



**ESCUELA DE
GEOLOGÍA**

**PETRO-TECTÓNICA DE LA UNIDAD DE METABASITAS DE
ESTAQUILLA, CORDILLERA DE LA COSTA, REGIÓN DE LOS
LAGOS (41,28° - 41,5°S)**

**MEMORIA ENTREGADA A LA UNIVERSIDAD MAYOR EN CUMPLIMIENTO DE
LOS REQUISITOS PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

DIEGO ESTEBAN GALLARDO AIMONE

PROFESOR GUÍA:

DR. ITALO PAYACAN

MIEMBROS COMISION EVALUADORA DEL EXAMEN:

PAULO QUEZADA

DR. FRANCISCO FUENTES IZA

SANTIAGO DE CHILE

Febrero, 2021 - 2022

RESUMEN

Las rocas metamórficas expuestas en las costas del centro-sur de Chile se ha definido como la Serie Occidental del Cinturón Metamórfico Chileno, compuesta por una franja de rocas metamórficas de edad paleozoica, dentro de la cual destaca el Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM; 39° - 42°S). Entre los 41,28° a 41,5°S, se exponen las rocas correspondientes a la Unidad de Metabasitas de Estaquilla (UME) de edad Cretácico Superior y que recientemente ha sido re-definida como una unidad independiente al CMBM.

Las características analizadas en el presente estudio corresponden a aspectos petrográficos y estructurales tanto a mesoescala como a microescala, en base a la descripción, orientación y análisis de las diferentes microestructuras identificadas en láminas delgada, realizando los análisis en 6 sectores de interés desde el borde costero hacia el interior del continente, separándose en 3 zonas principales (zona N, zona central y zona S) abarcando la totalidad de la extensión espacial de esta unidad metamórfica.

En términos generales se observaron variaciones al interior de la UME, tanto en la orientación de los planos de foliación S_1^* , como en la intensidad de la deformación a partir de las características microestructurales identificadas (principalmente el desarrollo de foliación S_1^* , clivajes de crenulación S_2^* , vetillas separables en 2 familias (V1 y V2), y el desarrollo de estructuras rotacionales asociadas a porfiroblastos), que permiten proponer un frente de alta intensidad de deformación focalizado hacia el N de la UME, respecto a la zona centro y S. Esto podría relacionarse a una dinámica de acreción con una dirección de movimiento hacia el NE que afectaron a las rocas de la UME durante el Cretácico.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer todo el apoyo, acompañamiento, ayuda y aguante a todos aquellos que formaron parte de este proceso de finalización de mi etapa universitaria. A mi familia :), a mis amigos (los kbros del nyess y mis panitas de la u), la Cote, el Ítalo y Paulo por toda su paciencia y ayuda en todo el proceso, a mis caninos máximos y todos aquellos que de alguna u otra forma estuvieron a lo largo de este entretenido, estresante, cansador (a veces), pero motivador camino que fue la tesis.

SOLO USO ACADÉMICO

TABLA DE CONTENIDOS

1 INTRODUCCIÓN.....	14
1.1 Formulación del problema.....	14
1.2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	19
1.2.1 Marco geológico regional	19
1.2.2 Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM)	24
1.2.3 Unidad de Metabasitas de Estaquilla (UME)	26
1.3 Hipótesis	33
1.4 Objetivos	33
1.4.1 Objetivo general.....	33
1.4.2 Objetivos específicos	33
1.5 Metodología de trabajo.....	33
2 MARCO TEÓRICO	38
2.1 Micro-tectónica: Microestructuras en rocas metamórficas.....	38
2.2 Márgenes acrecionarios y prismas de acreción.....	44
3 RESULTADOS	47
3.1 Descripción petrográfica a microescala de la UME	47
3.2 Análisis estructural de la UME.....	49
3.2.1 Sector Llico Bajo:	51
3.2.2 Sector Cordillera de Zarao:	55
3.2.3 Sector Huahuar:.....	58
3.2.4 Sector Tambor Alto:	61
3.2.5 Sector Estaquilla:	63
3.2.6 Sector Cordillera de Cajonmo:	66
3.2.7 Análisis estructural general:	68
4 DISCUSIONES.....	72
4.1 Variaciones mineralógicas y texturales de la UME	72
4.2 Variaciones internas en el registro de deformación en la UME.....	73

4.3 Posible dinámica de acreción de la UME	75
5 CONCLUSIONES	78
6 REFERENCIAS	79
7 ANEXOS.....	83

SOLO USO ACADÉMICO

ÍNDICE DE FIGURAS

- **Figura 1:** Mapa geológico de la zona de estudio (UME) indicada en polígono de color rojo junto al CMBM que servirá como contexto geológico. Edades obtenidas de estudios previos realizados en el sector indicados en la figura. Extraído y modificado desde Palape (2020). 15
- **Figura 2:** Histograma de edades obtenidas en rocas de la UME y el CMBM entre los 41,2° a los 41,6°S, obtenidas mediante el método U-Pb. Se definieron 5 rangos temporales: **A)** Cretácico – Cenozoico (<145 Ma); **B)** Triásico superior – Jurásico tardío (208 – 145 Ma); **C)** Pérmico medio – Triásico medio (271 – 208 Ma); **D)** Carbonífero inferior – Pérmico medio (271 – 333 Ma); **E)** Devónico medio – Carbonífero inferior (396 – 333). Datos obtenidos desde mapa geológico de Palape (2020). Histograma generado en programa Excel, 2021. 17
- **Figura 3:** Perfiles geológicos de zona de estudio traza C-C' y D-D', con la UME en color verde y la MRL en color gris. Extraído desde Palape (2020). 18
- **Figura 4:** a) Imagen satelital con los dominios morfológicos regionales definidos entre los 40° a 42°S. Extraída y modificada desde Quezada (2015). b) Perfil esquemático de segmento del margen entre los 39° a 42°S, junto a los dominios morfológicos mostrados en a). Extraída y modificada desde Palape (2020). 20
- **Figura 5:** Perfil esquemático de distribución de Series Metamórficas del Cinturón Metamórfico Pareado del basamento chileno entre los 34° a 41°S, con contacto entre ambas series indicado en color rojo. Extraída y modificada desde Hervé et al. (2007). 21
- **Figura 6:** a) Distribución de terrenos acrecionados al margen suroccidental de Gondwana durante el Paleozoico Superior. b) Extensión temporal de los procesos orogénicos desarrollados durante la acreción de terrenos. Extraída desde Heredia et al. (2018). 22
- **Figura 7:** Redes estereográficas del CMBM: a) Con el total de datos de (n=34); b) Planos resultantes de la concentración de polos de la parte Norte del CMBM en los sectores de Llico Bajo y Traiguén (línea celeste); c) Planos resultantes de la concentración de polos de la parte Sur del CMBM, en los sectores de Pinuno y Punta Quillagua (línea en verde). Extraída desde Palape (2020). 26

- **Figura 8:** Zona de estudio indicada con polígono de color rojo, escala 1:150.000 con las principales vías de acceso indicadas en color amarillo. Imagen Satelital Landsat 8, generada desde software ArcMap 10.5, 2021. 27
- **Figura 9:** A) Diagrama spider multielementos normalizado al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995). B) Diagrama REE normalizados al Condrito de Boyton (1984). Se muestran los datos correspondientes a la UME de color verde para el sector de Estaquilla y líneas anaranjadas para el sector de Llico Bajo. Extraída desde Palape (2020). 28
- **Figura 10:** Deformación en fenocristales de plagioclasa evidenciado por reemplazo a mica blanca en zonas internas R: 2mm. Extraído desde Marambio, 2015. 30
- **Figura 11:** Redes estereográficas de la UME: a) Con el total de datos (n=47); b) Con los planos resultantes de la concentración de polos. Estos indican 2 orientaciones preferenciales de la Foliación S_1^* , una de rumbo NW – SE con manteo hacia el SW y una segunda de rumbo NE – SW con manteo hacia el SE. Extraída y modificada desde Palape, 2020. 30
- **Figura 12:** Estructuras rotacionales “*Core and Mantle*” en cristales de anfíbola. Extraída y modificada desde Marambio (2015). 31
- **Figura 13:** Estructuras de clivaje de crenulación S_3 definidas por Marambio (2015), observadas en lámina delgada. (R: 2mm). Extraída desde Marambio (2015). 31
- **Figura 14:** Estructuras de deformación desarrolladas en un régimen frágil correspondientes a vetillas rellenas de cuarzo indicadas en color verde, observadas en lámina delgada (R: 2mm). Extraída y modificada desde Marambio (2015). 32
- **Figura 15:** Zona de estudio indicada en polígono de color rojo, en escala 1:150.000, con puntos de control realizados, las principales vías de acceso, curvas de nivel. Figura generada desde software ArcMap 10.5, 2021. 35
- **Figura 16:** Procedimiento de obtención de muestras orientadas desde la definición de la misma muestra orientada en el campo (a), hasta la obtención de la orientación en la lámina delgada (e). Extraído desde Passchier & Trouw (2005). 36
- **Figura 17:** Clasificación morfológica de las foliaciones usando un microscopio óptico. Modificado después de Powell (1979); Borradaile et al. (1972). Extraída desde Passchier & Trouw (2005). 40
- **Figura 18:** Indicadores cinemáticos más comunes desarrollados en milonitas, observables a microescala en lámina delgada. Representación esquemática de

- tipos de microestructuras generadas en zonas de cizalle dúctil. Extraído desde Passchier & Trouw (2005)..... 41
- **Figura 19:** Diagrama esquemático de la evolución de patrones de estructuras internas en porfiroblastos, expuesto esquemáticamente en 3 etapas: **a)** etapa inicial con foliación S_1 y clivajes de crenulación S_2 , sin el desarrollo de un porfiroblasto. **b)** etapa de crecimiento del porfiroblasto con el desarrollo de un patrón interno de inclusiones determinado por la deformación alrededor del mismo porfiroblasto. **c)** etapa posterior a la formación del porfiroblasto en la cual ocurre otro proceso de deformación (que llamaremos D_2) que afecta a las estructuras S_2 generando una diferencia entre el patrón de deformación interno del porfiroblasto y la deformación a su alrededor. Extraído y modificado desde Passchier & Trouw (2005). 42
 - **Figura 20:** Diagrama esquemático con criterios de clasificación de la temporalidad de crecimiento de porfiroblastos según patrones internos de inclusiones definiéndose 4 estadios deformativos principales definidos en la imagen. Extraída desde Passchier & Trouw (2005). 43
 - **Figura 21:** Representación esquemática de microestructuras asociadas a porfiroclastos y porfiroblastos para un sentido de cizalle dextral, donde se muestra el desarrollo de colas tipo sigma (σ), tipo fi (ϕ) y tipo delta (δ). Extraído desde Passchier & Trouw (2005). 44
 - **Figura 22:** Tipos de márgenes convergentes. **a)** Margen acrecionario, caracterizado por una región de antearco con fallas alrededor de fosa deformada penetrativamente, zonas de gases hidratados asociadas a estructuras de borde y en algunos casos volcanismo asociado a sobrepresurización de sedimentos. **b)** Margen erosivo caracterizado por un empinado talud en la fosa, compuesto principalmente por rocas volcánicas, plutónicas y de manto. Las rocas sedimentarias suelen estar limitadas por cuencas de antearco. Extraída y modificada desde Clift & Vannucchi (2004). 45
 - **Figura 23:** Esquema de margen convergente en centro-sur de Chile, con segmentos principales correspondientes a: i) Prisma acreción frontal (FAP) compuesto por material deformado acrecionado desde placa inferior o por material desplazado desde placa superior. ii) Prisma de acreción medio (no siempre está presente), está compuesto generalmente por material viejo tectónicamente adherido al margen y limitado hacia el interior del continente por el “backstop” o límite con el prisma

- interno. c) Prisma interno (“framework rock”) consiste principalmente en rocas de basamento. Extraída y modificada desde Contreras-Reyes (2010). 46
- **Figura 24:** Microfotografías de los esquistos máficos de la UME con rumbos de láminas delgadas indicados en color rojo, obtenidas desde sectores de Llico Bajo (A), Huahuar (B), Estaquilla (C) donde se puede observar de manera gráfica la variación granulométrica dentro de la UME. R: 2,5 mm en A) y B); y 1 mm en C). 48
 - **Figura 25:** Mapa de la zona de estudio, escala 1:150.000, con los 6 sectores de interés definidos para este estudio indicados con una marca de color verde, con las muestras correspondientes a las láminas delgadas en marcas de color morado. Figura generada desde software ArcMap 10.5, 2021. 50
 - **Figura 26:** Afloramiento costero de los esquistos máficos de la UME en el sector de Llico Bajo en la ribera N del río Llico, con foliación S_1^* indicada esquemáticamente en color amarillo (Muestra LLID4P121). 51
 - **Figura 27:** Redes estereográficas del sector Llico Bajo, con el plano general de foliación S_1^* generado a partir de la concentración de planos de foliación totales ($n=14$). Datos recopilados desde Palape (2020) indicados en color negro y los obtenidos del presente estudio indicados en color celeste. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006). 52
 - **Figura 28:** Redes estereográficas del sector de Llico Bajo con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas para las microestructuras de: A) Foliación S_1^* , con tendencia general de orientación hacia el SW. B) Eje axial de clivajes de crenulación S_2^* , con tendencia general de orientación hacia el NE. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006). 53
 - **Figura 29:** Red estereográfica del sector de Llico Bajo con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas, para las microestructuras de: A) Vetillas $V_{1,1}$, sin seguir una orientación preferencial aparente B) Vetillas $V_{1,2}$, con tendencia general de orientación hacia el SW. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006). 53
 - **Figura 30:** Fotomicrografía de las Metabasitas de Estaquilla (Muestra LLID1P221) aflorando en sector de Llico Bajo, con porfiroblasto de clinzoisita desarrollando cola sigma (asimétrica) con un sentido de cizalle sinestral indicado en color amarillo. R: 2,5 mm. 54
 - **Figura 31:** Fotomicrografía de las Metabasitas de Estaquilla (Muestra LLID4P121) aflorando en sector de Llico Bajo, con porfiroblasto de actinolita desarrollando cola

- sigma (asimétrica) con un sentido de cizalle sinestral indicado en color amarillo. R: 2,5 mm. 54
- **Figura 32:** Afloramiento de los esquistos máficos de la UME ubicado a costado de camino en el sector de Cordillera del Zaraq (Muestra ESTD2P321). 55
 - **Figura 33:** Redes estereográficas del sector Cordillera de Zaraq, con el plano general de foliación S_1^* generado a partir de la concentración de planos de foliación totales ($n=9$). Datos recopilados desde Palape (2020) indicados en color negro y los obtenidos del presente estudio indicados en color celeste. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006). 56
 - **Figura 34:** Redes estereográficas del sector Cordillera del Zaraq con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas para las microestructuras de: A) Foliación S_1^* con tendencia general de orientación hacia el SW. B) Eje axial de clivaje de crenulación S_2^* con tendencia general de orientación hacia el NE. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006). 57
 - **Figura 35:** Fotomicrografía de las Metabasitas de Estaquilla (Muestra ESTD2P321), aforando en sector de Cordillera del Zaraq, con porfiroblasto de actinolita desarrollando cola sigma (asimétrica) con un sentido de cizalle dextral indicado en color amarillo. R: 1 mm. 57
 - **Figura 36:** Afloramiento costero de los esquistos máficos de la UME en el sector de Huahuar, observándose una foliación S_1^* indicada esquemáticamente en color amarillo (Muestra HUAD1P321). 58
 - **Figura 37:** Redes estereográficas del sector Huahuar, con el plano general de foliación S_1^* generado a partir de la concentración de planos de foliación totales ($n=8$). Datos recopilados desde Palape (2020) indicados en color negro y los obtenidos del presente estudio indicados en color celeste. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006). 59
 - **Figura 38:** Red estereográfica del sector Huahuar con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas para la microestructura de Foliación S_1^* , con tendencia general de orientación hacia el W. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006). 60
 - **Figura 39:** Redes estereográficas del sector Huahuar con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas para las microestructuras de: A) Vetillas $V_{1,1}$ con tendencia general de orientación hacia el

- W. B) Vetillas $V_{1,2}$ con tendencia general de orientación hacia el S. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006)..... 60
- **Figura 40:** Afloramiento de los esquistos máficos de la UME ubicados en propiedad privada en el sector de Tambor Alto, observándose una foliación S_1^* indicada esquemáticamente en color amarillo (Muestra ESTD2P521). 61
 - **Figura 41:** Red estereográfica del sector Tambor Alto, con plano general de foliación S_1^* generado a partir de la concentración de planos de foliación totales ($n=7$). Datos recopilados desde Palape (2020) indicados en color negro y los obtenidos del presente estudio indicados en color celeste. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006). 62
 - **Figura 42:** Redes estereográficas del sector Tambor Alto con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas para las microestructuras de: A) Foliación S_1^* con tendencia general de orientación hacia el S. B) Vetillas V_1 con tendencia general de orientación hacia el S. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006)..... 63
 - **Figura 43:** Afloramiento costero de los esquistos máficos de la UME en sector de Estaquilla, observándose una foliación S_1^* indicada esquemáticamente en color amarillo (Muestra ESTD1P421)..... 64
 - **Figura 44:** Red estereográfica del sector Estaquilla, con plano general de foliación S_1^* generado a partir de la concentración de planos de foliación totales ($n=6$) con datos obtenidos del presente estudio indicados en color celeste. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006)..... 64
 - **Figura 45:** Redes estereográficas del sector de Estaquilla con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas para las microestructuras de: A) Foliación S_1^* con una tendencia general de orientación hacia el SW. B) Vetillas $V_{1,1}$ con tendencia general de orientación hacia el NE. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006). 65
 - **Figura 46:** Fotomicrografía de las Metabasitas de Estaquilla (Muestra ESTD1P521), aflorando en sector de Estaquilla, con porfiroblasto de actinolita desarrollando cola fi (simétrica) sin poder identificar un sentido de cizalle. R: 2,5 mm..... 66
 - **Figura 47:** Afloramiento de los esquistos máficos de la UME, al costado de camino en el sector de Cordillera de Cajonmo con foliación S_1^* indicada esquemáticamente en color amarillo (Muestra ESTD1P621). 67

- **Figura 48:** Red estereográfica del sector Cordillera de Cajonmo, con plano general de foliación S_1^* generado a partir de la concentración de planos de foliación totales ($n=3$) con datos obtenidos del presente estudio indicados en color celeste. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006). 67
- **Figura 49:** Redes estereográficas del sector Cordillera de Cajonmo con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas para las microestructuras de: A) Foliación S_1^* con tendencia general de orientación hacia el S. B) Vetillas V_2 con tendencia general de orientación hacia el N. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006)..... 68
- **Figura 50:** Redes estereográficas de zona N de la UME con planos generales de Foliación S_1^* indicados en color negro y mediciones realizadas a laminas delgadas indicadas en color verde. A) Sector Llico Bajo. B) Sector Cordillera del Zarao. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006). 69
- **Figura 51:** Redes estereográficas de zona central de la UME con planos generales de Foliación S_1^* indicados en color negro y mediciones realizadas a laminas delgadas indicadas en color verde. A) Sector Huahuar. B) Sector Tambor Alto. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006). 70
- **Figura 52:** Redes estereográficas de zona S de la UME con planos generales de Foliación S_1^* indicados en color negro y mediciones realizadas en laminas delgadas indicadas en color verde. A) Sector Estaquilla. B) Sector Cordillera de Cajonmo. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006). 71
- **Figura 53:** Mapa geológico representando la variación interna de la UME en la intensidad de deformación con el “frente de alta intensidad indicado en color rojo. Para la variación en la orientación se representan los planos de foliación S_1^* obtenidos desde Palape (2020) indicados en color negro y los del presente estudio en color azul claro. Se indica con una estrella de color azul los sectores donde se reconocieron cizalles asociados a porfiroblastos. Mapa escala 1:150.000. Imagen generada desde software ArcMap 10.5, 2021. 74
- **Figura 54:** Mapa geológico con microfotografías representativas de la variación interna en la UME de la intensidad a partir de los indicadores cinemáticos asociados a porfiroblastos. A) Lamina delgada de sector Llico Bajo con geometría de cola delta y sentido de cizalle sinestral. B) Lamina delgada de sector Tambor Alto con geometría de cola fi sin sentido de cizalle. C) Lamina delgada de sector Estaquilla

con geometría de cola fi sin sentido de cizalle claro. Imagen generada desde software ArcMap 10.5, 2021..... 77

SOLO USO ACADÉMICO

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del problema

En el centro-sur de Chile (al S de los 34°S), se encuentran aflorando una importante cantidad de rocas metamórficas expuestas principalmente a lo largo de las zonas costeras, las cuales se han definido como rocas de basamento y han sido asociadas a la Serie Occidental del Cinturón Metamórfico Chileno, según el concepto de los Cinturones Metamórficos Pareados propuesto por Miyashiro (1961), siendo interpretadas como un complejo acrecionario de subducción de edad Paleozoico Superior (Gonzalez-Bonorino, 1970; Aguirre *et al.*, 1972; Hervé, 1988; Duhart *et al.*, 2001). De manera más local, Duhart *et al.* (1999) describió y definió las rocas expuestas entre los 39°S a los 42°S como el Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM), compuesto por una mezcla heterogénea de rocas, principalmente rocas meta-sedimentarias con intercalaciones de metabasitas y otros cuerpos rocosos menores. La zona de estudio del presente trabajo corresponde a la Unidad de Metabasitas de Estaquilla (UME) (Figura 1), la cual fue definida por Duhart *et al.* (1999) como parte del CMBM y fue recientemente re-definida por Palape (2020) como una unidad metamórfica independiente según criterios geológicos como la naturaleza del protolito, estructuras y deformación observadas, características geoquímicas y datos geocronológicos. La relevancia de esta unidad es que, al corresponder a un periodo geológico diferente a las rocas de los alrededores, interpretar el mecanismo de emplazamiento permitirá tener un mejor entendimiento de los procesos de subducción y acreción que tuvieron lugar en este segmento del margen de Suramérica durante el Cretácico Superior.

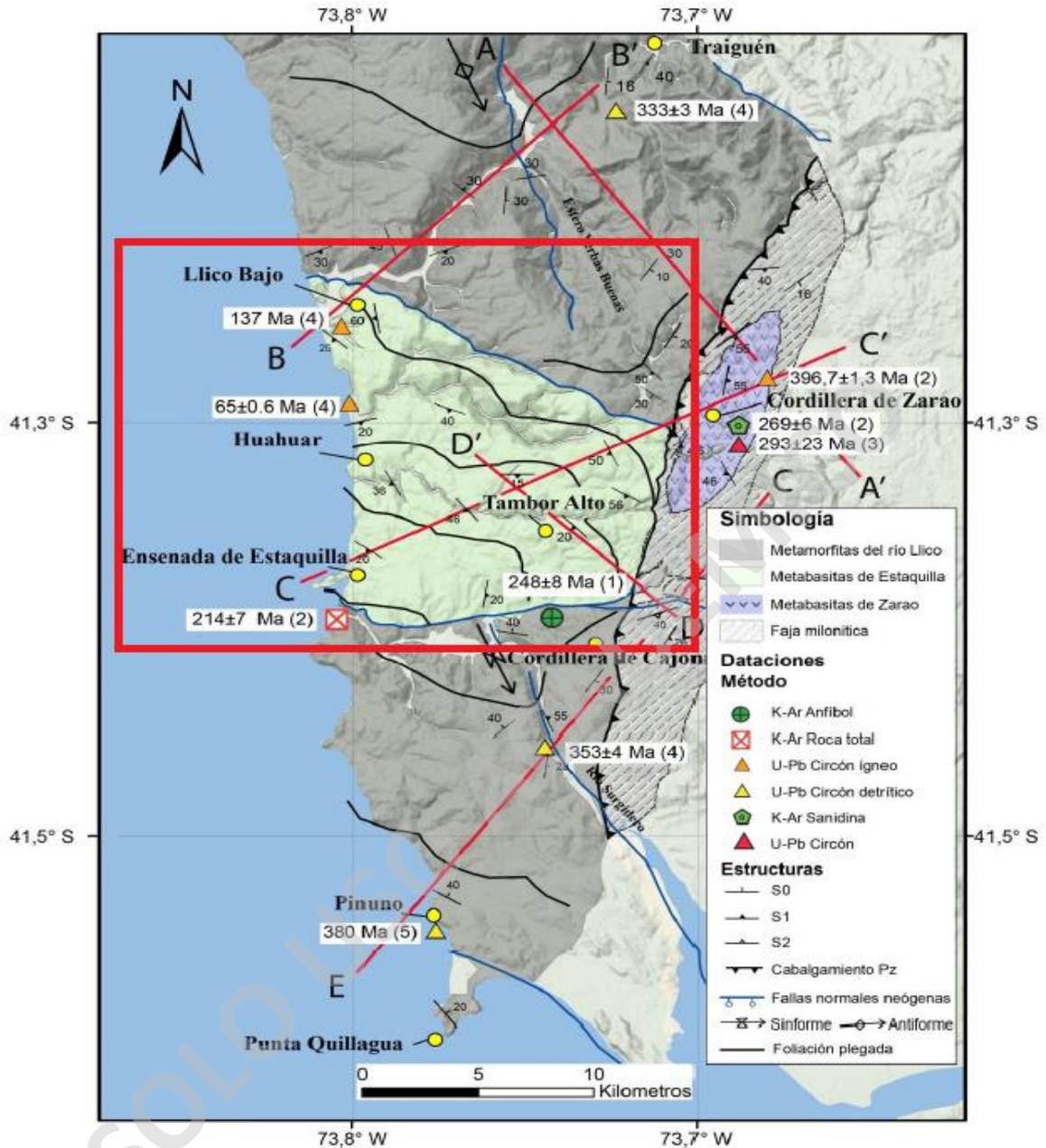


Figura 1: Mapa geológico de la zona de estudio (UME) indicada en polígono de color rojo junto al CMBM que servirá como contexto geológico. Edades obtenidas de estudios previos realizados en el sector indicados en la figura. Extraído y modificado desde Palape (2020).

Los antecedentes petrológicos indican que las rocas del CMBM corresponden en su mayoría a esquistos pelíticos con menores proporciones de esquistos máficos, además de algunos cuerpos miloníticos y traquíticos, junto a una menor proporción de cuerpos intrusivos; en general tienen asociaciones minerales características de la facies esquistos

verdes. Por su parte, las rocas de la UME corresponden sólo a esquistos máficos con asociaciones minerales de facies esquistos verdes a facies anfibolita (Duhart *et al.*, 2001; Marambio, 2015, Veas, 2017; Palape, 2020). Respecto a la geoquímica, los esquistos máficos del CMBM tienen firmas geoquímicas E-MORB, N-MORB y OIB; mientras que los de la UME solo tienen firmas N-MORB (Duhart *et al.*, 2001; Quezada, 2015; Palape, 2020).

En cuanto a los antecedentes geocronológicos, se han obtenido varias dataciones a lo largo del Centro-Sur de Chile, entre los 39° a 42°S. Las dataciones obtenidas por métodos Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar en roca total, corresponden a edades de enfriamiento de las rocas metamórficas y las dataciones obtenidas por el método U-Pb SHRIMP en circones detríticos, corresponden a la edad de sedimentación del protolito de las rocas del CMBM. Los resultados indican edades devónicas - carboníferas para los procesos de deformación y metamorfismo que afectaron a la mayor parte del CMBM, alcanzando un *peak* en la facies esquistos azules, mientras que otras edades pérmica - triásicas se asociaron a los procesos de metamorfismo que alcanzaron la facies esquistos verdes y que afectaron solo a la porción más joven del CMBM (Munizaga *et al.*, 1988; Kato y Godoy, 1995; Kato *et al.*, 1997; Duhart *et al.*, 2001, 2002). A partir de las dataciones disponibles actualmente sobre el CMBM y la UME, surgen dudas sobre la edad de emplazamiento de esta última, debido a que a pesar del contexto tectónico al cual se asocia el basamento metamórfico durante el Devónico – Pérmico, Hervé *et al.* (2016) obtuvieron edades cretácicas en muestras exclusivas de la UME de 137 Ma y $65 \pm 0,6$ Ma, evidenciando un *gap* temporal entre los procesos que afectaron al CMBM y los que afectaron a la UME (Figura 2) (Munizaga *et al.*, 1988; Kato y Godoy, 1995; Kato *et al.*, 1997; Duhart *et al.*, 2001; Marambio, 2015; Veas, 2017; Palape, 2020).

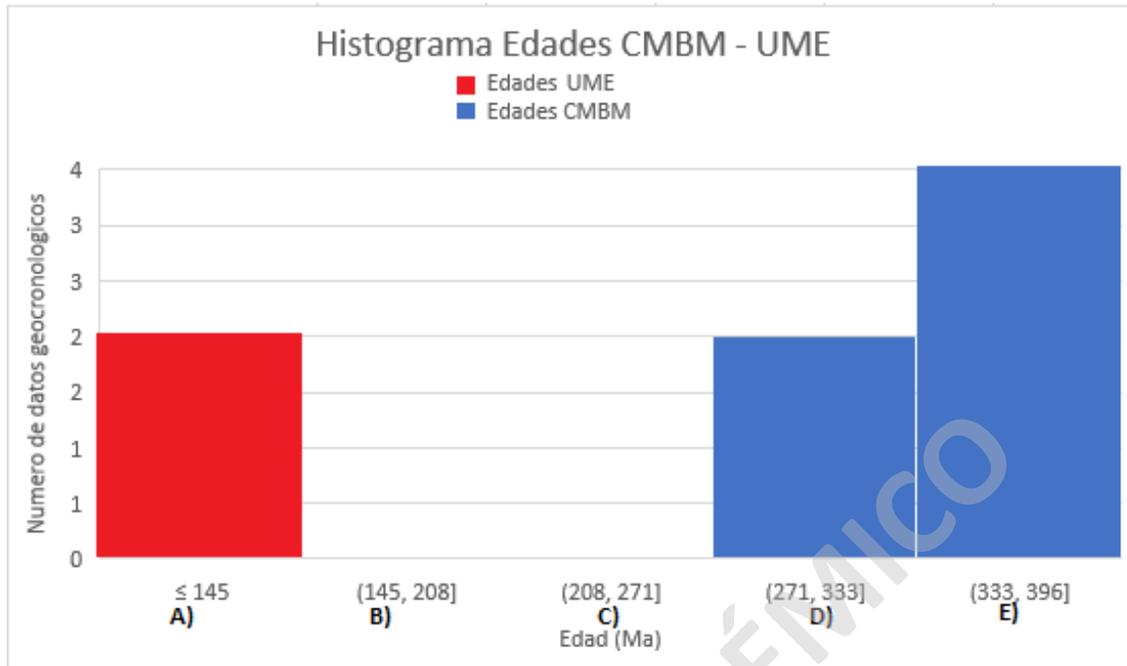


Figura 2: Histograma de edades obtenidas en rocas de la UME y el CMBM entre los 41,2° a los 41,6°S, obtenidas mediante el método U-Pb. Se definieron 5 rangos temporales: **A)** Cretácico – Cenozoico (<145 Ma); **B)** Triásico superior – Jurásico tardío (145 – 208 Ma); **C)** Pérmico medio – Triásico medio (208 – 271 Ma); **D)** Carbonífero inferior – Pérmico medio (271 – 333 Ma); **E)** Devónico medio – Carbonífero inferior (333 – 396 Ma). Datos obtenidos desde mapa geológico de Palape (2020). Histograma generado en programa Excel, 2021.

Por la parte estructural, la deformación observada en las rocas del CMBM indican que fue afectado por 2 eventos deformacionales definidos como: **i)** Evento D_1 que está asociado a un plegamiento regional con vergencia al W desarrollando estructuras correspondientes a planos de foliación S_1^* . **ii)** Evento D_2 que se asocia al cabalgamiento y exhumación de las Metavolcanitas de Zaraq (MZ) por encima de las Metamorfitas de Río Llico (MRL), asociado a la macroestructura conocida como Falla Cajonmo-Zaraq de tipo inversa y vergente al W representada con línea de color rojo en la [Figura 3](#), traza C-C'. Este evento generó estructuras correspondientes a clivajes de crenulación S_2 (Duhart *et al.*, 2001; Marambio, 2015; Palape, 2020). Por otro lado, la UME tiene una deformación que se define como sobrepuesta debido a las edades cretácicas de estas rocas, lo cual indica que estas rocas sufrieron 2 eventos deformacionales sincrónicos o posteriores a la formación del CMBM. Estos son: **i)** Evento D_1^* asociado a plegamiento a escala regional con ejes axiales de orientación E-W en el sector N y de orientación NE-SW en el sector S de la UME, los cuales desarrollan estructuras S-C con una foliación anastomosada S_1^* . **ii)** Evento D_2^* que localmente genera estructuras S_2^* correspondientes a clivajes de crenulación en planos

axiales de sinformes y antifformes (Palape, 2020). Estos eventos se representan esquemáticamente en los perfiles de la [Figura 3](#), trazas C-C' y D-D'.

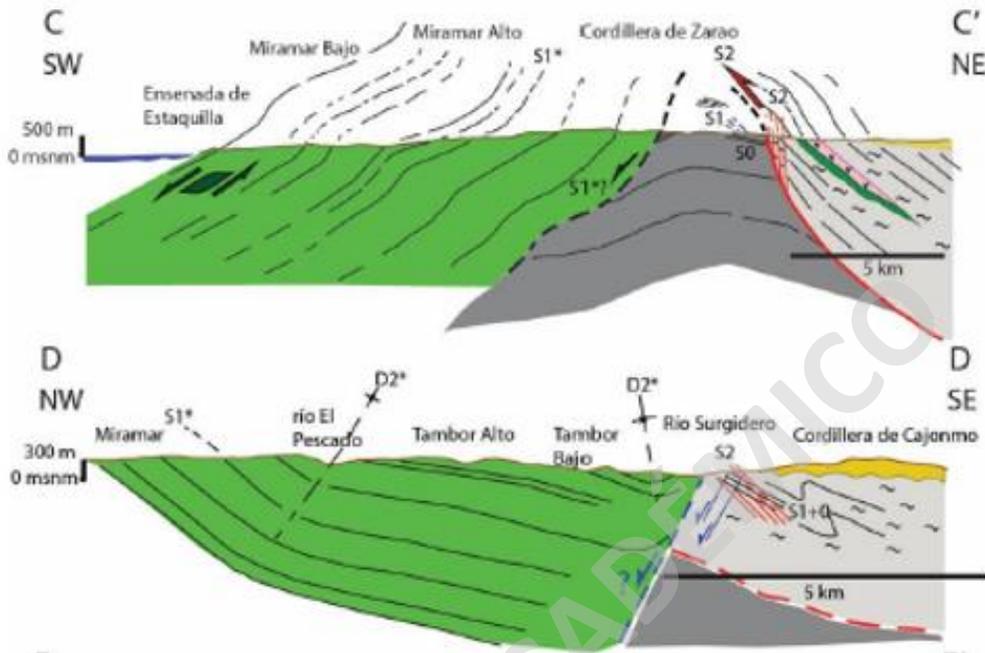


Figura 3: Perfiles geológicos de zona de estudio traza C-C' y D-D', con la UME en color verde y la MRL en color gris. Extraído desde Palape (2020).

Recopilando los antecedentes geológicos previamente mencionados, las principales discrepancias de la UME con el basamento metamórfico (CMBM) corresponden a: **i)** Las edades cretácicas presentadas por Hervé *et al.* (2016) para las rocas de la UME, respecto a las edades Devónico - Pérmico que se asocian a los procesos de deformación y metamorfismo que afectaron al CMBM; y **ii)** La deformación sobrepuesta definida por Palape (2020) para los esquistos máficos de la UME, desarrollando estructuras S_{1^*} y S_{2^*} . Por lo que la problemática del presente estudio se centrara en analizar a meso y microescala la deformación que afecto a esta unidad metamórfica y poder determinar cómo fue la dinámica de los procesos de deformación que se desarrollaron en este segmento del margen durante el periodo Cretácico.

1.2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

1.2.1 Marco geológico regional

Dentro de los antecedentes geológicos a nivel regional, en primer lugar se destaca el concepto de Cinturón Metamórfico Pareado de Chile según lo propuesto por Miyashiro (1961), el cual está conformado por 2 series principales definidas por autores a lo largo de los últimos años, como la Serie Occidental y la Serie Oriental que se interpretan como un complejo paleoacrecionario de subducción de edad paleozoica (Gonzalez-Bonorino, 1970; Aguirre *et al.*, 1972; Hervé *et al.*, 1988; Duhart *et al.*, 2001; Hervé *et al.*, 2007). Para efectos del presente trabajo, le daremos enfoque a la Serie Occidental, junto a una breve recopilación de la geodinámica del margen de subducción desde el Paleozoico en adelante.

1.2.1.1 Dominios morfológicos

Respecto a los antecedentes geomorfológicos, se distinguen en este segmento del margen en la X Región de Los Lagos, 3 dominios principales que corresponden a la Cordillera de la Costa, Valle Longitudinal y la Cordillera Principal (Figura 4). El dominio occidental correspondiente a la Cordillera de la Costa, la cual presenta una morfología de cordón montañoso con orientación NNE-SSW. Está compuesta principalmente de rocas metamórficas paleozoicas y se encuentra cortado por cursos fluviales de orientación preferente E-W, entre los que destacan el río Calle Calle, río Bueno y río Maullin. Hacia el N de la localidad de Bahía Mansa, se ubican las mayores alturas pudiendo sobrepasar los 1000 m.s.n.m., disminuyendo hacia el S hasta desaparecer a la altura de la desembocadura del río Maullin. El dominio central que corresponde al Valle Longitudinal, el cual consiste en una amplia zona topográficamente deprimida que esta rellena principalmente por rocas sedimentarias terciarias, con una menor proporción de rocas volcánicas Oligoceno - Mioceno. Estas rocas se encuentran cubiertas por depósitos cuaternarios de origen glaciar, fluvial, glacio-fluvial y piroclástico. Por último, el dominio oriental correspondiente a la Cordillera Principal, la cual conforma el arco volcánico de este margen de subducción. Está compuesta por diversas unidades geológicas que van desde rocas graníticas del Carbonífero, Jurásico – Cretácico y Neógeno, a rocas volcano-sedimentarias del Triásico-Jurásico y Terciarias; y por último rocas volcánicas cuaternarias. Tiene una altura promedio de 2000 m.s.n.m., con la excepción de algunos centros eruptivos que alcanzan hasta los 2500 m.s.n.m.

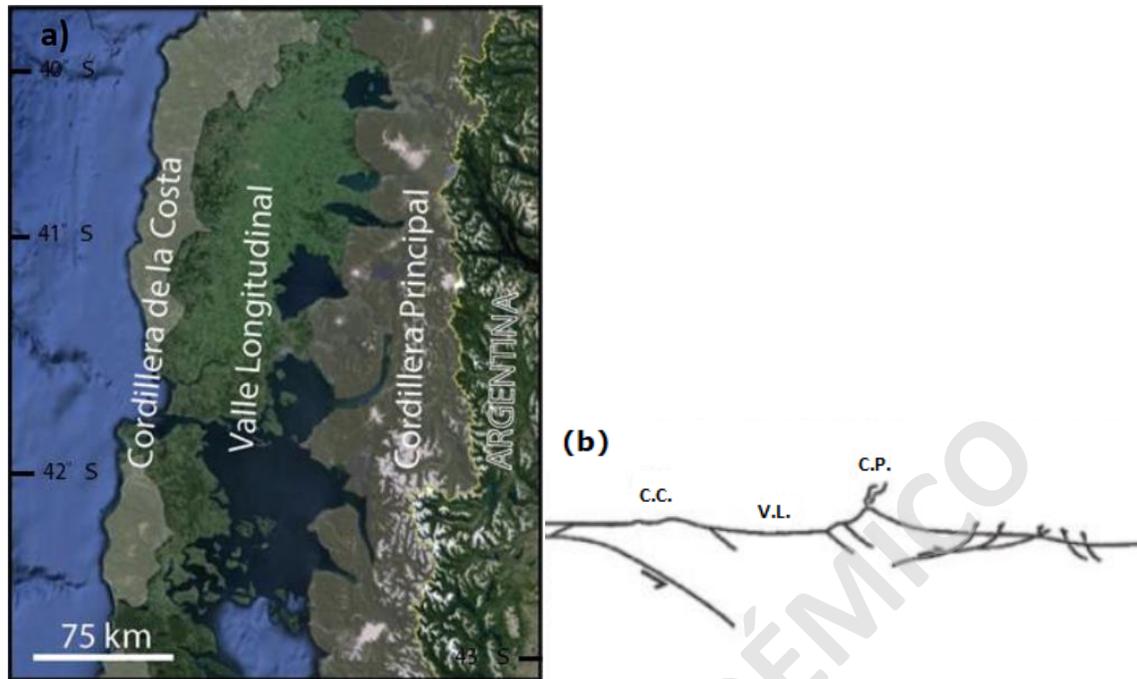


Figura 4: a) Imagen satelital con los dominios morfológicos regionales definidos entre los 40° a 42°S. Extraída y modificada desde Quezada (2015). b) Perfil esquemático de segmento del margen entre los 39° a 42°S, junto a los dominios morfológicos mostrados en a). Extraída y modificada desde Palape (2020).

1.2.1.2 Serie Occidental del Cinturón Metamórfico de Chile

En cuanto a las características principales de la Serie Occidental, esta corresponde a una mezcla de material siliciclástico de origen continental con porciones de corteza oceánica representada por metagrauvackas altamente deformadas con intercalaciones de metabasitas (con estructuras relictas de lavas almohadillas), metaexhalitas y serpentinitas (Gonzalez-Bonorino, 1970; Aguirre *et al.*, 1972; Duhart *et al.*, 2001, 2002; Hervé *et al.*, 1988, 2007, 2016, 2017, 2018; Veas, 2017). Tiene un límite transicional con la Serie Oriental a los 35,15°S, y en otras localidades es en contacto por falla ([Figura 5](#)) donde algunos estudios lo interpretaron como zonas de sutura costeros (Ernst, 1975) y más recientemente como fallas frágiles cretácicas (Willner *et al.*, 2005). Se ha identificado la ocurrencia de glaucofano, lawsonita (Saliot, 1968), y zussmanita (Massone *et al.*, 1998), lo cual sumado a los estudios geotermobarométricos realizados en las rocas de esta franja metamórfica, indica que la Serie Occidental asociada inicialmente al cinturón de Alta P – Baja T según lo propuesto por Miyashiro (1961), actualmente es interpretada como un complejo paleoacrecionario de subducción formado por procesos de acreción basal durante el Paleozoico Superior (Massone *et al.*, 1999; Willner *et al.*, 2005; Glodny *et al.*,

2005). Estudios recientes geocronológicos y geotermobarométricos identificaron condiciones P-T que permitieron identificar protolitos y eventos metamórficos diferentes a lo largo de la franja de rocas del centro-sur de Chile, por lo cual se ha separado la Serie Occidental en varios complejos metamórficos entre ellos el CMBM expuesto entre los 39° a 42°S (Hervé, 1988; Duhart *et al.*, 1997, 1999, 2001; Hervé *et al.*, 1998, 1999; Willner *et al.*, 2000). Edades Carbonífero – Pérmico han sido obtenidas en dataciones Rb-Sr en roca total en una amplia área entre los 34° - 43°S, entre ellas dataciones U-Pb SHRIMP realizadas en circones detríticos de esquistos metasedimentarios del CMBM que indican edades máximas de depositación entre los 330 - 345 Ma (Duhart *et al.*; 2001; 2002). El presente estudio se centrará en la UME definida como una unidad independiente del CMBM y que correspondería a metabasitas expuestas en el borde costero entre los 41,28° - 41,5°S.

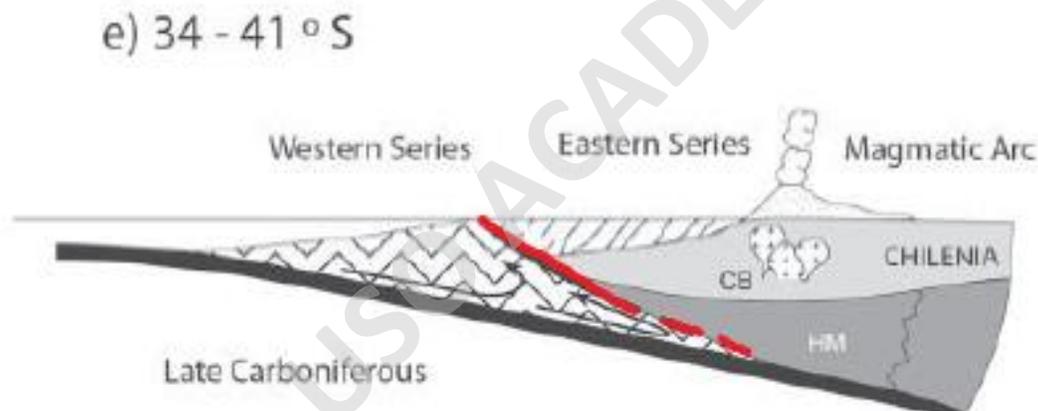


Figura 5: Perfil esquemático de distribución de Series Metamórficas del Cinturón Metamórfico Pareado del basamento chileno entre los 34° a 41°S, con contacto entre ambas series indicado en color rojo. Extraída y modificada desde Hervé *et al.* (2007).

1.2.1.3 Evolución geodinámica del margen SW de Gondwana (Paleozoico)

Durante el Paleozoico, el margen suroccidental de Gondwana tuvo una evolución tectónica que ha sido estudiada por diversos autores a lo largo de los últimos años. En términos generales, el basamento metamórfico expuesto desde Los Vilos hasta Chiloé constituye un complejo acrecionario de subducción que se desarrolló durante el Carbonífero al Pérmico. Este complejo evolucionó debido a la amalgamación de varios fragmentos de diferente tamaño y origen que se muestran en la [Figura 6](#) y que corresponden, desde N a S, a los terrenos de Arequipa, Antofalla, Chilenia-Cuyania,

Patagonia oriental, Patagonia occidental; los cuales fueron acrecionados al paleo-margen sur-occidental de Gondwana, resultando en 6 procesos orogénicos de distinta extensión temporal y espacial correspondientes a la Orogénesis Pampeana (Neo-Proterozoico – Cámbrico temprano), Orogénesis Ross (Cámbrico tardío – Ordovícico temprano), Orogénesis Famatiniana (Ordovícico medio – Silúrico tardío), Orogénesis Ocloyica (Ordovícico medio – Devónico), Orogénesis Chanica (Devónico medio – Carbonífero temprano) y finalmente la Orogénesis Gondwanica (Devónico – Pérmico medio) (Rapallini *et al.*, 2005; Hervé *et al.*, 2007; Heredia *et al.*, 2018, Palape, 2020). Dentro de estas las más relevantes para el presente trabajo corresponden a los procesos de la Orogénesis Chanica y Gondwanica, ya que temporalmente estarían asociadas a la formación de los complejos acrecionarios desarrollados en el centro-sur de Chile a estas latitudes.

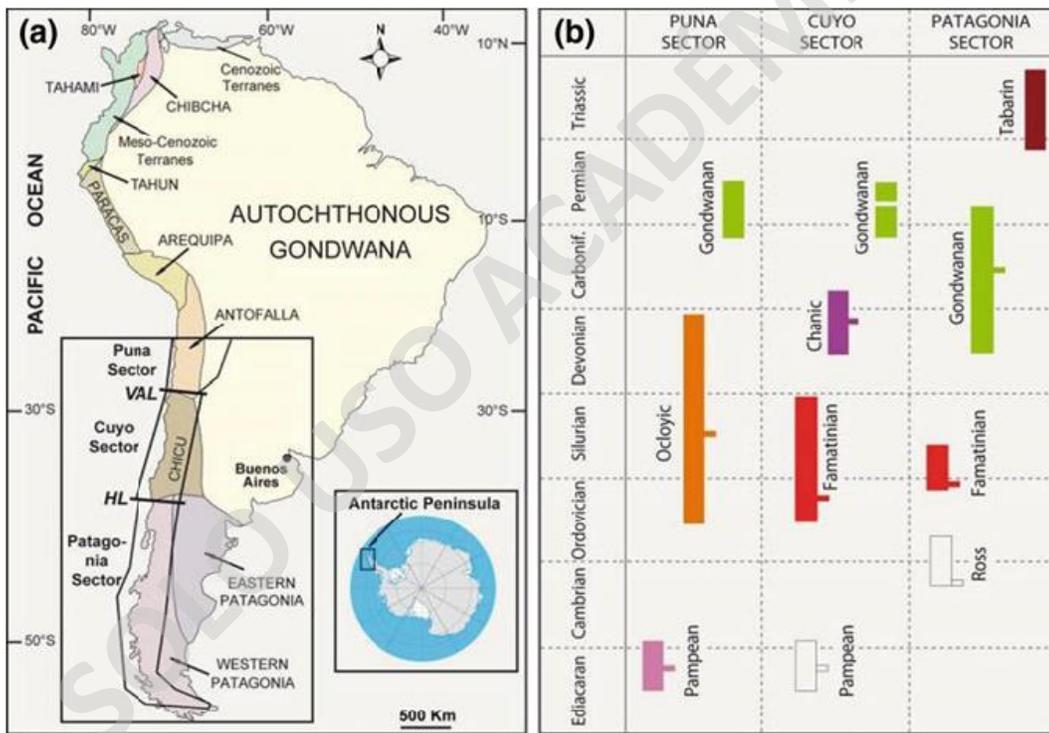


Figura 6: a) Distribución de terrenos acrecionados al margen suroccidental de Gondwana durante el Paleozoico Superior. b) Extensión temporal de los procesos orogénicos desarrollados durante la acreción de terrenos. Extraída desde Heredia *et al.* (2018).

