



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

PETROGÉNESIS DE XENOLITOS EN UN AMBIENTE DE HOT-SPOT: EL  
CASO DE LA ISLA FLOREANA, ARCHIPIÉLAGO DE GALÁPAGOS,  
ECUADOR.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FRANCISCO JAVIER CARREÑO NÚÑEZ

PROFESOR GUÍA:

Dr. JOSÉ MARÍA GONZÁLEZ-JIMÉNEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

Dr. DIEGO MORATA CÉSPEDES

Dra. CLAUDIA CANNATELLI

Dra. YAMIRKA ROJAS-AGRAMONTE

SANTIAGO DE CHILE

2016

## Resumen

La isla Floreana es una de las pocas fuentes de xenolitos de rocas ultramáficas en el sistema de islas volcánicas que forman el punto caliente del archipiélago de Galápagos. En este estudio se presenta un análisis petrogenético de cinco xenolitos de rocas ultramáficas representativos de los que se encuentran en dicha isla. Estos incluyen tres wehrlitas, una dunita y una hazburgita. El estudio comprende un análisis petrográfico detallado de las texturas de los minerales silicatados y sulfuros asociados, así como, datos cuantitativos de su composición química de elementos mayores y trazas. Asimismo, se presentan y discuten los primeros datos de concentraciones de metales nobles (elementos del grupo del platino y oro) en sulfuros de la litosfera bajo el archipiélago de las islas Galápagos. Los granos individuales de sulfuros fueron analizados in situ mediante ablación laser acoplada a fuente inductiva de plasma con arsenal multicolector (LA-ICP-MS).

En base a su mineralogía, petrografía y química mineral, los xenolitos de rocas ultramáficas estudiados se clasificaron en: (1) grupo Al-augita, evidenciando composiciones similares a los cristales presentes en las lavas de la isla; y (2) grupo Cr-diópsido correspondientes a peridotitas con una química típica de punto caliente oceánico. Se estimaron sus condiciones P-T, obteniendo temperaturas entre 800 y 1100°C y presiones entre 3 y 12 kbar.

Se interpreta que todas las muestras estudiadas se formaron en la litosfera de Floreana, pero a diferentes profundidades, encontrando tres xenolitos corticales o pertenecientes a la transición manto-corteza, un xenolito mantélico y un xenolito asociado a un reservorio magmático profundo.

Los sulfuros identificados en las rocas estudiadas pertenecen al sistema composicional Fe-Ni-Cu-Co, cuyas temperaturas de equilibrio se estiman entre 900 y 1100 °C, consistente con las temperaturas calculadas en silicatos. Estos sulfuros contienen bajas concentraciones de metales nobles, lo cual fue atribuido a metasomatismo. En las wehrlitas protogranulares los patrones de metales nobles sugieren que los sulfuros precipitaron desde fluidos metasomáticos, mientras que en la wehrlita poikilitica los sulfuros tendrían un origen relacionado con fluidos residuales enriquecidos en elementos calcófilos, destacando la presencia de un grano enriquecido en Au.

Dedicada a mis padres,  
que siempre me han apoyado incondicionalmente.

## Agradecimientos

Agradezco al profesor José María González-Jiménez por su paciencia, constante ayuda y por el todo tiempo dedicado a este trabajo, gracias por permitirme adentrarme en el mundo aparte que son los xenolitos; y a la Dra. Yamirka Rojas Agramonte por proporcionar las muestras de xenolitos que son la base de este estudio.

Agradezco a todos los miembros de la comisión por sus correcciones y comentarios.

Agradezco al Leo por su ayuda observando los sulfuros en el SEM y por realizar los análisis de las espinelas.

Agradezco de forma especial a mis amigos de la *scuola*, los de primer año de la Universidad y a los de Geo, gracias por su apoyo en este largo proceso. Y a mis hermanos que siempre me han ayudado en todo lo que he necesitado, con una voluntad de oro y aguantado todas mis tonterías y rabietas.

Agradezco a los proyectos: (1) Fondecyt #11140005 “*Decoding precious metals (platinum-group elements and gold) in upper mantle rocks of the Chilean Cordillera*” liderado por el Dr. José María González Jiménez; (2) *the Prometeo Project of the Secretariat for Higher Education, Science, Technology and Innovation of the Republic of Ecuador*; (3) *The Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) grant RO4174/2-1*; (4) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA); (5) Núcleo Milenio Trazadores de Metales en Zonas de Subducción (NMTM), por el apoyo económico para realizar este estudio.

## Tabla de Contenido

1	Introducción .....	1
1.1	Geología de la Isla Floreana .....	2
1.2	Objetivos .....	5
1.2.1	Objetivo general.....	5
1.2.2	Objetivos específicos.....	5
1.3	Hipótesis de trabajo.....	5
2	Metodología .....	6
2.1	Preparación de muestras para estudio petrográfico.....	6
2.2	Petrografía .....	7
2.2.1	Microscopio óptico .....	7
2.2.2	Microscopio electrónico de barrido .....	7
2.3	Conteo Modal.....	8
2.4	Microsonda electrónica .....	9
2.5	Análisis de metales nobles en sulfuros. ....	10
2.6	Geotermobarometría .....	11
3	Resultados.....	14
3.1	Petrografía y clasificación de las muestras .....	14
3.1.1	Caracterización de los xenolitos .....	14
3.1.1.1	Wehrlitas .....	15
3.1.1.2	Dunita.....	18
3.1.1.3	Hazburgita.....	19
3.1.2	Clasificación.....	22
3.2	Mineralogía de sulfuros .....	24
3.2.1	Localización micro estructural de los sulfuros .....	24
3.2.2	Distribución y composición de los sulfuros. ....	26
3.2.2.1	Wehrlitas .....	26
3.2.2.2	Dunita.....	30
3.2.2.3	Hazburgita.....	30
3.2.2.4	Composición química de los sulfuros.....	30
3.2.2.5	Reconstrucción de sulfuros.....	33
3.2.3	Contenido en metales nobles y trazas en granos individuales de sulfuros .....	34
4	Discusión .....	36

4.1	Petrogénesis de los xenolitos.....	36
4.1.1	Relaciones texturales y química de los minerales de olivino, piroxenos y espinela .....	36
4.1.1.1	Grupo Al-Augita.....	36
4.1.1.2	Grupo Cr-dióxido.....	38
4.1.2	Composición química de plagioclasas.....	40
4.1.3	Geotermobarometría de silicatos y espinelas.....	42
4.1.4	Mineralogía de Sulfuros y temperaturas de equilibrio.....	44
4.1.5	Metales nobles y elementos fuertemente calcófilos en sulfuros .....	47
4.2	Origen de los xenolitos.....	52
4.3	Procesos de concentración de metales nobles .....	54
5	Conclusiones .....	56
6	Bibliografía.....	58
7	Anexo I – Tablas de datos.....	62
8	Anexo II – Descripción inicial básica de los cortes transparentes estudiados. ....	83
9	Anexo III – Fotografías .....	95

## Índice de Tablas

<b>Tabla 1.</b> Detalle conteo modal por muestra. ....	15
<b>Tabla 2.</b> Resumen con #Mg (o An) en silicatos y #Cr en espinelas. ....	21
<b>Tabla 3.</b> Reconstrucción de sulfuros al 100%. ....	33
<b>Tabla 4.</b> Condiciones de presión-temperatura calculadas mediante geotermobarometría para cada xenolito. ....	43
<b>Tabla 5.</b> Contenidos de metales nobles en sulfuros. Valores relativos a distintos ambientes geodinámicos. ....	48
<b>Tabla 6.</b> Cuadro resumen con el análisis para determinar la mineralogía modal de las muestras. ....	62
<b>Tabla 7.</b> Análisis de olivino mediante microsonda parte 1. ....	63
<b>Tabla 8.</b> Análisis de olivino mediante microsonda parte 2. ....	64
<b>Tabla 9.</b> Análisis de olivino mediante microsonda parte 3. ....	65
<b>Tabla 10.</b> Análisis de olivino mediante microsonda parte 4. ....	66
<b>Tabla 11.</b> Análisis de olivino mediante microsonda parte 5. ....	67
<b>Tabla 12.</b> Análisis de clinopiroxeno mediante microsonda parte 1. ....	68
<b>Tabla 13.</b> Análisis de clinopiroxeno mediante microsonda parte 2. ....	69
<b>Tabla 14.</b> Análisis de clinopiroxeno mediante microsonda parte 3. ....	70
<b>Tabla 15.</b> Análisis de clinopiroxeno mediante microsonda parte 4. ....	71
<b>Tabla 16.</b> Análisis de clinopiroxeno mediante microsonda parte 5. ....	72
<b>Tabla 17.</b> Análisis de ortopiroxeno mediante microsonda parte 1. ....	73
<b>Tabla 18.</b> Análisis de espinela mediante microsonda. ....	74
<b>Tabla 19.</b> Análisis de plagioclasa mediante microsonda. ....	75
<b>Tabla 20.</b> Datos semi-cuantitativos, SEM detector EDS, parte 1. ....	76
<b>Tabla 21.</b> Datos semi-cuantitativos, SEM detector EDS, parte 2. ....	77
<b>Tabla 22.</b> Análisis de sulfuros mediante microsonda parte 1. ....	78
<b>Tabla 23.</b> Análisis de sulfuros mediante microsonda parte 2. ....	79
<b>Tabla 24.</b> Resultados análisis in situ de sulfuros, metales nobles y trazas parte 1. ....	80
<b>Tabla 25.</b> Resultados análisis in situ de sulfuros, metales nobles y trazas parte 2. ....	81
<b>Tabla 26.</b> Resultados análisis in situ de sulfuros, metales nobles y trazas parte 3. ....	82

## Índice de Figuras

<b>Figura 1.</b> Mapa batimétrico del archipiélago Galápagos.....	2
<b>Figura 2.</b> Mapa geológico de la isla Floreana (modificado de Harpp et al., 2014).....	3
<b>Figura 3.</b> Fotografía de los 24 cortes transparentes pulidos.....	6
<b>Figura 4.</b> Mapas esquemáticos para identificar puntos de interés.....	7
<b>Figura 5.</b> Comparación entre imagen procesada y no procesada .....	8
<b>Figura 6.</b> Determinación contenido de espinelas.....	9
<b>Figura 7.</b> Determinación de áreas para reconstrucción de sulfuros.....	10
<b>Figura 8.</b> Diagrama de clasificación modal para rocas ultramáficas modificado de Streckeisen (1973). .....	14
<b>Figura 9.</b> Fotografías láminas wehrlitas protogranulares X1-3A, X1-3B. ....	16
<b>Figura 10.</b> Fotografías, láminas wehrlita poikilitica X1-4A. ....	18
<b>Figura 11.</b> Fotografías, láminas dunita X1-D. ....	19
<b>Figura 12.</b> Fotografías, láminas hazburgita X2. ....	21
<b>Figura 13.</b> Diagrama ternario con las composiciones de piroxenos modificado de Morimoto et al., 1988.....	22
<b>Figura 14.</b> Gráfico concentración de Mn % en peso vs #Mg en olivino. ....	23
<b>Figura 15.</b> Microfotografías de electrones retrodispersados obtenidas usando SEM de sulfuros incluidos en silicatos. ....	24
<b>Figura 16.</b> Microfotografía de electrones retrodispersados obtenidas usando SEM de Sulfuros intersticiales. ....	25
<b>Figura 17.</b> Microfotografía de electrones retrodispersados obtenidas usando SEM de sulfuros en zona de reacción (SZR). ....	25
<b>Figura 18.</b> Distribución de los diferentes tipos de sulfuros identificados en los xenolitos. Los granos indeterminados agrupan distintas fases, que por el grado de alteración no se pudo identificar su composición de manera exacta. ....	26
<b>Figura 19.</b> Microfotografías de electrones retrodispersados obtenidas usando SEM, sulfuros wehrlitas protogranulares (X1-3A, X1-3B). ....	28
<b>Figura 20.</b> Microfotografías de electrones retrodispersados obtenidas usando SEM, sulfuros wehrlita poikilitica A, B, C, D, F (X1-4A) y hazburgita (X2) E. ....	29
<b>Figura 21.</b> Representación de los granos analizados (datos cuantitativos y semi-cuantitativos) en diagramas ternarios Fe-Cu-S y Fe-(Ni+Co)-S. ....	32
<b>Figura 22.</b> Concentraciones de metales nobles normalizadas a condrito CI McDonought y Sun (1995).....	35
<b>Figura 23.</b> Gráfico $Al_2O_3$ vs $Na_2O$ en clinopiroxenos (Cpx) pertenecientes a las wehrlitas protogranulares. ....	36
<b>Figura 24.</b> Diagrama OSMA=olivine spinel mantle array. Cr# (Cr/(Al+Cr)) en espinelas vs Mg# (Mg/(Mg+Fe)). Campos trazados según Arai (1994). ....	37
<b>Figura 25.</b> Zonas de estabilidad mineral modificado de Lyons et al., 2007 para la isla Floreana. ....	40
<b>Figura 26.</b> Microfotografía de electrones retrodispersados obtenidas usando SEM, zona de reacción con plagioclasa (Plag), clinopiroxeno (Cpx), olivino (Ol), en negro se observan vesículas.....	41

<b>Figura 27.</b> Diagrama modificado de Alard et al., 2000 con las composiciones de los sulfuros reconstituidos.....	45
<b>Figura 28.</b> Diagrama Fe-S-(Ni+Co) con campos de temperatura para MSS, modificado de Wang et al. 2009. ....	46
<b>Figura 29.</b> Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM, MSS incluyendo baritina y óxidos de hierro en wehrlitas protogranulares. ....	46
<b>Figura 30.</b> Gráfico que evidencia la dispersión en la razón $(Pd/Pt)_n$ .....	49
<b>Figura 31.</b> Patrones de metales nobles relativos a las wehrlitas protogranulares (X1-3A, X1-3B) con campo de sulfuros tipo III de Saunders et al. (2015). ....	49
<b>Figura 32.</b> Patrones de metales nobles relativos a la wehrlita poikilitica (X1-4A), con campo de sulfuros tipo II de Saunders et al. (2015). ....	50
<b>Figura 33.</b> Diagrama Ni (% en peso v/s S/Se, mediciones in situ en sulfuros. Modificado de Hattori (2002). ....	51
<b>Figura 34.</b> Esquemas representativos de la litosfera para la isla Floreana. Modificado de Lyons (2007). ....	52
<b>Figura 35.</b> Esquema litosfera de isla Floreana. ....	55

# 1 Introducción

La existencia de fragmentos de peridotitas en coladas de lavas es un fenómeno relativamente común, sin embargo, estos cobraron importancia cuando se descubrió que a partir de su estudio, se puede conocer la naturaleza de la litosfera que subyace a los centros eruptivos.

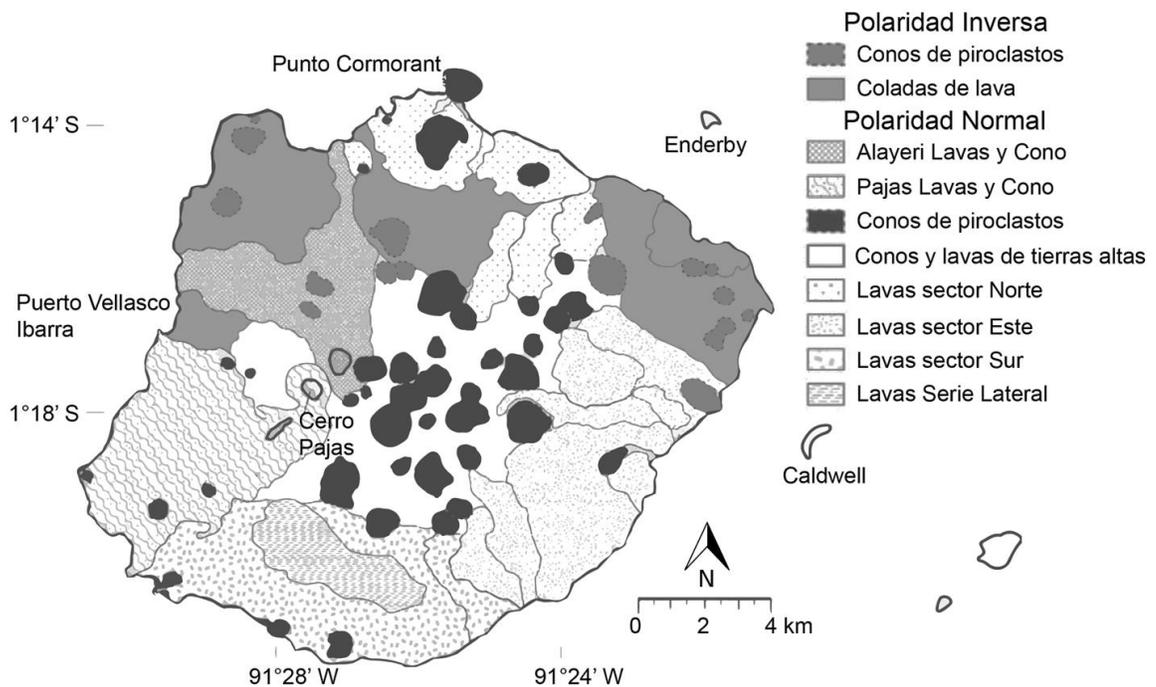
Los xenolitos de rocas ultramáficas se encuentran en diversos ambientes tectónicos, aunque están más estrechamente relacionados con basaltos alcalinos *in sensu lato*, lamproitas y kimberlitas. Cada uno de estos magmas puede incluir una gran cantidad de xenolitos de distinto tipo, los cuales, pueden o no estar relacionados genéticamente. La clasificación de estos xenolitos no resulta simple, dado que en general son bastante heterogéneos y *a priori*, es difícil asignarles un origen determinado. Las clasificaciones más utilizadas se basan en la petrografía (e.g. Harte, 1977; Nielson, 1977), en el ambiente de formación (Nixon, 1987) o la química mineral (Pearson *et al.* 2003). Los xenolitos de rocas ultramáficas están constituidos fundamentalmente por olivino (Ol), clinopiroxeno (Cpx), y ortopiroxeno (Opx), otros minerales accesorios son: plagioclasa (Plag), granate (Gt) y espinela (Sp). Finalmente, cabe señalar que los xenolitos pueden contener sulfuros accesorios de Fe, Ni, Cu y Co.

El archipiélago de Galápagos está constituido por diecinueve islas con superficies superiores a 1 km<sup>2</sup> y más de 200 islotes de menor tamaño. Las islas principales ordenadas por tamaño son Isabela, Santa Cruz, Fernandina, Santiago, San Cristóbal, Floreana, Marchena, Española y Pinta. De entre éstas, la isla Floreana se caracteriza por la presencia de numerosos xenolitos de rocas ultramáficas, pudiendo encontrar varios tipos de xenolitos (con distinto origen) en una misma colada de lava. En orden de abundancia, los xenolitos reportados pertenecientes a la isla Floreana son wehrlitas, gabros olivínicos, hazburgitas, dunitas, websteritas y clinopiroxenitas (Lyons *et al.*, 2007). La presencia de estos xenolitos serían una evidencia de las heterogeneidades presentes en la litosfera de la isla Floreana producto no solo del engrosamiento cortical, por emplazamientos de cuerpos basálticos, sino también por su interacción con la pluma mantélica de galápagos que a su vez presenta heterogeneidades (Geist, 1992; Lyons *et al.*, 2007; Harpp *et al.*, 2014). El análisis de estos xenolitos ha mostrado que no tienen una relación con el magmatismo actual de la isla Floreana, observándose una relación más directa con los magmas de los volcanes (Sierra Negra, Cerro Azul) actualmente sobre el punto caliente (Lyons, 2004; Lyons *et al.*, 2007). Genéticamente se pueden distinguir dos grupos de xenolitos de rocas ultramáficas. El primero estaría relacionado con los magmas generados en la pluma mantélica de Galápagos, y el segundo serían fragmentos traídos a la superficie desde el manto superior o puntos dentro de la corteza (Harpp *et al.* 2014).

Los estudios anteriores que se han realizado en base a los xenolitos de rocas ultramáficas pertenecientes a la isla Floreana, se han enfocado en el análisis de químico de roca total y en la mineralogía de los silicatos, sin embargo, no existen estudios relativos a los sulfuros presentes en estas rocas ni se sus contenidos de metales nobles.



espesor que sobreyace a un manto litosférico, cuya posición de la astenosfera se ubica aproximadamente entre 50 y 70 km de profundidad (Villagómez *et al.*, 2007; Lyons *et al.*, 2007). Las unidades geológicas de esta isla (McBirney, A.R. and H. Williams, 1969; Bow and Geist, 1992), se dividen en dos categorías de acuerdo a su polaridad (Fig. 2). Los depósitos de polaridad inversa, son los más antiguos de la isla y corresponden a coladas de lavas sub aéreas de tipo Aa (datados en más de 1 Ma) y conos de piroclastos (parte norte de la isla), que serían los vestigios de la fase principal del antiguo volcán en escudo (Bow and Geist, 1992). En la otra categoría están los depósitos más jóvenes, los cuales presentan una polaridad normal, estos depósitos cubren la mayor parte de la isla y provienen de los numerosos conos piroclásticos y fisuras asociadas. De acuerdo con el modelo hawaiano (Bianco *et al.*, 2005), los depósitos de polaridad normal corresponderían a un volcanismo en fase terminal. Sin embargo, Harpp *et al.* (2014) han sugerido que se trataría de una fase terminal de volcanismo oceánico distinta. La última erupción en la isla fue reportada en 1813 y es considerada un centro volcánico activo.



**Figura 2.** Mapa geológico de la isla Floreana (modificado de Harpp *et al.*, 2014).

Las lavas que constituyen la isla Floreana son basaltos alcalinos con elevado contenido de MgO y K<sub>2</sub>O, que representan la composición química más extrema de entre las lavas que constituyen los diferentes volcanes del archipiélago de las Galápagos. Estas composiciones extremas se asocian con eventos eruptivos de volcanismo explosivo, el cual es poco frecuente en los ambientes de puntos calientes (Bow and Geist, 1992). Diversos autores (e.g. Lyons *et al.*, 2007; Geist, 1998; Graham, 1993) han sugerido que las anomalías químicas de las lavas presentes en la isla se deben a que la pluma mantélica que ha formado el archipiélago de Galápagos es heterogénea de por sí, resultado del metasomatismo de la litosfera oceánica.

De acuerdo con Bow and Geist (1992) se distinguen dos tipos de series eruptivas: (1) la *serie principal* que corresponde a basaltos alcalinos de olivino, afaníticos, que contienen abundantes xenolitos de matriz granular con grano que va de muy fino a fino. Estas lavas contienen xenocristales de olivino con contenidos de forsterita entre 0.78 y 0.87, clinopiroxeno con números de magnesio ( $\#Mg = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ )  $\#Mg$  entre 0.74 y 0.84 (Harpp et al. 2014), espinela alta en hierro y plagioclasa son comunes, no así los ortopiroxeno que son escasos. Estas lavas contienen xenolitos de rocas ultramáficas entre los que se incluyen por orden de abundancia wehrlitas, gabros olivínicos, hazburgitas, dunitas, websteritas y clinopiroxenitas. Las lavas más antiguas dentro de la serie principal tienen polaridad inversa. Mientras los depósitos más jóvenes tienen polaridad normal; (2) la *serie lateral* (Fig. 2) corresponde a los depósitos de dos escudos monogenéticos, caracterizados por lavas porfíricas con fenocristales de olivino y plagioclasa en una matriz cristalina de polaridad normal y por la escases de xenolitos de rocas ultramáficas. Además en los trabajos de Bow and Geist (1992) se expone que la serie principal y la lateral no son cogenéticas. A pesar de esto, los xenolitos de rocas ultramáficas tienen una composición similar independiente de la fuente y en cuanto a su abundancia se reporta que el 30% (Harpp et al. 2014) de las lavas de Floreana albergan estos xenolitos (enclaves cristalinos compuestos de más de 10 granos individuales).

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo general

Determinar la petrogénesis de los xenolitos de rocas ultramáficas estudiados de la isla Floreana y relacionarla con los posibles mecanismos de concentración de metales nobles en la transición manto-corteza.

### 1.2.2 Objetivos específicos

- Caracterizar y clasificar los diferentes xenolitos de rocas ultramáficas en base a relaciones texturales y química mineral.
- Determinar concentraciones de metales nobles (elementos del grupo del platino y oro) en granos de sulfuros.
- Estimar las condiciones de presión y temperatura en las cuales se equilibraron los diferentes xenolitos de rocas ultramáficas, a partir de las composiciones químicas de los diferentes minerales silicatados, óxidos y sulfuros.
- Definir los posibles mecanismos de concentración de metales nobles en la litosfera de Floreana.
- Correlacionar resultados con datos de estudios similares acotados a diversos ambientes geodinámicos.

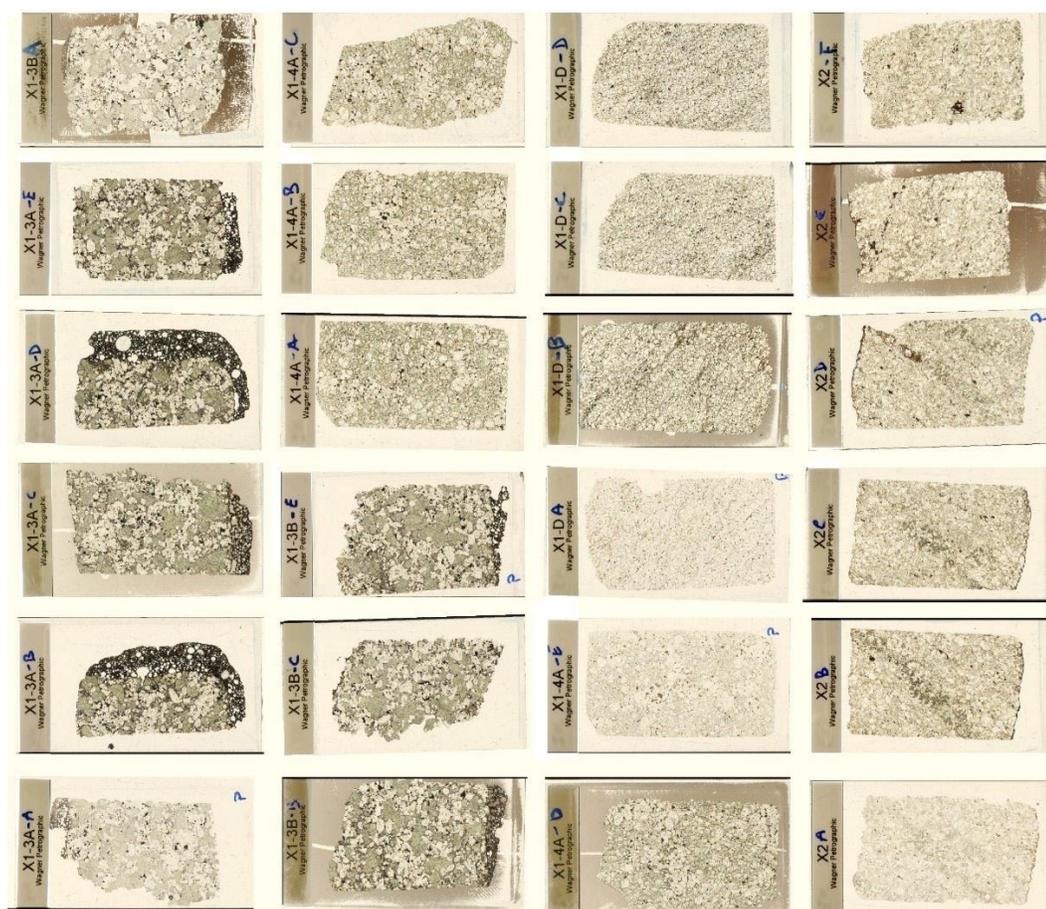
## 1.3 Hipótesis de trabajo

Los xenolitos pertenecientes a la litosfera de la isla Floreana poseen una compleja historia de re-equilibrios metasomáticos que deben haber afectado la concentración de metales nobles en éstas.

