificada como los Andes Centrales Australes, y un estrecho cinturón hacia el Sur reconocido como los Andes Patagónicos Norte. Estos últimos están caracterizados por una fuerte deformación de rumbo y manteo a lo largo del arco, muy significativa para la sismicidad del antearco y retroarco, conocida como la Zona de Falla Liquiñi-Ofqui (LOFZ), cuyo desplazamiento dextral controla la arquitectura de la región entre el Punto Triple de Chile a los 46°S y el volcán Copahue a los 38°S (Hervé, 1994).

La principal estructura presente en el área es la Zona de Falla Lanalhue (ZFL) (Melnick *et al.*, 2009), cuyo rumbo es NW-SE, y que pone en contacto las Series Metamórficas Occidental y Oriental. Se extiende desde Punta Morgüilla al oeste, hacia el sureste por el Lago Lanalhue hasta las cercanías de Temuco. La ZFL es probablemente una estructura heredada de la tectónica Permo-Triásica y alcanza seguramente dimensiones corticales (Echtler *et al.*, 2003).

El sistema de falla Lanalhue es una estructura de gran profundidad y sísmicamente activa localizada a lo largo del flanco sur de la Cordillera de Nahuelbuta. La datación de minerales sin-

cinemáticos en zonas de cizalle miloníticas de la falla indican un cizalle sinistral de ~ 275 Ma (Glodny *et al.*, 2008). El equivalente del granito Nahuelbuta surge a los $39,5^{\circ}\text{S}$ en la Cordillera Principal, lo que lleva a Glodny *et al.* (2008) a correlacionar estos afloramientos y proponer un desplazamiento sinistral de ~ 100 km a lo largo de la falla Lanalhue durante el Pérmico.

Sin embargo, esta falla también afecta a terrazas fluviales y aluviales de la Formación Malleco en el flanco este de la Cordillera de la Costa, cuyo rango de edad se encuentra entre $4,4 \pm 0,5$ a $0,8 \pm 0,3$ Ma (Suárez y Emparán, 1997). La red sísmica local TIPTEQ-North (Haberland *et al.*, 2006) registró varios grupos de terremotos corticales entre 1 y 22 km de profundidad, exactamente bajo la expresión superficial de las fallas Lanalhue y Morgüilla. Esta última parece ser la continuación en la fosa de la falla Lanalhue, que atraviesa el flanco sur de la Península de Arauco. Estos datos geofísicos y geológicos identifican la falla Lanalhue como una estructura de escala cortical de larga vida, con un manteo NE abrupto, con actividad neotectónica manifestada por formas del relieve cuaternarias deformadas y sismicidad cortical localizada (Melnick *et al.*, 2009).

La zona de falla Lanalhue es interpretada inicialmente como una zona de deformación dúctil de carácter divergente, localizada en el flanco oriental del crecimiento basal, generando un “abombamiento” y exhumación de la Serie Occidental. Posteriormente, se transformó y reactivó como una falla sinistral de carácter semidúctil a frágil (Glodny *et al.*, 2008).

La Península de Arauco y la Cordillera de Nahuelbuta son parte de un segmento anómalo del margen chileno, en términos de topografía, geología y exhumación. La primera es una anomalía importante de la costa a lo largo del borde Pacífico de Sudamérica, donde la distancia fosa-costa alcanza un mínimo local, mientras que la última coincide con un área donde la elevación media de la Cordillera de la Costa es el doble del típico promedio del centro-sur de Chile. Curiosamente, esto se correlaciona espacialmente con la exhumación Plioceno-Reciente concentrada en Nahuelbuta y tasas de alzamiento máximas determinadas desde las terrazas marinas del Pleistoceno en el centro de Arauco, alcanzando $1,8 \pm 0,2$ mm/a, que es casi el doble de la tasa promedio de $0,9 \pm 0,4$ mm/a entre los $33,5$ y 40°S (según datos compilados en Melnick y Echtler (2006)).

Glodny *et al.* (2008) realizaron un estudio termocronológico regional en el centro sur de Chile informando las edades de enfriamiento en trazas de fisión de la Cordillera de Nahuelbuta y

sectores adyacentes a la Cordillera de la Costa. El modelado de datos indican un enfriamiento lento de la Cordillera de Nahuelbuta durante el Cenozoico, con una tasa de exhumación de 0,03-0,04 mm/a hasta $4 \pm 1,2$ Ma, y un aumento $>0,2$ mm/a desde ese momento. En contraste, el modelado de muestras desde las regiones de Valdivia a Concepción ubicadas más al sur (39-40°S) y al norte (36-37°S) de Nahuelbuta, respectivamente, no muestra este aumento en el enfriamiento durante el Plioceno temprano, pero exhibe una tendencia de enfriamiento continuo bastante lento correspondiente a una tasa de exhumación de 0,3-0,04 mm/a en los últimos ~100 Ma. Esta última puede ser considerada como la tasa de exhumación en un contexto regional de larga duración de la Cordillera de la Costa en el centro-sur de Chile, excepto para Nahuelbuta.

Melnick *et al.* (2009) han estudiado la cinemática de la deformación costera a varias escalas de tiempo, principalmente durante el Cenozoico, en el sector del antearco de Arauco–Nahuelbuta. La deformación ha estado dominada por el acortamiento paralelo al margen, la que conduce al alzamiento localizado del bloque de Arauco-Nahuelbuta, mientras que los sectores adyacentes de la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile han permanecido estables. Los autores interpretan este acortamiento localizado como el resultado del movimiento hacia el norte de la microplaca Chiloé (Figura 4.1) y su colisión contra una “barrera”. Esta barrera puede ser el resultado de los efectos de una transición litológica abrupta en las rocas del Basamento Paleozoico y un *slab* menos profundo (manteo de 12,7°, en contraste con los 19,2° y 15° al norte y sur, respectivamente (Krawczyk *et al.*, 2006)) debajo del bloque de Arauco-Nahuelbuta. La microplaca Chiloé es un *sliver* desacoplado de Sudamérica, causada por el desplazamiento de rumbo, paralelo al arco, de la zona de falla Liquiñi-Ofqui. Este movimiento es el responsable de la convergencia oblicua entre las placas Nazca y Sudamérica, así como la colisión oblicua y expansión de la Dorsal de Chile en el borde sur del *sliver*. Esta interpretación de las condiciones del bloque de antearco Arauco-Nahuelbuta es consistente con la cinemática de fallas regionales, datos termocronológicos y geomorfológicos que indican el desacoplamiento de esta microplaca y colisión desde el Plioceno temprano.

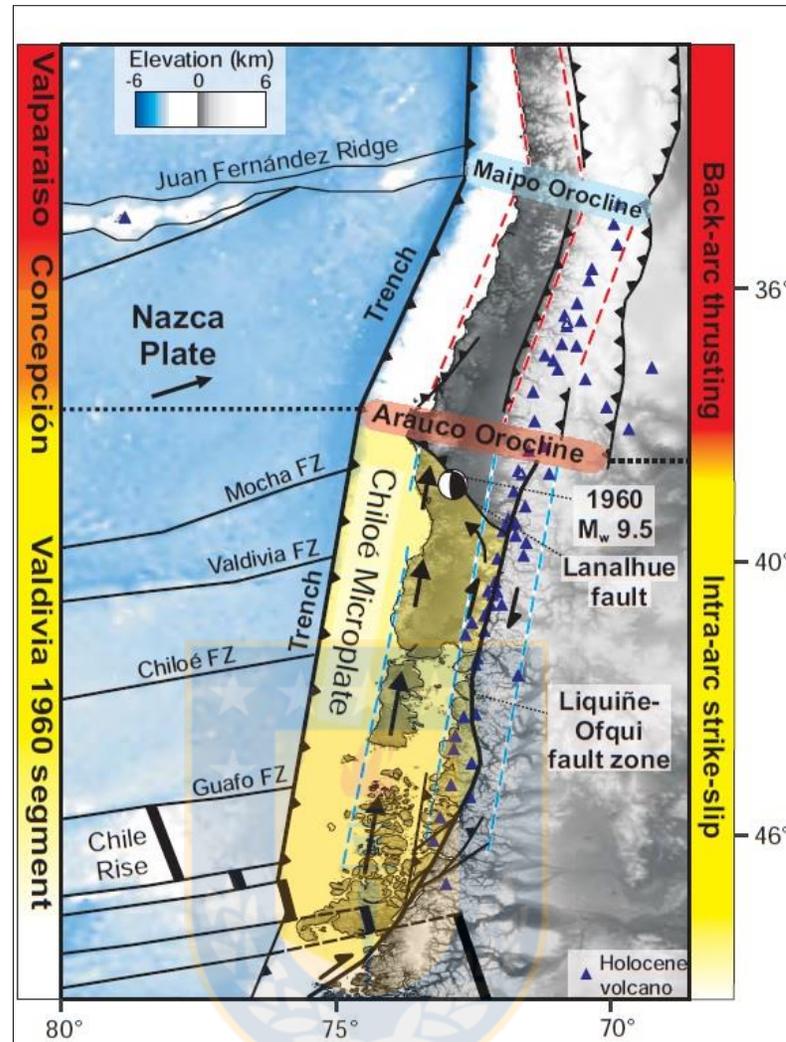


Figura 4.1: Modelo de desacoplamiento de la microplaca Chiloé a lo largo de la zona de falla Liquiñe–Ofqui, lo que genera el acortamiento del bloque de Arauco-Nahuelbuta (Melnick *et al.*, 2009).

4.2.2. ESCALA LOCAL

La cinemática de la zona de falla Lanalhue (Figura 4.2) es la principal responsable de controlar la dinámica del bloque Arauco-Nahuelbuta. Además de este rasgo estructural mayor, existen otras fallas de cinemática desconocida, pero con clara expresión morfológica que forman un despliegue curvo que sigue la topografía (similar a un domo) a lo largo del flanco oriental de la Cordillera de Nahuelbuta. Algunas de estas fallas yuxtaponen sedimentos Triásicos con intrusivos Paleozoicos

y controlan la aparición de varios roof-pendant metamórficos, y por lo tanto, pueden haberse formado antes del Cenozoico.

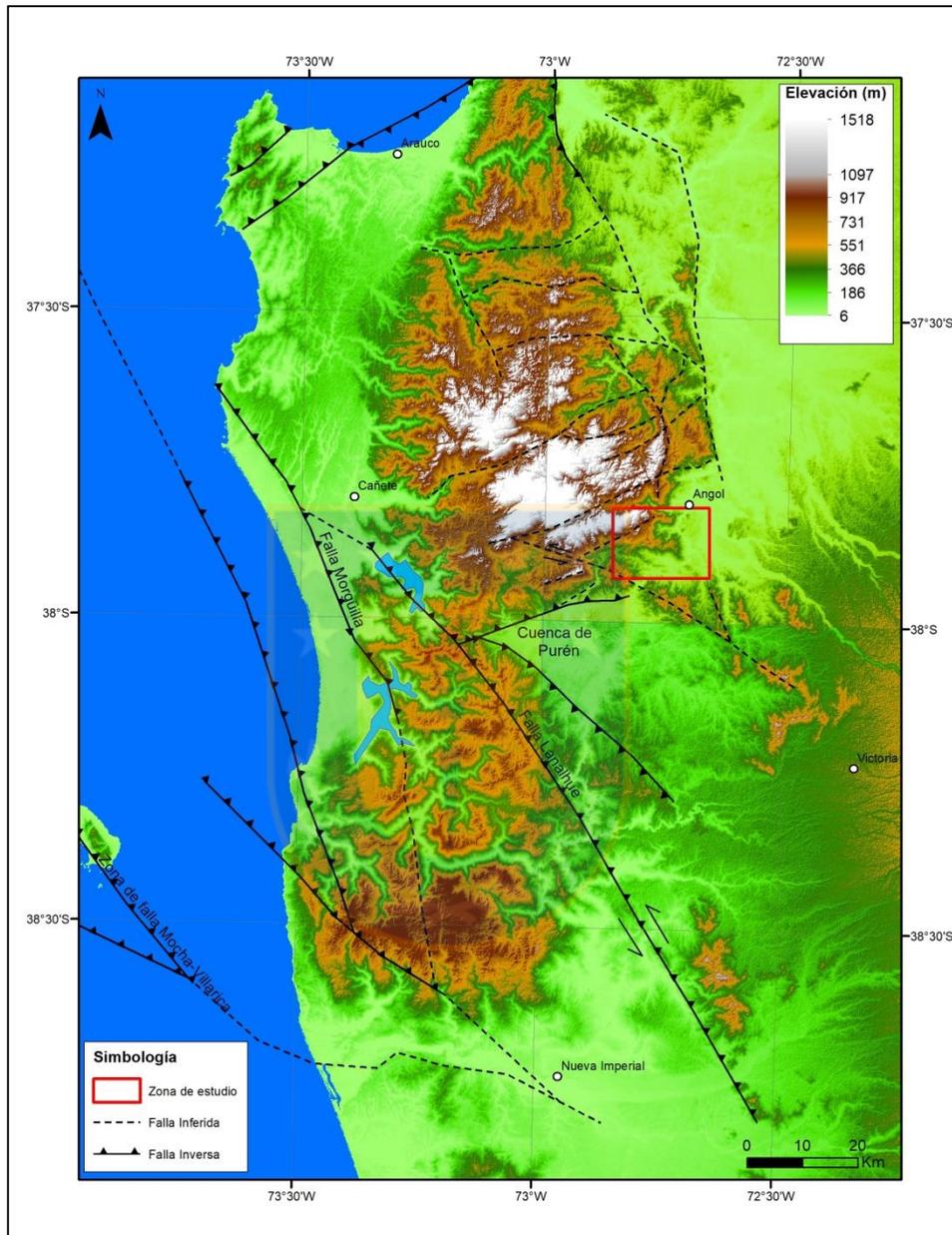


Figura 4.2: Estructuras de escala regional en la zona Arauco-Nahuelbuta (Modificado de Melnick *et al.*, 2009).

La cuenca de Purén es una depresión intermontaña triangular ubicada en el flanco sur de Nahuelbuta, rellena de sedimentos Plio-Cuaternarios de la Formación Malleco. Esta cuenca está

limitada por dos fallas inversas de buzamiento NW y SW que se extienden desde la falla Lanalhue. La falla del norte yuxtapone los intrusivos Paleozoicos y los sedimentos de Malleco, y tiene una clara expresión morfológica con facetas triangulares pronunciadas que sugieren una edad Cuaternaria (Melnick *et al.*, 2009).

Al analizar la zona Arauco-Nahuelbuta con imágenes satelitales, es posible identificar dos orientaciones preferenciales de estructuras, una que sigue paralela a la zona de falla Lanalhue, con una orientación NW-SE y que se localiza más cercano a la fosa, y otro set de estructuras con orientación NE-SW y que se localiza principalmente en la Cordillera de Nahuelbuta.

Además de las estructuras mencionadas anteriormente, se registran en el sector oriental de la Cordillera de Nahuelbuta, en el límite morfológico con el Valle Central, otras estructuras de orientación NNW-SSE. Éstas se relacionan con la formación de la Depresión Intermedia, la cual se reconoce como una cuenca tipo graben limitada por fallas normales.

4.2.2.1. Lineamientos

Un lineamiento constituye una flexión o rasgo físico mapeable en la superficie terrestre, es de forma lineal, rectilínea o suavemente curvilínea (O’Leary *et al.*, 1976), que puede ser simple o compuesto en función de la expresión de su complejidad en el terreno, por lo tanto constituyen “discontinuidades estructurales naturales” de la superficie terrestre y por lo general reflejan fenómenos estructurales del subsuelo.

La observación de lineamientos se realizó a través de un modelo de elevación digital (DEM), en el cual se distinguió una serie de estructuras principalmente de orientación NE-SW y NW-SE, siendo las primeras las predominantes en el área.

Al analizar los lineamientos de manera espacial en el área de estudio, es posible reconocer en el sector noroeste un dominio de estructuras con orientación NE-SW, que corresponde además a las mayores alturas. Las estructuras orientadas NW-SE se identifican principalmente en extensas quebradas que atraviesan gran parte de la zona (Figura 4.3).

Para una mejor visualización de la orientación de los lineamientos, se plotearon las diferentes direcciones a través del programa Steronet (Figura 4.4). En total fueron 56 lineamientos cuyas

longitudes en la mayoría de los casos supera los 1000 m, alcanzando un máximo de 5000 m en lineamientos de orientación NW-SE del sector sur del área de estudio.