1.2.1.4 Evolución geodinámica del margen de subducción Suramérica (Mesozoico).

Diversos estudios se han realizado para intentar entender de mejor manera la evolución geodinámica del margen de subducción que abarca el centro-sur de Chile durante el

Mesozoico. En primer lugar, Navarrete *et al.* (2019) habla de la evolución del margen desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Medio; donde principalmente destacan variaciones del ángulo de subducción principalmente asociadas a un evento de *flat-slab* que tuvo lugar desde el Triásico al Jurásico temprano, responsable de la migración hacia el E de un arco magmático adakítico en el S de la Patagonia junto a un episodio contraccional durante el Triásico tardío que posteriormente daría paso a un periodo de magmatismo intraplaca denominado “*Chon Aike*” debido a una anomalía térmica del manto, durante el Jurásico temprano. Finalmente propone el desarrollo de un evento de *rollback* del *slab* durante el Jurásico Medio, que habría sido inducido por un flujo astenosférico (Navarrete *et al.*, 2019).

Posteriormente, durante el periodo Cretácico, la evolución geodinámica del margen de subducción del centro-sur de Chile fue analizada recientemente por Gianni *et al.* (2018) estudiando las etapas tempranas en el desarrollo de las distintas Fajas Plegadas y Corridas (“FPC”) que componen el segmento andino entre los 35,3° a 48°S, junto a la relación espacio-tiempo en el desarrollo de estas FPC con el comportamiento del arco magmático analizando los cambios geodinámicos en la subducción andina durante la construcción del orógeno andino (Gianni *et al.*, 2018). Según estos análisis, se ha propuesto un ajuste tectónico que corresponde a una subducción plana de gran extensión (aproximadamente 1350 km de extensión) la cual generó el desarrollo de varias FPC en la zona del ante-arco. Esta configuración del margen de subducción habría ocurrido producto del evento de *flat-slab* “*Nale*”, el cual sería la principal causa de la evolución del arco magmático desde el Cretácico hasta el Paleoceno temprano, la cual comprende una etapa de migración continua del frente del arco hacia el E asociado a las etapas iniciales del desarrollo de distintas FPC a lo largo del margen que tiene su inicio desde la parte S del segmento durante el Cretácico, hacia la parte N durante el Cretácico tardío al Eoceno temprano (Llambias & Rapela, 1989; Franchini *et al.*, 2003; Kay *et al.*, 2006; Ramos & Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2006; García Morabito & Ramos, 2012; Spagnoulo *et al.*, 2012; Folguera *et al.*, 2015; Rojas Vera *et al.*, 2015; Fennell *et al.*, 2015; Di Giulio *et al.*, 2016; Horton & Fuentes, 2016). Además, se tienen evidencias de un *gap* temporal en el magmatismo asociado a la colisión de un *ridge* meso-oceánico con el margen de subducción generando un evento de “*slab window*” junto a un posterior retroceso del arco magmático hacia el W durante el Paleoceno medio al Mioceno temprano producto de la depositación sin-tectónica del Grupo Chubut, para luego volver a aparecer hacia el E

durante un magmatismo extensional de intraplaca hacia el interior del continente durante el Eoceno – Mioceno (Gianni *et al.*, 2018).

1.2.1.5 Contexto geodinámico actual

En lo que respecta al contexto geodinámico actual, el segmento del margen de subducción del centro-sur de Chile entre los 39°S a los 48°S está dominado por un régimen de subducción normal con volcanismo activo de diferentes centros eruptivos, donde el control estructural está determinado por la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), definida como un sistema de fallas de intra-arco con una extensión superior a los 1000 km y un deslizamiento regional de rumbo dextral transpresivo, cuyo registro de actividad va desde el Eoceno – Mioceno hasta la actualidad (Cembrano & Hervé, 1993; Cembrano *et al.*, 1996; Hernández-Moreno *et al.*, 2014) y que estaría afectando a las rocas de los distintos complejos acrecionarios Paleozoicos expuestos en a lo largo del centro-sur de Chile.

1.2.2 Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM)

En el segmento de interés para este estudio, las rocas expuestas en superficie se agrupan principalmente en la Serie Occidental del Cinturón Metamórfico de Chile definida por Aguirre *et al.* (1972), donde afloran entre los 39° a 42°S el CMBM que será entendido como el contexto geológico de la zona de estudio correspondiente a la UME. Los distintos afloramientos expuestos en este segmento del margen fueron agrupados y definidos por Duhart *et al.* (1999), según características petrológicas y estructurales, como el CMBM. Este se compone de esquistos pelíticos, metagrauvacas y esquistos máficos de afinidades oceánicas, con menor proporción de cuerpos máficos a ultramáficos tectónicamente emplazados, milonitas a ultramilonitas y escasos cuerpos intrusivos traquíticos e intercalaciones de metaignimbritas (Duhart *et al.*, 2001; Quezada, 2015; Marambio, 2015; Hervé *et al.*, 2016; Veas, 2017; Palape, 2020). Las rocas pertenecientes al CMBM tienen asociaciones minerales características de la facies esquistos verdes, con mineralogía observada en los esquistos pelíticos de cuarzo – muscovita – clorita – albita – biotita – titanita – turmalina. Sin embargo, hay evidencias mineralógicas y geotermobarométricas que evidencian un *peak* metamórfico que alcanza la facies esquistos azules (Massone *et al.*, 1998; Duhart *et al.*, 2001, 2002; Hervé *et al.*, 2007; Veas, 2017).

Los distintos estudios realizados a las rocas del CMBM indican que este fue afectado por 2 eventos, con una fase principal D₂ reconocida por las asociaciones minerales

observadas, que alcanzo la facies esquistos verdes y una fase de metamorfismo inicial D_1 , la cual alcanzo la transición de facies anfibolitas – esquistos azules. Estos eventos generaron una deformación de carácter dúctil y penetrativa que desarrollo una foliación S_1 y clivajes de crenulación S_2 (Duhart *et al.*, 2001; Marambio, 2015; Veas, 2017; Vildoso, 2017; Palape, 2020). Estudios más recientes y detallados del CMBM, permiten separar las rocas dentro del complejo metamórfico en 3 subunidades denominadas las Metamorfitas de Rio Llico (MRL), las Metabasitas de Zarao (MZ) y la Faja Milonítica (FM) definidas recientemente por Palape (2020).

Las rocas de la MRL corresponden a la unidad de mayor extensión espacial del CMBM, lo cual se puede evidenciar en su gran tamaño respecto a las demás unidades definidas por Duhart *et al.* (1999) como parte de este complejo metamórfico. Actualmente se definen 3 litofacies principales dentro de esta unidad: A) Sector Llico Bajo – Traiguén: Parte N de la MRL y consiste en una alternancia de metareniscas heterolíticas de lutita dominante y metapelitas. B) Sector Rio Surgidero – Cordillera Cajonmo: Parte central de la MRL, que consiste en una alternancia de metareniscas heterolíticas de lutita dominante y metapelitas, similar al sector N. C) Sector Pinuno – Punta Quillagua: Parte S de la MRL, que consiste, a diferencia de los sectores anteriores, en una alternancia de metareniscas y metareniscas heterolíticas de arena dominante (Palape, 2020). Las rocas de las MZ corresponden a intercalaciones de metabasitas con escasas metatraquítas, que se encuentran inmersas en las rocas metasedimentarias del CMBM (Vildoso, 2017; Palape, 2020). Las metabasitas de esta unidad, varían su textura y granulometría desde E a W, pasando desde una textura nematoblástica a una granoblástica. Presentan planos de clivaje que poseen una orientación preferente de cristales de actinolitas y cloritas finas. Por otro lado, las metatraquítas mantienen texturas relictas del protolito ígneo, indicando un bajo grado de deformación. Estas últimas han sido datadas en 2 oportunidades obteniéndose edades U-Pb entre los 382 a los 396 Ma (Duhart *et al.*, 2001; Vildoso, 2017; Hervé *et al.*, 2018; Palape, 2020). Finalmente, las rocas de la FM corresponden a metapelitas y algunas metapsamopelitas en el sector de la Cordillera de Cajonmo, con una foliación milonítica y presentando porfiroblastos de granate sin-cinemáticos a la foliación S_1 con desarrollo de colas sigma. Estas tienen una mineralogía con cuarzo – biotita – muscovita – clorita – granate – plagioclasa – epidota – opacos, en una textura lepidogranoblástica. Estas metapelitas envuelven a la MZ y según sus características microscópicas y microestructurales se asocia a una faja milonítica (Palape, 2020).

Para el segmento del margen que conforma el CMBM, los estudios realizados indican 2 eventos de deformación y metamorfismo definidos como D_1 y D_2 (mencionados anteriormente), los cuales desarrollan estructuras definidas como S_1 y S_2 , correspondientes a foliación y clivajes de crenulación respectivamente (Kato, 1985; McDonough *et al.*, 1997; Duhart *et al.*, 2001, 2002, 2009; Palape, 2020). La foliación S_1 se encuentra bien desarrollada en la mayoría de las rocas, con una mayor intensidad en las zonas N y S del CMBM (en las localidades de Traiguén, Cerro Los Corrales, Cordillera de Zarao, Pinuno, Punta Quillagua) observándose orientaciones variables entre los sectores como se muestra en la

Figura 7. Por su parte, los clivajes de crenulación S_2 se desarrollan localmente en los sectores de Llico Bajo, Cordillera de Zarao y Cerros de Cajonmo en las cercanías a la falla inversa Zarao-Cajonmo de rumbo NNE-SSW y manteo de 50° ESE (Palape, 2020).

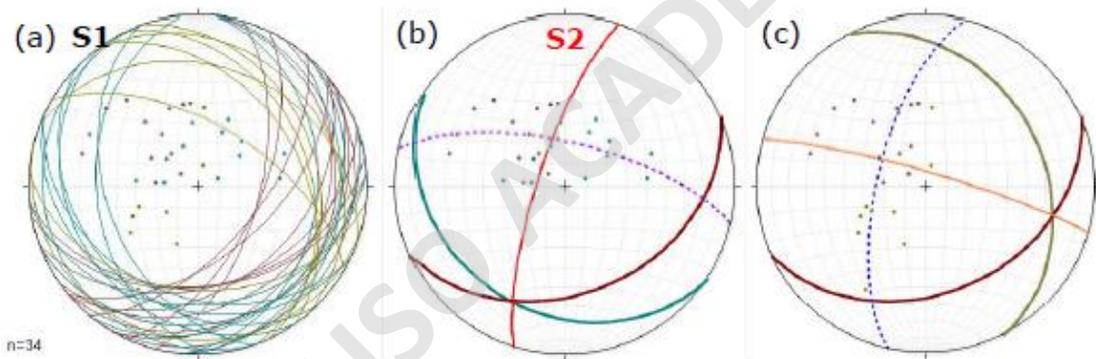


Figura 7: Redes estereográficas del CMBM: a) Con el total de datos de ($n=34$); b) Planos resultantes de la concentración de polos de la parte Norte del CMBM en los sectores de Llico Bajo y Traiguén (línea celeste); c) Planos resultantes de la concentración de polos de la parte Sur del CMBM, en los sectores de Pinuno y Punta Quillagua (línea en verde). Extraída desde Palape (2020).

1.2.3 Unidad de Metabasitas de Estaquilla (UME)

La zona de estudio se ubica en la X Región de Los Lagos, al W de la localidad de Los Muermos y al N de la ciudad de Ancud (Anexo 1). El punto base durante la campaña de terreno realizada en la zona de estudio corresponde a la localidad de Llico Bajo y se puede acceder desde las localidades de Fresia y Los Muermos por las rutas V-320 desde el N y V-496 desde el S, donde las principales vías de acceso al interior de la UME se indican en la Figura 8.

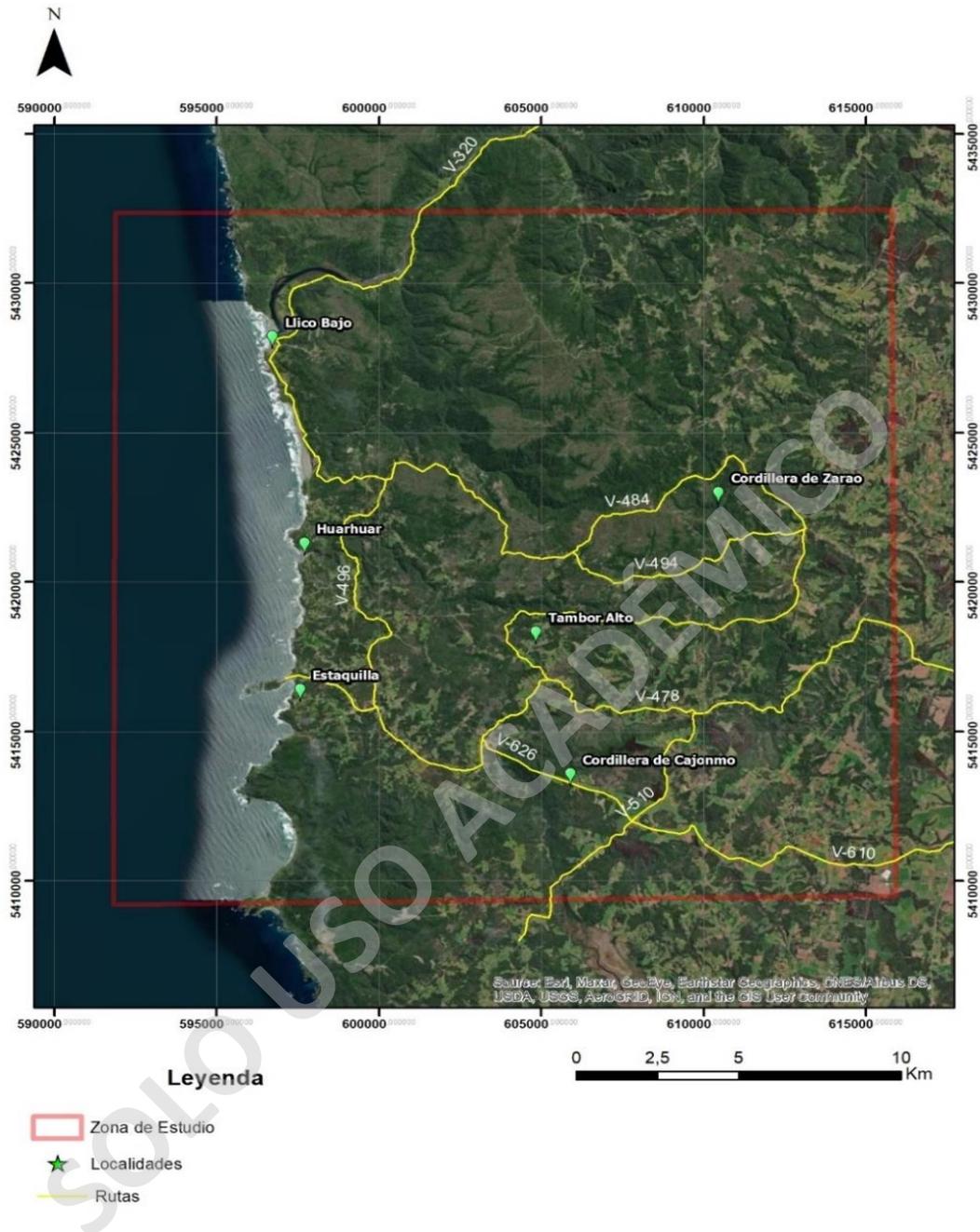


Figura 8: Zona de estudio indicada con polígono de color rojo, escala 1:150.000 con las principales vías de acceso indicadas en color amarillo. Imagen Satelital Landsat 8, generada desde software ArcMap 10.5, 2021.

Los principales afloramientos observados y analizados durante la campaña de terreno en la zona de estudio están expuestos en los sectores costeros de Llico Bajo, Huarhwar y Estaquilla, mientras que, en sectores interiores los afloramientos están expuestos en cortes

de camino, canteras y algunos en propiedad privada y las principales vías de acceso que se recorrieron corresponden a las rutas V-478, V-484, V-494 y V-496 (Figura 8).

Esta unidad metamórfica, correspondiente al foco del presente estudio, fue recientemente redefinida como una unidad independiente y separable del resto del CMBM por Palape (2020), para lo cual se basó en los criterios de la naturaleza del protolito, petrología, afinidad geoquímica y estructuras observadas. Los esquistos máficos de la UME tienen firma geoquímica N-MORB caracterizados por estar empobrecidos en elementos incompatibles como se puede observar en la Figura 9. Según los estudios previos realizados, el patrón geoquímico de los esquistos máficos de la UME caen en el límite entre los campos de basaltos alcalinos y subalcalinos, sin embargo, diversos autores han interpretado que el protolito de los esquistos máficos de la UME correspondería a basaltos toleíticos (Crignola *et al.*, 1997; Duhart *et al.*, 2001; Quezada, 2015; Palape, 2020).

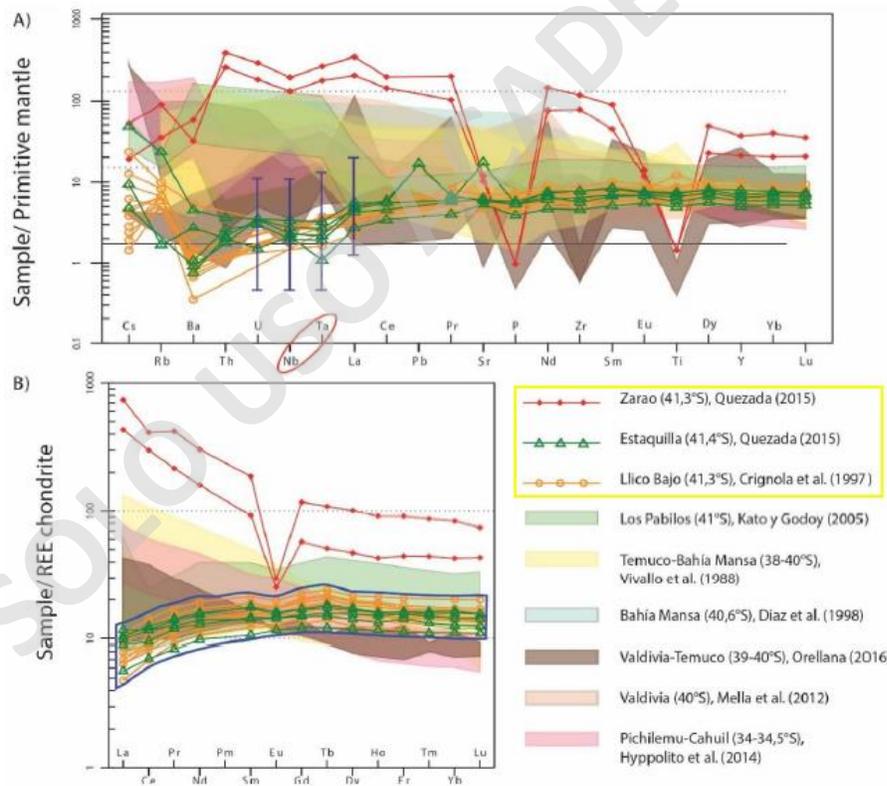


Figura 9: A) Diagrama spider multielementos normalizado al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995). B) Diagrama REE normalizados al Condrito de Boyton (1984). Se muestran los datos correspondientes a la UME de color verde para el sector de Estaquilla y líneas anaranjadas para el sector de Llico Bajo. Extraída desde Palape (2020).

Los principales antecedentes geocronológicos disponibles de los esquistos máficos de la UME fueron obtenidas mediante el método U-Pb SHRIMP las que corresponden a muestras extraídas en las cercanías de Huahuar y Estaquilla, las cuales fueron interpretadas según Hervé *et al.* (2016) como un evento de intrusión con el emplazamiento de un cuerpo ígneo para el dato de 137 Ma y como una edad de cristalización para el dato 65 Ma. A partir de estas nuevas dataciones se evidencia un *gap* temporal entre las rocas de la UME versus las rocas del resto del CMBM (como se observó en el histograma de la [Figura 2](#)) lo cual sería consecuencia de procesos de acreción diferentes que afectaron a este segmento del margen según lo mencionado por Palape (2020).

1.2.3.1 Antecedentes petrológicos de la UME

Las rocas de la UME corresponden a esquistos máficos con características petrológicas de facies esquistos verdes, compuestas por una mineralogía de actinolita, clorita, clinozoisita, plagioclasa, epidota, titanita, cuarzo, opacos que desarrollan una textura nematoblástica con dominios de actinolita - plagioclasa - clinozoisita. Además, se han observado texturas de lavas almohadilladas en el sector de San Carlos, en las cercanías de Pucatrihue y Curiñanco, información que concuerda con los patrones geoquímicos N-MORB de estas rocas que indican una proveniencia de corteza oceánica (Duhart *et al.*, 2001; Marambio, 2015; Veas, 2017; Palape, 2020).

Respecto a los antecedentes petrológicos más relevantes a microescala, están la presencia de fenocristales relictos de plagioclasa de tamaño de grano hasta 1 - 2 mm, los cuales se encuentran alterados a epidota - clinozoisita y presentan una deformación evidenciada por el reemplazo a mica blanca en partes internas y los bordes recristalizados ([Figura 10](#)), estos cristales permiten discriminar el posible protolito básico en conjunto a los cristales de anfíbola (actinolita). Otras características descritas a microscopio en estudios previos indican que las actinolitas se observan con habito tabular y orientados en una dirección preferencial, también que cristales de cuarzo se dan en la matriz en tamaño de grano muy fino (<5 mm) y con extinción ondulosa, pero también puede encontrarse como relleno de vetillas con un tamaño de grano fino a medio. Por último, se menciona que los cristales de clorita son escasos en las muestras de la UME (Marambio, 2015; Veas, 2017).

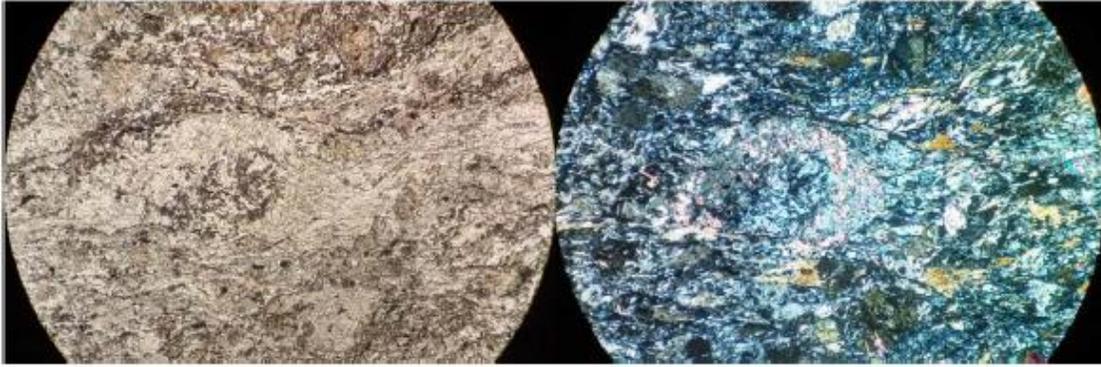


Figura 10: Deformación en fenocristales de plagioclasa evidenciado por reemplazo a mica blanca en zonas internas R: 2mm. Extraído desde Marambio, 2015.

1.2.3.2 Antecedentes estructurales de la UME

Respecto a las estructuras observadas en la UME, en términos generales se identifican 2 eventos de deformación, con un plegamiento a mesoescala vergente al W junto al desarrollo de una foliación penetrativa anastomosada S_1^* , junto al desarrollo de indicadores cinemáticos S-C. Respecto a las estructuras S_2^* corresponden a clivajes de crenulación desarrollado en los planos axiales de bandas *kink* que pliegan a la foliación S_1^* . Los datos estructurales indican 2 direcciones preferentes para la foliación S_1^* como se muestra en la [Figura 11](#) pero indicando una tendencia general hacia el S (Palape, 2020).

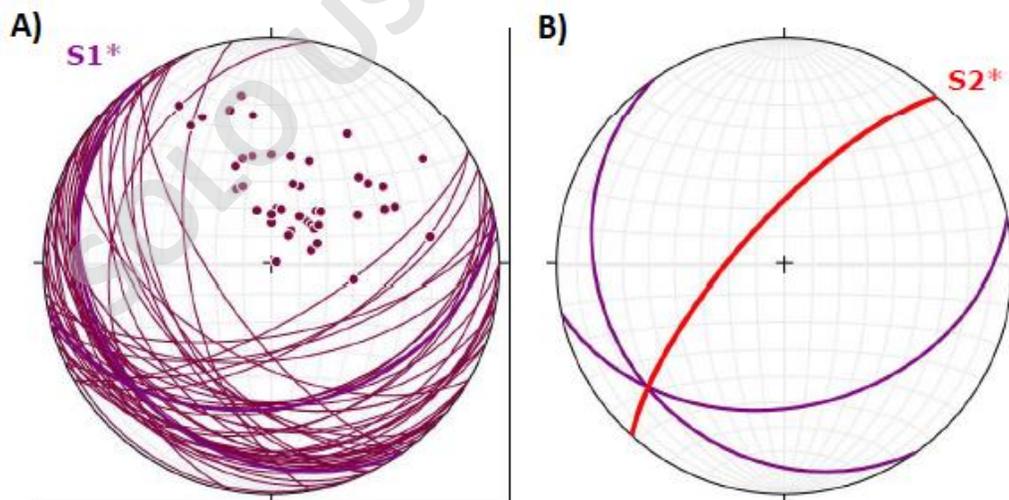


Figura 11: Redes estereográficas de la UME: a) Con el total de datos ($n=47$); b) Con los planos resultantes de la concentración de polos. Estos indican 2 orientaciones preferenciales de la Foliación S_1^* , una de rumbo NW – SE con manteo hacia el SW y una segunda de rumbo NE – SW con manteo hacia el SE. Extraída y modificada desde Palape, 2020.

Respecto a la deformación descrita a microescala en las rocas de la UME, estudios previos observaron evidencias de deformación dúctil, con el desarrollo de microestructuras rotacionales en cristales de anfíbola conocidas como “*Core and Mantle*” mostrada en la [Figura 12](#), estos cristales se asocian a los planos de foliación principal S_1^* . También se observaron estructuras S_2^* correspondientes a clivajes de crenulación ([Figura 13](#)) que autores previos definen como un plano de estratificación S_3 y por último microestructuras de peces minerales, que corresponden a cristales elongados principalmente (Marambio, 2015).

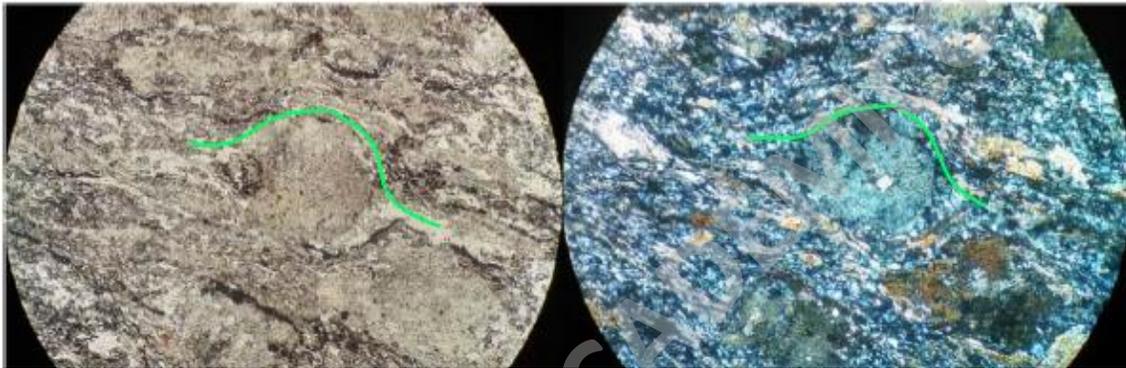


Figura 12: Estructuras rotacionales “*Core and Mantle*” en cristales de anfíbola. Extraída y modificada desde Marambio (2015).

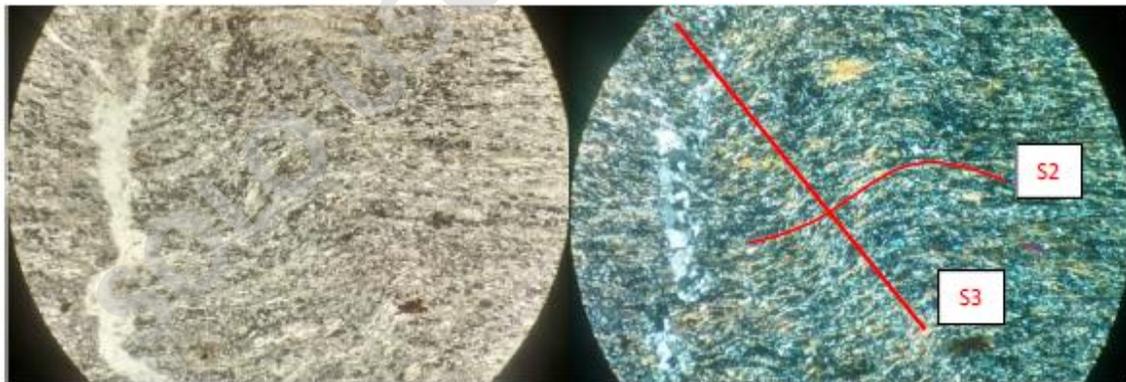


Figura 13: Estructuras de clivaje de crenulación S_3 definidas por Marambio (2015), observadas en lámina delgada. (R: 2mm). Extraída desde Marambio (2015).

Por otro lado, hay antecedentes microestructurales que evidencian una deformación en un régimen frágil, desarrollando microestructuras correspondientes a vetillas que están

rellenas de cuarzo y se encuentra cortando a las microestructuras previas de foliación S_1^* y a los clivajes de crenulación S_2^* , como se muestra en la [Figura 14](#).

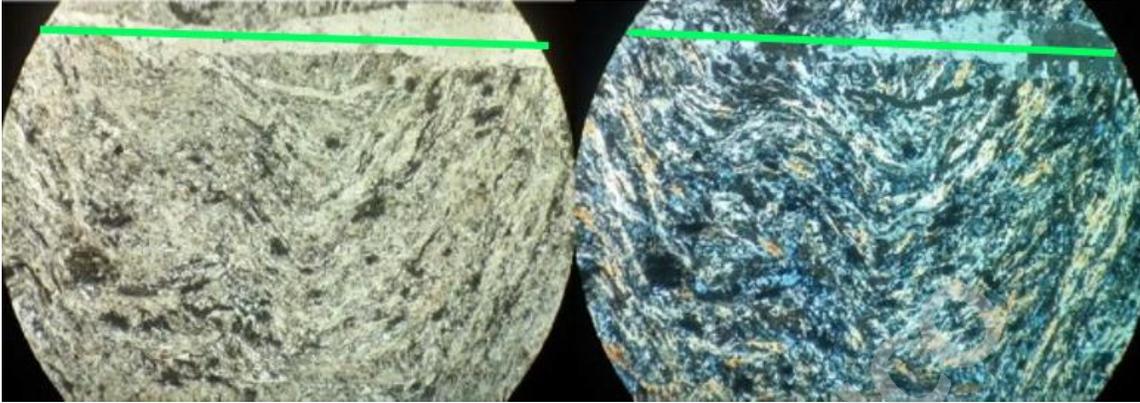


Figura 14: Estructuras de deformación desarrolladas en un régimen frágil correspondientes a vetillas rellenas de cuarzo indicadas en color verde, observadas en lámina delgada (R: 2mm). Extraída y modificada desde Marambio (2015).

SOLO USO ACADÉMICO

1.3 Hipótesis

A partir de los antecedentes mencionados previamente, se puede desprender un aspecto relevante, aun por profundizar o entender, que corresponde a la dinámica de subducción bajo la cual se acrecionó esta unidad metamórfica. Las rocas de la UME que corresponden a esquistos máficos con características de corteza oceánica y que se habrían adosado al margen de subducción durante el periodo Cretácico, tendrían variaciones internas en la intensidad de la deformación que podrían indicar una posible dinámica de acreción para estas rocas.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Contribuir con nuevos antecedentes geológicos respecto a la deformación a microescala de los esquistos máficos de la Unidad de Metabasitas de Estaquilla para una mejor comprensión e interpretación de su evolución geodinámica durante el periodo Cretácico.

1.4.2 Objetivos específicos

1. Aportar con nuevos antecedentes microestructurales de la Unidad de Metabasitas de Estaquilla, a partir de la identificación de las principales microestructuras mediante la descripción de láminas delgadas.
2. Analizar la deformación a microescala que afecto a las rocas de la Unidad de Metabasitas de Estaquilla, con el fin de interpretar la dinámica de deformación que afecto a estas rocas.
3. Determinar las variaciones internas en la deformación y mineralogía de la Unidad de Metabasitas de Estaquilla.
4. Reinterpretar la dinámica de acreción de la Unidad de Metabasitas de Estaquilla, dentro de un contexto regional en el centro-sur de Chile, entre los 39° a 42°S.

1.5 Metodología de trabajo

Para cumplir con el objetivo general se llevaron a cabo varias etapas de trabajo:

En primer lugar, se realizó un levantamiento de geológico preliminar que consistió en una recopilación de material bibliográfico de la zona de estudio para la preparación de la

campana de terreno al sector de Llico Bajo. Sumado a esta recopilación, se elaboraron mapas topográficos georreferenciados a escala 1:150.000 con los principales puntos de control realizados en trabajos previos principalmente el más reciente de Palape (2020), junto a las principales rutas o caminos, localidades principales y posibles puntos de control a realizarse durante la campana de este trabajo. También, durante el proceso de recopilación bibliográfica, se identificaron las problemáticas en la información disponible obtenida desde publicaciones, memorias y tesis previas sobre la zona. También se realizó la elaboración periódica de informes y mapas geológicos con los distintos avances del estudio en la etapa post campana de terreno y para concluir este trabajo, se realizó un informe final que incluyese los resultados obtenidos, discusiones y conclusiones del presente estudio. Respecto a la metodología para cada objetivo específico mencionado anteriormente se exponen a continuación.

Para llevar a cabo los **objetivos específicos 1** se realizó la obtención de 14 muestras orientadas y nuevos datos estructurales para un análisis meso y microestructural de las orientaciones de las mesoestructuras (foliación S_1^* principalmente) y microestructuras identificables dentro de la UME. Además, se realizó un mapa geológico con los puntos de control realizados durante la campana de terreno en una escala 1:150.000 junto a las principales vías de acceso y localidades (Figura 15) para posteriormente realizar un mapa geológico que muestre las variaciones internas en la deformación que afectó a la UME. Además, se realizó una recopilación bibliográfica acerca de los principales conceptos de micro-tectónica, de las principales microestructuras reconocibles en lámina delgada en rocas metamórficas y de los distintos aspectos relevantes en los márgenes de subducción acrecionarios para un análisis de la dinámica de subducción que desarrollo estas rocas.

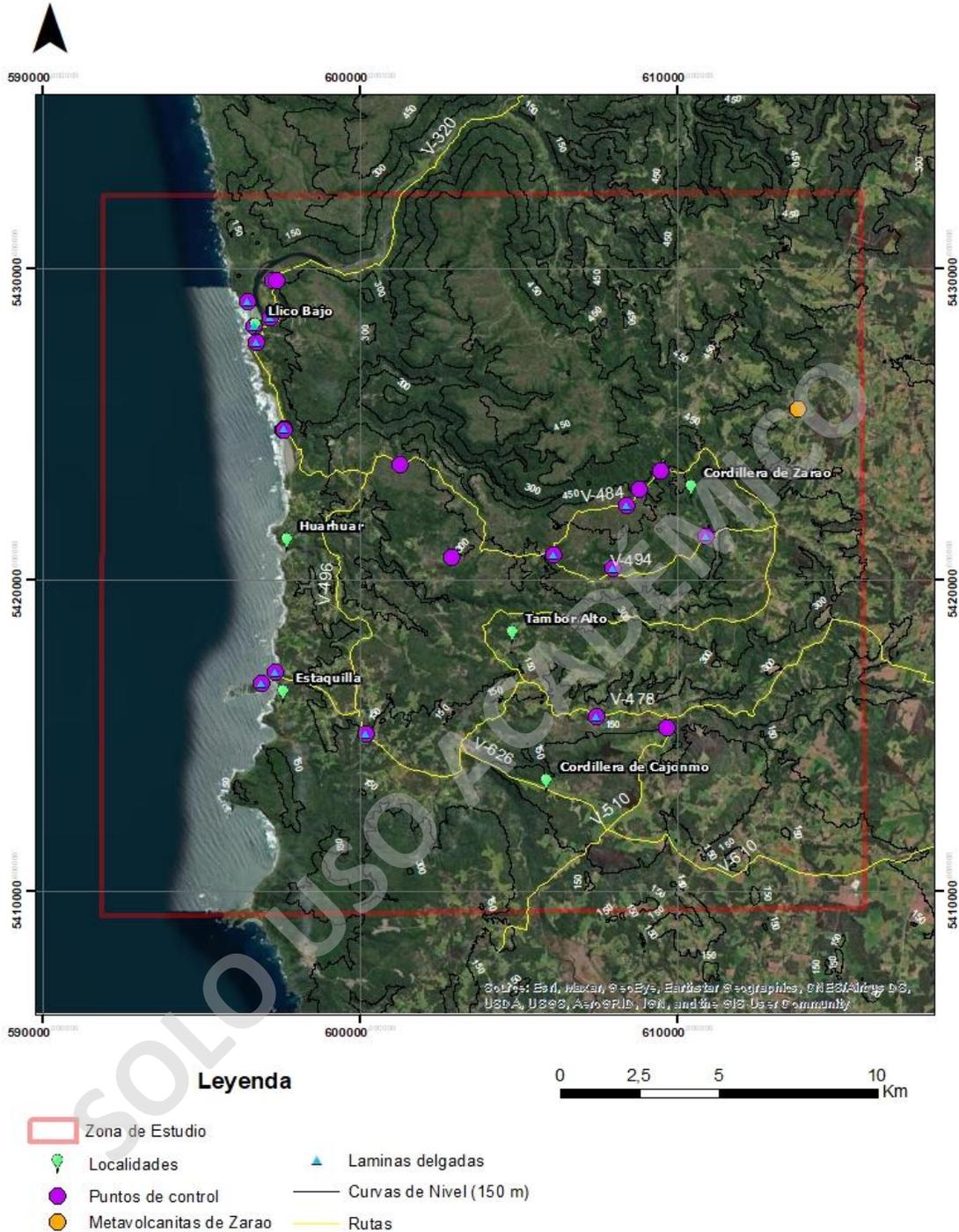


Figura 15: Zona de estudio indicada en polígono de color rojo, en escala 1:150.000, con puntos de control realizados, las principales vías de acceso, curvas de nivel. Figura generada desde software ArcMap 10.5, 2021.

Para cumplir con el **objetivo específico 2 y 3** se realizó un análisis bajo microscopio óptico a 14 láminas delgadas obtenidas desde las muestras orientadas definidas en los

distintos puntos de control durante la campaña de terreno. Este análisis consistió en una descripción petrográfica para contrastar la mineralogía con estudios previos y determinar posibles variaciones internas en la UME, junto a un reconocimiento y orientación de las principales microestructuras identificadas en las distintas láminas delgadas según lo descrito por Vernon (1976) y Passchier & Trouw (2005), para analizar la orientación a microescala de la UME. Las láminas delgadas fueron obtenidas realizando sucesivos cortes a muestras orientadas, según el procedimiento descrito por Passchier & Trouw (2005) (Figura 16). En una primera instancia se debe definir cuál será la muestra y orientar una superficie plana in situ en el afloramiento (Figura 16, a) para lo cual es ideal marcar el rumbo y manteo de esta superficie plana definida, indicando además con una flecha hacia donde está el techo de la muestra o del afloramiento (Figura 16, b). Luego, de la muestra orientada completa se extrae una porción en la cual se debe indicar el rumbo del plano que se cortó, cuidando de que la porción quede bien orientada respecto al plano desde fue extraída (Figura 16, c), durante esta etapa se debe tener mucha precaución con la pérdida de información de la orientación original de la muestra. Lo siguiente después de extraer la porción de la muestra orientada, es cortarla para obtener una lámina delgada, en la cual se debe indicar el rumbo de este plano de corte del cual se extrajo la lámina delgada, generalmente dibujando una flecha según lo definido por Passchier & Trouw (2005) (Figura 16, d).

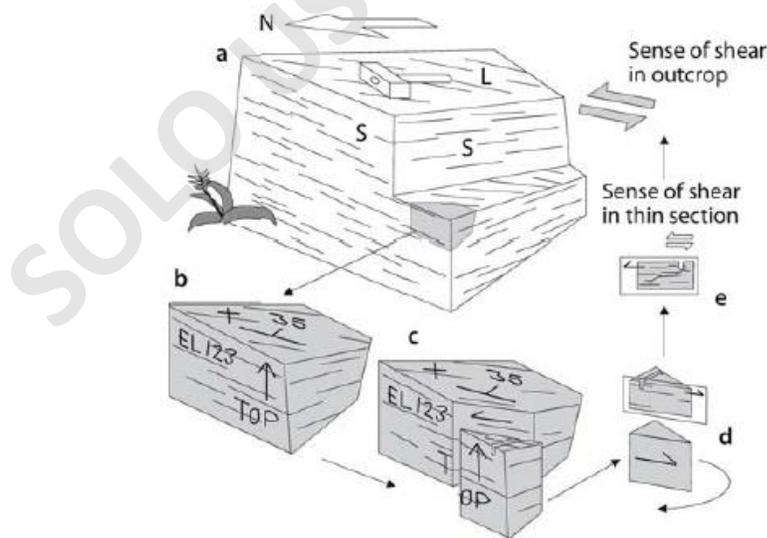


Figura 16: Procedimiento de obtención de muestras orientadas desde la definición de la misma muestra orientada en el campo (a), hasta la obtención de la orientación en la lámina delgada (e). Extraído desde Passchier & Trouw (2005).

Para el análisis de la deformación a microescala se realizó una medición preliminar de las orientaciones de las diferentes microestructuras en cada muestra a partir de la observación bajo microscopio óptico. Esta medición preliminar consistió en orientar la lámina delgada según el dato de rumbo del plano de corte, se realizaron mediciones de las microestructuras analizando las fotografías a las láminas delgadas, para obtener los ángulos de las microestructuras respecto a los rumbos de los distintos planos de corte. Finalmente, con estas mediciones se realizaron redes estereográficas para cada microestructura de las distintas muestras, agrupándolas por sector.

Finalmente, para cumplir con el **objetivo específico 4**, se realizó una interpretación de la información petrológica y estructural a mesoescala de la orientación de deformación, junto a la deformación a microescala a partir de las descripciones petrográficas y las orientaciones de las distintas microestructuras identificadas en lámina delgada, además de un análisis de sus redes estereográficas realizado para cada muestra, con el fin de reinterpretar la deformación interna que afecto a la UME.

2 MARCO TEÓRICO

Para poder entender de mejor manera la metodología de trabajo realizada para analizar las muestras en este estudio, principalmente el análisis de las láminas delgadas, se recopilaron los principales aspectos teóricos relevantes, como definiciones de conceptos importantes junto a la recopilación de las principales microestructuras que se pueden identificar en rocas metamórficas según lo propuesto por Passchier & Trouw (2005). Además, se realizó una revisión breve acerca de los controles tectónicos en la naturaleza de los márgenes convergentes.

2.1 Micro-tectónica: Microestructuras en rocas metamórficas.

El estudio micro-tectónico se realizó a partir de la descripción y análisis de las microestructuras principales identificables en lámina delgada en muestras orientadas. Para este trabajo, el concepto de microestructura definido por Vernon *et al.* (1976) hace referencia a la forma o arreglo geométrico de los granos dentro de una roca metamórfica caracterizado por darse en estado sólido, producto de deformación sufrida por las rocas, principalmente porque los granos en las rocas metamórficas crecen simultáneamente. Este arreglo o configuración ocurre en los bordes de los granos debido a la existencia de lo que se conoce como “Energía libre interfacial” o energía de bordes de granos, debido a que en estas zonas es donde la estructura cristalina está más desordenada por lo cual tiene asociada mayor energía libre (Vernon *et al.*, 1976; Gómez-Jiménez *et al.*, 2006).

Sumado al concepto de microestructura, diversos autores han utilizado el concepto de fases de deformación en la reconstrucción de la evolución estructural de unidades de roca con complejos patrones de deformación (Ramsay, 1967; Hobb *et al.*, 1976; Ramsay & Huber, 1987; Marshak & Mitra, 1988). Sin embargo, Passchier & Trouw (2005) plantean una serie de problemáticas a tener en consideración al momento de utilizar este concepto. Estas son que las fases de deformación pueden ser diacrónicas y su relevancia dependerá de la escala de observación, ya que un mismo proceso a macroescala, puede generar distintas fases de deformación a microescala. Otra problemática es que producto de una deformación progresiva las fases son sucesivas, pero no necesariamente generaran relaciones estructurales sobreimpuestas y a su vez estas relaciones pueden formarse en una sola fase de deformación y no necesariamente 2 independientes. Además, solo puede

ser establecida la edad relativa de una fase de deformación. Considerando estas problemáticas, se describieron las principales microestructuras observadas según los esquemas propuestos por Passchier & Trouw (2005) para las microestructuras asociadas a la foliación, a las zonas de cizalle y a los porfiroblastos.

Passchier & Trouw (2005) han planteado que muchas microestructuras en las rocas se definen por una orientación preferencial de minerales o fábrica de elementos, donde los autores distinguieron 3 tipos principales correspondientes a: **i)** Foliación, usada para describir cualquier característica planar que ocurra de forma penetrativa en un cuerpo rocoso; **ii)** Lineamientos, usados para cualquier característica lineal que ocurre de forma penetrativa en un cuerpo rocoso y **iii)** La “orientación preferente de enrejados” (*“lattice-preferred orientation”*) que se usa para minerales con forma o morfología similar (por ejemplo, agregados de cuarzo o calcita). Se hace especial énfasis en la foliación, ya que corresponde a una de las principales características reconocibles a microescala y para el cual se utilizó un sistema de clasificación en base al criterio morfológico e independiente del origen de esta (si es primaria o secundaria), los cuales se representan esquemáticamente en la Figura 17, donde los autores definen 2 tipos principales de morfologías, la Foliación continua que consiste en una distribución homogénea de cristales y la Foliación espaciada que consiste en 2 dominios, uno de clivajes y otro de microlitos, donde el dominio de clivaje contiene elementos alineados de manera subparalelas a la tendencia general de dominios, por otro lado, el dominio de microlitos contiene elementos con poca orientación u oblicuas a dominios de clivaje. Si se observan micropliegues de una foliación previa se usa el termino clivaje de crenulación (Rickard, 1961), en caso contrario se usa el termino foliación disyuntiva (Passchier & Trouw, 2005).