## 2 Metodología

### 2.1 Preparación de muestras para estudio petrográfico.

En este trabajo se estudiaron cinco muestras de xenolitos de rocas ultramáficas de pequeño tamaño (<10 cm de diámetro). Estos fragmentos de roca fueron cortados en porciones rectangulares de aproximadamente 3x5 cm, a partir de los cuales se prepararon 24 cortes transparentes pulidos (Fig. 3) por personal técnico de la empresa Wagner petrographic (UTA, EE.UU). Los cortes se prepararon con un espesor aproximado de 100 micrones con el objeto de realizar análisis de los minerales mediante la técnica de ablación laser. Sus dimensiones son 24x46 milímetros y el adhesivo utilizado fue epoxy.

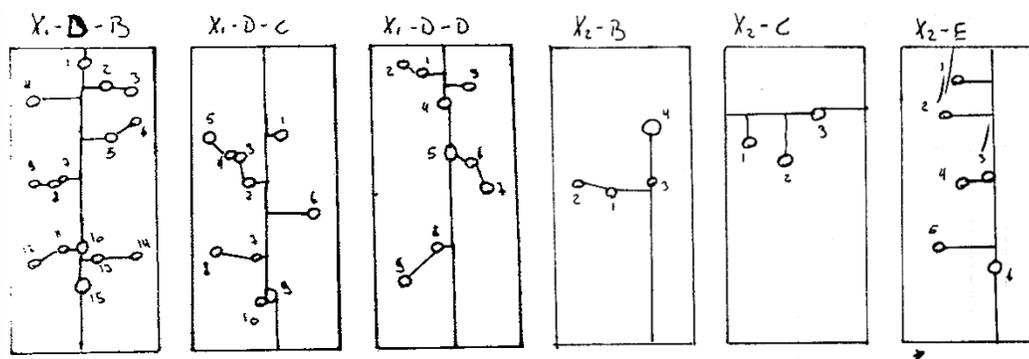


**Figura 3.** Fotografía de los 24 cortes transparentes pulidos.

## 2.2 Petrografía

### 2.2.1 Microscopio óptico

La petrografía de los cortes transparentes se realizó utilizando un microscopio óptico modelo Olympus CX31-P, perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad de Chile. El objeto de este estudio fue la identificación preliminar de los diferentes minerales transparentes y opacos formadores de las distintas rocas y sus mutuas relaciones. Para ello, se utilizó el microscopio en los modos de luz transmitida y luz reflejada. Una vez que se identificaron minerales y texturas de interés éstos se demarcaron con círculos utilizando rayadores indelebles (Fig. 4) y los minerales de interés se fotografiaron con la cámara digital acoplada al equipo (Fig. anexo 5).



**Figura 4.** Mapas esquemáticos para identificar puntos de interés. Representaciones con el demarcado de algunas láminas, utilizadas como guía al momento de realizar los análisis

### 2.2.2 Microscopio electrónico de barrido

Los análisis semi-cuantitativos de los minerales que constituyen los diferentes xenolitos de rocas ultramáficas estudiados, fueron realizados utilizando el SEM (Microscopio electrónico de barrido) modelo FEI Quanta 200 MK2 perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad de Chile y al CEGA<sup>1</sup>. Con el objeto de mejorar la conductividad de los electrones en superficies pulidas, los cortes seleccionados se cubrieron con una fina capa de carbono, para lo cual, se utilizó el equipo Cressington Carbon Coater 108 carbon/A, también propiedad del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y del CEGA<sup>1</sup>. El proceso consistió en sublimar una punta de grafito para crear una película de carbono homogénea sobre la superficie del corte.

Se identificaron los minerales de interés, realizando microfotografías de alta resolución de los granos. Se documentaron sus relaciones micro-texturales y estructura

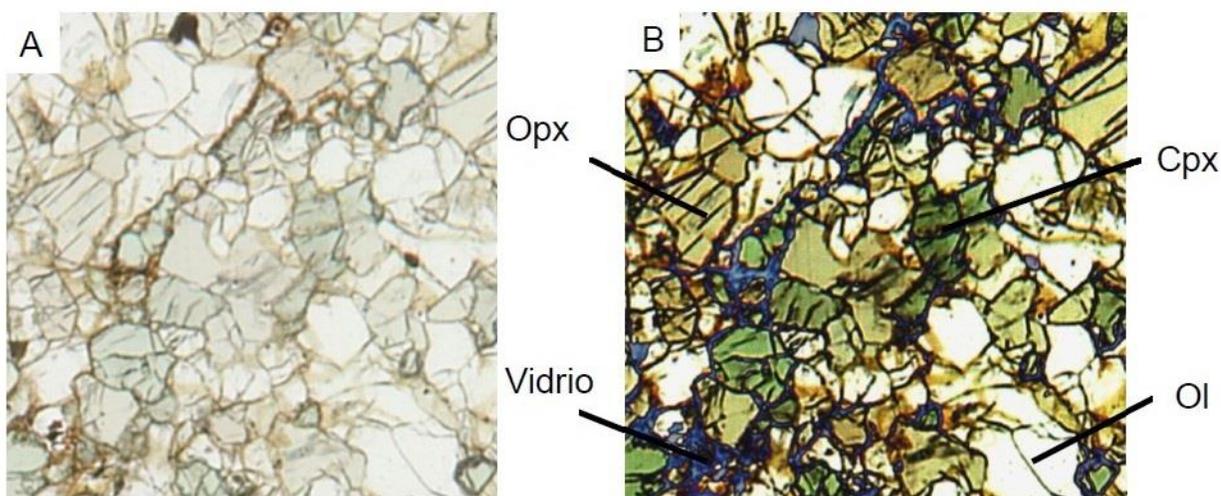
<sup>1</sup> Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes

(i.e. zonaciones). Las mediciones semi cuantitativas se realizaron utilizando un detector EDS (dispersión de energía) para detectar la energía de las emisiones de rayos-X, generadas a partir de la incisión del haz de electrones. Luego, mediante el software INCA (Inca x-act, Oxford Instruments) se compararon los patrones obtenidos con los estándares internos del equipo para estimar las concentraciones químicas en cada fase.

### 2.3 Conteo Modal

La estimación de las proporciones relativas de los minerales que constituyen las rocas objeto de estudio, se realizó mediante el tratamiento de imágenes de alta resolución de los cortes transparentes de cada muestra. Estas imágenes fueron generadas utilizando un scanner digital modelo *EPSON STYLUS PHOTO RX520 Series*, adaptado para tal propósito. El tratamiento de las imágenes se llevó a cabo utilizando el software libre JMicroVision 1.2.7, utilizando dos técnicas diferentes sobre la misma área. Primero un conteo puntual semi-automatizado (>1200 puntos por corte transparente) y segundo una determinación por área utilizando las bandas de absorción de color de cada mineral.

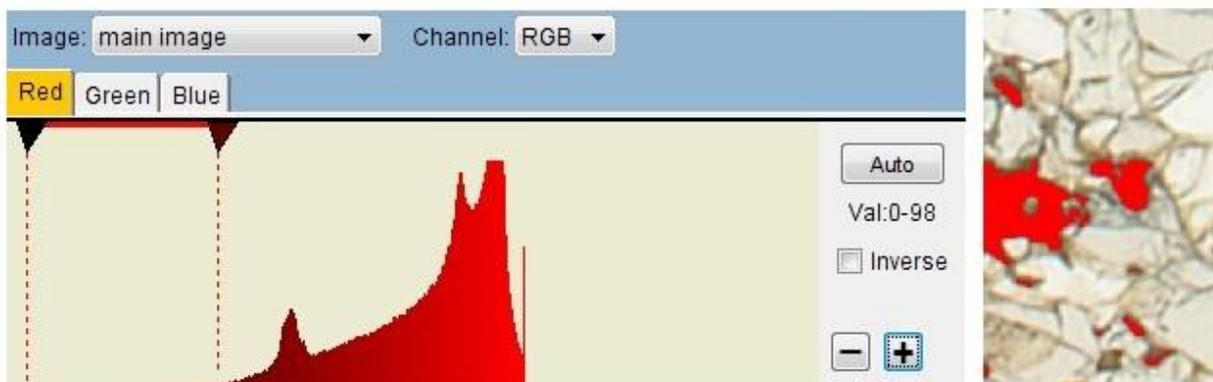
Para facilitar la identificación de los diferentes minerales, sus colores característicos fueron intensificados mediante la herramienta <</manual enhancemet>>, ajustando el contraste, brillo y Zigma (Fig.5) de cada imagen.



**Figura 5.** Comparación entre imagen procesada y no procesada. La imagen B, tiene los colores intensificados para marcar contraste de color entre los diferentes minerales formadores de roca. Ol=olivino; Cpx=clinopiroxeno; Opx=ortopiroxeno.

El conteo puntual fue realizado mediante la función <</Point Counting>> que permite iniciar un conteo en un área determinada y de forma aleatoria. Se decidió utilizar 1200 puntos, debido a que esa cantidad resulto suficiente para que los valores convergieran.

La determinación por área se realizó con la función <</Background>> la cual permite aislar colores y calcular el porcentaje de área que ocupan. Se seleccionaron los colores utilizando un filtro en el espectro visible. A modo de ejemplo se muestra la determinación del contenido de espinela (Fig.6), el cual corresponde al primer máximo de intensidad en la banda roja.



**Figura 6.** Determinación contenido de espinelas  
*Utilizando la función <</Background extraction>> se selecciona en campo espectral de las espinelas (izquierda) y se resalta en rojo en la imagen (derecha).*

## 2.4 Microsonda electrónica

La composición química de los silicatos mayoritarios (olivino; clinopiroxeno; ortopiroxeno; plagioclasa), de óxidos (espinelas; óxidos de hierro) y sulfuros accesorios, se determinó de manera cuantitativa utilizando una Microsonda JEOL JXA-8230 (cinco espectrómetros WDS, dispersión longitud de onda, y un EDS), perteneciente a los *Serveis Científicotècnics* de la Universidad de Barcelona, España.

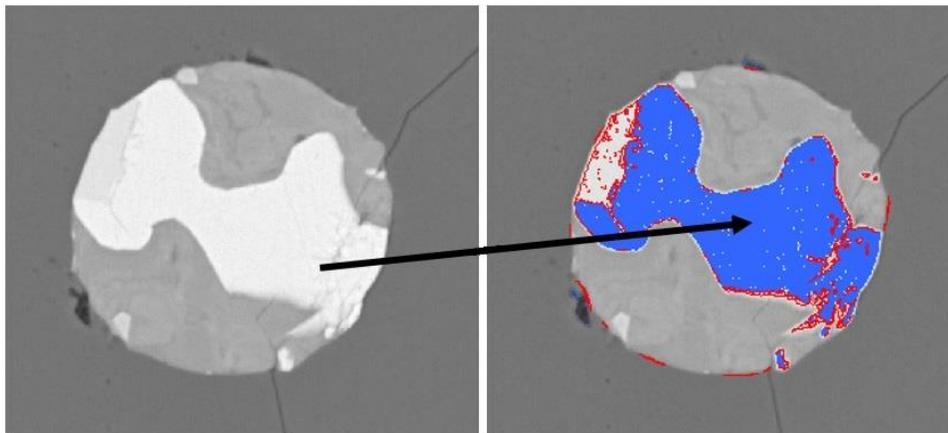
En los análisis de silicatos y espinelas el equipo fue operado manteniendo un voltaje de 20kV, una corriente de 15nA y un haz incidente de aproximadamente 5  $\mu\text{m}$ , mientras que los análisis de sulfuros se realizaron utilizando un voltaje de 15kV, una corriente de 20nA y un haz incidente de aproximadamente 5  $\mu\text{m}$ .

Las líneas y cristales utilizados por elemento fueron:  $K\alpha$ , cristal TAP (F, Na, Mg, Al, S, Si);  $K\alpha$ , cristal PET (Ca, Ti, K);  $K\alpha$ , cristal LIF (Cu, Co, Fe, Mg, Ni). Se utilizó el set de estándares CAMECA (minerales naturales/sintéticos, óxidos y metales puros). Correcciones fueron realizadas utilizando métodos online ZAF.

Con los datos obtenidos se calculó la fórmula estructural de los minerales, utilizando una planilla Excel confeccionada para cada caso particular. El cálculo de  $\text{Fe}^{+2}$  y  $\text{Fe}^{+3}$  a partir del hierro total se realizó mediante estequiometría (balance de cargas).

En los granos compuestos por agregados de sulfuros, se realizó una reconstrucción de la composición original global (Fig. 7). Esto fue realizado ponderando

la composición de cada fase por su área respectiva. La determinación del porcentaje de cada fase dentro del grano fue realizada mediante imágenes de alta resolución procesadas con el software libre JMicroVision 1.2.7.



**Figura 7.** Determinación de áreas para reconstrucción de sulfuros. Se realizó un filtro en el canal IHS utilizando la función <</Background>>, para destacar las distintas fases dentro de los granos analizados.

## 2.5 Análisis de metales nobles en sulfuros.

La cuantificación de metales nobles (EGP + Au) y elementos trazas ( $^{75}\text{As}$ ,  $^{82}\text{Se}$ ,  $^{101}\text{Ru}$ ,  $^{103}\text{Rh}$ ,  $^{105}\text{Pd}$ ,  $^{107}\text{Ag}$ ,  $^{111}\text{Cd}$ ,  $^{125}\text{Te}$ ,  $^{189}\text{Os}$ ,  $^{193}\text{Ir}$ ,  $^{195}\text{Pt}$ ,  $^{197}\text{Au}$ ) en granos individuales se realizó in situ usando un equipo de ablación laser Wave/Merchantek UP 213 acoplado a un Nu Plasma cuadrupolo (LA-ICP-MS), propiedad de la Universidad de Macquarie, Australia. Se utilizó un haz incidente de 20 a 80  $\mu\text{m}$  con una frecuencia de 5 Hz y energía de pulso de 1-2 mJ. Se utilizó el estándar de vidrio basáltico BRC-2 para comprobar precisión y exactitud del instrumento (calidad analítica), mientras que se utilizó el estándar PGE-A, que es un material artificial a base de NiS con concentraciones de 200 ppm de Os y Pt, como patrón “*in-house*”, para cuantificar los EGP y los otros elementos menores y trazas en los sulfuros.

Para el tratamiento de datos se utilizó el software libre GCDkit 3.0 y un worksheet Excel en la confección de diagramas. Se analizaron patrones de metales nobles, sus anomalías y concentraciones.

## 2.6 Geotermobarometría

Se determinaron las condiciones de presión y temperatura a partir del uso de diferentes geotermobarómetros en función de las diferentes fases en equilibrio presentes en las rocas.

Geobarómetro par olivino-clinopiroxeno definido por Kohler and Brey (1990) que se basa en el intercambio de Ca entre el olivino y el clinopiroxeno. La siguiente ecuación es la utilizada para el cálculo de la presión.

$$P [kb] = \frac{-T * \ln D_{Ca} - 11982 + 3,61 * T}{56,2} \text{ Para } T \geq (1275,25 + 2,827 * P)[K]$$

$$P [kb] = \frac{-T * \ln D_{Ca} - 5792 + 1,25 * T}{42,5} \text{ Para } T \leq (1275,25 + 2,827 * P)[K]$$

Donde  $D_{Ca}$  corresponde a la razón  $Ca^{ol} / Ca^{cpx}$ , con  $Ca^{ol}$  y  $Ca^{cpx}$  que corresponde a la proporción atómica de Ca en la fórmula estructural del olivino y clinopiroxeno respectivamente. Error asociado  $\pm 1,7$  [kbar].

- Geobarómetro de dos piroxenos. Definido por Putirka (2008), que se basa en el intercambio de cationes entre pares de clinopiroxeno y ortopiroxeno en equilibrio. Para ello utiliza regresiones lineales aplicadas a clinopiroxenos y ortopiroxeno en equilibrio cuyo #Mg ( $Mg^{+2} / Fe^{+2} + Mg^{+2}$ ) sea superior a 0.75.

$$P[kb]_{put-38} = -279.8 + 293 * N_{Al(iv)}^{Opx} + 445 N_{Na}^{Opx} + 229 * N_{Cr}^{Opx} + 519 * N_{FsEn}^{Opx} - 519 * N_{En}^{Opx} + 371 * N_{Di}^{Opx} + 327 * a_{En}^{Opx} + \frac{1.19}{Kf}$$

Donde

$$Kf = \frac{N_{Ca}^{Opx}}{1 - N_{Ca}^{Opx}} ; N_{En}^{Opx} = \frac{N_{FsEn}^{Opx} * N_{Mg}^{Opx}}{N_{Mg}^{Opx} + N_{Mn}^{Opx} + N_{Mg}^{Opx}} ; N_{Di}^{Opx} = \frac{N_{Ca}^{Opx} * N_{Mg}^{Opx}}{N_{Mg}^{Opx} + N_{Mn}^{Opx} + N_{Fe}^{Opx}}$$

$$Fe^{+3} = Al(iv) + Na - Al(vi) - Cr - 2Ti ; N_{Fe}^{Opx} = N_{Fe+2}^{Opx} + N_{Fe+3}^{Opx}$$

$$a_{En}^{Opx} = \left( \frac{0.5 * N_{Mg}^{Opx}}{N_{Ca}^{Opx} + 0.5 * N_{Fe+2}^{Opx} + N_{Mn}^{Opx} + N_{Na}^{Opx}} \right) \left( \frac{0.5 * N_{Mg}^{Opx}}{0.5 * N_{Fe+2}^{Opx} + N_{Fe+3}^{Opx} + N_{Al(vi)}^{Opx} + N_{Ti}^{Opx} + N_{Cr}^{Opx} + 0.5 * N_{Mg}^{Opx}} \right)$$

El error asociado a este cálculo es de  $\pm 3.8$  [Kbar].

- Geotermómetro de cristalización de clinopiroxeno. Definido por Kertz (1982), es un modelo empírico basado en experimentos de laboratorio para establecer una relación entre la composición química y la temperatura de cristalización, utilizando el intercambio de los cationes entre las posiciones estructurales M1 y M2. Las siguientes ecuaciones son dos regresiones lineales para temperaturas estimadas mayores y/o inferiores a 1080°C.

$$T[{}^{\circ}K] = \frac{1000}{(0.468 + 0.246 * X^{Cpx} - 0.123 * \ln(1 - 2 * N_{Ca}^{Cpx}))} \text{ Para } T > 1080^{\circ}C$$

$$T[{}^{\circ}K] = \frac{1000}{(0.054 + 0.608 * X^{Cpx} - 0.304 * \ln(1 - 2 * N_{Ca}^{Cpx}))} \text{ Para } T < 1080^{\circ}C$$

Donde  $X^{Cpx} = Mg / (Fe^{+2} + Mg)$  y  $Ca^{Cpx} = Ca / (Ca + Mg + Fe^{+2})$ .

Error asociado de  $\pm 60^{\circ}C$ .

- Geotermómetro de Ca en ortopiroxeno, definido por Kohler and Brey (1990). Que se basa en el intercambio de calcio entre ortopiroxeno y clinopiroxeno en equilibrio.

$$T[{}^{\circ}K] = \frac{6425 + 26.4 * P[kb]}{-\ln(N_{Ca}^{Opx}) + 1.843}$$

Error asociado de  $\pm 30^{\circ}C$ .

- Geotermómetro de dos piroxenos. Definido por Kohler and Brey (1990), basado en el intercambio cationes entre el pares de clinopiroxeno-ortopiroxeno en equilibrio, definido por Kohler and Brey (1990). Dado por la ecuación:

$$T[{}^{\circ}K] = \frac{23664 + (24.9 + 126.3 * \#Fe^{Cpx}) * P[kb]}{13.38 + \ln(Kd^2) + 11.59 * \#Fe^{Opx}}$$

Donde

$$Kd = \frac{\left(1 - \frac{N_{Ca}^{Cpx}}{1 - N_{Na}^{Cpx}}\right)}{\left(1 - \frac{N_{Ca}^{Opx}}{1 - N_{Na}^{Opx}}\right)} ; Kd = \frac{Fe^{+2}}{(Fe^{+2} + Mg^{+2})}$$

Error asociado de  $\pm 30^{\circ}C$ .

- Geotermómetro par olivino-espinela. Desarrollado por Ballhaus et al.(1991), que se basa en el intercambio de Fe-Mg entre espinela y olivino en equilibrio. La estimación de la temperatura viene dada por la siguiente ecuación.

$$T[^\circ K] = (13530 + 388 * P[GPa]) * (1 - 2N_{Mg}^{Ol}) - 1960 * (N_{Mg}^{Esp} - N_{Fe^{2+}}^{Esp}) + 16150 * N_{Cr}^{Esp} + 25150 * (N_{Fe^{3+}}^{Esp} + N_{Ti}^{Esp}) / (R * Ln (K_D^{Mg-FeOl-Esp}) + 4.705)$$

Donde

$$K_D^{Mg-FeOl-Esp} = (N_{Mg}^{Ol} * N_{Fe^{2+}}^{Esp}) / (N_{Fe}^{Ol} * N_{Mg}^{Esp})$$

Error asociado de  $\pm 30^\circ C$ .

En todos los geotermómetros mencionados se utilizó notación  $N_x^y$  como el contenido molar del catión x en el mineral y.

De forma complementaria para validar los resultados obtenidos se utilizaron los siguientes geotermómetros.

Geotermómetro de Na en piroxenos. Desarrollado por Brey and Köhler (1990), que se basa en el intercambio de Na entre pares de ortopiroxeno y clinopiroxeno en equilibrio.

Geotermómetro de Al en ortopiroxeno. Definido por Witt-Eickschen and Seck (1991), basado en la solubilidad de Ca y Al en ortopiroxeno para peridotitas en facies de espinela.

Geobarómetro de equilibrio clinopiroxeno-liquido. Desarrollado por Puritica (2008) basado en experimentos de equilibrio químico multi-variable.

Para los cálculos se utilizaron dos *worksheet Excel*: RiMG069\_Ch03\_two-pyroxene\_P-T.xls y ptexl3.xls. El primero fue elaborado por Keith D. Putirka en 2008 y está disponible en la página web de la *Mineralogical Society of America* ([www.minsocam.org/MSA/RIM/RiM69\\_Ch03\\_two-pyroxene\\_P-T.xls](http://www.minsocam.org/MSA/RIM/RiM69_Ch03_two-pyroxene_P-T.xls)). El segundo fue elaborado por Thomas Koehler en los 90's y modificado por Andrei Girnis, el cual está disponible en la página web de la *Goethe University Frankfurt* (<http://www.geowissenschaften.uni-frankfurt.de/mineralogie/petrologie-geochemie/mitarbeiter/brey/downloads/ptexl3.xls>). Para los geobarómetros no incluidos en los mencionados worksheets, se confeccionaron hojas de cálculo Excel para cada caso.

Se estimaron las temperaturas de formación de los sulfuros, utilizando diagramas de fase para MSS de alta temperatura en base a los trabajos de Kullerud *et al.* (1969).

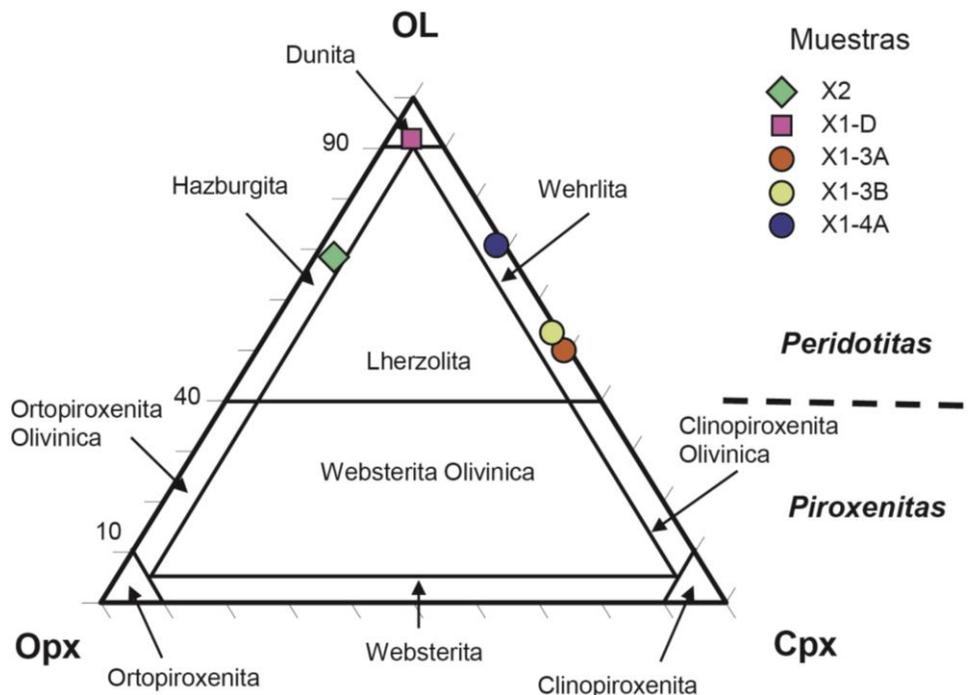
### 3 Resultados

#### 3.1 Petrografía y clasificación de las muestras

En esta sección se presenta el estudio petrográfico de las muestras, agrupándolas según el tipo de roca definido a partir de los porcentajes modales de los diferentes minerales que las constituyen y la química mineral de éstos. Los valores obtenidos del conteo modal y los datos de la química mineral se encuentran en anexo I, además, para un mayor detalle se adjuntaron en el anexo II las descripciones preliminares de cada corte transparente.

##### 3.1.1 Caracterización de los xenolitos

Los xenolitos de rocas ultramáficas estudiados se encuentran equilibrados en facies de espinela y están constituidos principalmente por olivino, piroxenos y en menor proporción, por espinelas, sulfuros, óxidos de Fe secundarios y plagioclasas. Sin embargo, la distribución de estos minerales dentro de cada xenolito puede llegar a ser muy heterogénea dando lugar a diferentes microestructuras dentro de una muestra. A partir de los porcentajes modales de olivino y piroxenos se distinguieron tres wehrlitas con una notable ausencia de ortopiroxeno, una dunita con entre un 4 y 13% de piroxenos y una hazburgita (Fig. 8; Tabla 1).



**Figura 8.** Diagrama de clasificación modal para rocas ultramáficas modificado de Streckeisen (1973).

**Tabla 1.** Detalle conteo modal por muestra.

Ol=olivino; Cpx=clinopiroxeno; Opx=ortopiroxeno; Esp=espinela.

Muestra	Valores promedio			
	Ol (%)	Cpx (%)	Opx (%)	Esp + Opacos (%)
X1-3A	47.2	44.5	0.0	7.8
X1-3B	49.5	43.0	0.0	7.5
X1-4A	68.4	27.1	0.0	4.5
X1-D	86.0	4.1	4.8	5.1
X2	66.7	4.6	25.3	3.4

Se encontraron limitaciones para la metodología de conteo modal automatizado, mediante espectro de absorción mineral, debido a una sobre estimación del contenido de clinopiroxeno, producto del efecto de los bordes, fracturas y zonas de reacción. Este efecto se corrigió restando el área ocupada por bordes y fracturas, siguiendo la metodología propuesta por Vásquez (2012).

### 3.1.1.1 Wehrlitas

Estas rocas corresponden a las muestras X1-3A, X1-3B y X1-4A (Tabla 1) compuestas por olivino (47-68%), clinopiroxeno (27-45%) y espinelas (4-8%). Los ortopiroxenos representan menos de un 2% y se encuentran solamente en lamelas de exsolución en clinopiroxenos, mientras que cantidades menores de plagioclasa (Fig.9-B) se observan en zonas de reacción con clinopiroxeno, olivino y espinelas. En relación a las texturas y composición se distinguen dos subgrupos.