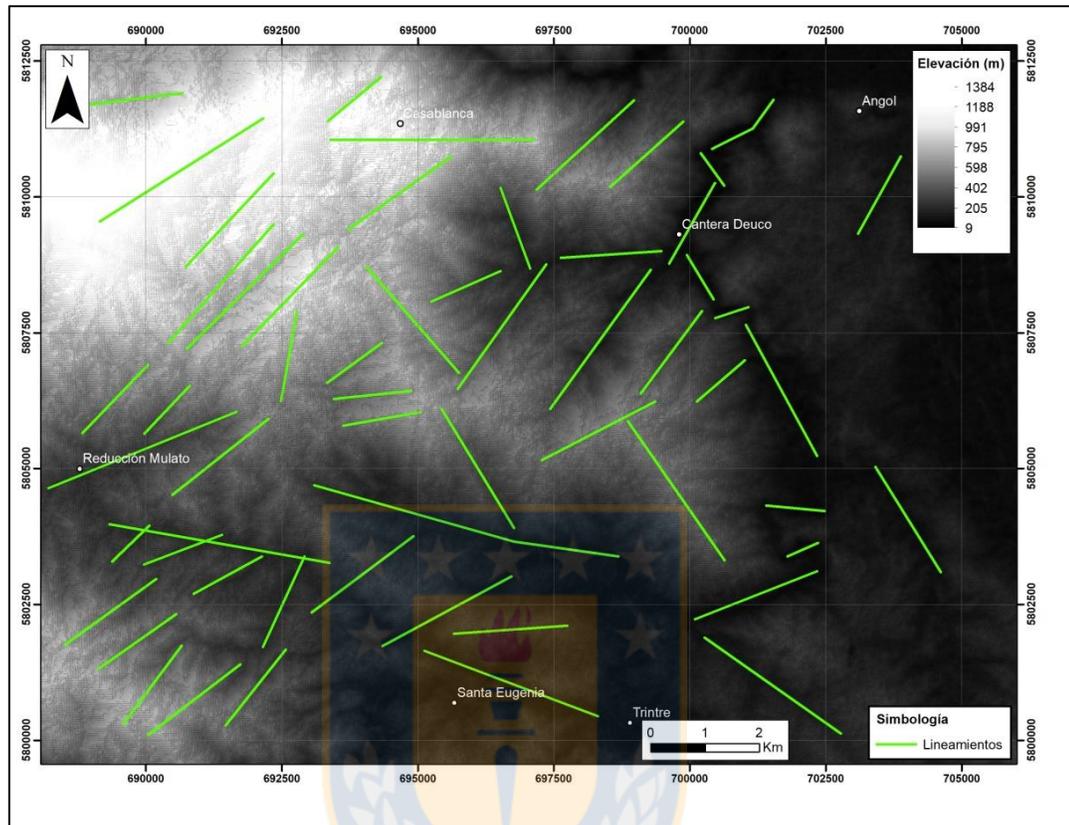


Figura 4.3: Mapa de elevación digital (DEM) con los principales lineamientos en el área de estudio

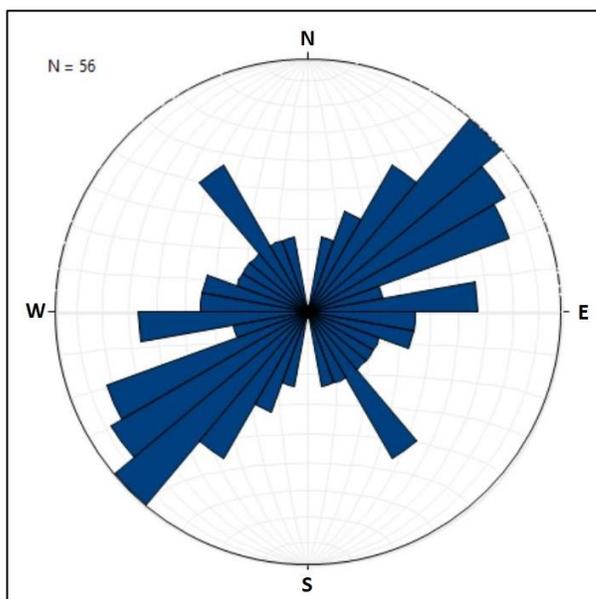


Figura 4.4: Diagrama de roseta con las orientaciones de los diferentes lineamientos presentes en el área de estudio.

Al observar los lineamientos y la geología del área, se distingue principalmente un predominio de estructuras con orientación NE-SW en el sector occidental, justamente en el área donde dominan las rocas del Batolito. Otro grupo de lineamientos coincide con algunos contactos entre unidades.

4.2.2.2. Fallas

Durante las campañas de terreno fue posible medir solo algunas fallas (Tabla 4.1), ya que la calidad de la roca dificultaba observar de mejor manera este tipo de estructuras, además en algunos sectores se observó salbanda de falla.

Tabla 4.1: Información de las fallas medidas y observadas en terreno.

| Coordenadas | | Tipo de Falla y/o | Rumbo | Manteo |
|-------------|---------|-------------------|-------|--------|
| Este | Norte | Característica | | |
| 699563 | 5809023 | Sinistral | NS | 88°W |
| 694888 | 5809658 | | N17°E | 84°W |
| 699563 | 5809023 | Sinistral | N8°W | 85°W |
| 700949 | 5807885 | | N78°E | 85°E |
| 698896 | 5808395 | Inversa | N35°E | 52°E |
| 700174 | 5802689 | Salbanda de falla | N60°E | 82°W |
| 699431 | 5802891 | | N10°E | 74°W |
| 699309 | 5807754 | | N79°W | 55°W |
| 698302 | 5805895 | | N50°W | 62°E |
| 699395 | 5806441 | | N15°W | 47°W |
| 694167 | 5806692 | Normal | N72°E | 38°W |
| 693621 | 580818 | Salbanda de falla | | |
| 692649 | 580807 | Salbanda de falla | | |

Las fallas medidas presentan dos orientaciones preferenciales, una NE-SW con manteos generalmente mayores a 70°, y otra NNW-SSE con menores manteos y algunas con desplazamiento en el rumbo (Figura 4.5). Su distribución en la zona de estudio presenta también

ciertas características, ya que las primeras se localizan principalmente en los sectores de mayor topografía ubicados en el sector oeste, y las segundas, en los sectores más bajos de la zona oriental (Figura 4.6).

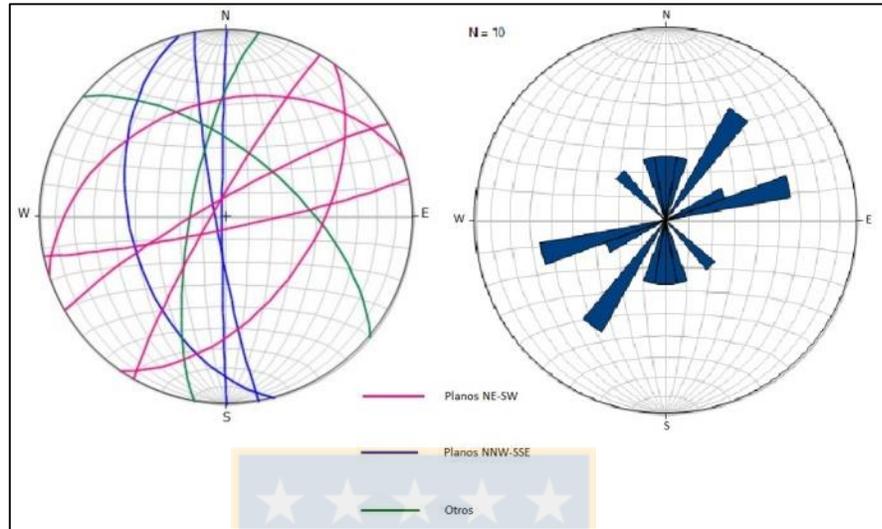


Figura 4.5: Proyección de los planos de fallas y su respectivo diagrama de roseta.

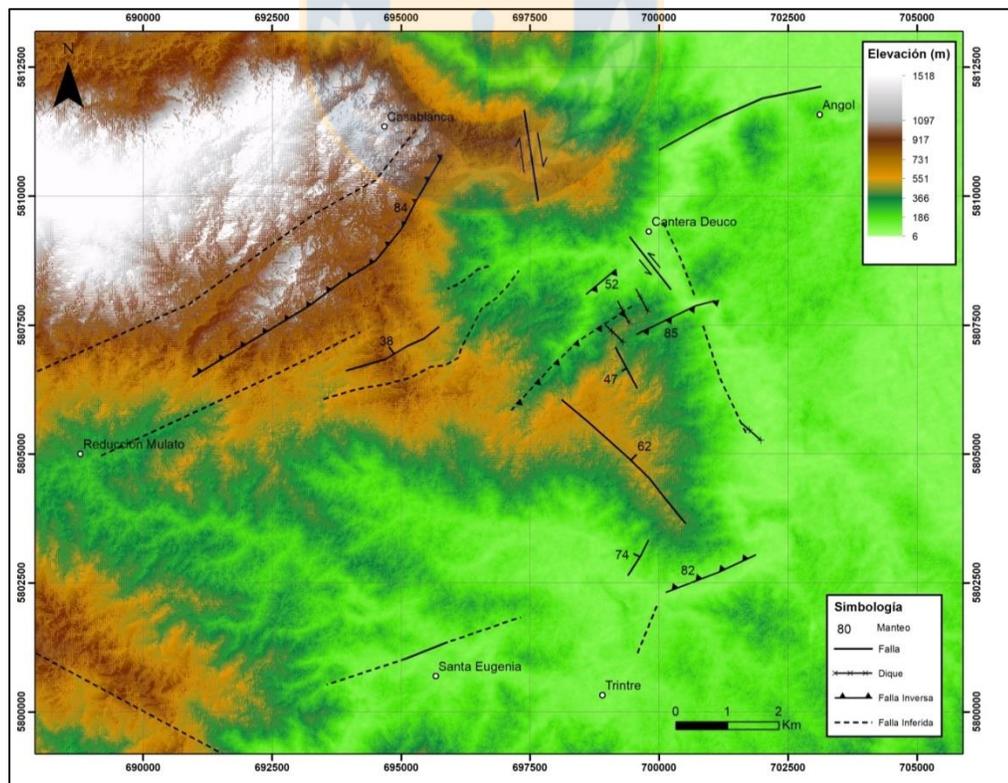


Figura 4.6: Mapa de fallas en el área de estudio.

Las fallas observadas en terreno, más las inferidas a través de imágenes satelitales, se distribuyen por toda el área de estudio afectando a todas las unidades. Sin embargo, es posible observar una relación en algunos contactos, especialmente entre las rocas del Plutón Deuco con las del Batolito y la Serie Oriental.

4.2.2.3. Otras Estructuras

Este trabajo se concentra especialmente en los sectores donde aflora el Plutón Deuco, sin embargo, se identificaron algunas estructuras en las otras unidades que afloran en el área. Entre ellas las más relevantes son diaclasas y foliación metamórfica de las rocas de la Serie Oriental (Figura 4.7a). Además, algunos diques félsicos con orientación preferentemente NNW-SSE localizados principalmente en el sector oriental, y distribuidos a lo largo de todas las unidades (Figura 4.7b).

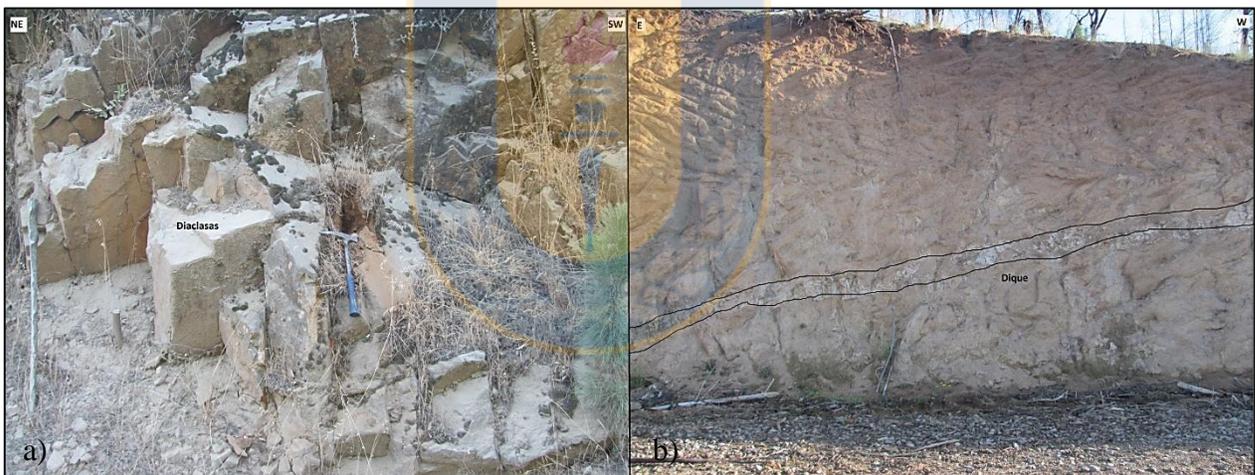


Figura 4.7: a) Juego de diaclasas en las rocas metamórficas de la Serie Oriental. b) Dique félsico intruyendo a rocas del Batolito.

4.2.3. MICROESTRUCTURAS

Las microestructuras se definen como un arreglo a pequeña escala de elementos geométricos y mineralógicos dentro de una roca (Hobbs *et al.*, 1976), y que además están desarrollados de

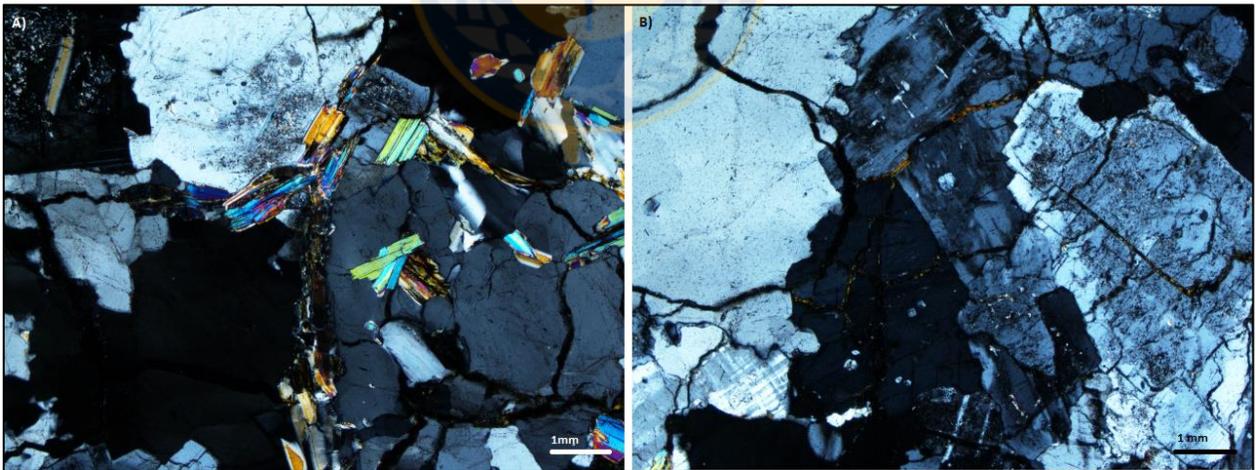
manera penetrativa y repetidamente en todo el volumen de roca. Esto incluye características como la foliación, lineación, orientación cristalográfica preferida y tamaño de grano.

Actualmente el concepto de estructuras magmáticas incluye a toda foliación, lineación y microestructura formadas por alineaciones de cristales en presencia de un fundido, aún en bajos porcentajes, y sin considerar además la causa que las generan (Paterson *et al.* 1989).

4.2.3.1. Plutón Deuco

El Plutón Deuco presenta una forma semiovalada que se extiende en la zona central del área de estudio, con una elongación ENE-SWS del cuerpo principal, y otro pequeño cuerpo con elongación NW-SE más al sur.

A escala microscópica, en el análisis de cortes transparentes del Plutón Deuco, se observa un predominio de la deformación frágil, con bastante fracturamiento de minerales. Algunos cortes transparentes fueron orientados, sin embargo, no se distingue ningún tipo de orientación preferencial, salvo en los sectores de contacto con la roca caja, donde se observa un leve lineamiento de las biotitas.



Fotomicrografía 4.1: Fracturamiento de minerales en rocas del Plutón Deuco. A) Muscovita y minerales opacos rellenando los espacios abiertos. B) Fracturamiento homogéneo de los minerales. Cortes MOR 14 y MOR 13 respectivamente. Nicoles cruzados, aumento 4x.

Díaz (2017) realiza un detallado análisis petrográfico de las rocas del Plutón Deuco, reconociendo en él características microtexturales del tipo hipidiomórfico granular, con tamaños variables de grano grueso a medio y localmente algunas exsoluciones que definen texturas mirmequíticas, mientras que la textura poiquilítica se genera por la microclina englobando cristales de cuarzo y plagioclasa.

Las plagioclasas, con forma subhedral y tamaños promedios de 8 mm, presentan un desarrollo dominante de maclado polisintético, que en ocasiones muestran un grado de deformación asociada a la intrusión de este cuerpo, algunos cristales presentan zonación normal con centros de composición anortítica dominante y albita hacia los bordes, en los cuales aparecen texturas mirmequíticas con vermículas de cuarzo y antipertitas de microclina. Los cuarzos, con tamaños cercanos a los 10 mm, muestran forma anhedral, con extinción ondulosa e intercrecimiento con microclina.

Los cristales de microclina se disponen de manera anhedral a subhedral, con tamaños promedio de 10 mm. Se caracterizan por el desarrollo de la macla tipo escocesa, exsoluciones lamelares de albita, generando pertitas en los cristales del feldespató potásico y se incluye en la albita como intercrecimiento lamelar para generar texturas tipo antipertitas (Díaz, 2017).

Las micas corresponden a biotita y muscovita. La biotita tiene cristales subhedrales de unos 5 mm, generando texturas poiquilíticas junto a plagioclasa y cuarzo. La muscovita define formas subhedrales a euhedrales dimensión promedio de 5 mm, dispuesta en estructuras tipo vetillas.

El fracturamiento observado no presenta una dirección preferencial y afecta de manera homogénea a todos los minerales. Se reconocen muscovita y minerales opacos rellenando los espacios abiertos tipo vetillas e intersticios.

4.2.3.2. Batolito Nahuelbuta

Si bien no es el objetivo de este trabajo analizar las otras unidades presentes en el área, se confeccionaron algunas secciones transparentes con el fin de compararlas con las rocas del Plutón Deuco.

Las rocas del Batolito Nahuelbuta se clasifican como tonalitas y granodioritas de biotita. La textura dominante corresponde a hipidiomórfica granular de grano grueso a medio. La plagioclasa se presenta en formas subhedrales, con tamaños promedio de 3 mm y maclado polisintético. Para las fábricas de intercrecimiento de cristales, se reconocen texturas tipo poiquilítica, y granofírica. El cuarzo se presenta de manera anhedral, con cristales de aproximadamente 6 mm y evidencia una extinción ondulosa. Se desarrolla en los bordes de algunas plagioclasas texturas mirmequíticas, característica del intercrecimiento de ambas fases minerales (Díaz, 2017). La microclina en las granodioritas, aparece de manera anhedral, tamaños variables que alcanzan límites de grano muy grueso (mayor a los 3 cm). Origina algunas texturas poiquilíticas, englobando anfíbol, cuarzo y plagioclasa, además de exsoluciones con cuarzo y pertitas con cristales lamelares de albita.

