



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

**PETROTECTÓNICA DEL COMPLEJO METAMÓRFICO PUNTA DE  
CHOROS, III-IV REGIÓN, CHILE.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

**JOAQUIN MANUEL NAVARRO SHAW**

**PROFESOR GUÍA:  
SR. FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
SR. CHRISTIAN CREIXELL TORRES  
SR. ESTANISLAO GODOY PIRZIO-BIROLI**

**Este trabajo ha sido financiado por el proyecto FONDECYT 1095099**

**SANTIAGO DE CHILE  
JUNIO, 2013**

## RESUMEN

La zona de estudio se encuentra a los 29°S aproximadamente, en la transición entre la III y IV región, en el Norte Chico de Chile. Específicamente, este estudio abarca rocas pertenecientes al basamento metamórfico paleozoico costero que aflora entre el poblado de Punta de Choros y la localidad de Chañaral de Aceituno, 20 km hacia el Norte.

El basamento metamórfico costero ha sido interpretado como relictos de un paleo prisma de acreción para la gran mayoría del margen chileno, con segmentos continuos y bien estudiados al sur de los 34°S, lográndose aplicar en éstos el concepto de cinturón metamórfico pareado. Sin embargo, hacia el norte se pierde la continuidad de afloramientos, y la erosión por subducción termina por enmascarar la evidencia de un prisma.

Las rocas estudiadas conforman el aquí llamado Complejo Metamórfico Punta de Choros, el cual está constituido principalmente por esquistos micáceos de albita y granate, intercalados tectónicamente con esquistos anfibólicos de titanita. En menor proporción aparecen metaturbiditas, de menor grado metamórfico y tamaño de grano. La disposición de las rocas está dada por una foliación de rumbo NE aproximado, manteniendo suavemente hacia el E en unos 30°.

Se realiza un modelamiento termodinámico de dos muestras; un esquisto micáceo de granate y estauroлита (JN14), y una anfibolita de granate y albita (JN34), ésta última interpretada como parte de un bloque exótico dentro de la unidad de esquistos anfibólicos. Ambas muestras presentan granates zonados, de los cuales se obtuvieron mapas composicionales, y perfiles composicionales detallados. También se analizan las composiciones minerales de las otras fases mayores presentes, y para cada muestra se obtienen los porcentajes en óxidos de los elementos mayores de roca total.

Combinando ambos análisis, se realiza un modelo utilizando PERPLE\_X, un programa computacional que realiza cálculos termodinámicos del cual se desprenden puntos de equilibrio en el espacio P-T a los cuales se habrían generado las reacciones responsables de distintos arreglos o fases minerales observadas. Estos puntos sugieren una trayectoria horario para JN14, pasando por los 500°C-0.4 GPa y los 530°C-0.42 GPa, correspondientes al núcleo y borde del granate respectivamente. Por su parte, la muestra JN34 instiga una trayectoria antihorario, donde los núcleos de granate entregan condiciones de 700°C-0.8 GPa, con un recrecimiento a los 700°C-0.95 GPa, interpretado como un enterramiento isothermal de unos 5 km. La paragénesis retrógrada apunta a condiciones metamórficas aproximadas de 500°C-0.95 GPa, sugiriendo un enfriamiento isobárico de unos 200°C.

Circones detríticos entregan edades mínimas carboníferas. Esto indica un traslape entre el proceso de sedimentación y metamorfismo dentro del prisma, teniendo en cuenta que dataciones en anfíbolos metamórficos indican que el sistema habría estado activo, al menos, desde el Carbonífero Inferior.

La trayectoria de JN14 concuerda con la serie de metamorfismo barroviiano, similar a las reportadas previamente para las rocas del basamento metamórfico en el Norte Chico de Chile, sin embargo, la muestra JN34 toma otro camino. Estas rocas representarían estados iniciales de subducción, previo a la hidratación de la cuña astenosférica. La subducción de sedimentos posteriores causaría la hidratación y enfriamiento del manto y las rocas colindantes, desplazando las isothermas, lo cual permitiría generar tanto enterramiento isothermal como enfriamiento isobárico, dependiendo de la trayectoria física y temporal que tome la roca.

Al tata Hugo.

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar me gustaría agradecer a mi familia; a mis padres, y mis abuelos por criarme y darme todo lo necesario para desarrollarme, sin ellos no sería lo que soy ahora, de eso no cabe duda, gracias mother-flower y daddy yankee. Gracias a mis tatas por acogerme en su hogar durante tantos años, como si fuera otro hijo más. Agradezco a mis hermanos por enseñarme ese lazo tan preciado, por compartir experiencias y aprendizajes, y por enternecer mi corazón, por recordarme el niño eterno dentro de todos. A Marina no puedo dejar de agradecer por su eterna paciencia, su capacidad y disposición de ayudar y resolver cualquier situación, y su enorme simpleza, gracias por ser parte de mí.

Gracias a los amigos, los eternos compañeros del camino, a mi hermano Clemencio, sin el cual no se quien sería, a todos los kilpatrianos que me acompañaron durante la edad media, época crítica en la metamorfosis personal, Goldberger, Gomez, Acevedo, Gigoux, Espinosa, Callejas, Palacios, Sepúlveda, Carrasco, Moya, Hedrera, Jara, Norambuena, Meneces, Valverde, son todos apellidos que jamás olvidaré. También agradezco profundamente las amistades concebidas en el plan común, sección 6 no podías ser otra!! puyol, rorick, angel, papers, frail, nicolong, chorozco, pia, diego, nati, vale, javier, cuantos partidos de pool, magic, nintendo, y uno podemos haber llegado a jugar. Como no darte las gracias a ti, Mo, que me enseñaste tanto, y me has ayudado en incontables situaciones, incluso esta tesis tiene parte de ti. GRACIAS.

Gracias a la vida por haberme hecho llegar a la Geología, "fortuna" del azar diario, gracias a Capelle por su honestidad. Gracias al mismo "azar" por regalarme a Pancho Hervé como mi primer profe de geo, inspiración de muchos, un legado de conocimiento y humanidad, un verdadero PROFESOR. No puedo dejar de dar gracias por lo hermoso que es nuestro departamento; el patio de los naranjos, inundado con personajes de cada novela, de cada género, músicos, científicos, simios, adolescentes, románticos, gurus, deportistas, poetas, viciosos, filósofos y aventureros!

Doy gracias a mi curso, mis fieles compañeros de cada terreno, de guitarristas zurdos maestros de la fogata! Gracias a ti Cata-kun, mi Gurú espiritual, amiga, eres LO real, cualquier persona que se tome el tiempo de hablar contigo mirándote a los ojos sabrá a lo que me refiero, gracias por TODO hermana estelar, you know i wanna rock with you!! Mis chicas superpoderosas infaltables!! Las amo y les recuerdo siempre...sean fuertes! Pancha, mi areaucana favorita, cuenta cuentos, te has vuelto parte de mi canción =). Shino, hermano, levitador, caminante del aire, gracias por tu compañía, tu sabiduría y tu risa. Estrella, gracias por tu humor, tu inteligencia, generosidad, claridad y humildad. Naty, gracias por tu belleza, por todas las conversas de la música, tu apoyo y tu honestidad.

Gracias a todos los que hacen posible que el departamento de pedrólogos funcione, don Carlos, Kilo, don José, Rosita, María Rosa, Blanca, Maritza, Lili, Julio padre e hijo, Juanito, don Sisi, y a todos los choferes y cocineros que hicieron de nuestros terrenos una grata y enriquecedora experiencia, la parte humana es la que más confirma mi amor por Geología. Del mismo modo agradezco a las tías Ceci y Eli, quienes me sirvieron incontables almuerzos, llegando más allá que la comida nomas, y a la tía Sonia, por ser infalible desde primer año.

Doy gracias a los compañeros vecinos de beauchef, quienes prestaron su hogar como un espacio público durante tantos años, privándose a sí mismos muchas veces de una privacidad tan básica para muchos, pero generando un ambiente familiar que no tiene precio. Gracias Pablo y Naty, nuevamente, gracias Rorick, gracias Werner, y mil gracias a los gurus, que me han dado techo incontables ocasiones, especialmente en este último tramo de escritura, DALAI.

No puedo pretender dejar de lado a la música, gracias a ti respiro. Gracias Elio por preguntarme aquel día si sabía hablar inglés, gracias Benja por nacer juntos tantos años en salas de ensayo. Gracias a todos los monos oriundos del tai-long, wenas pal wantan. Gracias peces!! Vicho, encontrarte fue clave en mi vida, gracias por esta fusión! Huaso, gracias por todas las contradicciones, por la locura, la esquizofrenia, pero más importante, tu felicidad, tu entrega, tu amor. Fuiyouyi, BIG KAHUNA, gracias por tu corazón, tu sabiduría, tu respiro, tu humildad, tu hermosura, todo aquel FULGOR. Numa, gracias por tu hermandad, tu desafío, tu capacidad conciliadora, tu practicidad y sobre todo, tu sonrisa y tu diario irradiar de energías positivas.

Y como no agradecer a todos los que realmente han hecho posible esta tesis, al gran equipo de pedrólogos que tanto me ayudó; pancho, pirzio, creixell, air canada, caldera, fofito, guru palape, mo, peible, arne, hans, y cuantos más! Todos han dejado su estampa en este libro, gracias por su entrega. Agradezco de corazón a mi comisión, no todos tiene la suerte de tener una tan hecha a la medida.

Por último agradezco al proyecto FONDECYT 1095099 y BMBF CONICYT 175-2009 por financiar este caprichoso estudio, a Fernanda Soto por TODO, a Mark Fanning por realizar los análisis U-Pb y a Eric Hellebrand por su ayuda y maestría al operar la microsonda.



# Tabla de contenido

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Formulación del problema y área de estudio.....	1
1.2	Sustento teórico.....	2
1.3	Objetivos.....	2
1.3.1	Objetivo general.....	2
1.3.2	Objetivos específicos.....	2
1.4	Ubicación geográfica y vías de acceso.....	3
1.5	Metodología.....	4
2	ANTECEDENTES REGIONALES.....	5
2.1	Rasgos morfoestructurales.....	5
2.2	Marco geológico.....	6
2.2.1	Rocas estratificadas y metamórficas.....	7
2.2.2	Cuerpos intrusivos.....	10
2.2.3	Geología estructural.....	10
2.3	Estado del arte: trabajos anteriores.....	11
3	LITOLOGÍA.....	12
3.1	Rocas metamórficas.....	12
3.1.1	Esquistos micáceos.....	12
3.1.2	Esquistos anfibólicos.....	15
3.1.3	Metaturbiditas.....	17
3.2	Rocas intrusivas.....	19
3.2.1	Tonalita de Quebrada la Vaca.....	19
4	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	20
4.1	Cizalle puro vs cizalle simple.....	20
4.2	Estructuras de cizalle puro.....	21
4.2.1	<i>Foliación</i> .....	21
4.2.2	<i>Boudinage</i> .....	22
4.3	Estructuras de cizalle simple.....	22
4.3.1	<i>Pliegues isoclinales</i> .....	22
4.3.2	<i>Vetillas “en echelon”</i> .....	25
4.4	Estructuras tardías.....	25
4.4.1	<i>Falla Gaviota</i> .....	25
4.4.2	<i>Clivaje de crenulación</i> .....	26

4.4.3	<i>Pliegues amplios y fallas menores</i> .....	27
5	GEOQUÍMICA .....	28
5.1	Roca total (XRF).....	28
5.2	Química mineral (EPMA).....	28
5.2.1	Granate .....	29
5.2.2	Mica blanca .....	31
5.2.3	Estaurolita.....	32
5.2.4	Plagioclasa.....	33
5.2.5	Anfíbol.....	33
5.2.6	Titanita (Esfeno).....	34
6	CONDICIONES P-T .....	36
6.1	JN14 – esquistos micáceos de granate y estaurolita .....	36
6.2	JN34 – anfíbolita de granate y titanita .....	40
7	GEOCRONOLOGÍA .....	45
7.1	U-Pb en circones detríticos (SHRIMP) .....	45
8	DISCUSIONES .....	51
8.1	Eventos deformativos .....	51
8.1.1	Estructuras .....	51
8.1.2	Edades.....	53
8.1.3	Rotaciones .....	54
8.2	Trayectoria <i>PTt</i> .....	56
8.2.1	JN14 - esquistos micáceos de granate y estaurolita.....	56
8.2.2	JN34 - anfíbolita de granate y titanita .....	57
8.2.3	Efecto del O <sub>2</sub> .....	58
8.2.4	Trayectorias propuestas e implicancias geodinámicas .....	59
8.3	Modo de acreción.....	61
8.4	Evolución petrotectónica .....	62
9	CONCLUSIONES.....	65
10	REFERENCIAS .....	67

## Índice de tablas

<b>Tabla 1:</b> Concentración (% de peso) de los óxidos de elementos mayores para dos muestras. ...	28
<b>Tabla 2:</b> Rangos y promedios composicionales para los granates de las muestras JN14 y JN34, calculados a partir de 104 y 144 análisis puntuales respectivamente. ....	29
<b>Tabla 3:</b> Rangos y promedios composicionales para los análisis de estaurolita realizados para la muestra JN14, en la universidad de Stuttgart (18 análisis) y Hawai'i (7 análisis). ....	32
<b>Tabla 4:</b> Análisis de 6 titanitas en la muestra JN34, y cationes por fórmula calculados en base a 1 átomo de Si. ....	35
<b>Tabla 5:</b> Diferencias composicionales para la muestra JN34 considerando “fraccionamiento composicional” posterior al crecimiento del núcleo de los granates (15% modal). ....	43
<b>Tabla 6:</b> Edades y razones de Th/U para los 70 análisis de circones detríticos. Se destacan en verde las razones de Th/U mayores que 0.5, y en rojo las menores a 0.07, como discriminador entre circones ígneos y metamórficos. ....	49

# Índice de ilustraciones

<b>Figura 1:</b> Mapa de ubicación de la zona de estudio (recuadro rojo), y rutas de acceso desde la III y IV región. Fuente: <a href="http://www.mapas.mop.cl">http://www.mapas.mop.cl</a> – Cartas Camineras. _____	3
<b>Figura 2:</b> Principales rasgos morfoestructurales asociados a la zona de flat-slab. La depresión central (DC) está ausente en este segmento (modificado de Charrier et al, 2007 y Walcek y Hoke, 2012) _____	5
<b>Figura 3:</b> Extracto de la carta Geológica del área Carrizalillo - El Tofo, donde se visualizan las principales unidades geológicas y estructuras a la latitud de la zona de estudio. _____	6
<b>Figura 4:</b> Mapa litológico del Complejo Metamórfico Punta de Choros (CMPC), distinguiendo las 3 subunidades metamórficas principales, los cuerpos intrusivos de mayor índole y la cobertura sedimentaria. Para facilitar la lectura, los datos de foliación se presentan adyacentes a la costa, referenciados con un punto. Edades extraídas de la carta de Carrizalillo – El Tofo (Creixell et al., 2012), excepto U-Pb en circones. Datum WGS 84. _____	13
<b>Figura 5:</b> Láminas delgadas de la unidad de esquistos micáceos, escaneadas a LPNA y LPA; (a)-(b) esquisto micáceo de granate y albita (JN02), (c)-(d) esquisto micáceo de granate y estauroлита (JN14), (e)-(f) gneiss de granate y biotita (JN09b). _____	14
<b>Figura 6:</b> Láminas delgadas de la unidad de esquistos anfibólicos, escaneadas bajo LPNA y LPA; (a)-(b) esquisto de actinolita y clorita (JN20), (c)-(d) anfibolita de granate y titanita (JN34), (e)-(f) gneiss máfico (JN41a). _____	16
<b>Figura 7:</b> Láminas delgadas de la unidad de metaturbiditas (a-d) y del intrusivo (e-f), escaneadas bajo LPNA y LPA; (a)-(b) filita crenulada (JN40), (c)-(d) metarenisca de Isla Gaviota (JN16), (e)-(f) tonalita de biotita y anfíbola (JN31). _____	18
<b>Figura 8:</b> Esquematación de los dos mecanismos de deformación; cizalle puro (a) y cizalle simple (b) a partir de un mismo cubo. En estereogramas se muestran líneas de flujo para las partículas. “FA” refiere al concepto de fabric attractor, o lineamiento de fábrica (modificado de Passchier et al., 2005). _____	20
<b>Figura 9:</b> Diagramas de concentración de polos (a) y roseta (b) para los datos de foliación. La flecha roja corresponde al vector de rumbo promedio. _____	21
<b>Figura 10:</b> Ejemplo de boudinage en la unidad de esquistos anfibólicos en los alrededores del poblado de Punta de Choros, la capa más oscura es de grano más fino. _____	22
<b>Figura 11:</b> Venas de cuarzo paralelas a la foliación S1 en pliegues isoclinales que definen la foliación de plano axial S2, dentro de la unidad de esquistos micáceos en los alrededores del poblado de Punta de Choros. _____	23
<b>Figura 12:</b> (a) Mapa estructural del Complejo Metamórfico de Punta de Choros. En línea punteada roja, se sugieren 4 zonas o dominios estructurales, definidos por los rumbos de los ejes de los pliegues isoclinales, visualizados en diagramas de Rosetta (b). I: zona Norte, II: zona Apolillado, III: zona central y IV: zona Sur. Para la leyenda litológica ver figura 4. _____	24
<b>Figura 13:</b> Vetillas en echelon en la zona apolillado (II). Las flechas rojas sugieren un movimiento sinistral. _____	25

<b>Figura 14:</b> Clivaje de crenulación en la unidad de esquistos micáceos. Las líneas negras esquematizan la foliación principal microplegada ( $S_2$ ), en rojo se trazan algunas lineaciones causadas por la $S_3$ incipiente. _____	26
<b>Figura 15:</b> Boudinage cortado por una falla tardía (falla en rojo, sugerida). _____	27
<b>Figura 16:</b> (a) Perfil composicional de un granate zonado de la muestra JN14. (b) Mapa composicional para el Ca en la misma muestra, la traza roja corresponde al perfil analizado cuantitativamente. En ambas imágenes las líneas punteadas sugieren una zonación en 3 zonas, aunque no muy definidas. _____	30
<b>Figura 17:</b> (a) Perfil composicional de un granate zonado de la muestra JN34. (b) Mapa composicional para el Ca en la misma muestra, la traza roja corresponde al perfil analizado cuantitativamente. En ambas imágenes las líneas punteadas sugieren una zonación en 4 zonas discretas. _____	30
<b>Figura 18:</b> Diagrama de clasificación para el grupo de las micas. (Modificado de Deer et al., 1992). Los valores que definen los vértices están en cationes (p.f.u.). _____	31
<b>Figura 19:</b> Diagrama de clasificación para los feldespatos. (Modificado de Deer et al., 1992). _____	33
<b>Figura 20:</b> Diagrama de clasificación para las anfíbolas cálcicas (Modificado de Hawthorne et al., 2007). _____	34
<b>Figura 21:</b> Intersección de las isópletas de [Fe], [Ca], [Mg] y [Mn] para el núcleo de los granates de la muestra JN14, calculada a los 0.1 y 0.2% de $O_2$ . _____	37
<b>Figura 22:</b> Isópletas de [Ca], [Mg] y [Fe] para el rango composicional de los granates de la muestra JN14. Se muestra la intersección de las isópletas de [Ca] y [Mg] para la composición del borde, y se destaca en rojo la intersección previa calculada para el núcleo, sugiriendo una posible trayectoria. _____	38
<b>Figura 23:</b> Pseudosección calculada para la muestra JN14; esquisto micáceo de granate. Los campos que contienen la paragénesis de mica blanca, plagioclasa, clorita y granate se muestran destacados en rojo. _____	39
<b>Figura 24:</b> Desplazamiento de la intersección de las isópletas de [Fe], [Ca], [Mg] y [Mn] para el núcleo de los granates de la muestra JN34, en función de la cantidad de $O_2$ (0.1-0.4%). _____	40
<b>Figura 25:</b> Isópletas de [Ca], [Mg] y [Fe] para el rango composicional de los granates de la muestra JN34. Se muestra la intersección de éstas para la composición de la segunda fase de crecimiento. _____	41
<b>Figura 26:</b> Intersección de las isópletas de los granates de la muestra JN34 para la segunda fase de crecimiento, con y sin la consideración de “fraccionamiento composicional”, para los 0.3 y 0.4% de $O_2$ . _____	42
<b>Figura 27:</b> Pseudosección calculada para la muestra JN34; anfíbolita de granate. Los campos que contienen la paragénesis de anfíbola, granate, titanita y plagioclasa están destacados en rojo. _____	44
<b>Figura 28:</b> (a) Diagrama de la Concordia (Tera-Wasserburg) para los análisis en la muestra FO10126. (b) Histograma de probabilidad de densidad de edades para los 70 análisis. _____	46
<b>Figura 29:</b> (a) Diagrama de la Concordia (Tera-Wasserburg) para los 37 análisis de edades más jóvenes en la muestra FO10126, paleozoicos en su mayoría, subdivididos en 5 familias. (b) Histograma de probabilidad de edad para estos mismos 37 análisis. Se indican los promedios ponderados para los 2 eventos más significativos. _____	48

<b>Figura 30:</b> Modelo evolutivo esquemático de las distintas fases deformativas para las rocas del CMPC. _____	51
<b>Figura 31:</b> Red de Schmidt con la proyección de los ejes de los pliegues isoclinales, separados por color según el dominio estructural al cual pertenecen. _____	52
<b>Figura 32:</b> Datos paleomagnéticos entre los 27° y 36°S, mostrando rotaciones tectónicas y sus distintos dominios, asociadas al Oroclino de Vallenar y el “Megakink” del Maipo (modificado de Arriagada et al., 2009). _____	55
<b>Figura 33:</b> Cuadro resumen para la trayectoria P-T de la muestra JN14. Incluye: campo de estabilidad de la paragénesis Wm-Pl-Chl-Gt (verde), puntos de intersección de las isópletas de granate para el núcleo y el borde (rojo), y curvas de entrada y salida para la estauroлита (amarillo) y la biotita (rojo). _____	56
<b>Figura 34:</b> Cuadro resumen para la trayectoria P-T de la muestra JN34. Incluye: campo de estabilidad de la paragénesis Anf-Gt-Sph-Pl (verde), puntos de intersección de las isópletas de granate para el núcleo y la FASE 2 (rojo), y curvas de entrada y salida para el rutilo y titanita (rojo) e ilmenita (amarillo). _____	57
<b>Figura 35:</b> Inclusión de rutilo e ilmenita dentro de un granate de la muestra JN34. Imagen generada a partir de un detector de BSE (electrones retrodispersados) acoplado a la microsonda electrónica. _____	58
<b>Figura 36:</b> Diagrama de las facies con las trayectorias PTt propuestas para las muestras JN14 y JN34. Se incluyen los puntos calculados para el crecimiento de los granates zonados (en rojo), unidos por líneas continuas, y en líneas punteadas segmentos de trayectoria sugeridos. Campos paragenéticos en verde. _____	59
<b>Figura 37:</b> Trayectorias P-T-t sugeridas para las muestras JN14 y JN34, junto con un compilado de trayectorias para distintas unidades del basamento metamórfico del Norte Chico de Chile, y una de Chile central (Los Pabilos, Complejo Metamórfico Bahía Mansa; BMMC). Extraídas de Charrier et al. (2007); Complejo Metamórfico El Tránsito (TMC), Ribba et al., 1988; Complejo Metamórfico El Teniente (ETMC), Irwin et al., 1988; y Complejo Metamórfico del Choapa (ChMC), Godoy & Charrier, 1991. BMMC extraído de Willner et al., 2004 (Los Pabilos). _____	60
<b>Figura 38:</b> Esquemización de los modelos de campo de flujo para los distintos modos de acreción; (a) frontal y (b) basal (mod. de Feehan & Brandon, 1999). _____	61
<b>Figura 39:</b> Modelo evolutivo geodinámico para las muestras JN14 y JN34, separado en cuatro etapas, cada uno con su trayectoria PT correspondiente. Modificado de Willner et al., 2004. _____	64

# 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 Formulación del problema y área de estudio.

La distribución de las rocas metamórficas en el territorio chileno se ve resumida a gran escala como franjas semi-paralelas, agrupadas en dos unidades mayores; el basamento cristalino a lo largo de la costa afectado por metamorfismo dinamo-termal, y las series estratigráficas más jóvenes hacia el este afectadas por metamorfismo de carga (GONZÁLEZ-BONORINO *ET AL.*, 1970).

El basamento cristalino de la Cordillera de la Costa en Chile ha sido descrito predominantemente como una serie de rocas metamórficas que representan una cadena continua de sistemas acrecionarios de edad permo-carbonífera en el norte y mesozoica en el sur, con evidencias de que el sistema de acreción estaría dividido en dos series (occidental y oriental) o franjas de distintos protolitos y condiciones de formación (AGUIRRE, HERVÉ & GODOY, 1972; HERVÉ, 1988; WILLNER, 2005), coincidente, en aspectos generales, con el patrón de cinturones metamórficos pareados circumpacífico descrito por Miyashiro en los 60's (ERNST, 1975).

La serie occidental constituye un cinturón metamórfico de alta presión y baja temperatura dominado por metagrauvas y metapelitas (protolitos sedimentarios de proveniencia continental), y en menor medida metabasitas, serpentinitas y metachert (protolitos de proveniencia oceánica) (WILLNER, 2005). El metamorfismo que presentan estas rocas es de bajo grado, asignable a las facies de esquistos verdes principalmente (GONZÁLEZ-BONORINO *ET AL.*, 1970). El modo de acreción bajo el cual se habrían acoplado las rocas de la serie occidental es de acreción basal (underplating en la base de la cuña de acreción), caracterizado por una fuerte foliación sub-horizontal y deformación dúctil penetrativa (RICHTER *ET AL.*, 2007).

La serie oriental, por su parte, se ve mucho menos deformada, preservando estructuras sedimentarias de ambiente turbidítico. Otra diferencia fundamental con la serie occidental es la ausencia de rocas metabásicas (WILLNER, 2005). En Chile central, ésta serie se ve delimitada hacia el Este por la intrusión de plutones calco-alcalinos, de edad carbonífera a pérmica, los cuales darían origen al metamorfismo de baja presión y alta temperatura que la caracteriza. El grado metamórfico asignado a estas rocas cubre desde las facies de esquistos verdes hasta granulitas (GONZÁLEZ-BONORINO *ET AL.*, 1970). La deformación de la serie oriental se ve representada por pliegues apretados tipo *chevron*, con planos axiales manteniendo fuertemente hacia el Este y una foliación dominante sub-vertical, reflejando, posiblemente, una acreción frontal (E.G. GLODNY *ET AL.*, 2005; RICHTER *ET AL.*, 2007).

El contacto entre ambas series no está bien definido, mientras que es por falla en algunas zonas, cortando las isógradas del metamorfismo de la serie oriental, como es el caso de Pichilemu y la Falla Vichuquén (GODOY, 1970; WILLNER, 2005), en otras partes aparece como una transición progresiva, reflejando un cambio continuo en el modo de acreción a medida que los protolitos se incorporan a la cuña de subducción (RICHTER *ET AL.*, 2007).

La zona de estudio se encuentra en el extremo norte del litoral de la región de Coquimbo, a los 29°S. Hace 50 años fue descrita por primera vez su geología, en su mayor parte como rocas metamórficas, principalmente esquistos micáceos y anfibólicos, y rocas intrusivas subordinadas, interpretadas como parte del "Basamento Cristalino" costero (AGUIRRE, 1967), un concepto más bien amplio que se definió en esa época. Desde entonces no se han realizado muchos estudios que profundicen el conocimiento mineralógico y estructural de estas rocas, por lo que se desconoce a qué serie pertenecerían, o su estilo de acreción. Por otro lado, el SERNAGEOMIN, en el marco del Plan Nacional de Geología, ha revisitado la zona publicando un mapa geológico a escala

1:100.000 (CREIXELL *ET AL.*, 2012), realizando importantes aportes en el mapeo litológico y estructural, definiendo al conjunto de rocas metamórficas de la zona como Complejo Metamórfico Punta de Choros.

Sin embargo, existen varias interrogantes respecto a la zona de estudio, ya que el modelo de cinturones pareados no logra aplicarse con claridad al norte de Pichilemu, talvez en parte debido a la ausencia del Batolito paleozoico costero en su franja oriental que lo acompaña en las rocas de Chile central. ¿Serán las rocas de Punta de Choros producto de un mismo proceso de acreción simultáneo a su símil hacia el Sur? ¿Existe otro proceso que resulte en este tipo de rocas metamórficas en el contexto andino?

Este trabajo tendrá como enfoque principal el estudio geotermobarométrico de las rocas de mayor grado metamórfico presentes en el complejo, para dilucidar posibles trayectorias  $PTt$  a través del análisis de la zonación en granates, y dataciones de U-Pb en circones detríticos. Esto se complementa con medidas estructurales que pueden ayudar a entender los procesos de deformación durante y posterior a la acreción. Comparando estos resultados con los datos acumulados de estudios más al Sur, se propone un modelo de evolución tectónica regional.

## 1.2 Sustento teórico

Porfidoblastos zonados, como el granate, contienen a lo largo del perfil de su zonación un registro de las reacciones químicas que el mineral ha sufrido durante su crecimiento, asumiendo que la difusión química posterior no ha alterado significativamente el perfil (SPEAR *ET AL.*, 1984). De ésta forma, se puede formular las variables de  $P$  y  $T$  a las cuales habría ocurrido el metamorfismo, como una función de los parámetros composicionales que varían a lo largo del perfil de la zonación. Para realizar esto, se necesitan datos de entropía y volumen para todos los minerales involucrados en las reacciones estipuladas, como también la composición específica de estos minerales y una expresión de la energía libre de Gibbs para todos los minerales de solución sólida.

Actualmente existen programas computacionales como PERPLE\_X y THERMOCALC, los cuales logran minimizar las expresiones de la energía libre de Gibbs, usando como variables la composición en elementos mayores de roca total (asumida como composición del sistema metamórfico, idealmente cerrado), y los modelos de solución sólida que se deseen tomar en cuenta. Este ejercicio se realiza iterativamente para todo el espacio P-T deseado, calculando el arreglo mineral y las composiciones específicas que minimizan la energía libre de Gibbs para cada punto.

## 1.3 Objetivos

### 1.3.1 Objetivo general

Determinar las condiciones de metamorfismo y deformación de las rocas del basamento metamórfico en Punta de Choros en la Región de Coquimbo ( $29^{\circ}\text{S}$ ), con el fin de dilucidar el mecanismo de acreción y los distintos eventos deformativos a los cuales habrían sido sometidas durante el Paleozoico Tardío, y, posiblemente, eventos sobreimpuestos post-acrecionarios.

### 1.3.2 Objetivos específicos

- ❖ Identificar y definir las distintas unidades litológicas presentes.
- ❖ Caracterizar la estructura y deformación interna de las distintas unidades definidas.
- ❖ Estimar las condiciones P-T del metamorfismo.
- ❖ Acotar la edad de el/los eventos metamórficos.



## 1.4 Ubicación geográfica y vías de acceso

El área de estudio se encuentra entre la III y la IV región de Chile, aproximadamente a los 29° S, tomando la parte septentrional de la región de Coquimbo y el extremo meridional de la región de Atacama. En términos generales, la zona cubre desde las localidades de Punta de Choros hasta Chañaral de Aceituno, a lo largo de la costa, en donde las rocas afloran de manera mayormente continua.

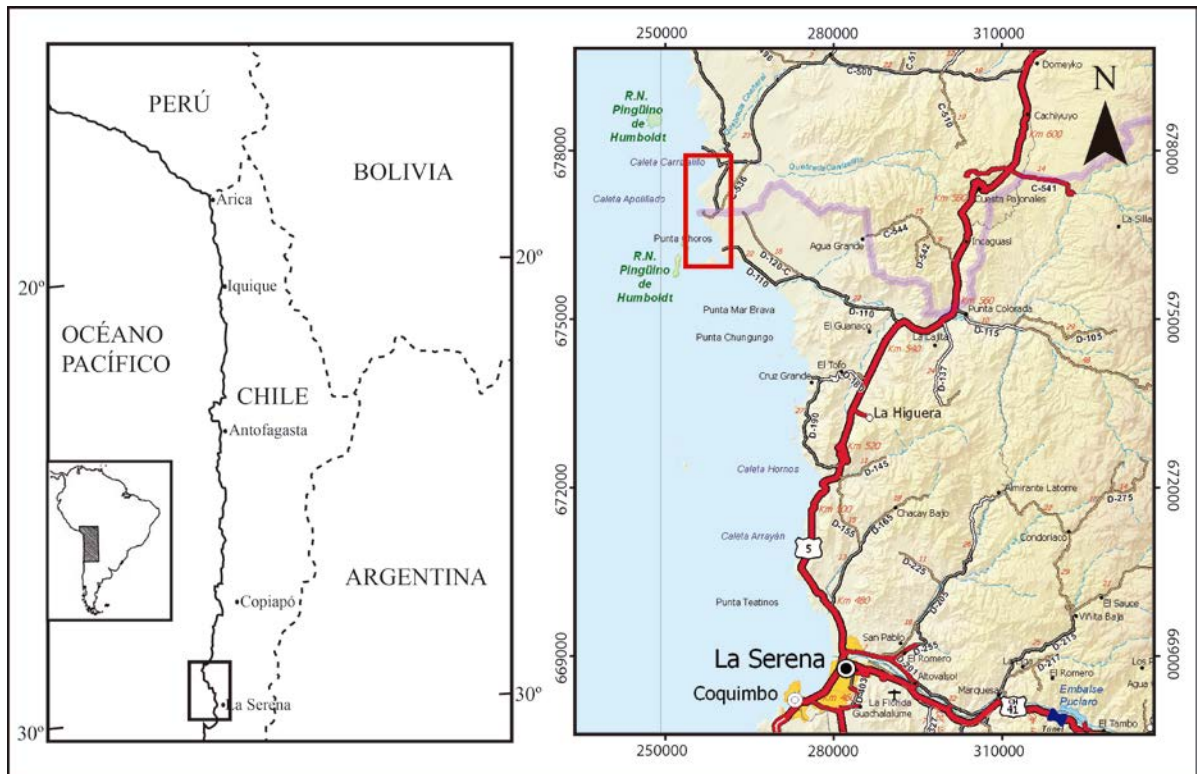


Figura 1: Mapa de ubicación de la zona de estudio (recuadro rojo), y rutas de acceso desde la III y IV región.  
Fuente: <http://www.mapas.mop.cl> – Cartas Camineras.

Punta de Choros se ubica aproximadamente a 110 km al noroeste de La Serena, y la caleta Chañaral de Aceituno se encuentra a unos 80 km al oeste de Domeyko, y unos 90 km al suroeste de Vallenar (Figura 1). Para acceder a la zona de estudio existen dos formas principales.

Desde La Serena se toma la Carretera Panamericana 5 Norte en esta misma dirección por 87 kilómetros, hasta llegar a un desvío señalado hacia el Oeste (Ruta D-110-C), la cual después de 22 km pasa por el pueblo de Los Choros y a los 42 km llega a Caleta Punta de Choros.

Desde Vallenar es lo contrario, se procede hacia el Sur por la ruta hasta llegar a Domeyko, en donde existe un desvío señalado al Oeste, que a través de unos 80 kilómetros de camino estabilizado con vichufita (un pavimento a base de arcilla, sal y agua) conduce a Caleta Chañaral de Aceituno. (Fuente: [www.conaf.cl](http://www.conaf.cl))

Conectando éstas dos caletas existe un camino estabilizado con vichufita también, el cual se encuentra en buenas condiciones para todo tipo de vehículo, sin embargo, para acceder a algunas bahías y afloramientos, especialmente en la zona de dunas, se recomienda un vehículo con tracción 4x4.

## 1.5 Metodología

1. Para identificar y definir las distintas unidades litológicas presentes:
  - a) Mapeo litológico de la zona de estudio, a escala 1:25.000 (trabajo en terreno), enfatizando en las unidades metamórficas e intrusivas, para luego ser presentadas en un mapa esquemático final a escala 1:100.000, aproximadamente.
  - b) Muestreo sistemático de las rocas representativas de cada unidad para posterior descripción más detallada a nivel de corte transparente.
2. Para caracterizar la estructura y deformación:
  - a) Estudio estadístico de las distintas estructuras presentes en las rocas de estudio, tanto relaciones de contacto entre las unidades como estructuras internas (foliación, pliegues, fallas, etc.), las cuales serán comprimidas e incorporadas al mapa esquemático.
  - b) Análisis cinemático *in situ* de las unidades de estudio determinando distintos eventos deformativos mediante relación de superposición de indicadores cinemáticos.
  - c) Descripción microscópica de las estructuras cinemáticas para complementar los dos anteriores.
3. Para estimar las condiciones P-T:
  - a) Análisis químicos de roca total (XRF) y de composición mineral (EPMA) en muestras seleccionadas de las facies de mayor grado metamórfico.
  - b) Realización de pseudosecciones PT mediante modelamiento computacional (PERPLE\_X) de los análisis químicos realizados.
4. Para acotar la edad de el/los eventos metamórficos:
  - a) Análisis de U-Pb en circones detríticos de metasedimentos (realizados por Dr. C.M. Fanning en la Universidad Nacional de Australia, Canberra).

## 2 ANTECEDENTES REGIONALES

### 2.1 Rasgos morfoestructurales

El Orógeno Andino está conformado por unidades morfoestructurales orientadas paralelas al margen de subducción. La continuidad de éstas unidades se ve interrumpidas donde se han subductado *ridges* oceánicos, como es el caso del *ridge* de Juan Fernández y el *ridge* de Chile, causando la segmentación del orógeno (CHARRIER *ET AL.*, 2007). La región donde ha subductado el *ridge* de Juan Fernández bajo el margen continental (entre los 27°S y 33°S aprox.) es conocida como la zona de *flat-slab*, o subducción plana.

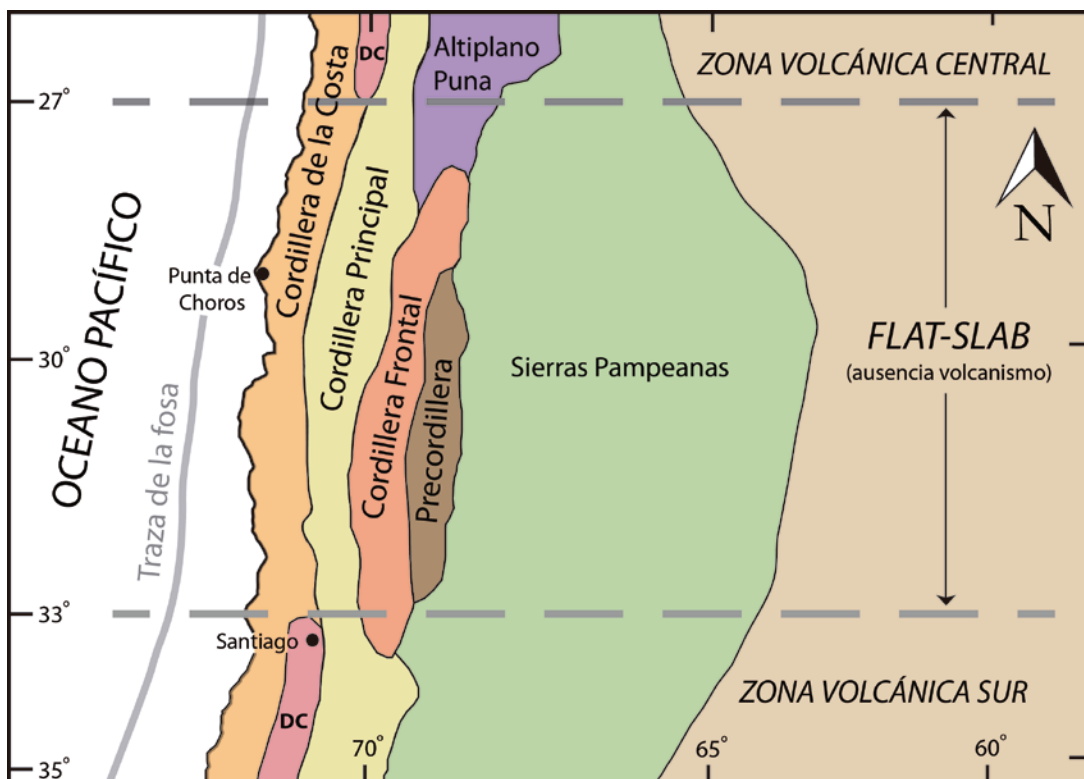


Figura 2: Principales rasgos morfoestructurales asociados a la zona de flat-slab. La depresión central (DC) está ausente en este segmento (modificado de Charrier et al, 2007 y Walcek y Hoke, 2012)

Esta región, donde se ubica la localidad de Punta de Choros (Figura 2), está caracterizada por la ausencia de volcanismo actual, y también por una configuración morfoestructural distintiva de las latitudes adyacentes. En particular, la depresión central es un rasgo que desaparece en esta zona, dando lugar a una topografía caracterizada por una escalada casi continua desde la costa hasta las cimas fronterizas y la divisoria de aguas.

La zona de interés está contenida dentro de la Cordillera de la Costa, la cual a estas latitudes (28.8°S-29.3°S) se caracteriza por una saliente litoral conformada morfológicamente por amplias planicies litorales, de unos 20 km de ancho y suave pendiente, desde el nivel del mar hasta alcanzar los 300 msnm aproximadamente, donde empieza a elevarse el cordón montañoso hacia el este. Estas planicies están conformadas por algunos afloramientos discontinuos y mayormente sedimentos litorales neógenos y cuaternarios alzados (CREIXELL *ET AL.*, 2012), además de dunas y depósitos costeros. Por otra parte, esta saliente litoral alzada, corresponde al límite entre los segmentos sísmicos de las zonas de ruptura de 1906 y 1922 (MELNICK *ET AL.*, 2009).

## 2.2 Marco geológico

A continuación, se resumen las principales unidades presentes en la región de estudio, en base a la carta Geología del área Carrizalillo – El Tofo realizada por el SERNAGEOMIN (CREIXELL *ET AL.*, 2012). A pesar de que el presente estudio se enfoca restringido en las unidades que comprenden el Basamento Paleozoico en la costa, se sintetiza la estratigrafía representativa que lo sobreyace a la latitud de interés, siguiendo la tendencia de rocas más antiguas a más jóvenes desde la costa hacia la cordillera (de oeste a este).

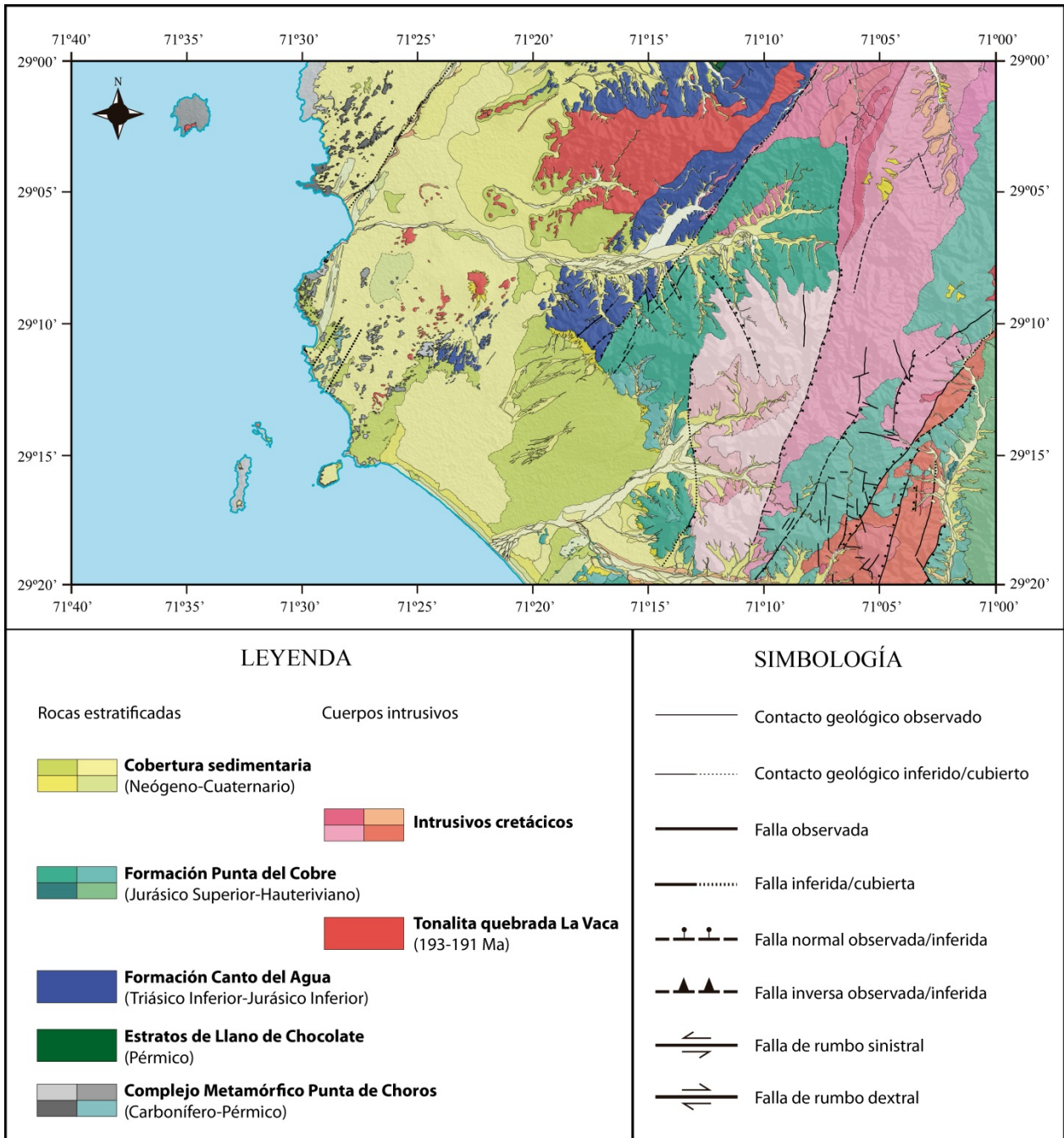


Figura 3: Extracto de la carta Geológica del área Carrizalillo - El Tofo, donde se visualizan las principales unidades geológicas y estructuras a la latitud de la zona de estudio.

## 2.2.1 Rocas estratificadas y metamórficas

### 2.2.1.1 Paleozoico

#### 2.2.1.1.1 Complejo Metamórfico Punta de Choros (CMPC) (Carbonífero – Pérmico)

Esta unidad la define [CREIXELL ET AL. \(2012\)](#) como un complejo de rocas metamórficas conformado principalmente por esquistos micáceos, esquistos verdes y anfibolitas, asociadas íntimamente a rocas metasedimentarias de menor grado metamórfico, como metareniscas y filitas, las cuales aparentemente sobreyacen a las anteriores. Sus distintas subunidades se presentan como paquetes litológicos bien definidos, de espesores métricos a decamétricos, aflorando de buena forma a lo largo de la costa entre el poblado de Punta de Choros y Chañaral de Aceituno, y de manera aislada y discontinua dentro de la llanura costera hasta 10 km al este del mar en este mismo tramo. También conforman la mayor parte de las islas aledañas a la zona; Gaviota, Choros, Damas y Chañaral ([AGUIRRE, 1967](#)). El complejo se ve intruido por la Tonalita de quebrada La Vaca y por enjambres de diques máficos, además de estar cubierto en gran parte por sedimentos miocenos de la Formación Coquimbo y depósitos litorales pleistocenos.

Los esquistos micáceos son la subunidad dominante del complejo, descritos generalmente como esquistos de mica blanca y biotita, de textura granolepidoblástica y grano fino, conformados por mica blanca, albita, bandas de cuarzo, y biotita tardía, generalmente asociada a metamorfismo de contacto. También conforman esta subunidad esquistos de mineralogía similar, pero de grano medio a grueso, presentando granates pre-tectónicos con sombras y flecos de presión asimétricos, parcialmente reemplazados por clorita en bordes y fracturas.