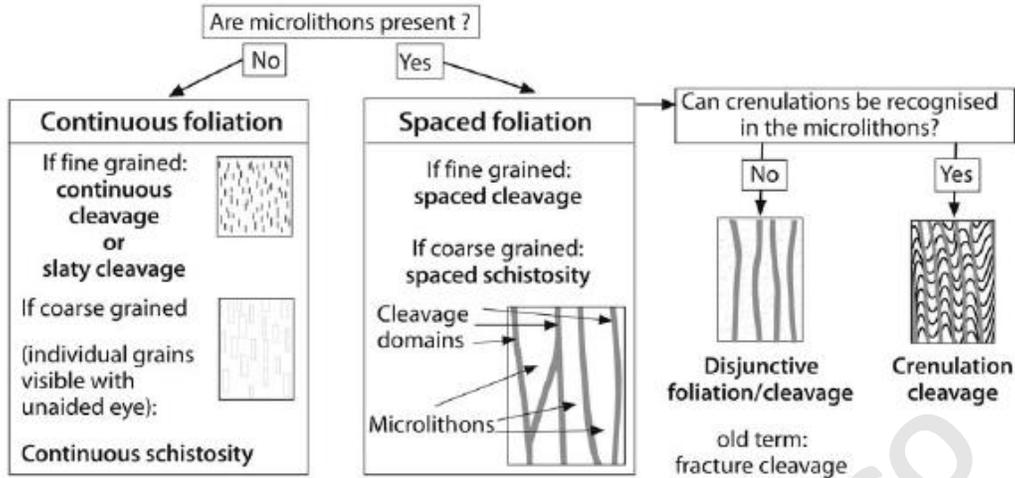


Figura 17: Clasificación morfológica de las foliaciones usando un microscopio óptico. Modificado después de Powell (1979); Borradaile *et al.* (1972). Extraída desde Passchier & Trouw (2005).

También se desarrollan microestructuras en las zonas de cizalle, las que se separan dentro de 2 grupos principales: las estructuras de rocas de falla frágiles y las estructuras de milonitas o zonas miloníticas. Dentro del primer grupo, destacan las pseudotraquilitas, las cuales corresponden a vidrio muy cohesivo o roca de falla de grano muy fino con fabrica distintiva, compuesta por una matriz oscura con inclusiones menores de minerales o fragmentos de la pared de roca (Magloughin & Spray, 1992; Passchier & Trouw, 2005). Las características geométricas más destacables son una veta de falla planar principal que es planar y actúa como “superficie de generación” para una veta de inyección irregular de unos pocos mm de espesor (Sibson, 1975; Spray, 1992; Passchier & Trouw, 2005).

Por otro lado, las milonitas corresponden a rocas formadas por cizalle dúctil, pudiendo desarrollar de 2 a 3 foliaciones diferentes, inclinadas entre sí en un bajo ángulo debido a que se desarrollaron de manera contemporánea. Su clasificación se realiza según el grado metamórfico bajo el cual se desarrolló la deformación o de acuerdo con la mineralogía que se formó durante el evento metamórfico (Spry, 1969; Sibson, 1977b; Scholz, 1990; Schmid & Handy, 1991 Burlini & Kunze, 2000). Respecto a las microestructuras desarrolladas en zonas de cizalle dúctil y asociadas a indicadores cinemáticos, se esquematizan en la [Figura 18](#), donde las más comúnmente desarrolladas según los autores corresponden a la foliación oblicua y otras a pequeñas zonas de cizalle locales definidas como clivaje de bandas de cizalle (“*Shear Band Cleavage*”) de las que se distinguen principalmente las bandas tipo C y tipo C’ según Berthe *et al.* (1979b). Trabajos previos realizados a las rocas de la UME,

permitieron reconocer microestructuras de peces minerales asociadas a cristales de actinolita que básicamente corresponden a cristales elongados. (Roper, 1972; White, 1979b; Gapais & White, 1982; Passchier & Trouw, 2005).

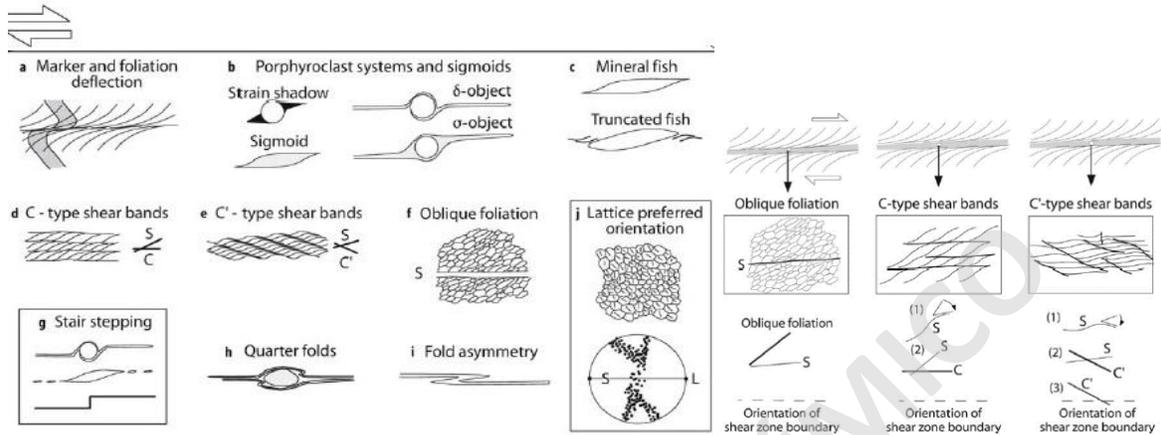


Figura 18: Indicadores cinemáticos más comunes desarrollados en milonitas, observables a microescala en lámina delgada. Representación esquemática de tipos de microestructuras generadas en zonas de cizalle dúctil. Extraído desde Passchier & Trouw (2005).

Para el caso de los porfiroblastos, estos se definen como cristales de gran tamaño que están inmersos en una matriz de grano fino y que fueron formados durante el evento metamórfico principalmente por procesos de difusión, siendo una importante fuente de información de los procesos de deformación y metamorfismo que afectaron a la roca, principalmente por los patrones de inclusiones que se desarrollan al momento de formación de la roca, los cuales permiten establecer una temporalidad de los eventos de deformación entre etapas previas a la formación del porfiroblasto y etapas posteriores (Figura 19) (Passchier & Trouw, 2005).

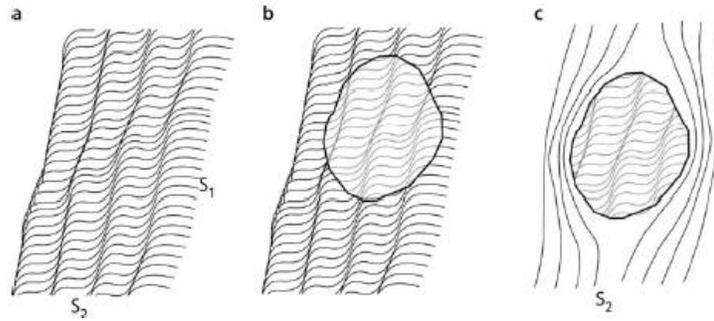


Figura 19: Diagrama esquemático de la evolución de patrones de estructuras internas en porfiroblastos, expuesto esquemáticamente en 3 etapas: **a)** etapa inicial con foliación S_1 y clivajes de crenulación S_2 , sin el desarrollo de un porfiroblasto. **b)** etapa de crecimiento del porfiroblasto con el desarrollo de un patrón interno de inclusiones determinado por la deformación alrededor del mismo porfiroblasto. **c)** etapa posterior a la formación del porfiroblasto en la cual ocurre otro proceso de deformación (que llamaremos D_2) que afecta a las estructuras S_2 generando una diferencia entre el patrón de deformación interno del porfiroblasto y la deformación a su alrededor. Extraído y modificado desde Passchier & Trouw (2005).

Diversos autores que han realizado observaciones microestructurales han concluido que la mayoría de los porfiroblastos desarrollan sus inclusiones de forma pasiva, sin una relevante influencia del proceso de crecimiento del porfiroblasto en sí. Sumado a esto, autores plantean que deformación alrededor del porfiroblasto se asocia a evento que afecto a un porfiroblasto pre-existente y no producto del crecimiento de este. (Zwart, 1962; Spry, 1969; Vernon, 1975, 1976, 1989; Zwart & Calon, 1977; Vell, 1981; Bard, 1986; Yardley, 1989; Yardley *et al.*, 1990; Baker, 1990, 1998). La principal complicación con el análisis de la deformación a partir de los porfiroblastos ocurre cuando estos no desarrollan patrones de internos, ya que esto impide registrar el patrón de deformación al momento de formarse el porfiroblasto lo que dificulta el determinar su edad relativa de crecimiento, haciendo difícil distinguir entre los distintos estadios deformativos (Passchier & Trouw, 2005).

Debido a la problemática asociada a los patrones de inclusiones en los porfiroblastos, es que una vez se han identificado, se puede determinar la temporalidad de crecimiento del porfiroblasto usando el diagrama modificado desde Zwart (1962) en donde se define la relación temporal entre crecimiento de porfiroblastos con respecto a una o 2 fases de deformación que se denominan D_n y D_{n+1} . A partir de esto, se definieron 4 tipos principales de estadios deformativo: pre-tectónico, inter-tectónico, sin-tectónico y post-tectónico (Figura 20) donde los que pueden llegar a presentar problemáticas es la transición entre los porfiroblastos inter-tectónico y los sin-tectónicos, los cuales presentan características similares, sin embargo los sin-tectónicos presentan mayor variación en la deformación entre los patrones internos del porfiroblasto y su exterior (Passchier & Trouw, 2005).

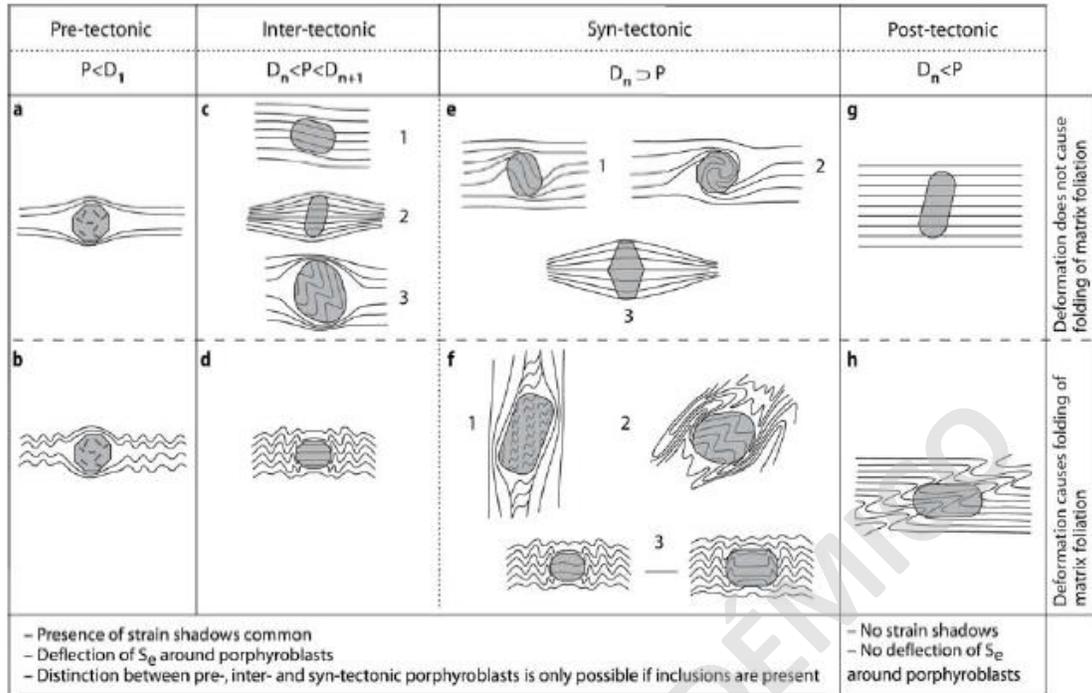


Figura 20: Diagrama esquemático con criterios de clasificación de la temporalidad de crecimiento de porfiroblastos según patrones internos de inclusiones definiéndose 4 estadios deformativos principales definidos en la imagen. Extraída desde Passchier & Trouw (2005).

Determinada la temporalidad de crecimiento del porfiroblasto, es posible analizar las distintas deformaciones alrededor de estos. Según estudios previos, asociado a los porfiroclastos de plagioclasa y actinolita observados en las rocas de la UME se generaron estructuras “*Core and Mantle*” que corresponde a núcleos alrededor de los cuales ocurre una recristalización mineral que producto de esfuerzos diferenciales se deforma junto a la rotación del núcleo, donde estos procesos de deformación desarrollan indicadores cinemáticos correspondientes a las colas sigma, colas fi o colas delta esquematizadas en la [Figura 21](#) para un sentido de cizalle dextral.

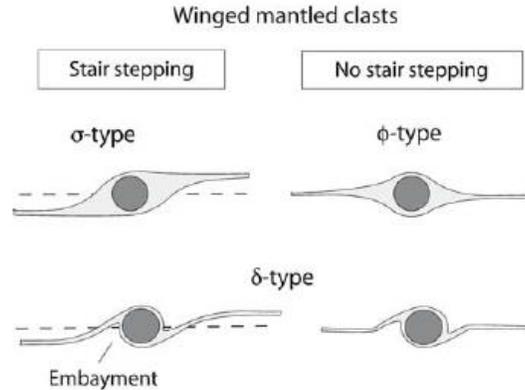


Figura 21: Representación esquemática de microestructuras asociadas a porfiroclastos y porfiroblastos para un sentido de cizalle dextral, donde se muestra el desarrollo de colas tipo sigma (σ), tipo fi (ϕ) y tipo delta (δ). Extraído desde Passchier & Trouw (2005).

2.2 Márgenes acrecionarios y prismas de acreción

Además de las principales microestructuras que se pueden encontrar en rocas metamórficas, se revisaron las principales características respecto a los márgenes convergentes activos y el desarrollo de los prismas de acreción.

En primer lugar, los márgenes convergentes se pueden dividir en 2 tipos principales, los márgenes acrecionarios y los márgenes erosivos (Figura 22), donde los factores de control de primer orden en la naturaleza del margen son la tasa de convergencia y el espesor de la capa de sedimentos en la fosa (Von Huene & Scholl, 1991; Clift & Vannucchi, 2004). Los procesos de acreción se desarrollan preferentemente en zonas de subducción con tasas de convergencia lentas ($< 7,6$ cm/año) y/o espesor de la capa de sedimentos en la fosa considerable (> 1 km), estos se desarrollan por la transferencia de material desde la placa inferior que esta subductando hacia la placa superior (generalmente corteza continental), principalmente por 2 formas, por un raspado frontal del eje de la fosa y acrecionando ese material removido o por procesos de “*underplating*” en la parte basal del prisma de acreción (Clift & Vannucchi, 2004). Por otro lado, la erosión tectónica se ve favorecida en zonas de subducción con tasas de convergencia > 6 cm/año y una capa de sedimentos en la fosa pequeño (< 1 km) (Clift & Vannucchi, 2004).

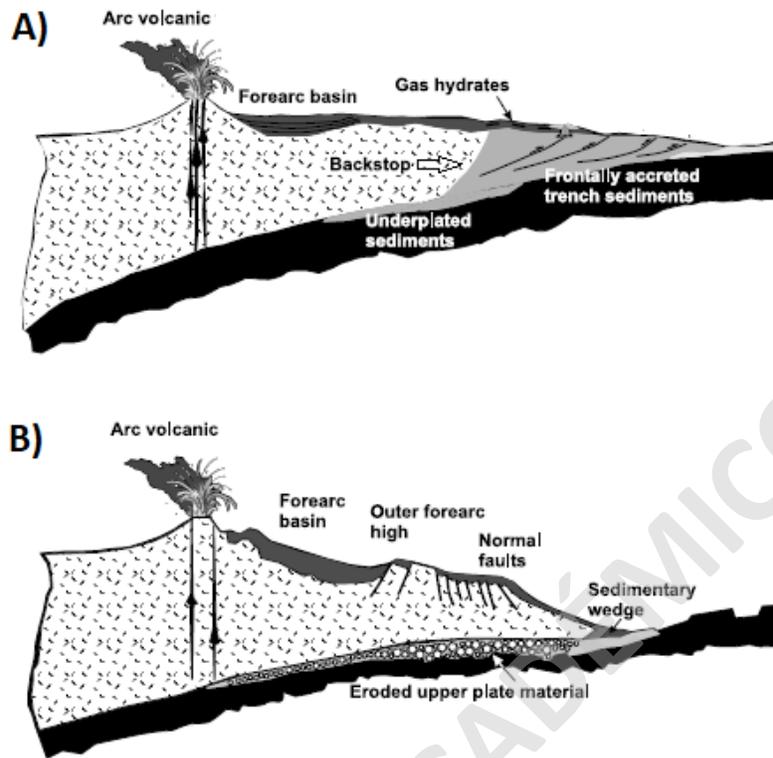


Figura 22: Tipos de margenes convergentes. **a)** Margen acrecionario, caracterizado por una región de antearco con fallas alrededor de fosa deformada penetrativamente, zonas de gases hidratados asociadas a estructuras de borde y en algunos casos volcanismo asociado a sobrepresurización de sedimentos. **b)** Margen erosivo caracterizado por un empinado talud en la fosa, compuesto principalmente por rocas volcánicas, plutónicas y de manto. Las rocas sedimentarias suelen estar limitadas por cuencas de antearco. Extraída y modificada desde Clift & Vannucchi (2004).

Estudios anteriores (Melnick & Echtler, 2006; Kukowski & Oncken, 2006) sugieren que zona de subducción en el segmento entre los 33° - 45°S modificó su naturaleza desde un margen erosivo a uno acrecionario durante el Plioceno asociado a un aumento en el aporte de sedimentos en la fosa en los últimos 5 Ma desarrollando el actual prisma de acreción en este segmento del margen (Contreras-Reyes, 2010). Scholl & Von Huene (2007, 2009) definieron lo que sería el modelo de un margen convergente acrecionario en el centro-sur de Chile, compuesto por 3 segmentos principales esquematizados en la [Figura 23](#) correspondientes al prisma de acreción frontal (FAP), prisma de acreción medio y prisma interno. Estos márgenes están caracterizados por grandes bordes de acreción en crecimiento (> 40 km de espesor) formados durante un periodo de tiempo geológico considerable (10 – 20 Ma), los cuales se construyen a partir de un prisma medio compuesto de rocas viejas acrecionadas y levemente deformadas. Sin embargo, el margen del centro-

sur de Chile carece de un prisma medio con espesor significativo y además el prisma de acreción actual es joven (~5 Ma) por lo cual no cumple las características anteriormente mencionadas siendo clasificado como un margen no-acrecionario (Scholl & Von Huene, 2007; Von Huene *et al.*, 2007; Von Huene *et al.*, 2009). A pesar de esto, en el actual margen de subducción del centro-sur de Chile se ha sugerido en estudios anteriores que estarían ocurriendo procesos de acreción frontal y basal (“*underplating*”) junto a una subducción de sedimentos en la fosa ocurriendo co-tectónicamente (Bangs & Cande, 1997; Diaz-Navas, 1999; Behrman & Kopf, 2001). Por último, respecto a los controles tectónicos en cuanto a los procesos de acreción de sedimentos o subducción de sedimentos en un margen de subducción acrecionario, son principalmente el tamaño del prisma de acreción frontal (FAP) junto al espesor del canal de subducción. Respecto a lo anterior, la acreción de sedimentos se ve favorecido cuando hay un FAP grueso de 20 – 40 km de ancho y un canal de subducción delgado (< 1 km de espesor) (Contreras-Reyes, 2010).

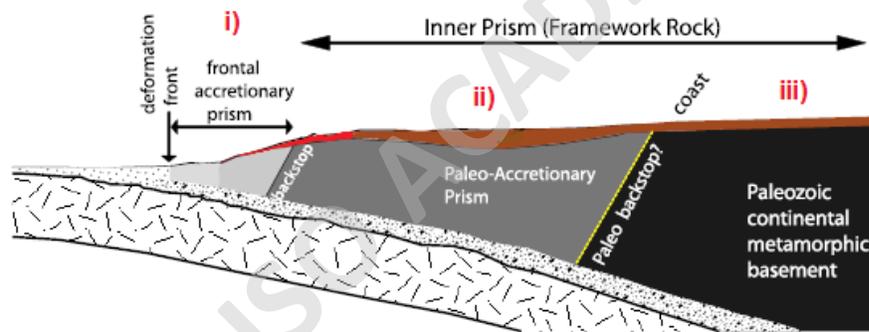


Figura 23: Esquema de margen convergente en centro-sur de Chile, con segmentos principales correspondientes a: i) Prisma acreción frontal (FAP) compuesto por material deformado acrecionado desde placa inferior o por material desplazado desde placa superior. ii) Prisma de acreción medio (no siempre está presente), está compuesto generalmente por material viejo tectónicamente adherido al margen y limitado hacia el interior del continente por el “*backstop*” o límite con el prisma interno. c) Prisma interno (“*framework rock*”) consiste principalmente en rocas de basamento. Extraída y modificada desde Contreras-Reyes (2010).

3 RESULTADOS

En esta sección, se presenta la información petrográfica obtenida a microescala en conjunto con los datos estructurales obtenidos en la campaña de terreno y los recopilados en el trabajo de Palape (2020) a mesoescala, para una caracterización petrológica y estructura más detallada de la UME. Para ello, se realizó la descripción petrográfica y medición de las distintas microestructuras identificadas en las láminas delgadas que fueron obtenidas desde las muestras orientadas.

3.1 Descripción petrográfica a microescala de la UME

En términos generales, en las rocas de la UME se identificó una asociación mineralógica compuesta principalmente por cristales de actinolita, plagioclasa, epidota, clinzoisita y cuarzo correspondiente a la facies esquistos verdes, la cual no varía composicionalmente entre los distintos sectores analizados. Se identificaron texturas metamórficas nematoblásticas principalmente definidas por una orientación preferencial de cristales de actinolita. Junto a lo anterior, se observó que los cristales de plagioclasa en la mayoría de las muestras se encuentran alterados a un mineral de aspecto arcilloso de coloración parda grisácea que les hace perder sus características ópticas a microscopio. Además, respecto a la asociación mineralógica, se identificó una variación granulométrica desde N a S reconocible a partir de los tamaños de grano en cristales de actinolita y epidota, donde en la zona N (sectores de Llico Bajo y Cordillera del Zarao) se observaron tamaños de grano entre 0,1 a 0,7 mm; mientras que en la zona S (sectores de Estaquilla y Cordillera de Cajonmo) se observaron tamaños de grano alcanzando los 1,5 mm y en promedio con tamaños cercanos a 1 mm. Este cambio en la granulometría se visualiza de mejor manera en la [Figura 24](#) con la comparación de los tamaños de cristales entre los sectores de Llico Bajo, Huahuar y Estaquilla. Junto a esta asociación mineralógica, a muestra de mano se observó la presencia de pirita, calcopirita y bornita diseminadas, mientras que bajo lámina delgada se pudieron observar minerales opacos como relleno de algunas vetillas y en algunas muestras diseminadas a lo largo del corte.

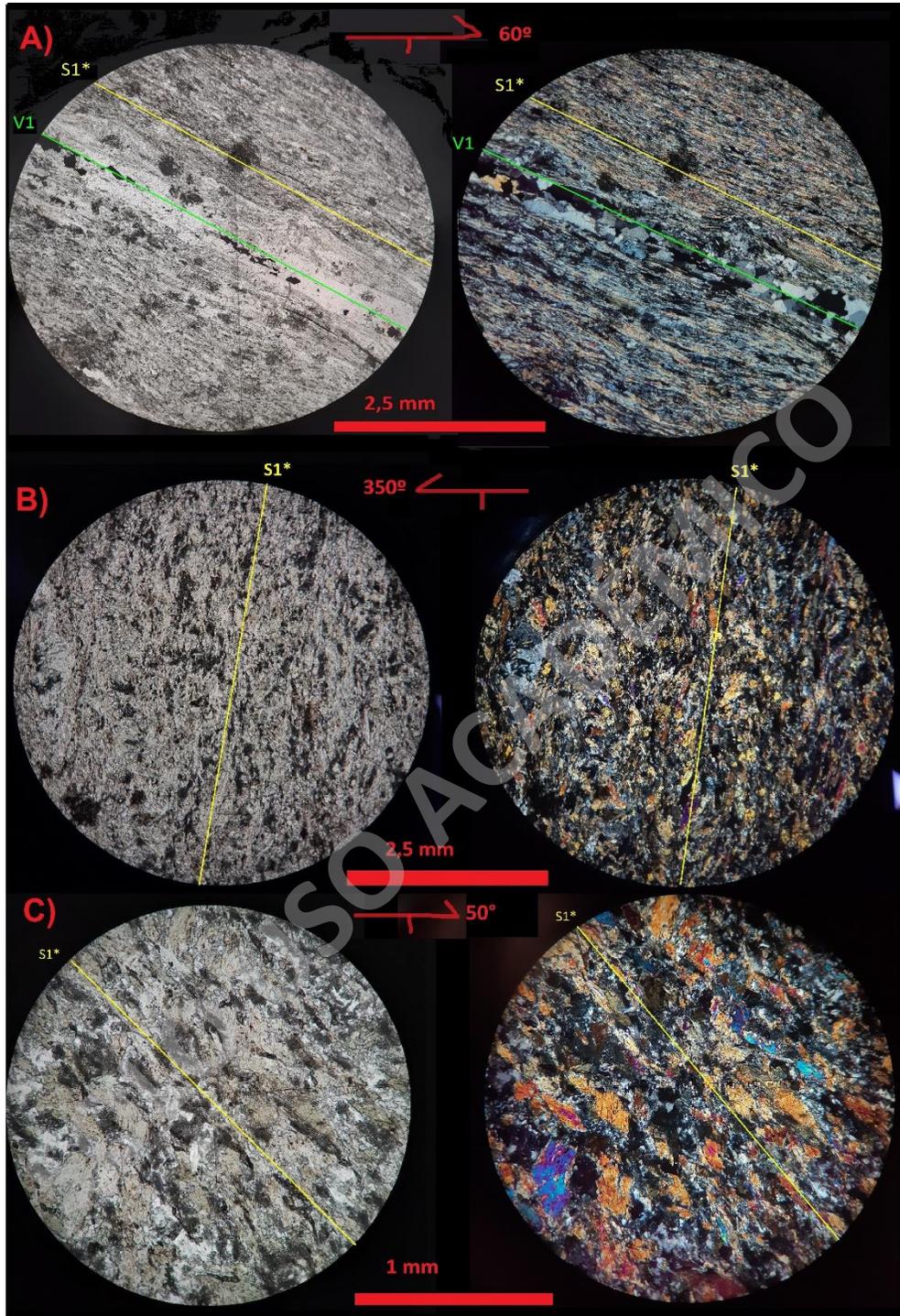
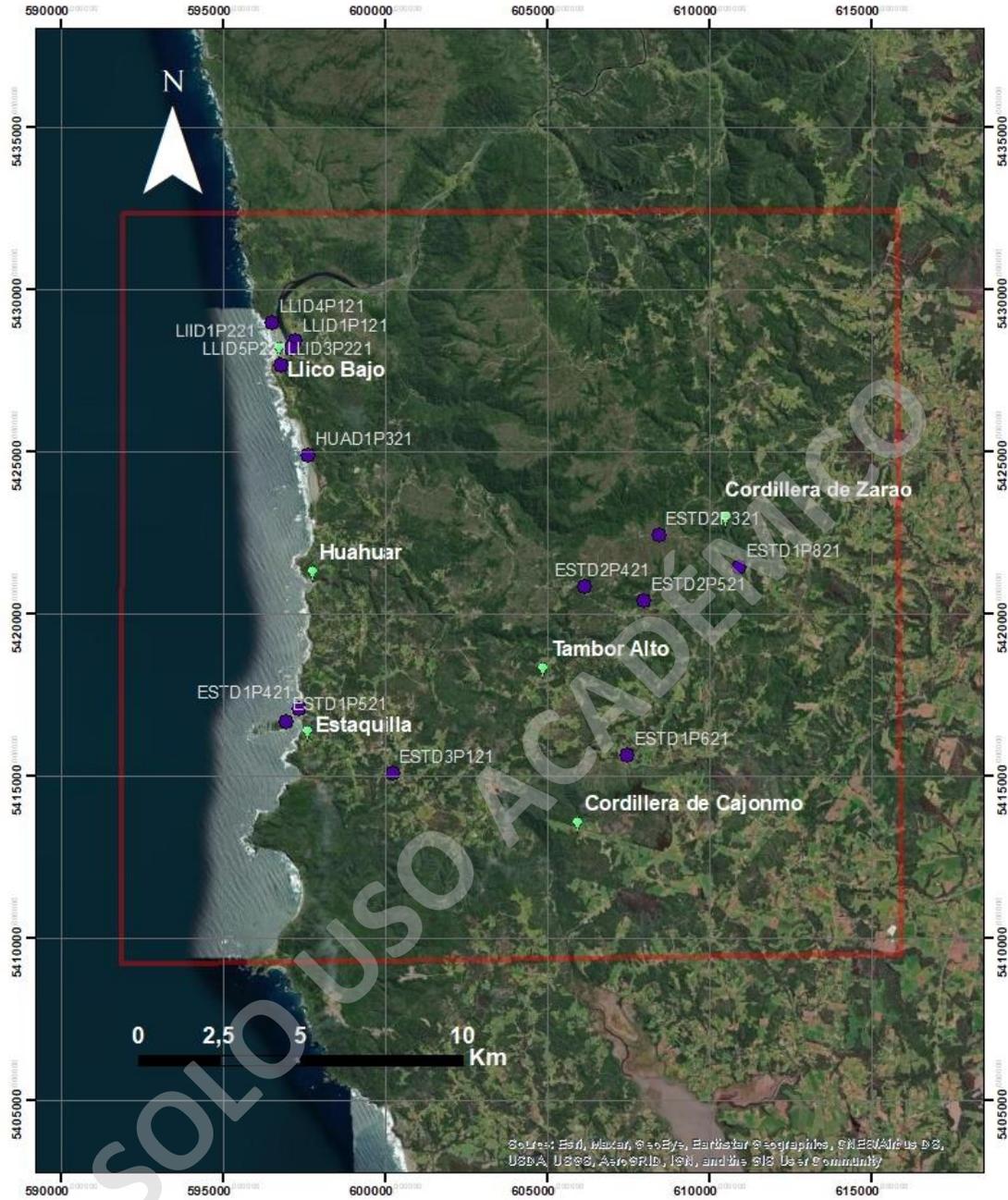


Figura 24: Microfotografías de los esquistos máficos de la UME con rumbos de láminas delgadas indicados en color rojo, obtenidas desde sectores de Lico Bajo (A), Huahuar (B), Estaquilla (C) donde se puede observar de manera gráfica la variación granulométrica dentro de la UME. R: 2,5 mm en A) y B); y 1 mm en C).

3.2 Análisis estructural de la UME

Se realizó una caracterización estructural de la UME a mesoescala con la orientación de los planos de foliación S_1^* ; así como una caracterización a microescala a partir del grado de desarrollo de estructuras S_1^* y S_2^* correspondientes a foliación y clivajes de crenulación respectivamente, variaciones granulométricas y texturales, además de la orientación de estructuras tardías formadas bajo un régimen frágil correspondientes a las vetillas. Para esto, se definieron 6 sectores representativos dentro del área de estudio correspondientes desde N a S a: Llico Bajo, Cordillera de Zarao, Huahuar, Tambor Alto, Estaquilla y Cordillera de Cajonmo (Figura 25), en la cual también se muestran las distintas láminas delgadas que se analizaron.

SOLO USO ACADÉMICO



Leyenda

- Zona de Estudio
- Localidades
- Laminas delgadas

Figura 25: Mapa de la zona de estudio, escala 1:150.000, con los 6 sectores de interés definidos para este estudio indicados con una marca de color verde, con las muestras correspondientes a las láminas delgadas con marcas de color morado. Figura generada desde software ArcMap 10.5, 2021.

3.2.1 Sector Llico Bajo:

- **Análisis mesoestructural:**

Ubicado en el extremo NW de la UME, se obtuvieron datos petrológicos y estructurales a ambos lados de la desembocadura del Rio Llico. En la ribera N del rio Llico se encuentran expuestos afloramientos costeros de potencia máxima entre 4 a 5 metros, de coloración grisáceo oscuro con tonos pardo claro a anaranjado al acercarnos a la rivera del Rio Llico asociándose a una alteración superficial de las rocas, en los cuales se identificó a simple vista el desarrollo de una foliación S_1^* (Figura 26). Por otro lado, en la ribera S de la desembocadura del Rio Llico, se observaron afloramientos de similar coloración a los descritos anteriormente en los cuales se identificaron zonas o “bandas” de coloración más oscura respecto al resto del afloramiento, las cuales anteriormente habían sido propuestas como posibles xenolitos por Marambio (2015) pero finalmente concluyó que solo presentan una granulometría diferente. En estas “bandas” a muestra de mano, se identificó una granulometría de mayor tamaño junto a una mayor abundancia de actinolitas (cristales de tamaño grano medio) respecto a la roca alrededor de ellas (cristales de tamaño grano fino). Sumado a la asociación mineralógica indicativa de facies esquistos verdes, se observó la presencia de mineralización de pirita \pm calcopirita \pm bornita las cuales están diseminadas.



Figura 26: Afloramiento costero de los esquistos máficos de la UME en el sector de Llico Bajo en la ribera N del rio Llico, con foliación S_1^* indicada esquemáticamente en color amarillo (Muestra LLID4P121).

En cuanto a la geología estructural de las rocas, en el sector de Llico Bajo presentan un buen desarrollo de estructuras con una foliación S_1^* penetrativa y la presencia de clivajes de crenulación S_2^* reconocibles a muestra de mano. En general la foliación S_1^* tiene una orientación preferencial de rumbo NW – SE con manteo de 18° SW (Figura 27).

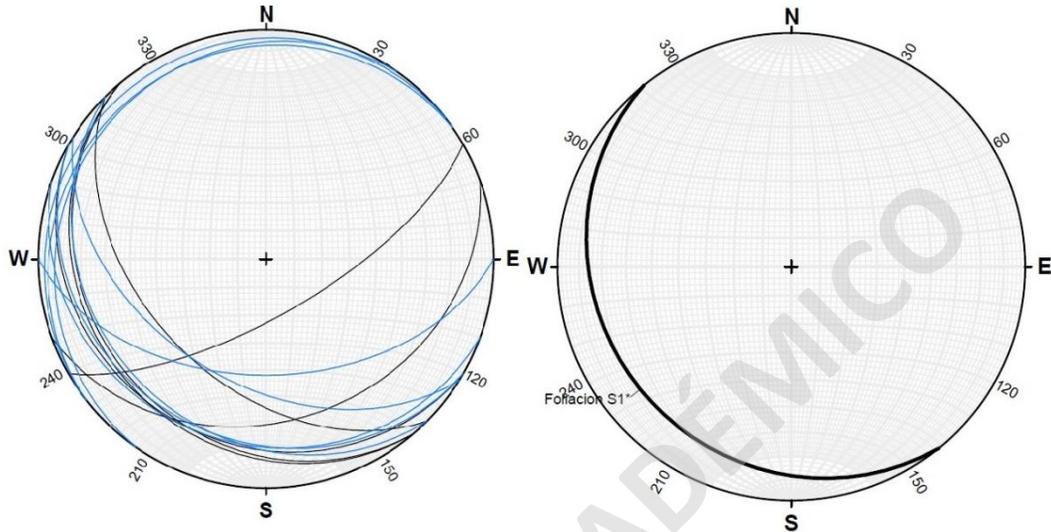


Figura 27: Redes estereográficas del sector Llico Bajo, con el plano general de foliación S_1^* generado a partir de la concentración de planos de foliación totales ($n=14$). Datos recopilados desde Palape (2020) indicados en color negro y los obtenidos del presente estudio indicados en color celeste. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

○ **Análisis microestructural:**

En las láminas delgadas obtenidas desde este sector se identificó en general granulometrías con tamaños de grano fino entre 0,1 hasta 0,6 mm, además de un buen desarrollo de microestructuras como una foliación S_1^* y clivajes de crenulación S_2^* , donde estos últimos se identificaron en el extremo N de la UME en la muestra LLID4P121. Además, se identificaron vetillas definidas como $V_{1,1}$ y $V_{1,2}$ que están rellenas principalmente de cuarzo junto a menores proporciones de actinolita, epidota y clinzoisita. Las vetillas en su mayoría tienen bordes sinuosos y continuos pudiendo asociarse al evento de deformación y metamorfismo, pero con una temporalidad tardía respecto al evento principal, ya que se encuentra cortando a las estructuras previas (foliación S_1^* y clivajes de crenulación S_2^*). La orientación de las microestructuras midiendo su desviación respecto al rumbo del plano de corte, es para el caso de la foliación S_1^* entre un rango de 15° a 70° (Figura 28, A), para los planos axiales de los clivajes de crenulación S_2^* es de 20° (Figura 28, B) y para las vetillas $V_{1,1}$ y $V_{1,2}$ los ángulos de desviación varían desde 13° a 89° (Figura

29). Junto a lo anterior, se identificaron en asociación a los porfiroblastos, evidencias de cizalle simple deformando la foliación S_1^* alrededor, desarrollando colas sigma como se observa en las [Figura 30](#) y [Figura 31](#) con un sentido de cizalle sinistral.

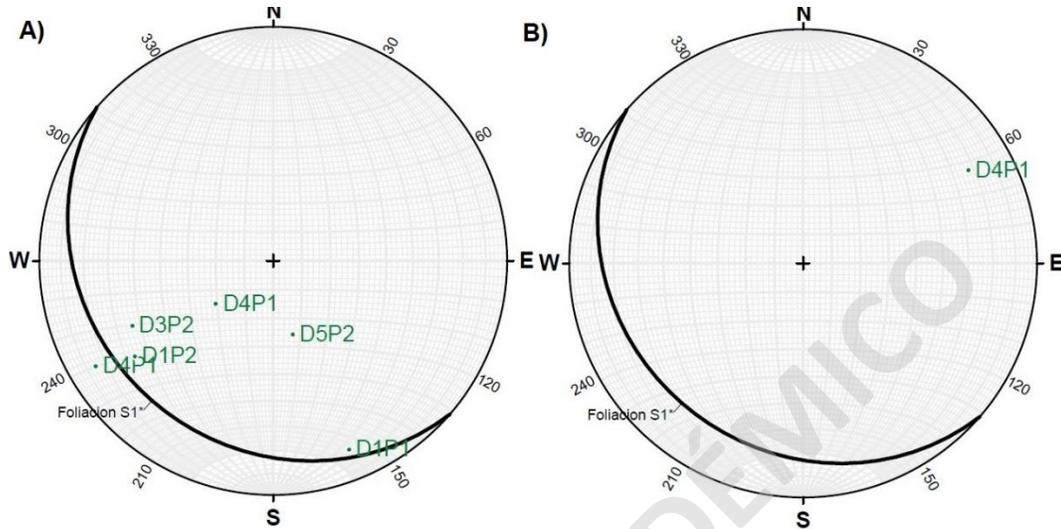


Figura 28: Redes estereográficas del sector de Lico Bajo con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas para las microestructuras de: A) Foliación S_1^* , con tendencia general de orientación hacia el SW. B) Eje axial de clivajes de crenulación S_2^* , con tendencia general de orientación hacia el NE. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

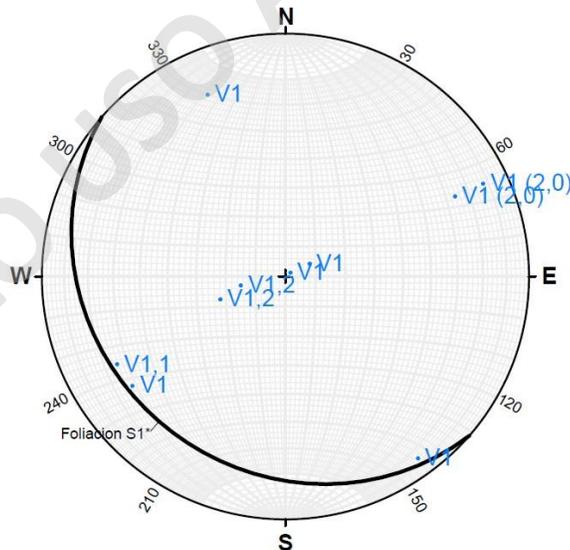


Figura 29: Red estereográfica del sector de Lico Bajo con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas, para las microestructuras de: A) Vetillas $V_{1,1}$, sin seguir una orientación preferencial aparente B) Vetillas $V_{1,2}$, con tendencia general de orientación hacia el SW. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

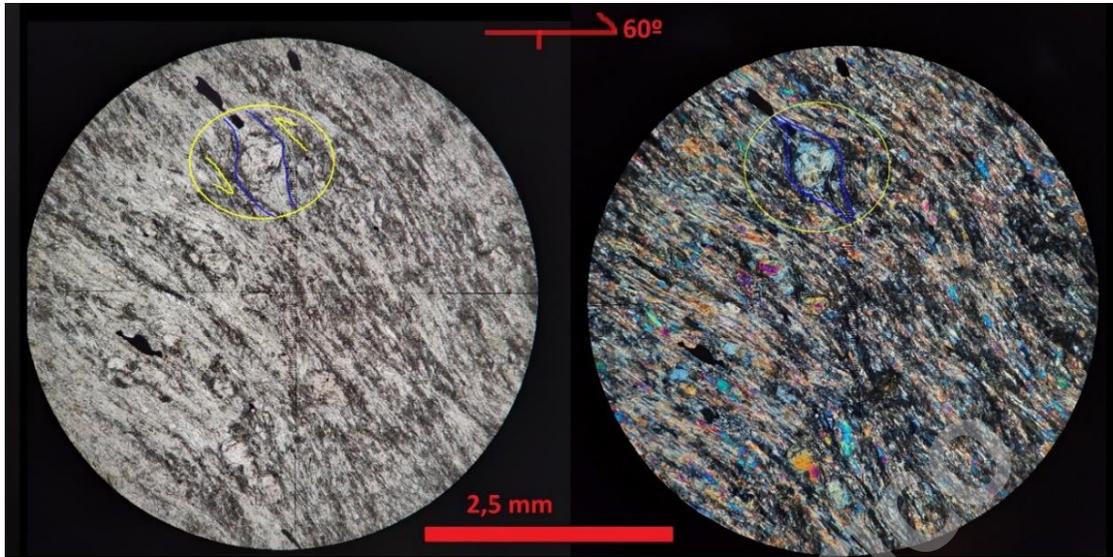


Figura 30: Fotomicrografía de las Metabasitas de Estaquilla (Muestra LLID1P221) aflorando en sector de Llico Bajo, con porfiroblasto de clinozoisita desarrollando cola sigma (asimétrica) con un sentido de cizalle sinestral indicado en color amarillo. R: 2,5 mm.

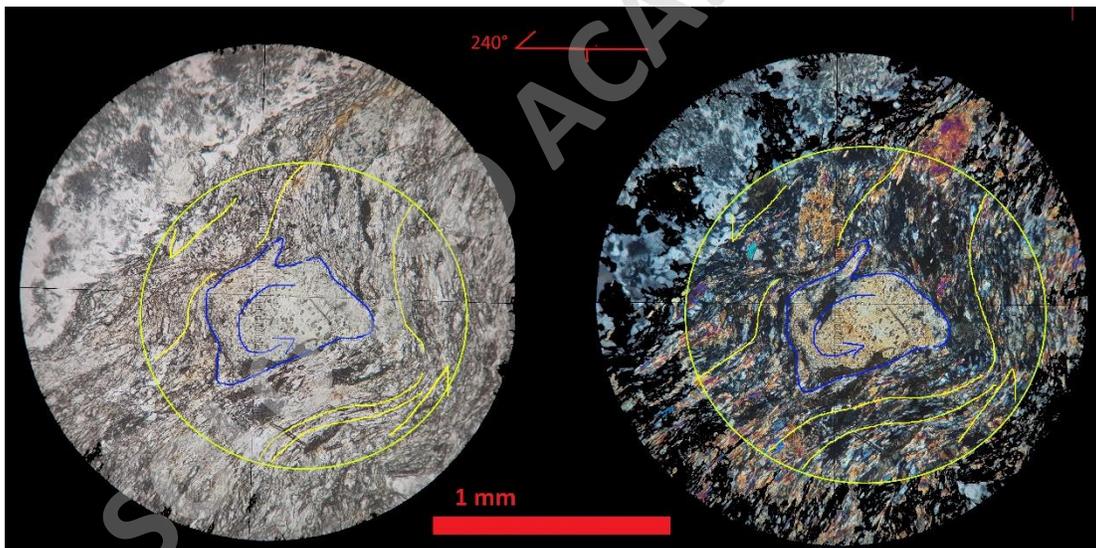


Figura 31: Fotomicrografía de las Metabasitas de Estaquilla (Muestra LLID4P121) aflorando en sector de Llico Bajo, con porfiroblasto de actinolita desarrollando cola sigma (asimétrica) con un sentido de cizalle sinestral indicado en color amarillo. R: 2,5 mm.

3.2.2 Sector Cordillera de Zarao:

- **Análisis mesoestructural:**

Ubicado en el extremo NE de la UME, se observaron afloramientos que espacialmente estarían cercanos a la falla inversa Zarao-Cajonmo, los cuales se ubican en cortes de camino principalmente, con una potencia inferior a 1 metro, de coloración pardo pálido a rojizo, con un alto grado de meteorización y fracturamiento, cubiertos por abundante vegetación (Figura 32).



Figura 32: Afloramiento de los esquistos máficos de la UME ubicado a costado de camino en el sector de Cordillera del Zarao (Muestra ESTD2P321).

En lo que respecta a la geología estructural de las rocas en este sector se observa un buen desarrollo de estructuras a mesoescala con una foliación S_1^* penetrativa con una orientación preferencial de rumbo NW – SE con un manteo de 44° SW (Figura 33).

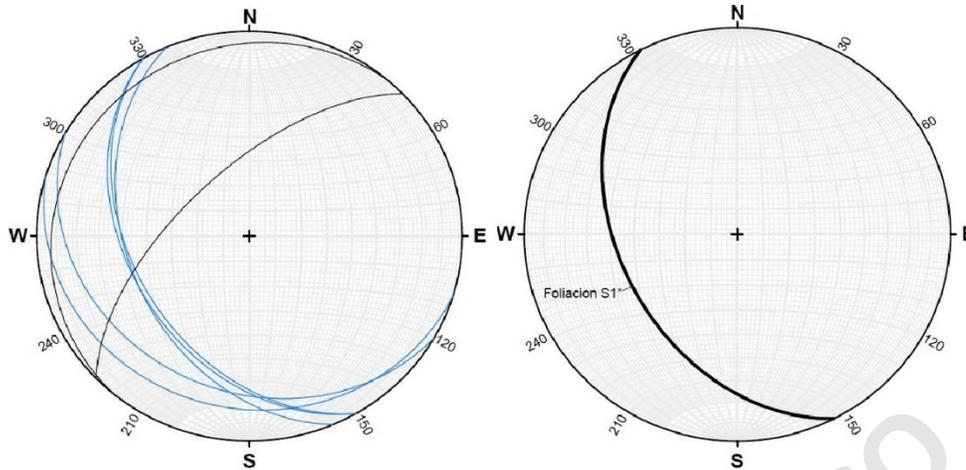


Figura 33: Redes estereográficas del sector Cordillera de Zarao, con el plano general de foliación S_1^* generado a partir de la concentración de planos de foliación totales ($n=9$). Datos recopilados desde Palape (2020) indicados en color negro y los obtenidos del presente estudio indicados en color celeste. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

○ **Análisis microestructural:**

Bajo las láminas delgadas en las muestras obtenidas desde este sector también se identificaron granulometrías finas similares al sector de Llico Bajo, con tamaños de grano entre 0,1 a 0,7 mm, además de un buen desarrollo de microestructuras como una foliación S_1^* y clivajes de crenulación S_2^* en las muestras ESTD1P821 y ESTD2P321, especialmente ubicadas en las cercanías a la falla inversa Zarao-Cajonmo. La orientación de las microestructuras según su desviación respecto al rumbo del plano de corte es para la foliación S_1^* en promedio de 20° a 45° (Figura 34, A) y para los planos axiales de los clivajes de crenulación S_2^* de entre 40° a 50° (Figura 34, B). Junto a lo anterior, se identificaron en asociado a los porfiroblastos el desarrollo de colas sigma con un sentido de cizalle dextral (Figura 35).