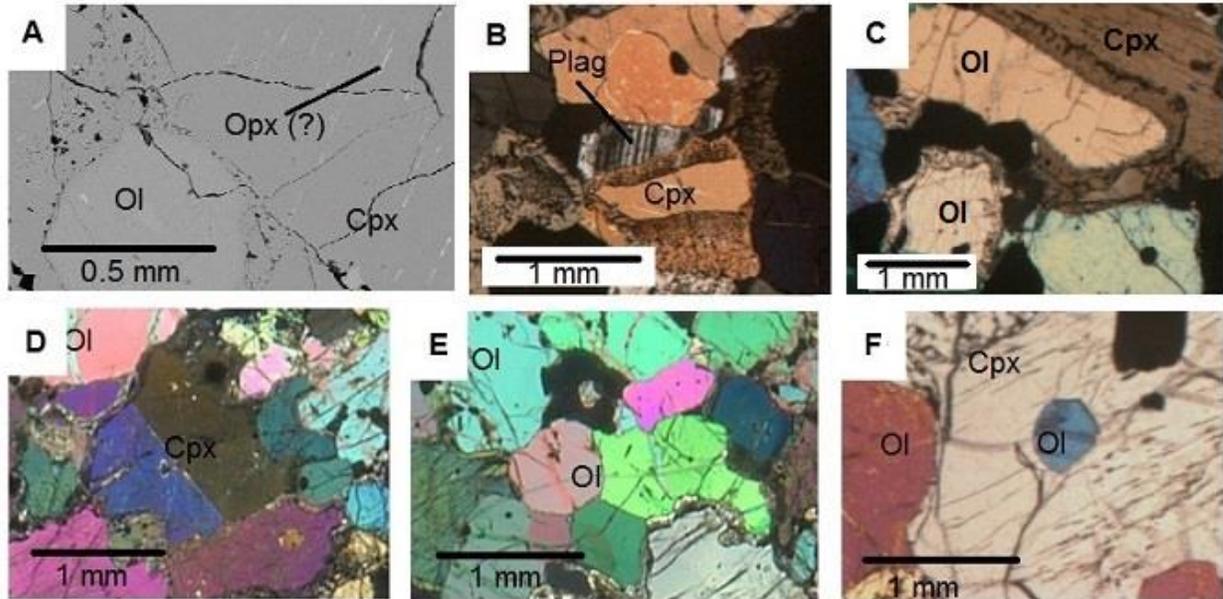
(1) **Wehrlitas protogranulares** (muestras X1-3A, X1-3B), están compuestas por 47-50% de olivino, 43-45% de clinopiroxeno y 8% entre espinelas y minerales accesorios opacos. Estas rocas muestran una textura protogranular de acuerdo a la clasificación propuesta por Mercier and Nicolas (1975).

En estas rocas los clinopiroxenos tienen un tamaño que varía entre de 2 y 5 mm, con desarrollo de bordes porosos (Fig. 9-B) y eventualmente macla simple (Fig. 9-D). Dichos piroxenos se encuentran en cúmulos o de forma aislada, destacándose un reducido número de grandes granos poikiliticos (Fig. 9-F). Los olivinos tienen un rango de tamaño entre 0.5 a 3 mm, los de menor tamaño son granos euhedrales que se encuentran incluidos en clinopiroxenos, mientras que el resto se encuentra como agregados, los que en algunos casos presentan signos de recristalización, tales como puntos triples (i.e poligonización; Fig. 9-E). El contacto entre olivinos y clinopiroxenos, en general es curvilíneo con evidencias de reabsorción de los piroxenos tales como engolfamientos. Las espinelas tienen tamaños inferiores a 2mm, ya sea como inclusiones (euhedrales a subhedrales) dentro de silicatos o como granos anhedrales en posiciones intersticiales (Fig. 9-C). Los sulfuros accesorios son abundantes, encontrándose más de

veinticinco granos por corte transparente, de tamaño superior a 20 $\mu$ m, los sulfuros más comunes corresponden a pirrotina y MSS (ver capítulo de sulfuros accesorios). Se identificaron óxidos de hierro secundarios reemplazando a pirrotina y espinelas en zonas de reacción asociadas a infiltración de fundido.

Los olivinos presentan una fórmula promedio  $Fe_{0.47}Mg_{1.53}SiO_4$ ,  $Fe_{0.76-77}$  (n=40), con contenidos de MnO y CaO entre 0.1-0.3 % en peso, y contenidos de  $Cr_2O_3$  y  $Al_2O_3$  inferiores a 0.05 % en peso.

Los clinopiroxenos mayoritariamente son augitas y en menor medida diópsidos, ambos, con alto contenido de Al, Na, Cr y en algunos casos Ti. Fórmula promedio (n=48)  $(Mg_{0.68} Fe_{0.18} Al_{0.14})_{\Sigma=1} (Mg_{0.11} Fe_{0.2} Ca_{0.79} Na_{0.08})_{\Sigma=1} (Si_{1.86}, Al_{0.14})_{\Sigma=2} O_6$ , (Morimoto *et al.*, 1988) con un número #Mg entre 0.76-0.85 (#Mg =  $Mg^{+2} / (Mg^{+2} + Fe^{+2})$ ). Los piroxenos se encuentran zonados y los perfiles realizados indican que algunos granos presentan zonación inversa con núcleos diópsido 0.80 y bordes diópsido 0.85, mientras que otros zonación normal con núcleos diópsido 0.80 y bordes diópsido 0.82.



**Figura 9.** Fotografías láminas wehrlitas protogranulares X1-3A, X1-3B.

A.- Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia exsolución de ortopiroxeno en clinopiroxeno. B.- Fotografía a nicols cruzados mostrando borde de reacción con plagioclasa, y espinela en contacto con clinopiroxeno. C.- Fotografía a nicols cruzados, borde poroso en clinopiroxeno en contacto con olivino y espinelas. D.- Fotografía a nicols cruzados, con macla en clinopiroxeno y presencia de infiltración de fundido E.- Fotografía nicols cruzados mostrando punto triple en olivino. F.- Fotografía a nicols cruzados que muestra textura poikilitica. Olivinos prismáticos dentro de clinopiroxeno; Ol=olivino; Cpx=clinopiroxeno; Opx=ortopiroxeno; cortes de 100  $\mu$ m de espesor.

Las espinelas son de la variedad alta en Al y Fe y pobre en Cr con fórmula promedio  $(Mg_{0.67}Fe_{0.33})_{\Sigma=1}(Fe_{0.18}Cr_{0.12}Al_{1.7})_{\Sigma=2}O_4$  (n=5), #Cr <0.1 (#Cr=Cr/ Cr+Al) y #Mg entre 0.48 y 0.61;

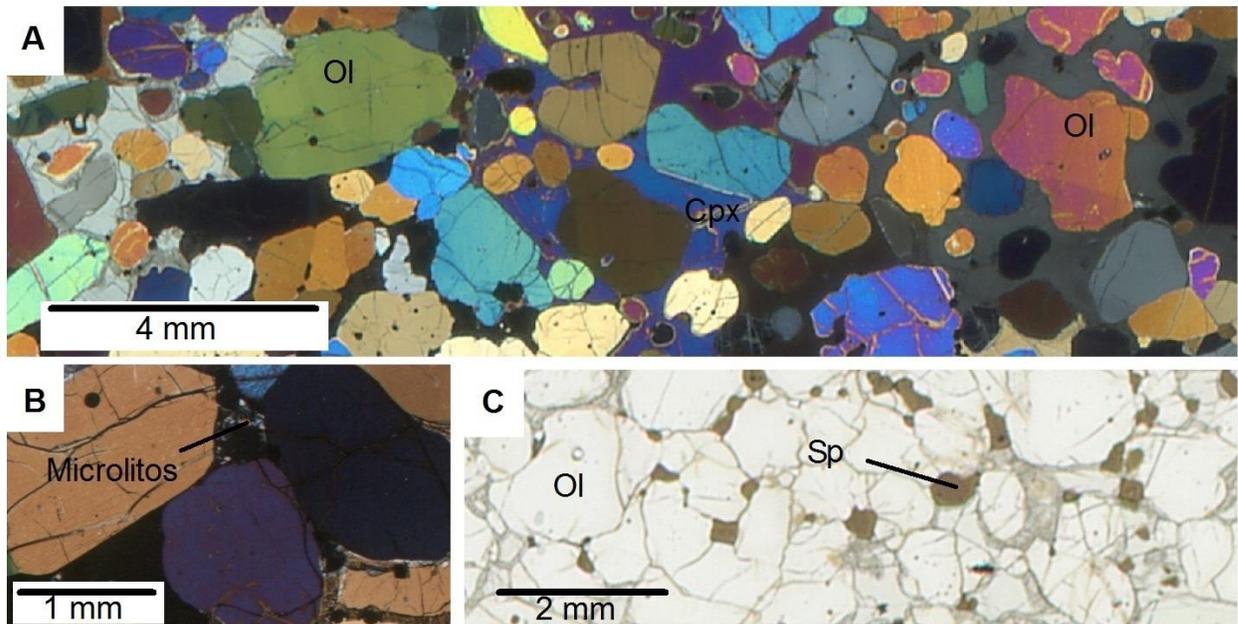
Las plagioclasas identificadas en zonas de reacción con piroxenos tienen composición variable entre  $An_{0.47}$  y  $An_{0.74}$  (n=4), las cuales tienen formas irregulares y alargadas, aparentemente están remplazando clinopiroxeno (Fig. 9-B).

(2) **Wehrlita poikilitica**, corresponde a la muestra X1-4A, compuesta por un 69% de olivino, 27% de clinopiroxeno, 4% entre espinelas y minerales opacos. El contenido de ortopiroxeno es menor al 1% y solo se observó plagioclasa (<1%) en zonas de reacción entorno a los piroxenos. La textura de la roca es poikilitica (Fig.10-A), compuesta por oikocristales de clinopiroxeno con inclusiones de olivino.

Los clinopiroxenos son mayoritariamente subhedrales y tienen tamaños de hasta 5mm, los límites entre los cristales solamente se perciben por diferencias en la orientación óptica y no muestran señales de alteración. Los olivinos son euhedrales a subhedrales con tamaños entre 1 y 3 mm, en su mayoría están incluidos en clinopiroxenos, aunque también se observan como granos asilados con signos de re-absorción (engolfamientos). En general los contactos entre olivinos y piroxenos son nítidos aunque puntualmente en la traza de algunas fracturas se observan zonas de reacción rellenas de vidrio, con plagioclasa y microlitos de piroxeno y espinela (Fig.10-B); estas zonas de reacción se encuentran rodeadas por silicatos con bordes porosos. Las espinelas se observan como inclusiones en olivino (euhedrales a subhedrales) o en posiciones intersticiales con formas subhedrales (Fig.10-C). Los sulfuros accesorios son menos abundantes que en las wehrlitas protogranulares, con aproximadamente ocho granos superiores a 20  $\mu m$ , que en orden de abundancia son pentlandita, calcopirita y MSS.

Los clinopiroxenos son diópsidos altos en Al, Na, Cr y Ti (Morimoto *et al.*, 1988) con número #Mg entre 0.87 y 0.90, #Cr = 0.08-0.31, su fórmula estructural promedio es  $(Mg_{0.75}, Fe_{0.10}, Al_{0.15})_{\Sigma=1}(Mg_{0.011}, Fe_{0.2}, Ca_{0.78}, Na_{0.09})_{\Sigma=1}(Si_{1.85}, Al_{0.15})_{\Sigma=2}O_6$  (n=24). Los olivinos son  $Fo_{86-88}$  con una fórmula promedio de  $Fe_{0.26}Mg_{1.74}SiO_4$  (n=26), con concentraciones entre 0.1-0.2 % en peso de MnO y CaO.

Las espinelas son de la variedad alta en Al y Fe, con una fórmula promedio de  $(Mg_{0.77}Fe_{0.23})_{\Sigma=1}(Fe_{0.06}Cr_{0.26}Al_{1.68})_{\Sigma=2}O_4$  (n=4), #Cr entre 0.11 y 0.13, #Mg entre 0.76 y 0.78 . La plagioclasa encontrada en un borde de reacción es una bitownita de composición  $An_{0.75}$ .



**Figura 10.** Fotografías, láminas wehrlita poikilitica X1-4A.

A.- Fotografía a nicoles cruzados mostrando la textura poikilitica de la roca. B.- Fotografía a nicoles cruzados mostrando microlitos y vidrio. D.- Fotografía a nicoles paralelos, mostrando espinela marrón y bordes porosos en clinopiroxeno asociado a fractura. Ol: olivino; Cpx: clinopiroxeno; Sp: espinela; láminas con espesor de 100  $\mu\text{m}$ .

### 3.1.1.2 Dunita

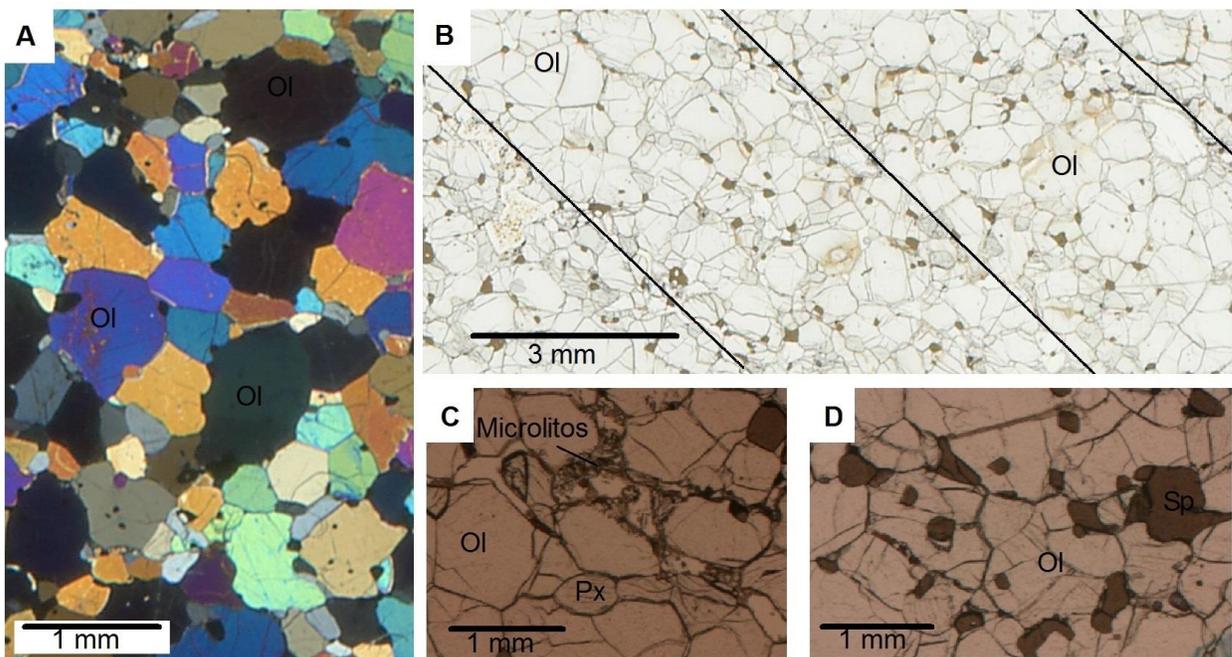
La roca X1-D consiste de olivino (>90%) y piroxenos (<10%), no obstante dicha muestra presenta variaciones internas en el contenido relativo de piroxenos, el cual varía entre 5 y 13%. Dados los contenidos de piroxenos, también podría clasificarse como una wehrlita o hazburgita próxima a la dunita. Las espinelas y minerales opacos representan entre un 5 y 6% del volumen de la roca.

La textura principal es de mosaico-equigranular, de acuerdo a la clasificación propuesta por Mercier *and* Nicolas (1975), con abundante desarrollo de puntos triples (Fig.11-A). Se observan venillas rectas y discontinuas rellenas de vidrio (Figura 11-C), las cuales contienen microlitos. Estas venillas de vidrio se orientan paralelamente al leve bandeamiento existente. (Fig.11-B). El tamaño de los piroxenos y olivinos en promedio es de 1 mm, observándose contactos rectos o curvos sin desarrollo de bordes de reacción. Las espinelas se encuentran principalmente asociadas a olivinos ya sea como inclusiones o en los intersticios, predominando las formas euhedrales con tamaños inferiores a 1mm (Fig.11-D). Los sulfuros accesorios son escasos, encontrando solamente unos 3 a 4 granos por corte transparente mayores a 20  $\mu\text{m}$ , los cuales en su mayoría son granos aislados de pirrotina o MSS.

Los olivinos, fórmula promedio  $Mg_{1.73}Fe_{0.27}SiO_4$  (n=6), tienen un contenido de forsterita variable entre  $FO_{86-88}$ , con concentraciones trazas de  $MnO$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  y  $NaO$  que sumadas no superan 0,01 % en peso.

Se analizó un piroxeno de cada especie, el ortopiroxeno que es una enstatita aluminica con fórmula  $(Mg_{1.65}Fe_{0.26}Al_{0.9})_{\Sigma=2}(Al_{1.9}Si_{0.1})_{\Sigma=2}O_6$ , #En = 0.74, y el clinopiroxeno que es un diópsido próximo a la augita con elevado contenido de Al, Na, Cr y Ti (Morimoto *et al.*, 1988) con número #Mg de 0.88 y fórmula estructural de  $Mg_{0.70}, Fe_{0.15}, Al_{0.15})_{\Sigma=1}(Mg_{0.1}Fe_{0.02}, Ca_{0.78}, Na_{0.1})_{\Sigma=1}(Si_{1.87}, Al_{0.13})_{\Sigma=2}O_6$ .

Las espinelas son de la variedad alta en Al y Fe, con fórmula estimada de  $(Mg_{0.76}Fe_{0.24})_{\Sigma=1}(Fe_{0.05}Cr_{0.25}Al_{1.7})_{\Sigma=2}O_4$  (n=2), con #Cr = 0.12 y #Mg = 0.76.



**Figura 11.** Fotografías, láminas dunita X1-D.

A.- Fotografía a nicoles cruzados, mostrando una gran cantidad de puntos triples. B.- Escaneo del corte X1-D-D, mostrando un leve bandeamiento, destacada con líneas punteadas. C.- Fotografía a nicoles paralelos mostrando microlitos en venilla. D.- Fotografía a nicoles paralelos mostrando la forma y ubicación estructural de las espinelas. Ol: olivino; Px: piroxenos; Sp: espinelas; láminas de 100 $\mu$ m.

### 3.1.1.3 Hazburgita

Corresponde a la muestra X2, la cual está compuesta por 67% de olivino, 25% de ortopiroxeno, 4% de clinopiroxeno, 4% entre espinelas y minerales opacos (Tabla 1).

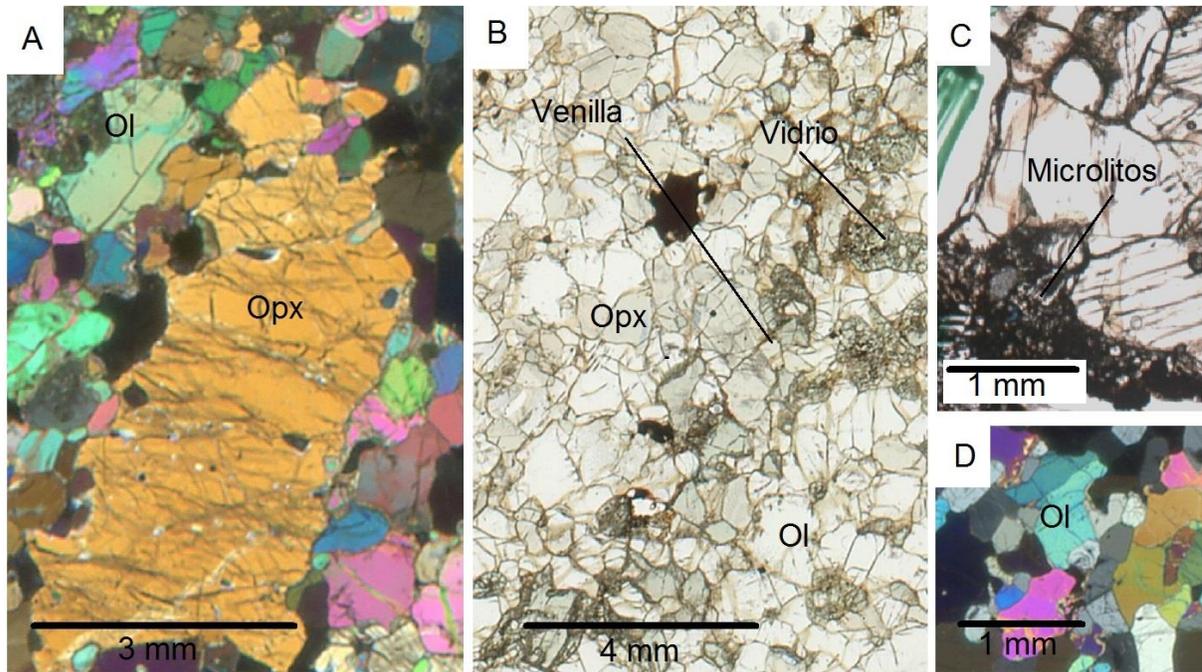
La textura general de la roca es de mosaico-porfiroclástico, de acuerdo a la clasificación propuesta por Mercier *and* Nicolas (1975), constituida por cristales de

ortopiroxeno de gran tamaño (>5mm), deformados, altamente fracturados y con “kink bands” que están inmersos en una matriz equigranular poligonal de olivinos y piroxenos (Fig.12-A). Presenta venillas, pseudo-paralelas, rellenas de vidrio (Fig.12-B) y en los halos de éstas, se observan cristales de olivino y ortopiroxeno parcialmente reabsorbidos, con bordes cóncavos hacia la venilla, además de una población secundaria de clinopiroxenos. Tanto los olivinos como los piroxenos que componen la matriz tienen tamaños variables entre 0.5 y 2mm, sus formas son poligonales (Fig.12-C, Fig.12-D) y tienen contactos en su mayoría rectos. Solamente en la vecindad de las venillas se observan zonas de reacción con plagioclasa y microlitos de olivino, espinela y piroxenos. Las espinelas se concentran en las venillas, aunque también pueden observarse en zonas intersticiales, sus formas son principalmente anhedrales. Los minerales opacos son poco abundantes, solo existen unos tres a siete granos con tamaños superiores a 20µm por corte transparente y en su mayoría son pirrotina y MSS.

Los olivinos tienen una composición muy homogénea con una fórmula promedio de  $Mg_{1.77}Fe_{0.22}SiO_4$  (n=5),  $Fo_{89}$ , con concentraciones trazas de NaO,  $Cr_2O_3$  y  $Al_2O_3$ , menores a 0.05 % en peso, mientras que los contenidos de MnO y CaO varían entre 0.2 y 0.1 % en peso. Los ortopiroxenos son enstatita aluminica (Morimoto *et al.*, 1988), con una fórmula promedio de  $(Mg_{1.68}Fe_{0.21}Al_{0.11})_{\Sigma=2}(Al_{1.9}Si_{0.1})_{\Sigma=2}O_6$  (n=10), #Mg = 0.89-0.90 y #En = 0.75 con contenidos minoritarios de  $Cr_2O_3$  entre un 0.4-0.5 % en peso, Na<sub>2</sub>O y CaO entre 0.1-0.2 % en peso.

Se analizó un clinopiroxeno en la venilla, que corresponde a una augita cercana al diópsido, con un contenido elevado de Al, Na y Cr, con una fórmula estimada de  $(Mg_{0.73}Fe_{0.9}Al_{0.18})_{\Sigma=1}(Mg_{0.8}Fe_{0.5}Ca_{0.74}Na_{0.13})_{\Sigma=1}(Si_{1.86},Al_{0.14})_{\Sigma=2}O_6$ , #Mg = 0.89. Los contenidos de  $Cr_2O_3$ ,  $TiO_2$  y MnO obtenidos fueron menores a 0.9% en peso.

No se obtuvieron datos de buena calidad en las espinelas ya que se presentan alteradas. La plagioclasa encontrada en la venilla es una labradorita de composición  $An_{0.69}$ .



**Figura 12.** Fotografías, láminas hazburgita X2.

A.- Fotografía a nicoles cruzados, donde se observa un piroxeno de gran tamaño, intensamente fracturado y con extinción ondulosa. B.-Fotografía a nicoles paralelos mostrando vidrio en venilla. C.- Fotografía a nicoles paralelos mostrando microlitos en borde de reacción. D.- Fotografía a nicoles cruzados mostrando desarrollo de puntos triples. Láminas a 100 $\mu$ m.

La Tabla 2 resume los índices químicos para las distintas fases contenidas en los xenolitos estudiados.

**Tabla 2.** Resumen con #Mg (o An) en silicatos y #Cr en espinelas.

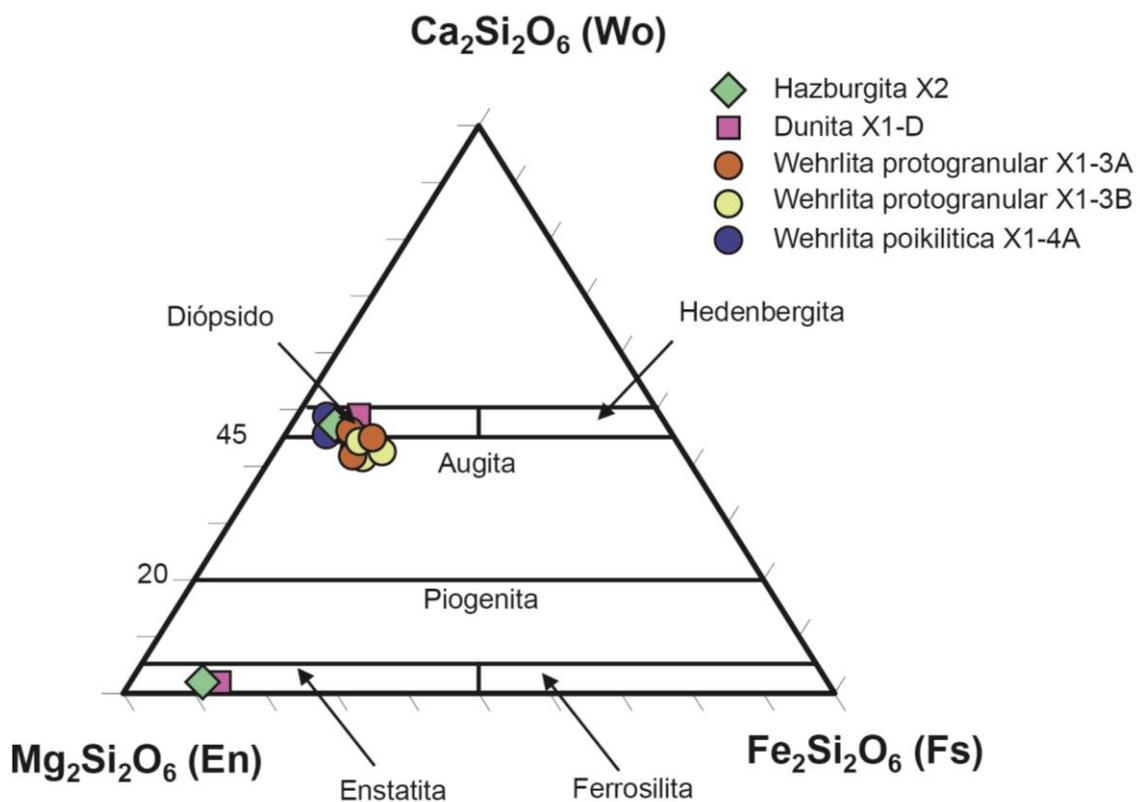
Muestra	Clinopiroxeno	Olivino	Ortopiroxeno	Espinela	Plagioclasa	Roca
X1-3A	#Mg= 0.75-0.84	#Mg = 0.77		#Cr = <0.1	An = 0.48-0.61	Wehrlita
X1-3B	#Mg= 0.77-0.84	#Mg = 0.76		#Cr = <0.1	An = 0.48	Wehrlita
X1-4A	#Mg = 0.86-0.90	#Mg = 0.87		#Cr = 0.12	An = 0.75	Wehrlita
X1-D	#Mg = 0.88	#Mg = 0.86	#Mg = 0.87	#Cr = 0.12		Dunita
X2	#Mg = 0.90	#Mg = 0.89	#Mg = 0.90		An = 0.69	Hazburgita

la.

