



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE  
ESCUELA DE INGENIERÍA

**PROCESOS DE TRANSPORTE DE  
FLUIDOS HIDROTERMALES A LO  
LARGO DE UN SISTEMA DE FALLAS:  
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y  
MODELAMIENTO NUMÉRICO CON  
ELEMENTOS DE BORDE**

**ROCÍO CONSUELO NÚÑEZ TAPIA**

Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería

Profesores Supervisores:

**CARLOS MARQUARDT ROMÁN**

**JOSÉ CEMBRANO PERASSO**

Santiago de Chile, Diciembre de 2018

© 2018, Rocío Núñez Tapia



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE  
ESCUELA DE INGENIERIA

**PROCESOS DE TRANSPORTE DE  
FLUIDOS HIDROTERMALES A LO  
LARGO DE UN SISTEMA DE FALLAS:  
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y  
MODELAMIENTO NUMÉRICO CON  
ELEMENTOS DE BORDE**

**ROCÍO CONSUELO NÚÑEZ TAPIA**

Tesis presentada a la Comisión integrada por los profesores:

**JOSÉ CEMBRANO**

**CARLOS MARQUARDT**

**PEDRO CORDEIRO**

**WILLIAM ASHLEY GRIFFITH**

**LUCIANO CHIANG**

Para completar las exigencias del grado de  
Magíster en Ciencias de la Ingeniería

Santiago de Chile, Diciembre de 2018

*A mis padres Miguel Núñez y Erica Tapia*

*“La única lucha que se pierde es la que se  
abandona” Che Guevara*



## AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a mis padres, Miguel Ángel Núñez Díaz y Erica Leticia Tapia Araya, por su apoyo, esfuerzo y dedicación durante todo mi periodo universitario, lo que me permitió terminar mi carrera con un Magíster en Ciencias de la Ingeniería.

A mi hermana Constanza Núñez por acompañarme durante este tiempo de realización de mi tesis, tanto en los buenos como malos momentos, apoyándome y confiando en mis capacidades aún cuando yo no lo hice.

A todos mis amigos que me han acompañado y al increíble grupo de Geociencias y amigos Sofía Lagarrigue, Javiera Ruz, Josefa Sepúlveda, Macarena Morgado, Rocío Rudloff, Pamela Sepúlveda, Giovanni Osses, Jose Maringue, Jorge Sanhueza, Pablo Iturrieta, Eugenio Andrés Veloso, Jaime Araya, Pamela Pérez, Gert Heuser y Mariel Castillo por ser fundamentales en el proceso de aprendizaje y desarrollo de esta investigación. Al grupo de estudiantes de UCL por su trabajo en conjunto y los momentos vividos en terreno.

A mis profesores supervisores, Carlos Marquardt y José Cembrano, quienes me guiaron durante la realización de esta tesis y siempre me aconsejaron y ayudaron cuando lo necesité, permitiéndome crecer como persona. A los profesores y geólogos William Ashley Griffith y Tom Mitchell por permitirme vivir numerosas aventuras con ellos y guiarme constantemente, enseñándome y confiando en este trabajo. Además a los profesores Pedro Cordeiro y Luciano Chiang por aceptar ser parte de mi comisión y colaborar para obtener los resultados presentados.

Me gustaría agradecer a todas las personas que me recibieron en Los Queñes, quienes me ayudaron y aceptaron en este hermoso valle. A las personas del departamento de Ingeniería en Minas y del departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, por darme un espacio y siempre facilitar el trabajo. Al Laboratorio de CT-CP y a Julio Díaz del departamento de Geología de la Universidad de Chile, y al laboratorio de Geología Isotópica del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA).

Por último me gustaría agradecer a la empresa Codelco por darme la oportunidad de hacer este magíster y al proyecto FONDECYT N°1141139 y FONDAP CEGA por sus contribuciones.

## INDICE GENERAL

AGRADECIMIENTOS.....	i
INDICE DE TABLAS.....	v
INDICE DE FIGURAS.....	vi
INDICE DE GRÁFICOS.....	xiii
RESUMEN.....	xiv
ABSTRACT.....	xvi
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Planteamiento del problema.....	2
1.2 Hipótesis.....	4
1.3 Objetivos.....	5
1.4 Ubicación.....	6
1.5 Metodología.....	9
1.5.1 Análisis petrográficos y calcográficos.....	10
1.5.2 Dataciones U-Pb en circones (e.g Leisen et al., 2015).....	11
1.5.3 Descripciones de la teoría matemática del método Boundary Element Method y sus complementos.....	13
1.6 Caracterización de Jogs e importancia en la formación de sectores mineralizados 19	
1.7 Caracterización de los yacimientos tipo Pórfido Cuprífero.....	22
1.7.1 Caracterización de Yacimientos tipo Pórfidos Cupríferos en los Andes Centrales, Chile.....	32
2. MARCO GEOLÓGICO.....	38
2.1 Antecedentes de la geología regional y distrital.....	38
2.1.1 Rasgos y evolución de los Andes Centrales del Sur.....	38

2.1.2	Ambiente de depositación de la Formación Abanico .....	40
2.1.3	Estratigrafía y marco geológico regional.....	41
2.1.4	Sistema de fallas regionales en la región, Cordillera Principal. ....	49
2.1.5	Antecedentes de estudios anteriores realizados en la zona de estudio .....	52
3	GEOLOGÍA LOCAL .....	54
3.1	Unidades litológicas.....	54
3.1.1	Descripciones litológicas por dominio .....	57
3.2	Sistema de fallas y geología estructural del área de estudio .....	65
3.2.1	Descripción de familias de fallas y eventos de deformación por dominio. ....	68
3.2.2	Mapa de litológico y estructural con mecanismos focales y rosetas de vetillas 79	
3.2.3	Análisis MIM (Multiple Inverse Method) .....	82
3.2.4	Mapa local de escala 1:40, descripción de eventos y resultados del sistema.	92
3.3	Asociaciones minerales.....	98
3.3.1	Descripciones del tipo de alteración y mineralización observada en la roca .	98
3.4	Resultados de datación realizadas en el área de estudio .....	111
4	MODELO MECÁNICO.....	112
4.1	Modelo mecánico y resultados.....	112
4.1.1	Parámetros .....	113
4.1.2	Distribución de stress y magnitud .....	124
4.1.3	Criterio de Coulomb .....	125
4.1.4	Magnitud de apertura y slip asociado a las dimensiones de las fallas .....	125
4.1.5	Resumen escenarios.....	127
4.1.6	Resultados.....	128
5	DISCUSIÓN.....	141

5.1	Secuencia de rocas estratificadas afectadas por el stepover .....	141
5.2	Sistemas de diques que se observan en el stepover .....	142
5.3	Sistemas de fallas del stepover .....	143
5.4	Características del sistema hidrotermal desarrollado en el stepover .....	146
5.5	Modelo mecánico de un stepover .....	148
6	CONCLUSIONES.....	151
	REFERENCIAS .....	153
	ANEXOS .....	174
	Anexo 1: Observaciones de Terreno .....	175
	Anexo 3: Fallas.....	220
	Anexo 4: Posición dataciones.....	224
	Anexo 5: MIM .....	225
	Anexo 6: BEM.....	229
	Anexo 7: Glosario.....	233

## INDICE DE TABLAS

	Pág
Tabla 1-1: Resumen de parámetros básicos utilizados en el método BEM en el modelo matemático realizado.....	19
Tabla 2-1: Tabla resumen de las Formaciones que se encuentran entre los valles Tinguiririca y Teno (34°-35°) en la cordillera principal. Modificado de Charrier et al.199 .....	48
Tabla 2-2: Dataciones realizadas en intrusivos en el valle del Río Teno por los autores Potten (2015) y Piquer et al (2010), edades que buscan contextualizar y corroborar edades obtenidas en el marco de este trabajo .....	53
Tabla 3-1: Soluciones de phi para el modelo de convolución de Kruvier (2001) y su contribución en porcentaje.....	86
Tabla 3-2: Muestras enviadas a datación asociadas al código que se les entrega, ubicación en WGS 84 19 S, método de datación utilizado, litología y observaciones. ....	111
Tabla 4-1: Resumen de escenarios considerados para el rumbo de $\sigma_H$ asociado al valor que toma y el método mediante el que se obtuvo.....	119
Tabla 4-2: Parámetros utilizados en la fórmula de sobrepresión de fluido. ....	122
Tabla 4-3: Resumen de los escenarios que serán evaluados en la implementación del modelo mecánico .....	128

## INDICE DE FIGURAS

	Pág
Figura 1-1: Hipótesis a considerar para la geología estructural que se desarrolla entre los, Esteros Huemulina e Infiernillo, valle del Río Teno, Cordillera Principal, Chile.....	4
Figura 1-2: Ubicación y acceso al sector de estudio en las cercanías de la Cordillera de los Andes central, Chile. Modificado Carta caminera, cuadernillo 2017, MOP, junto a mapa geología regional 1:1000000 Sernageomin. ....	7
Figura 1-3: Representación de una grieta en 2D subdividida en N elementos denominados discontinuidades de desplazamiento constante. Modificado de Crouch & Starfield (1983) y Stanton-Yonge et al (2016).....	14
Figura 1-4: Representación del caso de estudio y el setup del modelo, muestra las fallas Huemulina (HF) e Infiernillo (IF). La configuración de las fallas está dividida en N elementos de desplazamiento discontinuo. Esfuerzos y desplazamientos son calculados en el punto medio de cada elemento en respuesta a una condición de stress remoto preescrita que se muestran con las flechas de $\sigma_H$ y $\sigma_h$ , $P_{xx}$ y $P_{yy}$ representan la transformación de coordenadas mediante una rotación del tensor del stress remoto usando las coordenadas cartesianas como marco de referencia. Modificado de Griffith et al, 2009.....	18
Figura 1-5: Esquema de situaciones de compresión-extensión más típicas que pueden encontrarse en una zona de falla de rumbo. Modificada de Davis & Reynolds, 1996.....	21
Figura 1-6: Relieve tipo pull apart y desarrollo de un dúplex de extensión (Modificado de Woodcock & Fisher (1986)).....	22
Figura 1-7: Ubicación de yacimientos a lo largo de la cordillera de los Andes. Principales depósitos, se indica tipo de metales asociada cada uno. Modificado de Sillitoe, 2010.....	24
Figura 1-8: Ejemplo de la relación espacial entre los cinturones de Pórfidos Cupríferos y las zonas de fallas de intra arco: Norte de Chile, centro de los Andes, pórfido Cu del Eoceno medio a Oligoceno temprano y el sistema de falla de Domeyko. Se realiza un zoom al distrito de Chuquicamata alineado al eje del arco, con la distribución espacial, posible resultado del movimiento postmineral de una falla sinistral (Brimhall et al., 2006). Modificado de Sillitoe, 2010. ....	25
Figura 1-9: Figura que muestra la relación entre los porfidos Cu, y plutón, asociado a una roca volcánica y litocapa. El plutón precursor es multifase, y se muestra como un único	

cuerpo con líneas que marcan su consolidación progresiva. Las fases tempranas y tardías, interminerales y minerales de las reservas de pórfidos de Cu, que abarcan el intervalo durante el cual se formaron los depósitos, se originan a partir de profundidades cada vez mayores en la cámara parental progresivamente cristalizadora. La secuencia volcánica es un estratovolcán que se ha erosionado parcialmente antes de la formación del pórfido. La litocapa afecta la pila volcánica, así como las partes más altas de las rocas subyacentes (Sillitoe 2010) inspirado en Sillitoe (1973), Dilles (1987), Tosdal and Richards (2001), Casselman et al. (1995), and Dilles and Proffett (1995) ..... 28

Figura 1-10: Representación generalizada de la zonación de alteración-mineralización para depósitos de pórfidos de Cu, telescopeada. La alteración sericítica puede proyectarse verticalmente hacia abajo como un anillo que separa las zonas potásicas y propilíticas, así como cortar la zona potásica. La alteración sericítica tiende a ser más abundante en los depósitos de pórfido de Cu-Mo, mientras que la alteración de clorita-sericita se desarrolla preferentemente en los depósitos de pórfido de Cu-Au.Fuente: Modificado Sillitoe (2010) ..... 31

Figura 2-1: Mapa regional de los valles Tinguiririca y Teno, Cordillera Principal de los Andes, Chile. Información recopilada de los autores González (2008), Parada (2008), Piquer (2010), Hevia (2014) y Tapia (2015)..... 43

Figura 2-2: Columna estratigráfica representativa de las formaciones observadas entre los valles Tinguiririca y Teno, que fue compilada de la información obtenida de las descripciones realizadas por los autores Parada (2008), González (2008), Piquer (2010), Hevia (2014) y Tapia (2015). ..... 44

Figura 3-1: Dique andesítico posiblemente del Eoceno Superior- Mioceno Inferior que corta a la Formación Abanico..... 54

Figura 3-2: Subdivisión del área de estudio en dominios, utilizando un criterio geográfico el cual se mantiene durante la descripción de este capítulo. .... 55

Figura 3-3: Columna estratigráfica representativa en el marco local, desarrollada en base a una serie de observaciones obtenidas durante el ascenso en el sector Sur del Río Teno. .... 56

Figura 3-4: Dique andesítico asignado a la Formación Abanico que se identifica en el Dominio 3, vista perfil..... 60

Figura 3-5: Brecha hidrotermal de ancho 50 centímetros, sector Este de Estero Huemulina,

posee fragmentos de roca de caja e intrusivos graníticos, además de vetas en su interior...	62
Figura 3-6: Vista hacia el SW de estratificación NW observadas en el Dominio 5, sector Oeste de Estero Huemulina.	63
Figura 3-7: a) Falla Infiernillo (IF) ubicada a lo largo del Estero Infiernillo, cinemática dextral. b) Falla Huemulina (HF) ubicada a lo largo del Estero Huemulina cuya cinemática es dextral.	67
Figura 3-8: Plano de falla N10°W inversa dextral representativa del sector Oeste de Estero Infiernillo, vista perfil.	69
Figura 3-9: Vetillas de albita-epidota que se miden en el Dominio 1, son las vetillas con rumbo N40°W las que desplazan siniestralmente a vetillas rumbo N30°E.	70
Figura 3-10: Fallas con halo de pirita N40°E afectada por intemperismo que son cortadas por planos subhorizontales, y muestra indicadores de movimiento dextral.	71
Figura 3-11: Falla NE normal, tipo de falla más comúnmente medida en el Dominio 3.	72
Figura 3-12: Veta de albita epidota de textura brechosa y presencia de clasto angulares, ubicada en el dominio 3, vista en planta respectivamente.	72
Figura 3-13: Indicadores de régimen dextral en el dominio 4, vista de perfil.	73
Figura 3-14: Estructura con forma de Jog extensional observado en dominio 4.	74
Figura 3-15: Veta de cuarzo de espesor 5 cm junto a vetillas de pirita y halo amarillo con limonitas, vista en planta del Dominio 5.	75
Figura 3-16: a) Fallas NE con relleno de pirita y halo de alteración, fluido parece reactivar fracturas preexistentes, vista en planta. b) Fallas EW cortan a fallas NE, halo de alteración mayor en las fallas EW, vista en planta. c) Fallas subhorizontales correspondiente al último evento, cortan al resto de las fallas, vista perfil.	77
Figura 3-17: Vista hacia el Norte de falla con forma de jog extensional y relleno hidrotermal en el centro, vista de perfil.	78
Figura 3-18: Fallas NW presentes en el Dominio 5 con crecimiento de vetillas cuyo rumbo es subparalelo a las paredes de la falla, indicador de un movimiento normal.	78
Figura 3-19: Mapa geológico estructural de la región de estudio con eventos de deformación y subdivisión en dominios, se muestran las fallas mesoscópicas descritas en la sección 3.2.1	80
Figura 3-20: Mapa geológico estructural de la región de estudio, se asocian las rosetas de	

vetillas medidas a los distintos dominios geográficos.....	81
Figura 3-21: Cluster solución obtenida de MIM para el caso de $\phi$ 0,3 con tolerancia $\pm 0,1$ .....	86
Figura 3-22: a) Ángulos de misfit y planos activados en tolerancia menor o igual a 30%, b) círculo de mohr obtenido para la solución, se observa un régimen transpresional. ....	87
Figura 3-23: a) Planos que son activados con la solución de estrés seleccionada, b) Planos no activados con la dirección de estrés.....	88
Figura 3-24: Roseta de fallas que muestra el rumbo de todos los planos que no son activados con la solución $\phi$ 0,3.....	88
Figura 3-25: Solución de $\sigma_1$ y $\sigma_3$ para $\phi$ $0,7 \pm 0,2$ , se muestran los clusters de planos de fallas que son activados.....	89
Figura 3-26: a) Ángulos de misfit y planos activados en tolerancia menor o igual a 30%, b) círculo de mohr obtenido para la solución, se observa un régimen transtensional. ....	90
Figura 3-27: a) Planos que son activados con la solución de estrés seleccionada, b) Planos no activados con la dirección de estrés.....	91
Figura 3-28: Dirección de los planos de falla que no son activados con la solución de estrés seleccionada con un $\phi$ 0,7.....	91
Figura 3-29: Mapa de detalle realizado en Dominio 5, área de 5x10 m y escala 1:40, incluye fotos, interpretación de los elementos estructurales y leyenda.....	95
Figura 3-30: Mapa de detalle, donde se definen eventos en base a colores, cuarto evento del mapa es coincidente con el quinto evento definido en el párrafo previo. ....	97
Figura 3-31: Mapa que indica los puntos donde se observaron los distintos tipos de alteración .....	99
Figura 3-32: Esquema de halo de alteración en base a puntos de observación previos y control estructural asociado a las fallas medidas. ....	100
Figura 3-33: Patinas de Óxidos de cobre ubicados en la pared de una falla NE al Este del Estero Infiernillo, vista frontal.....	101
Figura 3-34: a) Vetas de pirita de rumbo N10°W y relleno de pirita que son cortadas por planos subhorizontales. b) Zoom a vetas de cuarzo con halo de pirita y posible sutura de pirita.....	104

Figura 3-35: Pared sur Dominio 2, se observan los parches asociados al tipo de alteración, fílico y potásico. ....	106
Figura 3-36: Vetilla con minerales hidrotermales alineados en actitud N20°W/64°W. ....	107
Figura 3-37: Vetillas tipo D sinuosas con halo de alteración fílico y sutura de pirita.....	108
Figura 3-38: Medición vetillas de pirita y halo de óxidos de Fe, vista en perfil del dominio 4 y rumbo NE .....	109
Figura 4-1: Rumbo promedio de las fallas para varios casos de $\sigma_1$ . ....	113
Figura 4-2: Casos de interacción entre fallas, asociadas al tamaño de las fallas principales, primer caso underlap, segundo caso sin underlap u overlap y tercer caso con overlap. ....	114
Figura 4-3: a) Fallas sin un link que las relaciones, b) Fallas con link representado por una línea, simula la existencia de un cuerpo intrusivo pre existente al ascenso de fluido y formación de un sistema tipo pórfido. ....	115
Figura 4-4: Asociación geométrica entre el ángulo del movimiento relativo de placa y la fosa. Usado para un margen de placa N20°e y una dirección de convergencia N78°E. Modificado de Teyssier et al. 1995. ....	117
Figura 4-5: Escenario tectónico usado para calcular la dirección de máximo acortamiento eje P con el modelo de Teyssier (1995). Modificado de Arancibia et al, 1999.....	118
Figura 4-6: Direcciones de en el marco de la región de estudio.[a] ángulo óptimamente orientado usando Sibson (1974), [b] Escenario calculado mediante el modelo de Teyssier et al (1995), [c] Tercer caso que considera el máximo stress subparalelo a la dirección de convergencia, [d] Cuarto caso que considera la solución obtenida por la inversión de stress de datos obtenidos en terreno. ....	119
Figura 4-7: Relación entre el un dique potencial y las propiedades del material, actuando como resorte. Modificado de Pollard & Fletcher (2005).....	121
Figura 4-8: Modelo de un sistema tipo pórfido, el segmento A-A' muestra la profundidad a la que se asocia el sistema que se está comparando (definido por las observaciones de terreno), en el rectángulo se encierra a una brecha hidrotermal que mediante la comparación de escala se logra asociarle un largo de 100 m. Modificado de Sillitoe (2010). ....	123

Figura 4-9: Profundidad vs máximo stress, muestra el límite y transición elástica y dúctil . Las líneas A-A' y B-B' muestran el dominio bajo el cual el modelo a realizar interactúa (específicamente la intersección entre segmentos) Modificado de T. Keller et al.(2013) .....124

Figura 4-10: [A] Geometría de la falla definida por Griffith et al (2010). [B] Resultados de slip para la falla definida, considerando un estado de stress calculado por un modelo mecánico, y que corresponden al orden de 1% del tamaño de falla. Obtenido de Griffith et al. (2010)..... 127

Figura 4-11: Resultado de slip y apertura para  $\sigma_H$  en N46°E sin considerar presión de fluido, el eje y corresponde a metros y representa el largo de la falla, mientras que el eje x es la magnitud de deslizamiento o apertura en metros. .... 129

Figura 4-13: Resultados de slip y apertura para el escenario de  $\sigma_H$  N81°E sin presión de fluido, el eje y corresponde a metros y representa el largo de la falla, mientras que el eje x es la magnitud de deslizamiento o apertura en metros. .... 130

Figura 4-12: Resultados para slip y apertura en escenario de  $\sigma_H$  N46°E con presión de fluido (75 MPa), el eje y corresponde a metros y representa el largo de la falla, mientras que el eje x es la magnitud de deslizamiento o apertura en metros. .... 131

Figura 4-14: Resultados de slip y apertura para el escenario de  $\sigma_H$  N81°E con presión de fluido (75MPa), el eje y corresponde a metros y representa el largo de la falla, mientras que el eje x es la magnitud de deslizamiento o apertura en metros..... 132

Figura 4-15: Resultados del campo de stress para  $\sigma_H$  N46°E sin presión de fluido, en el eje y se representa la coordenada NS con valores de m definiendo el tamaño de las fallas, en el eje x se representa las coordenadas EW. .... 133

Figura 4-16: Zoom en un área de 4x4 km de los resultados de stress obtenidos para el escenario de  $\sigma_H$  N46°E sin presión de fluido..... 134

Figura 4-17: Resultados del campo de stress para  $\sigma_H$  N81°E sin presión de fluido, en el eje y se representa la coordenada NS con valores de m definiendo el tamaño de las fallas, en el eje x se representa las coordenadas EW. .... 135

Figura 4-18: Zoom en un área de 4x4 km de los resultados de stress obtenidos para el escenario de  $\sigma_H$  N81°E sin presión de fluido..... 136

Figura 4-19: Resultados del campo de stress para $\sigma_H$ N46°E con presión de fluido, en el eje y se representa la coordenada NS con valores de m definiendo el tamaño de las fallas, en el eje x se representa las coordenadas EW. ....	137
Figura 4-20: Zoom en un área de 4x4 km de los resultados de stress obtenidos para el escenario de $\sigma_H$ N46°E con presión de fluido. ....	138
Figura 4-21: Resultados del campo de stress para $\sigma_H$ N81°E con presión de fluido, en el eje y se representa la coordenada NS con valores de m definiendo el tamaño de las fallas, en el eje x se representa las coordenadas EW. ....	139
Figura 4-22: Zoom en un área de 4x4 km de los resultados de stress obtenidos para el escenario de $\sigma_H$ N81°E con presión de fluido. ....	140
Figura 5-1: Mapa de vetillas junto a estimación del régimen de stress asociado a cada evento (Capítulo 3).....	145
Figura 5-2: Resultados de modelo mecánico para $\sigma_1$ con rumbo N81°E, a) sin presión de fluido, b) con sobre presión de fluidos de 75 Mpa localizada en el sector donde se desarrolla el stepover.....	149
Figura 5-3: Imagen que considera los resultados obtenidos del modelo mecánico con presión de 75 Mpa bajo a los resultados de mapeo estructural realizado en el área de estudio.....	150

## INDICE DE GRÁFICOS

	Pág
Gráfico 3-1: Histograma realizado para los valores de $k=4$ , (En Anexo MIM se pueden ver los histogramas de $k=5$ y $6$ ). .....	83
Gráfico 3-2: Ejemplo de los parámetros definidos, con el gráfico de adquisición linear (LAP), el gráfico de la adquisición del gradiente (GAP) y el gráfico de adquisición estandarizada que se asocia a una curva en escala de probabilidad (SAP). .....	84
Gráfico 3-3: Curva solución obtenida del modelo de Kruvier (2001) para los resultados de MIM. ....	85

## RESUMEN

En esta tesis se estudia un sistema hidrotermal de tipo Pórfido Cuprífero del Mioceno tardío ubicado en la cordillera principal, de la región del Maule y desarrollado a lo largo de un sistema de fallas transtensionales paralelas al margen de subducción. El objetivo principal de este estudio es entender la relación que existe entre la deformación frágil de las rocas de la corteza superior y el transporte de fluidos hidrotermales a través de las fallas reconocidas en el área de estudio, entendiendo cual es el rol que ellas tienen en el aumento de permeabilidad relativa en la zona. Para esto se utilizaron distintas metodologías, entre ellas la compilación de un mapa regional de escala 1:100000, el desarrollo de un mapa distrital con énfasis en los elementos estructurales principales para entender su cinemática, litología y alteración hidrotermal. Se realizó un análisis a través del software Faultkin de los principales sitios estructurales, junto a la inversión del stress a través del software MIM de las fallas medidas en el área de estudio. Además, se realizó un análisis petrográfico, calcográfico y geo-cronológico con muestras de la zona de estudio. Finalmente, se implementó el método *2D Boundary Element Displacement Discontinuity Method* (BEM), comprobando la factibilidad mecánica y cinemática de dos fallas principales NS para desarrollar un *stepover* extensional.

Los resultados del trabajo de campo indican que geología local se caracteriza por rocas volcánicas andesíticas y volcano-sedimentarias asociadas a la Formación Abanico (Eoceno Superior - Mioceno Inferior), intruidas por dos generaciones de diques; unos de composición andesítica contemporáneos a la Formación Abanico y otros de composición granodioríticos datados con el método U-Pb en circones, obteniéndose una edad de aproximadamente 18 Ma. Se estudiaron las fallas presentes en la zona de estudio y se encontraron distintos sistemas de fallas de acuerdo a su orientación y cinemática: (1) Fallas NS sub-verticales dextrales que generan un *stepover*; (2) Fallas N60°E/subverticales dextral-normal ubicadas en el interior del *stepover*, y (3) Fallas N40°-60°W/subverticales siniestrales que cruzan el *stepover*. La alteración identificada

corresponde a tres zonas de alteración hidrotermal, un centro de alteración potásica rodeado de alteración fílica y un halo externo de alteración propilítica.

El modelamiento numérico con elementos de borde (BEM), de un *stepover* extensional entre fallas NS dextrales, sin overlap, escalado según lo observado en terreno, y que incorpora una discontinuidad elongada en rumbo NE que une las trazas de las fallas, que representa los diques granodioríticos, entrega como resultado la magnitud del deslizamiento, apertura y el estado de *stress* local de este modelo. Este modelamiento considera 4 casos para el rumbo del stress principal máximo ó stress compresivo remoto que varía entre N46°E y N81°E, para los siguientes dos escenarios, uno con presencia de fluido a lo largo de las estructuras y otro sin presencia de fluido. Los resultados indican: (1) un mayor deslizamiento para la falla favorablemente orientada respecto al rumbo del stress remoto, (2) una apertura localizada en el centro del *stepover* concentrando los fluidos, y (3) una rotación del máximo stress local a medida que se acerca a la zona asociada a una presión de fluido (distribuida a  $\pm 2$  km desde el centro del *stepover*).

Como conclusión, el mejor escenario que correlaciona la información de terreno con los resultados del modelo numérico corresponde al caso de un stress remoto de rumbo N81°E que explicaría la formación de fallas secundarias NE, NW en la ausencia de presión de fluido y EW cuando existe presión de fluido en el sistema hidrotermal. La intersección y orientación de estas fallas aumentarían la permeabilidad relativa de la roca de caja, facilitando el ascenso de fluidos a través de fracturas hidráulicas, concentrando la alteración entre las fallas NS (Falla Huemulina y Falla Infiernillo) donde se tiene un régimen extensional local, consistente con la geometría de los halos de alteración observados en terreno.

## ABSTRACT

Obliquely convergent subduction orogens show both margin-parallel and margin-oblique fault systems associated with ore deposits and geothermal systems within the volcanic arc. Fault orientation and mechanical interaction between different fault systems perturb the stress field locally, and exert a first order control on fluid migration pathways as documented by the spatial distribution of fault-vein arrays, hydrothermal alteration, magmatic intrusive bodies and modern volcanic centers.

Our selected case study is a Miocene-Pliocene hydrothermal system, that has a porphyry-copper type signal, that crops out in the precordillera of the Maule region along the Teno river Valley (lat. 35°S). The regional and local scale geology is characterized by volcano-sedimentary rocks (Upper Eocene- Lower Miocene) associated with the Abanico Formation, intruded by coeval dikes and Miocene granodioritic plutons (U-Pb zircon age of  $18.2 \pm 0.11$  Ma). Several regional to local scale faults were recognized in the field: (1) First-order, N-striking subvertical dextral faults forming a right stepover; (2) Second-order, N60°E-striking steeply-dipping, dextral-normal faults located at the stepover between the first order faults, and (3) N40°-60°W striking subvertical, sinistral faults crossing the stepover zone. The hydrothermal alteration observed in the area are potassic alteration, surrounded by filic alteration and an external halo of propylitic alteration.

We use several methodologies to understand the role of secondary faults and permeability, we compile a regional map with a scale of 1:100000 using previous ones from several authors, a district map using 1:5000 scale photos with emphasis in structural features to understand their kinematics, lithology and hydrothermal alteration, and we took samples for petrographic, calcographic and age analysis. We also did a Faultkin analysis and a stress inversion using MIM for the faults measured in the area. Finally, we develop a kinematic model to explain the structural development of the porphyry copper system in which the observed arrangement of second order faults is related to stress perturbations around the first order extensional stepover and implement a *2D Boundary Element*

*Displacement Discontinuity Method* (BEM) model to test the mechanical feasibility of the kinematic model and compare it with fragile analysis and stress inversion.

The BEM model yields heterogeneous stress fields within the stepover region showing maximum slip for the fault best oriented and opening localized in the center of the system. We compare several scenarios constrained by observations. Our preferred model considers a granodioritic body as a link between the main faults, associated to the aprox. age of the hydrothermal system (< 8 Ma) and the mapped information, it also shows how deformation us driven by a N81°E regional  $\sigma_1$  and suprahydrostatic fluis pressured in the stepover region, results in a local rotates clockwise rotation as it approaches to the primary faults, and how the stresses evolves where the opening is concentrated, matching the observed orientation and kinematics of secondary faults. Model results are consistent with the structural and kinematic data collected in the field attesting to enhanced permeability and fluid flow transport and arrest spatially associated with the stepover, where the hydrothermal alteration is observed.



## 1. INTRODUCCIÓN

Para comprender el emplazamiento y distribución espacial de los pórfidos cupríferos (y de todos los depósitos minerales de tipo magmático-hidrotermal) es necesario determinar el control geológico-estructural sobre la migración de los magmas y los paleo-fluidos hidrotermales. El principal desafío yace en identificar y caracterizar las fallas existentes, sus geometrías, cinemática y temporalidad, relacionándolas genética y espacialmente a la localización de los halos de alteración y mineralización (Sillitoe & Perelló, 2005; Sillitoe, 2010).

Sibson (1985) indica la importancia de la permeabilidad de una estructura regional en la formación de cuerpos mineralizados, permitiendo la formación de pórfidos en zona de fallas de rumbo. Estas son comúnmente interrumpidas, transfiriendo su movimiento a fallas de rumbo paralelas, siendo posible la formación de *stepover* extensionales (e.g estructuras de *pull apart*). Según este autor las zonas de fallas pueden encontrarse favorablemente orientadas con respecto al estado de stress, facilitando el transporte de fluidos. Por esta razón, conocer el estado de estrés local y la distribución de deformación y slip de las fallas, puede mejorar la comprensión de la distribución de los magmas y fluidos que dieron origen a un sistema tipo pórfido cuprífero.

En este trabajo, se estudió la conexión entre la naturaleza espacial y dinámica de un sistema de fallas con zonas de alteración (e.g Piquer et al., 2010) y mineralización hidrotermal. Esta alteración estaría asociada a un sistema tipo pórfido cuprífero de edad Miocena ubicada en la alta cordillera de los Andes Centrales (1300 m.s.n.m), zona que ha estado bajo condiciones de subducción con oblicuidad entre 10 -28° (Somoza et al., 2012), área ubicada en la desembocadura de los Esteros Huemulina e Infiernillo de marcada geometría rectilínea de rumbo NS en el río Teno de rumbo EW (35ª Lat. 1300 m.s.n.m). Se describió la geometría, cinemática y halos de alteración-mineralización de fallas, fracturas y vetillas que afloran en el sistema. Esta evidencia se confrontó con un análisis

cuantitativo a través de un modelo mecánico cuasi estático que permitió la interpretación de escenarios tectónicos, estrés remoto y local

Utilizando el método de elementos de borde (BEM por su sigla en inglés) y elementos de discontinuidad de desplazamiento (Crouch & Starfield, 1983), el cual resuelve problemas de fracturas en un medio elástico de forma versátil, pudimos modelar las complejidades geométricas y mecánicas de un *stepover* extensional, en el área de estudio.

### **1.1 Planteamiento del problema**

El estudio de yacimientos tipos pórfido cupríferos ha permitido desarrollar modelos cualitativos y evolutivos los cuales permiten, además, crear guías de exploración, mediante la comprensión de su génesis, litología asociada, estructuras favorables, alteración y mineralización, siendo la cordillera de los Andes un caso destacado para observar la clara relación entre el emplazamiento de pórfidos cupríferos y la deformación de la corteza (Sillitoe, 2010).

En la formación de este tipo de depósitos se ha logrado comprobar el marcado control estructural (Lindsay *et al.*, 1995; Neimeyer & Munizaga, 2008; Piquer *et al.*, 2013; Oyarzún & Lillo, 2013; Barrios, 2015) y la importancia de la permeabilidad inducida por fallas regionales y locales (Sibson *et al.*, 1988; Sibson, 1990). En particular, la formación de pórfidos puede estar asociada a fallas de rumbo interrumpidas espacialmente, las que transfieren su movimiento a fallas (sub)paralelas a través de *stepover* extensionales (e.g. estructuras de *pull apart*).

La relación entre la deformación de la roca y el transporte de fluido a través de ella es compleja. Existe una interacción entre las distintas variables que gobiernan el proceso físico (e.g. deformación y stress del sólido; presión y velocidad del fluido). El fracturamiento hidráulico ocurre debido a un incremento de la presión de fluidos, la cual disminuye el stress efectivo en la roca, ocasionando que esta sea más susceptible a fallar bajo criterios de deformación frágil (e.g. Mohr-Coulomb) (Sibson, 1994). Por otro lado, la deformación de la roca permite la generación de

vacíos a través de los cuáles el fluido puede ser transportado. Este fenómeno debe ser considerado al evaluar la influencia de sistemas de falla para el desarrollo de guías de exploración.

En la roca, existe una clara relación entre la orientación del stress y la deformación de esta. Bajo regímenes frágiles, la orientación del estado de stress gobierna el tipo de fractura, tanto sobre una roca isotrópica o una roca con fracturas preexistentes (Cox, 2010). No obstante, la distribución espacial del estado de stress en un sistema de falla es heterogénea, dependiendo de la geometría particular del sistema (e.g. Iturrieta et al., 2017, Roquer et al., 2017). Además, la generación de nuevas fallas/fracturas secundarias, o reactivación de antiguas, puede variar considerablemente dependiendo de su posición y orientación relativa al sistema de fallas. Por lo tanto, es necesario estudiar cómo la geometría de un sistema de falla genera las condiciones que permitan el emplazamiento de un pórfido.

Por otro lado, la alteración de un sistema de pórfido cuprífero es también heterogénea (e.g. Silitoe, 2010), y depende de la fuente de calor (i.e. magmática), su composición y la de los fluidos hidrotermales asociados, entre otros. Sin embargo, la relación entre la deformación de la roca y su alteración debido al transporte de paleofluidos es poco entendida.

En resumen, la comprensión de los procesos geológicos-estructurales de los yacimientos tipos pórfidos y sus correspondientes eventos de deformación mineralizadores, es fundamental para entender su origen y distribución espacial. En este trabajo se estudia cuál es la relación entre distribuciones heterogéneas de deformación, fluidos y alteración de la roca de caja, asociadas a la génesis de un sistema tipo pórfido cuprífero.

## 1.2 Hipótesis

- 1) Los lineamientos de azimuth NS/NNE coincidentes con los Esteros Huemulina e Infiernillo, que se conectan con el río Teno de azimuth EW serían fallas de rumbo NS dextrales consistente con un stepover extensional.

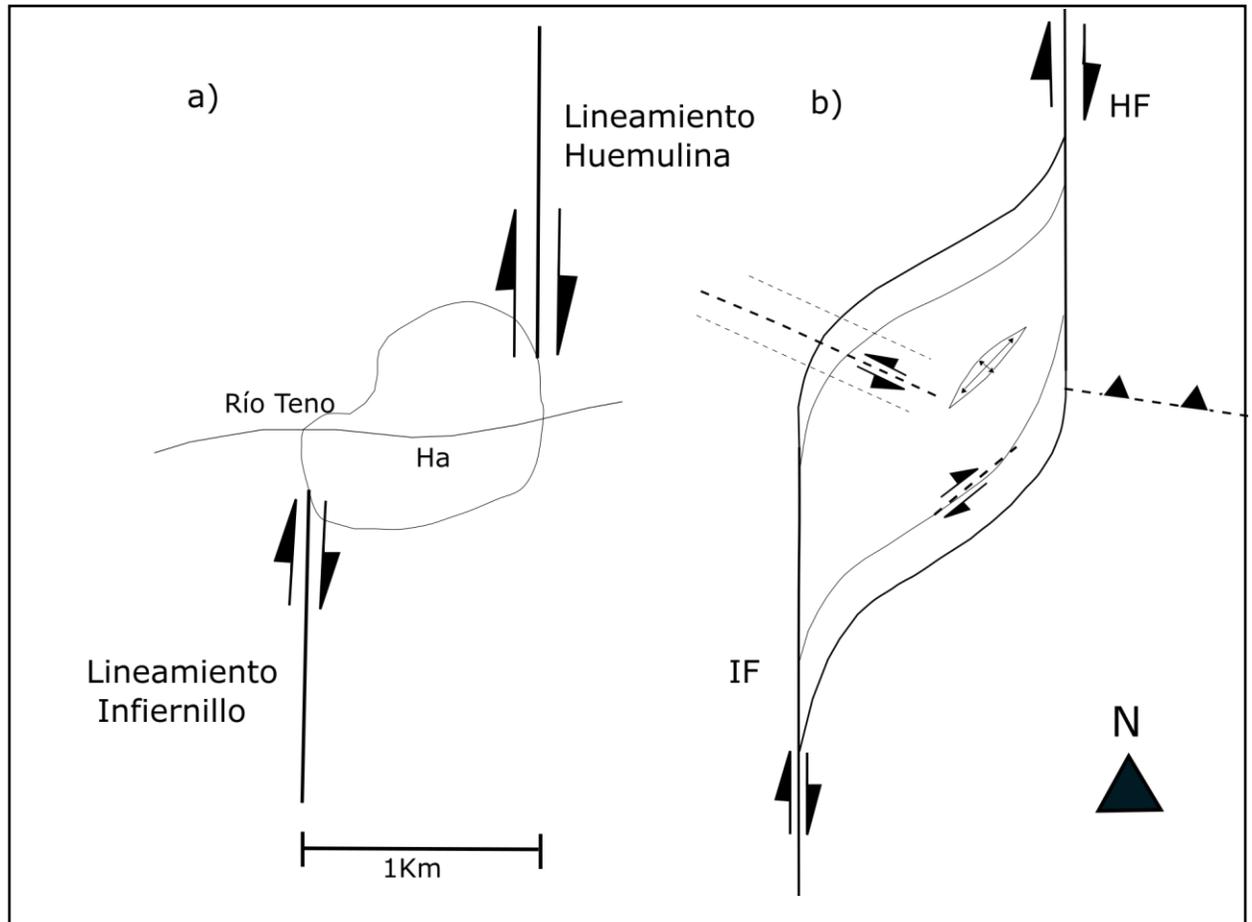


Figura 1-1: Hipótesis a considerar para la geología estructural que se desarrolla en entre los, Esteros Huemulina e Infiernillo, valle del Río Teno, Cordillera Principal, Chile

- 2) La rotación progresiva en el espacio del campo de stress alrededor de las fallas NS (Falla Huemulina y Falla Infiernillo) que forman un stepover<sup>1</sup> extensional, explicaría la distribución espacial heterogénea de fallas secundarias NE o NW y vetas con distintas orientaciones.

<sup>1</sup>Fallas de rumbo interrumpidas espacialmente, las que transfieren su movimiento a fallas (sub)paralelas (Estructuras pull-apart)

- 3) La interacción mecánica entre fallas y la formación de un stepover controlan a escala local la migración de fluidos hidrotermales.

### **1.3 Objetivos**

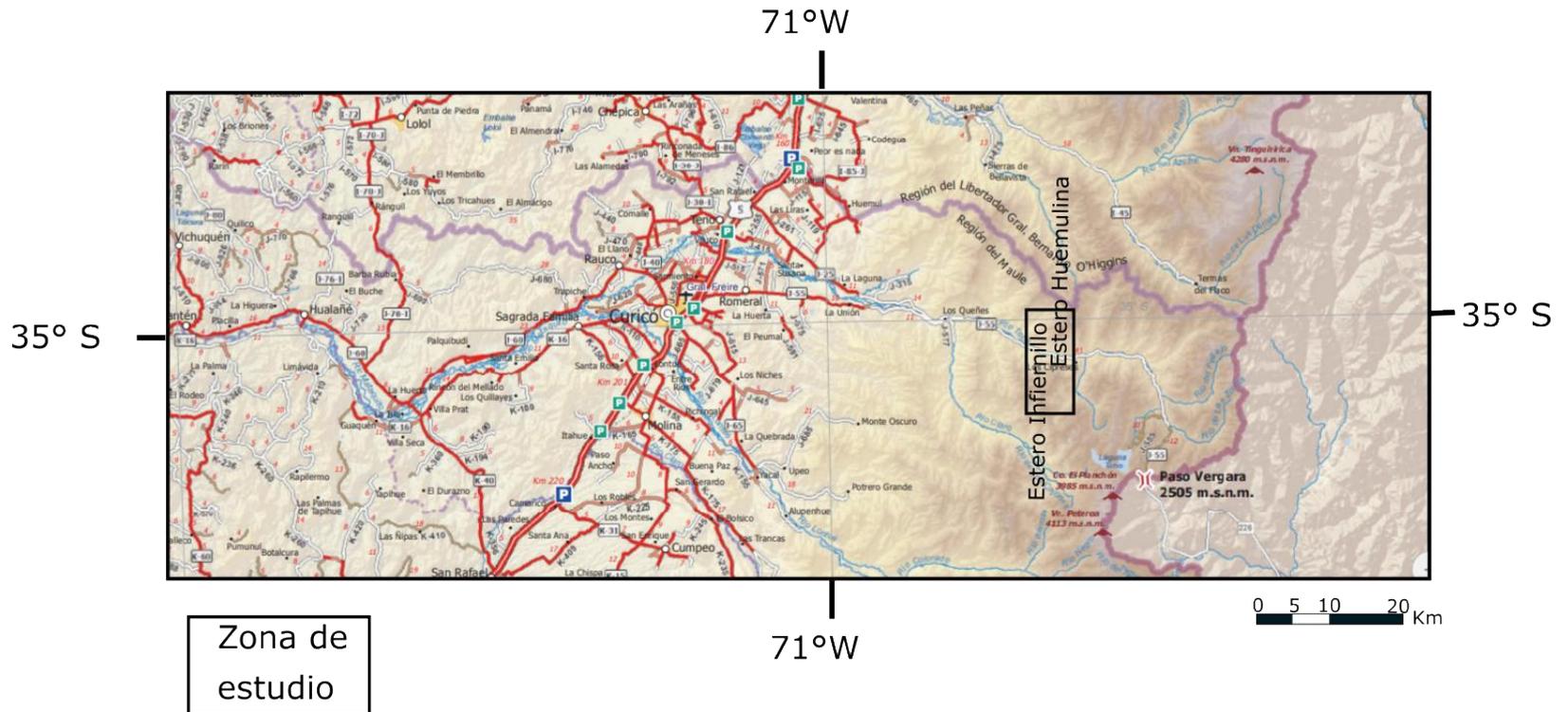
El objetivo general de este estudio es contribuir a entender la relación que existe entre la deformación frágil de las rocas de la corteza superior con el transporte de fluidos hidrotermales. En particular, identificar el rol de fallas subparalelas al margen continental y oblicuas de rumbo NW y NE con el emplazamiento de un pórfido cuprífero.

Los objetivos específicos son:

- Determinar el control mecánico estructural de primer orden para la migración de fluidos en un stepover extensional.
- Identificar el rol de las fallas transversales al margen continental, de rumbo NW o NE, en el aumento de la permeabilidad relativa en un sistema de falla de escala kilométrica.
- Comprender la relación entre el campo de stress en el sistema de falla y roca de caja y la distribución espacial de la alteración.

## 1.4 Ubicación

Este se encuentra en los Andes Centrales, Región del Maule cordillera. La zona donde el Estero Infiernillo y Huemulina confluyen hacia el río Teno, a 21 Km hacia el Este del poblado Los Queñes. Las coordenadas ubican el centro de este afloramiento tipo Pórfido Cuprífero en 6120696 Norte, 354087 Este (WGS84 19S), a una altura aproximada de 1200 msnm. (35° latitud).



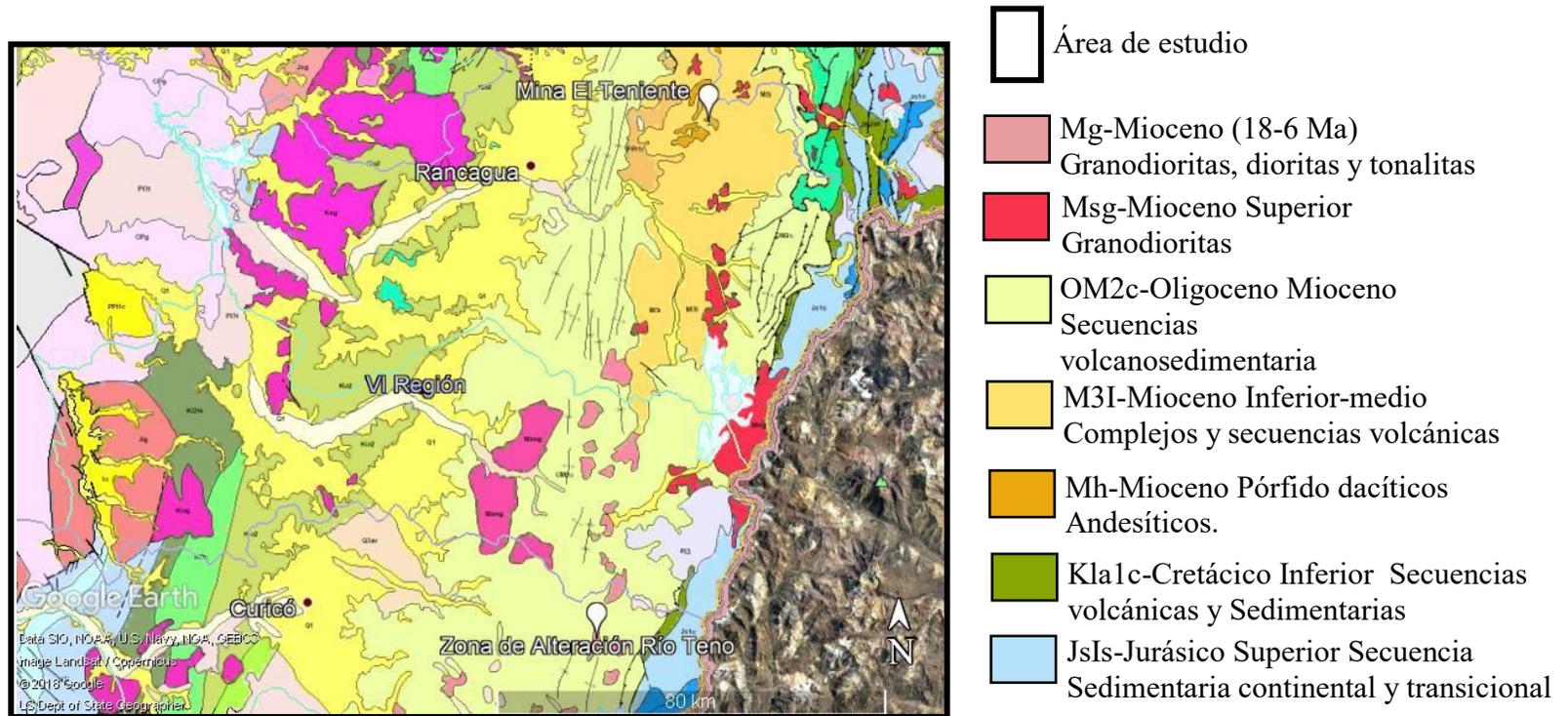


Figura 1-2: Ubicación y acceso al sector de estudio en las cercanías de la Cordillera de los Andes central, Chile. Modificado Carta caminera, cuadernillo 2017, MOP, junto a mapa geología regional 1:1000000 Sernageomin.

El acceso a este sector desde Santiago se realiza mediante la ruta panamericana norte-sur, que se une al cruce del camino J-25 Teno Norte salida camino La Montaña a 20 km norte de Curicó. El camino se encuentra pavimentado y con ripio en buen estado, que luego intersecta la ruta J-55 en el puente Teno, ruta que une el pueblo de los Queñes con el Paso Vergara. Por la presencia de la mina de caliza “El Fierro” de la comuna El Romeral y perteneciente a la

compañía Cementos Bio-Bio, quienes se encargan del uso y mantención, el camino se encuentra en muy buenas condiciones. A través de la ruta J-55 y por 20 km hacia el este se llega al sector de estudio.

## 1.5 Metodología

Para responder la pregunta de investigación se utilizaron las siguientes metodologías:

- Compilación de un mapa regional de escala 1:100.000 (área de 50 x 43 km) para conocer y caracterizar las diferentes unidades geológicas regionales (Parada, 2008; González, 2008; Piquer et al., 2010; Hevia, 2014; Tapia, 2015).
- Mapeo de superficie utilizando imágenes de alta resolución y papel transparente de escala 1:5000 para caracterizar las unidades geológicas locales. Junto a este, se realiza un mapa geológico estructural, identificando las cinemáticas y relaciones temporales relativas de fallas en la zona de estudio. Por último, se identifican las asociaciones minerales de alteración.
- Mapeo de superficie de detalle, a escala 1:40, para identificar relaciones de corte y mineralización de los elementos observados, junto a la geometría del afloramiento mediante imágenes geo-referenciadas. Se obtuvieron 365 fotos, las cuales fueron ensambladas mediante el programa AGISOFT, para construir un fotomosaico de alta resolución donde pudo ser localizada los elementos descritos en mapeo realizado.
- Análisis petrográfico y calcográfico de 18 muestras representativas del área de estudio, para precisar la litología, alteración y mineralización. Las descripciones se encuentran en el Capítulo 3 y Anexo 2 CT-CP.
- Análisis geocronológico en 4 muestras, dos de un afloramiento de roca granodiorítica alterada para definir una edad máxima del sistema hidrotermal, y dos de la roca volcánica de caja, utilizando el método de datación de U/Pb en circones.
- Descripción de la orientación y cinemática de fallas presentes en la zona de estudio. La cinemática fue obtenida a través de análisis de estrías según el criterio de Doblas (1998) y la calidad relativa de la medición. Se realizó un análisis cinemático de fallas para obtener las orientaciones de deformación

instantáneas, mediante el uso del software Faultkin (Marret & Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2012). Además, se realizó un análisis dinámico, para obtener los esfuerzos principales, mediante la inversión de datos en el software MIM (Multiple Inverse method) (Sato & Yamaji, 2006a,b; Otsubo & Yamaji, 2006, Yamaji & Sato, 2006; Otsubo et al., 2008). Esta metodología es detallada en el Capítulo 3.

- Se utilizó el método BEM (*Boundary element method*), el cual permite calcular variables mecánicas de un sistema de fallas mientras se encuentra embebido en un medio infinito elástico. Para esto se utiliza una implementación del método en el software MATLAB (MathWorks, 2014). El método utiliza la geometría del sistema y un stress remoto como input, y así obtener la distribución espacial de deslizamiento y apertura en las fallas y el campo de stress en la roca de caja. Finalmente, se obtiene el campo de stress de Coulomb, cuya orientación es confrontada con el mapa de fallas y fracturas.

A continuación, se detallan algunas de las metodologías utilizadas.

### **1.5.1 Análisis petrográficos y calcográficos**

Se seleccionaron muestras representativas de la litología, mineralización y alteración en distintos afloramientos, cuyas descripciones de terreno y ubicación se encuentran en la sección resultados, para analizar su petrografía y calcografía. Estas fueron enviadas al Laboratorio de cortes transparentes y pulidos del departamento de Geología de la Universidad de Chile.

- Cada muestra fue cortada con sierra hidráulica en bloques de 20x20x20 cm, y posteriormente seccionadas en pequeños cortes centimétricos, los cuales fueron insertados y pegados en placas de vidrio.
- Se realizaron cortes transparentes con un grosor entre 34 a 38  $\mu\text{m}$ , para ser finalmente pulidos a un grosor de 30  $\mu\text{m}$  aproximadamente.

- Para cada muestra, se realizó un análisis de microscopía, en el cual se realizó la toma de fotografías utilizando distintos tipos de luz: PPL (*Plane polarised light*), XPL (*Crossed polarised light*), RPPL (*Reflected plane polarised light*) y RXPL (*Slightly uncrossed transmitted and reflected plane polarised light*). Utilizando las fotos anteriores se realizó una descripción y análisis petrográfico y calcográfico.

### **1.5.2 Dataciones U-Pb en circones (e.g Leisen et al., 2015)**

Las dataciones fueron realizadas en el Laboratorio de Geología Isotópica del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), ubicado en el departamento de Geología de la Universidad de Chile.

La datación utiliza la técnica LAICP-MS, la cual permite determinar composición de elementos trazas además de composición isotópica y edad de minerales como el circon. En particular, el circon es un mineral cuya temperatura de cierre es similar a la temperatura de cristalización de magmas graníticos, cuyos ensambles representan complejas historias geológicas, y que posee un núcleo más viejo y zonas de crecimiento más jóvenes (Fauré, 1986).

Los siguientes pasos describen la metodología utilizada, que es realizada en el laboratorio antes presentado.

- Obtención de circones: Chancado de la muestra, tamizado, separación por mesa Gemini (mesa vibradora que permite separar minerales ultrafinos), separación magnética mediante Frantz y concentración utilizando líquidos densos, corresponden a la serie de etapas que separa a los circones.
- Montaje de circones: Los circones son montados a mano en una cinta de doble contacto, sobre la muestra se coloca un anillo de plástico de aproximadamente 1 cm de alto, se vierte resina sobre la muestra y se deja endurecer. La muestra es separada de la cinta doble contacto para pulir su superficie y lograr una máxima

superficie de exposición de los circones, para muestras magmáticas se montan unos 50 circones.

- Análisis visual de los circones: Las muestras son fotografiadas bajo la lupa para identificar fracturas e inclusiones en los granos. Se busca identificar zonaciones y sobre crecimientos no visibles en la lupa mediante la toma de imágenes de catodoluminescencia (CL) de los circones, lo que permite definir si utilizar borde o centro en la ablación láser.
- Limpieza de la muestra: Las muestras se someten a un baño ultrasónico con agua ultrapura para limpiar y eliminar contaminación por manipulación.
- Ablación láser: Se seleccionan zonas de 30  $\mu\text{m}$  en el circón que son sometidas a un haz de luz de un láser. Existe una limitación asociada al tamaño de la zona de crecimiento versus el tamaño del núcleo del circón, además del diámetro óptimo del haz de ablación. El diámetro de luz puede entregar resultados sin sentido geológico, es decir, al tener un diámetro de haz muy grande puede ablacionar parte de ambas zonas lo que entrega la edad promedio. Esta etapa desprende partículas de circón
- Captación de partículas: Las partículas desprendidas son captadas por un flujo de gases, donde se utilizan He y Ar.
- ICP-MS: Obtención de la cantidad de isótopos de U y Pb. Esto es registrado por los programas Iolite, VisualAge e Isoplot.
- Determinación de la edad de la muestra: Mediante la utilización de los programas anteriores se hacen relaciones entre isótopos de U y Pb para establecer un rango de edad y la obtención de las gráficas de concordia (Solari & Tanner, 2011).

### 1.5.3 Descripciones de la teoría matemática del método Boundary Element Method y sus complementos.

#### 1.5.3.1 El método Boundary Element Method of Displacement Discontinuity

El método *Boundary Element Method (BEM)* es una técnica numérica para resolver ecuaciones diferenciales que gobiernan problemas de valor límite sujeto a condiciones de borde preescritas a lo largo de límites discretos, que en este caso se trata de fallas y fracturas, las cuales se definen por una serie de elementos lineales denominados discontinuidades de desplazamientos constante (*constant displacement discontinuity*). El enfoque básico de BEM es crear una solución singular que se obtiene para cada elemento discreto, que satisface las condiciones especificadas de borde, y luego simultáneamente resuelve un set de ecuaciones lineales que incorporan la interacción entre las diferentes partes que definen el dominio. La solución en cada elemento posee un rol en cada ecuación, y cuando estas están resueltas, la solución en cualquier punto del dominio puede ser construida (Crouch & Starfield, 1983; Stanton-Yonge et al, 2016).

Una formulación específica del método BEM es utilizada, la cual se denomina *Displacement Discontinuity Method* (Crouch, 1976 a,b), y que se basa en obtener una solución analítica 2D para el problema de una discontinuidad de desplazamiento constante en una línea finita inmerso en un medio elástico infinito (Steketee, 1958; Crouch, 1976 a,b). Físicamente, una discontinuidad de desplazamiento puede considerarse como una fractura cuyas superficies opuestas han sido desplazadas relativamente una de la otra en una cantidad constante. Si la fractura es dividida en  $N$  elementos, cada uno con una discontinuidad de desplazamiento constante, es posible obtener una aproximación discreta a una distribución continua de desplazamientos a lo largo de la grieta (Crouch & Starfield, 1983)

Una grieta curvada en 2D puede ser descrito por  $N$  elementos rectos; cada uno representando una discontinuidad de desplazamiento constante. La discontinuidad a lo largo del segmento  $j$  perteneciente a la línea de grieta es definida por las direcciones de

sus componentes en cizalle  $D_s$ , y apertura  $D_n$  con respecto a un sistema coordenadas  $s$  y  $n$ . La solución para los stresses normales  $\sigma_n^i$  y de cizalle  $\sigma_s^i$  en la mitad del elemento  $j$  es la resultante de la combinación de discontinuidades de desplazamiento en los  $N$  elementos (Fig 1-3) la cual puede ser resuelto a través de los sistemas de ecuaciones en Eq 1.5.3-1 y Eq. 1.5.3-2 (Crouch & Starfield, 1983). Los coeficientes de influencia  $A_{ss}^{ij}, A_{sn}^{ij}$ , son derivados de la solución analítica del problema que relaciona los desplazamientos en elementos individuales, con tracciones inducidas por otros elementos, estos coeficientes permiten incorporar interacción entre los elementos del modelo (Crouch, 1976 a,b). Este enfoque es particularmente atractivo ya que permite el estudio de la interacción mecánica entre múltiples fracturas y fallas de complejas geometrías

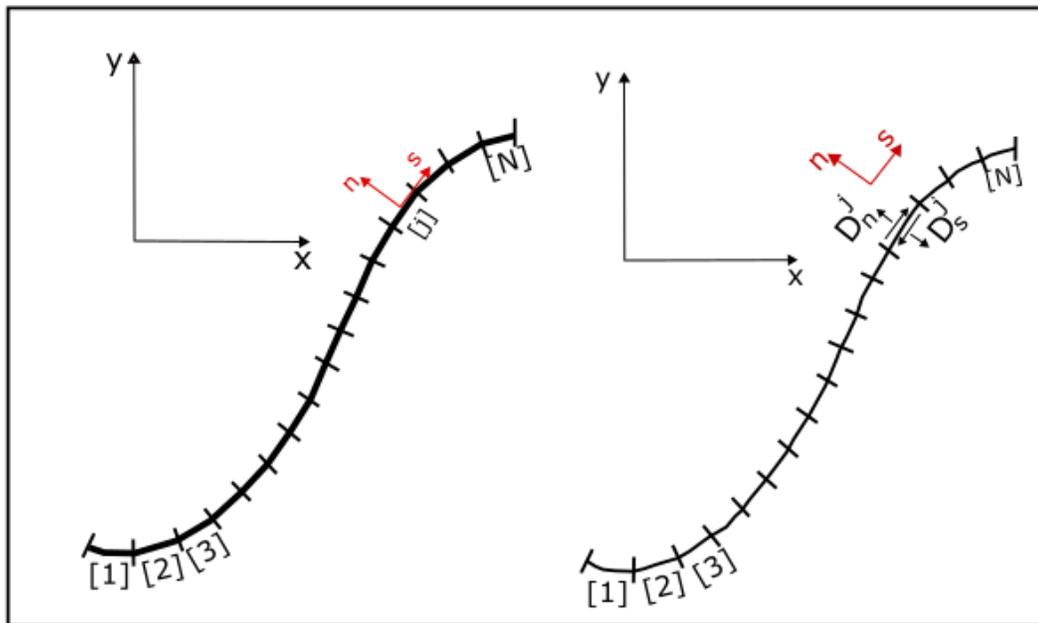


Figura 1-3: Representación de una grieta en 2D subdividida en  $N$  elementos denominados discontinuidades de desplazamiento constante. Modificado de Crouch & Starfield (1983) y Stanton-Yonge et al (2016).

$$\sigma_s^i = \sum_{j=1}^N A_{ss}^{ij} D_s^j + \sum_{j=1}^N A_{sn}^{ij} D_n^j$$

Eq. 1.5.3-1

$$\sigma_n^i = \sum_{j=1}^N A_{ns}^{ij} D_s^j + \sum_{j=1}^N A_{nn}^{ij} D_n^j$$

Eq. 1.5.3-2

### 1.5.3.2 Algoritmo Complementario

Para resolver problemas de contacto en discontinuidades se utiliza un algoritmo complementario desarrollado por Mutlu & Pollard (2008), esto se debe a que los problemas que involucran superficies de fallas con cohesión y fricción son algunos de los más difíciles de resolver, dado a que no se conocen las condiciones de las superficie a priori (Mutlu & Pollard, 2008). En estos casos las fallas pueden estar completamente cerradas bajo la aplicación de un régimen compresivo pero parcialmente abiertas si el esfuerzo evoluciona (Jeyakumaran & Rudnicki, 1995; Mutlu & Pollard, 2008). Dado a que los elementos que se encuentran en apertura no generan fuerza de fricción, el deslizamiento ocurrirá en cualquier valor de tracción de cizalle distinta de cero, mientras que si se encuentran parcialmente cerrado van a deslizar cuando el stress de cizalle crítico sea excedido durante el proceso de carga (Mutlu & Pollard, 2008).

Las ecuaciones en Eq. 1.5.3-3 resuelven este problema usando un coeficiente de fricción para cada elemento especificado en la falla.  $T_n$  y  $D_n$  corresponden a la tracción normal y el desplazamiento relativo perpendicular a la superficie de la falla,  $T_s$  y  $D_s$  representan las componentes de tracción de cizalle y desplazamiento discontinuo de cizalle respectivamente (Mutlu & Pollard, 2008).

$$T_n \geq 0$$

$$D_n \geq 0$$

$$T_n \times D_n = 0$$

if  $|T_s| = 0$  and  $\mu \times T_n - T_s > 0$ , then  $D_s = 0$

if  $|T_s| - \mu \times T_n = 0$ , then  $D_s \neq 0$  or

$$|T_s| \leq \mu \times T_n$$

Eq 1.5.3-3

Las primeras condiciones garantizan que no ocurra interpenetración, entregando un valor para la tracción normal positivo cuando las fallas están en contacto o cero cuando hay apertura, las últimas tres ecuaciones buscan asegurar una condición de deslizamiento nulo (pegados) o de deslizamiento positivo (Mutlu & Pollard, 2008).

### 1.5.3.3 Restricciones de fricción en el tensor de stress regional

Se calcula el tensor del campo de stress remoto asumiendo que las fallas de primer orden de rumbo NS subverticales se encuentran bajo stress crítico para fallar, considerando el criterio de falla friccional lineal de Coulomb (Sibson, 1974)

$$\tau > \tau_f = \mu \sigma_n$$

$\tau$  es el stress de cizalle aplicado,  $\tau_f$  es la resistencia al cizallamiento por fricción,  $\mu$  es el coeficiente de fricción estático que para rocas de la corteza es aproximadamente 0,75 (Byerlee, 1978) y  $\sigma_n$  es el stress normal a lo largo de la falla.

Considerando la condición de deslizamiento reescrita de la forma  $(\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\Theta = \mu[(\sigma_1 + \sigma_3) - (\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\Theta]$  (Sibson, 1974), y si se define el radio de stress como  $R = \frac{\sigma_1}{\sigma_3}$ , al sustituir la expresión se obtiene  $R = [\sin 2\Theta + \mu(\cos 2\Theta + 1)] / [\sin 2\Theta + \mu(\cos 2\Theta - 1)]$ , con  $\Theta$  como el ángulo entre la falla y el azimut del máximo stress compresivo (Sibson, 1974).

Los stresses  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$  se ubican en los planos horizontal y vertical dependiendo del tipo de falla que se estudia, en el marco de este trabajo se tiene 2 fallas principales de

rumbo dextral, por lo que se considera que  $\sigma_2$  es el stress vertical definido como  $\sigma_v = pgz(1 - \lambda)$ , con  $p$  como la densidad de corteza,  $g$  la aceleración de gravedad,  $z$  la profundidad y  $\lambda$  el factor de presión de fluido que para el caso del gradiente de presión hidrostática se utiliza un valor aproximado de 0,4 (Griffith et al, 2010).  $\sigma_2$  se puede escribir además como  $\sigma_2 = \sigma_3 + k(\sigma_1 - \sigma_3)$  donde  $0 < k < 1$  (Sibson, 1974). Utilizando las relaciones antes nombradas se calcula el máximo stress compresivo ( $\sigma_H = \sigma_1$ ), mínimo stress compresivo ( $\sigma_h = \sigma_3$ ) y el stress intermedio ( $\sigma_v = \sigma_2$ ).