La segunda subunidad agrupa esquistos verdes y anfibolitas. Los primeros son de textura granonematoblástica de grano fino a medio, conformados principalmente por anfíbola verde pálida, asociada a clorita magnésica, magnetita, epidota, cuarzo, albita y titanita. Las anfibolitas son más escasas, y aparecen de forma localizada, con texturas nematoblásticas y porfidoblásticas, de grano medio a fino. Su mineralogía está definida por abundante anfíbola, acompañada por titanita, rutila, plagioclasa, clinozoisita, y minerales opacos con coronas de titanita, como también porfidoblastos sigmoidales de plagioclasa. Localmente aparece porfidoblastos de granate. Subordinado a éstas litologías básicas, también aparecen rocas calcosilicatadas intercaladas, compuestas por plagioclasa, clinozoisita, cuarzo, titanita, granate, anfíbola y clorita tardía.

La tercera subunidad corresponde a las rocas metasedimentarias de menor grado metamórfico, conformadas por alternancias rítmicas de paquetes métricos de metareniscas y filitas, las cuales preservan de buena manera estructuras primarias de su estratificación, siendo posible identificar 4 a 5 de los horizontes tipo definidos por [BOUMA \(1962\)](#) para secuencias turbidíticas. Estas rocas conforman la mayor parte de la litología de la Isla Gaviota. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo y feldespatos relictos parcialmente recrystalizados y cizallados, con bandas de disolución por presión, y minerales metamórficos intersticiales conformados principalmente por fengitas y cloritas, además de minerales opacos alargados. En algunos casos y de forma localizada se puede observar biotita postcinemática.

La última subunidad está definida por parámetros más estructurales que litológicos, ya que su mineralogía es coincidente con la última subunidad, o de “metaturbiditas”. Aparece en las cercanías de la Caleta Apollillado, como una franja NNE de esquistos y pizarras de grano fino, dentro de una zona de cizalle inversa-sinestral (Zona de Cizalle Apollillado), la cual le entrega una foliación penetrativa de alto ángulo asociada a pliegues apretados y tipo chevron ([CREIXELL ET AL., 2012](#)).



Exceptuando la Zona de Cizalle Apollilado (ZCA), las rocas del CMPC muestra una foliación de bajo ángulo ( $<30^\circ$ ), con lineación leve a moderada, e indicadores cinemáticos como sigmoides y pliegues desarraigados de cuarzo y mica mostrando transporte tectónico perpendicular a la foliación, de forma divergente desde la Playa las Ventanas (hacia el norte al norte de ésta, y hacia el sur al sur de ella). Se pueden apreciar relictos de una foliación metamórfica previa, redefinida por la foliación penetrativa dominante, además de las estructuras o contactos primarios ( $S_0$ ), las cuales aparecen generalmente paralelos a la foliación principal, y fuertemente traspuestos por pliegues métricos.

En cuanto a edades, se cuentan con tres análisis de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y cinco de K/Ar (CREIXELL ET AL., 2012). Las edades de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  fueron calculadas para una muestra de anfibolita (en hornblenda) y para dos esquistos micáceos con granate (en mica blanca), entregando una edad de  $320,5\pm 1,5$  Ma para la primera y de  $260,7\pm 1,2$  y  $270,5\pm 1,2$  Ma para los esquistos micáceos. La primera corresponde a la edad metamórfica más antigua reportada para las rocas del CMPC, por lo que representa una edad mínima para el comienzo del metamorfismo, mientras que las otras dos pueden reflejar edades mixtas, ya sea por efecto de desgasificación de las micas (deformación), o por más de una fase de crecimiento de éstas, de todas formas reflejando la actividad tectónica principal durante el Carbonífero-Pérmico del prisma acrecionario. Los análisis de K/Ar entregan edades más jóvenes que los análisis de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , entregando edades mesozoicas. Una edad de  $239\pm 6$  Ma en biotita representa una edad mínima asociada a la presencia de clorita interestratificada con biotita. En micas blancas de una filita afectada por la ZCA se obtiene una edad de  $210\pm 5$  Ma, pudiendo reflejar este evento deformativo, durante el Triásico. Luego se tienen 3 edades Jurásicas de K/Ar en mica blanca;  $170\pm 6$ ,  $180\pm 6$  y  $186\pm 6$  Ma, las cuales son interpretadas como recristalización asociada a la intrusión de los diques máficos. Para éstos últimos, además, se tiene una edad K/Ar en roca total, que da una edad de  $132\pm 4$  Ma, sugiriendo la existencia de más de una generación de éstos diques. Finalmente, edades de U-Pb en circones detríticos de metaturbiditas cercanas al río Huasco apuntan a una edad de deposición pérmica ( $294\pm 9$  Ma, BALHBURG ET AL., 2009), traslapándose con edades de metamorfismo, lo cual sugiere que la deformación habría sido sincrónica con la depositación de parte del material acrecionado.

CREIXELL ET AL (2012) interpretan el CMPC como material sedimentario y volcánico máfico metamorfizado en un sistema de prisma de acreción. Dada la foliación de bajo ángulo, y las asociaciones metamórficas de alta presión, sugiere que estas rocas representan facies profundas pertenecientes a la zona de acreción basal, posteriormente afectadas por metamorfismo retrógrado en facies de esquistos verdes. Las subunidades de metaturbiditas representarían sedimentos depositados en cuencas superficiales supracreccionarias, contemporáneas con el prisma de acreción.

#### 2.2.1.1.2 Estratos del Llano de Chocolate (Pérmico)

Esta unidad fue definida por WELKNER ET AL. (2006) en el límite centro-sur de la carta Freirina - El Morado, como una secuencia clástica y carbonatada marina, en parte fosilífera (fauna pérmica), de base desconocida. Entre las latitudes de la zona de estudio, alcanza los 25 metros de potencia, y está representada por una sucesión granocreciente de estratos de espesores decimétricos, compuestos por areniscas calcáreas finas a medias, y areniscas conglomerádicas hacia el techo, correlacionable con la parte alta de la columna descrita por WELKNER ET AL. (2006). El contacto preciso entre esta unidad y la suprayacente Formación Canto del Agua resulta difícil de determinar; en primera instancia fue descrita como una discordancia erosiva, pero aparentemente la sucesión sedimentaria pasaría de manera continua entre las distintas

formaciones, cambiando de facies marinas hacia facies de mayor aporte terrígeno, sugiriendo un contacto por medio de una disconformidad.

Debido a su edad pérmica, y su ambiente de formación marino, transición desde profundidades medias hasta facies más someras, [CREIXELL ET AL. \(2012\)](#) interpretan que estos estratos podrían haber sido depositados en una cuenca supracrecionaria, simultáneo a la actividad del prisma acrecionario subyacente.

### **2.2.1.2 Triásico**

#### **2.2.1.2.1 Formación Canto del Agua (Triásico Inferior-Jurásico Inferior)**

Definida por [MOSCOSO ET AL \(1982\)](#) como un “conjunto de sedimentitas marinas, areniscas y conglomerados cuarcíferos, lutitas, calizas brechosas y calcarenitas, portadoras de fauna fósil, que afloran unos 8 km al SSW de la localidad de Canto del Agua”, esta unidad se expresa en las cercanías de la zona de estudio como una sucesión sedimentaria clástica formada por areniscas, conglomerados, brechas, fangolitas, lutitas, calizas y tobas en orden decreciente. Su contenido fósil permite acotar su edad entre el Anisiano y Sinemuriano.

La deformación exhibida por la formación varía de norte a sur. Por una parte, al sur de quebrada Carrizalillo, la deformación está representada por pliegues apretados a escala de decenas a centenas de metros, cuyos ejes de rumbos NE-SW son cercanamente paralelos a la traza de la Falla Las Leñas. En forma también paralela a estos pliegues se observa clivaje de plano axial. En el extremo norte del Llano Choros, se han reconocido fallas semidúctiles (condiciones de bajo grado metamórfico) de rumbo ENE y fuerte manteo al este, con cinemática dominante normal y que afectan a conglomerados cuarcíferos. Por otra parte, deformación dúctil de alta temperatura, con fábricas gnéicas, se observa junto al contacto intrusivo de la Tonalita de quebrada La Vaca. Al norte de la quebrada Carrizalillo, la deformación también corresponde a pliegues, pero con rumbo NNE-SSW, siguiendo la traza de la Falla Las Leñas, que también cambia su orientación en este sentido. Hacia el norte, la deformación podría estar incluida dentro de una gran estructura anticlinal que estaría afectando además a la Tonalita de quebrada La Vaca. Cabe destacar además, que en la carta Freirina - El Morado, se registra que al menos una parte de esta deformación sería previa a la depositación de la Formación La Negra (Jurásico inferior-medio), puesto que existe una discordancia angular entre ambas formaciones ([WELKNER ET AL., 2006](#)).

### **2.2.1.3 Jurásico**

#### **2.2.1.3.1 Formación Punta del Cobre (Jurásico Superior-Hauteriviano)**

Directamente hacia el Este, por encima de la Formación Canto del Agua, aparece esta formación en contacto por falla. Hacia el norte de la quebrada Chañaral esta formación sobreyace a la Formación La Negra ([WELKNER ET AL., 2006](#)). Definida en primera instancia por [SEGERSTROM Y RUIZ \(1962\)](#), corresponde a una secuencia volcánica-sedimentaria heterogénea muy potente, formada, en orden decreciente de abundancia, por lavas, brechas, tobas, areniscas y calizas. Esta unidad representaría un ambiente volcánico continental a transicional, o de intra-arco ([CREIXELL ET AL., 2012](#)).

#### 2.2.1.4 Terciario

##### 2.2.1.4.1 Formación Coquimbo (Mioceno Medio-Pleistoceno inferior)

Ésta es la única formación del Terciario que aflora en la zona de estudio, y agrupa de manera genérica todos los sedimentos marinos costeros ubicados entre los 28° y 30°S (MOSCOSO ET AL., 1982). Se constituye de calciruditas, calarenitas y calcilutitas, en parte fosilíferas, y capas de coquinas. En la base, afloran ortoconglomerados calcirudíticos formados principalmente por clastos (bolones) de esquistos y metaturbiditas del CMPC, el cual está cubierto en gran parte discordantemente por esta unidad.

##### 2.2.1.5 Cuaternario

Los principales depósitos cuaternarios que aparecen en las cercanías de Punta de Choros son depósitos litorales y eólicos principalmente. Los depósitos litorales están compuestos por limos, arenas y gravas que cubren terrazas de abrasión marinas y zonas litorales (CREIXELL ET AL., 2012). Por su parte, los depósitos eólicos que aparecen en la zona de estudio son principalmente dunas parabólicas y lineares, que aparecen sobreyaciendo al CMPC, tanto en las cercanías del poblado Choros Bajos, como en la Bahía Carrizal y la Caleta Apolillado.

#### 2.2.2 Cuerpos intrusivos

Entre las rocas estratificadas mencionadas, afloran abundantes rocas intrusivas asociadas a la actividad de la subducción en el margen continental, las cuales progresivamente hacia el este están conformadas por franjas del Jurásico, Cretácico inferior y Cretácico superior.

En la zona de estudio, cerca de la línea costera, destaca la **Tonalita de Quebrada la Vaca (193-191 Ma)** (CREIXELL ET AL., 2012), la cual intruye al Complejo Metamórfico Punta de Choros. Esta unidad fue nombrada en primera instancia por WELKNER ET AL (2006) como Diorita Cuarcifera de Quebrada La Vaca, modificada posteriormente al nombre actual. Sus afloramientos están distribuidos entre los llanos costeros y el borde occidental de los cordones montañosos, abarcando una superficie total aproximada de 132 km<sup>2</sup>. Aparece intruyendo al complejo metamórfico de este estudio tanto en la Isla Damas como en las cercanías de Caleta Apolillado. Litológicamente está compuesta por tonalitas de biotita y anfíbola y en menor proporción granodioritas de biotita y anfíbola, con variaciones graduales entre las dos. La edad de la Tonalita de Quebrada La Vaca se encuentra determinada por dos edades U-Pb en circón de 193,9±2 y 191,4±1,7 Ma, además de siete edades <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar en biotita entre 189,1±1,2 y 191,3±0,6 Ma (incluyendo una edad proveniente de una muestra de Isla Damas) y una edad <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar en anfíbola de 189,2±0,8 Ma. Este conjunto de edades muestra una leve variación, la cual podría reflejar la historia de enfriamiento (CREIXELL ET AL., 2012).

#### 2.2.3 Geología estructural

Uno de los elementos estructurales más importantes del antearco de los Andes centrales Chilenos es el Sistema de Fallas de Atacama (SFA). Ésta estructura se observa en el norte de Chile, entre la costa y el arco volcánico, en donde corresponde a la estructura de primer orden, expresada como una falla de rumbo sinistral de escala continental paralela al margen de subducción, extendiéndose por sobre 1000 km desde Iquique (20°S) hasta el sur de La Serena (Los Vilos y Los Molles a los 32°S) (ARABASZ, 1971). La traza principal de este sistema de fallas ha sido subdividida en tres segmentos mayores, los cuales, de norte a sur, son el Salar del Carmen, Paposo y El Salado-Vallenar (NARANJO, 1987; THIELE & PINCHEIRA, 1987), con la adición reciente de un nuevo segmento meridional para el sistema, desde La Serena hacia el sur, denominado Romeral-La Silla del Gobernador (CHARRIER ET AL., 2007). Estudios detallados



indican que el sistema habría estado intermitentemente activo al menos desde el Jurásico Temprano (HERVÉ 1987A, B; NARANJO *ET AL.*, 1984).

Entre los 29° y 30° S se pueden apreciar una gran cantidad de lineamientos que siguen una orientación dominante NNE-SSW a NE-SW, correspondientes en gran parte a un conjunto de estructuras que representarían la continuación meridional del SFA (WELKNER *ET AL.*, 2006), formando parte del segmento El Salado-Vallenar de éste sistema (BROWN *ET AL.*, 1993). Dentro de éste conjunto se encuentra La Falla Las Leñas, La Zona de Cizalle Algarrobo (ZCA), el Sistema de Fallas El Tofo (SFET), la Zona de Cizalle La Higuera (ZCLH) y la Zona de Cizalle Apollillado (ZCAP) (CREIXELL *ET AL.*, 2012), entre las cuales solo la última aparece en la zona de estudio, y la primera en sus cercanías.

La Falla Las Leñas es una estructura de carácter regional que pone en contacto las rocas de la Formación Canto del Agua (bloque colgante, hacia el oeste) con la Formación Punta del Cobre (bloque yacente, por el este). Se extiende por sobre 37 km con un rumbo NE-SW (N35-40°E) y manteando hacia el W. Esta estructura acomoda la mayor parte de su deformación en el bloque colgante, afectando principalmente a la Formación Canto del Agua. CREIXELL *ET AL.* (2012) proponen una edad Cretácica Inferior para la deformación sinistral transpresiva registrada en el área de la carta Carrizalillo – El Tofo.

La Zona de Cizalle Apollillado se extiende por unos 5 km con un rumbo aproximado NNE-SSW, afectando a rocas del Complejo Metamórfico Punta de Choros, específicamente a la porción continental de la subunidad de rocas metasedimentarias de bajo grado metamórfico, generando pliegues apretados y foliación de manteo moderado a alto. La deformación de esta estructura indica una cinemática inversa-sinistral con vergencia general al sur (CREIXELL *ET AL.*, 2012).

### **2.3 Estado del arte: trabajos anteriores**

Las primeras descripciones geológicas de las rocas de Punta de Choros fueron realizadas por Luis Aguirre (1967). La agrupación metamórfica que dominaba en ese entonces era la de “Basamento Cristalino”, el cual agrupaba gran parte de las rocas metamórficas de la costa, y se acotaba su edad como preordovícica y probablemente precámbrica. Aguirre realizó una descripción general de las rocas metamórficas, resumidas como esquistos micáceos y anfibólicos, y reconoció diversas intrusiones, tanto filones diabásicos como cuerpos graníticos a granodioríticos. Además realizó una descripción somera de las terrazas marinas, así también como una caracterización morfológica, y de la flora y fauna.

El área fue posteriormente estudiada por Moscoso *et al.* (1982), el cual agregó metaturbiditas a la unidad de basamento Paleozoico. En cambio, Godoy (1985) prefirió separar a éstas últimas del basamento esquistoso, considerándolas de edad más joven. Las rocas metamórficas de la zona vuelven a ser estudiadas recién entre los años 2009 y 2011 bajo el desarrollo de la carta Geología del área Carrizalillo-El Tofo, enmarcada en el Plan Nacional de Geología de SERNAGEOMIN. Los autores de esta carta, Creixell, Ortiz y Arévalo, hacen aportes importantes en la descripción litológica, estructural y geocronológica ya mencionados en el marco geológico.

### 3 LITOLOGÍA

Las rocas del Complejo Metamórfico Punta de Choros corresponden principalmente a un conjunto de rocas metamórficas constituido principalmente por esquistos micáceos y anfibólicos de grano medio, grises y verdes respectivamente. Los esquistos micáceos aparecen en paquetes decamétricos, generalmente incluyendo pedazos del otro en forma de *boudinage*, mientras que la transición de una litología a otra no aparece normalmente como un contacto bien definido, sino más bien como zonas interdigitadas tectónicamente hasta escala decimétrica. También afloran, en menor proporción, rocas metasedimentarias de grano más fino y menor grado metamórfico (metareniscas y filitas).

Las rocas metamórficas se ven intruidas por dos cuerpos intrusivos principales en la zona de estudio, de composición granodiorítica a tonalítica. Tanto éstos como las rocas metamórficas están a la vez siendo atravesadas por numerosos filones diabásicos (AGUIRRE, 1967), los cuales presentan una orientación dominante E-O en el sur del área de estudio, rotando paulatinamente a un rumbo N70°W en la parte septentrional del mapa (CREIXELL ET AL., 2012). Por encima de todo se tiene a la cobertura sedimentaria, la cual se ve representada principalmente por depósitos litorales y terrazas marinas, con importantes depósitos de dunas hacia la zona central y del norte del mapa.

#### 3.1 Rocas metamórficas

La variedad litológica y la transposición de los contactos primarios, o entre los distintos protolitos, incitan a llamar al conjunto de rocas de este tipo como un complejo metamórfico. Dentro del CMPC, se definieron 3 subunidades bien diferenciadas. Para visualizar de mejor forma sus texturas y microestructuras, las láminas delgadas fueron escaneadas bajo LPNA (luz polarizada no analizada) y LPA (luz polarizada analizada), usando polarizadores circulares de acuerdo al método descrito por HIGGINS (2010) (Figuras 5, 6, 7; Anexo A).

##### 3.1.1 Esquistos micáceos

Los esquistos micáceos dominan los límites norte y sur del CMPC, y la mayor parte de la Isla Damas e Isla Choros, además de un pequeño sector de la Isla Gaviota (Figura 4). En los alrededores del poblado de Punta de Choros y hacia el sur se presenta básicamente de manera exclusiva esta litología. En aquellos lugares donde dominan, pueden agrupar hasta cientos de metros de espesor aparente, pero en general aparecen como paquetes métricos a decamétricos, intercalados con la unidad de esquistos anfibólicos, presentando abundantes venas de cuarzo plegadas.

Las rocas de esta subunidad se caracterizan por tener un grano medio a grueso (3-7 mm), de textura lépido-grano-porfidoblástica (Figura 5, a-d), con bandas milimétricas, hasta centimétricas de cuarzo. La foliación principal es espaciada y anastomosada, dada principalmente por las micas blancas, que además de definir la fábrica le entregan su color grisáceo. Estos dos minerales son ubicuos en esta subunidad, y fundamentales en su definición.

Comúnmente estos esquistos presentan porfidoblastos asimétricos de plagioclasa sintectónica con forma de pez, de hasta 5 mm de tamaño, con macla por deformación e inclusiones de grafito rotadas. Otros porfidoblastos habituales son los granates, que en general se presentan mal conservados, muchas veces con textura coronítica de clorita, de hasta 0.5 cm de tamaño, y abundantes inclusiones de cuarzo, apatita, circón y rutilo, las cuales se disponen de forma orientadas, discordante con respecto a la foliación, y tomando formas sigmoidales. Estas características insinúan rotación, dando un aspecto de porfidoblasto inter o sintectónico, de acuerdo a la definición de PASSCHIER ET AL. (2005).

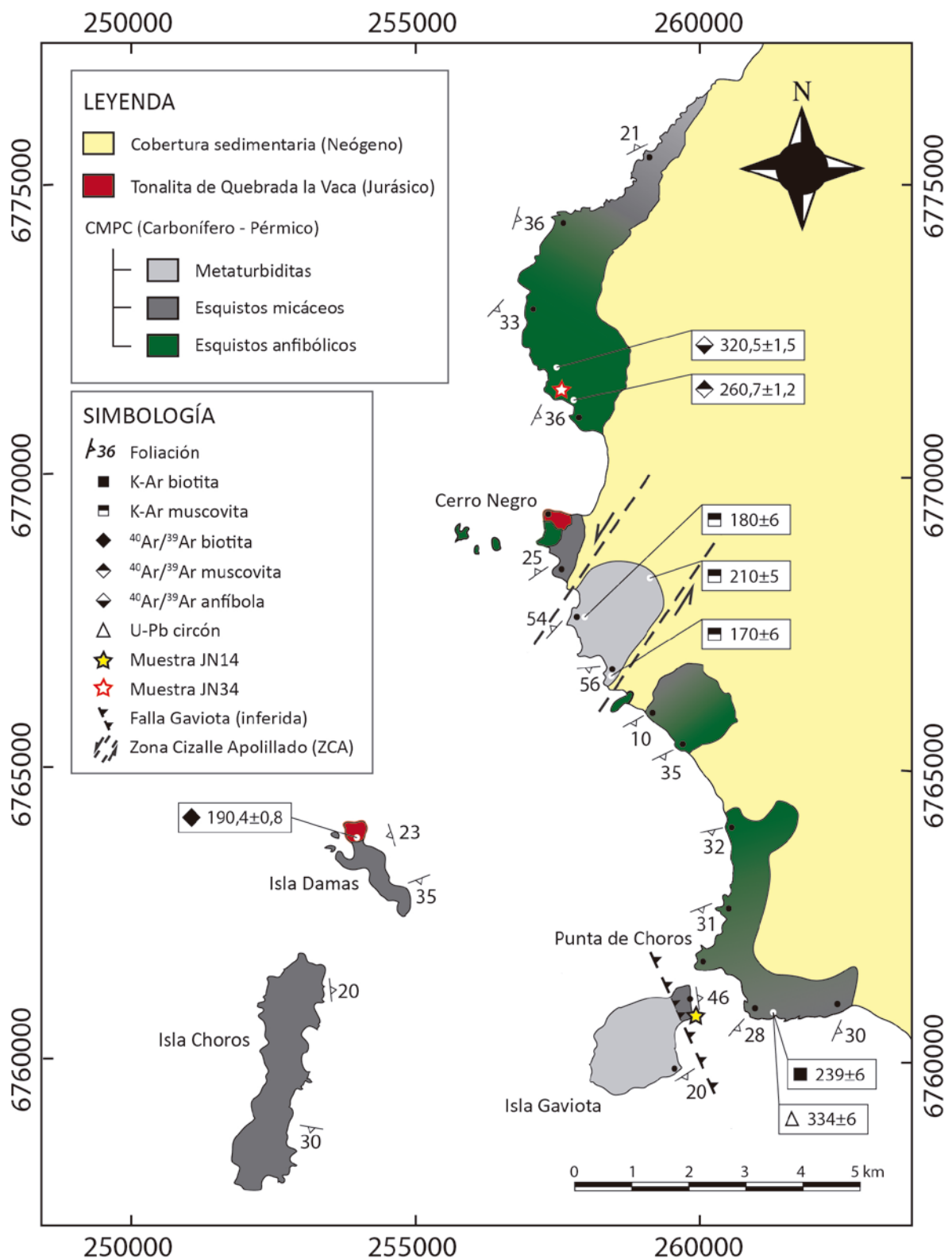
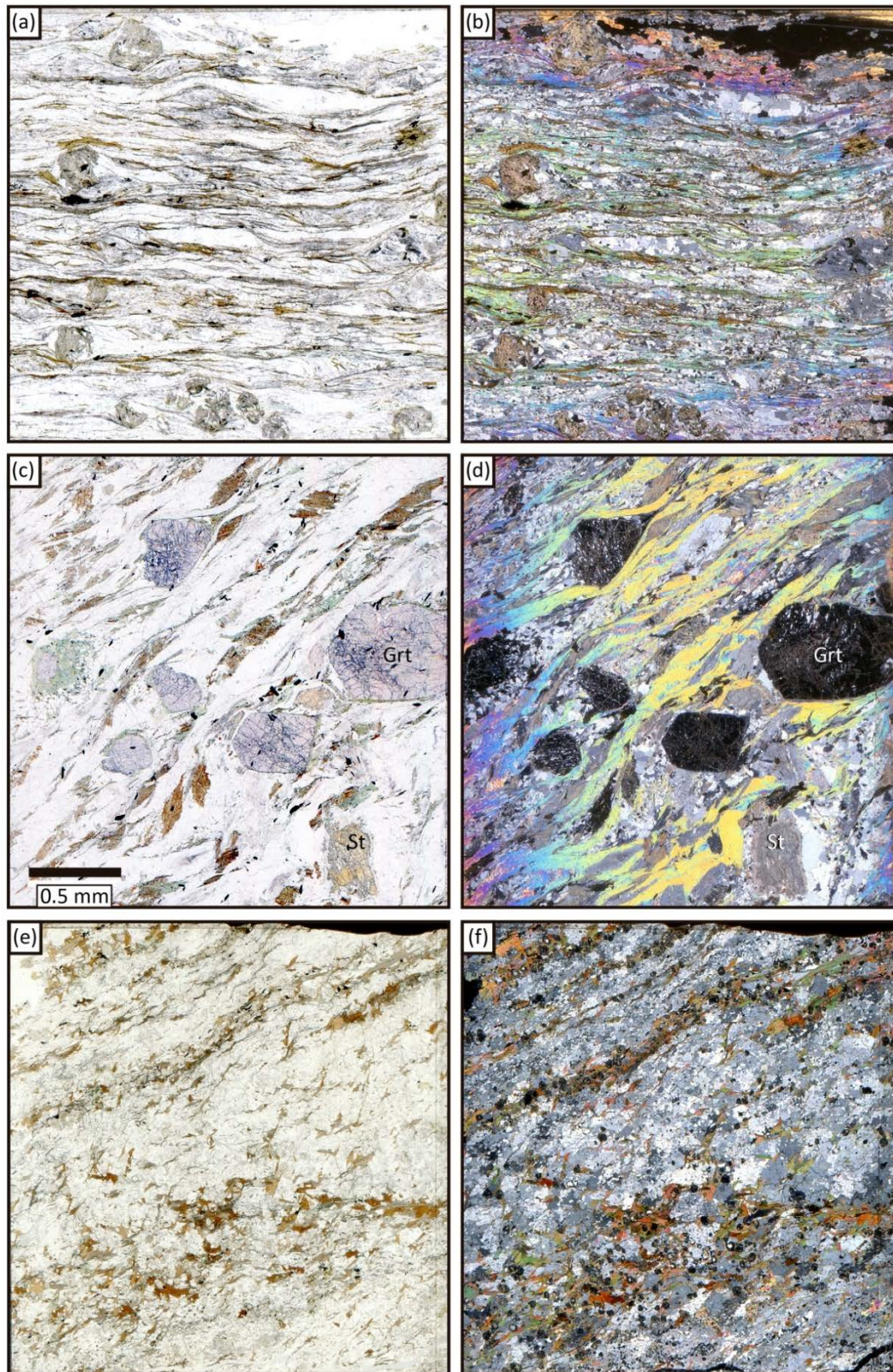


Figura 4: Mapa litológico del Complejo Metamórfico Punta de Choros (CMPC), distinguiendo las 3 subunidades metamórficas principales, los cuerpos intrusivos de mayor índole y la cobertura sedimentaria. Para facilitar la lectura, los datos de foliación se presentan adyacentes a la costa, referenciados con un punto. Edades extraídas de la carta de Carrizalillo – El Tofo (Creixell *et al.*, 2012), excepto U-Pb en circones. Datum WGS 84.





**Figura 5: Láminas delgadas de la unidad de esquistos micáceos, escaneadas a LPNA y LPA; (a)-(b) esquistos micáceos de granate y albita (JN02), (c)-(d) esquistos micáceos de granate y estaurolita (JN14), (e)-(f) gneiss de granate y biotita (JN09b).**



En una sola muestra se logró reconocer la presencia de estaurolita (JN14), la cual aparece como cristales de hasta 5 mm de tamaño, pobremente conservados, fracturados y con bordes coroníticos de minerales muy finos, probablemente micas blancas, que también reemplazan a lo largo de las fracturas, dando un aspecto de mineral relicto de mayor grado metamórfico.

Dentro de esta subunidad cabe resaltar la presencia de *boudines* (ver capítulo 4) que destacan por tener cristales de mayor tamaño que los esquistos, tomando un aspecto granítico. Estos bloques están elongados de manera concordante con la foliación, con espesores de decenas de centímetros (10 – 30 cm), y largo variable, hasta métrico. A simple vista asemejan muy bien un granito, con cristales de hasta 0.5 cm de cuarzo y feldespato, y en muchos casos presentando granates de tamaño similar. Son más interesantes cuando presentan biotita, ya que desarrollan de mejor manera su foliación, aunque mucho más espaciada que en los esquistos micáceos, llegando a formar fábricas bandeadas y un aspecto gnéisico (Figura 5, e-f). En corte transparente se observa una alta presencia de clorita, con menor participación de epidota y anfíbolos localizadas, tanto hornblendas como actinolitas. Se ratifica la presencia de cristales milimétricos de plagioclasa, los cuales difieren en aspecto de los descritos para los esquistos micáceos, esta vez de carácter pretectónico, mayor tamaño, y conservando texturas ígneas en algunos casos (simplectítica con cuarzo y feldespato). Los granates son de tamaño milimétrico, entre 1-2 mm generalmente, euhedrales en su mayoría, aparentemente post-tectónicos, al no presentar sombra de presión ni deformación de las micas en sus alrededores, y con buena conservación. Esta caracterización permite denominar de manera informal a éstos bloques como *boudines* gnéisicos.

La mineralogía de la subunidad de esquistos micáceos permite acotar el metamorfismo responsable de su génesis entre el grado bajo y medio, dada la aparición de granate y estaurolita, indicando facies metamórficas de esquistos verdes hasta anfíbolitas con epidota.

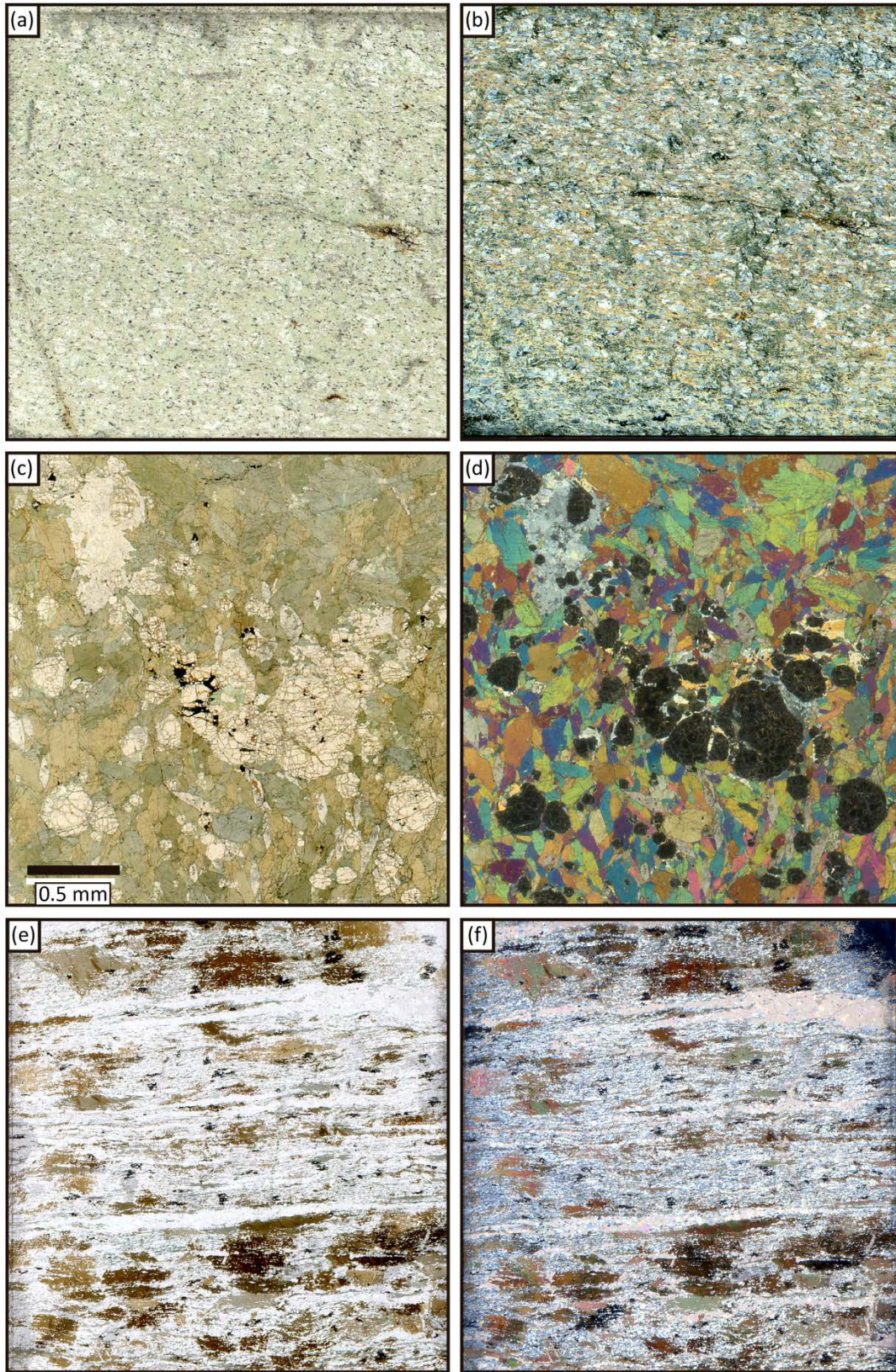
### 3.1.2 Esquistos anfibólicos

Estas rocas se encuentran íntimamente relacionadas a los esquistos micáceos, como ya se ha mencionado, intercalados y con contactos traspuestos, raramente mostrando continuidad planar en sus límites. Exceptuando la unidad de metaturbiditas continentales, los esquistos anfibólicos se concentran en dos grandes grupos ubicados en la parte central del mapa; (1) al norte de Punta de Choros (entre el pueblo y la playa las Ventanas), y (2) abundantemente al norte de la playa Apollillado (Figura 4).

Esta subunidad agrupa principalmente esquistos verdes y anfíbolitas, y rocas calcosilicatadas subordinadas. Sus afloramientos son de aspecto masivo, variando en tonalidades verdes, desde verde oliva hasta verde petróleo, o simplemente negro, lo cual refleja tanto el tipo de anfíbola que domina en la roca, como el tamaño de los cristales. Comparado con los esquistos micáceos, estas rocas no desarrollan tan bien la foliación a nivel local o de afloramiento, sin embargo, a nivel regional se expresa claramente.

La familia mineral de mayor participación en estas rocas es el anfíbol; identificando microscópicamente principalmente actinolita y hornblenda. En algunos casos la actinolita presenta tonos azulados en su pleocroísmo, sugiriendo una mayor cantidad de Na, en la transición hacia el glaucofano (DEER ET AL., 1992). También se pueden apreciar anfíbolos mixtos o zonados, aunque de manera no concéntrica, entre la actinolita y la hornblenda. Esto se evidencia como manchas de distintos tonos pleocroicos dentro de un mismo cristal, o incluso como pseudomorfismo, donde la actinolita aparece reemplazando a la hornblenda.





**Figura 6: Láminas delgadas de la unidad de esquistos anfibólicos, escaneadas bajo LPNA y LPA; (a)-(b) esquisto de actinolita y clorita (JN20), (c)-(d) anfibolita de granate y titanita (JN34), (e)-(f) gneiss máfico (JN41a).**



Otro mineral muy importante dentro de esta unidad es la titanita, o esfeno, la cual es distinguible en la mayoría de las muestras descritas, comúnmente asociada al rutilo. Generalmente aparece como pequeños cristales anhedrales, alterados y de aspecto “sucio” o turbio, aunque muy abundante (mayor al 10%). En la muestra JN34 se logró identificar macroscópicamente a este mineral, como cristales de hasta 0.5 cm euhedrales, mostrando claramente su hábito rómbico.

Los esquistos verdes son de grano fino a medio, de textura nemato-lépidoblástica con una foliación desarrollada como un clivaje continuo, homogéneo (Figura 6, a-b). Ocasionalmente se desarrollan pequeños porfidoblastos de plagioclasa y/o granate. Las anfíbolitas son de grano medio a grueso, de textura grano-porfidoblástica, las anfíbolos son decusadas con leve tendencia a la orientación (Figura 6, c-d). Subordinado a estas litologías aparecen rocas calcosilicatadas, caracterizadas por la aparición de la calcita y la biotita. Como particularidad de la unidad de esquistos anfibólicos se reconocieron *boudines* gnéisicos, similar a lo visto en la unidad de esquistos micáceos, aunque de composición máfica. Estos bloques tectónicos presentan un bandeamiento entre capas concentradas en calcita y otras ricas en biotita y anfíbolos (Figura 6, e-f), con cantidades menores de albita y cuarzo.

Los esquistos verdes pueden ser definidos por la asociación mineral de actinolita + clorita + plagioclasa + cuarzo + titanita  $\pm$  epidota. Por su parte las anfíbolitas estarían definidas por hornblenda + albita + titanita  $\pm$  granate  $\pm$  epidota. Estas paragénesis reflejan facies metamórficas de esquistos verdes y anfíbolitas con epidota respectivamente, justificando arreglos minerales de facies transicionales entre éstas.

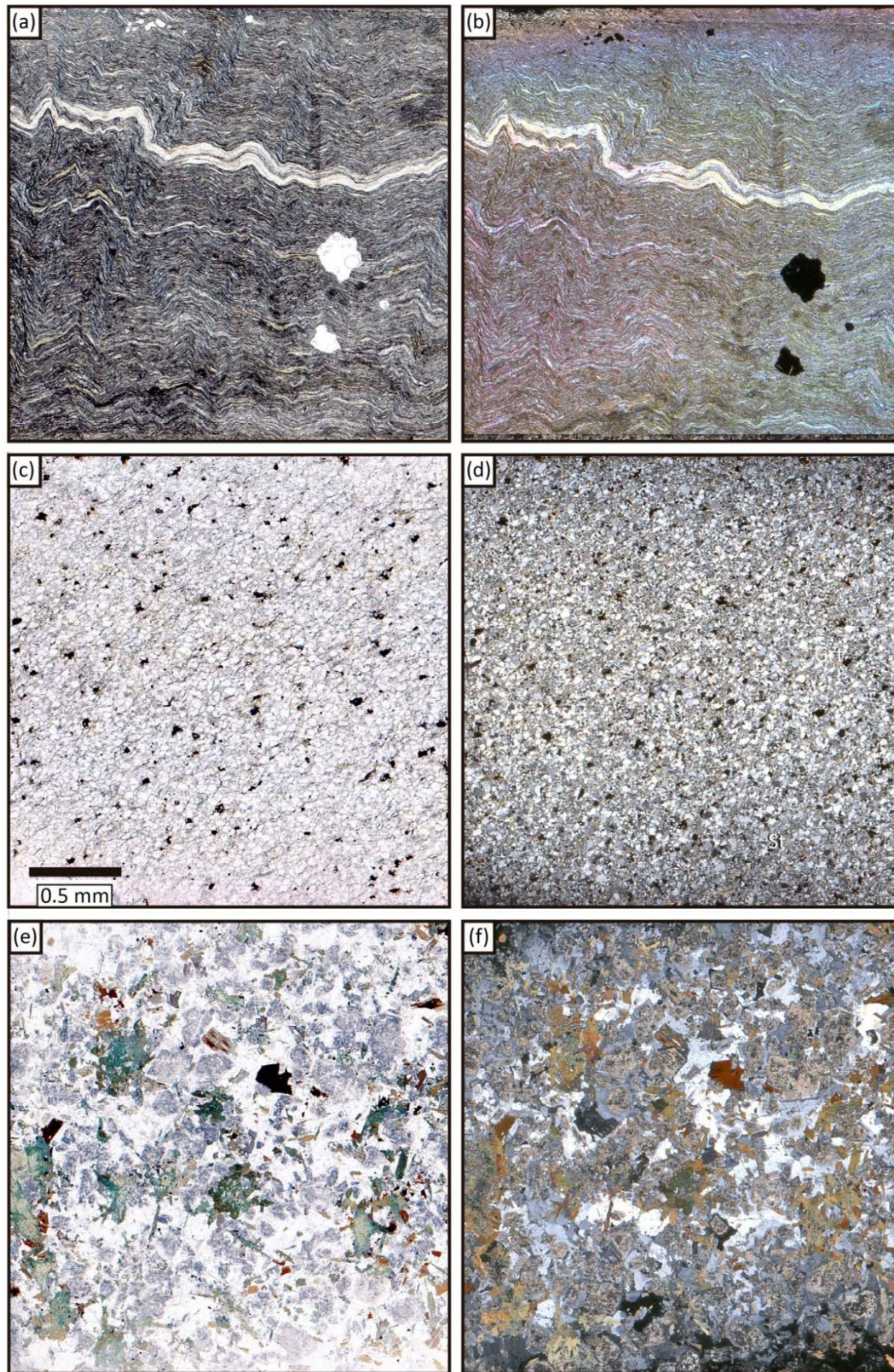
### 3.1.3 Metaturbiditas

Esta subunidad agrupa las rocas de menor grado de este complejo metamórfico. Está conformada por una alternancia rítmica entre capas de metarenisca y capas de filita, interpretado como una estructura primaria del protolito (contacto sedimentario  $S_0$ ), de la facies sedimentaria de turbiditas (CREIXELL *ET AL.*, 2012).

Las metaturbiditas afloran en dos zonas del complejo; formando la mayor parte de la Isla Gaviota, y como una potente franja de orientación NNE entre la playa las Ventanas y la Caleta Apolillado (Figura 4). Sus afloramientos son de aspecto similar a los esquistos micáceos, aunque de tamaño de grano más fino y de colores alternando entre gris y gris oscuro. También presenta abundantes venas de cuarzo plegadas, las cuales, en los afloramientos dentro de la ZCA se muestran fuertemente deformadas, replegadas, de aspecto caótico o disarmónico. La foliación también es de aspecto distinto que en el resto del complejo, bien desarrollada a escala métrica, pero mostrando alta variabilidad a escala regional a incluso en un mismo afloramiento.

Como ya se ha dicho, la mineralogía metamórfica de estas rocas es de menor grado que el resto de las unidades, desarrollando principalmente clorita y mica blanca intersticial entre granos recristalizados de cuarzo y feldespato potásico (Figura 7, c-d). Lo más interesante de estas rocas es su deformación, la cual desarrolla comúnmente clivaje de crenulación (Figura 7, a-b) y conserva pliegues apretados, como se verá en el siguiente capítulo.





**Figura 7: Láminas delgadas de la unidad de metaturbiditas (a-d) y del intrusivo (e-f), escaneadas bajo LPNA y LPA; (a)-(b) filita crenulada (JN40), (c)-(d) metarenisca de Isla Gaviota (JN16), (e)-(f) tonalita de biotita y anfíbola (JN31).**



## **3.2 Rocas intrusivas**

Las rocas del CMPC se ven intruidas por dos cuerpos principales que se pueden agrupar bajo la misma unidad como stocks. Cabe resaltar que tanto esta unidad como el resto del complejo se encuentran, además, atravesados por un enjambre de diques básicos.

### **3.2.1 Tonalita de Quebrada la Vaca**

Esta unidad aflora tanto en la zona costera como en las islas de la zona de estudio. En el continente, aparecen al sur de la Caleta Apolillado, dando forma al Cerro Negro. Los afloramientos más occidentales de esta gran unidad aparecen en el extremo Norte de la Isla Damas. Intruyen a las subunidades de mayor grado del CMPC, tanto a los esquistos micáceos como anfibólicos, causando una recristalización parcial a lo largo de pequeñas aureolas de metamorfismo (15 metros aproximadamente), que afectan tanto a las rocas metamórficas como al borde externo del cuerpo intrusivo mismo.

La litología de estas rocas corresponde a tonalitas de biotita y anfíbola de grano medio y fábrica isótropa, con presencia de enclaves máficos de tamaño centimétrico a decimétrico. Tienen textura fanerítica de grano fino equigranular (cristales de 1 a 2 mm de tamaño), holocristalina, heterométrica e hipidiomórfica. Además, presenta textura consertal (en los bordes de los cristales de cuarzo, principalmente), y biotitas con bordes de descomposición a minerales opacos.

Los minerales félsicos dominantes son el cuarzo y la plagioclasa (con zonación concéntrica), y presentando fuerte alteración y reemplazo en sus núcleos (Figura 7, e-f), mientras que los bordes se mantienen bien conservados. En algunos casos, presentan macla polisintética. Por su parte, los minerales máficos están representados por biotita mayormente, seguida por anfíbolos zonados. Los cristales de anfíbola corresponden a hornblenda ígnea en los núcleos con bordes que están siendo reemplazados por anfíbolos secundarios.

## 4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La deformación de las rocas metamórficas en un prisma de acreción es un proceso constituido por varias etapas que puede, además, preceder a deformaciones más jóvenes no relacionadas al mismo proceso. Luego de millones de años, posterior a su exhumación, las rocas que observamos actualmente pueden mantener y reflejar el modo de acreción en su foliación y estructuras, de acuerdo a modelos basados en campos de flujo (FEEHAN & BRANDON, 1999; RING ET AL., 1999), o puede que los procesos deformativos posteriores a la acreción sean tan intensos que no permitan dilucidar el proceso original.

Las rocas de un prisma suelen ser sometidas a condiciones de severa deformación, con etapas tanto dúctiles como frágiles, y mecanismos deformativos de cizalle puro y/o simple. En terreno, las observaciones estructurales son de carácter fundamental para la comprensión espacial y regional de la deformación, siguiendo la secuencia lógica, desde un enfoque más general hacia lo más puntual. Para comprender la gama de estructuras presentes en este tipo de rocas es conveniente tener claro los distintos mecanismos deformativos; *cizalle puro* y *cizalle simple*.

### 4.1 Cizalle puro vs cizalle simple

Los mecanismos de deformación definen en gran parte la simetría de las estructuras resultantes, sin embargo, también actúan a escalas distintas. Por un lado, el cizalle puro tiene un carácter regional, el cual provee una extensa y continua evolución, afectando a amplias regiones de manera monótona. Por su parte, el cizalle simple se caracteriza por concentrarse a lo largo de bandas de cizalle, producidas por cortos episodios deformativos de evolución continua en zonas de debilidad o estructuras pre-existentes (SEGAL, 2002).

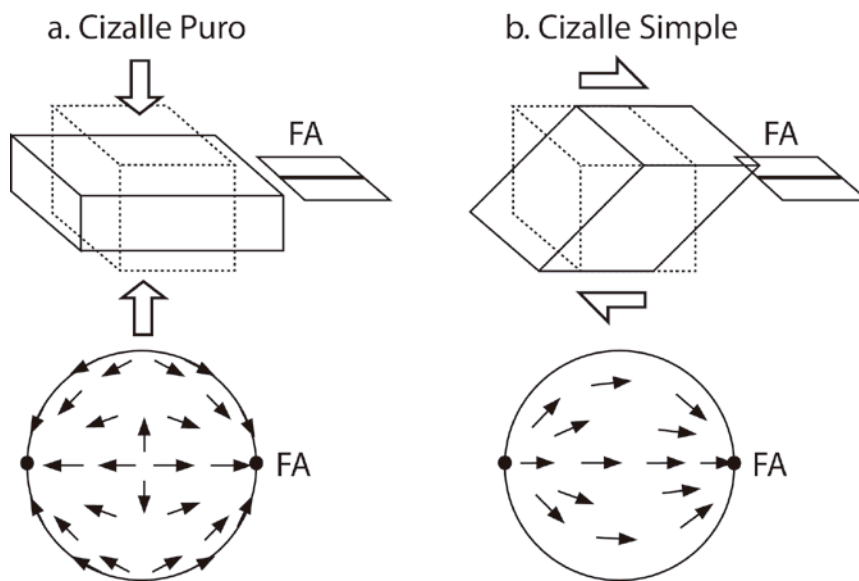


Figura 8: Esquemización de los dos mecanismos de deformación; cizalle puro (a) y cizalle simple (b) a partir de un mismo cubo. En estereogramas se muestran líneas de flujo para las partículas. “FA” refiere al concepto de fabric attractor, o lineamiento de fábrica (modificado de Passchier *et al.*, 2005).