### 3.1.2 Clasificación

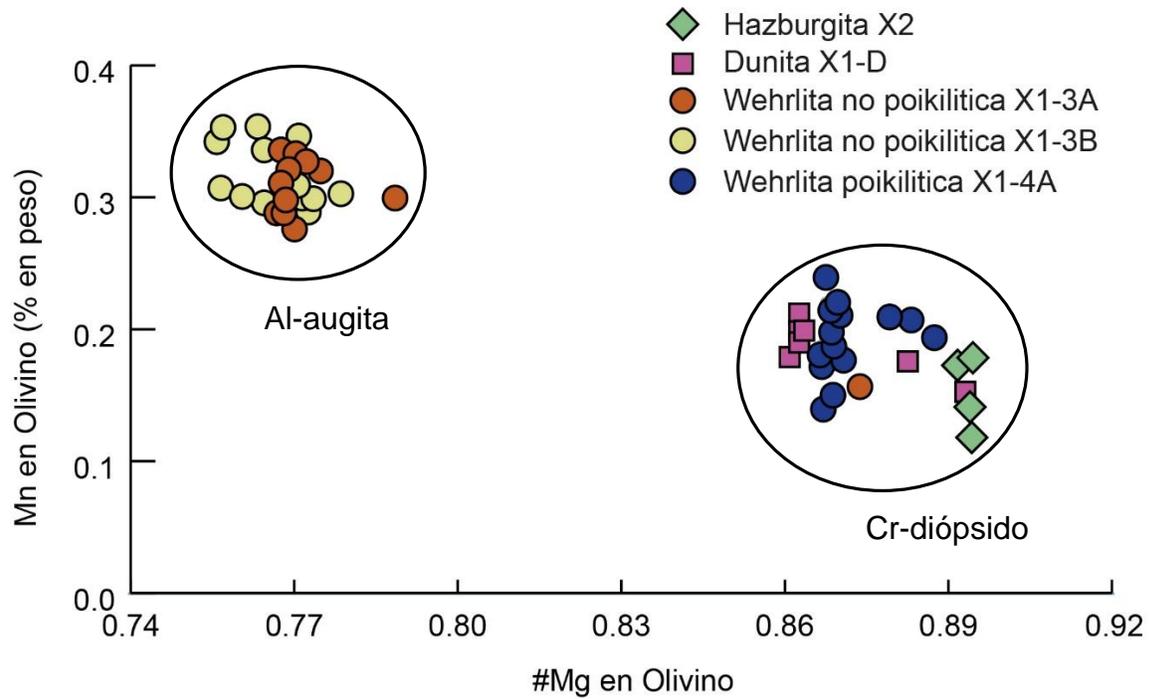
Las muestras fueron clasificadas en base a la composición química de los clinopiroxenos, en dos grupos: grupo Al-Augita, con #Mg <85 y grupo Cr-Diópsido, con #Mg >85, siguiendo la clasificación para xenolitos de rocas ultramáficas desarrollada por Wilshire (1975).

En el grupo Al-augita se clasificaron las wehrlitas protogranulares (X1-3A y X1-3B), las cuales como se mencionó anteriormente, contienen augitas (Fig. 13) ricas en aluminio y sodio con #Mg entre 0.75 y 0.84, mientras que en el grupo Cr-diópsido se clasificaron: la wehrlita poikilitica X1-4A, la dunita X1-D y la hazburgita X2, las cuales contienen diópsidos (Fig 13) altos en Al y Cr, con #Mg entre 86 y 90.



**Figura 13.** Diagrama ternario con las composiciones de piroxenos modificado de Morimoto et al., 1988.

Los xenolitos en el grupo Al-augita no contienen ortopiroxenos, a diferencia de los clasificados en el grupo Cr-diópsido que si contienen. En cuanto a los olivinos estos muestran una marcada diferencia entre las rocas clasificadas en los grupos ya mencionados (Fig. 14).



**Figura 14.** Gráfico concentración de Mn % en peso vs #Mg en olivino. A la izquierda se observan las wehrlitas poikiliticas (grupo Al-augita) y a la derecha la wehrlita poikilitica, dunita y hazburgita (grupo Cr-diópsido). Se evidencia la relación inversa entre el contenido de Mn y el #Mg típica de los xenolitos de rocas ultramáficas (Xu, et al., 1996).

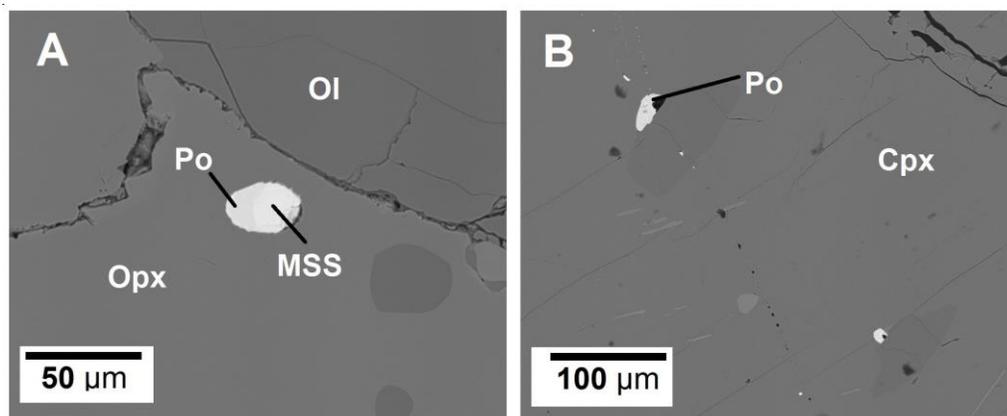
## 3.2 Mineralogía de sulfuros

### 3.2.1 Localización micro estructural de los sulfuros

Los sulfuros identificados en las muestras estudiadas se localizan en cuatro posiciones micro-estructurales:

(1) **Incluidos en olivino, piroxenos y espinelas.** Todas las muestras analizadas contienen sulfuros en esta posición. Los sulfuros identificados suelen tener morfologías esféricas, elípticas o similares a una hoja de acebo (i.e., *holly leaf*). El tamaño de los sulfuros que se identifican en esta posición microestructural oscila entre 5 y 100  $\mu\text{m}$  pudiendo ser granos homogéneos o estar constituidos por agregados de sulfuros (Fig.15-A). Estas inclusiones en general son MSS, pentlandita, calcopirita y cubanita.

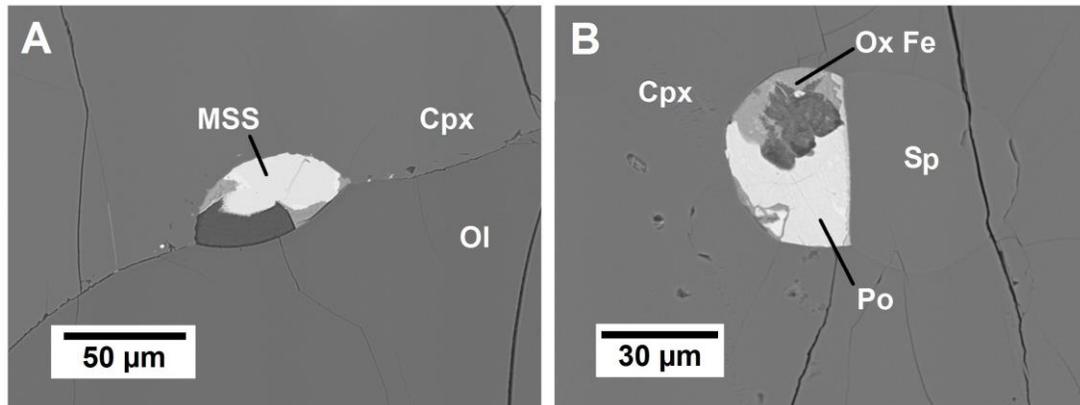
(2) **Incluidos en venillas o en suturas selladas.** Estos sulfuros tienen formas alargadas con tamaños variables entre 5 y 20  $\mu\text{m}$ . Suelen estar acompañados por uno o más lineamientos de inclusiones fluidas con pequeños sulfuros asociados (<5  $\mu\text{m}$ ) (Fig. 15-B).



**Figura 15.** Microfotografías de electrones retrodispersados obtenidas usando SEM de sulfuros incluidos en silicatos.

A.- Grano compuesto por pirrotina (Po) y MSS como inclusión en ortopiroxeno, en dunita.-Una pirrotina (Po) y otros sulfuros en una venilla cerrada (?), en wehrlita protogranular

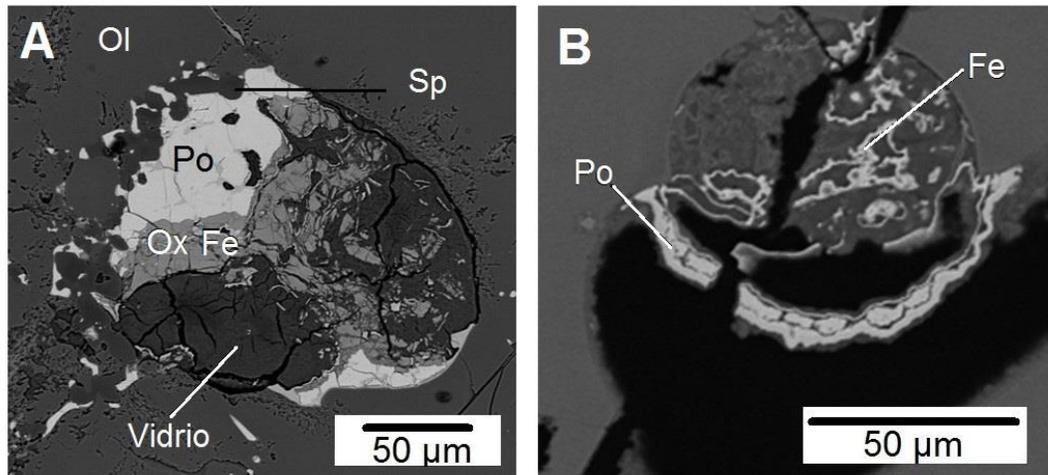
(3) **Intersticios entre silicatos.** En esta posición los sulfuros son bastante comunes pero pocas veces preservados. Su forma es ovalada y alargada (Fig.16) siguiendo el contacto entre los granos. Sus tamaños son variables entre 10 y 90 $\mu\text{m}$ , composicionalmente son granos de MSS y pirrotina.



**Figura 16.** Microfotografía de electrones retrodispersados obtenidas usando SEM de Sulfuros intersticiales.

A.- MSS en el contacto entre clinopiroxeno (Cpx) y Olivino (Ol) en grano poikilitico de wehrlita poikilitica. B.- Pirrotina (Po) en zona intersticial, rodeada de clinopiroxeno (Cpx) y espinela (Sp).

(4) **Sulfuros en zonas de reacción y/o contenidos en el vidrio intersticial.** En esta posición microestructural se ubican la mayoría de los sulfuros identificados. Muchos de éstos se encuentran en bordes porosos que existen entre olivino y clinopiroxeno, en zonas de reacción entre espinelas y piroxenos, en fracturas o en venillas rellenas por vidrio. Generalmente, los sulfuros que se encuentran en esta posición microestructural tienen forma irregular, anhedral (Fig.17-A), muchos están parcialmente re-absorbidos y acompañados por óxidos de hierro secundarios (Fig. 17-B), su tamaño varía entre 12 a 180 μm, casi en su totalidad son granos de pirrotinas.

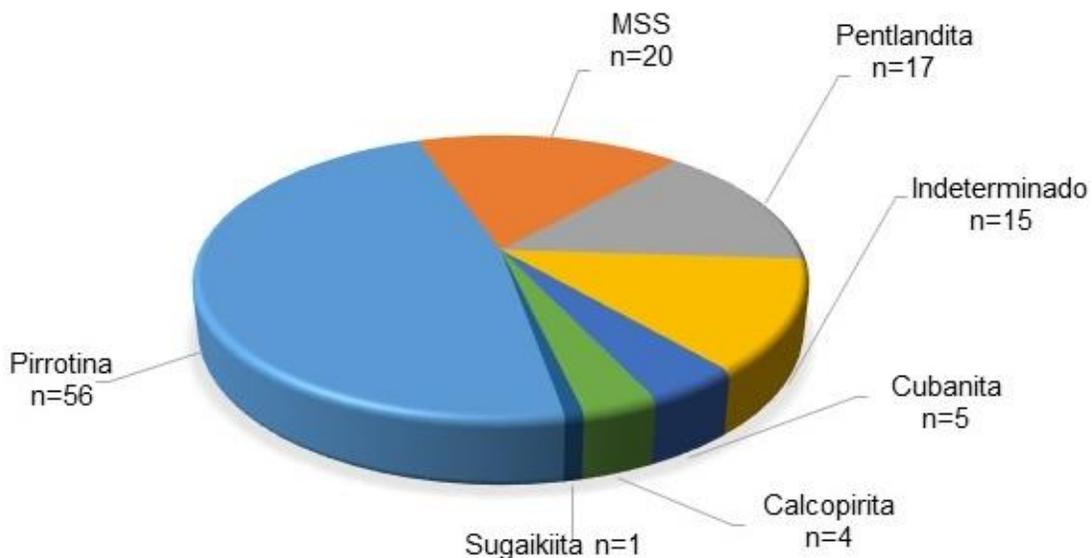


**Figura 17.** Microfotografía de electrones retrodispersados obtenidas usando SEM de sulfuros en zona de reacción (SZR).

A.-Pirrotina (Po), rodeada de óxidos de hierro (Ox Fe), espinela y vidrio, ubicada en un borde esponjoso entre piroxenos y olivino en wehrlita no poikilitica. B.- Pirrotina con exsoluciones de hierro nativo en zona de reacción y posterior fractura, wehrlita poikilitica.

### 3.2.2 Distribución y composición de los sulfuros.

Los sulfuros son una fase accesoria (<1% en volumen), presente en todas las muestras estudiadas. Se reconocieron más de 118 granos con tamaños superiores a 10µm (Fig.18). Todos los sulfuros identificados pertenecen al sistema Fe-Cu-Ni-Co y se distribuyen de forma heterogénea entre los diferentes xenolitos, así como dentro de cada muestra. Los detalles de los análisis químicos de granos individuales se presentan en el siguiente apartado, y tabulados en el anexo I.



**Figura 18.** Distribución de los diferentes tipos de sulfuros identificados en los xenolitos. Los granos indeterminados agrupan distintas fases, que por el grado de alteración no se pudo identificar su composición de manera exacta.

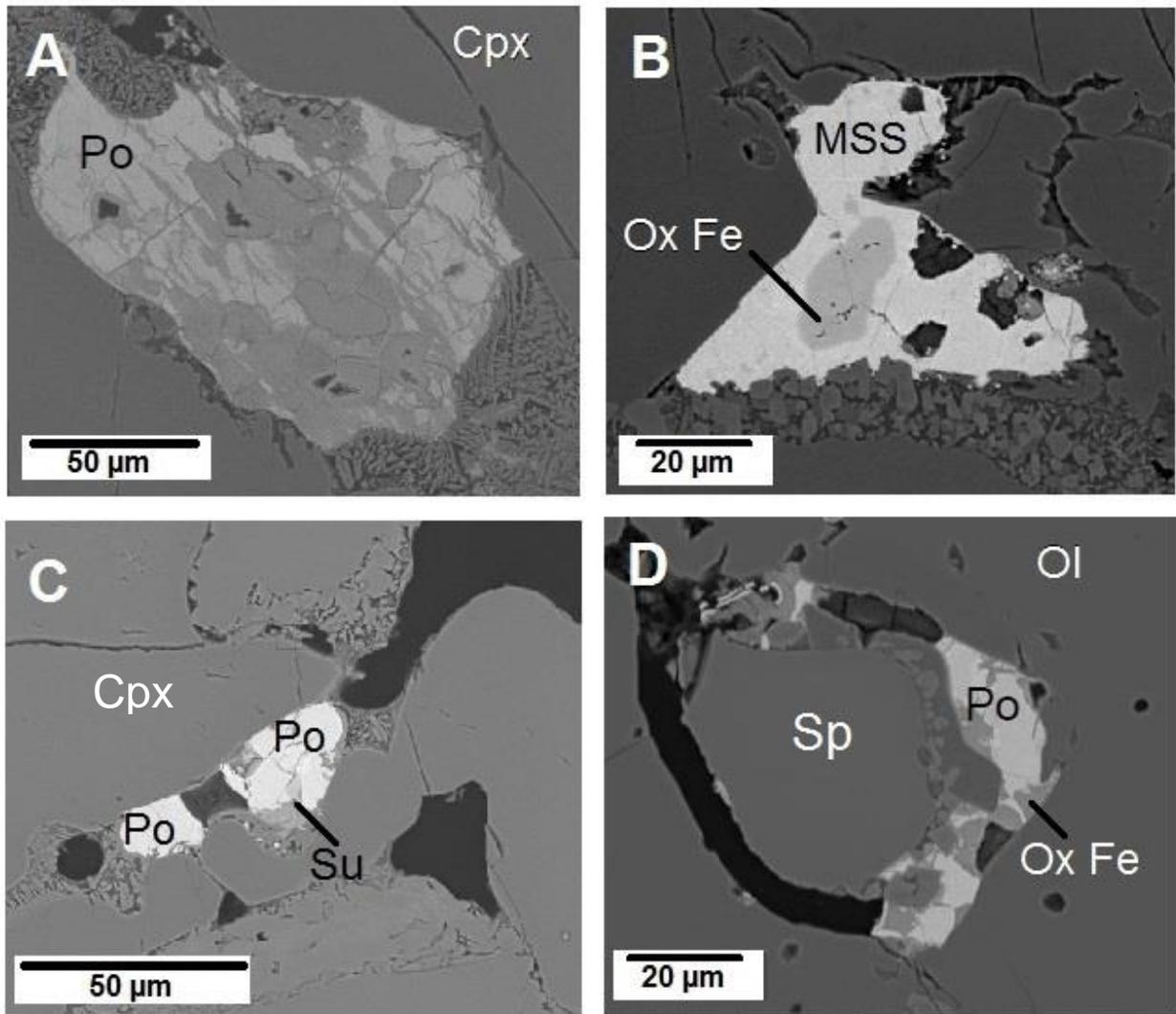
#### 3.2.2.1 Wehrlitas

Las wehrlitas protogranulares son las rocas con mayor cantidad de sulfuros. La pirrotina (po;  $Fe_{1-x}S$ ) es el sulfuro más abundante, 80% del total de los granos identificados, seguido de la MSS ( $(Fe,Ni)_{1-x}S$ ) 15%; mientras que los más escasos son las fases de Cu; calcopirita (Cp;  $CuFe_2S_2$ ), cubanita (Cub;  $CuFe_2S_3$ ) y Sugaikiita (Su;  $Cu(Fe,Ni)_8S_8$ ) que sumadas representan solamente un 5% del total.

Las pirrotinas en su mayoría son sulfuros asociados a zonas de reacción y a infiltración de fundido (Fig.19), en algunos granos se identificaron bordes de magnetita secundaria. Tanto las MSS como la calcopirita y cubanita en su mayoría se observaron como inclusiones en clinopiroxeno primario (Fig.20-D; Fig. 20-E). La calcopirita y cubanita son fases minoritarias, principalmente formando granos compuestos con la MSS. La sugaikiita se identificó asociada a una pirrotina en una zona de reacción (Fig. 19-C).

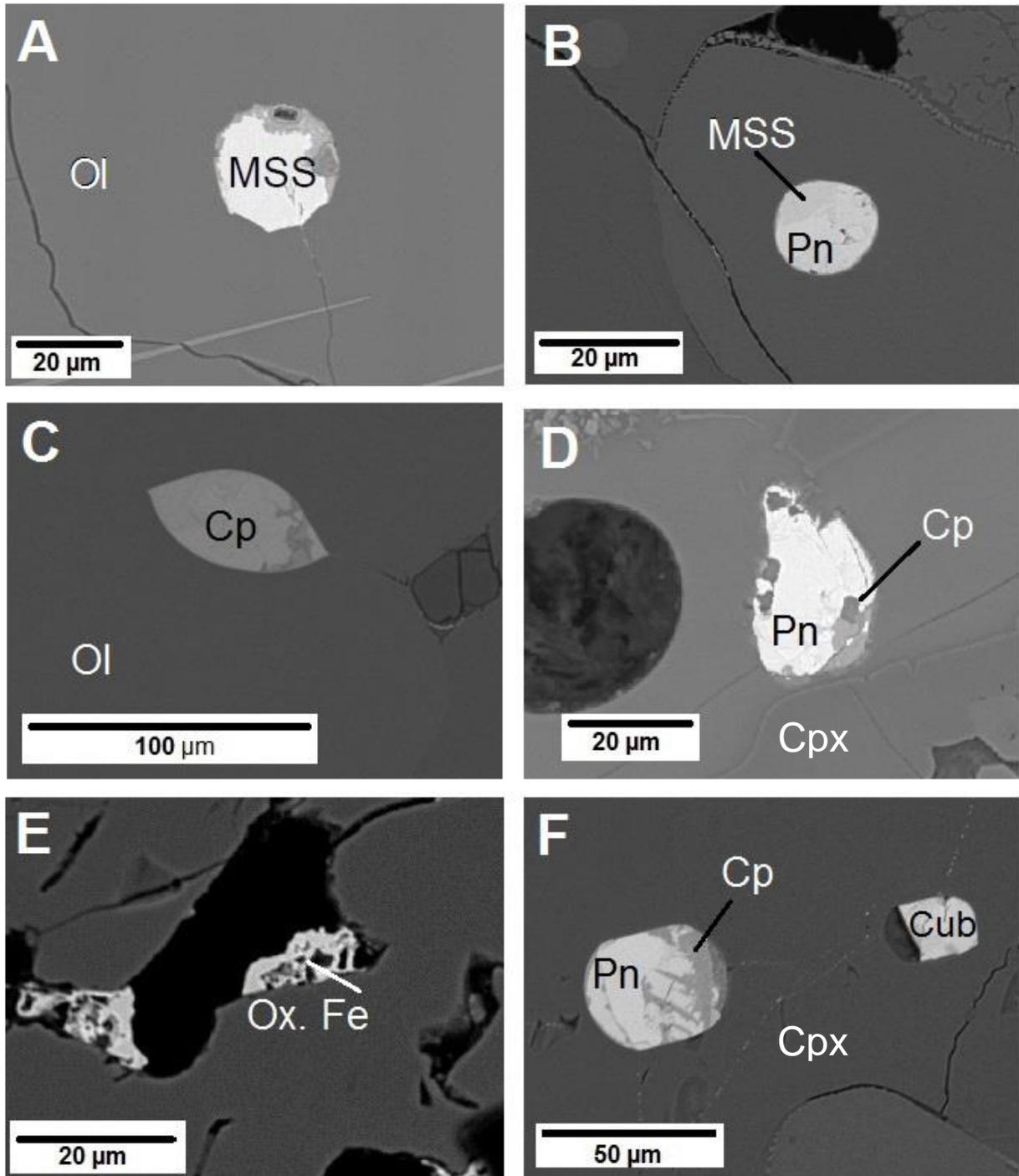
La wehrlita poikilitica (muestra X1-4A) alberga una gran cantidad de pentlandita ( $\text{Pn}; (\text{Ni}, \text{Fe})_9\text{S}_8$ ) correspondiente al 65% del total de los granos identificados, seguido por la MSS (20%), en tanto la calcopirita y cubanita representaron solamente un 10%. La pirrotina es la más escasa con un 5%.

La pentlandita se presentó mayoritariamente en granos incluidos en olivinos y clinopiroxenos poikiliticos, casi siempre con cantidades menores de calcopirita o cubanita (Fig. 20-D; Fig. 20-F). La MSS se presentó incluida en clinopiroxenos (Fig.20-A) con composiciones ricas en Fe o en zonas intersticiales con mayor concentración de Ni. La calcopirita y cubanita se encontraron en granos compuestos por agregados de sulfuros o en granos homogéneos, siempre incluidos en olivino y piroxenos (Fig.20-C). La pirrotina principalmente se identificó en zonas de reacción (Fig.17-B) o en fracturas cerradas.



**Figura 19.** Microfotografías de electrones retrodispersados obtenidas usando SEM, sulfuros wehrlitas protogranulares (X1-3A, X1-3B).

A.- Grano de pirrotina (Po) y óxidos de hierro, en borde esponjoso de un clinopiroxeno (Cpx). Se observa una textura vermicular en los bordes, lo cual corresponde a óxidos de hierro y espinelas (Sp). B.- MSS con óxidos de Fe en una zona de reacción en la parte superior de una estructura coronita en clinopiroxeno. C.- Pirrotina (Po) y sugaikiita (Su) asociadas a una venilla, los granos de clinopiroxeno se encuentran parcialmente reabsorbidos. D. pirrotina (Po) en contacto entre olivino (Ol) y espinela.



**Figura 20.** Microfotografías de electrones retrodispersados obtenidas usando SEM, sulfuros wehrlita poikilitica A, B, C, D, F (X1-4A) y hazburgita (X2) E.  
 A.-Grano de MSS, incluido en olivino y alterado (i.e. oxidación) producto de circulación de fluidos. B- Pentlandita (Pn) con calcopirita (cp) incluida en clinopiroxeno (cpx) . C.- Calcopirita en una sutura (?) incluida en olivino. D.- Grano de pentlandita con exsolución de calcopirita, asociado a un clinopiroxeno (cpx). E.- Óxidos de hierro (Ox. Fe) en zona de reacción. F.- Grano de pentlandita y calcopirita alineado con cubanita (Cub), incluidos en clinopiroxeno.

### 3.2.2.2 Dunita

Los sulfuros en esta roca (muestra X1-D) son escasos, y en su mayoría son de pirrotina, 66% del total y MSS 33%, algunos de los granos contenían pequeñas cantidades de calcopirita.

Las pirrotinas y MSS son en su mayoría granos en zonas con vidrio asociadas a las venillas, pero también se encontraron MSS incluidas en granos de olivinos y piroxenos. No se encontraron sulfuros incluidos en espinelas.

### 3.2.2.3 Hazburgita

En este xenolito (X2) el sulfuro más abundante es la pirrotina, que representa el 60 % de los granos identificados, seguido de la MSS (20%) y los sulfuros de Ni-Fe (violarita y fases no cuantificadas) 20%.

La pirrotina se encontró en las venillas, casi siempre en bordes de reacción con vidrio y clinopiroxeno secundario. Estas zonas presentaban oxidación y presencia de magnetita secundaria (Fig. 20-D). La MSS se encontró incluida en olivino y ortopiroxenos primarios (Fig.15-A) al igual que los sulfuros de Ni-Fe.

### 3.2.2.4 Composición química de los sulfuros

Los análisis cuantitativos, se enfocaron en las muestras con mayor cantidad de sulfuros, dejando de lado a la dunita, la cual contenía solamente un par de granos de pequeño tamaño por lámina. Pero, debido al grado de alteración (i.e. pérdida de azufre) presente en los granos de sulfuros solamente se obtuvieron datos cuantitativos de minerales no alterados en las wehrlitas. No obstante, se realizaron estimaciones en la hazburgita utilizando mediciones cualitativas y semi-cuantitativas a partir de los datos obtenidos usando el SEM (Fig. 21). El detalle de los análisis se encuentra tabulado en el anexo I.

La discriminación entre pirrotina y MSS se realizó utilizando la concentración de Ni en % en peso. Considerando como MSS a las fases con contenidos mayores o igual al 5% en peso, y pirrotina con contenidos inferiores al mencionado.

#### ***Wehrlitas protogranulares:***

Las pirrotinas ( $Po; Fe_{1-x}S$ ), presentes en zonas de reacción (en su mayoría bordes porosos en clinopiroxeno), tienen concentraciones de S entre 38.5 y 40% en peso, Fe entre 58 y 62% en peso, Ni entre 1 y 4 % en peso, con una fórmula promedio estimada de  $(Fe_{0.86}Ni_{0.03})_{\Sigma=0.89}S_1$  (n=7). Con contenidos de Cu y Co inferiores a 0.5 % en peso.