Usando la matriz:

$$\begin{pmatrix} \cos(\theta) & \text{sen}(\theta) \\ -\text{sen}(\theta) & \cos(\theta) \end{pmatrix} \text{ Eq. 1.5.3-4}$$

Se cambian las coordenadas de los stresses principales a sus componentes cartesianas, donde  $P_{xx}$  es el stress normal actuando en la dirección x,  $P_{yy}$  es el stress normal actuando en la dirección y, y  $P_{xy}$  es el stress de cizalle que es simétrico a  $P_{yx}$ , Fig. 1-4.

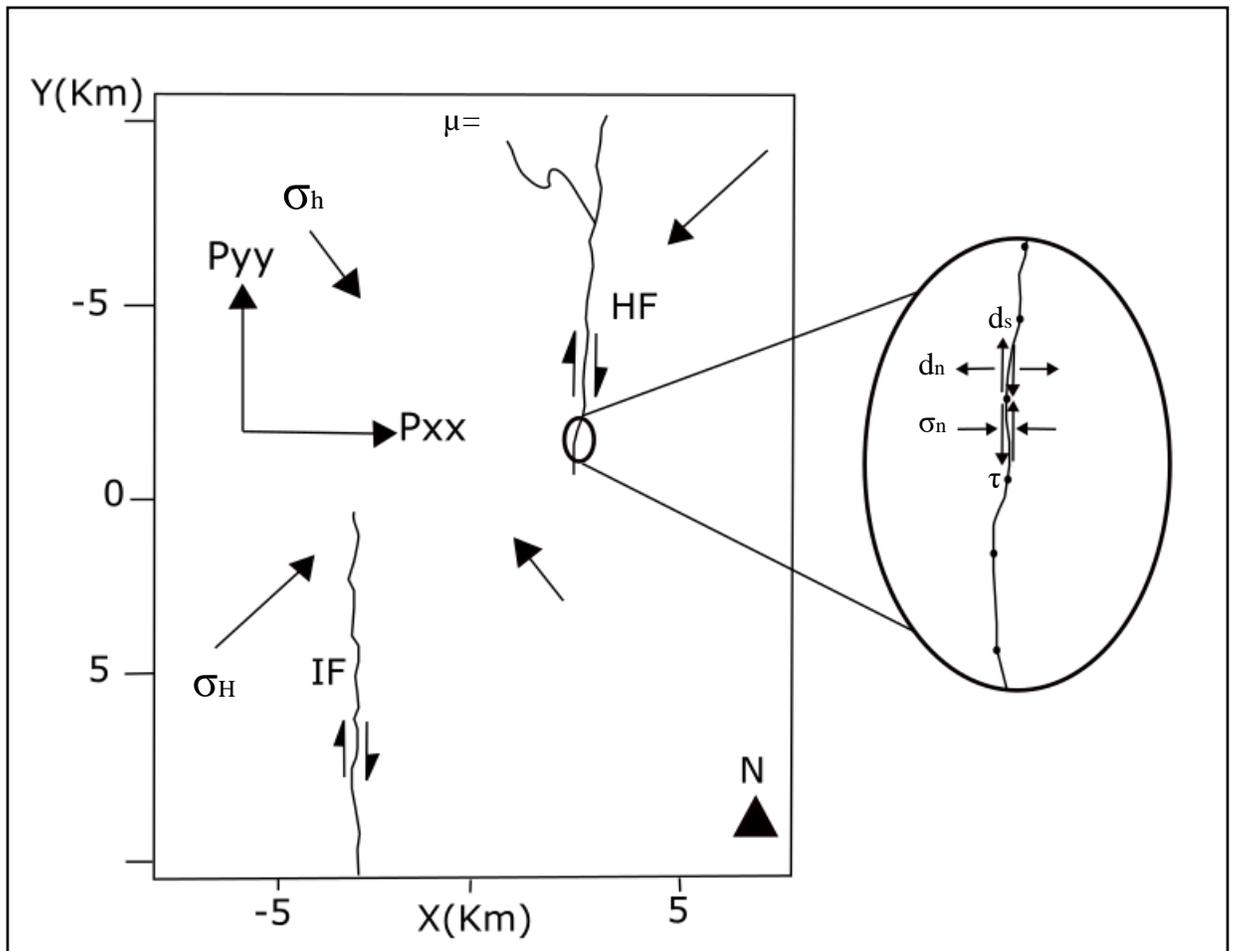


Figura 1-4: Representación del caso de estudio y el setup del modelo, muestra las fallas Huemulina (HF) e Infiernillo (IF). La configuración de las fallas está dividida en  $N$  elementos de desplazamiento discontinuo. Esfuerzos y desplazamientos son calculados en el punto medio de cada elemento en respuesta a una condición de stress remoto prescrita que se muestran con las flechas de  $\sigma_H$  y  $\sigma_h$ ,  $P_{xx}$  y  $P_{yy}$  representan la transformación de coordenadas mediante una rotación del tensor del stress remoto usando las coordenadas cartesianas como marco de referencia. Modificado de Griffith et al, 2009.

Los parámetros generales a utilizar son:

- Geometría de las fallas principales cerciales, con rumbo NS, considerando que los elementos poseen un largo de traza de 10 km (obtenido por la información mapeada).
- Condiciones del campo de stress remoto, esto asume de que el movimiento de las fallas resulta por el tensor de esfuerzos (Sibson, 1974) asociado a un campo de esfuerzos tectónico, lo que reduce el número de variables independientes.

Tabla 1-1: Resumen de parámetros básicos utilizados en el método BEM en el modelo matemático realizado.

Dirección del stress remoto	$\theta$
Coefficiente de fricción	$\mu_s$
Ángulo de orientación de la falla	$\theta_p$
Profundida	$d$
Densidad de la roca	$\rho$
Factor de presión de fluidos	$\lambda = \frac{P_f}{\sigma_v}$
Aceleración de gravedad	$g$
Radio de stress	$R = \frac{\sin(2\theta) + \mu_s(\cos(2\theta) + 1)}{\sin(2\theta) + \mu_s(\cos(2\theta) - 1)}$
Stress vertical	$\sigma_v = \rho g d (1 - \lambda) \times 10^{-6}$
Mínimo stress horizontal	$\sigma_h = \frac{2\sigma_v}{1 + R}$
Máximo stress horizontal	$\sigma_H = \sigma_v + (\sigma_v - \sigma_h)$

De lo anterior se obtienen resultados de desplazamiento, apertura y campo de stress observado en un gráfico 2D cuyos ejes representan distancias en metros y presentan la configuración del sistema de un codo extensional, separados por máximo y mínimo stress, los colores se asocian a intensidad y se encuentran en Mpa, y utilizando el criterio de Coulomb se grafican las fallas y fracturas que se asocian al campo de stress, ver más en el Capítulo 4 de Resultados modelación matemática.

## 1.6 Caracterización de Jogs e importancia en la formación de sectores mineralizados

La actividad sísmica, el paso de fluido y la precipitación mineral desarrollan un control de primer orden en la permeabilidad de la corteza y corresponde a un rol crítico en promover el desarrollo de sistemas hidrotermales y la formación de grandes yacimientos (Sibson, 1987; Richards, 2013; Sánchez-Alfaro et al, 2016).

Fuerzas externas como sismos poseen un profundo impacto en la solubilidad de metales (Sibson et al, 1988; Rowland & Simmons, 2012) lo cual es particularmente relevante en la corteza superior donde pórfidos cupríferos se forman en base a la separación de fase o ebullición de un fluido de fase simple (Sánchez-Alfaro et al, 2016). Este proceso entendido como causante de la precipitación de carga sulfurada se asocia a las caídas de presión, es por esto que en sectores de fallas donde se puede generar aperturas rápidas o cavidades extensionales en régimen sísmico es probable encontrar mineralización (Sibson, 1985).

El paso de fluido en un jog que corresponden básicamente a inflexiones, saltos, abanicos imbricados y dúplex extensionales (Sibson, 1985) está definido por Sibson y se relacionan con condiciones hidroestáticas activadas por ruptura sísmica que produce la vaporización de la mayoría del fluido dentro de un jog o stepover, promoviendo el ascenso de nuevo fluido hidrotermal a través de una falla activa o redes de fracturas (Weatherley & Henley, 2013), que a profundidades someras presentan texturas de crustificaciones y brechificaciones (Lillo & Oyarzún, 2013) caracterizadas por un arreglo de mosaico (Woodcock et al., 2006).

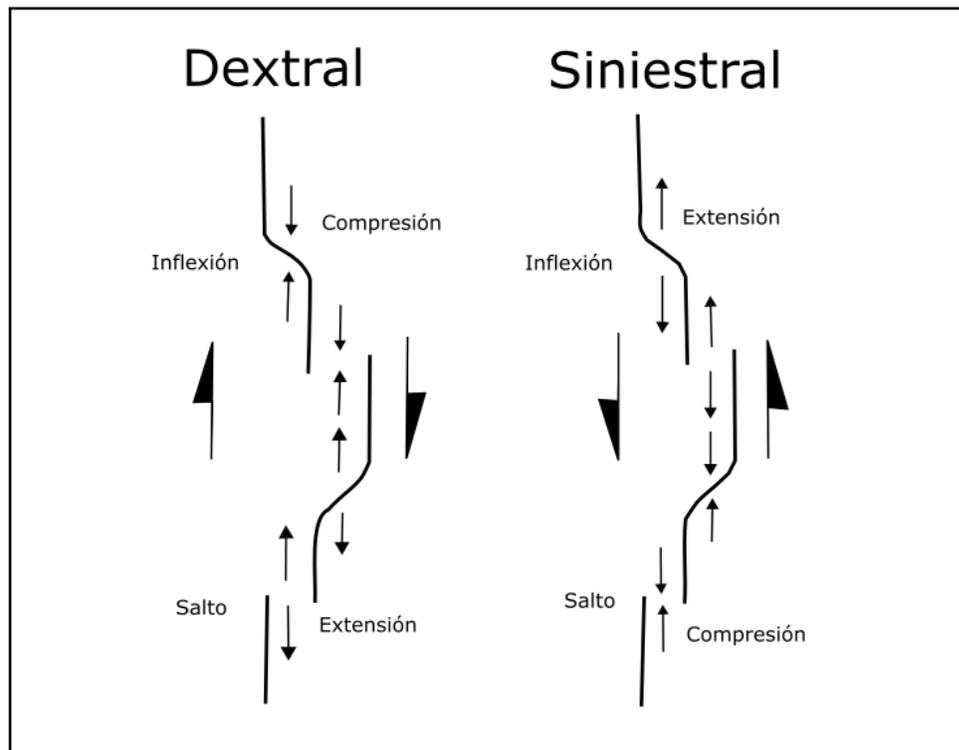


Figura 1-5: Esquema de situaciones de compresión-extensión más típicas que pueden encontrarse en una zona de falla de rumbo. Modificada de Davis & Reynolds, 1996.

En la Fig.1-6 se puede observar una inflexión tipo *pull apart* (depresiones) que pueden ser rellenadas, permitiendo a la vez la formación de estructuras denominadas “dúplex” (Woodcock & Fischer, 1986) que si se encuentran entre fallas transcurrentes donde hay extensión generan hundimientos, esperando observar fallas secundarias transcurrente-normal (Woodcox & Fischer, 1986).

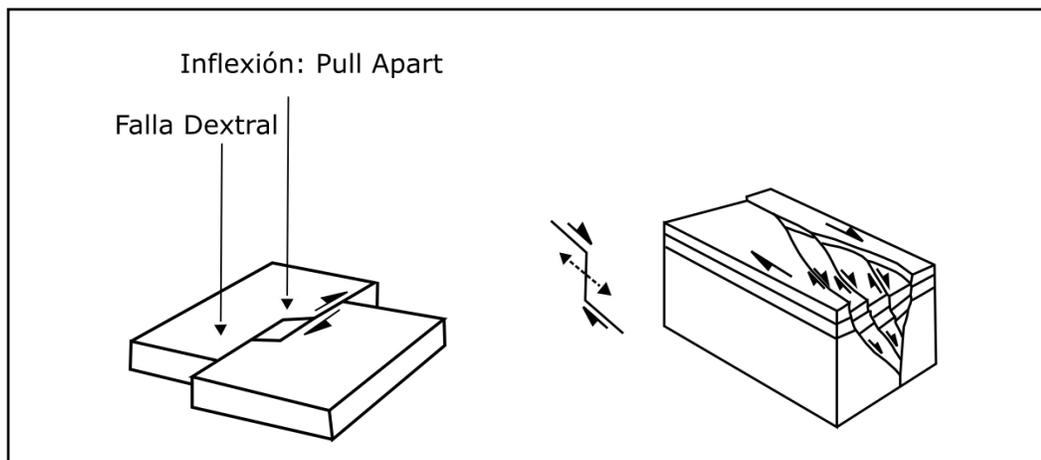


Figura 1-6: Relieve tipo pull apart y desarrollo de un dúplex de extensión (Modificado de Woodcock & Fisher (1986))

Las condiciones óptimas para el desarrollo de yacimientos minerales corresponden a una combinación de calor y alta permeabilidad, esta última en la corteza superior es inducida por la deformación que se asocia a los arreglos de fracturas macroscópicas y los productos de daños en deslizamientos episódicos (sismogénicos), fallas progresivas asísmicamente, pliegues crecientes y estructuras relacionadas (Cox et al, 2001).

### 1.7 Caracterización de los yacimientos tipo Pórfido Cuprífero

La región de estudio presenta un afloramiento de un sistema hidrotermal con alteración que se asocian tanto espacialmente como en composición al modelo de Pórfidos cupríferos presentados por ejemplo por Sillitoe (2010), es por esta razón que describimos como se forman, cuál es su mineralización y tipo de alteración de estos yacimientos.

Los yacimientos tipo Pórfido Cuprífero, en los cuales coexiste  $\text{Cu} \pm \text{Mo} \pm \text{Au}$ , son definidos como grandes volúmenes de roca ( $10$  a  $100 \text{ km}^3$ ) hidrotermalmente alterada, que pueden relacionarse espacialmente y genéticamente con una variedad de depósitos minerales, incluyendo Skarn, venas polimetálicas y vetillas epitermales (Sillitoe, 2010).

Junto a los batolitos calcoalcalinos y cadenas volcánicas, son los sellos distintivos de zonas de subducción activas en márgenes convergentes (Sillitoe, 1972; Richards, 2003).

Los depósitos minerales ocurren diseminados o como vetillas *Stockworks*<sup>2</sup> centrados en complejos de intrusivos porfíricos e hidrotermalmente alterados, con diámetros que van desde los 100 metros hasta unos kilómetros, los cuales son apófisis sobre cúpulas de plutones félsicos (Hedenquist & Richards, 1998).

Existen varias fases de intrusión en el desarrollo de los pórfidos, siendo la más temprana la que posee las leyes más altas (Hedenquist & Richards, 1998; Sillitoe, 2010).

Estos sistemas actualmente suministran tres cuartos del Cu mundial, la mitad del Mo y un quinto aproximado de Au, la mayor parte del Re, y menor cantidad de otros metales (Ag, Pd) (Sillitoe, 2010)

---

<sup>2</sup> Serie de fisuras ramificadas con relleno mineral. Se aplica generalmente a sistemas de pequeña escala como los que pueden ocurrir en zonas brechificadas.

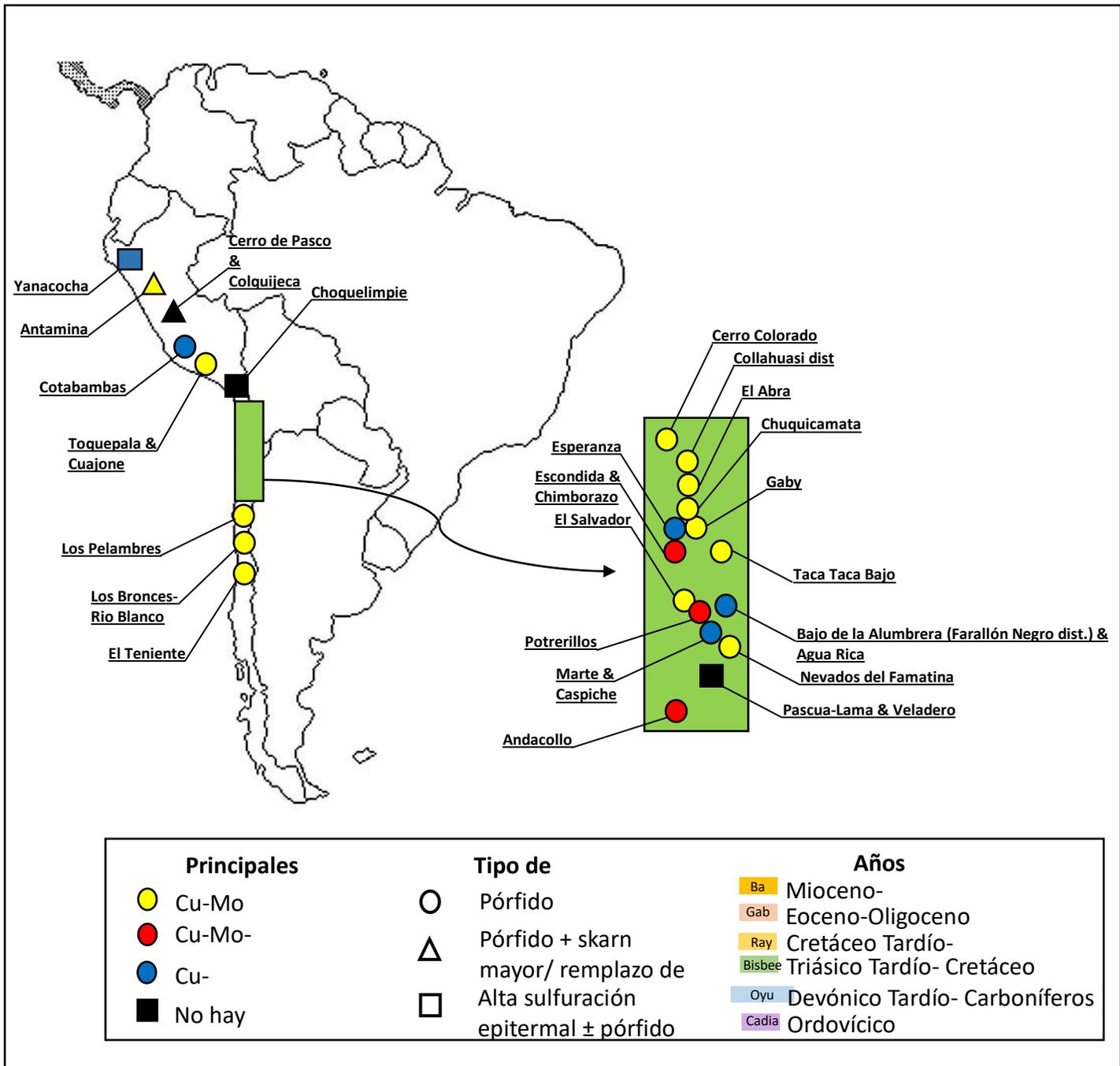


Figura 1-7: Ubicación de yacimientos a lo largo de la cordillera de los Andes. Principales depósitos, se indica tipo de metales asociado a cada uno. Modificado de Sillitoe, 2010.

Algunos de los pórfidos Cu muestran una clara tendencia a ocurrir en cinturones o franjas paralelos al orógeno, que varía en tamaño desde decenas a miles de kilómetros de largo, un ejemplo es a lo largo de la Cordillera de los Andes (Sillitoe

& Perelló, 2005) Fig. 1-7. Estos cinturones se desarrollan durante épocas metalogénicas bien definidas, que típicamente tienen una duración entre 10 a 20 Ma., y que se encuentra relacionada con un evento magmático (Sillitoe & Perelló, 2005). Individualmente estos Pórfidos se encuentran separados y no superpuestos, reflejando la migración del arco, debido a los procesos de erosión por subducción y acreción de terrenos en márgenes convergentes (Huene & Scholl, 1991; Kay et al., 2005).

Existe un control estructural asociado a fallas e intersecciones de fallas, en mayor o menor grado en los sitios de formación y geometría de los pórfidos Cu, los cuales además ayudan en cierto grado a identificar la localización de estos, cómo se observa en la Fig.1-8, este es el ejemplo del sistema de fallas de Domeyko (SFD) durante el desarrollo del cinturón del Norte de Chile del Eoceno medio a Oligoceno temprano. (Sillitoe, 2010).

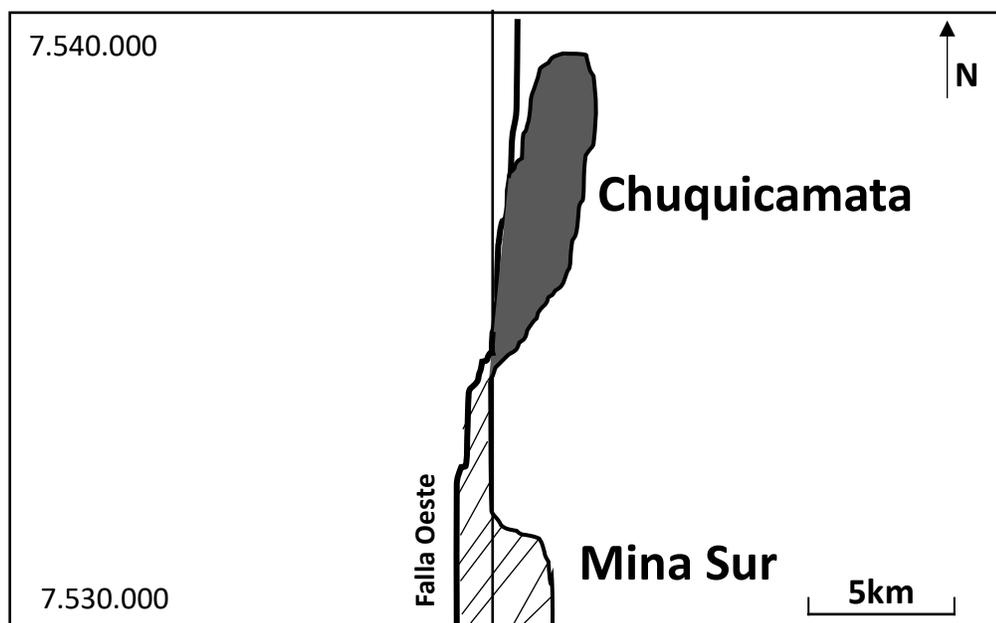


Figura 1-8: Ejemplo de la relación espacial entre los cinturones de Pórfidos Cupríferos y las zonas de fallas de intra arco: Norte de Chile, centro de los Andes, pórfido Cu del Eoceno medio a Oligoceno temprano y el sistema de falla de Domeyko. Se realiza un zoom al distrito de Chuquicamata alineado al eje del arco, con la distribución espacial, posible resultado del movimiento postmineral de una falla sinistral (Brimhall et al., 2006). Modificado de Sillitoe, 2010.

El ambiente tectónico en el que se desarrollan estos tipos de yacimientos es comúnmente arcos magmáticos (incluyendo el *Backarc*) sujeto a régimen de stress que varían desde moderadamente extensional a tranpresional y compresional (Tosdal & Richards, 2001).

Cambios en el régimen de esfuerzo de la corteza pueden ser considerados como tiempos favorables para la formación de depósitos tipo pórfidos (e.g, Tosdal & Richards, 2001), ya que se ha dicho que la compresión en la corteza ayuda al desarrollo de grandes cámaras magmáticas en la corteza media-superior (Takada, 1994).

A nivel distrital los pórfidos cupríferos tienden a ocurrir en *clusters* o alineamientos de diferentes largos, aquellos que ocurren sub-paralelos al arco pueden utilizar zona de falla intra arco, pero independientemente de si los sistemas y los depósitos contenidos definen grupos o alineaciones, sus distribuciones de superficie reflejan la extensión de área de plutones parentales subyacentes o cúpulas (Sillitoe, 2010).

Existe una relación temporal y genética entre los sistemas Pórfidos Cu y los plutones precursores, que son típicamente multifase, intrusiones equigranulares, de dimensiones batolíticas y composición diorítico a granodiorítico (Sillitoe, 2010).

Los plutones precursores pueden actuar como huéspedes de un único depósito, una alineación de depósitos fusionados o grupos de dos o más depósitos discretos. Estos están asociados a la existencia de pórfidos de Cu por intervalos de tiempo de 1 a 2 Ma, muchos sistemas de pórfidos, particularmente aquellos que están solo superficialmente expuestos, carecen de plutones precursores conocidos, probablemente porque se encuentran a profundidades inaccesibles (Sillitoe, 2010).

Los depósitos tipo pórfidos cupríferos resultan de la condensación de fluidos derivados de la cristalización de reservorios de magma o una serie de reservorios

relacionados en la corteza superficial, es decir a una profundidad de 8-10 km o más, este fluido se separa y asciende desde sus fuentes para formar depósitos en complejos de intrusivos superficiales 1-4 km (Singer et al., 2008).

Se han sugerido que las fallas mayores en el basamento, activadas por alzamiento tectónico, son importantes para la mineralización de este tipo de yacimiento, ya que permiten el acceso rápido para los magmas porfídicos a niveles corticales someros (Titley, 1981).

La compresión tectónica facilita el ascenso rápido del magma por el fracturamiento hidráulico, esto permite que se concentre **en zonas extensionales o transtensionales** dentro de fallas corticales profundas (Maksaev, 2001).

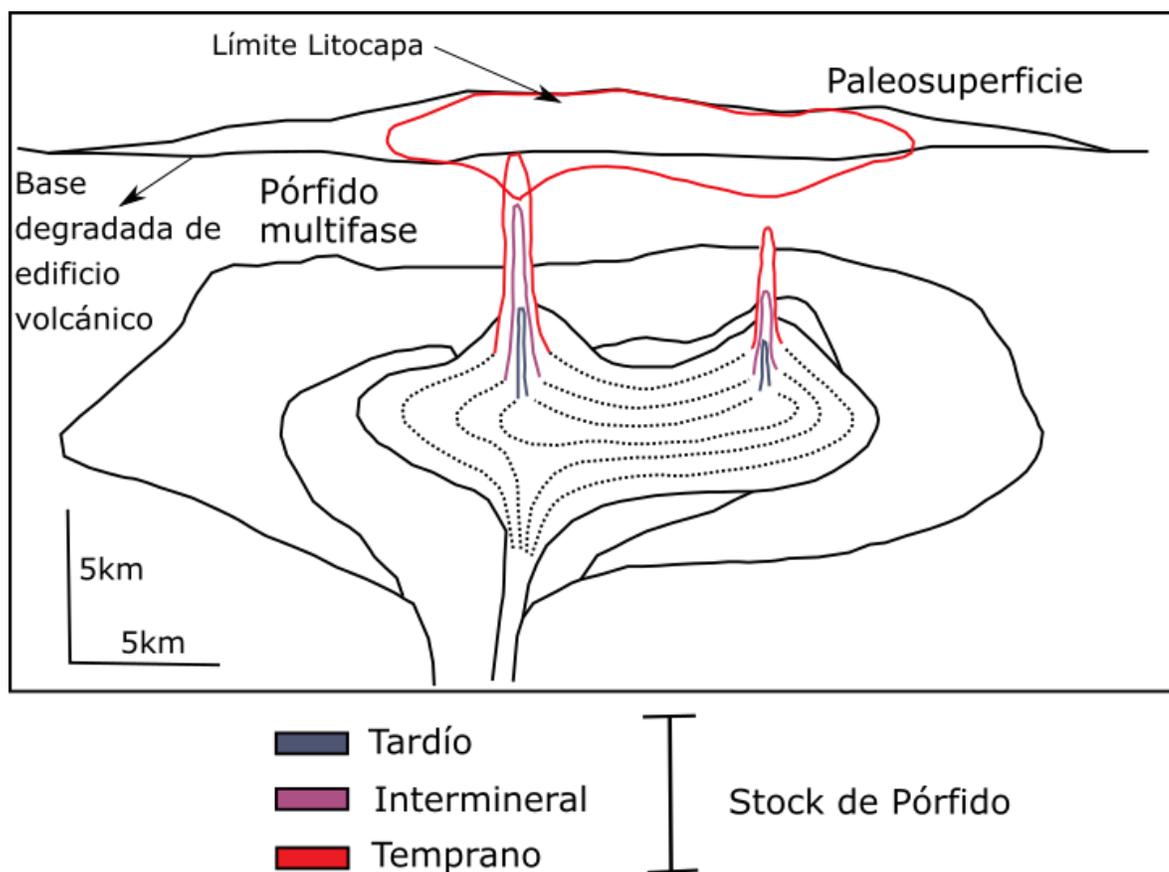


Figura 1-9: Figura que muestra la relación entre los porfidos Cu, y plutón, asociado a una roca volcánica y litocapa. El plutón precursor es multifase, y se muestra como un único cuerpo con líneas que marcan su consolidación progresiva. Las fases tempranas y tardías, interminerales y minerales de las reservas de porfidos de Cu, que abarcan el intervalo durante el cual se formaron los depósitos, se originan a partir de profundidades cada vez mayores en la cámara parental progresivamente cristalizadora. La secuencia volcánica es un estratovolcán que se ha erosionado parcialmente antes de la formación del pórfido. La litocapa afecta la pila volcánica, así como las partes más altas de las rocas subyacentes (Sillitoe 2010) inspirado en Sillitoe (1973), Dilles (1987), Tosdal and Richards (2001), Casselman et al. (1995), and Dilles and Proffett (1995)

La secuencia de mineralización y alteración normalmente afecta varios kilómetros cúbicos de roca (Sillitoe, 2010), presenta desde abajo hacia arriba, alteración y mineralización sódica-cálcica, potásica, clorita-sericita, sericítica y argílica avanzada (cf. Meyer & Hemley, 1967), como se observa en la Fig. 1-10, en general los distintos tipos de alteración-mineralización son progresivamente más jóvenes hacia la superficie (Sillitoe, 2010). En la formación la composición de los diques define cuál va a ser la extensión de los distintos tipos de alteración, en particular

de la sericítica y argílica avanzada (Lang et al., 1995; Sillitoe, 2002; Holliday & Cooke, 2007).

La alteración sódica-cálcica es pobre en sulfuros y metales, excepto por la magnetita, pero puede contener mineralización en los pórfidos cupríferos ricos en Au, incluso generando un híbrido potásico-cálcico con biotita, actinolita y magnetita (Sillitoe & Gappe, 1984; Wilson et al., 2003; Perelló et al, 2004a).

La alteración potásica se compone de biotita, siendo predominante en intrusiones máficas, mientras que los feldespatos potásicos aumentan a medida que se trate de intrusivos félsicos, granodioríticos (Sillitoe, 2010). En varios casos la calcopirita y bornita se encuentran confinados en las zonas potásicas, y en algunos centros ricos en bornita, la sulfuración es baja estabilizando digenita y calcosina (Einaudi et al, 2003). Estos núcleos de calcopirita, bornita son transicionales para pasar a calcopirita-pirita, que al ir aumentando los contenidos de sulfuros genera halos de pirita, típicamente rodeando las zonas propilíticas. Generalmente la alteración potásica se hace menos intensa a medida que avanza la formación del pórfido.

La alteración clorita-sericita, se encuentra en las partes exteriores de los pórfidos, se caracteriza por la completa transformación de los minerales máficos a clorita, plagioclasa a sericita y/o illita y magnetita magmática o hidrotermal en hematita (martita y/o especularita), con depositación de pirita y calcopirita (Sillitoe, 2010).

La alteración sericítica en depósitos tipo pórfido cuprífero puede llegar a destruir los ensamblajes potásicos y clorita-sericíticos, a pesar de que las vetillas sericíticas pueden tener halos de clorita-sericita (p. e., Dilles & Einaudi, 1992). Puede ser subdividida en 2 tipos, diferenciadas por color, una verdosa y gris asociada a una etapa más temprana, que alberga un estado de baja sulfuración con calcopirita y bornita (Ossandón et al, 2001), y una blanca. Este tipo de alteración se encuentra dominada por la presencia de pirita, y a veces se puede apreciar Cu, en forma de remanentes en la pirita como calcopirita o asociaciones tipo, pirita-bornita, pirita-calcosina, pirita-enargita, confinada a la sericita blanca (Einaudi et al., 2003),

muchas veces poseen concentraciones mayores de Cu que en la alteración potásica, resultando en enriquecimiento hipógeno (Brimhall,1079).

La alteración argílica avanzada afecta la litología, con una característica de parches de pirofilitas embebidas en una roca con alto contenido de sílice, aunque esos parches pueden contener además alunita, caolinita, generalmente asociada a menor profundidad que la alteración potásica y fílica, puede continuar su desarrollo hasta etapas tardías y superimponerse a alteración subyacentes (Sillitoe, 1993; Sillitoe 2010).

La distribución de la alteración como se observa en la Fig. 1-10 y su distribución vertical va a depender de la superimposición entre ellas.

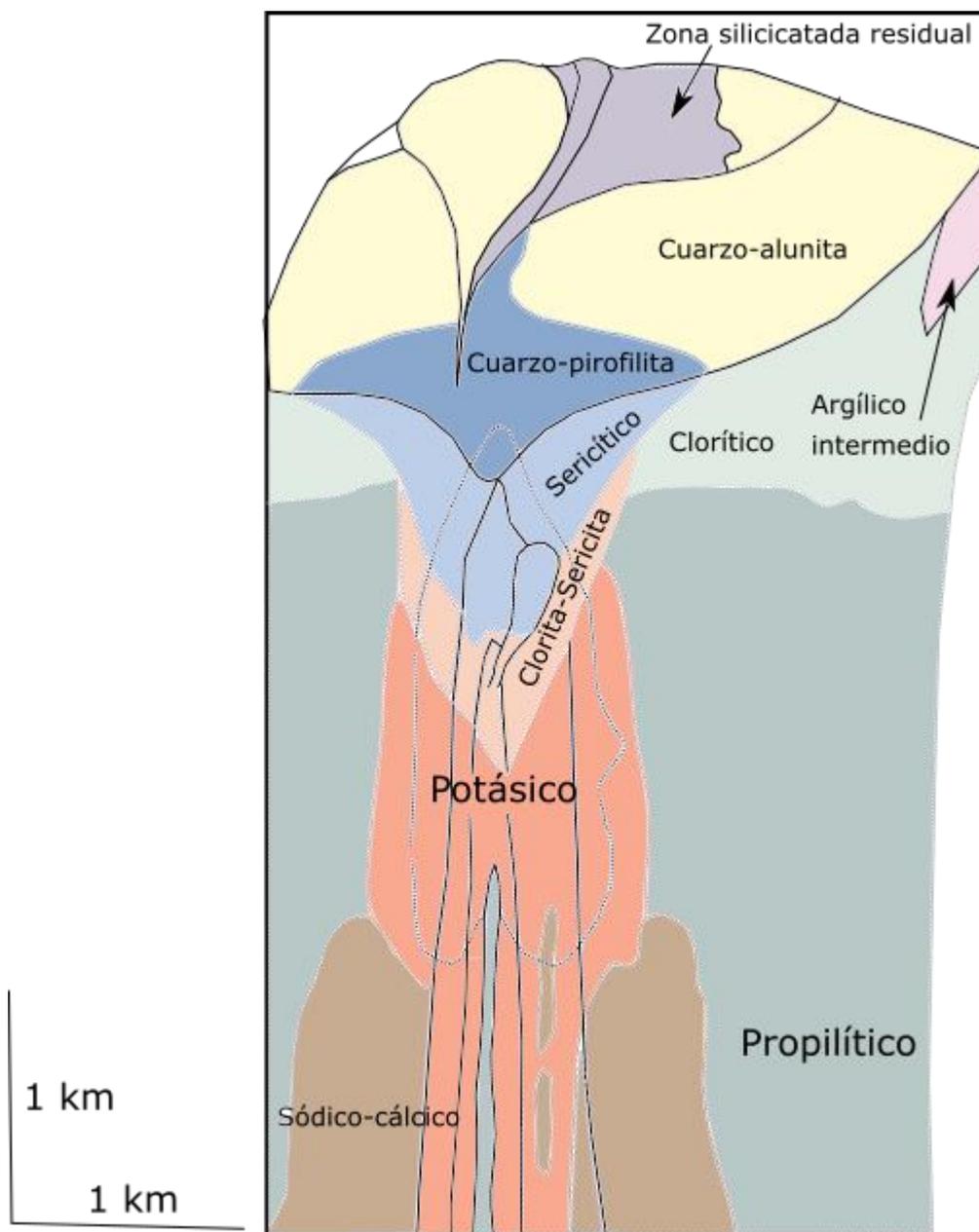


Figura 1-10: Representación generalizada de la zonación de alteración-mineralización para depósitos de pórfidos de Cu, telescopeada. La alteración sericítica puede proyectarse verticalmente hacia abajo como un anillo que separa las zonas potásicas y propilíticas, así como cortar la zona potásica. La alteración sericítica tiende a ser más abundante en los depósitos de pórfido de Cu-Mo, mientras que la alteración de clorita-sericita se desarrolla preferentemente en los depósitos de pórfido de Cu-Au. Fuente: Modificado Sillitoe (2010).

El  $\text{Cu} \pm \text{Mo} \pm \text{Au}$  caracterizan la zona potásica, clorita-sericítica y núcleos sericíticos, sin embargo, en depósitos cupríferos ricos en Au, este elemento y Cu

son componentes centrales localizados en la zona potásica (Sillitoe, 2010), mostrando una importante correlación. En el caso de que domine la bornita puede alcanzar un enriquecimiento 50% mayor que en el caso de que sea calcopirita (Sillitoe, 2010).

### **1.7.1 Caracterización de Yacimientos tipo Pórfidos Cupríferos en los Andes Centrales, Chile**

En los Andes centrales existe un cinturón de depósitos asociados al Mioceno tardío a Plioceno temprano que desde norte a sur corresponden a Los Pelambres-El Pachón, Rio Blanco-Los Bronces y El Teniente (Sillitoe & Perelló, 2005; Makshev et al., 2004; Piquer et al., 2015).

El yacimiento Los Pelambres, un yacimiento tipo Pórfido cuprífero, ubicado en la cordillera de la IV región, posee mineralización de sulfuros de cobre, con un porcentaje de molibdeno y valores subordinados de oro y plata. Se emplaza en un cuerpo intrusivo diorítico a granodiorítico, que pertenece a la unidad Infiernillo, el cual intruye rocas volcánicas y sedimentarias asignadas a la Formación Los Pelambres de edad Cretácico Inferior (Sáez, 2009). El conjunto se encuentra intruido por numerosos cuerpos de pórfidos cuarzo-feldespáticos pequeños (Rivano & Sepúlveda, 1991).

Se reconocen dos conjuntos principales de fallas inversas de rumbo NE y NW con vergencia al este y manteos de 25° y 60° respectivamente, las cuales se intersectan en el sector central del distrito, generando zonas de deformación de entre 200 a 500 metros de espesor (Sáez, 2009).

La alteración en este yacimiento se centra en un núcleo potásico-silíceo, que se caracteriza por feldespato potásico, biotita hidrotermal, turmalina en vetillas, sericita, calcita, apatito y clorita, rodeado de un halo de 500 metros tipo fílico, que se evidencia en el sector NW del yacimiento, está compuesto por un mosaico de cuarzo y sericita, clorita, turmalina, epidota y yeso, y hacia los bordes una zona de

alteración propilítica, que se caracteriza por la presencia de clorita, epidota y piritita subordinada con trazas de calcita en amígdalas y vetillas (Sillitoe, 1973; Sáez, 2009). Localmente la zona potásica presenta parches de una masa aplítica formada por cuarzo, feldespato potásico, biotita, anhidrita y sulfuros (Sáez, 2009).

El yacimiento Los Bronces, estudiado estructuralmente por Piquer et al (2015), corresponde a uno de los cluster más grandes con concentraciones de cobre, y consiste en una serie de centros mineralizados alineados en una orientación N-NW (Irrazaval et al., 2010; Toro et al., 2012; Piquer et al., 2015).

Se encuentra ubicado en una zona de transición tectónica (Mpodozis & Ramos, 1989), donde el sector norte se encuentra ausente de volcanismo (Kay et al., 1999) emplazado en las formaciones Abanico y Farellones (Piquer et al., 2015).

En este distrito se encuentra el emplazamiento de 2 cinturones de intrusiones del Mioceno, el principal ubicado en la zona central de la Cuenca Abanico y asociado a falla NNW/ subvertical W de cinemática inversa con componente siniestral, mientras que el menor se encuentra al Este de la región y se relaciona espacialmente a la Falla El Fierro y a otro sistema subparalelo de rumbo NS y cinemática inversa (Piquer et al., 2010). Además, se ubica el batolito Río Blanco, que es un complejo mayor de área rómbica que posee un rumbo NW-NNW y NE-NNE emplazado en la Formación Abanico y zona inferior de la Formación de Farellones. (Piquer et al., 2010). Los intrusivos más antiguos son cortados por plutones porfídicos de composición, diorítica, monzonítica, cuarzo-monzonítica y granodiorítica de edad entre los  $14,7 \pm 0,1$  (U-Pb en circón (Deckart et al., 2010)) y  $8,16 \pm 0,45$  (U-Pb en circón (Deckart et al., 2005)). Algunos de estos plutones, como la granodiorita de Río Blanco y Cascada ( $11,96 \pm 0,4$  Ma y  $8,4 \pm 0,23$  Ma respectivamente (U-Pb en circón (Deckart et al., 2005)) contienen Cu y Mo, Cascada se encuentra restringido a la mina, y Río Blanco se extiende a 6-7 km al norte del cluster (Piquer et al., 2015).

Los sistemas de fallas que se observan en el distrito se pueden subdividir en 3 familias, NW, NE y NS (Piquer et al., 2015). El primero se ubica en la zona central

del distrito y posee un rumbo promedio de  $N35^{\circ}W/60^{\circ}-70^{\circ} W$ , de cinemática inversa siniestral y vergencia Este formando pliegues que afectan la Formación Abanico y Farellones, hay 3 sistemas de fallas NW en la zona norte y sur de la región, en el Norte reconocen Cerro Pelado, Las Amarillas y Matancillo, las cuales se asocian al emplazamiento de diques y stocks del Batolito Rio Blanco – San Francisco, además Matancillo forma pliegues que indican una cinemática inversa (Piquer et al., 2015). En el sur del distrito las fallas NW reconocidas corresponden de Oeste a Este a Ortiga, Río Blanco - Los Bronces y Barriga, la primera posee domos riolíticos emplazados a lo largo de ella, mientras que el sistema de fallas Río Blanco – Los Bronces posee indicadores de movimiento siniestral con menor componente inverso, y en cuyo centro se encuentran emplazados pórfidos subvolcánicos y brechas hidrotermales, además ramas de este controlan la formación de venas de biotitas sintectónicas del Mioceno tardío, finalmente el sistema barriga presenta cinemática siniestral-inversa (Piquer et al., 2015).

El sistema de falla NE tienen un rumbo aproximado de  $N40^{\circ}E/60^{\circ}-90^{\circ}W$ , trasladan a fallas NW y NS, además presentan evidencia de ser reactivación de fallas normales, el núcleo<sup>3</sup> de estas fallas son ricas en brechas tectónicas y en la zona de daño<sup>4</sup> presentan abundante extensión EW la cual es rellenada por cuarzo-calcita (Piquer et al., 2015). Desde Norte a Sur, se encuentran las fallas Saladillo, Flores y el Salto (Escondida) (Warnaars et al., 1985), este sistema presenta cuerpos plutónicos y pórfidos subvolcánicos que ocurren en la intersección con fallas de rumbo NW y NS, además a lo largo de las ramas de este sistema se observan cuarzo y turmalina con halos sericíticos, diques y brechas hidrotermales, diques dacíticos y riolíticos y reactivación post mineral (Piquer et al., 2015).

En el sector Este del distrito se presenta el sistema NS con vergencia Este y manto  $55^{\circ}-70^{\circ} W$ , está conformado por las fallas El Fierro y Alto del Juncal, controlan el

---

<sup>3</sup> Núcleo de falla corresponde a la zona central de esta.

<sup>4</sup> Se asocia a los alrededores que son afectados por el movimiento de una falla.

emplazamiento de intrusivos del Mioceno, y en este sector la Formación Abanico se encuentra plegada (Piquer et al., 2015). La falla El Fierro se encarga de sobreponer rocas volcánicas del terciario con rocas sedimentarias del mesozoico (Piquer et al., 2010).

La zona central de la cuenca está asociada a fallas NE y NW (oblicuas al margen continental), las cuales presentan evidencia de ser activadas en forma normal durante el Eoceno-Oligoceno, y activadas de forma dextral (NE) y siniestral (NW) respectivamente durante el Mioceno, las cuales acumulan la mayor deformación de la cuenca (Piquer et al., 2015).

El contacto de intrusivos, diques, brechas hidrotermales y vetillas muestran una orientación preferencial NE-NW, además los minerales hidrotermales poseen evidencia de cristalización sintectónica durante la contracción E-W indicando que el fluido hidrotermal y magma fueron canalizados durante la inversión tectónica a través de las fallas NE-NW preexistentes, siendo particularmente favorables para el magmatismo Mio-Plioceno y actividad hidrotermal en los sectores de intersección entre ellas, permitiendo incluso la reactivación de fallas no correctamente orientadas y heredadas de un periodo extensional (Piquer et al., 2015)

Finalmente, uno de los yacimientos de mayor importancia a nivel mundial corresponde a la mina El Teniente, un yacimiento de cobre-molibdeno considerado el más grande del mundo (Skewes *et al.*, 2002), se ubica en la cordillera de los Andes central, en la VI región de Chile y forma parte del arco magmático del Mioceno-Plioceno temprano (Skewes *et al.*, 2002).

Su génesis se asocia a la intrusión de cuerpos félsicos y sus procesos de alteración hidrotermal, emplazados en rocas volcánicas del Mioceno (Formación Farellones) (Maksaev *et al.*, 2004). Junto a los yacimientos Río Blanco- Los Bronces y Los Pelambres, tres de los yacimientos más importantes de Chile, que se encuentran ubicados en el límite del segmento de *flat slab* y la zona volcánica Sur, se les asocia la mineralización al engrosamiento cortical y solevantamiento relacionado a la

progresiva disminución del ángulo de subducción de la placa de Nazca, entre el Mioceno y el reciente, así el rápido alzamiento y exhumación de los sistemas plutónicos emplazados a profundidad generaron la exsolución de fluidos magmáticos ricos en cobre (Stern & Skewes, 1995; Rojas, 2014).

Se ubica al este de Rancagua, donde afloran potentes secuencias estratificadas de rocas volcánicas intercaladas con secuencias sedimentarias (marinas y continentales) depositadas desde el Triásico Superior, las cuales han sido intruidas por cuerpos hipabisales plutónicos del Cenozoico y que en conjunto forman parte del ciclo Orogénico Andino (Klöhn, 1960; Rojas, 2014).

El yacimiento posee una mineralización principalmente de calcopirita, bornita y molibdenita, que se encuentran en *stockwork*, formando un cuerpo mineralizado elíptico, y un enriquecimiento secundario asociado a calcosina, covelina, cobre nativo y cuprita (Cuadra, 1986). Pertenece al grupo de depósitos de cobre formado a fines del Mioceno, resultado de sucesivos eventos superpuestos de deformación, intrusión de cuerpos félsicos, mineralización y alteración ocurridos en un lapso de 2 Ma (Maksaev et al., 2004).

Se reconocen tres sistemas estructurales en la zona: NS, NE y NNW, según Garrido (1992), el yacimiento se encuentra emplazado en una zona compleja de cizalle, con una orientación aproximada de N65°E, denominada Zona de Falla El Teniente (ZFT).

La actividad principal del ZFT parece ser previa al emplazamiento de los intrusivos y la mineralización (7-4,6 Ma) (Garrido et al, 2002), T. Cladouhos propone que la zona de falla El Teniente es una falla de transferencia, aseveración que Rivera y Cembrano (2000) también discuten, definiendo que las fallas de alto ángulo que cortan los Andes en estas latitudes actúan como fallas de transferencias tomando el acortamiento diferencial entre segmentos tectónicos mayores de los Andes.

El Teniente esta espacialmente y temporalmente asociado a la transferencia de fallas oblicuas al margen y zonas donde el emplazamiento de magma puede generar procesos de despresurización y desvolatilización, propuestos que explicarían la separación del fluido mineralizante y magma cristalizando (Candela & Blevin, 1995; Garrido et al, 2002).

Garrido et al (2002), define la interacción del magmatismo asociado al Mioceno tardío junto al activo acortamiento regional como los factores que permiten la liberación de grandes cantidades de fluidos mineralizadores que logran desarrollar los grandes depósitos de cobre en Chile central.

## **2. MARCO GEOLÓGICO**

### **2.1 Antecedentes de la geología regional y distrital**

#### **2.1.1 Rasgos y evolución de los Andes Centrales del Sur**

En esta región (Andes centrales del Sur), el relieve andino está compuesto por diferentes unidades morfoestructurales dispuestas en franjas paralelas al margen continental y con orientación NNE-SSW al sur de los 34° (Tapia, 2015), en el que se pueden reconocer de Oeste a Este la Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y el antepaís ubicado en Argentina.

La Cordillera de la Costa no sobrepasa los 2200 m.s.n.m, está conformada por granitoides y basamento metamórfico del Paleozoico superior en su flanco occidental y por secuencias volcánicas y sedimentarias Mesozoicas en la parte oriental (Sellés y Gana, 2001; Sernageomin, 2003; Tapia, 2015).

La Depresión Central corresponde a un valle que contiene depósitos aluviales y volcánicos principalmente del Pleistoceno a Holoceno. (Thiele, 1980; Farías et al., 2008; Tapia, 2015).

La Cordillera Principal se encuentra formada por rocas del Cenozoico de las Formaciones Abanico y Farellones, y por rocas Mesozoicas fuertemente deformadas que se encuentran en el flanco oriental con una dirección preferente NS a NNE-SSW (Charrier et al., 2002, 2007; Fock et al., 2006; Farías et al., 2008, 2010; Tapia, 2015).

La Cordillera Frontal está compuesta principalmente por rocas intrusivas y volcánicas del Pérmico-Triásico (Tapia, 2015).

El Antepaís andino se muestra como el piedemonte oriental de la Cordillera de los Andes, entre los 33°30' y 36°, se encuentra disectado por el Bloque de San Rafael, un bloque de basamento mesoproterozoico-paleozoico exhumado (Tapia, 2015).

La evolución tectónica de los Andes Centrales del sur comienza en el Paleozoico con una serie de diferentes terrenos que fueron acrecionados al borde occidental

Gondwanico, y termina con un intenso periodo de tectónica compresiva conocido como la orogenia san Rafael (Charrier et al., 2007; Tapia, 2015). Durante este periodo se tiene un margen convergente activo, donde la composición cortical de Chile Central estaría constituida por el terreno Chilenia, amalgamado entre el Devónico Superior y el Carbonífero inferior, cuyas suturas estarían en orientación NNW, lo cual determinaría la evolución del borde occidental del continente hasta el presente (Ramos, 1994; Charrier et al., 2007; Tapia, 2015).

La evolución durante el triásico de esta zona se caracteriza por una ausencia de arco magmático, lo que ha sido interpretado como un periodo de margen pasivo (Tapia, 2015). Domina un tectónica extensional (Ciclo Tectónico Pre-andino) que produce depocentros con orientación NW (Charrier et al, 1979; Tapia, 2015).

Durante el Jurásico inferior o tardío, de tectónica extensional, se caracteriza por un arco magmático paralelo al margen continental y el desarrollo de una cuenca de trasarco con un gran volumen de rocas sedimentarias, marinas y continentales, asociado a transgresiones y regresiones marinas (Hevia, 2014).

Durante el Cretácico Tardío al Eoceno Temprano la tectónica cambia, dominado por una deformación compresional que marca el inicio de la construcción de la cordillera de los andes (Tunik et al., 2010; Boyce et al., 2014; Tapia, 2015).

Entre el Eoceno Medio al Mioceno temprano, la deformación en esta área es dominada por la extensión, evidenciada por el desarrollo de la cuenca Abanico, una cuenca donde se acumularon depósitos volcánicos asociados al arco magmático y depósitos sedimentarios (Charrier et al, 2002, 2005; Tapia, 2015).

Para el Mioceno temprano-Plioceno dominó un régimen compresivo a lo largo de todo el orógeno, siendo el principal periodo de construcción de los Andes (Farías et al., 2010; Tapia, 2015), durante este periodo se produce la inversión de la cuenca Abanico, (Charrier et al., 2007; Tapia, 2015), produciéndose simultáneamente la depositación de unidades volcánicas calcoalcalinas producto de una corteza

engrosada (Nyström et al., 2003). Esto demostró la migración de la deformación hacia el Este, la cual se acompaña de una migración del volcanismo (Ramos et al., 2014; Tapia, 2015). A partir de los 2 Ma, el retroarco al sur de los 34° habría experimentado extensión y el desarrollo de un magmatismo basáltico alcalino asociado al manto (Kay et al., 2006; Tapia, 2015).

### **2.1.2 Ambiente de depositación de la Formación Abanico**

Existen varias interpretaciones del ambiente de depositación de la Formación Abanico, en un inicio, en base a la asignación de edad Cretácica (Aguirre, 1960; Klohn, 1960), se interpretó que esta Formación eran los restos de un arco volcánico del Mesozoico (Charrier, 1973; Aguirre et al., 1974; Barrio, 1990). Posteriormente las primeras dataciones radiométricas obtenidas para esta formación (Vergara y Drake, 1979a) proponen la existencia de cuencas intermontañas de rápida subsidencia y acumulación, mientras autores como Charrier (1981a, 1981b), Malbrán (1986) y Arcos (1987) postulan la idea de que la Formación Abanico fue depositada en una cuenca de trasarco, con el arco ubicado en la actual depresión central (Fock, 2005).

En 1994, Godoy y Lara (1994a) plantean el desarrollo de una cuenca volcano-tectónica de intra-arco Eocena-Miocena, consecuencia de la sobrecarga en la corteza, mientras ese mismo año Charrier *et al.* (1994) propone la existencia de una cuenca extensional Cenozoica, hipótesis que se ve complementada por Kay y Kurtz (1995).

La teoría de que la Formación Abanico es una cuenca extensional es validada por Jodan *et al.* (2001) sugiriendo que pudiese estar controlada por el incremento en la tasa de convergencia. Zurita (1999) y Zurita *et al.* (2000), demuestran que la cuenca es altamente subsidente producto del estudio de la madurez termal de la vitrinita. Por otro lado, Elgueta *et al.* (2000) plantea que la evolución Oligo-Miocena de la Formación Abanico puede ser comparada con los actuales volcanes del sur de Chile (Fock, 2005). Finalmente, Charrier *et al.* (2002) hizo una recopilación de las

evidencias sedimentológicas, estructurales, geoquímicas y de madurez termal de la vitrinita a favor del desarrollo de una o más cuencas extensionales NS, planteando además que las cuencas se habrían desarrollado durante el Eoceno tardío hasta el Oligoceno Tardío, invirtiéndose durante el Mioceno (Fock, 2005).

### **2.1.3 Estratigrafía y marco geológico regional**

La geología regional del sector de estudio se caracteriza por encontrarse limitada hacia el este mediante la Falla del Fierro (FF) (Davidson, 1971) de actitud general NNE/40°W y vergencia hacia el este (Tapia, 2015), esta pertenece a un sistema de falla regional (Charrier et al., 2005; Farías et al., 2010; Tapia, 2015), que separa las rocas de la Formación Abanico, una potente sucesión volcánico y volcánico-sedimentaria de un espesor aproximado de 3000 m (Charrier et al., 2002) y edad Eoceno superior-Mioceno Inferior (Mosolf et al., 2011, 2013), de las secuencias del mesozoico, interpretándose como parte del borde oriental de la cuenca Abanico, invertido durante el Mioceno temprano a medio (Charrier et al., 1996, 2002, 2005; Tapia, 2015).

Una segunda interpretación asociada a la FF es que se trata de una estructura asignada a un evento de deformación contraccional del Mioceno Temprano que corto sobre rocas deformadas ya que como se observa en el sector sur del río Tinguiririca, las Areniscas del Pichuante (KrBr) (Klohn, 1960), unidad sedimentaria, compuesta por una serie de estratos continentales detríticos color café rojizo, subdividida en un miembro basal que corresponde a una brecha conglomerádica y un miembro superior constituido de estratos de areniscas conglomerádicas y gruesas, intercaladas con una serie de areniscas finas y lutitas laminadas de color café rojizo (Zapatta, 1995), de un espesor de 230 m y edad Cretácico tardío – Eoceno medio (Charrier et al, 1996), de la cual se obtuvo corroboración mediante las dataciones realizadas por Tapia (2015) que entregan una edad máxima de 86 y 83,8 Ma, se encuentran plegadas y cabalgando sobre la FF (Tapia, 2015).



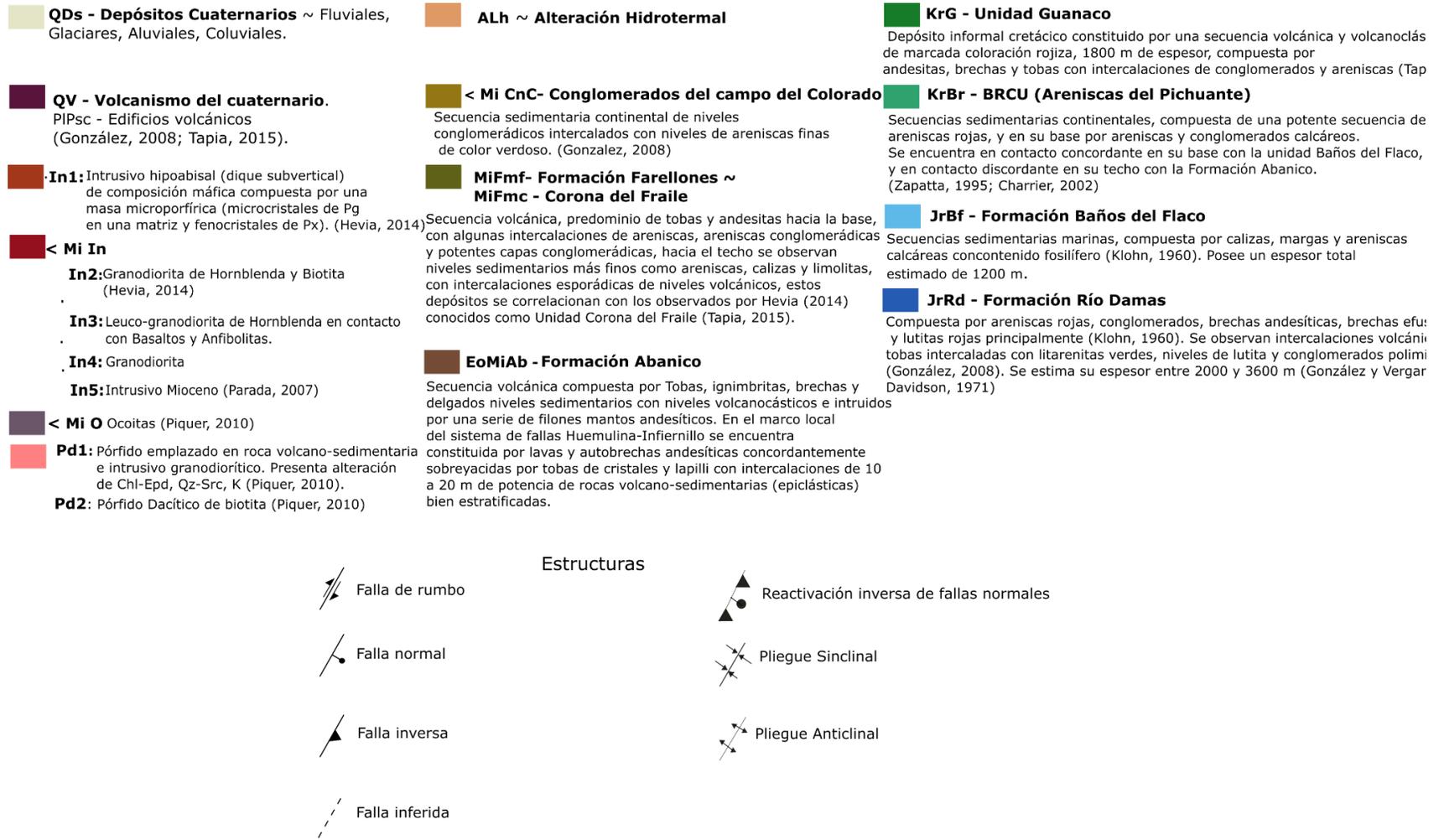


Figura 2-1: Mapa regional de los valles Tinguiririca y Teno. Información recopilada de los autores González (2008), Parada (2008), Piquer (2010), Hevia (2014) y Tapia (2015).

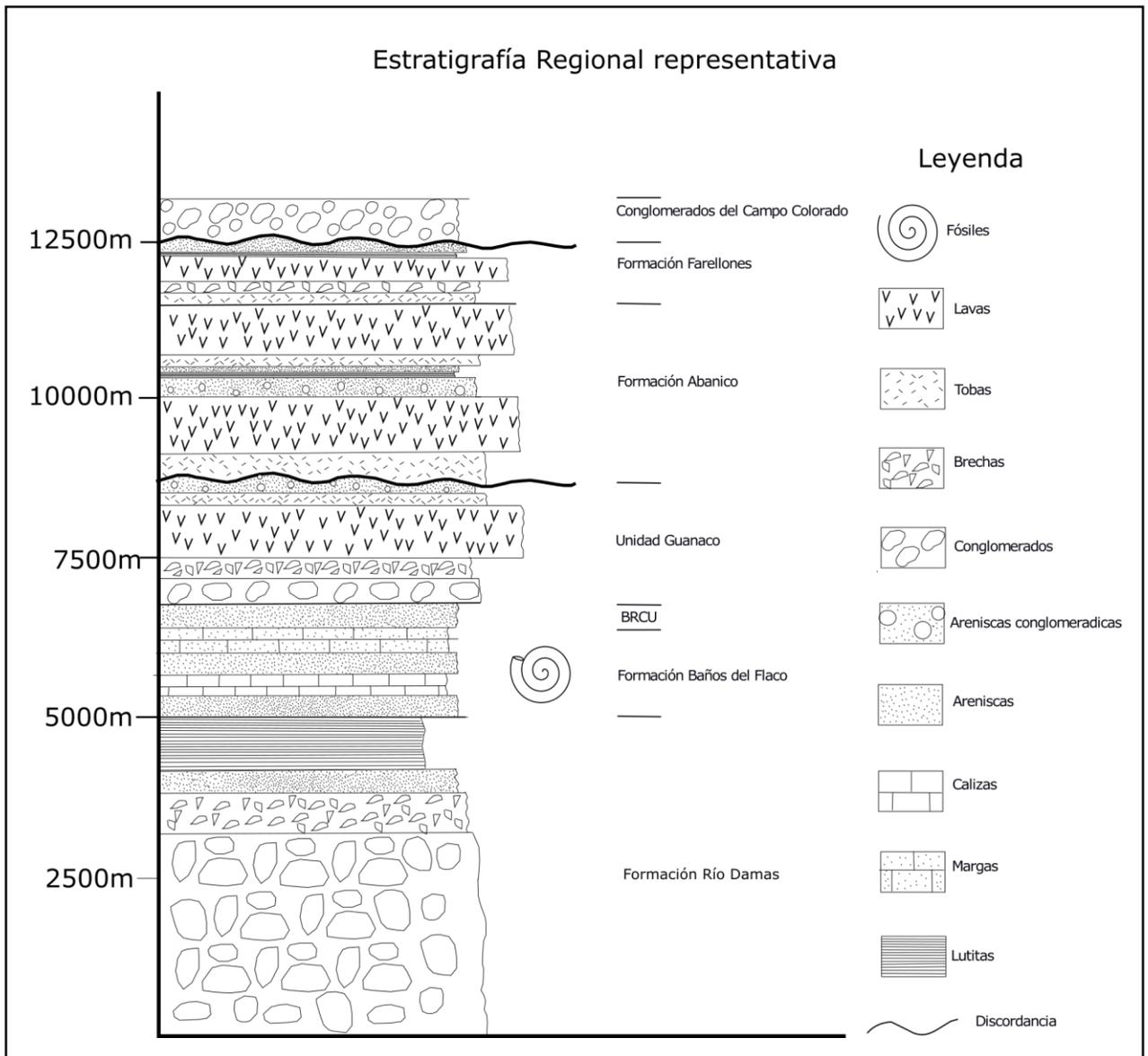


Figura 2-2: Columna estratigráfica representativa de las formaciones observadas entre los valles Tinguiririca y Teno, que fue compilada de la información obtenida de las descripciones realizadas por los autores Parada (2008), González (2008), Piquer (2010), Hevia (2014) y Tapia (2015).

Hacia el este de la FF se observan unidades Jurásicas, correspondientes a la Formación Río Damas (JrRd) y Formación Baños del Flaco (JrBf), la primera está formada por una secuencia de areniscas rojas, conglomerados, brechas andesíticas, brechas efusivas y lutitas rojas con estructuras sedimentarias (Klohn, 1960), se observan además tobas intercaladas con litoarenitas verdes, niveles de lutitas y conglomerados polimícticos en el valle del río Vergara (Piquer, 2005; González,

2008) está asociada a una edad Kimmeridgiana o Jurásico superior por sus relaciones estratigráficas concordantes con las formaciones infra y supra yacentes (Klohn, 1960), posee un espesor de 5000 m registrado en trabajos anteriores (e.g. Klohn, 1960; Arcos, 1987; Zapatta, 1995; Charrier, 1996) presentándose en otros trabajos con un espesor entre los 2000 m (González y Vergara, 1962) y los 3500 m (Davidson, 1971). Se encuentra concordantemente con la Formación Baños del Flaco que se ubica al oeste de las unidades antes descritas, está conformada por depósitos marinos, fosilíferos principalmente calcáreos (Klohn, 1960; González & Vergara, 1962; González, 2008), con un espesor entre los 800 y 950 m (Klohn, 1960; Vergara & González, 1962) se le asigna una edad Titoniana por el abundante contenido de amonites (Klohn, 1960; Covacevich et al., 1976; Biro-Bagoczky, 1984).