Para comparar las simetrías resultantes en ambos mecanismos deformativos, basta con tomar como ejemplo un mismo cubo inicial. Luego de sufrir **cizalle puro**, las partículas que conforman el cubo se transportan perpendiculares a  $\sigma_1$ , generando un paralelepípedo elongado en la dirección de  $\sigma_3$ , o de mínimo *stress* (Figura 8, a). En este caso, los ejes de strain se mantienen fijos, o paralelos a los ejes predefinidos; esto es conocido como *deformación coaxial planar*, lo

cual se ve reflejado en que tanto el cubo como el paralelepípedo conservan los mismos ejes estructurales.

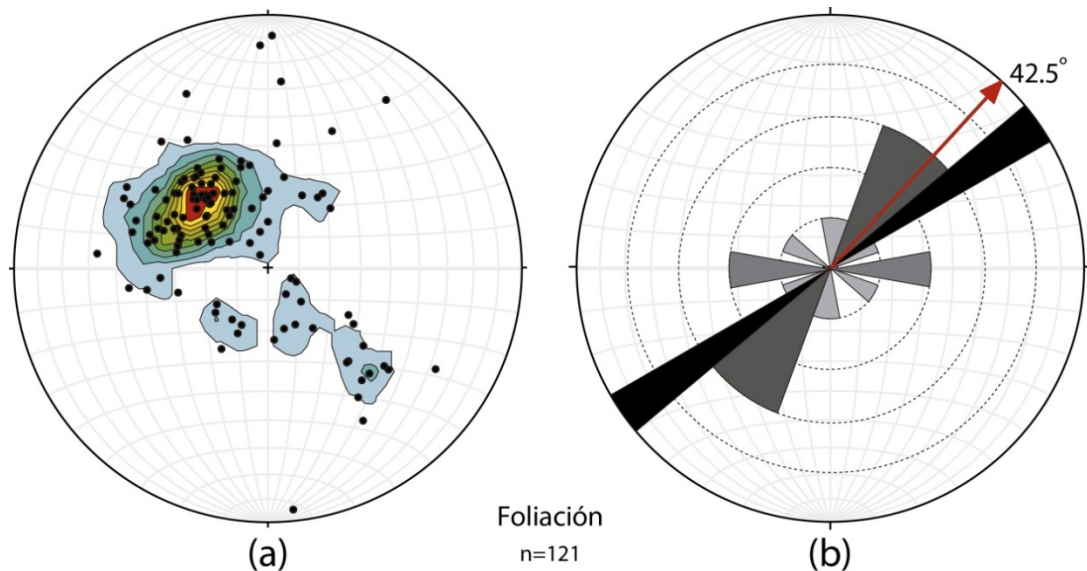
Por el otro lado, para el mismo cubo, pero esta vez sometido a **cizalle simple**, las partículas se transportan en la dirección de la banda de cizalle, en sentido opuesta a cada lado de ésta, lo cual genera **rotación** en la deformación (Figura 8, b). Es por esto que éste mecanismo genera *deformación no coaxial*, ya que sus ejes de strain van rotando, y ya no coinciden con los ejes iniciales, resultando en simetrías monoclinicas (PASSCHIER ET AL., 2005; FOSSEN, 2010).

## 4.2 Estructuras de cizalle puro

### 4.2.1 Foliación

La foliación corresponde a la estructura de primer orden en rocas de metamorfismo regional, por lo que es lo primero en saltar a la vista al inspeccionar estas rocas en terreno. En las rocas estudiadas, la foliación está dada principalmente por la orientación de la mica blanca para las rocas metapelíticas (esquistos micáceos y metaturbiditas), mientras que en los esquistos anfibólicos la foliación está dada por orientación de clorita o anfíbola (lepidoblásticas a nematoblásticas, respectivamente).

En terreno, se tomaron 121 datos de foliación a lo largo de todo el complejo metamórfico, los cuales están sintetizados por área en el mapa litológico, donde ya se puede observar una clara tendencia regional de rumbo NE y manteos moderados ( $\sim 30^\circ$ ) hacia el SE (Figura 9).



**Figura 9: Diagramas de concentración de polos (a) y roseta (b) para los datos de foliación. La flecha roja corresponde al vector de rumbo promedio.**

Al plotear la totalidad de estos datos en un estereograma (de área conservada; red de Schmidt), se confirma esta tendencia, observando una clara concentración de polos en un plano aproximado de rumbo N45°E y manteo 30°S, con un cúmulo secundario de polos cuasi-simétricos en el mismo rumbo;  $\rho = N45^\circ E$  y  $\mu = 49^\circ N$  (Figura 9, a). Esto también se confirma en un diagrama de roseta, donde se observa poca variación en el rumbo de los planos de foliación, con un vector de rumbo promedio de dirección N42.5°E (Figura 9, b).

#### 4.2.2 *Boudinage*

Otra estructura que responde de manera similar a la foliación es el *boudinage*. El *boudinage* es una estructura causada por extensión de capas competentes en un ambiente o sucesión de capas de menor competencia. La extensión es causada por el empaquetamiento de las capas del protolito, comúnmente en el mismo sentido de deposición ( $\sigma_1$  perpendicular a la estratificación original; *deformación coaxial*), generando extensión en el sentido de menor esfuerzo, paralelo a las capas. Si el esfuerzo principal no es perfectamente perpendicular a las capas originales, es decir, si existe oblicuidad entre el sentido de la extensión y las capas, la deformación es no coaxial, dando lugar a posibles rotaciones. En algunos casos este mecanismo es denominado cizalle sub-simple (FOSSEN, 2010; FESTA ET AL., 2012), y se caracteriza por generar *boudines* asimétricos.

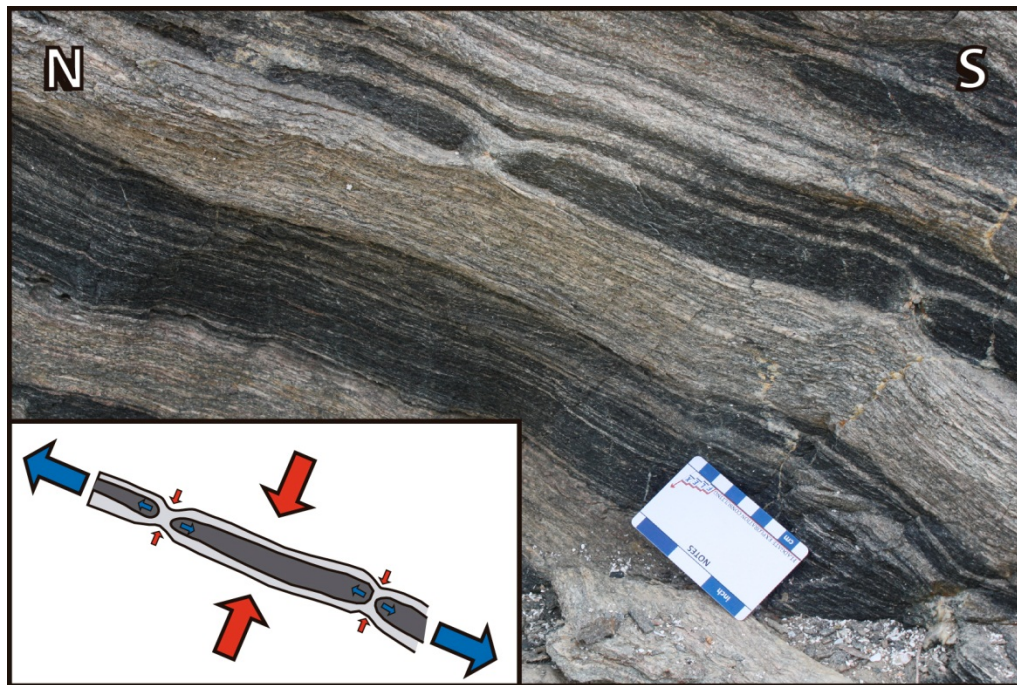


Figura 10: Ejemplo de *boudinage* en la unidad de esquistos anfibólicos en los alrededores del poblado de Punta de Choros, la capa más oscura es de grano más fino.

En las rocas de éste estudio se observa abundante *boudinage* a lo largo de las distintas unidades, en donde los *boudines* se orientan sub paralelos a la  $S_2$ , concentrados en mayor medida en los esquistos cuarzo-micáceos. Dentro de ésta unidad se describen bloques de grano más grueso con presencia de feldespato, descritos como *boudines* gnéisicos. También se observa esta estructura dentro de los esquistos anfibólicos, cuando el contraste reológico está dado por la diferencia de tamaño de los cristales, donde las capas de grano más fino actúan como la capa competente (Figura 10).

### 4.3 Estructuras de cizalle simple

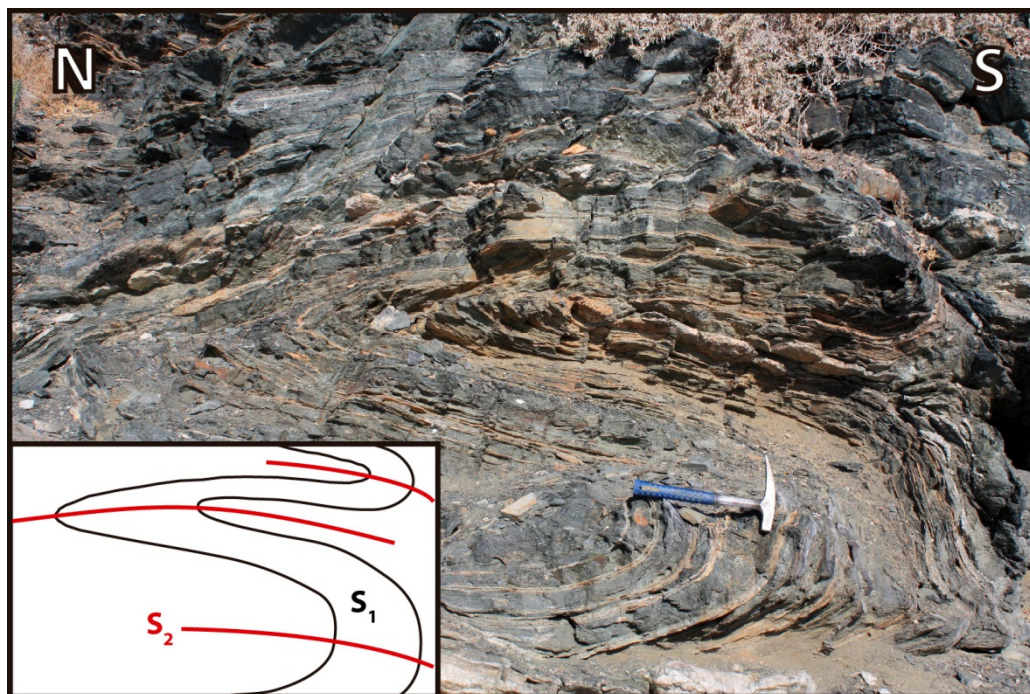
#### 4.3.1 *Pliegues isoclinales*

Directamente relacionado a la rotación está el plegamiento. Se denomina como isoclinal (o pliegue isoclinal) a aquellos pliegues cuyos limbos están unidos por un ángulo menor o igual a  $30^\circ$  (FOSSEN, 2010). Esta estructura es típica en la serie occidental para Chile central,



evidenciando la intensidad de la deformación a la cual han sido sujetas las rocas de un paleo-prisma de acreción, y el alto grado de acortamiento que pueden haber sufrido.

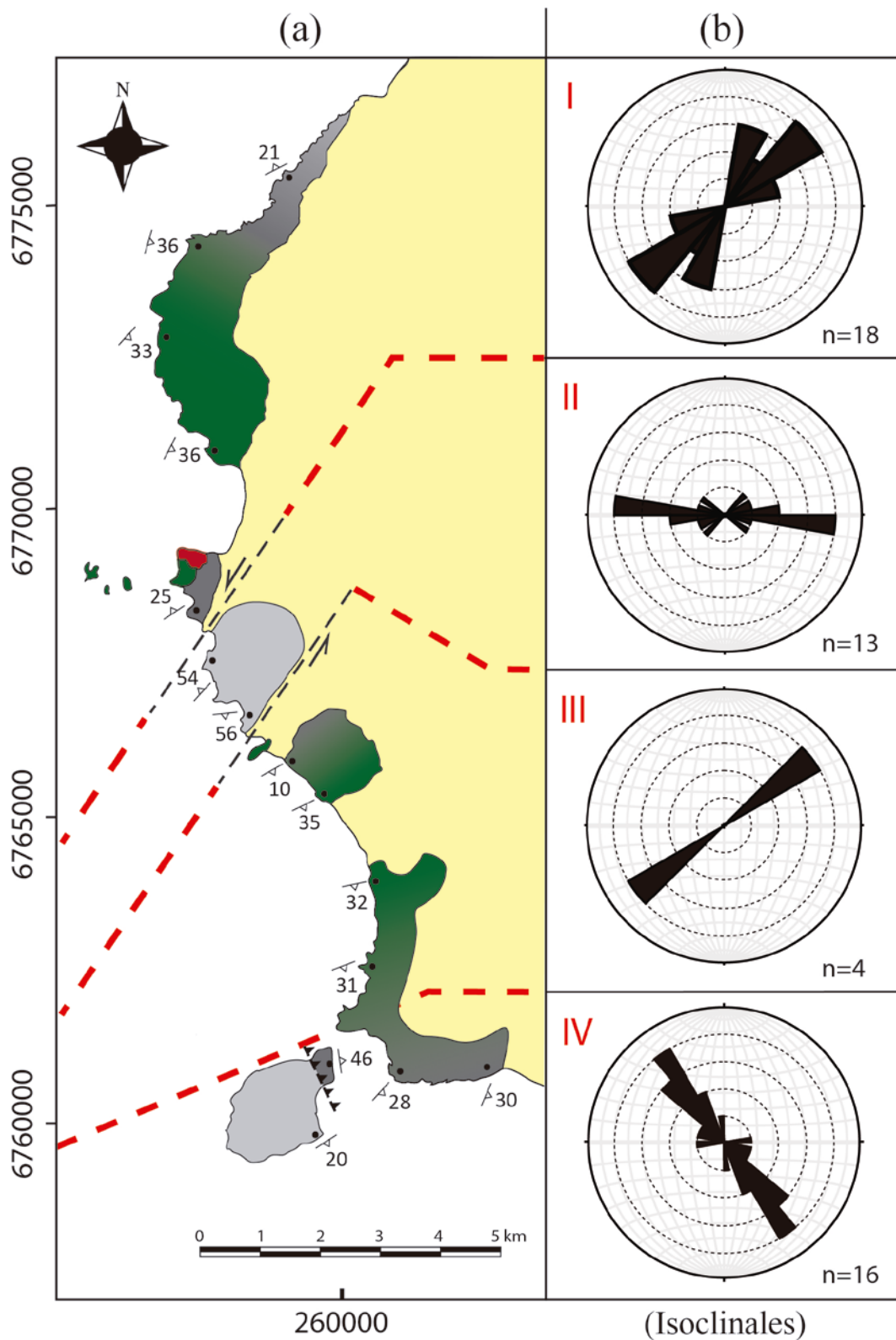
En las rocas del CMPC, los pliegues isoclinales se presentan comúnmente afectando a toda la roca, notoriamente visible gracias a las venas de cuarzo intrafoliares, tanto en metapelitas como metabasitas, con planos axiales coincidentes a la foliación; fenómeno también conocido como *foliación de plano axial* ( $S_2$ ). En algunos casos, las venas de cuarzo están paralelas con una foliación previa ( $S_1$ ) sub paralela a la estratificación original ( $S_0$ ) (GODOY, 1985), ambas sujetas al plegamiento isoclinal (Figura 11), evidenciando al menos dos eventos deformativos;  $D_1$  y  $D_2$ .



**Figura 11: Venas de cuarzo paralelas a la foliación  $S_1$  en pliegues isoclinales que definen la foliación de plano axial  $S_2$ , dentro de la unidad de esquistos micáceos en los alrededores del poblado de Punta de Choros.**

También es posible observar esta estructura en las rocas de menor grado metamórfico, como las metaturbiditas, plegando la alternancia sedimentaria original ( $S_0$ ). Esto es interesante, puesto que pese a que las venas de cuarzo son estructuras probablemente relacionadas a procesos de deshidratación durante la deformación, la alternancia de tamaño de grano es indudablemente una estructura previa a ésta, lo cual da cuenta de que este plegamiento evidencia acortamiento, y no tan sólo una orientación preferencial de la migración de fluidos durante la deshidratación.

En terreno se midieron 65 ejes de pliegues, tomando en cuenta en cada caso el plano axial (foliación en el caso isoclinal), y el eje mismo del pliegue, que corresponde a la línea que une los puntos de mayor curvatura (charnela) del pliegue. De éstos, 51 corresponden a pliegues isoclinales, la gran mayoría desarrollados sobre venas de cuarzo. Al proyectar los ejes de los isoclinales en un diagrama de roseta, es posible discriminar 4 zonas o dominios estructurales con distintas orientaciones (rumbos) para éstos (Figura 12). Los ejes de los pliegues en las zonas norte y central (I y III respectivamente) muestran una correlación con los datos de foliación regional, con ejes de rumbo NE (Figura 12, b). Por otra parte, las zonas Apolillado (II) y Sur (IV) muestran sus propias tendencias, donde los ejes de sus pliegues isoclinales tienen rumbos aproximados E-O y NNW respectivamente, y sus foliaciones se alejan de la tendencia regional (Figura 12, b), lo cual sugiere una génesis distinta a la de los otros pliegues, relacionado a modificaciones a los procesos que habrían dado la foliación regional y el plegamiento en I y III.



**Figura 12:** (a) Mapa estructural del Complejo Metamórfico de Punta de Choros. En línea punteada roja, se sugieren 4 zonas o dominios estructurales, definidos por los rumbos de los ejes de los pliegues isoclinales, visualizados en diagramas de Rosetta (b). I: zona Norte, II: zona Apollado, III: zona central y IV: zona Sur. Para la leyenda litológica ver figura 4.



### 4.3.2 Vetillas “en echelon”

Traducible desde el francés al español como vetillas “en escalera”, las vetillas *en echelon* corresponden a vetillas características de zonas de cizalle, las cuales son formadas por extensión en un plano oblicuo (45°) a la dirección del cizalle. Las fracturas son formadas en régimen frágil, sin embargo, si el cizallamiento ocurre en el régimen transicional frágil-dúctil, las vetillas pueden ser rotadas luego de su generación, tomando formas sigmoidales. Posterior a esto, pueden generarse nuevas vetillas extensionales, repitiendo el proceso y superponiendo las distintas generaciones de vetillas, generando patrones particulares conocidos como *tension gashes*.

Dentro de la unidad de metaturbiditas, en su porción continental (zona Apolillado; II), se reconocieron vetillas *en echelon* (Figura 13) de forma localizada. La disposición de las vetillas indicaría un movimiento sinistral.

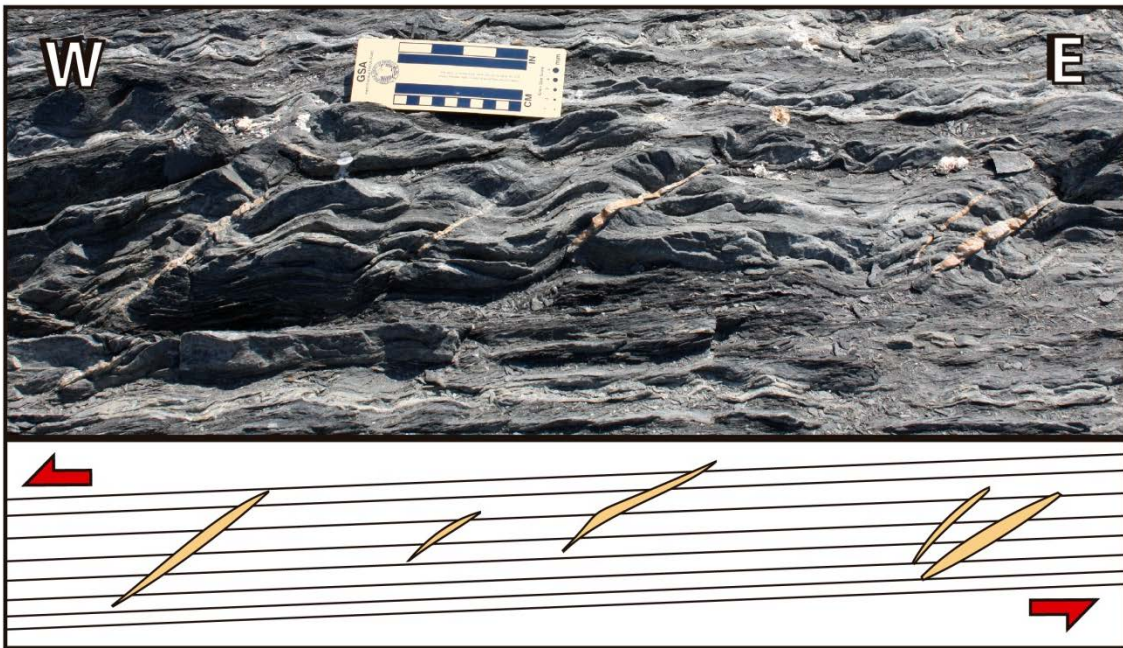


Figura 13: Vetillas en echelon en la zona apolillado (II). Las flechas rojas sugieren un movimiento sinistral.

## 4.4 Estructuras tardías

Además de las estructuras que dominan en los prismas de acreción del margen chileno, como las ya descritas, existen una serie de estructuras sobreimpuestas a éstas que reflejan la variabilidad de procesos a los cuales pueden ser sometidas las rocas de un prisma posterior a su acreción. Incluso, si estos procesos son muy intensos y de carácter pervasivo, pueden llegar a borrar las estructuras asociadas a la acreción misma.

### 4.4.1 Falla Gaviota

Dentro de la Isla Gaviota, la unidad de esquistos micáceos muestra un contacto abrupto de rumbo NW-SE con las metaturbiditas, reconocido primeramente por Godoy (1985). Es posible observar un fuerte contraste litológico, discreto y en escala métrica, tanto en tamaño de grano como en grado metamórfico. Los esquistos micáceos son de grano medio a grueso, presentando abundantes porfidoblastos de granate de hasta 0,5 cm de tamaño, con presencia de estaurólita reconocida en corte transparente (muestra JN14), indicando un grado intermedio de metamorfismo. Las metaturbiditas, por su parte, aún conservan estructuras primarias, como la alternancia de granularidad de las facies sedimentarias turbidíticas, alternando entre metareniscas

y filitas, entre grano fino y muy fino, con presencia de biotita afectada por clivaje de disolución por presión (GODOY, 1985), indicando un bajo grado metamórfico.

Por otra parte, los esquistos micáceos aledaños al contacto presentan una foliación peculiar, de rumbo N-S aproximadamente, lo cual concuerda más con la traza propuesta para la falla que con la foliación observada a nivel regional. Las metaturbiditas por su parte desarrollan una foliación que se correlaciona bien con la tendencia NE del complejo.

Usando tanto el contraste metamórfico como estructural, se propone la *Falla Gaviota*, modificando la observación de Godoy (1985); quien la interpreta originalmente como normal. Esta falla pondría en contacto al bloque colgante de esquistos micáceos (de mayor grado, por ende, mayor profundidad original) sobre el bloque yacente de metaturbiditas (menor grado, menor profundidad original), para lo cual se propone una falla inversa vergente hacia el W

#### 4.4.2 Clivaje de crenulación

Esta estructura corresponde una foliación incipiente ( $S_3$ ) oblicua a la foliación principal ( $S_2$ ), cuya intersección forma lineaciones o incluso carrujas. Generalmente se forman como consecuencia de la migración de minerales que ya están foliados, intentando reorganizarse en una nueva orientación, y están íntimamente asociados al desarrollo de micropliegues (COSGROVE, 1976).

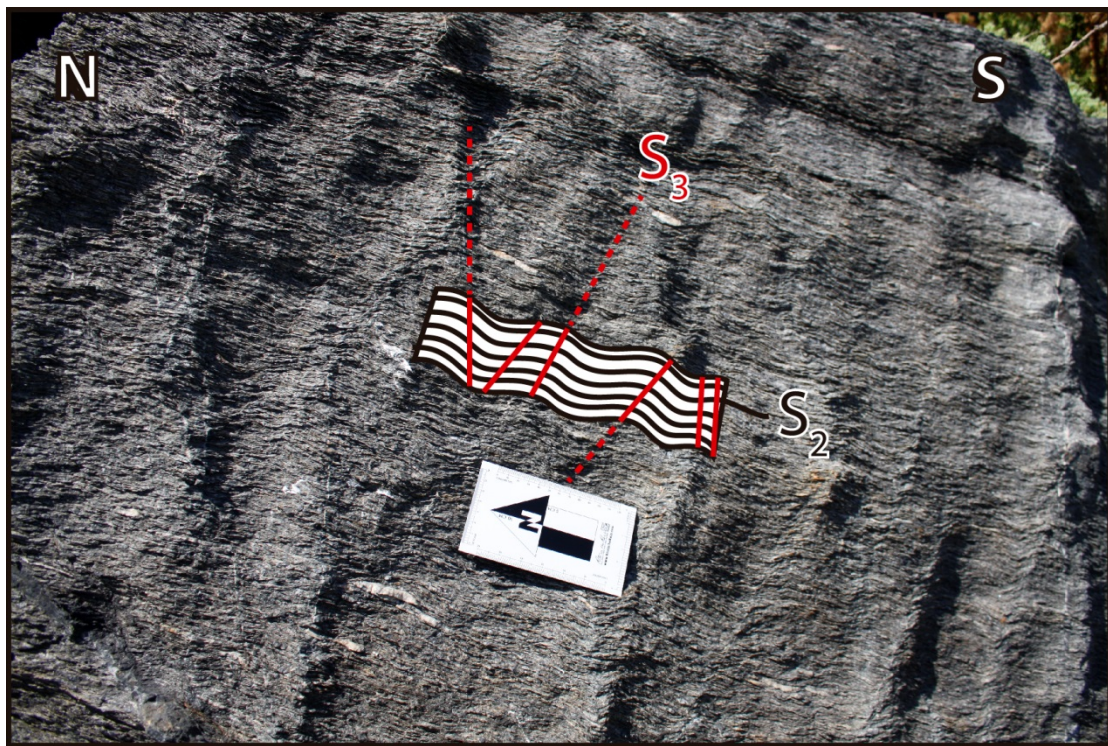


Figura 14: Clivaje de crenulación en la unidad de esquistos micáceos. Las líneas negras esquematizan la foliación principal microplegada ( $S_2$ ), en rojo se trazan algunas lineaciones causadas por la  $S_3$  incipiente.

En la zona de estudio, esta estructura se puede apreciar tanto en la unidad de esquistos micáceos como en las metaturbiditas, aprovechando a las micas blancas para desarrollar los micropliegues sobre la foliación penetrativa ( $S_2$ ), los cuales al agruparse numerosos dan el aspecto de carrujas tipo *kinking* (Figura 14). La relación de corte entre éstas estructuras sugiere al menos un tercer evento deformativo ( $D_3$ ).



#### 4.4.3 *Pliegues amplios y fallas menores*

Otra estructura que se puede apreciar en la zona de estudio son pliegues amplios, de longitud de onda de decenas a cientos de metros, con una separación de limbos de unos  $120^\circ$ , y generalmente simétricos. Este tipo de pliegues no son observables a simple vista en general, sino que son apreciados de manera más regional, al ir cambiando entre dominios de distinta foliación, con manteos suaves y opuestos. En algunos casos se pueden observar a escala métrica en un mismo afloramiento de forma continua, aunque no es lo más común. Estos pliegues son muy distintos a los isoclinales de escala métrica o menor, ya que causan mucho menor acortamiento, actuando como un acomodamiento tardío en estados menos dúctiles.

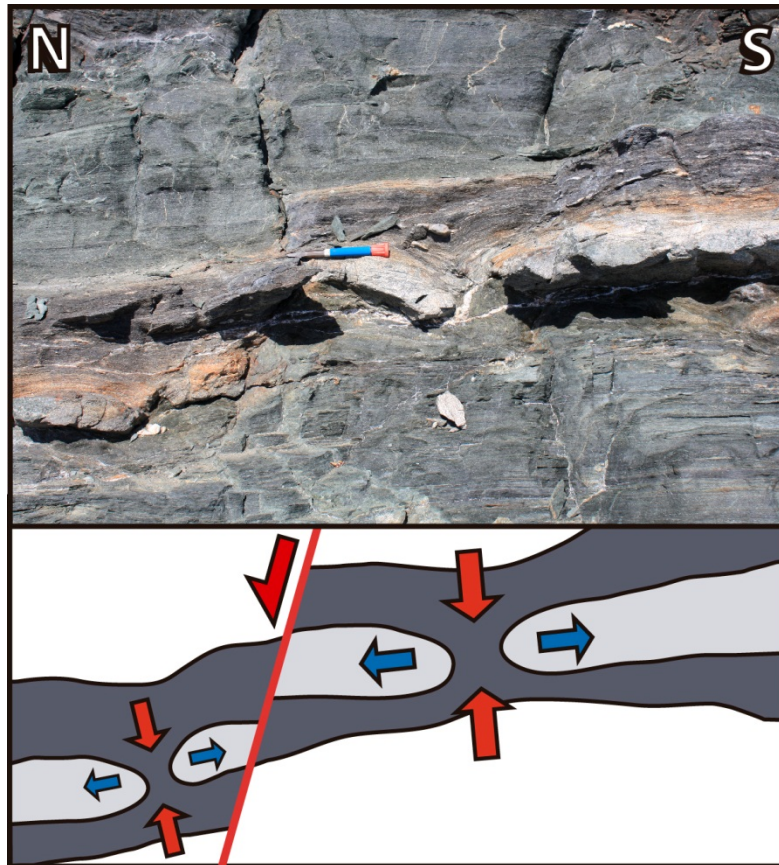


Figura 15: Boudinage cortado por una falla tardía (falla en rojo, sugerida).

De manera similar, aunque de comportamiento frágil, se pueden observar pequeñas fallas, o deslizamientos menores, que acomodan bloques adyacentes compartiendo el mismo estilo de deformación. Por ejemplo, se pueden observar dos bloques con *boudinage*, que al ser usado como nivel guía se puede detectar claramente un desplazamiento relativo (Figura 15). La relación de corte entre las distintas estructuras lleva a pensar sobre la temporalidad entre éstas, identificando tanto el plegamiento (amplio) y las fallas menores como estructuras tardías, probablemente posteriores a la acreción.

## 5 GEOQUÍMICA

Con el fin de realizar modelamientos geotermobarométricos, se seleccionaron dos muestras específicas para ser analizadas mediante dos metodologías distintas. El criterio de selección de estas muestras fue el de presentar el mayor grado metamórfico observable en su arreglo mineral, para así registrar la mayor parte de la trayectoria *P-T-t*. Además se tomó en cuenta la presencia de granate, el cual resulta de gran utilidad para los fines mencionados, al poseer un amplio campo de estabilidad y posiblemente estar zonado, pudiendo reflejar más de una fase de crecimiento (SPEAR ET AL., 1984). De ésta forma, se eligió una metapelita y una metabasita, correspondientes a las muestras JN14 (esquistó micáceo de granate y estaurolita) y JN34 (anfíbolita de granate).

### 5.1 Roca total (XRF)

Los análisis de roca total fueron realizados en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos-X de la Universidad de Chile, de los cuales se desprende la concentración de los óxidos mayores para ambas muestras (Tabla 1). También se obtuvo de esta forma un análisis de baja resolución de algunos elementos traza (ver Anexo B). Cabe resaltar el bajo contenido de SiO<sub>2</sub> y alto contenido de FeO en la muestra JN14, comparado con los contenidos comunes de una roca pelítica, que serán discutidos posteriormente.

**Tabla 1: Concentración (% de peso) de los óxidos de elementos mayores para dos muestras.**

	Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	TOTAL
JN-14	Micaesquistó de Gt	48,10	1,08	24,50	2,86	9,44	0,40	2,92	0,90	1,81	2,97	0,29	4,48	99,75
JN-34	Anfíbolita de Gt	43,20	2,04	15,30	5,04	10,40	0,41	8,62	10,51	1,74	0,52	0,04	2,10	99,92

### 5.2 Química mineral (EPMA)

Los análisis de composición mineral para la totalidad de los granates (también todas las plagioclasas, titanitas, y algunos puntos para estaurolita, anfíbola y mica blanca, ver Anexo B) fueron realizados en la Universidad de Hawai'i, asesorado por Eric Hellebrand, con una microsonda electrónica JEOL JXA-8500F equipada con 5 espectrómetros de dispersión de longitudes de onda de rayos-X (WDS) y un espectrómetro de energía dispersiva (EDS). Las condiciones de operación fueron de un ángulo inicial de 40°, el haz de electrones operó con 15 keV de energía, 15 nA de corriente, y con un diámetro del haz de 10 micrones (5 micrones para bordes de cristales o inclusiones muy pequeñas).

El resto de los análisis (estaurolita, micas blancas y anfíbolos principalmente) fueron realizados en la Universidad de Stuttgart por Fernanda Soto, con una microsonda electrónica CAMECA SX-100 con 5 cristales de medición (FAP, LLIF, LiPET, TAP, PET). Las condiciones de operación fueron de 15 keV de energía, entre 10 y 30 nA de corriente (dependiendo de la fase mineral) y un diámetro de 1 micrón.

Las fórmulas estructurales de los minerales analizados fueron calculadas usando CALCMIN, un programa que automatiza y visualiza cálculos en EXCEL (BRANDELIK, 2009).

Además, se obtuvieron mapas composicionales para el granate de mayor tamaño en cada muestra, usando los mismos espectrómetros de rayos-x (WDS), calibrándolos para distintos elementos elegidos, en este caso Ca, Fe, Mn, Mg y Ti. La imagen se obtiene mediante un

movimiento iterativo de la muestra en pasos discretos luego de cada medición puntual, cubriendo una zona rectangular predeterminada, logrando de esta forma un mapa de intensidad, o concentración relativa, para cada elemento.

### 5.2.1 Granate

Como ya se ha mencionado, el granate es un mineral con buena capacidad para registrar uno o más procesos metamórficos, más aún si la composición de éste varía de núcleo a borde. Ambas muestras seleccionadas presentan cristales de granate zonados y bien desarrollados, aunque de aspecto distinto.

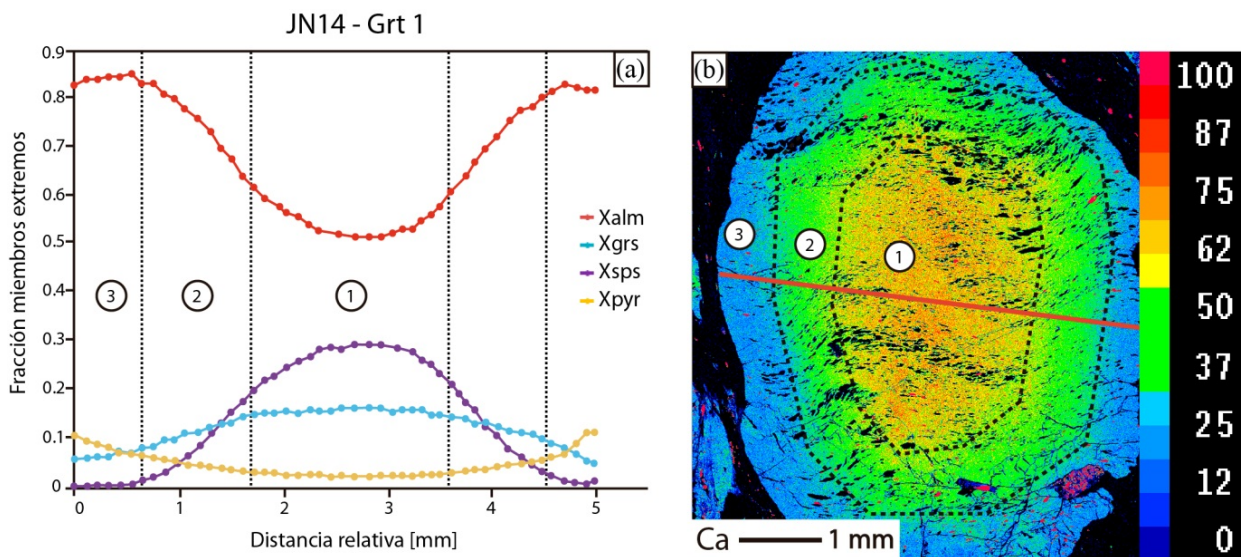
Los granates de la muestra metapelítica (JN14) muestran abundantes inclusiones medianamente rotadas, sin lograr el aspecto clásico de los “snowball garnet” con inclusiones en forma de espiral, pero de todos modos formando amplias sinuosidades. En cambio, los granates de la anfibolita (JN34) no presentan tantas inclusiones y tampoco tienen aspecto sinuoso, en cambio, se presentan pobremente conservados, ampliamente fracturados, con reemplazo por epidota y clorita en su interior y bordes, y estrechamente relacionados a albita recristalizada, mostrando bordes difusos con ésta en algunos casos.

**Tabla 2: Rangos y promedios composicionales para los granates de las muestras JN14 y JN34, calculados a partir de 104 y 144 análisis puntuales respectivamente.**

Muestra	Elemento	Componente	Mínimo	Máximo	Promedio
JN14	Fe	Almandino	0.508	0.853	0.723
JN14	Mg	Piropo	0.023	0.123	0.059
JN14	Ca	Grosularia	0.048	0.169	0.109
JN14	Mn	Espesartina	0.000	0.305	0.108
JN34	Fe	Almandino	0.471	0.561	0.528
JN34	Mg	Piropo	0.048	0.206	0.165
JN34	Ca	Grosularia	0.187	0.370	0.261
JN34	Mn	Espesartina	0.029	0.124	0.044

El granate fue el mineral más analizado en este trabajo, con 104 puntos para la muestra JN14 y 144 para la muestra JN34. Todos los granates analizados son ricos en Fe, por lo general sobre el 50% de fase almandino (Tabla 2). Para la muestra JN14, se llega hasta un 85% de esta fase, con una menor participación de espesartina, grosularia y piropo en ese orden. Por su parte, los granates de la muestra JN34 llegan hasta un 56% de almandino, y tienen mayor participación de grosularia, hasta un 37%, acompañada por piropo (hasta 21%), y con casi nula participación de espesartina.

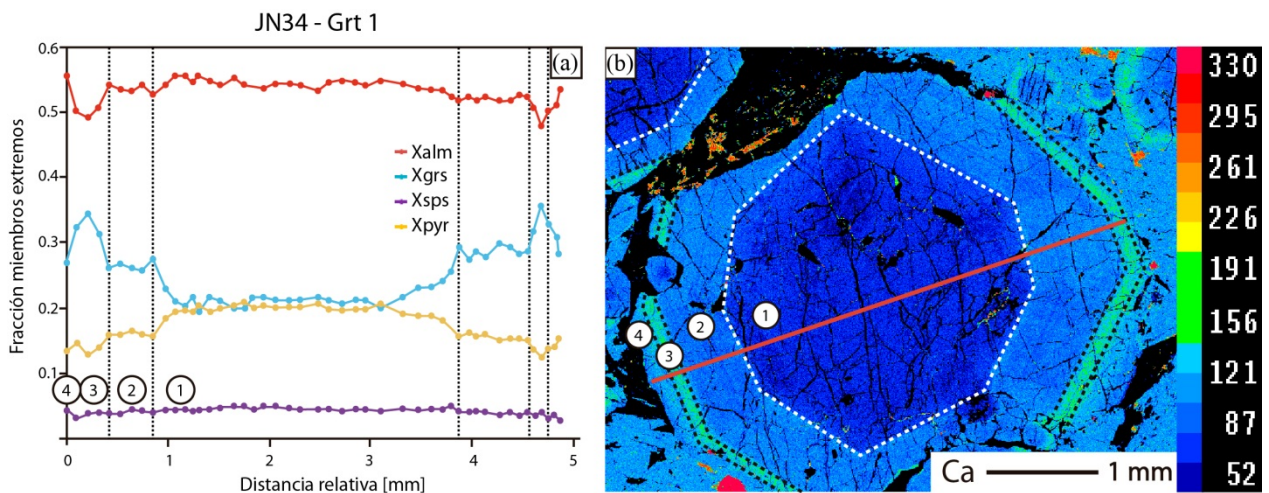
En ambas muestras se eligió el granate de mayor tamaño e integridad, al cual se denominó como “Grt1”, y se le realizó un mapa composicional. Éste revela una marcada zonación en ambos granates, aunque de distintos estilos, tanto en la “polaridad” de la zonación como en la agudeza de los quiebres composicionales.



**Figura 16:** (a) Perfil composicional de un granate zonado de la muestra JN14. (b) Mapa composicional para el Ca en la misma muestra, la traza roja corresponde al perfil analizado cuantitativamente. En ambas imágenes las líneas punteadas sugieren una zonación en 3 zonas, aunque no muy definidas.

El granate de la muestra JN14 muestra una zonación difusa, con un aumento en el Fe y Mg desde el núcleo hacia los bordes, y una disminución del Ca y Mn en este mismo sentido (Figura 16). También es posible observar una relación tipo “espejo” o de contramolde entre el Fe y el Mn, como también lo hacen el Ca y el Mg, aunque los primeros muestran una zonación más pronunciada.

De forma totalmente opuesta, el granate de la anfibolita muestra una zonación muy marcada en al menos 3 zonas con fuertes quiebres, a pesar de no tener diferencias composicionales tan pronunciadas como en el granate del esquisto micáceo. También se identifica un borde de reacción o retromorfismo marcado como la zona 4 (Figura 17). Los elementos con mayor zonación son el Ca y el Mg. El Fe se muestra levemente zonado, pero para el Mn es poco evidente o desdeñable la zonación.



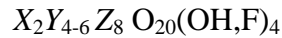
**Figura 17:** (a) Perfil composicional de un granate zonado de la muestra JN34. (b) Mapa composicional para el Ca en la misma muestra, la traza roja corresponde al perfil analizado cuantitativamente. En ambas imágenes las líneas punteadas sugieren una zonación en 4 zonas discretas.



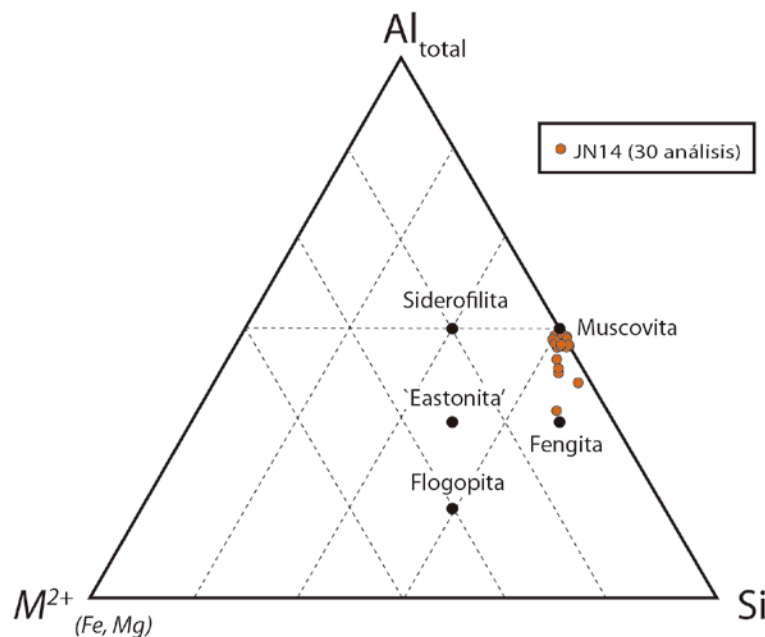
También es opuesta al caso de JN14 la “polaridad” de la zonación, en donde en este caso se observa un aumento del Ca desde el núcleo hacia el borde, y una disminución del Mg en este mismo sentido.

### 5.2.2 Mica blanca

Las micas blancas constituyen el principal mineral en las metapelitas del Complejo Metamórfico Punta de Choros. Específicamente, es el mineral más abundante en la muestra JN14, acomodando la mayor parte de la deformación. La fórmula general que describe la composición química de las micas es:



Donde,  $X$  es principalmente K, Na o Ca (también Ba, Rb, Cs, etc...),  $Y$  se rellena principalmente por Al, Mg o Fe (pero también puede ser Mn, Cr, Ti, Li, etc...) y en la posición  $Z$  se ubica el Si y Al principalmente (tal vez también  $Fe^{3+}$  y Ti) (DEER ET AL., 1992). El grupo de las micas puede subdividirse en di-octahedral y tri-octahedral, según el número de iones que ocupen la posición  $Y$  (4 y 6 respectivamente), donde las micas blancas corresponden al primer grupo, y las biotitas al segundo.



**Figura 18:** Diagrama de clasificación para el grupo de las micas. (Modificado de Deer et al., 1992). Los valores que definen los vértices están en cationes (p.f.u.).

En total se realizaron 30 análisis en micas blancas, con los cuales se calculó la fórmula estructural en base a 24 oxígenos usando la aplicación CALCMIN para Excel. Las micas analizadas se caracterizan por tener principalmente K en la posición  $X$ , tomando valores entre 1-1.5 (p.f.u.), y tiene como principal reemplazante el Na, tomando hasta valores de 0.5 (p.f.u.), generalmente indicativo de altas presiones (DEER ET AL., 1992). También toman altos valores de  $\#Si$ , variando entre 3 y 3.45 (p.f.u.), y una alta proporción de Si/Al tetraedral, mayor a 3 en todos los casos, diagnóstico de la fase fengita (DEER ET AL., 1992). Esto se corrobora en un diagrama de

clasificación  $Al_{tot}-Si-M^{2+}$ , en donde las micas analizadas muestran una tendencia desde la muscovita hacia la fengita (Figura 18).

### 5.2.3 Estauroлита

La estauroлита es un mineral de gran utilidad para el metamorfismo, puesto que su campo de estabilidad está bien acotado, característico de esquistos pelíticos con metamorfismo de grado medio, dándole el nombre a su zona de metamorfismo regional (DEER ET AL., 1992). Este mineral fue encontrado en sólo una muestra del complejo metamórfico (JN14), y solo fue reconocida a nivel microscópico, formando cristales de hasta 0.5 cm de tamaño, pobremente conservados, con abundantes fracturas y alteración a minerales finos (tamaño arcilla) a lo largo de éstas y los bordes. No se presenta en equilibrio textural con ningún otro mineral de la muestra, por lo que se puede denominar como relicto.

La fórmula estructural de la estauroлита presenta varias complicaciones, debido a que existen incertezas respecto a los sitios catiónicos y la ocupación de éstos, los cuales son demasiado complejos en especímenes naturales como para determinarlos inequívocamente (GRIFFEN ET AL., 1982; DEER ET AL., 1992). Una fuerte correlación entre el (Mg+Fe+Zn) con el Al que queda luego de completar la deficiencia de Si (GRIFFEN ET AL., 1982) permite una fórmula química generalizada para este mineral, sin embargo, esta correlación no existe para los análisis realizados.

**Tabla 3: Rangos y promedios composicionales para los análisis de estauroлита realizados para la muestra JN14, en la universidad de Stuttgart (18 análisis) y Hawai'i (7 análisis).**

	Stuttgart			Hawai'i		
	Min	Max	Prom	Min	Max	Prom
SiO2	27.26	31.38	28.22	27.44	28.16	27.87
TiO2	0.44	0.56	0.51	0.54	0.78	0.62
Al2O3	50.48	55.23	54.25	53.95	55.01	54.53
FeO	10.21	12.60	12.13	11.75	12.93	12.26
MnO	0.00	0.69	0.12	0.00	0.08	0.05
MgO	0.48	1.49	0.99	1.05	1.70	1.29
CaO	0.00	0.04	0.01	0.00	0.02	0.01
Na2O	0.00	0.07	0.01	0.00	0.02	0.01
K2O	0.00	1.43	0.09	0.00	0.01	0.01
ZnO	0.16	0.36	0.25	-	-	-
BaO	0.00	0.09	0.01	-	-	-
H2O	2.51	4.92	3.42	2.59 <sup>c</sup>	3.45 <sup>c</sup>	3.10 <sup>c</sup>
Total	100.00	100.00	100.00	96.30	97.16	96.65
Si	7.33	8.43	7.67	7.50	7.68	7.61
Ti	0.09	0.12	0.11	0.11	0.16	0.13
Al	15.98	17.79	17.39	17.38	17.76	17.54
Fe	2.29	2.89	2.76	2.67	2.97	2.80
Mn	0.00	0.16	0.03	0.00	0.02	0.01
Mg	0.19	0.61	0.40	0.42	0.69	0.52
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Zn	0.03	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05
H	4.60	8.81	6.20	4.73	6.26	5.64
TOTAL	33.61	36.48	34.62	33.64	34.76	34.31
Fe/(Fe+Mg)	0.82	0.93	0.88	0.81	0.87	0.84

Cationes calculados en base a 48 oxígenos.