Las MSS ((Fe,Ni)<sub>1-x</sub> S), ya sean incluidas en silicatos o como parte de un grano en zona de reacción, exhiben un contenido de S entre 38.4 y 39.2% en peso, Ni entre 6 y 7% en peso y Fe entre 38.8 y 56.8% en peso. Con contenidos minoritarios de Co y Cu inferiores a 0.5% en peso. Fórmula promedio estimada de (Fe<sub>0.82</sub>Ni<sub>0.09</sub>)<sub>Σ=0.91</sub>S<sub>1</sub> (n=3).

Las cubanitas<sup>2</sup> (Cub; CuFe<sub>2</sub>S<sub>3</sub>), que se encontraron en granos incluidos en clinopiroxeno, están compuestas entre 35 y 39% en peso de S, entre un 37 y 41% en peso de Fe y entre un 20 y 22% en peso de Cu, con una fórmula estimada de Cu<sub>0.96</sub>Fe<sub>1.8</sub>S<sub>3.2</sub> (n=4).

La calcopirita<sup>2</sup> (Cp; CuFeS<sub>2</sub>), que se encontró en un grano incluido en clinopiroxeno, está compuesta por 37.5% en peso de S, 32.5% en peso de Fe y 30% en peso de Cu. Con una fórmula estimada de Cu<sub>0.85</sub>Fe<sub>1.04</sub>S<sub>2.1</sub> (n=1), mostrando bajos contenidos de cobre.

La sugaikiita (Su; Cu(Fe,Ni)<sub>8</sub>S<sub>8</sub>), en zona de reacción, está compuesta por 33% en peso de S, 38 % en peso de Fe, 18.4% en peso de Ni y 9 % en peso de Cu. Con una fórmula estimada de Cu<sub>1.1</sub>(Fe<sub>4.9</sub>,Ni<sub>2.8</sub>)S<sub>8.2</sub> (n=1).

### ***Wehrlita poikilitica:***

Las pentlanditas (pnt; (Fe,Ni)<sub>9</sub> S<sub>8</sub>), incluidas en olivino y clinopiroxeno, tienen concentraciones entre 33.7 y 40.1% en peso de S, entre 28.4 y 33.8% en peso de Fe, entre 31.8 y 36.6% en peso de Ni. Además de contenidos en traza de Cu y Co inferiores a 0.5% en peso. Estas pentlanditas de acuerdo a su fórmula ideal, son casi estequiométricas con una fórmula promedio estimada de (Fe<sub>4.3</sub>Ni<sub>4.4</sub>)<sub>Σ=8.7</sub> S<sub>8.1</sub> (n=4).

Las MSS ((Fe,Ni)<sub>1-x</sub> S) tienen variaciones en el contenido de Ni, por lo que se separan en dos grupos: (1) MSS<sup>2</sup> incluidas en clinopiroxeno y olivino, tienen concentraciones entre 43.3 y 46% en peso de S, entre 43 y 47% en peso de Fe, entre 8 y 11.2% en peso de Ni. Con una fórmula estimada de (Fe<sub>0.73</sub>Ni<sub>0.1</sub>)<sub>Σ=0.84</sub>S<sub>1</sub> (n=3). (2) MSS en zona intersticial con concentraciones de 40% en peso de S, 38.4% en peso de Fe, 21.2% en peso de Ni y 0.4% en peso de Co. Con una fórmula estimada de (Fe<sub>0.56</sub>Ni<sub>0.31</sub>)<sub>Σ=0.87</sub>S<sub>1</sub> (n=1).

Las calcopiritas (Cp; CuFeS<sub>2</sub>) incluidas en olivino y clinopiroxeno, tienen concentraciones entre 35.5 y 35.7% en peso de S, entre 30.6 y 32.8% en peso de Fe, entre 31.4 y 33.6% en peso de Cu. Además de contenidos de Co y Ni menores a 0.05 y 0.6% en peso respectivamente. Su fórmula promedio fue estimada en Cu<sub>0.9</sub>Fe<sub>1.02</sub>S<sub>2.03</sub> (n=2) evidenciando una baja cantidad de cobre.

La cubanita (Cub, CuFe<sub>2</sub>S<sub>3</sub>) identificada estaba incluida en clinopiroxeno, exhibe concentraciones de 36% en peso de S, 43% en peso de Fe, 18.6% en peso de Cu, 2.2% en peso de Ni y <0.15% en peso tanto de Pb como de Co. Se calculó una fórmula estimada de Cu<sub>0.79</sub>Fe<sub>2.13</sub>S<sub>3.08</sub>, evidenciando una baja cantidad de cobre.

---

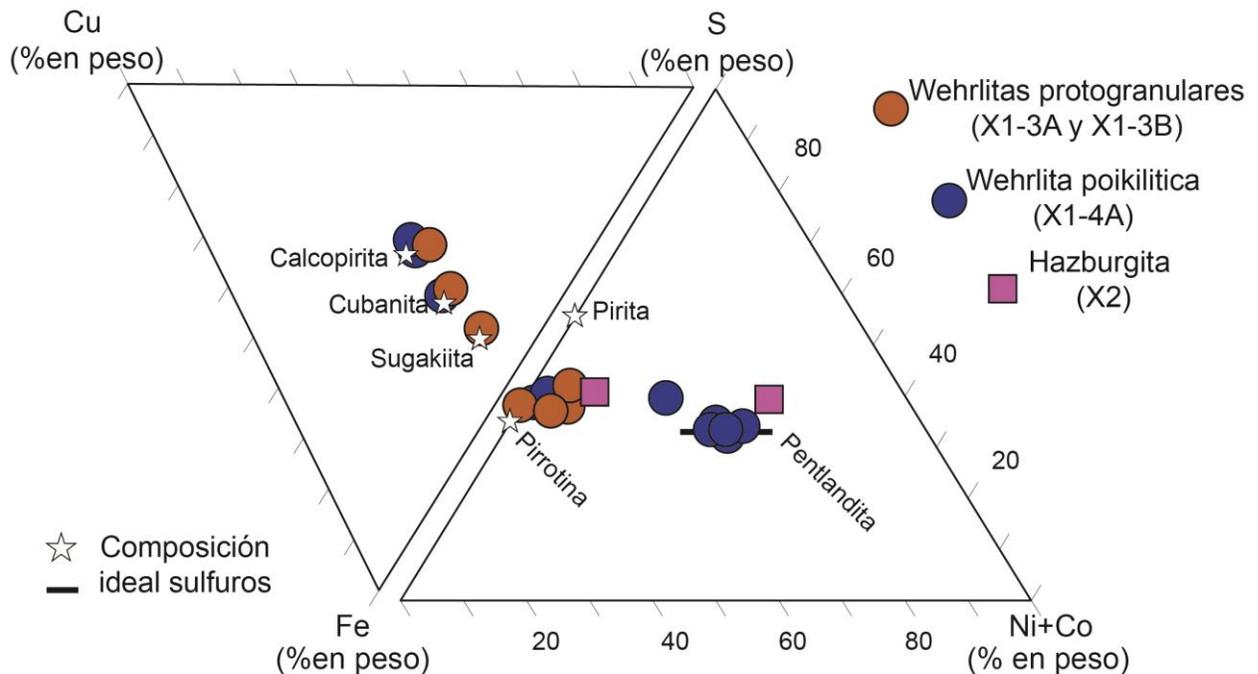
<sup>2</sup> Datos Semi-cuantitativos obtenidos utilizando detector EDS

Las pirrotinas (Po;  $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ ), presentes en zonas de reacción con clinopiroxeno, tienen concentraciones de S entre 39.3 y 40,3% en peso, Fe entre 59 y 60.5% en peso. Ni entre 1 y 3 % en peso, con una fórmula promedio estimada de  $(\text{Fe}_{0.95}\text{Ni}_{0.01})_{\Sigma=0.96}\text{S}_1$ . (n=7). Con contenidos de Cu y Co inferiores a 0.5 % en peso.

En la hazburgita los datos de microsonda relativos a la composición química de sulfuros fueron considerados semi-cuantitativos, debido a que el análisis total cierra aproximadamente al 60% en peso. Estos análisis, fueron complementados con datos obtenidos mediante el uso de un detector EDS acoplado al SEM.

La violarita (viol;  $\text{FeNi}_2\text{S}_4$ ), encontrada incluida en olivino, tiene composición de 40% en peso de S, 22.4% en peso de Fe y un 37% en peso de Ni, con una fórmula estimada de  $\text{Fe}_{1.22}\text{Ni}_{1.91}\text{S}_{3.86}$ .

La MSS ( $(\text{Fe,Ni})_{1-x}\text{S}$ ) incluida en olivino, tiene concentraciones de 44.3% en peso de S, entre 40,6% en peso de Fe, 15.1% en peso de Ni, con una fórmula estimada de  $(\text{Fe}_{0.59}\text{Ni}_{0.19})_{\Sigma=0.78}\text{S}_1$ .



**Figura 21.** Representación de los granos analizados (datos cuantitativos y semi-cuantitativos) en diagramas ternarios Fe-Cu-S y Fe-(Ni+Co)-S.

### 3.2.2.5 Reconstrucción de sulfuros

Las interpretaciones genéticas relativas a los sulfuros, y particularmente a sus temperaturas de cristalización, se realizan a partir de reconstrucciones de la composición del grano original. Dado que en general los sulfuros de alta temperatura, se descomponen en una o más fases sulfuradas durante su enfriamiento.

Estas reconstrucciones como se detalla en el capítulo de metodologías, se realizaron ponderando la composición química de cada fase por su área relativa en cada grano. Las siguientes reconstrucciones de la composición global de los granos (Tabla 3) corresponden a cuatro granos compuestos de la wehrlita poikilitica X1-4A.

**Tabla 3.** Reconstrucción de sulfuros al 100%.  
*Cp, calcopirita; Pn, pentlandita; MSS, solución mono sulfurada; Po, pirrotina.*

Wehrlita poikilitica X1-4A		% en peso. medido					
Grano N°	Tipo	S	Fe	Co	Cu	Ni	Total
2	Cp+Pn	34.3	30.8	0.4	7.3	27.2	100
3	Po+Pn	35.7	37.3	0.5	0.0	26.5	100
5	Cp+Pn	34.5	32.1	0.4	8.0	25.0	100
12	MSS+Pn	39.0	37.0	0.4	0.0	23.6	100

### 3.2.3 Contenido en metales nobles y trazas en granos individuales de sulfuros

Las concentraciones de metales nobles se analizaron *in situ* utilizando LA-ICP-MS en 13 granos seleccionados de sulfuros pertenecientes a las wehrlitas protogranulares X1-3A y X1-3B y a la wehrlita poikilitica X1-4A. Las concentraciones medidas se encuentran en el anexo I. Las normalizaciones fueron realizadas a condrito C1 con los valores de McDonough y Sun (1995).

En las wehrlitas protogranulares, se analizaron MSS y pirrotinas, que presentaron contenidos de metales nobles cercanos o levemente inferiores al límite de detección, entre 0.2 y 5 ppm.

Las MSS (n=4) analizadas se encontraron incluidas en clinopiroxeno u olivinos. Las concentraciones de metales nobles están en los siguientes rangos: Os entre 0.3 y 2.6 ppm; Ir entre 0.1 y 2.7 ppm; Ru entre 0.2 y 1.3 ppm; Rh entre 0.1 y 2 ppm; Pt 0.1 y 0.8 ppm; Pd entre 0.5 y 4.3 ppm; Au entre 0.1 y 0.3 ppm; Ag entre 0.6 y 120 ppm. La razón  $(Pd/Pt)_n$  es entre 1.8 y 21.2;  $(Pd/Ir)_n$  entre 0.1 y 19.6;  $(Os/Ir)_n$  entre 0.9 y 7.2;  $(Ru/Ir)_n$  entre 0.3 y 3.6; S/Se entre 671 y 2038; Se/Te entre 7,2 y 40.

Las pirrotinas (n=4) analizadas se encontraron en zonas de reacción incluidas en clinopiroxenos y en venillas. Las concentraciones de metales nobles están en los siguientes rangos: Os entre 0.2 y 1.8 ppm; Ir entre 0.1 y 0.8 ppm; Ru entre 0.1 y 4 ppm; Rh entre 0.05 y 1 ppm; Pt 0.3 y 5 ppm; Pd entre 0.4 y 2.5 ppm; Au entre 0.1 y 0.7 ppm; Ag entre 0.4 y 1.6 ppm. La razón  $(Pd/Pt)_n$  es entre 0.6 y 13.7;  $(Pd/Ir)_n$  entre 1.5 y 28  $(Os/Ir)_n$  entre 0.7 y 7.9;  $(Ru/Ir)_n$  entre 0.2 y 3.6; S/Se entre 803 y 1954; Se/Te entre 8 y 43.9.

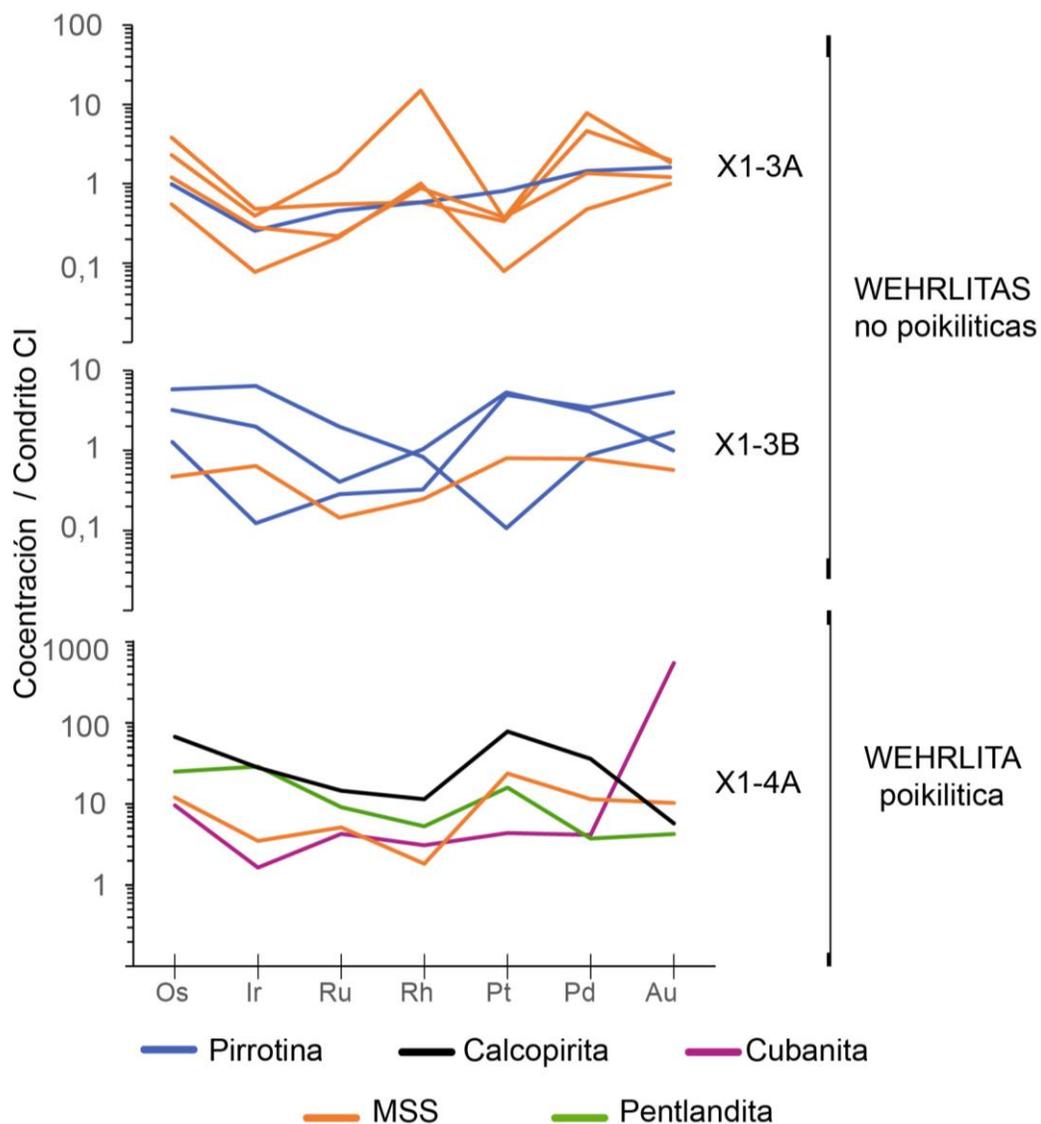
En la wehrlitas poikiliticas, se analizaron tres granos incluidos en clinopiroxeno, compuestos por agregados de sulfuros donde las fases predominantes en cada grano son calcopirita, cubanita y pentlandita, y un grano de MSS en posición intersticial. Las concentraciones de metales nobles son mayores que los relativos a las wehrlitas protogranulares, registrando contenidos entre 0.3 y 90 ppm.

Las concentraciones de metales nobles en los granos incluidos en clinopiroxeno (calcopirita, cubanita y pentlandita) están en los siguientes rangos: Os entre 0.9 y 37.1 ppm; Ir entre 0.8 y 14.7 ppm; Ru entre 3.2 y 11.6 ppm; Rh entre 0.4 y 1.7 ppm; Pt 4.6 y 88,9 ppm; Pd entre 2.3 y 22.2 ppm; Au entre 0.6 y 80.3 ppm; Ag entre 27.3 y 112.6 ppm. La razón  $(Pd/Pt)_n$  es entre 0.5 y 1;  $(Pd/Ir)_n$  entre 1.2 y 3.3;  $(Os/Ir)_n$  entre 2.4 y 5.9;  $(Ru/Ir)_n$  entre 0.5 y 2.6; S/Se entre 313,91 y 1307; Se/Te entre 3.9 y 19.2.

En la MSS, en posición intersticial entre olivino y clinopiroxeno. Las concentraciones de metales nobles son: Os 6.6 ppm; Ir 1.8 ppm; Ru 4.1 ppm; Rh 0.3 ppm; Pt 27 ppm; Pd 7.1 ppm; Au 1.6 ppm; Ag entre 5.4 ppm. La razón  $(Pd/Pt)_n$  es 0.5;  $(Pd/Ir)_n$  3.3;  $(Os/Ir)_n$  3.4;  $(Ru/Ir)_n$  1.5; S/Se 870; Se/Te 13.7.

En la Figura 22, se muestran los diagramas normalizados confeccionados para los granos pertenecientes a las wehrlitas, en los cuales se observa enriquecimiento en elementos del subgrupo del platino (EGPP: Rh,Pt,Pd), en general razón  $(Pd/Ir)_n > 1$ , la

pendiente general de los patrones es positiva. Sin embargo, las morfologías del patrón varían entre las diferentes muestras, así como, en los granos de una misma fase. Se observan algunos granos enriquecidos en Pt (principalmente pirrotinas secundarias) y otros con anomalías positivas Rh (MSS muestra X1-3A). En los granos de la wehrlita poikilitica se observa una pendiente general del patrón levemente positiva, en general razón  $(Pd/Ir)_n > 1$ , y en el segmento de los elementos del subgrupo del Ir (EGPI: Os, Ir, Ru) una pendiente negativa. Se observa un enriquecimiento en Pt, acompañado por una razón  $(Pd/Pt)_n < 1$ .



**Figura 22.** Concentraciones de metales nobles normalizadas a condrito CI McDonough and Sun (1995).

## 4 Discusión

### 4.1 Petrogénesis de los xenolitos

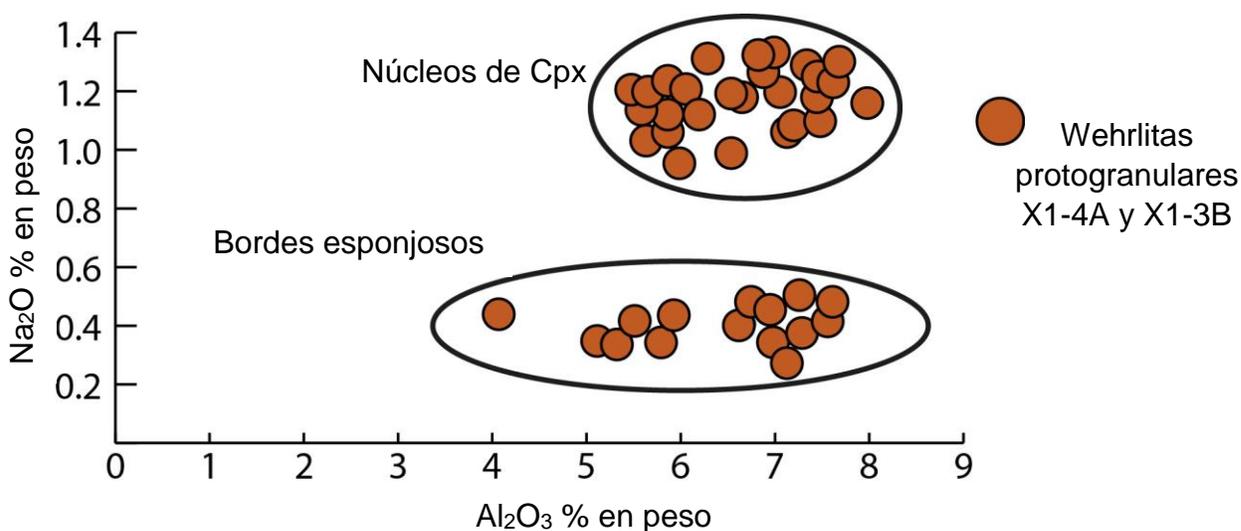
#### 4.1.1 Relaciones texturales y química de los minerales de olivino, piroxenos y espinela

Para efectos prácticos se dividirán las muestras según la clasificación desarrollada por Wilshire (1975). Dividendo las muestras en el grupo Al-Augita, con #Mg <85 y en el grupo Cr-Diópsido, con #Mg >85.

##### 4.1.1.1 Grupo Al-Augita

En este grupo se clasificaron las wehrlitas protogranulares X1-3A y X1-3B. Las cuales presentan texturas ígneas atribuibles a un origen cumulítico. No obstante, no se puede distinguir una cristalización adcumulada u ortocumulada debido a que se observan indicadores de ambos estilos de cristalización y eventos de cristalización superpuestos. En este tipo de rocas es frecuente la generación de texturas cumulíticas falsas generadas por infiltración de fundido y re fertilización (McBirney *and* Hunter, 1995).

En estas rocas se observan numerosos bordes porosos en clinopiroxenos. Estos bordes son comunes en rocas cumulíticas y están formados por piroxenos bajos en Na, óxidos de Fe-Ti y burbujas. Los cuales pueden interpretarse como fusión parcial, por efecto del magma huésped o por descompresión (Su *et al.* 2010). Esta fusión parcial había generado un empobrecimiento en Na (Fig. 23) en los bordes porosos de los

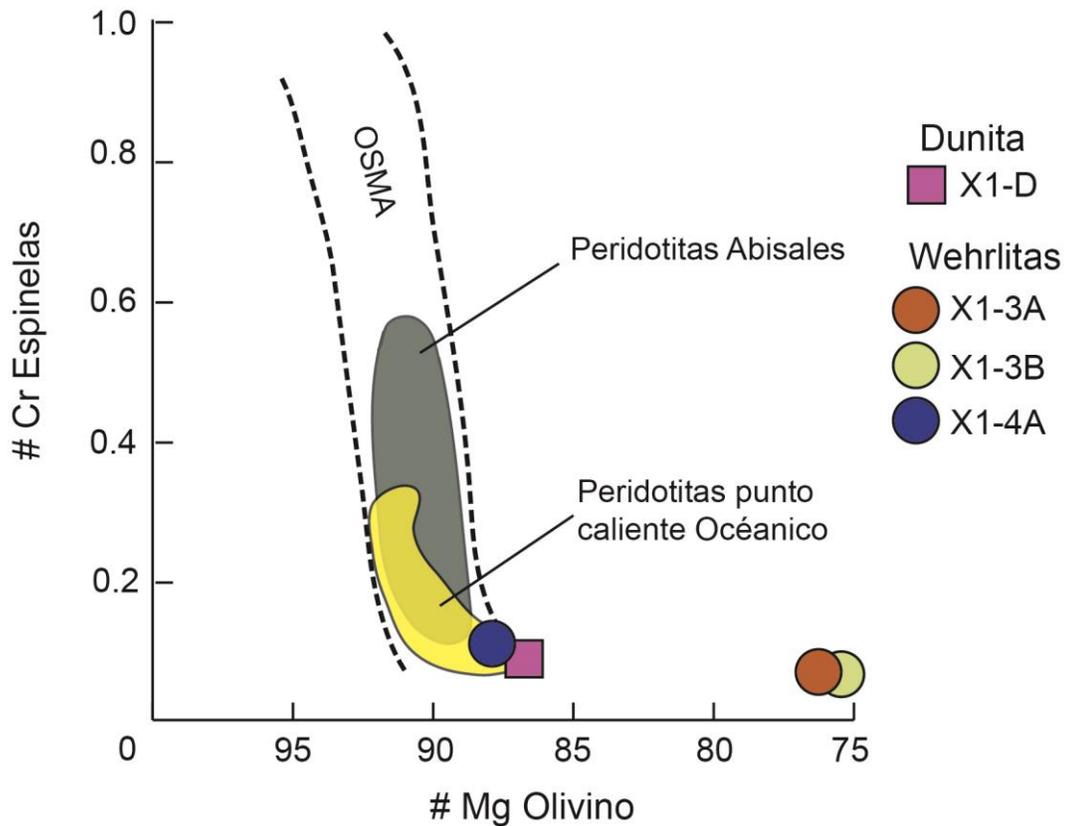


**Figura 23.** Gráfico  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{Na}_2\text{O}$  en clinopiroxenos (Cpx) pertenecientes a las wehrlitas protogranulares.

clinopiroxenos. Como se mencionó anteriormente, estas rocas están constituidas por olivinos  $\#Mg=0.77$  y clinopiroxenos con entre  $\#Mg$  0.75 y 0.84, los cuales en su mayoría no se encuentran en equilibrio y se sugiere que los clinopiroxenos serían xenocristales formados a una mayor profundidad que los olivinos dado su alto contenido en  $Na_2O$  y  $Al_2O_3$ .

Las espinelas en estas muestras son en su mayoría anhedrales y están en una posición intersticial, lo cual es típico de rocas que han sufrido episodios de fusión parcial. Estas espinelas presentan cantidades de Cr muy bajas ( $\#Cr < 0.1$ ) comparables con las de origen magmático (Barnes, 2001), además en zonas de infiltración de fundido estas espinelas se observaron asociadas a óxidos de hierro lo que sugiere un enriquecimiento en Fe.

La proyección del par olivino-espinela contenido en estas wehrlitas protogranulares, se proyecta fuera del OSMA; a la derecha del resto de las muestras estudiadas (Fig. 24), fuera de los valores del campo de las peridotitas abisales o de punto caliente oceánico. Lo que sugiere que estas wehrlitas protogranulares cristalizaron a partir de magmas más diferenciados que las demás muestras, quizás asociados a procesos de cristalización fraccionada.



**Figura 24.** Diagrama OSMA=olivine spinel mantle array. Cr# ( $Cr/(Al+Cr)$ ) en espinelas vs Mg# ( $Mg/(Mg+Fe)$ ). Campos trazados según Arai (1994).

Respecto a la presencia de los olivinos con desarrollo de puntos triples, esta se puede explicar asumiendo que a las temperaturas del magma hospedante, es decir, entre 1250 y 1100°C (Sen, 1990), los olivinos pueden mantenerse en un estado plástico, permitiendo una re-cristalización en algún punto de residencia dentro del sistema magmático (Sen, 1990).

Bow *and* Geist (1992) propusieron que los xenolitos de la isla Floreana pertenecientes al grupo Al-augita tienen un origen ligado al sistema magmático de la isla, debido a que su química mineral se encuentra dentro de los rangos reportados para los fenocristales contenidos en las lavas que afloran en ésta, no así, los del grupo Cr-diópsido estarían relacionados a magmas más primitivos.