El cretácico, que corresponden a las Areniscas del Pichuante, formación equivalente a la unidad BRCU (Charrier et al., 1996; Parada, 2008) se encuentra en aparente concordancia con las unidades Jurásicas y discordantes con la Formación Abanico (Coya-Machalí) (Klohn, 1960; Charrier 1973; Thiele, 1980; Charrier, 1981).

La Formación Abanico (EoMiAb), unidad de gran importancia dentro de la cordillera principal de los Andes de Chile central, corresponde a una potente secuencia volcánica y volcano-sedimentaria, acumulada durante la deformación extensional que dio origen a la cuenca Abanico (Charrier et al., 2002), en la región se puede subdividir en dos miembros bien estratificados (Zapatta, 1995), una secuencia occidental volcánica compuesta por tobas, ignimbritas, brechas y delgados niveles sedimentarios con niveles volcanoclásticos e intruido por una serie de filones mantos andesíticos, y una secuencia oriental sedimentaria compuesta por depósitos volcanoclásticos, tobas, flujos piroclásticos, delgadas intercalaciones sedimentarias, niveles de areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerado con desarrollo de paleocanales, estratificación cruzada, y lutitas con

concreciones calcáreas (Zapatta, 1995). Evidencia entregada por Mosolf et al. (2011), Mosolf (2013) y Piquer et al (2015) entregan un rango de edad entre 46 y 25 Ma (U-Pb en Zr), concordante con trabajos previos (e.g. Fock, 2005; Piquer et al., 2010; Radic, 2010).

Hacia el este de la región se encuentra cubierta, discordantemente por lavas basálticas correspondientes a la unidad Alto del Padre (1,101 Ma) y Sordo Lucas (Arcos et al., 1988). En las cercanías del río Tinguiririca, se observa una discordancia angular con la unidad cretácica, evidenciando un *hiatus* en el registro estratigráfico, donde Tapia (2015) define la unidad guanaco (KrG), depósito informal asignado a la Formación Abanico (Charrier et al., 1996; Zapatta, 1995) constituida por una secuencia volcánica y volcanoclástica de marcada coloración rojiza, de 1800 m de espesor, compuesta por andesitas, brechas volcánicas y tobas con intercalaciones de conglomerados y areniscas cubiertas discordantemente por la Formación Abanico, se les asocia a una edad de 75 Ma relacionado al periodo Campaniano-Maastrichtiano o cretácico superior (Tapia, 2015).

Al norte de la región de estudio se identifica la Formación Farellones (MiFmf), una secuencia volcánica depositada durante la inversión de la cuenca Abanico en el Mioceno temprano y medio (Fock, 2005), con edades entre 20,4 y 11,4 Ma (Mosolf, 2013) presenta un predominio de tobas y andesitas hacia la base, con intercalaciones de areniscas, areniscas conglomerádicas, y potentes capas conglomerádicas, hacia el techo dominan los niveles sedimentarios finos como areniscas, calizas, limonitas, con intercalaciones esporádicas de niveles volcánicos, asociados a un ambiente lacustre (Tapia et al, 2015). Posee un espesor de 750 m, se encuentra limitada por las fallas El Baule y El Fierro, por el oeste y este (Fig. 2-1) (Tapia, 2015) y se encuentra cubierta discordantemente por los conglomerados Campo del Colorado, sucesión sedimentaria de 300 m de espesor, dominada por niveles de conglomerados con intercalaciones de areniscas finas y edad entre 4 y 1,7 Ma (González, 2008; Tapia, 2015).

En particular, los afloramientos de la Fm. Farellones en esta región se correlacionarían con las unidades Corona del Fraile ubicadas al sur oeste de la región de estudio (Fig. 2-1) (González & Vergara, 1962; Hevia 2014), lo cual conforman una alineación NS (Tapia, 2015).

Tabla 2-1: Tabla resumen de las Formaciones que se encuentran entre los valles Tinguiririca y Teno (34°-35°) en la cordillera principal. Modificado de Charrier et al.1996.

Formación	Litología	Espesor máx (m)	Edad	Autor	Observaciones
Conglomerado del Campo Colorado	Depósitos continentales conglomerádicos y areniscas verdes	300	Plioceno - Pleistoceno (4 - 1,7 Ma)	González (2008)	Unidad informal
Discordancia Fase del Mioceno – Plioceno					
Formación Farellones	Depósitos continentales, lavas dacíticas y depósitos piroclásticos	2500	Mioceno (20,4 - 11,4 Ma)	Klöhn (1960), Mosolf (2013)	Correlacionable a Unidad Corona del Fraile
Discordancia Fase del Oligoceno Inferior o del Mioceno Inferior					
Formación Abanico (Coya-Machalí)	Depósitos volcanoclásticos y depósitos detríticos	2500-3000	Eoceno Superior - Mioceno Inferior (46 – 25,06 Ma)	Klöhn (1960), Mosolf (2013) Piquer et al (2015)	Correlacionable con Formación Coya-Machalí
Discordancia Fase del Cretácico Superior					
Unidad Guanaco	Depósitos volcánicos y volcanoclásticos de coloración rojiza	1800	Cretácico Superior (75 Ma)	Tapia (2015)	Unidad informal
BRCU	Depósitos continentales detríticos color café rojizo, conglomerados y areniscas	310	Cretácico Superior (88 – 83,8 Ma)	Charrier <i>et al.</i> (1996) Tapia (2015)	Correlacionable a las Areniscas del Pichuante
Formación Baños del Flaco	Sedimentarias marinas fosilíferas	2000	Titoniano - Neocomiano	Klöhn (1960)	Correlacionable a la Formación Lo Valdés
Formación Río Damas	Areniscas rojas, conglomerados y lavas	5000	Jurásico Superior alto	Klöhn (1960)	

#### **2.1.4 Sistema de fallas regionales en la región, Cordillera Principal.**

Las siguientes fallas son reconocidas por diversos autores en el contexto regional de estudio (34° y 35°), se presentan de Oeste a Este y se pueden observar en la Fig. 2-1.

##### Falla el Venado

Localizada en las cercanías de los Queñes, y sector occidental de la región, ocurre una falla inversa de rumbo N-S y vergencia hacia el este, que cabalga unidades de la Formación Abanico sobre unidades más jóvenes asignadas a la Unidad Corona del Fraile (Formación Farellones). El contacto por falla se observa a lo largo del flanco oriental del Cordón del Venado y se prolonga al sur del Río Claro, donde se observa que la Fm. Abanico presenta pliegues apretados en la línea de cumbres del Cordón (Hevia, 2014)

Hacia el norte de este sector Parada (2008) reconoce una falla denominada La Palma de rumbo NNE y vergencia al este, que se correlaciona espacialmente con la falla El Venado. (Hevia, 2014).

Hevia (2014) informa que se reconocen rasgos estructurales consistentes con pliegues asociados a fallas inversas entre el río Cachapoal y Río Claro de Rengo, presentando equivalencia con el Cordón el Venado, encontrándose a una longitud que permite hacer la correlación, lo anterior permite afirmar que las estructuras observadas no se restringen a la escala local, sino a una escala o sistema de falla regional.

##### Falla Corona del Fraile

Falla inferida, según Hevia (2014) desarrolla un contacto abrupto entre los estratos de la unidad corona del fraile, equivalente a la Formación Farellones, con la Formación Abanico y la unidad intrusiva granodiorítica definida por Piquer et al (2010) como una granodiorita de Hornblenda. Se ubica a 10 km hacia el Este de la Falla El Venado anteriormente descrita y corresponde a una falla inversa.

Parada (2008) hace una descripción de una estructura equivalente nombrada Falla Huemulina de vergencia este y rumbo NNE, la cual es el límite oriental del bloque estructural Las Mulas, descrita por el autor (Hevia, 2014).

#### Sistema de Fallas Infiernillo-Los Cipreses

Ubicado aproximadamente a 10 km hacia el oeste de la falla El Fierro, hay un conjunto de estructuras menores relacionadas entre sí, Fig. 2-1 (Piquer et al, 2010; Hevia, 2014). Con un rumbo NS/N20°E, este sistema corresponde según los autores Zapatta (1995) y Piquer (2010) a la prolongación hacia el sur de las fallas inversas de vergencia Este. Afectan parte de las unidades pertenecientes de la Formación Abanico, generando pliegues de arrastre de vergencia oriental (Hevia, 2014).

El sistema de fallas controla el emplazamiento de diques que mantean 65-70°W, valor que se considera como una aproximación del manteo de las fallas, además estas constituyen el límite oriental de los cuerpos intrusivos mayores (granodiorita y pórfido riódacítico) de edad Mioceno tardío (Piquer et al., 2010; Hevia, 2014).

Este sistema presenta un movimiento inverso durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano, evidencia de que durante este periodo existía un régimen tectónico compresivo. Se asocia al sistema inverso y vergencia oriental de la Falla el Baule hacia el norte del área estudiada, mencionadas por Zapatta (1995) y Tapia (2015).

#### Falla El Baule

La falla El Baule, es una falla inversa rumbo NS y vergencia al este (Tapia, 2015), ubicada al oeste del cajón del Burro (por donde transcurre el estero Los Maitenes), que nace en el Portezuelo El Baule (González, 2008). Un período de contracción habría vuelto a deformar a la Fm. Farellones y podría haber desarrollado en ese momento la reactivación de la falla El Baule, junto a los pliegues que deforman la Formación Farellones (Tapia, 2015).

### Falla El Fierro

Ubicada en la parte oriental de la región de estudio, se reconoce una falla perteneciente a un sistema de falla regional conocida como Falla El Fierro (Farías et al., 2010; Charrier et al., 2014), reconocida en primera instancia por Davidson (1971). Es una falla inversa de rumbo NNE con manteo de 40°-45° al oeste (Piquer et al., 2010; Tapia, 2015), vergencia al este y cuya traza se reconoce a través del estero Los ríos y el Paso del Fierro. Deforma las unidades Cretácicas (BRCU), y cabalga la Formación Abanico sobre la Fm. Baños del Flaco, las cuales se encuentran intensamente plegadas.

Las relaciones de contacto y la ausencia de la Formación Abanico al este de la estructura regional, han hecho que la falla El Fierro y todo el sistema, sea interpretado como parte del sistema extensional del borde oriental de la cuenca Abanico, invertido durante el Mioceno temprano a medio (Charrier et al., 1996, 2002, 2005; Piquer et al., 2010),

Evidencia presentada por Tapia (2015) sugiere que la Fm. Abanico en el área del cerro Alto del Padre, no presenta un crecimiento de su espesor contra la FF, sino que se apoya en *onlap* sobre el basamento mesozoico (Charrier et al., 1996; Tapia, 2015), esto sumado a que las unidades cretácicas de BRCU cabalgan sobre la misma estructura, hacen desarrollar una segunda proposición de que la falla El Fierro es una falla fuera de secuencia, respecto al evento de deformación contraccional del Mioceno temprano (Tapia, 2015).

La FF corresponde al segmento sur de una estructura de carácter regional, reconocida hacia el norte en las hoyas de los ríos Cachapoal y Maipo como sistema de falla El Diablo-Leñas-El Fierro (Charrier et al., 2002; Fock et al., 2005, 2006; Piquer et al., 2010), incluso pudiendo correlacionarse con estructuras hasta la latitud del yacimiento Los Pelambres (Piquer et al., 2010), y activo sísmicamente (Farías et al., 2006).

## **2.1.5 Antecedentes de estudios anteriores realizados en la zona de estudio**

.Los principales trabajos anteriores realizados en la zona corresponden a proyectos de análisis de la capacidad productiva del sector y son de carácter privado.

### **2.1.5.1 Dataciones realizadas en las cercanías del área de estudio**

En el contexto del estudio realizado, y producto de la importancia de los intrusivos en definir la edad del sistema, se recopilaron las edades obtenidas de los intrusivos granodioríticos y pórfidos dacíticos realizados por los autores Piquer *et al.* (2010) y Potten (2015), algunas muestras fueron obtenidas de la región de estudio y otras hacia el Sureste de esta, alineadas al sistema de falla Infiernillo-Cipreses.

Tabla 2-2: Dataciones realizadas en intrusivos en el valle del Río Teno por los autores Potten (2015) y Piquer et al (2010), edades que buscan contextualizar y corroborar edades obtenidas en el marco de este trabajo

ID	LAT	LONG	m.s.n.m	Litología	Edad	Método	Observaciones	Autor
CL14 18	35°04'62''S	70°59'50'' W	1119	Granito	17.57±0. 34	U-Pb circon	Alterado pervasivamente	Potten (2015)
CL14 19	35°04'62''S	70°59'50'' W	1119	Granito	17.47±0. 41	U-Pb circon	Levemente alterado	Potten (2015)
85138	35°05'36.80 ''S	70°35'49.30 ''W	-	Granodiorita	7,8 ±0,4	K-Ar Biotita	-	Piquer <i>et al.</i> (2010)
85206	35°01'59.30 ''S	70°33'33.27 ''W	-	Porfido Riodacítico	7,9±0,4	K-Ar Plagioclasa	-	Piquer et al. (2010)

### 3 GEOLOGÍA LOCAL

#### 3.1 Unidades litológicas

Como resultado del trabajo de campo realizado en la zona de estudio se reconocen lavas y autobrechas andesíticas concordantemente sobreyacidas por tobas de cristales y lapilli con intercalaciones de 10 a 20 metros de potencia de rocas volcano-sedimentarias (epiclásticas) bien estratificadas con actitud general N55W/14NE, pertenecientes a la Formación Abanico. Estas rocas están cortadas por dos tipos de diques, uno andesítico (Fig. 3-1), y otro de composición granodiorítica, subverticales que se correlacionan con los intrusivos del Mioceno, que luego nuevamente son cortadas por Pórfidos dacíticos de edad entre (8-7 Ma K-Ar en Plagioclasa (Piquer et al., 2010)).

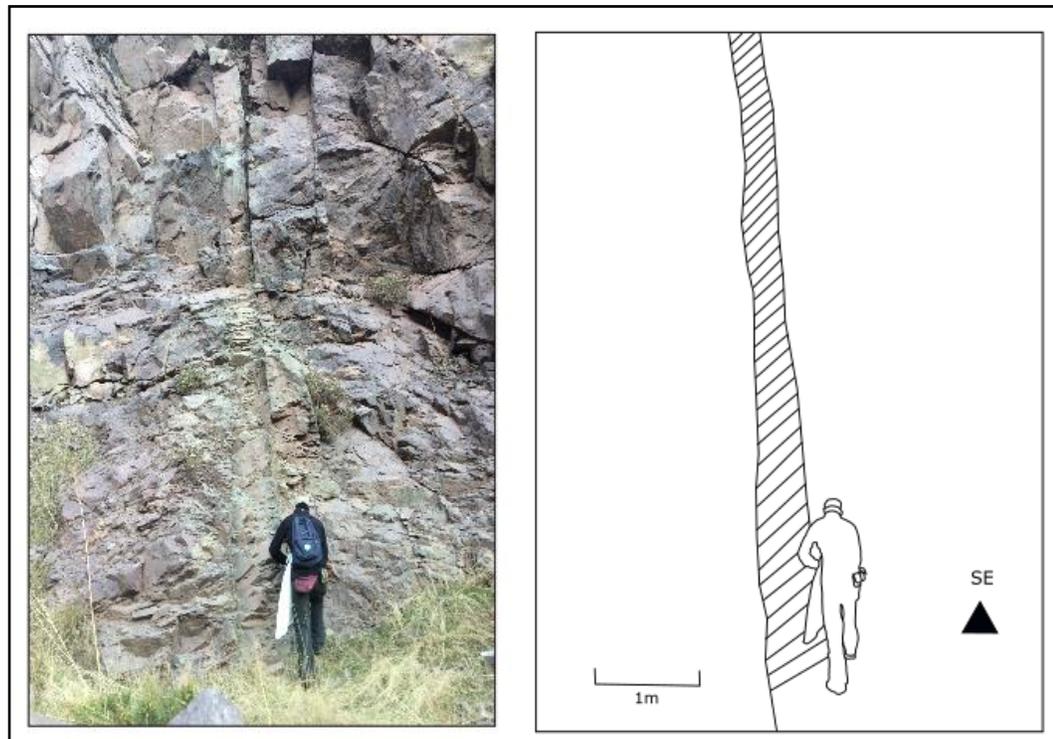


Figura 3-1: Dique andesítico posiblemente del Eoceno Superior- Mioceno Inferior que corta a la Formación Abanico.

Como se observa en la Fig. 3-2 la región de estudio se presenta como dominios, los cuales fueron definidos bajo un criterio geográfico y se encuentran comprendidos entre los Esteros Huemulina e Infiernillo. Esta subdivisión busca contextualizar eventos y descripciones realizadas, manteniéndose para las demás secciones presentadas en este capítulo.

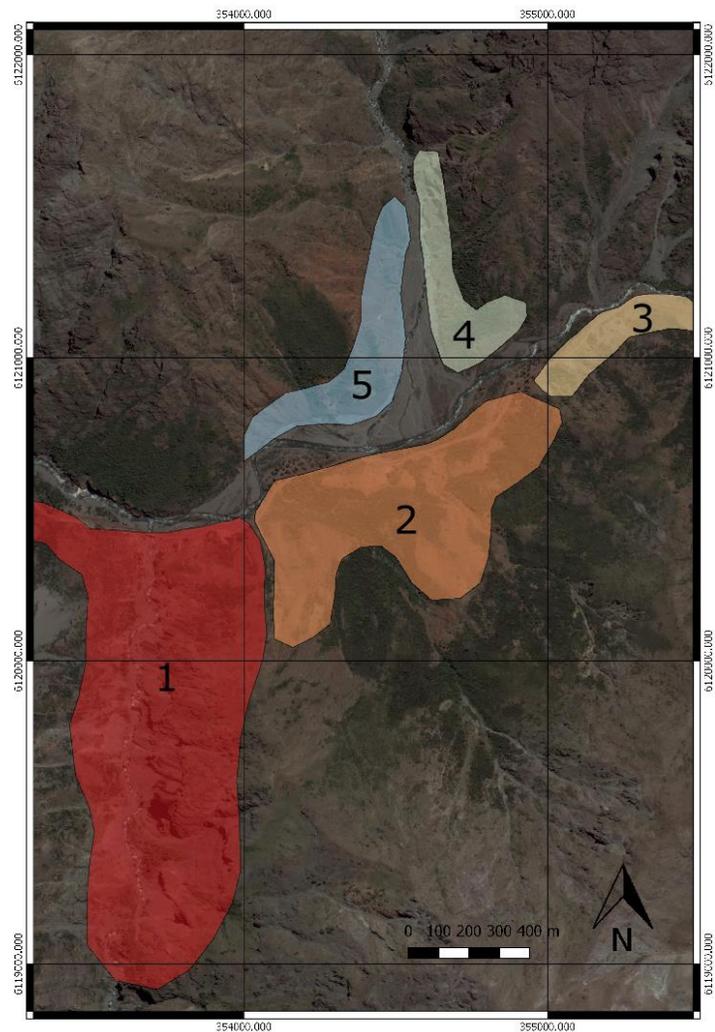


Figura 3-2: Subdivisión del área de estudio en dominios, utilizando un criterio geográfico el cual se mantiene durante la descripción de este capítulo.

La columna estratigráfica que se muestra en la Figura 3-3 representa a grandes rasgos las unidades litológicas correspondientes a la Formación Abanico que se definieron en el marco de este trabajo, esta información fue obtenida de varios puntos medidos y se desarrolló un esquema representativo que compilara las observaciones, obteniendo una repetición de unidades durante el ascenso del sector sur del Estero Huemulina y Este del Estero Infiernillo.

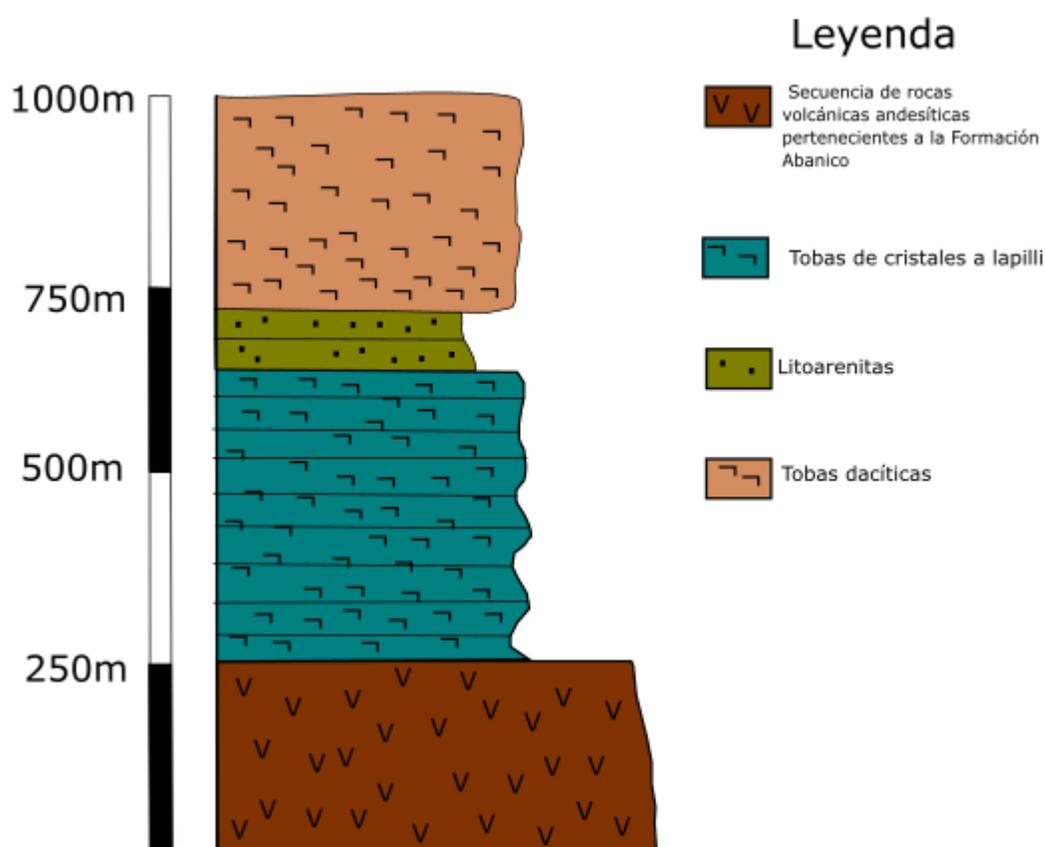


Figura 3-3: Columna estratigráfica representativa en el marco local, desarrollada en base a una serie de observaciones obtenidas durante el ascenso en el sector Sur del Río Teno.

### **3.1.1 Descripciones litológicas por dominio**

#### **Dominio 1**

El dominio 1 se encuentra en el hacia el Sur Oeste de la zona de estudio y abarca ambos lados de la desembocadura del Estero Infiernillo hacia el río Teno, en este se observan rocas andesíticas con textura porfídica y con vetillas cuyo relleno varían dependiendo del azimut (se revisará con más detalle la composición de vetillas en la sección 3.3), se observa además al borde del camino diques andesíticos de rumbo NNW subverticales y diques granodioríticos subverticales.

Rumbo sur por el Estero Infiernillo se pueden observar diques de coloración blanquecina (félsicos) que cruzan los estratos de la Formación Abanico junto a filones mantos.

La muestra obtenida en esta región corresponde a la RN-04 a la cual se le realizó corte transparente y pulido (Ver Anexo CT-CP para ver ubicación y descripción), define la litología como una roca volcánica con escasos relictos de fenocristales de plagioclasa alterados a clorita-epidota, cuya masa fundamental no posee una orientación preferencial y coexisten cristales cúbicos de piroxeno totalmente alterados con microlitos de plagioclasa. La roca muestra cavidades amigdaloides totalmente rellenas con epidota, clorita, y escaso cuarzo, finalmente se observa escasa diseminación fina de cristales de magnetita subhedral y actinolita presente en venilla.

#### **Dominio 2**

En el dominio 2, que considera el sector central de la región de estudio, el cual se encuentra al sur del Estero Huemulina y al Este de la Falla Infiernillo, se observa un intrusivo granodiorítico de 300 a 400 metros de longitud, con ojos de cuarzo y vetas de cuarzo.

En este dominio además se observa un pórfido dacítico que intruye la secuencia volcánica de composición andesítica, el que se describe como un cuerpo de color blanco y textura obliterada, pseudomorfos de feldespatos y ojos de cuarzo.

Las secuencias volcánicas compuestas por andesitas presentan un color superficial pardo amarillo, pero cuyo interior es de color gris a verde y textura porfídica.

Las brechas corresponden a brechas andesíticas de flujo, con presencia de piritas diseminadas y vetillas de cuarzo que la cortan.

El resto de la litología corresponde a tobas andesíticas y dacíticas, y andesitas con pequeños cuerpos de intrusivos granodioríticos.

Se obtuvieron un total de 9 muestras en este dominio para corroborar litología, la muestra RN-01 corresponde a una andesita de piroxeno ubicada al frente del Estero Huemulina, que posee una masa fundamental de microlitos de plagioclasa no orientados en un fondo recrystalizado a un agregado felsítico con biotita secundaria distribuida heterogéneamente, posee cristales de plagioclasa (0,4-1,8 mm) tabulares con macla polisintética de aspecto sucio, bordes reabsorbidos y microfracturas rellenas de clorita. Se observan algunos ferromagnesianos posiblemente piroxeno.

El análisis de la muestra RN-02 que está en el centro del sistema (Anexo CT-CP) corresponde a una roca de textura obliterada por recrystalización, que preserva una relación inequigranular a porfídica entre los cristales. Existe abundante plagioclasa (0,3 – 0,8 mm) con maclas polisintéticas y bordes difusos, no presenta relictos máficos, pero posee cúmulos de clorita ferrosa. Corresponde a una microdiorita recrystalizada y presenta unas vetillas de cuarzo en mosaico, con clorita en rosetas intercalado con sulfuros angulosos, placas de calcita y escasa anhidrita.

La muestra RN-03 ubicada hacia el oeste (700 m) de la anterior es una Tonalita porfídica con ojos de cuarzo, presenta fenocristales de plagioclasa zonadas y alteradas, no se presentan relictos máficos, sin embargo, se observan cúmulos de clorita hojosa con óxidos de fierro, entre los que se reconocen unos circones granulares que marcan la posición original de los máficos. En la masa fundamental se observan importantes cúmulos de muscovita-sericita con clorita, sectores de arcillas aluminosas y opacos finos oxidados y abundante óxido de hierro anaranjado.

La muestra RN-05 ubicada hacia el sur (100 m) del sitio donde se tomó la muestra RN-03 corresponde a una andesita porfídica de anfíbola, con alto contraste granulométrico, fenocristales de plagioclasa tabular y subcuadrada con rasgos zonados e inclusiones de piroxenos granulares frescos, algunos cristales de anfíbolos de formas prismáticas y romboidales.

La muestra RN-14 ubicada a 100 m hacia el sur de la muestra RN-01 corresponde a un granito obliterado, con alto contenido de cuarzo y feldespatos, se observan cristales de cuarzo primario y ortoclasa de tamaño 1,9-3,2 mm, además se observan cristales de piroxeno y cúmulos de clorita con óxido de hierro.

El análisis de las muestras RN-17 y RN-18 que son las que se ubican más al sur (Anexo CT-CP) en este dominio corresponden a una arenisca de cuarzo con un porcentaje de matriz de 15% y clastos subredondeados a subangulosos en un 85% y toba cristalina de plagioclasa con macla polisintética que se encuentran fragmentadas de tamaño 0,08-5,2 mm formando cúmulos, con una masa fundamental de vidrio volcánico y líticos de composición granítica respectivamente.

Finalmente, en este dominio se obtuvo la muestra RN-25 ubicada a <50 m de la muestra RN-14 hacia el este corresponde a una toba lítica compuesta por cristales de plagioclasa y vidrio como masa fundamental que se

encuentra alterada, los líticos corresponden a rocas volcánicas extrusivas de composición andesítica, además presenta amígdalas distribuidas heterogéneamente algunas rellenas por clorita y minerales opacos.

### Dominio 3

En este sector se observan tobas cristalinas, tobas dacíticas, tobas de lapilli y lavas andesíticas, además de diques andesíticos de textura afanítica Fig 3-4., y autobrechas andesíticas.

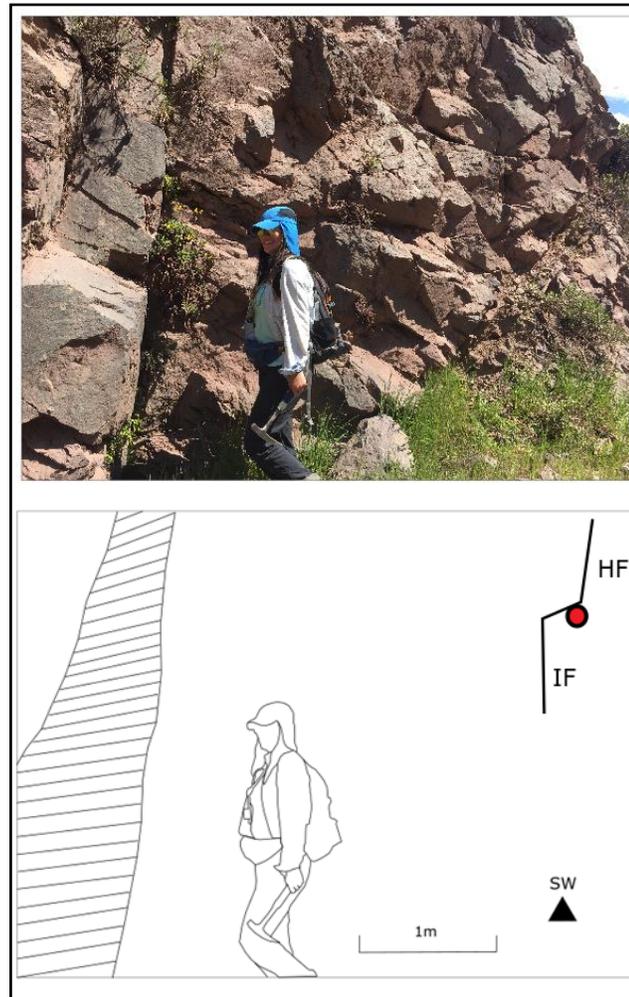


Figura 3-4: Dique andesítico asignado a la Formación Abanico que se identifica en el Dominio 3, vista perfil.

#### **Dominio 4**

Este dominio que se encuentra al lado Este del Estero Huemulina, se caracteriza por tener tobas andesíticas las cuales corresponden a intercalaciones menores y pueden presentar patinas de óxido de fierro, y en mayor cantidad andesitas de textura porfídica, principalmente de color gris a verde.

Según la muestra RN-06 que se ubica en lado Norte del Río Teno (Anexo CT-CP) se identifica una roca de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa zonados (0,8-4,1 mm) y hojas de biotita sobrepuesta. Se presentan ortopiroxenos y una masa fundamental que posee microlitos de plagioclasa y cuarzo, la cual se considera una Andesita de ortopiroxeno.

Además, se observa una brecha hidrotermal de rumbo NS que presenta granito, fragmentos de la roca de caja andesítica en su interior, y segmentos de vetas de cuarzo con actitud N15E/77S, posee un ancho de 50 cm de espesor, Fig 3-5.

La muestra RN-29 (Anexo CT-CP) comprueba su descripción, al ser de textura clástica compuesta por (15%) clastos, líticos (15%) y matriz (70%). Estos clastos son de cuarzo secundario, los cuales son policristalinos y extinción ondulosa, los líticos son de roca ígnea extrusivas, de composición andesítica en los cuales se distinguen fenocristales de plagioclasa con macla polisintética y forma angular a subangular, la matriz está compuesta por recristalización de cuarzo y en menor medida de arcillas, cuyo cemento es sílice.

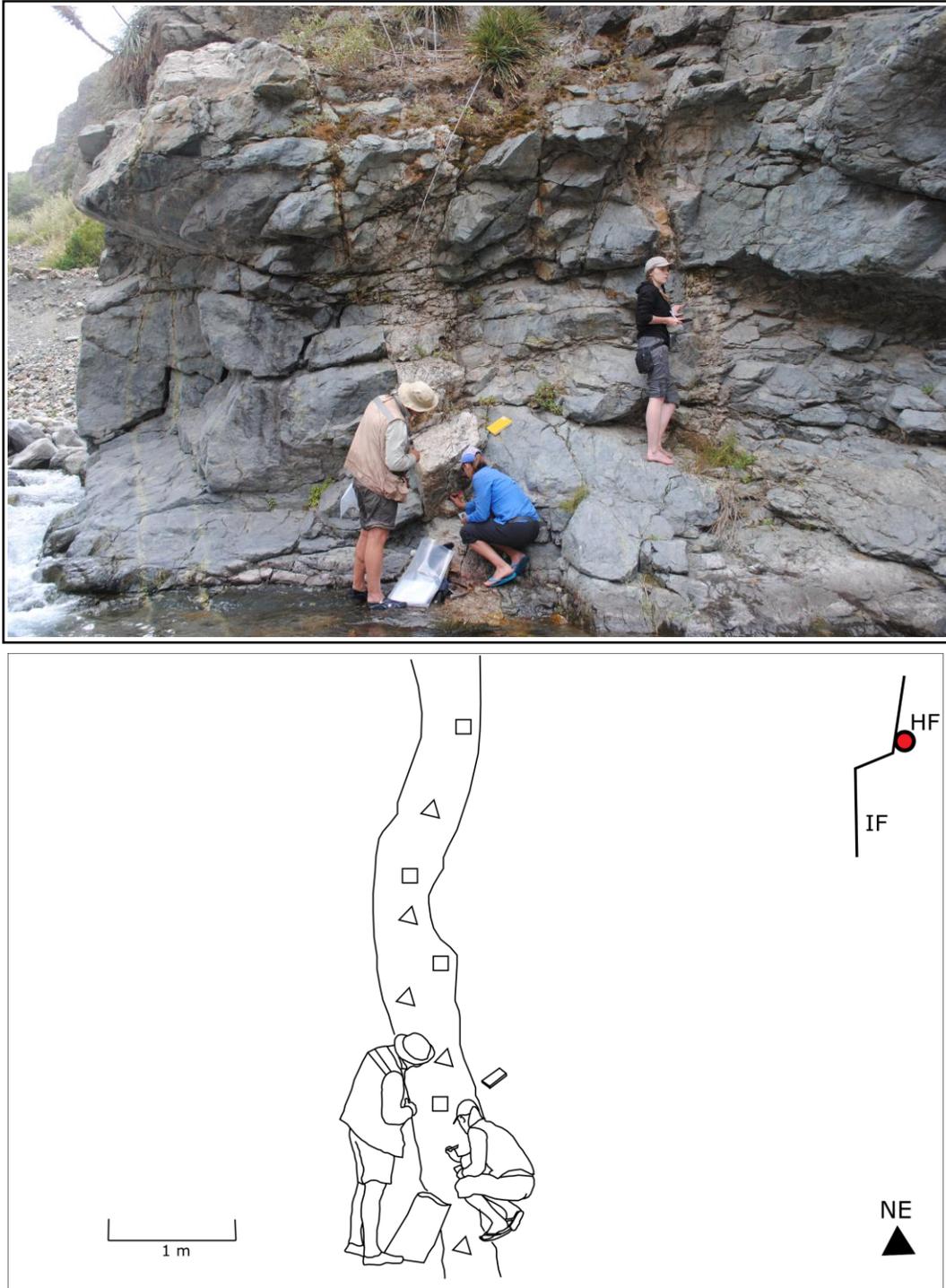


Figura 3-5: Brecha hidrotermal de ancho 50 centímetros, sector Este de Estero Huemulina, posee fragmentos de roca de caja e intrusivos graníticos, además de vetas en su interior.

### **Dominio 5**

Se observa una clara anomalía en el color de este dominio siendo predominantemente pardo rojizo, esto producto de patinas de Fe consecuencia del intemperismo, se observan tobas andesíticas y de cristales además de lavas andesíticas con textura porfídica y matriz afanítica fuertemente alteradas. Se mide la estratificación de actitud general N39°W/10°SW



Figura 3-6: Vista hacia el SW de estratificación NW observadas en el Dominio 5, sector Oeste de Estero Huemulina.

Se observa un dique granodiorítico que en su límite superior se encuentra tapado por lavas andesíticas de rumbo NNE.

Las muestras obtenidas de este sector corresponden a andesita de piroxeno (RN-07) la cual se encuentra en el sector Oeste del Estero Huemulina, esta corresponde a una roca porfídica con fenocristales de plagioclasa fragmentados de tamaño (0,7-2,5 mm) con macla polisintética, y cristales de cuarzo primario subhedrales, de tamaño 0,6 y 0,9 mm. La mayor parte de la roca está formada por una masa de microlitos de plagioclasa, sin orientación, que coexiste con relictos de cristales subcuadrados de piroxeno. La fracción más fina de la masa está convertida en agregados finos de cuarzo con concentraciones de sericita y abundantes opacos

microgranulares. Presenta cavidades de formas irregulares alargadas de tipo amigdaloidales, algunas totalmente rellenas con epidota, clorita y cuarzo, además de una vetilla de límites definido compuesta exclusivamente por cuarzo secundario, clorita-esmectita.

La muestra RN-08 también corresponde a una roca porfídica con fenocristales de plagioclasa (0,5-4,3 mm) tabulares con maclas polisintética. La mayor parte de la roca corresponde a una masa de microlitos de plagioclasa, sin orientación preferencial, que coexisten con relictos de cristales máficos los cuales preservan algunos bordes rectos subcuadradas que se encuentra convertido en clorita-esmectita fibrosa y sericita. La fracción más fina de la masa está convertida en agregados finos de cuarzo con sericita, con algunos cristales de prehnita.

La muestra RN-09 también es una roca porfídica con fenocristales de plagioclasa de fragmentos (1,1-5,0 mm) con maclas polisintéticas, reemplazadas por cuarzo y alteradas. Presenta relictos de anfíbola (0,6-2 mm) los cuales se encuentran alterados, tanto en el centro como en el borde del cristal y se encuentran arcillas ricas en óxidos de fierro en los alrededores. Se observan relictos de minerales máficos fuertemente alterados, y formas irregulares alargadas amigdaloidales sin relleno. Los minerales opacos se encuentran distribuidos en forma homogénea a lo largo de la muestra y son de un tamaño de 0,02 a 0,125 mm, esta roca se identifica como una Andesita de Anfíbol.

Finalmente, la muestra que se encuentra más al Oeste en el dominio, corresponde a la RN-10 la cual es una Andesita de anfíbol alterada, con plagioclasa fragmentada (0,9-1,8 mm), posee una masa fina convertida en granos de cuarzo y plagioclasa alterados y pequeños cristales de titanita, posee abundantes opacos micro granulares diseminados, mientras que los minerales máficos se encuentran totalmente alterados.

### **3.2 Sistema de fallas y geología estructural del área de estudio**

Como resultados del mapeo de estructuras hecho en la zona, se reconocen 2 fallas de rumbo dextrales subverticales Fig. 3-7 a) y b), las cuales se denominan Falla Huemulina (FH) en el norte y Falla Infiernillo (FI) al Sur de la región. Se observan diques granodioríticos y una brecha hidrotermal subparalela a estos, rasgos que se repiten a lo largo de la zona de estudio.

A escala regional las fallas poseen una cinemática normal e inversa, por otro lado, este sistema acomoda la deformación en el rumbo, lo cual resulta de bastante interés al modificarse el régimen de stress local.

a

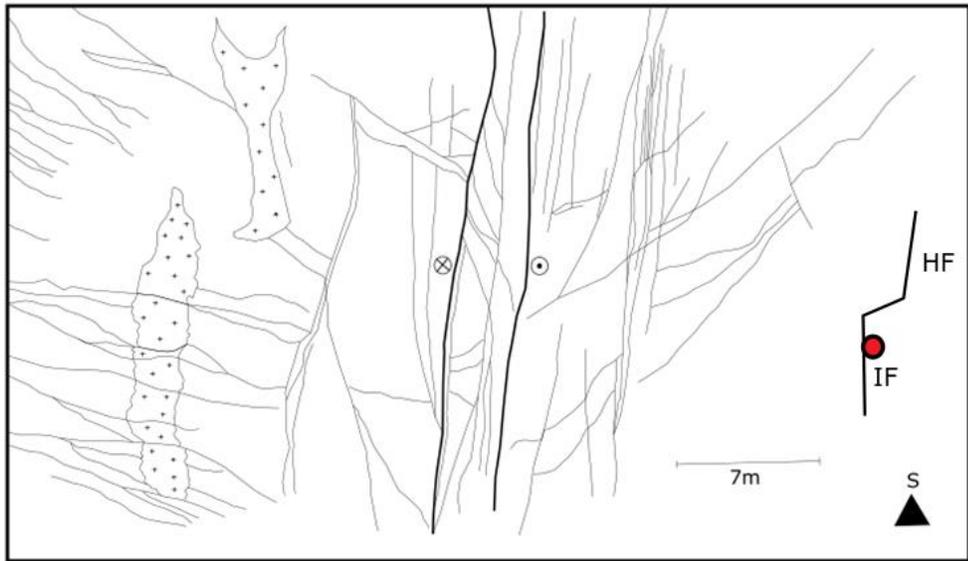




Figura 3-7: a) Falla Infiernillo (IF) ubicada a lo largo del Estero Infiernillo, cinemática dextral. b) Falla Huemulina (HF) ubicada a lo largo del Estero Huemulina cuya cinemática es dextral.

### **3.2.1 Descripción de familias de fallas y eventos de deformación por dominio.**

#### **Dominio 1**

En este dominio las fallas medidas en el sector Oeste del Estero Infiernillo son principalmente N10°W inversa-dextral y EW dextral, cruzando hacia el Este del Estero Infiernillo se observan fallas NNE y EW dextrales y fallas N20°W siniestrales (Ver Anexo Fallas que incluye tabla de mediciones asociado a coordenadas).

Se observa la relación de corte de las vetillas donde el sistema N40°W desplaza siniestralmente a las de rumbo N30°E (Fig. 3-9), hacia el sur de donde se observa esta relación se tiene evidencia local que las vetillas de dirección N12°E cortan a las N20°W y N60°W, siendo la dirección Este para ambos casos las de mayor espesor. Al sur, avanzando por el estero, las vetillas N50°E superan en el doble de espesor a las vetillas N5°W, pero estas últimas cortan a las primeras desplazándolas dextralmente. Hacia el sur se observan fallas N80°E que desplazan a filones mantos de forma siniestral.

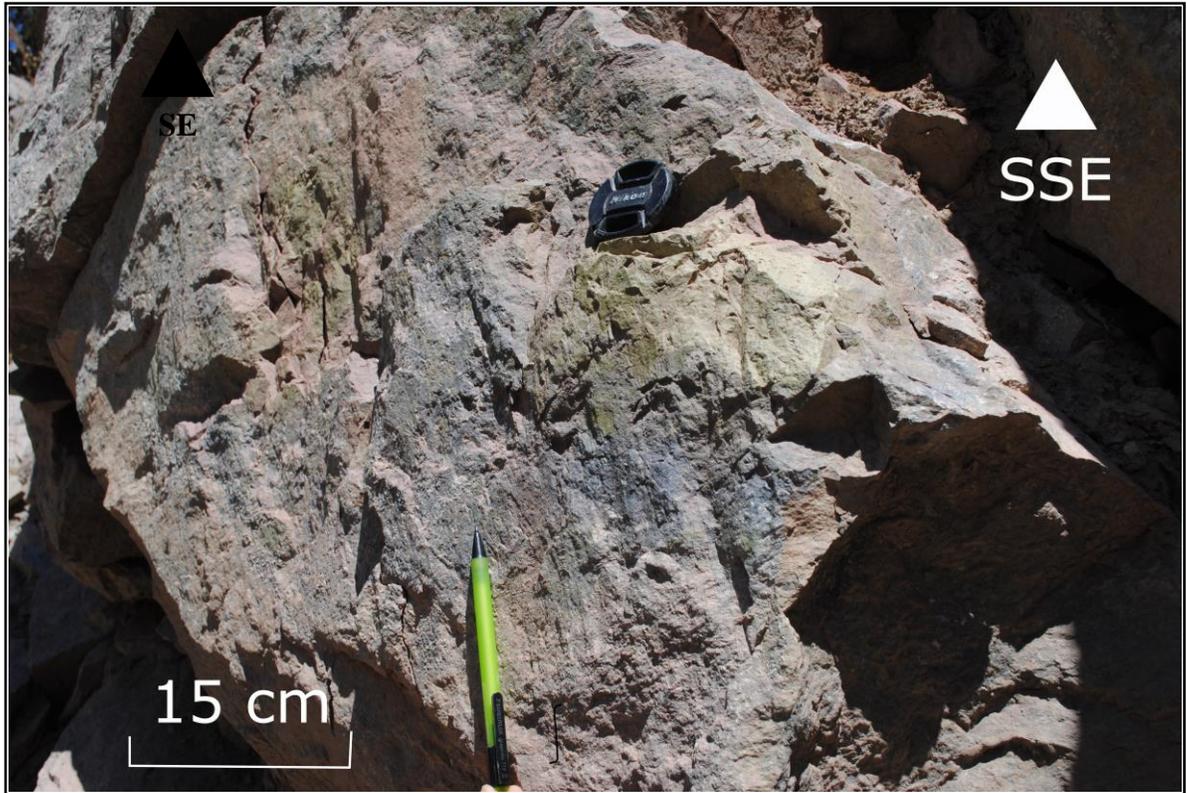


Figura 3-8: Plano de falla N10°W inversa dextral representativa del sector Oeste de Estero Infiernillo, vista perfil.

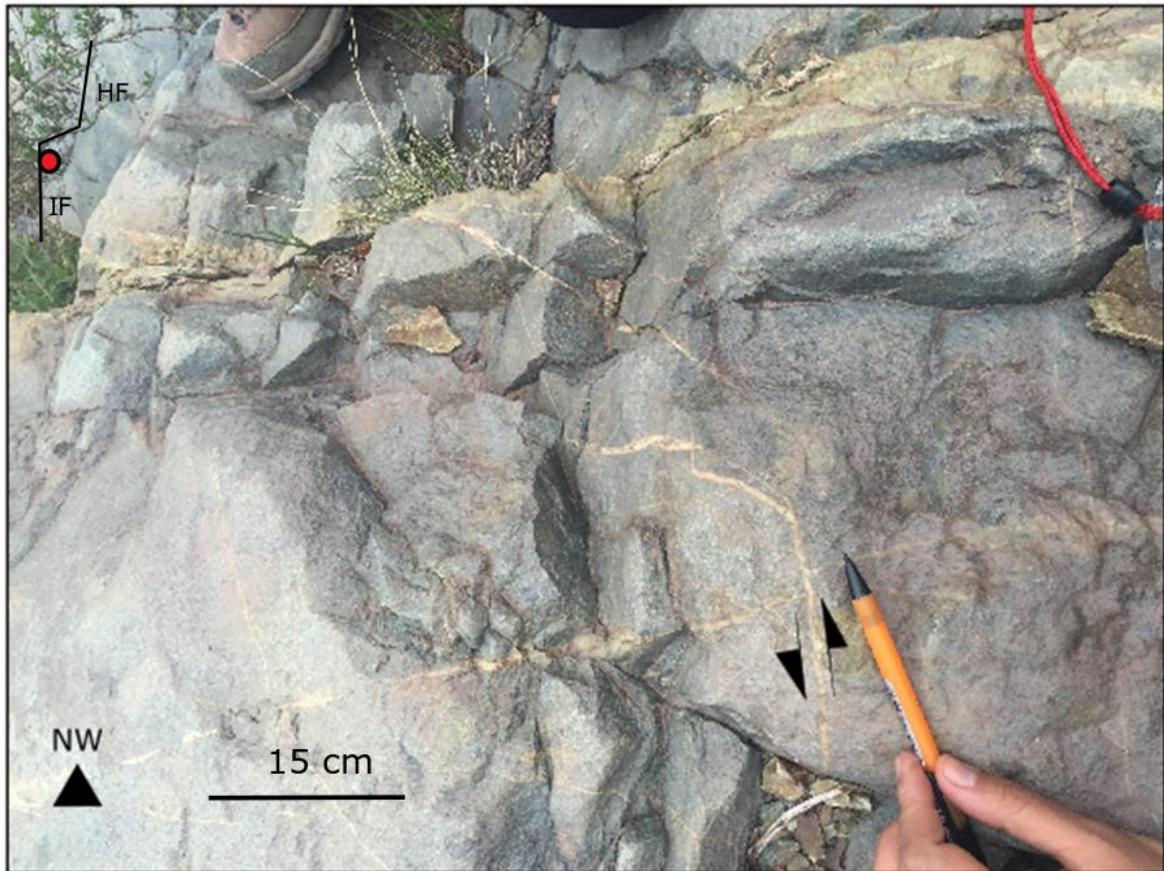


Figura 3-9: Vetillas de albita-epidota que se miden en el Dominio 1, son las vetillas con rumbo  $N40^{\circ}W$  las que desplazan sinistralmente a vetillas rumbo  $N30^{\circ}E$ .

## Dominio 2

Se observan mayoritariamente familias de fallas,  $N(10-30)^{\circ}W$  y  $N(20-50)^{\circ}E$  de manto superiores a  $70^{\circ}$  (Ver Anexo Fallas) y cinemática sinistral y dextral respectivamente, la evidencia de corte no deja claro la temporalidad.

En esta zona las vetillas de pirita se encuentran localizadas en las fallas de rumbo NS a  $N25^{\circ}W$ , las que en algunos casos se encuentran cortadas por planos subhorizontales de actitud  $N60^{\circ}W/10S$  a  $EW/30S$ .

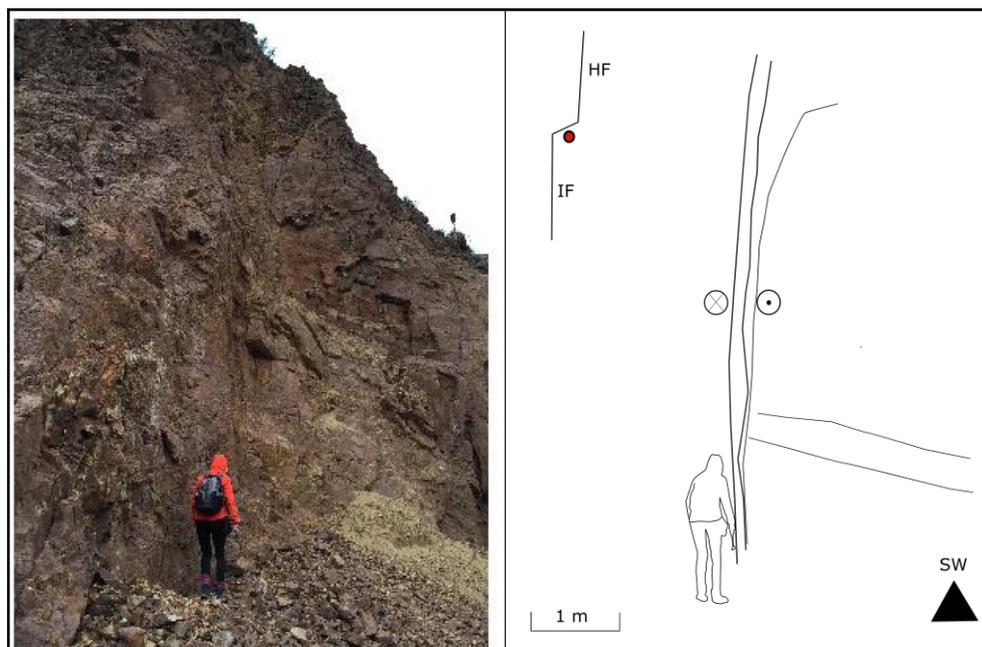


Figura 3-10: Fallas con halo de pirita N40°E afectada por intemperismo que son cortadas por planos subhorizontales, y muestra indicadores de movimiento dextral.

### Dominio 3

En este sector, se observan fallas N(20-60)°W normal-siniestral y N(10-60)°E, siendo las segundas las que se presentan en mayor cantidad y que varían su cinemática desde normal-dextral a siniestral Fig. 3-11 (Ver anexo de Fallas).

Se pueden subdividir fallas con actitud N60°W/60NE y N86°E/Subverticales, en las cuales se observa pirita diseminada, además de algunas de las fallas EW de bajo manteo con cinemática inversa.

Existen dos familias de vetillas presentes en la zona, unas que rotan de forma horaria de rumbo N80°W-N70°W que al alejarse del sistema hacia el Este, llegan a tener un rumbo N55°W, y una segunda familia que permite definir un rumbo de extensión y cizalle en la zona ya que rellenan fracturas de actitud N51°E/48°W con mineral y presentan minerales alineados en un plano de falla de actitud N20°W/64°W de cinemática dextral normal.

En este dominio las fallas NWW/EW son cortadas por las fallas de NNW/NNE.

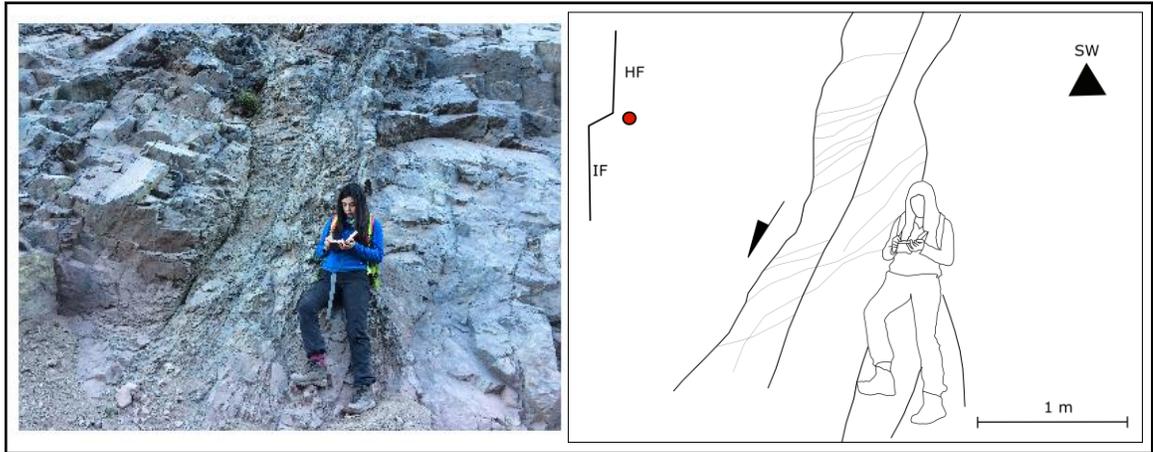


Figura 3-11: Falla NE normal, tipo de falla más comúnmente medida en el Dominio 3.

Se observa una veta de textura moteada cuyo ancho alcanza los 0,5 y rumbo N70°W/56°S, Fig 3-12.

b)

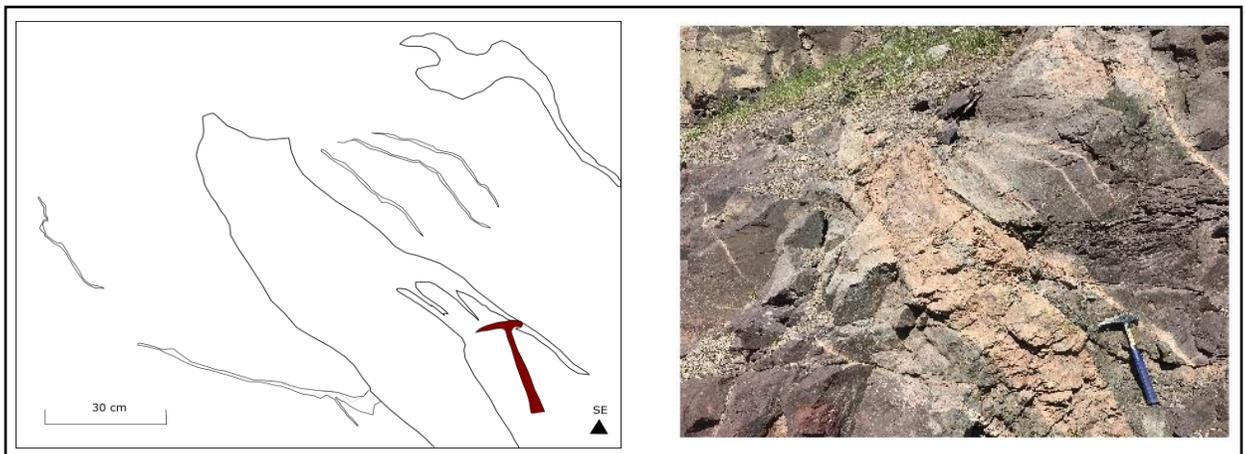


Figura 3-12: Veta de albita epidota de textura brechosa y presencia de clasto angulares, ubicada en el dominio 3, vista en planta respectivamente.

#### Dominio 4

En este dominio se observan fallas NS dextrales, N10°W sinistralas y N(10-30)°E dextrales, además de fallas subhorizontales subparalelas a la estratificación. Se presentan vetillas con rumbo N20°E/65S y halo de alteración de 1,5 m de grosor,

y vetillas con pirita y halo de menor tamaño de actitud  $N87^{\circ}E/58^{\circ}S$ , las cuales cruzan a las primeras sin cortar o ser cortadas por estas.

Hay evidencia de un predominante régimen dextral, fracturas de extensión de actitud  $EW/55^{\circ}N$  con pirita en sutura y halo de alteración de limonitas, y cizalle con rumbo  $N30^{\circ}E$  y manteo  $87^{\circ}S$ .

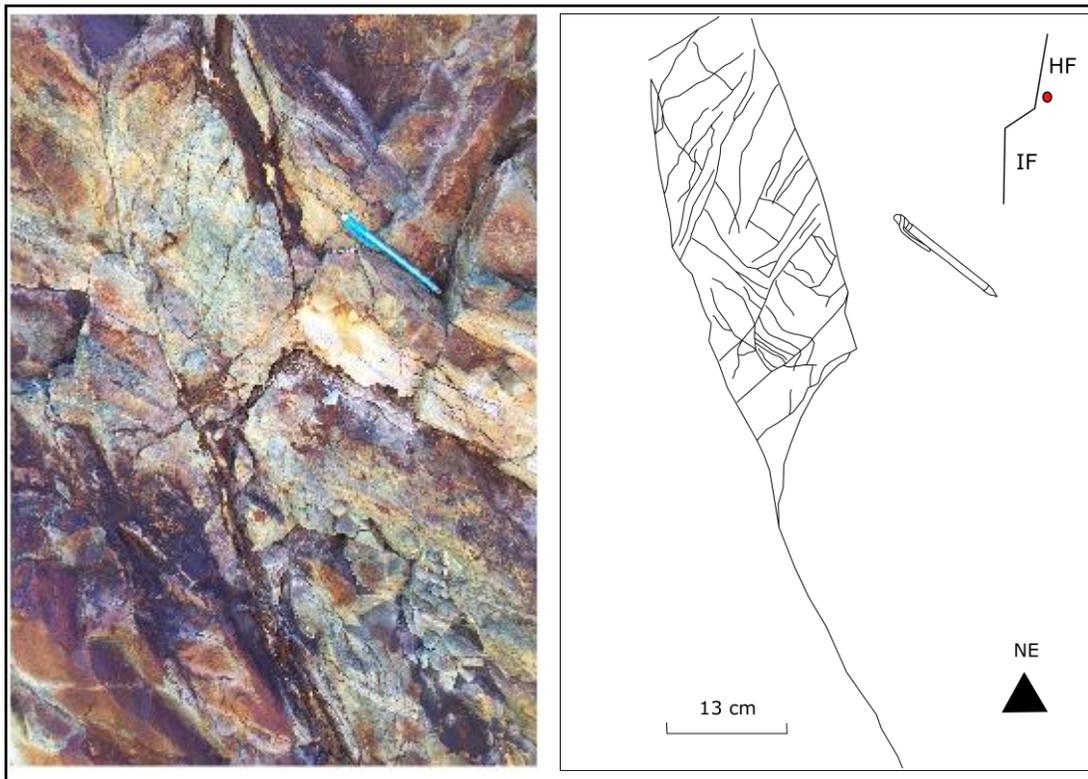


Figura 3-13: Indicadores de régimen dextral en el dominio 4, vista de perfil.

En el mismo sector las fallas de rumbo  $N30^{\circ}W$  y fracturas rellenas de pirita presentan una cinemática siniestral.



Figura 3-14: Estructura con forma de Jog extensional observado en dominio 4.

### **Dominio 5**

En este dominio existen fallas  $N(20-40)^{\circ}W$  sinistres-normales, EW con manteo  $(65-80)^{\circ}$  sinistres,  $N(15-50)^{\circ}E$  dextrales, y fallas  $N10^{\circ}E$  a  $N20^{\circ}W$  subhorizontales normales.

Se observan vetas de cuarzo NS, fracturas  $N(15-30)^{\circ}E$ , modificando su forma (similitud con deformación dúctil), se observan vetillas con pirita y cuarzo, que corta a las primeras además de fallas  $N(10-20)^{\circ}E$  que presentan dominios de deformación distintos en ambos lados y *horsetails* al final de las mismas.

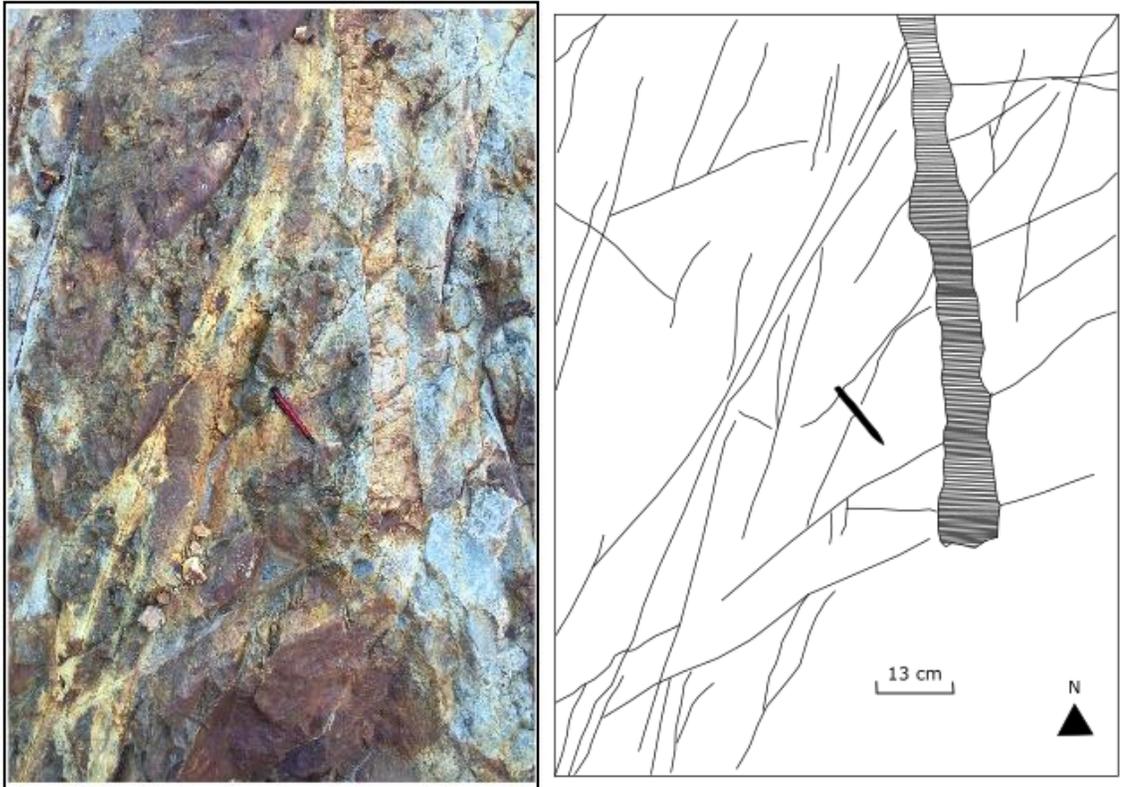
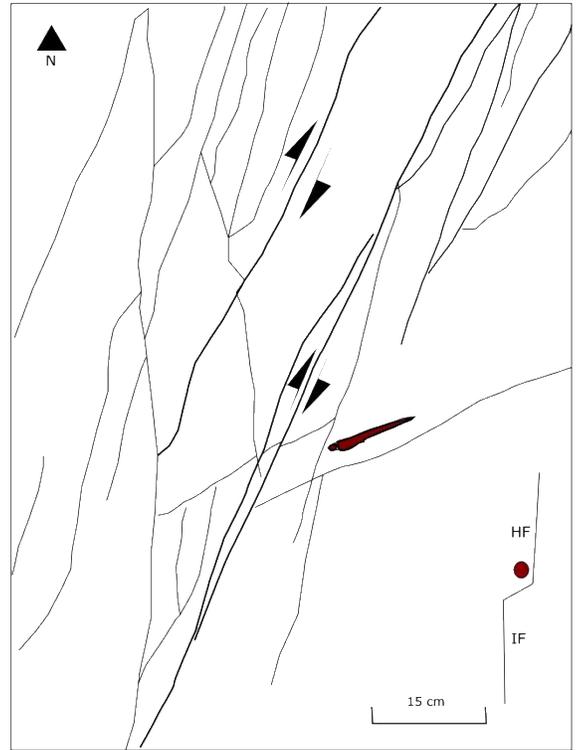


Figura 3-15: Veta de cuarzo de espesor 5 cm junto a vetillas de pirita y halo amarillo con limonitas, vista en planta del Dominio 5.

Las fallas EW cortan las fallas NE, de diferentes rellenos y espesor de halo, las primeras poseen una cinemática normal-siniestral. Las fallas subhorizontales muestran evidencia de ser el último evento de este dominio al cortar a las fallas EW y NE. Las fallas NW que se ubican al Oeste del dominio presentan relleno de vetillas de cuarzo en el núcleo subparalela a esta, indicando una cinemática normal.

[a]



[b]



[c]

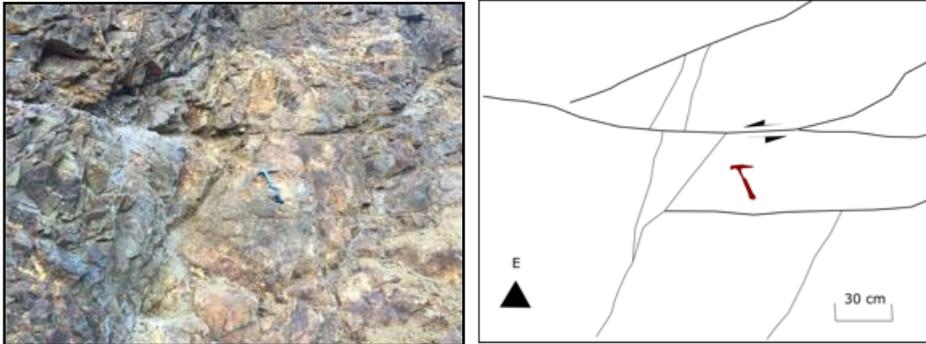


Figura 3-16: a) Fallas NE con relleno de pirita y halo de alteración, fluido parece reactivar fracturas preexistentes, vista en planta. b) Fallas EW cortan a fallas NE, halo de alteración mayor en las fallas EW, vista en planta. c) Fallas subhorizontales correspondiente al último evento, cortan al resto de las fallas, vista perfil.