La biotita está dispuesta de forma subhedral a euhedral, con cristales de tamaños cercano a los 4mm. Desarrolla localmente textura poiquilítica englobando apatito, circón y epidota. El anfíbol aparece en algunas muestras, con formas subhedrales a euhedrales, que forman texturas poiquilíticas con las biotitas. El granate se presenta con cristales euhedrales y tamaños cercanos a los 4 mm.

A diferencia del Plutón Deuco, las otras unidades presentes en el área de estudio no exhiben un fracturamiento tan marcado, al contrario, las rocas del Batolito muestran un fracturamiento muy leve.

5. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LA ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS) se ha transformado en una técnica rápida mediante la cual se puede conocer la fábrica de las rocas. La AMS es controlada por la orientación preferencial de los minerales y, por lo tanto, contiene información sobre la susceptibilidad, orientación y distribución de ellos. Conociendo la composición de los minerales formadores de roca y de sus características de anisotropía magnética es posible determinar la distribución espacial de los granos e inferir el o los procesos geológicos que originaron esa roca.

El presente trabajo se centra en el análisis de la AMS del Plutón Deuco, para ello, este cuerpo intrusivo fue delimitado y posteriormente se extrajeron testigos de roca para su medición. Para una mejor comprensión de los resultados, se obtuvieron muestras tanto en el Plutón Deuco como en las rocas circundantes del Batolito Nahuelbuta y las rocas metamórficas de la Serie Oriental. Además, se encontraron unos cuerpos menores de composición máfica donde también se obtuvieron muestras para AMS, sin embargo debido a la escasez de afloramientos la cantidad de datos no es suficiente para realizar un análisis más profundo y se utilizará con un fin netamente comparativo.

5.1. METODOLOGÍA

Durante el trabajo en terreno se obtuvieron un total de 62 testigos, distribuidos en 19 sitios, los cuales fueron escogidos por la buena calidad de la roca y por corresponder a afloramientos in situ. Lamentablemente los sitios paleomagnéticos analizados no se encuentran distribuidos homogéneamente, esto debido a la escasez de buenos afloramientos, causada por la gran cantidad de plantaciones forestales en el área de estudio (Figura 5.1).

Para extraer los testigos de roca se utilizó una perforadora portátil con lubricación por agua. Cada muestra fue orientada en terreno a través de un inclinómetro y compás magnético. Además, se tuvo especial cuidado en el correcto rotulado de los testigos, identificando el techo de éstos mediante una flecha (Fotografía 5.2)

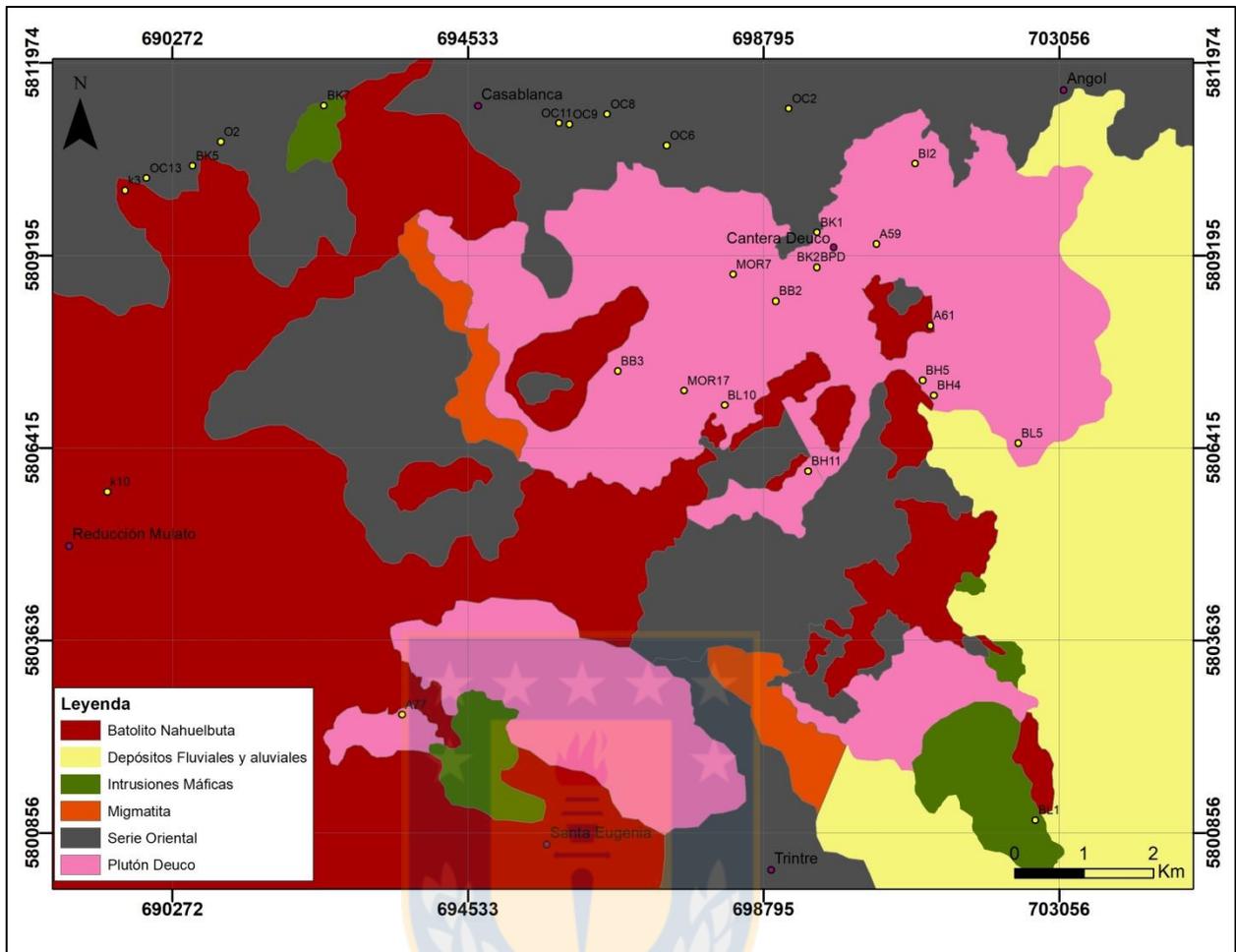


Figura 5.1: Distribución de sitios paleomagnéticos donde se extrajeron muestras de roca para análisis de AMS (Modificado de Díaz, 2017).



Fotografía 5.2: a) proceso de extracción de testigos por medio de una perforadora portátil con lubricación por agua. b) Orientación de las muestras in situ con un inclinómetro y compás magnético.

Posteriormente, los testigos fueron cortados por una sierra de precisión para obtener el largo estándar necesario de cada muestra, que corresponde a 22 mm de largo con 25 mm de diámetro. Además, se procuró obtener un mínimo de 5 especímenes por sitio, con el fin de lograr un correcto análisis.

Finalmente, el análisis de la AMS se llevó a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo y Geomagnetismos del Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA) con un equipo MFK1-FA *Kappabridge* (Agico) (Fotografía 5.3).



Fotografía 5.3: Equipo *Kappabridge* MFK1-FA (Agico) ubicado en el Laboratorio de Paleomagnetismo y Geomagnetismos del Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA).

5.2. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

En este capítulo se analizarán los resultados de AMS obtenidos durante el trabajo en terreno correspondiente a la presente tesis, más datos obtenidos por el Dr. Steenken y por el Sr. Cid en sus respectivas campañas de terreno.

Los resultados de AMS evidencian diferencias entre las rocas del Plutón Deuco, compuestas por granodioritas y monzogranitos (Díaz, 2017), y las del Batolito Nahuelbuta, compuestas por tonalitas y granodioritas (Creixell, 2001). Además, las rocas metamórficas de la Serie Oriental y los cuerpos intrusivos máficos menores presentan valores característicos para su litología.

5.2.1. SUSCEPTIBILIDAD MEDIA (*BULK*) Y MINERALOGÍA

Los resultados de Susceptibilidad Media (Km) obtenidos muestran una clara diferencia entre las diferentes unidades reconocidas en el área de estudio (Figura 5.2).

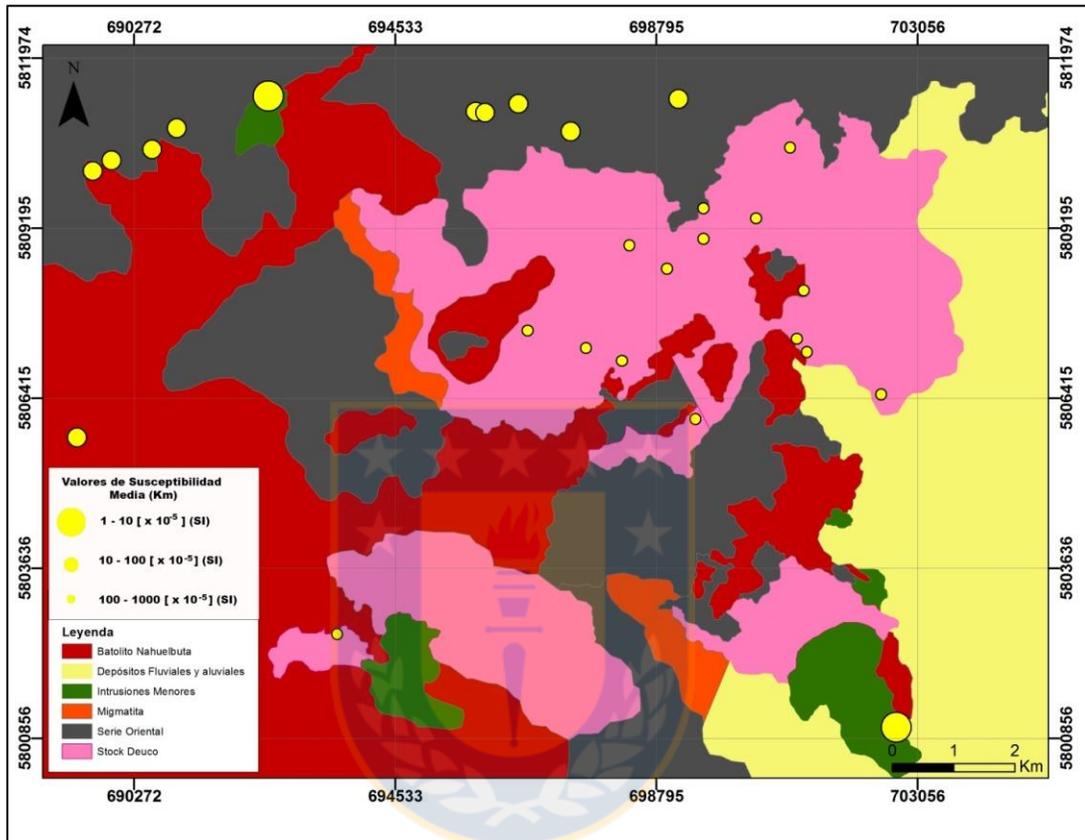


Figura 5.2: Mapa de distribución de los valores de Susceptibilidad Media dentro del área de estudio.

Es así como se encuentran valores bajos para las rocas del Plutón Deuco y valores muy altos para las rocas máficas. La Anisotropía Magnética de las rocas depende de la anisotropía individual de los minerales que la componen y el grado de lineación de estos granos anisótropos (Tarling y Hrouda, 1993), es por ello que es importante identificar los minerales responsables de la anisotropía de las rocas. En muchas rocas son sólo dos o tres minerales los que dominan la distribución de la susceptibilidad.

- **Plutón Deuco:** Los valores de Susceptibilidad Media muestran valores bajos que fluctúan entre los 2,5 y 9,6 [$\times 10^{-5}$] (SI). Estos valores reflejan que la composición principal de la

roca está compuesta por minerales diamagnéticos (cuarzo ~30% y plagioclasa ~29%) y que la susceptibilidad está dominada por los minerales paramagnéticos de biotita y muscovita (~9% y ~6% respectivamente) (Gráfico 5.1).

- **Batolito Nahuelbuta:** Los valores de Susceptibilidad Media varían entre los 1,2 y 3,2 [$\times 10^{-4}$] (SI), dominando los minerales paramagnéticos como biotita (~18%) y anfíbol (~6%).
- **Rocas Metamórficas:** Los valores de Susceptibilidad Media de la roca caja fluctúan entre 1 y 3,7 [$\times 10^{-4}$] (SI), muy similar a los obtenidos en el Batolito Nahuelbuta. La mineralogía encontrada en las rocas metamórficas responsable de los valores de susceptibilidad está compuesta principalmente por biotita (~40%) y muscovita (~15%).
- **Rocas Máficas:** Los valores de Susceptibilidad Media en estas rocas evidencian valores muy altos, entre 1,4 a 4 [$\times 10^{-3}$] (SI). Esto refleja el dominio de minerales paramagnéticos como los anfíboles (~60%) y ferromagnéticos (Gráfico 5.1), principalmente magnetita (~4%).

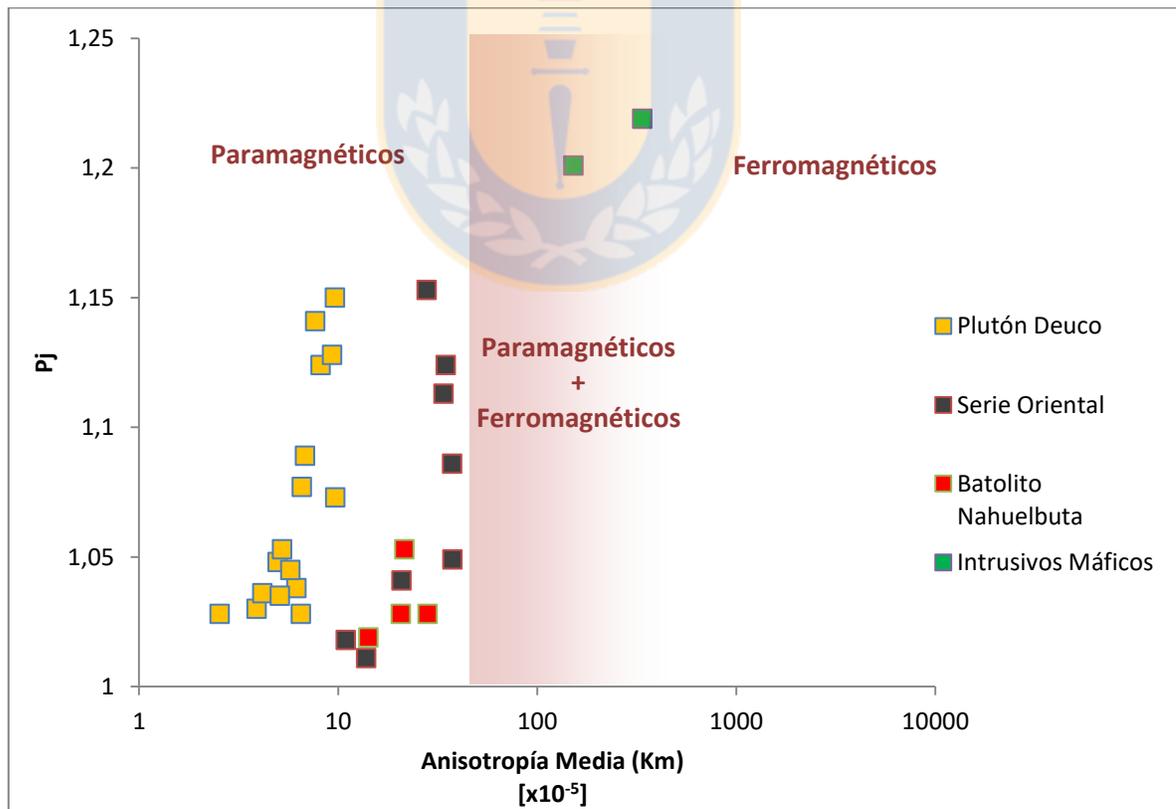


Gráfico 5.1: Anisotropía Media (Km) versus Anisotropía corregida (Pj). En tonalidades rosadas se observa el límite de dominio de minerales ferromagnéticos según Tarling y Hrouda, 1993.

5.2.2. PARÁMETROS ESCALARES Y FORMA DEL ELIPSOIDE

5.2.2.1. Grado de Anisotropía (P)

El grado de anisotropía se basa en los valores de las susceptibilidades máximas y mínimas.

En el área de estudio, los valores de P varían entre 1,011 a 1,145, encontrándose los valores más bajos en las rocas del Batolito Nahuelbuta y los más altos tanto en el Plutón Deuco como en las rocas metamórficas de la Serie Oriental (Gráfico 5.2).

Grado de Anisotropía Corregido (Pj)

Jelinek en 1981, propone un grado de anisotropía corregido donde incorpora tanto el valor intermedio y medio de susceptibilidades en lugar de sólo el máximo y mínimo, y es por lo tanto, más informativo que el parámetro P solo.

Dentro del área de estudio los valores van desde los 1,011 a 1,153 y su distribución presenta un comportamiento similar a los obtenidos para el grado de anisotropía P.