<sup>c</sup>Valores calculados según PPC, pérdida por carbonización.

Para la muestra JN14 se realizaron 25 análisis puntuales de estauroilita, 18 en la Universidad de Stuttgart, y 7 en la Universidad de Hawai'i. Se puede observar una variabilidad composicional principalmente expresada en la cantidad de agua, el contenido de Fe y Mg, y la cantidad de Si (Tabla 3).

#### 5.2.4 Plagioclasa

La plagioclasa aparece como un mineral común dentro de los esquistos micáceos del CMPC, frecuentemente como porfidoblastos oscuros de tamaño milimétrico, con inclusiones de grafito que permiten distinguir un crecimiento syn-cinemático. Dentro de los esquistos anfibólicos del complejo, la plagioclasa no es un mineral común, pero específicamente, dentro de la muestra JN34, se encuentra asociado a los cúmulos o “vetillas” de granate, en muchos casos rodeando a éste mineral.

La fórmula estructural de las plagioclasas fue calculada usando CALCMIN, en base a 8 oxígenos. Las plagioclasas de la muestra JN14 tiene una composición rica en Na, aunque no suficiente para clasificar como albita pura ( $Ab_{84-87}$ ). En la figura 19 se puede observar como estos datos proyectados en el diagrama de los feldespatos clasifican en el campo de la oligoclasa, cercano al límite con el campo de la albita. Por otra parte, las plagioclasas de la muestra JN34 son invariablemente albita, prácticamente pura ( $Ab_{95-98}$ ).

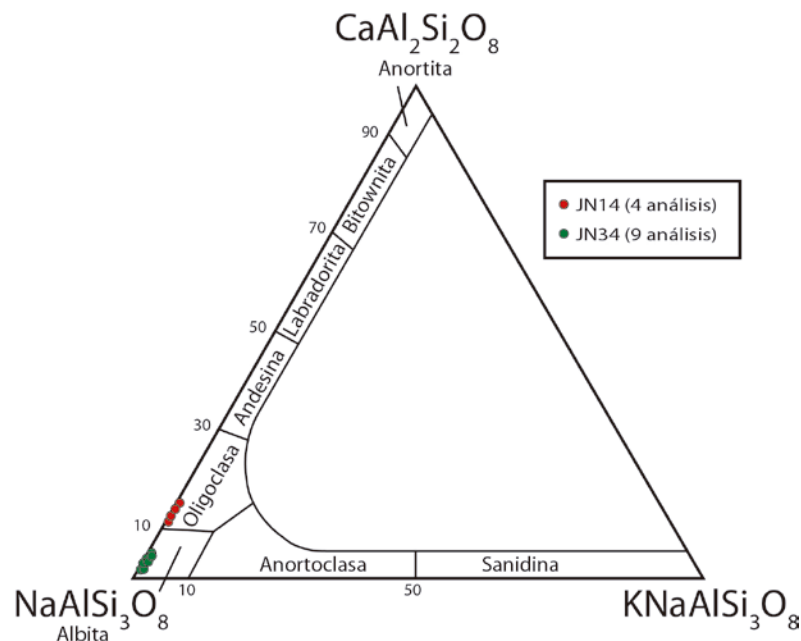


Figura 19: Diagrama de clasificación para los feldespatos. (Modificado de Deer et al., 1992).

#### 5.2.5 Anfíbol

Este mineral no se presenta como una fase dominante a lo largo del complejo metamórfico, sin embargo, dentro de la unidad de esquistos anfibólicos se observan zonas donde dominan las anfíbolitas, cambiando de un aspecto lepidoblástico a nematoblástico. Particularmente, en la muestra JN34, aparece como el mineral dominante, conformando más de un 75% del volumen de la roca. A escala macro y microscópica, las propiedades ópticas de las anfíbolitas permiten clasificarla ampliamente como una Hornblenda.

Con la microsonda se analizaron 12 puntos en distintas anfíbolitas, los cuales fueron clasificados en el diagrama de clasificación para las anfíbolitas cálcicas (HAWTHORNE ET AL.,

2007), el cual compara la cantidad de cationes (en la fórmula estructural) de Si versus el #Mg ( $Mg/Mg+Fe^{2+}$ ).

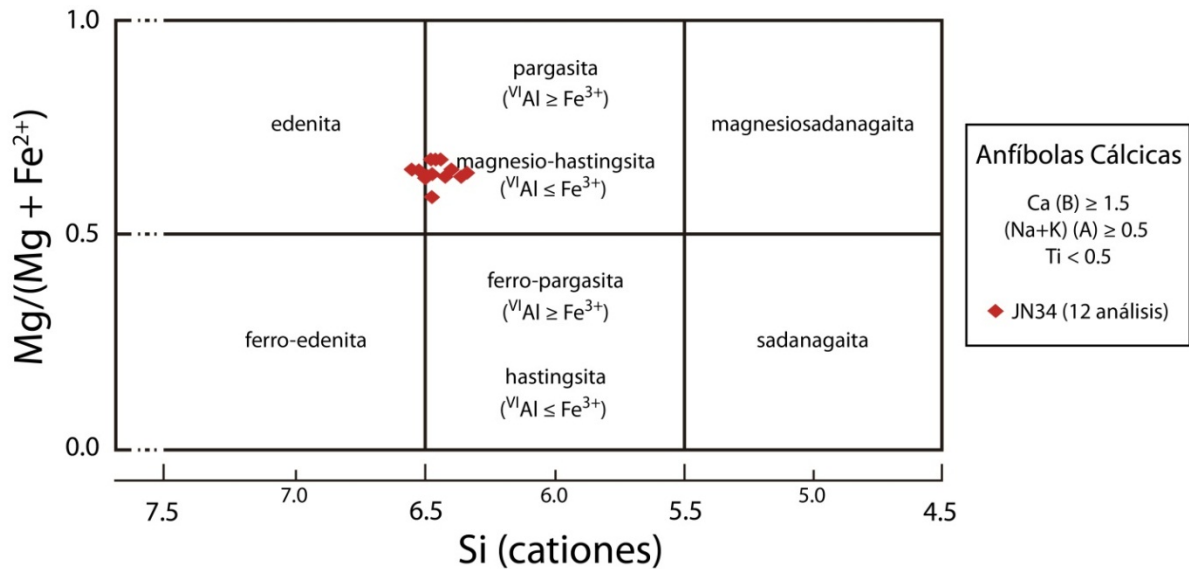


Figura 20: Diagrama de clasificación para las anfíbolas cálcicas (Modificado de Hawthorne et. al, 2007).

Las anfíbolas analizadas se aglomeran principalmente dentro del campo de la pargasita (Figura 20), debido a que poseen mayor cantidad de  $^{VI}Al$  que  $Fe^{3+}$ , con una pequeña tendencia a pasar al campo de la edenita. Estas fases corresponden a anfíbolos que estarían en el límite calcosódico (DEER ET AL., 1992), indicando una componente de alta presión en el metamorfismo, según la tendencia de las anfíbolos de incorporar mayor contenido de Na a mayores presiones, hasta llegar al miembro extremo del glaucofano.

### 5.2.6 Titanita (Esfeno)

La titanita ( $CaTiSiO_5$ ) es un mineral accesorio ampliamente distribuido, tanto en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, el cual, debido a que puede incorporar pequeñas cantidades de uranio en su estructura, es un importante mineral para la datación de U-Pb. Tanto en las rocas ígneas como metamórficas, la aparición de la titanita está fuertemente controlada por la composición de roca total (FROST ET AL., 2001).

La estructura de la titanita está configurada por 4 sitios catiónicos; Si (tetraédrico), Ca (incluye los iones de mayor tamaño como las REEs y el U-Pb), Ti (iones de alta carga) y O1 (oxígeno reemplazable por OH o F). Recientemente se ha verificado que en la naturaleza no ocurren sustituciones en el sitio tetraédrico (FROST ET AL., 2001). Por otra parte, la principal sustitución ocurre entre el (Al,  $Fe^{3+}$ ) y el Ti, dando origen a la variedad de grothita en el caso de tener cantidades apreciables de hierro y aluminio (DEER ET AL., 1992).

En las rocas del CMPC la titanita aparece como mineral común en los esquistos anfibólicos, con mayor abundancia y tamaño en las rocas calcosilicatadas. Particularmente, en la muestra JN34 aparece abundantemente, formando cristales idiomorfos de hasta 2 mm de tamaño, incluso visibles a muestra de mano. Para esta muestra se realizaron 6 análisis con microsonda en la Universidad de Hawai'i, donde se puede observar un aporte de casi un 10% entre el Al y el  $Fe^{3+}$  para el sitio del Ti (tabla 4), mostrando una leve tendencia hacia la grothita.



**Tabla 4: Análisis de 6 titanitas en la muestra JN34, y cationes por fórmula calculados en base a 1 átomo de Si.**

	<b>JN34</b>					
<b>SiO<sub>2</sub></b>	30.48	30.51	30.78	30.84	30.60	30.73
<b>TiO<sub>2</sub></b>	38.88	40.06	39.43	38.70	38.05	38.47
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.70	1.11	1.41	1.74	2.19	1.84
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.40	0.23	0.24	0.40	0.37	0.49
<b>MnO</b>	0.03	0.05	0.06	0.05	0.07	0.05
<b>MgO</b>	0.01	0.03	0.00	0.04	0.00	0.07
<b>CaO</b>	29.26	29.20	29.21	29.07	29.13	29.09
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03
<b>Total</b>	100.78	101.21	101.14	100.87	100.44	100.77
<b>Si</b>	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
<b>Ti</b>	0.96	0.99	0.96	0.94	0.94	0.94
<b>Fe<sub>3</sub></b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Al</b>	0.07	0.04	0.05	0.07	0.08	0.07
<b>su1</b>	1.04	1.04	1.02	1.02	1.03	1.03
<b>Ca</b>	1.03	1.03	1.02	1.01	1.02	1.01

Como se verá en el siguiente capítulo, la aparición de este mineral es de gran utilidad para efectos geotermobarométricos, puesto que su campo de estabilidad en el campo P-T acota en gran medida sus condiciones de formación.

## 6 CONDICIONES P-T

Para llegar al estudio geotermobarométrico se realizaron *pseudosecciones* P-T mediante modelamiento termodinámico usando el programa PERPLE\_X, el cual básicamente agrupa las asociaciones minerales que minimizan la energía libre de Gibbs, calculadas para cada punto del espacio P-T discretizado, según una composición fija dada para el sistema químico que se desee modelar (CONNOLLY, 1990). Esta última se asume como la composición de roca total, la cual está dada por concentraciones de óxidos mayores obtenidos mediante análisis de fluorescencia de rayos X.

PERPLE\_X utiliza bases de datos termodinámicas empíricas para todas las fases minerales de interés y considera diversos modelos de solución sólida que se eligen antes de realizar los cálculos iterativos, de acuerdo al contexto litológico en que se encuentren las rocas y su mineralogía.

Un uso particularmente útil para este estudio es una extensión de programa llamada WERAMI, la cual, entre otras capacidades, puede determinar las composiciones minerales exactas de mínima energía libre de Gibbs para las soluciones sólidas. El programa puede determinar condiciones exactas para un punto (P,T) dado, o también puede generar *isópletas* (curvas de igual composición mineral) en una sección del espacio P-T. Éstas últimas; calculadas a partir de la composición de roca total; pueden ser contrastadas con las composiciones minerales obtenidas a través de los análisis puntuales mediante el uso de microsonda electrónica, combinando así ambos métodos analíticos.

Considerando lo expuesto, al tener minerales metamórficos zonados, se pueden estimar trayectorias P-T a partir de esta variación composicional dentro de un cristal, asumiendo que a lo largo de su crecimiento se mantuvo en equilibrio con la composición de roca total. Este trabajo se basa principalmente en dos muestras que presentan granates zonados, de los cuales se obtuvieron perfiles composicionales detallados (JN14 y JN34, figuras 16 y 17).

Ambas *pseudosecciones* fueron calculadas bajo el sistema  $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-MnO-FeO-CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-H}_2\text{O-O}_2$ . Las composiciones originales de roca total de ambas rocas (Tabla 1) tuvieron que ser modificadas para ajustarse a este sistema: en primer lugar, se realizó la corrección de Ca por apatito, que considera que todo el  $\text{P}_2\text{O}_5$  medido en roca total viene de éste, ya que el modelamiento realizado no considera el fósforo.

La cantidad de  $\text{H}_2\text{O}$  se ajustó hasta obtener resultados satisfactorios, tomando como cantidad mínima el valor de la pérdida por calcinación (PPC), y aumentándola hasta saturar el sistema y obtener una fase fluida libre, la cual proviene de las reacciones prógradas de los minerales hidratados para formar el granate (MASSONNE, 2012).

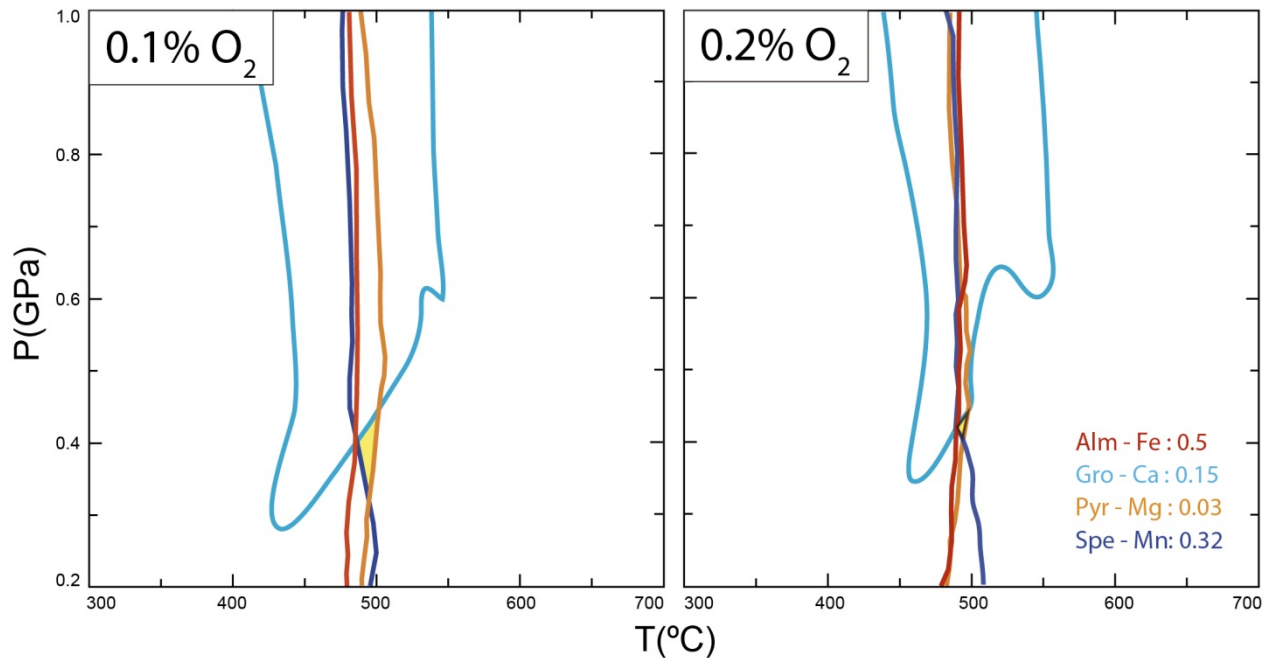
La cantidad de  $\text{O}_2$  plantea otra problemática, puesto que en este sistema se utiliza para modelar la cantidad de Fe trivalente presente durante la o las reacciones. Esta variable se fue ajustando entre valores realistas aleatorios, hasta obtener resultados satisfactorios, de acuerdo a los procedimientos seguidos por Arne Willner y Hans Massonne.

El detalle de los archivos utilizados por el programa se puede encontrar en el Anexo C.

### 6.1 JN14 – esquistó micáceo de granate y estaurolita

Para esta roca, los primeros cálculos se realizaron entre los 0.2-1.0 GPa, y 300-700 °C. La cantidad de  $\text{H}_2\text{O}$  se fijó al 6% (para saturar el sistema). Luego de numerosos intentos, la cantidad de  $\text{O}_2$  se acotó entre 0.1 y 0.2%, puesto que la cantidad calculada dio 0.13%.

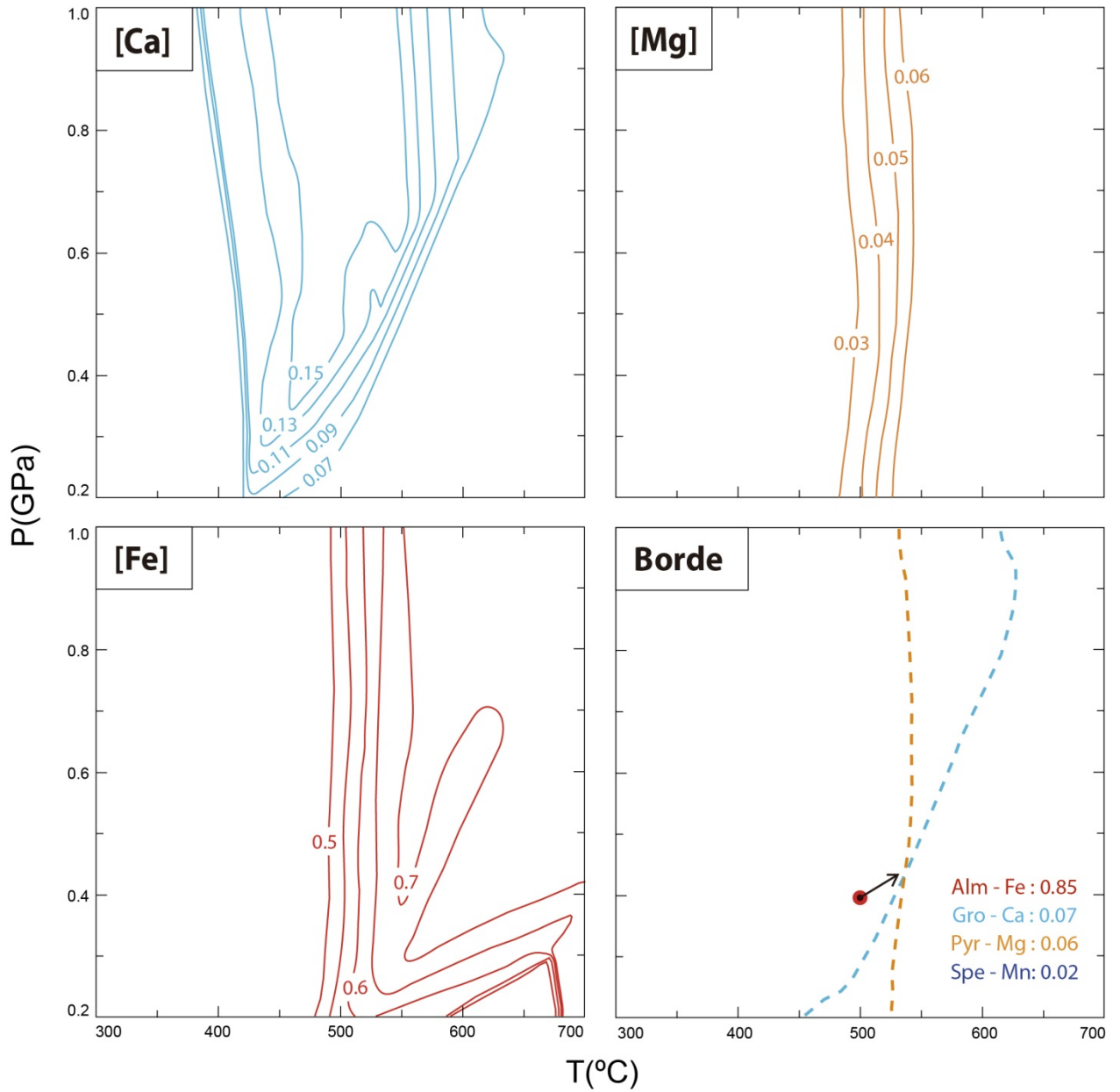
En primer lugar se busca determinar las condiciones de equilibrio para el inicio del crecimiento de los cristales de granate, puesto que ésta fase es la que supone mejor equilibrio entre la composición de roca total y los granates. Para encontrar estas condiciones, se busca la intersección de las isópletas correspondientes a la composición del núcleo del granate. Los resultados ilustran una intersección más acotada de las isópletas con 0.2% de O<sub>2</sub> (Figura 21), sugiriendo mejor equilibrio termodinámico a esa composición. Esto concuerda con lo expuesto por MASSONNE (2012), quien estima para una roca con una proporción similar de Fe trivalente (20%) un 0.2% correspondiente de O<sub>2</sub>. La intersección indica condiciones metamórficas iniciales de 500°C y 0.4 GPa, aproximadamente, para el núcleo de los granates.



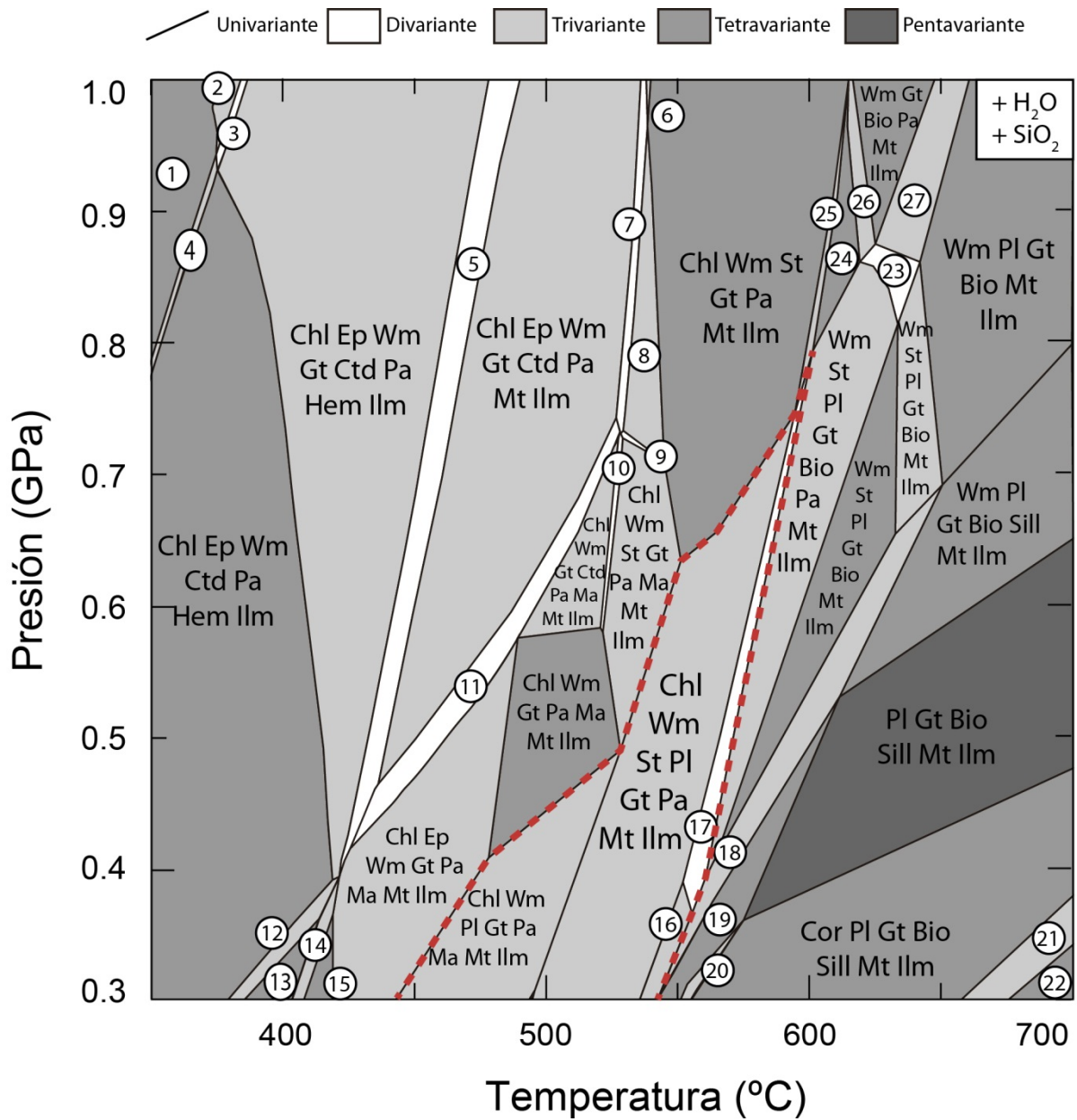
**Figura 21: Intersección de las isópletas de [Fe], [Ca], [Mg] y [Mn] para el núcleo de los granates de la muestra JN14, calculada a los 0.1 y 0.2% de O<sub>2</sub>.**

Posteriormente, se busca observar el comportamiento de las isópletas a medida que el granate fue creciendo, para lo cual se grafican las isópletas para cada miembro extremo de la solución sólida en el rango composicional que muestra la zonación del granate. Los resultados muestran tendencias claras para el [Fe] y el [Mg], los cuales aumentan casi exclusivamente en función de la temperatura (Figura 22). Para la composición de borde del granate se muestra la intersección de sus isópletas, sin embargo, la isópleta de [Fe] no alcanza a aparecer en los márgenes dados. Esto, al igual que en el caso del [Mn], puede deberse a una exageración de la zonación de estos elementos, por difusión posterior. Las isópletas de [Ca] y [Mg] intersectan bien, e indican condiciones no muy lejanas al núcleo, a los 530°C y 0.42 GPa, aproximadamente.

Además de la zonación de los granates, de la cual se desprenden al menos dos puntos en el espacio P-T, la ocurrencia de estauroлита es importante para la estimación de la trayectoria P-T de la roca. La *pseudosección* calculada para esta muestra termina por acotarse entre los 350 y 700°C, y entre los 0.3 y 1.0 GPa (Figura 23). El campo de estabilidad calculado para la paragénesis (mica blanca, plagioclasa, clorita y granate) se muestra destacado en rojo, y acotaría las condiciones de metamorfismo entre los 450 y 550°C, a presiones menores a los 0.7 GPa.



**Figura 22:** Isópletas de [Ca], [Mg] y [Fe] para el rango composicional de los granates de la muestra JN14. Se muestra la intersección de las isópletas de [Ca] y [Mg] para la composición del borde, y se destaca en rojo la intersección previa calculada para el núcleo, sugiriendo una posible trayectoria.



- |                                    |                                   |                                   |
|------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| 1. Chl Wm Ctd Law Pa Hem Ilm       | 10. Chl Wm St Gt Ctd Pa Ma Mt Ilm | 19. St Pl Gt Bio Sill Mt Ilm      |
| 2. Chl Wm Gt Ctd Law Pa Hem Ilm    | 11. Chl Ep Wm Gt Ctd Pa Ma Mt Ilm | 20. St Crd Pl Gt Bio Sill Mt Ilm  |
| 3. Chl Ep Wm Gt Ctd Law Pa Hem Ilm | 12. Chl Ep Wm Ctd Pa Ma Hem Ilm   | 21. Crd Pl Gt Bio Sill San Mt Ilm |
| 4. Chl Ep Wm Ctd Law Pa Hem Ilm    | 13. Chl Ep Wm Pa Ma Hem Ilm       | 22. Crd Pl Gt Bio San Mt Ilm      |
| 5. Chl Ep Wm Gt Ctd Pa Hem Mt Ilm  | 14. Chl Ep Wm Pa Ma Hem Mt Ilm    | 23. Wm St Pl Gt Bio Pa Mt Ilm     |
| 6. Chl Wm St Gt Ctd Pa Mt Ilm      | 15. Chl Ep Wm Pa Ma Mt Ilm        | 24. Wm St Gt Bio Pa Mt Ilm        |
| 7. Chl Ep Wm St Gt Ctd Pa Mt Ilm   | 16. Chl Wm St Pl Gt Bio Mt Ilm    | 25. Chl Wm St Gt Bio Pa Mt Ilm    |
| 8. Chl Ep Wm St Gt Pa Mt Ilm       | 17. Chl Wm St Pl Gt Bio Pa Mt Ilm | 26. Wm St Gt Bio Pa Mt Ilm        |
| 9. Chl Ep Wm St Gt Pa Ma Mt Ilm    | 18. Wm St Pl Gt Bio Sill Mt Ilm   | 27. Wm Pl Gt Bio Pa Mt Ilm        |

**Figura 23:** Pseudosección calculada para la muestra JN14; esquistó micáceo de granate. Los campos que contienen la paragénesis de mica blanca, plagioclasa, clorita y granate se muestran destacados en rojo.

## 6.2 JN34 – anfibolita de granate y titanita

Para esta roca los primeros cálculos se realizaron entre los 0.5-1.5 GPa, y 400-900°C. Nuevamente se fijó al 6% el contenido de H<sub>2</sub>O (asegurando la presencia de agua durante la formación de la roca), y la cantidad de O<sub>2</sub> se hizo variar entre 0.1 y 0.4 %, con un paso de 0.1 (normalizando al 100% el resto de los valores en cada caso). La roca es una anfibolita con porfidoblastos de granate zonados, en al menos 3 zonas, presentando, además, bordes de reacción. La zonación es inversa a la de la muestra anterior, ya que de núcleo a borde el Mg decrece, reflejo de un crecimiento del cristal a temperaturas decrecientes, o de metamorfismo retrógrado (DEER ET AL., 1992, JIMÉNEZ, 2006). Al igual que en la muestra anterior, se busca la intersección de las isópletas de composición del núcleo del granate, variando la cantidad de O<sub>2</sub> (Figura 24).

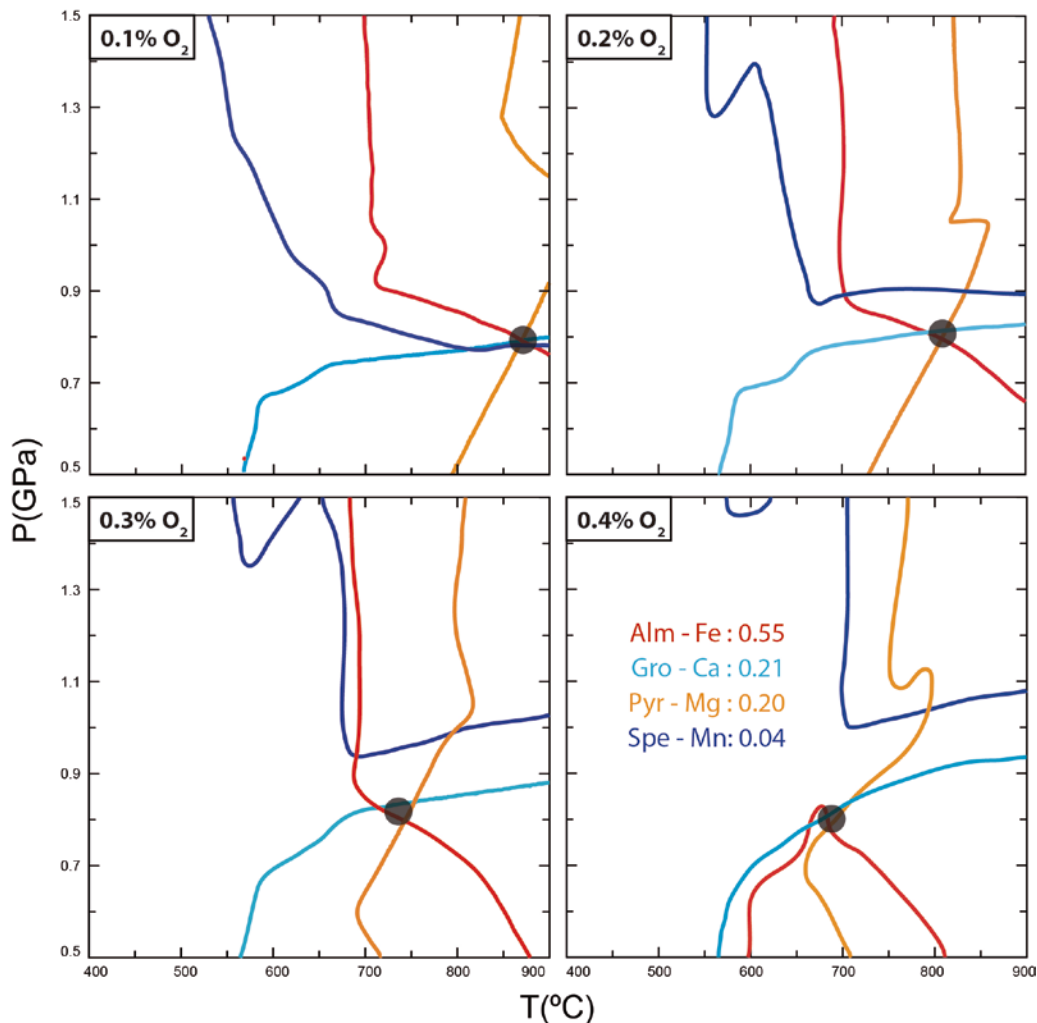


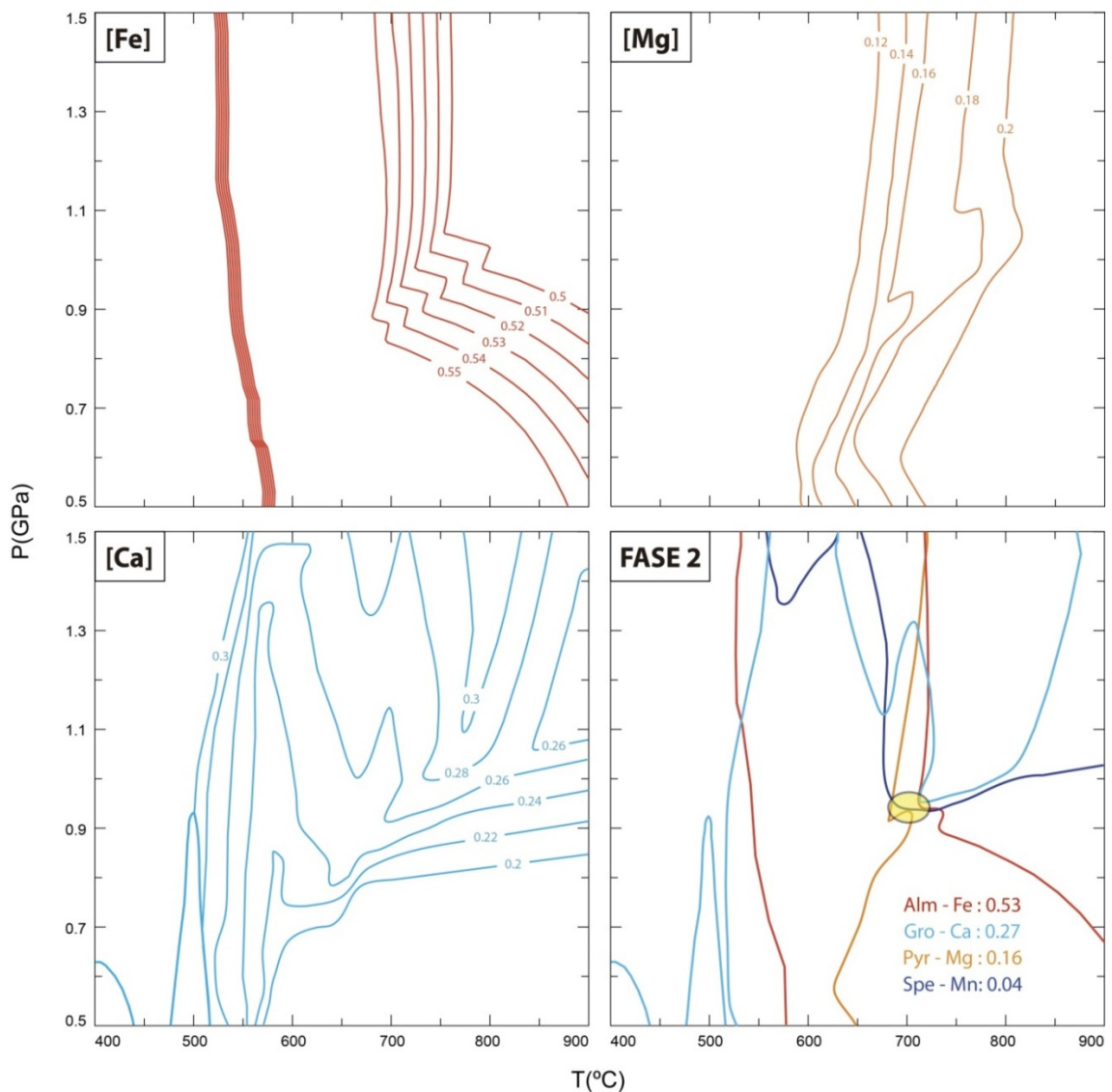
Figura 24: Desplazamiento de la intersección de las isópletas de [Fe], [Ca], [Mg] y [Mn] para el núcleo de los granates de la muestra JN34, en función de la cantidad de O<sub>2</sub> (0.1-0.4%).

En esta primera aproximación se puede observar una buena intersección de las isópletas en cada caso, independiente del O<sub>2</sub>, exceptuando la isópleta del componente de Mn (espesartina), la cual sólo se intersecciona de buena manera en el primer caso (0.1% O<sub>2</sub>), alejándose de las otras curvas para los otros casos. Esto se puede deber en parte a la alta movilidad del Mn, o tal vez en parte también por su muy bajo contenido en este caso (<0.1%). Por otra parte, es posible observar una relación inversa entre la cantidad de O<sub>2</sub> y la temperatura de intersección, variando ésta última



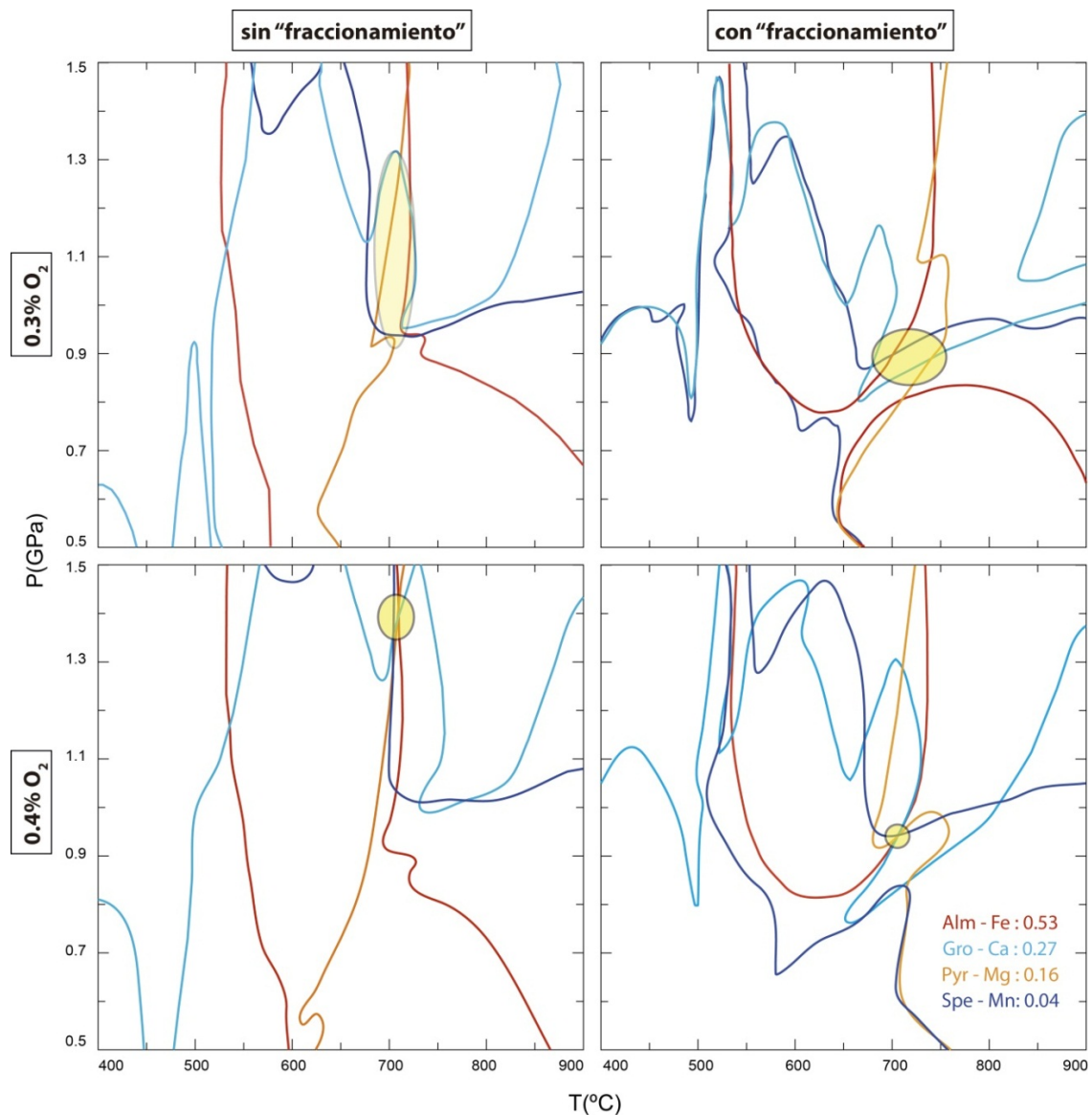
entre 870 y 700 °C, mientras que la presión no parece variar significativamente, manteniéndose prácticamente fija a los 0.8 MPa. Esto es muy relevante puesto que, entre los 700 y 750°C, la temperatura de metamorfismo marca la transición entre las facies de anfíbolitas y granulitas. Si los granates hubiesen empezado a crecer en facies de granulitas, se esperaría encontrar relictos de piroxenos, o al menos texturas de uralitización en las anfíbolas, las cuales no se observan.

Esto sugiere que los núcleos de los granates se habrían formado a temperaturas no mayores a los 800°C, aunque se debe tener en cuenta la posibilidad de que si se hayan superado éstas temperaturas y posteriormente, en metamorfismo retrógrado, se haya obliterado toda evidencia de los piroxenos. Asumiendo lo primero, se necesita al menos 0.3% de O<sub>2</sub>, según la figura 24. Esto tiene sentido, y se ve respaldado por [MASSONNE \(2012\)](#), quien utiliza un 0.4% de O<sub>2</sub> para el modelamiento de una muestra que contiene razones similares entre Fe bivalente y trivalente (aproximadamente un 30% correspondiente a Fe<sup>3+</sup>).



**Figura 25: Isópletas de [Ca], [Mg] y [Fe] para el rango composicional de los granates de la muestra JN34. Se muestra la intersección de éstas para la composición de la segunda fase de crecimiento.**

Al graficar las isópletas de cada componente del granate, en el rango composicional observado en su zonación, se confirman las tendencias de algunos elementos. En primer lugar, se confirma la utilidad como geotermómetro del componente piropero en el granate (Mg), cuya proporción aumenta a medida que el metamorfismo progresa en T. También resalta la utilidad del componente grosulario (Ca), el cual funciona como buen geobarómetro para altas temperaturas (>600°C), y en concentraciones menores a 0.28. El componente almandino (Fe) puede funcionar como buen geotermómetro a altas presiones (>1 MPa). Tomando esto en cuenta, y considerando que estos granates aumentan el Ca y disminuyen el Mg de núcleo a borde, ya se sugiere una trayectoria antihoraria (aumentando la presión y disminuyendo la temperatura simultáneamente). En la figura 25 se muestra la intersección de las isópletas correspondientes a la segunda fase de crecimiento del granate, la cual habría ocurrido a los 700°C, y a presiones entre los 0.9 y 1.3 MPa.



**Figura 26:** Intersección de las isópletas de los granates de la muestra JN34 para la segunda fase de crecimiento, con y sin la consideración de “fraccionamiento composicional”, para los 0.3 y 0.4% de O<sub>2</sub>.

Ahora bien, la zonación de éstos granates muestra quiebres composicionales drásticos, que denotan claras fases distintas de crecimiento, con poca o nula difusión entre ellas. Esto sugiere



que los elementos utilizados en la primera fase de crecimiento, o del núcleo, no habrían estado disponible para la segunda fase, creando una suerte de hermetismo, o de fraccionamiento (composicional) del mineral. Para modelar esto, se adapta la composición de roca total utilizada, restándole la composición promedio medida en los núcleos de granate, multiplicado por la concentración modal observada (15%), y luego normalizando al 100% nuevamente los valores (manteniendo fijos los valores de H<sub>2</sub>O y O<sub>2</sub>), como muestra la tabla 5.

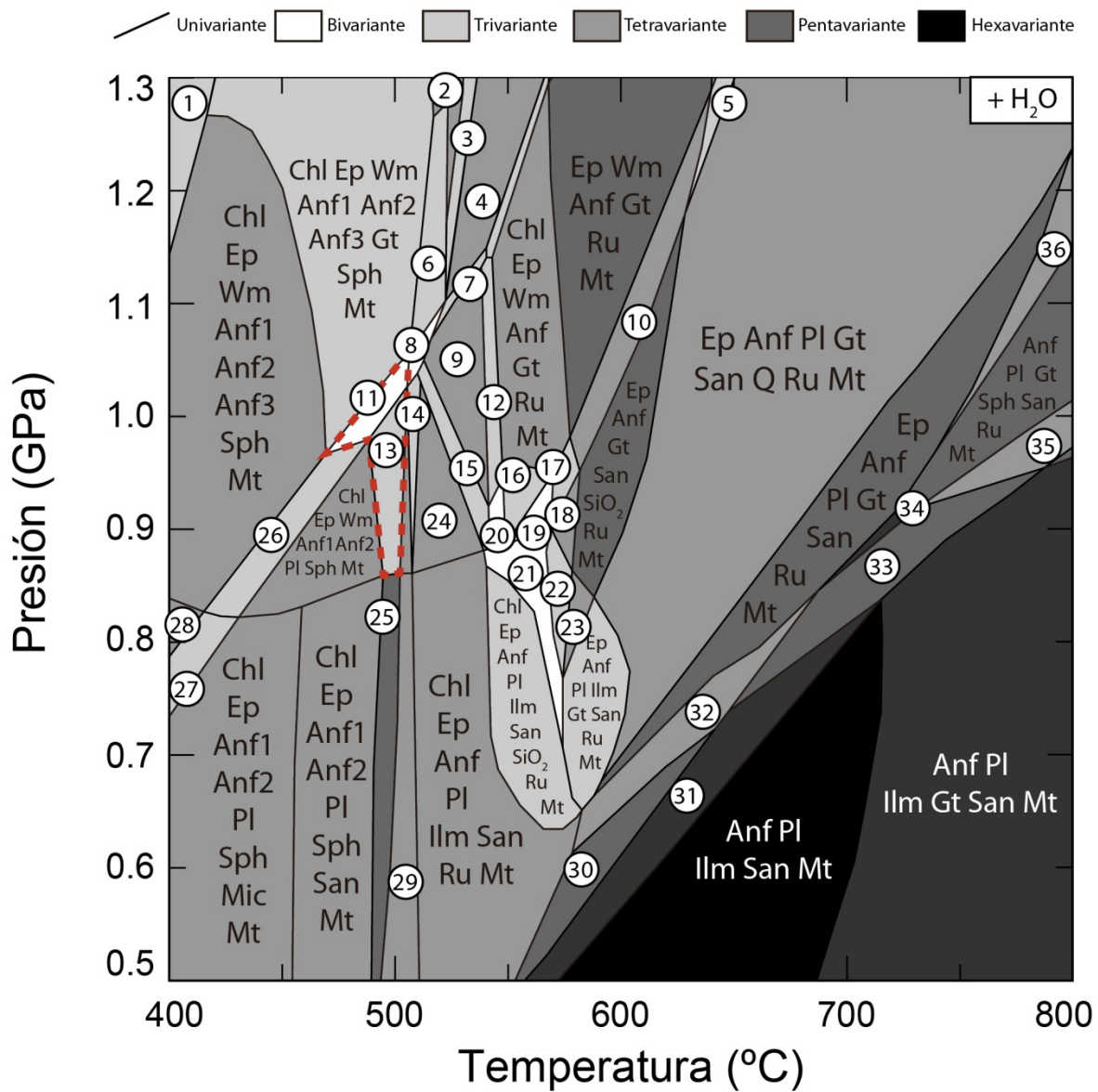
Al comparar las isópletas obtenidas con y sin considerar el “fraccionamiento composicional”, se obtienen buenos resultados. En la figura 26 se muestra las isópletas intersectadas para la segunda fase de crecimiento, considerando 0.3% O<sub>2</sub> y 0.4% O<sub>2</sub>, para ambos casos. A primera vista se ven mejores intersecciones entre las isópletas al considerar el fraccionamiento, independiente del oxígeno. Además de esto, las presiones predichas están mucho mejor acotadas, y disminuyen considerablemente, mientras que las temperaturas se mantienen fijas a los 700°C aproximadamente. Para el caso de 0.3% O<sub>2</sub>, se tenían presiones entre 1 y 1.3 GPa, las cuales quedan acotadas alrededor de los 0.9 GPa. Para el caso de 0.4% O<sub>2</sub>, la presión de intersección aparece a los 1.4 GPa previo al fraccionamiento, luego del cual disminuyen a los 0.95 GPa.