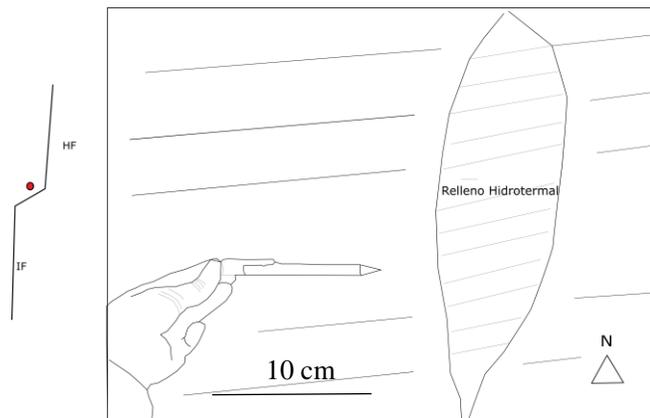


Figura 3-17: Vista hacia el Norte de falla con forma de jog extensional y relleno hidrotermal en el centro, vista de perfil.

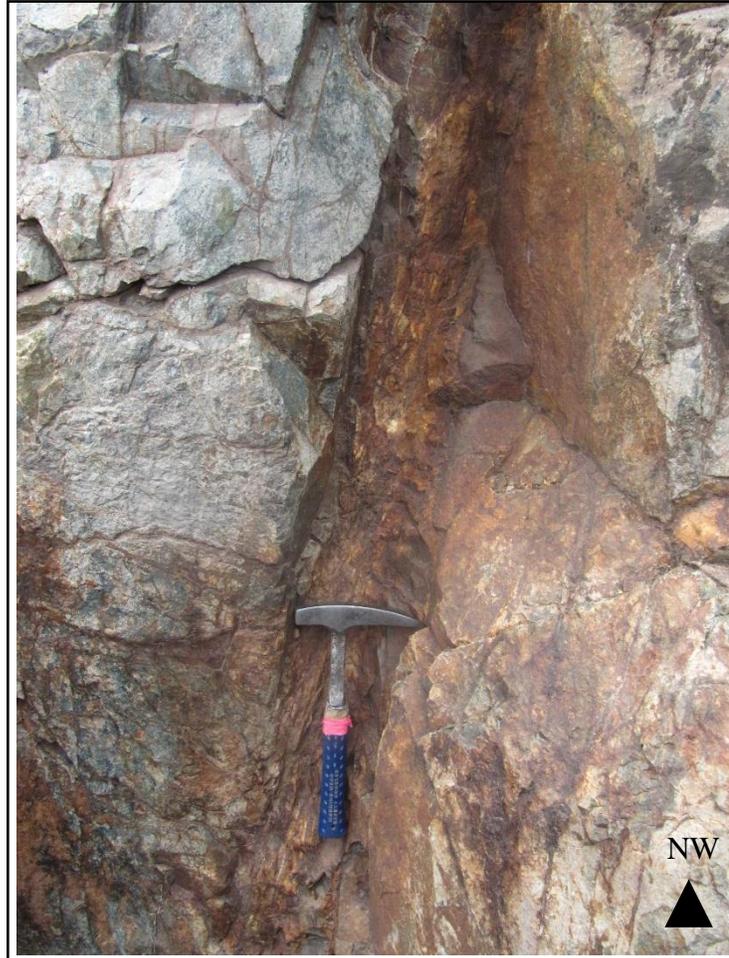


Figura 3-18: Fallas NW presentes en el Dominio 5 con crecimiento de vetillas cuyo rumbo es subparalelo a las paredes de la falla, indicador de un movimiento normal.

### **3.2.2 Mapa de litológico y estructural con mecanismos focales y rosetas de vetillas**

Para el análisis frágil se utilizó el programa Faultkin, en el cual se agregan los datos de falla y se obtienen los planos asociados a los ejes P y T, la información se subdividió en distintos dominios los cuales son encerrados en un cuadrado para aclarar su localización. En la Fig 3-19 se asocia el mapa local a los estados de deformación obtenidos para las distintas familias fallas nombradas previamente, en este se observa que en la zona central (Dominio 2) las fallas NW y NE son compatible en un mismo evento de deformación, en cambio en el dominio 5 la deformación asociada a los planos EW y NNE no son compatibles a planos NW presentes.

Por otro lado la Fig.3-20 muestra cada dominios en el mapa asociados a sus respectivas rosetas de vetillas, las cuales se obtienen usando el rumbo, manteo y dirección de manteo de vetillas en el programa GeoRose (Anexo Fallas), rápidamente se detecta un rumbo de crecimiento preferencial en la dominio 2 hacia el NNE, mientras que si nos alejamos a los extremos el rumbo NW es el preferente, en el dominio 4 se observan vetillas que varía su rumbo de NS a NE, en cambio en el dominio 5 las vetillas NE son mínimas. Existen vetillas subhorizontales en el dominio 2 de rumbo EW, en los otros dominios las vetillas medidas son subverticales o con manteos superiores a los 50°, el relleno se asocia al tipo de alteración donde fueron medidas (Sección 3.3).

## Mapa Geológico-Estructural

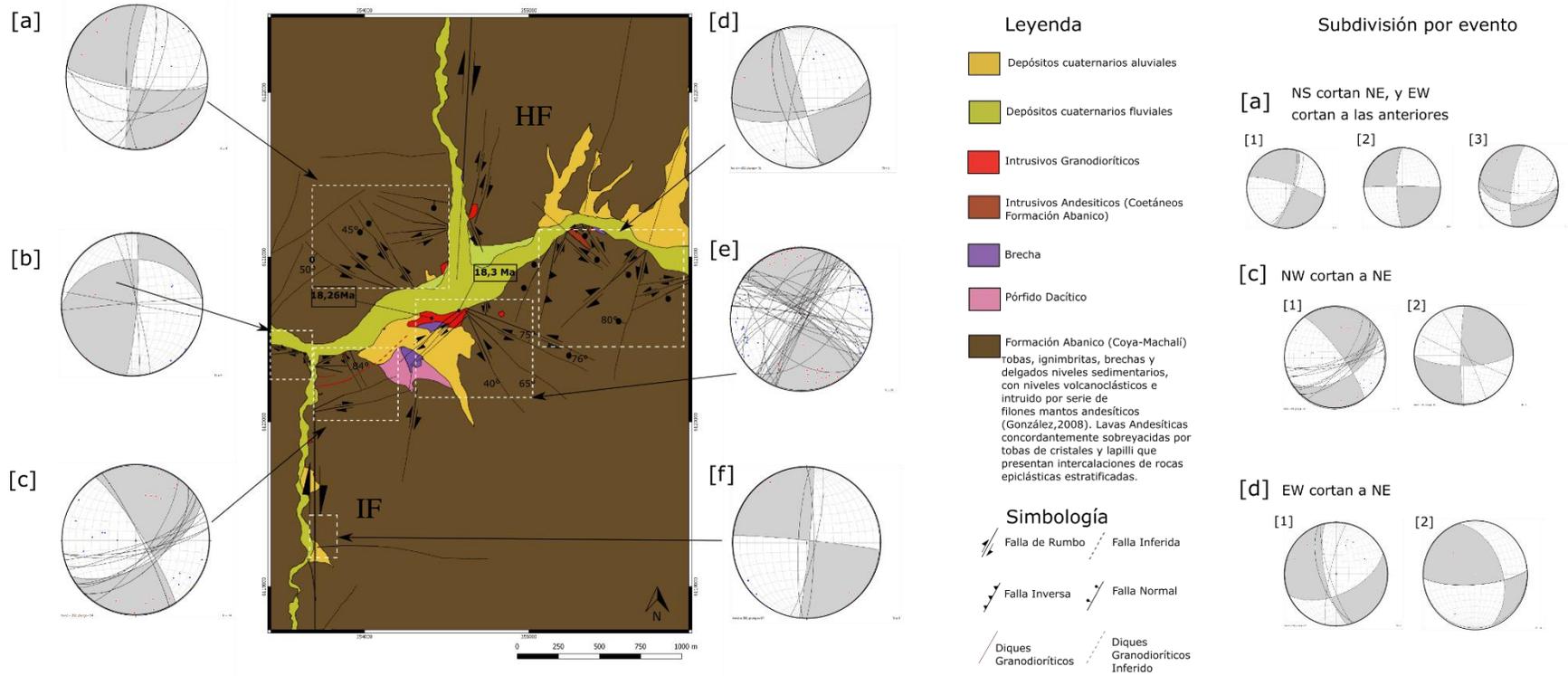


Figura 3-19: Mapa geológico estructural de la región de estudio con eventos de deformación y subdivisión en dominios, se muestran las fallas mesoscópicas descritas en la sección 3.2.1.

## Mapa Geológico con Rosetas de Vetillas

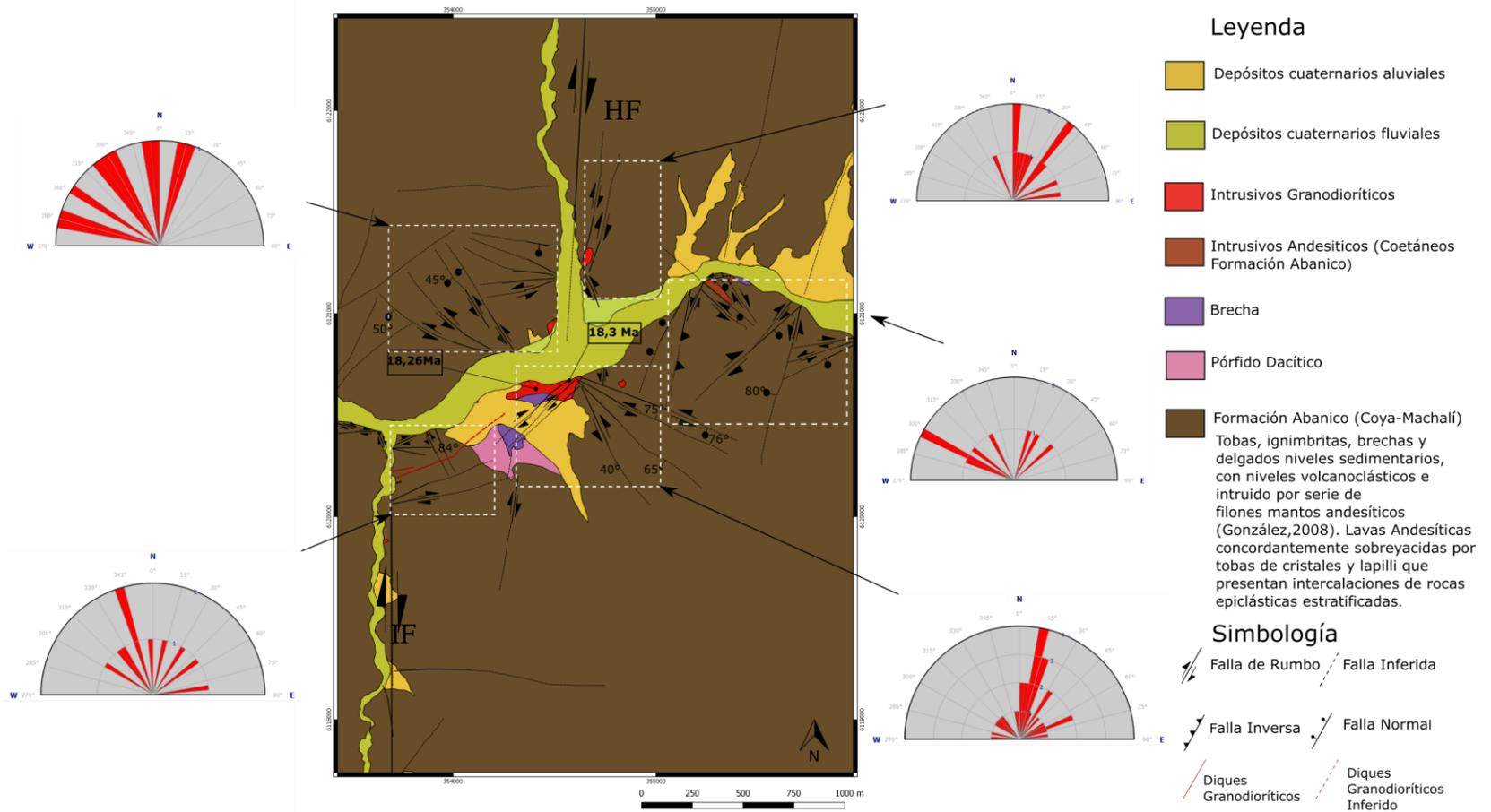


Figura 3-20: Mapa geológico estructural de la región de estudio, se asocian las rosetas de vetillas medidas a los distintos dominios geográficos.

### 3.2.3 Análisis MIM (Multiple Inverse Method)

Para obtener una solución de inversión se usa el programa *Multiple Inverse Method* (Yamaji, 2000; Yamaji & Otsubo, 2011) que utiliza un criterio geométrico para obtener la solución de stress más adecuada a los planos de fallas (Yamaji, 2000). Este método funciona mediante el uso de una base de datos heterogénea, de la cual genera un determinado número de grupos combinados que contienen un total  $k$  de fallas extraídas de la base, en este caso se evalúa un  $k = 4, 5$  y  $6$ , para finalmente obtener una solución y orientación de los stresses principales (Yamaji, 2005). Luego se aplica el método de Angelier's (1984) para obtener una solución mediante la inversión de los grupos realizados aleatoriamente. Finalmente, las  $k$  soluciones son graficadas en estereogramas separados, uno asociado a  $\sigma_1$  y otro a  $\sigma_3$ . (Yamaji & Otsubo, 2011).

Cada solución corresponde a un *tadpole* que indica la orientación de uno de los ejes principales con una “cola” adherida que muestra la orientación del eje complementario (Pérez-Flores *et al.*, 2016), además se encuentra asociado a un color que indica al radio de stress calculado ( $\varphi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ), por lo tanto *tadpoles* con colores similares y orientaciones indican un campo de stress compatible (Pérez-Flores *et al.*, 2016; Federico *et al.*, 2010; Otsubo *et al.*, 2006; Veloso *et al.*, 2015, 2009; Yamaji, 2000).

Las distribuciones de  $\varphi$  permite definir un rango de valores para la solución de los ejes de stress, en el caso que la distribución se muestre bimodal se calculan las soluciones de stress para cada rango respectivo de los valores  $\varphi$ . Por lo tanto, para el resultado de campo de stress obtenido, el ángulo *misfit* o diferencia entre dirección de *slip* observado y teórico es calculado. Finalmente, los ejes de stress principal son calibrados usando la solución que activa un mayor número de fallas con un ángulo de *misfit* menor a  $30^\circ$  (Pérez-Flores *et al.*, 2016).

Se puede observar en Anexo MIM la tabla de fallas ingresadas al programa, además de los valores de  $\varphi$  obtenidos para la solución de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ . A continuación se muestra

el histograma al que se le aplicará la convolución de Kruiver, y que permite determinar el valor de  $\phi$  que activa la mayor cantidad de fallas con un ángulo de *misfit* menor a  $30^\circ$ .

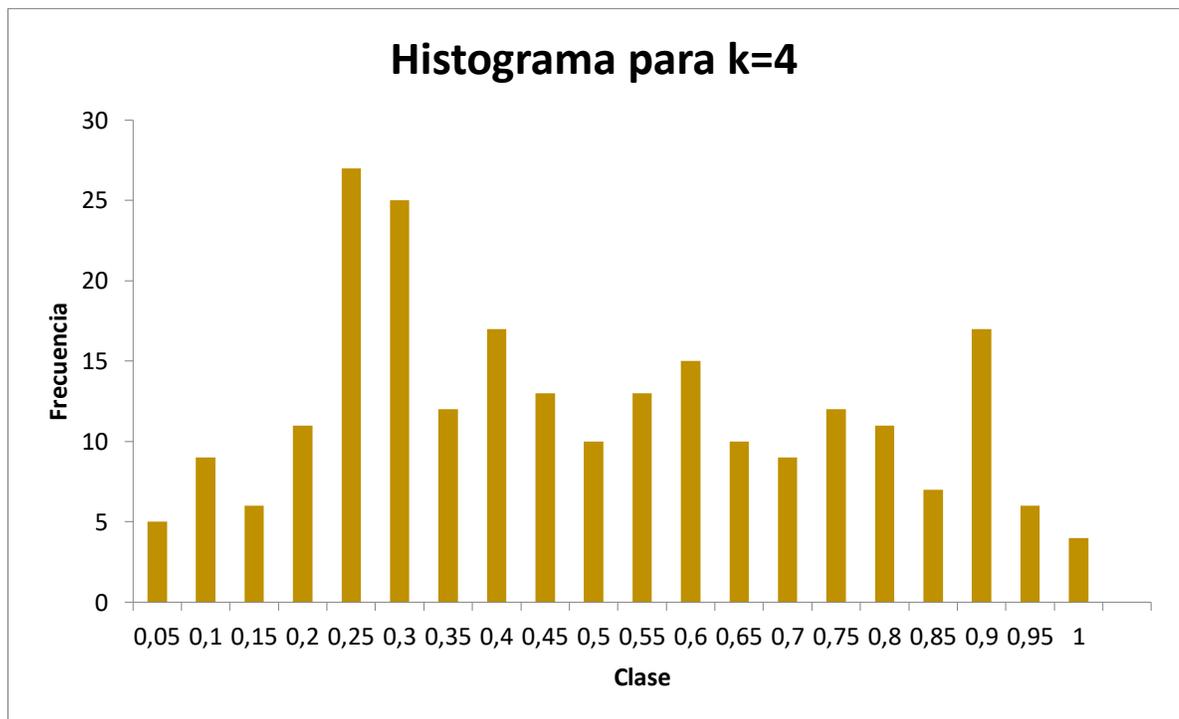


Gráfico 3-1: Histograma realizado para los valores de  $k=4$ , (En Anexo MIM se pueden ver los histogramas de  $k=5$  y  $6$ ).

Se utiliza la curva acumulativa log-gaussiana presentada por Kruiver (2001) sobre las soluciones de los  $k$  considerados para obtener los  $\phi$  con menor varianza, esta aproximación busca llegar a la solución más adecuada para la distribución de los datos obtenidos en los histogramas mediante la convolución, como los datos ingresados van desde 0 a 1, el problema se transforma en un problema lineal donde no afecta utilizar una distribución logarítmica. Para modelar la distribución acumulada se usan los valores SIRM (donde la curva se estabiliza),  $\beta_{1/2}$  y el ancho de la distribución: parámetro de dispersión (DP), los cuales se observan en la Gráfico 3-2.

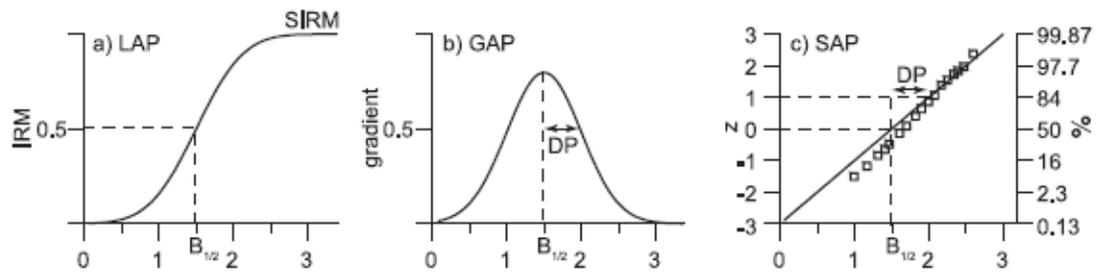


Gráfico 3-2: Ejemplo de los parámetros definidos, con el gráfico de adquisición lineal (LAP), el gráfico de la adquisición del gradiente (GAP) y el gráfico de adquisición estandarizada que se asocia a una curva en escala de probabilidad (SAP).

Las soluciones numéricas buscan ser compatible con un cluster o grupo que se identifique con el  $\varphi$  obtenido. Una vez modelada la convolución para cada  $k$  seleccionado se elige la curva que calce mejor a los datos.

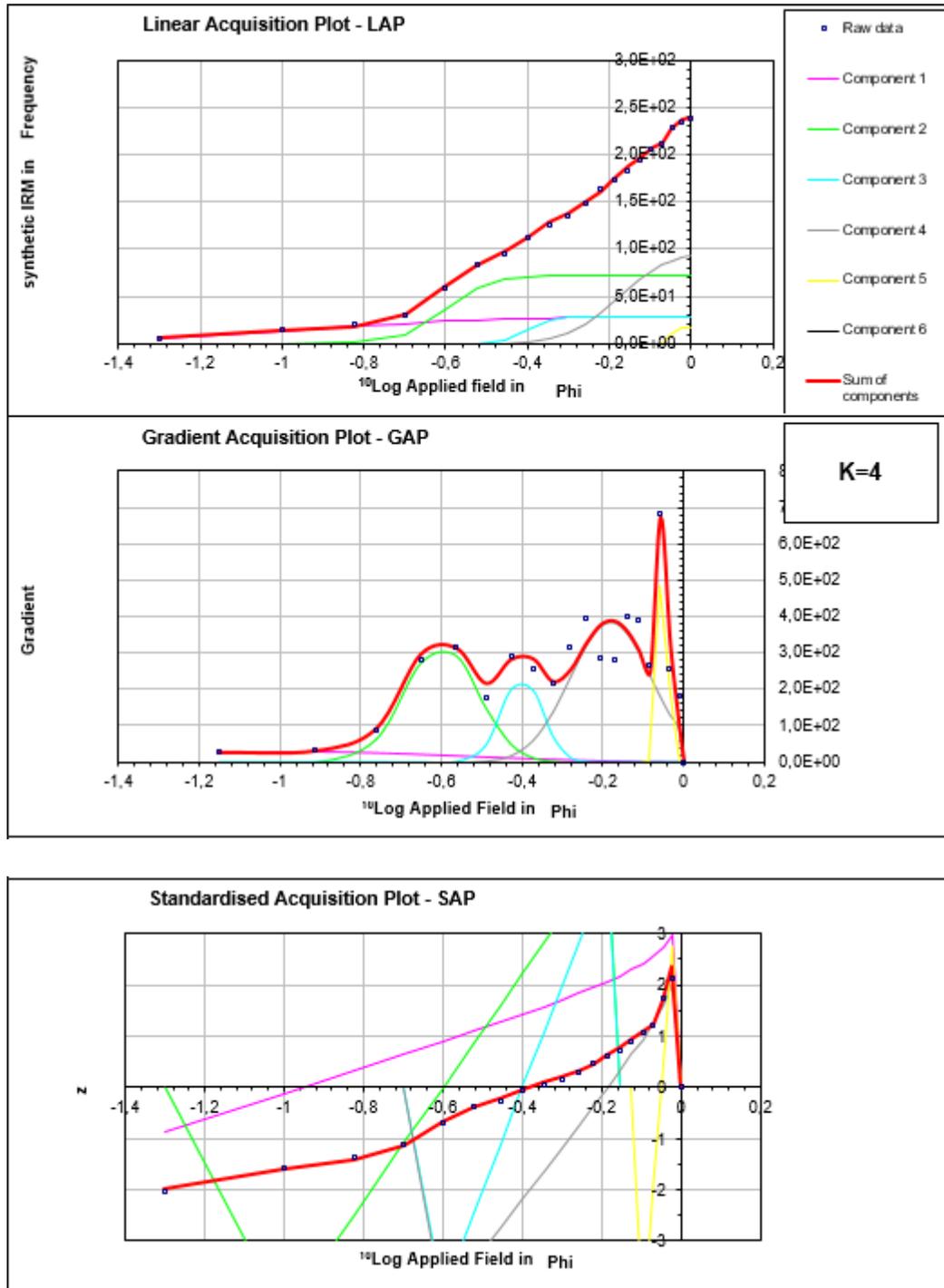


Gráfico 3-3: Curva solución obtenida del modelo de Kravier (2001) para los resultados de MIM.

Tabla 3-1: Soluciones de phi para el modelo de convolución de Kruvier (2001) y su contribución en porcentaje.

$B_{1/2}$	Phi	IRM Contributions (%)	
Component 1	0,1	Component 1	12
Component 2	0,3	Component 2	30
Component 3	0,4	Component 3	12
Component 4	0,7	Component 4	40
Component 5	0,9	Component 5	7
Component 6		Component 6	

En la tabla 3-1 se observa que cada componente tiene una contribución en porcentaje de cuanto se adecúa a la curva, para este caso son 0,3 y 0,7 los  $\phi$  que poseen una mayor contribución, por lo que son las que se utilizan en el programa MIM para obtener los cluster de fallas asociadas. Para la primera solución se asigna un  $\pm 0,1$  de tolerancia, como se observa en la Fig. 3-21, con lo que se corrobora que la solución 0,3, no es solo estadística, sino que además corresponde a un grupo de fallas activadas.

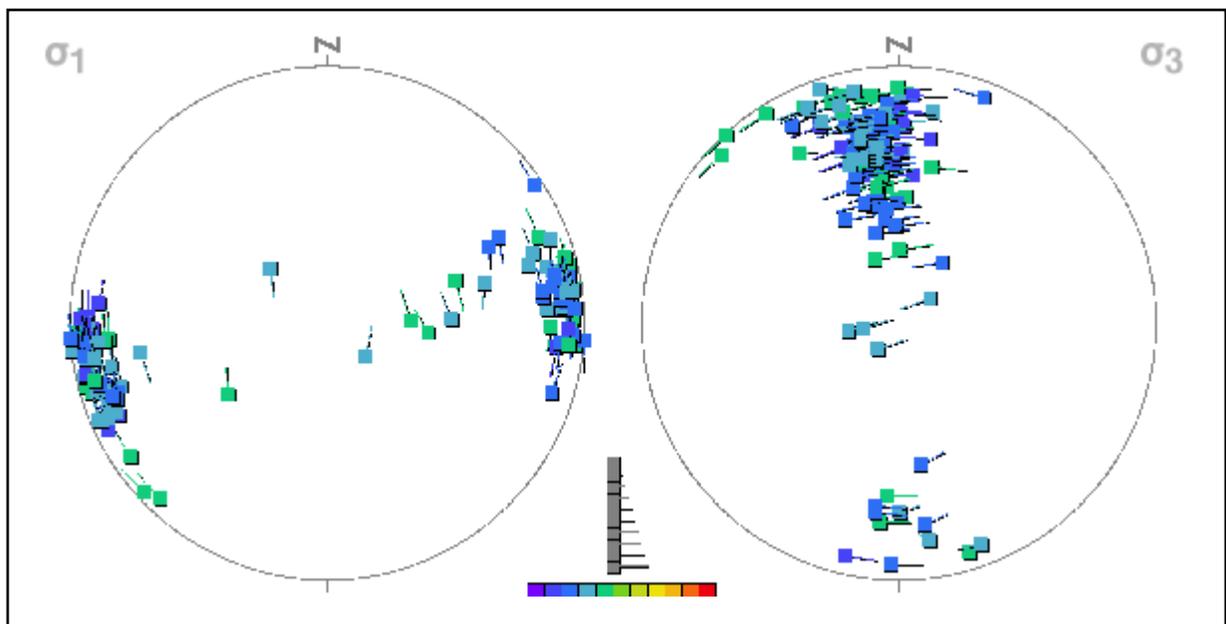


Figura 3-21: Cluster solución obtenida de MIM para el caso de  $\phi$  0,3 con tolerancia  $\pm 0,1$ .

Se considera un máximo de misfit de 30% y se elige la solución que active el mayor número de planos, para esto se localiza uno de los posibles planos que pasen por

el cluster solución, con lo que se obtiene  $\sigma_1$  N81E y  $\sigma_3$  N6W, y si se observa la Fig 3-22 se determina que se activan 39 planos de fallas.

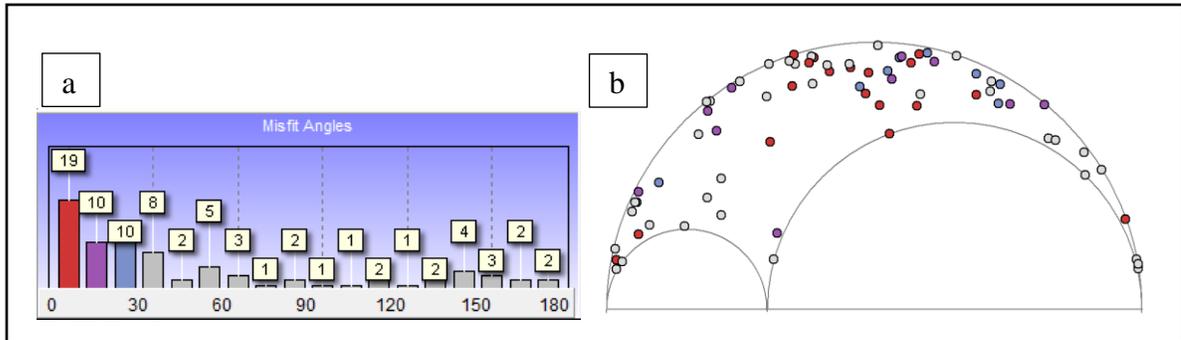


Figura 3-22: a) Ángulos de misfit y planos activados en tolerancia menor o igual a 30%, b) círculo de mohr obtenido para la solución, se observa un régimen transpresional.

A continuación se pueden observar los planos activados y los no activados para un  $\phi$  de 0,3 (Fig 3-23), de esto se determina que los planos preferentes son aquellos de dirección NNE y NW, con algunos casos cercanos a EW, además la mayor cantidad de soluciones son pertenecientes al dominio 2 y luego en menor cantidad a el dominio 5, continúa disminuyendo en los otros dominios, es interesante observar que en el sector Oeste de la falla Infiernillo (IF) ninguno de los planos son activados con la solución de stress seleccionada. Esta solución corresponde a un régimen transpresional.

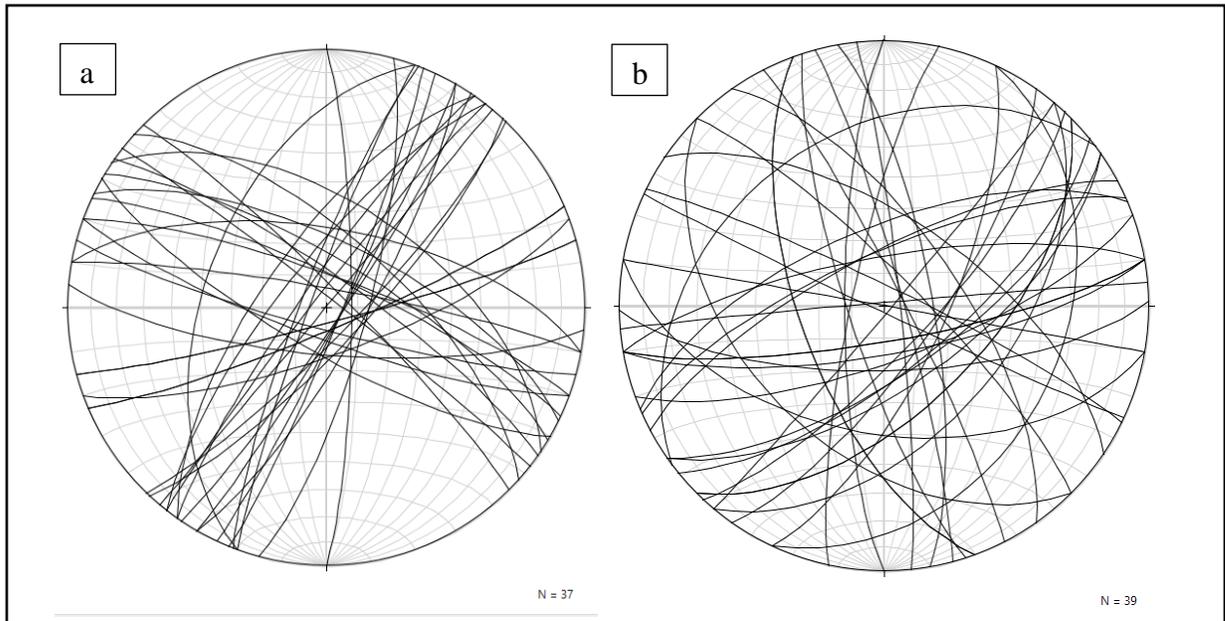


Figura 3-23: a) Planos que son activados con la solución de estrés seleccionada, b) Planos no activados con la dirección de estrés.

En la Fig. 3-23 no se puede observar claramente cuáles son los cluster de planos que no son activados para la solución de  $\varphi = 0,3$ , por lo que se realiza una roseta para determinar el rumbo preferencial, la cual se puede observar en la Fig 3-24.

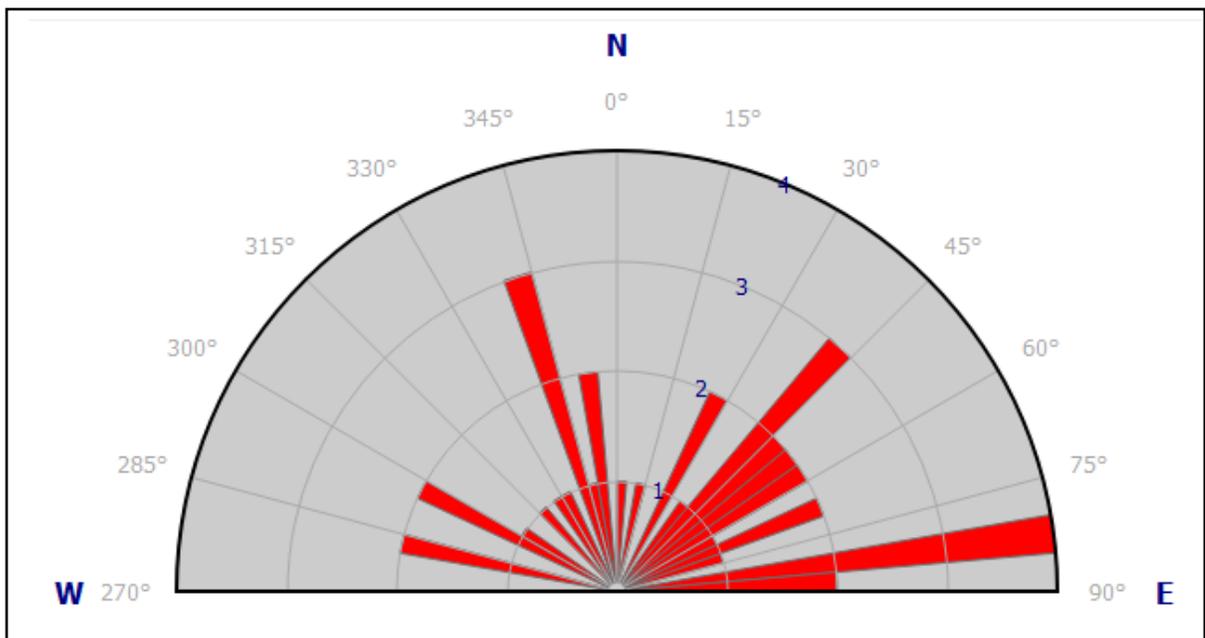


Figura 3-24: Roseta de fallas que muestra el rumbo de todos los planos que no son activados con la solución  $\varphi 0,3$ .

Como se puede observar, se tiene en varios rumbos de planos que no logran ser activados con la solución de stress determinada anteriormente, pero existen 3 rumbos preferenciales de fallas, cercano a EW fallas dextrales con manteo subvertical y en casos particulares siniestral, inversa y normal, N(40-45)°E cuya cinemática es variable desde normales con manteos cercanos a los 50° hacia el norte, siniestrales y dextrales con manteos superiores a los 65°, y N(15-20)°W que corresponden a fallas normales subverticales e inversas, por lo que se verifica si estos planos se activan utilizando la segunda moda de la distribución bimodal asociada al histograma de  $k=4$ , valor de  $\varphi = 0,7$ .

Se busca un nuevo cluster de fallas asociadas a  $\varphi = 0,7$ , considerando una tolerancia  $\pm 0,2$ , en la Fig. 3-25 se observan las soluciones para  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ .

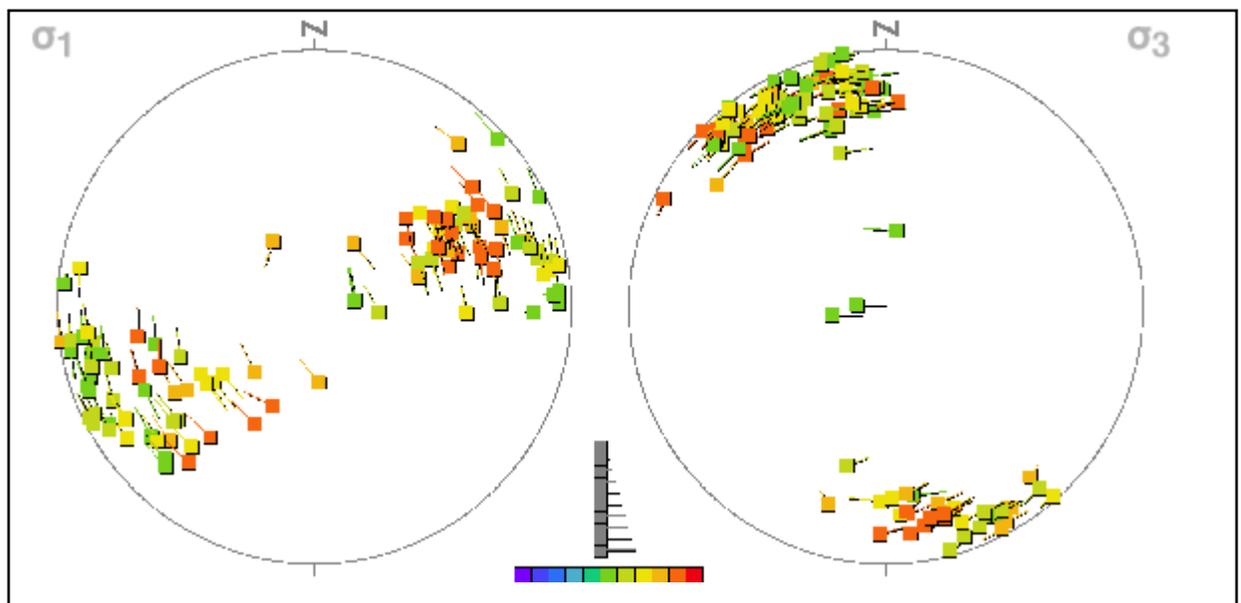


Figura 3-25: Solución de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  para  $\varphi = 0,7 \pm 0,2$ , se muestran los clusters de planos de fallas que son activados.

Se observa que existe una solución no solo estadística, y que el cluster tiende a abrirse hacia los costados, se evalúa un plano que defina el stress para el cluster solución observado.

La solución obtenida define un eje de compresión  $N74^{\circ}E$ , el cual en comparación al caso anterior sufre una leve rotación contrahoraria, la cual activa fallas en el dominio 2 y 5, además del sector donde se encuentra la Falla Infiernillo (IF), mientras que en los extremos siguen sin activarse los planos de fallas. Se utiliza un misfit máximo de 30% como se puede observar en la Fig. 3-26 lo que corresponde a un total de 37 fallas activadas, la solución no explica el total de fallas que no se generan con  $\phi 0,3$ , y la solución corresponde a un régimen transtensional.

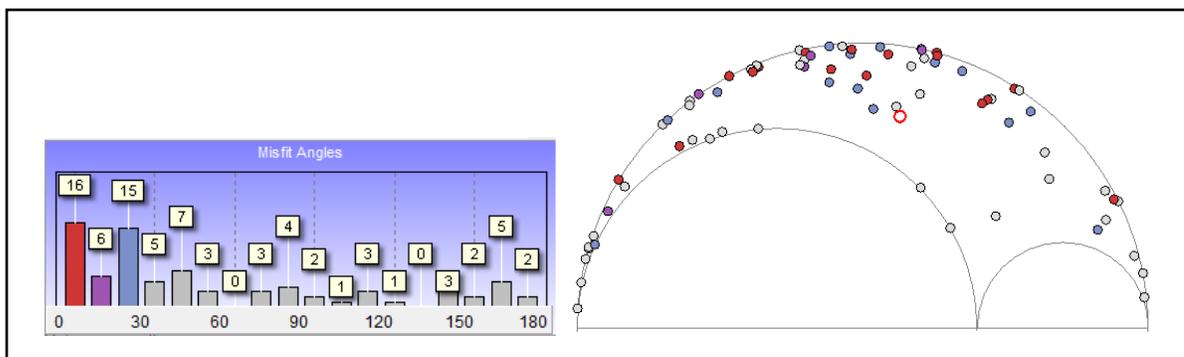


Figura 3-26: a) Ángulos de misfit y planos activados en tolerancia menor o igual a 30%, b) círculo de mohr obtenido para la solución, se observa un régimen transtensional.

Los planos que se activan se observan en la parte a) de la Fig. 3-27 mientras lo que no se forman se observan en el caso b), se identifica una familia predominantemente NE y NWW en los planos que se logran desarrollar, en cambio en la sección b) no se puede identificar claramente cuál es el rumbo que no encuentra solución, por lo que en la Fig. 3-28 se realizó una roseta para definir rumbos preferentes.

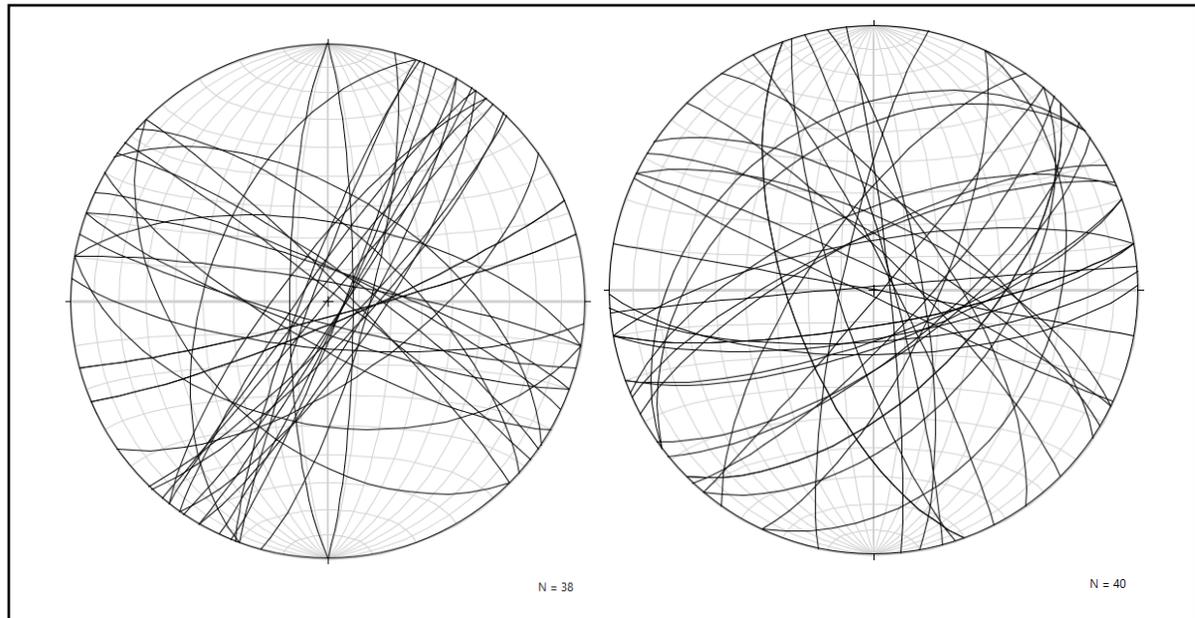


Figura 3-27: a) Planos que son activados con la solución de estrés seleccionada, b) Planos no activados con la dirección de estrés.

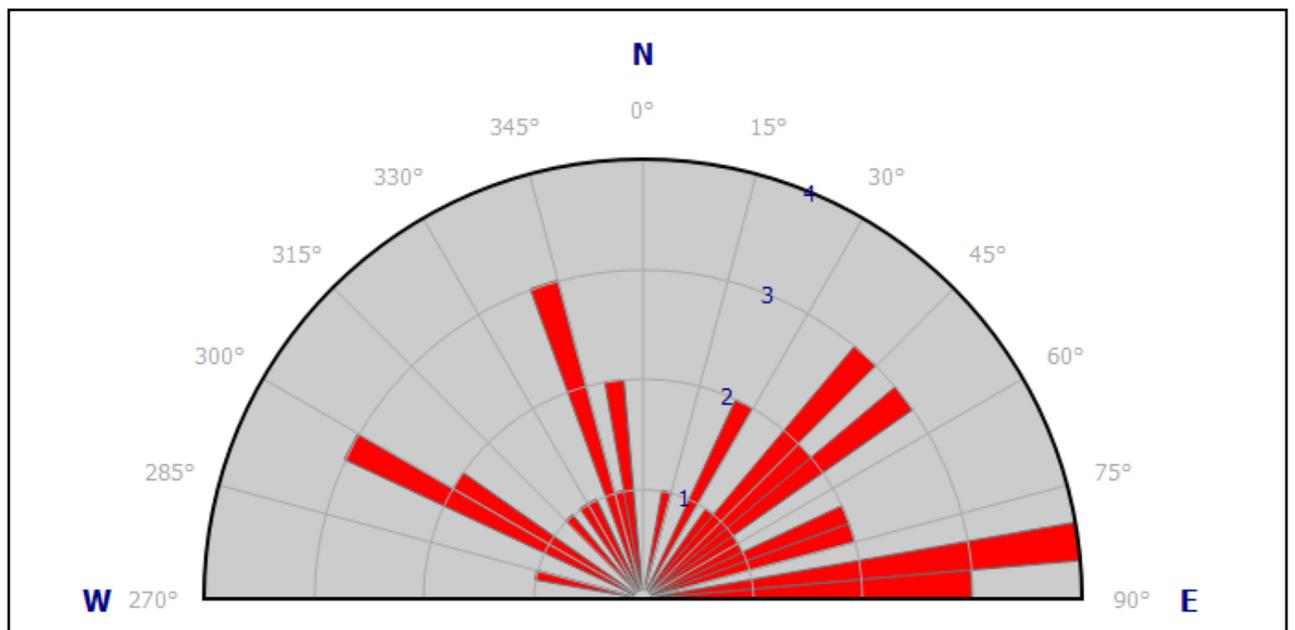


Figura 3-28: Dirección de los planos de falla que no son activados con la solución de estrés seleccionada con un  $\phi$  0,7.

Se puede observar en la figura anterior, que existen 4 rumbos preferenciales que no se activan, estas corresponden a N(40-50)°E las cuales son fallas dextrales

subverticales o normales de manto cercano a los  $50^\circ$ ,  $N80^\circ E$  que en preferencia se observan fallas dextrales subverticales, pero además se tienen fallas sinistralas, normales e inversas,  $N20^\circ W$  las cuales corresponden a fallas normales subverticales y  $N70^\circ W$  que son en mayor cantidad fallas sinistralas de manto superior a los  $60^\circ$ , esto nos dice que gran parte de las fallas que no son solución con el stress obtenido para  $\phi 0,3$  tampoco se logran activar o desarrollar bajo la solución de stress de  $\phi 0,7$ .

Para ambos casos se consideró un *enhance factor* de 8 y un factor de dispersión de 2.

#### **3.2.4 Mapa local de escala 1:40, descripción de eventos y resultados del sistema.**

Se realizó un mapa de detalle en el sector Oeste del Estero Huemulina, equivalente a un sector del dominio 5, en el cual los afloramientos permiten definir temporalidad de los eventos mineralizadores, vetillas y fallas, se presenta en la Fig. 3-29.

Para esto se definió un área de 5 x 10 m y una escala de 1:40, luego se midió cada elemento estructural, se determinó la distancia con respecto a un origen y se describió detalladamente, lo cual se observa en la leyenda.



## Leyenda

**3:** Brecha de falla de espesor 6-10 cm, incorpora clastos de roca de caja en una matriz negra oscura oxidada y clastos marrones, presencia de foliación que indica movimiento normal, actitud 120/34.

**7:** Veta de pirita, espesor de 1mm, presenta sutura pirita, bordes oxidados y pirita diseminada en la roca de caja, actitud 180/74.

**9:** Vetilla con sutura de pirita y espesor de 1-1,5mm, roca de caja obliterada, con abundante sericita, actitud 192/87.

**10:** Vetilla de actitud 195/90.

**11:** Veta de cuarzo dirección N10W y espesor de 7 cm, posee pirita diseminada, hábito granular masivo, la cortan vetillas de pirita y halo de óxidos de Fe.

**12:** Veta con falla fuertemente alterado por óxidos de hierro, posee un espesor de 1,5 a 2 cm con actitud 5/78 y rake 170°, movimiento dextral.

**13a:** Veta con sutura de pirita de orientación 192/74, espesor 1mm posee un halo de alteración de óxidos de hierro.

**13b:** Veilla de piritade espesor 1-2,5 m, posee contacto neto con roca de caja, la pirita se encuentra diseminada en la roca, orientación 190/85.

**14:** Veta con sutura de pirita de actitud 198/76 y espesor de 1mm.

**16:** Veta con falla, relleno de mineral pardo oscuro a rojizo, tamaño de grano 0,1-0,5 mm Roca de caja es félsica con pirita diseminada, actitud 349/66 rake 5°, movimiento Dextral-Inversa, evidencia de steps rellenos de mineral pardo-blanquecino sobre pared de veta parda.

**mB:** Micro-brecha

**17:** Veta masiva compuesta de pirita, alterada a pardo oscuro a rojizo de grano fino paramagnético, actitud 191/80 y espesor 0,5 cm.

**P3(18):** Veta masiva de pirita, espesor 0,3 cm y actitud 186/85

**J1 (19):** Microbrecha, brecha de falla, ancho de 1,5-2,5 cm, incorpora clastos de roca de caja de tamaño variable, los cuales están oxidados en el borde. Existe una segunda población de clastos de color anaranjado (posiblemente con óxidos de hierro), la matriz es marrón rojiza paramagnética, y se observa pirita diseminada de grano fino, la actitud es 165/81.

**J2 (20):** Microbrecha, brecha de falla de ancho 1 cm, posee una matriz de grano fino, 2 poblaciones de clastos, pertenecientes a la roca de caja y clastos anaranjados óxidados < 1mm, actitud 175/60.

**P4 (21):** Veta masiva, de actitud 354/84 muy alterada.

**J3 (22):** Microbrecha, muy similar a J2, se corta al llegar a 12, actitud 193/76.

**J4:** Actitud 196/76, se corta con J2 y J1.

**J5 (S1):** Vetilla de sílice con sutura de pirita, espesor de 4-5mm, actitud 182/85.

**R1:** Vetilla de sílice con pirita diseminada y pequeños cúmulos, actitud 35/55.

**R2:** Vetilla de sílice de espesor hasta 1 cm, poca pirita diseminada, actitud 199/74.

**Vcf:** Veta falla

**R3:** Veta masiva de espesor 0,1-0,5 cm, relleno pardo-rojizo óxidado, se observa pirita diseminada, y actitud 196/54.

**R4:** Microbrecha, con clastos pequeños < 1cm de roca de caja en una matriz de grano fino pardo rojiza con pirita diseminada, posee un halo de alteración fílica de 1 cm por lado, actitud 345/70.

**R5:** Veta masiva con sutura de pirita, posee halo de alteración de óxidos de fierro, actitud 8/72.

**R6:** Veta con sutura, actitud general 12/80.

**R7:** Microbrecha, posee clastos de roca de caja en matriz pardo-rojiza muy alterada, orientación 175/87.

**R8:** Microbrecha similar a R7, actitud 170/79.

**C1:** Veta masiva de pirita tipo D, posee una componente de apertura dextral, no tiene relación de corte con fallas NS, parece ser contemporánea a stockwork (17,18 y 13b) producto de su halo de alteración, orientación 180/subvertical.

**C2:** Fractura, no se observa relleno, actitud 0/65.

**C3:** Veta de cuarzo, geometría en z sugiere deformación dúctil, actitud 330/90.

**C4:** Microbrecha, brecha de falla con orientación 5/68, matriz oxidada más presencia de limonitas, se observan clastos de roca de caja, hay indicadores de movimiento dextral normal.

**C5:** Veta sintaxial de cuarzo, presencia de pirita diseminada en el halo de alteración y sutura de pirita, actitud 164/62.

**C6:** Vetilla, actitud general 105/80.

**D1:** Vetas en estructura de dúplex entre 16 y 12.

**VcS:** Vetilla con sutura.

Figura 3-29: Mapa de detalle realizado en Dominio 5, área de 5x10 m y escala 1:40, incluye fotos, interpretación de los elementos estructurales y leyenda.

Este mapa permite definir temporalidad de eventos y relaciones de corte entre las familias de fallas, donde las fallas dextrales de actitud general N40°E/80°SE y fallas Inversas N75°E/80°S, se encuentran cortadas por fallas sinistralas de actitud

N60°W/80°NE, además se identificaron fallas Dextrales NS subverticales cuyos rumbos coincidirían con las quebradas de los esteros Infiernillos y Huemulina, finalmente se identifican horsetails donde terminan las fallas dextrales.

Como se observa en la Fig. 3-30 los eventos se definen temporalmente como:

1. Silicificación, proceso que parece utilizar fracturas preexistentes sin relleno para tener forma de z, o asociadas a una deformación dúctil, son vetas de cuarzo de gran tamaño y poseen un rumbo NS.
2. Activación de fracturas NE como fallas, poseen relleno de pirita y cuarzo el cual atraviesa las vetas de cuarzo, se les asocia un halo fílico.
3. Fallas NNW cortan a fallas NE mediante una cinemática dextral.
4. Fallas N60W – EW, las cuales cortan las fallas NE, y poseen un halo de alteración fílico de mayor tamaño, parecen ser reactivadas con el paso de fluido, presentando más de un relleno, este evento no se observa en el mapa de detalle.
5. Fallas horizontales con movimiento normal-siniestral, las cuales poseen un rumbo NW, estas cortan a todas las anteriores y parecen ser el último evento del sistema.

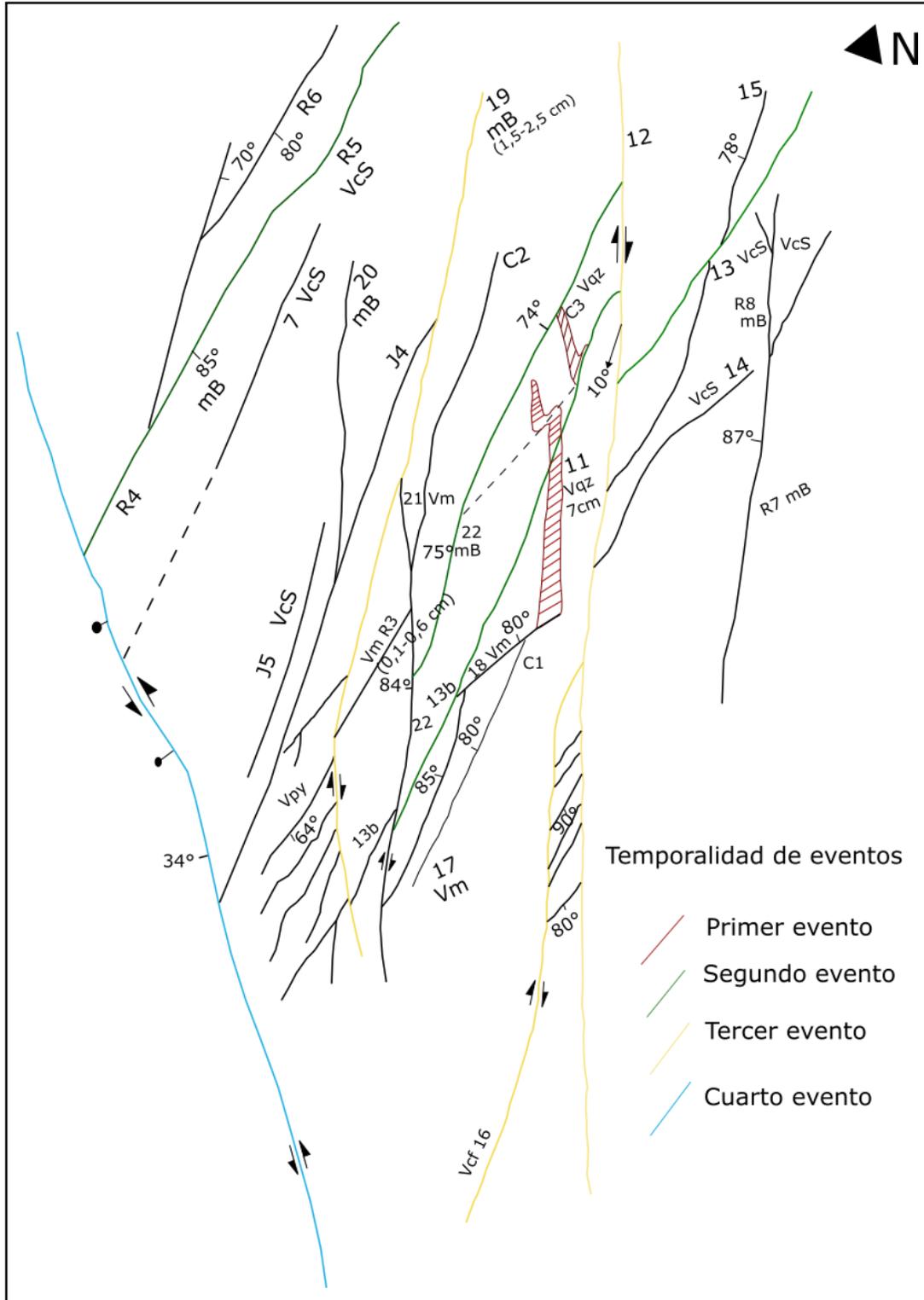


Figura 3-30: Mapa de detalle, donde se definen eventos en base a colores, cuarto evento del mapa es coincidente con el quinto evento definido en el párrafo previo.

### **3.3 Asociaciones minerales**

#### **3.3.1 Descripciones del tipo de alteración y mineralización observada en la roca**

En la Fig. 3-31 se pueden ver los puntos de observación asociados al tipo de alteración medida, de lo cual posteriormente se hace una interpretación del halo de alteración formando un esquema del modelo pórfido que se tiene en la zona en la Fig.3-32.

## Mapa con puntos de observación de alteración

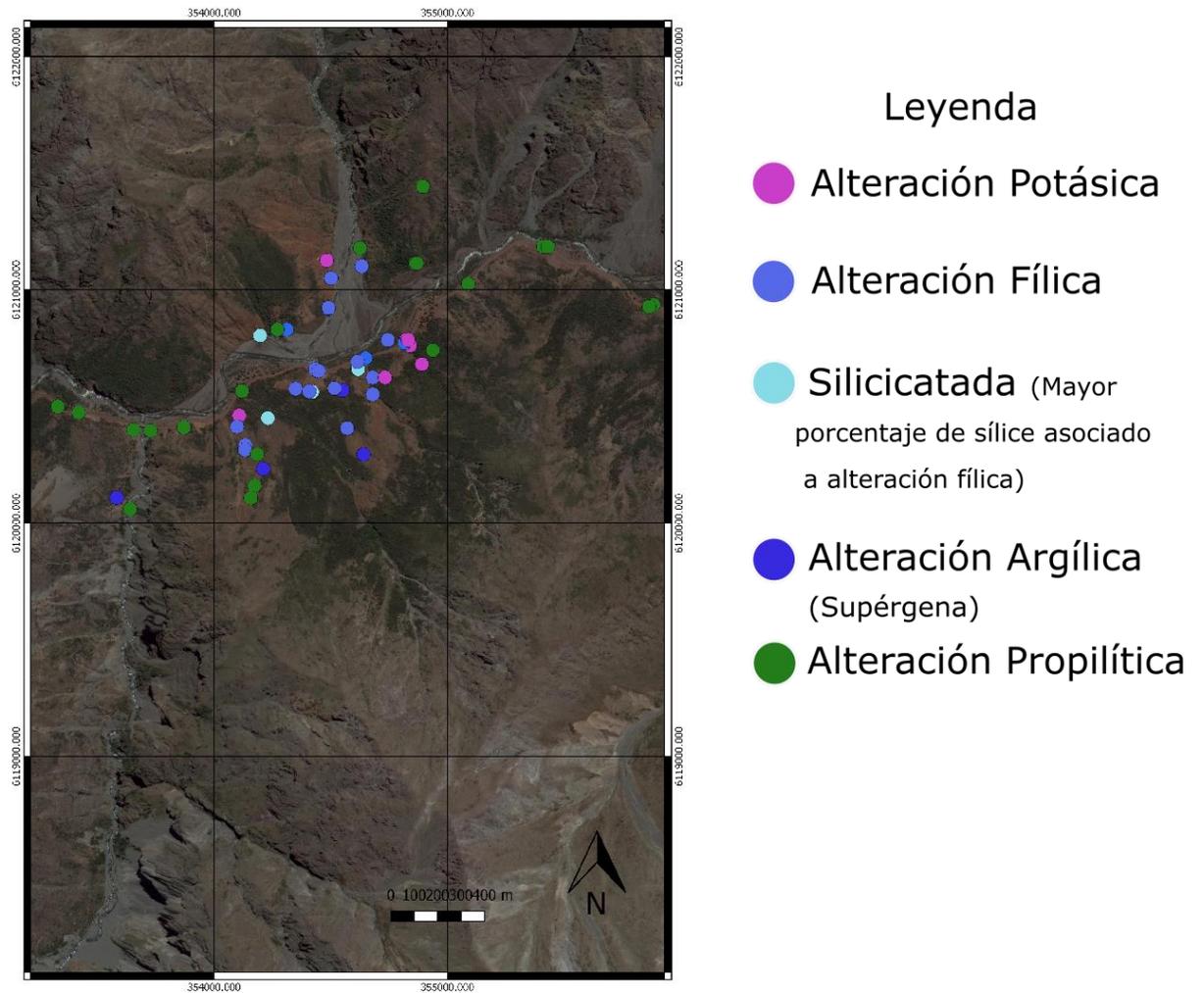


Figura 3-31: Mapa que indica los puntos donde se observaron los distintos tipos de alteración.

## Mapa de alteración

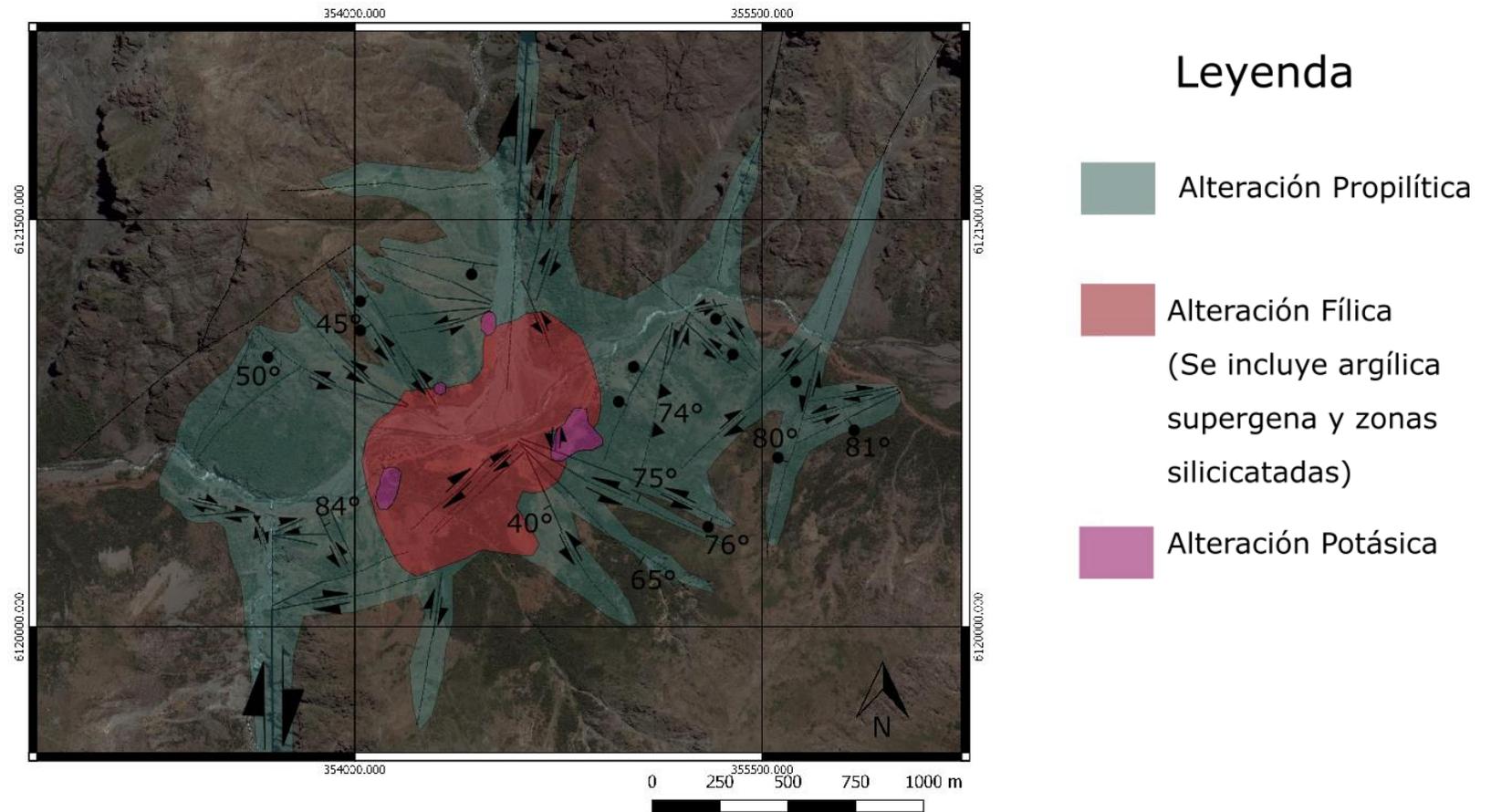


Figura 3-32: Esquema de halo de alteración en base a puntos de observación previos y control estructural asociado a las fallas medidas.