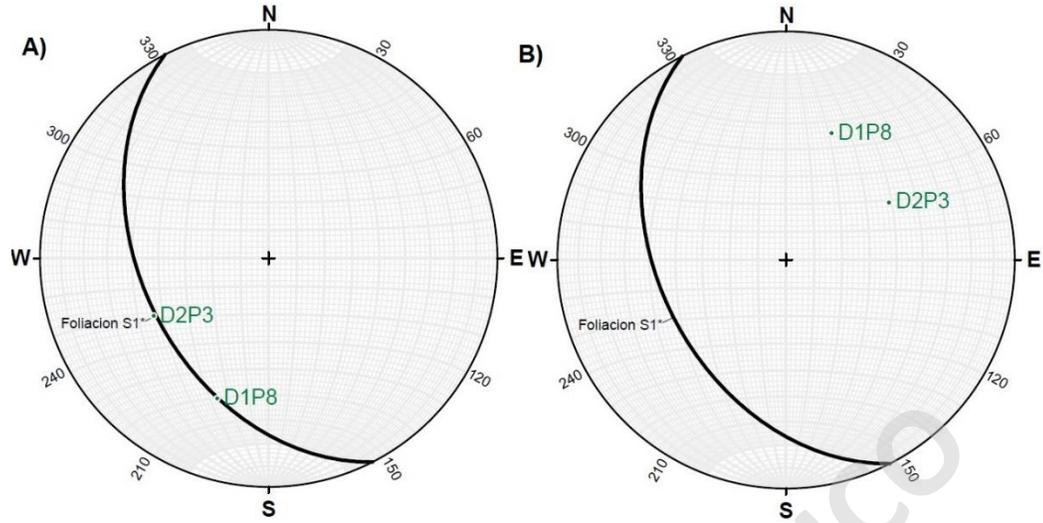


Figura 34: Redes estereográficas del sector Cordillera del Zorao con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas para las microestructuras de: A) Foliación S_1^* con tendencia general de orientación hacia el SW. B) Eje axial de clivaje de crenulación S_2^* con tendencia general de orientación hacia el NE. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

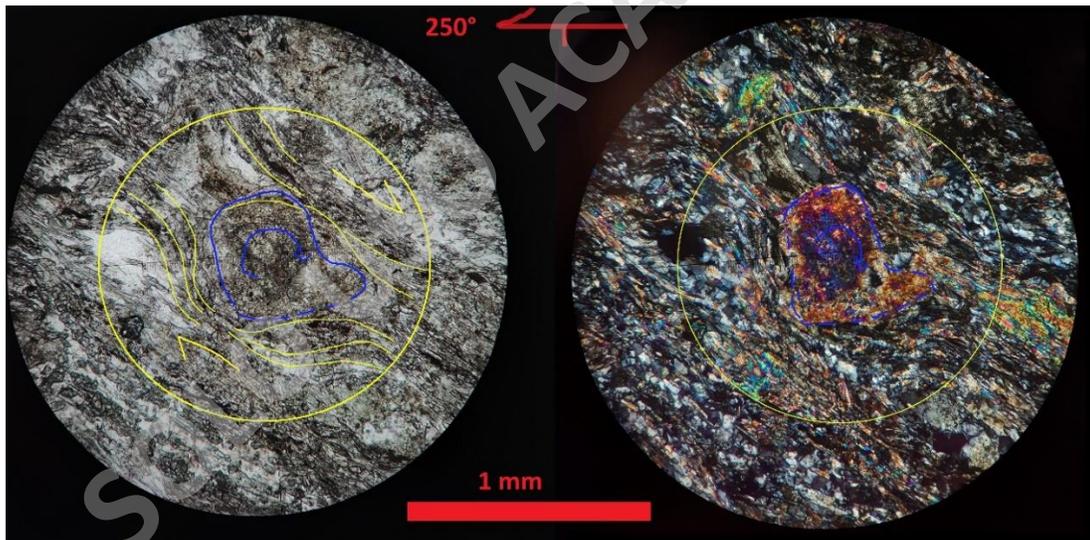


Figura 35: Fotomicrografía de las Metabasitas de Estaquilla (Muestra ESTD2P321), aforando en sector de Cordillera del Zorao, con porfiroblasto de actinolita desarrollando cola sigma (asimétrica) con un sentido de cizalle dextral indicado en color amarillo. R: 1 mm.

3.2.3 Sector Huahuar:

- **Análisis mesoestructural:**

Corresponde al extremo centro-occidental de la UME donde se observaron afloramientos costeros y en cortes de caminos de coloración grisáceas a pardo oscuro con tonalidades verdosas en algunos sectores. Están afectados por alteración superficial y se encuentran altamente fracturados (Figura 36).



Figura 36: Afloramiento costero de los esquistos máficos de la UME en el sector de Huahuar, observándose una foliación S_1^* indicada esquemáticamente en color amarillo (Muestra HUAD1P321).

Respecto a la geología estructural de las rocas de la UME en este sector, se observa un desarrollo de una foliación S_1^* que localmente está asociada a estructuras de cizalle (con un ángulo $<30^\circ$) identificadas solo a escala de afloramiento. En este sector, los planos de foliación tienen dos orientaciones preferenciales, una de rumbo NE – SW con un manto de 56° SE y una segunda de rumbo NW – SE con un manto de 37° (Figura 37).

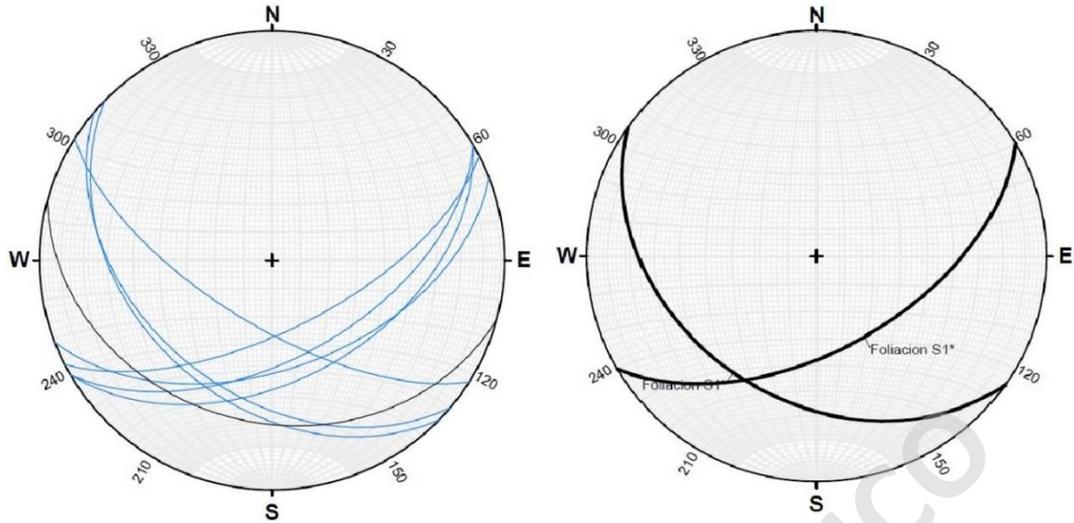


Figura 37: Redes estereográficas del sector Huahuar, con el plano general de foliación S_1^* generado a partir de la concentración de planos de foliación totales ($n=8$). Datos recopilados desde Palape (2020) indicados en color negro y los obtenidos del presente estudio indicados en color celeste. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

○ **Análisis microestructural:**

Al observar las láminas delgadas en este sector se tiene observado una granulometría de mayor tamaño que en la zona N (sectores de Llico Bajo y Cordillera del Zrao) con tamaños de grano entre 0,1 hasta 1 mm, junto a una mayor abundancia de cristales de actinolita. Además, se observa una intensidad de deformación relativamente alta, pero menor que en la zona N, identificándose microestructuras de foliación S_1^* y vetillas definidas como $V_{1,1}$ y $V_{1,2}$. Las orientaciones de las microestructuras según su desviación con respecto al rumbo del plano de corte para la foliación S_1^* es en promedio de 85° (Figura 38) y para las vetillas $V_{1,1}$ y $V_{1,2}$ de 60° a 89° (Figura 39, A) y B) respectivamente).

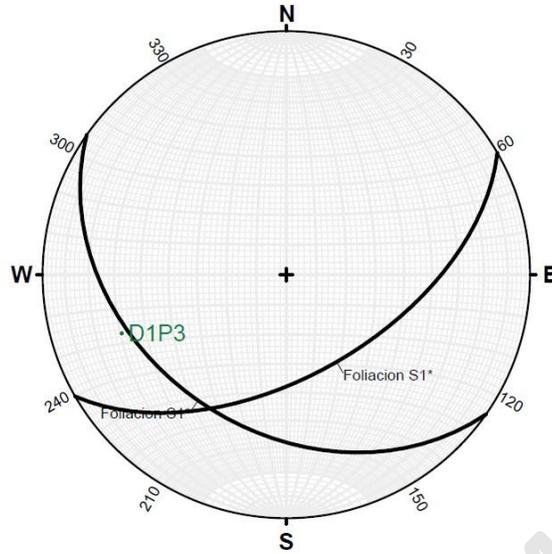


Figura 38: Red estereográfica del sector Huahuar con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas para la microestructura de Foliación S1*, con tendencia general de orientación hacia el W. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

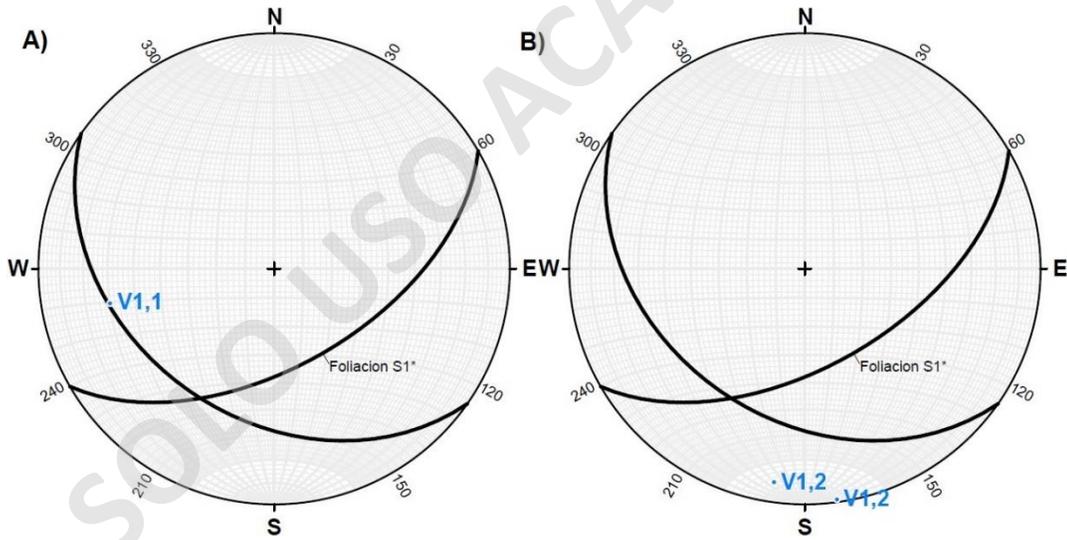


Figura 39: Redes estereográficas del sector Huahuar con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas para las microestructuras de: A) Vetillas V_{1,1} con tendencia general de orientación hacia el W. B) Vetillas V_{1,2} con tendencia general de orientación hacia el S. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

3.2.4 Sector Tambor Alto:

- **Análisis mesoestructural:**

Corresponde al sector centro-oriental de la UME, se observaron afloramientos a costado de camino y en propiedad privada, de potencia máxima de 2 a 3 metros cubiertos por abundante vegetación (Figura 40). Estos son de coloración grisácea a pardo rojiza y presentan un aumento en la granulometría de los cristales hacia el SW de la unidad, principalmente en las anfífolas. Respecto a la geología estructural de las rocas de la UME en el sector, se observa un buen desarrollo de estructuras correspondiente a foliación S_1^* a escala de afloramiento y muestra de mano. Los planos de foliación S_1^* tiene una orientación preferencial de rumbo NW – SE con un manteo de 16° SW (Figura 41).



Figura 40: Afloramiento de los esquistos máficos de la UME ubicados en propiedad privada en el sector de Tambor Alto, observándose una foliación S_1^* indicada esquemáticamente en color amarillo (Muestra ESTD2P521).

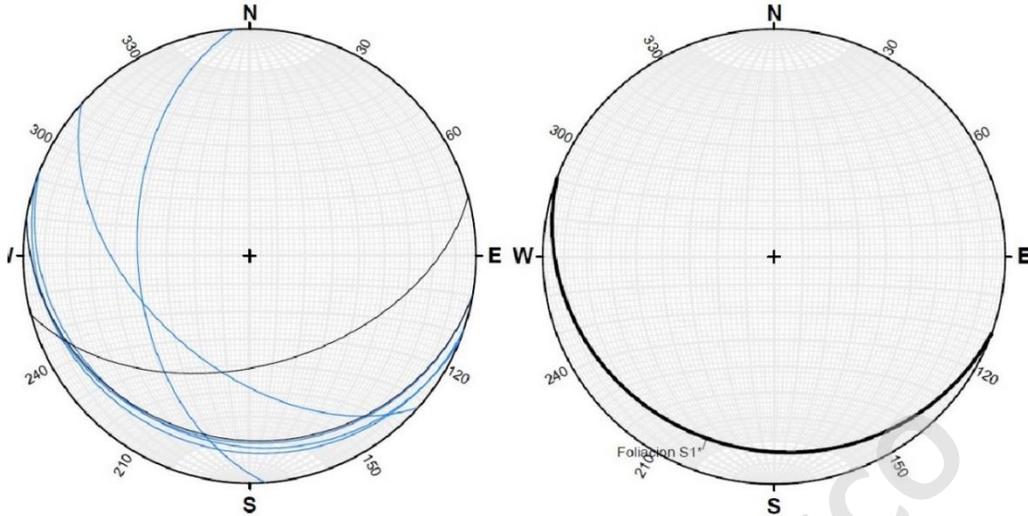


Figura 41: Red estereográfica del sector Tambor Alto, con plano general de foliación S_1^* generado a partir de la concentración de planos de foliación totales ($n=7$). Datos recopilados desde Palape (2020) indicados en color negro y los obtenidos del presente estudio indicados en color celeste. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

○ **Análisis microestructural:**

Bajo las láminas delgadas en este sector también se observaron granulometrías de mayor tamaño que en la zona N (sectores de Llico Bajo y Cordillera de Zaraq) con tamaños de grano entre 0,2 a 1 mm similar al sector de Huahuar, principalmente en los cristales de actinolita y clinzoisita. Se evidencia una menor intensidad en la deformación que en la zona N, ya que se observa una foliación S_1^* poco penetrativa y no se identifican microestructuras S_2^* . La orientación de las microestructuras, según su desviación respecto al rumbo del plano de corte, es para la foliación S_1^* en promedio de 58° a 73° (Figura 42, A) y para las vetillas V_1 es de 66° a 75° (Figura 42, B).

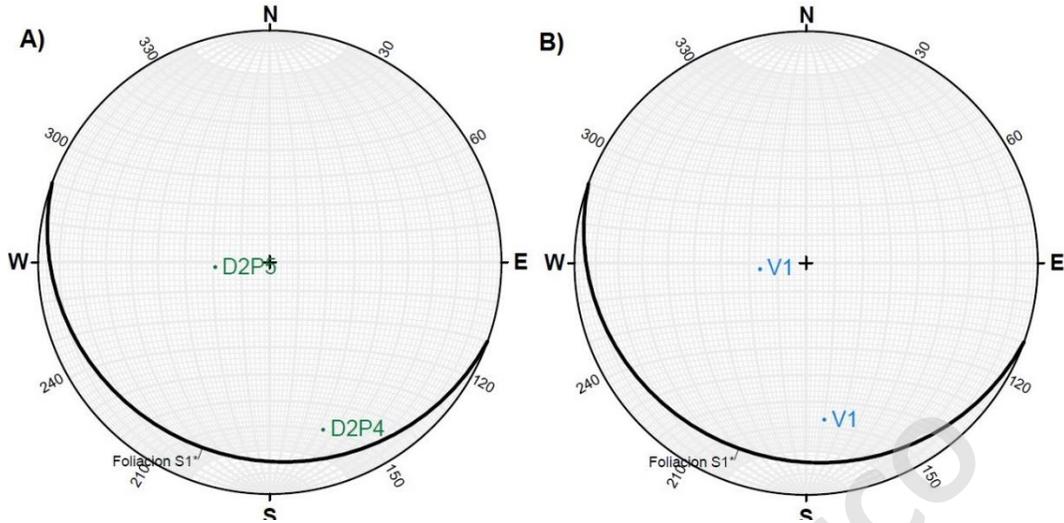


Figura 42: Redes estereográficas del sector Tambor Alto con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas para las microestructuras de: A) Foliación S_1^* con tendencia general de orientación hacia el S. B) Vetillas V_1 con tendencia general de orientación hacia el S. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

3.2.5 Sector Estaquilla:

- **Análisis mesoestructural:**

Ubicado al extremo SW de la UME, se observaron afloramientos de coloración verdosa a grisácea con tonalidades negras ubicados en la costa y en caminos interiores los cuales presentan un grado medio a bajo de meteorización y alteración superficial ([Figura 43](#)), identificándose un aumento de la granulometría hacia el SE hacia sectores interiores de la UME. Además, el protolito se encuentra más distinguible a muestra de mano.



Figura 43: Afloramiento costero de los esquistos máficos de la UME en sector de Estaquilla, observándose una foliación S_1^* indicada esquemáticamente en color amarillo (Muestra ESTD1P421).

Respecto a la geología estructural de las rocas de la UME en el sector de Estaquilla, se observa el desarrollo solamente de la foliación S_1^* a muestra de mano de carácter poco penetrativo con una orientación preferencial de rumbo NW – SE con manteo de 17° SW (Figura 44).

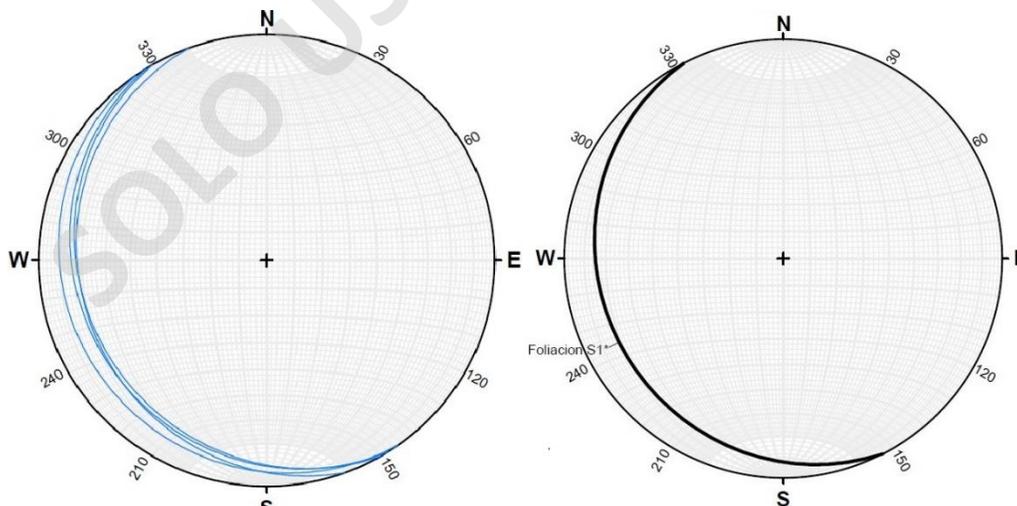


Figura 44: Red estereográfica del sector Estaquilla, con plano general de foliación S_1^* generado a partir de la concentración de planos de foliación totales ($n=6$) con datos obtenidos del presente estudio indicados en color celeste. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

○ **Análisis microestructural:**

En general las láminas delgadas de este sector presentan granulometrías mayores al resto de las muestras de la UME, con tamaños de grano que van desde los 0,2 hasta los 1,5 mm principalmente en cristales de actinolita, clinozoisita y epidota. Se observa una menor intensidad de deformación respecto a las zonas N y central de la UME, donde se desarrolló una foliación S_1^* poco penetrativa. La orientación de las microestructuras según su desviación con respecto al rumbo del plano de corte es para la foliación S_1^* en promedio de 35° a 49° (Figura 45, A) y para las vetillas $V_{1,1}$ y $V_{1,2}$ es de 27° a 86° (Figura 45, B). Junto a lo anterior, se identificaron asociado a porfiroblastos de actinolita de gran tamaño, el desarrollo de algunas colas fi simétricas sin identificarse un sentido de cizalle claro (Figura 46).

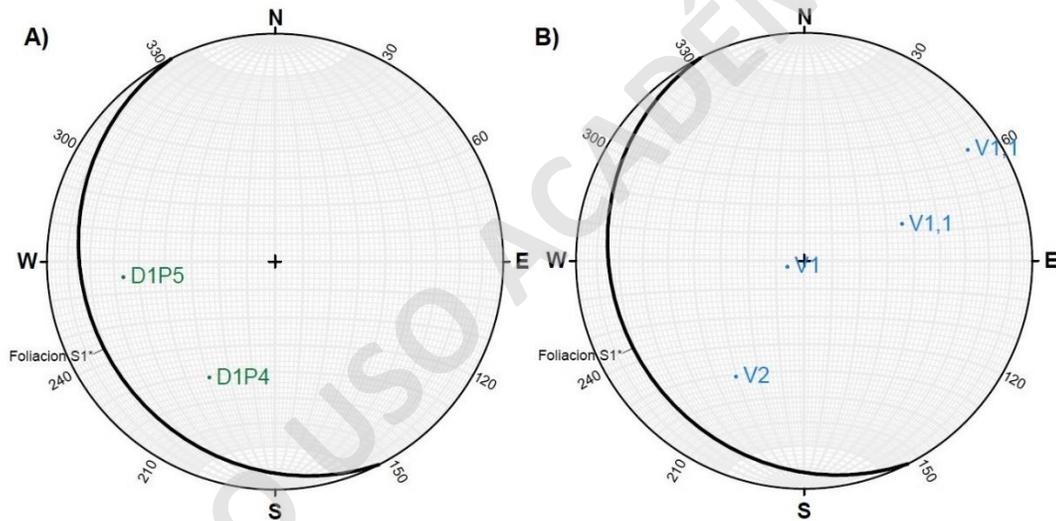


Figura 45: Redes estereográficas del sector de Estaquilla con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas para las microestructuras de: A) Foliación S_1^* con una tendencia general de orientación hacia el SW. B) Vetillas $V_{1,1}$ con tendencia general de orientación hacia el NE. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

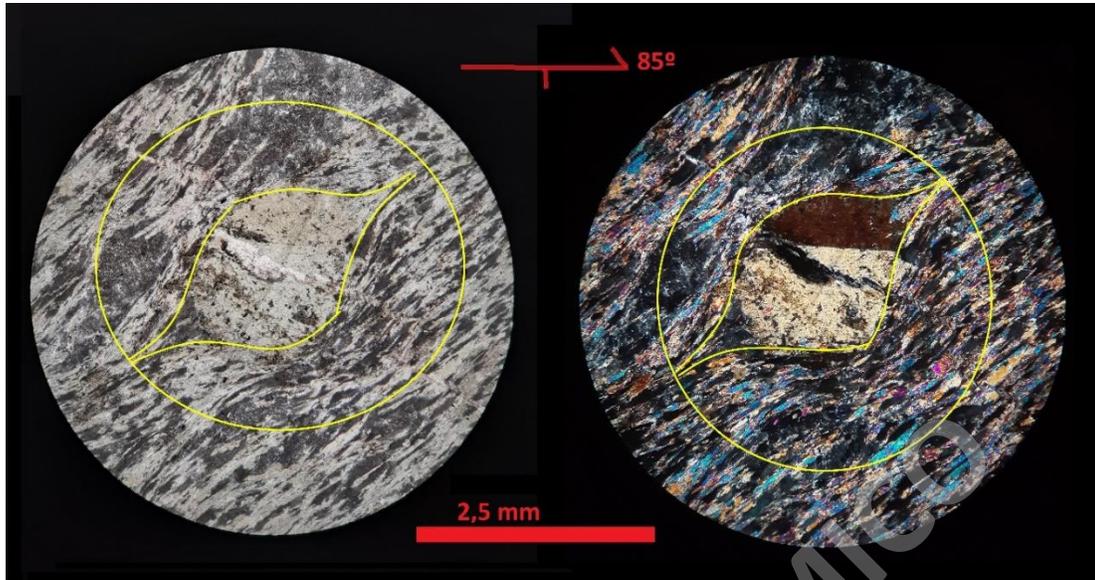


Figura 46: Fotomicrografía de las Metabasitas de Estaquilla (Muestra ESTD1P521), aflorando en sector de Estaquilla, con porfiroblasto de actinolita desarrollando cola fi (simétrica) sin poder identificar un sentido de cizalle. R: 2,5 mm.

3.2.6 Sector Cordillera de Cajonmo:

- **Análisis mesoestructural:**

Ubicado en el extremo SE de la UME y los afloramientos expuestos son los más cercanos a la falla inversa Cajonmo-Zarao. Se observaron rocas de coloración amarillenta con alto grado de meteorización y alteración, con posibles pseudomorfos de granate, además de la presencia de pirita y bornita diseminadas (Figura 47) que corresponderían a rocas de la UME.



Figura 47: Afloramiento de los esquistos máficos de la UME, al costado de camino en el sector de Cordillera de Cajonmo con foliación S_1^* indicada esquemáticamente en color amarillo (Muestra ESTD1P621).

En cuanto a la geología estructural de las rocas de la UME en este sector, se observa un bajo desarrollo de foliación S_1^* tanto a nivel de afloramiento como a muestra de mano, con una orientación preferencial de rumbo NE – SW con un manteo de 33°SE (Figura 48).

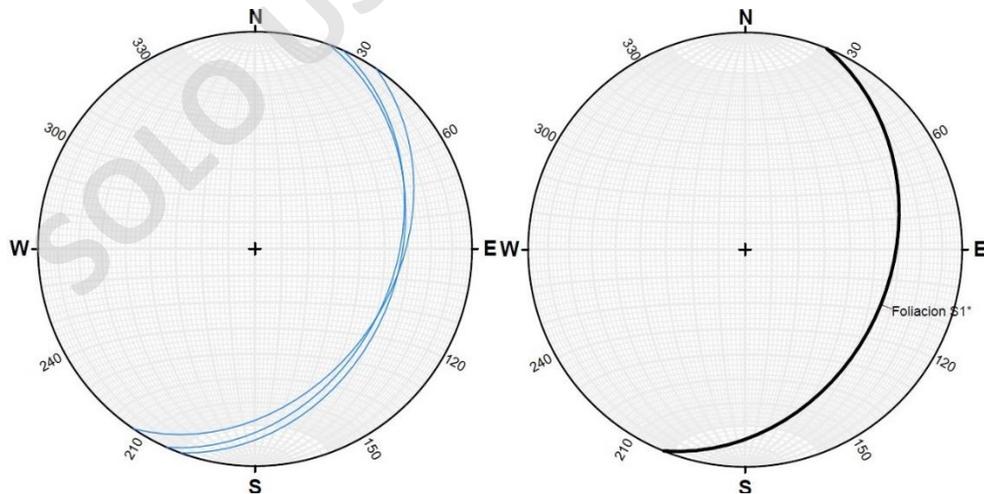


Figura 48: Red estereográfica del sector Cordillera de Cajonmo, con plano general de foliación S_1^* generado a partir de la concentración de planos de foliación totales ($n=3$) con datos obtenidos del presente estudio indicados en color celeste. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

○ **Análisis microestructural:**

Bajo las láminas delgadas de este sector se observa una granulometría mayor al resto de la UME similar a lo observado en el sector de Estaquilla, específicamente con los cristales de actinolita y epidota con tamaños entre los 0,5 a 1,5 mm. Además, se observa un bajo desarrollo de microestructuras dificultándose el reconocimiento de los planos de la foliación S_1^* y con el desarrollo de algunas vetillas V_2 rellenas de minerales opacos. Las orientaciones de las microestructuras, según su desviación respecto al rumbo del plano de corte, es para la foliación S_1^* en promedio de 79° (Figura 49, A) y entre 40° a 77° para las vetillas V_2 (Figura 49, B).

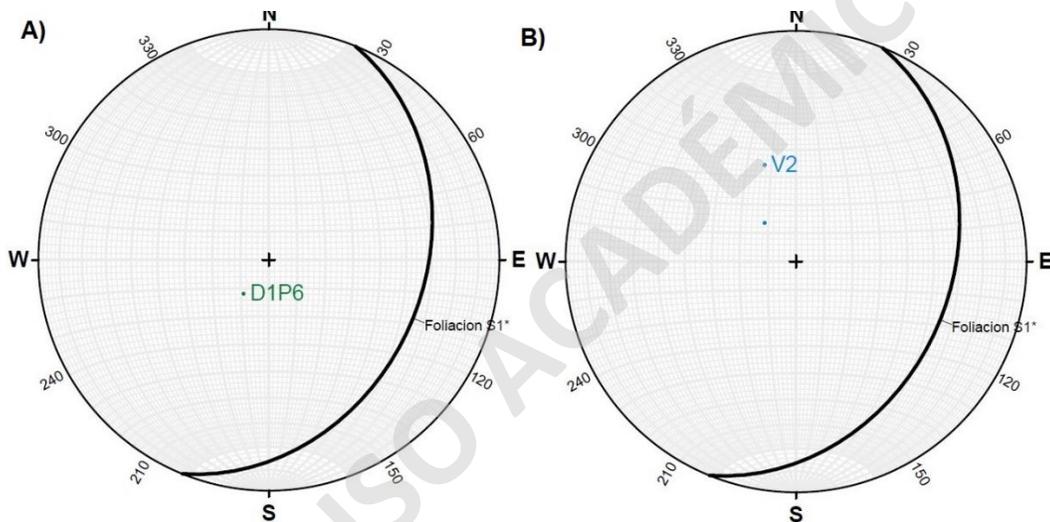


Figura 49: Redes estereográficas del sector Cordillera de Cajonmo con mediciones de ángulo respecto a los rumbos de planos de corte de láminas delgadas para las microestructuras de: A) Foliación S_1^* con tendencia general de orientación hacia el S. B) Vetillas V_2 con tendencia general de orientación hacia el N. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

3.2.7 Análisis estructural general:

En términos generales, la deformación que afecta a la UME observada a mesoescala evidencia una variación en su orientación al analizar las redes estereográficas desde la zona N a S, la cual mantiene su tendencia a microescala, presentando variaciones entre las distintas muestras, pero siguiendo orientaciones preferenciales de los distintos sectores. En la zona N (sectores de Llico Bajo y Cordillera del Zrao) la foliación S_1^* tiene una orientación preferencial manteniendo hacia el SW (Figura 50) con leves variaciones de rumbo

junto a un aumento de sus manteos al acercarnos al borde oriental de la UME correspondiente al sector de Cordillera del Zaraq.

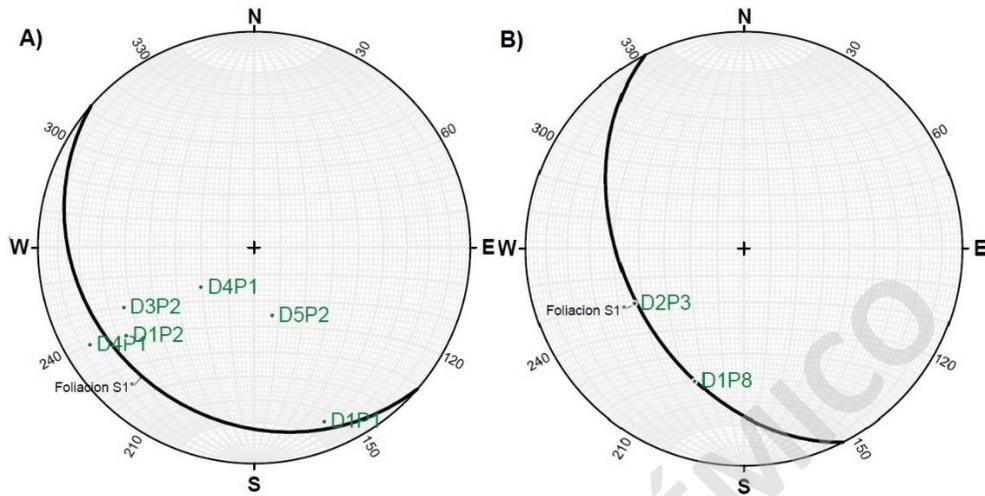


Figura 50: Redes estereográficas de zona N de la UME con planos generales de Foliación S_1^* indicados en color negro y mediciones realizadas a laminas delgadas indicadas en color verde. A) Sector Llico Bajo. B) Sector Cordillera del Zaraq. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

Por su parte, la zona central (sectores de Huahuar y Tambor Alto) presenta una deformación que genera una foliación S_1^* con una tendencia general en su orientación hacia el S, pero observándose variaciones al analizarla en detalle, desde SW a SE hacia el interior del continente, además de disminuir su manteo (Figura 51).

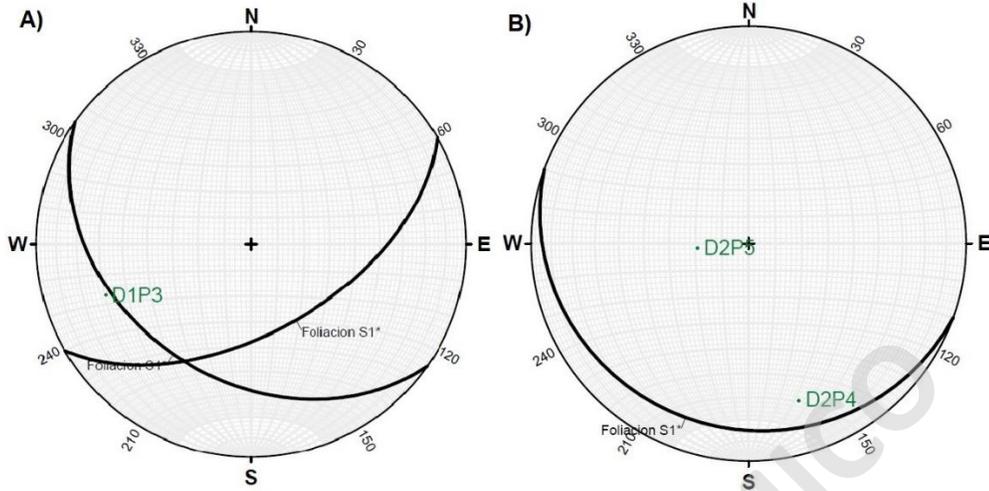


Figura 51: Redes estereográficas de zona central de la UME con planos generales de Foliación S_1^* indicados en color negro y mediciones realizadas a laminas delgadas indicadas en color verde. A) Sector Huahuar. B) Sector Tambor Alto. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

Por último, en la zona S (sectores de Estaquilla y Cordillera de Cajonmo) la foliación S_1^* también tiene una deformación con una orientación variable desde la costa hacia los sectores interiores, con manteos hacia el SW en el sector de Estaquilla a manteos hacia el SE en el sector de la Cordillera de Cajonmo ([Figura 52](#)) siendo una variación de orientaciones mayor que en el sector central donde la foliación evidencia una dirección preferencial más notoria hacia el S.

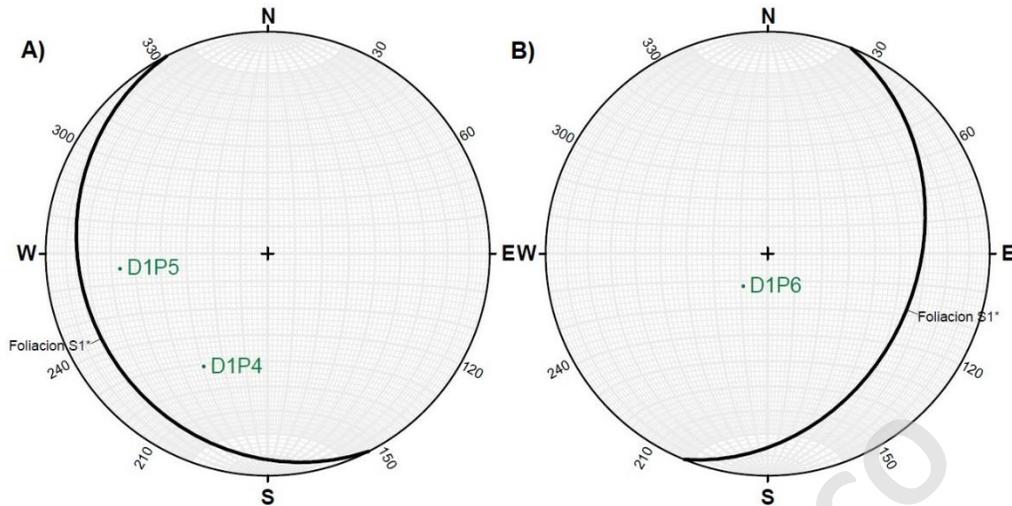


Figura 52: Redes estereográficas de zona S de la UME con planos generales de Foliación S_1^* indicados en color negro y mediciones realizadas en laminas delgadas indicadas en color verde. A) Sector Estaquilla. B) Sector Cordillera de Cajonmo. Generada desde software Stereonet de Allmendinger (2006).

Por otro lado, las principales características microestructurales de la UME obtenidas de los análisis realizados a las diferentes láminas delgadas obtenidas desde las muestras orientadas, corresponden en primer lugar a una variación granulométrica interna en la UME con un tamaño de grano menor en la zona N que en la zona S. También se observó un desarrollo variable de las distintas microestructuras definidas para estas rocas tales como foliación S_1^* y clivajes de crenulación S_2^* junto a una orientación variable de estas estructuras en las distintas muestras analizadas. También se observaron en algunas de las láminas delgadas la presencia de porfiroblastos de distinta mineralogía que evidencian estructuras rotacionales desarrollando en su mayoría colas sigma y colas fi a las cuales se les pudo identificar un sentido de cizalle solo en las muestras de la zona N (sentidos de cizalle dextral y sinistral), mientras que en la zona S no se pudo identificar un sentido de cizalle debido a la simetría de las colas fi.

Por último, la orientación de las microestructuras obtenidas según el ángulo respecto a los rumbos de los planos de corte de las distintas láminas delgadas representadas en las distintas redes estereográficas mostradas anteriormente, evidencian de mejor manera las variaciones en la dirección preferencial de estas estructuras dentro de la UME. Sin embargo, algunas vetillas (principalmente V_1) tienen orientaciones muy similares a los planos de foliación S_1^* en algunas muestras (sobre todo en la zona N).

4 DISCUSIONES

4.1 Caracterización mineralógica y textural de la UME

A partir de las observaciones realizadas bajo lámina delgada se identificaron algunos aspectos petrográficos relevantes. En primer lugar, la asociación mineralógica está compuesta por actinolita, epidota, clinozoisita, plagioclasa y cuarzo, característica de facies esquistoso verde y permite corroborar lo mencionado en estudios previos sobre un protolito para estas rocas que correspondería a una roca máfica con alto contenido de Ca y Fe, Mg de manera subordinada y un aporte de Al por la presencia de clinozoisita en las muestras. A esta asociación mineralógica presenta se le observó una variación granulométrica entre los distintos sectores de la UME, en donde en la zona N se tienen tamaños de grano en torno a los 0,5 mm en promedio para los cristales de actinolita principalmente, mientras que en la zona S se tienen tamaños de grano cercanos a 1 - 1,2 mm en promedio para las actinolitas, clinozoisitas, plagioclasas y algunas epidotas. Junto a lo anterior, se observó que los cristales de plagioclasa se encuentran alterados selectivamente a un mineral aparentemente arcilloso en la mayoría de las muestras de la UME dándoles un aspecto terroso de coloración parda grisácea. Por último, se observó la presencia de pirita, calcopirita, ± bornita diseminadas (principalmente a muestra de mano) y observadas en la mayoría de las muestras de la UME, la cual podría ser abordada con una mayor profundidad en estudios posteriores, pero que posiblemente tenga relación con los factores o agentes que provocaron la alteración observada en los cristales de plagioclasa.

La variación granulométrica observada se podrían relacionar con el grado de desarrollo de la foliación S_1^* en los diferentes sectores de la UME ya que se observó en las láminas delgadas una correlación espacial entre un buen desarrollo de los planos S_1^* y una granulometría más fina (particularmente destacable en el tamaño de grano de los cristales de actinolita) respecto a aquellas zonas o sectores en donde los planos de foliación no se desarrollaron de manera tan penetrativa.

Respecto a la alteración, esta pudo estar relacionada con la actividad de fluidos durante el proceso de formación de las rocas de la UME, los cuales podrían haber sido de origen metamórfico asociado a los procesos de deshidratación durante la subducción y acreción de la corteza oceánica que habrían formado las metabasitas o, podrían ser de origen

magmático debido a la asociación temporal con la migración del arco volcánico durante el Cretácico según lo propuesto por Gianni *et al.* (2018).

4.2 Variaciones internas en el registro de deformación en la UME

A partir de la información estructural a mesoescala obtenida del presente estudio y en conjunto con la información previa publicada de la UME (principalmente la del trabajo de Palape, 2020), se obtuvieron las orientaciones de la foliación S_1^* a mesoescala de esta unidad metamórfica, las que a modo general tienen una orientación hacia el S-SW, pero al hacer un análisis más en detalle en los diferentes sectores mencionados en el apartado de los resultados, se observaron variaciones en la orientación de los planos S_1^* representada en la [Figura 53](#), la cual fue corroborada por las observaciones a las distintas láminas delgadas obteniéndose que desde N a S la orientación de la foliación S_1^* varía desde una dirección preferencial marcada hacia el SW en la zona N ([Figura 50](#)), mientras que hacia la zona central y zona S las orientaciones no siguen una dirección preferencial, variando desde la costa hacia el interior del continente entre direcciones S a SW ([Figura 51](#) y [Figura 52](#)).

Las observaciones realizadas a microescala evidencian también variaciones en el desarrollo de microestructuras, con planos de foliación S_1^* más penetrativos junto a la identificación de un sentido de cizalle (sinistral y dextral) asociado a porfiroblastos en la zona N respecto a otros sectores al interior de la UME. Además, solo en esta zona se observó un desarrollo de microestructuras de clivajes de crenulación S_2^* . Lo anterior, sumado a la variación granulométrica en la mineralogía descrita para estas rocas mencionada en los párrafos anteriores, permiten proponer un "frente o área" de alta intensidad de deformación (indicado en color rojo en la [Figura 53](#)) que abarca principalmente la zona N, con los sectores de Llico Bajo y Cordillera de Zarao. Esta variación en la intensidad de la deformación al interior de la UME podría explicarse a partir de una acreción de la corteza oceánica con el margen de Suramérica, la cual podría haber generado una diferencia en los esfuerzos tectónicos que afectaron a esta unidad metamórfica (similar a lo que Luisier (2019) y colaboradores estudiaron en la unidad Monte Rosa, de los Alpes Occidentales) asociando las variaciones de esfuerzos para el caso de la UME a los procesos de subducción con dirección oblicua hacia el NE en este segmento del margen durante el periodo Cretácico.

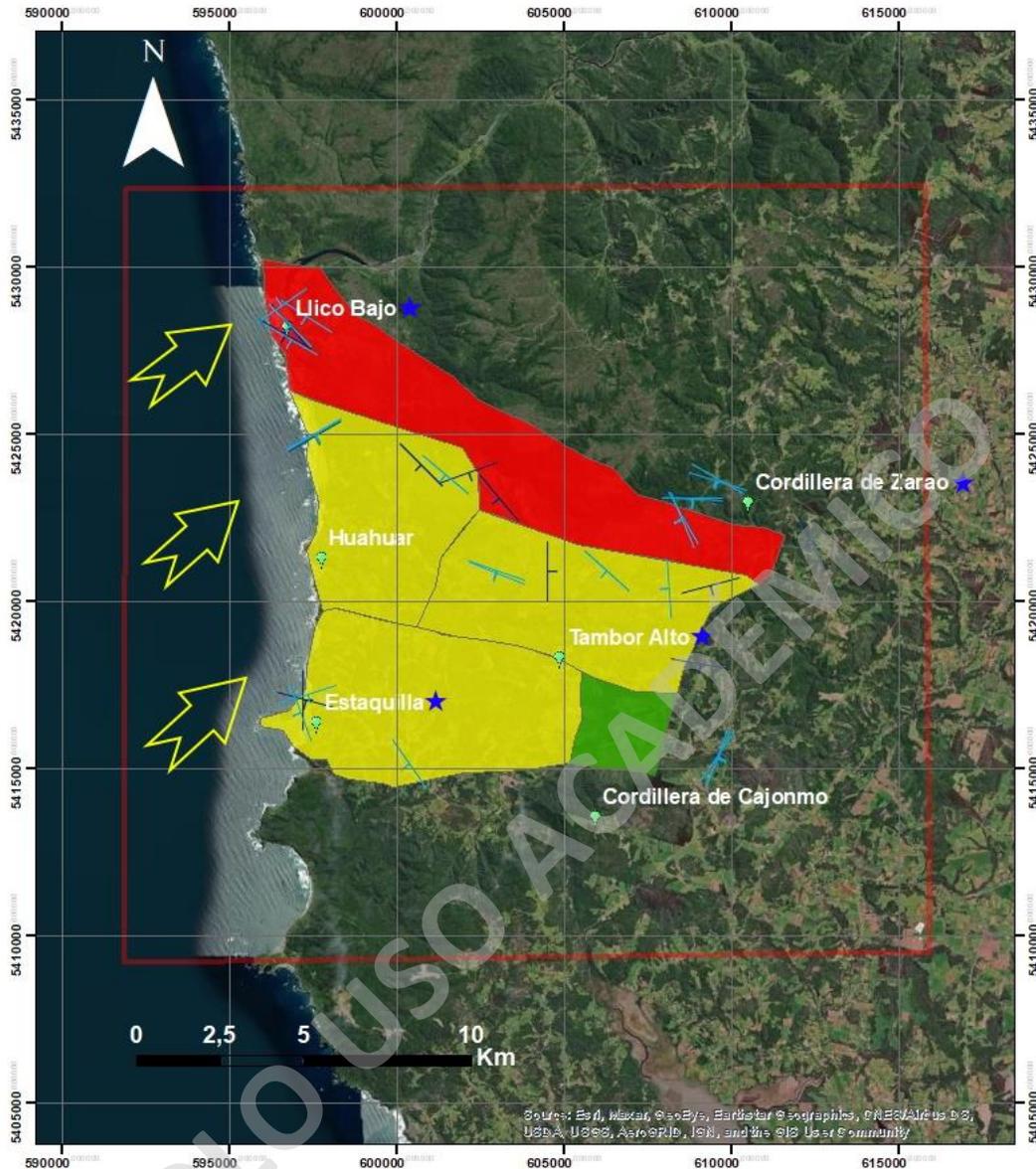


Figura 53: Mapa geológico representando la variación interna de la UME en la intensidad de deformación con el "frente de alta intensidad indicado en color rojo. Para la variación en la orientación se representan los planos de foliación S_1^* obtenidos desde Palape (2020) indicados en color negro y los del presente estudio en color azul claro. Se indica con una estrella de color azul los sectores donde se reconocieron cizallas asociados a porfiroblastos. Mapa escala 1:150.000. Imagen generada desde software ArcMap 10.5, 2021.

Respecto a las microestructuras frágiles observadas en las láminas delgadas de la UME, las vetillas se separaron en 2 familias principales definidas como V_1 (1,1 y 1,2) y V_2 . Las primeras (V_1) cuya mineralogía observada es similar a la de roca caja (actinolita, cuarzo, epidota, clinozoisita, plagioclasa), son en general de bordes sinuosos y continuos, algunas con un espesor considerable (llegando hasta los 1,5 mm de espesor en algunas muestras) y una orientación similar a la foliación S_1^* en algunas muestras mayormente de la zona centro-norte. Se separan en vetillas $V_{1,1}$ y $V_{1,2}$ debido a la presencia de cristales de plagioclasa en las vetillas $V_{1,2}$. En su mayoría podrían corresponder a vetillas sin-tectónicas asociadas a los procesos de deformación que afectaron a estas rocas durante su formación. Por otro lado, está la familia de vetillas V_2 , con una relación de corte con las demás microestructuras indicando una temporalidad posterior a los demás eventos deformativos (cortando al resto de las microestructuras observadas), estas son de bordes más rectos y continuos, rellenas casi totalmente de opacos en su mayoría (algunas con presencia de cuarzo) y con bajos espesores respecto a las vetillas V_1 .