#### 4.1.1.2 Grupo Cr-diópsido

Incluye la hazburgita X2, la dunita X1-D y la wehrlita poikilitica X1-4A. Estas rocas contienen diópsidos ricos en Cr y Al, con  $\text{TiO}_2 < 0.5\%$  en peso y número #Mg entre 0.86 y 0.90; los cuales poseen un #Mg levemente mayor que los olivinos coexistentes (#Mg entre 0.85 y 0.89), lo que sería normal en este tipo de rocas (Pearson, 2003).

Los números #Mg observados en los silicatos de este grupo, son inferiores a los esperados para un xenolito mantélico, que deberían estar en el rango de #Mg entre 0.91 y 0.94, pero este rango es difuso y fuertemente dependiente de la naturaleza de la litosfera y su contexto geodinámico (Pearson, 2003).

Las espinelas tienen #Cr entre 0.1 y 0.14, lo cual es muy bajo para xenolitos del grupo Cr-diópsido, no obstante, si consideramos que son de un ambiente de punto caliente oceánico esto sería normal, ya que Arai (1994) menciona que en este ambiente las espinelas contenidas en peridotitas tienen un índice #Cr entre 0.1 y 0.3 lo que refleja una fuente primitiva. Los pares olivino-espinela contenidos en estas rocas caen dentro del campo de peridotitas de punto caliente oceánico y se proyectan dentro del OSMA (Fig.24).

Si bien la química mineral permite agrupar estos xenolitos en un tipo determinado, cada uno de estos presenta texturas que indican diferentes procesos de formación.

En la wehrlita poikilitica (X1-4A) la textura predominante se interpreta como primaria, ya que no se observaron signos de re-cristalización o de procesos que pudieran haber modificado la textura original. Se observaron leves variaciones entre la composición de los distintos granos poikiliticos, lo que puede estar asociado a diferentes generaciones de granos poikiliticos. En esta roca se observaron zonas de reacción aisladas, lo cual puede explicarse sugiriendo una fusión por descompresión de clinopiroxeno y la generación de vidrio, plagioclasa y espinelas desde el fundido generado (Su *et al.* 2010). Su origen es probablemente cumulítico y las zonaciones existentes en los clinopiroxenos pueden deberse a reacciones postcumulus con líquidos atrapados (Tegner *and* Wilson, 1995).

En la dunita (X1-D) la textura de mosaico equigranular puede ser el reflejo de una poligonización de granos de gran tamaño, lo cual obliteró la textura y modificó la composición de la roca original. La presencia de venillas rellenas de vidrio sugieren procesos de fusión parcial que dieron lugar al vidrio que se infiltró. Diversos autores han postulado que en este tipo de rocas las venillas pueden llegar a formar canales que permiten el ascenso de los magmas (e.g Watson, 1982; Morgan, 2003).

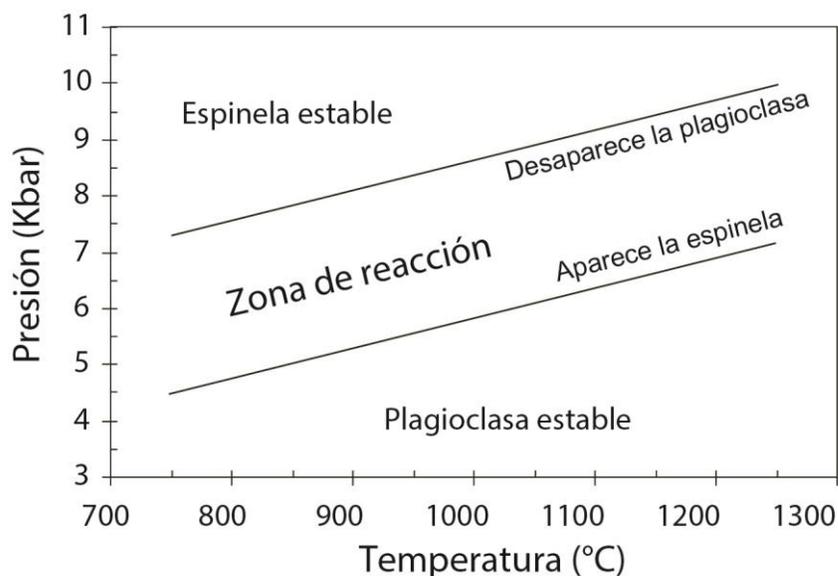
En esta dunita se observó un leve bandeamiento, el cual se interpretó como un layering magmático dado que los cristales no se encuentran deformados, indicando un origen cumulítico. No obstante, no se descarta que esta roca se haya formado producto de la fusión parcial de una hazburgita, en la cual el ortopiroxeno se consumió dando lugar los piroxenos secundarios.

En la hazburgita (X2) la textura también es mosaico equigranular, pero se preservan grandes porfiroclastos de ortopiroxenos, los cuales están parcialmente reabsorbidos y en algunos casos desagregados pero manteniendo su continuidad óptica. La presencia de olivinos poligonales sugiere que estos se formaron producto de la poligonización de cristales de mayor tamaño. Al igual que en la dunita existen venillas alineadas, pero estas además de estar rellenas por vidrio, generaron una re fertilización dada por una población de clinopiroxeno secundario en el halo. Dentro de las venillas aún se preservan las formas de los cristales ya remplazados casi en su totalidad por vidrio. Suponiendo que los porfiroclastos existentes son de origen primario, ésta se debió haber formado a partir de otra hazburgita con tamaño de grano más grueso.

#### 4.1.2 Composición química de plagioclasas

Los xenolitos estudiados pueden ser considerados libres de plagioclasas, no obstante, se encontraron plagioclasas secundarias en bordes de reacción en las wehrlitas y en la hazburgita. Estas plagioclasas representan un porcentaje marginal en las rocas.

La formación de plagioclasa está limitada por un rango de presión y temperatura acotado como se muestra en la Figura 25, por lo que su presencia en las rocas indicadas se podría relacionar con una re-cristalización local en zona de reacción.

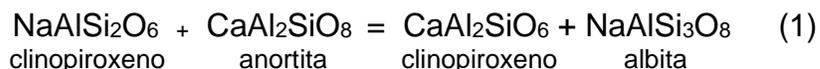


**Figura 25.** Zonas de estabilidad mineral modificado de Lyons et al., 2007 para la isla Floreana.

La reacción que habría dado lugar a estas plagioclasas se puede expresar de la siguiente forma:

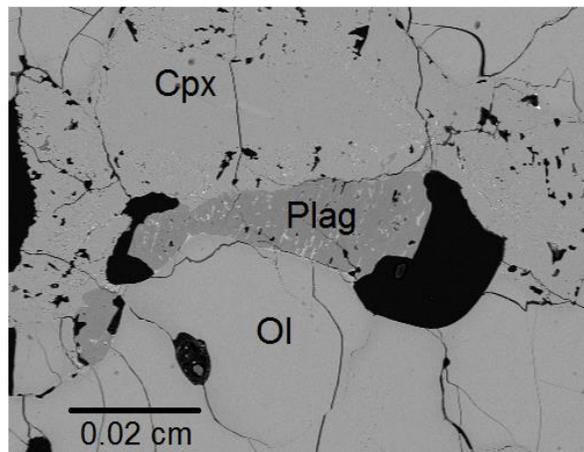


La cual está controlada por la partición de Na-Ca (1) y Cr-Al (2) entre las fases minerales que participan:



En las muestras se observó que la plagioclasa casi siempre está en equilibrio con olivino y en desequilibrio con piroxenos (Fig. 9-B), aunque no siempre se observan espinelas. La mayor parte de las plagioclasas se observaron como microlitos en bordes porosos en clinopiroxenos.

La reacción mencionada es altamente dependiente de la presión (Borghini *et al.*, 2009) y las variedades más cálcicas solamente son estables a bajas presiones. Las composiciones de las plagioclasas analizadas varían entre An 0.48 (labradorita) a An 0.75 (bitownita) lo que según Borghini *et al.* (2009) deberían corresponder a reacciones ocurridas a presiones superiores a 3 Kbar. Lo más probable es que estas reacciones hayan ocurrido durante el ascenso de los xenolitos hacia la superficie. Se presume que estas relaciones están controladas por la existencia de fluidos que reaccionaron con los minerales encajantes generando las plagioclasas, posiblemente relacionados con fusión por descompresión como sugiere la presencia de vesículas y bordes porosos en clinopiroxeno (Fig.26).



**Figura 26.** Microfotografía de electrones retrodispersados obtenidas usando SEM, zona de reacción con plagioclasa (Plag), clinopiroxeno (Cpx), olivino (Ol), en negro se observan vesículas.

#### 4.1.3 Geotermobarometría de silicatos y espinelas

Existen muchos geotermómetros calibrados para xenolitos ultramáficos, pero para el caso de la geobarometría, lamentablemente solo es posible de realizar con exactitud en las facies con granates. No obstante, existe un método para realizar cálculos en facies de espinela (que es el caso de este estudio) mediante el geobarómetro de intercambio de calcio entre olivino y clinopiroxeno, pero este último al ser muy sensible a la temperatura, se suele considerar un método cualitativo (Pearson, 2003).

En las wehrlitas protogranulares X1-3A y X1-3B se estimó la temperatura mediante el geotermómetro de cristalización en clinopiroxenos (Kertz, 1982), obteniendo un rango entre los 970 y 1340°C, mientras que con el geotermómetro “par olivino-espinela” (Ballhaus *et al.*, 1991) se obtuvieron temperaturas cercanas a 770°C. No se consideró válido establecer un equilibrio entre olivino y clinopiroxeno debido a que no están en equilibrio. Estas temperaturas fueron interpretadas como un reflejo de los múltiples episodios de cristalización y fusión-parcial acontecidos a estas rocas, así como, de procesos de re-equilibrio en estado sólido durante su enfriamiento. Como no fue posible acotar la temperatura, la presión fue estimada utilizando el alto contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5-8% en peso.) en clinopiroxenos, empleando el geobarómetro de clinopiroxeno-liquido de Putirka (2008), mediante el cual se estimaron presiones superiores a 3 Kbar.

En la wehrlita poikilitica X1-4A la temperatura estimada con el geotermómetro de cristalización de clinopiroxenos está en el rango entre los 907 y 1040° C, detectando al menos tres poblaciones: ~910°C, ~1000°C, ~1040°C, lo que indica diferentes generaciones de granos poikiliticos. La temperatura estimada mediante el geotermómetro “par olivino-espinela” fue de 954°C. Mientras la presión estimada fue sobre 7 kbar utilizando también el geobarómetro de clinopiroxeno-liquido de Putirka (2008).

En la dunita se obtuvieron temperaturas de ~1000°C, utilizando el geotermómetro de dos piroxenos y el de cristalización de clinopiroxeno. La temperatura estimada mediante el geotermómetro par olivino-espinela fue de 836°C. Estas temperaturas pueden ser reflejo de un re-equilibrio relacionado con la formación de las venillas existentes. La presión fue calculada usando el geobarómetro de intercambio de calcio entre olivino y clinopiroxeno obteniendo un rango entre 3 y 8 Kbar.

En la hazburgita (X2) se estimó una temperatura de 1093°C con el geotermómetro de dos piroxenos (Kohler *and* Brey ,1990), mientras que con el de cristalización de clinopiroxeno 1380°C (utilizando piroxeno secundario). Estas diferencias pueden ser atribuidas a los errores asociados de los métodos empleados y a los re-equilibrios ocasionados por procesos posteriores a la formación de la roca, como por ejemplo re-fertilización. La presión fue calculada usando el geobarómetro de intercambio de calcio entre olivino y clinopiroxeno obteniendo 12 kbar. No obstante, si se utilizan temperaturas más cercanas la temperatura teórica de cristalización, ~1300°C (Ghiorso *et al.* 1995) se obtienen presiones sobre 20 kbar.

En la tabla 4 se muestra un resumen de las temperaturas calculadas mediante los diferentes sistemas. En trabajos anteriores se reportan temperaturas en el rango de 950 a 1048°C utilizando el geotermómetro de dos piroxenos y 766 a 971°C utilizando el geotermómetro de espinela-olivino (Lyons *et al.*, 2007), las cuales fueron interpretadas como un registro de procesos magmáticos posteriores o re-equilibrios en estado sólido. Mientras que las presiones reportadas están en el rango entre 5 y 20 kbar (Bow *and* Geist, 1992).

**Tabla 4.** Condiciones de presión-temperatura calculadas mediante geotermobarometría para cada xenolito.

	Temperatura (°C)			Presión [Kbar]	
	Opx-Cpx [KB90]	Cpx [KE82]	Ol-Esp [BA91]	Ol-Cpx [KB90]	Ol-Cpx [Pu08]
Error	±30	±60	±30	±1.7	±3.8
Wehrlita protogranular <b>X1-3A</b> <b>X1-3B</b>		970 a 1340 1062 a 1284	768 772	>3 >3	
Wehrlita poikilitica <b>X1-4A</b>		907 a 1040	954	>7	
Hazburgita <b>X2</b>	1093	1380		12.2	12
Dunita <b>X1-D</b>	1004	1002	836	3	8

\*[KB90]: Kohler *and* Brey (1990). [KE82]: Kertz (1982).  
[BA91]: Ballhaus *et al.*(1991). [Pu08]:Puritika (2008).

Considerando los errores asociados a los métodos utilizados ( $\pm 1.7$  kbar) para la determinación de las presiones de equilibrio: las wehrlitas protogranulares y la dunita deberían haberse equilibrado a profundidades mayores a 6 Km, la wehrlita poikilitica a una profundidad mayor a 16 Km y la hazburgita a una profundidad mayor a 30 km.

En la zona sur del archipiélago de Galápagos la transición manto corteza (i.e moho) se encuentra aproximadamente a 16 km de profundidad (Feighner *and* Richards, 1994), mientras que el límite de la astenosfera está entre los 50 y 70 km (Villagomez *et al.*, 2007).

En vista a las evidencias expuestas con anterioridad, se sugiere que las wehrlitas y la dunita se habrían equilibrado en la corteza inferior o en la transición corteza-manto, mientras que la hazburgita se habría equilibrado en el manto superior.

#### 4.1.4 Mineralogía de Sulfuros y temperaturas de equilibrio

Los sulfuros identificados son similares a los reportados por diversos autores en otros xenolitos de rocas ultramáficas (e.g. Guo *et al.*, 1999; Alard *et al.*, 2000; Wang *et al.*, 2009, Saunders *et al.* 2015). En su mayoría estos sulfuros se presentan como granos compuestos, es decir, en cada grano se reconocen más de un tipo de sulfuro lo cual se interpreta como exsoluciones multifásicas a partir del enfriamiento de una solución sólida sulfurada de alta temperatura (Holwell *and* McDonald, 2010).

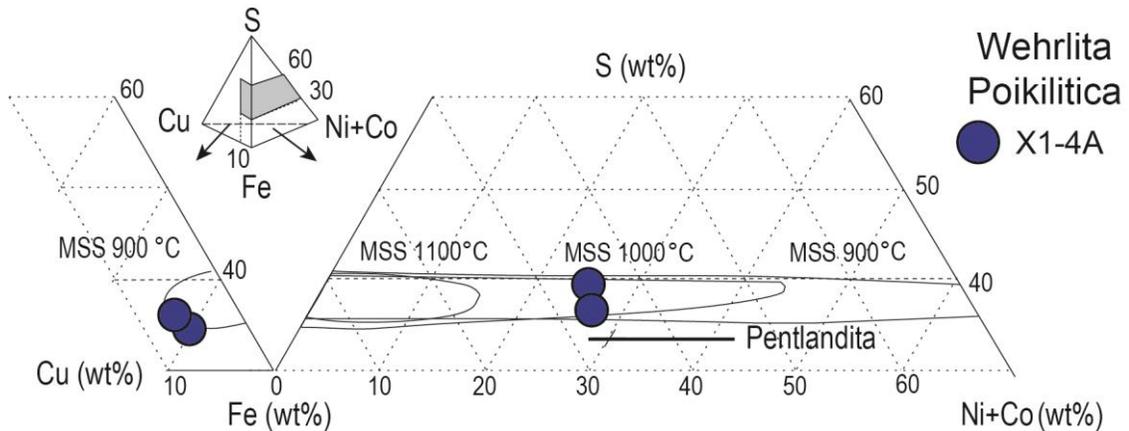
El origen de los sulfuros en general se atribuye a líquidos inmiscibles que quedan atrapados en fases minerales, ya sea como precipitación directa desde el magma parental o desde fluidos metasomáticos posteriores. Este origen está ligado a las posiciones estructurales que ocupan. Cronológicamente los sulfuros incluidos en minerales silicatados suelen ser previos a los que ocupan posiciones intersticiales (Guo *et al.* 1999). Estos sulfuros suelen agruparse entre primarios y secundarios de acuerdo a su origen. Los primarios son granos que precipitaron directamente del magma o que quedaron como inclusiones dentro de fases minerales primarias, mientras que los secundarios migraron a posiciones intersticiales luego de procesos de fusión parcial o cristalizaron a partir de fluidos metasomáticos.

La mayor parte de los sulfuros primarios en las rocas estudiadas se encontraron con algún grado de corrosión o reabsorción, destacando las soluciones mono sulfuradas de alta temperatura, pentlandita, calcopirita y cubanita. Mientras que los sulfuros secundarios se ubican en zonas de reacción, principalmente pirrotina con óxidos de hierro subordinados, probablemente como consecuencia de percolación de fluidos con altas concentraciones de Fe.

Los sulfuros con mayores implicancias petrogenéticas son los primarios, en particular, las fases monosulfuradas de alta temperatura cristalizan entre 1200 y 900° C, registrando cambios composiciones sensibles a la temperatura (Kullerud *et al.*, 1969).

La primera fase monosulfurada en cristalizar es la composición FeS, que cristaliza alrededor de los 1200°C. Al descender la temperatura, el Ni y el Cu entran en la estructura formando MSS *sensu stricto*, la cual contiene <5 % en peso de Cu y hasta un 14 % en peso de Ni a 1100°C. Con enfriamientos posteriores, la solución monosulfurada acepta cada vez contenidos mayores de Cu y Ni, aceptado cerca ~46 % en peso de Ni a los ~1000°C y hasta un 7.5 % en peso de Cu a 935°C. Los residuos cristalizan como solución sólida intermedia (ISS), que corresponde al precursor de alta temperatura de la calcopirita y de la cubanita. Cercano a los 900°C se alcanza la máxima solubilidad de Ni en MSS, pudiendo alcanzar un 60 % en peso, el cual puede ser retenido durante el enfriamiento hasta temperaturas de 700°C (Kullerud *et al.*, 1969; Guo *et al.*, 1999), donde ocurre la exsolución de fases ricas en Ni como la pentlandita. Ya a temperaturas cercanas a los 200°C muchas MSS se transforman a pirrotina acompañadas de fases como calcopirita, cubanita y pentlandita.

Debido a que los sulfuros primarios suelen descomponerse en sulfuros de baja temperatura, las interpretaciones de los sulfuros deben hacerse de acuerdo a la química total de los agregados de sulfuros (Tabla 3). En granos pertenecientes a la wehrlita poikilitica (X1-4A) se realizaron reconstrucciones ponderando la composición química de cada fase por su área relativa dentro del sulfuro. Estas reconstrucciones arrojaron composiciones totales catalogadas como MSS con temperaturas de equilibrio entre 900 y 1000°C (Fig. 27) lo que es consistente con la geotermometría de silicatos, ya que para esta roca mostraron el mismo rango de temperaturas.

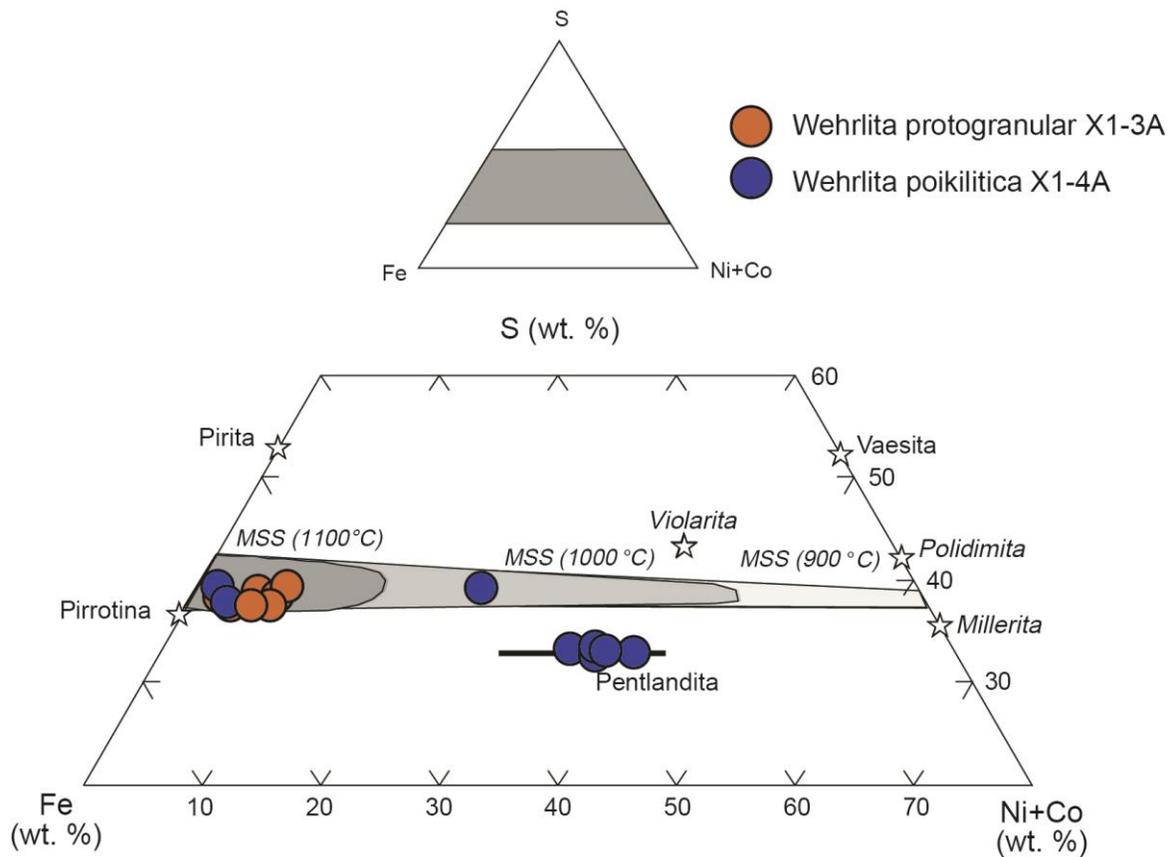


**Figura 27.** Diagrama modificado de Alard et al., 2000 con las composiciones de los sulfuros reconstituidos.

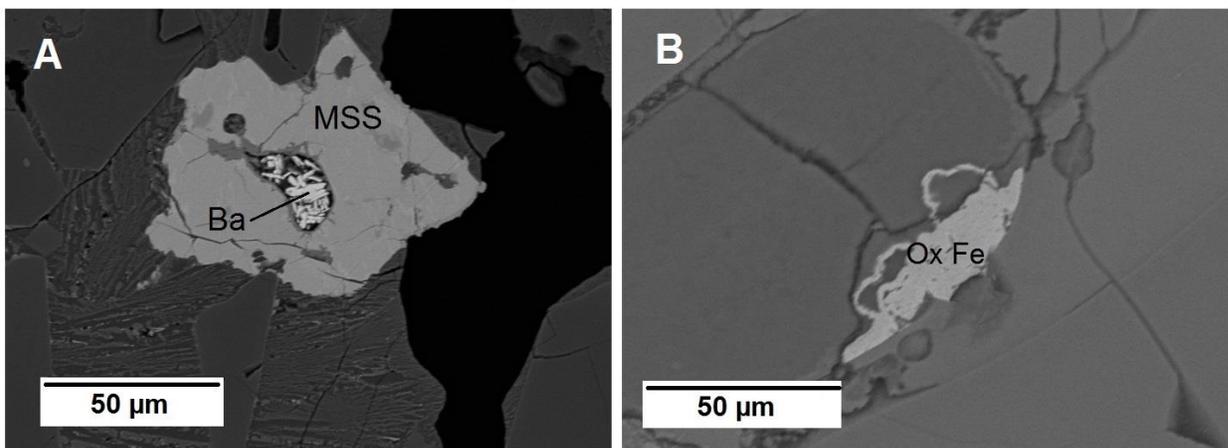
Estas reconstrucciones si bien entregan una buena aproximación de la composición original, no son exactas debido a que se desconoce la geometría 3D de los granos.

También se pueden utilizar fases sin reconstruir para determinar las temperaturas de equilibrio si existe una sola fase en el grano. En la Figura 28, se observan los granos relativos a las wehrlitas (X1-3A y X1-4A). Donde se aprecia que los granos de la wehrlita protogranular X1-3A son todos granos de alta temperatura (<1000°C). En el caso de la wehrlita poikilitica (X1-4A) los granos de alta temperatura (>1100°C) se encontraron como inclusiones, mientras que los de menor temperatura (~1000°C) se encontraron en posiciones intersticiales. Las pentlanditas indican temperaturas menores a 700°C y mayoritariamente son exsoluciones de fases de mayor temperatura (Raghavan, 2004).

En los xenolitos se encontraron indicadores de metasomatismo como la presencia de sulfuros secundarios, los cuales en su mayoría presentaron algún grado de alteración (evidenciado en la pérdida de azufre). Lo que puede ser atribuido a la interacción con el magma huésped, que a altas temperaturas puede inducir una volatilización y pérdida de azufre (Harley et al. 2015). Aunque también puede ser acción de procesos supérgenos como sugieren la presencia de baritina y óxidos de hierro secundarios que se asocian con actividad hidrotermal e infiltración de agua meteórica (Fig. 29).



**Figura 28.** Diagrama Fe-S-(Ni+Co) con campos de temperatura para MSS, modificado de Wang et al. 2009.



**Figura 29.** Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM, MSS incluyendo baritina y óxidos de hierro en wehrlitas protogranulares. A.-Un grano de MSS parcialmente re-absorbido en la vecindad de una venilla, con Baritina (Ba). Espinelas con texturas vermiculares. B- Óxido de hierro (Ox Fe) en fractura, reemplazando espinela. Ba, Baritina; Cpx, clinopiroxeno.

#### 4.1.5 Metales nobles y elementos fuertemente calcófilos en sulfuros

En los xenolitos de rocas ultramáficas las concentraciones de metales nobles están controladas por los sulfuros accesorios (Ballhaus *et al.*, 2001; Wang *et al.*, 2009; Harvey *et al.*, 2015) y en menor medida por minerales del grupo del platino (Luguet *et al.*, 2007). Experimentalmente se ha determinado una partición de estos elementos entre los sulfuros/silicatos sobre  $5 \times 10^4$  (Harvey *et al.*, 2015).

Estos metales nobles suelen particionarse durante el enfriamiento de los líquidos sulfurados. El Os, Ir, Ru y Rh suelen quedar retenidos en la fase de cristalización temprana, correspondiente a MSS, por lo que posteriormente, se encontrarían como inclusiones en pirrotina y pentlandita, que serían la transformación de la MSS a bajas temperaturas, mientras que el Pt, Pd y Au serían más compatibles con la fase residual alta en Cu, la que a bajas temperaturas forma calcopirita y cubanita (Holwell and McDonald, 2010). En cambio, los elementos fuertemente calcófilos (Se, Te) están controlados no solo por las fases sulfuradas, sino también los seleniuros y telurios incluidos en silicatos (Harvey *et al.*, 2015).

Las concentraciones de metales nobles en las fases sulfuradas deberían mostrar un enriquecimiento de 10 a 1000 veces con respecto a los valores característicos del PUM, *primitive upper mantle*, (Wang *et al.*, 2009), pero los valores registrados en los xenolitos estudiados son comparativamente más bajos que otros valores reportados (Tabla 5). En las wehrlitas protogranulares estos valores llegan a ser hasta dos órdenes de magnitud menores, mientras en la wehrlita poikilitica se han identificado concentraciones comparables con los valores reportados por otros autores, pero menores a lo esperado en sulfuros primarios (e.g Wang *et al.*, 2009; Alard *et al.*, 2000).