### Dominio 1

El dominio uno se encuentra ubicado a las afueras del sistema tipo pórfido cuprífero y presenta una alteración propilítica, que se extiende por 1 km hacia el Oeste del Estero Infiernillo. Se caracteriza por una mineralización de clorita asociada a la ocurrencia de epidota, magnetita y albita.

Este sector presenta goethita, especularita y pirita en la desembocadura Este del Estero, y patinas de óxidos de fierro a medida que se camina hacia el sur del Estero. Esta alteración que afecta a lavas de la Formación Abanico se presenta de forma penetrativa sin alterar la textura original de la roca.

Se observan vetillas de albita epidota con halo clorítico, que varían sus rumbos, además de escasa evidencia de óxidos de cobre al este del estero Infiernillo, las cuales se encuentran centralizadas en una pequeña sección dentro del dominio (Fig. 3-33)



Figura 3-33: Patinas de Óxidos de cobre ubicados en la pared de una falla NE al Este del Estero Infiernillo, vista frontal.

En esta zona se obtuvieron 3 muestras para determinar la mineralización y alteración, la muestra RN-04 ubicada al lado Este del estero Infiernillo junto al camino, presenta una alteración Epidota-clorita con menor cantidad de cuarzo y actinolita y disseminación de magnetita subheudral (2%). Las muestras RN-27 y RN-28 se ubican al sur del dominio, cercano al afloramiento de la falla Infiernillo (IF) y la primera corresponde a un dique granodiorítico que presenta una alteración de sericita y en menor medida de clorita-epidota la cual afecta a los cristales de plagioclasa y ferromagnesianos, se asocian a esta muestra minerales opacos de calcopirita, covelina y bornita disseminada, mientras que la segunda muestra corresponde a un dique aplítico que presenta alteración clorita-esmectita y epidota selectiva a algunos cristales, presenta minerales de bornita, óxidos de fierro y calcopirita disseminada..

## **Dominio 2**

El dominio 2 abarca gran parte del sistema, por lo que se observan 4 tipos de alteración que interactúan entre ellas, en primer lugar se identifican unos pequeños parches en la zonas altas de alteración argílica supérgena con mineralización de cuarzo-muscovita y en vetillas de dirección N20°E subverticales con halo fílico y EW subverticales, presencia de sericita y de vetillas de cuarzo con forma de diente de perro lo que se asocia a una etapa transicional.

Se observa una alteración fílica pervasiva que se repite en gran parte del dominio, está se caracteriza por la presencia de cuarzo y sericita, afectando a toda la roca incluso impidiendo su correcta caracterización, en la zona central del dominio se observan vetas de cuarzo sin presencia de sulfuros y presencia de fantasmas máficos, vetas de cuarzo con sutura de piritita y halo de alteración fílica de rumbo N25°W/70°W, vetillas de piritita de rumbo N10°W/68°W cortadas por planos subhorizontales de rumbo EW/32°S (Fig 3-34) y en algunos lugares la alteración

se sobreimpone a la alteración potásica. La pirita se puede encontrar diseminada en este dominio además de asociada a otros óxidos de Hierro, como jarosita y hematita, y cercano al intrusivo granodiorítico la pirita se encuentra en un <5% en vetillas. Se mide un conducto de sílice-sericita de rumbo N15°W subvertical. Asociados al emplazamiento del Pórfido dacítico se encuentran vetillas de cuarzo de rumbo N(0-15)°E, que presentan un máximo espesor de 4 centímetros.

Las muestras RN-03, RN-13, RN-14 y RN-17 ubicadas en el sector frente a la desembocadura del Estero Huemulina hacia el Río Teno (Anexo CT-CP), la primera presentan alto porcentaje de cuarzo-sericita, con menor arcilla y clorita, presenta además abundante rutilo diseminado en micro gránulos, se detecta magnetita y algunos micros gránulos de calcopirita (0,05mm). Hacia el oeste (70m) la muestra RN-13 presenta sericita-cuarzo de forma pervasiva, con minerales opacos de ilmenita, covelina, bornita, arsenopirita, pirrotina y calcopirita. La muestra RN-14 se ubica a aproximadamente 150 m de la RN-13 hacia el Este y también presenta fuerte alteración cuarzo-sericita con una menor cantidad de alteración de epidotas heterogénea, con minerales opacos de ilmenita, bornita y covelina diseminada. El análisis de la muestra RN-17 presenta alteración cuarzo-sericita y clorita, además de minerales opacos de calcopirita, bornita y covelina diseminada, hematita y óxidos de hierro rellenando espacios.



Figura 3-34: a) Vetas de pirita de rumbo N10°W y relleno de pirita que son cortadas por planos subhorizontales. b) Zoom a vetas de cuarzo con halo de pirita y posible sutura de pirita.

La alteración potásica se presenta como parches en los extremos Oeste y Este del dominio, posee mineralización de biotita-magnetita-pirita-calcopirita y además se asocia a calcita en sectores altos, en los sectores de sobreimposición se evidencia bornita y biotita secundaria. Hay sectores donde la alteración potásica se sobreimpone a la alteración propilítica creciendo hacia esta última.

El análisis realizado a la muestra RN-01 que se ubica en el sector Este de este dominio, entrega como resultado una alteración potásica de biotita con retrógrado a clorita epidota, presenta mineralización metálica de magnetita y pirita, relictos de titanomagnetita y en la masa fundamental se observan cúmulos de granitos micrométricos redondeados de calcopirita. 50 m hacia el oeste la muestra RN-02 muestra una alteración tardimagmática de feldespato potásico-cuarzo-anhidrita con sobreimposición de cuarzo-clorita-calcita-sericita, presenta abundante mineralización metálica diseminada y en venillas, pequeños cristales de magnetita y cúmulos de

pirita, óxidos de titanio y escasos cristales de rutilo y calcopirita, sobre la cual se sobreponen cristales euhedrales de pirita cúbica, entrecrecida con cristales mayores de calcopirita, ubicados principalmente en las venillas.

Se observan fases silíceas asociadas al emplazamiento de los pórfidos y brechas, presenta mineralización de cuarzo pervasiva a la roca de caja andesítica, y se mezcla con limonitas.

Finamente se observa alteración de epidota en los bordes del dominio que se identifican gracias a las muestras RN-05, RN-18 y RN-25, donde la primera se asocia a magnetita granular fina diseminada, pirita bandeada y cúmulos de calcopirita, la segunda muestra tiene evidencia de una alteración selectiva de clorita y clorita-esmectita que se concentra en los cúmulos de cristales y cercanos a amígdalas, además se observa calcopirita, pirrotina, esfalerita como mineral relicto, pirita euhrdral y bornita diseminadas de forma heterogenea. Finalmente la muestra RN-25 ubicada en el límite Este del dominio posee una alteración propilitica a lo largo de toda la roca y leve alteración fílica que afecta los cristales de plagioclasa, además se observan minerales de hematita, arsenopirita y calcopirita.



Figura 3-35: Pared sur Dominio 2, se observan los parches asociados al tipo de alteración, fílica y potásica.

### **Dominio 3**

Este dominio se ubica en la zona externa del sistema hacia el lado Este, por lo que corresponde a una zona donde nuevamente se observa la alteración propilítica, con mineralización de clorita-epidota-albita-magnetita.

Existen 2 familias de vetillas, la primera con relleno de albita-epidota y halo clorítico sin presencia de pirita, con rumbo de  $N16^{\circ}E$  hasta  $N65^{\circ}W$ , junto a unas vetillas de mayor tamaño de actitud  $N80^{\circ}W-N70^{\circ}W$  y al alejarse del sistema en dirección Este, rotan hasta tener un rumbo  $N55^{\circ}W$ , esta familia de vetillas presentan un mayor componente de sílice en el relleno, por lo que parecen ser previos a la alteración propilítica.

La segunda familia de vetillas indica un fluido con alto porcentaje en metales y presencia de pirita, se asocia un rumbo de extensión por las fracturas con relleno y actitud  $N51^{\circ}E/48^{\circ}W$  y un rumbo de cizalle con actitud  $N20^{\circ}W/64^{\circ}W$  (Fig. 3-36) y movimiento dextral normal.



Figura 3-36: Vetilla con minerales hidrotermales alineados en actitud N20°W/64°W.

#### **Dominio 4**

Dominio ubicado en el sector Este del Estero Huemulina, en esta zona interactúan la alteración propilítica con la fílica, mineralización de clorita-epidota-albita que luego la sobreimpone la alteración fílica con cuarzo-sericita y pirita.

En el sector norte del dominio se observan vetillas de cuarzo con suturas de pirita con actitud N25°W/29°SE, tipo D sinuosas con bordes nítidos de etapa hidrotermal principal con halo de alteración fílica (Fig.3-37).

En la alteración fílica que se ubica en la zona central del dominio, se observan vetillas de pirita con actitud N10°E/83°NE a N35°E/60°SE (Fig. 3-38) de espesor 2 mm y color anaranjado por los óxidos de Hierro, a medida que nos acercamos al borde del dominio hacia el Oeste, las vetillas cambian de rumbo a N3°E/70°SE y N80°E/65°S.

Las muestras que se obtienen en esta región corresponden a la RN-06 que presenta una fuerte alteración de clorita y cuarzo-sericita y en menor proporción esmectita-clorita y epidota, además posee una abundante mineralización metálica diseminada y en venillas, pequeños cristales subhedrales y euhedrales de magnetita con pirita y cúmulos de pirita, con óxidos de titanio residual en torno a escasos cristales de rutilo y calcopirita. Mientras que la muestra RN-29 ubicada al norte de este dominio presenta alteración silíceo y alteración de sericita que afecta toda la muestra, de forma local se tiene clorita la cual se encuentra cercana a los clastos, además su análisis indica la presencia de cristales de molibdenita, hematita y arsenopirita, que se encuentran diseminados en los clastos cuarzo.

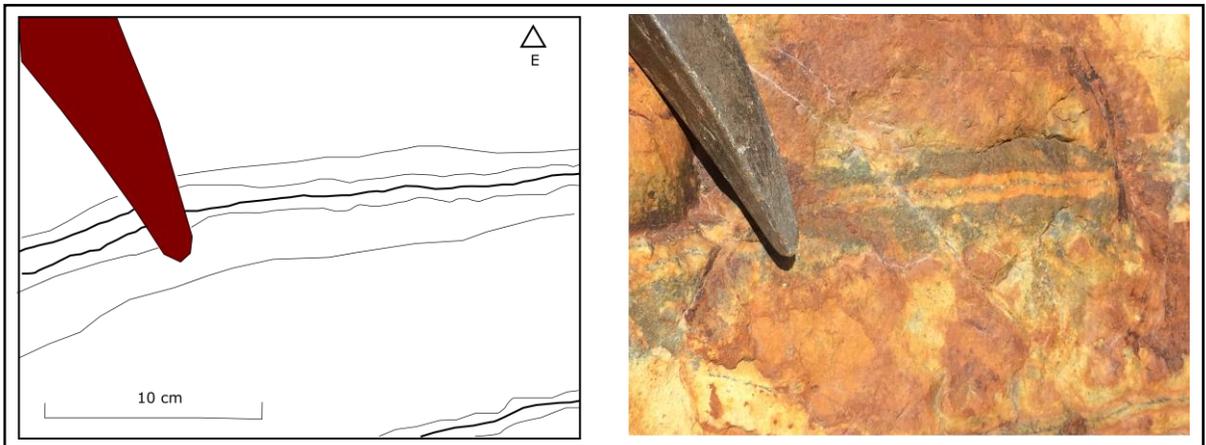


Figura 3-37: Vetillas tipo D sinuosas con halo de alteración filico y sutura de pirita.



Figura 3-38: Medición vetillas de pirita y halo de óxidos de Fe, vista en perfil del dominio 4 y rumbo NE

### Dominio 5

En el sector Oeste del Estero Huemulina, se tiene evidencia de varios eventos mineralizadores, alteración fílica, potásica y silicicatada.

La alteración fílica se observa en el mayor porcentaje del dominio, y a veces superponiendo a la alteración potásica, posee una mineralización de cuarzo-sericita-pirita e illita, con limonitas superpuestas. El evento de silicificación parece ser previo, ya que las vetas de cuarzo de rumbo NS se encuentran alteradas por fluido rico en pirita, el cual forma vetillas NE con un halo de alteración filico.

La superposición de la alteración fílica sobre la potásica está controlada por una falla normal subhorizontal (Sección 3.2.1), hacia el norte del dominio se observa alteración propilítica, fuera de la región afectada por el intemperismo, asociada a minerales de epidota-clorita y magnetita, con vetillas de albita-epidota-clorita y

halos de alteración clorita – epidota, unas extensionales de actitud general N75°W/80°S y unas de cizalle de dirección N55°W/90°.

Se observan en el sector Oeste del dominio como las vetillas de pirita cortan a las de clorita-epidota.

En esta zona se recogieron 4 muestras las cuales se organizan de Este a Oeste como, RN-07, RN-08, RN-09 y RN-10, la primera presenta una fuerte alteración de cuarzo sericita y en menor proporción de esmectita-clorita y epidota, además presenta bastante mineralización metálica diseminada, de pirita, calcopirita y diagenita. La muestra RN-08 también presenta una alteración pervasiva de cuarzo-sericita y mineralización metálica diseminada y en venillas de pirita y calcopirita con pirita cubica entre crecida con calcopirita sobreponiéndose a la mineralización anterior.

El análisis de la muestra RN-09 identifica una fuerte alteración Albita-clorita-epidota, dentro de la cual predomina la presencia de epidota en fenocristales y la masa fundamental, y en menor proporción una alteración esmectita-clorita, además se observa magnetita subhedral diseminada. Finalmente, la muestra RN-10, se observa una alteración sericítica pervasiva, con mineralización metálica de magnetita y pirita, dentro de la misma se identifican 2 venillas subparalelas de clorita-esmectita y una perpendicular a las anteriores rellenas de minerales opacos.

### 3.4 Resultados de datación realizadas en el área de estudio

En la tabla 3-2 se identifica el número de muestras enviadas al laboratorio para la realización de datación, asociado al código, ubicación, método, litología y observaciones, las muestras se eligieron para determinar si los diques andesíticos son coetáneos a la Formación Abanico, mientras que se obtuvo 2 muestras de granadorita, uno con alteración pervasiva y otra con un bajo grado de alteración.

Tabla 3-2: Muestras enviadas a datación asociadas al código que se les entrega, ubicación en WGS 84 19 S, método de datación utilizado, litología y observaciones.

ID	UTM N	UTM E	m. s.n .m	Litología	Edad	Método	Observaciones
RN-11	3552 24	6121 185	12 66	Autobre cha	-	U-Pb circón	Concentrado mineral, no se encuentran circones
RN-12	3552 24	6121 185	12 66	Dique Andesíti co	-	U-Pb circón	Concentrado mineral, subvolcánico asociado a Formación Abanico, no se encuentran circones
RN-13	3546 17	6120 660	12 00	Dique Granadi orítico	18.26 ± 0.11 Ma	U-Pb circón	Cuarzo granular, presencia de pirita, posible biotita secundaria y arcillas.
RN-14	3548 30	6120 660	11 23	Dique Granadi orítico	18.3 ± 0.24	U-Pb circón	Ojos de cuarzo, y alteración fílica, vetas de cuarzo, fantasmas máficos y presencia de sulfuros

## **4 MODELO MECÁNICO**

Para investigar la hipótesis de formación de las fallas secundarias en un stepover cuyo campo de stress es perturbado por las fallas principales NS, se implementó un enfoque numérico 2D denominado Boundary Element Method (BEM)(Crouch, 1976) en Matlab, que resuelve campos de stress y desplazamiento alrededor de elementos de discontinuidad con desplazamiento constante (Crouch & Starfield, 1983). Para el desarrollo de este enfoque, se prescriben condiciones de borde de un campo de stress remoto que considera una corteza bajo un estado de stress crítico en un ambiente de fallas de rumbo, y simula la deformación alrededor de fallas discretizadas que se basen en la geometría de las fallas de primer orden NS observadas en la zona de estudio. Apertura y deslizamiento en los elementos de las fallas se calculan usando un algoritmo complementario (Mutlu y Pollard, 2008).

### **4.1 Modelo mecánico y resultados**

Se calcula el estado de stress en la cercanías (vecindad) de las 2 fallas principales dextrales, cuya geometría y movimiento formarían un stepover. La deformación cuasi-estática en un espacio infinito es impulsada por el tensor de stress remoto, y los stresses y desplazamientos a lo largo del cuerpo pueden ser calculados mediante las condiciones del entorno (Griffith et al, 2010). Usando la información geológica de terreno se especifica la geometría, condiciones de borde y propiedades del material, para obtener slip y apertura en las fallas primarias, además del campo de stress resultante en el área del mapa que contiene el stepover.

A continuación se presentan los parámetros necesarios para el desarrollo del modelo, los escenarios que se evaluaron en la implementación de estos algoritmos, buscando comparar los resultados del modelo numérico a las descripciones y observaciones obtenidas en varias campañas de terreno.

### 4.1.1 Parámetros

#### a. Constantes

##### i. Geometría del modelo

La geometría está definida por cuatro parámetros, primero se define el largo de la falla que es aproximadamente de 10 km, medida que se asocia a las observaciones de campo.

El segundo parámetro se obtiene de la medición de rumbo y manto de las fallas principales, que para el caso de HF (Falla Huemulina) su actitud es de  $N6^{\circ}E$  subvertical, mientras que IF (Falla Infiernillo) es NS subvertical, se calcula el rumbo promedio ( $N3^{\circ}E$ ) como línea para definir un ángulo  $\theta$  que se define como el ángulo formado entre el máximo stress compresivo y el rumbo promedio de las fallas.

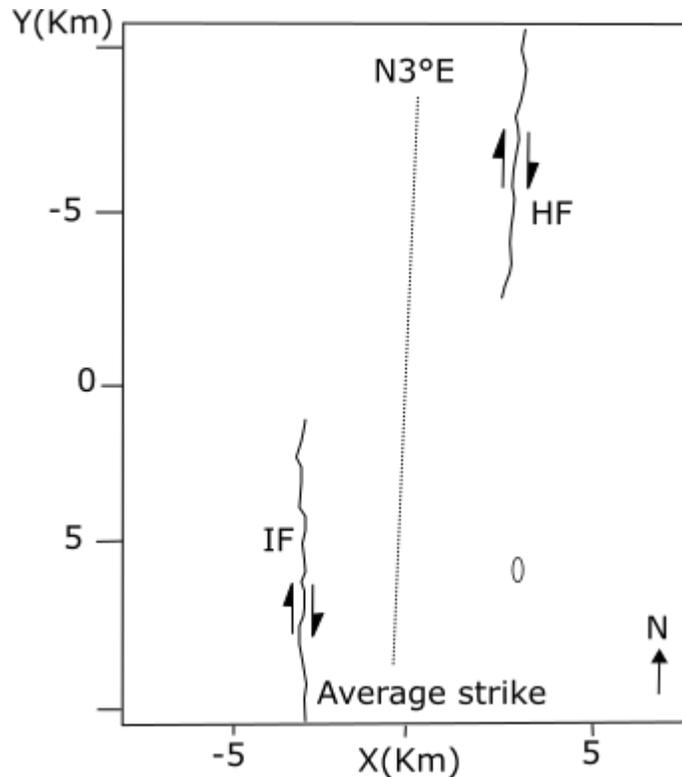


Figura 4-1: Rumbo promedio de las fallas para varios casos de  $\sigma_1$ .

El tercer parámetro considera la interacción entre el inicio y fin entre fallas, Fig. 4-2, para esto se evaluaron 3 posibilidades, sin traslape asociado a que ambas fallas terminan a una distancia de la otra, sin traslape o con traslape referido a que una falla termina y la otra comienza y con traslape asociado a que antes de que una de las fallas llegue a su punto de fin la otra ya ha comenzado existiendo una distancia donde se traslapan. Para el caso de estudio principal se utiliza *underlap* ya que la evidencia de terreno sugiere este tipo de geometría.

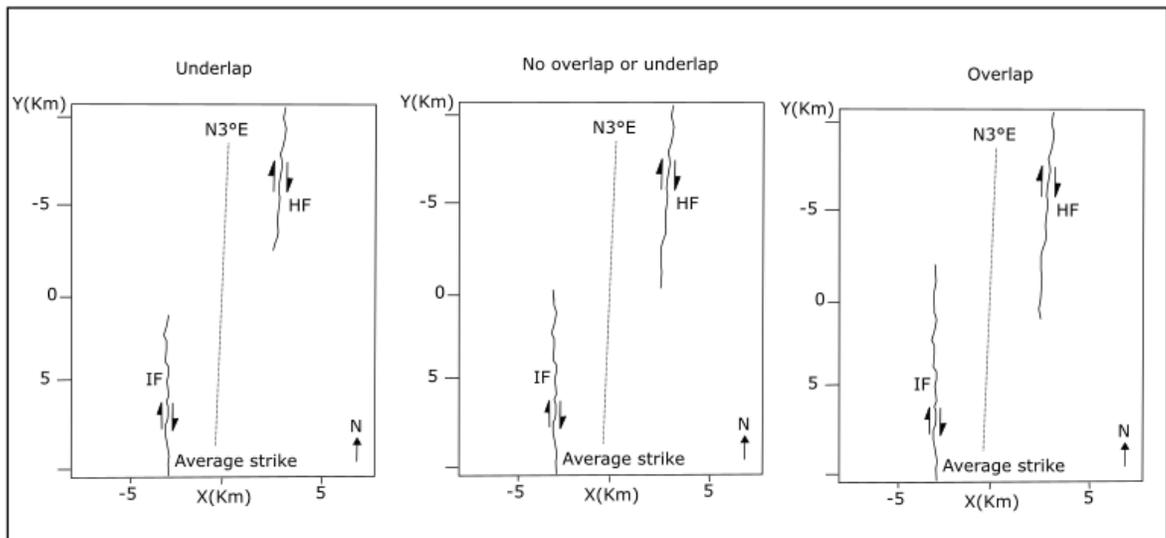


Figura 4-2: Casos de interacción entre fallas, asociadas al tamaño de las fallas principales, primer caso underlap, segundo caso sin underlap u overlap y tercer caso con overlap.

Finalmente, el cuarto parámetro geométrico se asocia a la posible conexión existente entre fallas principales, dos son los escenarios a considerar, primero que no existen fracturas, fallas o un cuerpo intrusivo que relaciones el fin de una falla principal con el inicio de otra (Fig 4-3), y el segundo caso asume una interacción entre fallas.

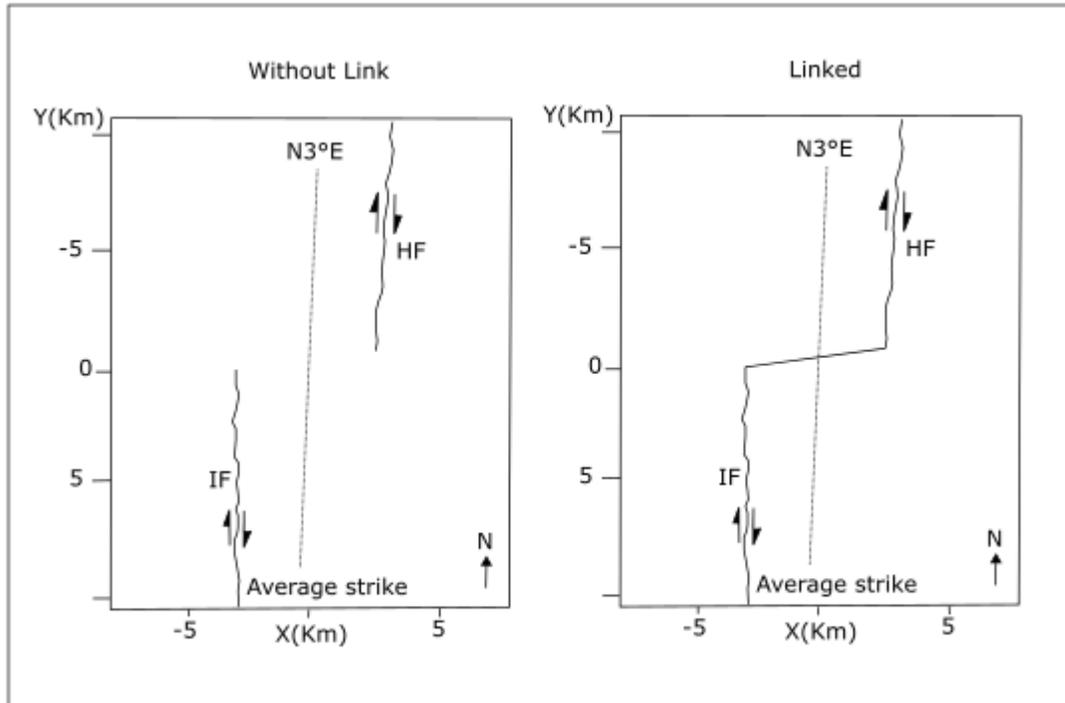


Figura 4-3: a) Fallas sin un link que las relaciones, b) Fallas con link representado por una línea, simula la existencia de un cuerpo intrusivo pre existente al ascenso de fluido y formación de un sistema tipo pórfido.

El caso b es seleccionado como escenario representativo de lo que se observa en terreno, ya que un cuerpo granodiorítico con distintos grados de alteración está emplazado entre fallas principales, para representar este caso se hace una aproximación mediante una línea entre las fallas Huemulina e Infiernillo (Fig 4-3 b).

## ii. Propiedades de la roca

El caso de estudio está localizado en los 35°lat, y la litología identificada corresponde a mayoritariamente andesita asociada a la Formación Abanico (Ver Cap.3). Para el parámetro de la densidad de roca se utilizó el resultado de un estudio realizado en el marco de este trabajo, obteniendo un valor de 2740 kg/m<sup>3</sup> para la roca definida. Su cálculo se realizó mediante la recolección de 12 muestras en el área y aplicación del principio de Arquímedes;  $(\rho_w \times Ma)/(Ma - Mw)$ , además se utiliza

un módulo de Young de 30 Gpa (Griffith et al., 2010) y un coeficiente de poisson de 0,25.

### iii. Profundidad y $\sigma_v$

La profundidad considerada se obtiene mediante la comparación de la información de terreno, mapa de alteración y observaciones con respecto al modelo de Sillitoe (2010), la profundidad estimada toma un valor de 2,5 km.

$\sigma_v$  se calcula usando la relación  $\sigma_v = pgz(1 - \lambda)$ , este valor considera los parámetros antes definidos, densidad, aceleración de gravedad, profundidad del sistema y  $\lambda$  como el factor de presión de fluido que como se explicó previamente toma un valor de 0,4. Dado a que las fallas principales son de rumbo con cinemática dextral, se considera  $\sigma_v = \sigma_2$ .

#### *b. Variables independientes*

##### i. Rumbo de $\sigma_H$

El parámetro que define el azimut del máximo stress compresivo horizontal ( $\sigma_H$ ) corresponde a una de las mayores incertidumbres en el modelo. Las observaciones de terreno entregan un contexto del intervalo en que se debería mover  $\sigma_H$  ya que se identifica la cinemática de las fallas principales HF e IF, se infiere que  $\sigma_H$  está entre un mínimo que corresponde al ángulo óptimo para que las fallas tengan un movimiento dextral descrito por el concepto de fricción de Byerlee (Byerlee, 1978) y un máximo que es subparalelo a N81°E, valor que se obtiene de la inversión de datos mediante MIM (Cap.3).

Dada la incertidumbre de este parámetro se seleccionan 4 escenarios para los valores que puede tomar el azimut de  $\sigma_H$ . El primer ángulo es calculado usando la relación de Sibson (1974);  $0,5 \arctg(\mu)$ , donde  $\mu$  es el coeficiente de fricción estático, valor que para las rocas de la corteza es de 0,75 (Sibson, 1974; Byerlee, 1978) con lo que se obtiene un azimut de N46°E para  $\sigma_H$ , lo cual representa el límite inferior de los casos elegidos.

El segundo ángulo que se considera es calculado mediante la relación entre la partición y el rumbo del máximo acortamiento en el ante-arco e intra-arco (Teyssier et al, 1995). Esta es una aproximación geométrica para el entendimiento de la partición de la deformación que se origina de la convergencia oblicua (Perez-flores et al, 2016) Fig 4-4.

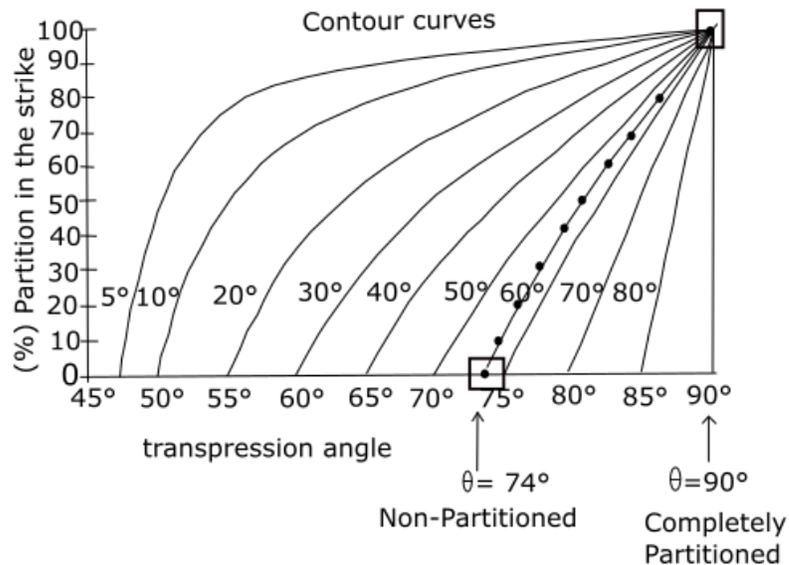


Figura 4-4: Asociación geométrica entre el ángulo del movimiento relativo de placa y la fosa. Usado para un margen de placa N20°E y una dirección de convergencia N78°E. Modificado de Teyssier et al. 1995.

Para el cálculo de este ángulo se utiliza un valor de la convergencia de N78°E, el ángulo  $\alpha$  representa la relación entre el ángulo de movimiento de placa y la fosa (Perez-flores et al, 2016), que toma un valor de 58° considerando a la fosa en esta región con un rumbo N20°E (Stanton-Yonge et al, 2016). El modelo está basado en 2 casos; sin partición y con partición completa. Para el caso de no partición la deformación indica una orientación de N94°E que se encuentra equivalentemente distribuida entre el antearco e intra-arco, mientras que para el caso de partición completa el eje P (máximo acortamiento) es N110°E en el antearco y N65°E en el intra-arco Fig 4-5.

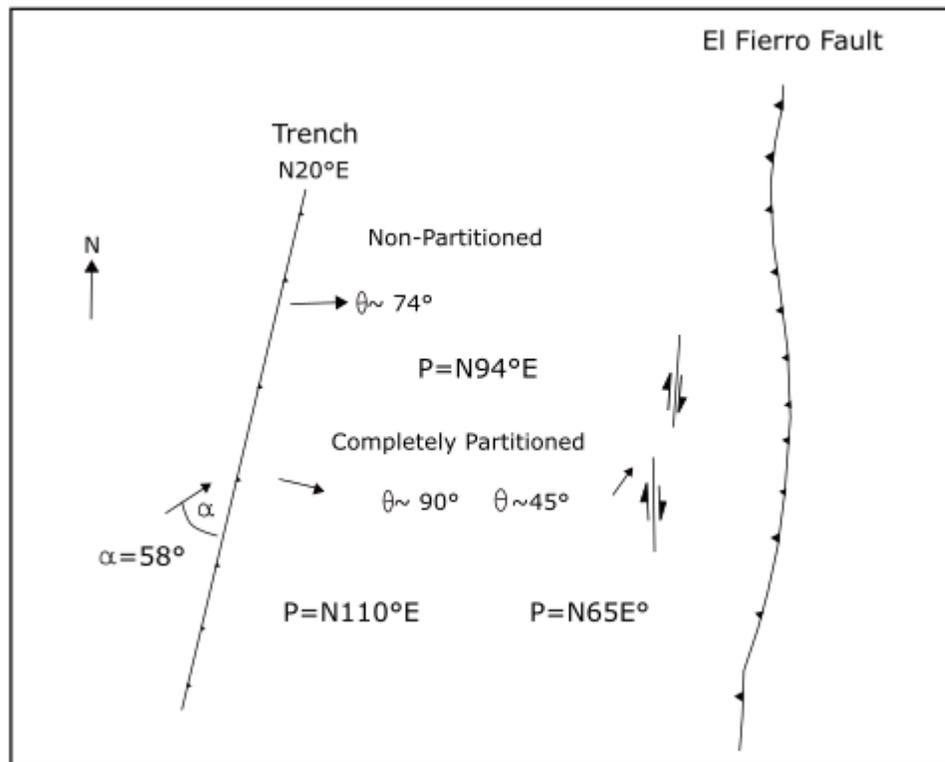


Figura 4-5: Escenario tectónico usado para calcular la dirección de máximo acortamiento eje P con el modelo de Teyssier (1995). Modificado de Arancibia et al, 1999.

Se utiliza el caso que considera partición total con un rumbo de N65°E al ubicarse en el intra-arco y ser un valor dentro del intervalo definido para  $\sigma_H$ , además se considera el rumbo del eje P como paralelo al de  $\sigma_H$ , asumiendo que la orientación de ambos stresses y strain incremental han permanecido coaxiales a lo largo de la historia de la falla en esta área (Perez-flores et al, 2016).

El tercer ángulo que se considera está asociado con el rumbo de convergencia N78°E, por lo cual se usa un valor subparalelo asumiendo que el valor de la máxima compresión  $\sigma_H$  es igual en rumbo que el movimiento relativo de la placa.

Finalmente el último ángulo definido como el límite superior de valores que puede tomar  $\sigma_H$  corresponde a N81°E, el cual se obtuvo usando un método de inversión matemática de stress a través de la información de terreno (MIM) (Cap.3).

Tabla 4-1: Resumen de escenarios considerados para el rumbo de  $\sigma_H$  asociado al valor que toma y el método mediante el que se obtuvo.

Escenario	Dirección $\sigma_1$	Método
1	46°	Sibson, 1974.; Byerlee , 1978)
2	65°	Teyssier et al, 1995.
3	78°	Rumbo vector de convergencia
4	81°	Inversión de stress (MIM)

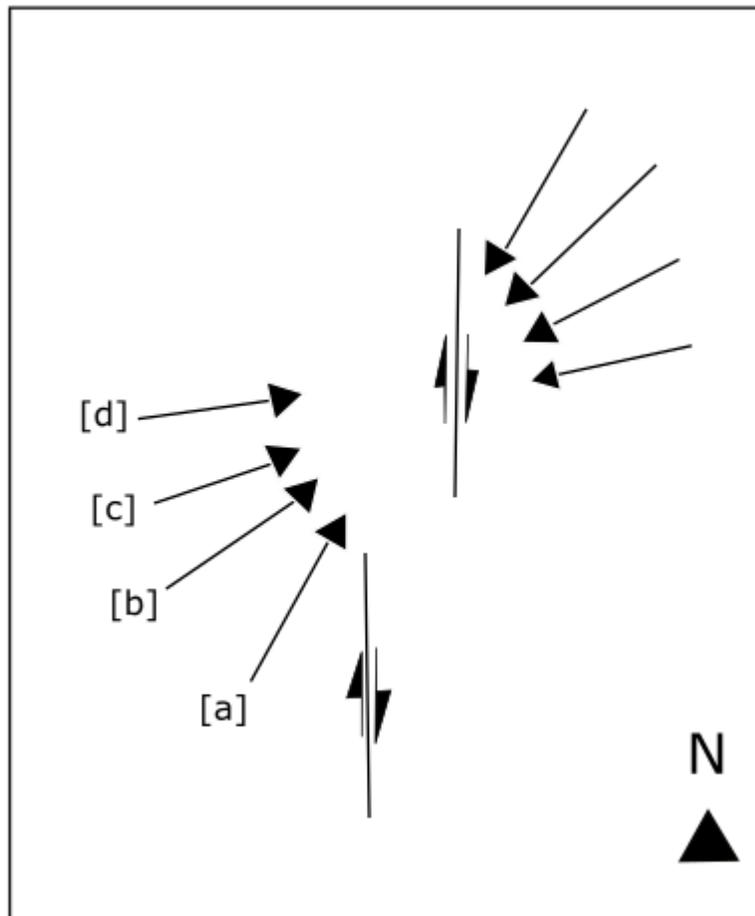


Figura 4-6: Direcciones de en el marco de la región de estudio.[a] ángulo óptimamente orientado usando Sibson (1974), [b] Escenario calculado mediante el modelo de Teyssier et al (1995), [c] Tercer caso que considera el máximo stress subparalelo a la dirección de convergencia, [d] Cuarto caso que considera la solución obtenida por la inversión de stress de datos obtenidos en terreno.

ii. Coeficiente de fricción de las fallas para simulación

El coeficiente de fricción definido para las fallas varía según el valor que toma  $\sigma_H$ , para los casos donde el parámetro toma los valores N46°E y N65°E,  $\mu$  es igual a 0,65 (Sibson, 1974), en cambio para los casos N78°E y N81°E cuyos ángulos formados con las fallas principales son mucho mayor, el coeficiente de fricción debe reducirse a 0,2 para permitir que la falla deslice, esto se obtuvo probando diferentes escenarios y valores por sobre 75°, resultados que no eran consistentes con la evidencia de terreno.

iii. Presión de fluido

La presencia de un sistema tipo Pórfido cuprífero es evidencia de la presencia de fluido, por lo que se agrega esta variable. Se consideran 2 escenarios, con sobrepresión de fluidos y sin fluido, estos dos casos intentan simular un ciclo de pulsos de fluidos, lo que permite comparar los cambios en el stress y reactivación de ciertos planos de fallas. Para definir la cantidad de presión de fluido se idealizan las rocas para que actúen como resortes, esto busca simular una apertura real que ocurre en el material cuando el fluido pasa, por lo que si la presión es suficientemente grande las paredes se abren. Fig. 4-7.

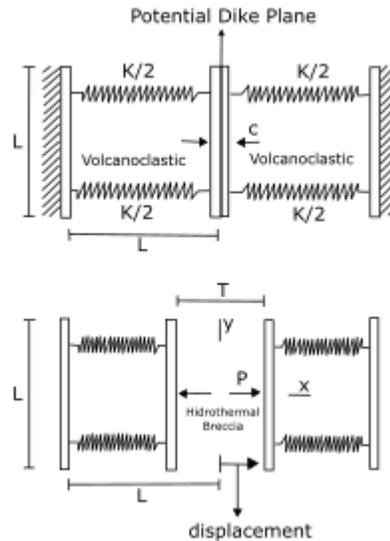


Figura 4-7: Relación entre el un dique potencial y las propiedades del material, actuando como resorte. Modificado de Pollard & Fletcher (2005).

Las ecuaciones que resuelven este problema son Eq. 4.2.1.0.

$$F = K\mu$$

$$F = (P - C)WL \quad \text{Eq. 4.1.1.0}$$

$$(P - C) = \frac{K}{W} \left( \frac{T}{L} \right)$$

Donde P representa la presión de fluido, C es el stress previo al ascenso del magma o fluido, W es el ancho del dique y L el largo, la relación entre K/W representa el módulo de Young.

En base a las observaciones de terreno se utilizan las características de una brecha hidrotermal como *input* para calcular la presión de fluido, esto dado a que las brechas son comunes en sistemas de pórfidos.

La Eq.4.1.1.0 entrega la relación entre propiedades y presión, los valores de ancho, largo y módulo de Young para este tipo de roca hacen que P tomen un valor de 75

Mpa. Esta presión se encuentra localizada donde se observa el sistema hidrotermal el cual es en  $\pm 2$  km definidos desde el centro (región donde se observa el cuerpo granodiorítico) hacia donde crecen las fallas principales.

Tabla 4-2: Parámetros utilizados en la fórmula de sobrepresión de fluido.

Parámetro	Valor
Módulo Young	30 Gpa
Ancho	0,5 m
Largo	100 m

Utilizando la aproximación de la profundidad calculada mediante la comparación del mapa de alteración con el modelo de Sillitoe (2010), con la línea A-A' en la Fig 4-8 se define el nivel de profundidad, y en base al tamaño de brechas en ese punto y buscando no subestimar la presión de fluido se define un largo de 100 m a utilizar, valor que es consecuente con el tamaño del sistema estudiado.

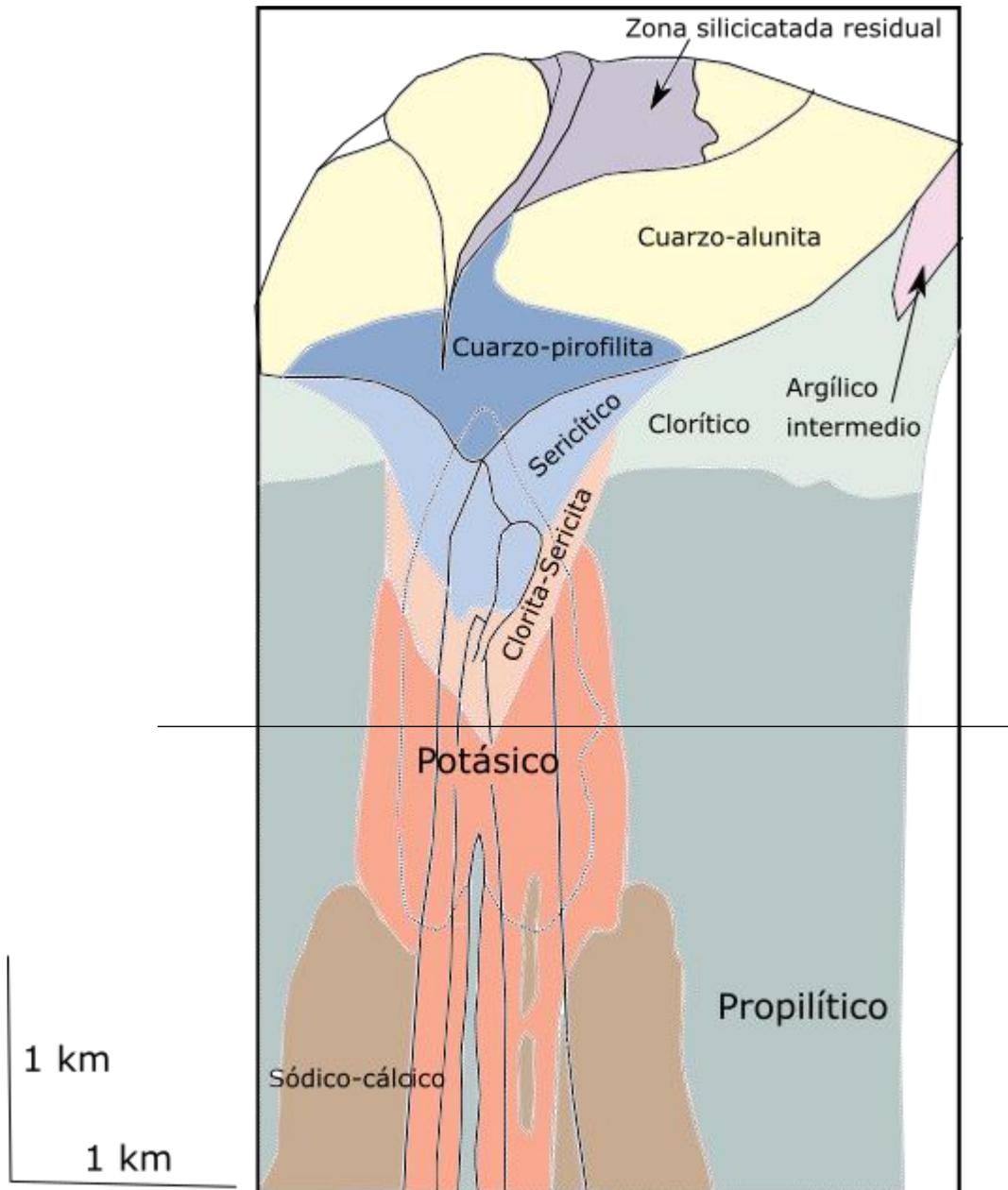


Figura 4-8: Modelo de un sistema tipo pórfido, el segmento A-A' muestra la profundidad a la que se asocia el sistema que se está comparando (definido por las observaciones de terreno), en el rectángulo se encierra a una brecha hidrotermal que mediante la comparación de escala se logra asociarle un largo de 100 m. Modificado de Sillitoe (2010).

#### 4.1.2 Distribución de stress y magnitud

Los resultados de stress asociados al sistema y que se obtienen mediante las condiciones de bordes definidas anteriormente se encuentran en Mpa, considerando la compresión positiva y tracción negativa, y cuyas diferencias de colores identifican la magnitud.

Para entender la magnitud de los resultados se puede observar la Fig 4-9 que relaciona profundidad con magnitud para el máximo stress  $\sigma_H$

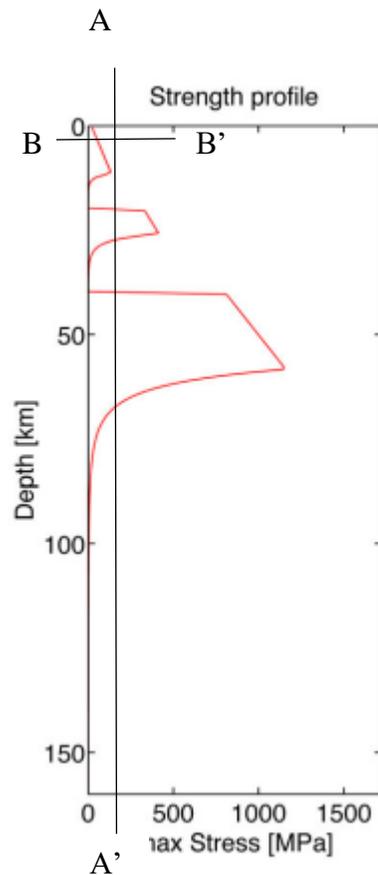


Figura 4-9: Profundidad vs máximo stress, muestra el límite y transición elástica y dúctil. Las líneas A-A' y B-B' muestran el dominio bajo el cual el modelo a realizar interactúa (específicamente la intersección entre segmentos) Modificado de T. Keller et al.(2013).

Esto facilita explicar que en el contexto tectónico en el que se realiza la modelación, y dado a la profundidad del sistema definida como 2,5 km se esperan magnitudes para  $\sigma_H$  de 100-500 Mpa o incluso menores en algunos casos (intersección entre líneas A-A' y B-B').

#### 4.1.3 Criterio de Coulomb

Se utiliza el criterio de Coulomb junto al resultado del estado de stress obtenido en el modelo para describir y mostrar los planos de fallas asociados al rumbo de  $\sigma_H$  ( $\sigma_1$ ) y  $\sigma_h$  ( $\sigma_3$ ), de esta forma se puede comparar la información de terreno de fallas y fracturas medidas con los planos conjugados de Coulomb de falla y movimiento.

Usando la ecuación:

$$\sigma_s = c + \mu\sigma_n$$

$\sigma_s$ : Stress crítico de cizalle

$c$ : Cohesion

Eq. 4.1.3.0

$\mu$ : Coeficiente de fricción

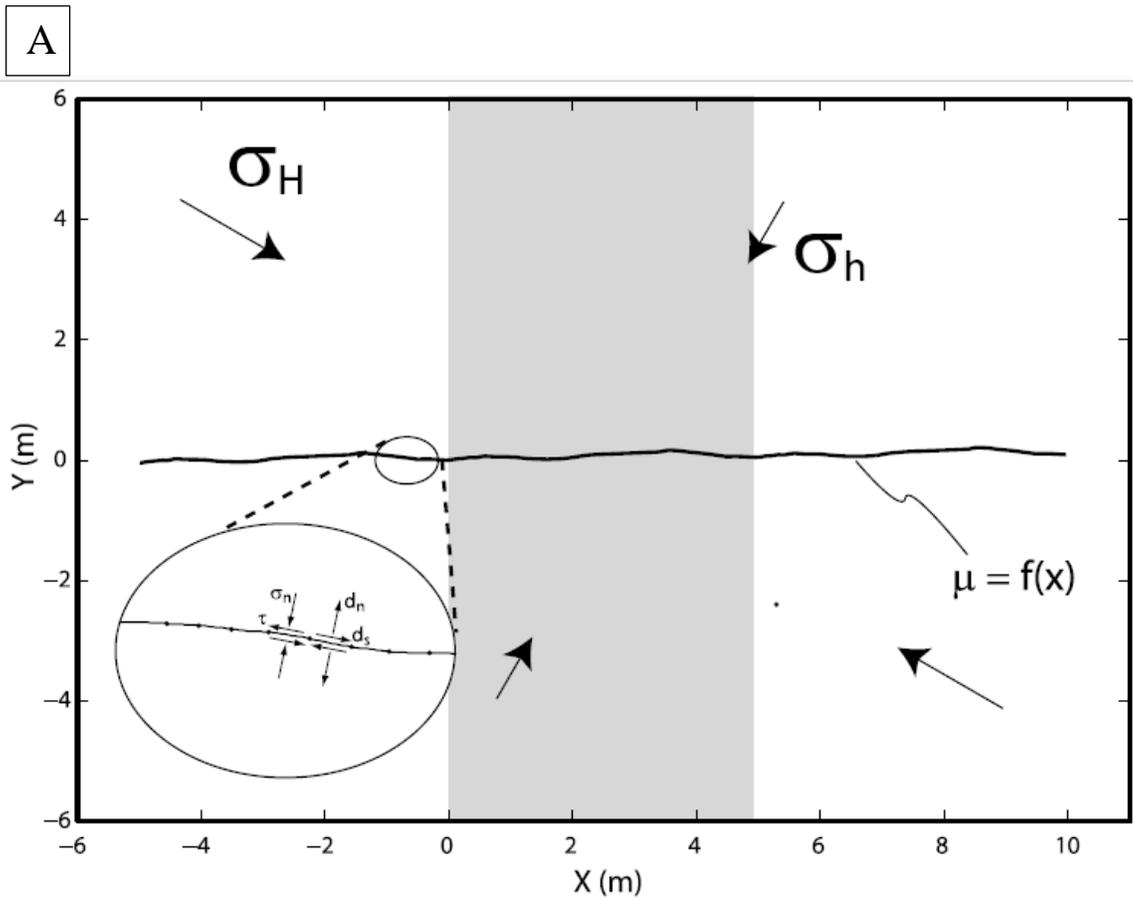
$\sigma_n$ : Stress normal

El criterio de falla de Coulomb dice que cuando el estado de stress en un roca es tal que en un plano de cierta orientación las componentes de stress en una superficie cumplen con la Eq 4.2.3.0, una fractura de cizalle podrá desarrollarse en ese plano. Para cualquier caso crítico de stress el criterio se resuelve en 2 puntos, esto origina 2 planos orientados denominados planos conjugados de cizalle e indican 2 posibles orientaciones donde puede fallar (Twiss & Moores, 1973)

#### 4.1.4 Magnitud de apertura y slip asociado a las dimensiones de las fallas

Otros experimentos que muestran apertura y deslizamiento en planos de fallas, como es el caso del experimento realizado por Griffith et al (2010), permite definir una magnitud o escala para estos parámetros a partir del largo de la falla. En la Fig 4-10

se observa una falla horizontal con una longitud de 15m, y se determina que los resultados son del orden de un 1% del tamaño de esta.



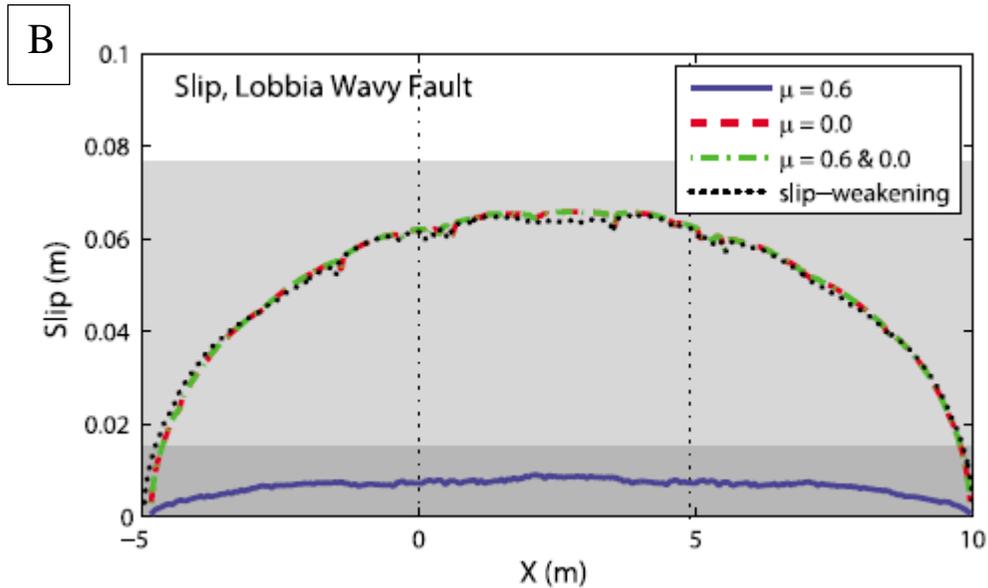


Figura 4-10: [A] Geometría de la falla definida por Griffith et al (2010). [B] Resultados de slip para la falla definida, considerando un estado de stress calculado por un modelo mecánico, y que corresponden al orden de 1% del tamaño de falla. Obtenido de Griffith et al. (2010).

Se espera ver la misma relación de proporciones para el sistema estudiado. Esto es producto del estado de stress y strain, ya que dada las condiciones, comportamiento, características mecánicas y limite elástico asociado a la roca que se utiliza la proporción no debe superar este porcentaje (1%) en deslizamiento y apertura. Para cada falla se considera un largo de 10 km, por lo cual los resultados tienen una orden de magnitud de 100 m.

#### 4.1.5 Resumen escenarios

Usando la información presentada previamente se definieron varios escenarios los cuales se presentan en la Tabla 4-3. Los resultados que se presentan son el estado de stress, apertura y deslizamiento.

Tabla 4-3: Resumen de los escenarios que serán evaluados en la implementación del modelo mecánico

Sin presión de fluido

		$\sigma_1 = N46^\circ E$	$\sigma_1 = N65^\circ E$	$\sigma_1 = N78^\circ E$	$\sigma_1 = N81^\circ E$
Linked		Case [a]	Case [b]	Case [c]	Case [d]

Sobrepresión de fluido (75 Mpa)

	$\sigma_1 = N46^\circ E$	$\sigma_1 = N65^\circ E$	$\sigma_1 = N78^\circ E$	$\sigma_1 = N81^\circ E$
Linked	Case [e]	Case [f]	Case [g]	Case [h]

#### 4.1.6 Resultados

Se realizaron todas las simulaciones de los escenarios antes descritos, a continuación se presentan los casos para  $\sigma_H$  en  $N46^\circ E$  que corresponde a la solución por Byerlee (1978) que son los casos [a] y [e], y se presentan las soluciones para la inversión de stress con los datos de terreno donde  $\sigma_H$  es  $N81^\circ E$  (letras [d] y [h]), los demás resultados se pueden revisar en Anexo 6 BEM.

a. Deslizamiento y apertura

[a] Simulación para  $\sigma_H$  en N46°E sin considerar presión de fluido

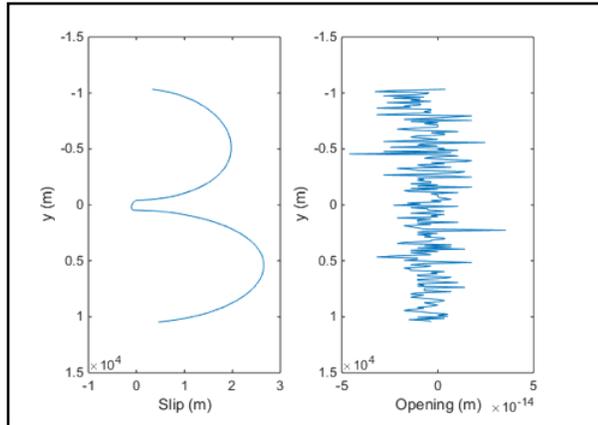


Figura 4-11: Resultado de slip y apertura para  $\sigma_H$  en N46°E sin considerar presión de fluido, el eje y corresponde a metros y representa el largo de la falla, mientras que el eje x es la magnitud de deslizamiento o apertura en metros.

Los resultados que se observan en la Fig. 4-11, indican que el deslizamiento es mayor para la falla que se encuentra mejor ubicada con respecto a  $\sigma_H$ , que en este caso se trata de la falla IF, y no se observa apertura en el sistema.

[d] Escenario para  $\sigma_H$  con valor  $N81^\circ E$ , sin presión de fluido

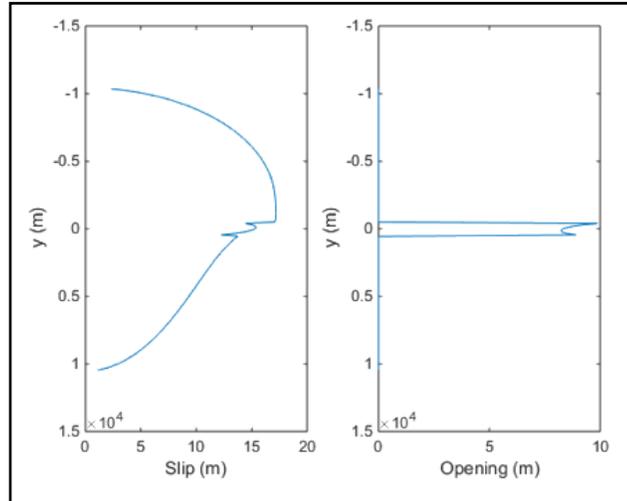


Figura 4-12: Resultados de slip y apertura para el escenario de  $\sigma_H$   $N81^\circ E$  sin presión de fluido, el eje y corresponde a metros y representa el largo de la falla, mientras que el eje x es la magnitud de deslizamiento o apertura en metros.

En este caso se observa que la falla que se encuentra preferencialmente ubicada con respecto a la dirección de  $\sigma_H$  es HF alcanzando un deslizamiento 18 m aproximadamente, la apertura se localiza en la zona central donde existe el link (cuerpo granodiorítico) alcanzando un máximo de 10 m.

[e] Escenario que considera  $\sigma_H$  en N46°E, con presión de fluido (75 MPa)

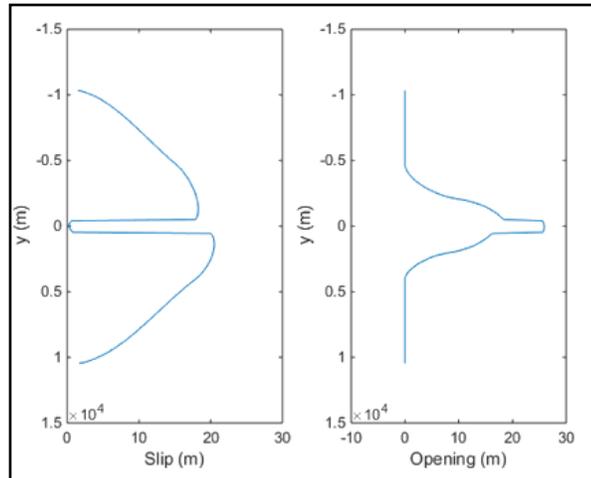


Figura 4-13: Resultados para slip y apertura en escenario de  $\sigma_H$  N46°E con presión de fluido (75 MPa), el eje y corresponde a metros y representa el largo de la falla, mientras que el eje x es la magnitud de deslizamiento o apertura en metros.

Para este caso el deslizamiento es mayor pero sigue siendo máximo para la falla que se encuentra preferencialmente ubicada con respecto a  $\sigma_H$ , dado a que la presión de fluido se centra en los primeros 2 km de las fallas principales (centro del sistema) la apertura máxima se localiza en esta región alcanzado 27 m.

[h] Escenario de  $\sigma_H$  N81°E con presión de fluido (75MPa).

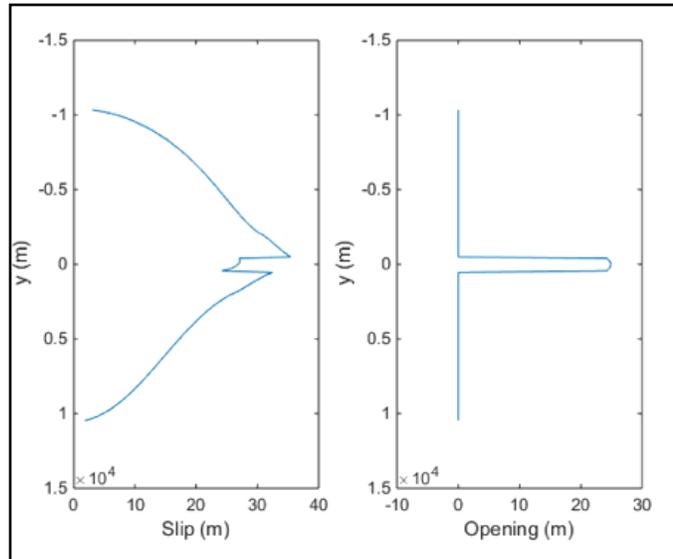


Figura 4-14: Resultados de slip y apertura para el escenario de  $\sigma_H$  N81°E con presión de fluido (75MPa), el eje y corresponde a metros y representa el largo de la falla, mientras que el eje x es la magnitud de deslizamiento o apertura en metros.

b. Distribución de esfuerzos

[a] Escenario para  $\sigma_H$  N46°E sin presión de fluido

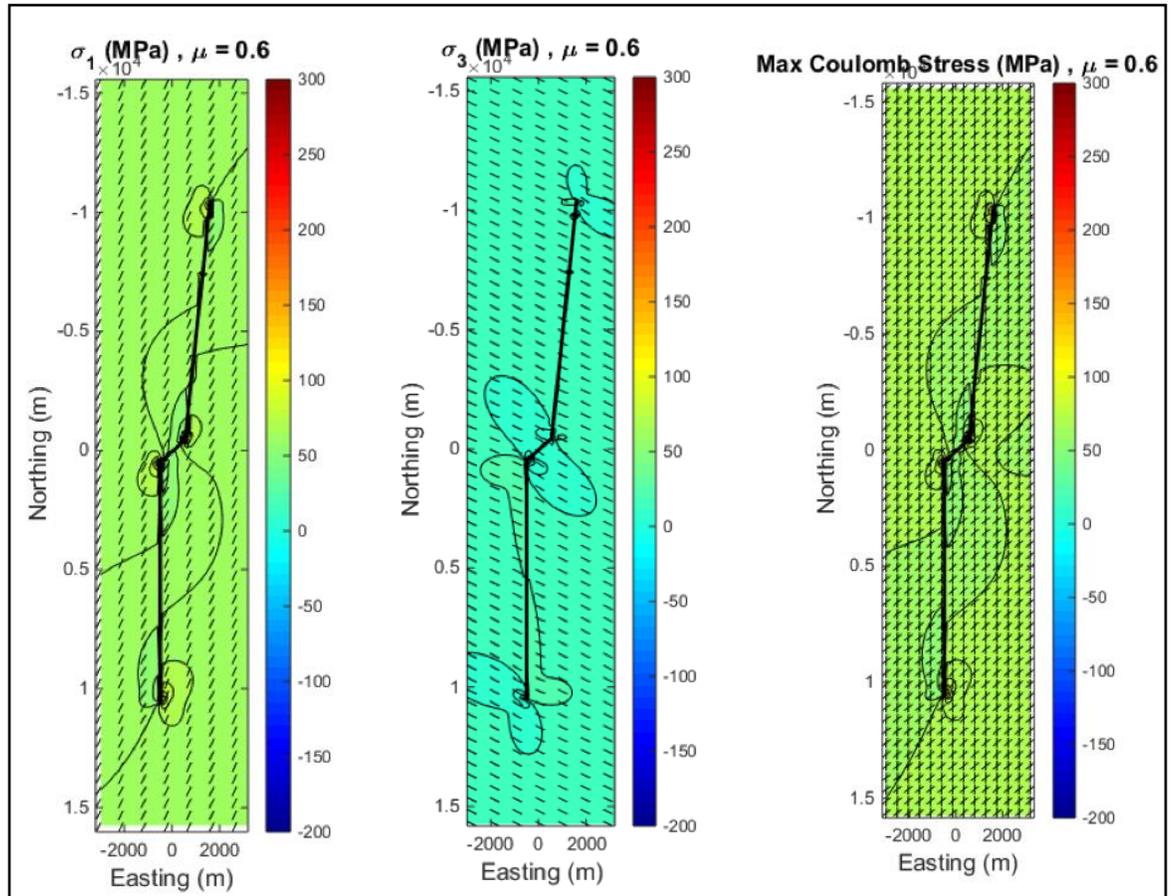


Figura 4-15: Resultados del campo de stress para  $\sigma_H$  N46°E sin presión de fluido, en el eje y se representa la coordenada NS con valores de m definiendo el tamaño de las fallas, en el eje x se representa las coordenadas EW.

Se puede observar en la Fig.4-15 que el máximo esfuerzo no rota de forma importante a lo largo de las fallas principales, y que los planos conjugados de Coulomb explican la formación de fallas NS y NE a lo largo del área pero no las fallas NW y EW que han sido mapeadas.

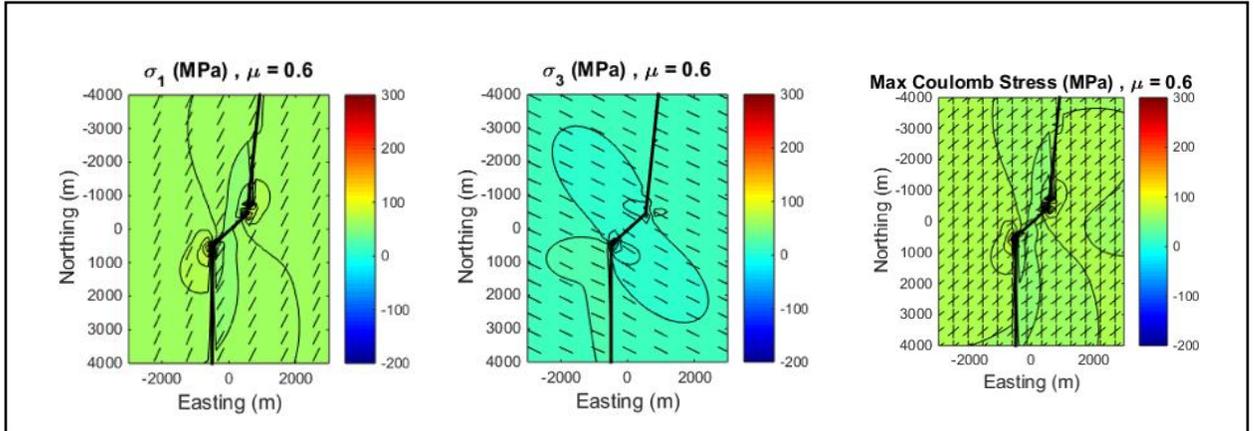


Figura 4-16: Zoom en un área de 4x4 km de los resultados de stress obtenidos para el escenario de  $\sigma_H$  N46°E sin presión de fluido.