Se observaron también indicadores cinemáticos de cizalle simple en porfiroblastos de actinolita deformando la foliación alrededor de estos, en gran mayoría desarrollando colas sigma y colas fi, identificándose sentidos de cizalle dextral y sinistral. Esta deformación podría estar asociada a un mecanismo de plegamiento definido como "*flexural slip*", que para efecto de los esquistos máficos de la UME, se puede asociar a las diferencias mecánicas entre las capas de rocas por el diferente grado de desarrollo de la foliación S_1^* junto a la variación granulométrica observada desde N a S, que posiblemente generaron esfuerzos de cizalle durante la formación de esta unidad y el desarrollo de estas microestructuras rotacionales. Los sentidos de cizalle en general siguen la orientación de los planos de foliación S_1^* además de focalizar un mejor desarrollo en la zona N donde se alcanza a identificar un sentido de cizalle claro respecto a la zona S donde las colas fi simétricas no presentaron un sentido de cizalle identificable, pudiendo interpretarse como evidencias de la misma variación de intensidad en la deformación la cual sería por efecto de la dinámica de acreción de esta unidad metamórfica.

4.3 Posible dinámica de acreción de la UME

Para la UME, las características microestructurales que sirven de evidencia para proponer el "frente" de alta intensidad de deformación (variación granulométrica junto a foliación más penetrativa y desarrollo de clivajes de crenulación S_2^*) junto al desarrollo de

estructuras rotacionales alrededor de porfiroblastos (colas sigma y colas fi principalmente), sumado a las edades cretácicas obtenidas por Hervé *et al.* (2016) de 137 y 65 Ma en circones ígneos de la UME, permitirían asociar temporalmente la formación de esta unidad metamórfica con los procesos de acreción derivados del régimen de subducción plana que tuvo lugar a estas latitudes durante el periodo Cretácico según lo propuesto por Gianni *et al.* (2018). Considerando las variaciones de orientación en las estructuras a mesoescala junto a las evidencias microestructurales obtenidas en este estudio, se interpreta que los procesos de deformación que afectaron a estas rocas ocurrieron con una mayor intensidad en la zona N respecto a la zona S, posiblemente debido a que la corteza oceánica que formó la UME se habría adosado al margen de Suramérica con una dinámica de acreción hacia el NE indicada en la Figura 53. Respecto a las principales características microestructurales que sirven de apoyo a esta propuesta, se muestra en la Figura 54 algunas laminas delgadas representativas con los indicadores cinemáticos asociados a porfiroblastos con sentidos de cizalle con un mejor desarrollo solo en la zona N, evidencia que también sería evidencia de una variación de intensidad de la deformación que se asociaría a la posible dirección de acreción hacia el NE, encargada de focalizar los esfuerzos en esta zona durante el evento metamórfico que originó las metabasitas de la UME.

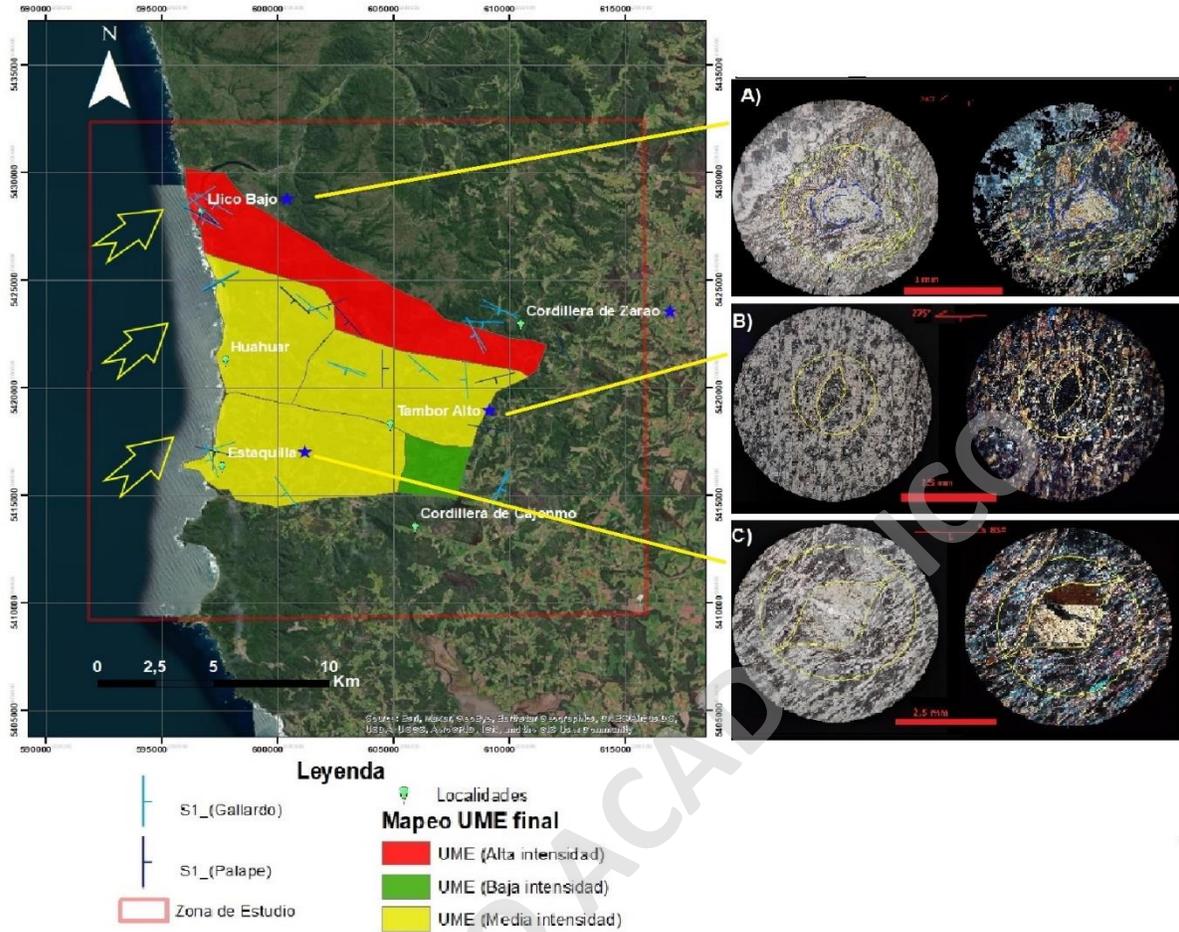


Figura 54: Mapa geológico con microfotografías representativas de la variación interna en la UME de la intensidad a partir de los indicadores cinemáticos asociados a porfiroblastos. A) Lamina delgada de sector Lico Bajo con geometría de cola delta y sentido de cizalle sinestral. B) Lamina delgada de sector Tambor Alto con geometría de cola fi sin sentido de cizalle. C) Lamina delgada de sector Estaquilla con geometría de cola fi sin sentido de cizalle claro. Imagen generada desde software ArcMap 10.5, 2021.

5 CONCLUSIONES

En términos generales, se definió una variación interna en la UME, respecto a la intensidad de la deformación y su orientación. Estas variaciones se definieron según criterios como la variación granulométrica observada a microescala principalmente en cristales de actinolita, epidota y clinozoisita; a las variaciones en la orientación de las estructuras (a meso y microescala) en la UME; a la diferencia en la intensidad de la deformación basado en el grado de desarrollo de las mismas microestructuras (S_1^* y S_2^* principalmente) en la morfología y mineralogía de las vetillas algunas vetillas V_1 (similares a la foliación S_1^*) y el desarrollo de estructuras rotacionales en porfiroblastos (principalmente de actinolita y clinozoisita) con sentidos de cizalle variables entre los distintos sectores de la UME.

Además, se definió una dinámica de acreción con dirección hacia el NE en base a las características de la deformación tanto a mesoescala como microescala que afectaron a las rocas de la UME, donde también esta dirección de acreción pudo haber focalizado los esfuerzos generando una mayor intensidad de deformación que afecto a la zona N de esta unidad metamórfica.

6 REFERENCIAS

- Bard, J. (1980). *Microtextures of Igneous and Metamorphic rocks*. Montpellier: D. Riedel Publishing Company.
- Cembrano, J., Herve, F., & Lavenu, A. (Junio de 1995). *The Liquiñe Ofqui fault zone: a long lived intra arc fault system in southern Chile*. Obtenido de <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0040195195000666>
- Clift, P., & Vannucchi, P. (Abril de 2004). *Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust*. Obtenido de 10.1029/2003RG000127
- Contreras-Reyes, E., Flueh, E., & Grevemeyer, I. (Diciembre de 2010). *Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implication for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes*. Obtenido de 10.1029/2010TC002734
- Duhart, P., McDonough, M., Muñoz, J., Martin, M., & Villeneuve, M. (Diciembre de 2001). *El Complejo Metamorfico Bahía Mansa en la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30' - 42°00'S): Geocronología K-Ar, 40Ar/39Ar y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana*. Obtenido de Revista Geologica de Chile: <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082001000200003>
- Encinas, A., Sagripanti, L., Rodriguez, M., Orts, D., Anavalon, A., Giroux, P., . . . Valencia, V. (2020). *Tectonosedimentary evolution of the Coastal Cordillera and Central Depression of south-Central Chile (36°30' - 42°S)*. Obtenido de Earth-Science Reviews: <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103465>
- Gianni, G., Davila, F., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C., . . . Gimenez, M. (2018). *Geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America*. Obtenido de Earth-Science Reviews.
- Glodny, J., Lohrmann, J., Ehtler, H., Grafe, K., Seifert, W., Collao, S., & Figueroa, O. (25 de Enero de 2005). *Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from*

combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the South-Central Chilean forearc. Obtenido de <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.12.014>

Gomez-Jimenez, J. (2006). *Metamorfismo, Apuntes de la asignatura Petrología Endógena II.* Zaragoza: Universidad de Zaragoza.

Gonzalez-Bonorino, F. (1970). *Metamorphism of the Crystalline Basement of Central Chile.* Obtenido de *Journal of Petrology*: <https://doi.org/10.1093/petrology/12.1.149>

Heredia, N., Garcia-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R., Hongn, F., . . . otros, e. (2018). *The Pre-Andean Phases of Construction of the Southern Andes Basement in Neoproterozoic-Paleozoic Times.* Obtenido de https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-67774-3_5

Hernandez-Moreno, C., Speranza, F., & Di Chiara, A. (28 de Agosto de 2014). *Understanding kinematics of intra-arc transcurrent deformation: Paleomagnetic evidence from the Liqueñe-Ofqui fault zone (Chile, 38°-41°S).* Obtenido de <https://doi.org/10.1002/2014TC003622>

Herve, F., Calderon, M., Fanning, C., Pankhurst, R., Fuentes, Rapela, C., . . . Marambio, C. (2016). *Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile.* Obtenido de <https://doi.org/10.1144/jgs2015-163>

Herve, F., Calderon, M., Fanning, C., Pankhurst, R., Rapela, C., & Quezada, P. (2018). *The country rocks of Devonian magmatism in the North Patagonian Massif and Chaitenia.* Obtenido de <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV45n3-3117>

Herve, F., Faundez, V., Calderon, M., Massone, H., & Willner, A. (2007). *Metamorphic and Plutonic Basement Complexes.* Obtenido de ResearchGate: https://www.researchgate.net/publication/281479523_Metamorphic_and_plutonic_basement_complexes

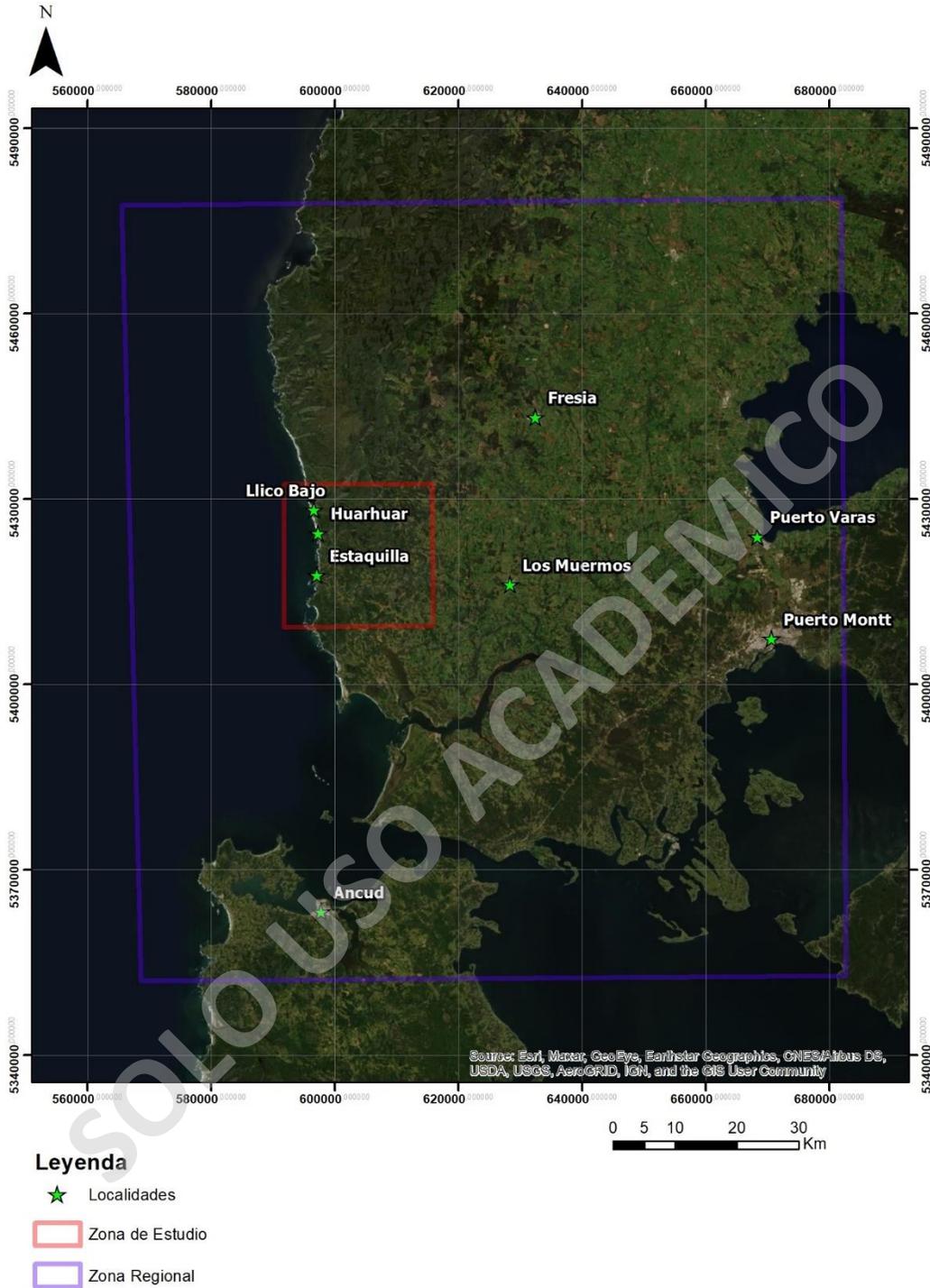
Herve, F., Fuentes, F., Calderon, M., Fanning, M., Quezada, P., Pankhurst, R., & Rapela, C. (2017). *Ultramafic rocks in the North Patagonian Andes is their emplacement associated with the Neogene tectonics of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone.* Obtenido de <https://www.redalyc.org/pdf/1739/173949489001.pdf>

- Luisier, C., Baumgartner, L., Schmalholz, S., Siron, G., & Vennemann, T. (2019). *Metamorphic pressure variation in a coherent Alpine nappe challenges lithostatic pressure paradigm*. Obtenido de <https://doi.org/10.1038/s41467>
- Marambio, C. (2015). *Petrología y Análisis Estructural de cuerpos metamórficos e igneos del complejo metamórfico bahía Mansa*. Obtenido de Repositorio Universidad de Chile: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/132861>
- Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Marquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M., & Folguera, A. (Mayo de 2019). *Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting*. Obtenido de <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.002>
- Palape, C. (2020). *Estructura y metamorfismo del complejo metamórfico bahía Mansa y de la unidad de metabasitas de estaquilla, cordillera de la costa de Chile central sur (41,1 - 41,6°S; 73,6 - 73,8°W)*. Obtenido de Repositorio Universidad de Chile: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/176623>
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. (2005). *Microtectonics*. Berlin: Springer.
- Quezada, P. (2015). *Geología del basamento de la Región de Los Lagos, Chile; Evidencias de Magmatismo Calco-alcálico y aportes sedimentarios devónicos*. Obtenido de Repositorio Universidad de Chile: <http://repositorio.uchile.cl/bitstream/handle/2250/133541/Geologia-del-basamento-de-la-Region-de-los-Lagos-Chile.pdf?sequence=1&isAllowed=y>.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortes, J., & Palma, M. (Octubre de 1986). *Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes*. Obtenido de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/TC005i006p00855>
- Rapallini, A. (2005). *The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the Late Paleozoic: Some paleomagnetic constraints*. Obtenido de [10.1144/GSL.SP.2005.246.01.12](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.246.01.12)

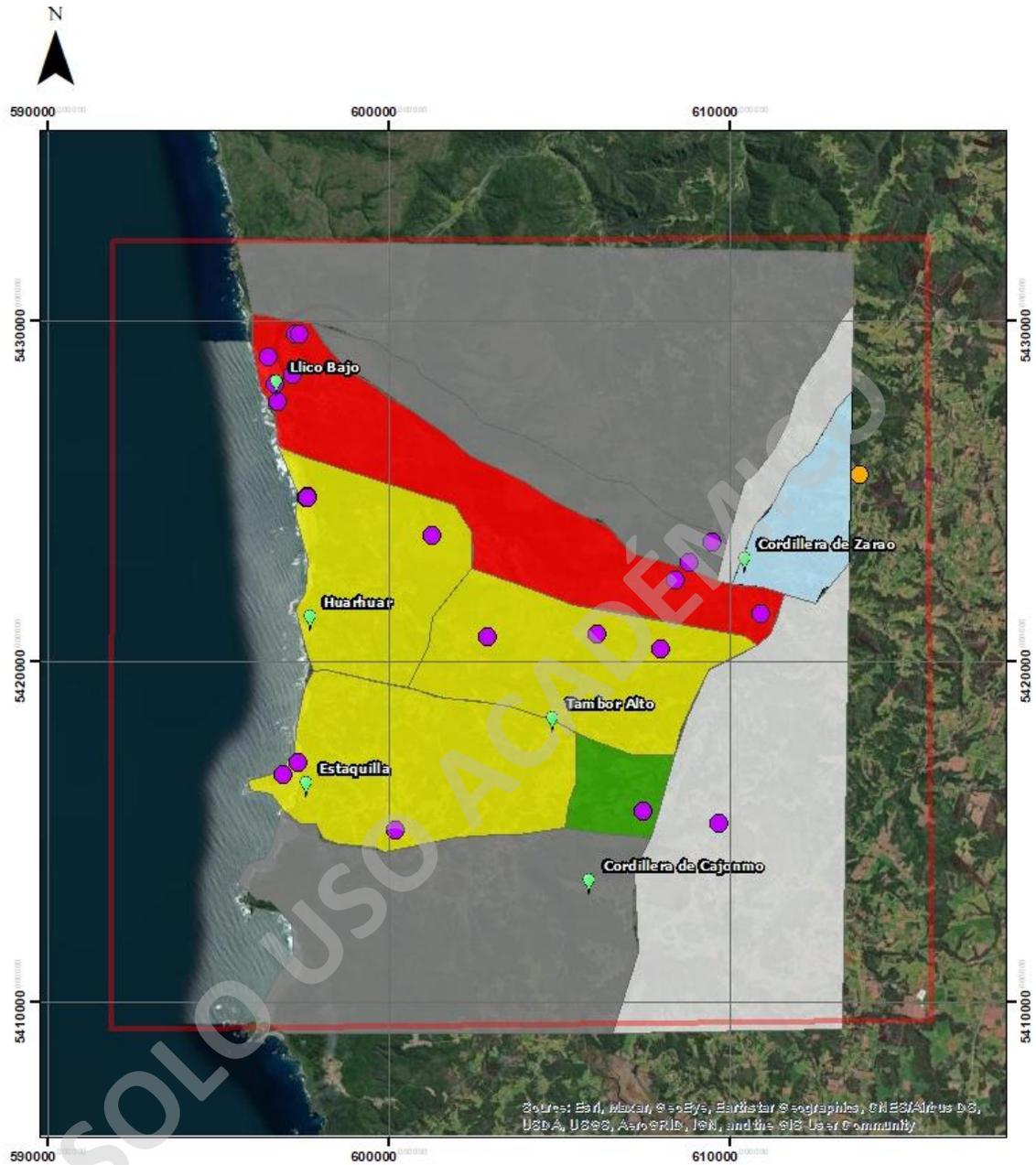
- Rapela, C., Herve, F., Pankhurst, R., Calderon, M., Fanning, C., Quezada, P., . . . Reyes, T. (2021). *The Devonian accretionary orogen of the North Patagonian cordillera*. Obtenido de Gondwana Research: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.04.004>
- Vargas del Campo, M., Peña, M., & Payacan, I. (2019). *Relacion entre los tensores de deformacion y actividad de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui con el emplazamiento de cuerpos intrusivos miocenos y posmiocenos en la Cordillera Principal (39°35'S - 39°50'S), XIV Region de Los Rios, Chile*. Obtenido de <https://www.geofisica.unam.mx/LatinmagLetters/LM19-0101SP/B-P/B.21-P.pdf>
- Veas, M. (2017). *Mineralogia de rocas metamorficas de la Serie Occidental, entre los 41°15'S y 41°25'S (Complejo Metamorfico Bahia Mansa): Implicancias geotermobarometricas*. Obtenido de Repositorio Universidad de Chile: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/149074>
- Vernon, R. H. (1976). *Metamorphic Processes, Reactions and Microstructure Development*. Sydney: Macquaire University.
- Vildoso, M. (2017). *Petrologia del Basamento Metavolcanico Devonico de la Cordillera del Zarao, Los Muermos, Region de Los Lagos, Chile*. Obtenido de Repositorio Universidad Andres Bello: <http://repositorio.unab.cl/xmlui/handle/ria/5083>

7 ANEXOS

SOLO USO ACADÉMICO



Anexo 1: Polígono regional del centro-sur de Chile, escala 1:750.000, entre los 38°S – 42°S, indicado de color azul, con la zona de estudio del presente trabajo indicado en polígono de color rojo.



Leyenda

- | | |
|-------------------------|---------------------------|
| Zona de Estudio | Faja Milonítica |
| Localidades | Metabasitas de Zarao |
| Puntos de control | Metamorfitas de río Llico |
| Metavolcanitas de Zarao | UME (Alta intensidad) |
| | UME (Baja intensidad) |
| | UME (Media intensidad) |

Anexo 2: Mapa geológico zona de estudio con variaciones de intensidad en la deformación junto al contexto geológico correspondiente al CMBM donde se representan las unidades que lo componen.

Descripciones de muestra de mano por sector:

Sector Llico Bajo:

- i. **Muestra LLID1P121:** Roca con mineralogía de anfíbola en un 40%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino; plagioclasa en un 25%, habito tabular, forma anhedral, tamaño de grano fino; epidota en un 25%, habito prismático, forma subhedral - anhedral, tamaño de grano fino; clorita en un 10%, habito micáceo, forma anhedral, tamaño de grano fino. Presenta una fábrica planar, estructura homogénea con texturas granonematoblástica, de foliación. Se clasifica como una metabasita con anfíbola. Se observan colas delta que indicarían un sentido de cizalle dextral.
- ii. **Muestra LLID1P221:** Roca con mineralogía de anfíbola en un 40%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino; plagioclasa en un 25%, habito tabular, forma anhedral, tamaño de grano fino; epidota en un 20%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino; clorita en un 10%, habito micáceo, forma anhedral, tamaño de grano fino; con presencia de pirita y bornita diseminadas en un 5%. Presenta una fábrica planar, estructura homogénea con texturas granonematoblástica, de foliación. Se clasifica como una metabasita con anfíbola. Se observa una menor deformación en zonas de coloración negra con granulometría fina evidenciando localmente sectores de mayor competencia (posibles xenolitos).
- iii. **Muestra LLID3P321:** Roca con mineralogía de anfíbola en un 35%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino; plagioclasa en un 30%, habito tabular, forma anhedral, tamaño de grano fino; epidota en un 20%, habito prismático, forma subhedral – anhedral, tamaño de grano fino; clorita en un 15%, habito micáceo, forma anhedral, tamaño de grano fino y con aparentemente pirita diseminada en <5%. Presenta fabrica planar, estructura homogénea con textura granonematoblástica, de foliación. Se clasifica como una metabasita con anfíbola.
- iv. **Muestra LLID5P321:** Roca con mineralogía de anfíbola en un 35%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino; plagioclasa en un 30%, habito tabular, forma subhedral, tamaño de grano fino; epidota en un 20%, habito

prismático, forma anhedral, tamaño de grano fino; clorita en un 15%, habito micáceo, forma anhedral, tamaño de grano fino. Presenta fabrica planar, estructura homogénea con texturas granonematoblástica, de foliación Se clasifica como una metabasita con anfíbola.

- v. **Muestra LLID4P121:** Roca con mineralogía de anfíbola en un 35%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino; plagioclasa en un 25%, habito tabular, forma anhedral, tamaño de grano fino; epidota en un 20%, habito prismático, forma subhedral – anhedral, tamaño de grano fino; clorita en un 15%, habito micáceo, forma anhedral, tamaño de grano fino; con presencia de pirita y aparentemente bornita diseminadas en un 5%. Presenta fabrica planar, estructura homogénea, con texturas granonematoblástica, de foliación y clivajes de crenulación. Se clasifica como una metabasita con anfíbola.

Sector Cordillera del Zarao:

- vi. **Muestra ESTD1P821:** Roca con mineralogía de anfíbola en un 35%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino; plagioclasa en un 30%, habito tabular, forma anhedral, tamaño de grano fino; epidota en un 15%, habito prismático, forma subhedral – anhedral, tamaño de grano fino; clorita en un 10%, habito micáceo, forma anhedral, tamaño de grano fino; con presencia de pirita diseminada en un 5%. Presenta fabrica planar, estructura homogénea, con texturas granonematoblástica, de foliación y clivajes de crenulación. Se clasifica como una metabasita con anfíbola.
- vii. **Muestra ESTD2P321:** Roca con mineralogía de anfíbola en un 30%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino; plagioclasa en un 25%, habito tabular, forma anhedral, tamaño de grano fino; epidota en un 20%, habito prismático, forma subhedral – anhedral, tamaño de grano fino; clorita en un 15%, habito micáceo, forma anhedral, tamaño de grano fino; con aparentemente pirita diseminada en un 5%. Presenta fabrica planar, estructura homogénea con texturas granonematoblástica, de foliación y clivajes de crenulación. Se clasifica como una metabasita con anfíbola.

Sector Huahuar:

- viii. **Muestra HUAD1P321:** Roca con mineralogía de anfíbola en un 30%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino; plagioclasa en un 30%, habito tabular, forma anhedral, tamaño de grano fino; epidota en un 20%, habito prismático, forma subhedral – anhedral, tamaño de grano fino; clorita en un 10%, habito micáceo, forma anhedral, tamaño de grano fino; con presencia de piritita diseminada en <5%. Presenta fabrica planar, estructura homogénea, con texturas granonematoblástica, de foliación. Se clasifica como una metabasita con anfíbola.

Sector Tambor Alto:

- ix. **Muestra ESTD2P421:** Roca con mineralogía de anfíbola en un 35%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino; plagioclasa en un 25%, habito tabular, forma anhedral, tamaño de grano fino; epidota en un 25%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino; clorita en un 15%, habito micáceo, forma anhedral, tamaño de grano fino. Presenta fabrica planar, estructura homogénea, con texturas granonematoblástica, de foliación. Se clasifica como una metabasita con anfíbola.
- x. **Muestra ESTD2P521:** Roca con mineralogía de anfíbola en un 40%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino; plagioclasa en un 25%, habito tabular, forma anhedral, tamaño de grano fino; epidota en un 25%, habito prismático, forma subhedral – anhedral, tamaño de grano fino; clorita en un 10%, habito micáceo, forma anhedral, tamaño de grano fino. Presenta fabrica planar, estructura homogénea, con texturas granonematoblástica, de foliación. Se clasifica como una metabasita con anfíbola.

Sector Estaquilla:

- xi. **Muestra ESTD1P421:** Roca con mineralogía de anfíbola en un 40%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino a medio; plagioclasa en un 25%, habito tabular, forma anhedral, tamaño de grano fino; epidota en un 20%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino; clorita en un 10%, con presencia

de pirita diseminada en un 5%. Presenta fabrica planar, estructura homogénea, con texturas granonematoblástica y de foliación. Se clasifica como una metabasita con anfíbola.

- xii. **Muestra ESTD1P521:** Roca con mineralogía de anfíbola en un 40%, plagioclasa en un 30%, epidota en un 15%; clorita en un 10%, con presencia de pirita diseminada en un 5%. Presenta fabrica planar, estructura homogénea, con texturas granonematoblástica y de foliación. Se clasifica como una metabasita con anfíbola.
- xiii. **Muestra ESTD3P121:** Roca con mineralogía de anfíbola en un 35%, plagioclasa en un 30%, epidota en un 20%; clorita en un 10%; con presencia de pirita y aparentemente calcopirita en vetillas y diseminadas en un 5%. Presenta fabrica planar, estructura homogénea, con texturas granonematoblástica, de foliación. Se clasifica como una metabasita con anfíbola.

Sector Cordillera de Cajonmo:

- xiv. **Muestra ESTD1P621:** Roca con mineralogía de anfíbola en un 35%, habito prismático, forma subhedral, tamaño de grano fino; plagioclasa en un 25%, habito tabular, forma anhedral, tamaño de grano fino; epidota en un 25%, habito prismático, forma subhedral – anhedral, tamaño de grano fino; clorita en un 10%, habito micáceo, forma anhedral, tamaño de grano fino; con presencia de pirita y bornita en vetillas y diseminadas en 5%. Presenta fabrica planar, estructura homogénea, con texturas granonematoblástica, de foliación. Se clasifica como una metabasita con anfíbola. Las rocas de esta localidad evidencias la menor intensidad de deformación dentro de la UME. Se ubica en el contacto aparente entre la UME y la MZ.

Descripciones de lámina delgada por sector:

Sector Llico Bajo:

1. Muestra LLID1P121:

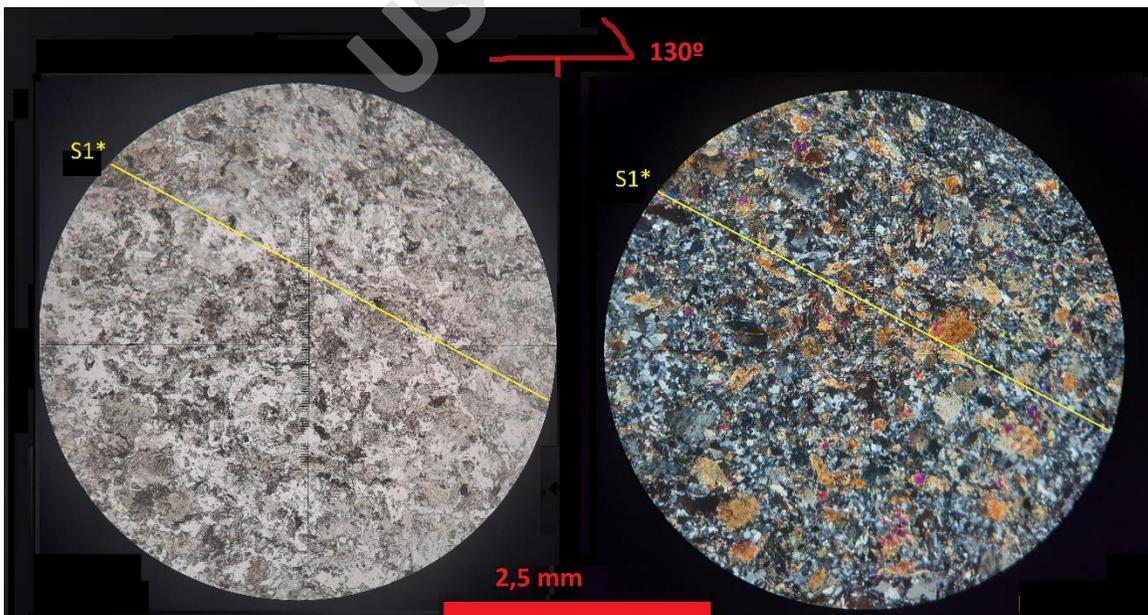
Ubicación: Recolectada desde parte S de la desembocadura del río Llico.

Coordenadas UTM: Norte: 5428418 / Este: 597200.

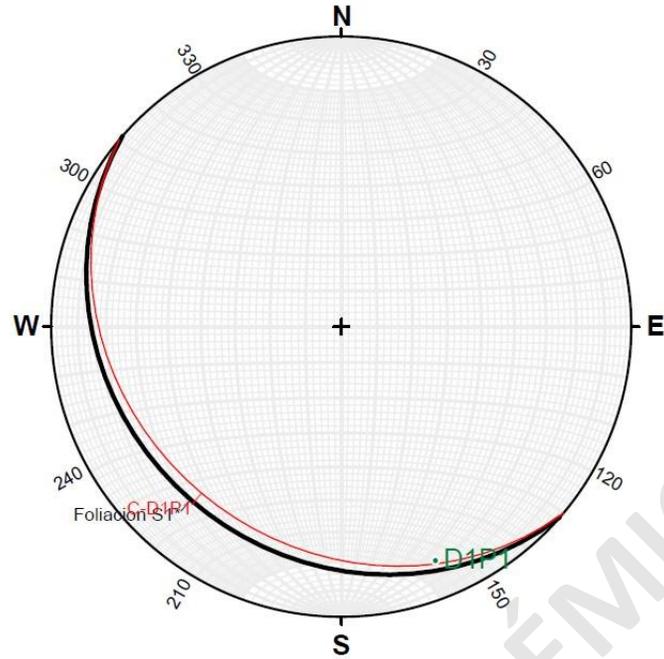
Tipo de roca: Esquisto con actinolita

Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo. Compuesta por actinolita, epidota, clinozoisita, cuarzo, plagioclasa. Los cristales de actinolita se dan en habito prismático, con tamaño grano fino entre 0,2 – 0,8 mm, de color verde pálido con pleocroísmo débil, relieve medio; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de tonos amarillentos anaranjados de 2° orden. Las epidotas se dan en habito prismático, con tamaño grano fino < 0,2 mm, de coloración amarillenta pálida, relieve alto; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 3° orden. Las clinozoisitas se dan en habito prismático, con tamaño grano fino entre 0,2 a 0,6 mm, relieve alto e incoloros; a nicoles cruzados tienen tonos grisáceos de 1° orden. Los cuarzos se dan en habito masivo, con tamaño grano fino < 0,1 a 0,3 mm, incoloros; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 1° orden. Los cristales de plagioclasa se dan en habito tabular poco conservado, se encuentran alterados a arcillas dándoles un aspecto terroso de coloración pardo grisáceo a negro tanto a nicoles paralelos y cruzados. Tiene fabrica linear, estructura homogénea, con texturas de esquistosidad, nematoporfioblástica.

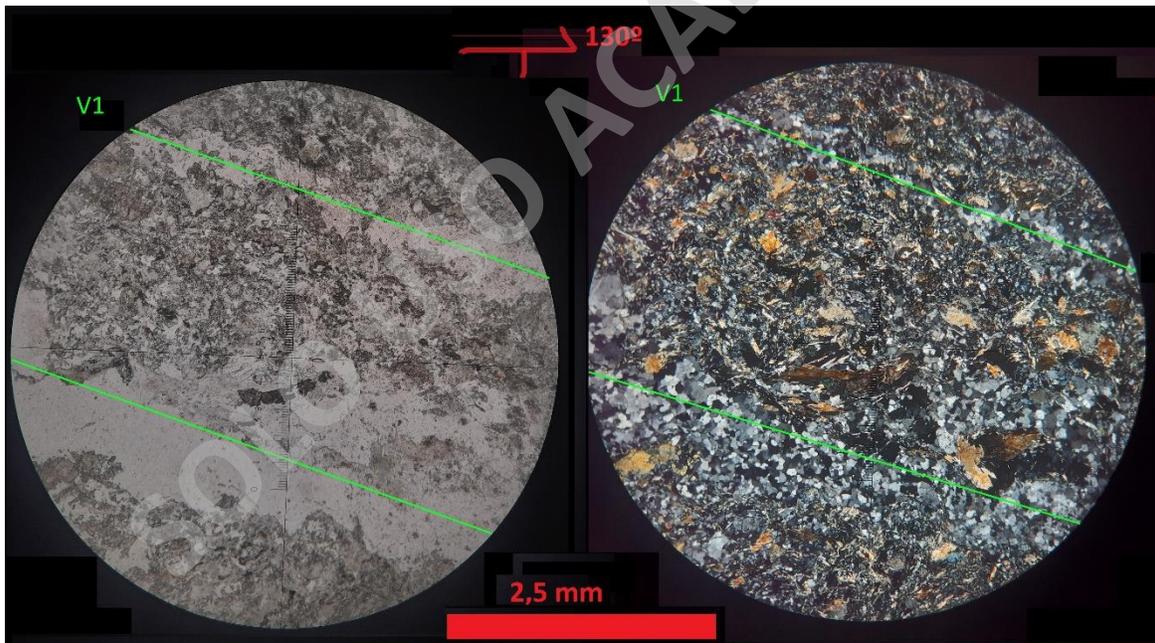
Microestructuras: a) Foliación S_1^* dominada por cristales de actinolita la cual no esta tan desarrollada, pero se ve una dirección preferencial de cristales con orientación de $10^\circ \pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (130°). b) Vetillas V_1 con bordes sinuosos y continuos rellenas de cuarzo, actinolita, epidota \pm clinozoisita siguiendo la dirección de la foliación, con una orientación de $10^\circ \pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (130°). c) Agregado microcristalino de cuarzo con una aparente rotación desarrollando una cola delta (asimétrica y con embayamiento).



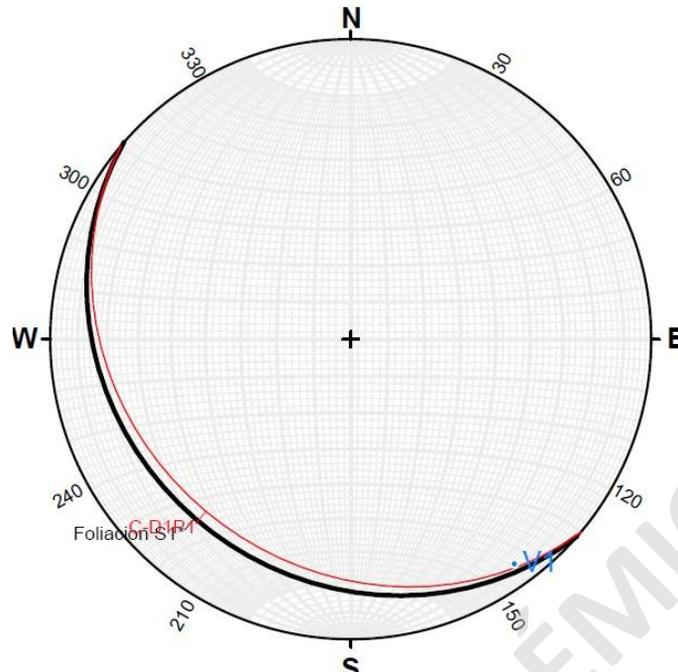
Anexo 3: Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita (a NX con color de interferencia de 2 orden de color anaranjado) orientados en una dirección preferencial indicada en color amarillo. R: 2,5 mm.



Anexo 4: Red estereográfica del plano de Foliación S_1^* observado en lamina delgada con una orientación de $158^\circ/14^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 5: Vetillas de cuarzo V_1 indicada en color verde, siguiendo la dirección de la foliación principal S_1^* . R: 2,5 mm.



Anexo 6: Red estereográfica de Vetillas V_1 observado en lamina delgada con una orientación de $144^\circ/8^\circ$ (trend/plunge).

2. Muestra LLID1P221:

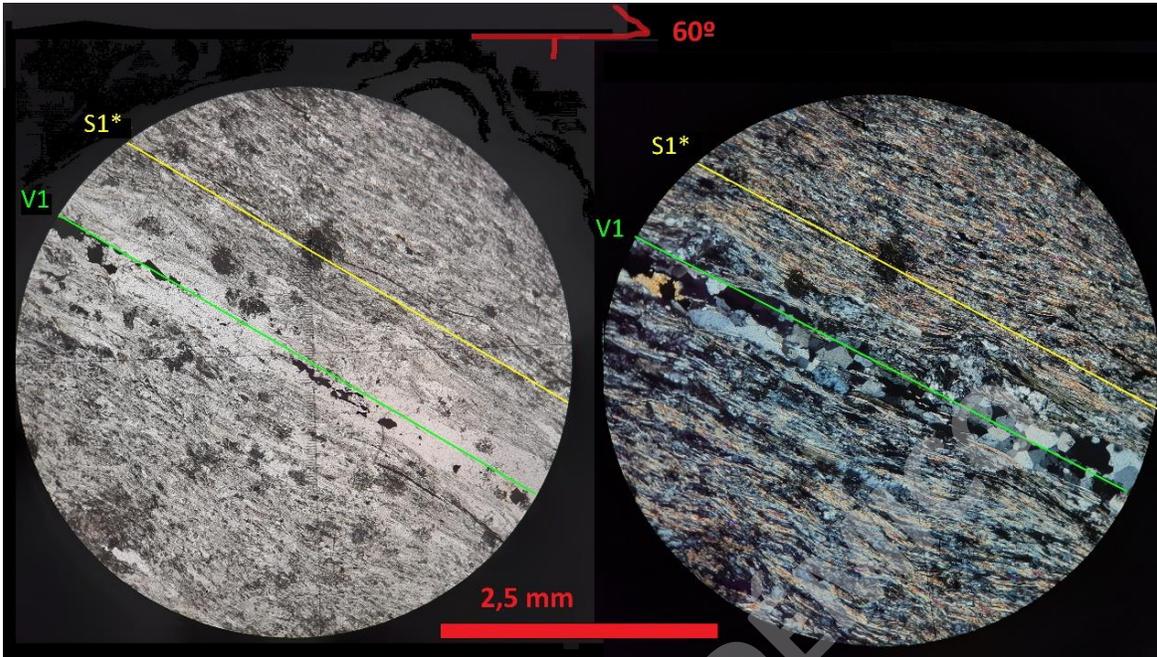
Ubicación: Recolectada desde la parte S de la desembocadura del río Llico (al S de lugar de muestro de corte LLID1P121).

Coordenadas UTM: Norte: 5428170 / Este: 596675.

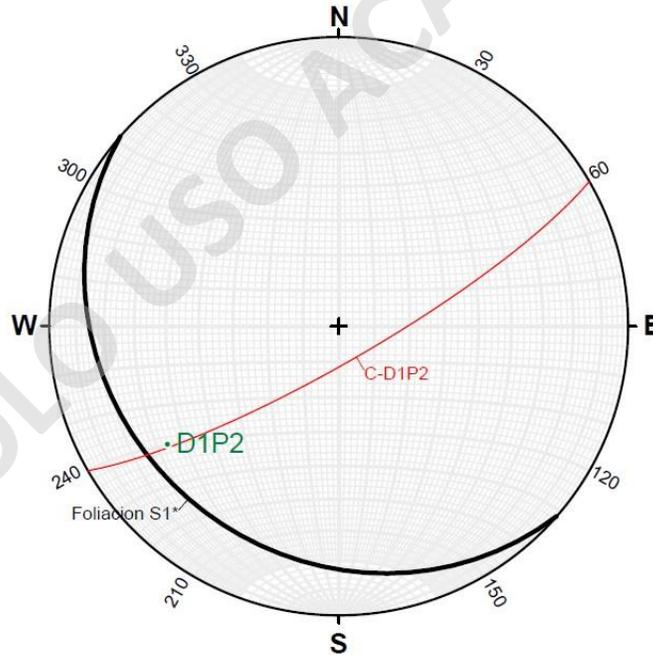
Tipo de roca: Esquisto con actinolita.

Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo. Compuesta por actinolita, epidota, clinozoisita, cuarzo, plagioclasa. Los cristales de actinolita se dan en habito prismático, con tamaño grano fino entre 0,1 a 0,4 mm, relieve medio, pleocroísmo débil en tonos verdosos; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia amarillentos a anaranjados de 2° orden. Las epidotas se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino entre 0,1 a 0,3 mm, de colores amarillentos a verdosos pálido, relieve alto; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 3° orden. Los cristales de clinozoisita se dan también en habito prismático, con tamaño de grano fino 0,2 a 0,6 mm, relieve alto, incolora; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 1° orden. Los cuarzos se dan en habito masivo, incoloros, con tamaño de grano fino $< 0,1$ mm para una primera familia y una segunda familia con tamaño de grano fino entre 0,2 a 1 mm. Los cristales de plagioclasa se dan en habito tabular poco conservado, se encuentran alterados a arcillas dándoles un aspecto terroso de coloración pardo grisáceo a negra tanto a nicoles paralelos y cruzados. Tiene fabrica lineal, estructura homogénea, texturas de esquistosidad y nematoporfiroblástica.

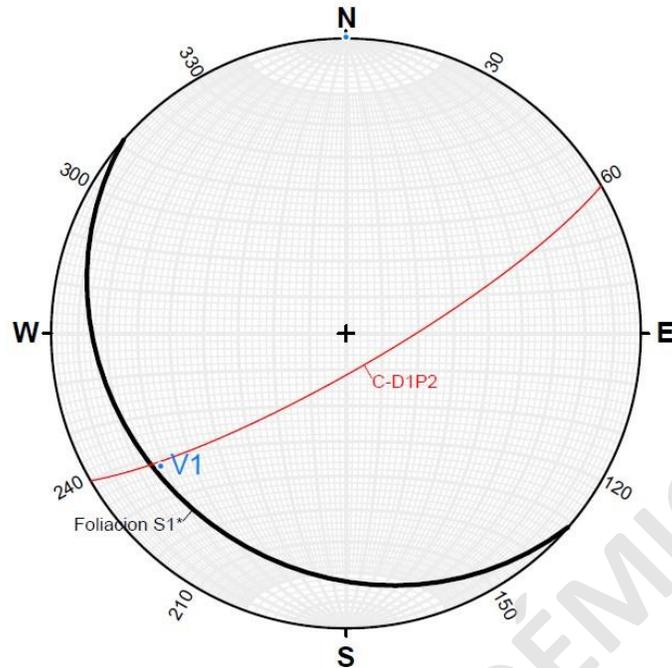
Microestructuras: a) Foliación S_1^* dominada por cristales de actinolita, epidota, clinozoisita, \pm plagioclasa, con una orientación de $25^\circ \pm 5^\circ$ de desviación respecto al rumbo del plano de corte (20°). b) Vetillas V_1 con bordes sinuosos y continuos rellenas de cuarzo, actinolita, \pm plagioclasas, opacos con un espesor de 1 - 2 mm que se encuentran siguiendo la dirección de la foliación principal S_1^* con una orientación de $25^\circ \pm 5^\circ$ de desviación respecto al rumbo del plano de corte. c) Porfiroblastos de epidota, clinozoisita de tamaño grano fino $< 0,4$ mm desarrollando colas fi (simétricas).