Para el cálculo de los valores típicos del PUM se utilizaron rocas seleccionadas sin aparentes signos de metasomatismo, lo cual no es el caso de las rocas en estudio, las que en su mayoría han sido afectadas por percolación de fluidos y recristalización provocando la disolución y re-movilización de los sulfuros. En este tipo de xenolitos es esperable una gran dispersión en las concentraciones de metales nobles (Harvey *et al.*, 2015).

Una dispersión en las concentraciones de metales nobles es apreciable en las wehrlitas protogranulares, en las cuales existe un amplio rango en los valores de las razones de metales nobles más utilizadas, como por ejemplo la de  $(Pd/Pt)_n$  (Fig.30).

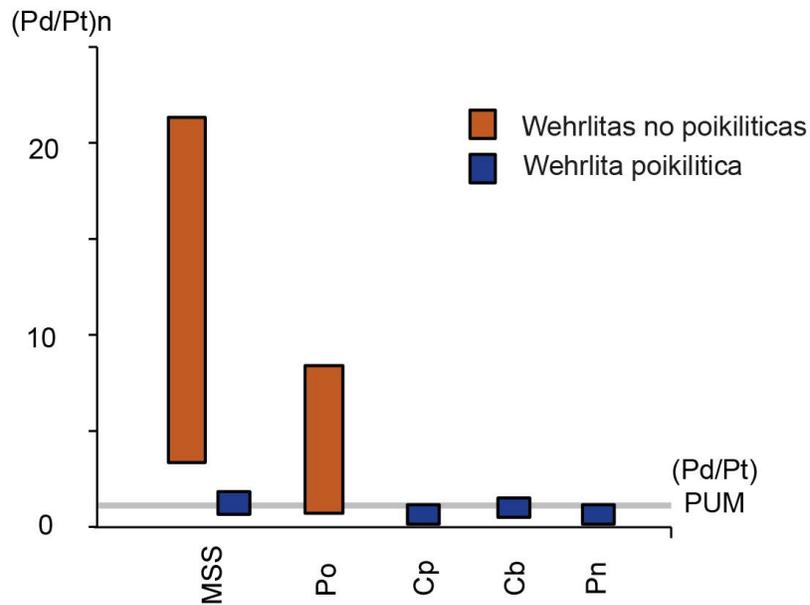
**Tabla 5.** Contenidos de metales nobles en sulfuros. Valores relativos a distintos ambientes geodinámicos.

MSS=Fase mono sulfurada; Cp=Calcopirita; Cb=Cubanita; Pn=Pentlandita; Po=pirrotina; alt=alterado.

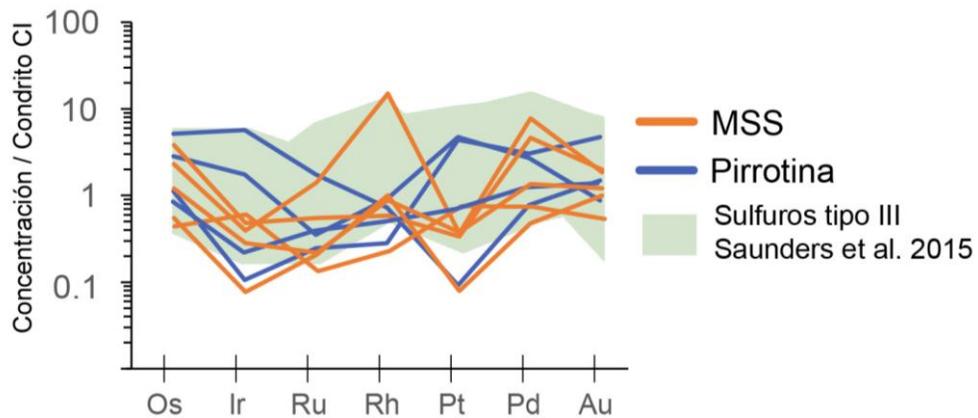
Sulfuro	Os (ppm)	Ir (ppm)	Ru (ppm)	Rh (ppm)	Pt (ppm)	Pd (ppm)	Au (ppm)
<b>Macrocristales de olivino; Udachnya pipe, Siberia. (1)</b>							
MSS+Cp	824 ±81	1,049 ±60	523 ±29	58 ±4	95 ±5	5.6 ±0.3	0.16 ±0.01
MSS	835 ±82	1,104 ±80	531 ±31	73 ±5	118 ±5	0.23 ±0.04	0.13 ±0.01
<b>Peridotita con granate; Frank Smith pipe, Kaapvaal. (1)</b>							
MSS (alt)	4.8 ±0.4	5.5 ±0.2	8.4 ±0.5	1.3 ±0.1	1.2 ±0.06	5.6 ±0.4	0.07 ±0.01
MSS (alt)	5.3 ±0.4	6.8 ±0.2	8.2 ±0.4	1.3 ±0.1	0.56 ±0.03	5.9 ±0.4	0.03 ±0.01
<b>Xenolitos mantélicos; basaltos alcalinos, Este de Australia. (1)</b>							
MSS	62 ±6	76 ±5	75 ±6	11 ±1	28 ±3	15 ±1	1 ±0.1
Pn	1.3 ±0.2	1.9 ±0.2	2.3 ±0.1	0.39 ±0.06	<0.46	35 ± 2	1.8 ±0.1
<b>Xenolitos mantélicos; Basaltos alcalinos; isla Penghu. (2)</b>							
Fe-MSS (n=4)	65.9 ±2.9	17.3 ±1.6	44.2 ±1.7	6.3 ±0.45	21.2 ±2.7	9.6 ±0.6	0.23±0.09
Ni-MSS (n=3)	5.3 ±1.1	1.6 ±0.4	23.7 ±1.6	2.72 ±0.42	10.3 ±0,8	15.9 ±1.2	0.72 ±0.05
<b>Lherzolita; macizo orogénico, Pirineos. (1)</b>							
Pn (n=6)	3.0 ±0.7	3.2 ±0.4	6.6 ±1.7	1.03 ±0.3	0.34 ±0.29	6.4 ±2.7	<0.05
<b>Wehrlitas protogranulares; basaltos alcalinos, isla Floreana.</b>							
MSS (n=4)	0.82 ±0.5	0.17 ±0.1	0.36 ±0.18	0.46 ±0.09	0.39 ±0.68	1.65 ±0.38	0.19 ±0.18
Po (n=4)	1.28 ±0.73	0.81 ±0.58	0.51 ±0.14	0.08 ±0.01	2.6 ±4.5	1.12 ±0.26	0.3 ±0.4
<b>Wehrlita poikilitica; basaltos alcalinos, isla Floreana.</b>							
Pn	13.8 ±14	14.7 ±17.3	7.24 ±3.37	0.77 ±0.16	18.12 ±9.2	2.3 ±0.6	0.67 ±1.63
Cp	37 ±29	14.3 ±12.7	11.6 ±4	1.67 ±0.33	88.8 ±9.6	22.2 ±5.8	0.9 ±1.1
Cb	4.9 ±3.8	0.78 ±0.97	3.1 ±2.1	0.42 ±0.14	4 ±18	2,38 ±0.92	80.3 ±17.9
MSS	6.6 ±7.7	1.79 ±2.45	4 ±2.2	0.26 ±0.06	27 ±7.8	7.06 ±2.07	1.61 ±4.35

(1) Alard *et al.* 2000; (2) Wang *et al.* 2009

En estas rocas, los patrones muestran bajos contenidos de EGP (Fig. 31) y la morfología de los patrones evidencia diferentes tendencias dentro de una misma fase, lo que puede ser atribuido a distintas generaciones de sulfuros. Estos sulfuros se encuentran en el campo de los sulfuros tipo III descrito por Saunders *et al.* (2015), los que serían sulfuros secundarios pertenecientes a rocas afectadas por procesos de metasomatismo, caracterizados por tener bajos contenidos de Os (en promedio  $1.3 \pm 1.1$  ppm) y contenidos comparativamente mayores de elementos calcófilos móviles (As, Ag, Pb, Bi) que otros tipos de sulfuros (Saunders *et al.*, 2015), lo cual puede ser enmascarado producto de alteración causada por aguas meteóricas (Harley *et al.* 2015).



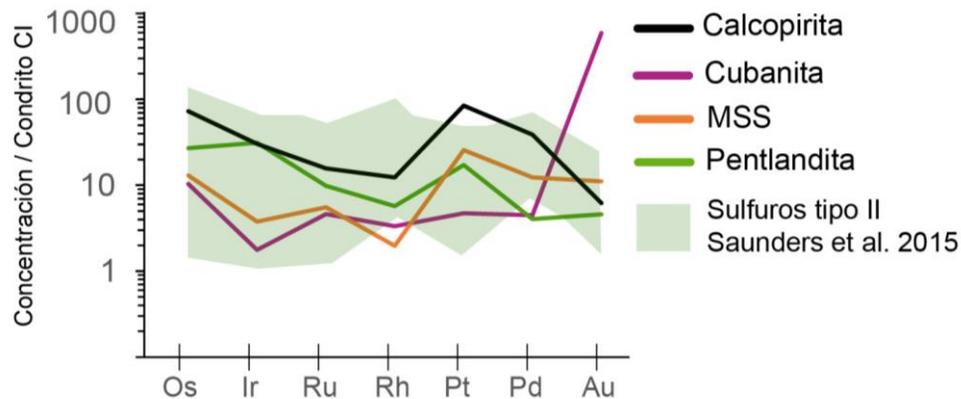
**Figura 30.** Gráfico que evidencia la dispersión en la razón  $(Pd/Pt)_n$ . Barras indican rango de valores en que se ubican los sulfuros analizados. MSS=fase mono sulfurada; Po=pirrotina; Cp=Calcopirita; Cb=cubanita; Pn=pentlandita.



**Figura 31.** Patrones de metales nobles relativos a las wehrlitas protogranulares (X1-3A, X1-3B) con campo de sulfuros tipo III de Saunders et al. (2015).

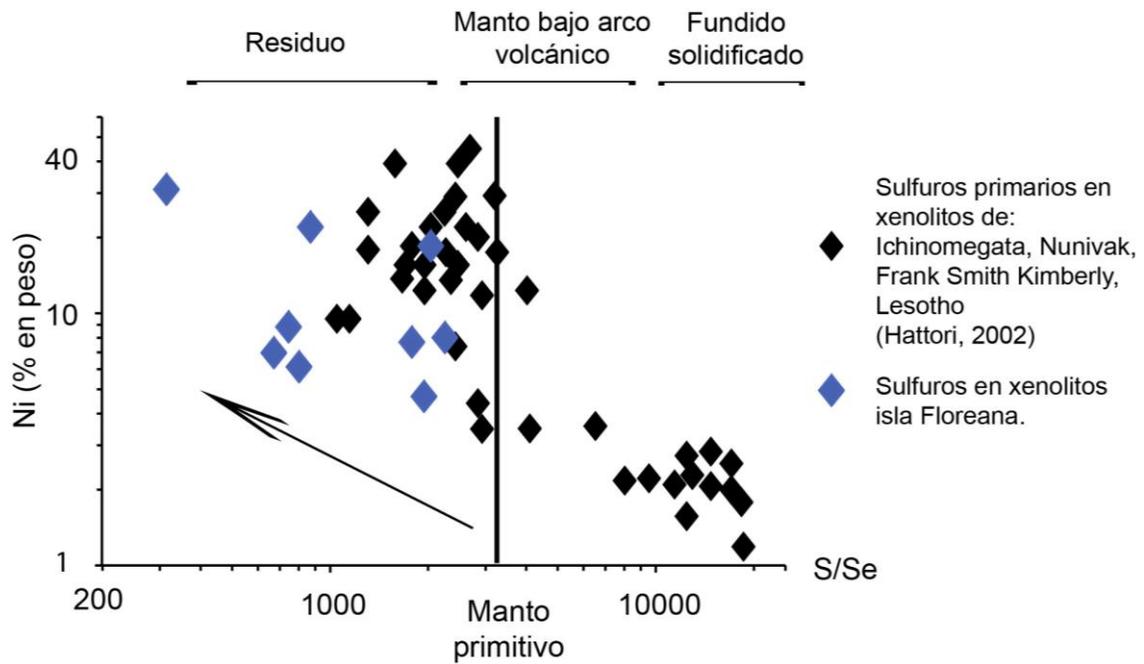
Los patrones relativos a la wehrlita poikilitica muestran una tendencia única que se evidencia en la pendiente negativa observada en los elementos de subgrupo del Ir (EGPI: Os, Ir, Ru). Estos patrones están incluidos dentro de los sulfuros tipo II (Fig.32) descritos

por Saunders *et al.* (2015), los cuales tendrían un origen relacionado con la interacción entre sulfuros residuales y fluidos metasomáticos. Estos sulfuros se caracterizan por altas concentraciones de elementos calcófilos, en especial Cu, y altos contenidos de EGPI (Saunders *et al.*, 2015), lo que sugiere que todos los sulfuros presentes en estas wehrlitas no tienen concentraciones de metales nobles típicas de sulfuros mantélico libres de metasomatismo.



**Figura 32.** Patrones de metales nobles relativos a la wehrlita poikilitica (X1-4A), con campo de sulfuros tipo II de Saunders *et al.* (2015).

Los valores de S/Se-Te son utilizados para determinar la naturaleza del fundido; la interacción con fundidos subsaturados de azufre y, grados de fusión parcial (Hattori, 2002). Las razones S/Se registradas son todas sub-condriticas, en especial en la wehrlita poikilitica. Las bajas razones S/Se <2500, sugieren que los sulfuros cristalizaron a partir de un líquido residual (Fig.33; Hattori, 2002; Lorand, 2010).

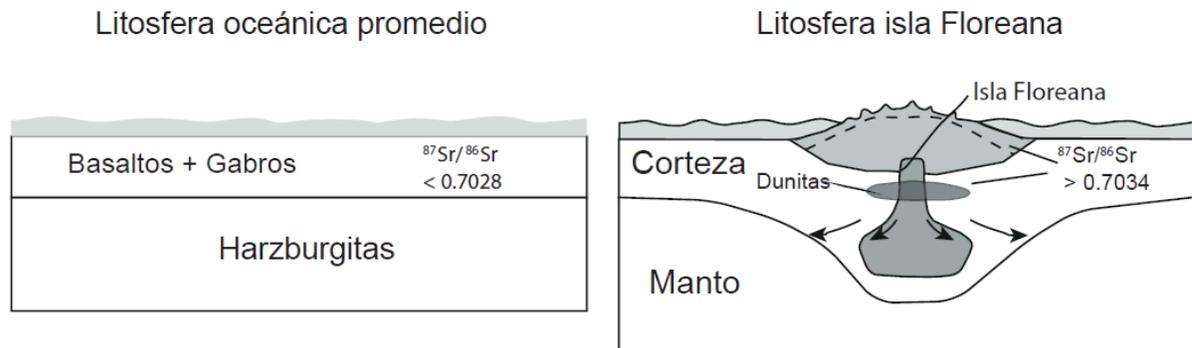


**Figura 33.** Diagrama Ni (% en peso v/s S/Se, mediciones in situ en sulfuros. Modificado de Hattori (2002).

Las razones Se/Te son altas con valores superiores a 40, sin que esto implique un empobrecimiento de Te, estos altos valores están acompañados por un notable enriquecimiento de Pt, Au y Ag. Una posible explicación sería la presencia de pequeñas inclusiones de telurios y seleniuros. Estas inclusiones o “*micro-nugget*” pueden estar presentes de forma diseminada en toda la roca por lo que en general se utilizan razones Se/Te en roca total para realizar interpretaciones (Lorand *et al.*, 2011). La mayor concentración de Te en los sulfuros de Cu sugiere una mayor afinidad de este elemento por los líquidos sulfurados altos en Cu (Lorand *et al.*, 2011).

## 4.2 Origen de los xenolitos

Teniendo en cuenta que los xenolitos son trozos de roca que fueron transportados a la superficie por un magma, debemos considerar todas las fuentes en un ambiente de punto caliente. En la Figura 34 se muestra un esquema representativo de la litosfera de Floreana donde se aprecia una litosfera oceánica promedio y la litosfera engrosada de la isla Floreana.



**Figura 34.** Esquemas representativos de la litosfera para la isla Floreana. Modificado de Lyons (2007).

En un ambiente de punto caliente, los xenolitos pueden ser traídos a la superficie desde profundidades mayores a 80km. Posiblemente el punto más profundo de procedencia es la primera zona de acumulación de magma, el cual debería estar ubicado a una profundidad igual a la de los terremotos más profundos registrados (transición frágil dúctil), que para la isla Floreana se ubica a unos 50-70km de profundidad en facies de espinela (Harpp et al. 2014). El segundo punto de acumulación en muchos de estos sistemas se ubica en la transición corteza-manto, mientras que el último punto de acumulación está dado por las cámaras magmáticas someras en la corteza.

En este trabajo no se analizaron los elementos del grupo de las tierras raras presentes en las distintas fases minerales, lo cual podría haber entregado valiosa información genética, no obstante se han generado suficientes evidencias para asignar un origen.

Las wehrlitas protogranulares X1-3A y X1-3B como se mencionó anteriormente, tienen cristales con una química similar a los encontrados en las lavas de Floreana, y un carácter cumulítico, que explica las bajas cantidades de metales nobles presentes. Los diferentes eventos de fusión parcial removilizaron a los sulfuros, encontrándolos en múltiples posiciones estructurales. Se destaca la gran cantidad de pirrotita y óxidos de hierro que podrían ser una evidencia de un metasomatismo que enriqueció en Fe estas rocas.

Se postula para estas rocas un origen ligado al sistema magmático de la isla Floreana relacionado a una cámara magmática, donde por procesos de fraccionamiento magmático se habrían formado estas rocas cumulíticas, aunque no se descarta la posibilidad de que se formaran por la re-fertilización y asimilación de otro tipo de peridotita. Por las temperaturas y presiones estimadas, estas rocas debieron equilibrarse en la base de la corteza de Floreana.

La wehrlita poikilitica X1-4A es una de las rocas más primitivas dentro del grupo estudiado. La textura de esta roca puede deberse a la interacción con fluidos sobresaturados en clinopiroxeno. La composición de los sulfuros y las razones S/Se sugieren que esta roca cristalizó a partir de un fundido residual. Dadas las condiciones P-T calculadas, esta roca debería haberse equilibrado a profundidad superior a los 16 km y no mayor a los 30km, lo cual sería el límite para la generación de rocas cumulíticas (Bohrson and Clauge, 1988). Probablemente esta roca este asociada con un reservorio magmático profundo en el que los xenolitos se estancan; probablemente en la transición corteza manto.

A partir de evidencias texturales y químicas la dunita X1-D, se interpretó como una roca cumulítica generada en una cámara magmática profunda, aunque no se descarta que podría haberse formado a partir de la fusión parcial y re-cristalización de una peridotita (posiblemente una hazburgita). Aunque no se logró acotar la profundidad de forma precisa, lo más posible es que se haya formado dentro de la corteza de Floreana en la zona de dunitas (Fig.31) descrita por Lyons (2007), que se habría formado durante el engrosamiento de la corteza producto del aporte magmático. El bandeamiento puede explicarse como consecuencia de un *layering* magmático o como consecuencia de la compresión causada por el peso del edificio volcánico de la isla.

La hazburgita (X2) es la roca cuya mineralogía, indica la mayor presión (12 kbar) y temperatura (~1100°C) de equilibrio dentro de las muestras estudiadas. Esta roca se equilibró a una profundidad superior a los 30km y considerando el espesor de la corteza de Floreana es cercano a los 16km (Harpp et al. 2014). Esta roca puede considerarse un xenolito mantélico proveniente del manto superior. Se interpretó que ésta hazburgita fue re-fertilizada, producto de la infiltración de fundido (presencia de venillas rellenas con vidrio) que reaccionó con los minerales de la roca, generando una fusión parcial local y la cristalización de clinopiroxeno secundario

. La hazburgita posiblemente es una roca perteneciente a la litosfera oceánica bajo Floreana y el metasomatismo observado es una consecuencia de la interacción con el sistema magmático de la isla Floreana.

La edad del evento de extracción de estos xenolitos desde su fuente, no se conoce, pero se estima que debe ser igual o inferior a 14Ma que es la edad asignada a la isla Floreana (Bow and Geist, 1992).

### 4.3 Procesos de concentración de metales nobles

La concentración de metales nobles en el manto está controlada por el grado de fusión parcial de las rocas, así como, por procesos secundarios de metasomatismo que pueden producir re-fertilización; y si bien los contenidos normales de estos metales en el manto son bajos, se pueden generar enriquecimientos productos de la re-movilización de sulfuros primarios y la generación de líquidos sulfurados enriquecidos.

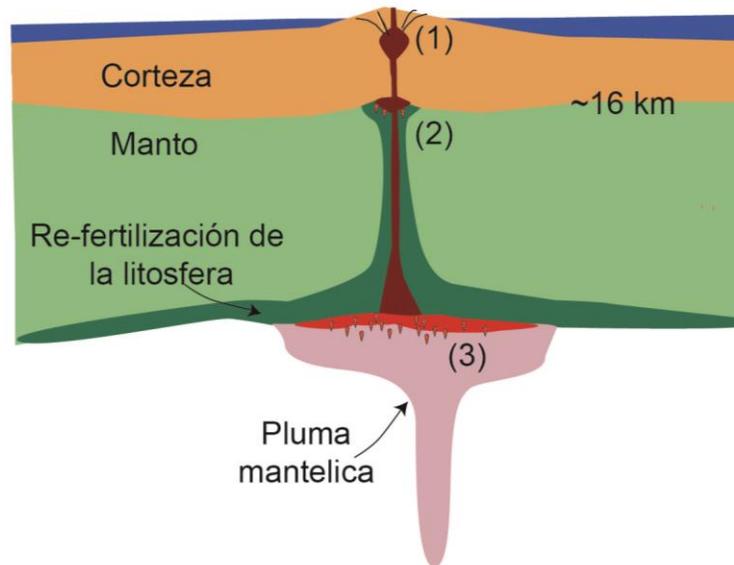
Yacimientos con una conexión directa ligada a un enriquecimiento mantélico de metales son los relacionados con pipas volcánicas. Un ejemplo de esto se encuentra en la zona de Ivrea-Verbano, en los Alpes italianos, donde en un cuerpo de peridotitas enriquecidas en Al, Ca, Fe, alberga un yacimiento de Ni-Cu-EGP (Locmelis, 2015).

Griffin *et al.* (2013), postula que podría existir una conexión entre un enriquecimiento de Au en el manto, con la posterior generación de los depósitos en superficie, como los tipo pórfido Au, epitimales Au y hasta depósitos orogénicos como los tipo carlín.

Evidencias de xenolitos enriquecidos en Au provenientes del manto bajo las zonas donde se ubican estos depósitos de Au, se han encontrado en cratón del norte de China en los cuales se reportan valores de 14 ppb en roca total y 5 ppm para sulfuros primarios. Otras localidades con xenolitos enriquecidos en Au se conocen en Sudafrica (Kaapvaal) y Finlandia (Kerelian) (Griffin *et al.*, 2013).

En el caso de los xenolitos estudiados se encontró un posible enriquecimiento evidenciado en un sulfuro perteneciente a la wehrlita poikilitica, una cubanita con 80 ppm de Au y 112 ppm de Ag. El hecho que no todos los sulfuros presenten este enriquecimiento puede ser atribuido a distintas generaciones de sulfuros. Este enriquecimiento en caso de existir, dadas las condiciones P-T de calculadas para la wehrlita poikilitica, debería estar ubicado en la transición corteza-manto. Además, es posible que ligada a esta transición, exista un nivel de estancamiento que favorezca la acumulación de líquidos residuales (Fig. 35), el Au quedaría retenido en el líquido residual generando un enriquecimiento en la zona mencionada.

Saunders *et al.* (2015) mencionan que los sulfuros pertenecientes a peridotitas que no han sido afectadas por metasomatismo tienen mayor concentración de Au, por lo que el Au quedaría retenido en algún punto de la litosfera. También agregan que algunas peridotitas afectadas por metasomatismo contienen una población secundaria de sulfuros enriquecidos en Au, evidenciando que estos fluidos enriquecidos pueden ser movilizados en zonas donde ocurre un metasomatismo



**Figura 35.** Esquema litosfera de isla Floreana.  
 (1) Cámara magmática superficial a ~9km de profundidad (Harpp *et al.* 2014). (2) punto de acumulación de magma en la transición corteza manto, zona de posible enriquecimiento en Au. (3) zona de fusión parcial por descompresión adiabática de peridotitas anhidras, bajas tasas de fusión parcial.

Para confirmar la existencia de un enriquecimiento en Au en el manto superior bajo la isla Floreana, se requiere el análisis de un mayor número de muestras y contar con análisis de roca total, ya que el Au puede estar también en teluros incluidos en silicatos. Producto de esto, solamente se plantea la posibilidad de un enriquecimiento en Au.

## 5 Conclusiones

Los xenolitos de rocas ultramáficas estudiados están equilibrados en facies de espinela. Sus texturas y química mineral reflejan una compleja historia que incluye episodios de fusión parcial, re-equilibrios en estado sólido y procesos metasomáticos.

Las rocas mostraron heterogeneidades y marcadas diferencias entre ellas. Estas, se clasificaron en xenolitos del grupo Al-augita y grupo Cr-diópsido (Pearson, 2003):

*En el grupo Al-augita*, con #Mg <85, se clasificaron las wehrlita protogranulares que presentan texturas ígneas y una mineralogía que evidencia disequilibrios; se les asignó un origen cumulítico con una fuente similar a las lavas presentes en la isla Floreana. La química de las espinelas y olivinos de estas muestras se proyectan fuera del campo de peridotitas del diagrama OSMA (Arai, 1994).

*En el grupo Cr-diópsido*, con #Mg >85, se clasificaron tres muestras, (1) la hazburgita con textura de mosaico porfiroclástico a la cual se le asignó un origen mantélico dadas las condiciones P-T estimadas de 12 Kbar y 1093°C; (2) la dunita con textura de mosaico equigranular y bandeamiento, con condiciones P-T estimadas de entre 3 a 8 Kbar y 1004°C, fue asignada a la corteza de la isla Floreana; (3) la wehrlita poikilitica, la cual tendría un origen cumulítico asociado a un reservorio magmático profundo y de naturaleza más primitiva que las lavas de Floreana. Se calcularon temperaturas de equilibrio entre 907 y 1040°C. Estas tres muestras contienen pares olivino-espinela que en el diagrama OSMA se ubican en campo de las peridotitas de punto caliente oceánico (Arai, 1994).

Los sulfuros se presentaron como minerales accesorios en diferentes posiciones estructurales, destacando por su abundancia a los sulfuros en zonas de reacción y a los incluidos en silicatos, encontrándose como granos individuales o como agregados con más de una fase. En orden de abundancia estos sulfuros son: pirrotina, MSS, pentlandita, calcopirita, cubanita y sugaikiita.

En la wehrlita poikilitica fue posible realizar un análisis completo de estos sulfuros, realizando reconstrucciones y determinando temperaturas en el rango de 900 a 1000°C consistente con la geotermometría de silicatos. Además los patrones de EGP mostraron la partición típica según la afinidad con las fases sulfuradas y contenidos representativos de un origen asociado a un magma residual. En las wehrlitas protogranulares los sulfuros evidenciaron patrones de metales nobles típicos de sulfuros secundarios, originados a partir de fluidos metasomáticos. Para el resto de las rocas analizadas la alteración presente no permitió realizar interpretaciones.

Para la wehrlita poikilitica se observó un posible enriquecimiento en Au, el cual podría indicar un enriquecimiento en la transición corteza-manto bajo la isla Floreana, no obstante, se requiere mayor información para confirmar esta hipótesis.

Este estudio permitió asignar un origen a cada xenolito ubicándolo en diversas posiciones dentro de la litosfera de la isla Floreana, pero quedan muchas interrogantes

no tratadas, relativas al equilibrio químico con el fundido, las inclusiones fluidas y vítreas, el contenido de tierras raras en silicatos y la química de roca total; que quedan propuestas para desarrollar futuros estudios.