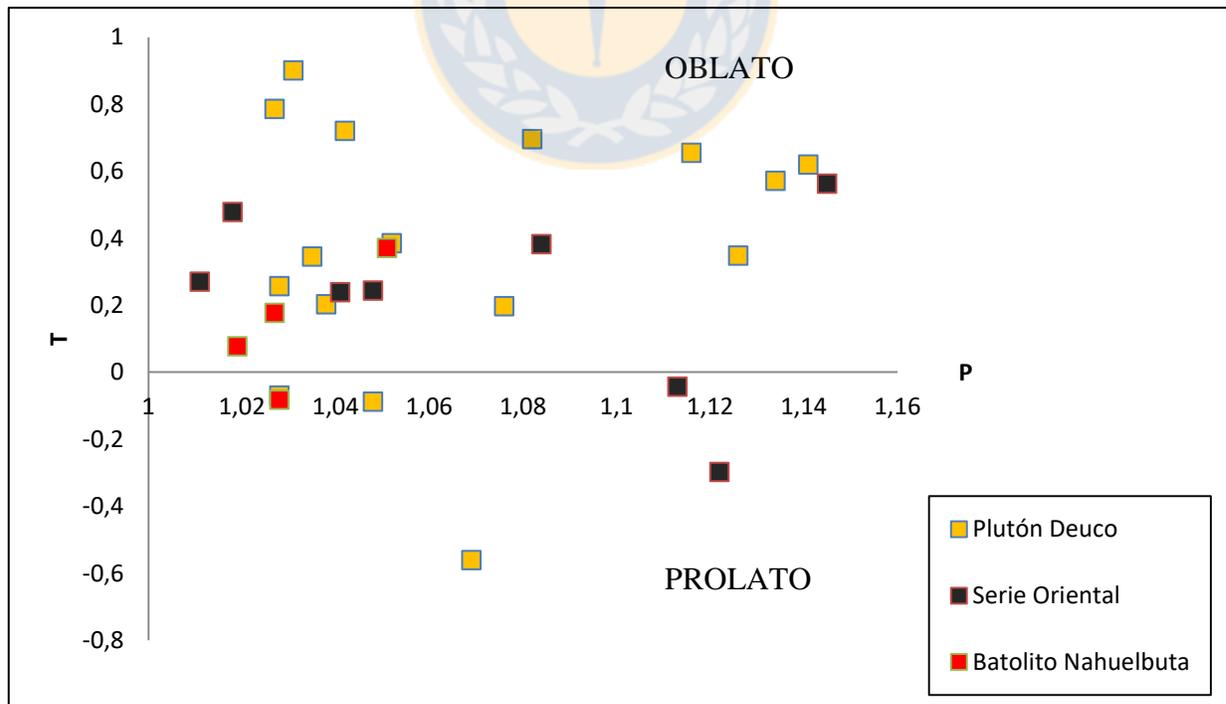


Gráfico 5.2: Valores de los parámetros P y T para las rocas aflorantes en el área de estudio.

5.2.2.2. Parámetro T

El parámetro T es preferible a la mayoría de los demás parámetros generales de forma, ya que para obtener su valor se incluyen los valores de las tres principales susceptibilidades y es simétrica en su distribución de valores en todo el rango de elipsoide.

En el área de estudio, la gran mayoría de las rocas estudiadas presentan valores de $0 < T \leq 1$, es decir, con formas oblatas o de disco. Sin embargo, se observan algunos casos aislados con valores $0 > T \geq -1$, las que corresponden a formas prolatas (Gráfico 5.2). Cabe señalar que no existe ningún patrón distintivo en cuanto al parámetro T y la unidad de roca analizada, presentando todas las unidades formas oblatas y en menor medida formas prolatas. Lo que sí podría destacarse es que las rocas del Plutón Deuco, en general, presentan valores de T mayores a los obtenidos para las rocas del Batolito Nahuelbuta y las rocas metamórficas de la Serie Oriental.

5.2.2.3. Lineación Magnética (L)

Los valores de intensidad de la lineación se concentran principalmente entre los 1 y 1,04, abarcando la mayoría de las unidades presentes en el área de estudio, principalmente las del Batolito Nahuelbuta y Plutón Deuco. Sin embargo, algunas muestras de roca de la Serie Oriental presentan valores mayores, llegando incluso a los 1,08 (Gráfico 5.3).

En cuanto a la dirección de la lineación, se observan diferencias relacionadas con la litología. Las rocas del Plutón Deuco presentan direcciones de inclinación principalmente hacia el NW con un buzamiento entre los $22^\circ - 27^\circ$ y hacia el SE con una inclinación entre los $52^\circ - 65^\circ$, además se observa un tercer grupo con una dirección de lineación hacia el WNW y buzamiento diversos, llegando incluso a algunos $>80^\circ$ (Figura 5.3).

Las rocas de la Serie Oriental presentan esencialmente una dirección de lineación hacia el S (Figura 5.4) con un manteo entre $20^\circ - 50^\circ$. Además en general, tanto en las rocas metamórficas como en las del Batolito Nahuelbuta, el buzamiento de la lineación no sobrepasa los 67° .

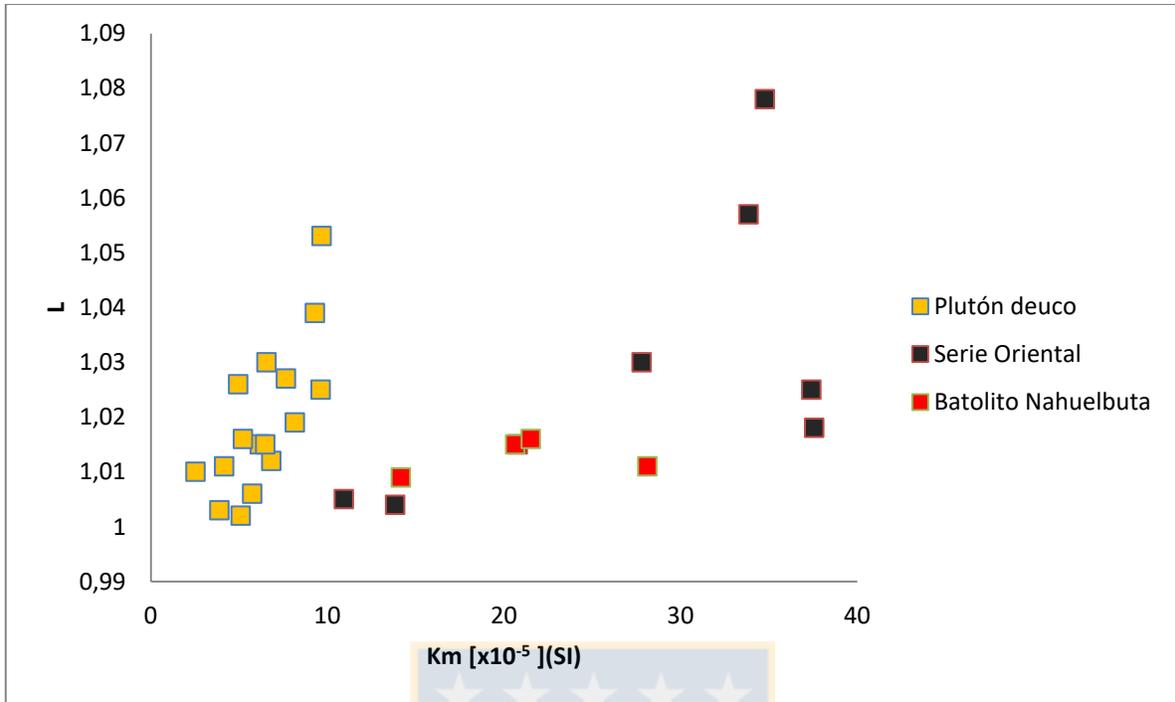


Gráfico 5.3: Valores de Lineación para las diferentes unidades del área de estudio.

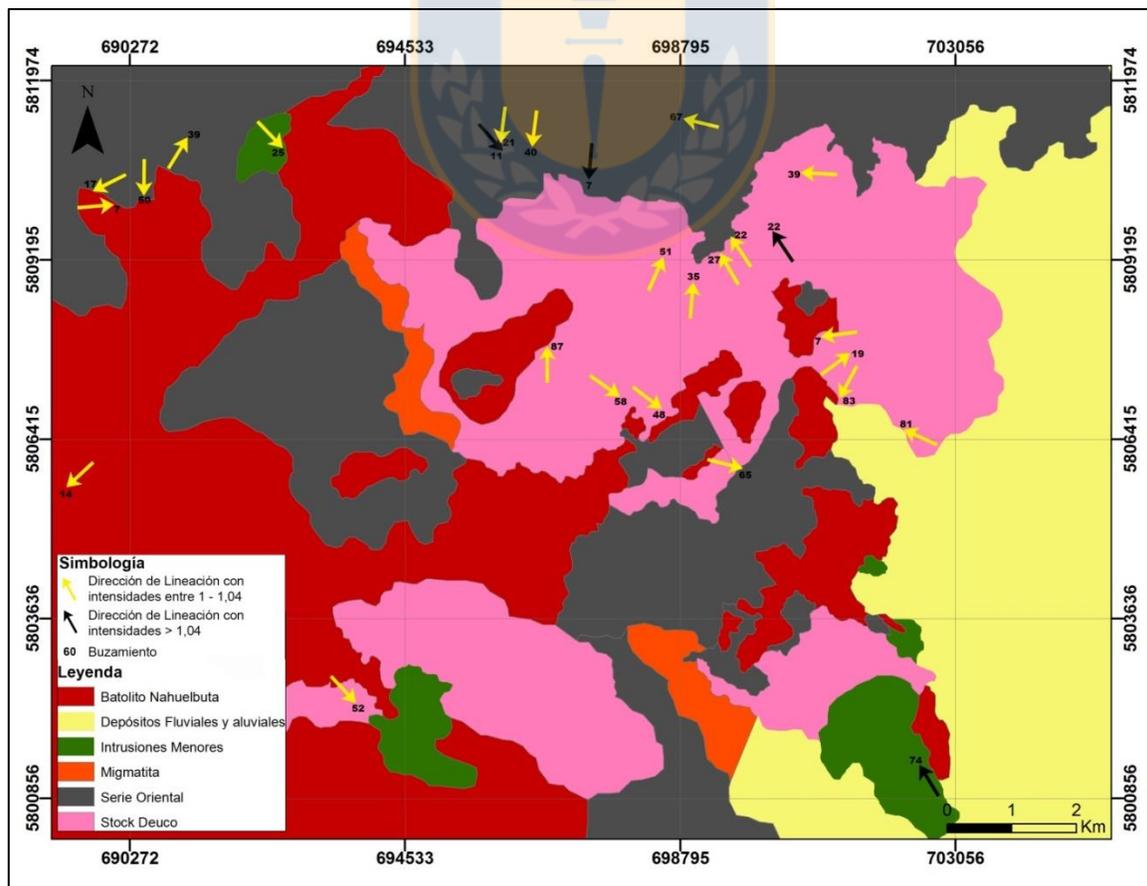


Figura 5.3: Mapa de dirección y buzamiento de la lineación en el área de estudio.

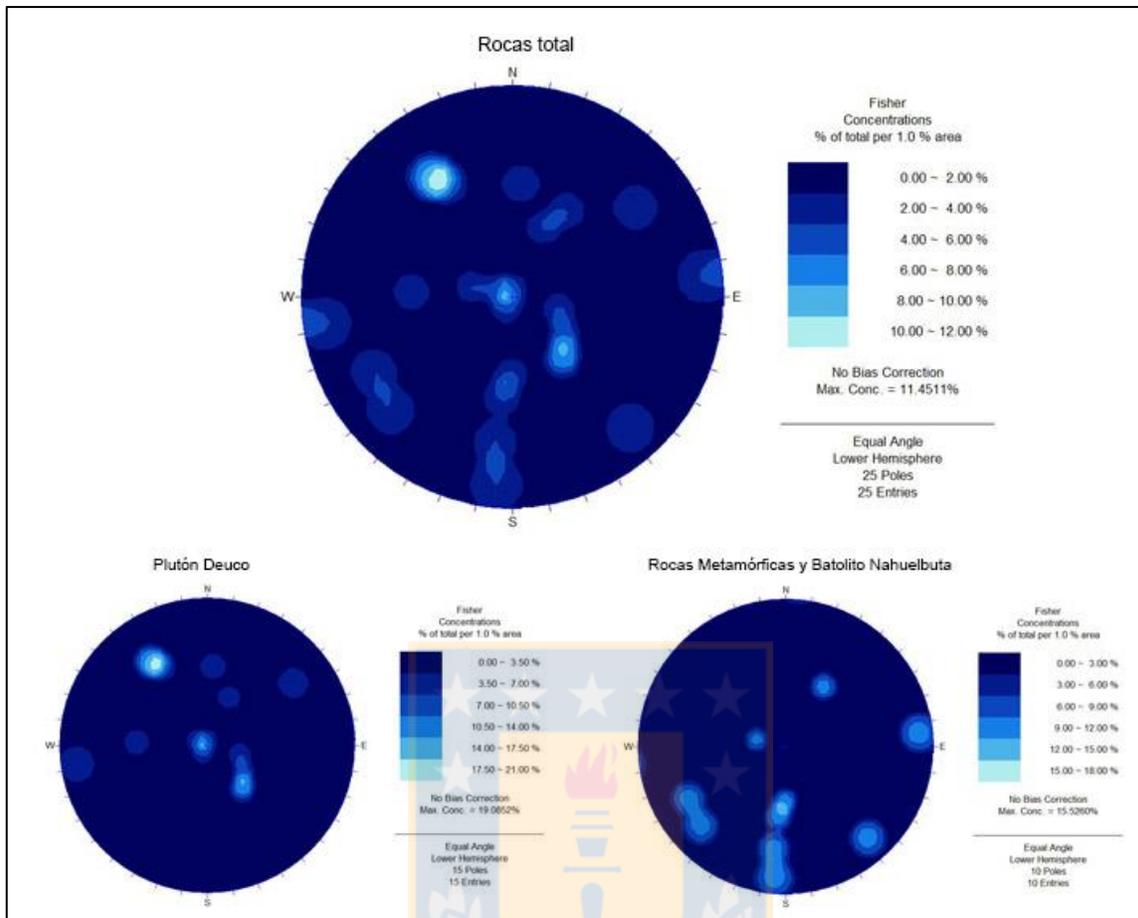


Figura 5.4: Líneas de contorno de la dirección y buzamiento de la lineación las diferentes unidades presentes en el área de estudio.

5.2.2.4. Foliación Magnética (F)

La intensidad de la foliación magnética se concentra entre los 1 y 1,05 para la gran mayoría de las rocas presentes en el área de estudio. Valores más altos de foliación se encuentran en las rocas del Plutón Deuco y algunas muestras de la Serie Oriental (Gráfico 5.6).

En relación al rumbo y manteo de las foliaciones, a grandes rasgos, las rocas del Plutón Deuco poseen rumbos NW-SE y las rocas metamórficas y del Batolito Nahuelbuta una orientación NE-SW (Figura 5.5).

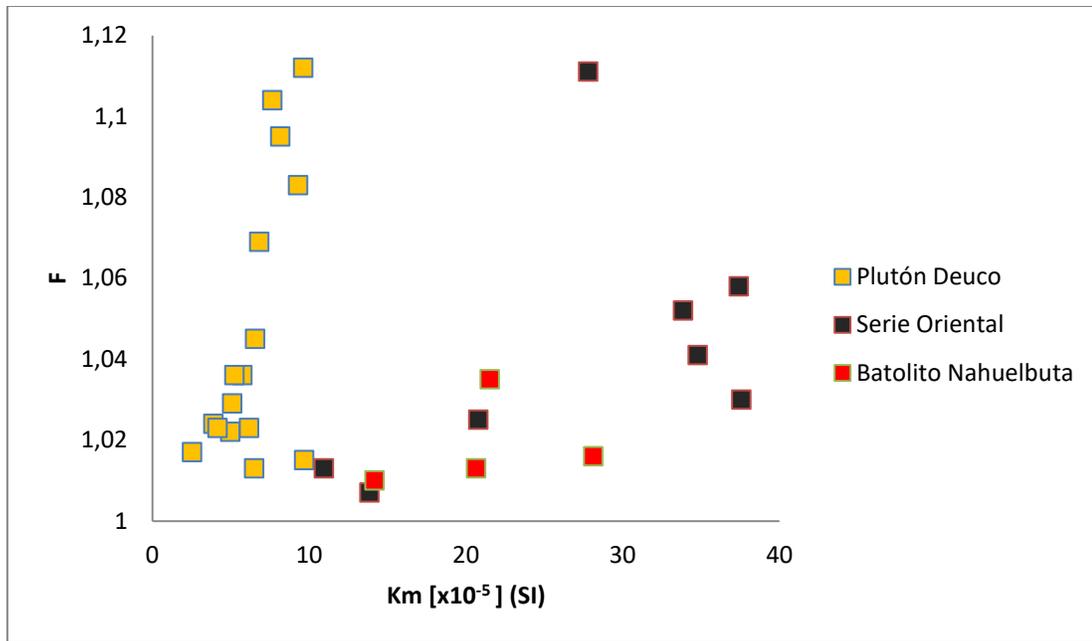


Gráfico 5.4: Valores de Foliación para las diferentes unidades del área de estudio.

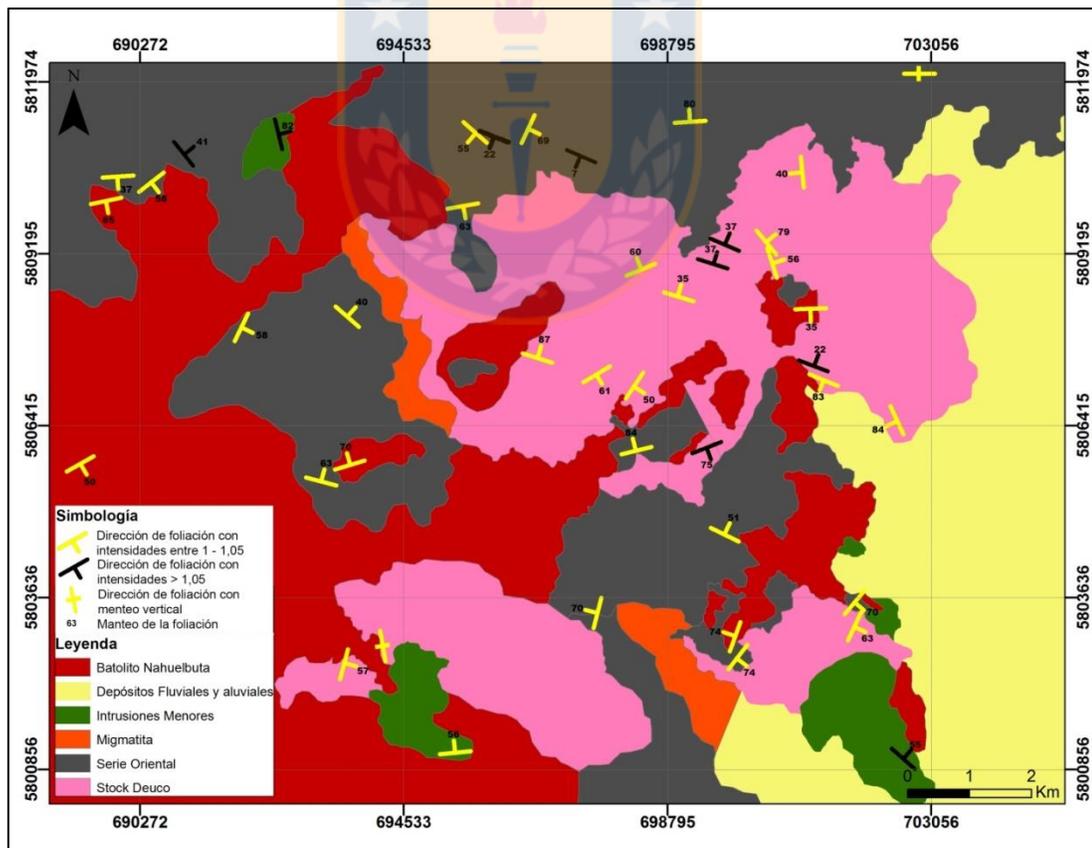


Figura 5.5: Mapa de dirección y buzamiento de la foliación en el área de estudio

Al analizar con mayor detalle las rocas del Plutón Deuco, donde hay un predominio de la foliación por sobre la lineación, se observa el desarrollo de un set principal con rumbo WNW-ESE y manteos que varían entre 22° - 37° E. Adicional a esto, se distinguen otros dos set con rumbos ENE-WSW y NW-SE con manteos entre 60° - 75° W y 40° - 80° W respectivamente.