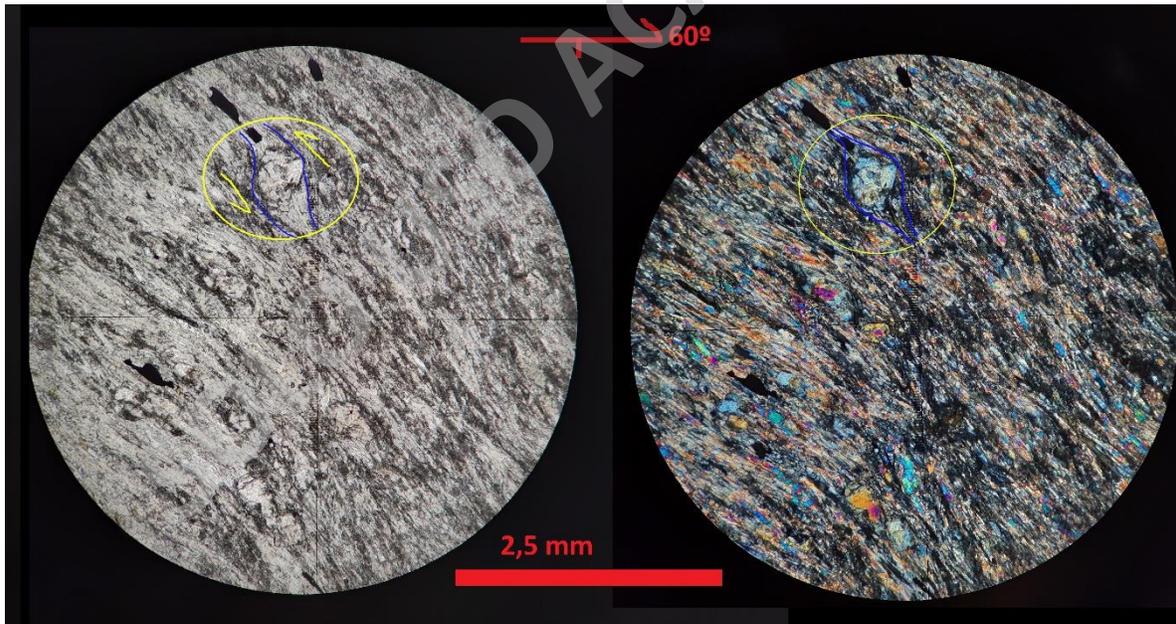
Anexo 7: Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita e indicada en color amarillo junto a Vetillas V_1 indicadas en color verde, orientadas en dirección similar. R: 2,5 mm.



Anexo 8: Red estereográfica de plano de Foliación S_1^* observado en lamina delgada con una orientación $235^\circ/29^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 9: Red estereográfica de Vetillas V_1 observado en lamina delgada con una orientación $234^\circ/24^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 10: Porfiroblasto de clinozoisita desarrollando una geometría de cola sigma (asimétrica) deformando la foliación alrededor con un aparente sentido de cizalle sinestral R: 2,5 mm.

3. Muestra LLID3P221:

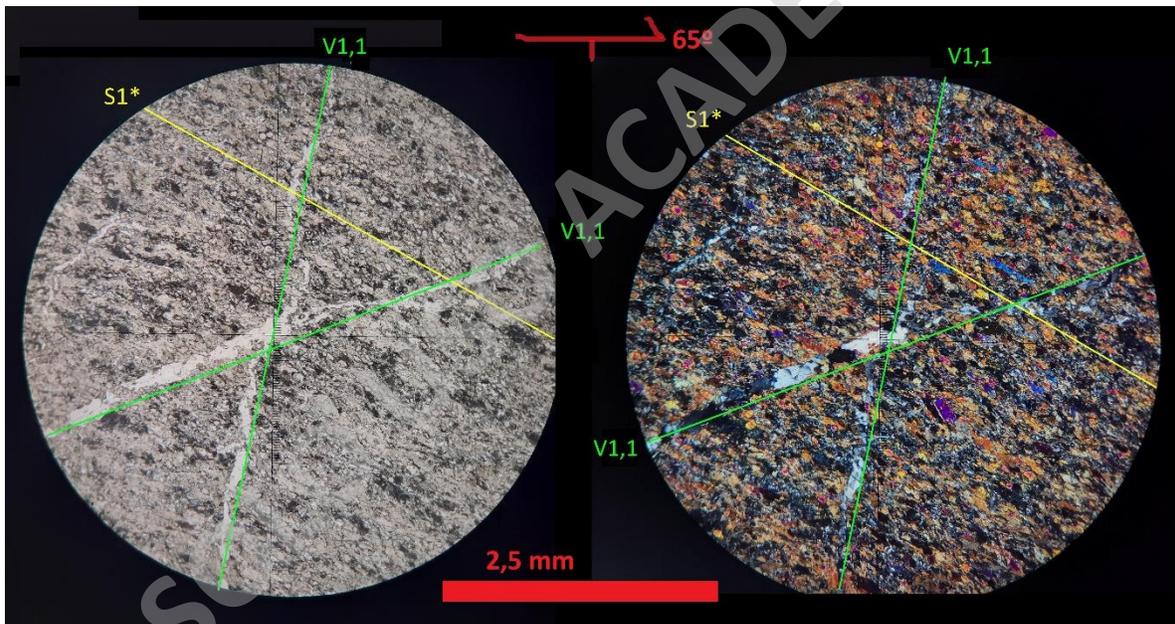
Ubicación: Recolectada desde el sector S de desembocadura de río Llico en zonas altas de laderas sur por ruta V-496.

Coordenadas UTM: Norte: 5429793 / Este: 597371.

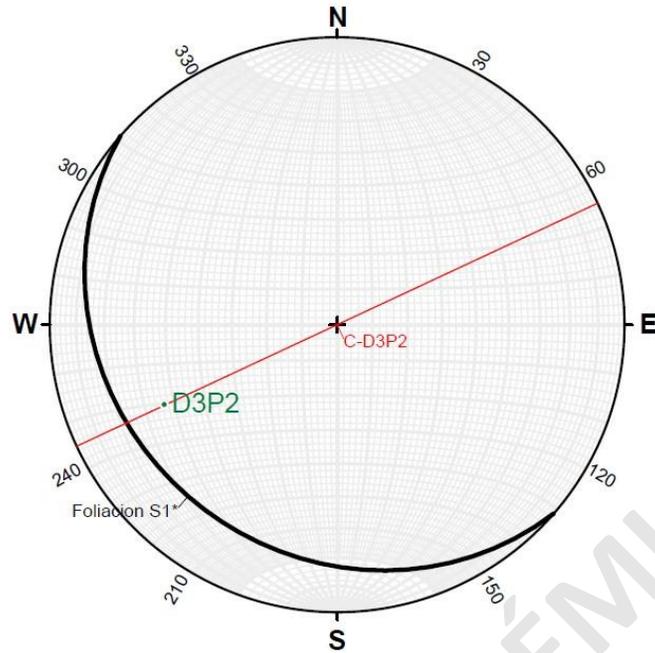
Tipo de roca: Esquisto con actinolita.

Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo, compuesta por actinolita, epidota, cuarzo, plagioclasa. Los cristales de actinolita son los más abundantes (>40%) se dan en habito prismático, con tamaño grano fino entre 0,1 a 0,5 mm, de tonos verdosos con pleocroísmo débil; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia amarillentos a anaranjados de 2° orden. Las epidotas también son abundantes (20%) se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino <0,1 a 0,3 mm, relieve alto, tonos amarillentos pálidos; a nicoles cruzados tiene colores de interferencia de 3° orden. Los cristales de cuarzo son de tamaño de grano fino <0,2 mm, rellenando espacios, incoloros. Los cristales de plagioclasa se dan en habito tabular pobremente conservado, se encuentran alteradas a arcillas dándoles un aspecto terroso de coloración pardo grisáceo a negra tanto a nicoles paralelos y cruzados. Tiene fabrica linear, estructura homogénea, texturas de esquistosidad y nematoporfiroblástica.

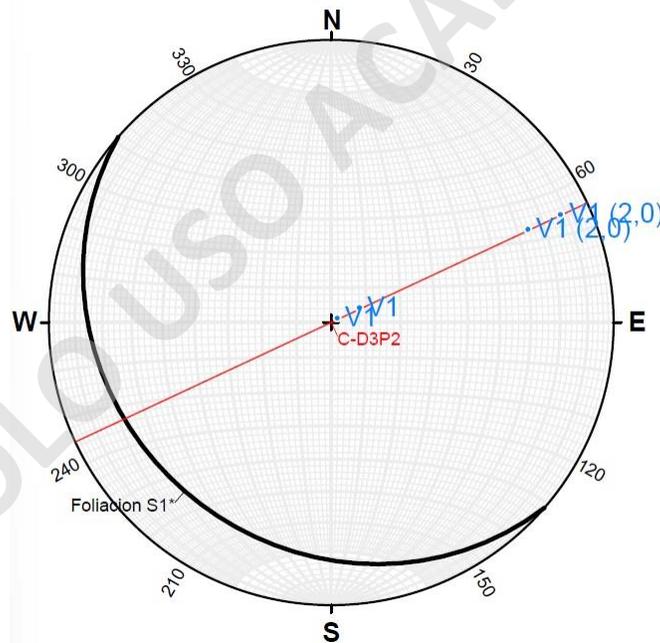
Microestructuras: a) Foliación S_1^* dominada por cristales de actinolita, epidota, \pm clinozoisita con orientación de $30^\circ \pm 5^\circ$ de desviación respecto al rumbo del plano de corte (65°). b) Vetillas V_1 de bordes sinuosos y continuos, rellenas de cuarzo, epidota que se encuentran cortando a la foliación. Separable en 2 grupos según su orientación: i) $V_{1,1}$ con orientación de $85^\circ \pm 5^\circ$. ii) $V_{1,1}$ (medición 2) con orientación de $15^\circ \pm 5^\circ$. c) Porfiroblastos de actinolita de tamaño de grano fino (<0,8 mm) se encuentran rotados formando colas sigma (asimétrica y sin embayamiento).



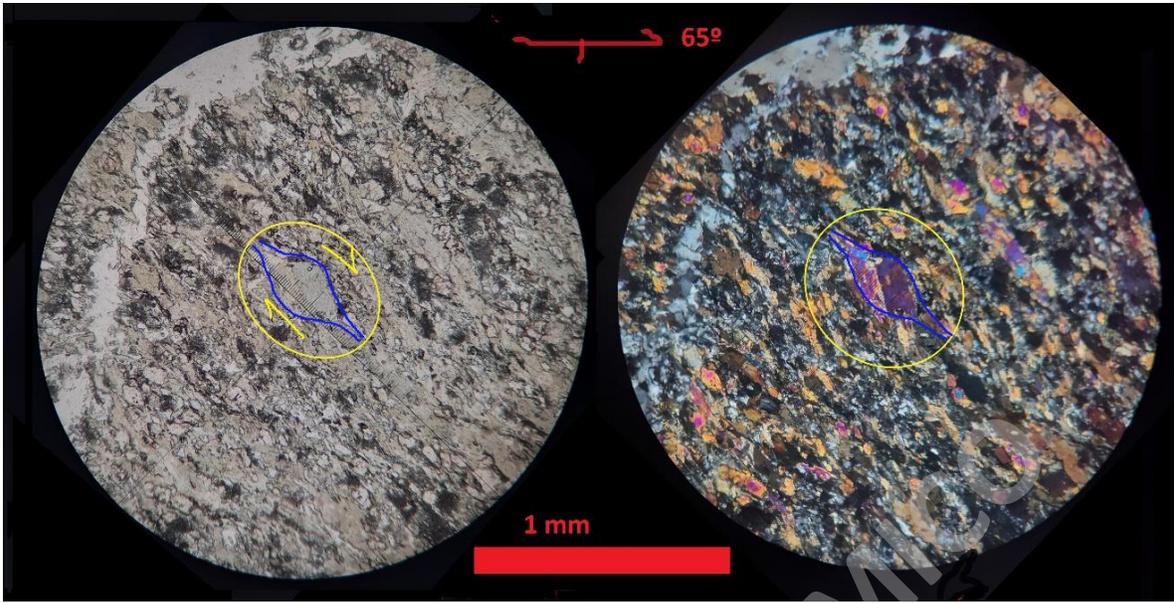
Anexo 11: Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita, indicada en color amarillo. En color verde se indican las vetillas V_1 rellenas principalmente de cuarzo. R: 2,5 mm.



Anexo 12: Red estereográfica de plano de Foliación S_{1^*} observado en lamina delgada con una orientación $245^{\circ}/34^{\circ}$ (*trend/plunge*).



Anexo 13: Red estereográfica de Vetillas $V_{1,1}$ observado en lamina delgada con orientaciones de $64^{\circ}/81^{\circ}$ y $59^{\circ}/88^{\circ}$ para la primera dirección principal de estas vetillas; y por otro lado, orientaciones de $65^{\circ}/24^{\circ}$ y $65^{\circ}/11^{\circ}$ para la segunda dirección principal de esta vetillas (Vetillas $V_{1,1} (2,0)$). (*trend/plunge*).



Anexo 14: Porfiroblasto de actinolita desarrollando geometría de cola fi (simétrica) deformando la foliación alrededor con un aparente sentido de cizalle dextral. R: 1 mm.

4. Muestra LLID4P121:

Ubicación: Recolectada desde parte N de la desembocadura del río Llico, en el borde costero.

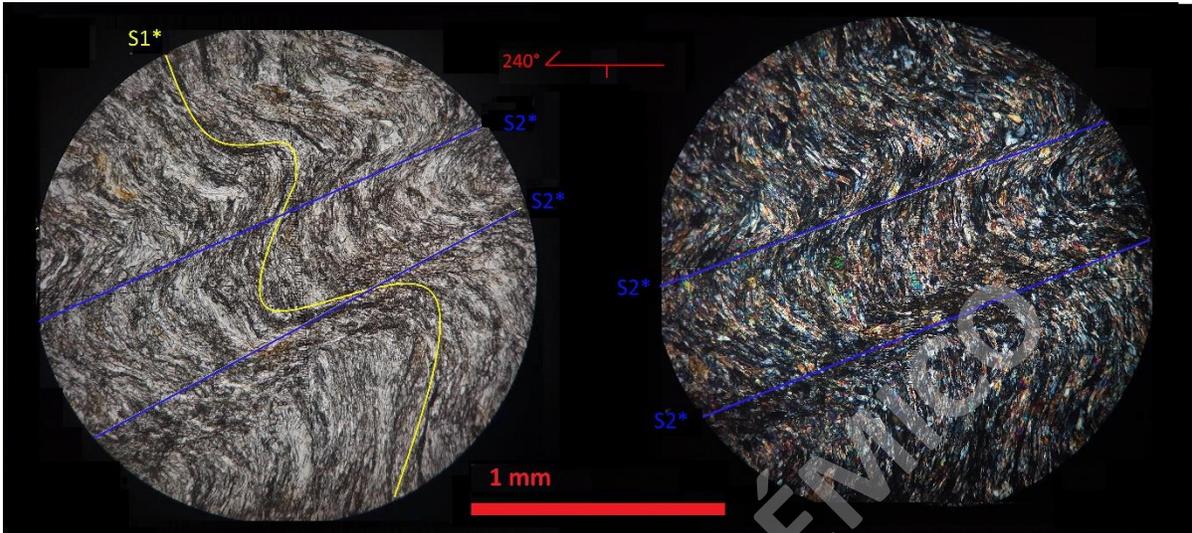
Coordenadas UTM: Norte: 5428951 / Este: 596482

Tipo de roca: Esquisto verde con actinolita.

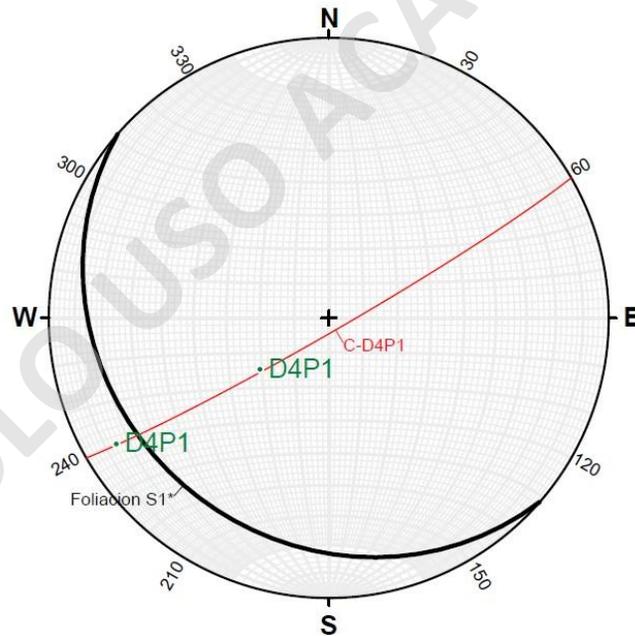
Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo. Compuesta por actinolita, epidota, clinozoisita, cuarzo plagioclasa. Los cristales de actinolita se dan en habito prismático de tamaño grano fino entre 0,1 a 0,4 mm, con tonos verde pálido y pleocroísmo débil, a nicoles cruzados presentan colores de interferencia amarillentos a anaranjados de 2° orden. Las epidotas se dan en habito prismático, con tamaño grano fino a muy fino <0,2 mm, con tonos incoloros a verde limón o amarillentos, relieve alto; a nicoles cruzados tiene colores de interferencia de 3° orden. Las clinozoisitas son más abundantes que las epidotas, se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino <0,2 mm, relieve alto, incoloras; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 1° orden. Los cristales de cuarzo se dan en habito masivo a granular, incoloros, con 2 familias de tamaño de grano: i) tamaño de grano fino <0,1 mm en la matriz. ii) tamaño de grano fino entre 0,5 a 1 mm en vetilla rellena de cuarzo – plagioclasa. Los cristales de plagioclasas se dan en habito tabular poco conservado, se encuentran alteradas a arcillas con aspecto terroso de tonos pardos grisáceo a negra tanto a nicoles paralelos y cruzados, pero en esta muestra se observan los cristales mejor conservados y de mayor granulometría. Tiene fabrica linear, estructura homogénea, texturas de esquistosidad y nematoporfiroblástica.

Microestructuras: a) Foliación S_1^* dominada por cristales de actinolita, epidota, clinozoisita con orientaciones de $15\pm 5^\circ$ y $65^\circ\pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (240°). b) Clivajes de crenulación S_2^* con longitud de onda <1 mm y con sus ejes axiales con orientación de $20^\circ\pm 5^\circ$ respecto al rumbo del plano de corte (240°). c) Vetillas V_1 con bordes sinuosos y continuos, indicando al menos 2 eventos de deformación diferentes: **i)** vetilla 1.1, con bordes sinuosos y continuos, de espesor entre 1,5 a 2 mm, con una orientación de $20^\circ\pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo (240°) aparentemente sin-tectónica. **ii)** vetilla 1.2, con bordes rectos y continuos, de espesor <0,5 mm, con orientaciones de $65^\circ\pm 5^\circ$ y $70^\circ\pm 5^\circ$

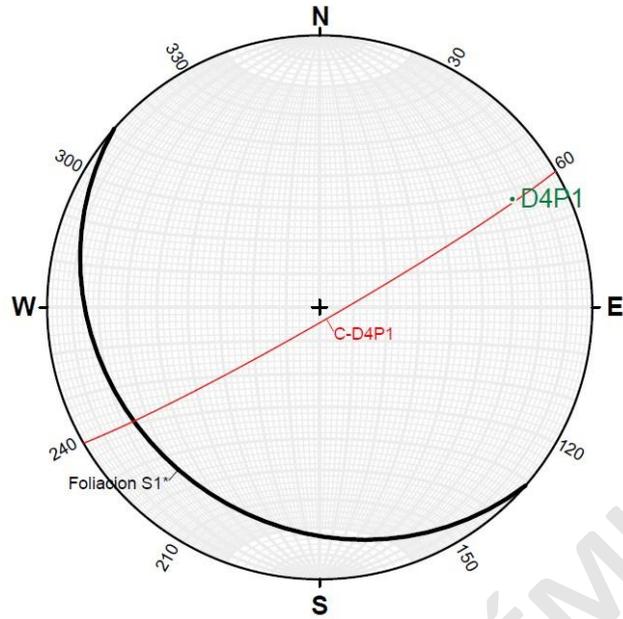
desviación respecto al rumbo, aparentemente post-tectónica. d) Porfiroblastos de actinolitas que evidencian una rotación del grano desarrollando colas delta (asimétricas y con embayamiento).



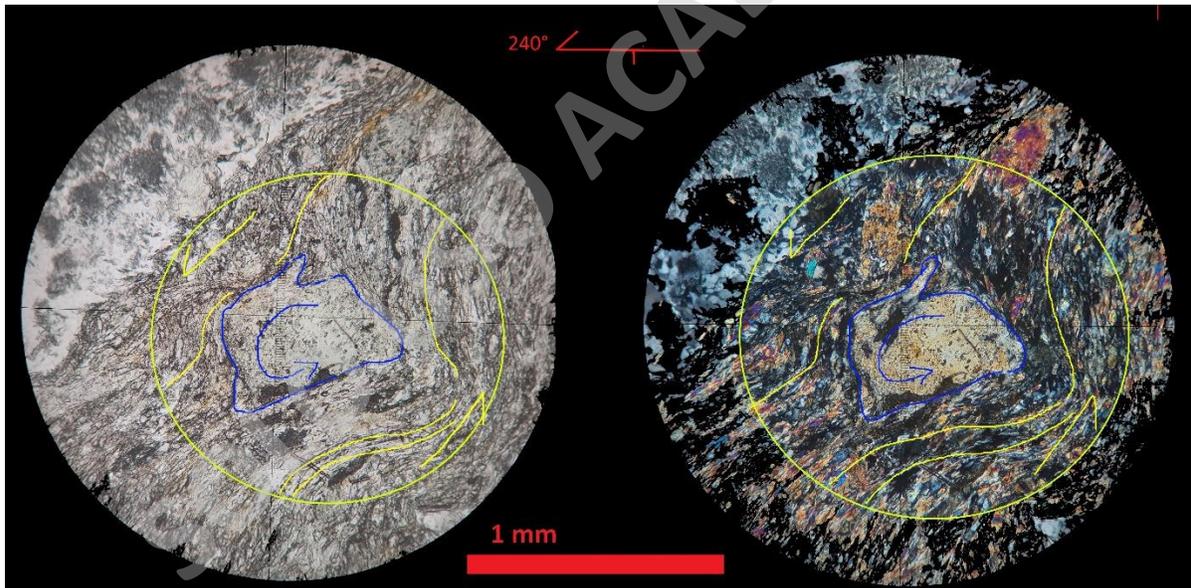
Anexo 15: Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita, epidota y clinozoisita indicada en color amarillo y los ejes axiales de los clivajes de crenulación S_2^* indicados en color azul. R: 1 mm.



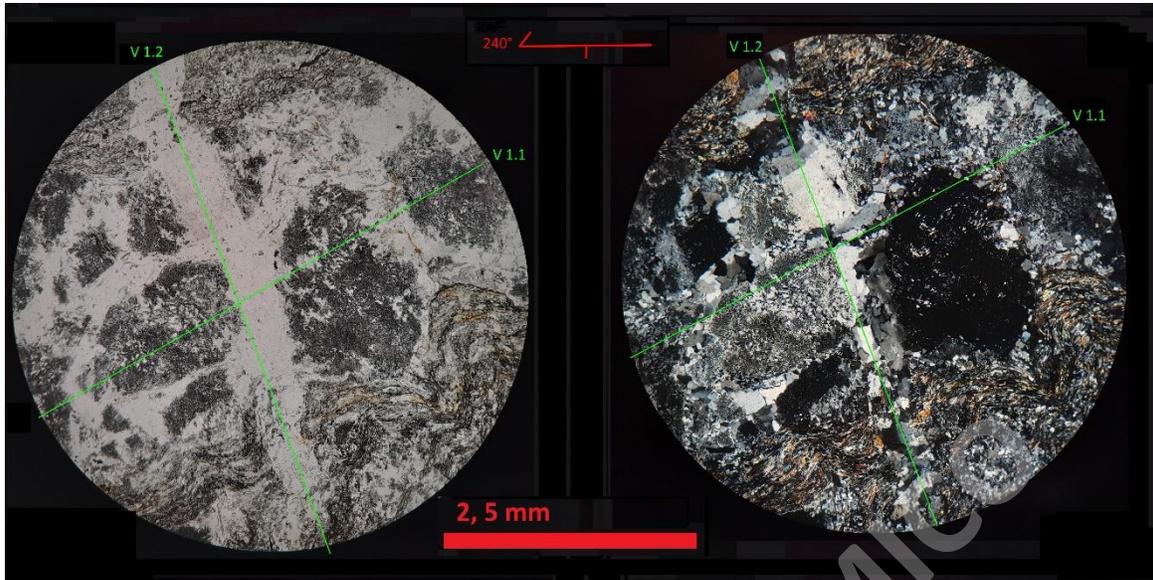
Anexo 16: Red estereográfica de Foliación S_1^* observado en lamina delgada con una orientación de $239^\circ/13^\circ$ y $232^\circ/65^\circ$ (trend/plunge).



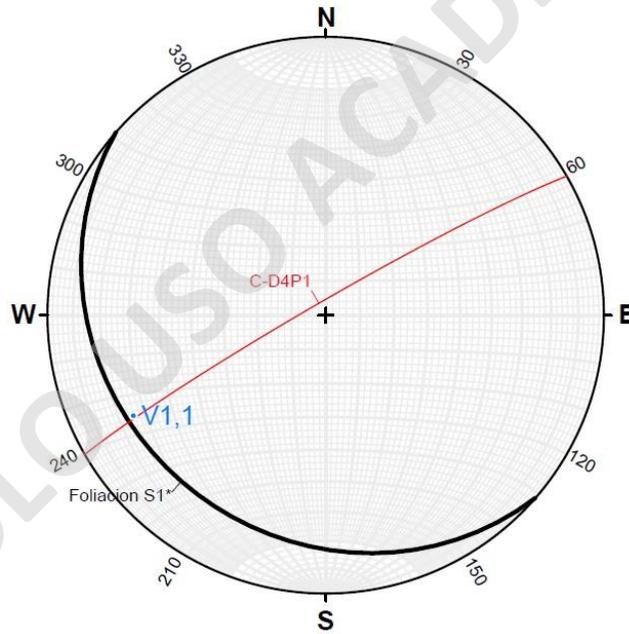
Anexo 17: Red estereográfica de Eje axial S_2^* observado en lamina delgada con una orientación $61^\circ/20^\circ$.



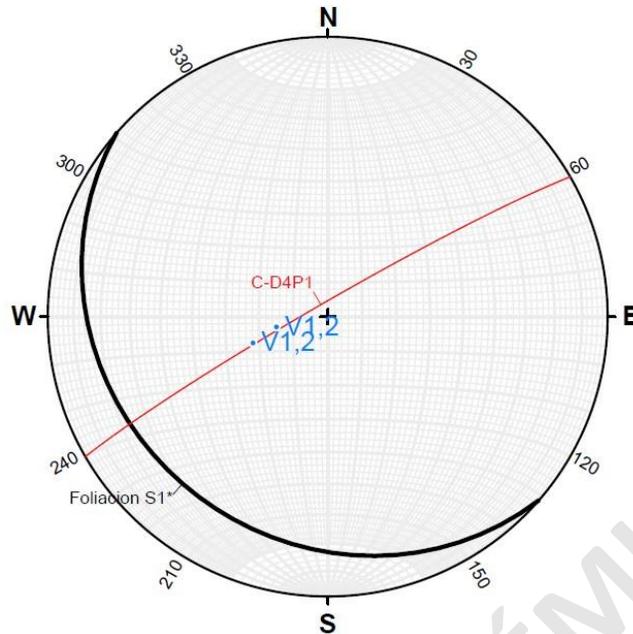
Anexo 18: Porfiroblastos de actinolita rotados desarrollando una geometría de cola delta (asimétrica y con embayamiento) deformando foliación alrededor con un aparente sentido de cizalle sinistral. R: 1 mm.



Anexo 19: Vetilla con cristales relictos de plagioclasa de grano fino (hasta 2 mm) asociados a una vetilla de cuarzo. Todo lo anterior siendo cortado por una vetilla posterior a la deformación rellena solo de cuarzo. Ambas microestructuras representadas en color verde. R: 2,5 mm.



Anexo 20: Red estereográfica de Vetillas $V_{1,1}$ observado en lamina delgada con una orientación $242^{\circ}/23^{\circ}$ (trend/plunge).



Anexo 21: Red estereográfica de Vetillas $V_{1,2}$ observado en lamina delgada con orientaciones de $250^{\circ}/67^{\circ}$ y $257^{\circ}/75^{\circ}$ (trend/plunge).

5. Muestra LLID5P221 (“LLID3P221*):

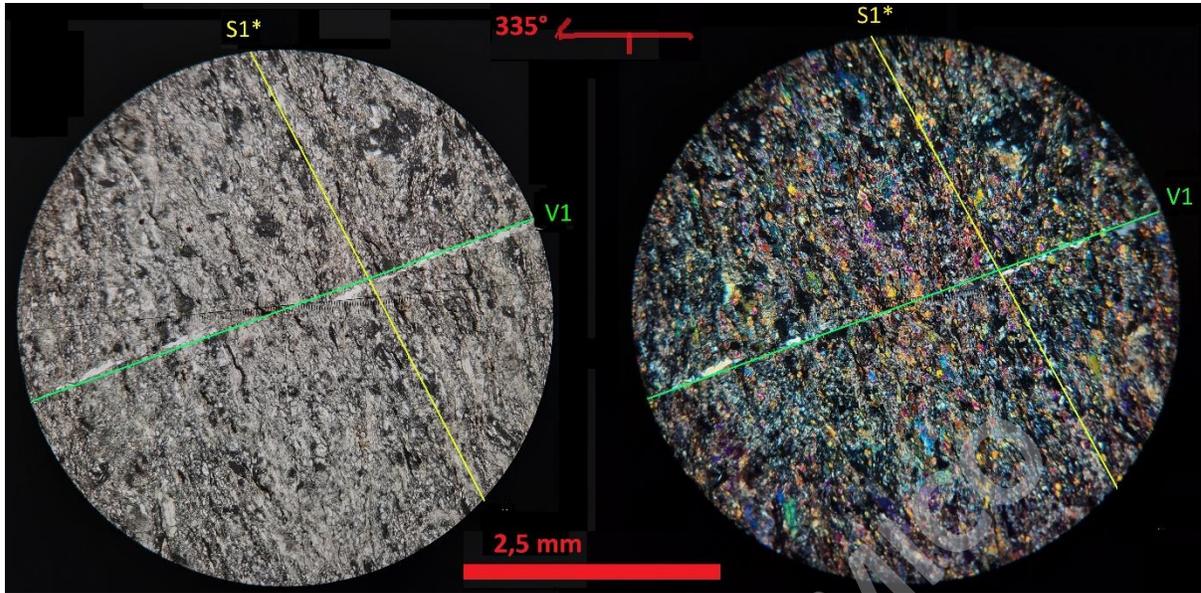
Ubicación: En el sector S de desembocadura de río Llico, en zonas altas de laderas sur por ruta V-496 hacia Huahuar.

Coordenadas UTM: Norte: 5429793 / Este: 597371.

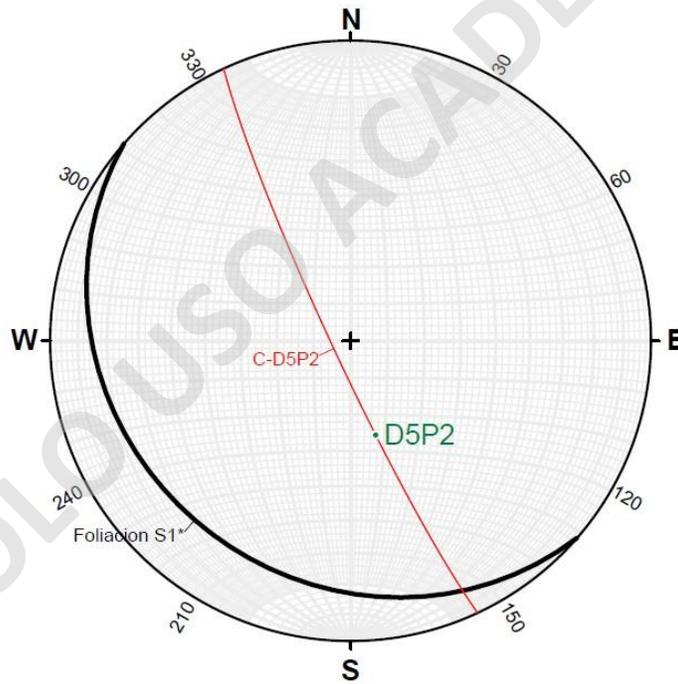
Tipo de roca: Esquisto con actinolita.

Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo. Compuesta por actinolita, cuarzo, epidota, clinozoisita, plagioclasa. Los cristales de actinolita se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino $<0,5$ mm, relieve medio; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia anaranjados y amarillentos de 2° orden; Las epidotas se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino $<0,2$ mm, con tonos amarillo pálido, relieve alto; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 3° orden. Los cristales de clinozoisita se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino $0,2$ mm, relieve alto, incolora; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 1° orden. Los cuarzos se dan rellenando espacios, con tamaño de grano fino $0,1$ mm, incoloros; a nicoles cruzados tiene colores de interferencia de 1° orden. Las plagioclasas se dan en habito tabular poco conservado, se encuentran alteradas a arcillas con aspecto terroso de tonos pardos grisáceo a negra tanto a nicoles paralelos y cruzados. Tiene fabrica linear, estructura homogénea, texturas de esquistosidad y nematoporfioblástica.

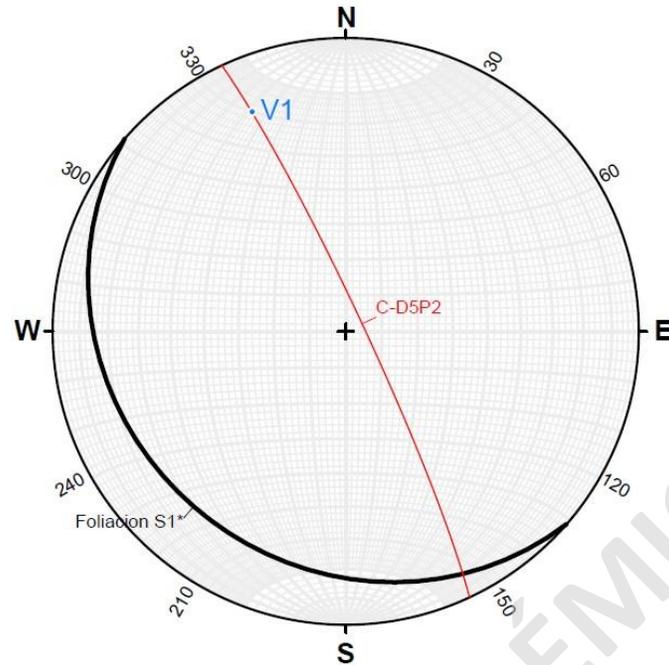
Microestructuras: a) Foliación S_1^* dominada por cristales de actinolita, epidota, clinozoisita con una orientación de $60^{\circ} \pm 5^{\circ}$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (335°). b) Vetillas V_1 con bordes sinuosos y continuos, de espesor $< 0,1$ mm rellenas de cuarzo, cortando a la foliación con una orientación de $20^{\circ} \pm 5^{\circ}$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (335°). c) Porfiroblastos o agregado de epidota - clinozoisita de tamaño app. 1 mm, evidenciando una rotación que desarrollo cola sigma (asimétrica y sin embayamiento).



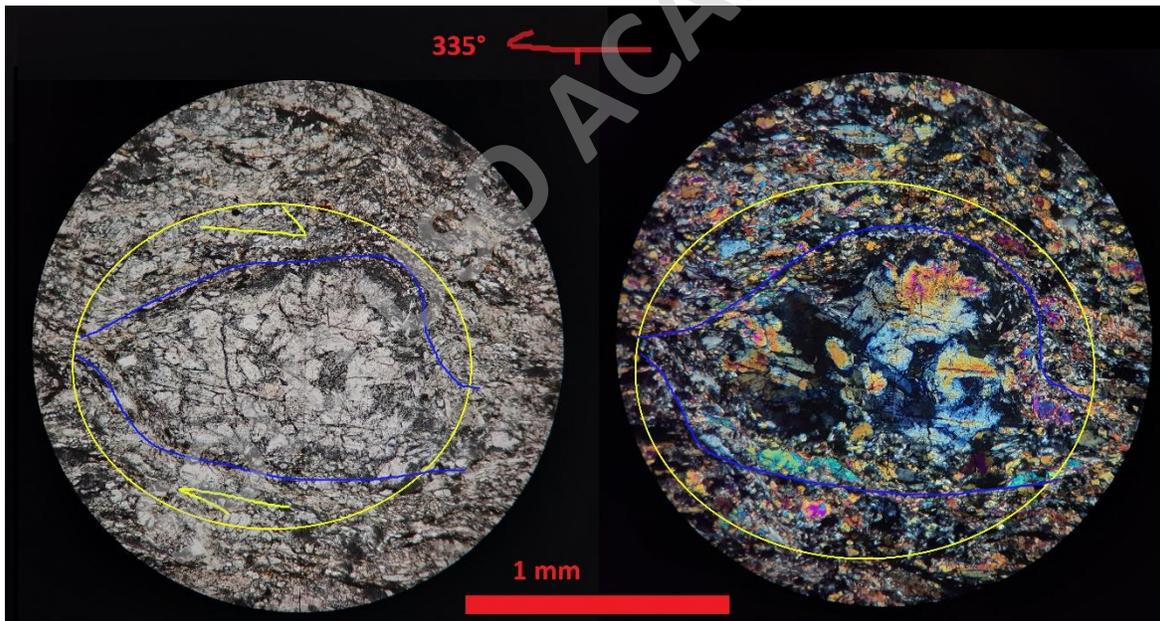
Anexo 22: Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita y cuarzo, indicada en color amarillo. En color verde se indica la vetilla V_1 rellena de cuarzo. R: 2,5 mm.



Anexo 23: Red estereográfica de plano de Foliación S_1^* observado en lamina delgada con una orientación de $165^\circ/63^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 24: Red estereográfica de Vetillas V_1 observado en lamina delgada con una orientación de $337^\circ/20^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 25: Agregado de clinozoisita y epidota con borde microcristalino de los mismos minerales, aparentemente reemplazando a cristal de plagioclasa de gran tamaño. R: 1 mm.

Sector Cordillera de Zarao:

6. Muestra ESTD1P821:

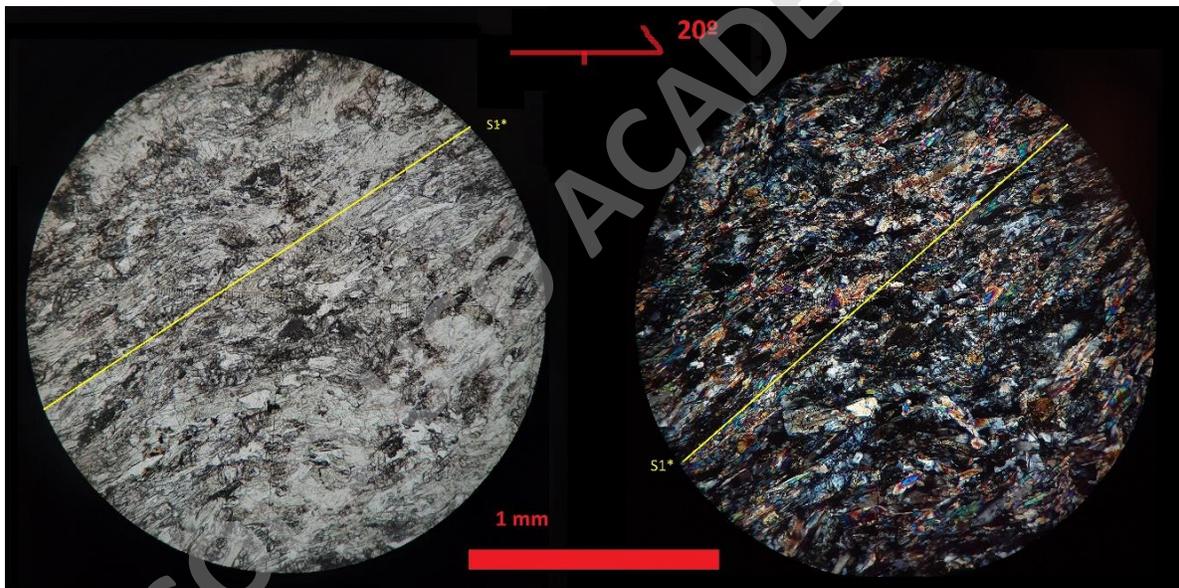
Ubicación: Recolectada desde cantera ubicada en la ruta V-494, en las cercanías de Cordillera del Zarao.

Coordenadas UTM: Norte: 5421425 / Este: 610916.

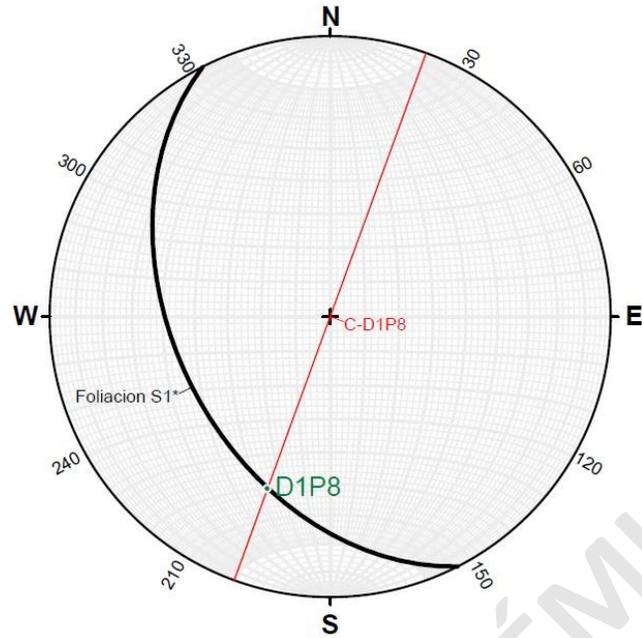
Tipo de roca: Esquisto con actinolita

Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo. Compuesta por actinolita, epidota, clinozoisita, cuarzo, plagioclasa. Los cristales de actinolita se dan en habito prismático fibroso, con tamaño de grano fino entre 0,1 a 0,7 mm, relieve medio, pleocroísmo en tonos verdosos; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 2° orden. Las epidotas se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino <0,3 mm, relieve alto, tonos amarillentos pálidos; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 3° orden. Las clinozoisitas se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino entre 0,2 a 0,4 mm, incolora, relieve alto; a nicoles cruzados tiene colores de interferencia 1° orden tonos grisáceos, azules y amarillentos. Los cuarzos se dan con tamaño grano fino <0,1 mm, rellenando espacios, incoloro. Las plagioclasas se dan en habito tabular pobremente conservado, encontrándose alteradas a arcillas dándoles un aspecto terroso de coloración pardo grisáceo a negra tanto a nicoles paralelos y cruzados. Tiene fabrica linear, estructura homogénea, texturas de esquistosidad y nematoporfioblástica.

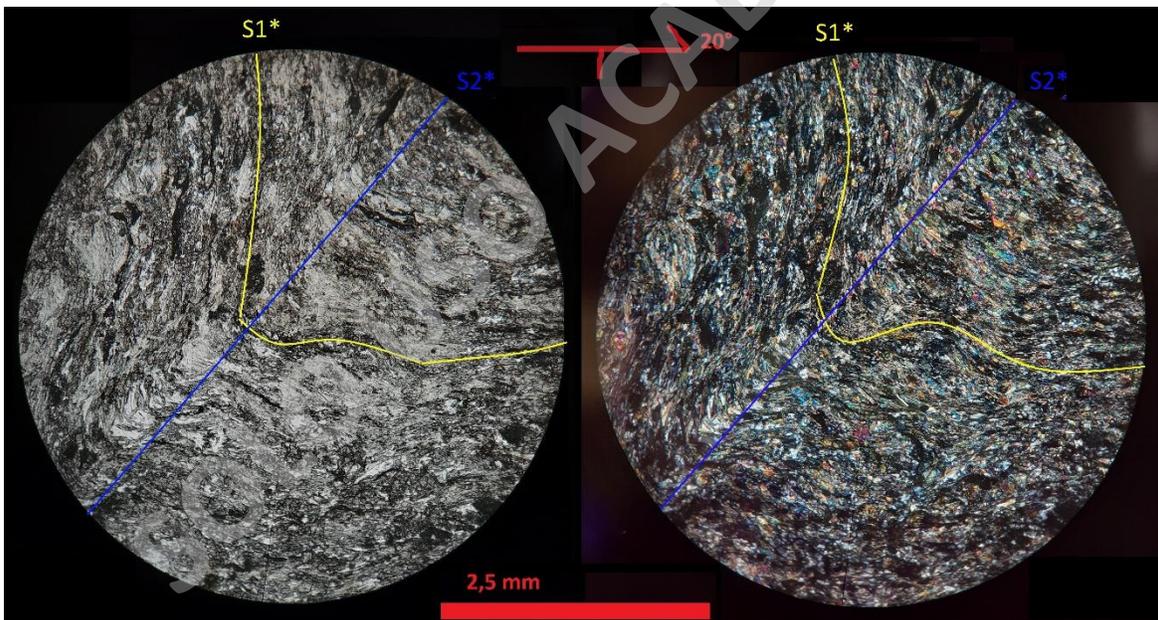
Microestructuras: a) Foliación S_1^* dominada por cristales de actinolita, epidota, clinozoisita, con una orientación de $35^\circ \pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (20°) b) Clivajes de crenulación S_2^* locales, cuyos ejes axiales están orientados $40^\circ \pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (20°). c) Porfiroblastos o aglomerado de cuarzo de tamaño aproximado de 5 mm. deformando la foliación evidenciando un cizalle dextral.



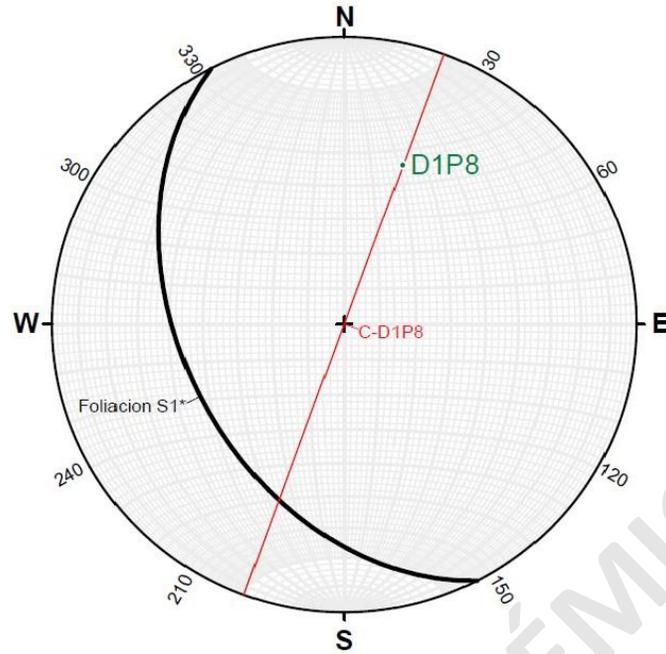
Anexo 26: Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita, epidota (tonos verdosos a nicoles paralelos) indicada en color amarillo. R: 1 mm.



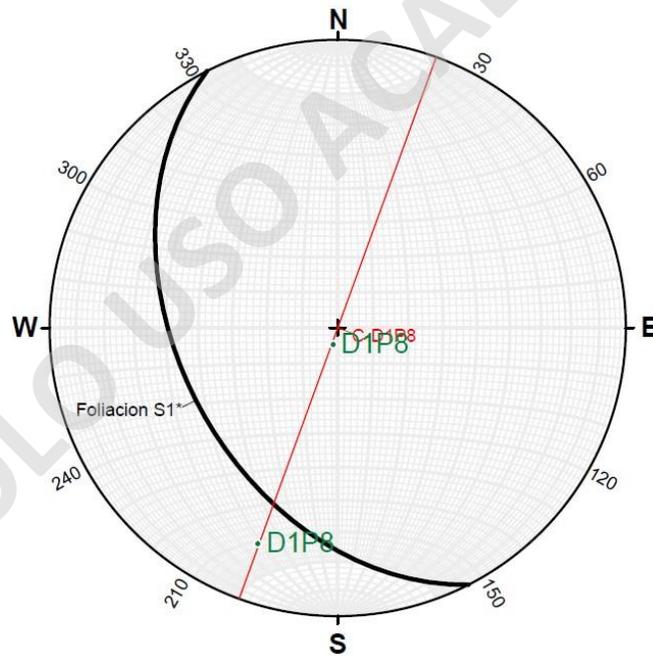
Anexo 27: Red estereográfica de plano de Foliación S_1^* observado en lamina delgada con una orientacion de $200^\circ/35^\circ$ (trend/plunge).