Los resultados en el zoom de 4x4 km indican que los esfuerzos no rotan significativamente en el área de estudio, existiendo una mayor probabilidad de formar fallas NS y NE como se nombró anteriormente.

[d] Escenario donde  $\sigma_H$  es N81°E y no considera presión de fluido

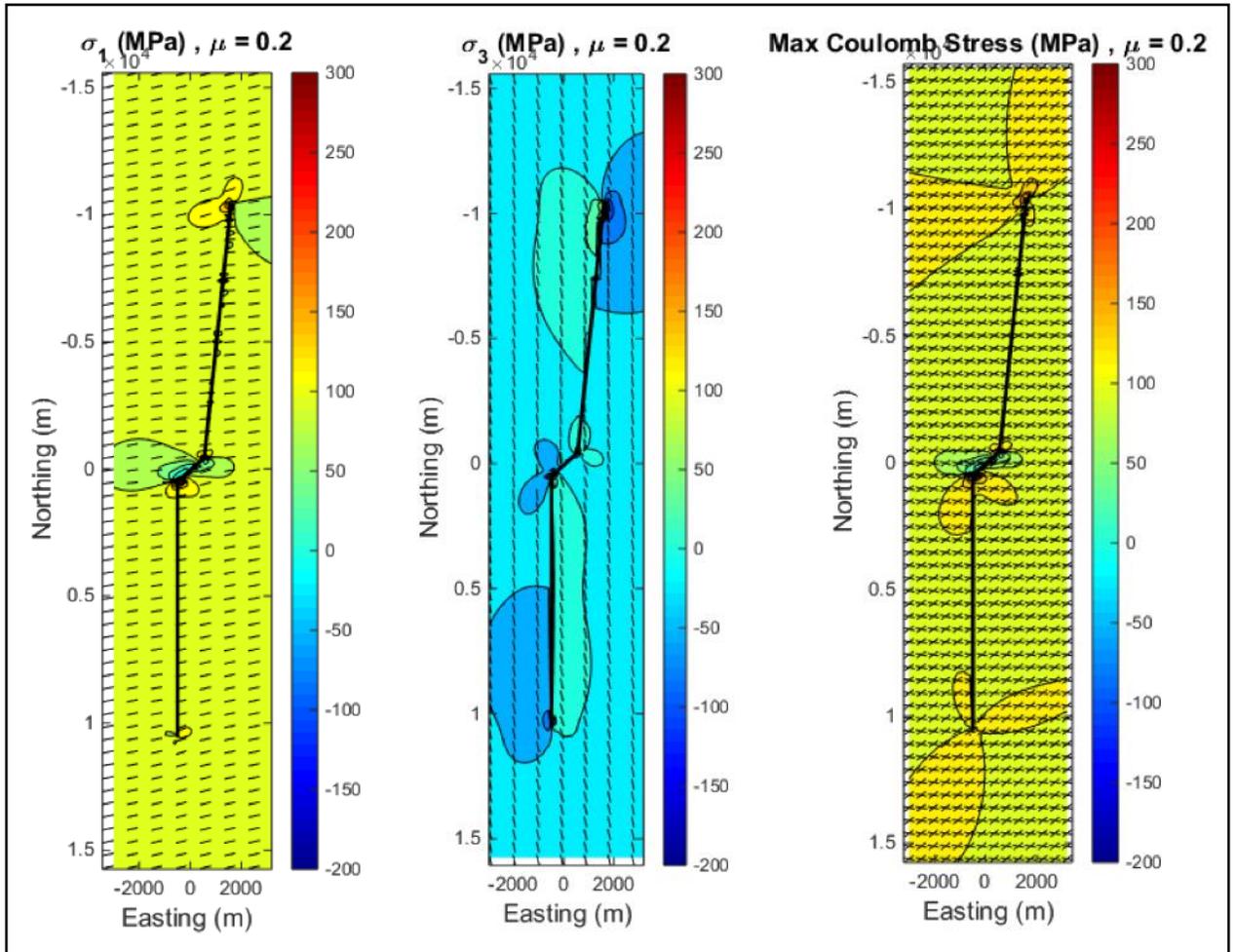


Figura 4-17: Resultados del campo de stress para  $\sigma_H$  N81°E sin presión de fluido, en el eje y se representa la coordenada NS con valores de m definiendo el tamaño de las fallas, en el eje x se representa las coordenadas EW.

Este escenario considera la solución para un  $\sigma_H$  N81°E que se obtuvo de la inversión de datos de los planos de fallas medidos, en este caso no se considera presión de fluido y los esfuerzos principales no rotan significativamente en el área, la solución de planos conjugados explican fallas NE y NW.

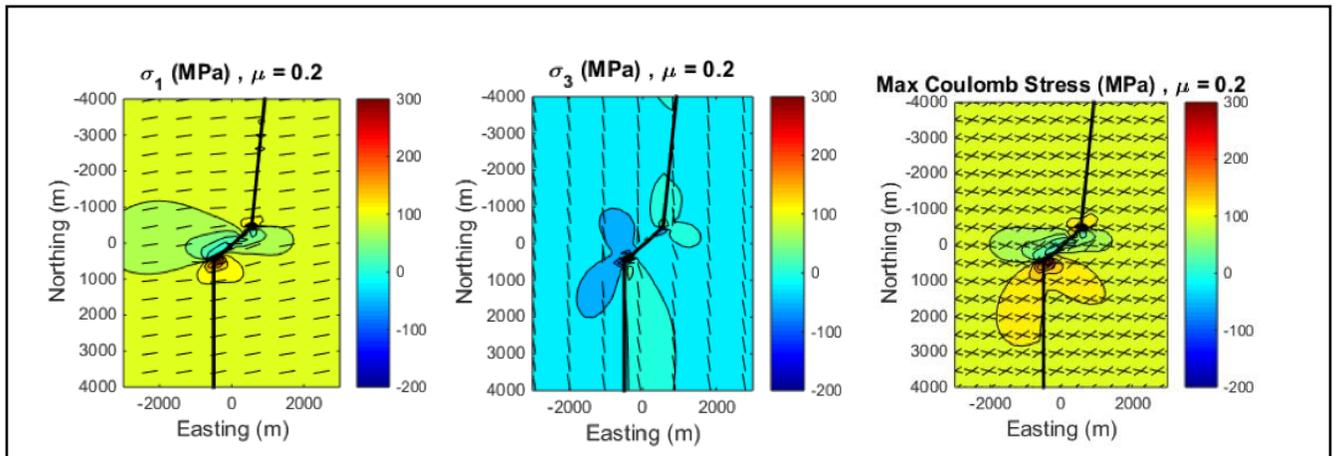


Figura 4-18: Zoom en un área de 4x4 km de los resultados de stress obtenidos para el escenario de  $\sigma_H$  N81°E sin presión de fluido.

Si se hace zoom en un área de 4x4 km se identifica una pequeña rotación horaria a medida que se acerca a la zona donde se encuentra el cuerpo granodiorítico representado por un link, confirmando que los planos que se generan en el centro del sistema son NWW y NE.

[e] Escenario de  $\sigma_H$  N46°E con presión de fluido (75 MPa)

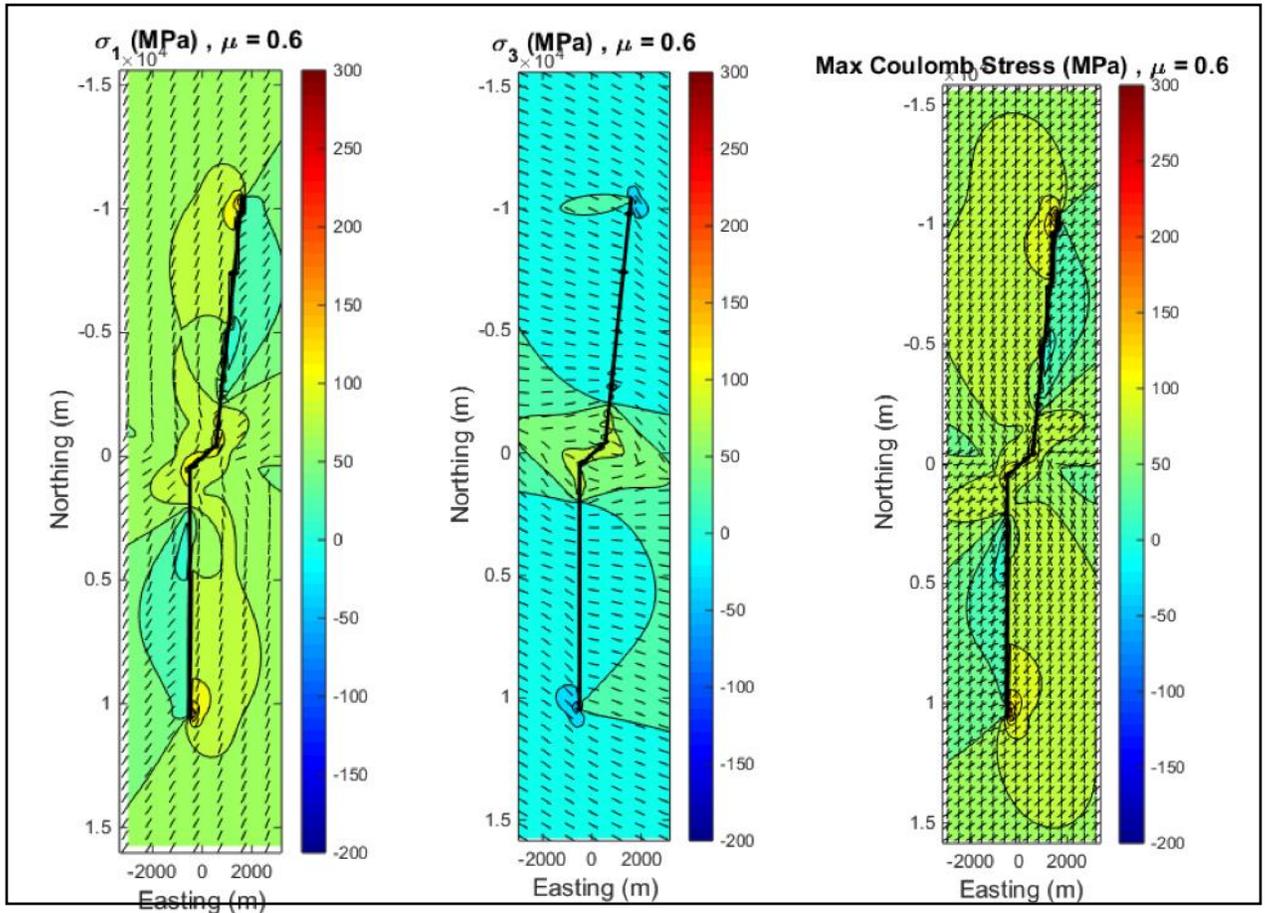


Figura 4-19: Resultados del campo de stress para  $\sigma_H$  N46°E con presión de fluido, en el eje y se representa la coordenada NS con valores de m definiendo el tamaño de las fallas, en el eje x se representa las coordenadas EW.

Para este caso se observa una importante rotación en la dirección de los esfuerzos principales, particularmente concentrada donde el fluido está actuando,  $\sigma_H$  rota anti-horario cuando se acerca a IF desde el lado izquierdo (Oeste), en la zona central del denominado stepover donde se ubica el cuerpo granodiorítico se observa que los esfuerzos rotan en forma horaria y luego en forma anti horaria a medida que se acercan a la falla HF.  $\sigma_H$  muestra cómo se llega a un balance con la presión de fluido al tener valores cercanos a los 75 MPa en esta área del sistema.

El máximo stress de coulomb entrega variadas soluciones de posibles fallas en el área producto de la rotación de los esfuerzos antes nombrada, si se observa en la sección central se pueden identificar planos NNW y NE que rotan hacia el norte (Oeste falla HF) donde la solución son planos NE y NS.

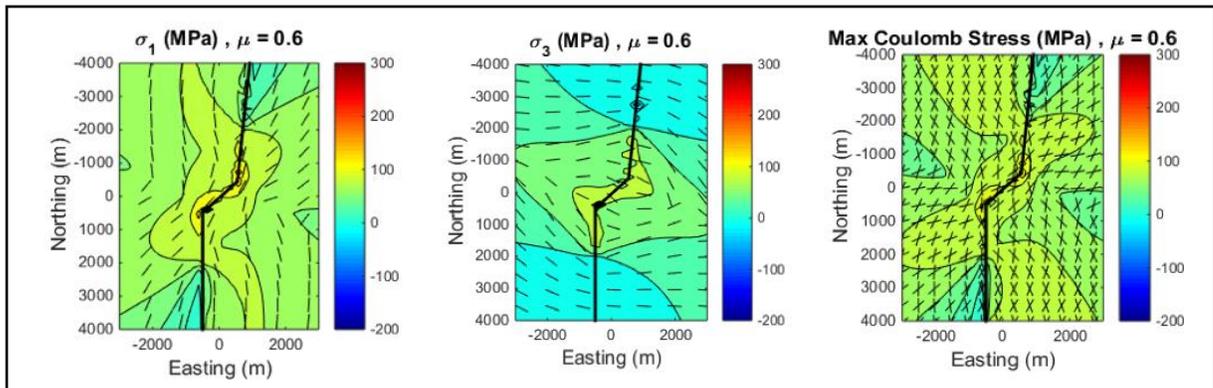


Figura 4-20: Zoom en un área de 4x4 km de los resultados de stress obtenidos para el escenario de  $\sigma_H$  N46°E con presión de fluido.

En la Fig. 4-20 se confirma las diferentes planos de fallas que se pueden formar en el área resultantes del estado de esfuerzos calculado, a pesar de generar una gran variedad no se explican los planos NW que son medidos y observados en el sector Oeste de HF y sector Este de IF.

[h]

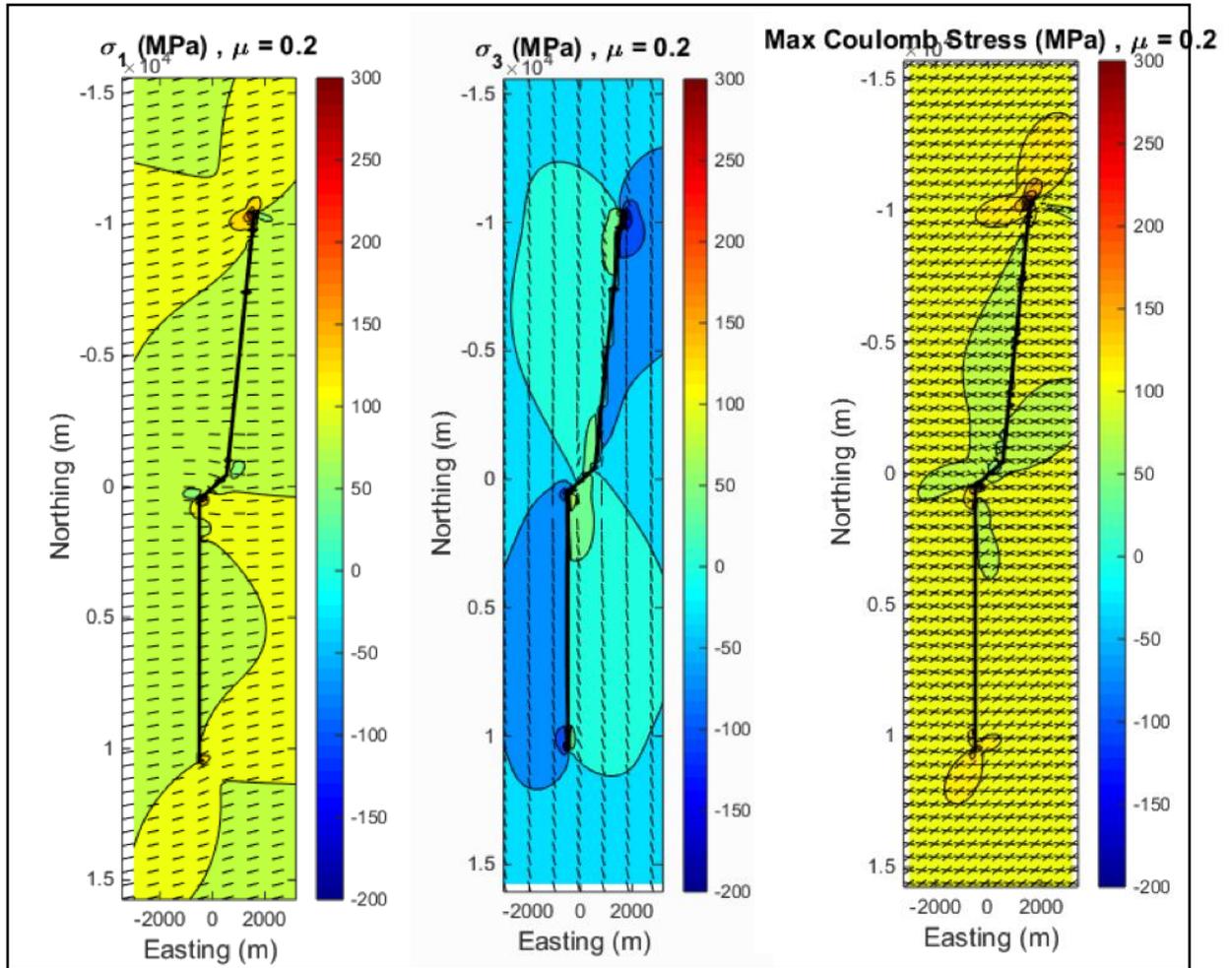


Figura 4-21: Resultados del campo de stress para  $\sigma_H$  N81°E con presión de fluido, en el eje y se representa la coordenada NS con valores de m definiendo el tamaño de las fallas, en el eje x se representa las coordenadas EW.

En la Fig. 4-21 se observa una importante rotación de los esfuerzos principales donde el fluido está actuando, esto permite el desarrollo de planos de fallas NW y EW en el sector Oeste de la falla HF, además de planos NE y NW hacia el sur del link entre fallas principales, consistente con las observaciones de terreno.

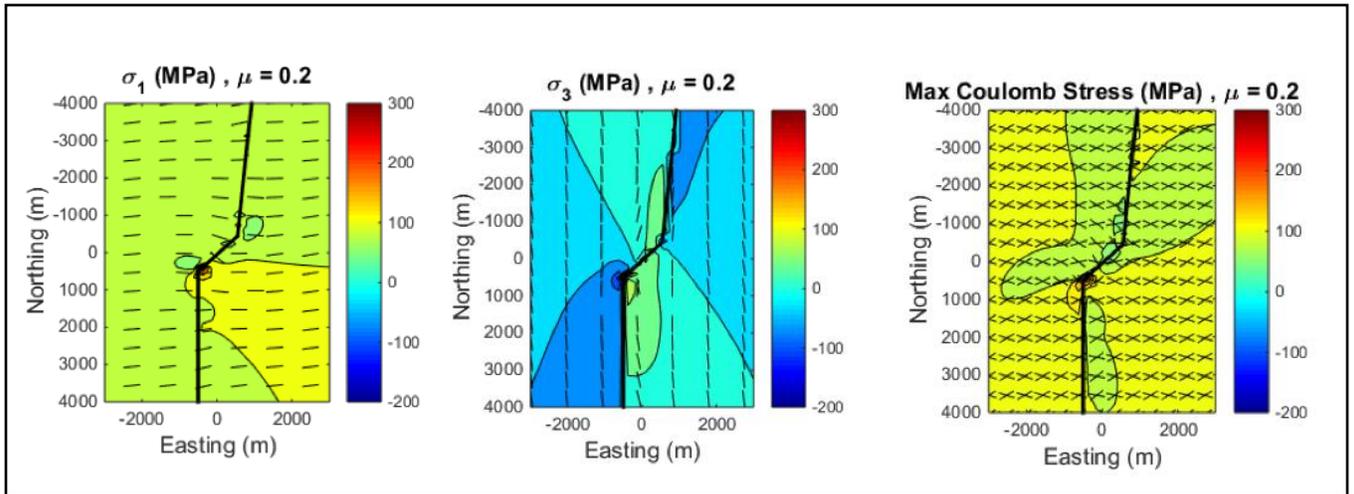


Figura 4-22: Zoom en un área de 4x4 km de los resultados de stress obtenidos para el escenario de  $\sigma_H$  N81°E con presión de fluido.

La Fig. 4-22 confirma y muestra los planos de fallas NW que aparecen al inicio de HF.

Los resultados que se muestran para la solución con  $\sigma_H$  N81°E son consistentes con los resultados de la inversión realizado por MIM, el cual genera fallas NE y NW en la zona central del sistema, explicando que estos planos secundarios pueden estar asociados al mismo estado de deformación. La rotación de los esfuerzos principales se explica por la presencia de fluidos, variable que soluciona la presencia de planos NW y EW en el sector Oeste de la HF. Para todos los casos se observa que el *slip* es mayor para aquella falla que se encuentra preferencialmente orientada para la dirección de  $\sigma_H$ . Finalmente la apertura es máxima cuando se aplica sobrepresión de fluido y se concentra en el link entre fallas principales que representa un cuerpo granodiorítico con distintos grados de alteración, desarrollándose un régimen extensional local y una concentración de fluido hidrotermal.

## 5 DISCUSIÓN

### 5.1 Secuencia de rocas estratificadas afectadas por el stepover

Las rocas identificadas en el área de estudio corresponden a lavas andesíticas en la base a 1100 msnm, sobreyacidas por secuencias de tobas y rocas volcanosedimentarias aproximadamente 250 m sobre el río, las que poseen un rumbo N55°W y manto 14°NE. Estos forman parte de una secuencia volcánica y volcanosedimentaria que posee un total de potencia de 1000 m, las cuales se definen como parte de la Formación Abanico, y se encuentra levemente deformada a subhorizontales (e.g. Charrier et al., 2005; Piquer et al., 2010).

No se pudo obtener edades absolutas de la secuencia volcánica, pero se tienen edades cercanas a los 18,3 Ma de diques granodioríticos que cortan a la roca de caja observada en el valle, por lo que se considera esta edad como mínima. Piquer et al. (2010) considera que aquí aflora el miembro occidental de la Formación Abanico, compuesto por coladas de lavas e intercalaciones piroclásticas, volcanoclásticas y volcanosedimentarias, asociado a una edad del Oligoceno tardío ( $26,4 \pm 8,6$  Ar-Ar en plagioclasa (Hurtado, 2003)).

Las unidades de la zona alta del valle no pudieron ser reconocidas, por lo que no se descarta la presencia de la Formación Farellones que ha sido reconocida en otros trabajos por ejemplo Charrier et al. (2005).

## 5.2 Sistemas de diques que se observan en el stepover

Se reconocieron dos sistemas de diques en el área de estudio, estos corresponden a:

- 1) Diques andesíticos que por la evidencia de terreno son previos a los sistemas de fallas que se observan, ya que se encuentran deformados o desplazados (Capítulo 3), además se encuentran alterados con clorita- epidota probablemente producto de metamorfismo de bajo grado, interpretados como conductos del volcanismo de la Formación Abanico.
- 2) Diques granodioríticos que presentan distintos grados de alteración y fueron datados, obteniendo edades de  $18,26 \pm 0,11$  Ma (U-Pb en Zr) para la muestra con menor grado de alteración y  $18,3 \pm 0,24$  (U-Pb en Zr) para la muestra pervasivamente alterada (más detalle en Anexo). Estos resultados concuerdan con lo presentado por Potten (2015) de  $17,47 \pm 0,41$  Ma y  $17,57 \pm 0,34$  Ma respectivamente para las muestras de intrusivos. Ambos sets cortan la secuencia estratigráfica de la Formación Abanico, pero se desconoce si es que cortan la Formación Farellones.

Los afloramientos de diques granodioríticos ubicados dentro del stepover presentan alteración cuarzo-sericita, mientras que fuera del área del jog no presentan alteración. Por lo tanto, se considera que el sistema hidrotermal que los afecta es posterior a los 18 Ma, asociado a la edad del Mioceno Tardío. Estos diques granodiorítico ubicados en el centro del jog y del sistema hidrotermal tienen un rumbo  $N60^{\circ}E$  y se considera que funcionan como nexos (y discontinuidad) entre las fallas principales IF y HF. Esta discontinuidad, concentra el ascenso de los paleofluidos que actúan de forma tangencial, rotando el estado de esfuerzos locales.

Se identifica un subafloramiento de pórfido dacítico que no está datado en el contexto de este trabajo, pero que se considera causante de la alteración hidrotermal que se desarrolló en el área, lo cuál además se relacionan por composición con los datados en otros trabajos, por ejemplo Piquer et al. (2010) de edad  $7,8 \pm 0,4$  Ma (K-Ar), esto puede ser comparado con las edades definidas para el yacimiento el Teniente ubicado a aproximadamente 100 km al norte del área de estudio, que según

Maksaev et al. (2004) y Muñoz et al., (2012) tiene un evento principal de mineralización a los  $5,28 \pm 0,1$  (U-Pb).

### **5.3 Sistemas de fallas del stepover**

Existen dos sistemas de fallas principales, la Falla Infiernillo de rumbo NS y la Falla Huemulina de rumbo N6°E, ambas de manteo subvertical, cinemática dextral y con un nulo overlap entre ellas, cuyas trazas se encuentran separadas por 1 Km y que desarrollan un stepover. La formación de un sistema hidrotermal tipo pórfido cuprífero entre las fallas IF y HF se ve favorecido por el aumento de la permeabilidad estructural asociado a las fallas secundarias y vetillas, además del régimen de stress local extensional.

En la región se identificaron distintas familias de fallas, EW subhorizontales de cinemática inversa que son cortadas por fallas NS subverticales, y fallas NE de escala kilométricas al Este del jog, ambas previas a la formación del stepover. Luego se observan fallas de rumbo N(30-40)°E/ inversas, N(20-50)°E y N(10-30)°W subverticales dextrales y siniestrales respectivamente que se presentan en el centro del stepover, fallas EW de manteo variable (65-80)° que se encuentran hacia las afueras de las fallas principales y que cortan los diques granodioríticos de forma siniestral, fallas de rumbo NS subverticales dextrales y fallas subhorizontales N10°E a N20°W normales que cortan a todas las anteriores. Yacimientos de características similares hablan de que las fallas NE son posteriores a las fallas NW y NS (Piquer et al., 2015), en el contexto de este trabajo se observa una reactivación o formación de fallas NW y NE compatibles con el mismo estado de deformación (Cap. 3), lo cual puede asociarse a la ocurrencia de las fallas NE y NW con movimiento dextral y siniestral respectivamente, durante el ascenso de fluido hidrotermal del Mioceno Superior - Plioceno (favorecido por las presiones supralitostáticas alcanzadas en el área) (Piquer et al, 2015), lo que desarrolla un régimen transtensional local en el área de estudio.

Los resultados obtenidos, con el método Yamaji, del análisis de inversión de stress que utilizan la información de fallas medidas en terreno, indican dos direcciones de stress remoto, que activan principalmente las familias de fallas NS, NE y NW, en un régimen transpresional con acortamiento ENE-WSW (N81°E) y un régimen transtensional con eje ENE-WSW (N74°E), lo que implica una ciclicidad en la activación de estos planos, relacionado con el ciclo sísmico de los terremotos de subducción, es decir, transtensional en el co-sísmico y transpresional en el inter-sísmico.

Una serie de vetillas con relleno de minerales de alteración hidrotermal se registran a lo largo del sistema. En la zona central o dominio 2 (Capítulo 3) las vetillas poseen rumbo preferentemente NS a N25°E, ambas subvertical, mientras que las vetillas de manto subhorizontal poseen rumbo EW. En los extremos del sistema y asociado a la alteración propilítica se observan familias de vetillas subverticales que rotan en forma horaria desde los N60°W a N30°W, y siendo las vetillas de rumbo NE en esta alteración las que presentan mayor espesor, a pesar de que las vetillas NW desplazan siniestralmente a las NE. Además, en este sector se puede definir un rumbo de cizalle N20°W y extensión N51°E, evidencia consiste con el régimen de stress regional que permitió un movimiento dextral de las fallas principales IF y HF. Dentro de cada dominio las vetillas rotan dependiendo de su ubicación dentro del stepover, en el dominio 1 inicialmente son subparalelas a la IF, luego rotan de forma horaria 15° hacia el dominio 2, lo que es consecuencia de una rotación en el stress local a medida que se va desarrollando el stepover, producto de un régimen extensional local entre IF y HF.

La rotación de stress local indicada por las vetillas de cada dominio geográfico, además de la identificación de eventos realizada en el mapeo de detalle (Capítulo 3), permiten determinar una aproximación de los regímenes de stress que tuvo que existir para el desarrollo de cada evento (Fig. 5-1), considerando a  $\sigma_2$  vertical. En



con respecto a la solución regional, al igual que las fallas NW que responden a una rotación antihoraria del stress local.

La orientación e intersección de las fallas medidas es favorable para el desarrollo de la actividad magmática e hidrotermal (e.g. Brogi, 2011; Faulkner & Armitage, 2013; Piquer et al., 2016), localizándose en arreglos de jogs extensionales (Pérez-Flores et al., 2016). El estado de stress transtensional local que generan las fallas HF e IF por la formación del stepover, sumado al aumento de la permeabilidad de la roca de caja producto de la zona de daños (e.g Cox, 1999; Gudmundsson et al., 2001; Mitchell & Faulkner, 2012; Pérez-Flores et al., 2016) y fallas secundarias en el área de apertura favorecen el emplazamiento de fluidos mineralizadores y focalizan la alteración hidrotermal a las áreas de mayor recurrencia de fallas.

#### **5.4 Características del sistema hidrotermal desarrollado en el stepover**

El sistema hidrotermal tipo pórfido cuprífero está caracterizado por la presencia de una gran zona de alteración de 2 x 2 km<sup>2</sup> con halos de distintos tipos similares a los descritos por Sillitoe, (2010) y Halley et al., (2015).

La alteración observada en el centro del jog corresponde primero a cuatro parches de alteración potásica, asociada principalmente a biotita y feldespato potásico (Capítulo 3 Mapa Alteración), con escasas vetillas tipo A (tardimagmática) de cuarzo con forma de z; se superpone a ella la alteración filica (cuarzo-sericita), la que se asocia a minerales de cuarzo, sericita, bornita-calcopirita, además se identificaron vetillas tipo D con cuarzo-sericita, que se tratan de un evento posterior al desarrollo del halo potásico. En tercer lugar, la alteración propilítica, se desarrolla como el halo externo a la alteración cuarzo-sericita y se identifican minerales de clorita-epidota, con vetillas de albita-epidota y sulfuros como la pirita, lo cual la diferencia de un metamorfismo de bajo grado producto de la cantidad de sulfuros, además en los extremos se localiza en las cercanías de las fallas EW, NE y NW medidas, que parecen estar concentrado los fluidos en esas direcciones. Finalmente, la alteración argílica supérgena se encuentra como parches que se superponen al

evento fílico. El mapeo realizado de los distintos tipos de alteración muestra una geometría similar al stepover que se desarrolla entre las fallas IF y HF, siendo más pervasiva donde hay una mayor recurrencia de fallas.

Se definen dos eventos mineralizadores en el halo propilítico, el primero que se asocia a un evento rico en sílice y luego uno rico en metales donde la presencia de pirita es abundante. La alteración potásica se desarrolla asociada a magnetita-pirita, titanomagnetita y abundante mineralización en vetillas, además de algunos cristales de óxidos de titanio, rutilo y calcopirita, mientras que la alteración fílica se asocia al crecimiento de calcopirita con minerales opacos de ilmenita, covelina, bornita, arsenopirita y pirrotina.

Las asociaciones minerales identificadas en los cortes transparentes y pulidos corresponden a: 1) magnetita-pirita-calcopirita con biotita que se relaciona a la alteración potásica, 2) clorita-epidota que se asocia a la alteración propilítica, 3) cuarzo-sericita, además de 4) bornita-covelina, 5) bornita-calcopirita asociado a cuarzo-sericita y 6) arsenopirita-hematita. Esto da evidencia de que la alteración cuarzo-sericita tiene una mayor variedad de asociaciones, relacionándose a la covelina posiblemente producto a la mineralización hipógena y oxidación de la calcopirita.

Dado la distribución de la alteración hidrotermal, además de las asociaciones minerales en la superficie, se puede estimar que el sistema ha sido exhumado unos 2- 3 km, por lo que al compararlo con modelos teóricos, por ejemplo Sillitoe (2010), sumado a la evidencia de sobre imposición de la alteración fílica sobre el halo potásico, se puede decir que, el sistema estaría telescopeado, el que fue sometido a un régimen compresional regional a pesar de encontrarse en un régimen extensional local por la formación del stepover, donde la totalidad del sistema hidrotermal y jog eran alzados, mientras que localmente se favorecía el ascenso de fluido en el área del stepover.

## 5.5 Modelo mecánico de un stepover

El modelo mecánico busca entender el desarrollo de fallas secundarias entre dos fallas principales que generan un régimen de stress extensional local y de apertura entre ellas al formar un stepover, considerando un stress remoto con  $\sigma_1$  entre N46°E y N81°E, además se tiene un link (discontinuidad) entre la IF y HF que facilita la circulación de fluidos hidrotermales en este sector y que se trata de un cuerpo granodiorítico previo a la formación del sistema hidrotermal.

La aproximación trata de dos fallas NS discretas inmersas en un medio elástico infinito sin considerar deformación permanente. Para modelar el desplazamiento, apertura y stress alrededor se tuvo que hacer un esfuerzo en definir las condiciones en la que se encontraba el sistema, evaluando diversos escenarios posibles que expliquen las evidencias observadas en terreno, (Capítulo 4: Variables).

Para definir las ventajas y limitaciones asociadas a nuestro modelo, comparamos los resultados con lo observado en terreno, específicamente utilizamos el criterio de Mohr-Coulomb para identificar los planos secundarios reactivados o formados, apertura y slip.

El rumbo de  $\sigma_1$  el cual se asocia al stress remoto impuesto en el sistema, corresponde a la variable más significativa de elegir, pudiendo tomar 4 valores (Capítulo 4), entre los resultados observados solo un caso pudo dar explicación a la formación o reactivación de los planos NW y NE medidos.

El rumbo de  $\sigma_1$  N81°E explica la formación de las fallas secundarias NE y NW que se observan en el dominio 2 (zona central del stepover), las cuales son compatibles en el mismo estado de deformación, formándose y reactivándose al mismo tiempo. Estas fallas, en el marco local son respuesta de la rotación del stress entre las trazas de las fallas IF y HF, y cortan a los intrusivos graníticos y a la roca de caja, focalizando la alteración en el entorno de las estructuras. En cambio, en el contexto regional este tipo fallas que son de mayor escala se consideran previas (NW anterior

a NE) las que serían reactivadas por al régimen compresional asociado a la inversión de la cuenca Abanico de Mioceno temprano y el ascenso de fluido (e.g. Makshev et al., 2010; Piquer et al., 2015).

El stress local rota en la zona central del sistema hidrotermal a medida que se acerca a las fallas principales, además cuando se agrega la variable de presión de fluido que se obtuvo mediante la aproximación del tamaño de brechas hidrotermales medidas y comparando esta información con modelos teóricos (e.g. Sillitoe, 2010) se obtiene que la rotación del máximo stress compresivo es horaria (Figura 5-2) y que explica la reactivación o formación de las fallas NW y EW en el dominio 5, además de los planos NW y NE en el dominio 2. Al comparar estos resultados sobre las fallas medidas en la zona de estudio como se observa en la Fig. 5-3, se puede comprobar la formación de varios de los planos, pero al tratarse de un modelo simplificado donde los planos del máximo stress de coulomb no modifican el estado de stress en sus alrededores no podemos dar respuesta a todas las fallas medidas. La rotación de stress explicaría los eventos 2 y 4 definidos en la sección anterior (aproximación del stress), donde se muestra el mapa local de detalle, lo que implica que el evento 3 es una etapa de transición entre ambas.

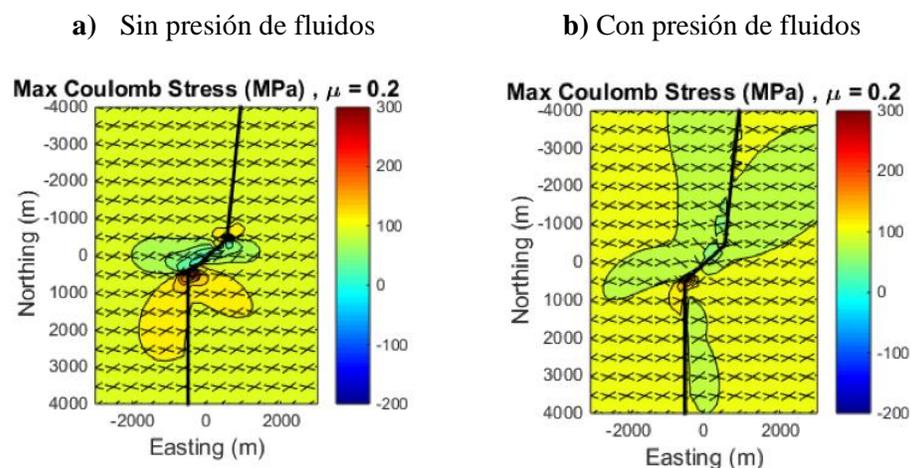


Figura 5-2: Resultados de modelo mecánico para  $\sigma_1$  con rumbo N81°E, a) sin presión de fluido, b) con sobre presión de fluidos de 75 Mpa localizada en el sector donde se desarrolla el stepover.

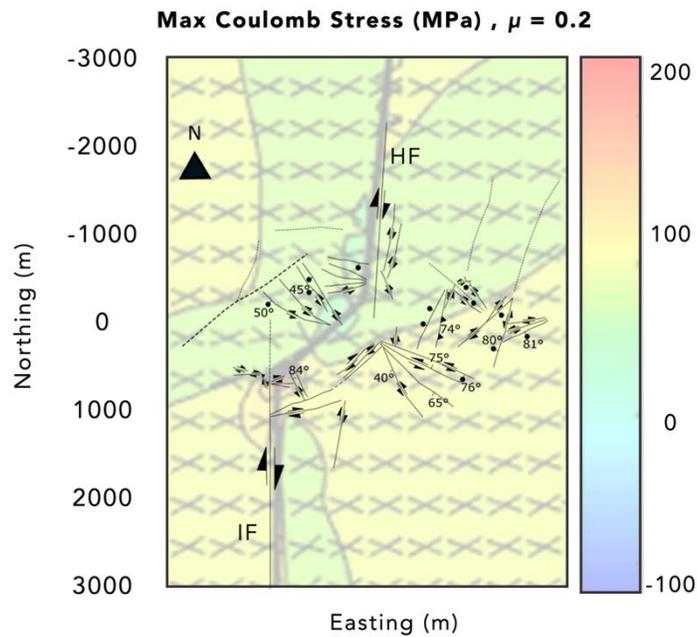


Figura 5-3: Imagen que considera los resultados obtenidos del modelo mecánico con presión de 75 Mpa bajo a los resultados de mapeo estructural realizado en el área de estudio.

El desplazamiento para todos los casos observados es mayor para aquella falla principal que se encuentra mejor orientada con respecto al rumbo del stress remoto, y todos los casos indican una cinemática dextral lo cual es concordante con las observaciones de terreno, mientras que la apertura del sistema se focaliza en el centro del stepover, donde se encuentra el link (discontinuidad) entre las fallas IF y HF, este sector se define como el área de mayor concentración de los fluidos hidrotermal, y se corrobora con el grado de alteración observada.

Las fallas secundarias facilitan la circulación de fluido y el stepover (apertura local) localiza la alteración a los alrededores de estas, como consecuencia la alteración tiene una geometría similar al jog extensional (Capítulo 3), siendo las fallas NE y NW ubicadas en el centro del sistema pórfido cuprífero las que concentran la alteración en las intersecciones, correlacionándose al aumento de permeabilidad de la roca de caja al existir una mayor zona de daño.

## 6 CONCLUSIONES

- Las unidades litológicas identificadas en el área de estudio que contienen a la alteración hidrotermal (roca de caja), se asocian al miembro occidental de la Formación Abanico que localmente tiene una edad de aproximadamente 26 Ma. Esta unidad se encuentra, además, cortada por dos generaciones de diques: (1) Andesíticos que se definen como contemporáneos a la Formación Abanico y (2) Granodioríticos, de edad aproximada 18 Ma. Se identifica un subafloramiento de rocas dacíticas que se interpretan como los posibles pórfidos que generarían el sistema de alteración hidrotermal de tipo pórfido cuprífero, los que se asocian a eventos de diques dacíticos datados cerca del área de estudio en aproximadamente 7,8 Ma.
- Se identificaron dos sistemas de fallas principales NS de cinemática dextral, Falla Huemulina (HF) y Falla Infiernillo (IF) , que afloran a lo largo de los Esteros omónimos, y que forman un stepover con un régimen trantensional local. Estos sistemas de fallas cortan a fallas inversas locales de pequeño desplazamiento asociadas a la Formación Abanico. Las fallas secundarias NE dextrales y NW siniestrales que se encuentran en el centro del stepover son compatibles en el mismo estado de deformación, y serían consecuencia de una rotación en el estado de stress local. La distribución e intersección de las fallas secundarias aumentarían la permeabilidad de la roca de caja, favoreciendo el ascenso de fluidos hidrotermales y actividad magmática, por lo que se proponen que el sistema hidrotermal es contemporáneo a alguna de las etapas del sistema estructural.
- La distribución de la alteración y las asociaciones minerales indican que el sistema hidrotermal es de tipo pórfido cuprífero, el que se habría formado a una profundidad de 2-3 km y actualmente se encuentra exhumado a lo largo del río Tenó en la desembocadura del Estero Huemulina. La edad de este sistema es de 7,8 Ma aproximadamente ya que estaría asociado a diques dacíticos. Los halos

de alteración se concentran donde hay mayor recurrencia de fallas, es por esto que la geometría observada y mapeada es similar a la forma del stepover que se desarrolla entre las Fallas Huemulina e Infiernillo, y donde el régimen de stress local es transtensional. Los minerales de alteración ocurren tanto de forma diseminada en la roca como rellenando sistemas de fracturas y fallas (vetas y vetas-fallas). El análisis de estas vetas y vetas-fallas indican una sobreposición de eventos de hidrofracturamiento, los cuales sugieren una rotación horaria del stress local seguida por una rotación anti-horaria del mismo en el centro del stepover.

- Los resultados obtenidos del modelo numérico que utiliza el método BEM y que permite analizar los estados de stress calculados en los distintos escenarios estudiados alrededor de las fallas HF e IF, indican que el stress remoto N81°E es el que mejor se correlaciona con la orientación y formación de las fallas, vetas y vetas-fallas estudiadas. En particular, el modelo indica que cuando esta solución se asocia a la presencia de fluido,  $\sigma_1$  local rota de forma horaria hasta alcanzar un rumbo NS, lo que explicaría la evolución de los sistemas de vetas y vetas-fallas y la formación de fallas EW ubicadas en el centro del stepover. La presencia de fluido como variable en el modelo numérico muestra que la apertura máxima se concentra en el centro del stepover, considerando que se trata de una zona de menor presión, los fluidos migrarían a esta zona. Estos resultados son consistentes con lo observado en terreno, donde existe una zonación de la alteración de mayor temperatura en el centro del stepover, mientras que los halos de menor temperatura se alejan de este.

## REFERENCIAS

- Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N°9, 70p.
- Aguirre, L., Charrier, R., Davidson, J., Mpodozis, C., Rivano, S., Thiele, R., Tidy, E., Vergara, M., Vicente, J., 1974. Andean Magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30-35° S) of the Southern Andes. *Pacific Geology* 8, p. 1-38.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., Fisher, D., 2012. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge University Press, Cambridge, England.
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res* 89, 5835-5848.
- Arancibia, G., Cembrano, J., Lavenu, A. 1999. Transpresión dextral y partición de la deformación en la zona de Falla de Liquiñe-Ofqui, Aysén, Chile (44-45°S). *Revista geológica de Chile*. V.26. No.1. p.3-22.
- Arcos, R., 1987. Geología del Cuadrángulo Termas del Flaco, Provincia de Colchagua, VI Región, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago. 279 p.
- Arcos, R., Charrier, R., Munizaga, F., 1988. Volcanitas cuaternarias en la hoya superior del río Tinguiririca (34°40'LS-70°21' LW): Características geológicas antecedentes geoquímicos y geocronológicos. *Actas Congreso Geológico Chileno*, N°5, vol 3, p.1245-1260. Santiago.
- Barrio, C., 1990. Late Cretaceous-early tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén Basin, Western Argentina). *Sedimentary Geology* 66, p. 255-275.
- Barrios, M. 2015. Modelo estructural y cinemático del yacimiento de quebrada blanca y su relación con la mineralización supergena. Memoria para optar al título de geólogo, Departamento de geología, Universidad de Chile, Santiago. 113 p.

Benn, K. 1998. Pluton emplacement during transpression in brittle crust: New views from analogue experiments: *Geology*, v. 26, p. 1079-1082.

Biro-Bagoczky, L., 1984. New contributions to the paleontology and stratigraphy of some Titiian-Nneocomian outcrops, in the Chilean Part of the Andean Range between 33°45' and 35° Lat.S. Dept.Geociencias, Universidad Concepción, Chile. I.G.C.P. Project 171. Circum-Pacific Jussassic Report N°2, Special paper N°3.

Brimhall, G.H., 1979. Lithologic determination of mass transfer mechanisms of multiple-stage porphyry copper mineralization at Butte, Montana: Vein formation by hypogene leaching and enrichment of hypogene protore: *Economic Geology*, v. 74, p. 556-589.

Brimhall, G.H., Dilles, J.H., and Proffett, J.M., 2006. The role of geologic mapping in mineral exploration: *Society of Economic Geologist Special Publication 12*, p.157-181.

Boyce, D., Charrier, R., Tapia, F., Farías, M. 2014. Mid-Cretaceous compressional deformation in Central Chile: The beginning of the Andean building, en: *AGU Fall Meeting Abstracts*.

Burnham, C.W., and Ohmoto, H., 1980. Late-stage processes of felsic magmatism: *Mining Geology Special Issue 8*, p.1-11.

Byerlee, J.D. 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*. 116 (4-5). 615-626. Doi:10.1007/BF00876528.

Brozovic, A. 2014. Reología y fábrica de la mineralización primaria, Yacimiento El Teniente. Memoria para optar al título de geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 135 p.

Candela, P.A., 1991. Physics of aqueous phase evolution in plutonic environments: *American Mineralogist*, v.76, p. 1081-1091.

Candela, P.; Blevin, P. 1995. Physical and chemical magmatic controls on the size of magmatic-hydrothermal ore deposits: *Giant Ore Deposits II. Queen's University*, p. 2-42.

Cembrano, J., Moreno, H., 1994. Geometría y naturaleza constrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38°S y 46°S: Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? Congreso Geológico Chileno, No.7, Actas, Vol.1. Universidad de Concepción, Chile, p. 240-244.

Charrier, R. 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes en Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Comunicaciones 26, p. 1-47.

Charrier, R., 1981a. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the central Argentinean-Chilean Andes (32-35°S) and chronology of their tectonic evolution. Zbl. Geol. Paleontol., Stuttgart 1, 344-355. 162.

Charrier, R., 1981b. Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° 30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paleogeographische Entwicklung. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, (A) 36, 270 p.

Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C. III, Spichiger, S. and Zapatta, F. 1994. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales para las Formaciones Coya-Machalí y Abanico, entre 33° 50' y 35° S, Cordillera Principal Chilena. Actas XII Congreso Geológico Chileno, Concepción, p. 1316-1319.

Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C. III, Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, M.C. and Novaceck, M.J., 1996. New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 9, N° 2, p. 1-30.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A., Zurita, E., 2002. Evidence for the Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south off the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). J South Am. Earth Sci. 15, p. 117-139.

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J.J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., Wyss, A.R. 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrb. Fur Geol. Und Paleontologie-Abhandlungen* 236, p. 43-77.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, en: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Andes of Chile*. Geological Society, London, p. 21-114.

Charrier, R., Ramos, V.A., Tapia, F., Sagripanti, L. 2014. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37 S (Chile and Western Argentina), en: Sepúlveda, S.A., Giambiagi, L.B., Moreiras, S.M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G. y Farías, M. (Eds). *Geodynamics Processes in the Andes of Central Chile y Argentina*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 399, doi 10.1144/SP399.20.

Cloos, M., 2001. Bubbling magma chambers, cupolas, and porphyry copper deposits: *International Geology Review*, v.43, p. 285-311.

Cooke, D.R., Hollings, P., and Walshe, J.L. 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls, *Economic Geology*, v.100, p. 801-818.

Cox, S.F., 1999. Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 155, 123–140. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.155.01.10>.

Cox, S.F., Knackstedt, M.A., and Braun, J., 2000. Principles of structural control on the permeability and fluid flow in hydrothermal systems: Review in *Economic Geology*, v. 14, p.1-24.

Cox, S. F., 2010. The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones. *Geofluids*, 217–233. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00281.x>

Covacevich, V., Varela, J., Vergara, M., 1976. Estratigrafía y Sedimentación de la Formación Baños del Flaco al sur del Río Tinguiririca, Cordillera de los Andes. Provincia de Curicó, Chile. Actas I Congreso Geológico Chileno, p. 191-211. Santiago

Crouch, S.L., 1976, Solution of plane elasticity problems by the displacement discontinuity method, Int. J. Number. Methods in Engineer. (10), 301-343.

Crouch. S.L., Starfield, A.M., 1983. Boundary element methods in solid mechanics: With application in rock mechanics and geologicas engineering: London, Unwin Hyman, 322p.

Davis, G.H. and Reynolds, S.J. 1996. Structural Geology of Rocks and Regions, John Wiley & Sons, NY, 776 p.

Davidson, J. 1971. Geología del área de las Nacientes del Teno, Provincia de Curicó, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 160 p. Santiago.

Deckart, K., Clark, A.H., Aguilar, C., Vargas, R., Bertens, A., Mortensen, J.K, and Fanning, M. 2005. Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Río Blanco porphyry copper deposit, central Chile: Implications of an integrated U-Pb and Ar/Ar database: Economic Geology, v. 100, p. 905-934.

Deckart, K., Godoy, E., Bertens, A., Jerez, D., and Saeed, A. 2010. Barren Miocene granitoids in the Central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf and U-Pb isotope systematics: Andean Geology, v. 37, p. 1-31.

Díaz, D. 2007. Arquitectura de la Cuenca Abanico-Farellones entre las latitudes 34-35°S: estudio magnetotelúrico en transectas sobre los ríos Teno y Cachapoal. Tesis de Magíster en ciencias mención Geofísica (Inédito), Departamento de Geofísica, Universidad de Chile: 130 p.

Dilles, J.H., and Einaudi, M.T. 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry cooper deposit, Nevada-A6-km vertical reconstruction: Econ.Geol., v. 87, p. 1963-2001.

- Doblas, M. (1998). Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics* 295, p. 187–197.
- Eidel, J.J., Frost, J.E. and Clippinger, D.M. 1968. Copper-molybdenum mineralization at Mineral Park, Mohave County, Arizona, in Ridge, J.D., ed., *Ore deposits of the United States, 1933-67*: New York, American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, v.2, p. 1258-1281.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., and Inan, E.E. 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal system: Transitions from porphyry to epithermal environments: *Society of Economic Geologist Special Publications* 10, p. 285-313.
- Elgueta, S., Baeza, O., Aguirre, R., Charrier, R., Harambour, S., Elgueta, S. 2000. Mecanismos de la depositación volcanoclástica Oligo-Miocena en el Cajón del Maipo, Chile Central. *Actas. IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*, v. 2, p. 21-25.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R. 2006. Sismicidad superficial en Chile Central: Implicancias para el estado cortical y crecimiento de los Andes Centrales Australes. *XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile*.
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., Comte, D. 2008. Late Miocene high and rapid Surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S). *Tectonics* v. 27.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., Fock, A. 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics* v. 29.
- Farías, M., D. Comte, S. Roecker, D. Carrizo, and M. Pardo. 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence, 30 November, 1–11, doi:10.1029/2011TC002888.
- Federico, L., Crispini, L., Caponni, G. 2010. Fault-slip analysis and transpressional tectonics: A study of Paleozoic structures in northern Victoria Land, Antarctica. *J. Struct. Geol.*, v.32, p. 667-684.

Flores, R. 1993. Geología del Pórfido Aurífero Verde, Proyecto Refugio, Tercera Región, Chile. *Andean Geology*. Vol 20, No 1.

Fock, A. 2005. Cronología y Tectónica de la Exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S. Tesis de Magister. Universidad de Chile. 235 p.

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Muñoz, M.A. 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico. *Asoc. Geológica Argentina, Ser.Publicación Espec. 6*.

Fournier, R.O. 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment, *Economic Geology*, v. 94, p. 1193-1211.

Garrido, I. 1992. Resumen Nuevo modelo geológico-estructural y geotécnico yacimiento El Teniente. Informe inédito. Codelco-Chile, División El Teniente, Superintendencia de Geología, p. 99-151.

Garrido, I., Cembrano, J., Siña, A., Stedman, P., Yañez, G. 2002. High magma oxidation state and bulk cristal shortening: key factors in the génesis of Andean porphyry copper deposits, central Chile (31-34°). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 29, No. 1, p.43-54.

Godoy, E., Lara, L. 1994 a. Segmentación estructural andina a los 33°-34°S: nuevos datos en la Cordillera Principal. *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, Concepción, v.2, p. 1344-1348.

González, O., Vergara, M. 1962. Reconocimiento Geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° Latitud Sur. *Publicaciones*, N° 24, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 121 p. Santiago.

González de Vallejo, L.I., Hijazo, T., Ferrer, M., y Seisedos, J. 2006. Caracterización geo mecánica de los materiales volcánicos de Tenerife. *Instituto Geológico y Minero de España*. Madrid, pp 147.

González, A. 2008. Análisis estructural entre los valles del río Tinguiririca y Teno, Cordillera Principal de Chile Central: Microsismicidad y geología superficial. Memoria para optar a título de geóloga, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 90p.

Griffith, W.A., Sanz, P.F., Pollard, D.D. 2009. Influence of outcrop scale fractures on the effective stiffness of fault damage zone rocks. *Pure and Applied Geophysics* 166, p. 1595-1627.

Griffith, W.A., Nielsen, S., Di Toro, G., and Smith, S.A.F. 2010. Rough faults, distributed weakening, and off-fault deformation. *Journal of Geophysical research*, v.115, B08409.

Gudmundsson, A., Berg, S.S., Lyslo, K.B., Skurtveit, E., 2001. Fracture networks and fluid transport in active fault zones. *J. Struct. Geol.* 23, 343–353. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00100-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00100-0).

Haberland, C., Rietbrock, A., Lange, D., Bataille, K., and Hofmann, S. 2006. Interaction between forearc and oceanic plate at the south-central Chilean margin as seen in local seismic data, v. 33, 1-5, doi: 10.1029/2006GL028189.

Hedenquist, J.W., and Richards, J.P. 1998. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits: *Reviews in Economic Geology*, v. 10, p. 235-256.

Hevia, A. 2014. Evolución tectono-estratigráfica de depósitos cenozoicos en la cuenca río Teno, vertiente occidental de la Cordillera Principal. Memoria de Título. Universidad de Chile. 63 p. Santiago.

Hill, K.C., Kendrick, R.D., Crowhurst, P.V., and Gow, P.A. 2002. Coppergold mineralization in New Guinea: Tectonics, lineaments, thermochronology and structure: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 49, p. 737-752.

Holliday, J.R., and Cooke, D.R. 2007. Advances in geological models and exploration methods for copper  $\pm$  gold porphyry deposits, in Milkereit, B., ed., *Proceedings of*

Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration: Toronto, Prospectors and Developers Association of Canada, p. 791-809.

Howell, F., and Molloy, J. 1960. Geology of the Braden Orebody, Chile. *Economic Geology*, v. 55, p. 863-905.

Irarrazaval, V., Sillitoe, R.H., Wilson, A., Toro, J.C., Robles, W., and Lyall, G. 2010. Discovery history of a giant, high-grade, hypogene porphyry copper molybdenum deposit at los Sulfatos, Los Bronces-Río Blanco district, central Chile: *Society of Economic Geologist Special Publication v.15*, p. 253-269.

Iturrieta, P., Hurtado, D.E., Cembrano, J., Stanton-Yonge, A. 2017. State of stress and slip partitioning in a continental scale strike-slip duplex: Tectonic and magmatic implications by means of finite element modeling. *Earth and Planetary science letters*. Vol. 473, p. 71-82. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.05.041>.

Jeyarkumaran, M., and Rudnicki, J.W. 1995. The sliding wing crack-again! *Geophysical Research Letters*, v.22, 2901-2904, doi: 10.1029/95GL02072.

Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, v. 20, p. 308-324.

Kay, S.M., and Kurtz, A. 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Informe Inédito para CODELCO Chile, 180 p.

Kay, S.M., Mpodozis, C., and Coira, B. 1999. Magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S Latitude): *Society of Economic Geologists Special Publication 7*, p. 27-59.

Kay, S.M., Godoy, E., and Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 67-88.

Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P., Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the Northern Neuquén Basin, en: Kay, S.M., and Ramos, V. (eds) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S). Geological Society of America Special Papers 407, p. 19-60.

Keller, T., May, D.A., Kaus, B.J.P. 2013. Numerical modelling of magma dynamics coupled to tectonic deformation of lithosphere and crust. *Geophysical Journal International* 195, p. 1406-1442.

Khashgerel, B.E., Kavalieris, L., and Hayashi, K. 2008. Mineralogy, textures, and whole-rock geochemistry of advanced argillic alteration: Hugo Dummett porphyry Cu-Au deposit, Oyu Tolgoi mineral district, Mongolia: *Mineralium Deposita*, v.43, p. 913-932.

Klöhn, C. 1960. Geología de la cordillera de los Andes de Chile Central. *Boletín N°8*, 95 p. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile.

Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Heslop, D. 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization: *Earth and Planetary Science Letters* 189, p. 269-276.

Lang, J.R., Stanley, C.R., and Thompson, J.F.H. 1995. Porphyry copper-gold deposits related to alkalic igneous rocks in the Triassic-Jurassic arc terranes of British Columbia: *Arizona Geological Society Digest* 20, p. 219-236.

Leisen, M., Barra, F., Romero, R., Morata, D., Reich, M. 2015. Geocronología U-Pb de circones mediante ablación laser acomplado a un ICP-MS multicolector: 118 Metodología utilizada en el Laboratorio Geoquímica Isotópica del Centro Fondap CEGA, Universidad de Chile. XVI Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile.

Lillo, J., Oyarzún, R. 2013. Geología estructural aplicada a la Minería y exploración minera, Principio Básicos. Ediciones GEMM. 210 p.

- Lindsay, D. D., Zentilli, M., and Rojas de la Rivera, J., 1995, Evolution of an active ductile to brittle shear system controlling mineralization at the Chuquicamata porphyry copper deposit, northern Chile: *INT. GEOL. REV.*, V. 37, p. 945-958..
- Malbrán, F. 1986. Estudio geológico-estructural del área del río Clarillo, con énfasis en la Formación Coya-Machalí, hoy del río Tinguiririca, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 221 p.
- Maksaev, V. 2001. Reseña metalogénica de Chile y de los procesos que determinan la metalogénesis Andina. 63p.
- Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J., and Zentilli, M. 2004. New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb, Ar/Ar, Re-Os and fission track dating: Implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit: *Society of Economic Geologist Special Publication 11*, p. 15-54.
- Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J. & Zentilli, M. 2004. New Chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb,  $Ar^{40}/Ar^{39}$ , Re-Os and Fission- Track Dating: Implications for the evolution of a supergiant Porphyry Cu-Mo Deposit. *Society of Economic Geologist. Special Publication 11*, p. 0000-0000.
- Marret, R.A. and Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic Analysis of Fault-Slip Data. *Journal of Structural Geology*, 12, 973-986.
- Mathwork Inc. (2014). MATLAB. High performance numeric computation and visualization software. Release version 4.2.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., and Nicolescu, S. 2005. World skarn deposits: *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, p. 299-336.
- Meiner, L.D. 2006. Gold in skarns related to epizonal intrusions: *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 347-375. Magmatic fluids: *Economic Geology*, v. 98, p. 147-156.
- Meyer, C., and Hemley, J.J. 1967. Wall rock alteration, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, Holt, Rinehart and Winston, p. 166-235.

Mitchell, T.M., Faulkner, D.R., 2012. Towards quantifying the matrix permeability of fault damage zones in low porosity rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 339–340, 24–31. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.05.014>.

Mosolf, J.G., Gans, P.B., Wyss, A.R., Cottle, J.M., 2011. Detailed geologic field mapping and radiometric dating of the Abanico Formation in the Principal Cordillera, central Chile: Evidence of protracted volcanism and implications for Cenozoic tectonics, en: AGU Fall Meeting Abstracts. abstract #V13C–2623.

Mosolf, J.G. 2013. Stratigraphy, structure, and geochronology of the Abanico Formation in the Principal Cordillera, Central Chile: Evidence of protracted volcanism and implications for Andean tectonics, PhD Thesis. University of California.

Mpodozis, C., and Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina in Ericksen, G.E., Pinochet, C., and Reinemud, J.A., eds., *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*: Houston, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, p. 59-90.

Mpodozis, C., and Cornejo, P. 2012. Cenozoic Tectonics and Porphyry copper systems of Chilean Andes, 329-360.

Mutlu, O., Pollard, D.D. 2007. On the patterns of wing cracks along an outcrop scale flaw: A numerical modeling approach using complementarity. *Journal of Geophysical research*, v. 113, B06403.

Niemeyer, H., Munizaga, R. 2008. Structural control of the emplacement of the Portrerillos porphyry copper, central Andes of Chile: *Journal of South American Earth Sciences*, v.26, p. 261-270.

Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D., Levi, B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'–33°45'S). *Geol. Soc. Am. Bull.* 115, 1523-1537.

Ossandón, G., Fréaut, R., Gustafson, L.B., Lindsay, D.D., and Zentilli, M. 2001. Geology of the Chuquicamata mine, A progress report: *Economic Geology*, v. 96, p. 249-270.

Otsubo, M., Sato, K., Yamaki, A. 2006. Computerized identification of stress tensors determined from heterogeneous fault-slip data by combining the multiple inverse method and k-means clustering. *J.Struct. Geol.* 28, 991-997.

Otsubo, M., Yamaji, A., and Kubo, A. 2008. Determination of stresses from heterogeneous focal mechanism data: An adaptation of the multiple inverse method. *Tectonophysics*, 457, 150-160.

Parada, R. 2008. Análisis estructural del borde oriental de la Cuenca Terciaria de Abanico en el valle del río Teno, VII región. Memoria para optar al título de geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 74p.

Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, P., Veloso, E., Arancibia, G., Roquer, T. 2016. Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe-Ofqui fault system, Chile. *Tectonophysics* 680, p. 192-210.

Perelló, J., Carlotto, V., Zaráte, A., Ramos, P., Posso, H., Neyra, C., Caballero, A., Fuster, N., and Muhr, R. 2003 a. Porphyry-style alteration and mineralization of the middle Eocene to early Oligocene Andahuaylas-Yauri belt, Cuzco region, Perú: *Economic Geology*, v. 98, p. 1575-1605.

Perelló, J., Neyra, C., Posso, H., Zárate, A., Ramos, P., Caballero, A., Martini, R., Fuster, N., and Muhr, R. 2004 a. Cotabambas: Late Eocene porphyry copper-gold mineralization southwest of Cuzco, Perú: *Society of Economic Geologist Special Publication 11*, p. 213-230.

Perreló, J. 2006. Metallogeny of major copper deposits and belts in the North and South American Cordillera [abs]: Backbone of the Americas. Patagonia to Alaska, GSA

Specialty meeting No 2, Mendoza, Argentina, 2006, Abstracts with programs: Asociación Geológica Argentina and Geological Society of America, p. 83-84.

Piquer, J. 2005. Ambiente geológico del prospecto Infiernillo, Cordillera de Curicó, VII Región. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 100 p.

Piquer, J., Castelli, J.C., Charrier, R., and Yanez, G. 2010. The Cenozoic of the upper Teno River, Cordillera Principal, Central Chile: Stratigraphy, plutonism and their relation with deep structures: *Andean Geology*, v. 37, p. 32-53.

Piquer, J., Skarmeta, J., Cooke, D. 2015. Structural evolution of the Rio Blanco- Los Bronces District, Andes of Central Chile: Controls on stratigraphy, magmatism, and mineralization. *Society of Economic Geologist*, v. 110, p. 1995.2023.

Piquer, J., Berry, R.F., Scott, R.J., Cooke, D.R. 2016. Arc-oblique fault systems: their role in the Cenozoic structural evolution and metallogenesis of the Andes of Central Chile. *Journal of structural Geology*, v 89, p 101-117.

Pollard, D.D. & Fletcher, R.C. 2005. *Fundamentals of structural geology*. XII. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University press.

Potten, J.J. 2015. The geometry, kinematics and timing of magmatic intrusions, in particular dyke intrusion, in the Southern Volcanic Zone of the Andes, Chile. Thesis submitted for the degree of Master of science, Department of Earth Sciences, University College London. 78 p.

Radic, J.P. 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36°-39°S) *Andean Geol.* 37, p. 220-246.

Richards, J.P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation: *Economic Geology*, v. 98, p. 1515 – 1533.

Richards, J.P. 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits, in Porter, T.M., ed., Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective, v. 1: Adelaide, PGC Publishing, p. 7-25.

Rivano, S., and Sepúlveda, P. 1991. Carta Geológica de Chile No 69. Hoja Illapel. SERNAGEOMIN. 131p.

Rivera, O.M., Cembrano, J. 2000. Modelo de formación de las cuencas volcano-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: el caso de las cuencas Oligo-Miocenas de Chile Central y su relación con estructuras NWW-NW (33°00-34°30'S). In Congreso Geológico Chileno, No.9, Actas, Vol. 2, p.631-636. Puerto Varas.

Rohrlach, B.D., and Loucks, R.R 2005. Multi-million year cyclic ramp-up of volatiles in a lower crustal magma reservoir trapped below the Tampakan copper-gold deposit by Mio-Pliocene crustal compression in the southern Philippines, in Porter, T.M., ed., Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective: Adelaide, PGC Publishing, v. 2, p. 369-407.