En su tercera fase de crecimiento, el granate no tiene tanto desarrollo como en las primeras dos, generando un delgado anillo enriquecido en Ca y empobrecido en Fe y Mg. Luego de varias pruebas, no se logra intersectar isópletas con sus composiciones respectivas para esta fase. Esto refleja el hecho de que las últimas etapas de crecimiento son las que menos están en equilibrio con la composición de roca total, por lo que modelarlas únicamente con sus isópletas pierde sentido.

Finalmente, la *pseudosección* calculada para esta roca se acotó entre los 400 y 800°C, y entre los 0.5 y 1.3 GPa. El sistema químico elegido para éstos cálculos fue el sistema modificado luego de restar la “composición fraccionada” del núcleo de los granates (Tabla 5), ya que los minerales observados actualmente se suponen posteriores a éste primer evento. El campo que contiene a la paragénesis estudiada (anfíbola, granate, titanita y plagioclasa) acotaría las condiciones de metamorfismo entre los 0.85 y 1.05 GPa a los 500°C aproximadamente (Figura 27, destacado en rojo).

**Tabla 5: Diferencias composicionales para la muestra JN34 considerando “fraccionamiento composicional” posterior al crecimiento del núcleo de los granates (15% modal).**

JN34	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	O <sub>2</sub>	TOTAL
sin "fraccionamiento"	41.59	1.96	14.73	14.38	0.39	8.30	10.07	1.68	0.50	6.00	0.40	100.00
núcleo granates	38.21	0.15	21.41	25.56	2.04	5.16	7.43	0.04	0.00	0.00	0.00	100.00
con "fraccionamiento"	35.86	1.94	11.52	10.55	0.09	7.53	8.95	1.67	0.50	6.00	0.40	85.00
normalizado al 100%	<b>42.70</b>	<b>2.31</b>	<b>13.72</b>	<b>12.56</b>	<b>0.11</b>	<b>8.96</b>	<b>10.66</b>	<b>1.99</b>	<b>0.60</b>	<b>6.00</b>	<b>0.40</b>	<b>100.00</b>



- |   |                                      |   |
|---|--------------------------------------|---|
| 1. Chl Ep Wm Anf1 Anf2 Anf3 Sph Id Mt         | 13. Chl Ep Wm Anf1 Anf2 Pl Gt Sph Mt | 25. Chl Ep Anf Pl Sph San Mt            |
| 2. Chl Ep Wm Anf1 Anf2 Ilm Ru Mt              | 14. Chl Ep Wm Anf1 Anf2 Pl Ilm Ru Mt | 26. Chl Ep Wm Anf1 Anf2 Anf3 Pl Sph Mt  |
| 3. Chl Ep Wm Anf1 Anf2 Ilm Gt Ru Mt           | 15. Chl Ep Wm Anf Pl Ilm Gt Ru Mt    | 27. Chl Ep Anf1 Anf2 Anf3 Pl Sph Mic Mt |
| 4. Chl Ep Wm Anf1 Anf2 Gt Ru Mt               | 16. Chl Ep Wm Anf Ilm Gt Ru Mt       | 28. Chl Ep Anf1 Anf2 Anf3 Sph Mic Mt    |
| 5. Ep Wm Anf Pl Gt San SiO <sub>2</sub> Ru Mt | 17. Chl Ep Wm Anf Gt San Ru Mt       | 29. Chl Ep Anf Pl Ilm Sph San Mt        |
| 6. Chl Ep Wm Anf1 Anf2 Anf3 Ilm Ru Mt         | 18. Chl Ep Anf Gt San Ru Mt          | 30. Ep Anf Pl Ilm San Ru Mt             |
| 7. Chl Ep Wm Anf1 Anf2 Pl Gt Ru Mt            | 19. Chl Ep Wm Anf Ilm Gt San Ru Mt   | 31. Anf Pl Ilm San Ru Mt                |
| 8. Chl Ep Wm Anf1 Anf2 Anf3 Pl Ilm Ru Mt      | 20. Chl Ep Wm Anf Pl Ilm Gt Ru Mt    | 32. Ep Anf Pl Ilm Gt San Ru Mt          |
| 9. Chl Ep Wm Anf Pl Gt Ru Mt                  | 21. Chl Ep Anf Pl Ilm Gt San Ru Mt   | 33. Anf Pl Ilm Gt San Ru Mt             |
| 10. Ep Wm Anf Gt San SiO <sub>2</sub> Ru Mt   | 22. Chl Ep Anf Ilm Gt San Ru Mt      | 34. Anf Pl Gt San Ru Mt                 |
| 11. Chl Ep Wm Anf1 Anf2 Anf3 Pl Gt Sph Mt     | 23. Ep Anf Ilm Gt San Ru Mt          | 35. Anf Pl Ilm Gt Sph San Ru Mt         |
| 12. Chl Ep Wm Anf Pl Gt Ru Mt                 | 24. Chl Ep Wm Anf Pl Ilm Ru Mt       | 36. Ep Anf Pl Gt Sph San Ru Mt          |

**Figura 27:** Pseudosección calculada para la muestra JN34; anfibolita de granate. Los campos que contienen la paragénesis de anfíbola, granate, titanita y plagioclasa están destacados en rojo.

## 7 GEOCROLOGÍA

A pesar de que las variables intensivas de mayor interés para el metamorfismo suelen ser la presión y la temperatura, la variable de tiempo es primordial en todos los procesos geológicos. Si bien el estudio del registro estratigráfico permite una construcción, aunque incompleta, de la historia de la tierra y sus procesos, resulta imposible explotar la riqueza de éste registro sin un marco temporal construido a partir de edades exactas, para así generar una historia coherente de la dinámica de la tierra.

En estudios petroectónicos como el presente, es fundamental conocer, o al menos acotar, la edad de él o los distintos eventos metamórficos responsables de las paragénesis observadas, para así desarrollar una historia temporal de la génesis de éstas rocas. Con este fin se aplica el geocronómetro de U-Pb en circones detríticos, separados de una muestra de metarenisca perteneciente a la subunidad de esquistos micáceos del CMPC. Estos resultados se complementan con edades bibliográficas de K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  realizadas por el SERNAGEOMIN, los cuales serán discutidos posteriormente.

### 7.1 U-Pb en circones detríticos (SHRIMP)

Desde el comienzo del siglo pasado se ha reconocido que los sistemas radioactivos de larga vida proveen la mejor solución en la búsqueda de cuantificar el tiempo geológico (DAVIS ET AL., 2003). La vida media de los isotopos naturales de  $^{238}\text{U}$  y  $^{235}\text{U}$  permite cubrir la totalidad de la historia de la tierra, dando origen al sistema isotópico pareado de U-Pb. La estructura cristalina del circón permite un reemplazo de U por Zr, sin embargo, el Pb es demasiado grande para este reemplazo, lo cual hace que el U-Pb sea un buen sistema radioactivo para cuantificar el tiempo que ha pasado desde la cristalización de este mineral, ya que el Pb contenido en él está restringido al resultado de la desintegración del U. Por otra parte, la temperatura de apertura/cierre del sistema U-Pb en el circón es cercana a los  $900^{\circ}\text{C}$  (LEE ET AL., 1997), lo cual hace muy difícil resetear el sistema isotópico original de los cristales, a pesar de que éstos pueden verse recrecidos por eventos metamórficos de menor temperatura, entregándole la capacidad de registrar múltiples y complejos eventos geológicos. Ésto, sumado a que el circón es altamente resistente a la meteorización hace que este mineral sea de gran importancia para la geocronología.

Gracias a la resiliencia del circón, los esquistos micáceos formados a partir de un protolito sedimentario son buenos candidatos para contenerlo. Se denomina como circón detrítico a aquel contenido en una roca sin haber sido formado en ella, similar al concepto de alóctono. De esta forma, un esquisto puede concentrar circones detríticos pertenecientes a las rocas expuestas a la meteorización durante la erosión y posterior sedimentación del protolito. Por otra parte, los circones detríticos pueden tener bordes metamórficos recrecidos de distinta edad que sus núcleos.

Teniendo esto en cuenta, la edad más joven obtenida mediante esta metodología corresponde a la edad máxima posible de depositación (en el caso de corresponder a núcleos de circones, ígneos), o el registro de un evento metamórfico (en el caso de estar midiendo en bordes recrecidos, metamórficos).

En este estudio se realizaron análisis de U-Pb en circones detríticos para una muestra de metarenisca perteneciente a la subunidad de esquistos micáceos del CMPC (FO10126), recolectada en las cercanías del poblado de Punta de Choros (Figura 4). Los circones fueron separados a través del método estándar de molienda y separación de minerales pesados, realizado en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Estos concentrados de circón fueron enviados a la Australian National University, Canberra, para ser sometidos a análisis isotópicos por Dr. C.M. Fanning.

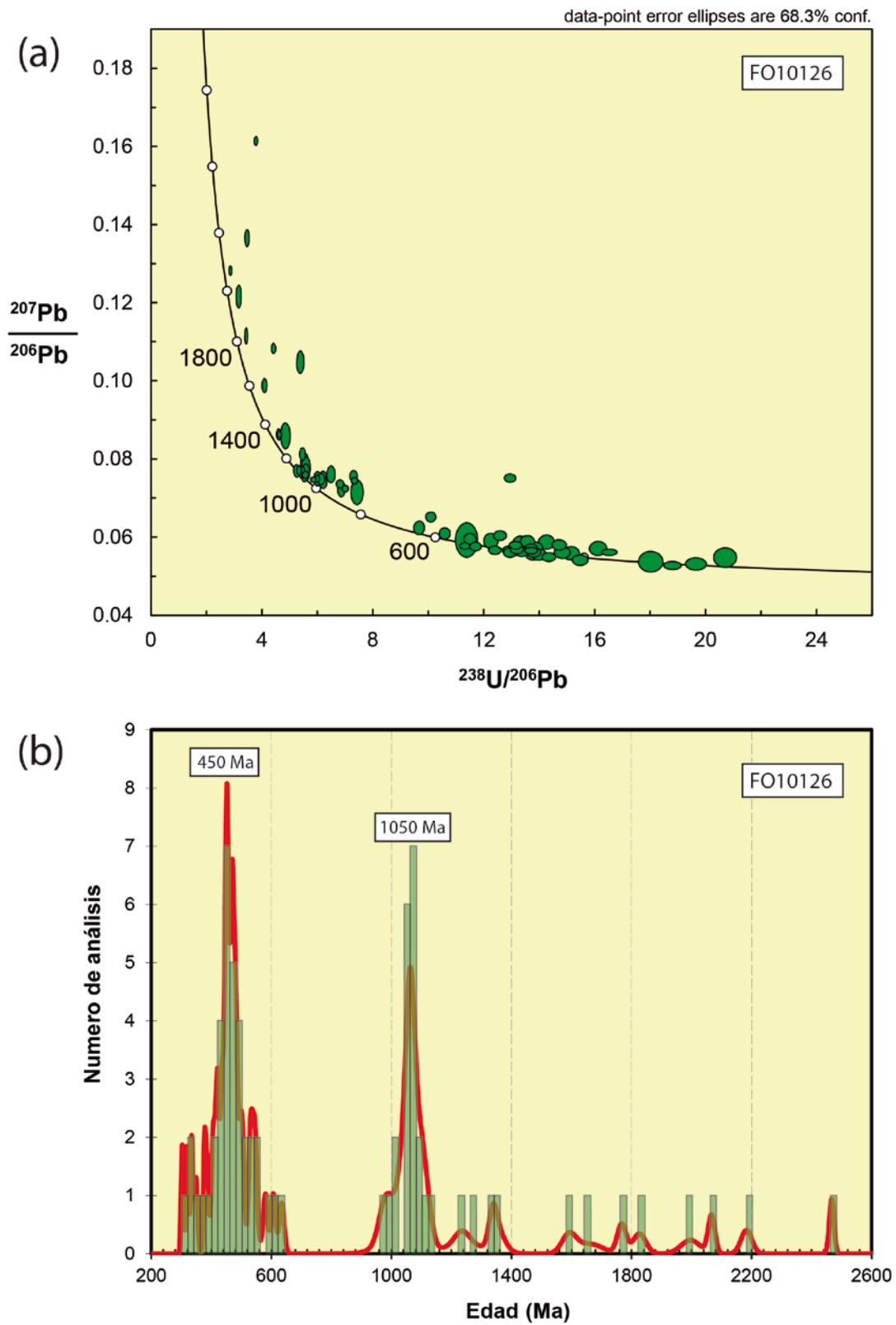


Figura 28: (a) Diagrama de la Concordia (Tera-Wasserburg) para los análisis en la muestra FO10126. (b) Histograma de probabilidad de densidad de edades para los 70 análisis.

Para cada grano de circón se obtuvo una imagen CL (cátodo-luminiscente), en la cual se determinaron los puntos exactos a ser analizados. Los análisis de U/Th/Pb fueron realizados usando dos microsondas iónicas de alta resolución (SHRIMP II y SHRIMP RG), siguiendo los procedimientos descritos por WILLIAMS (1998), obteniendo un total de 70 mediciones para la muestra (ver Anexo D). Estos datos fueron procesados posteriormente usando la aplicación de *Isoplot* para excel, una herramienta útil para la visualización de datos de isótopos radiogénicos (LUDWIG, 2003).

De ésta forma se obtiene el diagrama de la Concordia (de Tera-Wasserburg) para los resultados obtenidos (Figura 28, a), en donde se puede observar una buena correlación entre los dos sistemas isotópicos pareados ( $^{238}\text{U}$  y  $^{235}\text{U}$ ) para la mayoría de los datos con edades más jóvenes que 1200 Ma, indicando que hubo nula o leve pérdida de Pb radiogénico.

Los resultados agrupan principalmente edades paleozoicas y proterozoicas (Figura 28, b). La mayor concentración está dada por circones paleozoicos, con un peak ordovícico a los 450 Ma. La segunda mayor concentración se encuentra en el mesoproterozoico, aproximadamente a los 1050 Ma. Luego de eso se tienen datos aislados y más antiguos, principalmente paleoproterozoicos, aunque dispersos y nunca agrupando más de una medición, y mostrando mayor pérdida de Pb en el diagrama de la Concordia (Figura 28, a).

Al enfocar más cercanamente los datos, se pueden dilucidar al menos 5 familias de distintos eventos; Precámbrico, Cámbrico, Ordovícico-Silúrico, Devónico, y Carbonífero (Figura 29, a). De estos 5 eventos, el más antiguo, representado por 3 datos un tanto dispersos, y no muy bien ajustados a la línea de la Concordia (Figura 29, a), podría representar el ciclo tectónico Pampeano (CHARRIER ET AL., 2007), aunque los datos son insuficientes para aseverarlo. Luego de éste viene una familia de datos cámbricos, constatada por 4 análisis, promediando aproximadamente 540 Ma, nuevamente correlacionable al ciclo Pampeano. El aglomerado Paleozoico de mayor importancia proviene del Ordovícico, y tiene una edad promedio ponderada de  $457 \pm 6$  Ma (Figura 29, b), calculada a partir de 24 mediciones, reflejando de manera clara el ciclo tectónico Famatiniano (CHARRIER ET AL., 2007). La familia devónica consta de tan solo 2 análisis, los cuales, además, muestran algún nivel de pérdida de Pb (Figura 29, a), sugiriendo que en realidad podrían corresponder a edades más antiguas, tal vez emparentadas a la familia anterior. Finalmente, se tiene un conjunto de 4 datos carboníferos, los cuales a pesar de ser escasos, representan a los circones más jóvenes del muestreo, por ende, vale la pena examinarlos cuidadosamente.

En el diagrama de la Concordia, la familia carbonífera se ve claramente representada por las últimas 4 elipses (Figura 29, a), dentro de las cuales la edad más joven, o con mayor razón de  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ , sobresale un poco por sobre la línea de la Concordia, indicando pérdida de Pb, y una posible subestimación de su edad, por lo que no puede considerarse como la edad más joven. Sin embargo, las otras 3 edades presentan una buena correlación con la línea de la Concordia, por lo que tiene sentido procesarlas, entregando una edad promedio ponderada de  $334 \pm 6$  Ma (Figura 29, b), correlacionable con el ciclo tectónico Gondwánico (CHARRIER ET AL., 2007).

La razón de Th/U en los circones ha sido usada como discriminador de temperatura de cristalización, lo cual se aplica para diferenciar circones ígneos de metamórficos, siendo que estos últimos recrystalizan a menores temperaturas (HOSKIN Y SCHALTEGGER, 2003). El motivo por el cual existe este discriminador es la preferencia del Th por sobre el U a mayores temperaturas, resultando en mayores razones de Th/U. El factor de corte para circones ígneos está dado por razones de Th/U mayores que 0.5, y se consideran como circones metamórficos aquellos con valores menores o iguales a 0.07, comúnmente tomando valores menores a 0.01 (RUBATTO, 2002), dejando un amplio rango intermedio de incerteza.



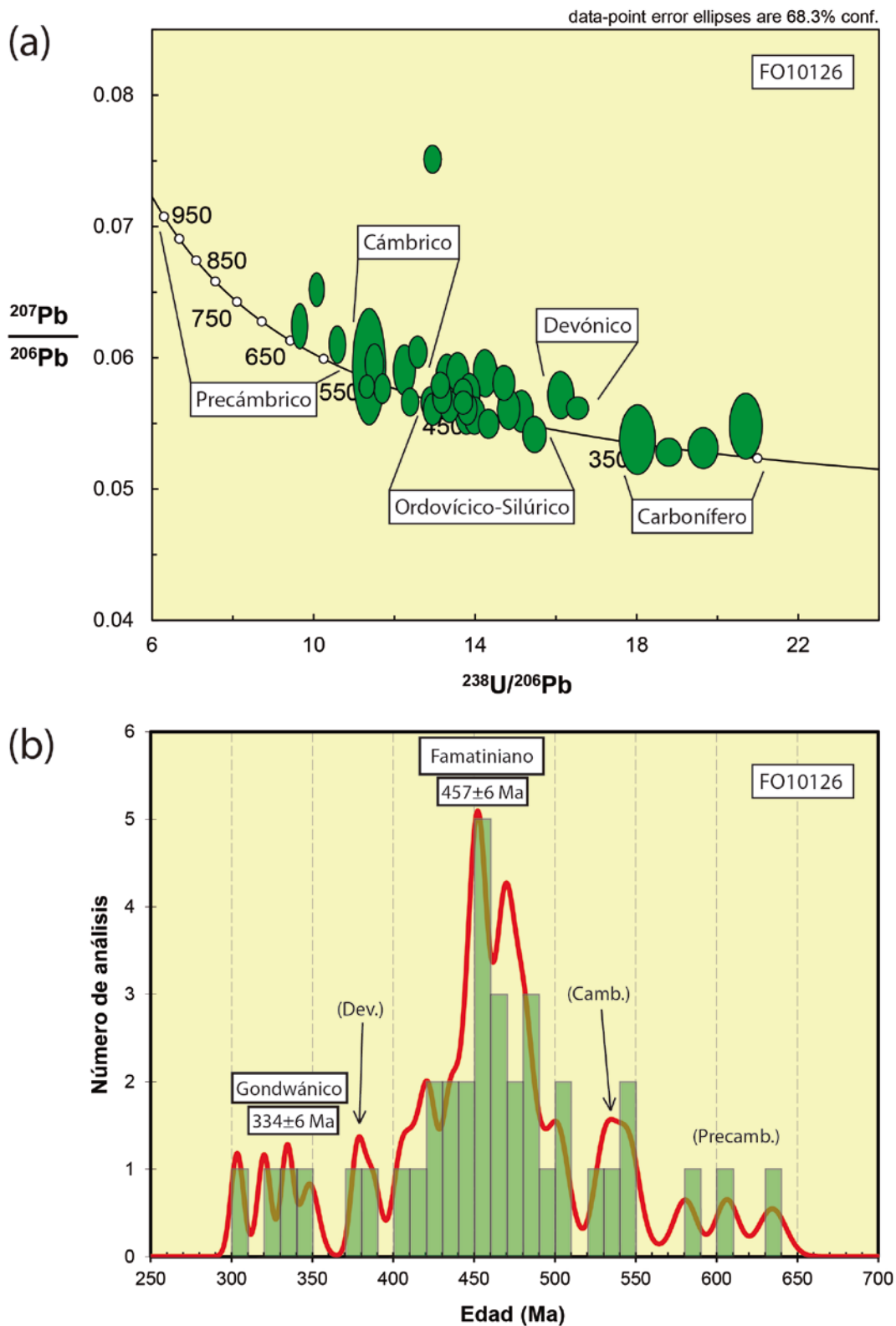


Figura 29: (a) Diagrama de la Concordia (Tera-Wasserburg) para los 37 análisis de edades más jóvenes en la muestra FO10126, paleozoicos en su mayoría, subdivididos en 5 familias. (b) Histograma de probabilidad de edad para estos mismos 37 análisis. Se indican los promedios ponderados para los 2 eventos más significativos.

**Tabla 6: Edades y razones de Th/U para los 70 análisis de circones detríticos. Se destacan en verde las razones de Th/U mayores que 0.5, y en rojo las menores a 0.07, como discriminador entre circones ígneos y metamórficos.**

<b>Familia</b>	<b>Edad U-Pb (Ma)</b>	<b>±</b>	<b>Th/U</b>	<b>Familia</b>	<b>Edad U-Pb (Ma)</b>	<b>±</b>	<b>Th/U</b>
Carb.	304	4	0.45	Precam.	977	19	0.09
Carb.	320	4	0.44	Precam.	990	29	0.58
Carb.	334	4	0.17	Precam.	1011	38	0.26
Carb.	348	6	0.23	Precam.	1012	41	0.49
Dev.	378	4	0.27	Precam.	1044	16	0.77
Dev.	387	5	0.82	Precam.	1053	31	0.21
Ord-Sil.	404	5	0.69	Precam.	1056	18	0.34
Ord-Sil.	412	5	0.43	Precam.	1057	32	0.44
Ord-Sil.	420	5	0.13	Precam.	1058	17	0.36
Ord-Sil.	422	5	0.06	Precam.	1059	11	0.16
Ord-Sil.	435	5	0.05	Precam.	1062	16	0.41
Ord-Sil.	436	6	0.87	Precam.	1065	11	0.37
Ord-Sil.	445	5	0.71	Precam.	1066	92	0.44
Ord-Sil.	448	6	0.07	Precam.	1067	32	1.30
Ord-Sil.	451	5	0.33	Precam.	1071	12	0.75
Ord-Sil.	452	6	0.45	Precam.	1071	41	0.28
Ord-Sil.	454	5	0.65	Precam.	1078	20	0.97
Ord-Sil.	454	5	0.35	Precam.	1085	24	0.55
Ord-Sil.	457	6	0.21	Precam.	1087	13	0.43
Ord-Sil.	466	5	0.14	Precam.	1106	12	0.29
Ord-Sil.	466	6	0.79	Precam.	1122	15	0.33
Ord-Sil.	469	5	0.68	Precam.	1235	26	0.55
Ord-Sil.	471	5	0.68	Precam.	1269	65	1.01
Ord-Sil.	472	5	0.08	Precam.	1339	13	0.29
Ord-Sil.	480	6	0.55	Precam.	1357	23	0.38
Ord-Sil.	480	6	0.78	Precam.	1592	24	0.55
Ord-Sil.	482	6	0.78	Precam.	1660	43	0.44
Ord-Sil.	491	6	0.05	Precam.	1767	15	0.33
Ord-Sil.	501	6	0.01	Precam.	1826	21	0.37
Ord-Sil.	505	7	0.57	Precam.	1996	32	1.28
Camb.	529	6	0.56	Precam.	2067	11	0.96
Camb.	537	7	0.76	Precam.	2183	18	0.64
Camb.	543	13	3.26	Precam.	2467	8	0.50
Camb.	547	6	0.14				
Precam.	581	7	0.94				
Precam.	606	7	0.06				
Precam.	634	8	0.79				

La tabla 6 muestra las razones de Th/U medidas para cada análisis, listadas en orden creciente de edades, y destacando en verde o rojo los casos que clasifican como ígneos o metamórficos respectivamente según esta razón. Se puede observar que casi la mitad de los datos tienen origen incierto, tomando valores de Th/U entre 0.1 y 0.5. Existe una buena cantidad de circones ígneos en la familia ordovícica-silúrica (11/24), pero también incluye una cantidad no despreciable de circones metamórficos (4/24). Las familias cámbricas y precámbrica son las más inclinadas hacia circones netamente ígneos (17/40), con tan sólo un circón metamórfico.

Como ya se ha dicho, es de particular interés comprender el origen de los circones detríticos más jóvenes, ya que pueden representar dos eventos totalmente distintos. En el caso de ser ígneos acotan la edad de la sedimentación, entregando un valor máximo de deposición de los sedimentos. De ser metamórficos, indicarían directamente un evento de recrecimiento, probablemente asociado al evento metamórfico principal durante la acreción y formación del CMPC. Al observar la familia carbonífera en la tabla 5, no resaltan razones indicativas de ninguno de los dos eventos, sino que toman valores entre 0.17 y 0.45, dentro del rango de la incertidumbre, por lo que no es posible determinar a qué evento corresponderían mediante este parámetro.

## 8 DISCUSIONES

### 8.1 Eventos deformativos

#### 8.1.1 Estructuras

Las observaciones estructurales hechas en terreno son fundamentales para la comprensión espacial y temporal de la deformación. Aparte de la complicada, aunque coherente, arquitectura estructural de un sistema de prisma de acreción, las rocas expuestas actualmente pueden haber sido sujetas a eventos deformativos posteriores a su acreción, durante la exhumación o incluso en superficie. Un ejemplo de esto son las rocas de Bahía Agua Dulce (31°-32° S), donde las estructuras acrecionarias están superpuestas por numerosas zonas de cizalle (REBOLLEDO & CHARRIER, 1994; RING ET AL., 2012).

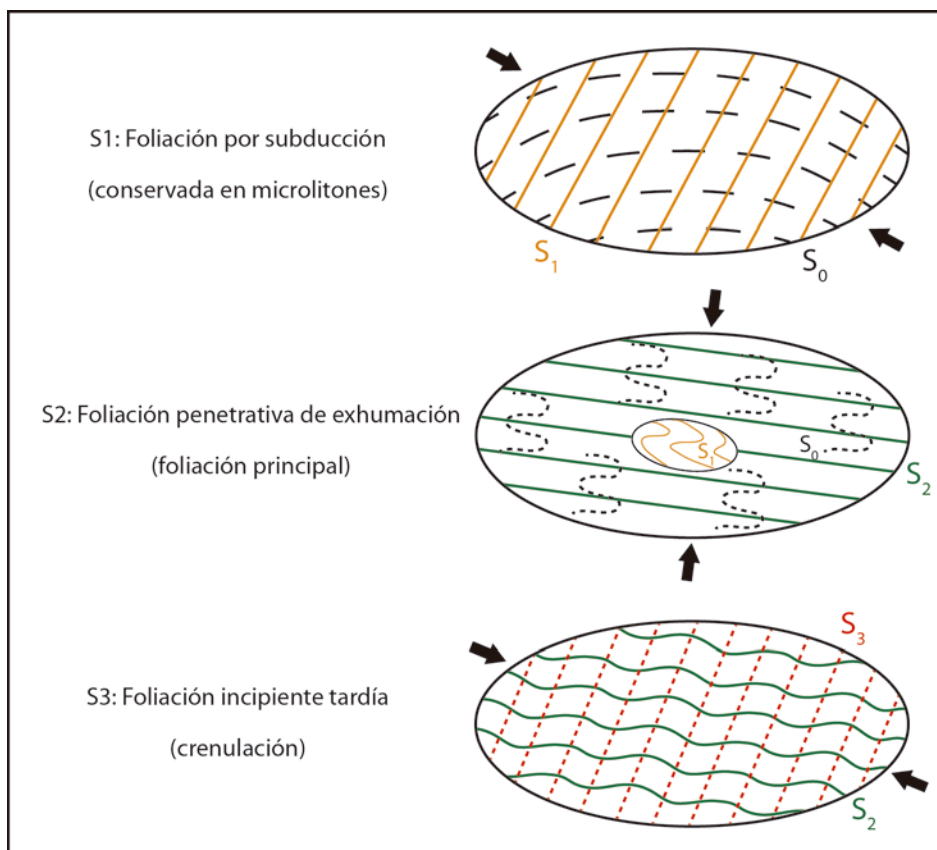


Figura 30: Modelo evolutivo esquemático de las distintas fases deformativas para las rocas del CMPC.

Los afloramientos del CMPC registran comúnmente más de un evento deformativo, visualizados comúnmente en forma de isoclinales que pliegan una foliación anterior, desarrollando una foliación penetrativa de plano axial ( $S_2$ ) borra casi toda evidencia de una foliación previa ( $S_1$ ). Los únicos dominios en donde se conserva la evidencia de  $S_1$  son los microlitones (Figura 30), como es el caso de los *boudines* gnésicos de la unidad de esquistos micáceos, dentro de los cuales se desarrollan pliegues isoclinales sobre el bandeamiento metamórfico, con planos axiales coincidentes con la foliación de la roca caja o externa al *boudin*, nuevamente evidenciando como la foliación principal  $S_2$  logra borrar casi toda evidencia de  $S_1$ , que sobrevive únicamente dentro de algunos pliegues isoclinales.

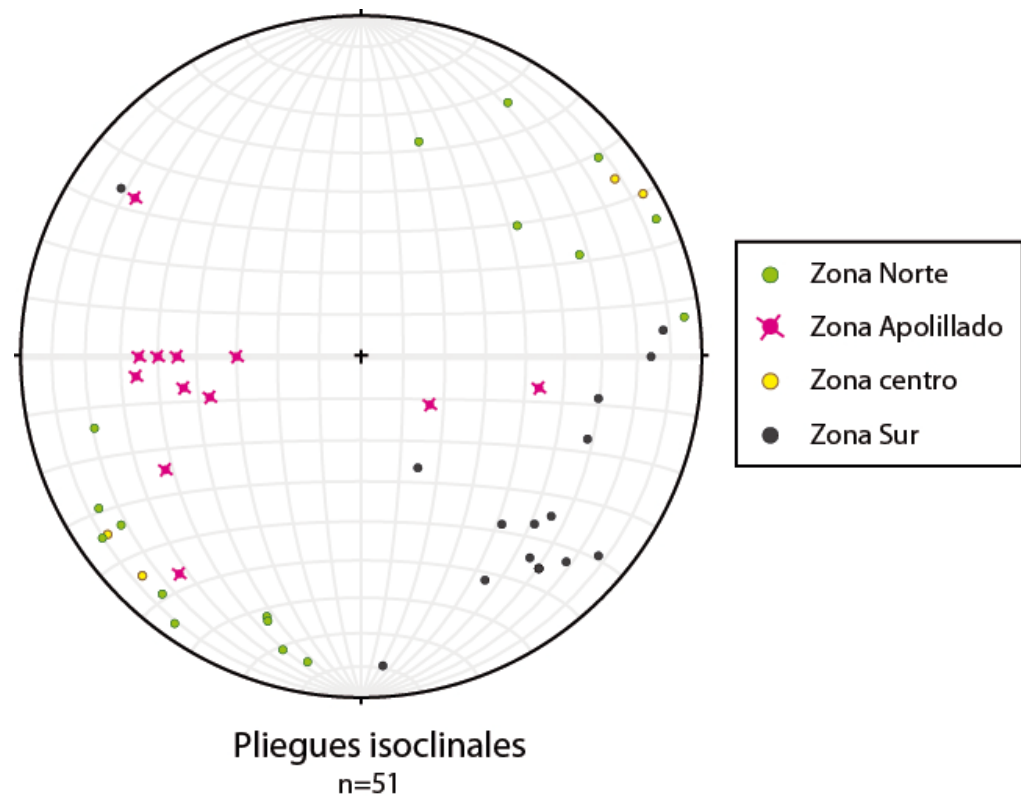
Se interpretan los cambios de color como correspondientes a los contactos primarios estratigráficos, o  $S_0$ , los cuales dentro de las unidades de esquistos micáceos y anfibólicos



generalmente aparecen coincidentes con  $S_2$ . Sin embargo este cambio dudosamente representa la disposición original de los estratos. El alto grado de acortamiento está expreso como apretados pliegues isoclinales, los cuales terminan por trasponer los contactos originales, dejando los limbos paralelos entre sí y con la foliación de plano axial. Esto es válido para las subunidades de esquistos micáceos y anfibólicos, las cuales aparecen intercaladas tectónicamente. Sin embargo, en las rocas de menor grado metamórfico (metaturbiditas) es posible identificar una  $S_0$  no coincidente con la foliación de plano axial, sugiriendo una distinta historia deformativa para éstas rocas.

También existen evidencias de eventos deformativos posteriores a  $S_2$ , asignables, al menos, a una tercera fase de deformación ( $S_3$ ). La estructura más evidente generada por ésta fase correspondería al clivaje de crenulación o efecto kinking (Figura 30). Por otra parte, los contrastes metamórficos y estructurales entre las subunidades de metaturbiditas y esquistos de mayor grado sugieren un control tectónico en sus contactos, talvez relacionados a esta misma fase deformativa.

En la Isla Gaviota se tiene este contraste, interpretada como una falla inversa que montaría a los esquistos micáceos de granate sobre las metaturbiditas, mientras que en la porción continental [CREIXELL ET AL. \(2012\)](#) proponen una zona de cizalle para el contacto entre las unidades contrastantes. A pesar de que las observaciones de terreno realizadas en la expedición de este trabajo no dilucidaron claramente la presencia de una zona de cizalle, las mediciones estructurales posteriormente analizadas concuerdan con la existencia de ésta. En primer lugar, los datos de foliación registran los mayores valores de manteo dentro de las metaturbiditas en las cercanías de Caleta Apollillado (Figura 4), superando los  $45^\circ$ .



**Figura 31: Red de Schmidt con la proyección de los ejes de los pliegues isoclinales, separados por color según el dominio estructural al cual pertenecen.**

Por otra parte, los ejes de los pliegues también muestran diferencias en esta zona. Ya ha sido mencionada la segmentación en 4 zonas estructurales en base a los rumbos de los ejes de los pliegues isoclinales (Figura 12). Esta segmentación apoya el hecho de que las metaturbiditas de la zona Apolillado tengan una historia deformativa distinta a las rocas metamórficas circundantes. La disposición del eje de un pliegue isoclinal responde directamente al proceso que lo formó; si el cizallamiento que lo formó fue de tipo cabalgamiento, es lógico pensar en ejes de poca inclinación, más bien subhorizontales. Por otra parte, si el cizallamiento es de rumbo, los ejes de los pliegues serán mucho más inclinados. Al separar los datos proyectados en una red de Schmidt, es fácil notar que los ejes de los pliegues de la zona Apolillado corresponden a las líneas de mayor buzamiento de la población (Figura 31), apoyando la existencia de una zona de cizalle en esta zona, o al menos una componente importante de movimiento de rumbo.

### 8.1.2 Edades

Este trabajo aporta edades de circones detríticos para una muestra de metarenisca perteneciente a la subunidad de esquistos micáceos del Complejo Metamórfico Punta de Choros, las cuales son mejor comprendidas al contrastarlas con las distintas edades metamórficas bibliográficas.

Dentro de éstas, la edad más antigua está dada por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en anfíbola, proveniente de una anfibolita, entregando un valor de  $320,5 \pm 1,5$  Ma (CREIXELL ET AL., 2012). Ésta correspondería a la edad mínima del tectonismo responsable del adosamiento y metamorfismo de las rocas del prisma de acreción, y por lo tanto, probablemente la edad del primer evento deformativo  $D_1$ . Este mismo método analítico, pero aplicado en micas blancas provenientes de un esquistos micáceo, reporta una edad de  $260 \pm 1,2$  Ma (CREIXELL ET AL., 2012), lo cual puede reflejar (1) la continuidad del proceso de acreción desde el Carbonífero al Pérmico, o (2) un evento posterior a la acreción que esté causando pérdida de Ar en las micas blancas, ya sea por deformación o recristalización. De todas maneras, es probable que ésta edad represente de mejor manera a la edad de exhumación ( $D_2$ ) que la edad de acreción misma ( $D_1$ ).

Por otra parte, análisis de K/Ar en micas blancas pertenecientes a las metaturbiditas de la ZCA entrega edades jurásicas hasta triásicas ( $170 \pm 6$  Ma,  $180 \pm 6$  Ma y  $210 \pm 6$  Ma; CREIXELL ET AL., 2012), correspondientes a un evento posterior a la acreción y exhumación, probablemente recristalización dinámica producida por los movimientos de rumbo asociados a esta zona de cizalle. Por lo demás, estas edades son cercanas a la edad de la Tonalita de Quebrada la Vaca ( $190 \pm 0,8$  Ma;  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita; CREIXELL ET AL., 2012), lo cual sugiere una posible relación entre el plutonismo responsable de este cuerpo y los movimientos de rumbo durante el Jurásico. Estas edades mesozoicas podrían corresponder al tercer y final evento deformativo planteado en este trabajo,  $D_3$ .

Ahora bien, al mirar las familias de edades en los circones detríticos estudiados, se dilucidan rocas formadas durante dos eventos como las principales fuentes de circones, uno durante el Ordovícico-Silúrico asociable al ciclo Famatiniano, y otro más amplio y antiguo en el Mesoproterozoico. Los circones más jóvenes entregan una edad promedio ponderada carbonífera ( $334 \pm 6$  Ma), indicando una edad máxima de sedimentación. Durante este periodo habría estado activo el margen de Gondwana, desarrollando el complejo de subducción en su margen occidental, y el arco magmático hacia el extremo oriental (CHARRIER ET AL., 2007).

El hecho de que las rocas del prisma de acreción contengan tanto circones detríticos (sedimentos) como anfíbolos (metamórficos) de edad carbonífera, puede estar reflejando que (1) las edades carboníferas fueron medidas en circones metamórficos recristalizados durante la acreción, o (2) la sedimentación continuó posterior al comienzo de la acreción, produciendo un

traslape de ambos procesos durante el Carbonífero-Pérmico, o simplemente que (3) existe un exceso de Ar en las anfífolas carboníferas datadas con  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

Las edades más jóvenes reportadas para circones detríticos pertenecientes a complejos de subducción paleozoicos en el norte de Chile varían entre los 291 Ma y los 336 Ma (BAHLBURG *ET AL.*, 2009). Hacia el norte de la zona de estudio, en la cercanía del río Huasco, estos autores reportan edades de depositación pérmica ( $294 \pm 9$  Ma) para metaturbiditas, basado en dataciones de U-Pb en bordes de circones detríticos. Esto apoya de mejor forma la segunda teoría, indicando que la actividad tectónica en el prisma de acreción y la sedimentación desde el continente hacia la fosa se habrían extendido de forma simultánea durante el Carbonífero-Pérmico.

### 8.1.3 Rotaciones

Por más de 20 años los Andes han sido objeto de estudio para el paleomagnetismo, resultando en importantes aportes para la comprensión de megaestructuras de primer orden como el Oroclino Boliviano. Una característica estructural del CMPC que llama la atención es la buena correlación de sus datos de foliación, mostrando una fuerte tendencia de rumbos hacia el NE. Esta tendencia coincide, ampliamente, con el patrón de rotación regional de los Andes centrales (TAYLOR *ET AL.*, 2005).

A lo largo de la última década se han realizado una serie de estudios paleomagnéticos en el Norte de Chile, revelando una fuerte rotación horaria en rocas de edad triásica hasta eocena. Este techo deformacional sugiere que la rotación estaría asociada a la fase Incaica, estrechamente relacionada a la construcción del Oroclino Boliviano (PEÑA, 2012). Entre los 22° y 29° S, la rotación ha sido cuantificada entre los 30° y 45° (sentido horario) aproximadamente (ARRIAGADA *ET AL.*, 2006; PEÑA, 2012), definiendo el dominio S del Oroclino Boliviano, al mismo tiempo que el dominio N del Oroclino de Vallenar, pasando hacia el S a desviaciones magnéticas nulas o muy tenues.

El CMPC se ubica precisamente en la zona de transición axial del Oroclino de Vallenar (Figura 32), en donde a pesar de que las rotaciones promedian 18° en sentido horario, se reconoce mayor dispersión en la magnitud de la rotación, e incluso rotaciones en sentido antihorario (ARRIAGADA *ET AL.*, 2009). La disposición actual de las rocas del CMPC tiene un rumbo de foliación aproximado de N40°E, bastante coincidente con las magnitudes de rotación para la región boreal del Oroclino de Vallenar, suponiendo una disposición original N-S previo a la fase Incaica. Esto concordaría de mejor forma con la tendencia N-S general de las estructuras de primer orden del margen Chileno.

A pesar de ésta concordancia, no se puede negar la posibilidad de que hayan existido otros procesos entre el Paleozoico y el Eoceno que afectaran a las rocas del CMPC antes de la rotación exhibida. Por otra parte, estas rotaciones son de carácter regional, y están sujetas a variabilidad especialmente en cercanía de estructuras locales. El hecho de que existan rotaciones antihorario en la región axial del oroclino apoya esta afirmación. Una estructura local que podría concordar con lo anterior es la ZCA, la cual debe ser tomada en consideración a la hora de tratar de interpretar la disposición actual de las unidades circundantes.

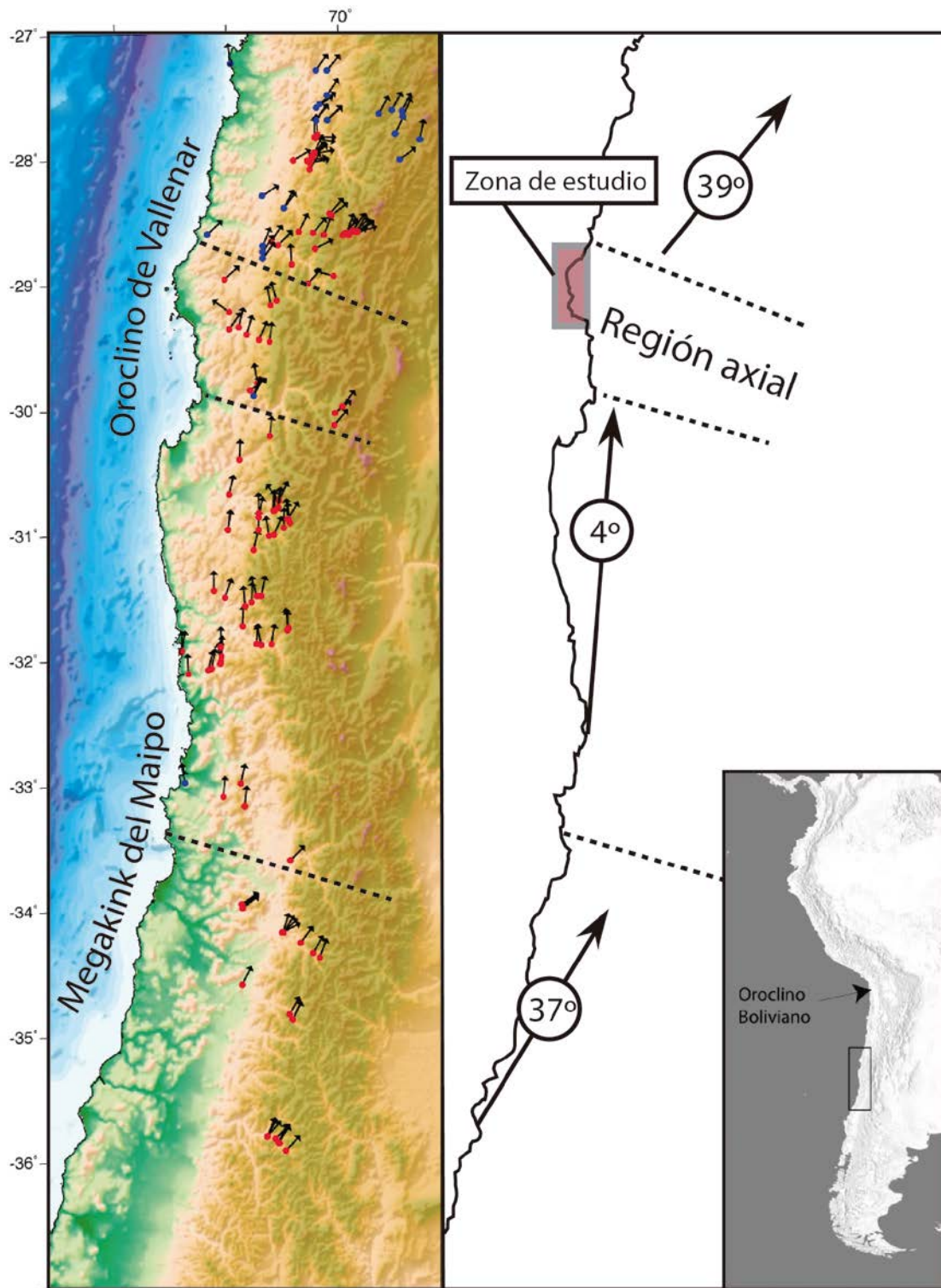


Figura 32: Datos paleomagnéticos entre los 27° y 36°S, mostrando rotaciones tectónicas y sus distintos dominios, asociadas al Oroclino de Vallenar y el “Megakink” del Maipo (modificado de Arriagada et al., 2009).



## 8.2 Trayectoria *PTt*

Los resultados obtenidos con el software PERPLE\_X permiten acotar más de un punto (P,T) en la historia metamórfica del Complejo Metamórfico Punta de Choros, al menos de las rocas analizadas en este estudio. Los resultados obtenidos para cada muestra difieren ampliamente, por lo que deben reflejar procesos o momentos distintos. Cabe notar que los resultados obtenidos mediante este modelamiento llevan asociados un rango de error estimado de un 5% para las temperaturas (aprox.  $\pm 30^\circ\text{C}$  para estas rocas) y de  $\pm 0.2$  MPa para las presiones calculadas (MASSONNE, 2012).

### 8.2.1 JN14 - esquistos micáceos de granate y estaurolita

Esta muestra contiene varios elementos que ayudan a acotar sus condiciones de metamorfismo. En primer lugar la estaurolita resulta sumamente útil, puesto que su campo de estabilidad depende casi netamente de la temperatura, acotando, a grandes rasgos, sus condiciones de formación entre los 500 y 600°C (Figura 33), para la composición de esta roca. Por otra parte, las isópletas de granate intersectan en distintos puntos para el núcleo y el borde de éstos, ya que se encuentran zonados, indicando un metamorfismo prógrado desde los 500 a los 530°C, y desde los 0.4 a los 0.42 GPa, aproximadamente. Esta trayectoria núcleo-borde, aunque sea acotada, cruza al campo de estabilidad de la estaurolita, lo cual sugiere que durante el crecimiento de los granates, en algún punto, se comenzó a generar estaurolita.