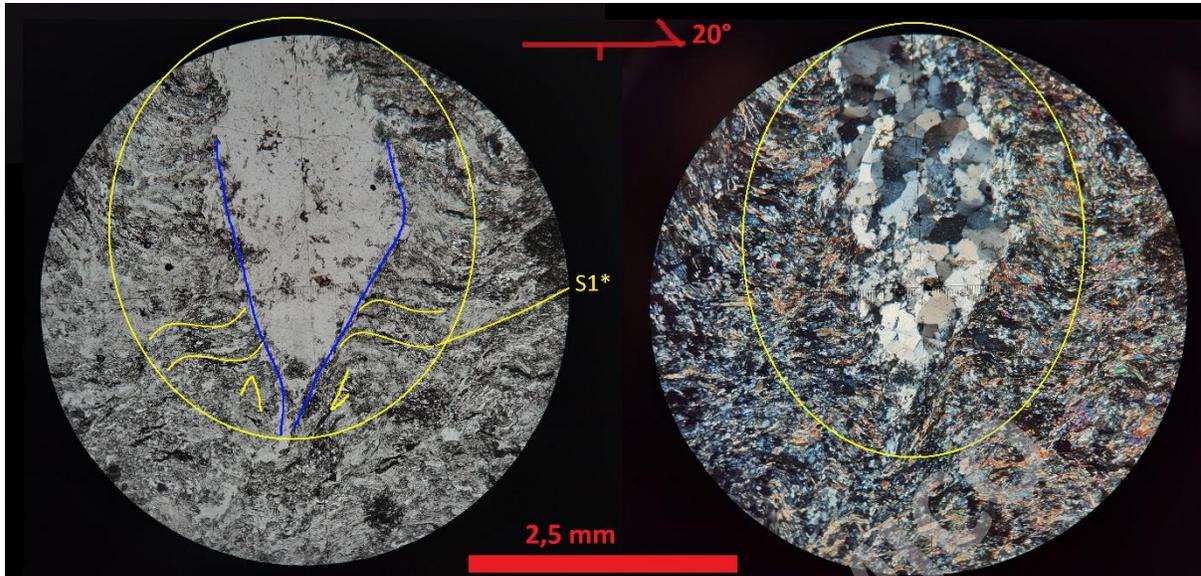
Anexo 28: Clivajes de crenulación S_2^* con ejes axiales indicados en color azul junto al plegamiento de foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita, epidota y clinozoisita indicada en color amarillo. R: 2,5 mm.



Anexo 29: Red estereográfica de eje axial S_2^* observado en lamina delgada con una orientación de $20^\circ/41^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 30: Red estereográfica de planos de Foliación S_1^* observado en lamina delgada asociada al desarrollo de clivajes de crenulación S_2^* , con orientaciones de $200^\circ/21^\circ$ y $194^\circ/85^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 31: Aparente aglomerado de cuarzo deformando la foliación adyacente evidenciando un posible sentido de cizalle dextral. R: 2,5 mm.

7. Muestra ESTD2P321:

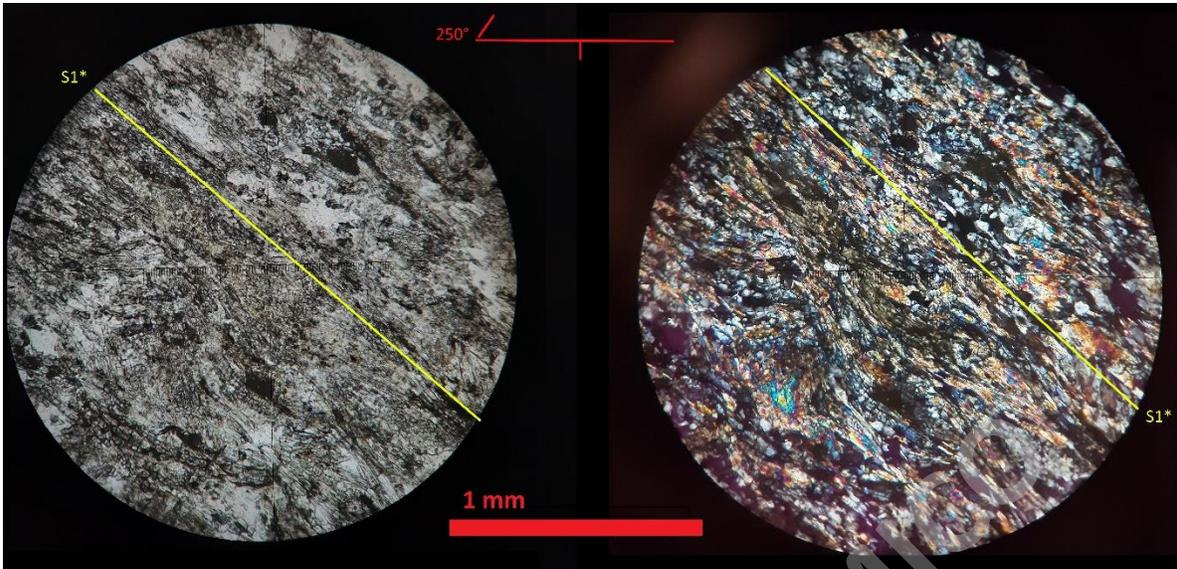
Ubicación: Recolectada desde la ruta V-484, en el sector NE de la UME, en las cercanías de Cordillera del Zarao.

Coordenadas UTM: Norte: 5422395 / Este: 608425.

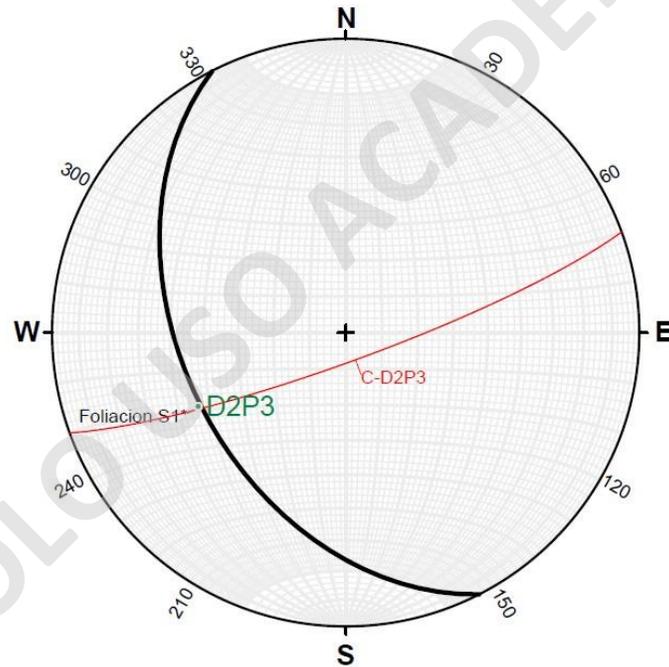
Tipo de roca: Esquisto con actinolita

Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo. Compuesta por actinolita, epidota, clinozoisita, cuarzo, plagioclasa. Los cristales de actinolita se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino <0,5 mm, pleocroísmo en tonos verde pálido; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 2° orden. Las epidotas se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino <0,2 mm, relieve alto, tonos amarillentos pálido; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 3° orden. Las clinozoisitas se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino <0,4 mm, incoloras, relieve alto; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia azules y grises de 1° orden. Los cuarzos son de tamaño grano fino <0,2 mm, se dan rellenando espacios, incoloros; a nicoles cruzados tienen extinción ondulosa. Las plagioclasas se dan en habito tabular poco preservado, se encuentra alterada a arcillas dándoles una coloración parda grisáceo a negra tanto a nicoles paralelos y cruzados. Tiene fabrica lineal, estructura homogénea, texturas de esquistosidad y nematoporfiroblástica.

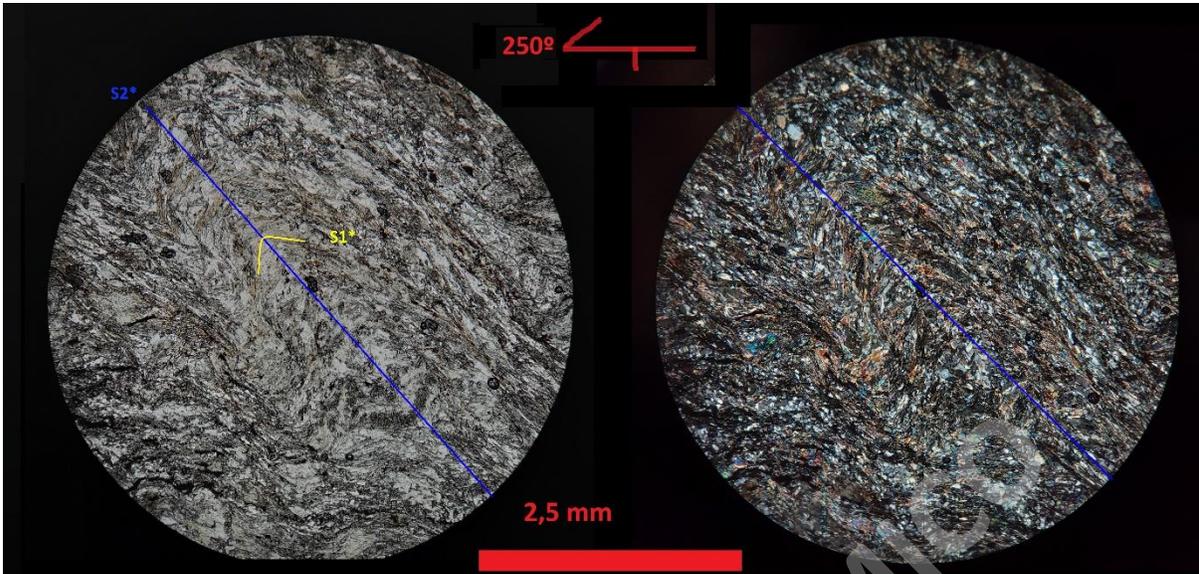
Microestructuras: a) Foliación S_1^* dominada por cristales de actinolita, epidota, clinozoisita, cuarzo, con una orientación de $40^\circ \pm 5^\circ$ de desviación respecto al rumbo del plano de corte (250°). b) Clivajes de crenulación cuyos ejes axiales están orientados con $45^\circ \pm 5^\circ$ de desviación respecto al rumbo del plano de corte (250°) y se desarrollan en sectores locales del corte. c) Porfiroblastos de actinolita de grano fino <0,6 mm desarrollando colas sigma (asimétrica y sin embayamiento) y colas fi (simétricas).



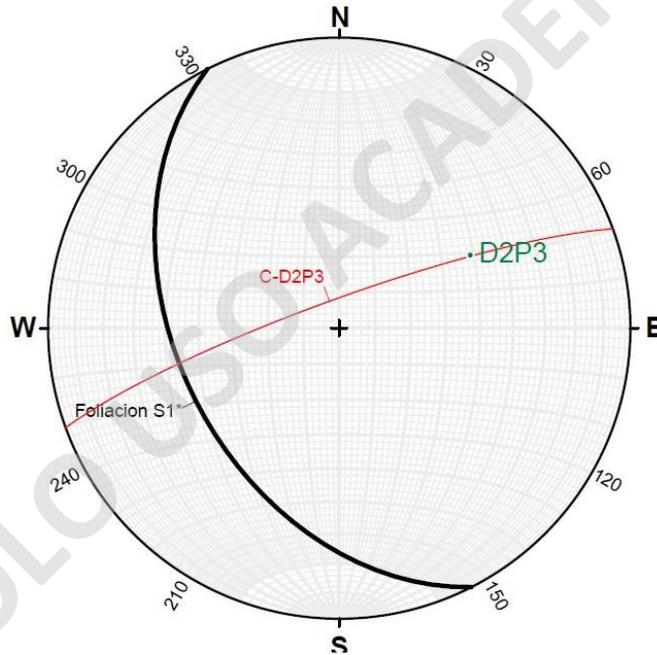
Anexo 32: Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita, epidota y clinozoisita indicada en color amarillo. R: 1mm.



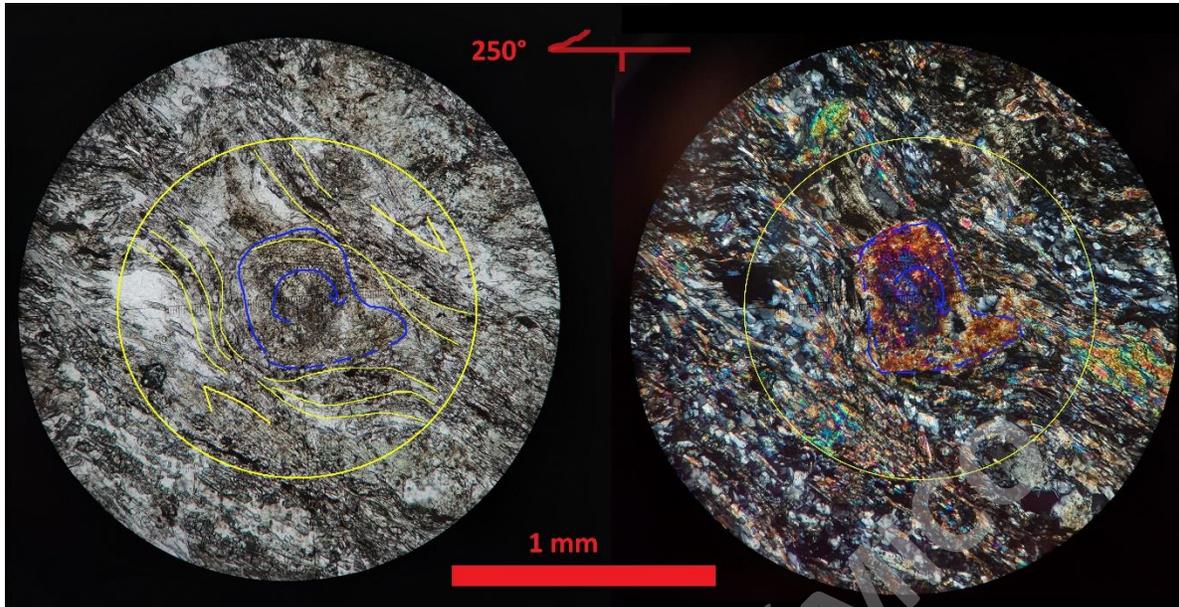
Anexo 33: Red estereográfica de plano de Foliación S_1^* observado en lámina delgada con una orientación de $243^\circ/43^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 34: Ejes axiales clivajes de crenulación S_2^* indicados en color azul. R: 2,5 mm.



Anexo 35: Red estereográfica de eje axial S_2^* observado en lamina delgada con una orientación de $61^\circ/47^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 36: Porfiroblasto de actinolita desarrollando geometría de cola fi (simétrica) deformando foliación alrededor con un aparente sentido de cizalle dextral R: 1 mm.

Sector Huahuar:

8. Muestra HUAD1P321:

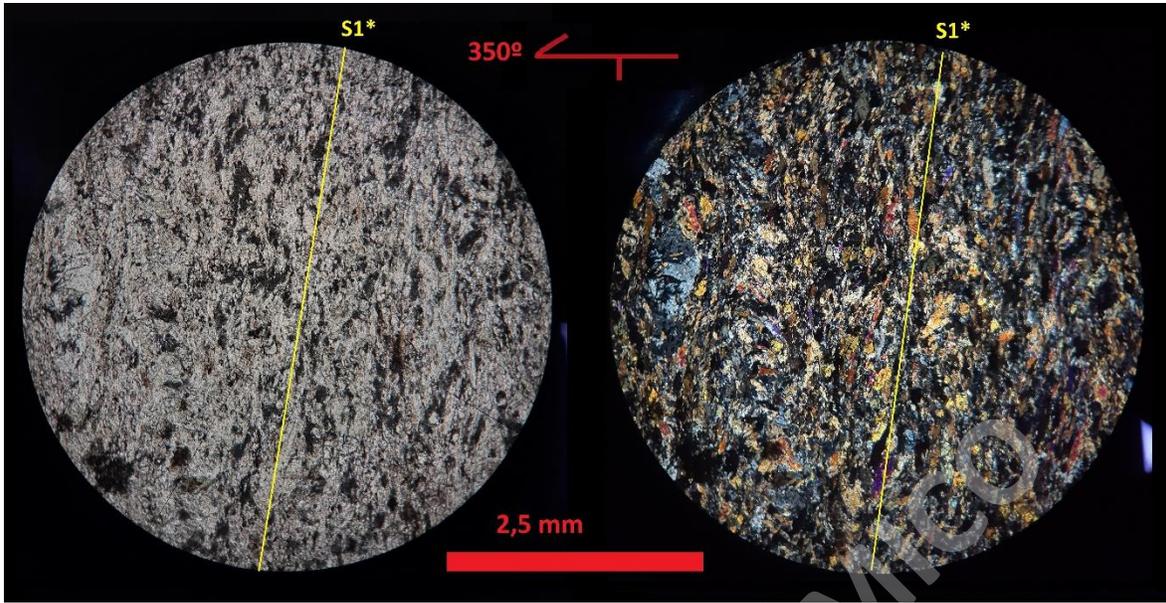
Ubicación: Recolectada desde afloramientos del sector costero en Huahuar.

Coordenadas UTM: Norte: 5424877 / Este: 597618.

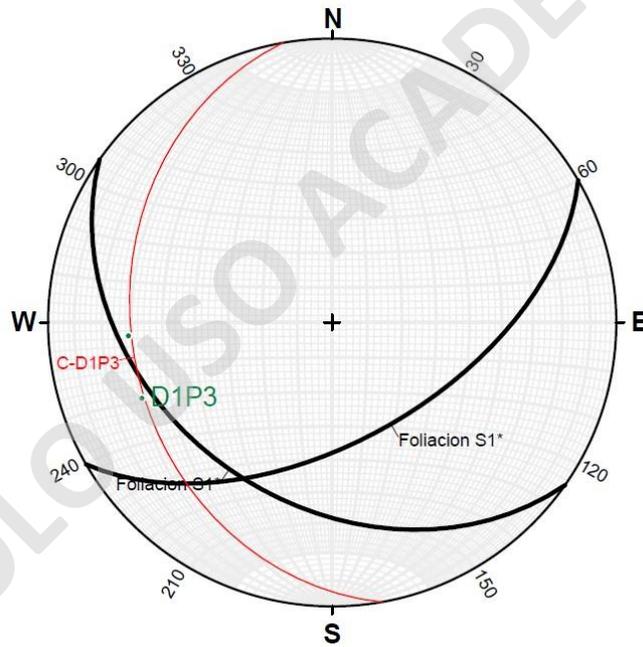
Tipo de roca: Esquisto con actinolita.

Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo. Compuesta por cristales de actinolita, epidota, clinozoisita, cuarzo, plagioclasa. Los cristales de actinolita son abundantes (>40%) se dan en habito prismático, tamaño de grano fino entre 0,1 a 1 mm, relieve medio, pleocroísmo en tonos verdes; a nicoles cruzados tiene colores de interferencia de 2° orden de tonos amarillentos. Los cristales de epidota son abundantes (>15%) se dan en habito prismático, de tamaño de grano fino 0,1 a 0,4 mm, con tonos amarillentos pálidos, relieve alto; a nicoles cruzados tiene colores de interferencia de 3° orden. Las clinozoisitas se dan incoloras, con tamaño de grano fino 0,1 a 0,6 mm, relieve alto; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 1° orden. Los cristales de cuarzo se encuentran rellenando espacios, con tamaño de grano fino 0,1 a 0,4 mm, incoloros; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 1° orden. Las plagioclasas se dan en habito tabular poco conservado, se encuentran alteradas a arcillas dándoles una coloración pardo grisáceo a negra tanto a nicoles paralelos como cruzados. Tienen fabrica lineal, estructura homogénea, texturas de esquistosidad y nematoblástica.

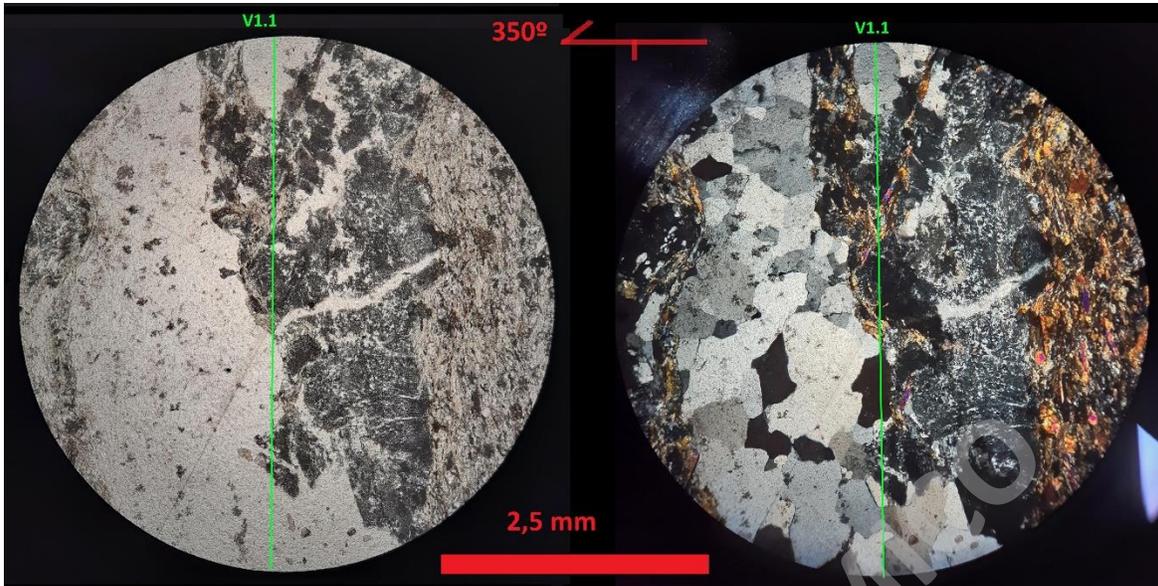
Microestructuras: a) Foliación S_1^* dominada por cristales de actinolita, epidota, clinozoisita, orientada con $30^\circ \pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (350°). b) Vetillas V_1 separables en 2 tipos: i) Vetilla $V_{1.1}$ con bordes sinuosos y continuos, de gran espesor (> 1 mm), rellena de cuarzo, opacos, plagioclasa \pm actinolita \pm epidota \pm clinozoisita, que sigue orientación de foliación con $30^\circ \pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (350°). ii) Vetillas $V_{1.2}$ con bordes rectos y continuos, rellenas de cuarzo, epidota, clinozoisita, opacos con orientaciones de $5^\circ \pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (350°).



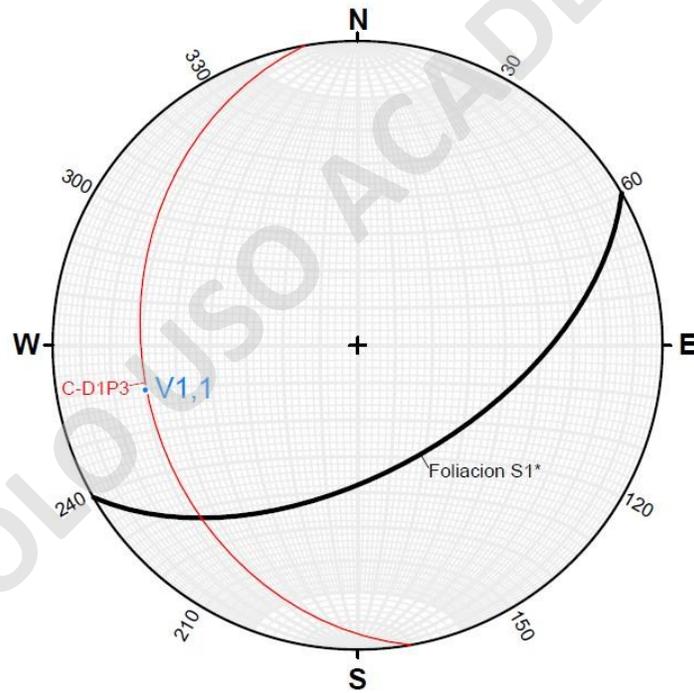
Anexo 37: Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita indicada en color amarillo. R: 2,5 mm.



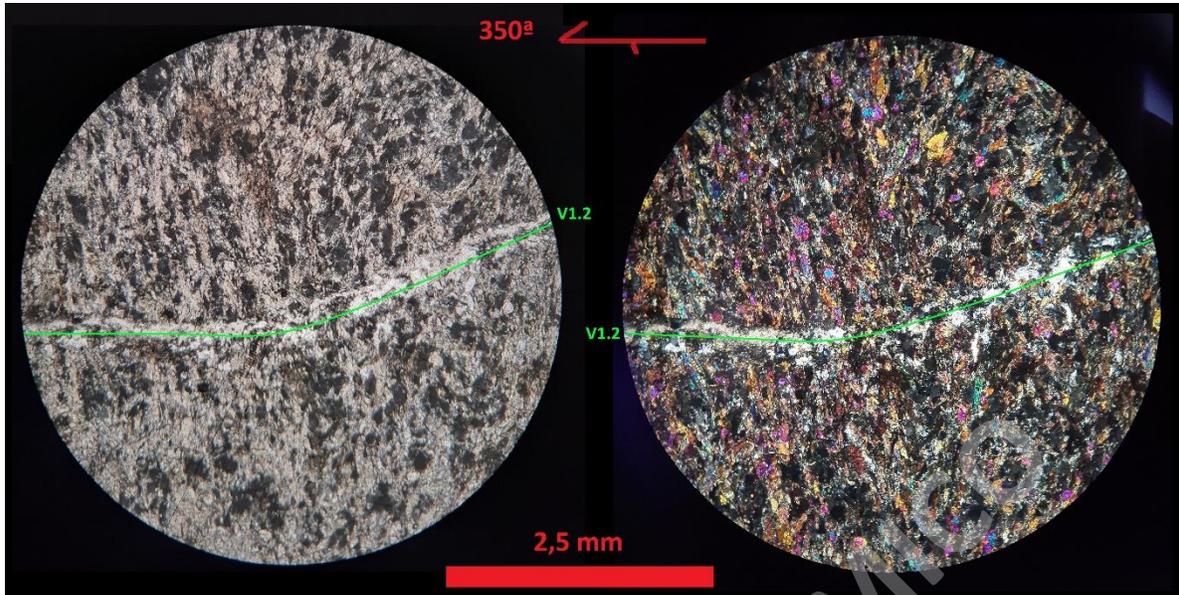
Anexo 38: Red estereográfica de plano de Foliación S_1^* observado en lamina delgada con orientaciones de $250^\circ/29^\circ$ y $266^\circ/29^\circ$ (trend/plunge).



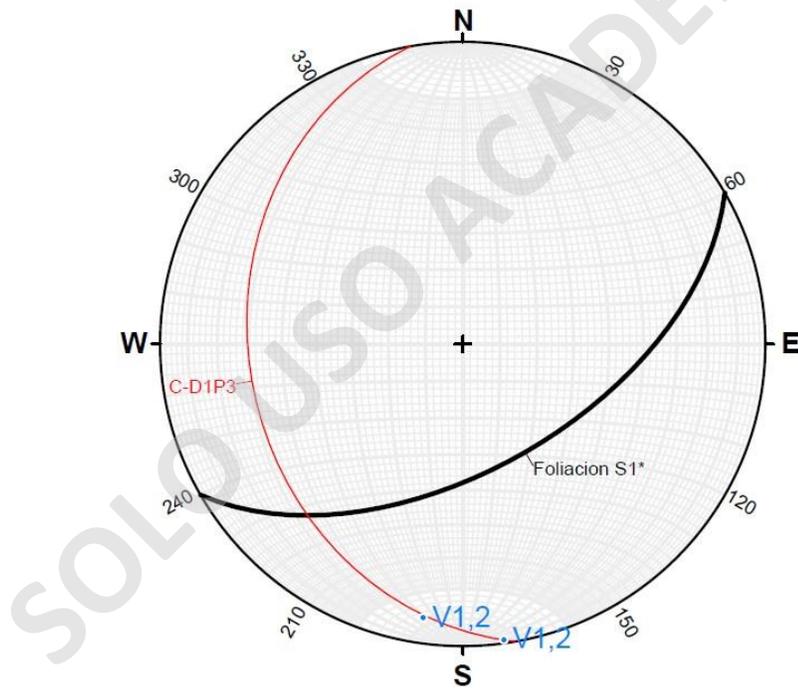
Anexo 39: Vetillas V_{1,1} rellenas de cuarzo, plagioclasa, ±actinolita, ±epidota, ±clinozoisita, ±opacos indicada en color verde. R: 2,5 mm.



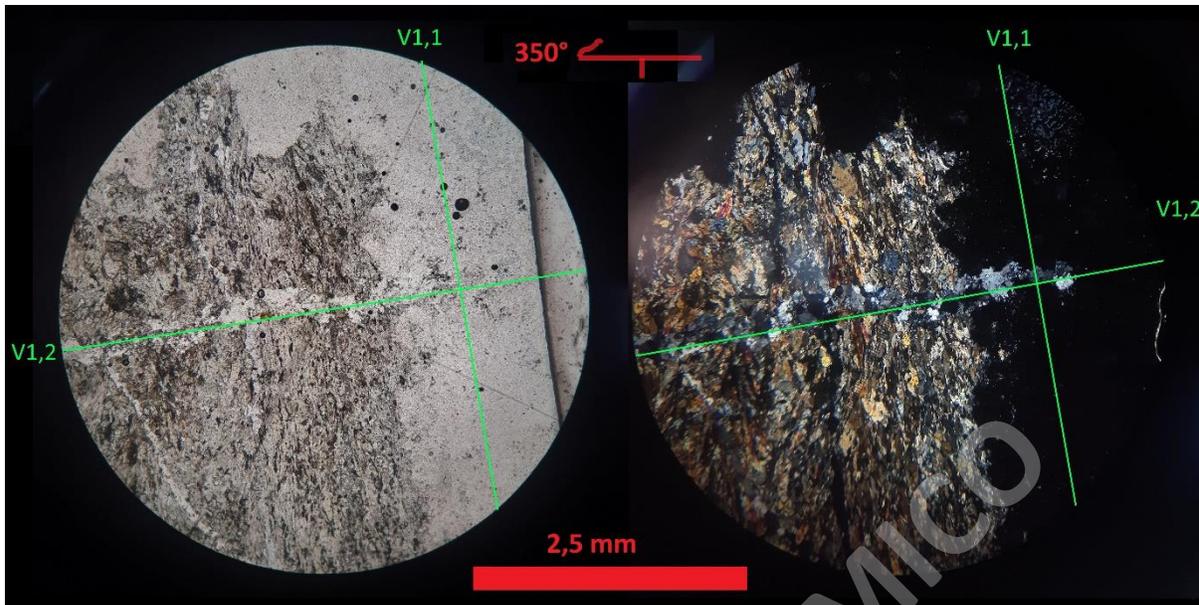
Anexo 40: Red estereografica de Vetillas V_{1,1} observado en lamina delgada con una orientacion de 78°/30° (trend/plunge).



Anexo 41: Vetilla V_{1.2} rellena de cuarzo, \pm actinolita indicada en color verde. R: 2,5 mm.



Anexo 42: Red estereográfica de Vetillas V_{1.2} observada en lamina delgada con orientaciones de 172°/1° y 188°/9°.



Anexo 43: Relación de corte vetillas $V_{1,1}$ con vetillas $V_{1,2}$ indicada en color verde. R: 2,5 mm.

Sector Tambor Alto:

9. Muestra ESTD2P421:

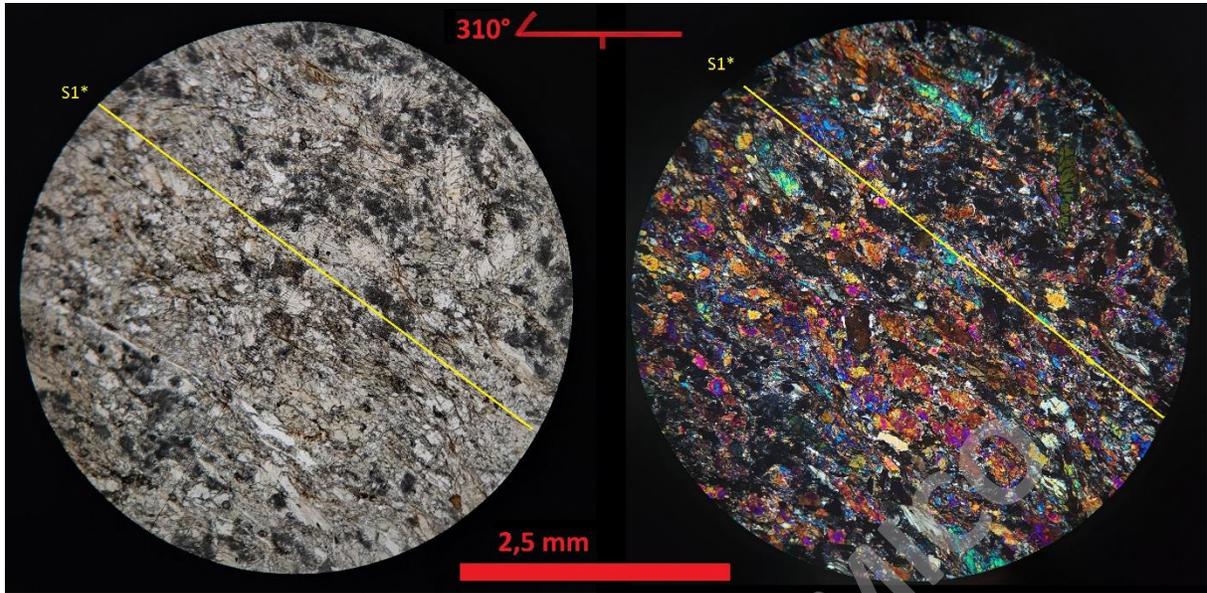
Ubicación: Recolectada desde cruce de rutas V-484 y V-494, en el extremo NE de la zona de estudio, en cercanías al sector de Tambor Alto.

Coordenadas UTM: Norte: 5420825 / Este: 606122.

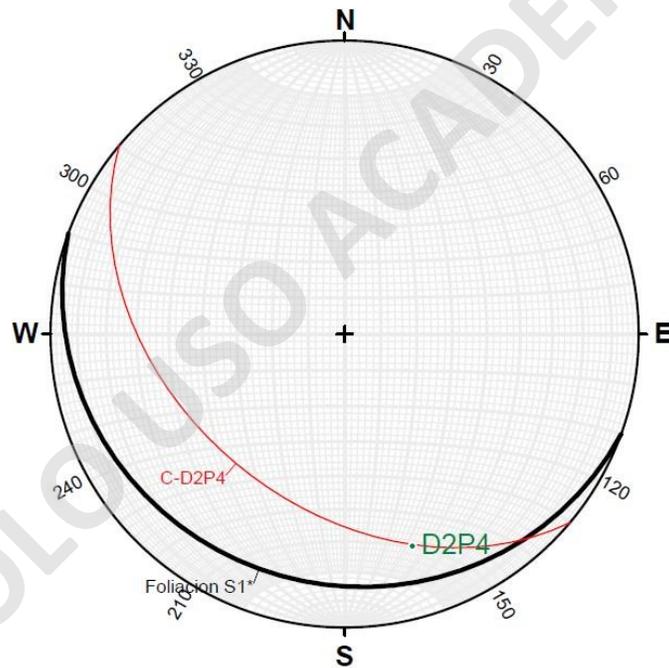
Tipo de roca: Esquisto con actinolita.

Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo. Compuesta por actinolita, epidota, clinozoisita, cuarzo, plagioclasa. Los cristales de actinolita se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino $<1,2$ mm, relieve medio, pleocroísmo en tonos verdes; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia anaranjados, azules y amarillentos de 2° orden. Los cristales de epidota se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino $<0,3$ mm, relieve alto, tonos amarillentos pálidos; con colores de interferencia de 3° orden. Los cristales de clinozoisita se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino $<0,5$ mm, relieve alto, incoloras; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 1° orden. Los cristales de cuarzo se dan rellenando espacios, con tamaño de grano fino $<0,2$ mm; a nicoles cruzados tiene colores de interferencia de 1° orden. Los cristales de plagioclasa se dan en habito tabular, están alterados a arcillas dándoles una coloración parda grisácea a negra tanto a nicoles paralelos como cruzados. Tiene fabrica linear, estructura homogénea, texturas de esquistosidad y nematoblástica.

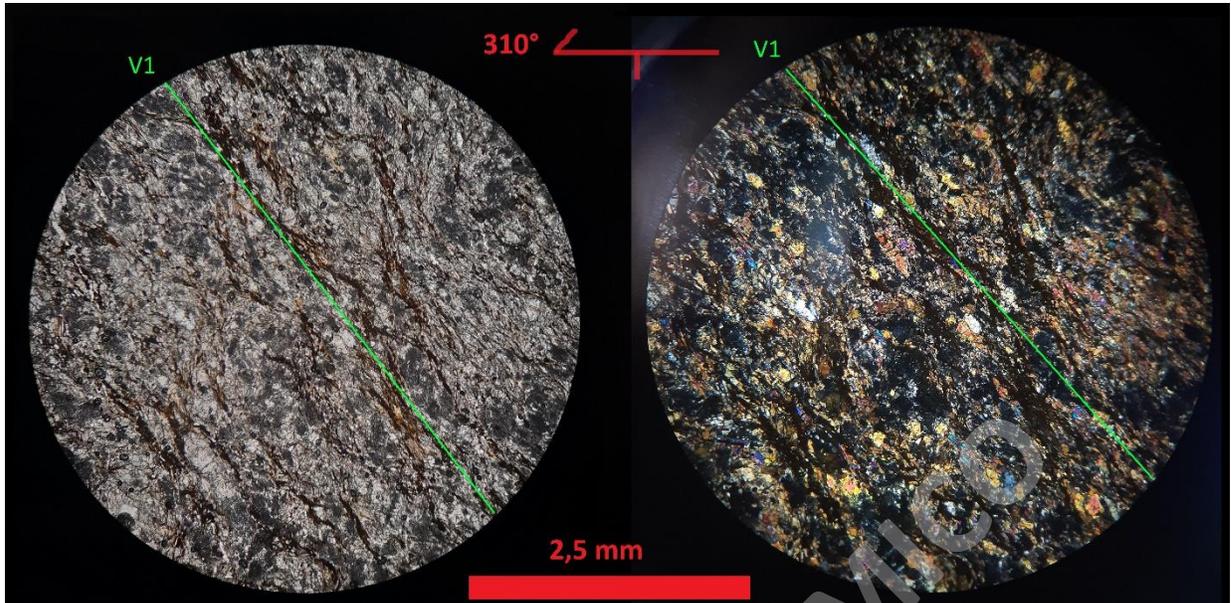
Microestructuras: a) Foliación S_1^* dominada por cristales de actinolita, epidota, con una orientación de $25^\circ \pm 5^\circ$ de desviación respecto al rumbo de plano de corte (310°) con un desarrollo variable. b) Vetillas V_1 de bordes sinuosos y continuos cortando la foliación S_1^* , están rellenas por minerales opacos y tienen una orientación de $30^\circ \pm 5^\circ$ de desviación respecto al rumbo del plano de corte (310°), pero en la misma dirección de la foliación.



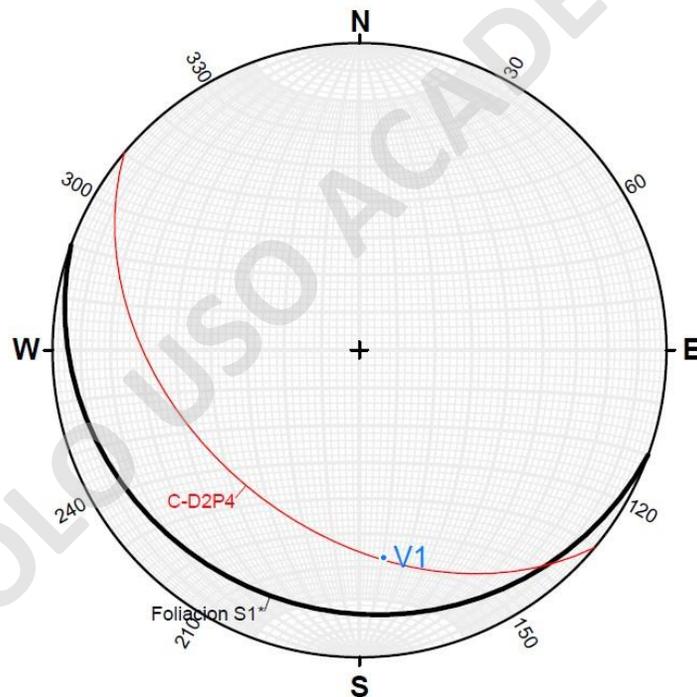
Anexo 44: Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita, epidota indicada en color amarillo. R: 2,5 mm.



Anexo 45: Red estereográfica de planos de Foliación S_1^* observados en lamina delgada con una orientación de $162^\circ/25^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 46: Vetillas V₁ rellenas de minerales opacos indicada en color verde. R: 2,5 mm.



Anexo 47: Red estereográfica de Vetillas V₁ observados en lamina delgada con una orientación de 173°/32° (trend/plunge).

10. Muestra ESTD2P521:

Ubicación: Recolectada desde propiedad privada en la ruta V-494.

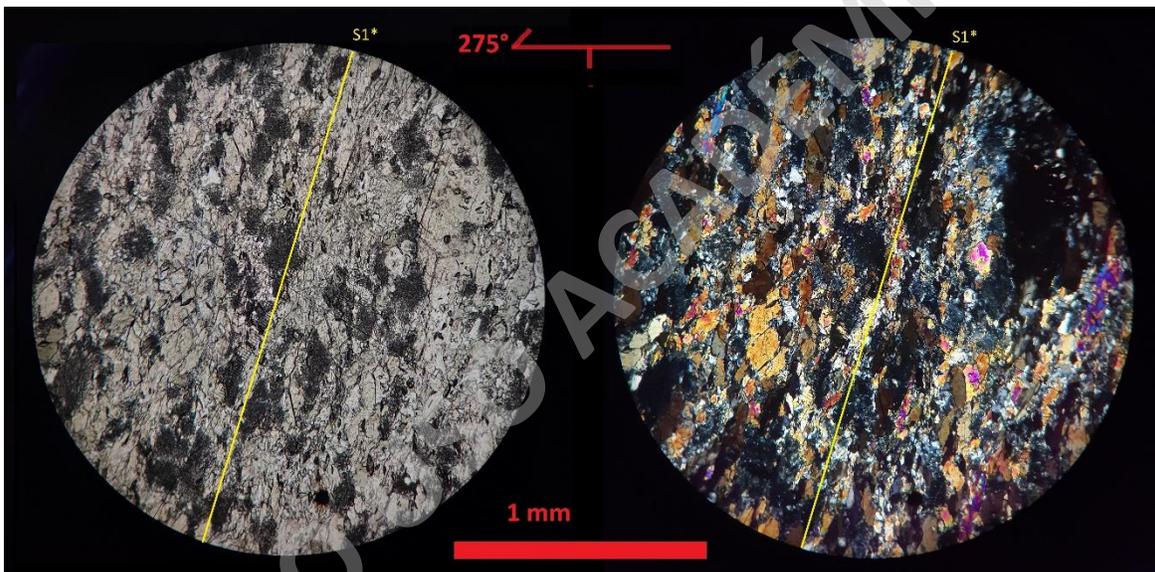
Coordenadas UTM: Norte: 5420381 / Este: 607974.

Tipo de roca: Esquistos con actinolita.

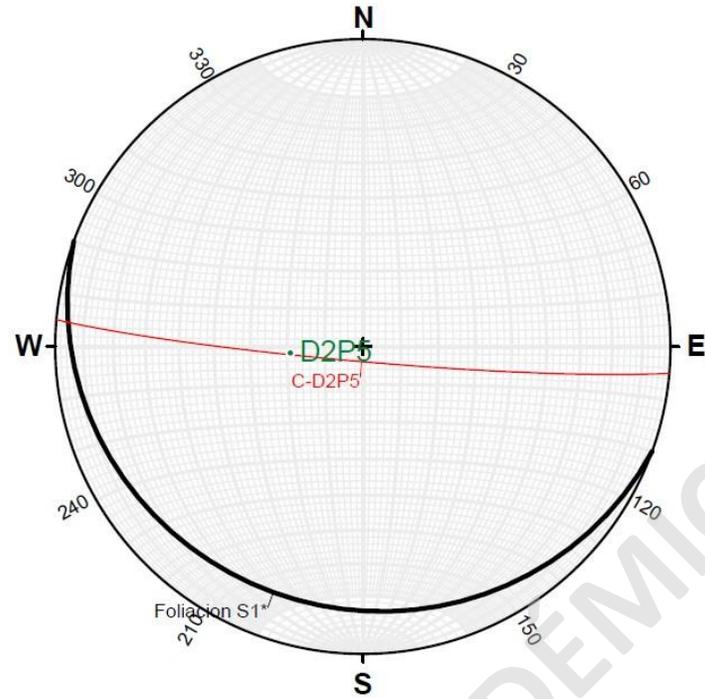
Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo. Compuesta por actinolita, epidota, cuarzo, plagioclasa. Los cristales de actinolita son muy abundantes

(>50%), se dan en habito prismático, con tamaño de gran fino entre 0,2 a 1 mm, pleocroísmo en tonos verdes, relieve medio; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia anaranjados de 2° orden. Los cristales de epidota se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino <0,3 mm, relieve alto, tonos amarillentos pálido; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 3° orden. Los cuarzos se dan rellenando espacios con 2 familias de tamaño de grano: **i)** grano fino < 0,1 mm en la matriz de la roca. **ii)** grano fino a medio entre 0,5 a 2 mm en la vetilla V1. Las plagioclasas se dan con habito tabular pobremente conservado, tamaño de grano fino y se encuentran alteradas a arcillas dándoles una coloración parda grisácea a negra tanto a nicoles paralelos como cruzados. Tiene fabrica linear, estructura homogénea, texturas de esquistosidad y nematoblástica.

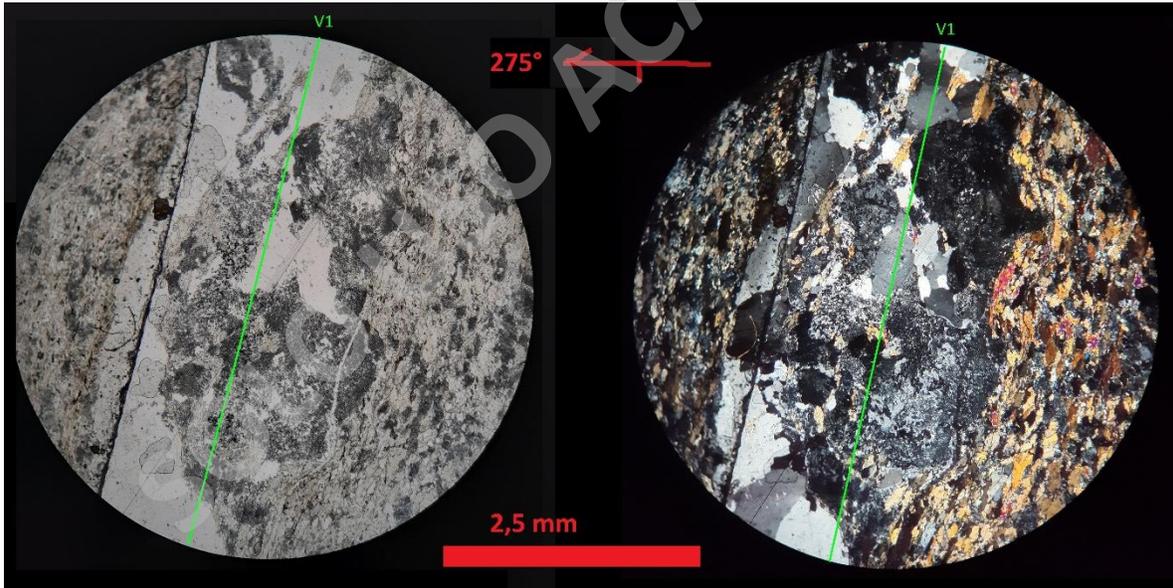
Microestructuras: a) Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita, epidota, plagioclasa con una orientación de $70 \pm 5^\circ$ de desviación respecto al rumbo de plano de corte (275°). b) Vetillas V_1 con bordes sinuosos y continuos que cortan a la foliación S_1^* , están rellenas de cuarzo y orientadas con $70 \pm 5^\circ$ de desviación respecto al rumbo del plano de corte (275°), siguiendo la misma dirección que la foliación. c) Porfiroclastos de plagioclasa de grano fino <1 mm, desarrollando colas fi (simétricas).