En cuanto a las rocas del basamento metamórfico y las del Batolito Nahuelbuta, existe un predominio de foliación con rumbo ENE-WSW y manteos entre 37° - 80° S. Además es posible observar otros set de foliación con rumbos NW-SE y NE-SW, con manteos entre 22° - 55° S y 55° - 77° E respectivamente (Figura 5.6).

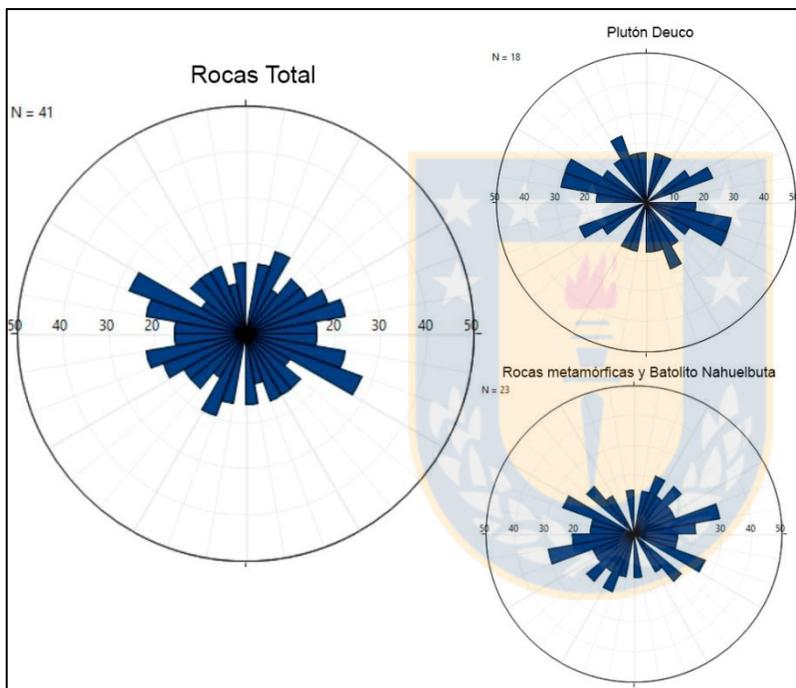


Figura 5.6: Diagrama de roseta con las orientaciones de las foliaciones de las diferentes unidades del área de estudio.

El siguiente gráfico 5.5 señala la relación existente en la foliación y lineación magnética. Como se puede apreciar, en las rocas de la Serie Oriental hay un predominio de la lineación por sobre la foliación, a diferencia de las rocas del Plutón Deuco, donde la foliación es predominante.

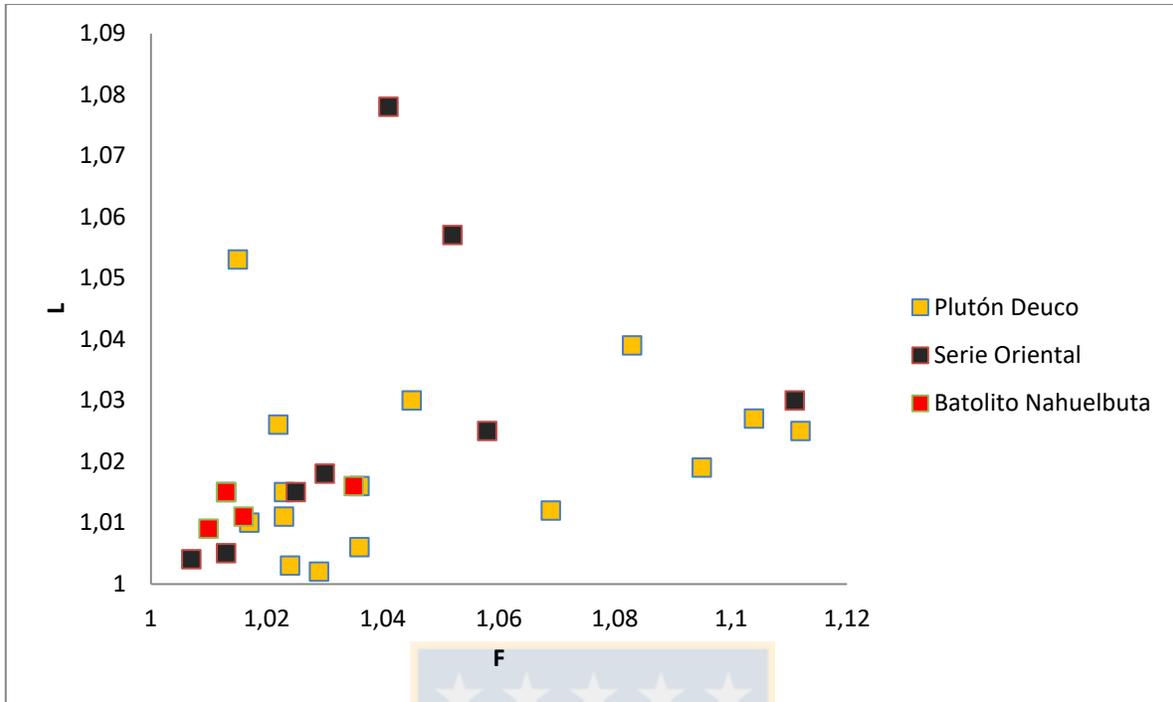


Gráfico 5.5: Foliación (F) versus lineación (L) de las unidades del área de estudio.

5.2.3. REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LA ANISOTROPÍA

Para una mejor comprensión de los datos de anisotropía obtenidos en las rocas analizadas, se utiliza la representación gráfica de ésta. Los análisis efectuados se agrupan en dos, uno que muestra las rocas del Basamento Metamórfico en conjunto con las del Batolito Nahuelbuta (Figura 5.7), y otro que representa a las rocas del Plutón Deuco (Figura 5.8).

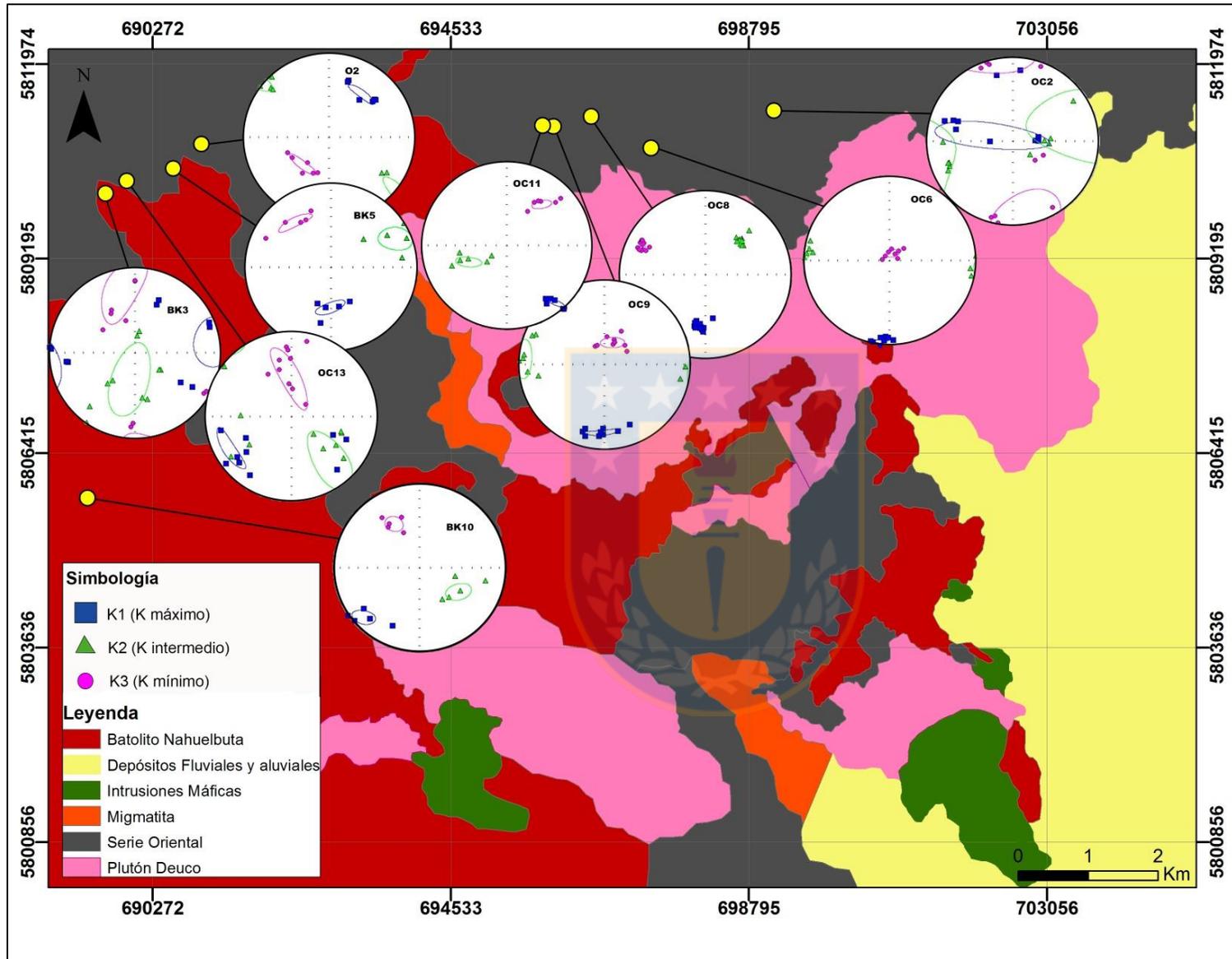


Figura 5.7: Elipsoide de AMS de las rocas metamórficas de la Serie Oriental y rocas del Batolito Nahuelbuta.

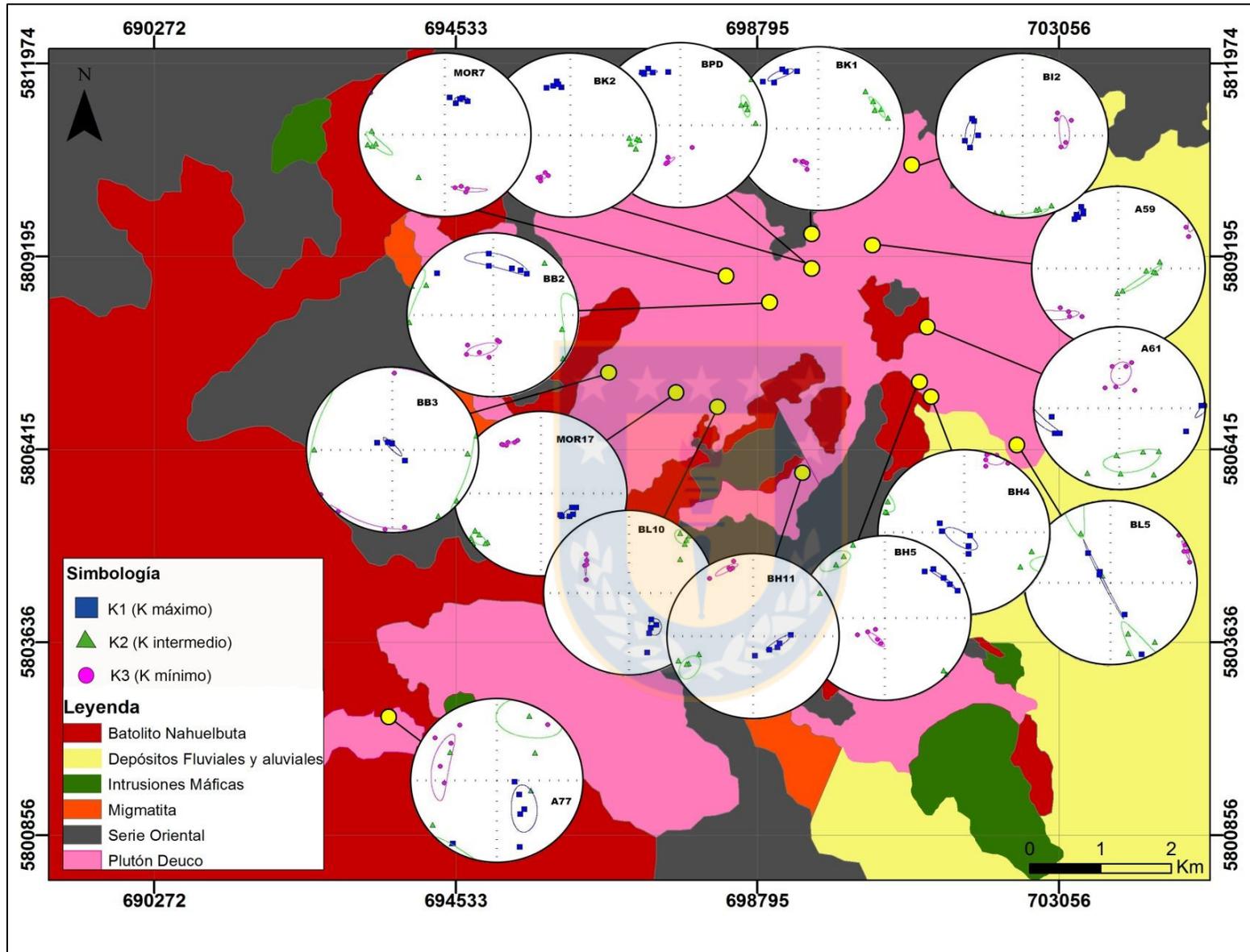


Figura 5.8: Elipsoide de AMS del Plutón Deuco.

6. DISCUSIONES

6.1. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

6.1.1. ESTRUCTURAS LOCALES Y SU RELACIÓN CON ESTRUCTURAS REGIONALES.

Los lineamientos presentes en la zona de estudio se pueden clasificar en dos grupos, el principal con orientación NE-SW y otro con orientación de estructuras NW-SE. Se observa una relación entre los lineamientos observados con los modelos de elevación digital (DEM) y las fallas medidas en terreno, siendo las principales las con rumbo NE-SW y, que en algunos casos, coinciden con las mayores alturas y algunos contactos entre las unidades. En la zona central del Plutón Deuco es posible observar roof-pondat de rocas del basamento, aparentemente delimitados por fallas (Figura 6.1).

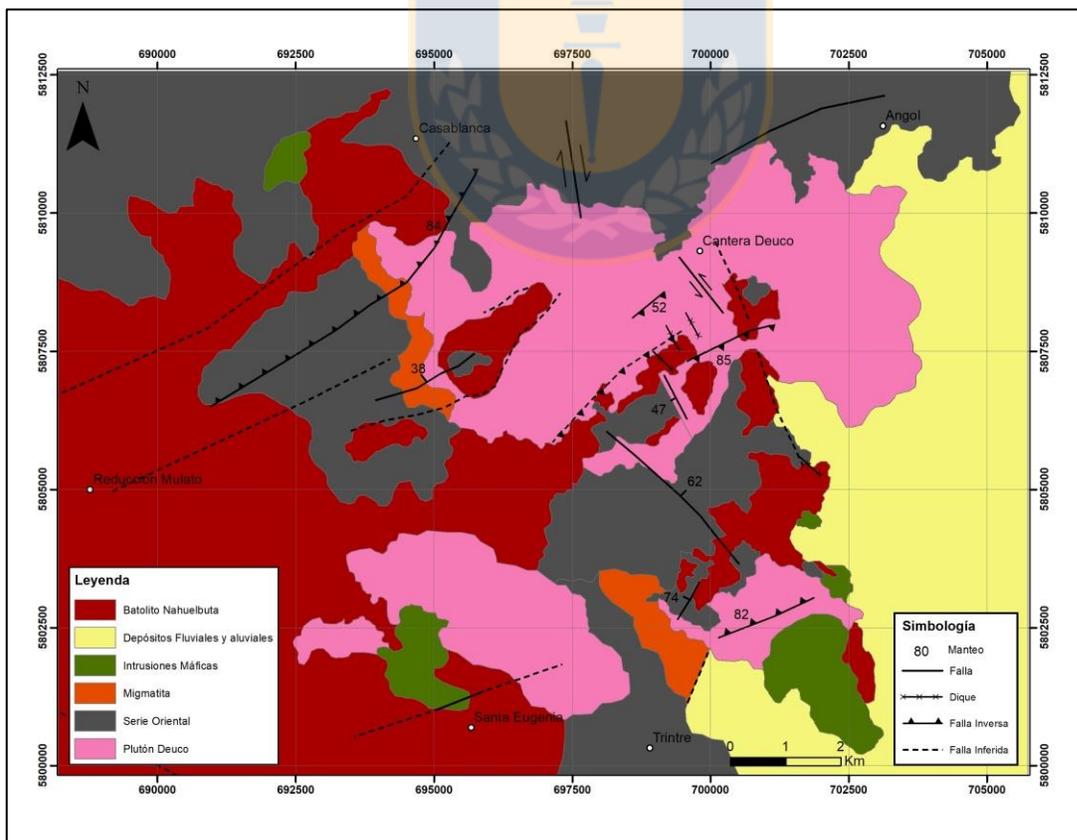


Figura 6.1: Mapa geológico de la zona de estudio donde se incluye la litología y estructuras.