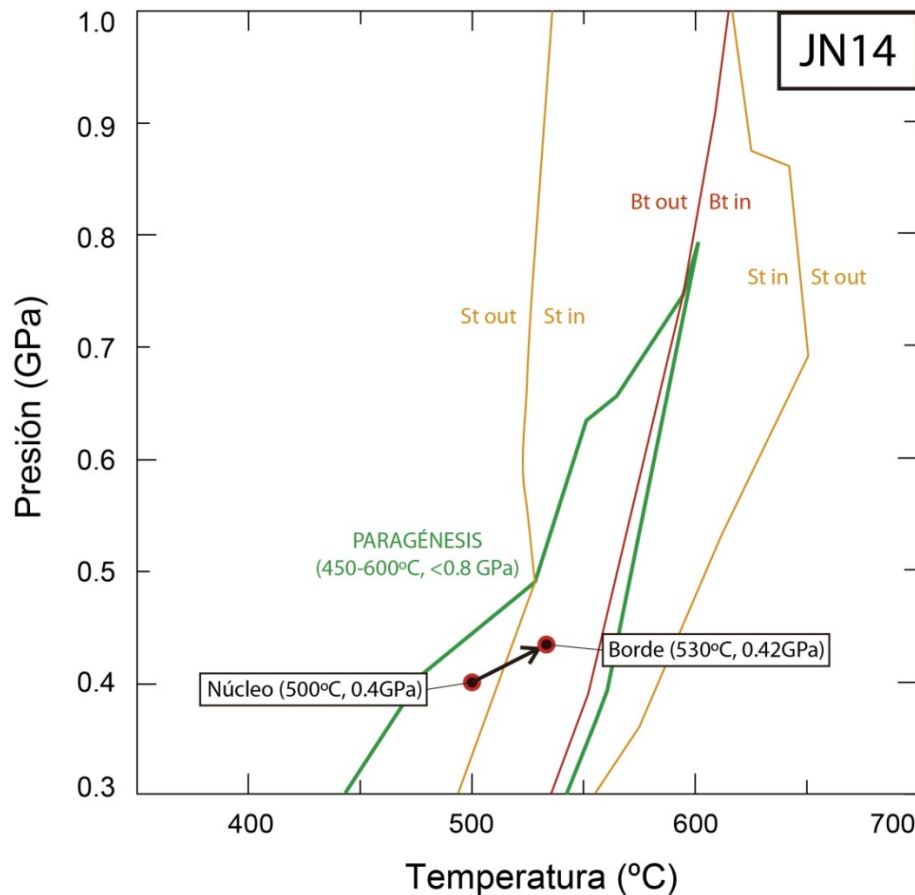


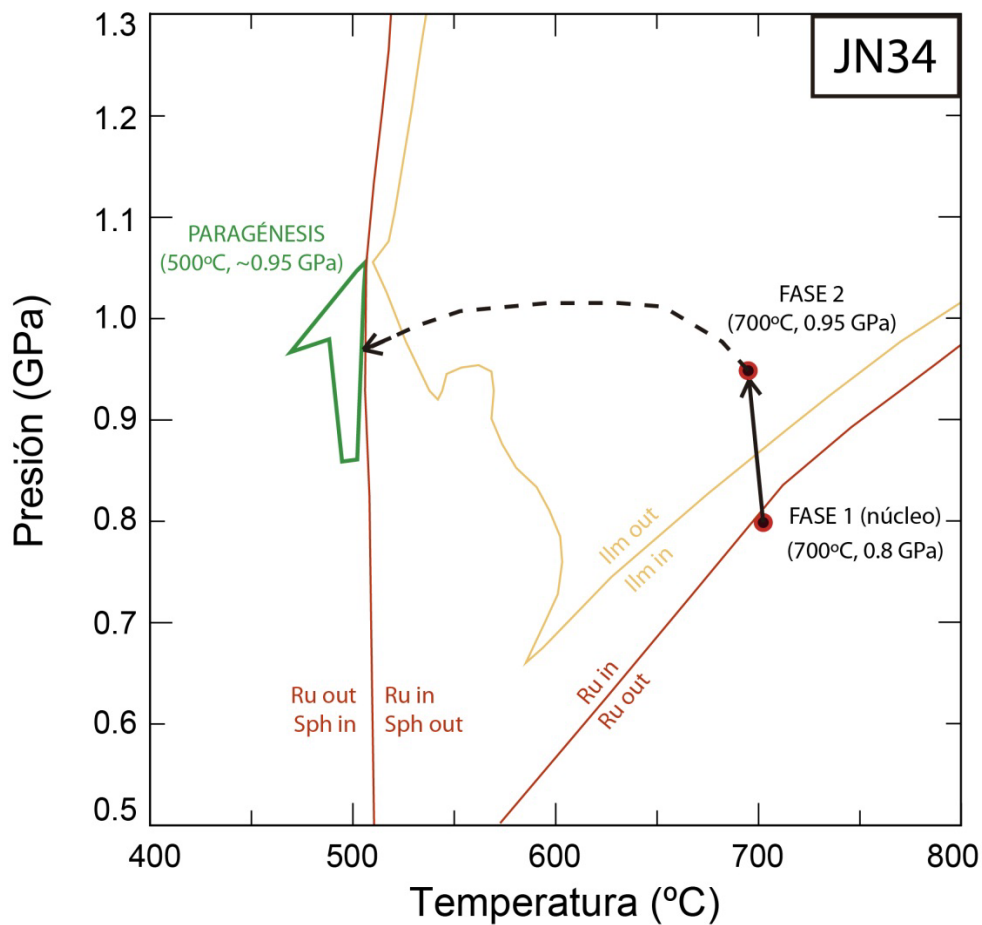
Figura 33: Cuadro resumen para la trayectoria P-T de la muestra JN14. Incluye: campo de estabilidad de la paragénesis Wm-Pl-Chl-Gt (verde), puntos de intersección de las isópletas de granate para el núcleo y el borde (rojo), y curvas de entrada y salida para la estaurolita (amarillo) y la biotita (rojo).

Por otra parte, el campo paragenético definido por la asociación mineral de mica blanca, plagioclasa, clorita y granate, encierra a éstos dos puntos (intersección de las isópletas de borde y núcleo de los granates). Esto indica que el granate habría crecido en equilibrio con esta asociación mineral.

### 8.2.2 JN34 - anfibolita de granate y titanita

Esta muestra aporta resultados poco comunes, en comparación con las rocas de su contexto, desde su modelamiento geotermobarométrico. Su aparición, al igual que JN14, aumenta las condiciones metamórficas previamente propuestas para el complejo, desde facies de esquistos verdes a facies de anfibolitas con epidota. Además de su grado metamórfico, esta roca difiere en muchos sentidos con su contexto, por lo que su origen será posteriormente discutido.

En particular, la zonación discreta de sus granates difiere de la zonación suave o difusa de los granates de la muestra JN14, lo cual se refleja muy bien en los perfiles y mapas composicionales (Figuras 16 y 17). Esto sugiere que el crecimiento de estos granates no ocurrió de forma continua, sino que en distintas fases, con cambios abruptos entre ellas, de tal forma de no permitir la difusión catiónica entre cada “anillo” de granate, creando un hermetismo entre las distintas etapas, lo cual fue denominado también como “fraccionamiento composicional” en el capítulo 6.



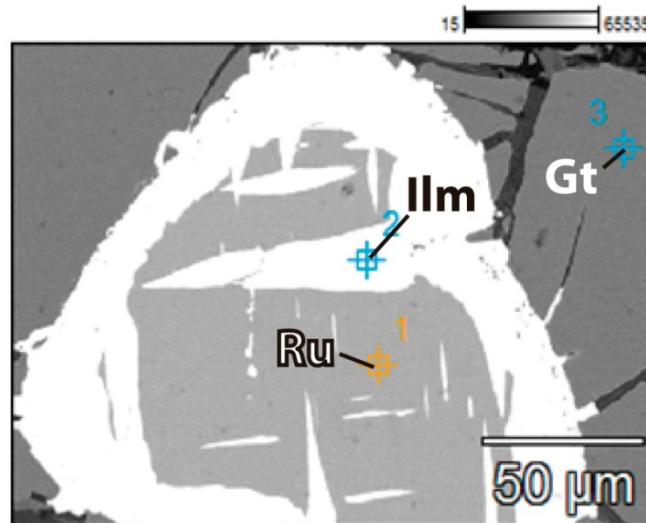
**Figura 34:** Cuadro resumen para la trayectoria P-T de la muestra JN34. Incluye: campo de estabilidad de la paragénesis Anf-Gt-Sph-Pl (verde), puntos de intersección de las isópletas de granate para el núcleo y la FASE 2 (rojo), y curvas de entrada y salida para el rutilo y titanita (rojo) e ilmenita (amarillo).

La primera fase de crecimiento del granate se ve representada por los núcleos de éstos, cuyas condiciones metamórficas quedan acotadas por la intersección de sus isópletas a los 700°C y 0.8 GPa (Figura 34), aproximadamente. Para la fase 2 las isópletas entregan resultados de similar temperatura, pero la presión asciende a los 0.95 GPa, indicando un enterramiento prácticamente isothermal (Figura 34, flecha sólida).

Sin embargo, la paragénesis que presenta la roca indica temperaturas muchos menores, estables a los 500°C y entre los 0.85 y 1.05 GPa aproximadamente (Figura 34). Esto sugiere un enfriamiento básicamente isobárico entre la fase dos y el desarrollo de los minerales que componen la paragénesis (línea punteada, figura 34), generando una trayectoria *PTt* anti-horario para esta roca.

Por otro lado, la relación entre las fases de Ti y los granates apoyan esta trayectoria. Los núcleos de los granates (FASE 1) presentan inclusiones de rutilo con un borde coronítico de ilmenita (Figura 35), mientras que fuera de los granates se desarrollan prominentes cristales euhedrales de titanita como fase principal de Ti. En la figura 34 se pueden apreciar las curvas de entrada y salida de estas tres fases (ru-ilm-sph), de las cuales se desprende que:

- 1) Durante el crecimiento del núcleo de los granates, la fase estable habría sido la ilmenita.
- 2) Aumentando levemente la presión, se entra en el campo de estabilidad de el rutilo, y deja de ser estable la ilmenita, cristalizando unicamente rutilo en la FASE 2.
- 3) El campo paragenético está acotado, en gran parte, por la aparición de la titanita, que aparece como geotermómetro a los 500°C aproximadamente. Esto se ve acompañado de la desaparición del rutilo como fase estable, y la aparición de la ilmenita.



**Figura 35:** Inclusión de rutilo e ilmenita dentro de un granate de la muestra JN34. Imagen generada a partir de un detector de BSE (electrones retrodispersados) acoplado a la microsonda electrónica.

### 8.2.3 Efecto del O<sub>2</sub>

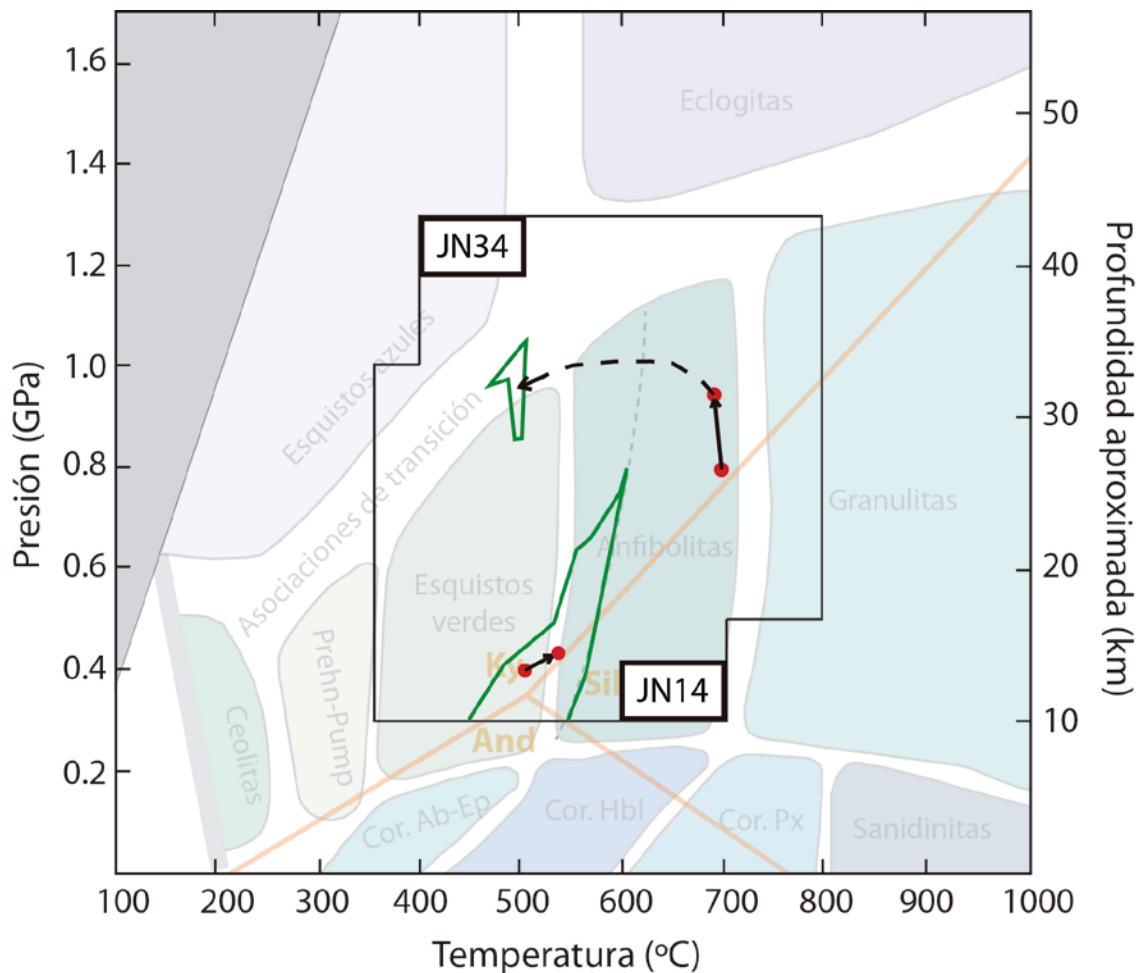
La cantidad de O<sub>2</sub> aparece como una variable determinante dentro del modelamiento termodinámico, y no solo controlando la aparición de distintas especies minerales. Para ambas rocas modeladas, la variación en tan sólo un 0.1% de este parámetro termina por desplazar campos de estabilidad considerablemente. Para la muestra JN14, se observa una intersección de isópletas para el núcleo de los granates mucho más acotada al 0.2% que al 0.1% de O<sub>2</sub>, principalmente debido al desplazamiento de la isópleta de [Mg] (piropo) en 50°C hacia la izquierda.

Esta tendencia se confirma en el modelamiento de la roca JN34, en la cual se observa una disminución de la temperatura de intersección de isópletas de 170° al aumentar el contenido de O<sub>2</sub> desde 0.1% a 0.4%. El componente [Mg] del granate es comúnmente utilizado como un buen geotermómetro, aumentando a medida que el metamorfismo progresa, esto es, al subir la temperatura. Teniendo esto en cuenta, desplazar una isópleta de piropo hacia la izquierda, manteniendo las condiciones metamórficas en un punto P-T fijo, significa aumentar el componente [Mg], lo cual sugiere una preferencia de éste por condiciones con mayor cantidad de O<sub>2</sub>.

El efecto del O<sub>2</sub> tiene una influencia determinante en el modelamiento termodinámico, por lo que se debe tener en consideración el rango de error asociado a la interpretación de sus resultados, en este caso, afectando las temperaturas determinadas en hasta 150°C.

#### 8.2.4 Trayectorias propuestas e implicancias geodinámicas

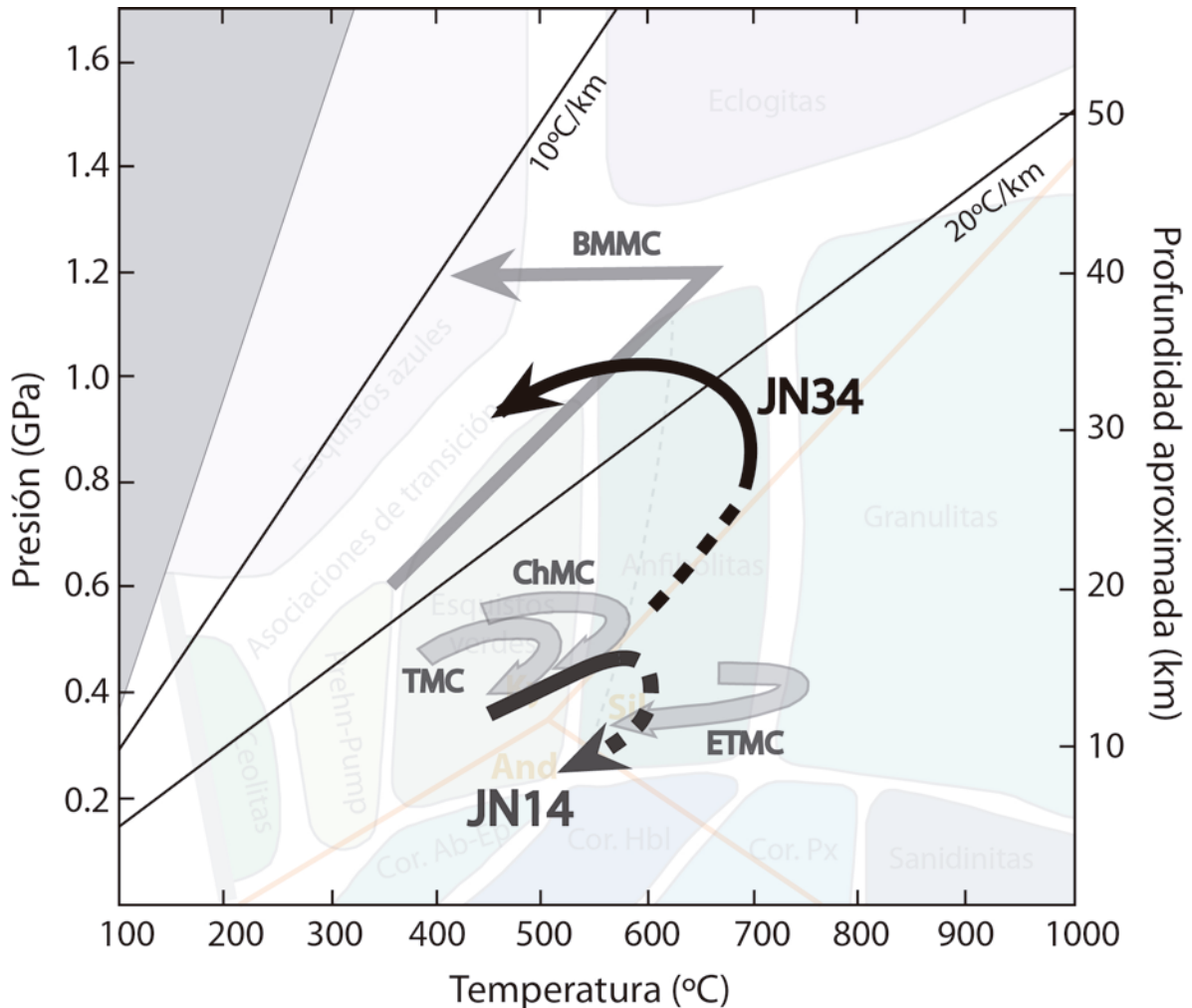
Los resultados obtenidos a través del estudio geotermobarométrico permiten estimar las trayectorias P-T-t de las rocas modeladas. Se distingue una trayectoria anti-horario para la muestra JN34, a presiones moderadas (0.8-1.0 GPa), lo cual estima profundidades de hasta 33 km y temperaturas máximas de al menos 700°C, disminuyendo hasta los 500°C (Figura 36).



**Figura 36: Diagrama de las facies con las trayectorias PTt propuestas para las muestras JN14 y JN34. Se incluyen los puntos calculados para el crecimiento de los granates zonados (en rojo), unidos por líneas continuas, y en líneas punteadas segmentos de trayectoria sugeridos. Campos paragenéticos en verde.**



La muestra JN14 registra una trayectoria prógrada en facies transicionales entre los esquistos verdes y anfibolitas con epidota, lo cual concuerda con la aparición de estauroлита de su mineralogía. No existen evidencias de la trayectoria retrógrada realizada por esta muestra, sin embargo, el segmento prógrado que registra es similar a las trayectorias reportadas para distintas unidades del basamento metamórfico del Norte Chico en Chile (Figura 37), lo cual lleva a proponer una trayectoria retrógrada similar, horaria. No es raro asumir esto tomando en cuenta que no existen evidencias de metamorfismo de media a alta presión, ya que al ser la estauroлита el mineral de mayor temperatura, la conservación de relictos de este mineral promovería aún más la conservación de relictos posteriores a su desarrollo, en caso de una trayectoria anti-horaria.



**Figura 37:** Trayectorias P-T-t sugeridas para las muestras JN14 y JN34, junto con un compilado de trayectorias para distintas unidades del basamento metamórfico del Norte Chico de Chile, y una de Chile central (Los Pabilos, Complejo Metamórfico Bahía Mansa; BMMC). Extraídas de Charrier et al. (2007); Complejo Metamórfico El Tránsito (TMC), Ribba *et al.*, 1988; Complejo Metamórfico El Teniente (ETMC), Irwin *et al.*, 1988; y Complejo Metamórfico del Choapa (ChMC), Godoy & Charrier, 1991. BMMC extraído de Willner *et al.*, 2004 (Los Pabilos).

Por su parte, la muestra JN34 sugiere una trayectoria más parecida a la propuesta por WILLNER *ET AL.*, 2004 a los 41°S en Los Pabilos, perteneciente al Complejo Metamórfico Bahía Mansa (BMMC). Las rocas modeladas en la estimación de esta trayectoria son clastos de bloques

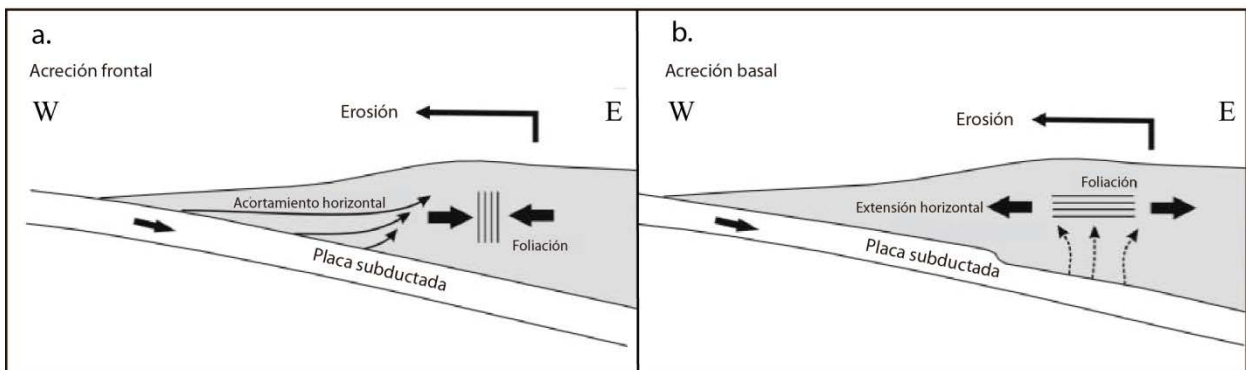
tectónicos de anfibolitas de granate, al igual que los sectores encontrados en Punta de Choros, con un claro contraste metamórfico respecto al resto del complejo metamórfico.

Otra similitud que comparten estas rocas es su edad, ya que ambas registran edades metamórficas carboníferas. En Punta de Choros están dadas por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en anfíbola, entregando valores de  $320,5 \pm 1,5$  Ma (CREIXELL *ET AL.*, 2012), mientras que en Los Pabilos se obtiene una isocrona de  $305.3 \pm 3,2$  Ma a través del análisis del sistema  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  en distintos minerales paragenéticos (WILLNER *ET AL.*, 2004), y una edad *plateau* de  $361 \pm 1,7$  Ma para las mismas rocas a través de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda relictas (KATO *ET AL.*, 2008). El arreglo mineral utilizado en las rocas de Los Pabilos fue uno correspondiente a las facies de esquistos azules, o del final de trayectoria mostrada en la figura 36, compuesto por mica blanca, titanita, epidota y apatito. La edad para el CMPC fue obtenida en anfíbolitas de una anfibolita distinta a la muestra JN34, de menor grado aparentemente, por lo que se propone realizar dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  a estos bloques de anfibolitas de granate de Punta de Choros, ya que se esperaría encontrar edades más antiguas que las obtenidas por CREIXELL *ET AL.*, 2012, lo cual acotaría de mejor forma el inicio de la subducción en algún momento entre el Devónico Superior y el Carbonífero temprano, probablemente, de acuerdo a las edades entregadas por los autores mencionados.

### 8.3 Modo de acreción

La disposición actual de las rocas del CMPC refleja el camino o historia deformativa que éstas han sufrido. El mero hecho de que estas rocas, formadas originalmente a altas profundidades, estén aflorando en la superficie de la tierra hoy en día, implica procesos de exhumación que abarcan una problemática mucho más extensa de resolver que la estimación de condiciones de metamorfismo.

Los procesos de acreción imprimen fuertemente un estilo deformativo sobre las rocas de un prisma de acreción, según la trayectoria física que éstas hayan seguido. Las diferentes arquitecturas de estos complejos metamórficos responden al modo de acreción, ilustrado por el concepto de campos de flujo introducido por FEEHAN & BRANDON (1999) (Figura 38). Rocas con foliación subvertical estarían reflejando convergencia y contracción horizontal, correspondiente a la acreción frontal (RICHTER *ET AL.*, 2007). Contrariamente, la acreción basal, causada por *underplating* en la base de la cuña, implica una contracción subvertical y consecuente extensión horizontal, causando foliaciones subhorizontales.



**Figura 38:** Esquematización de los modelos de campo de flujo para los distintos modos de acreción; (a) frontal y (b) basal (mod. de Feehan & Brandon, 1999).

En general, las rocas del CMPC se disponen manteniendo suavemente hacia el SE, promediando un manteo aproximado de  $30^\circ$  (Figura 12). Los únicos datos que superan esta

magnitud se encuentran en la proximidad de estructuras tardías como la Falla Gaviota o la Zona de Cizalle Apolillado. Es la actitud actual de las capas que no se encuentran modificadas por estas estructuras la que nos sugiere una trayectoria o flujo subvertical, asociable al modo de acreción basal. Paralelamente, las trayectorias metamórficas concuerdan con este mecanismo de acreción, en especial las altas presiones calculadas para la muestra JN34, las cuales sugieren un enterramiento de hasta 33 km de profundidad.

Sin embargo, la trayectoria calculada para la muestra JN14 se desarrolla a presiones intermedias (~0.5 GPa), no tan altas como las esperadas para rocas acretadas basalmente como la serie occidental definida en Chile central (WILLNER, 2005). Esto puede deberse al rango de incerteza en las presiones calculadas asociado al modelamiento mediante PERPLE\_X ( $\pm 0.2$  MPa), ya que la trayectoria propuesta está hecha en base a tan solo dos puntos P-T.

#### 8.4 Evolución petrotectónica

Las distintas metodologías y aproximaciones realizadas hacia las rocas del Complejo Metamórfico Punta de Choros permiten proponer un modelo evolutivo que explica lo que se observa actualmente. Las edades más antiguas han sido descritas en anfibolitas, entregando edades aproximadas de 320 Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en Hbl, CREIXELL ET AL., 2012), indicando que el inicio del proceso de acreción habría ocurrido, al menos, durante el Carbonífero Inferior.

La trayectoria anti-horaria calculada para la muestra JN34 tiene segmentos muy particulares, difíciles de explicar. En particular, la zonación de los granates entrega un vector de enterramiento prácticamente isotérmico. En el caso de Los Pabilos, se tiene una trayectoria similar, aunque los vectores calculados por WILLNER ET AL., 2004 indican primero un calentamiento con un gradiente metamórfico intermedio (~15°C/km) hasta los 650°C y 1.2 GPa, para luego tomar un drástico giro de enfriamiento básicamente isobárico, hasta llegar a facies de esquistos azules a los 450°C. Los autores explican este enfriamiento debido a que las rocas, al ser el material subductado más temprana y profundamente, habría sido calentadas por una cuña astenosférica más caliente de lo “normal” (previo a su hidratación). A medida que se desarrolla el prisma, los sedimentos acretados causan la hidratación y enfriamiento de las rocas previamente acretadas y de la cuña astenosférica, desplazando las isotermas. De ésta forma, manteniendo las rocas a la misma profundidad de enterramiento (a presión constante), los autores explican un enfriamiento de 200°C.

Este modelo también concuerda con recientes modelamientos numéricos realizados para comprender de mejor forma los sistemas de subducción (GERYA, 2011). Este autor concluye que se pueden obtener tanto trayectorias P-T horarias como antihorarias para rocas que ingresan al canal de subducción. En particular, las trayectorias P-T antihorarias se encuentran para rocas que habrían sido acretadas al bloque colgante en etapas tempranas o iniciales de la subducción, las cuales son posteriormente liberadas y devueltas a la superficie debido a la hidratación y debilitamiento reológico de la cuña posterior a su hidratación (GERYA, 2011). Las rocas acretadas una vez que ya se ha obtenido una estructura termal “más fría” revelan exclusivamente trayectorias P-T horarias.

Esta reflexión resulta útil para explicar el recorrido realizado por la muestra JN34, que se asemeja en muchos aspectos a algunos de los bloques exóticos de Los Pabilos, si se realiza una simple suma vectorial. El vector en cuestión es un aumento de presión de 0.15 GPa sin afectar la temperatura. Si consideramos, por ejemplo, el mismo gradiente metamórfico que usó Willner, de 15°C/km, estos 0.15 GPa, o 5 km equivalentes, implicarían un aumento de 75°C de temperatura. Entonces, si se combina el proceso de enfriamiento en tan sólo 75°C (mucho menor que los

200°C necesarios para explicar el caso de Los Pabilos), con un enterramiento de unos 5 km, es posible obtener vectores de enterramiento isothermal.

De ésta forma, se propone un modelo evolutivo conceptual dividido en cuatro etapas (Figura 39), en base a las historias metamórficas registradas por las muestras JN14 y JN34;

- a) En los comienzos de la subducción, durante el Carbonífero inferior, las primeras rocas acretadas son calentadas por una cuña astenosférica pre-hidratada, permitiendo mayores gradientes geotérmicos que lo normal. Previo a los 320 Ma, la muestra JN34 ya se habría encontrado a altas profundidades (~26 km), y a 700°C de temperatura, entregando un gradiente metamórfico de ~27°C/km.
- b) Luego de subductar sedimentos hidratados, la deshidratación de éstos causa la hidratación del manto colindante, lo cual da comienzo a la actividad magmática mediante fusión parcial de éste, y causa un desplazamiento de las isothermas hacia el E. La muestra JN34 se habría enterrado 5 km adicionales, alcanzando profundidades de enterramiento de hasta 31 km, simultáneo al proceso de hidratación de la cuña, de tal medida que el flujo de masa fuese “imitado” por el desplazamiento de las isothermas. Es durante esta misma etapa, aunque no necesariamente sincrónico, que sedimentos pelíticos ya comienzan a acretarse durante su enterramiento.
- c) Durante una tercera etapa, tal vez debido a una aceleración de la subducción, la hidratación de la cuña astenosférica se intensifica, desplazando drásticamente las isothermas en esta zona, justificando, de la misma forma que el caso de Los Pabilos, un enfriamiento básicamente isobárico de 200°C para la muestra JN34, quien ya se encuentra acretada a 31 km de profundidad. Mientras tanto, el metamorfismo en facies transicionales entre esquistos verdes y anfibolitas con epidota de la muestra JN14 estaría ocurriendo a 13-14 km de profundidad.
- d) Finalmente, debido al debilitamiento reológico de la cuña hidratada, la muestra JN34 es liberada y expulsada de vuelta por el canal de subducción, encontrándose en su camino con JN14, las cuales habrían sido exhumadas de manera conjunta antes del Triásico.



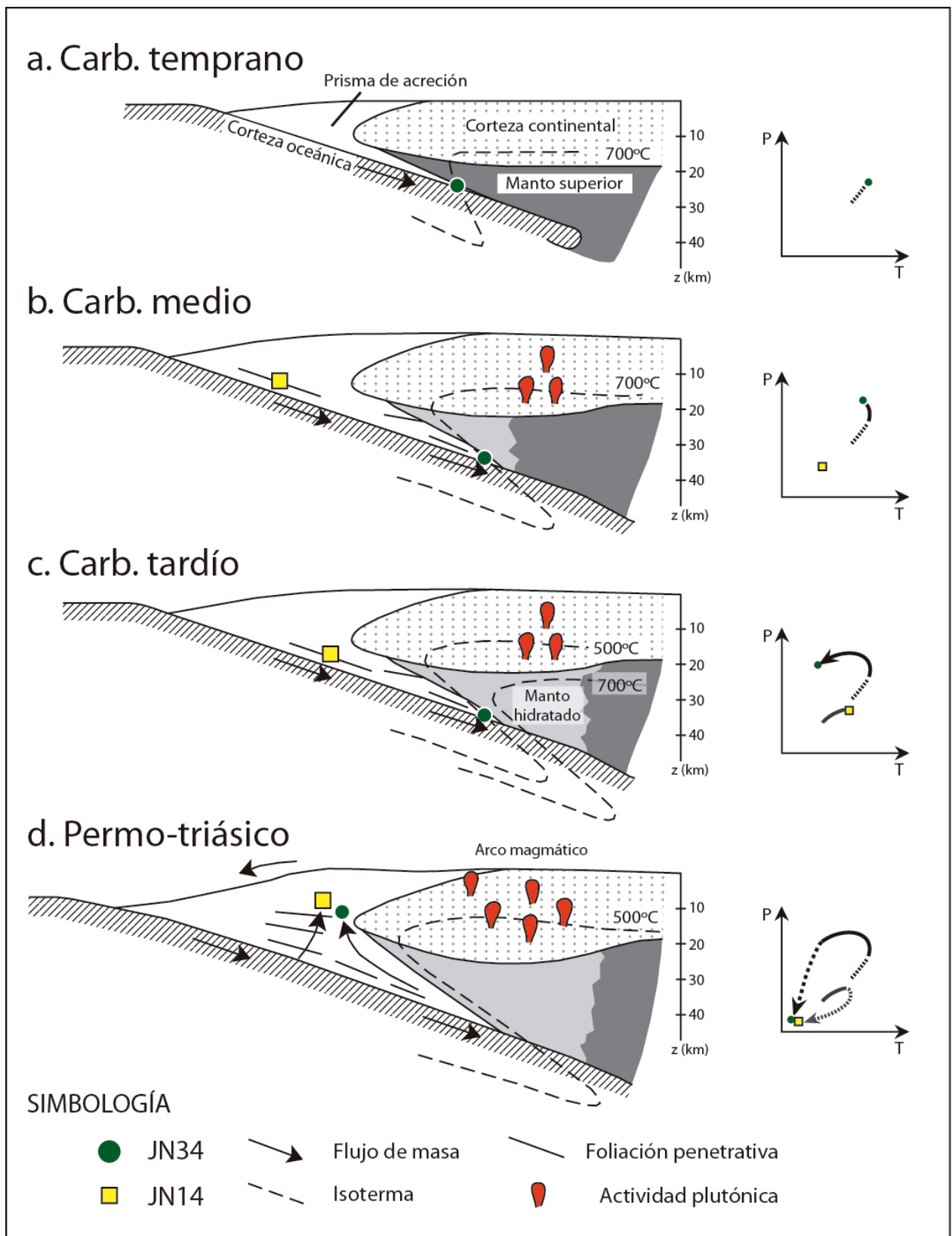


Figura 39: Modelo evolutivo geodinámico para las muestras JN14 y JN34, separado en cuatro etapas, cada uno con su trayectoria PT correspondiente. Modificado de Willner et al., 2004.

## 9 CONCLUSIONES

Las rocas del basamento metamórfico entre Punta de Choros y Chañaral de Aceituno constituyen un complejo metamórfico conformado por al menos 3 litologías distintivas; esquistos micáceos, esquistos anfibólicos y metaturbiditas. Entre éstas, dominan los esquistos micáceos, con abundantes venas de cuarzo y desarrollo ocasional de granate, los cuales aparecen tectónicamente intercalados con los esquistos anfibólicos, caracterizados por la presencia ubicua de anfíbolos cálcicos y titanita, sugiriendo facies metamórficas de esquistos verdes a anfibolitas con epidota para ambas subunidades. Las metaturbiditas corresponden a una alternancia de metareniscas y filita, reconocida como una subunidad de mucho menor grado metamórfico y tamaño de grano.

En general, las rocas del Complejo Metamórfico Punta de Choros conservan un catálogo de estructuras que reflejan sucesivos eventos deformativos. Los procesos involucrados incluyen el desarrollo de una foliación penetrativa, la liberación de una fase fluida a través de la disolución por presión evidenciada por abundantes venas de cuarzo, plegamiento isoclinal, *boudinage*, entre otros. El contacto primario entre los esquistos micáceos y anfibólicos está totalmente traspuesto, y ambas unidades contienen *boudines* de la otra. Por su parte, las metaturbiditas conservan de mejor forma y mayor cantidad de estructuras, reflejando una historia deformativa distinta a la de los esquistos. Además de esto, su relación de contacto con las otras unidades tiene un fuerte control estructural, ya sea por falla o zona de cizalle.

La historia deformativa de las rocas del CMPC está estrechamente ligada a su historia metamórfica, pudiéndose definir al menos 3 eventos deformativos principales. El primer evento ( $D_1$ ) está asociado a los procesos de enterramiento a través de la subducción, donde se habría generado una primera foliación ( $S_1$ ), presuntamente durante el Carbonífero. Posterior al enterramiento, los procesos exhumativos imprimen una foliación penetrativa ( $S_2$ ) de bajo ángulo, asociada a una importante retrogradación de los minerales asociados al peak metamórfico. Esta exhumación ya habría tenido lugar durante el Triásico Inferior. Finalmente, durante el Mesozoico, en condiciones epimetamórficas, el tercer evento deformativo ( $D_3$ ) repliega la foliación principal ( $S_2$ ) en pliegues de escala métrica hasta kilométrica, asociados a una foliación incipiente ( $S_3$ ) y un clivaje de crenulación. Es posible que  $D_3$  esté relacionado con el emplazamiento de los cuerpos intrusivos jurásicos, así como las estructuras que ponen en contacto las metaturbiditas con esquistos (ZCA y Falla Gaviota).

Las condiciones metamórficas bajo las cuales se habrían desarrollado estas rocas varían dentro de las facies de esquistos verdes a anfibolitas con epidota. Las trayectorias calculadas para las muestras JN14 y JN34 revelan procesos y momentos totalmente distintos dentro del prisma. La primera es un esquisto pelítico que muestra granates fuerte pero difusamente zonados, de los cuales se desprenden dos puntos P-T de la trayectoria; 0.4 GPa-500°C para el núcleo, y 0.42 GPa-530°C para el borde. La muestra JN34 es una anfibolita con prominentes granates discretamente zonados en al menos 3 zonas. De las primeras dos fases de crecimiento, se desprenden dos puntos P-T; 0.8 GPa-700°C para el núcleo, y 0.95 GPa a la misma temperatura durante la segunda fase. La paragénesis retrógrada de hornblenda-titanita-plagioclasa-granate acota un tercer punto de la trayectoria a los 500°C y 0.95 GPa aproximadamente, resultando en una trayectoria anti-horario.

La trayectoria de JN14 sugiere un metamorfismo barroviario típico para las rocas del basamento metamórfico en el Norte Chico de Chile, concordante, por lo demás, con la aparición de la estauroлита, sugiriendo una trayectoria horario. La muestra JN34 habría alcanzado profundidades mucho mayores, aunque ambas sugieren una acreción basal.

Las edades obtenidas por circones detríticos, combinadas con dataciones de otros autores, permiten acotar el inicio de la subducción al Carbonífero Inferior o anterior a éste. Durante esta etapa inicial, se habría acretado la roca representada por la muestra JN34. Al desarrollar el sistema acrecionario, la subducción de los sedimentos produce la hidratación de la cuña astenosférica, causando un enfriamiento de ésta y un desplazamiento de las isothermas, justificando trayectorias antihorarias para las muestras acretadas previo a este proceso. Las rocas acretadas posterior a la hidratación de la cuña presentan trayectorias horarias comunes (JN14).

La disposición actual de la variedad de rocas en un prisma presenta un control estructural fundamental, poniendo en contacto rocas contrastantes formadas a distintas profundidades dentro del prisma de acreción. Esto confirma la compleja arquitectura dentro de los sistemas acreccionarios, la cual refleja superposición de distintos eventos deformativos durante y posterior a su acreción y exhumación.

## 10 REFERENCIAS

- Aguirre, L. 1967. Geología de las islas Choros y Damas y de Punta de Choros, Provincia de Coquimbo. *Minerales*, Vol. 22, N° 96-97, p. 73-83.
- Aguirre, L., Hervé, F. & Godoy, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystallinikum*, 9, 7-19.
- Arabasz, W.J. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile. PhD thesis, Californian Institute of Technology, Pasadena.
- Arriagada, C., Mpodozis, C., Yañez, G., Charrier, R., Farías, M. Roperch, P. 2009. Rotaciones tectónicas en Chile central: El oroclino de Vallenar y el “megakink” del Maipo. *XII Congreso Geológico Chileno*.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., & Fernandez, R. 2006. Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25–28° S), northern Chile. *Tectonics*, 25(4), TC4001.
- Bahlburg, H.; Vervoort, J.; Du Frane, J.S.; Bock, B.; Augustsson, C.; Reimann, C. 2009. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth Science Reviews*, Vol. 97, p. 227-253.
- Brandelik, A. 2009. CALCMIN – an EXCEL™ Visual Basic application for calculating mineral structural formulae from electron microprobe analyses. *Computers & Geosciences*, 35 (7), 1540-1551.
- Brown, M., Díaz, F., Grocott, J. 1993. Displacement history of the Atacama Fault System, 25°00' to 27°00' S, Northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 105, p. 1165-1174.
- Bouma, A.H. 1962. Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. *Elsevier*, Amsterdam, 168 pp.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M.P., Moreno, T., & Gibbons, W.; editors. 2007. The Geology of Chile. *The Geology of Chile*.
- Connolly, J.A.D. 1990. Multivariable phase-diagrams - an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290, 666-718.
- Cosgrove, J.W. 1976. The formation of crenulation cleavage. *Journal of the Geological Society*, 132(2), 155-178.
- Creixell, C., Ortiz, M., Arévalo, C. 2012. Geología del área Carrizalillo-El Tofo, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica Nos. 133 y 134 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Davis, D.W., Krogh, T.E., & Williams, I.S. 2003. Historical development of zircon geochronology. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 145-181.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. An introduction to The Rock-Forming Minerals 2nd Edition. 1992 Pearson London.
- Ernst, W.G. 1975. Systematics of large-scale tectonics and age progressions in Alpine and Circum-Pacific blueschist belts. *Tectonophysics*, 26, 229–246.
- Feehan, J.G., & Brandon, M.T. 1999. Contribution of ductile flow to exhumation of low-temperature, high-pressure metamorphic rocks: San Juan-Cascade nappes, NW Washington State. *Journal of Geophysical Research*, 104(B5), 10883-10.

- Festa, A., Dilek, Y., Pini, G.A., Codegone, G., & Ogata, K. 2012. Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: Redefining and classifying mélanges. *Tectonophysics*, 568, 7-24.
- Florence, F. P., & Spear, F. S. 1991. Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on PT path calculations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(4), 487-500.
- Fossen, H. 2010. Deformation. Chapter 2 e-module for the textbook Structural Geology, Cambridge University Press. <http://folk.uib.no/nglhe/StructuralGeoBookEmodules.html>
- Frost, B.R., Chamberlain, K.R., & Schumacher, J.C. 2001. Sphehne (titanite): phase relations and role as a geochronometer. *Chemical Geology*, 172(1), 131-148.
- Gerya, T. 2011. Future directions in subduction modeling. *Journal of Geodynamics*, 52(5), 344-378.
- Glodny, J., Lohrmann, J., Echtler, H., Gräfe, K., Seifert, W., Collao, S., & Figueroa, O. 2005. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the South-Central Chilean forearc. *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1), 23-39.
- Godoy, E. 1985. Nuevos antecedentes sobre el basamento metamórfico y la fase tectónica infraneocromiana en la costa del Norte Chico, Chile. *Actas IV Congreso Geológico Chileno*. v.1 p. I-370 – I-384. Antofagasta.
- Godoy, E., & Charrier, R. 1991. Antecedentes mineralógicos para el origen de las metabasitas y metacherts del Complejo Metamórfico del Choapa, Región de Coquimbo, Chile: Un prisma de acreción Paleozoico Inferior. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 6, pp. 410-414).
- González-Bonorino, F., & Aguirre, L. 1970. Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile. *Geologische Rundschau*, 59(3), 979-994.
- Griffen, D.T., Gosney, T.C., & Revell, P.W. 1982. The chemical formula of natural staurolite. *American Mineralogist*, 67(3-4), 292-297.
- Hawthorne, F.C., & Oberti, R. 2007. Classification of the amphiboles. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 67(1), 55-88.
- Hervé, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*, 11, 183-8.
- Hervé, M. 1987a. Movimiento normal de la falla Paposo, Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 31, 31-36.
- Hervé, M. 1987b. Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla de Atacama al norte de Paposo (24°S), Chile. *Revista Geológica de Chile*, 31, 37-42.
- Higgins, M.D. 2010. Imaging birefringent minerals without extinction using circularly polarized light. *The Canadian Mineralogist*, 48(1), 231-235.
- Hoskin, P.W., & Schaltegger, U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 27-62.
- Irwin, J.J., García, C., Hervé, F., & Brook, M. 1988. Geology of part of a long-lived dynamic plate margin: the coastal cordillera of north-central Chile, latitude 30°51'-31°S. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25(4), 603-624.



- Jiménez, J.G. 2006. Metamorfismo. Apuntes de la asignatura Petrología Endógena II (Módulo I). *Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza*.
- Kato, T.T., Sharp, W.D., & Godoy, E. 2008. Inception of a Devonian subduction zone along the southwestern Gondwana margin:  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating of eclogite-amphibolite assemblages in blueschist boulders from the Coastal Range of Chile (41°S). *Canadian Journal of Earth Sciences*, **45**(3), 337-351.
- Lee, J.K., Williams, I.S., & Ellis, D.J. 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, 390(6656), 159-162.
- Ludwig, K.R. 2003. User's manual for Isoplot/Ex version 3.0, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4*. California.
- Massonne, H.J. 2012. Formation of Amphibole and Clinozoisite–Epidote in Eclogite owing to Fluid Infiltration during Exhumation in a Subduction Channel. *Journal of Petrology*, **53**(10), 1969-1998.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M.R., & Echtler, H.P. 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research*, **114**(B1), B01407.
- Moscoso, R., Nasi, C., Salinas, P. 1982. Hoja Vallenar y parte norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, Nº 55, 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- Naranjo, J.A., Hervé, F., Prieto, X. & Munizaga, F. 1984. Actividad cretácica de la Falla de Atacama al este de Chañaral, milonitización y plutonismo. In: Thiele, R. (ed.) *Megafallas de Sudamérica*. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Comunicaciones, **34**, 57–66.
- Naranjo, J.A. 1987. Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la Zona de Falla de Atacama, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, **31**, 43–55.
- Passchier, C.W., & Trouw, R.A. 2005. *Microtectonics*. Springer.
- Peña, M., 2012. Reconocimiento del límite sur del patrón Paleógeno de rotaciones horarias entre los 28°-32° S del margen chileno a través de un estudio paleomagnético. *Memoria de título*; Universidad de Chile, Departamento de Geología: 81 p.
- Rast, N. 1956. The origin and significance of boudinage. *Geological Magazine*, **93**, 401-408.
- Rebolledo, S. & Charrier, R. 1994. Evolución del basamento Paleozoico en el área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile (31–32°S). *Revista Geológica de Chile*, **21**, 55–69.
- Ribba, L., Mpodozis, C., Herve, F., Nasi, C., & Moscoso, R. 1988. El basamento del Valle del Tránsito, cordillera de Vallenar: eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los andes chileno-argentinos. *Andean Geology*, **15**(2), 129-149.
- Richter, P.P., Ring, U., Willner, A.P. & Leiss, B. 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Palaeozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of the Geological Society*, **164**, 203-214.
- Ring, U., Brandon, M.T., Willett, S.D., & Lister, G.S. 1999. Exhumation processes. *Geological Society, London, Special Publications*, **154**(1), 1-27.
- Ring, U., & Brandon, M. T. 2008. Exhumation Settings, Part I: Relatively Simple Cases. *International Geology Review*, **50**(2), 97-120.