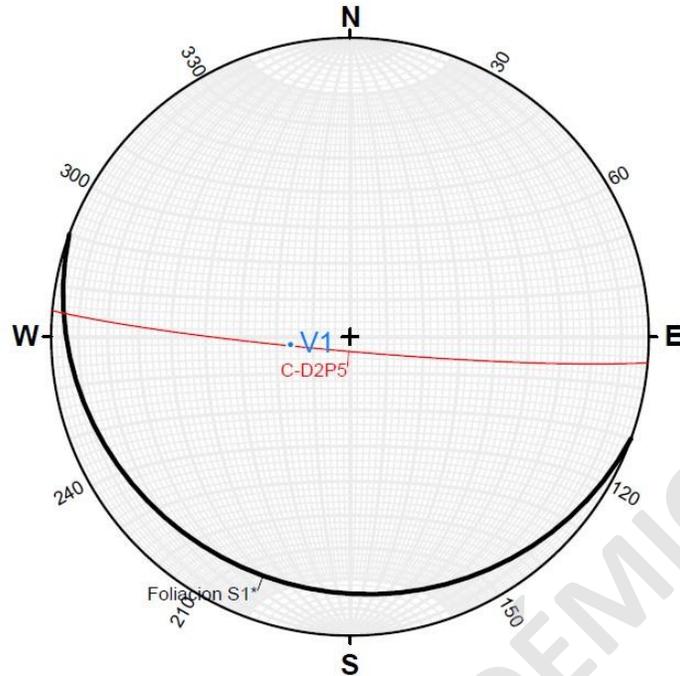
Anexo 48: Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita, epidota y plagioclasa (alterados) indicada en color amarillo. R: 1 mm.



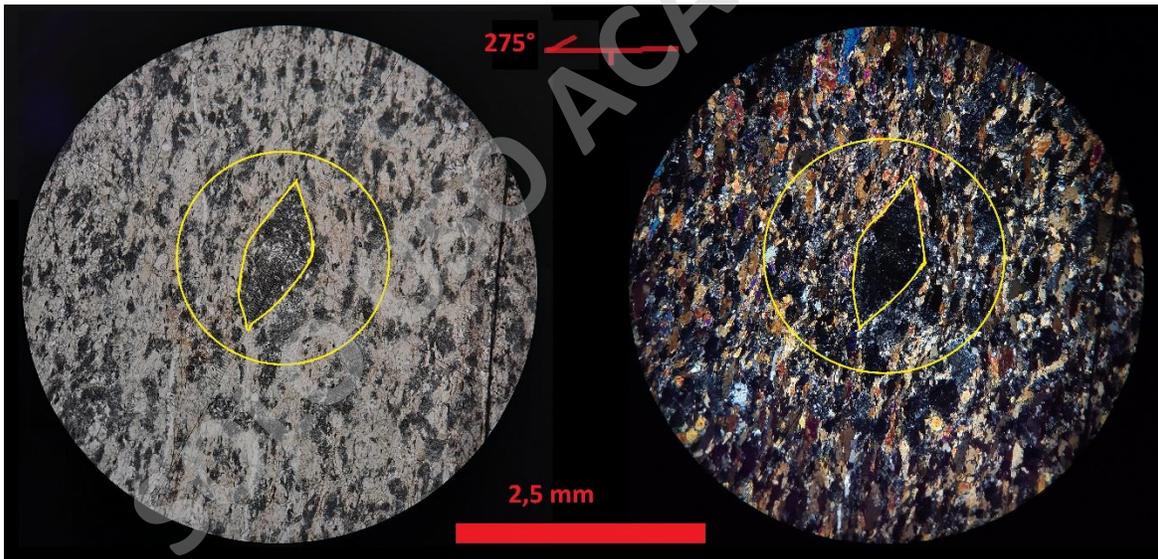
Anexo 49: Red estereográfica de plano de Foliación $S1^*$ observado en lamina delgada con una orientación de $264^\circ/71^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 50: Vetillas V_1 rellenas por cristales de cuarzo y porfiroclastos de plagioclasa (aparentemente relicta) de grano fino a medio <2 mm indicada en color verde. R: 2,5 mm.



Anexo 51: Red estereografica de Vetillas V_1 observada en lamina delgada con una orientacion de $262^\circ/74^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 52: Porfiroclasto de plagioclasa desarrollando geometría de cola fi (simétrica) indicada en color amarillo. No se identifica un sentido de cizalle claro. R: 2,5 mm.

Sector Estaquilla:

11. Muestra ESTD1P421:

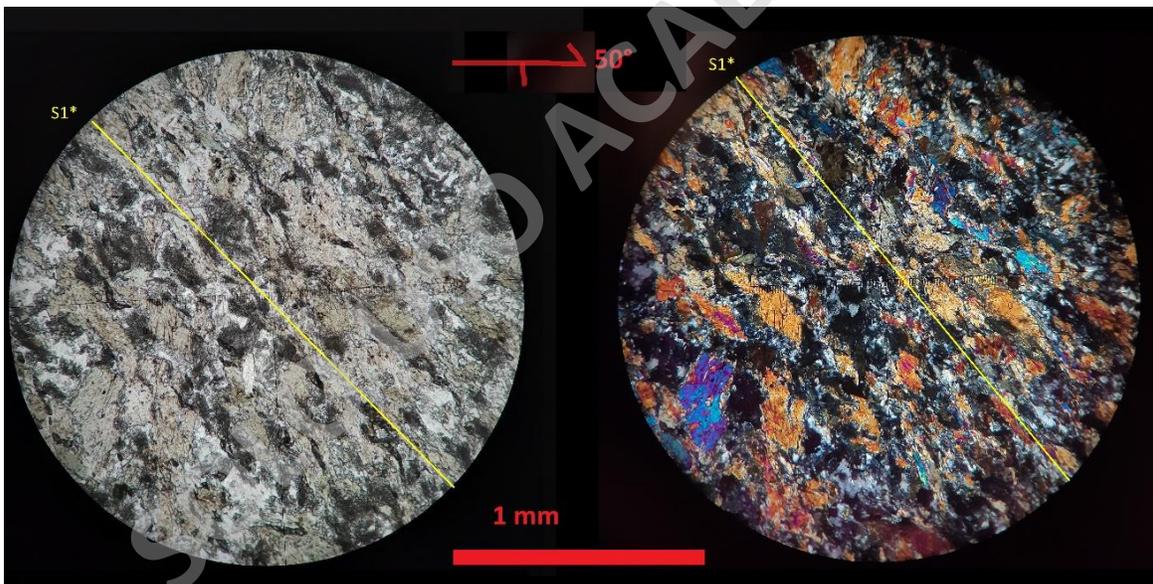
Ubicación: Recolectada desde la costa de la localidad de Estaquilla, al N de puestos de pescadores.

Coordenadas UTM: Norte: 5417032 / Este: 597337.

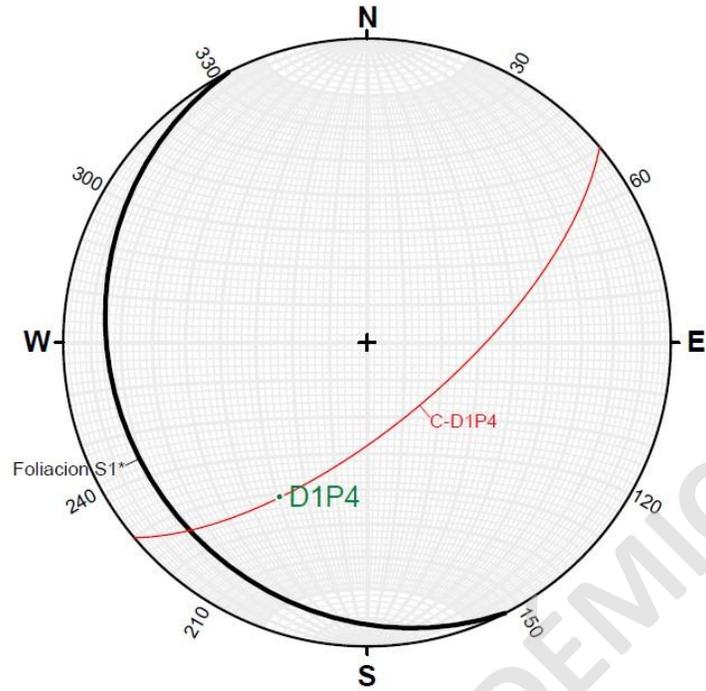
Tipo de roca: Esquisto con actinolita.

Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo. Compuesta por actinolita, cuarzo, epidota, clinozoisita, plagioclasa. Los cristales de actinolita son muy abundantes (>40%), se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino entre 0,2 a 1 mm, pleocroísmo tonos verdes; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 2° orden de colores azules. Los cuarzos se dan en habito masivo, incoloro, con tamaño de grano fino <0,2 mm; a nicoles cruzados tienen extinción ondulosa. Los cristales de epidota se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino <0,2 mm, relieve alto, de tonos amarillentos; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 3° orden de tonos rosas. Las clinozoisitas se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino <0,3 mm, incoloras, relieve alto; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 1° orden. Las plagioclasas se dan en habito tabular pobremente conservado, se encuentran alteradas a arcillas dándoles un aspecto terroso con coloración pardos grisáceos a negra tanto a nicoles paralelos y cruzados. Tiene fabrica linear, estructura homogénea, textura de esquistosidad y nematoblástica.

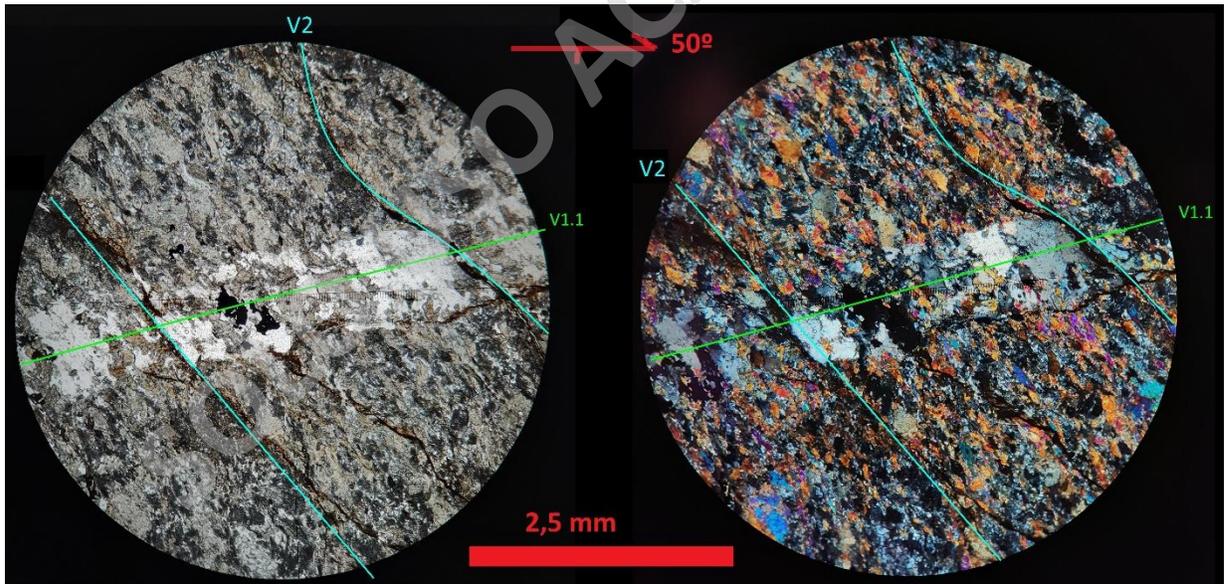
Microestructuras: a) Foliación S_1^* dominada por cristales de actinolita, epidota y \pm clinozoisita con orientación de $40^\circ \pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (50°). b) Vetillas V1 separadas en 3 tipos: **i)** vetilla $V_{1.1}$ con bordes sinuosos y continuos, de espesor 1 mm rellena de cuarzo y actinolita, que se encuentra cortando la foliación con una orientación de $10^\circ \pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (50°). **ii)** vetilla V_2 de mineral amarillento que no varía entre nicoles paralelos y cruzados que tiene una orientación de $40^\circ \pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (50°).



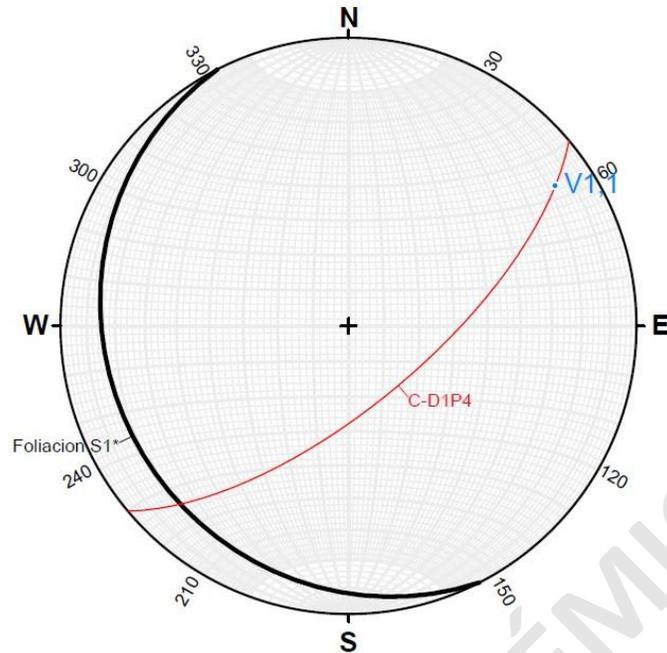
Anexo 53: Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita, epidota indicada en color amarillo. R: 1 mm.



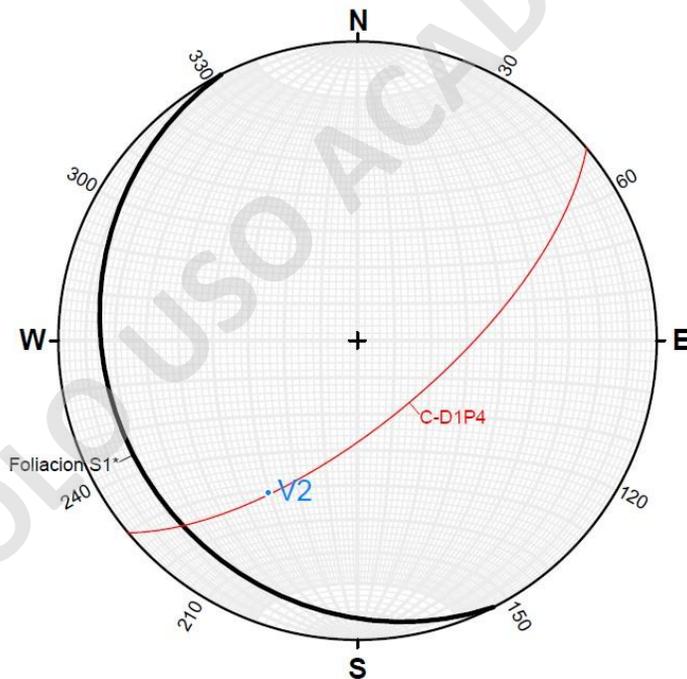
Anexo 54: Red estereográfica de plano de Foliación S₁* observado en lamina delgada con una orientación 209°/41° (trend/plunge).



Anexo 55: Relación de corte entre vetillas V_{1.1} y V₂ indicadas en color verde y celeste respectivamente. R: 2,5 mm.



Anexo 56: Red estereográfica de Vetillas $V_{1,1}$ observado en lamina delgada con una orientación de $56^{\circ}/14^{\circ}$ (trend/plunge).



Anexo 57: Red estereográfica de Vetillas V_2 observado en lamina delgada con una orientación $210^{\circ}/41^{\circ}$ (trend/plunge).

12. Muestra ESTD1P521:

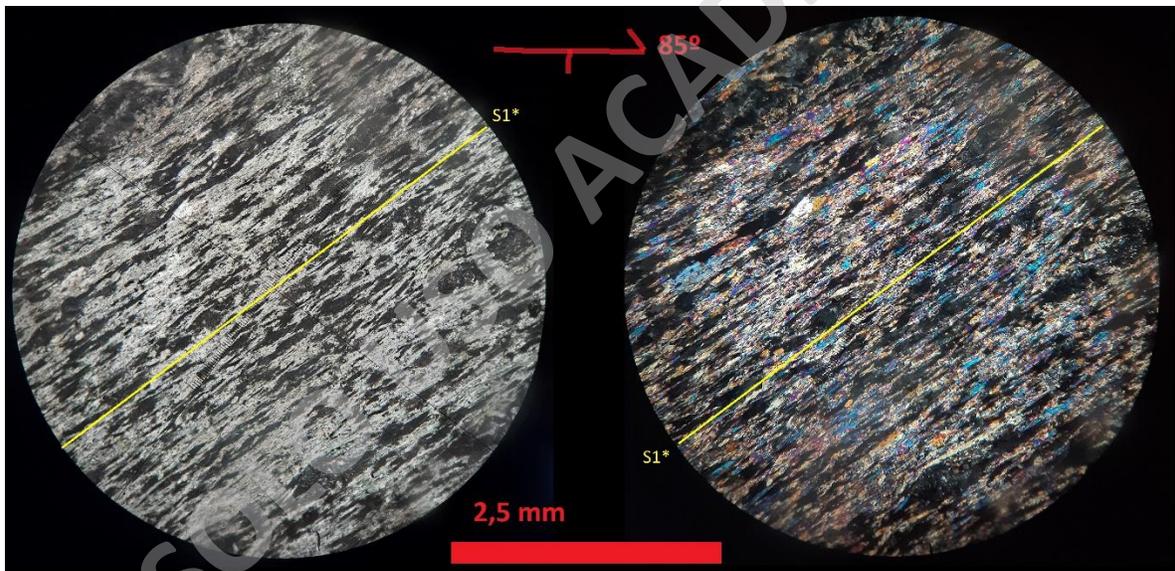
Ubicación: Recolectada desde la costa de la localidad de Estaquilla, al S de puestos de pescadores.

Coordenadas UTM: Norte: 5416669 / Este: 596915.

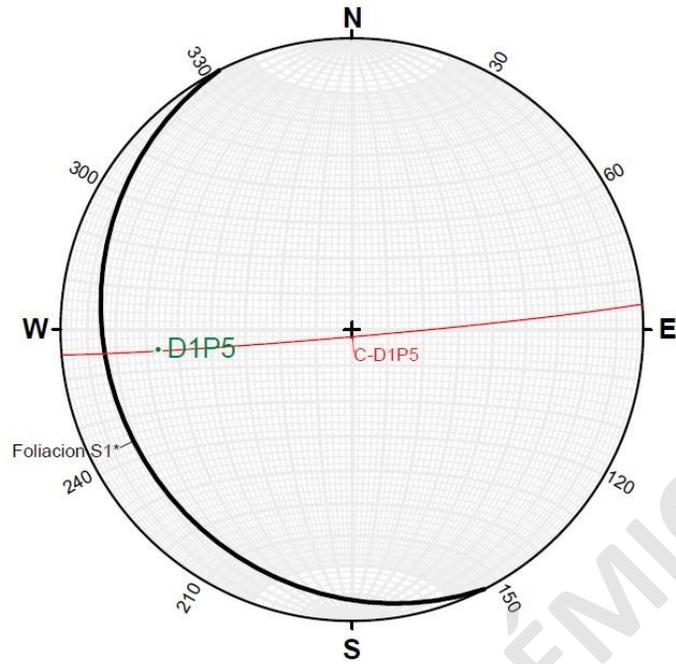
Tipo de roca: Esquisto con actinolita.

Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo. Compuesta por actinolita, cuarzo, clinozoisita, epidota, plagioclasa. Los cristales de actinolita se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino entre 0,3 a 0,8 mm, con algunos cristales que alcanzan los 2 mm, tienen pleocroísmo en tonos verdes; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 2º orden. Los cristales de clinozoisita se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino <0,5 mm, relieve alto, incoloros; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 1º orden. Los cristales de epidota se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino <0,3 mm, relieve alto, colores amarillo pálido; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 3º orden. Los cuarzos se dan rellenando espacios en tamaño de grano fino 0,1 a 0,4 mm. Los cristales de plagioclasa se dan en habito tabular pobremente conservado, se encuentra alterado a arcillas dándole un aspecto terroso de coloración pardo grisáceo tanto a nicoles paralelos como cruzados. Tiene fabrica linear, estructura homogénea, texturas de esquistosidad y nematoporfioblástica.

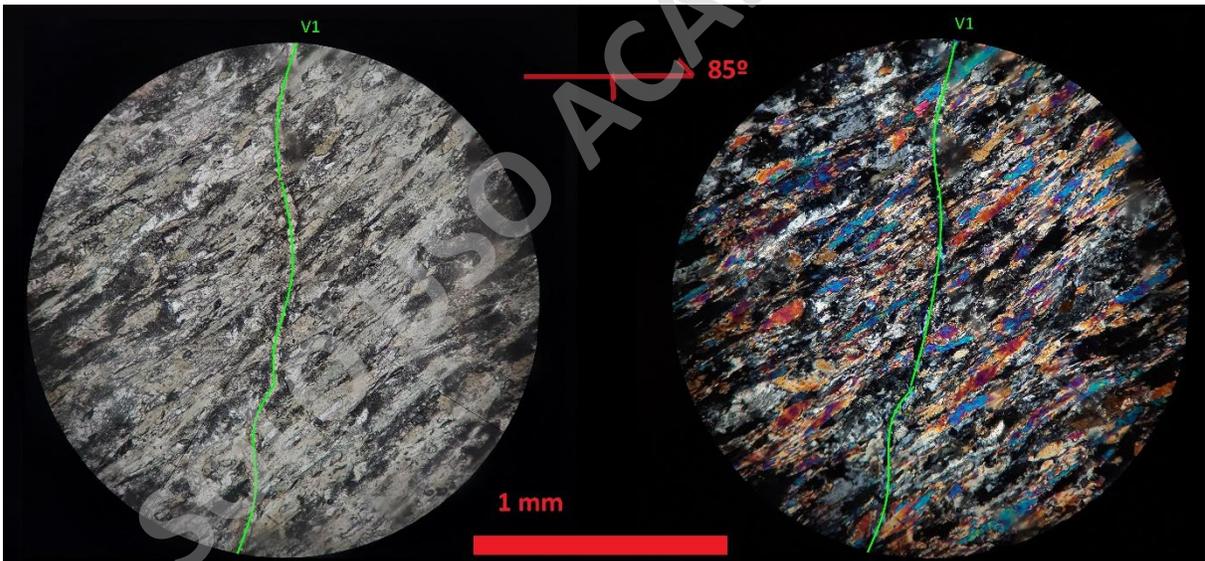
Microestructuras: a) Foliación S_1^* dominada por cristales de actinolita, epidota y \pm clinozoisita con orientación de $30^\circ \pm 5^\circ$ de desviación respecto al rumbo del plano de corte (85°). b) Vetillas V_1 de bordes sinuosos y continuos rellenas de cuarzo, que están cortando a la foliación con una orientación de $80^\circ \pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (85°) c) Porfiroblastos de actinolita de grano fino a medio (entre 1,5 a 2,5 mm) y algunos porfiroclastos de plagioclasa de grano fino a medio hasta 2 mm, en ambos casos desarrollando colas fi (simétricas).



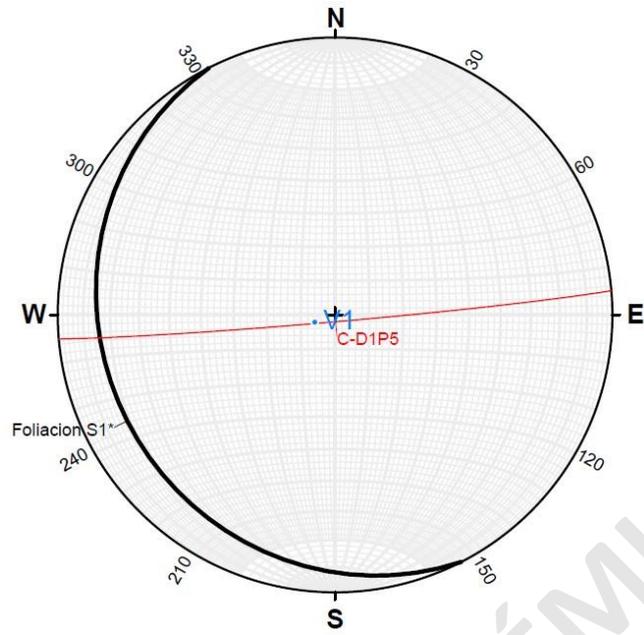
Anexo 58: Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita, epidota y plagioclasa (alterados) indicada en color amarillo. R: 2,5 mm.



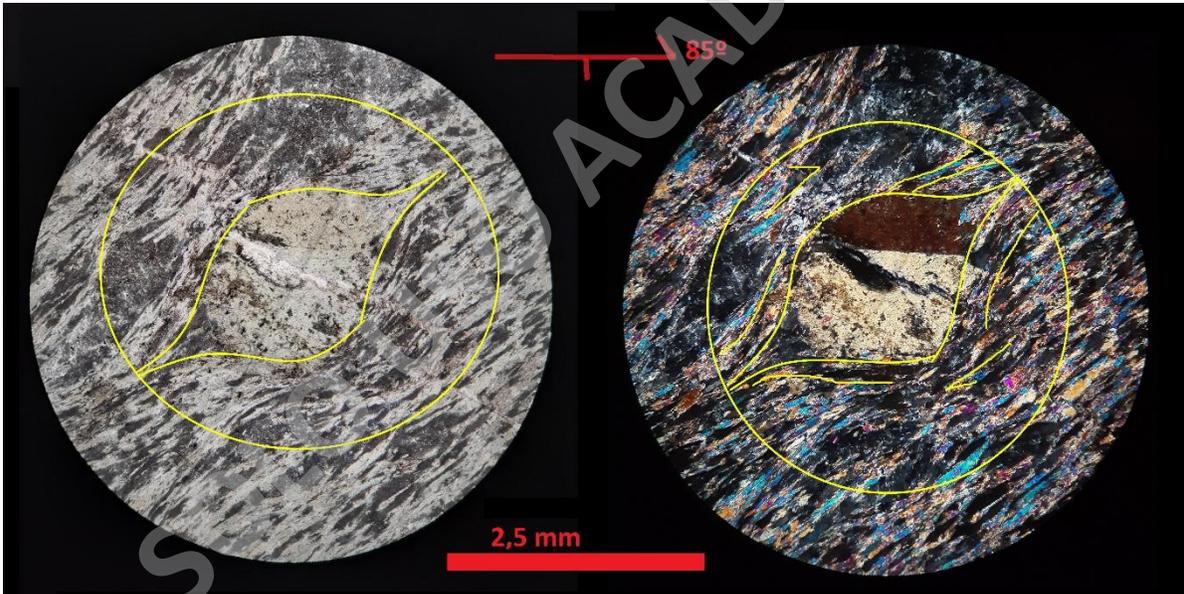
Anexo 59: Red estereográfica de plano de Foliación S₁* observado en lamina delgada con una orientación de 264°/34° (trend/plunge).



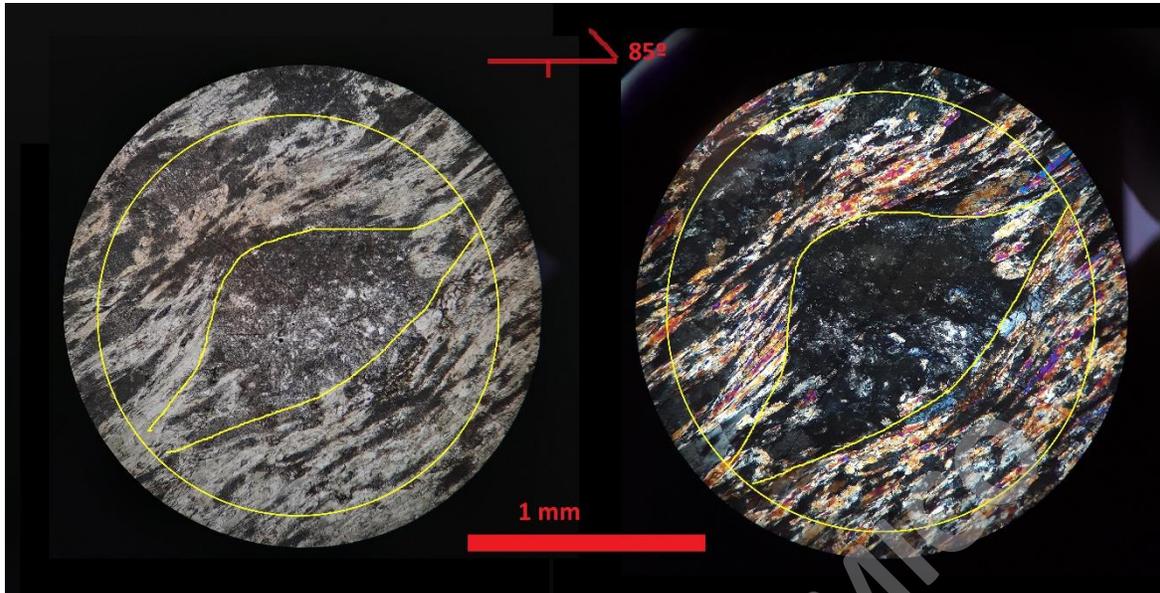
Anexo 60: Vetilla V₁ rellena por cristales de cuarzo, epidota indicada en color verde. R: 1 mm.



Anexo 61: Red estereográfica de Vetillas V_1 observada en lamina delgada con una orientación de $248^\circ/84^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 62: Porfiroblasto de actinolita desarrollando geometría de cola fi (simétrica). No se identifica un sentido de cizalle claro R: 2,5 mm.



Anexo 63: Porfiroclasto de plagioclasa desarrollando cola fi (simétrica). No se identifica un sentido de cizalle claro. R: 1 mm.

13. Muestra ESTD3P121:

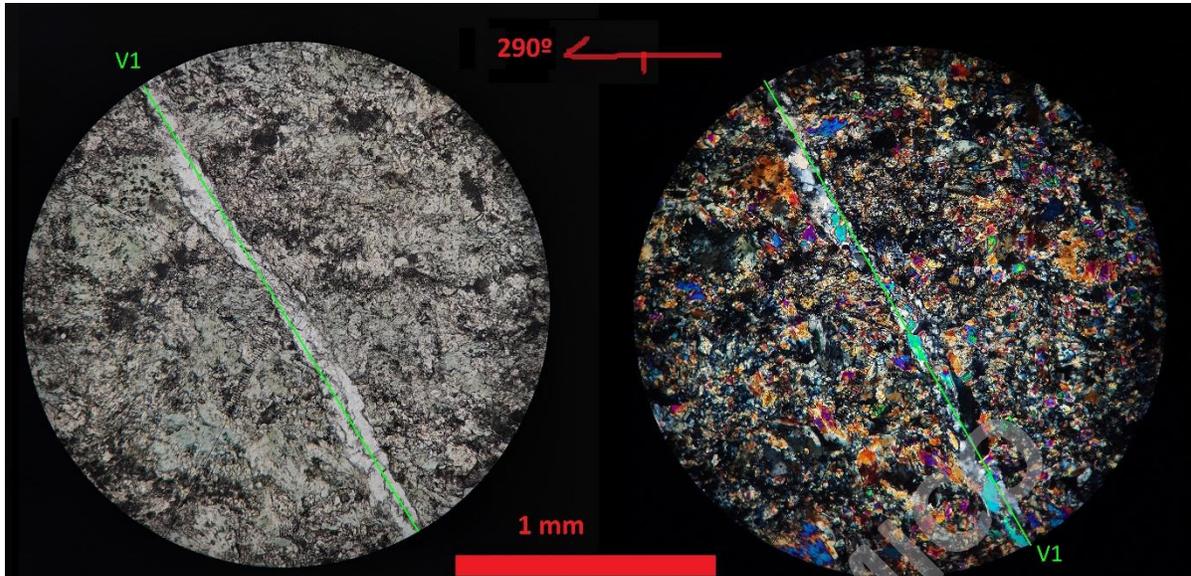
Ubicación: Sector interior de Playa Estaquilla, por la ruta V-626.

Coordenadas UTM: Norte: 5415054 / Este: 600213.

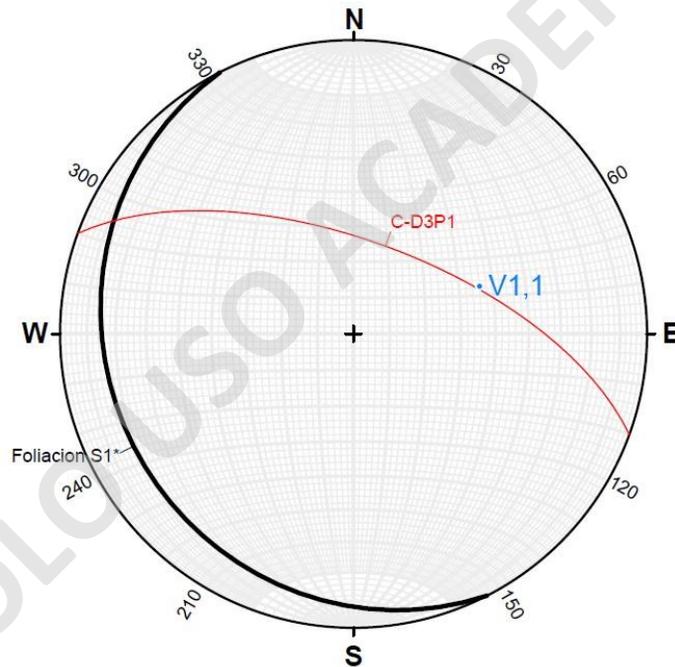
Tipo de roca: Esquistos con actinolita.

Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo. Compuesta por cristales de actinolita, epidota, clinozoisita, cuarzo, plagioclasa y opacos. Los cristales de actinolita se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino entre 0,2 a 0,8 mm, relieve medio, pleocroísmo en tonos verdes; a nicoles cruzados tiene colores de interferencia de 2º orden. Las epidotas se dan en habito prismático, relieve alto, de tonos amarillentos pálidos y con 2 familias de tamaños: **i)** familia de tamaño de grano fino <0,2 mm. **ii)** familia tamaño de grano fino entre 0,4 a 0,6 mm; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 3º orden. Los cristales de clinozoisita se dan en habito granular, relieve alto, tamaño de grano fino <0,5 mm, incoloras; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 1º orden. Los cristales de cuarzo se encuentran rellenando espacios, incoloros, con tamaño de grano fino <0,1 mm; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 1º orden. Las plagioclasas se dan en habito tabular pobremente conservado, se encuentran alteradas a arcillas dándoles un aspecto terroso de color pardo oscuro a nicoles paralelos y cruzados. Tiene fabrica linear, estructura homogénea, texturas de esquistosidad y nematoblástica.

Microestructuras: a) Foliación S_1^* no tan notoria, pero definida por cristales de actinolita separable en 2 dominios: D_1 con grano fino <0,1 mm y D_2 con tamaño de grano fino 0,3 a 0,4 mm. b) Vetillas V_1 con bordes sinuosos y continuos rellenas de cuarzo y epidota de grano fino entre <0,1 mm con una orientación de $50^\circ \pm 5^\circ$ de desviación respecto al rumbo del plano de corte (290°).



Anexo 64: Vetilla V_1 rellena de cuarzo, epidota indicada en color verde. R: 1mm.



Anexo 65: Red estereográfica de Vetillas $V_{1,1}$ observado en lamina delgada con una orientación de $70^\circ/52^\circ$ (trend/plunge).

Sector Cordillera Cajonmo:

14. Muestra ESTD1P621:

Ubicación: Recolectada desde sectores interiores de la UME, por la ruta V-478.

Coordenadas UTM: Norte: 5415625 / Este: 607465.

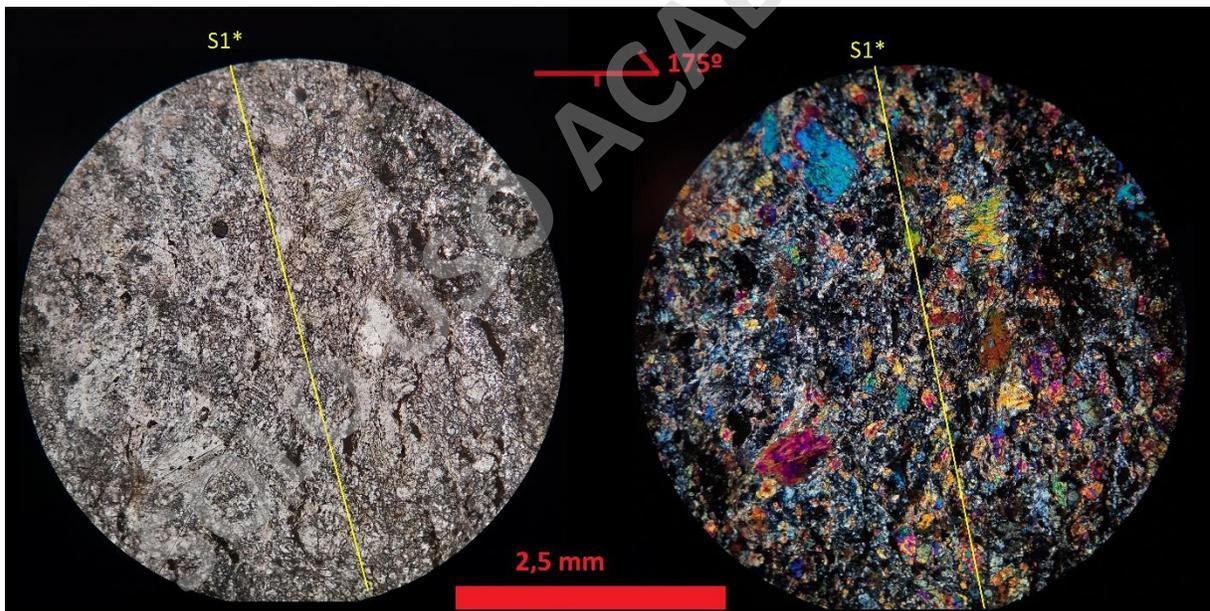
Tipo de roca: Esquisto con actinolita

Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo. Compuesta por cristales de actinolita, epidota, clinozoisita, cuarzo. Los cristales de actinolita se dan en

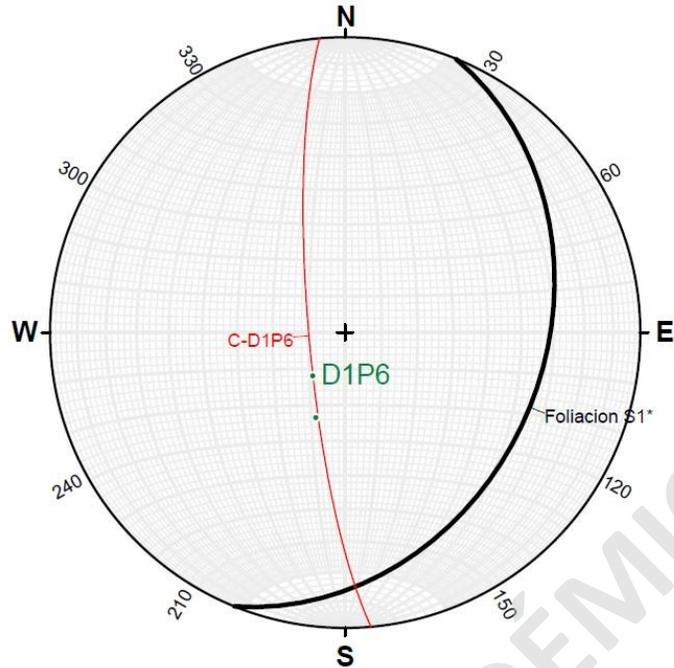
habito prismático, con tamaño de grano fino entre 0,5 a 1,2 mm, pleocroísmo débil en tonos verdes; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 2º orden (azules, amarillos, anaranjados). Las clinozoisitas son abundantes (>15%), se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino <0,2 mm, incoloros, relieve alto; a nicoles cruzados tienen colores de interferencia de 1º orden. Las epidotas son muy abundantes (>30%), se dan en habito prismático, con tamaño de grano fino entre 0,5 a 1,5 mm, tonos amarillentos, relieve alto; a nicoles cruzados tiene colores de interferencia de 3º orden. Los cuarzos se dan rellenando espacios, con tamaño de grano fino <0,3 mm. Se observa un mineral aparentemente dendrítico de coloración pardo oscuro que se encuentra en forma de patina en toda la muestra. Tiene fabrica linear, estructura homogénea, texturas de esquistosidad y nematoporfiroblástica.

La muestra presenta una pátina de un mineral de aspecto dendrítico de coloración parda oscura que la cubre casi en su totalidad evidenciando un grado de alteración importante y dificultando el reconocimiento de las propiedades ópticas de los componentes.

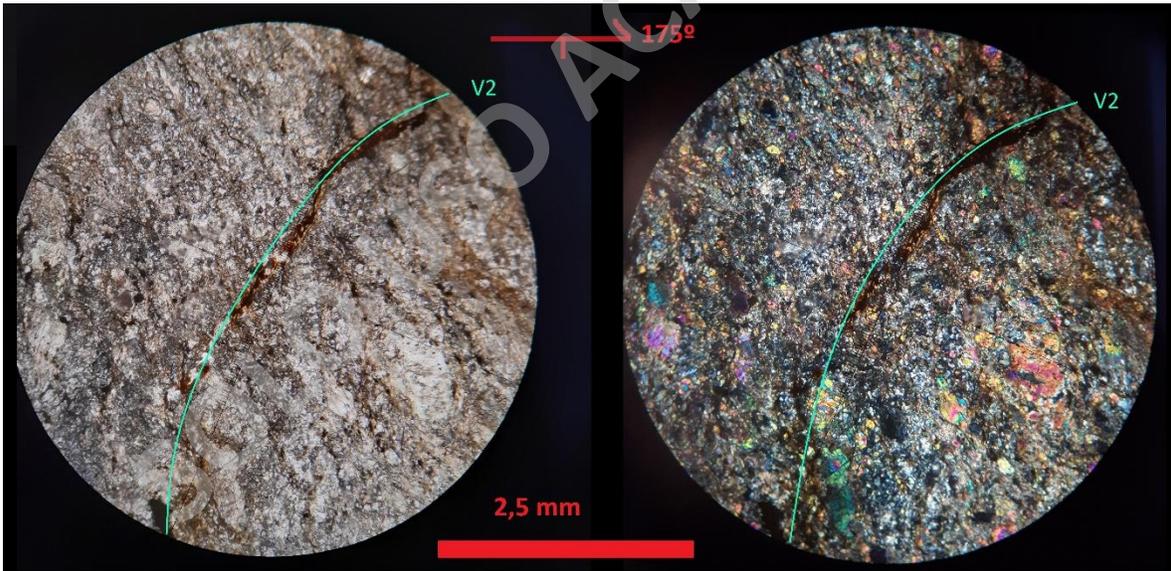
Microestructura: a) Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita, epidota, clinozoisita, con orientaciones de $60^\circ \pm 5^\circ$ y $70^\circ \pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (175°). b) Vetilla V_2 de bordes sinuosos y continuos, rellena por minerales opacos, se encuentra cortando la foliación con una orientaciones de $50^\circ \pm 5^\circ$ y $70^\circ \pm 5^\circ$ desviación respecto al rumbo del plano de corte (175°). c) Porfiroblasto o agregado de epidota y clinozoisita de grano fino a medio entre 0,8 a 2,5 mm que aparentemente deforma la foliación desarrollando una aparente cola sigma (asimétrica y sin embayamiento).



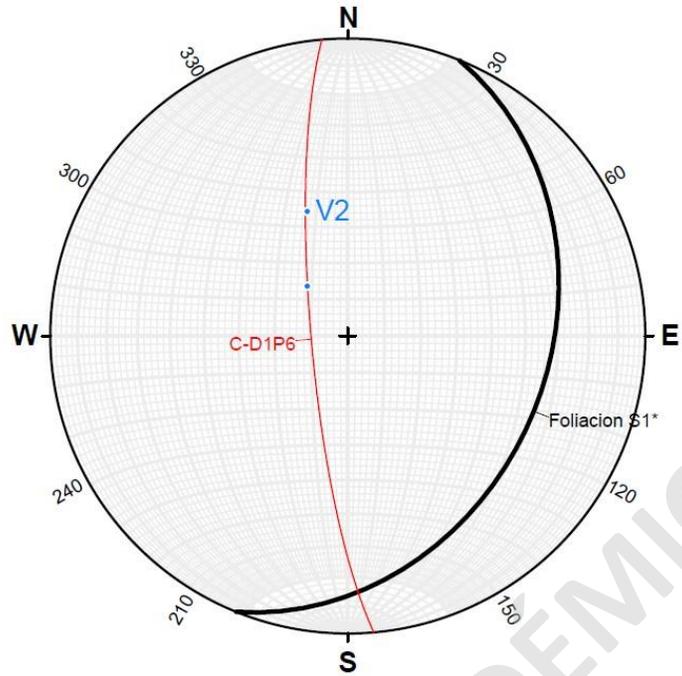
Anexo 66: Foliación S_1^* marcada por cristales de actinolita y epidota indicada en color amarillo. R: 2,5 mm.



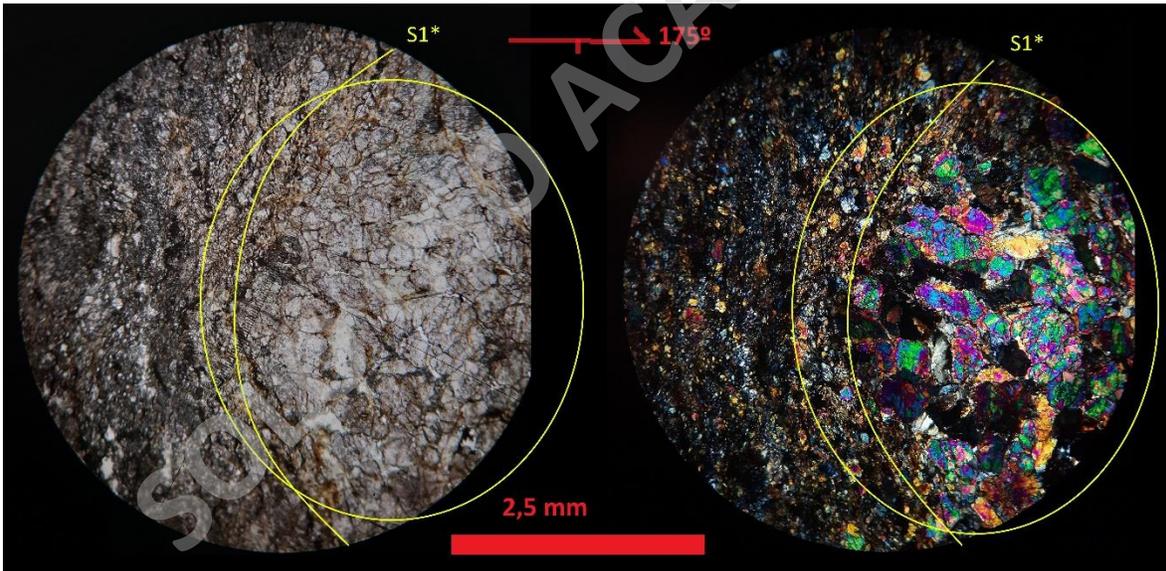
Anexo 67: Red estereografica de plano de Foliación S_1^* observado en lamina delgada con una orientacion de $216^\circ/75^\circ$ (indicada en color amarillo en la figura anterior) y otra orientacion identificada de $198^\circ/65^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 68: Vetillas V_2 rellenas de minerales opacos con tonalidades pardo oscuro a rojizos indicada en color verde. R: 2,5 mm.



Anexo 69: Red estereografica de Vetillas V_2 con planos generales de orientaciones $342^\circ/54^\circ$ y $321^\circ/73^\circ$ (trend/plunge).



Anexo 70: Zona dentro de lámina delgada con cristales de epidota y clinozoisita de grano fino entre 0,8 a 1,2 mm, sin poder identificar sentido de cizalle ni desarrollo de estructuras rotacionales. R: 2,5 mm.