El predominio de estructuras de orientación NE-SW es consistente con la falla norte que dio origen a la cuenca de Purén y con varias estructuras de igual dirección presentes en el resto de la Cordillera de Nahuelbuta (Figura 6.2). Según Melnick *et al.* (2009) la falla norte de la cuenca de Purén presenta una clara expresión morfológica con marcadas facetas triangulares que sugieren una edad Cuaternaria. Considerando que en el área de estudio las fallas NE-SW son las que presentan un mayor dominio morfológico, limitando las zonas de mayor altura con las de menor

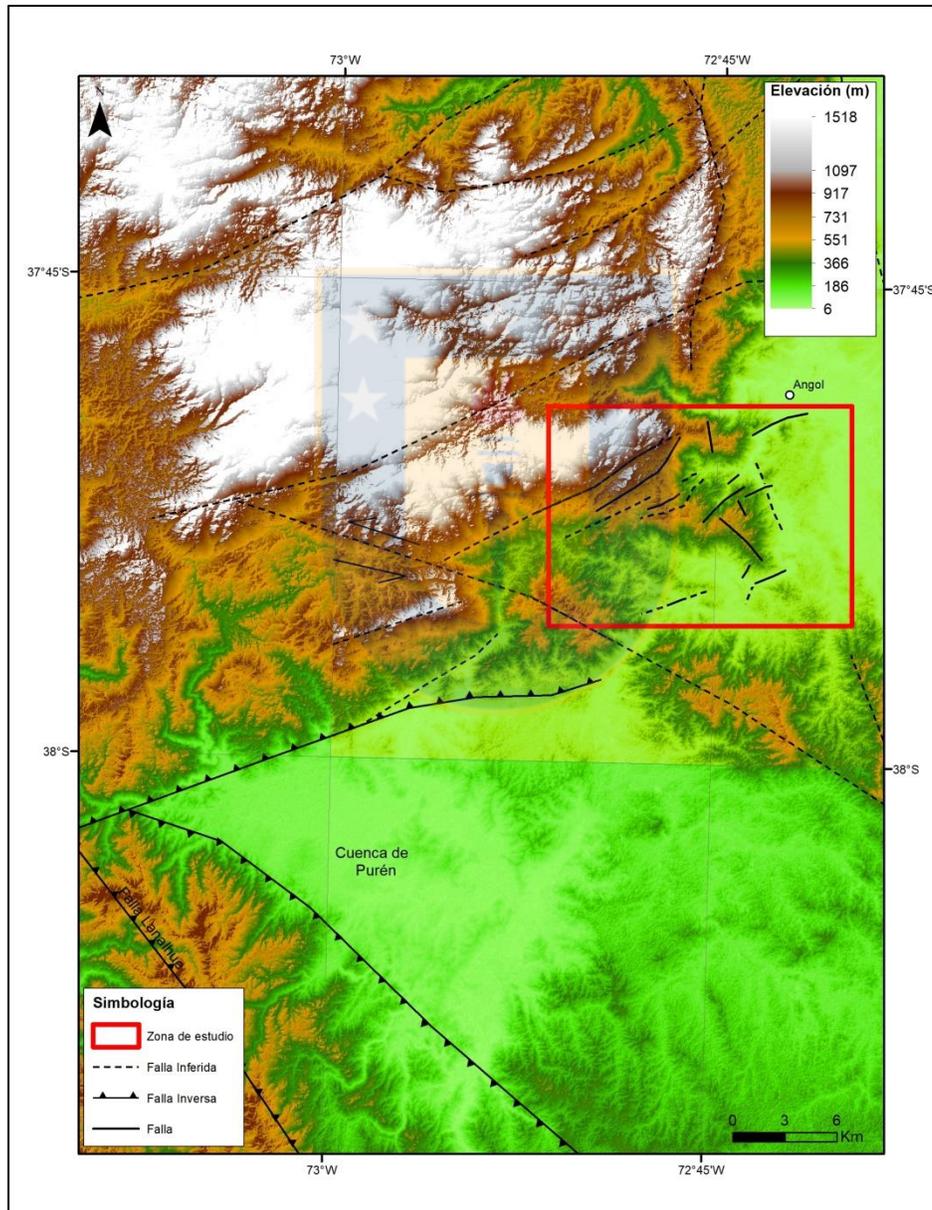


Figura 6.2: Mapa de elevación donde se observan las fallas regionales y las fallas locales dentro del área de estudio.

elevación, se podría inferir que su edad sería también Cuaternaria. No obstante, Vásquez (2001) reporta un aumento en los niveles de exhumación de norte a sur en la Cordillera de Nahuelbuta. Estos distintos niveles de exhumación están probablemente relacionados con una tectónica de bloques controlada por estructuras de dirección ENE-WSW, las que según Frutos y Tobar (1975) habrían actuado durante el periodo Permo-Triásico. Esto hace presumir que el predominio de estructuras NE-SW, no tan solo en la zona de estudio, sino también a nivel regional en la Cordillera de Nahuelbuta, han sido rasgos estructurales heredados de una dinámica más antigua, tal como sucede con la Zona de Falla Lanalhue, a la que se le asigna una actividad de larga data y que ha controlado de manera significativa la dinámica del bloque Arauco-Nahuelbuta.

Otro set de estructuras presentes en la zona de estudio, tanto fallas como diques, que fueron identificadas por modelos de elevación digital así como por observación en terreno, son las con orientación NNW-SSE. Estas se distribuyen especialmente en el sector oriental, principalmente en el límite con el Valle Central, por lo que su cinemática se relacionaría con la formación de este valle.

6.1.2. INTERPRETACIÓN DE LAS MICROESTRUCTURAS

Las rocas del Plutón Deuco presentan una textura principalmente de tipo hipidiomórfica granular. Se reconocen cristales de plagioclasa, cuarzo y microclina con formas anhedrales a subhedrales y tamaños cercanos a los 10 mm, además, biotitas y muscovitas con formas suhedrales a euhedrales y tamaños promedio de 5 mm. Se observa un fracturamiento en todas las muestras de esta unidad, sin una dirección preferencial y afectando de manera homogénea a todos los minerales. En los espacios generados por el fracturamiento, se identifican minerales de muscovita y opacos rellenando estas zonas abiertas tipo vetillas e intersticios.

El análisis microestructural de las secciones delgadas confirma el carácter magmático de estas fábricas, ya que tanto el cuarzo como el resto de los minerales no presentan signos importantes de deformación interna. Además, los valores de P (Gráfico 5.2) son coherentes con este origen magmático de las fábricas.

El predominio del fracturamiento de minerales se reconoce en la totalidad de los cortes transparentes del Plutón Deuco, sin embargo las otras unidades presentes en el área de estudio no

muestran un fracturamiento tan marcado, al contrario, las rocas del Batolito exhiben un fracturamiento muy leve. Esto se explica por la distribución espacial que presenta el Plutón Deuco, en el borde oriental de la Cordillera de Nahuelbuta, donde las estructuras cuaternarias que dieron origen al Valle Central actuaron de manera más intensa, permitiendo el fracturamiento de minerales y la inyección de cuerpos intrusivos tardíos más diferenciados como los diques.

6.2. ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

6.2.1. RELACIÓN ENTRE LA MINERALOGÍA Y LAS PROPIEDADES DE LA AMS

Las rocas del Batolito y del basamento metamórfico presentan valores de susceptibilidad entre 1 y $3,7 \times 10^{-4}$ (SI), lo que permite definirlos como rocas débiles, en cuyo caso la fábrica magnética está controlada por la orientación de los minerales paramagnéticos dentro de la estructura cristalina, tales como biotita (~18%) y anfíbol (~6%) en las rocas intrusivas y, biotita (~40%) y muscovita (~15%) en las rocas metamórficas.

La susceptibilidad media del Plutón Deuco muestra los valores más bajos en comparación al resto de las rocas encontradas en el área de estudio ($2,5$ a $9,6 \times 10^{-5}$) (SI). Esto se explica porque la composición mineralógica principal está formada por minerales diamagnéticos como el cuarzo (~30%) y la plagioclasa (~29%), y algunos paramagnéticos tales como biotita y muscovita (~9% y ~6% respectivamente), los que son los responsables de la susceptibilidad. Así, al igual que las rocas del basamento, estas rocas se clasifican como débiles y la fábrica magnética está controlada por la fracción de minerales paramagnéticos.

Además, dentro de las zonas donde aflora este intrusivo, es el sector de la Cantera Deuco donde se encuentran los valores más altos de anisotropía media (Figura 6.3). Al comparar la mineralogía de las distintas zonas de afloramiento de este intrusivo, se distingue que es en este lugar donde la cantidad de muscovita es muy superior al resto de las muestras (~12% en comparación al promedio del 5%), por lo que los valores de susceptibilidad media mayores en esta zona se asocian a la mayor presencia de este mineral.

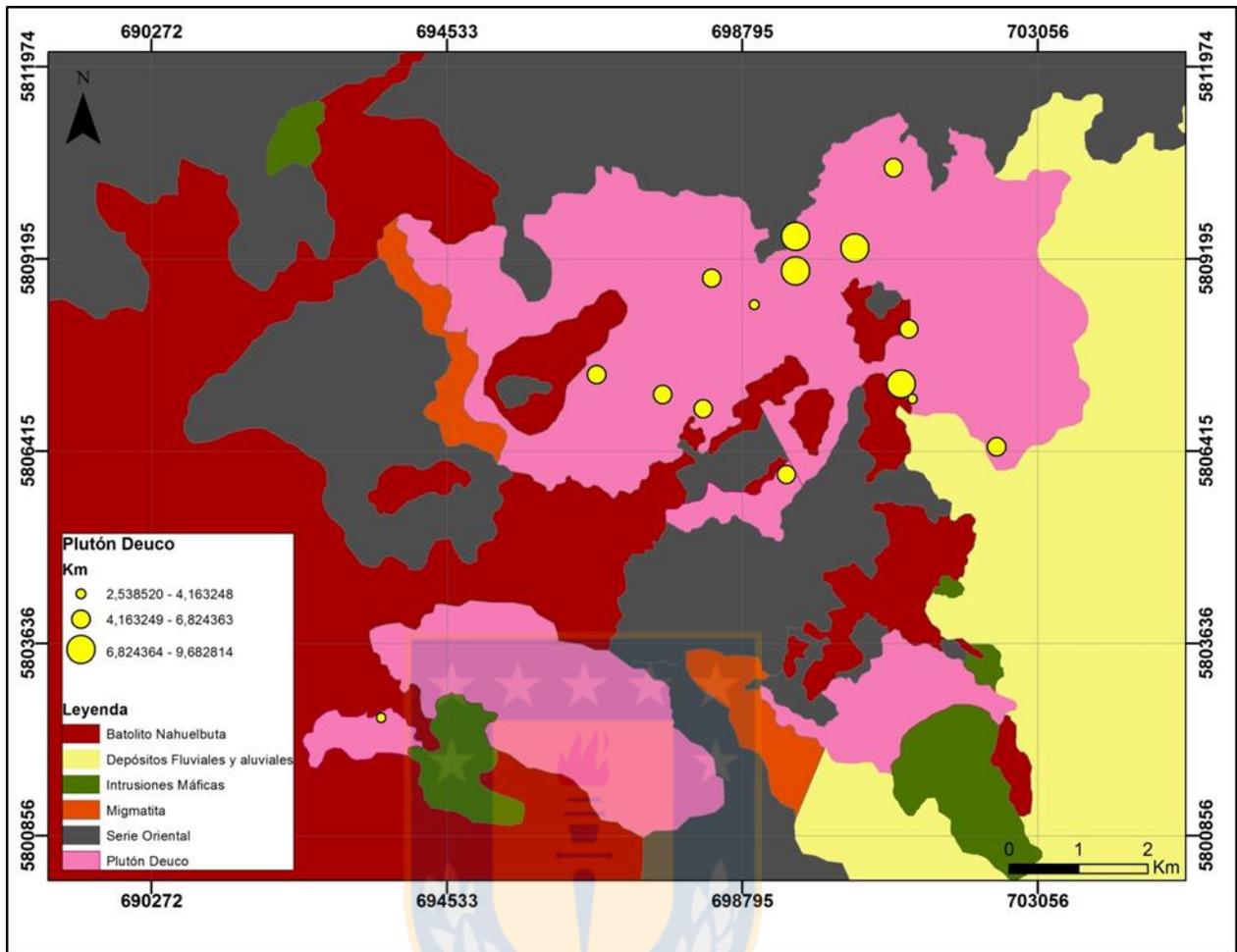


Figura 6.3: Distribución de Anisotropía Media (Km) del Plutón Deuco. Los valores de km se expresan en $[x10^{-5}]$ (SI).

Si la roca contiene minerales paramagnéticos como constituyente y su susceptibilidad media está en un rango entre $5x10^{-4}$ y $5x10^{-3}$ (SI), tanto la susceptibilidad como la anisotropía de la roca son producidas por las fracciones paramagnética y ferromagnética (Tarling y Hroudá, 1993). Este es el caso de las rocas máficas, donde el resultado de la susceptibilidad ($\sim 3 [x10^{-3}]$ (SI)) corresponde a la forma de la fábrica o la distribución anisótropa de los granos de anfíbol y magnetita.

6.2.2. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS ESTRUCTURALES Y PROPIEDADES DE AMS CON LAS DIRECCIONES DE STRESS.

En general se tienen tensores de ASM con una foliación magnética mejor definida para las rocas del Plutón Deuco, es decir, tensores más bien oblatos que prolatos, lo cual resulta evidente cuando graficamos el factor T versus el grado de anisotropía P (Gráfico 5.2). En cambio en las rocas del Basamento metamórfico hay un predominio de la lineación por sobre la foliación.

El Plutón Deuco posee direcciones preferenciales de foliación WNW-ESE con manteos que varían entre 22° - 37° E, y ENE-WSW con manteos entre 60° - 75° W, mientras que en las rocas del basamento metamórfico y las del Batolito Nahuelbuta existe un predominio de foliación con rumbo ENE-WSW y manteos entre 37° - 80° S. Frutos y Tobar (1975) analizaron la existencia de un campo de esfuerzo con el eje a_1 perpendicular a la tendencia WNW que plegó extensamente los estratos paleozoicos en Chile. Hervé (1977) realiza un completo estudio petrológico y estructural de las rocas de la Cordillera de Nahuelbuta, encontrando en el sector de Angol-Purén una tendencia de estructuras WNW.

Según Hervé (1977) la distribución de los planos de foliación dominantes de las rocas metamórficas en toda el área, tienden a definir un amplio sinforme, en cuyo centro fue emplazado el Batolito de Nahuelbuta. De hecho, en el sector norte del área de estudio, en el contacto entre las rocas metamórficas y el Plutón Deuco, tanto la foliación como la lineación (que es predominante en las rocas metamórficas) presentan una inclinación hacia el cuerpo granítico (Figura 5.5).

En definitiva, en cuanto a datos estructurales medidos en terreno, así como la información entregada por el análisis de AMS, la orientación preferencial de estructuras y de la fábrica magnética en las rocas del Plutón Deuco son NE-SW, WNW-ESE y ENE-WSW, generadas por esfuerzos perpendiculares a estas tendencias (Figura 6.4). De manera general, se reconocen dos esfuerzos principales, los con tendencia NE-SW y otro NW-SE.

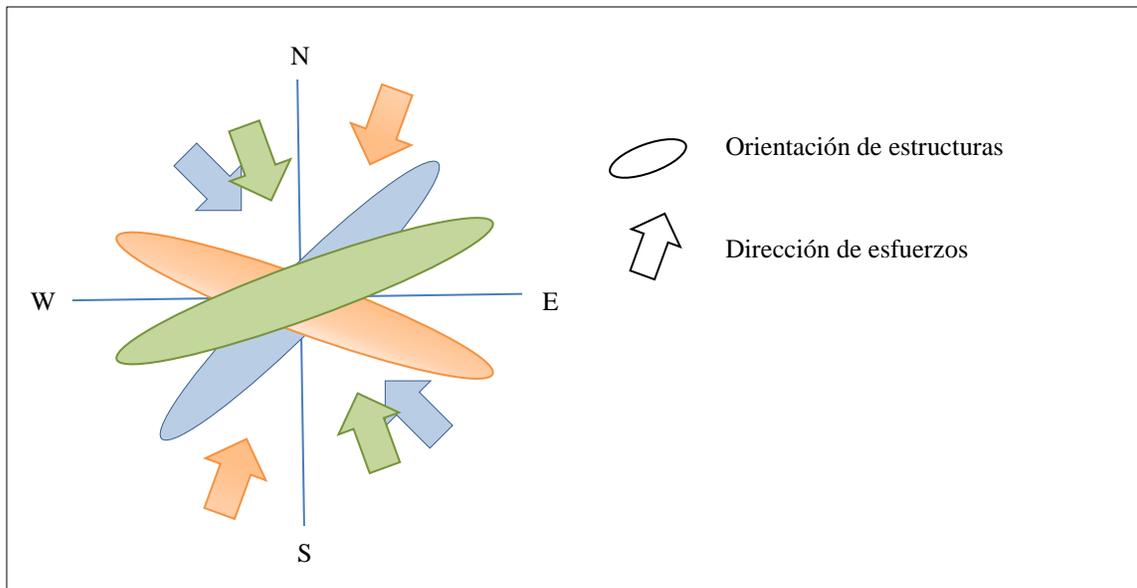


Figura 6.4: Diagrama que representa las orientaciones preferenciales de estructuras y microestructuras del Plutón Deuco, junto que sus respectivos esfuerzos.