Ring, U., Willner, A.P., Layer, P.W., & Richter, P.P. 2012. Jurassic to Early Cretaceous postaccretionary sinistral transpression in north-central Chile (latitudes 31–32° S). *Geological Magazine*, 149(2), 208-220.

Rubatto, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184(1), 123-138.

Segal, V.M. 2002. Severe plastic deformation: simple shear versus pure shear. *Materials Science and Engineering: A*, 338 (1), 331-344.

Segerstrom, K., Ruiz, C. 1962. Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile* 6: 115 p., 1 mapa escala 1:50.000.

Spear, F.S., Selverstone, J., Hickmott, D., Crowley, P., & Hodges, K.V. 1984. PT paths from garnet zoning: a new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology*, 12(2), 87-90.

Taylor, G.K., Dashwood, B., & Grocott, J. 2005. Central Andean rotation pattern: Evidence from paleomagnetic rotations of an anomalous domain in the forearc of northern Chile. *Geology*, 33(10), 777-780.

Thiele, R. & Pincheira, M. 1987. Tectónica transpresiva y movimiento de desgarre en el segmento sur de la Falla de Atacama, Chile. *Revista Geológica de Chile*, **31**, 77–94.

Walcek, A.A., & Hoke, G.D. 2012. Surface uplift and erosion of the southernmost Argentine Precordillera. *Geomorphology*, 153, 156-168.

Welkner, D.; Arévalo, C.; Godoy, E. 2006. Geología del área Freirina-El Morado, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, N° 100, 1 mapa escala 1:100.000.

Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks, W.C., Ridley, W.I. (Eds.), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes: *Reviews in Economic Geology*, 7, pp. 1–35.

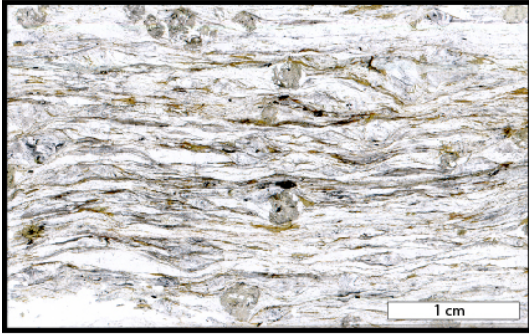
Willner, A.P., Glodny, J., Gerya, T.V., Godoy, E., & Massonne, H.J. 2004. A counterclockwise *PTt* path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile: constraints for the earliest stage of subduction mass flow. *Lithos*, 75(3), 283-310.

Willner, A.P. 2005. Pressure-temperature evolution of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North-Central Chile (34°-35°30'S). *Journal of Petrology*, **46**, 1805-1833.

# **ANEXO A**

Descripciones petrográficas al microscopio

## Subunidad de Esquistos micáceos



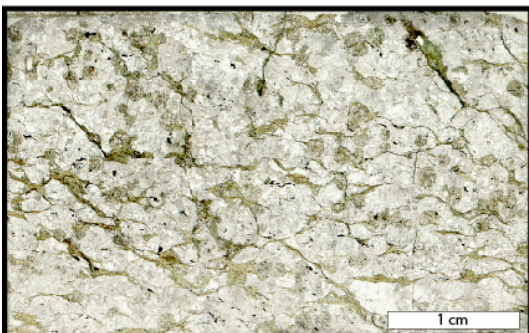
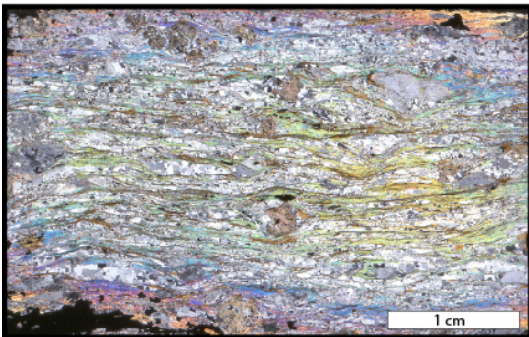
Muestra JN02

Nombre: Micaesquisto de albita y granate

Facies: Esquistos Verdes

Ubicación: 262625 m E; 6761500 m S

Textura lepidogranoporfidoblástica de grano fino, con textura poiquiloblástica (en las albitas que, por lo demás, son syncinemáticas). Paragénesis: Cuarzo, mica blanca, albita, granate y minerales opacos. Alteración: Los granates están fuertemente fracturados y alterados a clorita, micas blancas, titanita y óxidos (Fe-Ti). Se encuentran cristales de circón y apatito como accesorios.



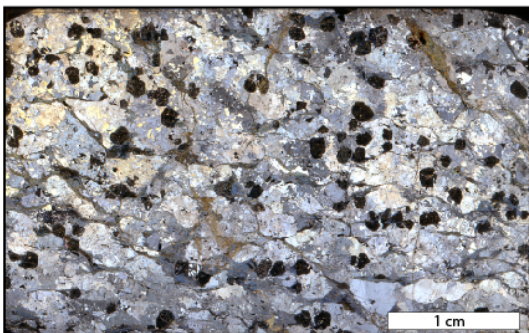
Muestra JN07

Nombre: Metagranito de granate (*boudin gnéisico*)

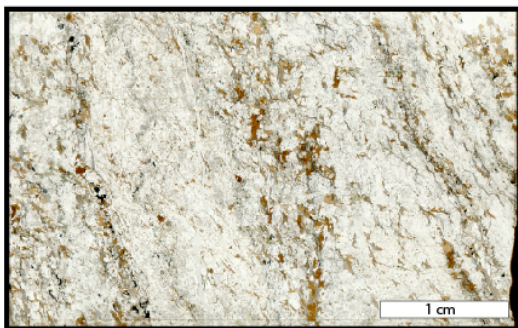
Facies: Esquistos Verdes

Ubicación: 261424 m E; 6761187 m S

Textura granoporfidoblástica, con cloritas decusadas y poiquiloblástica (plagioclasas, principalmente). Se conservan porfidoclastos de plagioclasa y cuarzo. Paragénesis: Cuarzo, plagioclasa, clorita (dos familias), granate, minerales opacos. Los granates están fracturados y alterados a clorita férrica y epidota granular. Presenta marcas de cizalle rellenas de clorita-esmectita, epidota granular y Fe-clorita, que sugieren una estructura S-C. Las plagioclasas presentan parches de epidota.







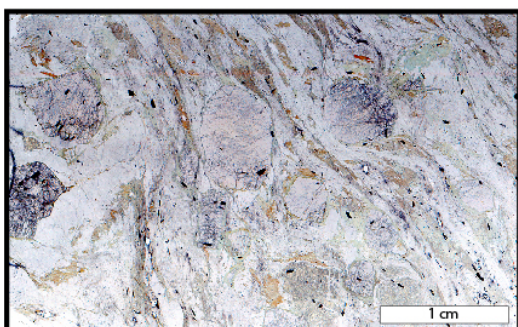
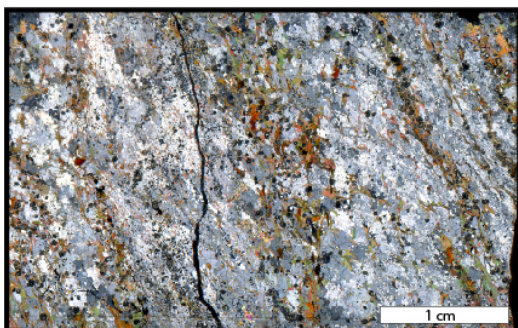
#### Muestra JN09b

Nombre: Gneiss de granate y biotita (*boudin gnéisico*)

Facies: Esquistos Verdes

Ubicación: 260962 m E; 6761382 m S

Textura granoporfidoblástica, poiquilítica en granos de cuarzo y con biotitas lepidoblásticas a decusadas, localmente. Estructura bandeada, con bandas milimétricas hasta centimétricas. Paragénesis: Cuarzo, granate, biotita, plagioclasa, epidota-clinozoisita, mica blanca y minerales opacos. Los granates desarrollan de buena forma sus caras propias, en general, presentan baja integridad, sus fracturas están rellenas con epidota, mica blanca y clorita. Se aprecia, comúnmente, poros o cavidades en el centro de los cristales de granate, rellenos por cuarzo y plagioclasa. La distribución del granate no es homogénea dentro del corte. Las inclusiones de cuarzo dentro de cristales mas grandes de cuarzo se presentan redondeadas. Circón y apatito, como accesorios.



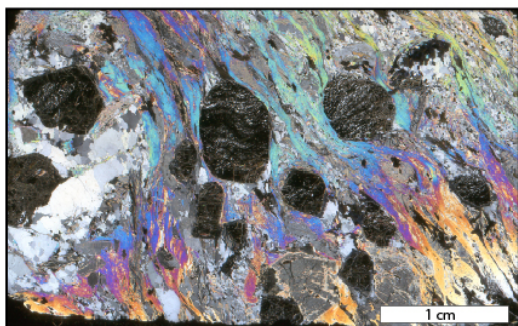
#### Muestra JN14

Nombre: Micaesquisto de granate y estaurolita

Facies: Esquistos Verdes - Anfibolitas

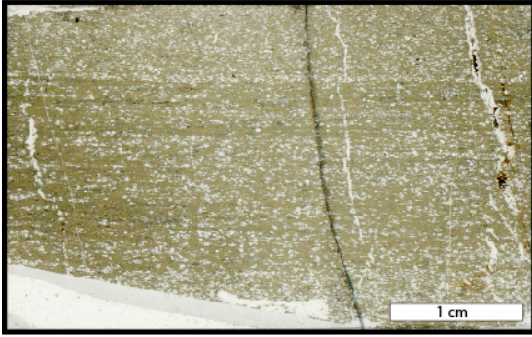
Ubicación: 259955 m E; 6761048 m S

Textura lepidoporfidogranoblástica de grano fino a medio, con granates y oligoclasas poiquiloblásticas. Se observa textura coronítica en los granates y las estaurolitas. En algunos sectores, presenta textura decusada en micas blancas y cloritas. Paragénesis: Mica blanca, granate, oligoclasa, cuarzo, estaurolita, clorita, titanita, minerales opacos. Los granates son de hasta 5 mm de tamaño, presenta fracturas e inclusiones de cuarzo, apatito y rutilo alterando a titanita y epidota. Los cristales se encuentran, completamente, rodeados por clorita (coronítica). Las estaurolitas son de hasta 2 mm de tamaño, altamente fracturadas y reemplazadas por micas blancas que terminan por rodearla coroníticamente. Las cloritas aparecen, principalmente, como pseudomorfos de biotita, y, además, como cristales zonados, en donde varían de una composición magnésica a férrica de centro a borde. Alteración: Mica blanca microcristalina creciendo en las fracturas y alrededor de los granates y estaurolitas.





## Subunidad de Esquistos anfibólicos



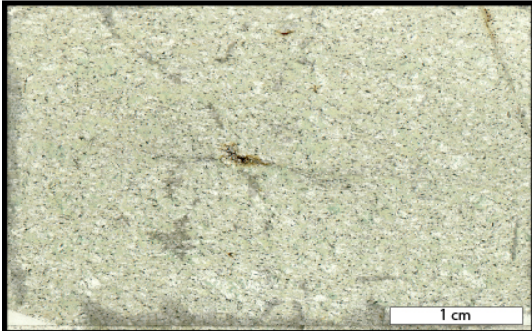
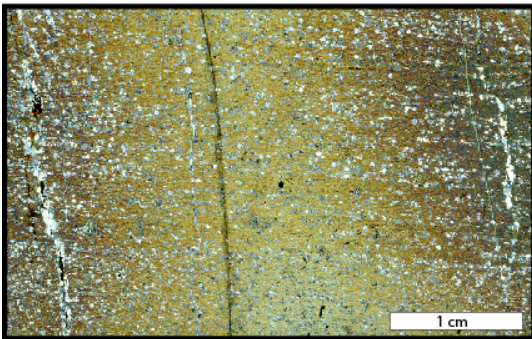
Muestra JN11

Nombre: Esquisto actinolítico de albita y titanita

Facies: Esquistos Verdes

Ubicación: 260908 m E; 6761428 m S

Textura nematoporphidoblástica, nodulosa en cúmulos de albita, o titanita-opacos, y poiquiloblástica (albita y cuarzo, principalmente). Paragénesis: Anfíbola (actinolita), albita, cuarzo, titanita, granate, epidota, minerales opacos. Los granates son relictos, pobremente conservados. Se aprecian vetillas perpendiculares a la foliación rellenas de cuarzo, albita, mica blanca y óxidos (Fe-Ti).



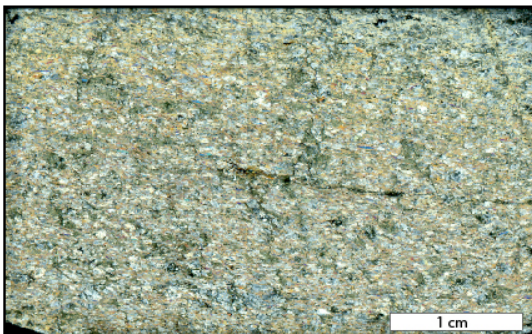
Muestra JN20

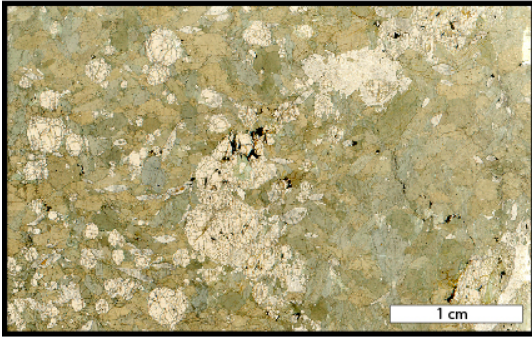
Nombre: Esquisto actinolítico de albita y titanita

Facies: Esquistos Verdes

Ubicación: 260566 m E; 6763646 m S

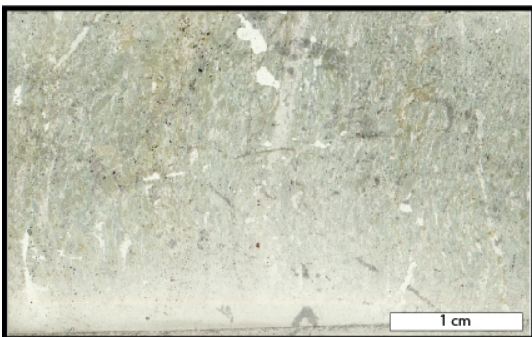
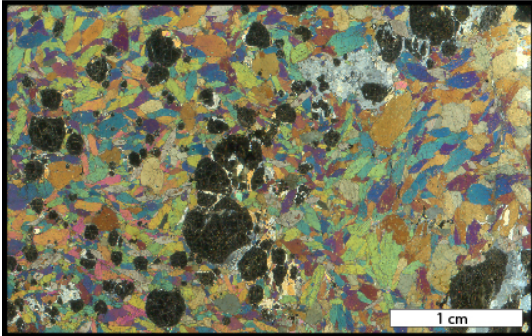
Textura nematopoiquiloblástica. Paragénesis: Anfíbola (actinolita, principalmente, con algunos cristales de hornblenda), albita, cuarzo, Mg-clorita (sectorizada), titanita (en cúmulos de microcristales), mica blanca, minerales opacos (anhedrales siguiendo la foliación).





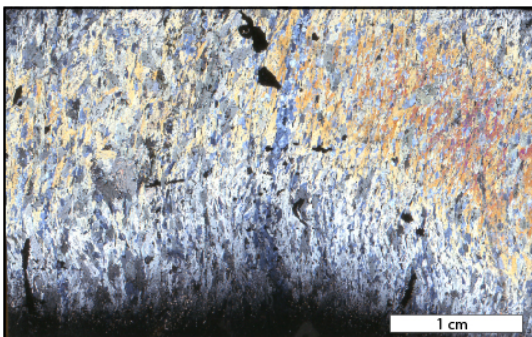
Muestra JN34  
Nombre: Anfibolita de granate y titanita  
Facies: Anfibolitas con retromorfismo en esquistos verdes.  
Ubicación: 257322 m E; 6771456 m S

Textura granoporfidoblástica inequigranular, de grano medio a grueso. Granates poiquiloblásticos con inclusiones de rutilo e ilmenita. Titanitas poiquilíticas con inclusiones de hornblenda, rutilo o albita. Fábrica isótropa y estructura heterogénea. Paragénesis: Hornblenda, granate, titanita, albita, Mg-clorita. Algunas hornblendas presentan macla polisintética pobremente desarrollada. Alteración: epidota-clinozoisita y Mg-clorita (en los bordes y fracturas de los granates). Los cristales de granate y hornblenda, muestran bordes de reacción entre sí, en algunos casos, sugiriendo una zonación de éstos. En general, los cristales presentan media a alta estructuralidad, lo cual combinado con el tamaño de grano da el aspecto de una roca ígnea.

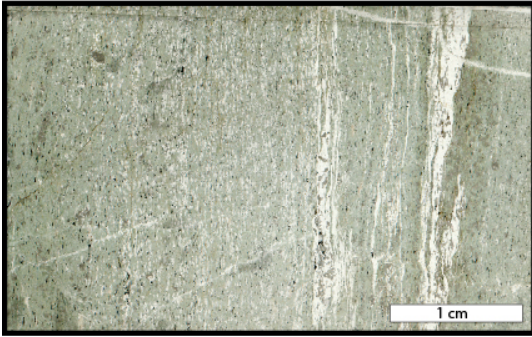


Muestra JN35  
Nombre: Esquisto actinolítico  
Facies: Esquistos Verdes  
Ubicación: 257322 m E; 6771456 m S

Textura nematogranoblástica, inequigranular, grano fino. Paragénesis: Actinolita, albita, titanita, zoisita, minerales opacos. Alteración: mica blanca alterando a algunas albitas (principalmente, en el centro).

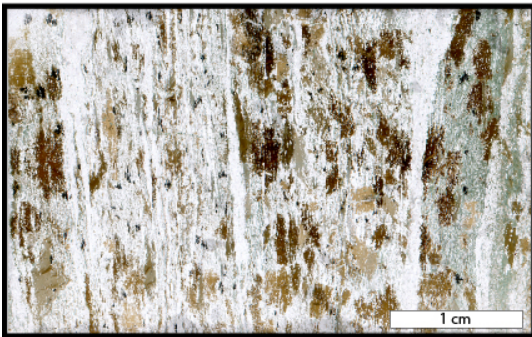
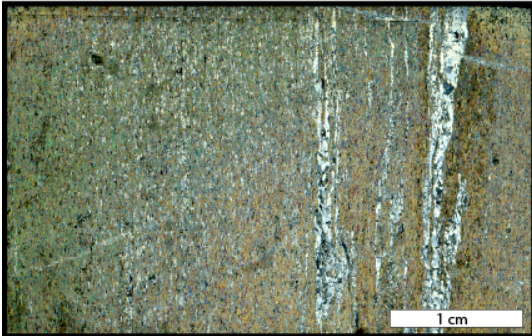






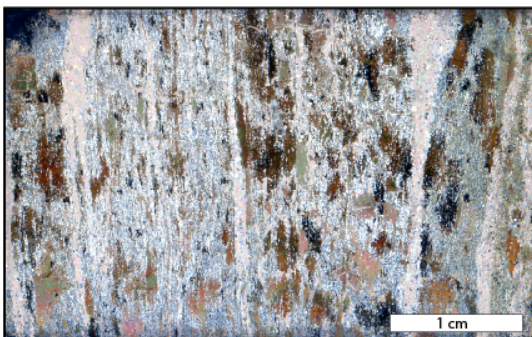
Muestra JN36  
Nombre: Esquisto actinolítico bandeado  
Facies: Esquistos Verdes  
Ubicación: 256548 m E; 6773239 m S

Textura nematoblástica, con nódulos de cuarzo-albita. Paragénesis: Actinolita, albita, hornblenda, titanita, cuarzo, minerales opacos. Se aprecian bandas localizadas de cuarzo-albita, epidota-clinozoisita, alta participación de minerales opacos (ilmenita?) y rutilo. Se preservan algunos cristales de hornblenda, como también se observan transiciones entre ésta y la actinolita.

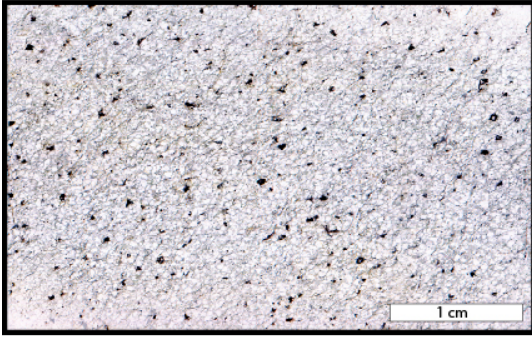


Muestra JN41a  
Nombre: Gneiss máfico calcosilicatado  
Facies: Esquistos Verdes  
Ubicación: 257541 m E; 6774253 m S

Textura bandeada, granolepidonematoblástica, con cristales poiquiloblásticos de biotita, incluyendo cuarzo, epidota y mica blanca. Paragénesis: Cuarzo, biotita, anfíbola, calcita, granate, epidota-clinozoisita, titanita, minerales opacos. Minerales accesorios: circón y mica blanca. Las anfíbolas asemejan tanto las actinolitas como las hornblendas, pero destacan tonos azulados a nícoles paralelos, sugiriendo una componente de Na.

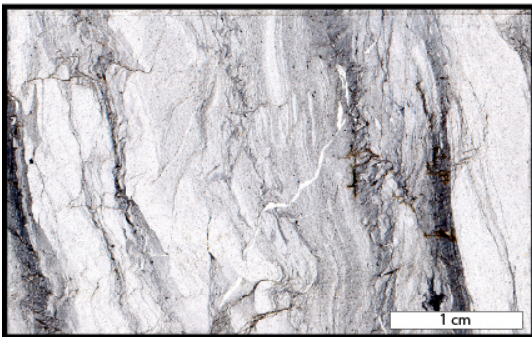
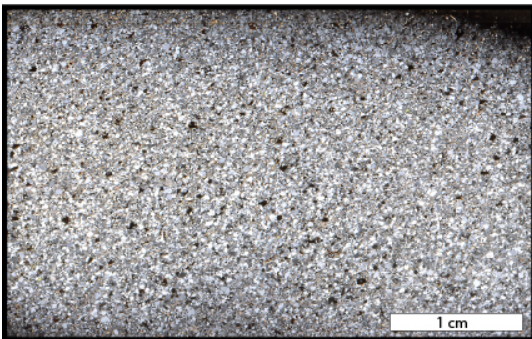


## Subunidad de Metaturbiditas



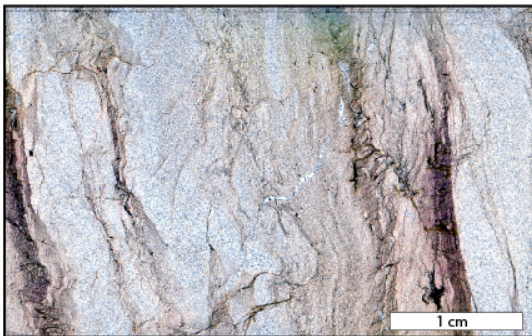
Muestra JN16  
Nombre: Metarenisca cuarcífera  
Facies: Esquistos Verdes  
Ubicación: 259735 m E; 6760421 m S

Textura granoblástica, inequigranular de grano fino, homogénea. Presenta foliación incipiente entre los cristales de cuarzo y las micas intersticiales. Paragénesis: Cuarzo, mica blanca, apatito, clorita, epidota y minerales opacos. Minerales accesorios: rutilo, titanita y circón.

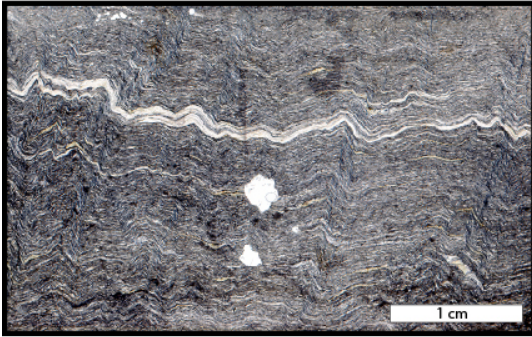


Muestra JN26  
Nombre: Filita con crenulación incipiente  
Facies: Esquistos Verdes  
Ubicación: 258234 m E; 6766645 m S

Textura granolepidoblástica, con desarrollo de clivaje de crenulación. Equigranular de grano fino, exceptuando algunos minerales opacos que aparecen como porfidoblastos. Paragénesis: Cuarzo, mica blanca, rutilo, titanita y minerales opacos. Presenta marcas de cizalle rellenas por minerales opacos. Localmente está atravesada por venillas de cuarzo de tamaño de grano levemente mayor.

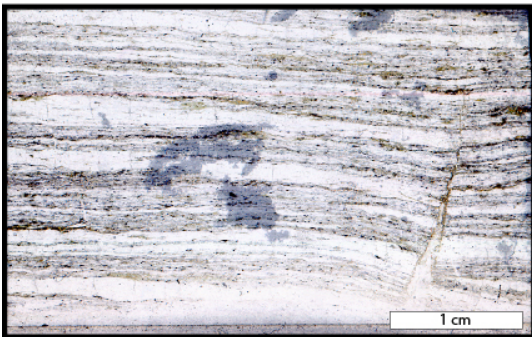
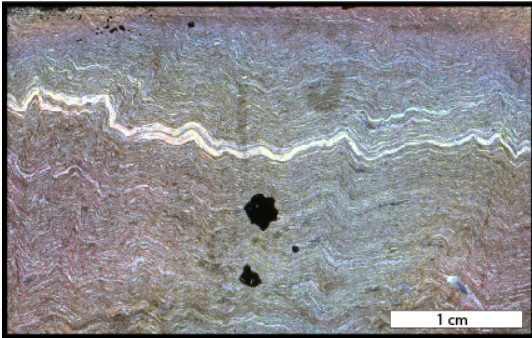






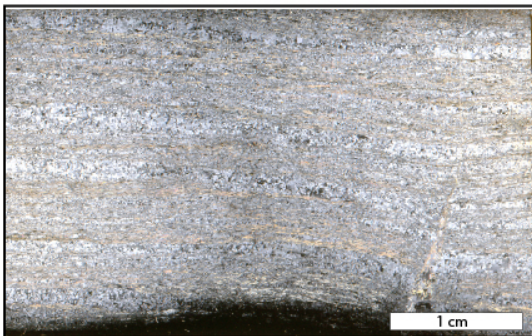
Muestra JN40  
Nombre: Filita microcrenulada  
Facies: Esquistos Verdes  
Ubicación: 258290 m E; 6774865 m S

Textura lepidogranoblástica, con abundantes carrujas generadas por el clivaje de crenulación. Grano fino a medio, inequigranular, con bandas localizadas de mayor tamaño de grano. Paragénesis: Mica blanca, cuarzo, minerales opacos, albita, Fe-clorita. La albita es poco abundante, pero aparece como porfidoblastos con inclusiones de grafito. Las cloritas tienden a crecer perpendiculares a la foliación principal, siguiendo la tendencia de las carrujas o clivaje de crenulación. La mayoría de los opacos son aciculares y siguen la foliación principal.



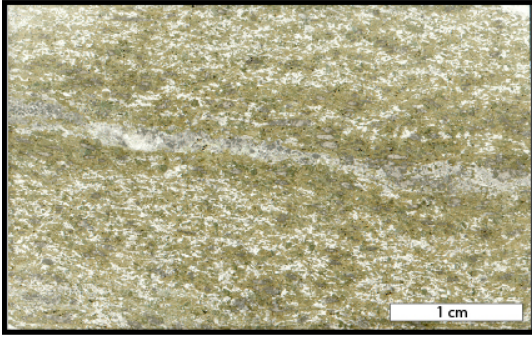
Muestra JN42b  
Nombre: Filita bandeada  
Facies: Esquistos Verdes  
Ubicación: 257372 m E; 6774529 m S

Textura granolepidoblástica, inequigranular de grano fino. Presenta bandeamiento dado, principalmente, por el tamaño de grano y bandas de micas blancas finas. Paragénesis: Cuarzo, mica blanca, plagioclasa, calcita, titanita, Fe-clorita y minerales opacos. Los minerales opacos se concentran principalmente entre las micas.



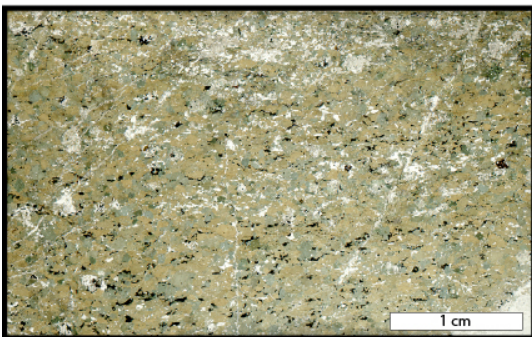
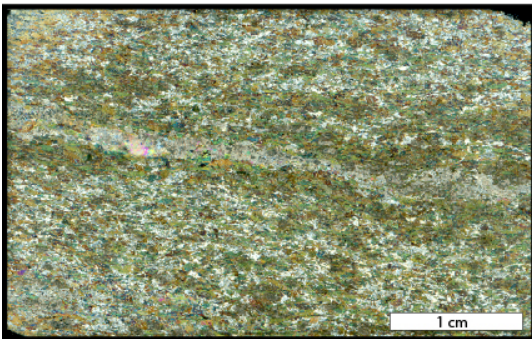


## Rocas recristalizadas por metamorfismo de contacto



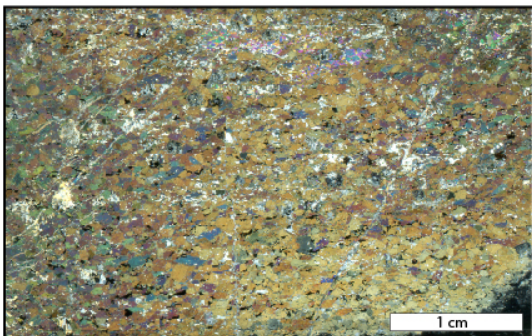
Muestra JN27  
Nombre: Anfibolita recristalizada  
Facies: Anfibolitas  
Ubicación: 257264 m E; 6769296 m S

Textura nematogranoblástica. Textura poiquiloblástica (plagioclasa con hornblendas y hornblenda con cristales más pequeños del mismo mineral). Paragénesis: Anfíbola (hornblenda), plagioclasa, titanita, minerales opacos. Localmente, intercrecimiento de calcita con hornblenda (estos cristales muestran una zonación marcada en sus bordes). Minerales accesorios: rutilo y zoisita. Cristales milimétricos de titanita, que aún preservan caras propias, se encuentran parcialmente reemplazados por arcillas en sus centros y recristalizado microcristalinamente en los bordes.

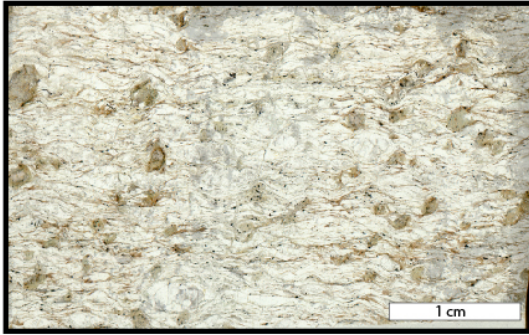


Muestra JN29  
Nombre: Anfibolita recristalizada  
Facies: Anfibolitas  
Ubicación: 257264 m E; 6769296 m S

Textura granonematoblástica inequigranular de grano fino. Textura poiquiloblástica (cristales de hornblenda incluyen cristales de cuarzo redondeados, minerales opacos y clinozoisita; además de cristales de rutilo con coronas de ilmenita). Paragénesis: Hornblenda (con pleocroísmo en tonos azules, algunos cristales presentan zonación leve), plagioclasa, cuarzo, titanita, rutilo, minerales opacos, epidota (localizada en bandas) y clinozoisita.







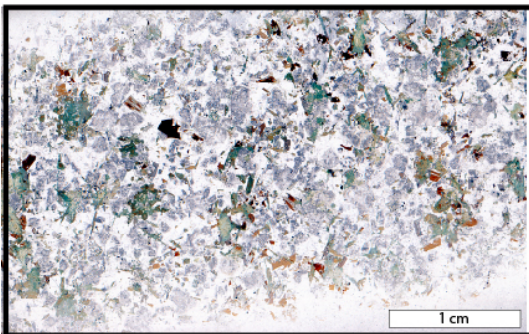
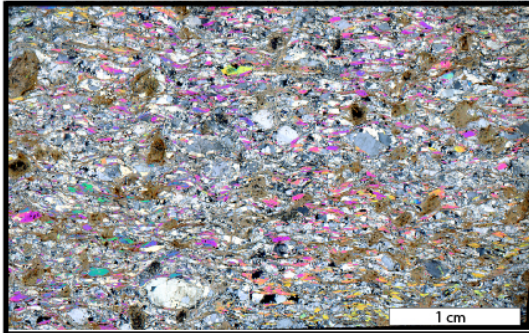
Muestra JN30

Nombre: Micaesquisto de granate recristalizado

Facies: Esquistos Verdes

Ubicación: 257264 m E; 6769296 m S

Textura granolepidoporfidoblástica, poiquiloblástica (en la mica blanca y la plagioclasa), de grano fino e inequigranular. Paragénesis: Cuarzo, mica blanca, plagioclasa, biotita, granate, Fe-clorita y minerales opacos. Los cristales de granate se presentan como relictos, casi completamente, reemplazados por clorita-esmectita, mica blanca y epidota. La biotita aparece casi exclusivamente reemplazando los bordes de la mica blanca. Los cristales de plagioclasa tienen forma de pez y el cuarzo está recristalizado. Como accesorio circón.

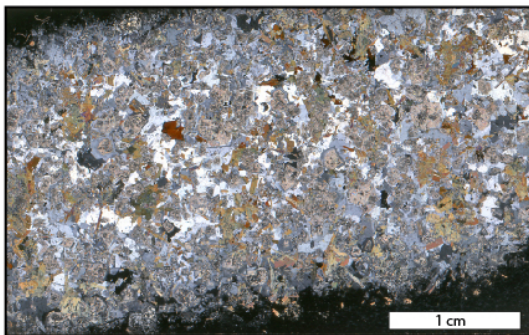


Muestra JN31

Nombre: Tonalita de biotita y anfíbola

Ubicación: 257264 m E; 6769296 m S

Roca fanerítica de grano fino, holocrystalina, heterométrica e hipidiomórfica. Fábrica isótropa, homogénea. Presenta textura consertal (en los bordes de los cristales de cuarzo, principalmente), y en menor medida, poiquilítica (cristales de cuarzo). Las biotitas muestran bordes de descomposición a minerales opacos. Mineralogía primaria: Cuarzo (extinción ondulosa), plagioclasa (cristales zonados concéntricamente, alterados fuertemente a arcillas, titanita y sericita en su núcleo, con algunos parches de epidota, mientras que sus bordes no presentan alteración, con macla polisintética no muy bien desarrollada en algunos cristales), biotita, hornblenda (con macla de Carlsbad; Las hornblendas ígneas están siendo reemplazadas por anfíbolos secundarios en sus bordes), K-Feldespatos y minerales opacos. Mineralogía secundaria: Clorita (alterando a biotitas), epidota (como parche en las plagioclasas), hornblenda, titanita, micas blancas, arcillas. Como accesorio se encuentran cristales de circón.



# **ANEXO B**

Análisis químicos

**Tabla B-1: análisis de elementos en traza en roca total para las muestras JN14 y JN34. Los valores están dados en partes por millón (ppm).**

(ppm)	<b>JN14</b>	<b>JN34</b>
<b>La</b>	57	0.50
<b>Ce</b>	136	2.77
<b>Nd</b>	62	5.00
<b>Sm</b>	12.10	0.94
<b>Eu</b>	2.42	1.29
<b>Gd</b>	13.90	6.60
<b>Dy</b>	10.86	11.77
<b>Ho</b>	2.06	3.35
<b>Er</b>	5.49	11.92
<b>Yb</b>	4.58	16.33
<b>Lu</b>	0.70	2.97
<b>Y</b>	78	119
<b>Sc</b>	30	51
<b>Zn</b>	52	100
<b>Co</b>	20	39
<b>Ni</b>	56	73
<b>Ba</b>	593	23
<b>Cr</b>	102	378
<b>V</b>	195	334
<b>Cu</b>	33	44
<b>Sr</b>	252	28
<b>Zr</b>	202	397



**Tabla B-2: análisis de los óxidos mayores para distintos minerales de la muestra JN14 y JN34**

Muestra	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
JN14	Gt	37.22	0.10	20.91	25.46	10.71	0.71	5.32	0.00	0.00	<b>100.43</b>
JN14	Gt	28.03	0.78	55.01	12.05	0.06	1.20	0.00	0.02	0.00	<b>97.16</b>
JN14	Gt	37.37	0.06	20.87	33.36	3.61	1.15	4.39	0.00	0.00	<b>100.80</b>
JN14	Gt	37.46	0.08	20.67	32.43	4.51	1.08	4.47	0.02	0.00	<b>100.73</b>
JN14	Gt	37.40	0.03	20.79	30.53	6.06	0.93	4.74	0.00	0.00	<b>100.49</b>
JN14	Gt	37.38	0.08	20.75	30.16	6.37	0.90	4.89	0.03	0.00	<b>100.56</b>
JN14	Gt	37.55	0.10	20.79	29.23	7.35	0.88	5.10	0.01	0.00	<b>101.00</b>
JN14	Gt	37.61	0.09	20.98	28.89	7.47	0.94	5.11	0.02	0.00	<b>101.10</b>
JN14	Gt	37.86	0.00	21.07	33.70	3.28	2.36	2.75	0.01	0.00	<b>101.01</b>
JN14	Gt	46.84	0.14	36.70	0.68	0.03	0.49	0.01	2.67	7.55	<b>95.10</b>
JN14	Gt	37.31	0.08	20.83	27.95	8.50	0.82	5.03	0.02	0.00	<b>100.54</b>
JN14	Gt	37.11	0.09	20.57	24.62	11.54	0.69	5.38	0.00	0.00	<b>100.00</b>
JN14	Gt	36.92	0.10	20.51	23.27	12.75	0.58	5.54	0.01	0.00	<b>99.67</b>
JN14	Gt	37.21	0.10	20.64	22.67	13.06	0.60	5.51	0.00	0.00	<b>99.78</b>
JN14	Gt	37.07	0.13	20.56	23.07	13.26	0.59	5.31	0.01	0.00	<b>100.01</b>
JN14	Gt	37.14	0.12	20.37	23.44	12.59	0.61	5.45	0.04	0.00	<b>99.76</b>
JN14	Gt	37.36	0.07	20.69	31.10	5.50	0.96	4.67	0.00	0.00	<b>100.36</b>
JN14	Gt	37.37	0.06	20.71	36.43	1.03	1.58	2.99	0.02	0.00	<b>100.18</b>
JN14	Gt	37.12	0.02	20.64	37.54	0.09	2.19	2.15	0.00	0.00	<b>99.75</b>
JN14	Gt	37.24	0.04	20.62	37.01	0.06	2.67	2.01	0.02	0.00	<b>99.69</b>
JN14	Gt	27.79	0.64	54.88	12.19	0.07	1.05	0.02	0.02	0.01	<b>96.68</b>
JN14	Gt	28.16	0.55	54.96	11.75	0.08	1.05	0.00	0.02	0.01	<b>96.58</b>
JN14	Gt	27.91	0.73	53.99	12.93	0.06	1.28	0.02	0.01	0.00	<b>96.94</b>
JN14	Gt	27.96	0.54	54.32	12.29	0.04	1.13	0.00	0.00	0.01	<b>96.30</b>
JN14	Gt	27.77	0.57	54.61	11.89	0.07	1.59	0.00	0.01	0.00	<b>96.51</b>
JN14	Gt	27.44	0.54	53.95	12.74	0.00	1.70	0.01	0.00	0.00	<b>96.39</b>
JN34	Gt	38.14	0.17	20.75	25.63	1.93	4.92	7.70	0.05	0.00	<b>99.28</b>
JN34	Gt	38.04	0.16	20.84	25.02	1.84	4.14	9.34	0.05	0.01	<b>99.44</b>
JN34	Gt	38.20	0.18	20.82	24.91	1.64	3.96	9.86	0.03	0.00	<b>99.60</b>
JN34	Gt	38.33	0.17	21.03	23.44	1.38	3.53	11.99	0.05	0.00	<b>99.92</b>
JN34	Gt	66.88	0.00	19.96	0.09	0.02	0.00	0.69	11.54	0.04	<b>99.22</b>
JN34	Gt	66.53	0.00	20.11	0.11	0.00	0.01	0.72	11.30	0.05	<b>98.82</b>
JN34	Gt	43.56	0.56	15.13	13.77	0.15	10.47	11.06	2.26	0.56	<b>97.52</b>
JN34	Gt	44.09	0.54	14.67	13.94	0.17	10.54	11.07	2.17	0.47	<b>97.66</b>
JN34		30.48	38.88	1.70	0.36	0.03	0.01	29.26	0.02	0.00	<b>100.74</b>
JN34		30.51	40.06	1.11	0.21	0.05	0.03	29.20	0.01	0.00	<b>101.18</b>
JN14		36.66	0.41	31.67	11.07	0.09	4.99	0.26	2.19	0.00	<b>87.34</b>
JN14		37.84	0.00	20.83	36.58	0.78	1.75	2.83	0.02	0.00	<b>100.64</b>
JN14		36.32	0.75	31.58	12.36	0.14	3.59	0.13	2.15	0.02	<b>87.02</b>
JN14		36.65	0.31	31.53	11.31	0.05	4.59	0.08	2.26	0.00	<b>86.79</b>
JN14	Gt	37.65	0.00	20.87	36.54	0.25	2.95	2.09	0.00	0.00	<b>100.33</b>
JN14	Gt	37.54	0.01	20.88	37.94	0.21	2.03	2.07	0.01	0.00	<b>100.69</b>
JN14	Gt	37.39	0.05	20.94	37.73	0.16	2.10	2.35	0.00	0.00	<b>100.71</b>
JN14	Gt	37.55	0.00	21.23	36.84	0.09	3.08	2.07	0.00	0.00	<b>100.85</b>
JN14	Gt	37.70	0.03	21.06	36.51	0.19	3.08	2.03	0.01	0.00	<b>100.60</b>
JN14	Gt	37.48	0.10	20.54	23.72	12.42	0.62	5.46	0.00	0.00	<b>100.34</b>
JN14	Gt	37.55	0.11	20.62	26.07	10.17	0.78	5.21	0.01	0.00	<b>100.51</b>
JN14	Gt	37.33	0.03	20.44	37.25	0.05	2.47	1.99	0.01	0.00	<b>99.57</b>
JN14	Gt	37.85	0.00	21.06	36.88	0.12	3.00	1.97	0.01	0.00	<b>100.87</b>
JN14	Gt	37.66	0.03	20.70	37.86	0.19	2.01	2.12	0.02	0.00	<b>100.57</b>

JN14	Gt	37.50	0.02	20.47	37.43	0.07	2.24	2.16	0.00	0.00	<b>99.88</b>
JN14	Gt	37.49	0.00	20.70	37.10	0.05	2.61	2.12	0.00	0.00	<b>100.06</b>
JN14	Gt	37.62	0.00	20.44	37.24	0.02	2.74	2.05	0.01	0.00	<b>100.12</b>
JN14	Gt	37.62	0.00	20.72	36.92	0.03	2.73	2.08	0.01	0.00	<b>100.11</b>
JN14	Gt	37.50	0.01	20.88	35.77	1.64	1.44	3.44	0.01	0.00	<b>100.70</b>
JN14	Gt	37.47	0.06	20.66	32.41	4.05	1.12	4.63	0.00	0.00	<b>100.39</b>
JN14	Gt	37.40	0.05	20.80	32.98	4.13	1.18	4.16	0.00	0.00	<b>100.69</b>
JN14	Gt	37.20	0.05	20.91	35.60	2.03	1.38	3.40	0.00	0.00	<b>100.57</b>
JN14	Gt	37.33	0.04	20.91	36.48	1.24	1.54	3.02	0.02	0.00	<b>100.57</b>
JN14	Gt	37.46	0.03	20.88	38.00	0.18	2.02	2.15	0.01	0.00	<b>100.73</b>
JN14	Gt	37.79	0.00	20.97	36.72	0.09	3.06	1.93	0.01	0.00	<b>100.57</b>
JN14	Gt	37.51	0.02	20.63	37.35	0.06	2.63	1.99	0.02	0.00	<b>100.21</b>
JN14	Gt	37.38	0.03	20.85	37.38	0.06	2.23	2.18	0.02	0.02	<b>100.14</b>
JN14	Gt	37.56	0.31	20.79	36.81	0.15	2.62	2.30	0.00	0.00	<b>100.54</b>
JN14	Gt	37.52	0.04	20.66	37.40	0.45	1.70	2.60	0.00	0.01	<b>100.38</b>
JN14	Gt	37.38	0.05	20.61	36.66	0.92	1.58	3.07	0.00	0.01	<b>100.28</b>
JN14	Gt	37.24	0.06	20.55	34.84	2.31	1.33	3.63	0.00	0.00	<b>99.96</b>
JN34	Gt	38.54	0.25	20.71	24.18	1.74	3.82	10.63	0.05	0.00	<b>99.92</b>
JN34	Gt	38.00	0.03	20.61	25.27	1.99	3.40	9.93	0.02	0.00	<b>99.25</b>
JN34	Gt	38.36	0.19	20.91	23.03	1.59	3.14	12.72	0.04	0.00	<b>99.98</b>
JN34	Gt	38.38	0.17	20.90	26.08	2.03	5.25	6.73	0.05	0.00	<b>99.59</b>
JN34	Gt	38.46	0.12	21.06	25.85	1.93	5.05	7.61	0.06	0.00	<b>100.15</b>
JN34	Gt	38.45	0.21	21.04	23.35	1.66	3.42	11.79	0.04	0.00	<b>99.97</b>
JN34	Gt	28.94	0.15	16.36	23.71	2.01	3.94	8.35	0.03	0.00	<b>83.48</b>
JN34	Gt	38.33	0.22	20.80	23.01	1.60	3.20	12.54	0.03	0.00	<b>99.73</b>
JN34	Gt	38.24	0.16	20.89	24.91	2.09	4.49	8.76	0.06	0.00	<b>99.60</b>
JN34		30.78	39.43	1.41	0.21	0.05	0.00	29.21	0.02	0.00	<b>101.11</b>
JN34		30.84	38.70	1.74	0.36	0.05	0.04	29.07	0.02	0.01	<b>100.83</b>
JN34		30.60	38.05	2.19	0.33	0.07	0.00	29.13	0.01	0.00	<b>100.39</b>
JN34		30.73	38.47	1.84	0.44	0.04	0.07	29.09	0.03	0.00	<b>100.72</b>
JN34	Anf	44.69	0.75	13.24	13.33	0.08	11.44	11.43	2.01	0.59	<b>97.56</b>
JN34	Anf	43.93	0.71	14.81	12.83	0.09	11.13	11.17	2.31	0.63	<b>97.62</b>
JN34	PI	67.82	0.00	20.30	0.02	0.00	0.01	1.13	11.34	0.05	<b>100.67</b>
JN34	PI	68.32	0.00	19.90	0.15	0.00	0.00	0.45	11.82	0.04	<b>100.69</b>
JN34	PI	68.39	0.28	19.90	0.08	0.00	0.00	0.74	11.57	0.05	<b>101.01</b>
JN34	PI	68.50	0.03	20.00	0.17	0.01	0.03	0.56	11.57	0.04	<b>100.91</b>
JN14	Gt	37.21	0.03	20.48	36.69	0.04	2.70	2.02	0.01	0.05	<b>99.23</b>
JN14	Gt	37.32	0.00	20.42	37.21	0.02	2.45	2.04	0.00	0.00	<b>99.48</b>
JN14	Gt	37.07	0.04	20.44	37.33	0.11	2.21	2.15	0.00	0.00	<b>99.35</b>
JN14	Gt	37.23	0.00	20.48	37.49	0.13	2.05	2.26	0.00	0.00	<b>99.65</b>
JN14	Gt	37.23	0.02	20.56	37.47	0.21	1.88	2.51	0.01	0.00	<b>99.89</b>
JN14	Gt	37.03	0.01	20.37	37.47	0.36	1.76	2.45	0.02	0.00	<b>99.47</b>
JN14	Gt	37.35	0.01	20.63	37.10	0.60	1.66	2.84	0.03	0.00	<b>100.23</b>
JN14	Gt	37.22	0.03	20.66	36.95	0.89	1.56	2.91	0.02	0.00	<b>100.25</b>
JN14	Gt	37.44	0.01	20.47	35.92	1.35	1.45	3.36	0.01	0.00	<b>100.03</b>
JN14	Gt	37.19	0.05	20.47	35.34	1.91	1.37	3.45	0.00	0.00	<b>99.78</b>
JN14	Gt	37.23	0.04	20.36	34.68	2.59	1.26	3.81	0.00	0.00	<b>99.97</b>
JN14	Gt	37.38	0.03	20.28	33.73	3.57	1.15	3.90	0.02	0.00	<b>100.05</b>
JN14	Gt	37.15	0.10	20.52	32.43	4.60	1.07	4.26	0.01	0.00	<b>100.13</b>
JN14	Gt	37.28	0.07	20.51	30.94	5.60	1.00	4.56	0.00	0.00	<b>99.96</b>
JN14	Gt	37.15	0.08	20.45	29.88	6.75	0.94	4.68	0.00	0.00	<b>99.93</b>
JN14	Gt	37.40	0.09	20.50	28.54	7.80	0.88	5.06	0.03	0.00	<b>100.30</b>
JN14	Gt	37.30	0.08	20.60	27.49	8.75	0.80	5.22	0.01	0.00	<b>100.25</b>