Roquer, T., Arancibia, G., Rowland, J., Iturrieta, P., Morata, D., & Cembrano, J. (2017). Fault-controlled development of shallow hydrothermal systems: Structural and mineralogical insights from the Southern Andes. *Geothermics*, 66. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.12.003>

Rusk, B.G., Reed, M.H., Dilles, J.H., Klemm, L.M., and Heinrich, C.A. 2004. Compositions of magmatic hydrothermal fluids determined by LAICP-MS of fluid inclusions from the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, MT: *Chemical Geology*, v. 210, p. 173-199.

Saéz, M. 2009. Caracterización estructural y geotecnica de los niveles superiores de la mina este del yacimiento Los Pelambres. Memoria para optar al título de geólogo. Departamento de geología, Universidad de Chile, Santiago. 84 p.

- Sánchez-Alfaro, P., Reich, M., Driesner, T., Cembrano, J., Arancibia, G., Pérez-Flores, P., Campos, E. 2016. The optimal Windows for seismically-enhanced gold precipitation in the epithermal environment. *Ore Geology Reviews*, 79, 463-473.
- Sato, K. and Yamaji, A. 2006 a. Embedding stress difference in parameter space for stress tensor inversion: *Journal of Structural Geology*, 28, p. 957-971.
- Sato, K. and Yamaji, A. 2006 b. Uniform distribution of points on a hypersphere for improving the resolution of stress tensor inversion: *Journal of Structural Geology*, 28. P-972-979.
- Sellés, D., Gana, P. 2001. Geología del área de Talagante-San Francisco de Mostazal. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geológica Básica, v.4.
- Sernageomin, 2003. Carta Geológica de Chile (1:1.000.000). Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital 4.
- Shinohara, H., Kazahaya, K., and Lowenstern, J.B. 1995. Volatile transport in a convecting magma column: Implications for porphyry Mo mineralization: *Geology*, v.23, p. 1091-1094.
- Shinohara, H., and Hedenquist, J.W. 1997. Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu-Au deposits, Philippines: *Journal of Petrology*, v.38, p. 1741-1752.
- Sibson, R.H. 1974. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. Department of Geology, Imperial College, London.
- Sibson, R.H. 1985. Stopping of earthquakes ruptures at a dilational fault jogs. *Nature*. 316, p. 248-251.
- Sibson, R.H., Robert, F. y Poulsen, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16, 551-555.

Sibson, R.H., 1990. Faulting and fluid flow. En: Fluids in Tectonically Active Regimes of the Continental Crust. Nesbitt, B.E. (Ed.), Short Course, Mineralogical Association of Canada, Vancouver, 93-132.

Sibson, R.H. 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, 18(8), 1031-1042.

Sillitoe, R.H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 67, p. 184-197.

Sillitoe, R.H. 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 68, p. 799-815.

Sillitoe, R.H., and Gappe, I.M., Jr. 1984. Philippine porphyry copper deposits: Geologic setting and characteristics: Bangkok, Thailand, United Nations ESCAP, CCOP Technical Publication 14, 89 p.

Sillitoe, R.H. 1993. Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features: *Geological Association of Canada Special Paper* 40, p. 403-417.

Sillitoe, R.H. 1998. Major regional factors favouring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits, in Porter, T.M., ed., *Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: A global perspective*: Adelaide, Australian Mineral Foundation, p. 21-34.

Sillitoe, R.H. 2002. Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration: *Mineralium Deposits*, v. 37, p 4-13.

Sillitoe, R.H., and Perelló, J. 2005. Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogenic, exploration, and discovery: *Economic Geology* 100<sup>th</sup> Anniversary Volume, p. 845-890.

Sillitoe, R.H. 2010. Porphyry copper systems: *Society of Economic Geology*, v. 105, p. 3-41.

Singer, D. A., Berger, V. I., y Moring, B. C. 2008. Porphyry copper deposits of the world - Database and grade and tonnage models. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1155.

Skewes, A.M., and Stern, R.C. 1995. Genesis of the Giant late Miocene to Pliocene Copper deposits of Central Chile in the context of Andean Magmatic and Tectonic Evolution. *International Geology Review*, v. 37, p. 893-909.

Skewes, A.M., Arévalo, A., Floody, R., Zuñiga, P.H., and Stern, C.R. 2002. The giant El Teniente breccia deposit: Hypogene copper distribution and emplacement: *Society of Economic Geologist Special Publication 9*, p. 299-332.

Somoza, R., Ghidella, M. E. 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western south America revisited. *Earth and Planetary Science letters*. Vol. 331-332, p. 152-163. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.003>.

Spagnuolo, M.G., Litvak, V.D., Folguera, A., Bottesi, G., Ramos, V.A. 2012 b. Neogene magmatic expansión and mountain building processes in the southern Central Andes, 36-37°S, Argentina. *J. Geogyn.* 53, p. 81-94.

Stanton-Yonge, A., Griffith, W.A., Cembrano, J., Julien, R. St., Iturrieta, P. 2016. Tectonic role of margin-parallel and margin-transverse faults during oblique subduction in the southern Volcanic zone of the Andes: Insights from Boundary Element Modeling. *Tectonics*. Doi: 10.1002/2016TC004226.

Steketee, J. 1958a. On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium. *Can. J. Phys.* 36, p.192-205.

Takada, A. 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 13,563-13,573.

Tapia, F. 2015. Evolución tectónica y configuración actual de los Andes centrales del sur (34°45'-35°30'S). Tesis para optar al grado de doctor en ciencias, mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 344p.

Teyssier, C., Tikoff, B., Markley, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics.

*Geology* 23, 447–450. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023b0447:OPMACTN2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023b0447:OPMACTN2.3.CO;2).

Thiele, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Serv. Nac. Geol. Y Minería. Carta geológica Chile 29, 21 p.

Tikoff, B., Fossen, H. 1993. Simultaneous pure and simple shear: the unifying deformation matrix. *Tectonophysics*, 217, p. 267-283.

Tikoff, B., Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement- field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, v 16, No 11, p 1575-1588.

Titley, S.R. 1982. The style and progress of mineralization and alteration in porphyry copper system: American Southwest, in Titley. S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, p. 93-116.

Toro, J.C., Ortuzar, J., Zamorano, J., Cuadra, P., Hermosilla, J., and Sprohnele, C. 2012. Protracted magmatic-hydrothermal history of the Rio Blanco-Los Bronces district, central Chile: Development of world's greatest known, concentration of copper: *Society of Economic Geologist Special Publications* 16, p. 105-126.

Tosdal, R.M., and Richards, J.P. 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: *Reviews in Economic Geology*, v.14, p. 157-181.

- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489, p. 258-273.
- Twiss, R.J., Moores, E.M., Freeman, W.H & Co. 1992. *Structural geology*, San Francisco, 532p.
- Veloso, E.E., Anma, R., Yamaji, A. 2009. Ophiolite emplacement and the effects of the subduction of the active Chile Ridge System: Heterogeneous paleostress regimes recorded in the Taitao Ophiolite (Southern Chile): *Andean Geol.* 36, p. 3-16.
- Veloso, E.E., Gomila, R., González, R., Cembrano, J., Jensen, E., Arancibia, G. 2015. Stress fields recorded on large-scale strike slip faults systems: effects on the tectonic evolution of cristal slivers during oblique subduction. *Tectonophysics* 664, 244-255.
- Vergara, M., and Drake, R. 1979 b. Evidencias de periodicidad en el volcanismo cenozoico de los Andes centrales, *Actas, Primer Congreso Geológico Chileno*, p. F153-F161, Santiago.
- Von Huene, R., and Scholl, D.W. 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust: *Reviews of Geophysics*, v.29, p. 279-316.
- Warnaars, F.W., Holmgren, C., and Barassi, S. 1985. Porphyry copper and tourmaline breccias at Los Bronces-Río Blanco, Chile: *Economic Geology*, v. 80, p. 1544-1565.
- Weatherley, D.K., Henley, R.W., 2013. Flash vaporization during earthquakes evidenced by gold deposits. *Nat. Geosci.* 6, 294± 298. doi:10.1038/ngeo1759
- Wilson, A.J., Cooke, D.R., and Harper, B.R. 2003. The Ridgeway gold-copper deposit: A high-grade alkali porphyry deposit in the Lachlan fold belt, New South Wales, Australia: *Economic Geology*, v. 98, p. 1637-1666.
- Woodcock, N.H., and Fischer, M. 1986. Strike-slip duplexes: *Journal of Structural Geology*, 25, p. 725-735.

Woodcock, N.H., Omma, J.E., and Dickson, J.A.D. 2006. Chaotic breccia along the dent fault NW England: imposition or collapse of a fault void? *Journal of the Geological Society of London*, 163, p.431-446.

Yamaji, A. 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal Structural Geology* v.22, p. 441-452.

Yamaji, A., and Sato, K. 2006. Distances for the solutions of the stress tensor inversion in relation to misfit angles that accompany the solutions. *Geophysical Journal International*, 167, p. 913-942.

Yáñez, G. A., Gana, P., and Fernández, R. 1998. Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile central. *Revista geológica de Chile*, p 174-198.

Zapatta, F. 1995. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructura del área de Termas del Flaco, Valle del río Tinguiririca, VI región, Chile. Memoria. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 122p.

Zurita, E. 1999. Historia de enterramiento y exhumación de la Formación Abanico = Coya Machalí, Cordillera Principal, Chile Central. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 156 p.

Zurita, E., Muñoz, N., Charrier, R., Harambour, S., Elqueta, S. 2000. Madurez termal de la materia orgánica de la Formación Abanico = Coya Machalí, Cordillera Principal, Chile. 179 Central: Resultados e interpretación. *Actas IX congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*, v.1, p. 726-730.

## **ANEXOS**

## Anexo 1: Observaciones de Terreno

### Anexo 1.1: Observación Litología Regional

ID	UTM E	UTM N	m.s.n.m	Litología	Alteración	Mineralización	Observaciones
1	366534	6120607	1774	Toba cristalina	Argílica Supergena	plg, ojos de qz	Ambos lados del río se observan rocas volcánicas
2	369077	6123616	1966	Lavas y tobas sobreyaciendo a calizas	-	-	Lado W no concuerda en litología, se observa secuencia volcánica con lentes de areniscas rojas
3	369105	6123614	1980	Lavas andesíticas vesiculares con minerales de metamorfismo de bajo	-	-	-
4	367699	6122555	1845	Tobas	Argílica	Arcillas blancas-clpy-especularita diseminada	-
5	365835	6120320	1784	Lavas andesíticas	Argílica débil	-	Foliación dirección 170/75
6	364063	6111854	1902	Lavas andesíticas y litoarenitas	-	-	Pertenece a Formación Río Damas
7	363148	6112175	2023	Lavas andesítica	-	-	Al NE se observan lavas jurásicas y al SW estratificaciones de lavas Cretácico u Oligoceno (N40W/37S)
8	363222	6112183	2017	Lavas andesíticas	-	-	Posiblemente del Jurásico
9	361814	6110683	2222	Toba lítica dacítica	-	-	Presencia de celadonita
10	363194	6117462	1409	Arenisca	-	-	Vetillas de yeso
11	363458	6115813	1607	Toba riódacítica lítica	-	-	Posiblemente del Jurásico
12	364027	6114642	1535	Toba lítica	-	-	Posiblemente del Jurásico
13	363621	6116170	1471	Depósito sedimentario polimictico	-	-	Mal seleccionado (arcillas)
14	363311	6116513	1479	Lavas andesíticas con tobas	-	-	Veta celadonita o silice
15	353321	6116872	1440	Toba lítica andesítica intercalada con flujo	Supergena	-	-
16	362084	6118162	1505	Toba lítica	-	-	Hacia el E tobas liticas y hacia el W se observa BRCU (contacto por Falla el Baule)
17	362984	6117791	1414	Areniscas	-	-	BRCU
18	361951	6120146	1343	Lavas andesíticas	-	-	Posiblemente Formación Abanico
19	362044	6118166	1514	Areniscas	-	-	BRCU
20	362172	6118088	1524	Tobas liticas	-	-	-
21	362248	6118092	1498	Lutita, arenisca	-	-	Techo secuencia BRCU

## Anexo 1.2: Litología y Alteración zona de estudio.

ID	UTM E	UTM N	m.s.n.m	Litología	Alteración	Mineralización	Observaciones
1	354822	6120785		Andesita	Potasica	Py	-
2	354744	6120785		Andesita	Filica	-	-
3	354444	6120651		Granodiorita	Filica	Qz-Sr	-
4	353870	6120410		-	Propilitica	cl-ep-mg	-
5	354550	6120570		Intrusivo	Argilica avanzada	py oxidada, ojos de qz, feldspatos destruidos	-
6	354863	6121114		Andesita	Propilitica	cl-ep	-
7	354490	6120920		-	Filica tardía	-	-
8	353640	6120660		-	Propilitica	cl-ep	-
9	353582	6120109		-	Argilica intermedia	qz, sr y ox de fe	-
10	354617	6120660		-	Propilitica	cl-ep	No hay py
11	354830	6120660		Intrusivo	-	-	Dique
12	354120	6120566		Granodiorita	Potasica	qz, py y bt sec	-
13	354570	6120407		Intrusivo	Filica	Qz-Sr	Dique
14	354640	6120294		-	Propilitica	cl-ep	-
15	354679	6120552		-	Filica	-	-
16	354732	6120624		-	Argilica intermedia	-	-
17	359232	6120341		-	Filica	Qz-Sr	-
18	355882	6120936		-	Potasica	-	-
19	354890	6120681		-	Sin alt	-	-
20	354937	6120741		-	Propilitica	-	-
21	354890	6120681		-	Potasica	bt-mg-ep	-
22	354937	6120741		-	Propilitica	cl-ep	Punto de transición
23	353960	6120445		-	-	py-cl-ep-alb-sr	Transición
24	333906	6125813		-	Potasica	py-mg	-
25	333901	6125798		Granodiorita	Filica	Qz-Sr-aplita	Apoñisis
26	354832	6120782	1134	Andesita	Filica-Potasica	bt-py-cpy	Qz, Sr sobreimpuesto
27	354420	6120563	1193	Porfido dacítico	Silicicatada	py-anf	Fantasma de anf bt y py
28	354530	6120570	1210	Granodiorita	Argilica	qz	-
29	354868	6121114	1139	Andesita	Propilitica	cl-ep-py	Vetillas de alb-ep
30	354632	6121101	1150	Andesita	Cl-sr-silice	py	Vetillas de py
31	354625	6121179	1150	Toba andesítica	Propilitica	cl-py	-
32	354500	6121050	1150	Toba cristalina	Filica	qz-sr	-
33	354490	6120923	1137	Granodiorita	Filica	qz-alb-sr	Vetillas qz alb
34	354310	6120830	1125	Lava	Filica sobre potasica	-	Ox cu
35	354271	6120820	1128	Toba andesítica	Propilitica	py	-
36	354197	6120804	1111	Toba andesítica	Silicicatada	py	-
37	353640	6120060	1340	Toba cristalina	Metamorfismo	cl-ep-alb	-
38	355212	6121140	1146	Lava y dique andesítico	Sin alt	alb-ep-cl	Vetarrones de alb ep con halo de cl
39	355224	6121185	1266	Autbrecha Andesítica	-	-	-
40	354617	6120660	1198	Granodiorita	Silicicatada	Qz-Arcillas, py	py diseminada y en vetillas <5%
41	354433	6120660	1123	Intrusivo	Filica	Qz	Vetas macizas de qz
42	354119	6120566	1118	Toba	Propilitica	cl-ep-py-mt-alb-qz	diseminado y microvetillas de py
43	354230	6120450	1172	Toba o brecha hidrotermal	Silicicatada	qz-limonitas	-
44	354570	6120407	1240	Toba	Filica	-	-
45	354640	6120294	1320	Toba	Argilica	Py	-
46	354744	6120343	1340	Toba cristalina	Filica	Py	-
47	354679	6120624	1207	Toba	Filica	limonitas	-
48	354732	6120624	1192	Toba	Potasica	bt-mt-py	-
49	359232	6120341	1263	Andesita	Propilitica	cl-ep	-
50	357121	6120413	1225	Andesita	Potasica	bt-mt-ca-anf	Cornea
51	355995	6120876	1183	Toba andesítica	Propilitica	cl-ep	Metasomatismo o hidrotermal
52	355882	6120936	1176	Toba cristalina	Propilitica	cl-ep	vetillas de ep
53	354890	6120681	1207	Toba	Potasica	bt-mt-ca	retrogrado sobre alt potasica
54	354937	6120741	1200	Lava	Propilitica	cl-ep-py	-
55	354966	6120782	1200	Toba cenizas	-	-	-
56	354107	6120461	1145	Andesita	Potasica	bt-mg-cl	vetillas finas de cl y alb
57	354098	6120414	1163	-	Filica	silice-sr-hm	-
58	354134	6120334	1222	Granodiorita	Filica	qz	-
59	354132	6120315	1231	Andesita	Propilitica	-	-
60	354184	6120295	1250	Tobas andesítica	Propilitica	py-qz	vetas de qz
61	354210	6120232	1297	Andesita	Argilizada	qz	qz diente de perro
62	354173	6120160	1345	Tobas dacítica	Propilitica	qz-cl-ep-alb-py	py diseminada y bt hojosa
63	354157	6120108	1376	Andesita	Propilitica	py-qz	Sobreimposición filica, presencia especularita
64	353716	6119250		Granodiorita	-	-	-
65	353716	6119250		Dique aplítico	-	-	Bordes con foliación, sin relleno hidrotermal
66	354592	6121514		Brecha hidrotermal	-	-	Presenta granito y roca de caja andesítica, segmentos de vena de qz (15/77)
67	354482	6121126	1117	-	Potasica	mg-bt-py	-
68	355089	6121025	1136	Toba lapilli brechosa	Propilitica	mg-py	-
69	354894	6121443	1026	Andesita	Propilitica	ep-cl-mg	Alteración débil
70	355109	6121025		Andesita	-	-	Se observa un control litológico, lava poco alterada y toba de color verdoso afectado por propilitico
71	355410	6121185		Brecha hidrotermal	Propilitica	alb-ep-cl	Se diferencian eventos, inicial albita y luego fluido rico en metales
72	355430	6121185	1158	Toba de cristalina andesítica	Propilitica	alb-py-cl-ep	Presencia de hematita oxidada, y py diseminada
73	355864	6120928	1160	cristalina	Propilitica	ep-cl-py	Poca presencia de Py
74	354649	6120707	1124	Volcanica	Filico sobreimpuesto a potasico	py-br	-
75	353728	6120396	1105	Lava	Propilitica	cl-ep-mg	-
76	353330	6120500		Lava	Propilitica	mg-py-cl-ep	Alteración débil
77	352841	6120570	1096	Volcanica	Propilitica	ep-cl-mg	Parches de epidota
78	354839	6120761		Toba	Potasica	mg-py-bt	-
79	353655	6120400	1112	Andesita	Propilitica	ep	-
80	353465	6120400		Andesita	Sin alt	-	Plagioclasa y textura porfídica
81	354349	6120576	1167	Contacto roca volcánica y granodiorita	Filica	qz-sr	-
82	354407	6120565	1189	Granodiorita	Filica	qz-sr	Veta de qz con forma diente de perro
83	354516	6120578	1188	Porfido dacítico o roca dacítica	Filica	qz-sr	Vetillas de qz con sutura, relictos de alteración potasica
84	354817	6120772	1130	Volcanica	Potasica-Argilica-Filica	-	Alteración argilica en fracturas y filica sobreimpuesta a potasica
85	356769	6120747	1124	Toba andesítica	Potasica-Filica	py-qz-sr-K-bt	Vetillas con sutura (D veins)
86	354501	6121050	1140	Lavas	Filica	qz-sr-py	-
87	353419	6120474	1113	Lava andesítica	Propilitica	-	-
88	354448	6120652	1112	Granodiorita	Filica	qz-sr	-
89	354614	6120692	1118	Lava andesítica	Filica	-	-
90	354831	6120785	1120	Lava andesítica	Potasica	-	-
91	354107	6120461	1145	Lava andesítica o toba de cristalina	Potasica	bt-mt moderada y cl retrograda	Vetillas de clorita albita final, presencia epidota y goethita, y textura porfídica
92	354098	6120414	1163	-	Silice-sericita	Hematita diseminada > Goethita >> jarosita	Alteración pervasiva
93	354134	6120334	1222	Porfido granodiorítico de anf con ojos de cuarzo	Filica	Goethita, oxidos de cu, pirta y especularita	Halo muestra ambientes reductor
94	354132	6120315	1231	Andesita	Filica	qz, py	Vetas de cuarzo con halo de pirta
95	354184	6120295	1260	Tobas andesítica	Cl-sr-silice	py, qz	Vetas de cuarzo con halo filico
96	354210	6120232	1297	-	Argilica	qz	Vetas tensionales de cuarzo diente de perro y sutura
97	354173	6120160	1345	Tobas dacíticas	cl-ep-alb	py	Pirta diseminada y ojos de cuarzo
98	354157	6120108	1376	-	Propilitica	qz, sr	Sobreimposición filica con vetillas de cuarzo

**Anexo 1.3: Tabla Intrusivos medidos**

ID	UTM E	UTM N	Litología	Actitud	Observaciones
1	354444	6120651	Granodiorita		
2	354830	6120660	Dique		
3	354120	6120566	Granodiorita		
4	354570	6120407	Dique		
5	354550	6120570	Granodiorita		
6	354490	6120923	Porfido granodioritico		
7	354617	6120660	Granito granodiorita alt		
8	354433	6120660	Intrusivo		
9	354346	6120677	Roca ígnea intrusiva, granodiorita		
10	354501	6120660	Roca ígnea intrusiva, granodiorita		
11	354527	6120680	Roca ígnea intrusiva, granodiorita		
12	354625	6120700	Roca ígnea intrusiva, granodiorita		
13	353476	6119881	Dique		
14	353670	6120170	Dique		
15	353873	6120433	Dique		
16	355185	6121127	Dique		
17	353873	6120433	Dique		
18	353716	6119250	Dique granodioritico	89/70	
19	353716	6119250	Dique Aplítico	09/66	
20	354592	6121514	Brecha Hidrotermal	15/77	
21	353159	6119287	Dique	118/70	
22	353183	6118392	Dique	355/66	
23	353183	6118392	Filón	05/22	
24	355239	6121161	Dique	132/79	
25	355239	6121161	Dique	136/75	
26	353582	6120109	Dique	290/89	
27	353813	6120433	Dique Andesitico	163/85	
28	353233	6119269	Dique (filon, trasladado por falla inversa)		
29	355109	6121025	Dique andesitico	320/87	
30	355410	6121185	Brecha Hidrotermal	111/56	falla o relleno de fractura

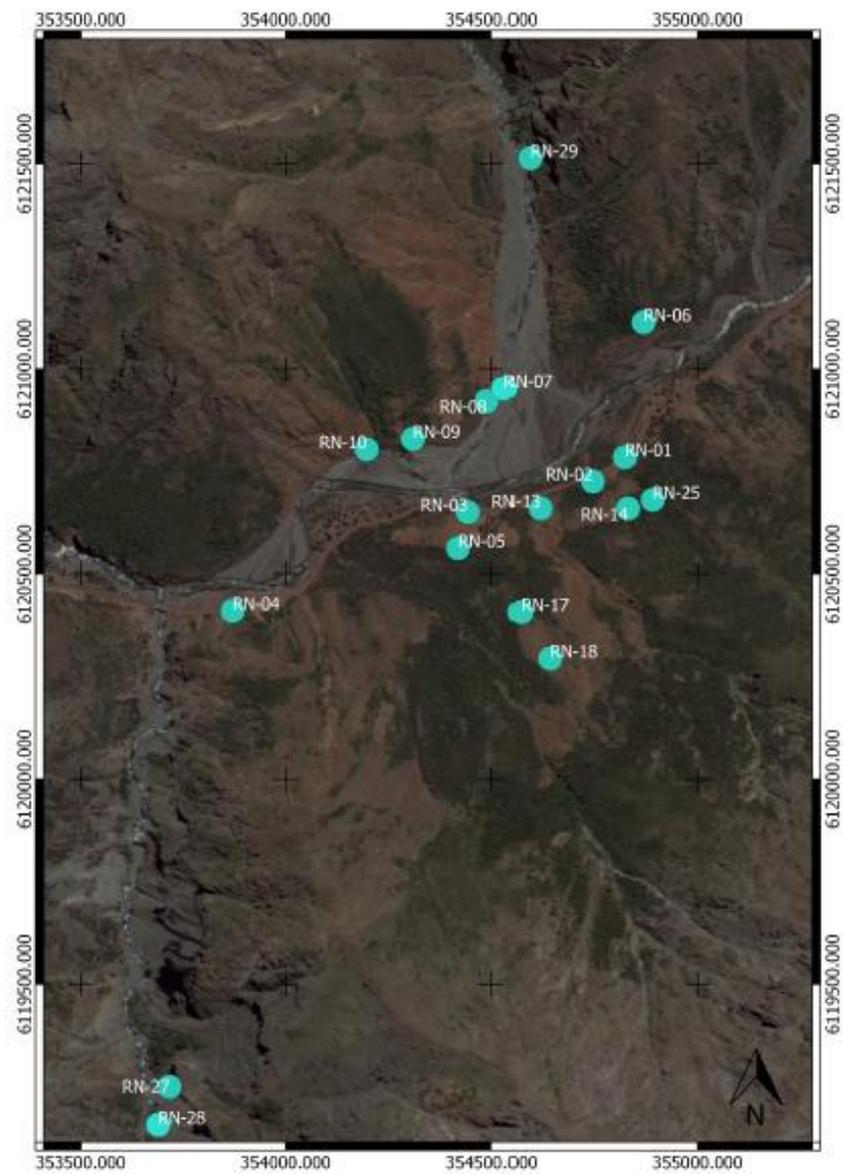
## Anexo 1.4: Tabla Muestras

ID Code	UTM east	UTM north	Elevation	Outcrop	Description	Study	Observations
RN-01	354822	6120785	1115	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Lava andesítica, alteración potásica con presencia de py.	CT-CP/ICP	
RN-02	354744	6120726	1112	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Lava Andesítica, alteración filita, vetillas de cuarzo	CT-CP/ICP	Vetillas de cuarzo con rumbo N36E/46SE
RN-03	354444	6120651	1114	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Posible granodiorita fuertemente alterada, Qz-sercita	CT-CP/ICP	Ojos de cuarzo
RN-04	353870	6120410	1107	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Zona W sistema hidrotermal, alteración cobrita epidota, cúmulos de clorita y magnetita	CT-CP/ICP	Puede ser presencia de pirrotina?
RN-05	354420	6120563	1183	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Pórfido óxido íolítico	CT-CP/ICP	-
RN-06	354868	6121114	1139	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Roca Andesítica con alteraciones de clorita y epidota, presencia vetillas de pirita	CT-CP/ICP	Posible transición de alteraciones clorita sercita
RN-07	354490	6120920	1137	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Alteración intermedia, presencia de pirita (poca) ¿granodiorita?	CT-CP/ICP	Grano fino, presencia de ojos de cuarzo, presencia de sercita y oxidos de fierro
RN-08	354490	6120923	1137	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Roca volcánica?, con vetillas de cuarzo	CT-CP/ICP	Grano fino
RN-09	354310	6120830	1125	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Roca Volcánica, explicaría contacto con alteración e intrusivo.	CT-CP/ICP	-
RN-10	354197	6120804	1111	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Roca Volcánica con alteración sercítica.	CT-CP/ICP	Presencia de cuarzo y sercita
RN-11	355224	6121185	1266	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Autobrechía	Datación	-
RN-12	355224	6121185	1266	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Dique	Datación/CT-CP	-
RN-13	354617	6120660	1200	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Posible granodiorita	Datación/CT-CP	Ojos de cuarzo, y alteración Qs, vetas de cuarzo, fantasmás maficos y presencia de sulfuros
RN-14	354830	6120660	1123	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Dique granodiorítico	D/CT-CP	
RN-15	354120	6120566	1118	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Toba, alt Ct-ep, py, magnetita	ICP	Pequeñas vetillas, determinar si Py esta asociada a mismo evento de Magnetita
RN-16	354230	6120450	1172	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Roca muy silificada, presencia de minerales de Fe oxidados, hematita, jarosita y goethita	ICP	-
RN-17	354570	6120407	1204	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Toba no brechosa?, alt Qz-sercita, Propilito de alta T	CT-CP/ICP	Py, goethita, jarosita y hematita.
RN-18	354640	6120294	1320	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Toba litica, pirita diseminada con algunas vetillas	CT-CP/ICP	Argita intermedia
RN-19	354679	6120552	1207	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Alteración muy penusiva Q-S, posible toba	ICP	-
RN-20	354732	6120624	1192	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Toba de cristales, feldespatos potásicos y presencia de magnetita, sector de alt. Potásica	ICP	-
RN-21	359232	6120341	1263	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Andesita sin presencia de alteración	ICP	-
RN-22	357121	6120413	1225	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Hornfels de biotita, vetillas de arcilla y leve magnetización	ICP	-
RN-23	355995	6120876	1183	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Lava con presencia de Ct-ep, determinar si es hidrotermal o metamorfismo	ICP	Método para determinar los tipos de minerales, guardar parte de la muestra. Epidota sobre fenocristales de plagioclasa, posiblemente ligada a alt. Hidrotermal por aumento de magnetita.
RN-24	355882	6120936	1176	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Toba de cristales, con fragmentos líticos, alt. Ct-ep.	ICP	Pirita diseminada, vetillas de epidota y arcilla, posible capa de sercita, posible zona de transición.
RN-25	354890	6120681	1207	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Toba litica, presencia de magnetita y pirita oxidada, alt. mg-biotita fina?, epidota clara	CT-CP/ICP	
RN-26	354937	6120741	1200	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Toba. Aumento en pirita diseminada, disminución en magnetita, mayor cantidad de clorita epidota	ICP	
RN-27	353716	6119250	-	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Dique granodiorítico infiernillo sector E	CT-CP	
RN-28	353716	6119250	-	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Dique aplítico, bordes fallados, se observa foliación. Sector infiernillo paralelo a falla NS.	CT-CP	
RN-29	354592	6121514	-	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Brecha hidrotermal, espesor 50 cm, subaraleja a falla huemulina, sobreimpresión de fluidos (N36E/77E)	CT-CP	
RN-30	355089	6121025	1136	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Alteración propilitica, vetillas Ct-ep	CT-CP	
RN-31	354834	6121443	1026	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Lavas andesíticas con leve alteración epidota, Ct, mg, corado por vetillas	CT-CP Gx, minerales	
RN-32	355430	6121185	1158	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Toba de cristales andesíticos, vetillas de albita, py diseminada, hematita ox, Ct-ep	Gx, minerales	
RN-33	355864	6120928	1160	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Toba andesítica- dacítica cristalina, ep-Ct diseminada, poco py, alt propilitica	Gx, minerales	
RN-34	354649	6120707	1124	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Alteración filita sobreimpuesta a alteración potásica, volcánica	Ar-Ar	
RN-35	353728	6120396	1105	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Lava con alteración propilitica, Ct-ep, mg	Gx, minerales	
RN-36	353330	6120500	-	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Roca volcánica con ep. Ct, mg, halo propilitico pero débil	Gx, minerales	
RN-37	352841	6120570	1096	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Roca volcánica con ep. Ct, mg, halo propilitico o metamorfico, parches de epidota	Gx, minerales	
RN-38	354839	6120761	-	Río Tero - infiernillo /Huemulina	Alteración potásica, poca bt, vetillas y diseminada de py, posiblemente toba	Ar-Ar	

**Anexo 2: CT-CP**

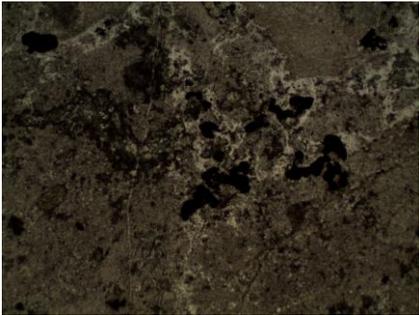
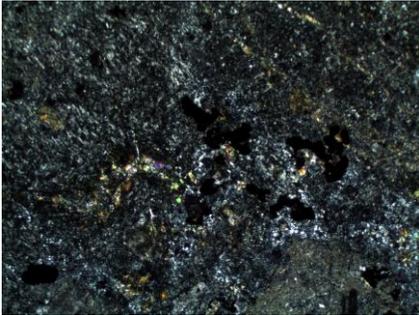
Se realizó la toma de 18 muestras en diferentes puntos de la región de estudio, cuya ubicación se puede observar en la Fig. A.1.0, esto con el fin de corroborar las descripciones realizadas en terreno de litología y alteración. Para esto se realizó un análisis de los cortes transparentes y pulidos junto a un experto, en las tabla adjunta se observan los resultados junto a fotos de cada corte.

**Anexo 2.1:** Mapa de ubicación de muestras a las cual se les realizó CT-CP obtenidas en terreno



A continuación, se presentan las descripciones asociadas a sus fotografías para cada una de las muestras.

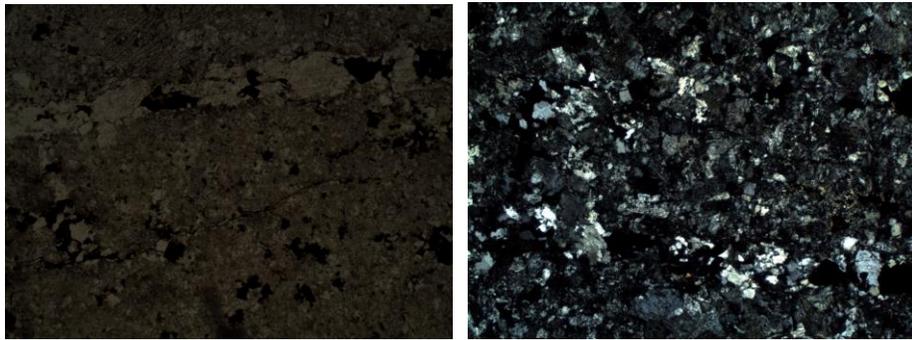
**Anexo 2.2:** Descripción petrográfica y calcográfica realizada para cada muestra.

<b>RN-01</b>	
	
354822 E	6120785 N
<u>Descripción petrográfica</u>	<p>Roca volcánica de textura porfídica con fenocristales de <u>plagioclasa</u> (0,4 a 1,8 mm) tabulares con maclas polisintética, de aspecto sucio, bordes reabsorbidos y microfracturas rellenas con clorita. Se observan relictos de ferromagnesianos, un tipo de ellos preserva algunos bordes rectos posiblemente de una forma subcuadrada (posible <u>piroxeno</u>), que está totalmente convertido a epidota con clorita y cuarzo. Otros máficos de mayor tamaño y también de bordes rectos están totalmente biotitizados y ocasionalmente con biotita (secundaria), cuarzo y sobreimposición de epidota (posible presencia de clinopiroxeno y ortopiroxeno). No se observa ni anfíbolos. Junto a los máficos se observan cristales</p>

	<p>subhedrales de titanomagnetita totalmente oxidados, con hematita ocupando el lugar de los clivajes y el cristal reemplazado incluso por biotita secundaria y clorita.</p> <p>La <u>masa fundamental</u> está formada por microlitos de plagioclasa no orientados en un fondo recristalizado a un agregado felsítico con <u>biotita secundaria</u> fina, que se distribuye heterogéneamente en la muestra, marcando posiciones de máficos originales pequeños.</p> <p>La muestra está cruzada por una venilla recta rellena con cuarzo, <u>clorita</u> y opácos granulares oxidados. En un borde de la muestra se observa una zona con un vetilleo irregular, que brechiza parcial y localmente la roca, compuesto por guías sinuosas de cuarzo con biotita secundaria que en las zonas de mejor desarrollo tienen un centro con <u>epidota</u>, opacos y/o cuarzo grueso.</p>
<b>Nombre</b>	Andesita de piroxeno
Alteración Hidrotermal	Alteración potásica de biotita con retrógrado a clorita-epidota

<p><u>Descripción calcográfica</u></p>	<p>La roca presenta mineralización metálica, que consiste en magnetita con pirita. Se observan relictos de granos originales (accesorios magmáticos) de <u>titanomagnetita</u>, que preservan las marcas del clivaje, ocupados por <u>magnetita</u> pura con abundantes granos de magnetita con <u>pirita</u> alrededor. También se observa la misma asociación en los máficos, en los que se observan algunos granos de <u>calcopirita</u> anhedral (0,05 a 0,1mm) y abundante pirita granular diseminada o cúmulos de 0,3 a 0,5 mm. La mineralización en la masa fundamental consiste en un diseminado fino (&lt; 0,1mm) de granitos anhedrales de pirita y otros de magnetita. Localmente se observó en la masa fundamental un cúmulo de granitos micrométricos redondeados de calcopirita. En las venillas se observa pirita granular, sin presencia de calcopirita.</p>
<p><b>Paragénesis</b></p>	<p>Titanomagnetita – (Magnetita-pirita-calcopirita)</p>
<p>Abundancia relativa</p>	<p>Pirita (1,5 a 2%) &gt; magnetita (1%) &gt;&gt; calcopirita (traza a &gt;0,5%)</p>

## RN-02



354744 E

6120726 N

Descripción petrográfica

Roca de textura oblitera por recristalización, parece preservan una relación inequigranular a porfídica entre los cristales que no sería de tipo volcánico. Se reconocen abundantes plagioclasa (0,3 a 08mm) con maclas polisintéticas, con bordes difusos y alteración leve a sericita, en hojitas finas diseminadas en el cristal. No se observan relictos de máficos, sin embargo, se reconocen cúmulos de clorita ferrosa (birrefringencia azulada) con opacos granulares finos, que podrían marcar la posición original de los máficos, que habrían estado en posiciones

	<p>intersticiales. La fracción más fina de la roca está ocupada por cristales menores de plagioclasa, con bordes poco definidos y extinciones ondulosas, que coexisten con algunos cristales de cuarzo en granos individuales y feldespato potásico, que serían producto de recristalización. La roca presenta cúmulos de opacos angulosos, que corresponden a sulfuros, con bordes finos e inclusiones menores de anhidrita. En torno a estos cúmulos se observa cuarzo granular, abundantes rosetas de clorita, algunas plaquitas de carbonatos sobreimpuestas y óxidos de hierro anaranjados.</p> <p>La roca está cortada por algunas venillas de cuarzo, en mosaico fino, con clorita en rosetas, intercalados con sulfuros angulosos, plaquitas de calcita y escasa anhidrita. En torno a las vetas se observa mayor presencia de anhidrita y calcita.</p>
<b>Nombre</b>	Microdiorita recristalizada
Alteración Hidrotermal	Tardimagmática de feldespato potásico-cuarzo-anhidrita sulfuros, con sobreposición de cuarzo-clorita-calcita-sericita trazas-sulfuros.

<u>Descripción calcográfica</u>	<p>La roca presenta abundante mineralización metálica diseminada y en venillas. Se observa mineralización diseminada de fondo, que consiste en pequeños cristalitos subhedrales de magnetita beige con pirita y cúmulos de pirita pálida de crecimiento bandeado en torno a cavidades vacías angulosas, con óxidos de titanio residual en torno, junto a escasos cristales de rutilo y calcopirita. Sobre la mineralización descrita se sobreponen cristales euhedrales de pirita cúbica, entrecrecida con cristales mayores de calcopirita, que se encuentran principalmente en las venillas y en los cúmulos de mineralización cercano a las venillas.</p>
<b>Paragénesis</b>	Magnetita-pirita-calcopirita (diseminada); pirita-calcopirita (vetillas)
Abundancia relativa	Pirita (6%) > calcopirita (2%) >> magnetita (traza)

## RN-03



354444 E

6120651 N

Descripción petrográfica

Roca porfídica con fenocristales de plagioclasa (0,8-2,0mm) zonadas, alteradas a sericita en guías discontinuas y cúmulos hojosos, y grandes cristales de cuarzo originales de bordes irregulares por la alteración de la masa fundamental. No se observan relictos de máficos, sin embargo, existen cúmulos de clorita hojosa con óxidos de hierro, entre los que se reconocen algunos circones granulares, que marcan las posiciones originales de máficos. La masa fundamental holocristalina conserva algunas plagioclasa menores que comparten espacio con los cúmulos de clorita en rosetas y la fase intersticial está recristalizada a un mosaico de cuarzo homogéneo y hojitas finas de sericita. En la masa se observan importantes cúmulos

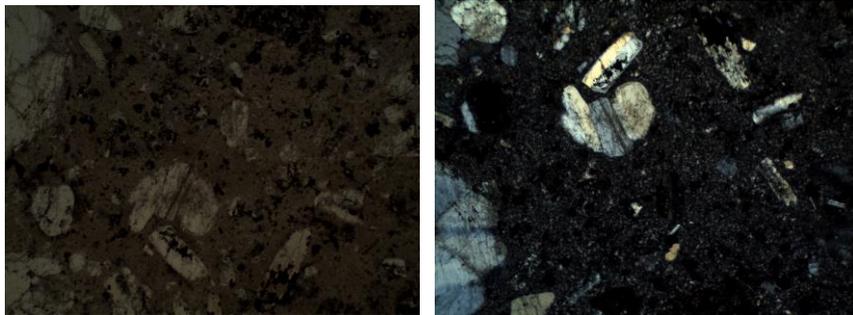
	de muscovita-sericita con clorita, sectores con arcillas aluminosas, opacos granulares finos oxidados y abundantes óxidos de hierro anaranjados. Se observan guías de óxidos de hierro limoníticos anaranjados (abundantes) con algunas limonitas amarillentas y cristalinas de tipo jarosita.
<b>Nombre</b>	Tonalita porfídica con ojos de cuarzo.
Alteración Hidrotermal	Cuarzo-sericita; con menor arcilla y clorita.
<u>Descripción calcográfica</u>	La roca presenta abundantes <u>rutilo</u> residual diseminado en microgránulos. En los cúmulos de alteración se observan granos anhedrales de <u>magnetita</u> beige parcial a totalmente oxidada a hematita blanca y en algunos microgránulos de <u>calcopirita</u> (0,05mm). Se observan también estos microgránulos en las guías de óxidos de hierro, en los que aparecen granos de magnetita con calcopirita, en los que la magnetita está oxidada a hematita terrosa roja y la calcopirita presenta con un grado incipiente de oxidación.
<b>Paragénesis</b>	Titanomagnetita (?) - Rutilo; Magnetita – calcopirita

Abundancia relativa	Magnetita (1%) > calcopirita (Traza a 0,5%)
---------------------	---

<b>RN-04</b>	
	
353870 E	6120410 N
<u>Descripción petrográfica</u>	Roca volcánica con escasos relictos de fenocristales finos de plagioclasa alterados a clorita y con abundante epidota. La mayor parte de la roca está formada por una masa de microlitos de plagioclasa, sin orientación preferencial, que coexisten con pequeños relictos de cristales subcuadrados de piroxeno, que están totalmente alterados a epidota con clorita fibrosa. La fracción más fina de la masa está convertida en granitos de epidota con fibras de clorita y contiene abundantes opacos microgranulares diseminados. La roca presenta abundantes cavidades de formas irregulares alargadas de tipo

	<p>amigdaloidales, totalmente rellenas con epidota, clorita y cuarzo escaso.</p> <p>La muestra presenta una venilla de límites bien definidos, con epidota y clorita en el borde externo, borde interno con actinolita y epidota, centro de cuarzo con agujas de actinolita y algunos cristales subhedrales prismáticos.</p>
<b>Nombre</b>	Andesita de piroxeno
Alteración Hidrotermal	Epidota-clorita, con menor cuarzo y actinolita.
<u>Descripción calcográfica</u>	La roca presenta una disseminación fina de cristales de magnetita subhedral beige. No se observó otras especies metálicas ni disseminadas ni en la vetilla.
<b>Paragénesis</b>	Magnetita
Abundancia relativa	Magnetita (2%)

RN-05



354420 E	6120563 N
<u>Descripción petrográfica</u>	Roca de textura porfídica con alto contraste granulométrico, con fenocristales de plagioclasa tabulares y subcuadradas con rasgos zonados e inclusiones de piroxenos granulares frescos. Se observan también fenocristales de anfíbolos de formas prismáticas y romboidales, que contienen abundantes opacos gruesos (sulfuros) y están recristalizados a otra anfíbola fibrosa, tipo actinolita y epidota. La masa fundamental parece ser de origen vítreo y está desvitrificada a un mosaico fino felsítico de feldespato potásico y cuarzo, con abundantes opacos granulares diseminados y algunos granos de epidota.
<b>Nombre</b>	Andesita porfídica de anfíbola
Alteración Hidrotermal	Epidota.
<u>Descripción calcográfica</u>	La muestra presenta mineralización de fondo que consiste en <u>magnetita</u> granular fina diseminada y pirita bandeada, que se ubica en torno a una cavidad vacía lixiviada. Estas estructuras también están en las anfíbolos y coexisten con granos de magnetita. Localmente se observan cúmulos de granitos de calcopirita, tanto

	en la masa fundamental como en los fenocristales de anfíbola. Se observan algunos cristales más gruesos, euhedrales de pirita.
<b>Paragénesis</b>	Magnetita-pirita-calcopirita; pirita-calcopirita.
Abundancia relativa	Pirita (2%) > calcopirita (0,5%) > magnetita (tr a 0,5).

<b>RN-06</b>	
	
354868 E	6121114 N
<u>Descripción petrográfica</u>	Roca de textura porfírica con fenocristales de plagioclasas (0,8 - 4,1 mm) con hojitas sobrepuestas de biotita secundaria, estos fenocristales esta zonados y fuertemente alterados por sericita. Se observan ortopiroxenos alterados por clorita, epidota y sericita, mientras que los otros no identificados minerales máficos que se encuentran reemplazados por biotita

	<p>secundaria. La fracción más fina de la masa está convertida en cristales de plagioclasas y cuarzo, fuertemente alterados por sericita y contiene abundantes opacos micro granulares diseminados por toda la muestra.</p> <p>La muestra presenta una venilla de límites bien definidos, compuestas exclusivamente por cuarzo secundario. Se observan concentraciones de arcillas compuestas por óxidos de Fe.</p>
<b>Nombre</b>	Andesita de ortopiroxeno
Alteración Hidrotermal	<p>Principalmente presenta una fuerte alteración de clorita y cuarzo-sericita, la muestra está completamente obliterada. En una menor proporción se tiene esmectita-clorita y epidota.</p>
<u>Descripción calcográfica</u>	<p>La roca presenta abundante mineralización metálica diseminada y en venillas. Se observa mineralización diseminada, que consiste en pequeños cristalitas subhedrales-euhedrales de magnetita con pirita y cúmulos de pirita, con óxidos de titanio residual en torno, junto a escasos cristales de rutilo y calcopirita. Sobre la mineralización descrita se sobreponen cristales euhedrales de pirita cúbica, entre</p>

	crecida con cristales mayores de calcopirita, que se encuentran principalmente en las venillas y en los cúmulos de mineralización cercano a las venillas.
<b>Paragénesis</b>	Magnetita-pirita-calcopirita (diseminada en toda la muestra); pirita-calcopirita (vetillas).
Abundancia relativa	Pirita (5%) > calcopirita (3%) >> magnetita (traza)

<b>RN-07</b>	
	
354490 E	6120920 N
<u>Descripción petrográfica</u>	Roca porfídica con fenocristales de plagioclasas fragmentados (0,7 - 2,5mm) con macla polisintética, alteradas fuertemente a sericita y algunas de estas se encuentran zonadas. Además, tiene cristales de cuarzo primario subhedrales, de un tamaño de 0,60 a 0,90 mm. La

	<p>mayor parte de la roca está formada por una masa de microlitos de plagioclasas, sin orientación preferencial, que coexisten con relictos de cristales subcuadrados de piroxena (secciones basales), que están totalmente alterados por con clorita-esmectita fibrosa y por sericita. La fracción más fina de la masa está convertida en granitos de cuarzo con concentraciones de sericita y contiene abundantes opacos microgranulares diseminados. La roca presenta cavidades de formas irregulares alargadas de tipo amigdaloidales, algunas de estas se encuentran totalmente rellenas con epidota, clorita y cuarzo.</p> <p>La muestra presenta una venilla de límites bien definidos, compuestas exclusivamente por cuarzo secundario, posee clorita-esmectita en los contactos entre cristales y minerales opacos diseminados. Se observan concentraciones de arcillas compuestas por óxidos de Fe, que se encuentran de forma heterogénea en la muestra y poseen una tamaño de 0,50 a 0,80 mm.</p>
<b>Nombre</b>	Andesita de piroxeno

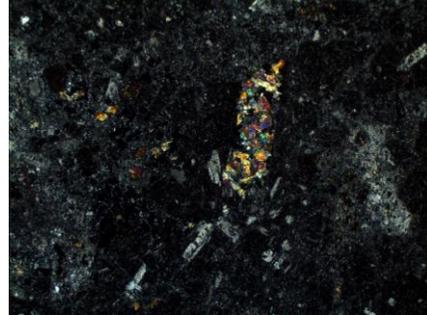
Alteración Hidrotermal	Principalmente presenta una fuerte alteración de cuarzo-sericita, de forma pervasiva. En una menor proporción se tiene esmectita-clorita y epidota.
<u>Descripción calcográfica</u>	La roca presenta abundante mineralización metálica diseminada, esta consiste en pequeños cristalitas de euhedrales a subhedrales de pirita y calcopirita. Sobre la mineralización descrita se sobreponen cristales euhedrales de pirita cúbica, entrecrecida con cristales mayores de calcopirita, que se encuentran principalmente en los cúmulos de mineralización y cristales de diagenita.
<b>Paragénesis</b>	Pirita - Calcopirita
Abundancia relativa	Pirita (7%) > calcopirita (5%) >> diagenita (traza > 0,5%)

<b>RN-08</b>	
	
354490 E	6120923 N

<p><u>Descripción petrográfica</u></p>	<p>Roca porfídica con fenocristales de plagioclasas fragmentados (0,5 - 4,3mm) tabulares con maclas polisintética, de aspecto sucio alteradas fuertemente a sericita y zonadas. La mayor parte de la roca está formada por una masa de microlitos de plagioclasas, sin orientación preferencial, que coexisten con relictos de cristales de maficos, los cuales preservan algunos bordes rectos posiblemente de una forma subcuadrada (posible piroxeno), que está totalmente convertido a clorita-esmectita fibrosa y por sericita. La fracción más fina de la masa está convertida en granitos de cuarzo con sericita, con algunos cristales de prehnita y contiene abundantes opacos microgranulares diseminados. La roca presenta cavidades de formas irregulares alargadas de tipo amigdaloidales, algunas de estas se encuentran totalmente rellenas con epidota, clorita y cuarzo.</p> <p>La muestra presenta una venilla de 5 mm de grosor con límites bien definidos, compuestas exclusivamente por cuarzo secundario, posee clorita-esmectita en los contactos entre cristales y minerales opacos diseminados. De forma</p>
--	---

	perpendicular a la venilla de cuarzo anterior se tiene un venilla de arcillas con oxidos de fierro, esta posee un grosor de 0,25 mm, con bordes sinuosos y en estos se tiene actinolita, clorita-esmectita y minerales opacos.
<b>Nombre</b>	Andesita de Piroxeno
Alteración Hidrotermal	Principalmente presenta una fuerte alteración de cuarzo-sericita, de forma pervasiva. En una menor proporción se tiene esmectita-clorita y epidota.
<u>Descripción calcográfica</u>	La roca presenta abundante mineralización metálica diseminada y en venillas. Se observa mineralización diseminada de fondo, que consiste en pequeños cristalitos subhedrales pirita y calcopirita. Sobre la mineralización descrita se sobreponen cristales euhedrales de pirita cúbica, entrecrecida con cristales mayores de calcopirita, que se encuentran principalmente en las venillas y en los cúmulos de mineralización cercano a las venillas.
<b>Paragénesis</b>	Pirita - Calcopirita
Abundancia relativa	Pirita (7%) > calcopirita (5%)

## RN-09



354310 E

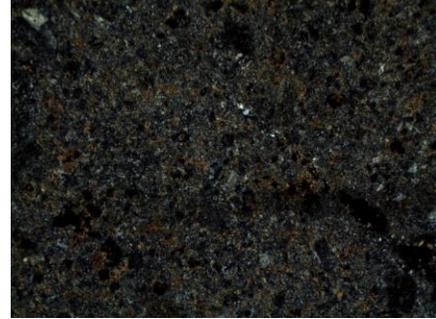
6120830 N

Descripción petrográfica

Roca porfídica con fenocristales de plagioclasas fragmentados (1,1 – 5,0 mm) con macla polisintética, reemplazadas por cuarzo y alteradas fuertemente a sericita y epidota. Presenta cristales relictos de anfíbola (0,6 - 2,0 mm), los cuales se encuentran fuertemente alterados por sericita, epidota y clorita, tanto en el centro como en el borde del cristal y se encuentran arcillas ricas en óxidos de fierro en los alrededores. Se logran identificar relictos de minerales maficos pero debido a la fuerte alteración (esmectita-clorita y sericita) no se logran identificar, estos tienen una forma cuadrada a romboidal, sin bordes definidos y fragmentados. La roca presenta cavidades de formas irregulares alargadas

	<p>de tipo amigdaloidales, las cuales no están rellenas.</p> <p>Se observan concentraciones de arcillas compuestas por óxidos de Fe, que se encuentran de forma heterogénea en la muestra y poseen un tamaño de 0,40 a 1,20 mm. Se encuentran minerales opacos distribuidos de forma homogénea a lo largo de toda la muestra, generalmente se concentran en la masa fundamental y poseen un tamaño desde 0,02 a 0,125.</p>
<b>Nombre</b>	Andesita de anfíbol
Alteración Hidrotermal	Se tiene una fuerte alteración de Albita-Clorita-Epidota, dentro de la cual predomina la presencia de epidota en los fenocristales y en la masa fundamental. En menor proporción se tiene una alteración esmectita clorita, que afecta solo algunos cristales.
<u>Descripción calcográfica</u>	La roca presenta una disseminación fina de cristales de magnetita subhedral beige. No se observó otras especies metálicas ni disseminadas ni en la vetilla.
<b>Paragénesis</b>	Magnetita
Abundancia relativa	Magnetita (5%)

## RN-10



354197 E

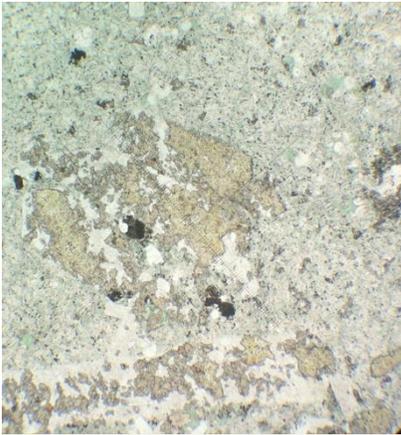
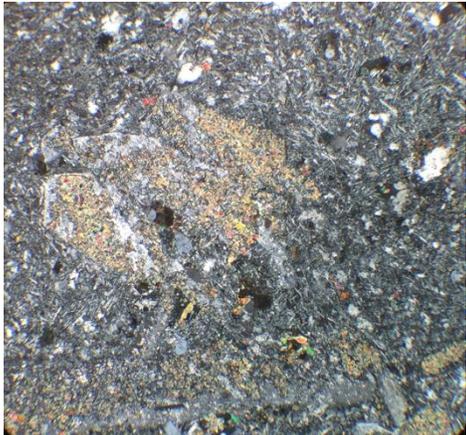
6120804 N

Descripción petrográfica

Roca porfídica con fenocristales de plagioclasas fragmentados (0,9 – 1,8 mm) con macla polisintética, reemplazadas por cuarzo y alteradas fuertemente a sericita y epidota. La fracción más fina de la masa está convertida en granitos de cuarzo y plagioclasas alterados fuertemente por sericita, se identifican algunos cristales de titanita y contiene abundantes opacos micro granulares diseminados. Los minerales máficos se encuentran completamente alterados por sericita y clorita en menor proporción, se logran distinguir algunas anfíbolos con un tamaño de 0,4 a 0,7 mm. La roca presenta cavidades de formas irregulares alargadas de tipo amigdaloidales, las cuales no están rellenas.

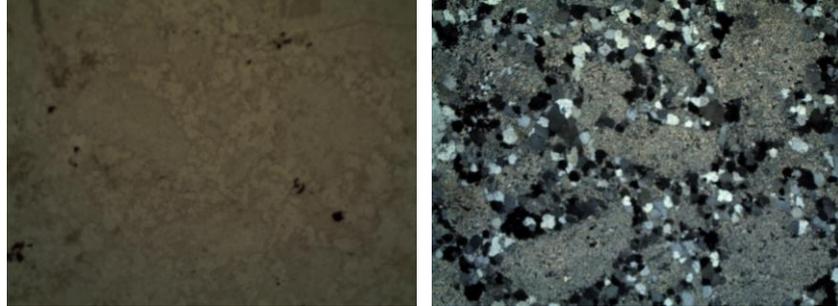
Se identifican 3 tipos de vetillas:

	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. La muestra presenta una venilla de 0,22 mm de grosor con límites bien definidos, compuestas por clorita-esmectita y minerales opacos diseminados.</li> <li>2. De forma paralela a la venilla anterior se tiene una venilla de cuarzo secundario, con bordes sinuosos, en menor proporción posee cristales de clorita-esmectita y minerales opacos diseminados.</li> <li>3. Se tiene una vetilla exclusivamente compuesta exclusivamente por minerales opacos, con un grosor de 0,20 mm, se encuentra de forma perpendicular a las otras dos.</li> </ol>
<b>Nombre</b>	Andesita de anfíbol.
Alteración Hidrotermal	Alteración sericitica, alteración pervasiva.
<u>Descripción calcográfica</u>	<p>La roca presenta mineralización metálica, que consiste en magnetita con pirita. También se observa la misma asociación en los máficos, en los que se observan algunos granos de <u>calcopirita</u> subhedral (0,08 a 0,2 mm) y abundante pirita granular euhedral diseminada o cúmulos de 0,3 a 0,5 mm. La mineralización en la masa fundamental consiste en un diseminado fino (&lt; 0,1mm) de granitos anhedrales de pirita y otros de magnetita. Localmente se observó en la masa fundamental un cúmulo de granitos</p>

	micrométricos redondeados de calcopirita. En las venillas se observa pirita granular, sin presencia de calcopirita.
<b>Paragénesis</b>	Magnetita-pirita-calcopirita
Abundancia relativa	Pirita (6%) > magnetita (3%) >> calcopirita (traza >0,5%)
<b>RN-12</b>	
	
355224 E	6121185 N
<u>Descripción petrográfica</u>	Roca porfídica con fenocristales con tamaño de 1,0 a 5,0 mm, de forma tabular, reemplazadas y alteradas fuertemente a clorita esmectita, epidota y cuarzo, no se logra identificar el mineral primario debido a la fuerte alteración de la epidota (posiblemente de plagioclasas). La fracción más fina de la masa está convertida en granitos de cuarzo y plagioclasas alterados por sericita, se identifican algunos cristales de epidota,

	<p>prehnita y contiene abundantes minerales opacos micro granulares diseminados de forma heterogénea en toda la muestra.</p> <p>Vetas de cuarzo y epidota con bordes sinuosos, con espesor variable desde 1,7 a 3,3 mm.</p>
<b>Nombre</b>	Andesita
Alteración Hidrotermal	Alteración propilitica, en menor medida existe una alteración cuarzo-sericita que altera a la masa fundamental de la muestra. Esta alteración es selectiva, se concentra en los fenocristales de plagioclasas.
<u>Descripción calcográfica</u>	La roca presenta una diseminación fina de cristales de magnetita subhedral beige. No se observó otras especies metálicas ni diseminadas ni en la vetilla.
<b>Paragénesis</b>	Magnetita
Abundancia relativa	Magnetita (3%)

## RN-13



354617 E

6120660 N

Descripción petrográfica

Roca completamente oblitera por la alteración a la que se vio sometida, pese a esta fuerte alteración de los minerales primarios se logra distinguir una textura porfírica en la muestra. Se reconocen fenocristales de plagioclasas con tamaños que van desde los 0,12 mm a 1,0 mm, estas presentan en su mayoría maclas polisintéticas y en menor medida zonación. La masa fundamental se encuentra completamente recristalizada por los minerales de cuarzo y sericita, aun así, se logran diferenciar microlitos tabulares que pertenecen a plagioclasas primarias las cuales han sido completamente alteradas.

La roca está cortada por algunas venillas de cuarzo, poli cristalino y de extinción ondulosa, con cristales de clorita en los

	contactos entre granos y en los bordes de la vetilla. Estas cruzan la muestra en diferentes direcciones, presentan bordes definidos y distintos grosores, que van desde 0,25 mm a 0,8 mm.
<b>Nombre</b>	Andesita
Alteración Hidrotermal	Fuerte alteración pervasiva de sericitacuarzo
<u>Descripción calcográfica</u>	Se tienen minerales opacos de ilmenita, covelina, bornita, arsenopirita, pirrotina y calcopirita diseminadas en toda la muestra. La covelina se encuentra reemplazando a los cristales de bornita.
<b>Paragénesis</b>	Pirrotina y Calcopirita
Abundancia relativa	Pirrotina (1%), calcopirita (>1%), arsenopirita (>1%), ilmenita (1%), bornita (>1%) y covelina (>1%)

## RN-14



354830 E

6120660 N

Descripción petrográfica

Roca completamente obliterada por la alteración cuarzo-sericita esta podría proceder de una roca intrusiva con alto contenido de cuarzo y feldespatos (granito). Se tienen cristales de cuarzo primario y feldespato (ortoclasa), con tamaños desde 1,9 hasta de 3,2 mm, los cuarzos se encuentran fracturados y levemente alterados por la sericita, mientras que los feldespatos se encuentran con una alteración total a parcial. Con respecto a los minerales máficos se tienen cristales de piroxeno (clinopiroxeno) y existen cúmulos de clorita con óxidos de hierro, entre los que se reconocen algunos circones, los cuales marcan las posiciones originales de máficos.

Se tienen vetillas de cuarzo, las cuales se encuentran en múltiples direcciones a lo

	largo de toda la muestra, entre el contacto entre granos existen sericitas y en menor medidas algunos cristales de epidota. En las vetas de cuarzo existen poros, los cuales tienen un tamaño de 0,3 a 4,5 mm y no poseen una forma en particular.
<b>Nombre</b>	Granito
Alteración Hidrotermal	Fuerte alteración cuarzo-sericita, en menor medida existe una alteración por epidotas la cual es más heterogénea en la muestra.
<u>Descripción calcográfica</u>	Se tienen minerales opacos de ilmenita, bornita, covelina diseminada en toda la muestra. La covelina se encuentra alterando a los cristales de bornita.
<b>Paragénesis</b>	Bornita y Covelina
Abundancia relativa	Bornita (>1%), covelina (>1%),

## RN-17



354570 E

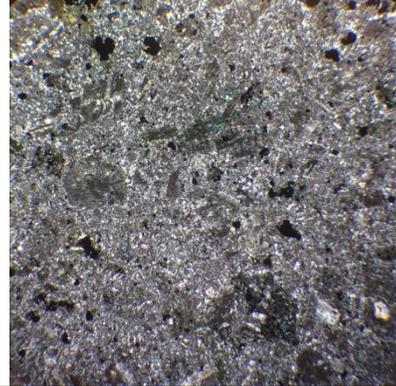
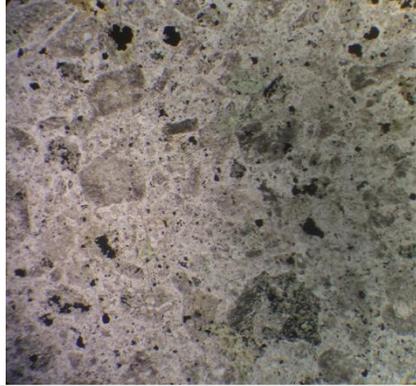
6120407 N

Descripción petrográfica

Roca sedimentaria, con una granulometría arena fina compuesta por: clastos subredondeados a subangulosos (85%), matriz (15%) y poros. Textura clástica, mala selección. Los clastos se distribuyen de manera heterogénea e isótropa en toda la muestra. Los cristales corresponden a cuarzo (55%), feldespatos (34%), plagioclasas (10%), y zircones (>1%), con tamaños que varían entre 2,5 y 0,02 mm. En cuanto a la matriz, es de tamaño arcilla a limo y completamente alterada por sericita. La porosidad visual es baja 3%, con distribución heterogénea, con tamaño poral entre 0,5 y 2,5 mm, clasificándose como macroporos, los cuales se encuentran rellenos parcialmente y totalmente por clorita.

	La matriz además de estar completamente alterada por la sericita y en menor grado por epidota y clorita, tiene vetillas de cuarzo de bordes sinuosos con clorita y óxidos de fierro.
<b>Nombre</b>	Arenisca de cuarzo
Alteración Hidrotermal	Fuerte alteración cuarzo-sericita y clorita en la matriz de la muestra, existen minerales opacos cercanos a la clorita y cúmulos de óxidos de fierro.
<u>Descripción calcográfica</u>	Se tienen minerales opacos de calcopirita, bornita y covelina diseminada en toda la muestra, hematita y oxidos de hierro rellenando espacios.
<b>Paragénesis</b>	Calcopirita con bornita
Abundancia relativa	Calcopirita (2%), hematita (3%), covelina (>>1%), bornita (>>1%)

## RN-18



354640 E

6120294 N

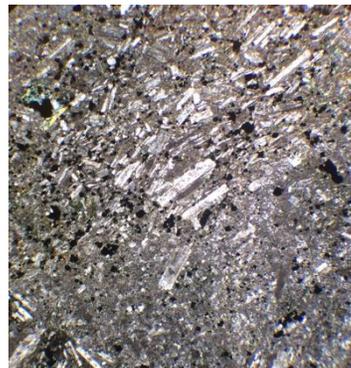
Descripción petrográfica

Toba de cristales de plagioclasas, los cuales poseen macla polisintética y se encuentran fragmentadas, presentan tamaños desde 5,2 mm a 0,08 mm y forman cúmulos de cristales. La masa fundamental es de vidrio volcánico y presenta micro cristales de plagioclasas y cuarzo. Los líticos de la toba son de rocas ígneas intrusiva de composición granítica, con cristales de plagioclasas, cuarzo y biotita, estos líticos presentan una fuerte alteración por la sericita, la cual no es selectiva y afecta principalmente a la plagioclasas.