6.2.3. ORIGEN Y TIEMPO DE ADQUISICIÓN DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA DEL PLUTÓN DEUCO

Las estructuras magmáticas se pueden formar en diferentes momentos en la historia de un cuerpo ígneo, desde su emplazamiento hasta su cristalización total. Comprobar el momento preciso en el cual se formaron las estructuras que se observan no es tarea sencilla, pero es necesario si se quiere abordar distintos aspectos de la formación de un plutón. Es decir, para elaborar un modelo de emplazamiento es necesario tener certeza de que las estructuras sobre las que se basa dicho modelo se formaron precisamente en ese momento, donde se supone un magma con baja a moderada cantidad de cristales por debajo de la transición sólido a líquido. Las estructuras magmáticas pueden proporcionar información tanto del crecimiento de un plutón durante su emplazamiento, como así también de un conjunto de procesos que ocurrieron posteriormente mientras éste estaba cristalizando. La determinación de los mecanismos de crecimiento de un plutón podría proporcionar por lo menos parte de la respuesta a este interrogante. El análisis de la bibliografía existente presenta dos situaciones extremas: plutones que crecieron a partir de una sumatoria de numerosos pulsos pequeños y otros que lo hicieron prácticamente en una única

evento o en muy pocos pero voluminosos. En este último caso se observa al plutón como una gran cámara magmática que tendrá una larga vida desde su emplazamiento hasta su cristalización total, el cual estará sujeto a un conjunto de procesos que formarán estructuras que pueden borrar inclusive completamente aquellas formadas tempranamente.

El rango de magnitudes obtenido para la susceptibilidad magnética del Plutón Deuco (2,5 a 9,6 [$\times 10^{-5}$] (SI)) indica que los datos de AMS son resultado de la mineralogía paramagnética. Una vez que se ha demostrado que lo indicado por el elipsoide de AMS es efectivamente lo observado en la orientación de estos silicatos paramagnéticos y que ésta a su vez es el resultado de procesos magmáticos, submagmáticos y eventualmente de procesos en "estado sólido", se puede utilizar directamente los resultados de AMS como un indicador preciso de la fábrica interna del Plutón y de los eventos de deformación sobreimpuestos (Bouchez *et al.*, 1997).

Luego, al integrar los datos de foliación y lineación de su fábrica magnética, se puede conocer la estructura interna del plutón. El grado de anisotropía (%P) se presenta a su vez como un parámetro que puede ser correlacionado en ocasiones a la intensidad del *strain*, ya sea durante el emplazamiento o en procesos posteriores.

En el sector de la Cantera Deuco (muestras BPD y BK2), lugar donde afloran de mejor manera las rocas de esta unidad, los valores de anisotropía media y foliación presentan los valores más altos. Además, en esta zona fue posible medir una falla de carácter sinistral con datum N10°W/85°SW, sin embargo la foliación magmática medida por AMS es N65°W/37°NE (similar a lo obtenido en la medición en terreno N72°W/32°NE), lo que lleva a concluir que los datos de la fábrica magnética tienen un origen magmático más que con los procesos tectónicos que han afectado a la roca.

A diferencia de lo anterior, la fábrica magnética observada en el sitio A59 se caracteriza por sus altos valores de anisotropía media y lineación (por sobre la foliación), además de presentar una forma prolata y foliación diferente al resto de los sitios (N39°W/79°NE), lo que es consistente con la orientación de las fallas observadas e inferidas en dicho sector.

El campo de anisotropía magnética de rocas plutónicas que poseen fábrica de flujo y cuyo emplazamiento se efectuó a través del flujo de magma se caracteriza por una baja anisotropía y superposición, en gran medida, del campo de anisotropía magnética de rocas volcánicas. En

consecuencia, se puede suponer que las rocas plutónicas con una baja anisotropía magnética posee una fábrica magnética que se formó por el movimiento del flujo magmático (Figura 6.5).

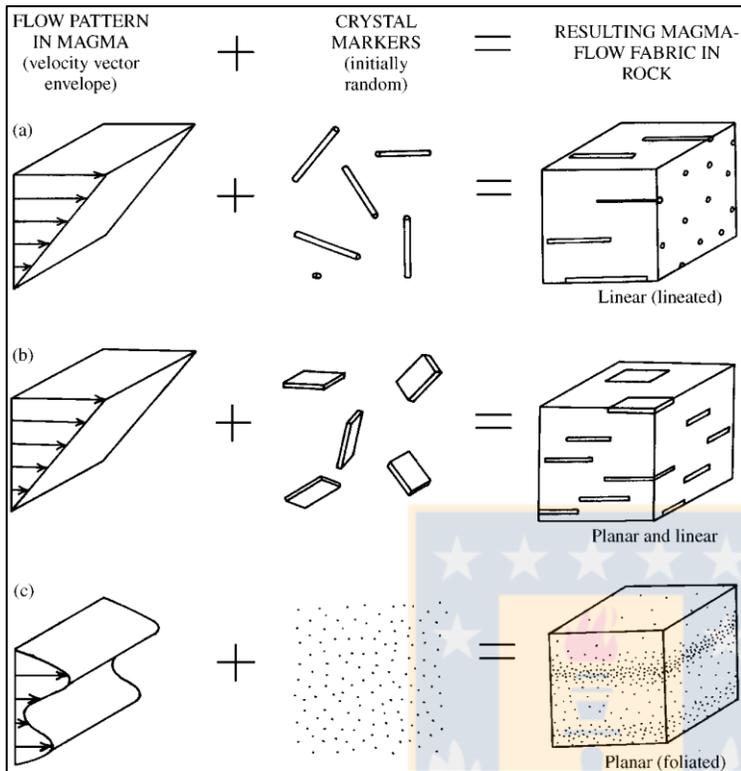


Figura 6.5: Esquema de estructuras anisótropas producidas por el flujo magmático. Cada estructura es una función compuesta del patrón de flujo laminar y gradientes asociados (velocidad en la magma al solidificarse y la naturaleza de los marcadores de flujo de cristal en ella). Best, 2003.

En cuanto a la correlación de las direcciones de las principales susceptibilidades con las de elementos de la fábrica, los resultados se pueden resumir de la siguiente manera. En rocas con fábrica magnética de flujo las direcciones de susceptibilidades principales se correlacionan con los elementos de fábrica definidos por el flujo magmático, en el caso de rocas con fábrica magnética de deformación se correlacionan con elementos de fábrica deformacionales, mientras que en rocas con fábrica magnética mimético se correlacionan con las direcciones de elementos de fábrica que son copiados por la magnetita.

El grado de anisotropía (P) de las rocas del Plutón Deuco varía entre 1,028 y 1,141, lo que indica que la fábrica magnética de estas rocas representa las direcciones del flujo magmático, y no se relaciona a algún tipo de deformación o mimetismo de magnetita (Gráfico 6.1).

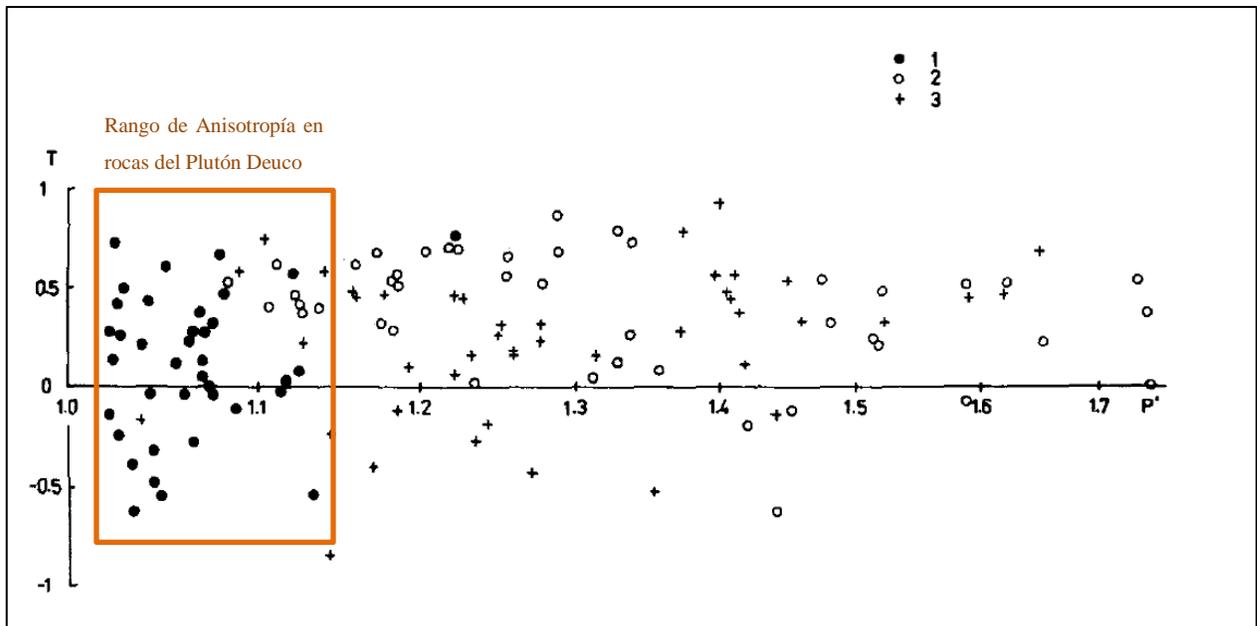


Gráfico 6.1: Anisotropía magnética de rocas plutónicas. Los valores de anisotropía para las rocas del Plutón Deuco se localizan dentro del rango abarcado por el cuadro naranja. (1) Círculos negros representan rocas con fábrica magnética de flujo; (2) círculos blancos representan rocas con fábrica magnética deformacional; (3) cruces representan rocas con fábrica mimética de magnetita. Extraído de Hrouda (1982).

6.3. MECANISMO DE EMPLAZAMIENTO DEL PLUTÓN DEUCO

El emplazamiento de los cuerpos ígneos está estrechamente relacionada con el campo de esfuerzos regionales y con las propiedades reológicas del magma y de la roca caja, siendo el contraste reológico entre ambos una de las características más influyentes en la forma y tamaño de los cuerpos ígneos.

Las rocas del Plutón Deuco consisten principalmente en granodioritas y granitos de grano medio con una edad de $\sim 298,1 \pm 1,2$ Ma (Steenken *et al.*, 2017) ubicado en el sector suroriental del Batolito Costero del Sur. Sus afloramientos se concentran en zonas de topografía media a baja de la Cordillera de Nahuelbuta (Figura 6.6), limita con rocas del Batolito Costero y de la Serie Oriental casi en toda su extensión, salvo hacia el sector oriental donde se pone en contacto con rocas cuaternarias, por lo tanto su prolongación bajo estos últimos sedimentos es desconocida. Su

forma es semiovalada con una elongación ENE-WSW en el cuerpo principal y otro pequeño cuerpo con elongación NW-SE más al sur.

La distribución morfológica de sus afloramientos permite concluir que los sectores donde aflora el Plutón Deuco han estado expuestos a una mayor erosión que el resto de las unidades del basamento. Esto, sumado a las relaciones de contacto con el Batolito y las rocas metamórficas, indican que las rocas del Plutón Deuco son los últimos pulsos magmáticos de la actividad que dio origen al Batolito Costero del Sur, lo que coincide con lo planteado por Díaz (2017), quien indica que Deuco corresponde a facies marginales dentro de un sistema abierto, con un fraccionamiento más superficial y de menor extensión en el tiempo en comparación al Batolito Nahuelbuta.

Tanto Hervé (1977) como Creixell (2001) reconocen cuerpos intrusivos más diferenciados en los bordes del Batolito de Nahuelbuta. Según ambos autores, éstos representarían las etapas marginales de la intrusión, donde la contaminación del magma con las rocas de caja ricas en alúmina habría ayudado a la cristalización de muscovita y granate en los granitoides.

La edad de emplazamiento del Batolito Costero ha sido un proceso que se acota a un período de tiempo de aproximadamente 20 Ma (Deckart *et al.*, 2014). La rápida extinción del arco probablemente es la consecuencia de cambios en los parámetros de subducción, que desplazaron las condiciones de fusión de la corteza subyacente desde el sitio del Batolito Costero hacia el este. Durante el lapso de tiempo en que se emplazó el Batolito, Gondwana permaneció en una posición relativamente estacionaria (Oviedo y Vilas, 1984) en contraste con movimientos rápidos y rotaciones antes y después de ese tiempo.

Las grandes dimensiones que posee el Batolito Costero del Sur hacen pensar que tanto el ascenso como el emplazamiento del cuerpo intrusivo se debió a procesos magmáticos combinados y no necesariamente acotado a un proceso en específico. Es así como es indudable que en el ascenso del magma hubo influencia de estructuras preexistentes que facilitarían el ascenso magmático y generarían el espacio propicio para su emplazamiento. En el área de estudio, la Zona Falla Lanalhue ha sido catalogada como una estructura de larga data, y quizás corresponda a la herencia de alguna otra estructura que influenció el ascenso magmático de los intrusivos Paleozoicos de la Cordillera de Nahuelbuta. En general, el ascenso de una masa particular de magma puede involucrar cualquier mecanismo a diferentes profundidades, ya sea diapirismo o fracturas.

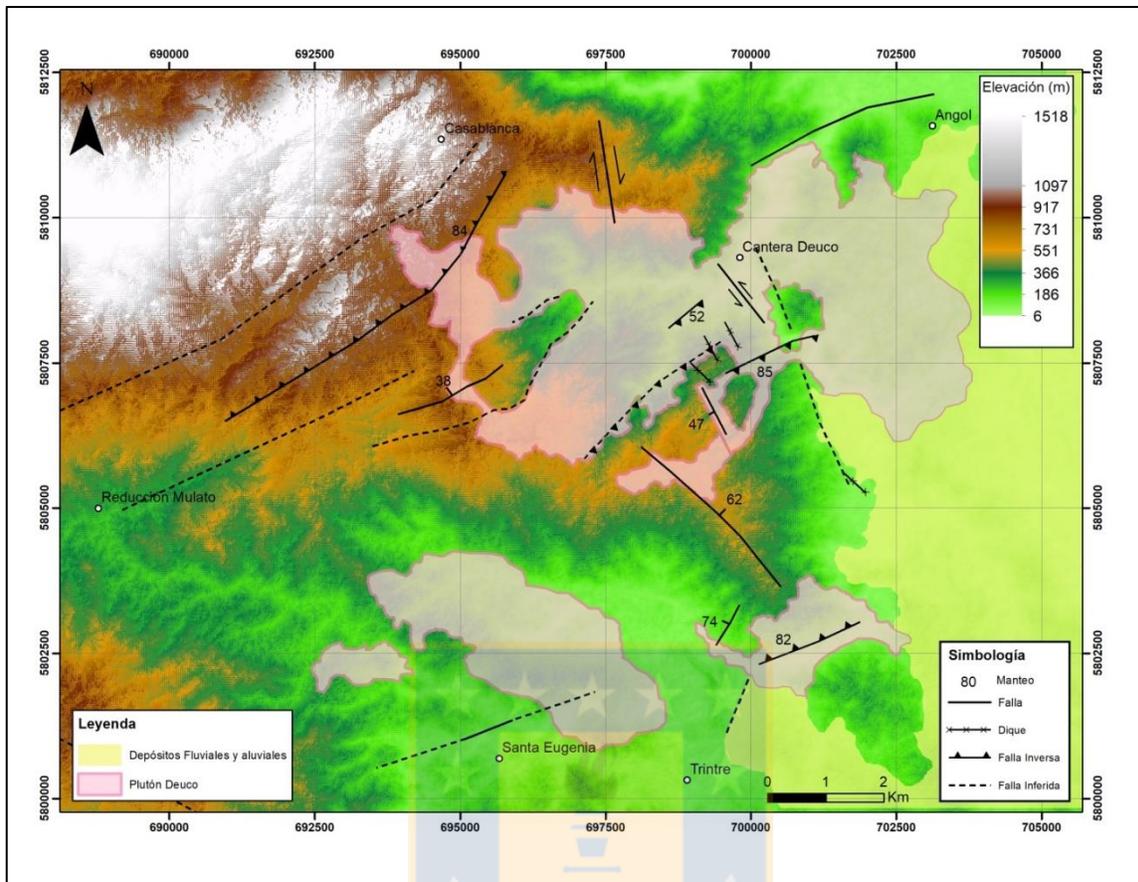


Figura 6.6: Mapa de elevación de la zona de estudio con los sectores donde aflora el Plutón Deuco.

Según el modelo de emplazamiento propuesto por Díaz (2017), quien analizó rocas máficas que afloran en el área Purén-Angol, estas rocas corresponderían a las intrusiones de la unidad precursora del magmatismo del Batolito Costero del Sur, cuya fuente correspondería a magma de la corteza inferior a media emplazada por medio de diques alimentadores a niveles epizonales en estructuras tipo filón capa. Estas intrusiones máficas posiblemente evolucionaron en los primeros estadios del arco paleozoico emplazadas en un régimen probablemente extensional previo a los 320 Ma.

La manera más eficiente de obtener el espacio necesario para el emplazamiento de cuerpos intrusivos ocurre si se involucran aperturas promovidas por deformación tectónica que serían rápidamente rellenadas de magma. La sucesión de pulsos magmáticos, responsables de la construcción progresiva

de los plutones, también ha sido inferida a través de observaciones de campo y de estudios geoquímicos, isotópicos y geocronológicos.

El mecanismo de emplazamiento del Batolito Costero del Sur se ha interpretado tanto como una intrusión forzada, como un mecanismo más pasivo, dependiendo de la composición de la roca. Es así como Creixell (2001) indica un mecanismo de intrusión forzada para rocas tonalíticas de Santa Juana, y un mecanismo de emplazamiento más pasivo para los pulsos magmáticos más diferenciados (Granitoides de Nahuelbuta), lo que se deduce por la falta de deformación hacia el borde occidental del batolito y la ausencia de contrastes de presión entre las facies de borde. Según el análisis del mismo autor, las rocas intrusivas paleozoicas se emplazaron a profundidades entre 15 y 19 km (con una densidad promedio de 2700 kg/m³ para la corteza continental y una constante gravitacional de 9,8 m/s²), a nivel de la corteza media. El emplazamiento se habría realizado en condiciones sin a post-tectónicas respecto al evento de deformación regional que afectó al basamento (Hervé, 1977).