JN14	Gt	37.52	0.10	20.47	26.71	9.65	0.74	5.33	0.02	0.00	<b>100.54</b>
JN14	Gt	37.45	0.11	20.55	26.01	10.17	0.74	5.31	0.00	0.00	<b>100.33</b>
JN14	Gt	37.43	0.11	20.29	25.27	10.83	0.68	5.42	0.02	0.00	<b>100.06</b>
JN14	Gt	37.47	0.11	20.45	24.88	11.54	0.66	5.37	0.03	0.00	<b>100.50</b>
JN14	Gt	37.21	0.12	20.36	24.14	11.88	0.65	5.64	0.01	0.00	<b>100.01</b>
JN14	Gt	37.44	0.10	20.39	23.60	12.47	0.65	5.43	0.03	0.00	<b>100.11</b>
JN14	Gt	37.51	0.12	20.48	23.45	12.75	0.61	5.49	0.03	0.00	<b>100.43</b>
JN14	Gt	37.32	0.15	20.48	23.12	12.66	0.63	5.72	0.02	0.00	<b>100.10</b>
JN14	Gt	37.34	0.11	20.28	22.99	12.83	0.60	5.72	0.00	0.00	<b>99.88</b>
JN14	Gt	37.22	0.13	20.21	22.87	12.91	0.63	5.65	0.02	0.00	<b>99.63</b>
JN14	Gt	37.51	0.11	20.41	22.88	12.87	0.59	5.64	0.03	0.00	<b>100.04</b>
JN14	Gt	37.49	0.12	20.39	23.24	12.78	0.61	5.50	0.01	0.00	<b>100.15</b>
JN14	Gt	37.57	0.15	20.47	23.54	12.58	0.60	5.53	0.00	0.00	<b>100.45</b>
JN14	Gt	37.42	0.18	20.39	23.69	12.33	0.61	5.55	0.01	0.00	<b>100.17</b>
JN14	Gt	37.38	0.10	20.68	24.57	11.58	0.65	5.57	0.00	0.00	<b>100.55</b>
JN14	Gt	37.35	0.07	20.59	25.16	11.25	0.70	5.30	0.02	0.00	<b>100.44</b>
JN14	Gt	37.40	0.11	20.54	26.09	10.48	0.73	5.29	0.01	0.00	<b>100.65</b>
JN14	Gt	37.51	0.06	20.63	27.07	9.48	0.78	5.08	0.01	0.00	<b>100.62</b>
JN14	Gt	37.53	0.09	20.62	28.56	7.74	0.87	4.99	0.00	0.00	<b>100.40</b>
JN14	Gt	37.55	0.04	20.58	29.93	7.07	0.94	4.68	0.01	0.00	<b>100.80</b>
JN14	Gt	37.47	0.08	20.70	30.90	5.78	0.96	4.61	0.01	0.00	<b>100.49</b>
JN14	Gt	37.44	0.06	20.62	31.84	4.69	1.06	4.45	0.02	0.00	<b>100.17</b>
JN14	Gt	37.50	0.06	20.71	33.59	3.52	1.17	4.07	0.02	0.00	<b>100.64</b>
JN14	Gt	37.31	0.05	20.76	34.28	2.78	1.24	3.94	0.00	0.00	<b>100.36</b>
JN14	Gt	37.59	0.08	20.79	35.00	2.14	1.34	3.83	0.00	0.00	<b>100.78</b>
JN14	Gt	37.45	0.05	20.59	35.66	1.55	1.45	3.54	0.03	0.00	<b>100.31</b>
JN14	Gt	37.57	0.03	20.78	36.42	1.12	1.58	3.08	0.01	0.00	<b>100.60</b>
JN14	Gt	37.43	0.01	20.59	36.71	0.68	1.77	2.84	0.01	0.00	<b>100.04</b>
JN14	Gt	37.63	0.02	20.86	36.81	0.45	2.32	2.40	0.00	0.00	<b>100.49</b>
JN14	Gt	37.76	0.02	20.71	36.67	0.30	2.85	2.05	0.00	0.01	<b>100.38</b>
JN14	Gt	37.37	0.04	20.37	36.25	0.56	2.86	1.80	0.00	0.02	<b>99.27</b>
JN14	Gt	37.81	0.00	20.93	37.10	0.11	2.79	2.06	0.02	0.02	<b>100.84</b>
JN14	Gt	37.65	0.04	20.81	37.55	0.09	2.44	1.97	0.01	0.00	<b>100.55</b>
JN14	Gt	37.46	0.01	20.84	37.91	0.20	2.03	2.15	0.04	0.00	<b>100.64</b>
JN14	Gt	37.37	0.01	20.79	37.06	0.63	1.76	2.54	0.01	0.00	<b>100.17</b>
JN14	Gt	37.39	0.06	20.88	35.90	1.61	1.50	3.24	0.01	0.00	<b>100.61</b>
JN14	Gt	37.44	0.07	20.77	33.84	3.20	1.23	3.89	0.01	0.00	<b>100.45</b>
JN14	Gt	37.51	0.03	20.85	31.74	5.20	1.08	4.05	0.00	0.01	<b>100.47</b>
JN14	Gt	37.43	0.08	20.84	29.74	7.05	0.94	4.54	0.01	0.00	<b>100.63</b>
JN14	Gt	37.49	0.06	20.69	27.35	8.96	0.79	5.14	0.02	0.00	<b>100.49</b>
JN14	Gt	37.50	0.09	20.77	26.06	9.72	0.77	5.52	0.00	0.01	<b>100.44</b>
JN14	Gt	37.57	0.10	20.86	25.59	10.67	0.75	5.20	0.01	0.00	<b>100.75</b>
JN14	Gt	37.36	0.11	20.73	25.18	11.27	0.70	5.22	0.00	0.00	<b>100.56</b>
JN14	Gt	37.23	0.09	20.78	24.70	11.65	0.68	5.11	0.01	0.00	<b>100.24</b>
JN14	Gt	37.15	0.12	20.57	24.15	12.15	0.65	5.19	0.00	0.00	<b>100.00</b>
JN14	Gt	37.32	0.11	20.91	23.80	12.41	0.65	5.44	0.04	0.00	<b>100.67</b>
JN14	Gt	37.42	0.13	20.71	23.54	12.39	0.66	5.45	0.03	0.00	<b>100.34</b>
JN14	Gt	37.47	0.12	20.80	23.60	12.55	0.63	5.51	0.00	0.00	<b>100.69</b>
JN14	Gt	37.22	0.11	20.77	23.33	12.67	0.58	5.51	0.02	0.00	<b>100.21</b>
JN14	Gt	37.23	0.12	20.67	23.19	12.44	0.62	5.83	0.02	0.00	<b>100.13</b>
JN14	Gt	37.24	0.11	20.77	23.48	12.58	0.62	5.36	0.00	0.00	<b>100.16</b>
JN14	Gt	37.34	0.13	20.83	23.66	12.23	0.63	5.49	0.00	0.00	<b>100.32</b>
JN34	Gt	38.41	0.05	21.44	25.57	1.90	3.42	9.62	0.06	0.02	<b>100.50</b>

JN34	Gt	38.25	0.10	21.59	23.78	1.40	3.68	11.48	0.04	0.00	<b>100.32</b>
JN34	Gt	38.36	0.14	21.46	22.99	1.60	3.28	12.29	0.02	0.00	<b>100.15</b>
JN34	Gt	38.14	0.13	21.43	23.92	1.68	3.58	11.21	0.03	0.01	<b>100.13</b>
JN34	Gt	38.24	0.13	21.61	25.17	1.73	4.07	9.40	0.04	0.00	<b>100.37</b>
JN34	Gt	38.30	0.13	21.43	25.08	1.73	4.11	9.48	0.04	0.00	<b>100.31</b>
JN34	Gt	38.04	0.14	21.55	25.15	1.90	4.20	9.19	0.03	0.00	<b>100.20</b>
JN34	Gt	38.22	0.14	21.46	25.18	1.83	4.09	9.28	0.05	0.00	<b>100.25</b>
JN34	Gt	38.20	0.18	21.40	24.72	1.77	4.03	9.77	0.03	0.00	<b>100.09</b>
JN34	Gt	38.10	0.16	21.44	25.30	2.06	4.67	8.17	0.03	0.00	<b>99.94</b>
JN34	Gt	38.50	0.13	21.54	25.81	2.07	4.94	7.57	0.04	0.00	<b>100.59</b>
JN34	Gt	38.25	0.15	21.52	25.75	2.07	5.06	7.21	0.04	0.00	<b>100.06</b>
JN34	Gt	38.23	0.11	21.39	25.83	1.96	5.03	7.51	0.04	0.00	<b>100.09</b>
JN34	Gt	38.22	0.16	21.42	25.92	2.02	5.18	7.13	0.03	0.00	<b>100.07</b>
JN34	Gt	38.26	0.16	21.51	25.64	1.97	5.06	7.53	0.03	0.00	<b>100.16</b>
JN34	Gt	38.45	0.16	21.43	25.59	2.13	5.16	7.47	0.04	0.00	<b>100.44</b>
JN34	Gt	38.34	0.13	21.55	25.66	2.16	5.24	7.08	0.03	0.00	<b>100.19</b>
JN34	Gt	38.29	0.14	21.50	25.47	2.13	5.32	7.29	0.04	0.00	<b>100.18</b>
JN34	Gt	38.31	0.14	21.45	25.39	2.05	5.19	7.62	0.04	0.00	<b>100.19</b>
JN34	Gt	38.16	0.14	21.41	25.47	2.14	5.19	7.52	0.04	0.00	<b>100.07</b>
JN34	Gt	38.24	0.15	21.47	25.46	2.10	5.15	7.46	0.04	0.00	<b>100.06</b>
JN34	Gt	38.50	0.16	21.58	25.53	2.08	5.18	7.51	0.04	0.00	<b>100.58</b>
JN34	Gt	38.27	0.14	21.35	25.35	2.00	5.19	7.53	0.03	0.00	<b>99.87</b>
JN34	Gt	38.10	0.15	21.35	25.45	2.01	5.22	7.60	0.05	0.00	<b>99.93</b>
JN34	Gt	38.31	0.15	21.39	25.63	2.01	5.08	7.60	0.04	0.00	<b>100.20</b>
JN34	Gt	38.48	0.16	21.53	25.74	1.98	5.09	7.46	0.04	0.00	<b>100.49</b>
JN34	Gt	38.37	0.15	21.43	25.69	1.93	5.10	7.61	0.03	0.00	<b>100.32</b>
JN34	Gt	38.18	0.14	21.45	25.68	2.01	5.11	7.55	0.05	0.00	<b>100.16</b>
JN34	Gt	38.15	0.14	21.42	26.04	1.96	5.22	7.21	0.05	0.00	<b>100.20</b>
JN34	Gt	38.33	0.14	21.45	25.49	2.02	4.94	7.80	0.06	0.01	<b>100.24</b>
JN34	Gt	38.31	0.16	21.46	25.39	1.95	4.84	8.19	0.05	0.01	<b>100.36</b>
JN34	Gt	38.32	0.17	21.41	25.38	2.04	4.82	8.25	0.06	0.00	<b>100.45</b>
JN34	Gt	38.33	0.16	21.47	24.93	2.03	4.65	8.59	0.04	0.00	<b>100.21</b>
JN34	Gt	38.49	0.16	21.36	24.81	2.16	4.41	9.15	0.05	0.01	<b>100.58</b>
JN34	Gt	38.30	0.24	21.49	24.07	1.72	3.98	10.31	0.03	0.00	<b>100.14</b>
JN34	Gt	38.33	0.18	21.40	24.73	1.72	4.15	9.83	0.04	0.00	<b>100.38</b>
JN34	Gt	38.36	0.20	21.37	24.16	1.79	4.07	10.13	0.02	0.00	<b>100.11</b>
JN34	Gt	38.43	0.21	21.44	24.36	1.86	4.06	10.02	0.03	0.00	<b>100.42</b>
JN34	Gt	38.30	0.20	21.55	24.14	1.68	3.91	10.50	0.03	0.00	<b>100.32</b>
JN34	Gt	38.41	0.25	21.56	24.30	1.75	3.89	10.47	0.04	0.00	<b>100.66</b>
JN34	Gt	38.31	0.14	21.52	24.62	1.68	3.88	10.14	0.03	0.01	<b>100.34</b>
JN34	Gt	38.31	0.19	21.48	24.26	1.71	3.83	10.36	0.05	0.00	<b>100.18</b>
JN34	Gt	38.24	0.13	21.52	23.54	1.59	3.49	11.49	0.02	0.00	<b>100.01</b>
JN34	Gt	38.18	0.16	21.50	22.74	1.68	3.22	12.66	0.02	0.01	<b>100.17</b>
JN34	Gt	38.25	0.15	21.49	23.63	1.45	3.50	11.82	0.03	0.00	<b>100.31</b>
JN34	Gt	38.27	0.07	21.50	24.19	1.53	3.61	11.25	0.01	0.00	<b>100.43</b>
JN34	Gt	38.22	0.11	21.52	23.93	1.41	3.82	11.02	0.03	0.00	<b>100.04</b>
JN34	Gt	38.49	0.09	21.50	24.84	1.36	3.91	10.21	0.02	0.00	<b>100.42</b>
JN34	Gt	38.21	0.07	21.20	23.95	1.32	3.64	11.41	0.03	0.00	<b>99.83</b>
JN34	Gt	38.28	0.14	21.42	22.84	1.58	3.28	12.45	0.01	0.00	<b>100.00</b>
JN34	Gt	38.30	0.17	21.49	23.41	1.63	3.51	11.74	0.02	0.00	<b>100.28</b>
JN34	Gt	37.89	0.22	21.50	24.67	1.60	3.75	10.49	0.03	0.00	<b>100.15</b>
JN34	Gt	37.67	0.26	21.74	24.45	1.59	3.75	10.42	0.03	0.00	<b>99.90</b>
JN34	Gt	37.79	0.21	21.64	24.22	1.70	3.87	10.47	0.04	0.00	<b>99.93</b>



JN34	Gt	37.80	0.24	21.63	24.23	1.80	3.83	10.40	0.04	0.00	<b>99.98</b>
JN34	Gt	37.58	0.22	21.62	25.22	1.89	4.08	9.43	0.04	0.01	<b>100.09</b>
JN34	Gt	37.69	0.23	21.59	24.38	1.79	3.88	10.48	0.05	0.00	<b>100.09</b>
JN34	Gt	37.41	0.25	21.49	23.84	1.74	3.83	10.60	0.05	0.01	<b>99.21</b>
JN34	Gt	38.08	0.26	21.62	24.06	1.77	3.86	10.67	0.02	0.00	<b>100.34</b>
JN34	Gt	38.23	0.15	21.54	24.97	2.10	4.51	8.56	0.04	0.00	<b>100.11</b>
JN34	Gt	37.80	0.14	21.67	25.35	2.15	4.72	8.09	0.07	0.00	<b>100.00</b>
JN34	Gt	37.76	0.15	21.64	25.40	2.08	4.82	8.04	0.04	0.00	<b>99.93</b>
JN34	Gt	37.98	0.15	21.77	25.32	2.14	4.89	7.96	0.04	0.01	<b>100.26</b>
JN34	Gt	37.89	0.15	21.59	25.09	2.16	4.66	8.50	0.03	0.00	<b>100.07</b>
JN34	Gt	37.60	0.19	21.59	25.15	2.08	4.51	8.52	0.05	0.00	<b>99.69</b>
JN34	Gt	37.44	0.17	21.51	24.60	2.24	4.36	8.95	0.05	0.00	<b>99.33</b>
JN34	Gt	37.63	0.18	21.58	24.68	2.17	4.41	9.08	0.04	0.00	<b>99.76</b>
JN34	Gt	37.57	0.17	21.67	25.03	2.13	4.31	8.96	0.03	0.00	<b>99.87</b>
JN34	Gt	38.18	0.07	21.52	25.55	2.72	2.95	9.73	0.02	0.01	<b>100.76</b>
JN34	Gt	38.42	0.19	21.48	23.42	1.50	3.36	12.03	0.02	0.00	<b>100.41</b>
JN34	Gt	38.63	0.18	21.34	22.47	1.67	3.03	13.31	0.02	0.01	<b>100.66</b>
JN34	Gt	38.30	0.20	21.37	23.36	1.69	3.43	11.81	0.02	0.01	<b>100.19</b>
JN34	Gt	38.54	0.23	21.55	23.99	1.65	3.74	10.78	0.02	0.00	<b>100.51</b>
JN34	Gt	38.39	0.25	21.39	24.11	1.59	3.82	10.62	0.04	0.00	<b>100.21</b>
JN34	Gt	38.43	0.21	21.57	24.31	1.85	3.98	10.35	0.04	0.00	<b>100.75</b>
JN34	Gt	38.52	0.23	21.39	24.36	1.87	4.05	10.00	0.04	0.00	<b>100.46</b>
JN34	Gt	38.53	0.25	21.40	24.26	1.74	4.05	10.12	0.06	0.00	<b>100.42</b>
JN34	Gt	38.55	0.15	21.46	24.51	2.17	4.38	9.03	0.06	0.00	<b>100.30</b>
JN34	Gt	38.56	0.18	21.39	25.04	2.09	4.76	8.19	0.05	0.00	<b>100.26</b>
JN34	Gt	38.57	0.13	21.42	25.85	2.03	5.04	7.47	0.07	0.00	<b>100.58</b>
JN34	Gt	38.54	0.13	21.46	26.36	2.09	5.28	6.74	0.03	0.00	<b>100.63</b>
JN34	Gt	38.51	0.19	21.45	25.45	2.13	5.17	7.46	0.03	0.00	<b>100.38</b>
JN34	Gt	38.68	0.16	21.51	25.41	2.00	5.22	7.56	0.02	0.00	<b>100.56</b>
JN34	Gt	38.69	0.12	21.49	25.83	1.81	5.08	7.50	0.04	0.00	<b>100.58</b>
JN34	Gt	38.58	0.11	21.24	25.75	1.98	5.18	7.50	0.05	0.00	<b>100.39</b>
JN34	Gt	38.65	0.10	21.37	25.80	1.98	5.16	7.24	0.05	0.00	<b>100.36</b>
JN34	Gt	38.63	0.14	21.49	25.55	2.02	5.07	7.40	0.03	0.00	<b>100.34</b>
JN34	Gt	38.72	0.12	21.38	25.88	2.01	5.26	7.17	0.06	0.00	<b>100.60</b>
JN34	Gt	38.39	0.18	21.57	25.52	2.09	5.14	7.34	0.03	0.00	<b>100.25</b>
JN34	PI	68.76	0.00	20.39	0.01	0.00	0.00	0.77	11.18	0.05	<b>101.15</b>
JN34	PI	68.69	0.00	20.28	0.15	0.00	0.00	0.98	11.17	0.05	<b>101.33</b>
JN34	PI	68.77	0.00	20.52	0.26	0.02	0.03	1.01	11.17	0.05	<b>101.85</b>
JN34	Anf	43.61	0.72	15.45	13.42	0.11	10.61	10.97	2.25	0.67	<b>97.83</b>
JN34	Anf	44.57	0.57	14.67	13.48	0.15	10.66	10.87	2.26	0.44	<b>97.67</b>
JN34	Anf	44.17	0.78	13.91	13.30	0.09	11.34	11.18	1.94	0.61	<b>97.32</b>
JN34	Anf	44.49	0.72	14.09	13.53	0.21	10.76	11.27	1.84	0.53	<b>97.44</b>
JN14	Bio	26.81	0.14	19.15	29.53	0.32	11.80	0.02	0.02	0.06	<b>87.84</b>
JN14	Bio	26.31	0.38	19.02	29.41	0.26	11.90	0.01	0.00	0.18	<b>87.48</b>
JN14	Bio	24.19	0.06	23.26	25.78	0.02	14.15	0.01	0.00	0.01	<b>87.49</b>
JN14	Bio	24.53	0.06	22.85	26.00	0.03	13.93	0.00	0.02	0.00	<b>87.43</b>
JN14	Mb	45.88	0.23	37.47	0.71	0.01	0.49	0.02	2.34	7.70	<b>94.84</b>
JN14	Mb	46.65	0.26	37.52	0.85	0.02	0.44	0.00	2.63	7.54	<b>95.90</b>
JN14	PI	65.12	0.00	22.77	0.02	0.00	0.00	3.31	9.94	0.10	<b>101.26</b>
JN14	PI	65.57	0.00	22.13	0.04	0.01	0.00	2.47	10.22	0.09	<b>100.52</b>
JN14	Mb	45.77	0.29	37.86	0.69	0.00	0.39	0.02	2.91	7.04	<b>94.96</b>
JN14	Mb	46.14	0.30	37.83	0.62	0.00	0.33	0.00	2.87	6.94	<b>95.03</b>
JN14	Gt	37.37	0.03	21.16	33.58	2.78	2.54	2.68	0.00	0.04	<b>100.18</b>

JN14	Gt	37.76	0.10	20.93	33.74	2.65	2.24	3.01	0.00	0.01	<b>100.44</b>
JN14	Gt	36.39	0.00	20.86	33.76	2.50	2.80	2.51	0.00	0.02	<b>98.85</b>
JN14	Gt	37.13	0.00	20.86	34.30	2.16	2.87	1.63	0.03	0.02	<b>99.00</b>
JN14	Gt	38.00	0.00	21.07	33.76	2.56	2.35	3.05	0.01	0.00	<b>100.78</b>
JN14	Gt	36.81	0.00	21.27	36.77	0.06	2.78	2.19	0.01	0.00	<b>99.90</b>
JN14	Gt	36.92	0.00	21.27	37.20	0.05	2.45	2.23	0.01	0.00	<b>100.13</b>
JN14	Gt	36.58	0.00	21.14	37.53	0.11	2.20	2.07	0.00	0.01	<b>99.64</b>
JN14	Gt	36.67	0.03	21.26	37.73	0.09	2.10	2.08	0.02	0.00	<b>99.98</b>
JN14	Gt	36.40	0.05	21.33	37.75	0.19	2.02	2.08	0.02	0.01	<b>99.85</b>
JN14	Gt	36.57	0.02	21.26	37.65	0.26	1.93	2.29	0.00	0.00	<b>99.99</b>
JN14	Gt	36.55	0.03	21.28	37.42	0.33	1.85	2.47	0.01	0.00	<b>99.95</b>
JN14	Gt	36.67	0.05	21.35	37.28	0.45	1.78	2.66	0.02	0.00	<b>100.26</b>
JN14	Gt	36.66	0.03	21.22	37.35	0.54	1.81	2.47	0.01	0.00	<b>100.08</b>
JN14	Gt	36.84	0.03	21.30	37.12	0.67	1.68	2.82	0.01	0.01	<b>100.49</b>
JN14	Gt	36.74	0.02	21.29	36.87	0.82	1.61	2.96	0.01	0.00	<b>100.30</b>
JN14	Gt	36.78	0.04	21.15	36.47	0.90	1.58	2.94	0.00	0.00	<b>99.86</b>
JN14	Gt	36.78	0.00	21.31	35.91	1.18	1.51	3.26	0.00	0.00	<b>99.94</b>
JN14	Gt	36.99	0.06	21.07	35.54	1.42	1.47	3.62	0.00	0.01	<b>100.19</b>
JN14	Gt	36.84	0.04	21.19	35.50	1.53	1.42	3.55	0.00	0.00	<b>100.07</b>
JN14	Gt	36.98	0.06	21.13	34.97	1.87	1.39	3.77	0.02	0.00	<b>100.18</b>
JN14	Gt	37.13	0.06	21.14	34.83	2.23	1.35	3.78	0.00	0.00	<b>100.53</b>
JN14	Gt	37.42	0.06	21.10	35.01	2.38	1.34	3.55	0.00	0.00	<b>100.87</b>
JN14	Gt	37.51	0.12	21.07	34.16	2.58	1.27	4.16	0.01	0.00	<b>100.88</b>
JN14	Gt	37.43	0.00	20.98	34.89	2.41	1.30	3.79	0.01	0.00	<b>100.80</b>
JN14	Gt	37.61	0.06	21.08	34.72	2.50	1.29	3.83	0.00	0.00	<b>101.08</b>
JN14	Gt	37.64	0.05	21.02	34.28	2.90	1.25	3.94	0.00	0.00	<b>101.08</b>
JN14	Gt	37.30	0.02	21.13	33.65	3.01	1.23	4.03	0.01	0.00	<b>100.38</b>
JN14	Gt	37.33	0.08	21.20	33.70	3.29	1.19	3.89	0.01	0.01	<b>100.70</b>
JN14	PI	65.06	0.00	22.37	0.02	0.00	0.00	2.70	10.23	0.06	<b>100.44</b>
JN14	PI	65.35	0.00	22.66	0.02	0.03	0.00	3.02	10.02	0.09	<b>101.19</b>
JN34	Gt	38.10	0.00	21.61	21.44	5.55	1.24	12.35	0.05	0.00	<b>100.34</b>
JN34	Gt	37.94	0.00	21.57	22.07	5.39	1.34	11.62	0.08	0.00	<b>100.00</b>
JN34	Gt	38.18	0.00	21.48	21.34	5.47	1.21	12.60	0.05	0.00	<b>100.34</b>

# **ANEXO C**

Archivos PERPLE\_X

## JN14; 0.1% O<sub>2</sub>

```
hp02ver.dat      thermodynamic data file
print           | no_print suppresses print output
plot           | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat      solution model file, blank = none
JN14
perplex_option.dat      computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded
min, 7 - 1d fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7 w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  5 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
  0.00000    0.00000    0.00000    0.00000    0.00000    Geothermal gradient polynomial
  coeffs.

begin thermodynamic component list
SIO2 1 47.8900    0.00000    0.00000    weight amount
TIO2 1 1.08000    0.00000    0.00000    weight amount
AL2O3 1 24.3900    0.00000    0.00000    weight amount
FEO 1 11.9600    0.00000    0.00000    weight amount
MNO 1 0.400000    0.00000    0.00000    weight amount
MGO 1 2.91000    0.00000    0.00000    weight amount
CAO 1 0.52000    0.00000    0.00000    weight amount
NA2O 1 1.800000    0.00000    0.00000    weight amount
K2O 1 2.96000    0.00000    0.00000    weight amount
H2O 1 6.00000    0.00000    0.00000    weight amount
O2 1 0.10000    0.00000    0.00000    weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
end excluded phase list

begin solution phase list
Gt(HP)
hCrd
St(HP)
Pheng(HP)
Pl(h)
Ep(HP)
TiBio(HP)
Chl(HP)
end solution phase list

10000.0    973.00    0.000000000 0.0000    0.0000    max p, t, xco2, u1, u2
2000.0    573.00    0.000000000 0.0000    0.0000    min p, t, xco2, u1, u2
0.0000    0.0000    0.000000000 0.0000    0.0000    unused place holder post 06

2 1 4 5 3 indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```



## JN14; 0.2% O<sub>2</sub>

```
hp02ver.dat      thermodynamic data file
print           | no_print suppresses print output
plot            | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat  solution model file, blank = none
JN14
perplex_option.dat  computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded
min, 7 - 1d fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7 w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  5 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  Geothermal gradient polynomial
coeffs.

begin thermodynamic component list
SIO2 1 47.8400 0.00000 0.00000 weight amount
TIO2 1 1.07000 0.00000 0.00000 weight amount
AL2O3 1 24.3700 0.00000 0.00000 weight amount
FEO 1 11.9500 0.00000 0.00000 weight amount
MNO 1 0.400000 0.00000 0.00000 weight amount
MGO 1 2.90000 0.00000 0.00000 weight amount
CAO 1 0.52000 0.00000 0.00000 weight amount
NA2O 1 1.800000 0.00000 0.00000 weight amount
K2O 1 2.95000 0.00000 0.00000 weight amount
H2O 1 6.00000 0.00000 0.00000 weight amount
O2 1 0.20000 0.00000 0.00000 weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
end excluded phase list

begin solution phase list
Gt(HP)
hCrd
St(HP)
Pheng(HP)
Pl(h)
Ep(HP)
TiBio(HP)
Chl(HP)
end solution phase list

10000.0 973.00 0.00000000 0.0000 0.0000 max p, t, xco2, u1, u2
2000.0 573.00 0.00000000 0.0000 0.0000 min p, t, xco2, u1, u2
0.0000 0.0000 0.00000000 0.0000 0.0000 unused place holder post 06

2 1 4 5 3 indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```

## JN34; 0.1% O<sub>2</sub>

```
hp02ver.dat      thermodynamic data file
JN34print       | no_print suppresses print output
JN34plot        | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat  solution model file, blank = none
JN34
perplex_option.dat  computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded min, 7 - 1d
fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7 w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  5 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
  0.00000    0.00000    0.00000    0.00000    0.00000    Geothermal gradient polynomial coeffs.

begin thermodynamic component list
SiO2 1 41.7300    0.00000    0.00000    weight amount
TiO2 1 1.97000    0.00000    0.00000    weight amount
Al2O3 1 14.7800    0.00000    0.00000    weight amount
FeO 1 14.4300    0.00000    0.00000    weight amount
MnO 1 0.400000    0.00000    0.00000    weight amount
MgO 1 8.33000    0.00000    0.00000    weight amount
CaO 1 10.10000    0.00000    0.00000    weight amount
Na2O 1 1.680000    0.00000    0.00000    weight amount
K2O 1 0.50000    0.00000    0.00000    weight amount
H2O 1 6.00000    0.00000    0.00000    weight amount
O2 1 0.10000    0.00000    0.00000    weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
rieb
ab
zo
oilm
end excluded phase list

begin solution phase list
Ep(HP)
Gt(HP)
Pl(h)
Chl(HP)
GlTrTsPg
IlGkPy
Bio(HP)
end solution phase list

15000.    1173.00    0.00000000 0.0000    0.0000    max p, t, xco2, u1, u2
5000.0    673.00    0.00000000 0.0000    0.0000    min p, t, xco2, u1, u2
0.0000    0.0000    0.00000000 0.0000    0.0000    unused place holder post 06

2 1 4 5 3 indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```

## JN34; 0.2% O<sub>2</sub>

```
hp02ver.dat      thermodynamic data file
JN34print       | no_print suppresses print output
JN34plot        | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat  solution model file, blank = none
JN34
perplex_option.dat  computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded min, 7 - 1d
fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7 w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  5 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
  0.00000      0.00000      0.00000      0.00000      0.00000      Geothermal gradient polynomial coeffs.

begin thermodynamic component list
SIO2 1 41.6800      0.00000      0.00000      weight amount
TIO2 1 1.97000     0.00000      0.00000      weight amount
AL2O3 1 14.7600    0.00000      0.00000      weight amount
FEO 1 14.4100     0.00000      0.00000      weight amount
MNO 1 0.400000    0.00000      0.00000      weight amount
MGO 1 8.32000     0.00000      0.00000      weight amount
CAO 1 10.09000    0.00000      0.00000      weight amount
NA2O 1 1.680000    0.00000      0.00000      weight amount
K2O 1 0.50000     0.00000      0.00000      weight amount
H2O 1 6.00000     0.00000      0.00000      weight amount
O2 1 0.20000     0.00000      0.00000      weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
rieb
ab
zo
oilm
end excluded phase list

begin solution phase list
Ep(HP)
Gt(HP)
Pl(h)
Chl(HP)
GlTrTsPg
IlGkPy
Bio(HP)
end solution phase list

15000.      1173.00      0.000000000 0.0000      0.0000      max p, t, xco2, u1, u2
5000.0      673.00      0.000000000 0.0000      0.0000      min p, t, xco2, u1, u2
0.0000      0.0000      0.000000000 0.0000      0.0000      unused place holder post 06

2 1 4 5 3 indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```

## JN34; 0.3% O<sub>2</sub>

```
hp02ver.dat      thermodynamic data file
JN34print       | no_print suppresses print output
JN34plot        | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat  solution model file, blank = none
JN34
perplex_option.dat  computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded min, 7 - 1d
fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7 w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  5 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
  0.00000      0.00000      0.00000      0.00000      0.00000      Geothermal gradient polynomial coeffs.

begin thermodynamic component list
SIO2 1 41.6400      0.00000      0.00000      weight amount
TIO2 1 1.97000     0.00000      0.00000      weight amount
AL2O3 1 14.7500     0.00000      0.00000      weight amount
FEO 1 14.4000      0.00000      0.00000      weight amount
MNO 1 0.400000     0.00000      0.00000      weight amount
MGO 1 8.31000      0.00000      0.00000      weight amount
CAO 1 10.08000     0.00000      0.00000      weight amount
NA2O 1 1.680000    0.00000      0.00000      weight amount
K2O 1 0.50000      0.00000      0.00000      weight amount
H2O 1 6.00000      0.00000      0.00000      weight amount
O2 1 0.30000      0.00000      0.00000      weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
rieb
ab
zo
oilm
end excluded phase list

begin solution phase list
Ep(HP)
Gt(HP)
Pl(h)
Chl(HP)
GlTrTsPg
IlGkPy
Bio(HP)
end solution phase list

15000.      1173.00      0.000000000 0.0000      0.0000      max p, t, xco2, u1, u2
5000.0      673.00      0.000000000 0.0000      0.0000      min p, t, xco2, u1, u2
0.0000      0.0000      0.000000000 0.0000      0.0000      unused place holder post 06

2 1 4 5 3 indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```

## JN34; 0.4% O<sub>2</sub>

```
hp02ver.dat      thermodynamic data file
JN34print       | no_print suppresses print output
JN34plot        | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat  solution model file, blank = none
JN34
perplex_option.dat  computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded min, 7 - 1d
fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7 w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  5 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
  0.00000      0.00000      0.00000      0.00000      0.00000      Geothermal gradient polynomial coeffs.

begin thermodynamic component list
SIO2 1 41.5900      0.00000      0.00000      weight amount
TIO2 1 1.96000     0.00000      0.00000      weight amount
AL2O3 1 14.7300    0.00000      0.00000      weight amount
FEO 1 14.3800     0.00000      0.00000      weight amount
MNO 1 0.390000    0.00000      0.00000      weight amount
MGO 1 8.30000     0.00000      0.00000      weight amount
CAO 1 10.07000    0.00000      0.00000      weight amount
NA2O 1 1.680000    0.00000      0.00000      weight amount
K2O 1 0.50000     0.00000      0.00000      weight amount
H2O 1 6.00000     0.00000      0.00000      weight amount
O2 1 0.40000     0.00000      0.00000      weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
rieb
ab
zo
oilm
end excluded phase list

begin solution phase list
Ep(HP)
Gt(HP)
Pl(h)
Chl(HP)
GlTrTsPg
IlGkPy
Bio(HP)
end solution phase list

15000.      1173.00      0.000000000 0.0000      0.0000      max p, t, xco2, u1, u2
5000.0      673.00      0.000000000 0.0000      0.0000      min p, t, xco2, u1, u2
0.0000      0.0000      0.000000000 0.0000      0.0000      unused place holder post 06

2 1 4 5 3 indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```



## JN34; 0.3% O<sub>2</sub>, considerando “fraccionamiento composicional”

```
hp02ver.dat      thermodynamic data file
JN34print      | no_print suppresses print output
JN34plot      | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat      solution model file, blank = none
JN34
perplex_option.dat      computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded min, 7 - 1d
fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7 w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  5 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
  0.00000      0.00000      0.00000      0.00000      0.00000      Geothermal gradient polynomial coeffs.

begin thermodynamic component list
SI02 1 42.7400      0.00000      0.00000      weight amount
TIO2 1 2.31000     0.00000      0.00000      weight amount
AL2O3 1 13.7300    0.00000      0.00000      weight amount
FEO 1 12.5700     0.00000      0.00000      weight amount
MNO 1 0.110000    0.00000      0.00000      weight amount
MGO 1 8.97000     0.00000      0.00000      weight amount
CAO 1 10.67000    0.00000      0.00000      weight amount
NA2O 1 1.990000   0.00000      0.00000      weight amount
K2O 1 0.60000     0.00000      0.00000      weight amount
H2O 1 6.00000     0.00000      0.00000      weight amount
O2 1 0.30000     0.00000      0.00000      weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
rieb
ab
zo
oilm
end excluded phase list

begin solution phase list
Ep(HP)
Gt(HP)
Pl(h)
Chl(HP)
GlTrTsPg
IlGkPy
Bio(HP)
end solution phase list

15000.      1173.00      0.00000000 0.0000      0.0000      max p, t, xco2, u1, u2
5000.0      673.00      0.00000000 0.0000      0.0000      min p, t, xco2, u1, u2
0.0000      0.0000      0.00000000 0.0000      0.0000      unused place holder post 06

2 1 4 5 3 indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```

## JN34; 0.4% O<sub>2</sub>, considerando “fraccionamiento composicional” (pseudosección)

```
hp02ver.dat      thermodynamic data file
JN34print       | no_print suppresses print output
JN34plot        | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat  solution model file, blank = none
JN34
perplex_option.dat  computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded min, 7 - 1d
fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7 w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  5 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
  0.00000      0.00000      0.00000      0.00000      0.00000      Geothermal gradient polynomial coeffs.

begin thermodynamic component list
SiO2 1 42.7000      0.00000      0.00000      weight amount
TiO2 1 2.31000     0.00000      0.00000      weight amount
Al2O3 1 13.7200     0.00000      0.00000      weight amount
FeO 1 12.5600      0.00000      0.00000      weight amount
MnO 1 0.110000     0.00000      0.00000      weight amount
MgO 1 8.96000      0.00000      0.00000      weight amount
CaO 1 10.66000     0.00000      0.00000      weight amount
Na2O 1 1.990000    0.00000      0.00000      weight amount
K2O 1 0.600000     0.00000      0.00000      weight amount
H2O 1 6.00000      0.00000      0.00000      weight amount
O2 1 0.40000      0.00000      0.00000      weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
rieb
ab
zo
oilm
acm
mu
di
ann
phl
andr
mrb
mrie
end excluded phase list

begin solution phase list
Ep(HP)
Gt(HP)
Pl(h)
Chl(HP)
GlTrTsPg
IlGkPy
Bio(HP)
Pheng(HP)
end solution phase list

15000.      1173.00      0.00000000  0.0000      0.0000      max p, t, xco2, u1, u2
5000.0      673.00      0.00000000  0.0000      0.0000      min p, t, xco2, u1, u2
0.0000      0.0000      0.00000000  0.0000      0.0000      unused place holder post 06

2 1 4 5 3 indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```

# **ANEXO D**

Análisis U-Pb en circones detríticos



		preferred Age (Ma)		Total Ratios			Radiogenic Ratios							
Grain.		%	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>235</sup> U/ <sup>207</sup> Pb	<sup>235</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb				
spot		± Disc		±	±		±	±	□	±				
27.1	304	4	20.681	0.267	0.0548	0.0016		0.0482	0.0006					
53.1	320	4	19.632	0.246	0.0531	0.0010		0.0509	0.0006					
8.1	334	4	18.788	0.212	0.0528	0.0007		0.0532	0.0006					
32.1	348	6	18.006	0.290	0.0538	0.0018		0.0555	0.0009					
4.1	378	4	16.526	0.179	0.0561	0.0006		0.0604	0.0007					
19.1	387	5	16.112	0.214	0.0571	0.0012		0.0619	0.0008					
24.1	404	5	15.468	0.189	0.0541	0.0009		0.0647	0.0008					
20.1	412	5	15.138	0.192	0.0559	0.0010		0.0660	0.0009					
18.1	420	5	14.825	0.186	0.0561	0.0010		0.0674	0.0009					
48.1	422	5	14.713	0.175	0.0580	0.0009		0.0677	0.0008					
56.1	435	5	14.330	0.165	0.0549	0.0007		0.0698	0.0008					
59.1	436	6	14.244	0.188	0.0588	0.0012		0.0699	0.0009					
22.1	445	5	13.982	0.174	0.0556	0.0009		0.0715	0.0009					
70.1	448	6	13.857	0.173	0.0573	0.0010		0.0720	0.0009					
65.1	451	5	13.798	0.163	0.0561	0.0008		0.0725	0.0009					
69.1	452	6	13.778	0.186	0.0559	0.0011		0.0726	0.0010					
52.1	454	5	13.698	0.159	0.0572	0.0008		0.0729	0.0009					
7.1	454	5	13.700	0.150	0.0566	0.0006		0.0729	0.0008					
62.1	457	6	13.557	0.172	0.0589	0.0010		0.0735	0.0010					
11.1	466	5	13.353	0.156	0.0563	0.0008		0.0749	0.0009					
51.1	466	6	13.303	0.174	0.0586	0.0011		0.0750	0.0010					
13.1	469	5	12.940	0.140	0.0751	0.0007		0.0755	0.0009					
10.1	471	5	13.178	0.154	0.0570	0.0008		0.0758	0.0009					
57.1	472	5	13.136	0.147	0.0579	0.0007		0.0760	0.0009					
43.1	480	6	12.942	0.154	0.0561	0.0008		0.0773	0.0009					
42.1	480	6	12.942	0.154	0.0561	0.0008		0.0773	0.0009					
2.1	482	6	12.890	0.152	0.0566	0.0008		0.0776	0.0009					
28.1	491	6	12.580	0.145	0.0604	0.0008		0.0792	0.0009					
44.1	501	6	12.388	0.143	0.0566	0.0007		0.0808	0.0009					
63.1	505	7	12.242	0.173	0.0591	0.0013		0.0815	0.0012					
23.1	529	6	11.689	0.136	0.0576	0.0007		0.0856	0.0010					
37.1	537	7	11.499	0.148	0.0595	0.0010		0.0868	0.0011					
31.1	543	13	11.372	0.271	0.0593	0.0029		0.0878	0.0022					
9.1	547	6	11.307	0.125	0.0578	0.0006		0.0885	0.0010					
54.1	581	7	10.589	0.134	0.0610	0.0009		0.0943	0.0012					
50.1	606	7	10.075	0.121	0.0652	0.0009		0.0986	0.0012					
64.1	634	8	9.651	0.132	0.0624	0.0011		0.1034	0.0014					
45.1	977	19	12	6.993	0.078	0.0724	0.0006	1.412	0.020	0.1429	0.0016	0.766	0.0717	0.0007
68.1	990	29	11	6.816	0.079	0.0736	0.0007	1.457	0.027	0.1465	0.0017	0.637	0.0721	0.0010
21.1	1011	38	4	6.141	0.079	0.0749	0.0009	1.633	0.037	0.1625	0.0021	0.568	0.0729	0.0014
3.1	1012	41	13	6.854	0.085	0.0723	0.0014	1.468	0.035	0.1460	0.0018	0.523	0.0729	0.0015
60.1	1044	16	21	7.339	0.080	0.0744	0.0005	1.391	0.019	0.1362	0.0015	0.807	0.0741	0.0006
38.1	1053	31	8	6.205	0.086	0.0741	0.0011	1.654	0.034	0.1612	0.0022	0.669	0.0744	0.0012
14.1	1056	18	-3	5.591	0.103	0.0778	0.0017	1.802	0.083	0.1779	0.0033	0.405	0.0734	0.0031
67.1	1057	32	9	6.209	0.087	0.0752	0.0011	1.654	0.035	0.1609	0.0022	0.659	0.0746	0.0012
25.1	1058	17	6	5.993	0.067	0.0749	0.0006	1.716	0.024	0.1668	0.0019	0.801	0.0746	0.0006
39.1	1059	11	4	5.852	0.062	0.0747	0.0004	1.759	0.021	0.1709	0.0018	0.891	0.0747	0.0004
40.1	1062	16	2	5.577	0.091	0.0766	0.0014	1.866	0.049	0.1791	0.0029	0.624	0.0756	0.0016
15.1	1065	11	2	5.564	0.064	0.0759	0.0007	1.870	0.028	0.1796	0.0021	0.781	0.0755	0.0007
55.1	1066	92	23	7.425	0.145	0.0715	0.0021	1.397	0.070	0.1352	0.0027	0.398	0.0749	0.0034
58.1	1067	32	7	5.997	0.086	0.0749	0.0012	1.723	0.037	0.1667	0.0024	0.672	0.0749	0.0012
12.1	1071	12	0	5.531	0.070	0.0756	0.0008	1.874	0.032	0.1807	0.0023	0.739	0.0752	0.0009
17.1	1071	41	14	6.491	0.100	0.0761	0.0014	1.593	0.041	0.1539	0.0024	0.602	0.0751	0.0015
16.1	1078	20	16	5.531	0.107	0.0785	0.0019	2.103	0.100	0.1820	0.0036	0.413	0.0838	0.0036
34.1	1085	24	24	7.299	0.090	0.0756	0.0009	1.429	0.024	0.1370	0.0017	0.722	0.0756	0.0009
5.1	1087	13	2	5.447	0.073	0.0765	0.0010	1.937	0.037	0.1836	0.0025	0.704	0.0765	0.0010
6.1	1106	12	0	5.340	0.064	0.0771	0.0007	1.970	0.032	0.1871	0.0022	0.745	0.0764	0.0008
41.1	1122	15	2	5.262	0.072	0.0770	0.0010	2.039	0.063	0.1902	0.0027	0.746	0.0778	0.0017
35.1	1235	26	12	5.467	0.074	0.0813	0.0011	2.058	0.039	0.1830	0.0025	0.708	0.0815	0.0011
47.1	1269	65	5	4.848	0.104	0.0859	0.0022	2.352	0.094	0.2056	0.0044	0.539	0.0830	0.0028
66.1	1339	13	6	4.619	0.052	0.0863	0.0006	2.567	0.034	0.2165	0.0024	0.855	0.0860	0.0006
49.1	1357	23	7	4.610	0.059	0.0863	0.0009	2.599	0.045	0.2170	0.0028	0.735	0.0868	0.0010
36.1	1592	24	12	4.104	0.058	0.0988	0.0012	3.300	0.062	0.2435	0.0034	0.745	0.0983	0.0012
33.1	1660	43	34	5.390	0.090	0.1048	0.0019	2.598	0.075	0.1849	0.0031	0.583	0.1019	0.0024
30.1	1767	15	25	4.409	0.053	0.1083	0.0009	3.379	0.049	0.2267	0.0027	0.833	0.1081	0.0009
61.1	1826	21	10	3.429	0.039	0.1115	0.0013	4.491	0.074	0.2917	0.0033	0.694	0.1116	0.0013
46.1	1996	32	11	3.171	0.059	0.1214	0.0019	5.345	0.138	0.3158	0.0059	0.724	0.1227	0.0022
1.1	2067	11	6	2.857	0.035	0.1282	0.0008	6.161	0.086	0.3499	0.0043	0.886	0.1277	0.0008
29.1	2183	18	25	3.454	0.051	0.1365	0.0014	5.448	0.098	0.2895	0.0043	0.815	0.1365	0.0014
26.1	2467	8	39	3.793	0.042	0.1613	0.0007	5.853	0.071	0.2636	0.0029	0.924	0.1611	0.0007