La muestra presenta amígdalas distribuidas de manera heterogénea en la muestra, estas están rellenas por clorita, fluidos y por minerales opacos.

<b>Nombre</b>	Toba cristalina
Alteración Hidrotermal	La muestra presenta una fuerte alteración selectiva de clorita y clorita-esmectita, esta se concentra en los cúmulos de cristales y cercanos a las amígdalas de la toba. En menor medida, existen cloritas alterando la masa fundamental de vidrio.
<u>Descripción calcográfica</u>	Calcopirita, pirrotina, esfalerita como mineral relicto, pirita euhedral y bornita diseminadas de forma heterogénea en toda la muestra. La mayor concentración de los minerales opacos se concentra en los líticos de la tba.
<b>Paragénesis</b>	Calcopirita con pirita, esfalerita con reflejos internos amarillos con calcopirita.
Abundancia relativa	Esfalerita (5%), pirrotina (3%), calcopirita (>>1%), pirita (>>1%), bornita (>>1%)

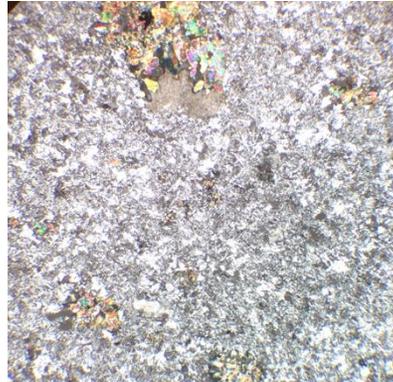
RN-25



354890 E	6120681 N
<u>Descripción petrográfica</u>	<p>Toba lítica, la muestra se encuentra compuesta por líticos cristales y vidrio volcánico. Los cristales son mayoritariamente de plagioclasas con macla polisintética y algunas zonadas, tienen tamaños que van desde los 0,2 mm hasta 4,3 mm, se encuentran fragmentadas y alteradas en los bordes. La masa fundamental está compuesta por vidrio volcánico, el cual está alterado por sericita y clorita. Los líticos son de rocas volcánicas extrusivas de composición andesítica, poseen fenocristales de plagioclasas y alta concentración de minerales opacos diseminados.</p> <p>La muestra presenta amígdalas distribuidas de manera heterogénea en la muestra, estas están rellenas por clorita, fluidos y por minerales opacos.</p>
<b>Nombre</b>	Toba lítica
Alteración Hidrotermal	La muestra presenta una fuerte alteración propilitica en toda la muestra y en menor medida se tiene una alteración de sericita, la cual afecta principalmente a los cristales de plagioclasas

<u>Descripción calcográfica</u>	<p>Se tienen minerales de hematita, arsenopirita y calcopirita. Estos se encuentran de forma diseminada en toda la muestra. La arsenopirita y la hematita presentan bordes de reacción debido a reemplazo de hierro, además, en algunas zonas se puede ver como la hematita está alterando a la arsenopirita por los bordes de esta.</p>
<b>Paragénesis</b>	<p>Arsenopirita y calcopirita; arsenopirita y hematita</p>
Abundancia relativa	<p>Hematita (3%), Arsenopirita (3%) y Calcopirita (1%)</p>

## RN-27



353716 E

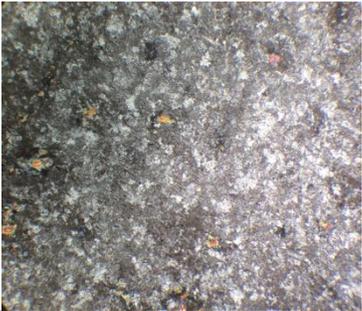
6119250 N

Descripción petrográfica

Dique de composición granodiorítica, en el cual se observan fenocristales de plagioclasas zonadas, cuarzo y feldespatos, con tamaños desde 1,4 mm a 2,6 mm. La matriz está compuesta por microlitos de plagioclasas y cuarzoes, en menor medida se tienen minerales accesorios de titánica, epidota y clorita. Con respecto a los minerales máficos, estos ya no se encuentran pero se tienen cúmulos de epidotas con la forma de estos ferromagnesianos.

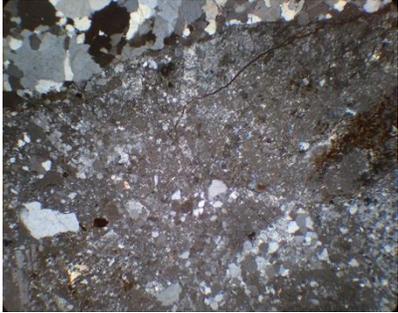
Con respecto a la alteración de sericita a los microlitos, la cual no es pervasiva pero es muy marcada en toda la muestra, la clorita se tiene de forma local y en algunos casos se ve como clorita-esmectita la cual está afectando el borde de los fenocristales.

<b>Nombre</b>	Granodiorita
Alteración Hidrotermal	La muestra presenta una alteración de sericita en toda la muestra y en menor medida se tiene una alteración por clorita y epidota, la cual afecta principalmente a los cristales de plagioclasas y ferromagnesianos.
<u>Descripción calcográfica</u>	Se tienen minerales opacos de calcopirita, covelina y bornita diseminada. Alguno de los cristales de covelina reemplazados por bornita.
<b>Paragénesis</b>	Covelina y bornita
Abundancia relativa	Bornita (3%), calcopirita (>1%) y covelina (>1%)

<b>RN-28</b>	
	
353716 E	6119250 N
<u>Descripción petrográfica</u>	Dique de composición granítica, posee un tamaño de grano muy fino (0,12 – 0,08 mm) en los cuales se observan pequeños

	<p>cristales de cuarzo, feldespato y plagioclasas. La muestra contiene fenocristales de plagioclasas con macla polisintética fuertemente alteradas. Además de las plagioclasas, se tienen otros fenocristales que están completamente alterados por clorita-esmectica y epidota, por lo cual no se logra distinguir el mineral primario al cual pertenece.</p> <p>Se presentan dos vetillas con un grosor de 0,05 mm, la cual está rellena por minerales de alteración, con cristales clorita-esmectita y en menor medida por epidota. No se tienen minerales opacos asociados a esta vetilla, si no que estos se encuentran diseminados en la muestra de manera heterogénea.</p>
<b>Nombre</b>	Dique aplitico de composición granítica.
Alteración Hidrotermal	La muestra presenta una alteración de clorita esmectita, en la cual se tiene una mayor presencia de esmectica, está es una alteración selectiva. Además, se tiene epidota, la cual también altera selectivamente algunos cristales, la alteración es completa por lo tanto no se puede identificar el mineral primario.

<u>Descripción calcográfica</u>	Se tienen minerales opacos de bornita, oxidos de hierro y calcopirita diseminadas en toda la muestra. La roca presenta una exsolucion de bornita con calcopirita en cristales anhedrales.
<b>Paragénesis</b>	Bornita y calcopirita
Abundancia relativa	Pirrotina (1%), calcopirita (>1%), arsenopirita (>1%), ilmenita (1%), bornita (>1%) y covelina (>1%)

<b>RN-29</b>	
	
354592 E	6121514 N
<u>Descripción petrográfica</u>	Brecha, textura clástica, compuesto por clastos (15%), líticos (15%) y matriz (70%). Posee de clastos de cuarzo secundario, los cuales son policristalinos y tienen una extinción ondulosa. Los líticos, son de rocas ígneas extrusivas, de composicion andesitica en los cuales se pueden distinguir fenoristales de

	plagioclasa con la macla polisintética y son de forma angular a subangular. La matriz de la roca está compuesta por una recristalización de cuarzo y en menor medida por arcillas. El cemento es de sílice.
<b>Nombre</b>	Brecha hidrotermal
Alteración Hidrotermal	Fuerte alteración silíceo en la matriz de la roca, en menor medida se tiene una alteración por sericita la cual afecta a toda la muestra. De forma local se tiene clorita, la cual se encuentra cercana a los clastos.
<u>Descripción calcográfica</u>	Se observan cristales de molibdenita subhedral a euhedral, hematita y arsenopirita subhedral a anhedral. Todos los cristales opacos se encuentran diseminados en los clastos de cuarzo. Vetillas con bordes de oxidos de hierro. Se tienen vetillas de cuarzo en las cuales existe una concentración de minerales opacos.
<b>Paragénesis</b>	Arsenopirita y hematita
Abundancia relativa	Molibdenita (2%), arsenopirita (2%) y hematita (0,5%)

### Anexo 3: Fallas

#### Anexo 3.1: Fallas Regionales

ID	UTM E	UTM N	m.s.n.m	Rumbo	Manteo	Rake	Tipo	Cinematica	Observaciones
1	La cantera			N40E	30W	-	Falla	Inversa	Vetilla y salvanda sigmoidal, brecha de falla
2	363830	6115775		-	-	-	Cabalgamiento	Inversa	
3	365891	6120166		-	-	-	Falla	Inversa	Posiblemente falla el fierro, alterado con limonitas
4	364075	6119223		-	-	-	Cabalgamiento	Inversa	
5	363148	6112175	2023	169	49	88	Falla	Inversa	Posiblemente Falla el Fierro, pone en contacto unidades volcanicas del jurasico en el bloque yacente con unidades volcánicas del cretácico o Oligoceno (Abanico?)
6	363846	6115796	1500	NW	-	-	Falla	Inversa	-
8	362984	6117791	1414	NS	-	-	Anticlinal	-	-
9	367699	6122555	1845	NS	70W	-	Falla	Inversa	Posiblemente Falla del Fierro, pone en contacto Fm Abanico al W con BRCU y calizas al E
10	364063	6111854	1900	-	-	-	Sinclinal	-	Eje plunge:21 azimuth:295
11	363148	6112175	2023	-	-	-	Falla	Inversa	Serie de fallas subparalelas a Falla el Fierro

### Anexo 3.2: Fallas Zona de Estudio

ID	UTM E	UTM N	m.s.n.m	Rumbo	Manteo	Rake	Tipo	Cinematía	Observaciones
1	354744	6120726	-	30	87	-	Falla	S-I	
2	353870	6120410	-	333	84	163	Falla	S-I	
3	353870	6120410	-	347	90	-	Falla	S-I	
4	354625	6121234	-	30	78	30	Falla	-	
5	354197	6120804	-	100	50	32	Falla	S-N	
6	354602	6121290	-	340	85	-	Falla	N-S	
7	353640	6120060	-	80	79	40	Falla	I-D	
8	353640	6120060	-	75	85	51	Falla	I-D	
9	353640	6120060	-	67	83	50	Falla	I-D	
10	355995	6120876	-	80	56	-	Falla	S	
11	355990	6120876	-	250	81	-	Falla	N	
12	355985	6120876	-	64	61	-	Falla	D-N	
13	355980	6120876	-	73	47	-	Falla	D-I	
14	355975	6120876	-	29	77	-	Falla	D-I	
15	355965	6120876	-	58	62	-	Falla	D-I	
16	355720	6121046	-	43	78	7	Falla	D-I	
17	355718	6121046	-	192	80	135	Falla	N-S	
18	355715	6121046	-	45	75	-	Falla	N	
19	355660	6121046	-	35	74	-	Falla	D	
20	353428	6119854	-	43	76	173	Falla	S-I	
21	353567	6120079	-	70	75	36	Falla	D-I	
22	353321	6119836	-	25	32	173	Falla	S-I	
23	355170	6121118	-	20	40	-	Falla	I	
24	354622	6120695	-	280	65	20	Falla	S-N	
25	354622	6120695	-	260	75	10	Falla	D-I	
26	354622	6120695	-	242	74	18	Falla	D-I	
27	354622	6120695	-	246	74	18	Falla	D-I	
28	354622	6120695	-	120	76	160	Falla	S-N	
29	354622	6120695	-	247	66	19	Falla	D-I	
30	354622	6120695	-	325	67	170	Falla	D-I	
31	354622	6120695	-	200	51	50	Falla	D-I	
32	354622	6120695	-	301	75	163	Falla	S-I	
33	353906	6125813	-	209	69	(208/20)	Falla	I-D	
34	353870	6120410	-	333	84	175	Falla	S	
35	354271	6120830	-	145	45	-	Falla	N-S	
36	354271	6120830	-	155	43	-	Falla	N-S	
37	353640	6120060	-	80	79	40	Falla	D-I	
38	353640	6120060	-	67	83	50	Falla	I-D	
39	353640	6120060	-	75	85	51	Falla	I-D	
40	355224	6121185	-	25	75	-	Falla	S	
41	355149	6121104	-	220	48	-	Falla	N	
42	353229	6117979	-	155	65	-	Falla	I-D	
43	353229	6117979	-	348	39	-	Falla	I-D	
44	353229	6117979	-	86	74	-	Falla	I	
45	353229	6117979	-	62	72	-	Falla	D-I	
46	353162	6118994	-	28	74	-	Falla	D	
47	353710	6119220	-	13	80	(6/10)	Falla	D	
48	353710	6119220	-	0	82	-	Falla	-	
49	353710	6119220	-	2	76	-	Falla	-	
50	353710	6119220	-	183	81	(188/9)	Falla	D	
51	353710	6119220	-	353	73	-	Falla	-	
52	354651,5	6120727,2	-	95	89	-	Falla	-	
53	354557,5	6120661,8	-	49	87	-	Falla	-	
54	354550,6	6120679,6	-	220	84	-	Falla	D	
55	354498,6	6120659,2	-	278	82	-	Falla	-	
56	354433,3	6121148,3	-	59	84	-	Falla	-	
57	353852,6	6120422	-	73	80	-	Falla	-	
58	353698,2	6120356,6	-	331	75	-	Falla	-	
59	353698,2	6120356,6	-	333	75	-	Falla	-	
60	354607	6120635,7	-	223	77	-	Falla	-	
61	354634,8	6121021,1	-	90	90	-	Falla	-	
62	354489	6121035,2	-	17	70	-	Falla	-	
63	354513	6121036,5	-	13	74	-	Falla	-	
64	354502,6	6121039,8	-	272	71	-	Falla	-	
65	354505,4	6121034,1	-	19	74	-	Falla	-	
66	354505,9	6121034	-	196	80	-	Falla	-	
67	354510	6121014,7	-	15	69	-	Falla	-	
68	354504,3	6121032,9	-	134	24	-	Falla, bajo dir	-	
69	354513,1	6121029,1	-	75	75	-	Falla	-	
70	354279,8	6120823,4	-	150	45	-	Falla	N-S	
71	354201,8	6120818,1	-	115	61	-	Falla	-	

72	354438,8	6121187,1	-	295	80	-	Falla	-	
73	354435,9	6121183,4	-	80	70	-	Falla	-	
74	354441,3	6121184,1	-	95	84	-	Falla	-	
75	353713,6	6120052,5	-	80	79	-	Falla	-	
76	353716	6119250	-	89	70	111	Falla	N	
77	354522	6121112	-	115	83	-	Falla	D	
78	353716	6119250	-	13	80	-	Falla	D	(6/10)
79	353716	6119250	-	183	81	(188/9)	Falla	D	
80	353716	6119250	-	0	82	2	Falla	D	
81	Estero Huemulina	-	-	15	77	3	Falla	D	
82	Estero Huemulina	-	-	180	78	2	Falla	D	
83	Estero Huemulina	-	-	65	44	(66/82)	Falla	S-N	
84	355089	6121025	-	304	63	56	Falla	S-N	
85	354894	6121443	-	160	64	160	Falla	N-D	
86	354894	6121443	-	162	79	146	Falla	N-D	
87	Pte Infiernillo	-	-	51	70	120	Falla	D	
89	353233	6119269	1540	60	45	-	Falla	I	
90	354510	6121051	-	35	88	-	-	N-S	
91	354482	6121126	-	95	75	170	Falla	S	
92	355089	6121025	1136	305	60	-	Falla subsidia	S-I	
93	355109	6121025	-	86	74	135	-	S-I	
94	354894	6121443	1026	160	64	146	Falla	N-D	Minerales alineados, muestra dirección de cizalle
95	354839	6120761	-	64	56	-	Falla	-	
96	353655	6120400	1112	354	85	70	Falla	I-D	Relleño de epidota
97	353655	6120400	1112	345	84	81	Falla	I-D	Subparalela a falla anterior
98	353555	6120400	-	265	89	0	Falla	D	
99	353495	6120400	-	100	90	5	Falla	D	
100	354091	6120756	1105	120	70	-	Falla	N	
101	354091	6120756	1105	25	71	155	Falla	D	Vetillas de cuarzo subparalelas
102	353256	6117981	1435	65	75	-	Falla	D-I	Desplaza silis
103	353256	6117981	1435	NW	90	-	Falla	S	
104	353256	6117981	1435	NS	90	-	Falla	D	
105	354620	6121202	-	20	70	-	Falla	N-D	
106	354620	6121202	-	30	85	-	Falla	N-D	
107	354769	6120747	-	75	20	-	Falla	I	
108	354769	6120747	-	70	12	-	Falla	I	Sector Este Fallas previas asociadas a compresión al estar hacia afuera del jog
109	-	-	-	44	81	10	Falla	D-I	
110	-	-	-	110	80	170	Falla	S-I	
111	-	-	-	40	50	75	Falla	-	
112	-	-	-	105	83	168	Falla	S-I	
113	-	-	-	22	85	157	Falla	D-N	
114	-	-	-	34	85	162	Falla	D-N	
115	-	-	-	218	76	4	Falla	D-I	
116	-	-	-	30	85	15	Falla	D-I	
117	-	-	-	40	90	0	Falla	D	
118	-	-	-	135	45	25	Falla	S-N	
119	-	-	-	315	84	10	Falla	S-N	
120	-	-	-	280	84	10	Falla	S-N	
121	-	-	-	218	86	170	Falla	D-N	
122	-	-	-	280	85	10	Falla	S-N	
123	-	-	-	308	87	25	Falla	S-I	
124	-	-	-	305	80	15	Falla	S-I	
125	-	-	-	215	70	20	Falla	D-I	
126	-	-	-	233	43	25	Falla	D-I	
127	-	-	-	215	82	165	Falla	D-N	
128	-	-	-	290	80	15	Falla	S-I	
129	-	-	-	200	85	175	Falla	D-I	
130	-	-	-	315	80	60	Falla	D-I	
131	-	-	-	295	80	20	Falla	S-N	
132	-	-	-	233	35	52	Falla	D-I	
133	-	-	-	312	68	170	Falla	S-I	
134	-	-	-	296	69	165	Falla	S-I	
135	-	-	-	304	67	174	Falla	S-I	
136	-	-	-	40	88	168	Falla	S-I	
137	-	-	-	201	82	168	Falla	D-N	
138	-	-	-	296	84	166	Falla	S-I	
139	-	-	-	350	75	110	Falla	N-S	
140	-	-	-	70	73	10	Falla	S-N	
141	-	-	-	80	75	5	Falla	D-I	
142	-	-	-	115	88	8	Falla	D-I	
143	-	-	-	55	69	126	Falla	D-N	
144	-	-	-	55	65	146	Falla	D-N	
145	-	-	-	35	74	155	Falla	D-N	

### Anexo 3.3: Fracturas Zona de Estudio

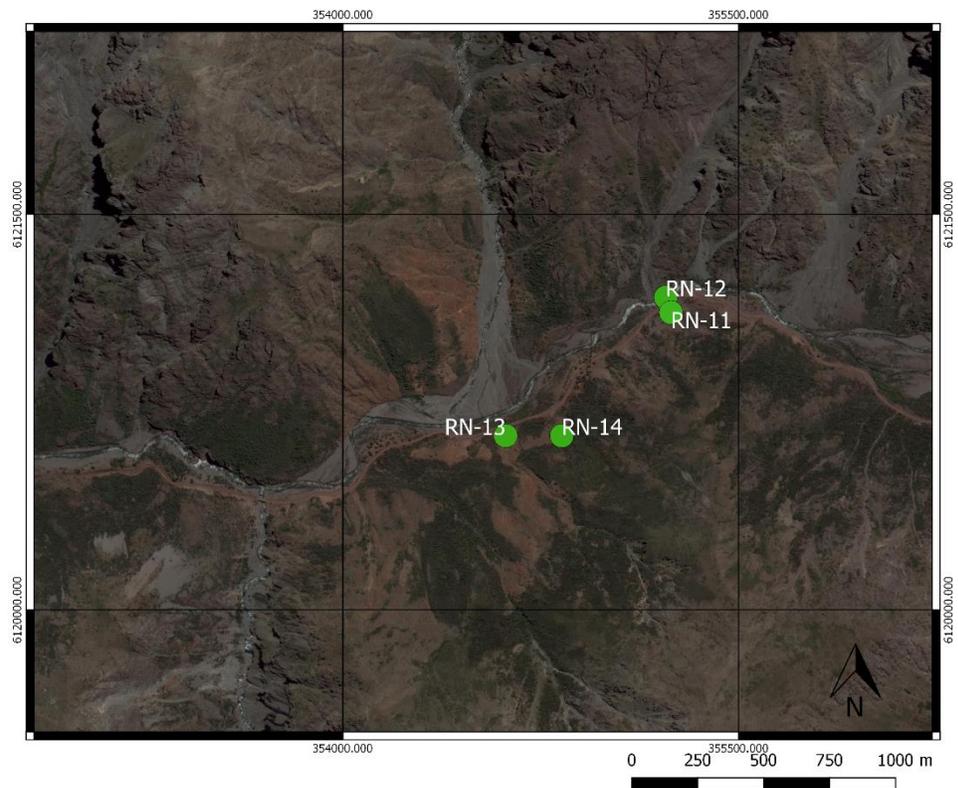
Número	UTM E	UTM N	Rumbo	Manteo	Azimuth	Tipo	Observaciones
1	353856,7	6120414,6	116	55	206	Plano tipo 3	
2	353861,8	6120425,2	305	55	35	Fractura, tipo 3	
3	354128,1	6120430,7	77	54	347	Plano tipo 3	
4	353955,6	6120434,5	46	5	316	Contacto de erosión	
5	353954,2	6120431,5	64	80	334	Fractura	
6	353955,3	6120443,1	344	14	254	Fractura	
7	353955,1	6120438	21	73	291	Plano tipo 3	
8	354830,9	6120807,1	217	89	307	Diaclasa, Fractura	
9	354823	6120789	127	42	217	Diaclasa, Fractura	
10	354707,3	6120721,8	282	87	12	Plano tipo 3	
11	354705,7	6120728,2	147	58	237	Plano tipo 3	
12	354760	6120744	40	70	130	Plano tipo 2	
13	354759	6120744	192	17	282	Plano tipo 2	
14	354760	6120744	351	60	81	Plano tipo 2	
15	354731,2	6120733,8	259	62	349	Plano tipo 3	
16	354746,3	6120740	304	86	34	Fractura	
17	353892,5	6120442,3	140	80	230	Fractura	
18	353897,1	6120440,5	36	82	126	Fractura	
19	353897,1	6120440,5	357	27	87	Fractura	
20	353672,9	6120362,3	104	71	194	Fractura	
21	354875,5	6121153,6	35	71	125	Fractura	
22	354869	6121149,4	360	90	90	Fractura	
23	354875,3	6121099,8	285	77	15	Fractura	
24	354878,1	6121099,2	340	90	70	Fractura	
25	354657,8	6121091,7	25	84	115	Fractura	
26	354636,1	6121104,2	206	74	296	Fractura	
27	354628,1	6121178,4	135	30	225	Fractura	
28	354628,1	6121178,4	20	80	110	Fractura	
29	354630,8	6121172,7	351	90	81	Fractura	
30	354613,4	6121268,1	25	86	115	Fractura	
31	354617,5	6121281	3	86	93	Fractura	
32	354894	6121443	131	48		Fractura	Fracturas con minerales intercrecidos, zona de extensión.
33	354894	6121443	240	55		Fractura	
34	354894	6121443	237	59		Fractura	
35	354620	6121202	20	70		Fractura	Brecha de falla N-D
36	353555	6120400	8	73		Fractura modo 1	Relleno cl-ep
37	353555	6120400	2	75		Fractura modo 1	Relleno cl-ep
38	353555	6120400	348	87		Fractura modo 1	Relleno cl-ep
39	353535	6120400	2	73		Fractura	Relleno con halo de ep
40	353535	6120400	155	64		Fractura	
41	353530	6120400	159	75		Fractura	
42	353530	6120400	86	78		Fractura	
43	353525	6120400	178	86		Fractura	
44	353465	6120400	44	44		Fractura	Se observan vetillas no asociadas a cl-ep
45	354091	6120756	90	75		Fractura	

### Anexo 3.4: Vetillas Zona de Estudio

Vetillas	Rumbo	Manteo	Potencia	UTM	UTM	Observaciones
S1	N60W	71SW	1mm	Sector frente estero huemulina	-	-
S2	N12E	54SE	4mm			
S3	N20W	68SW	2mm			
S4	N20W	70SE	3mm			
M1	N35E	60SE	2mm	354632	6121100	-
M2	N10E	83NE				
M3	N65E	45SE				
M4	NS	70E				
A1	N15E	21NW		354500	6121050	-
A2	N3W	80NE				
A3	N13E	76SE				
A4	N9W	37SW				
B1	N80E	65S		354600	6121045	-
B2	N5E	70SE				
B3	N3E	70SE				
B4	N37E	59SE				
V1	N15E	56SE		354602	6121290	-
V2	N40E	50SE				
V3	N20E	42SE				
T1	N15E	60SE				
T2	N65E	47S		354120	6120566	v1 por v3 y v5 con sentido sinistral
T3	N57W	55S				
T4	N5W	54SW				
T5	N55W	50S				
T6	N55E	71NE				
T7	N70E	87N				
E1	N47E	75S				
E2	N28E	86W				
E3	N27W	52S				
Set 1 (Sub vertical)	81	60		354832	6120782	-
Set 2 (Sub horizontal)	282	17				
Set 3	130	70				
Set 4 (Sub vertical)	191	84				
S1	N60W	71SW	1mm	354602	6121290	-
S2	N12E	54SE	4mm			
S3 (Cortado por S2)	N20W	68SW	2mm			
Veta B o D qz,py	N25W	29SE				
Epidota S1				353800	6120000	S2 corta a S1, ubicación aproximada
1	N50E	69N	2-3 cm	353716	6119250	-
2	N82E	74N				
Epidota S2				355109	6121025	Vetillas de epidota que demuestran el flujo de fluido, alb ep, sin relaciones de corte
1	N5W	69W	1-1,5 cm			
2	N31W	70E	1mm			
R1	295	64		355109	6121025	Vetillas de albita evento anterior a fluido con metales
R2	196	89				
R3	295	60				
P1	125	76		355430	6121185	Vetas de relleno hidrotermal, alb-cl-ep, canal asociado a alteración propilitica
VT1	110	45		355212	6121140	Vetas de clorita epidota
J1	62	55		354107	6120461	-
J2	190	80				
K1	90	35		354184	6120295	Vetas de cuarzo, las NE presentan halo filico
K2	20	75				
Q1	15	75	2cm	354132	6120312	Vetillas de cuarzo asociados a porfido
Q2	4	74	1cm			
Q3	7	55	4cm			
Q4	34	65	1cm			
Q5	0	63	0,5cm			
Q6	43	63	0,5cm			
Q7	15	65	3cm			
Q8	12	75	2cm			
Q9	14	45	0,1cm			
EP1	30	Subvertical	-	Estero infernillo		N40W cortan a set N30E y lo trasladan sinistralmente.
EP2	320	Subvertical	-			
Vq1	N45W	82NE	1cm	354230	6120450	Vetas de qz diente de perro Dominio 2
Vq2	N40W	65NE	0,5mm			
Vq3	N30E	69SE	0,1mm			
Vq4	N5E	25E	2cm			

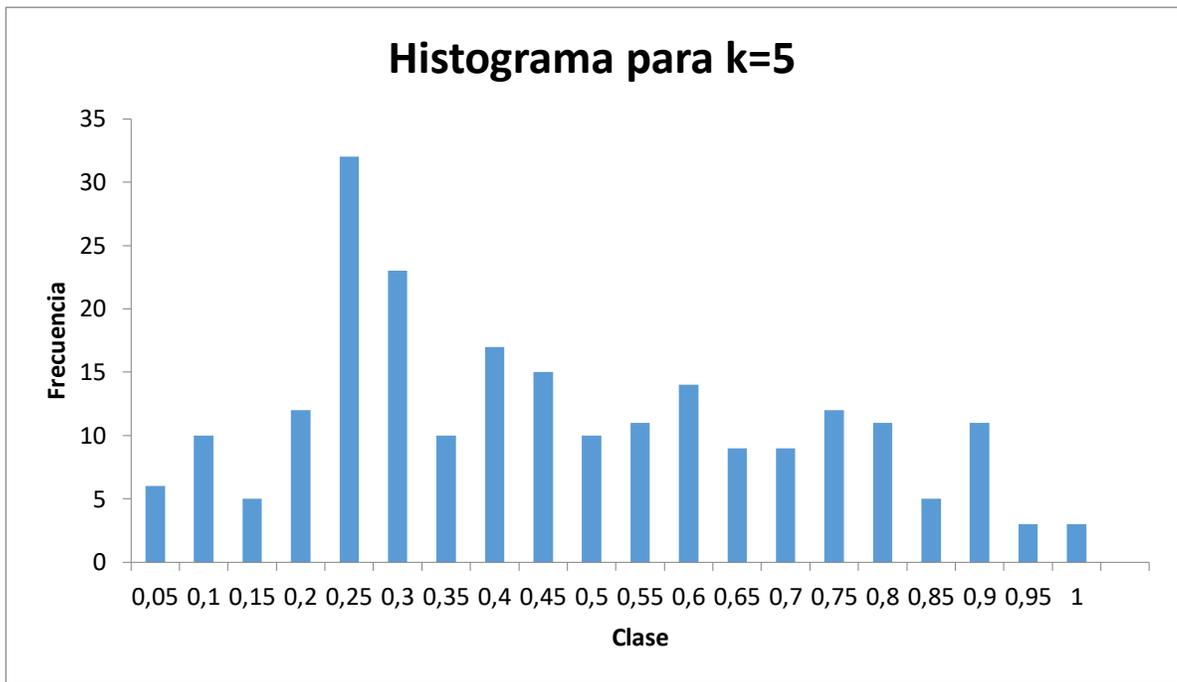
## Anexo 4: Posición dataciones

### Anexo 4.1. Ubicación de muestras a las que se le realizó datación.

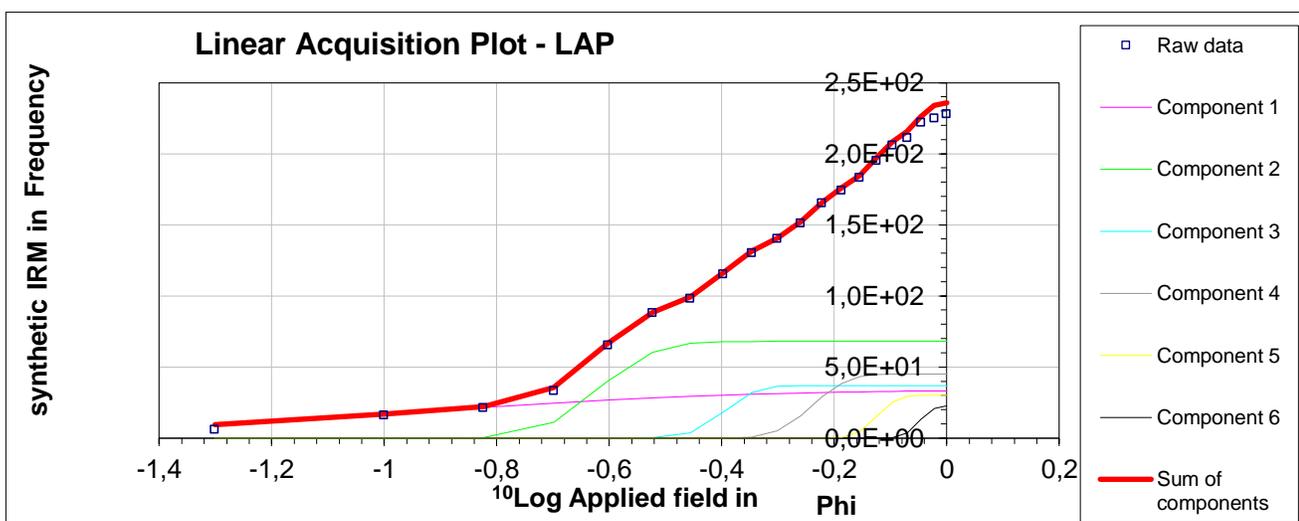


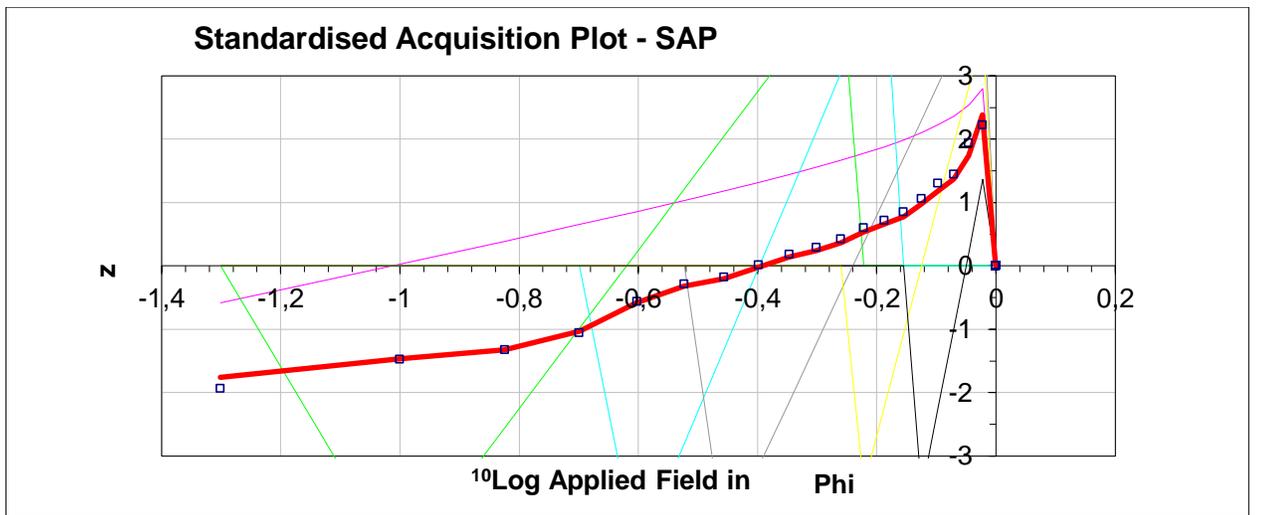
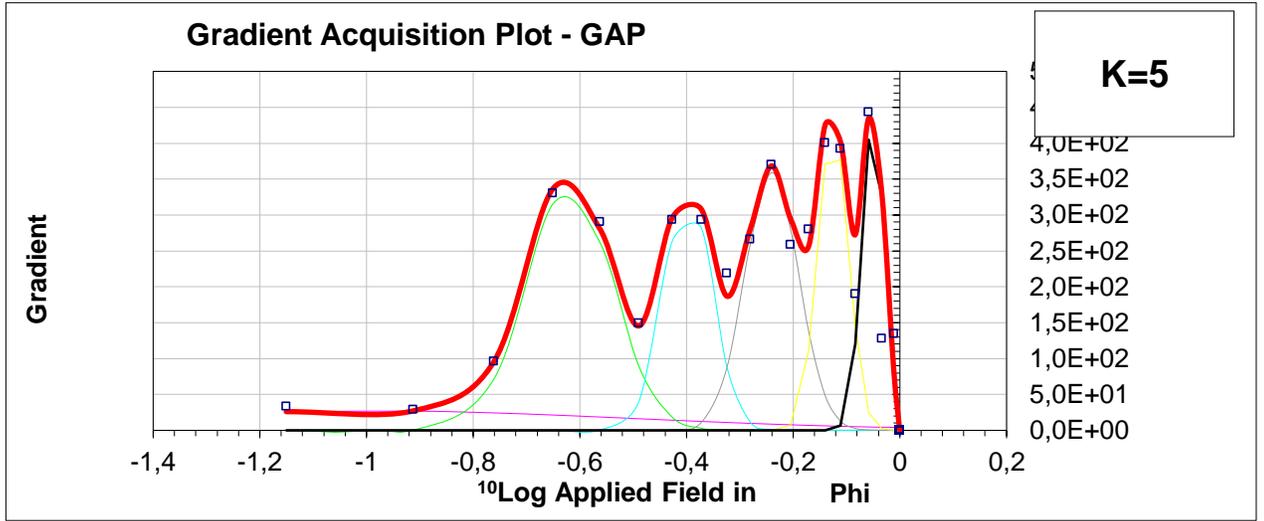
**Anexo 5: MIM**

**Anexo 5.1:** Histograma k 5, Método de inmersión de estrés remoto.



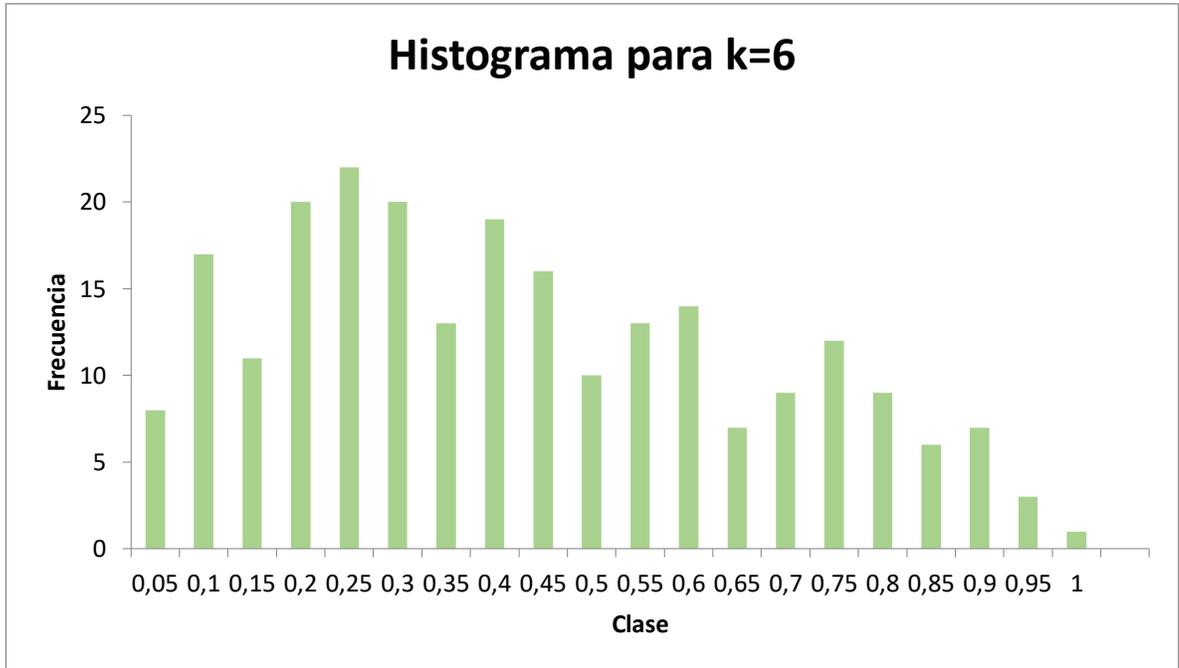
**Anexo 5.2:** Solución de convolución para recta de k=5, incluye LAP, GAP, SAP y IRM.



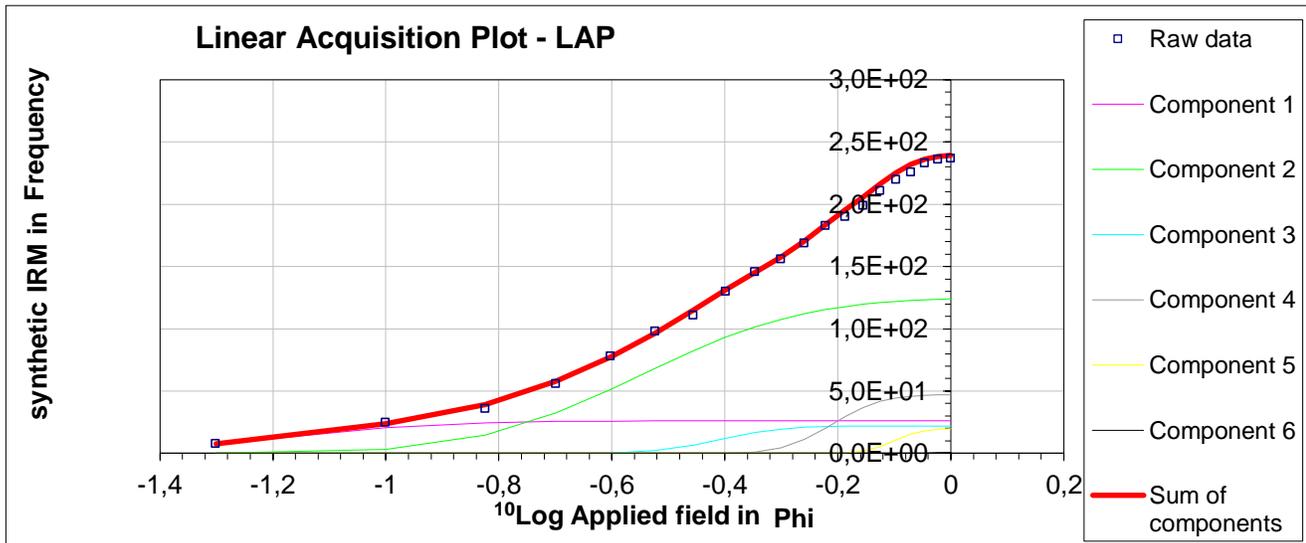


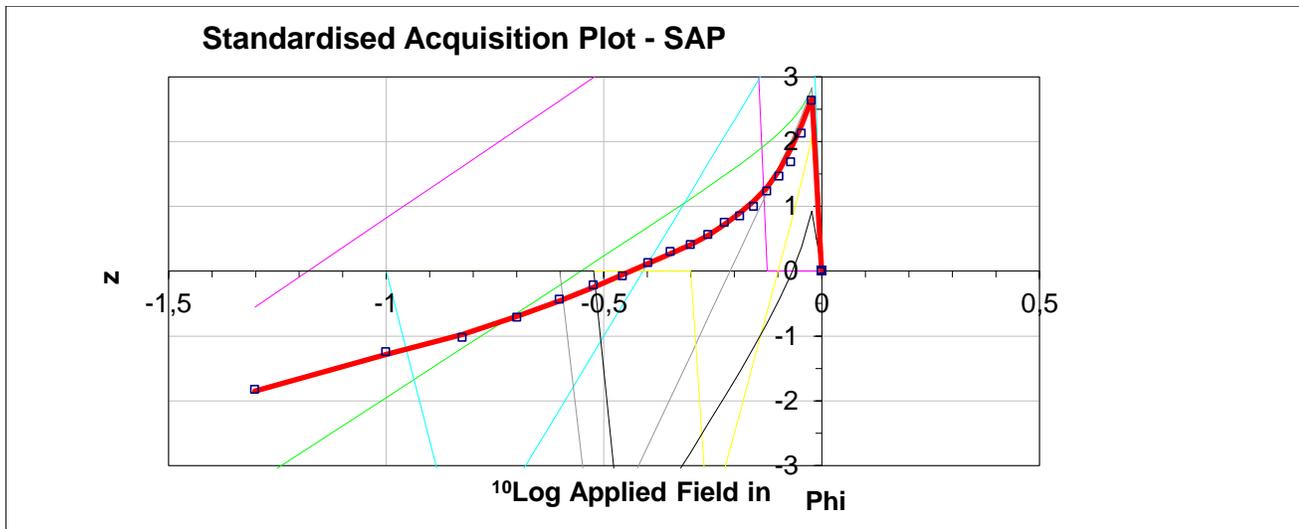
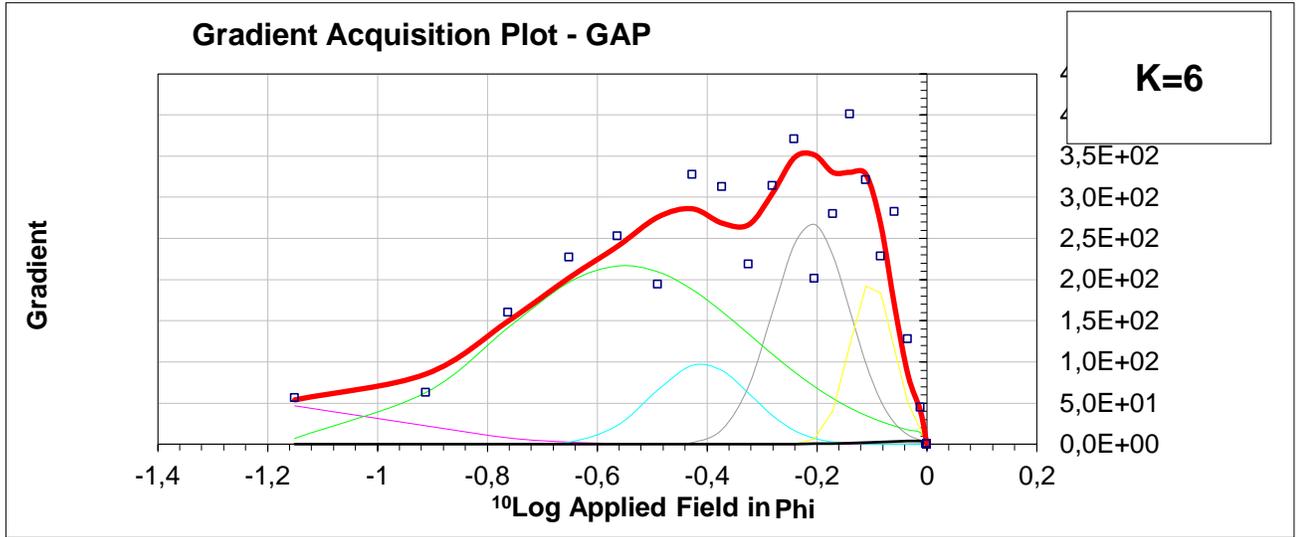
IRM Contributions (%)	
Component 1	14
Component 2	29
Component 3	16
Component 4	19
Component 5	13
Component 6	10

Anexo 5.3: Histograma k 6, método de inmersión de estrés remoto.



Anexo 5.4: Curvas solución de convolución para k=6, incluye LAP, GAP, SAP y IRM.



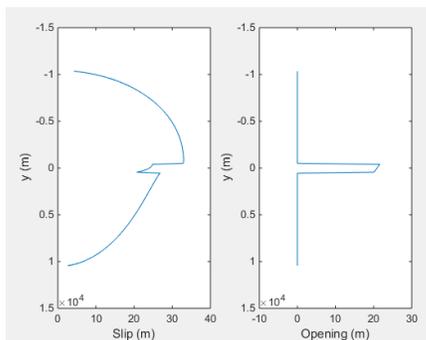
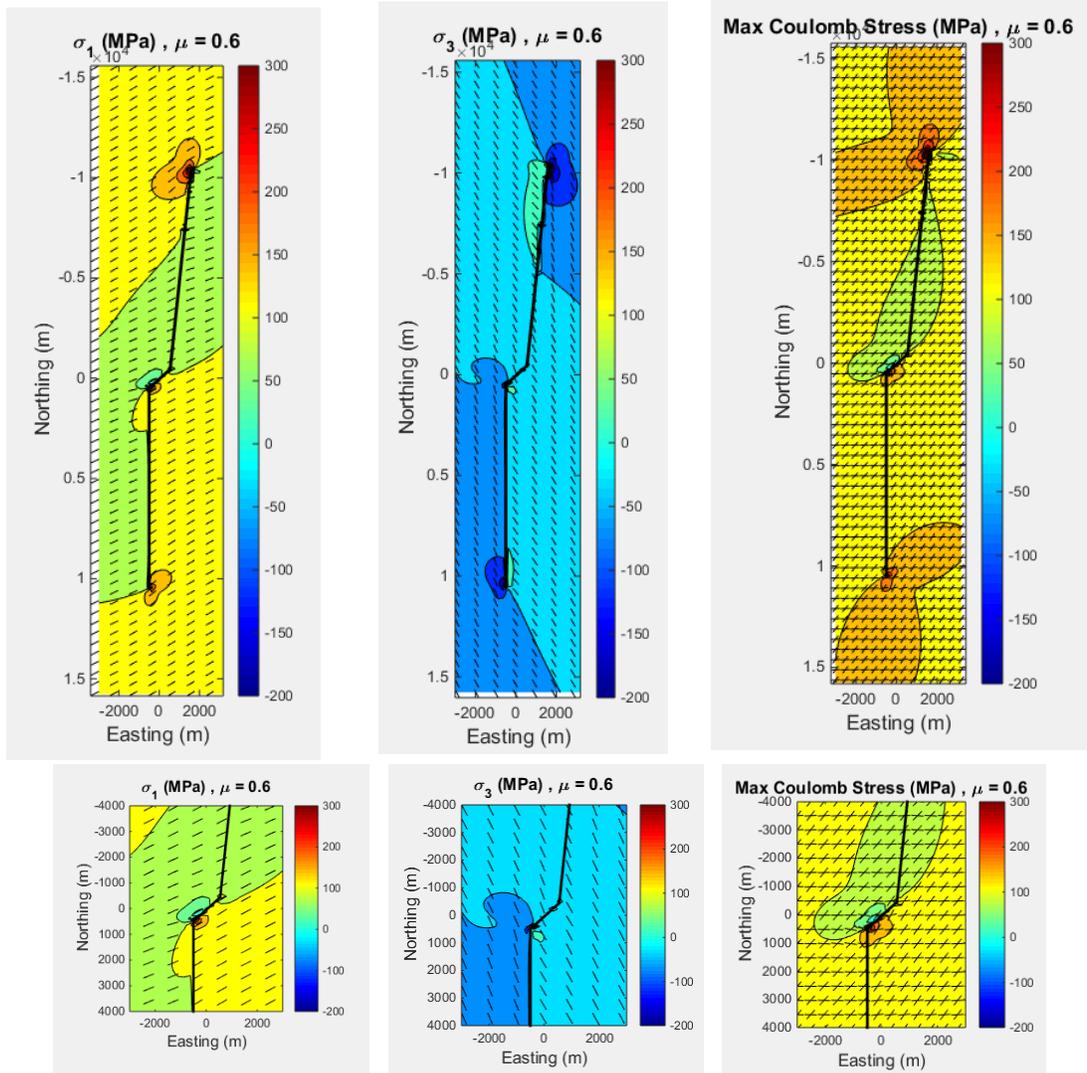


IRM Contributions (%)	
Component 1	11
Component 2	52
Component 3	9
Component 4	20
Component 5	8
Component 6	0

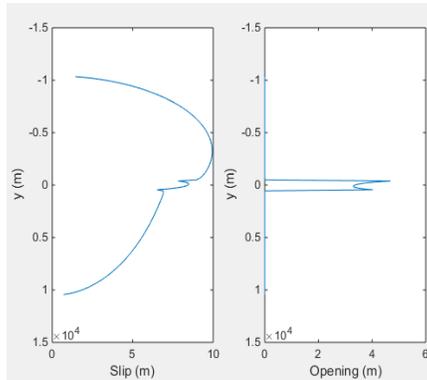
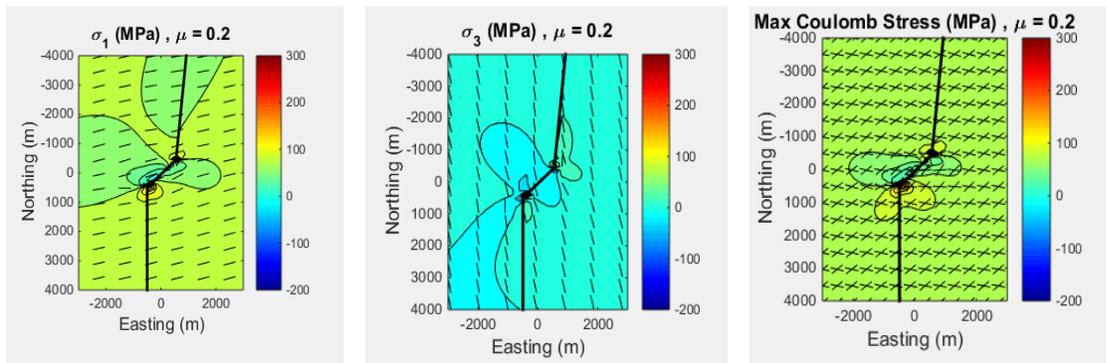
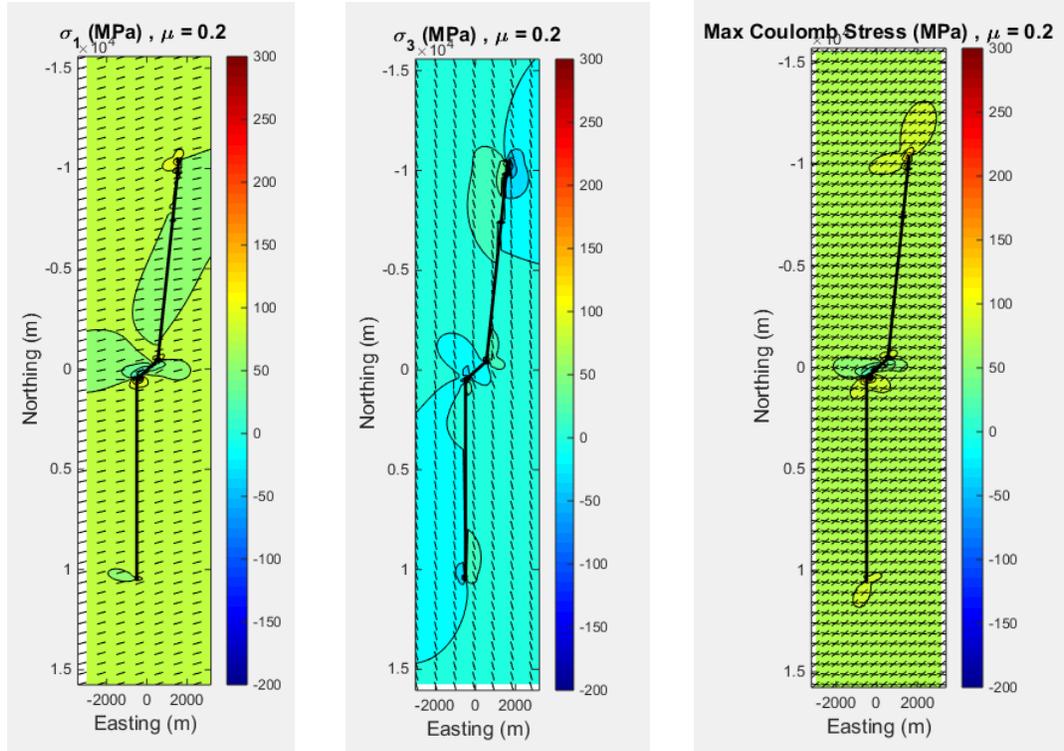
**Anexo 6: BEM**

**Anexo 6.1: Escenarios sin fluidos**

Caso [b]:

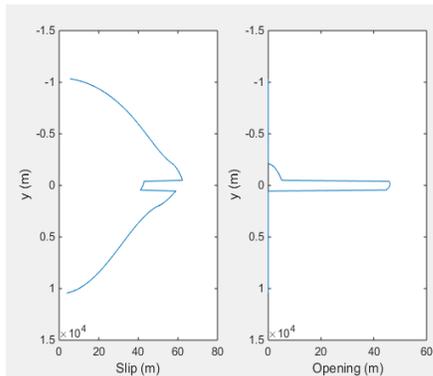
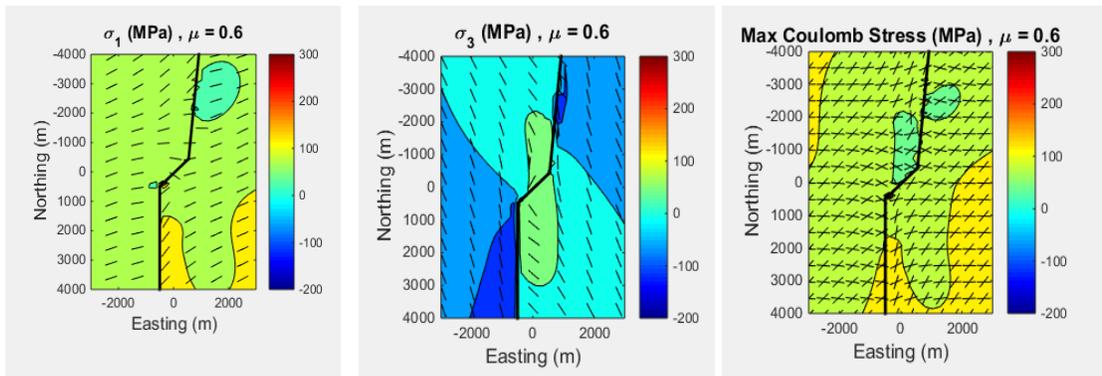
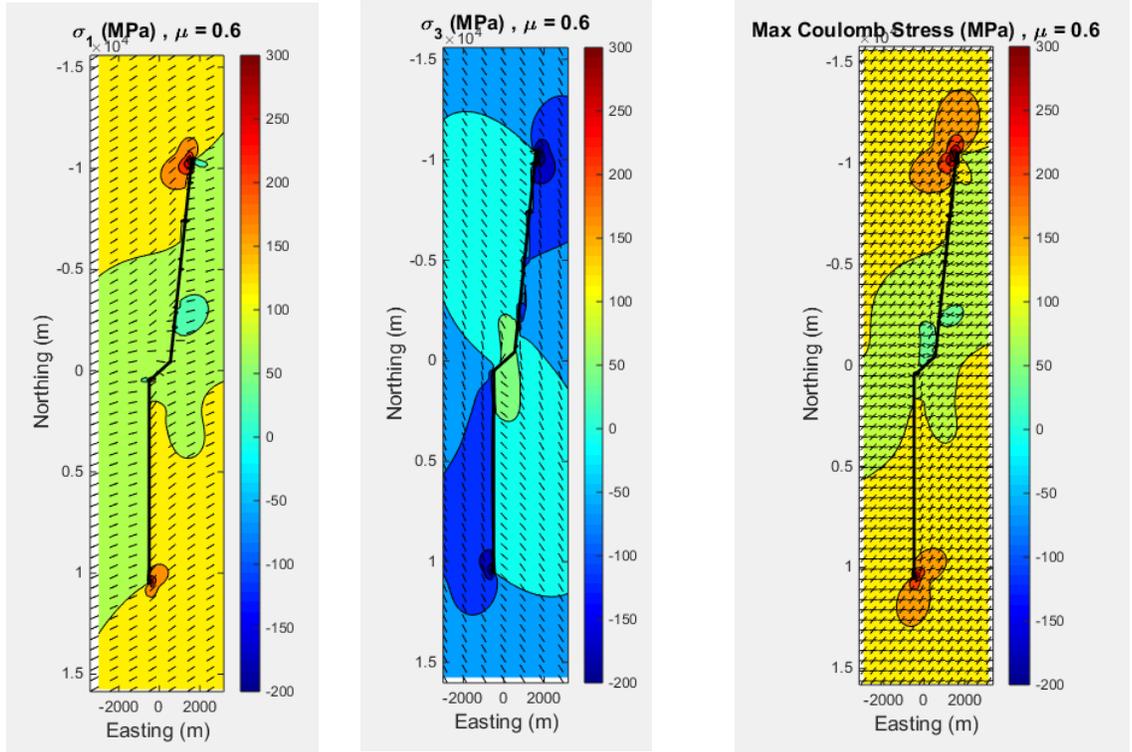


Caso [c]:

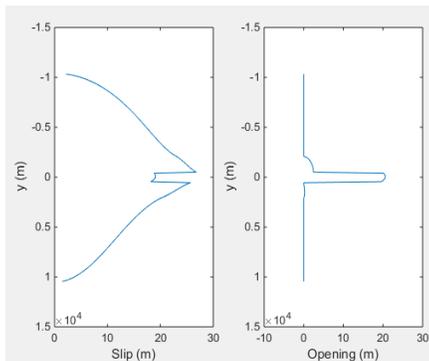
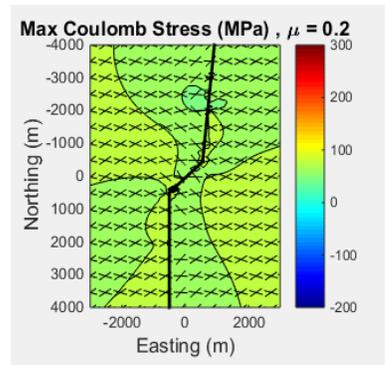
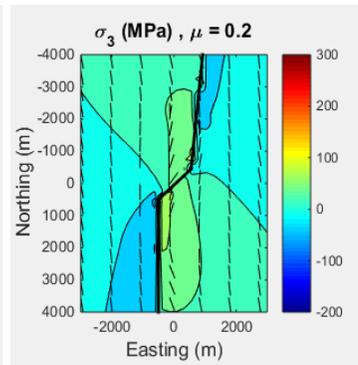
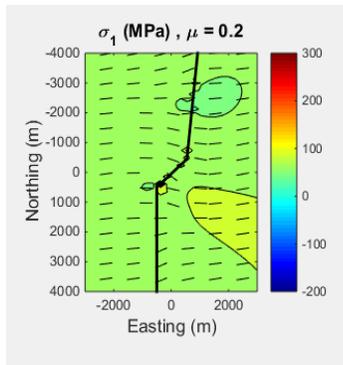
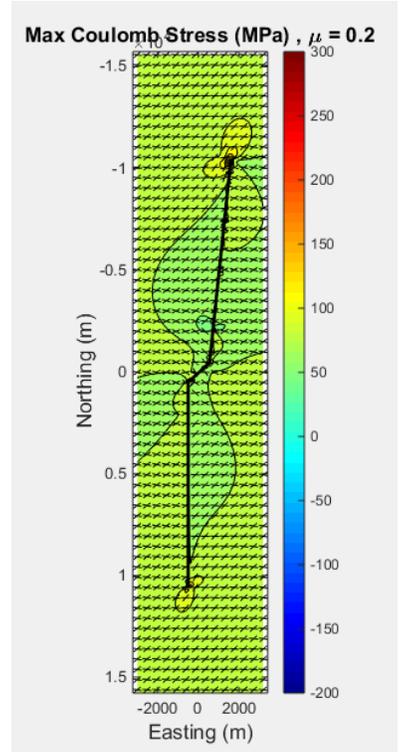
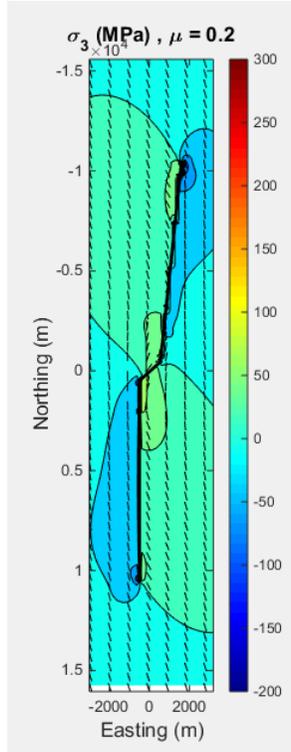
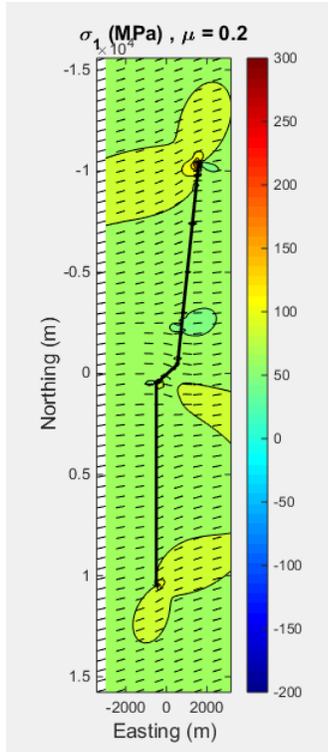


**Anexo 6.2:** Escenarios con fluidos

Caso [f]:



Caso [g]:



## Anexo 7: Glosario

1. Alteración Hidrotermal: Proceso que mediante la circulación de fluidos de alta temperatura afecta a la roca y su composición mineral
2. Ar-Ar: Método de datación que utiliza el Argón radiogenico-Argón producido mediante flujo de neutrones.
3. BEM: Boundary element method o método de elementos de borde.
4. Bloque yacente: Corresponde al bloque rocoso de una falla geológica que se ubica en el piso.
5. Bloque colgante: Corresponde al bloque rocoso de una falla geológica que se ubica en el techo.
6. Cinemática: tipo de movimiento de una falla.
7. Dique: Estructura tabular de origen magmático.
8. Datación: Determinación de una fecha en la que se produce o surge una cosa.
9. Falla: Fractura en la corteza terrestre donde existe una componente de movimiento entre dos bloques rocosos.
10. Faultkin: Software que permite calcular el eje de máximo acortamiento (P) y máxima elongación (T), facilitando el análisis cinemático cualitativo y cuantitativo de un conjunto de fallas.
11. Jog: Término asociado a inflexiones, saltos, abanicos imbrincados y dúplex extensionales (Sibson, 1985).
12. Manteo: ángulo que se mide entre el plano horizontal y el plano que se está midiendo (inclinación del plano).
13. MIM: Multiple inverse method, método que permite calcular la solución de *stress* para un conjunto de fallas medidas.
14. Mineralización: Proceso geológico donde se genera la depositación de minerales de mena o de ganga en rocas preexistentes.

15. Movimiento dextral: Término aplicado al movimiento horizontal entre dos bloques rocosos o falla de rumbo, en este caso hacia la derecha.
16. Movimiento inverso: Término aplicado al movimiento vertical de una falla, donde el bloque colgante se mueve hacia arriba.
17. Movimiento normal: Término aplicado al movimiento vertical de una falla, donde el bloque colgante se mueve hacia abajo.
18. Movimiento siniestral: Término aplicado al movimiento horizontal entre dos bloques rocosos o falla de rumbo, en este caso hacia la izquierda.
19. Pórfido Cuprífero: Tipo de mineralización de origen magmático-hidrotermal derivado de intrusiones de pórfidos.
20. Rumbo: Es la línea que resulta de la intersección entre el plano geológico y un plano horizontal y muestra la orientación del plano.
21. SIRM: Curvas de saturación de magnetización remanente isotérmica (Kruiver et al., 2001)
22. Stepover: Fallas de rumbo interrumpidas espacialmente, las que transfieren su movimiento a fallas (sub)paralelas (Estructuras pull-apart).
23. Vetilla: Cuerpo tubular con minerales que han sido introducidos a través de una fractura o sistema de fracturas.