El Plutón Deuco corresponde a la intrusión de un pulso magmático tardío dentro del Batolito Costero del Sur, donde la contaminación cortical es el mecanismo principal de diferenciación. Además, se presume temperaturas de cristalización menores que el resto del Batolito, producto de la adición de H₂O al magma, generado por reacciones de deshidratación en la roca caja. Según el análisis hecho en el presente trabajo, tanto del estudio estructural como de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética, no se presentan en las rocas de este intrusivo algún tipo de deformación que indique un mecanismo forzado de emplazamiento, al contrario, se plantea como hipótesis el emplazamiento pasivo del Plutón Deuco, siendo el stoping magmático el mecanismo principal, evidenciado por la influencia de la roca caja en la composición de éste.

7. CONCLUSIONES

Las estructuras presentes en la zona de estudio corresponden a dos grupos principales, uno con orientación NE-SW, cuya distribución y control morfológico sugiere una relación con la falla norte que da origen a la cuenca de Purén, y cuya edad se presume Cuaternario. Y otro grupo, de orientación NNW-SSE, que abarca tanto fallas como diques, y que por su distribución espacial se relaciona a la formación de la Depresión Central.

Si bien, la mayoría de las fallas presentes en el área de estudio corresponden a estructuras con actividad neotectónica evidenciada por formas del relieve cuaternarias, esto no descarta que también pudieran ser probablemente estructuras heredadas de la tectónica Permo-Triásica.

La zona de falla Lanalhue es un rasgo estructural importante en el centro-sur de Chile, controla la dinámica del bloque Arauco-Nahuelbuta, generando un acortamiento de éste. Su actividad es de larga data, abarcando desde el Pérmico al reciente, influenciando tanto en el emplazamiento de intrusivos así como en la generación de cuencas cuaternarias como la de Purén.

En cuanto al análisis microestructural, se observa un fracturamiento muy marcado en las rocas del Plutón Deuco, a diferencia del resto de las rocas del Batolito, donde el fracturamiento es leve. Esto se debe a la distribución espacial más oriental de Deuco en relación al resto del Batolito, donde las estructuras cuaternarias que dieron origen al Valle Central actuaron de manera más intensa, permitiendo el fracturamiento de minerales y la inyección de cuerpos intrusivos tardíos más diferenciados como los diques.

De acuerdo a los datos estructurales medidos en terreno, así como la información entregada por el análisis de AMS, la orientación preferencial de estructuras y de la fábrica magnética en las rocas del Plutón Deuco son NE-SW, WNW-ESE y ENE-WSW, generadas por esfuerzos perpendiculares a estas tendencias.

La aplicación de AMS en rocas ígneas se ha hecho común debido principalmente a la dificultad de encontrar marcadores de deformación y de flujo magmáticos en este tipo de rocas. En general, aproximadamente un 5% de la petrofabrica es perceptible en escala macroscópica, sin embargo con el análisis de la AMS es sencillo y rápido de obtener.

Las rocas del Batolito y del basamento metamórfico presentan valores de susceptibilidad entre 1 y 3,7 [$\times 10^{-4}$] (SI), en tanto las rocas del Plutón Deuco muestran valores más bajos entre 2,5 a 9,6 [$\times 10^{-5}$] (SI), lo que permite definir las como rocas débiles, en cuyo caso la fábrica magnética está controlada por la orientación de los minerales paramagnéticos dentro de la estructura cristalina, tales como biotita, anfíbol y muscovita.

Los resultados de AMS para el Plutón Deuco son interpretados como fábricas magmáticas primarias adquiridas durante las etapas finales del emplazamiento. El grado de anisotropía (P) de las rocas del Plutón Deuco indica que la fábrica magnética de estas rocas representa las direcciones del flujo magmático, salvo en el sitio A59, cuya fábrica se clasifica como deformacional. Si bien la distribución de las muestras no es homogénea, es posible identificar algunas características similares: la forma prolata del elipsoide de anisotropía en la mayoría de los sitios (salvo A59, BB3 y BI2) la anisotropía media es baja y el predominio de la foliación por sobre la lineación.

El Batolito de Nahuelbuta constituye un intrusivo de gran dimensión, con pequeños plutones asociados. El Plutón principal de la Cordillera de Nahuelbuta está compuesto predominantemente de diorita cuarcífera, tonalita y granodiorita, y en menor medida granito. Existen plutones más diferenciados ricos en muscovita y granate, como lo es el Plutón Deuco, generado por procesos de contaminación cortical ricos en aluminio. El modelo de emplazamiento propuesto para el Batolito Costero corresponde a la de un plutón compuesto emplazado en condiciones mesozonales.

El emplazamiento del Plutón Deuco ocurrió bajo un régimen pasivo, siendo el stoping magmático el mecanismo principal, evidenciado por la influencia de la roca caja en la composición más diferenciada de este cuerpo intrusivo.

REFERENCIAS

- Aguirre, L.; Hervé, F. y Godoy, E. 1972.** Distribution of metamorphic facies in Chile: An outline. *Kristalinikum*. Vol. **9**: 7-19.
- Alvarez, O. 1970.** Estudio geológico de los yacimientos de hierro de la Cordillera de Nahuelbuta. Provincias de Arauco, Malleco y Cautín. Memoria de Título. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 162 pp. Santiago.
- Bandel, K. y Quinzio, L. 1999.** Paleozoic trace fossil from the Coastal Cordillera near Concepción, connected to a review of the Paleozoic history of Central Chile. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie-Abhandlungen*. N°**211** (1-2): 171-200.
- Best, M. 2003.** Igneous and metamorphic petrology. John Wiley & Sons. Second edition: 717 pp. Utah.
- Borgel, R. 1983.** *Geografía de Chile, Tomo II: Geomorfología*. Instituto Geográfico Militar. 1982 pp.
- Borradaile, G. 1988.** Magnetic susceptibility, Petrofabrics and Strain. *Tectonophysics*. Vol. **156**: 1-20.
- Borradaile, G. 2001.** Magnetic Fabrics and Petrofabrics: Their Orientation Distributions and Anisotropies. *Journal of Structural Geology*. Vol. **23**: 1581-1596.
- Bouchez, J.L.; Hutton, D. y Stephens, W.E. 1997.** Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Klumer Academic Publishers: 358 pp. Dordrecht.
- Buron, P.; Ardiles, M.; Ehtler, H.; Figueroa, O. y Glodny, J. 2003.** Análisis estructural y petrográfico del contacto entre series Oriental y Occidental del Basamento Paleozoico Zona de Falla Gastre a los 38°15'S. X Congreso Geológico Chileno. Concepción.
- Charrier, R. 1979.** El Triásico en Chile y Regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones* N°**26**: 1-47. Santiago.

Charrier, R.; Pinto, L. y Rodríguez, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. The Geology of Chile. T. Moreno y W. Gibbons (Editores). Geological Society: 414 pp. Londres.

Clemens, J.D. y Mawer, C.K. 1992. Granitic Magma Transport by Fracture Propagation. *Tectonophysics*. Vol. **204**: 339-360.

Creixell, C. 2001. Petrología y Geotermobarometría de las Rocas Intrusivas de la Cordillera de la Costa entre los 36°30' S y 38°00' S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 149 pp. Concepción.

Deckart, K.; Hervé, F.; Fanning, C. M.; Ramírez, V. y Calderón, M. 2014. U-Pb geochronology and Hf-O isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, south-central Chile. *Andean Geology*. Vol. **41** (1): 49-82.

Díaz, Y. 2017. Cartografía y Caracterización Petrográfica y Geoquímica de los Intrusivos ubicados en las inmediaciones de la comuna de Angol, Región de la Araucanía, Chile. Memoria para optar a Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 111 pp. Concepción.

Duhart, P.; McDonough, M.; Muñoz, J.; Martín, M. y Villeneuve, M., 2001. El complejo metamórfico Bahía Mansa en la Cordillera Costa del centro-sur de Chile (39°30' -42°00'S): Geocronología K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista geológica de Chile*. Vol. **28**: 179-208.

Echtler, H.; Glodny, J.; Gräfe, K. ; Rosenau, M.; Melnick, D.; Seifert, W. y Vietor, T. 2003. Active tectonics controlled by inherited structures in the long-term stationary and non-plateau South-Central Andes. EGU/AGU Joint Assembly. Nice.

Escala, M. y Fuentealba, F. 1994. Historia didáctica de Chile. Editorial Copesa. Santiago de Chile. 926 pp.

Ferraris, F. 1981. Mapas geológicos preliminares de Chile. Los Ángeles-Angol, Región del Biobío. *Instituto de Investigaciones Geológicas*. Santiago.

Flinn, D. 1965. On the Symmetry Principle and the Deformation Ellipsoid. *Geological Magazine*. Vol. **102**: 36-45.

Frutos, J. y Tobar, A. 1975. Evolution of the Southwestern continental margin of South America. Third International Gondwana Symposium, Canberra, Australia (1973). Campbell KSW (Editores). Gondwana Geology Australian National University Press: 565-577.

Glodny, J.; Echtler, H.; Collao, S.; Ardiles, M.; Burón, P. y Figueroa, O. 2008. Differential late paleozoic active margin evolution in south-central chile (37°S–40°S): The Lanalhue Fault Zone. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **26** (4): 397-411.

Glodny, J.; Lohrmann, J.; Echtler, H.; Gräfe, K.; Seifert, W.; Collao, S. y Figueroa, O. 2005. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the South-Central Chilean forearc. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **231** (1): 23-39.

Glodny, J.; Echtler, H.; Figueroa, O.; Franz, G.; Gräfe, K.; Kemnitz, H.; Kramer, W.; Krawczyk, C.; Lohrmann, J.; Lucassen, F.; Melnick, D.; Rosenau, M. y Seifert, W. 2006. Long-Term Geological Evolution and Mass-Flow Balance of the South-Central Andes. The Andes-active subduction orogeny. Oncken, O.; Chong, G.; Franz, G.; Giese, P.; Götze, H-J; Ramos, V.; Strecker, M.; Wigger, P. (Editores). *Frontiers in Earth Sciences*. Chapter 19: 401-428 pp. Springer, Berlin, Heidelberg.

González-Bonorino, F. 1971. Metamorphism of the Crystalline Basement of Central Chile. *Journal of Petrology*. Vol. **12** (1): 149-175.

Haberland, C.; Rietbrock, A.; Lange, D.; Bataille, K. y Hoffmann, S. 2006. Interaction between forearc and oceanic plate at the southcentral Chilean margin as seen in local seismic data. *Geophysical Research Letters*. Vol. **33**: L23302.

Hervé, F. 1977. Petrology of the Crystalline Basement of the Nahuelbuta Mountains, South Central Chile. Comparative studies on the geology of the Circum-Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile. T. Ishikawa y L. Aguirre (Editores). Japan Society for the promotion of Science. 194 pp. Tokio

- Hervé, F. 1988.** Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*. Vol. **11** (3): 183-188.
- Hervé, F. 1994.** The Southern Andes between 39° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to magmatic arc. *Tectonics of the Southern Central Andes*. Reutter, K.; Scheuber, E. y Wigger, P. (Editores). Springer Verlag: 243-248.
- Hervé, F.; Munizaga, F.; Mantovani, M y Hervé, M. 1976.** Edades R/Sr Neopaleozoico del basamento cristalino de la Cordillera de Nahuelbuta. I Congreso Geológico Chileno. Actas **1**: 19-26. Santiago.
- Hervé, F.; Godoy, E.; Parada, M. A.; Ramos, V.; Rapela, C.; Mpodozis, C. y 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*: 97-113.
- Hervé, F.; Munizaga, F.; Parada, M.; Brook, M.; Pankhurst, R.; Snelling, N. y Drake, R. 1988.** Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **1** (2): 185-194.
- Hobbs, B.; Means, W. y Williams, P. 1976.** An outline of Structural Geology. John Wiley & Sons. New York. 571 pp.
- Hrouda, F. 1982.** Magnetic Anisotropy of Rocks and Its Application in Geology and Geophysics. *Geophysical Surveys*. Vol **5**: 37-82.
- Jelinenek, V. 1981.** Characterization of the Magnetic Fabric of Rocks. *Tectonophysics*. Vol. **79**: 63-67.
- Kato, T. 1985.** Pre-Andean orogenesis in the Coast Ranges of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **96**: 918-924.
- Kato, T.; Godoy, E.; McDonough, M.; Duhart, P.; Martin, M. y Sharp, W. 1997.** Un modelo preliminar de deformación transpresional mesozoica y gran desplazamiento hacia el norte de parte de la Serie Occidental, Complejo Acrecionario (38°S a 43°S), Cordillera de la Costa, Chile. VIII Congreso Geológico Chileno. Antofagasta.

López de Luchi, M.G.; Rapalini, A.E.; Siegesmund, S. y Steenken, A. 2004. Application of Magnetic Fabric to the Emplacement and Tectonic History of Devonian Granitoids in Central Argentina. *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. Martín-Hernández, F.; Luneburg, C.; Aubourg, C. y Jackson, M. (Editores). Geological Society of London Special Publication: 447-474.

Lucassen, F.; Trumbull, R.; Franz, G.; Creixell, C.; Vásquez, P.; Romer, R. y Figueroa, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36°–41° S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **17** (2): 103-119.

Martin, M. W.; Kato, T. T.; Rodríguez, C.; Godoy, E.; Duhart, P.; McDonough, M. y Campos, A. 1999. Evolution of the late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, south central Chile (38°-41° S): Constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics*. Vol. **18** (4): 582-605.

Melnick, D. y Echtler, H. 2006. Morphotectonic and Geologic digital map compilation of the South-Central Andes (36°-42°S). *The Andes- Active Subduction Orogeny*. Oncken, O.; Chong, G.; Franz, G.; Giese, H.; Ramos, V.; Strecker, M. y Wigger, P. (Editores). *Frontiers in Earth Sciences*: 565-568. Berlin, Heidelberg, New York.

Melnick, D.; Bookhagen, B.; Strecker, M. y Echtler, H. 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from forearc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco Peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research*. Vol **114**: B01407.

Mpodozis, C. y Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Ericksen, G.; Cañas, M. y Reinemund, J. (Editores). Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series. Vol. **11**: 59-90. Houston, Texas.

Nagata, T. 1961. *Rock Magnetism*. Maruzen Company: 366 pp. Tokio.

Nishimura, T. 1971. On the geology of the Magellan geosyncline. *Reports of the Geological Survey of Hokkaido*. Vol. **44**: 45-53.

- O'Leary, D.; Friedman, J. y Pohn, H. 1976.** Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old term. *Bull of the Geological Society of America*. Vol. **87**: 1463-1469.
- Oviedo, E. y Vilas, J. 1984.** Movimientos recurrentes en el Permo-Triásico entre el Gondwana Occidental y el Oriental. IX Congreso Geológico Argentino. Actas Vol. **3**: 97-114. San Carlos de Bariloche.
- Oyarzún, R. 1982.** Geology and Geochemistry of the banded iron formation in the Nahuelbuta Mountains, Chile. Ph. D. Thesis. The University of Leeds. Earth Sciences Department. 266 pp.
- Paterson, S.; Vernon, R. y Tobisch, O. 1989.** A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*. Vol. **11**: 349-363.
- Paterson, S.; Fowler, K.; Schmidt, K.; Yoshinobu, A.; Yuan, E. y Miller, R. 1998.** Interpreting Magmatic Fabric Patterns in Plutons. *Lithos*. Vol. **44**: 53-82.
- Peña-Alonso, T. 2014.** Revisión Documental sobre la Dinámica de los Magmas. *Geos, Unión Geofísica Mexicana*. Vol. **34**: 1-28.
- Pitcher, W. 1979.** The Nature, Ascent and Emplacement of Granitic Magmas. *Journal of the Geological Society*. Vol. **136**: 627-662.
- Richter, P.; Ring, U.; Willner, A. y Leiss, B. 2007.** Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of Central Chile. *Journal of the Geological Society*. Vol. **164**: 203-214. London.
- Rusiñol, R. 1989.** Caracterización fitosanitaria de las plantaciones de *Pinus radiata* D. Don de la IX Región en base a antecedentes climáticos y de sitios. Tesis Ingeniería Forestal. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales. Universidad de Chile. 136 pp. Santiago.
- Somoza, R. 1998.** Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: Implications for mountain building in the Central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol **11**: 211-215.

Steenken, A.; Basei, M.; Rabbia, O. y Díaz, Y. 2017. Dating the emplacement of Deuco Plutón, Nahuelbuta (Central Chile), with SHRIMP U/Pb zircón method. Resumen XX Congreso Geológico Argentino. Tucumán.

Súarez, M. y Emparán, C. 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.

Tarling, D.H. y Hrouda, F. 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks. Chapman & Hall: 217 pp. London.

Vásquez, P. 2001. Petrología y Geotermobarometría del Basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa entre los 36 30'S y 38 00'S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 138 pp. Concepción.

Velásquez, R. 2012. Petrografía y Mineralogía de la pegmatita granítica Poñen e intrusivos en el Batolito Costero del Sur, Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 107 pp. Concepción.

Vignerese, J.L. 2004. A New Paradigm for Granite Generation. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science. Vol. **95**: 11-22.

Vignerese, J.L. y Clemens, J.D. 2000. Granitic Magma Ascent and Emplacement: Neither Diapirism nor Neutral Buoyancy. Salt, Shale and Igneous Diapirs in and Around Europe. Vendeville, B.; Mart, Y. y Vignerese, J.L. (Editores). Geological Society of London Special Publications **174**: 1-19. London.

Willner, A. 2005. Pressure–temperature evolution of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North–Central Chile (34–35° 30' S). *Journal of Petrology*. Vol. **46**(9):1.805-1.833.

Willner, A.; Thomson, S.; Kröner, A.; Wartho, J.; Wijbrans, J. & Herve, F. 2005. Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North–Central Chile (34–35°30' S). *Journal of Petrology*. Vol. **46**(9):1.835-1.858.