## 6 Bibliografía

Arai, S. (1994). Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology* 113, 191-204.

Alard, O., Griffin, W. L., Lorand, J. P., Jackson, S. E., & O'Reilly, S. Y. (2000). Non-chondritic distribution of the highly siderophile elements in mantle sulphides. *Nature*, 407(6806), 891-894.

Ballhaus C., Berry R. F., and Green D. H. (1991) High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen barometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 27–40.

Ballhaus, C., Tredoux, M. & Spaeth, (2001) A. Phase relation in the Fe-Ni-cu-PGE-S system at magmatic temperature and application to massive sulfide ores of Sudbury Igneous Complex. *J. Petrol.* 42, 1991–2026.

Barnes S. J. and Roeder P. L. (2001) The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.* 42, 2279–2302.

Bianco, T.A., G. Ito, J.M. Becker, and M.O. Garcia (2005), Secondary Hawaiian volcanism formed by flexural arch decompression, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6 (8), 1–24, doi:10.1029/2005GC000945.

Bohrson, W. A., & Clague, D. A. (1988). Origin of ultramafic xenoliths containing exsolved pyroxenes from Hualalai Volcano, Hawaii. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100(2), 139-155.

Borghini, G., Fumagalli, P., & Rampone, E. (2010). The stability of plagioclase in the upper mantle: subsolidus experiments on fertile and depleted lherzolite. *Journal of Petrology*, 51(1-2), 229-254.

Bow, C.S., and Geist, D.J., (1992), Geology and petrology of Floreana Island, Galápagos Archipelago, Ecuador, in Geist, D., and White, C., eds., Special issue in honour of Alexander R. McBirney: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 52, p. 83–105.

Brey G. and Köhler T. (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II: New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.* 31, 1352–1378.

Feighner, M.A., and M.A. Richards (1994), Lithospheric structure and compensation mechanisms of the Galápagos Archipelago, *Geology*, 99, 6711–6729.

Ghiorso, M. S., & Sack, R. O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2-3), 197-212

- Griffin WL, Begg GC, O'Reilly SY (2013) Continental-root control on the genesis of magmatic ore deposits. *Nat Geosci* 6:905–910, doi: 10.1038/NGEO1954
- Graham DW, Christie DM, Harpp KS, Lupton JE , (1993), Mantle plume helium in submarine basalts from the Galápagos platform. *Science* 262:2023-2026.
- Guo, J., Griffin, W. L., & O'Reilly, S. Y. (1999). Geochemistry and origin of sulphide minerals in mantle xenoliths: Qilin, Southeastern China. *Journal of Petrology*, 40(7), 1125-1149.
- Harpp, K. S., Geist, D., Koleszar, A. M., Christensen, B., Lyons, J., Sabga, M., & Rollins, N. (2014). The geology and geochemistry of Isla Floreana, Galápagos: A different type of late-stage ocean island volcanism. *The Galapagos: A Natural Laboratory for the Earth Sciences*.
- Harte, B. (1977). Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths. *The Journal of Geology*, 279-288.
- Harvey J, König S, Luguet A (2015) The effects of melt depletion and metasomatism on highly siderophile and strongly chalcophile elements: S–Se–Te–Re–PGE systematics of peridotite xenoliths from Kilbourne Hole, New Mexico. *Geochim Cosmochim Acta* 166:210–233, <http://dx.doi.org?10.1016/j.gca.2015.06.028>
- Hattori, K. H., Arai, S., & Clarke, D. B. (2002). Selenium, tellurium, arsenic and antimony contents of primary mantle sulfides. *The Canadian Mineralogist*, 40(2), 637-650.
- Holwell, D. A., & McDonald, I. (2010). A review of the behaviour of platinum group elements within natural magmatic sulfide ore systems. *Platinum Metals Review*, 54(1), 26-36.
- Kretz, R. (1982). Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 46: 411-421.
- Köhler, T. P. & Brey, G. P. (1990). Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as geothermobarometer for natural in spinel-wehrlite xenoliths peridotites from 2 to 60 Kb with applications. *Geochimica et Cosmogroup, Antarctica*.
- Kullerud, G., Yund, R. A., and Moh, G. H., (1969), Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S, Fe-Ni-S systems, *in* Wilson, H. D., ed., *Magmatic ore deposits: Economic Geology Monograph*, v. 4, p. 323-343.
- McBirney, A.R., and Williams, H., (1969), Geology and petrology of the Galápagos Islands: Geological Society of America Memoir 118, 197 p.
- McBirney, A.R., & Hunter, R. H. (1995). The cumulate paradigm reconsidered. *The journal of Geology*, 114-122.
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3), 223-253.

- Mercier, J., and Nicolas, A., (1975), Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts: *Journal of Petrology*, v. 16, p. 454–487.
- Morgan, Z., & Liang, Y. (2003). An experimental and numerical study of the kinetics of harzburgite reactive dissolution with applications to dunite dike formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1), 59-74.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.
- Muñoz, D., (2014) *Geoquímica y mineralogía de sulfuros en xenolitos mantélicos del Macizo del Deseado y sus alrededores*. Memoria para optar al título de geólogo. Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- Nixon, P. H. (1987). *Mantle xenoliths*. Wiley, Chichester.
- Locmelis, Marek, Fiorentini, Marco L., Rushmer, Tracy, Arevalo Jr., Ricardo, Adam, John, Denyszyn, Steven W. (2015), Sulfur and metal fertilization of the lower continental crust, *LITHOS*, doi: 10.1016/j.lithos.2015.11.028
- Lorand, J. P., & Alard, O. (2011). Determination of selenium and tellurium concentrations in Pyrenean peridotites (Ariege, France): new insight into S/Se/Te systematics of the upper in mantle samples. *Chemical Geology*, 278(1), 120-130.
- Luguet, A., Shirey, S. B., Lorand, J. P., Horan, M. F., & Carlson, R. W. (2007). Residual platinum-group minerals from highly depleted harzburgites of the Lherz massif (France) and their role in HSE fractionation of the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(12), 3082-3097.
- Lyons, J.J., (2004), *Petrology and geochemistry of ultramafic and mafic xenoliths, Floreana Island, Galápagos Archipelago: Implications for lithospheric evolution* [M.S. thesis]: Moscow, Idaho, University of Idaho, 81 p.
- Lyons, J., Geist, D., Diefenbach, B., Olin, P., and Vervoot, J. (2007). Crustal growth by magmatic overplating in the Galápagos. *Geology*, 35(6): 511–514. Doi:10.1130/G23044A.1.
- Pike, J. N., & Schwarzman, E. C. (1977). Classification of textures in ultramafic xenoliths. *The Journal of Geology*, 49-61.
- Putirka KD (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev Mineral Geochem* 69:61–120.
- Raghavan, V (2004), Fe-Ni-S (Iron-Nickel-Sulfur), *J. Phase Equilib. Diff.*, 25(4), p 373-381.
- Pearson, D. G., Canil, D., & Shirey, S. B. (2003). Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. *Treatise on geochemistry*, 2, 171-275.

Pearson NJ, Alard O, Griffin WL, Jackson SE, O'Reilly SY (2002) In situ measurement of Re–Os isotopes in mantle sulfides by laser ablation multicollector–inductively coupled plasma mass spectrometry: analytical methods and preliminary results. *Geochim Cosmochim Acta* 66:1037–1050.

Saunders, J. E., Pearson, N. J., O'Reilly, S. Y., & Griffin, W. L. (2015). Sulfide metasomatism and the mobility of gold in the lithospheric mantle. *Chemical Geology*, 410, 149-161.

Sen, G., & Jones, R. E. (1990). Cumulate xenolith in Oahu, Hawaii: implications for deep magma chambers and Hawaiian volcanism. *Science*, 249(4973), 1154-1157

Su, B. X., Zhang, H. F., Sakyi, P. A., Yang, Y. H., Ying, J. F., Tang, Y. J., ... & Ma, Y. G. (2011). The origin of spongy texture in minerals of mantle xenoliths from the Western Qinling, central China. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161(3), 465-482.

Tegner, C., & Wilson, J. R. (1995). Textures in a poikilitic olivine gabbro cumulate: evidence for supercooling. *Mineralogy and Petrology*, 54(3-4), 161-173.

Vásquez, M., 2012. Petrografía y geoquímica de xenolitos mantélicos del volcán Auvernia (Plioceno-Pleistoceno), Provincia de Santa Cruz, Patagonia Argentina. Memoria para optar al título de geólogo. Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

Watson, E. B. (1982). Melt infiltration and magma evolution. *Geology*, 10(5), 236-240.

Wang, K.-L., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Pearson, N.J., Zhang, M., (2009). Sulfides in mantle peridotites from Penghu, Taiwan: melt percolation, PGE fractionation, and the lithospheric evolution of the South China block. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 4531–4557.

Witt-Eickschen G. and Seck H. A. (1991) Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, 431–439.

## 7 Anexo I – Tablas de datos.

**Tabla 6.** Cuadro resumen con el análisis para determinar la mineralogía modal de las muestras.

Ol =olivino; Cpx=clinopiroxeno; Opx=ortopiroxeno; Sp=espinela.

Corte	Determinación espectral por área				Conteo modal por puntos				
	Ol (%)	Cpx (%)	Opx (%)	Sp + Opacos (%)	N° de Puntos	Ol (%)	Cpx (%)	Opx (%)	Sp + Opacos (%)
X1-3A-A	48.56	47.90	0.00	3.54	1225	51.37	44.82	0.33	3.48
X1-3A-B	48.16	43.64	0.00	8.21	1225	44.12	41.44	0.00	9.89
X1-3A-C	41.92	49.42	0.00	8.66	1225	43.25	47.35	0.00	9.40
X1-3A-D	50.35	42.62	0.00	7.04	1225	52.90	36.40	0.00	10.71
X1-3A-E	46.32	46.41	0.00	7.27	1230	45.19	45.27	0.00	9.54
X1-3B-A	54.94	39.13	0.00	5.93	1234	51.77	40.78	0.00	7.45
X1-3B-B	47.07	44.82	0.00	8.10	1240	50.78	40.21	0.00	9.01
X1-3B-C	46.16	44.12	0.00	9.72	1239	48.76	45.60	0.00	5.65
X1-3B-E	49.18	43.58	0.00	7.24	1252	47.53	44.79	0.00	7.68
X1-4A-A	57.21	39.92	0.00	2.87	1225	65.67	29.25	0.00	5.08
X1-4A-B	61.32	35.38	0.00	3.30	1227	71.57	23.96	0.00	4.46
X1-4A-C	65.09	31.44	0.00	3.47	1248	70.59	25.10	0.00	4.31
X1-4A-D	68.91	26.69	0.00	4.40	1230	76.11	19.07	0.00	4.81
X1-4A-E	68.15	27.41	0.00	4.44	1340	70.80	23.38	0.00	5.82
X1-D-A	81.97	4.45	9.10	4.48	1227	88.75	2.61	4.45	4.19
X1-D-B	82.02	6.93	5.30	5.75	1242	89.49	2.78	2.69	5.04
X1-D-C	87.47	1.34	6.15	5.05	1251	89.55	1.54	4.29	4.62
X1-D-D	85.08	7.29	2.76	4.88	1257	85.64	4.90	2.85	6.61
X2-A	64.53	3.59	30.59	1.28	1225	67.42	4.72	24.98	2.87
X2-B	69.20	7.28	22.11	1.42	1227	69.86	4.34	23.62	2.18
X2-C	68.31	2.49	27.22	1.98	1241	65.86	3.69	27.61	2.84
X2-D	64.69	5.85	23.65	5.81	1227	65.00	6.93	26.49	1.58
X2-E	63.34	8.58	24.01	4.07	1240	68.00	5.63	23.22	3.15
X2-F	51.19	12.53	26.46	8.82	1226	61.63	10.19	23.69	4.50

**Tabla 7. Análisis de olivino mediante microsonda parte 1.**

		Wehrlita protogranular X1-3A Corte A															
% en peso		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>		39.27	39.66	39.40	39.32	39.35	39.45	40.70	39.56	39.40	39.19	39.25	39.43	39.37	39.67	39.58	39.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.03	0.04	0.03	0.05	0.02	0.00	0.06	0.04	0.02	0.03	0.05	0.05	0.01	0.01	0.01	0.05
FeO		20.69	20.95	20.70	20.82	20.61	20.44	11.25	20.95	20.98	20.95	20.87	20.74	20.60	19.18	20.76	20.88
MgO		38.79	38.96	38.91	39.34	39.18	39.42	45.85	39.11	38.88	38.81	38.59	39.12	39.11	40.17	39.29	39.24
MnO		0.33	0.31	0.29	0.32	0.30	0.32	0.21	0.33	0.29	0.30	0.30	0.34	0.33	0.30	0.32	0.29
CaO		0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.13	0.37	0.12	0.12	0.12	0.10	0.13	0.12	0.13	0.13	0.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00
Total		99.23	100.06	99.48	100.06	99.57	99.78	98.48	100.19	99.74	99.47	99.21	99.85	99.59	99.52	100.14	100.13
Calculado en base a 4 oxígenos																	
Si		1.019	1.021	1.020	1.014	1.017	1.017	1.018	1.018	1.018	1.017	1.020	1.017	1.018	1.019	1.018	1.016
Al																	
(total)		0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe <sup>+2</sup>		0.449	0.451	0.448	0.449	0.446	0.441	0.235	0.451	0.454	0.454	0.454	0.447	0.445	0.412	0.447	0.450
MgO		1.501	1.495	1.501	1.512	1.510	1.515	1.710	1.500	1.498	1.501	1.495	1.505	1.507	1.539	1.507	1.506
MnO		0.007	0.007	0.006	0.007	0.007	0.007	0.004	0.007	0.006	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.007	0.006
CaO		0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.010	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
#Mg		0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.88	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.79	0.77	0.77

**Tabla 8.** Análisis de olivino mediante microsonda parte 2.

% en peso	Wehrlita protogranular X1-3A Corte A										Wehrlita protogranular X1-3B Corte E						
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	1	2	3	4	5	6	7	
SiO <sub>2</sub>	39.41	39.54	39.42	39.38	39.42	39.43	39.33	39.05	39.57	39.03	39.31	39.16	39.02	39.50	39.67	39.35	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.01	0.04	0.03	0.02	0.01	0.04	0.01	0.03	0.05	0.03	
FeO	20.63	20.78	20.73	20.87	20.73	21.11	21.02	20.93	20.76	22.11	21.94	22.08	22.11	20.84	20.66	20.74	
MgO	39.21	39.33	39.45	39.28	39.25	39.43	39.00	39.32	39.71	38.66	38.49	38.41	38.73	39.84	39.71	39.77	
MnO	0.29	0.29	0.31	0.27	0.33	0.30	0.28	0.28	0.31	0.31	0.35	0.34	0.30	0.29	0.30	0.29	
CaO	0.12	0.10	0.12	0.13	0.13	0.11	0.12	0.13	0.12	0.14	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.05	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	
Total	99.80	100.24	100.10	100.02	99.99	100.48	99.81	99.81	100.63	100.38	100.26	100.21	100.34	100.69	100.56	100.35	

Calculado en base a 4 oxígenos

Si	1.017	1.017	1.014	1.015	1.016	1.013	1.017	1.010	1.014	1.010	1.016	1.013	1.009	1.011	1.015	1.011
Al (total)	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
Fe <sup>+2</sup>	0.445	0.447	0.446	0.450	0.447	0.453	0.454	0.453	0.445	0.478	0.474	0.478	0.478	0.446	0.442	0.445
Mg	1.509	1.507	1.513	1.509	1.508	1.510	1.503	1.516	1.516	1.491	1.483	1.482	1.493	1.521	1.515	1.523
Mn	0.006	0.006	0.007	0.006	0.007	0.006	0.006	0.006	0.007	0.007	0.008	0.007	0.007	0.006	0.006	0.006
Ca	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
#Mg	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.76	0.76	0.76	0.76	0.77	0.77	0.77

**Tabla 9.** Análisis de olivino mediante microsonda parte 3.

% en peso	Wehrlita protogranular X1-3B Corte E									Wehrlita poikilitica X1-4A Corte E							
	8	9	10	11	12	13	14	15	16	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	39.21	39.30	39.76	39.27	39.13	39.31	39.27	39.42	39.13	40.71	41.01	40.85	40.49	41.44	40.95	40.40	39.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.04	0.06	0.05	0.04	0.01	0.01	0.02	0.04	0.05	0.04	0.05	0.02	0.08	0.05	0.03	0.03
FeO	20.93	21.50	20.19	21.38	21.53	21.69	21.00	20.89	20.79	12.41	12.53	12.41	12.29	12.28	12.27	12.32	12.33
MgO	39.56	38.53	39.87	39.00	39.40	39.32	39.56	39.41	39.21	45.95	45.84	45.75	45.84	44.93	45.87	45.61	47.70
MnO	0.29	0.30	0.30	0.33	0.29	0.35	0.31	0.30	0.34	0.17	0.14	0.20	0.18	0.17	0.18	0.21	0.21
CaO	0.13	0.13	0.21	0.12	0.11	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.10	0.10	0.12	0.10	0.11	0.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.02	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.02	0.01	0.00	0.03	0.02	0.03	0.02
Total	100.21	100.15	100.60	100.24	100.54	100.91	100.28	100.28	99.71	99.50	99.74	99.40	98.94	99.12	99.44	98.75	99.50
Calculado en base a 4 oxígenos																	
Si	1.009	1.017	1.016	1.013	1.007	1.009	1.010	1.014	1.013	1.013	1.018	1.017	1.013	1.032	1.018	1.013	0.977
Al (total)	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001
Fe <sup>+2</sup>	0.451	0.465	0.431	0.461	0.463	0.466	0.452	0.449	0.450	0.258	0.260	0.258	0.257	0.256	0.255	0.258	0.258
Mg	1.518	1.487	1.519	1.500	1.512	1.505	1.517	1.511	1.513	1.705	1.696	1.698	1.710	1.668	1.700	1.706	1.778
Mn	0.006	0.007	0.007	0.007	0.006	0.008	0.007	0.007	0.008	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004
Ca	0.003	0.003	0.006	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Cr	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
#Mg	0.77	0.76	0.77	0.77	0.77	0.76	0.77	0.76	0.77	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87

**Tabla 10. Análisis de olivino mediante microsonda parte 4**

		Wehrlita poikilitica X1-4A Corte E															
% en peso	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO <sub>2</sub>	40.98	40.67	40.87	40.74	40.84	40.86	40.90	40.90	40.73	40.97	40.70	39.81	40.71	40.61	40.75	40.64	40.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.06	0.05	0.01	0.03	0.01	0.02	0.47	0.02	0.03	0.03	0.07	0.02
FeO	12.35	12.19	12.30	12.16	12.36	12.41	12.57	12.25	12.43	12.48	12.50	12.16	12.45	12.47	12.57	12.50	12.23
MgO	45.79	45.44	45.95	45.73	45.57	45.60	46.35	46.02	45.87	45.97	46.23	48.49	45.84	45.77	45.97	45.34	45.44
MnO	0.21	0.18	0.15	0.18	0.18	0.22	0.19	0.21	0.18	0.23	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.22
CaO	0.11	0.11	0.12	0.14	0.10	0.11	0.11	0.10	0.11	0.09	0.11	0.17	0.11	0.12	0.11	0.13	0.11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.00	0.01	0.05	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.08	0.00
Total	99.51	98.64	99.57	99.15	99.10	99.35	100.18	99.52	99.35	99.79	99.95	101.35	99.52	99.23	99.64	99.00	98.79

Calculado en base a 4 oxígenos

Si	1.019	1.019	1.017	1.017	1.019	1.018	1.011	1.016	1.015	1.016	1.011	0.975	1.015	1.014	1.013	1.017	1.018
Al (total)	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.013	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001
Fe <sup>+2</sup>	0.257	0.256	0.256	0.254	0.258	0.259	0.260	0.255	0.259	0.259	0.260	0.249	0.260	0.260	0.261	0.262	0.256
Mg	1.697	1.698	1.704	1.702	1.695	1.694	1.709	1.705	1.704	1.700	1.711	1.771	1.703	1.703	1.704	1.691	1.699
Mn	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005
Ca	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.005	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003
Cr	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
#Mg	0.88	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.89	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87

**Tabla 11.** Análisis de olivino mediante microsonda parte 5.

% en peso	Hazburgita X2 corte D					Dunita X1-D corte A					
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	40.88	40.95	40.91	40.90	39.33	40.25	40.43	40.59	39.97	40.32	40.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.06	0.03	0.02	0.21	0.03	0.03	0.01	0.02	0.00	0.03
FeO	10.20	10.04	10.09	10.07	9.71	12.95	11.07	13.01	12.88	12.92	13.18
MgO	47.54	47.34	47.74	47.43	45.48	45.56	46.55	45.56	45.40	45.38	45.82
MnO	0.17	0.14	0.12	0.17	0.15	0.20	0.17	0.19	0.21	0.20	0.18
CaO	0.10	0.10	0.09	0.11	0.10	0.08	0.12	0.10	0.08	0.09	0.08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03
Total	98.90	98.74	99.10	98.72	95.11	99.07	98.43	99.52	98.67	98.92	99.58

Calculado en base a 4 oxígenos

Si	1.013	1.016	1.012	1.015	1.013	1.009	1.012	1.013	1.008	1.012	1.004
Al (total)	0.000	0.002	0.001	0.001	0.006	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe <sup>+2</sup>	0.211	0.208	0.209	0.209	0.209	0.271	0.232	0.272	0.272	0.271	0.276
Mg	1.756	1.751	1.761	1.754	1.747	1.703	1.736	1.695	1.706	1.698	1.708
Mn	0.004	0.003	0.002	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004
Ca	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
#Mg	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.86	0.88	0.86	0.86	0.86	0.86

**Tabla 12. Análisis de clinopiroxeno mediante microsonda parte 1.**

Wehrlita protogranular X1-3A Corte A

% en peso	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	50.68	51.59	51.46	50.88	50.78	50.34	49.82	50.58	50.82	49.88	48.89	49.87	51.81	49.27	50.08	50.61	50.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.29	5.57	5.47	5.58	5.79	7.28	7.27	5.67	6.54	7.60	7.48	7.43	4.07	7.04	7.12	6.72	7.18
FeO	6.21	6.19	5.38	5.44	5.20	6.51	6.04	5.93	6.08	6.37	4.64	6.31	5.00	5.40	6.07	5.63	5.89
MgO	13.68	13.85	14.85	14.61	14.60	13.71	13.61	14.58	13.70	13.37	14.01	13.37	15.04	13.27	13.85	13.53	13.42
CaO	19.37	19.37	21.48	21.47	21.67	19.48	20.58	21.08	19.66	19.29	22.05	19.32	22.15	21.96	19.48	19.97	19.68
Na <sub>2</sub> O	1.20	1.14	0.35	0.37	0.39	1.20	0.99	0.48	1.10	1.17	0.45	1.20	0.28	0.41	1.08	1.06	1.17
MnO	0.17	0.17	0.13	0.17	0.16	0.17	0.16	0.14	0.16	0.21	0.14	0.18	0.18	0.16	0.13	0.14	0.17
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.49	0.69	0.69	0.77	0.98	1.04	0.71	0.63	1.08	1.42	1.04	0.69	1.08	0.92	0.65	0.77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.03	0.96	0.34	0.40	0.34	0.27	0.25	0.63	0.84	0.45	0.47	0.53	0.27	0.51	0.52	1.03	0.73
Total	99.23	99.40	100.15	99.80	99.71	100.04	99.79	99.89	99.53	99.42	99.59	99.35	99.53	99.15	99.28	99.41	99.28

Calculado en base a 6 oxígenos

Si	1.874	1.902	1.881	1.873	1.867	1.848	1.836	1.863	1.872	1.841	1.804	1.844	1.908	1.830	1.849	1.866	1.854
Al(IV)	0.126	0.098	0.119	0.127	0.133	0.152	0.164	0.137	0.128	0.159	0.196	0.156	0.092	0.170	0.151	0.134	0.146
Al(VI)	0.148	0.144	0.117	0.115	0.118	0.163	0.151	0.109	0.155	0.171	0.129	0.167	0.084	0.138	0.159	0.158	0.167
Fe <sup>+2</sup>	0.192	0.191	0.164	0.167	0.160	0.200	0.186	0.183	0.187	0.197	0.143	0.195	0.154	0.168	0.187	0.174	0.182
Mg	0.754	0.761	0.809	0.802	0.800	0.750	0.748	0.801	0.752	0.736	0.771	0.737	0.826	0.735	0.762	0.744	0.739
Ca	0.767	0.765	0.841	0.847	0.854	0.766	0.812	0.832	0.776	0.763	0.872	0.765	0.874	0.874	0.771	0.789	0.779
Na	0.086	0.081	0.025	0.027	0.028	0.086	0.070	0.035	0.078	0.084	0.032	0.086	0.020	0.030	0.077	0.076	0.084
Mn	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.006	0.004	0.006	0.005	0.005	0.004	0.004	0.005
Ti	0.017	0.014	0.019	0.019	0.021	0.027	0.029	0.020	0.018	0.030	0.039	0.029	0.019	0.030	0.026	0.018	0.021
Cr	0.030	0.028	0.010	0.012	0.010	0.008	0.007	0.018	0.024	0.013	0.014	0.015	0.008	0.015	0.015	0.030	0.021
#Mg	0.80	0.80	0.83	0.83	0.83	0.80	0.82	0.82	0.80	0.79	0.85	0.79	0.84	0.81	0.81	0.81	0.80

**Tabla 13.** Análisis de clinopiroxeno mediante microsonda parte 2.

% en peso	Wehrlita protogranular X1-3A Corte A											Wehrlita protogranular X1-3B Corte E				
	18	19	20	21	22	24	25	26	27	28	29	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	51.47	50.54	50.52	50.73	50.18	51.16	50.96	50.33	51.25	49.89	50.28	51.04	49.89	50.27	50.53	50.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.86	6.63	7.12	6.54	7.44	5.56	5.11	5.89	5.32	6.74	7.55	5.53	7.63	7.25	6.81	6.88
FeO	5.63	6.40	6.36	5.95	6.35	5.03	5.36	5.49	5.42	5.45	6.53	5.36	6.83	6.81	6.78	6.73
MgO	14.36	13.63	13.53	13.81	13.45	14.77	14.99	14.45	14.85	14.05	13.18	14.96	13.35	13.50	13.70	13.27
CaO	19.77	19.65	19.33	19.64	19.55	21.73	21.39	21.39	21.39	21.63	19.23	21.29	19.52	19.21	19.15	19.28
Na <sub>2</sub> O	1.06	1.19	1.23	1.16	1.18	0.43	0.34	0.48	0.41	0.42	1.29	0.51	1.32	1.26	1.20	1.31
MnO	0.18	0.14	0.17	0.17	0.18	0.17	0.17	0.16	0.17	0.14	0.21	0.17	0.22	0.18	0.19	0.19
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.78	0.93	0.63	1.00	0.68	0.84	0.85	0.77	0.84	1.04	0.69	1.00	1.02	0.96	0.95
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.00	0.80	0.81	0.91	0.37	0.44	0.28	0.28	0.28	0.42	0.53	0.46	0.46	0.57	0.57	0.60
Total	99.96	99.80	100.03	99.67	99.79	99.97	99.47	99.33	99.95	99.58	99.84	100.00	100.22	100.08	100.01	99.58

Calculado en base a 6 oxígenos

Si	1.887	1.861	1.854	1.868	1.847	1.875	1.879	1.860	1.880	1.840	1.848	1.871	1.833	1.847	1.858	1.859
Al(IV)	0.113	0.139	0.146	0.132	0.153	0.125	0.121	0.140	0.120	0.160	0.152	0.129	0.167	0.153	0.142	0.141
Al(VI)	0.140	0.149	0.161	0.152	0.169	0.115	0.101	0.117	0.110	0.133	0.175	0.110	0.163	0.160	0.153	0.158
Fe <sup>+2</sup>	0.173	0.197	0.195	0.183	0.195	0.154	0.165	0.170	0.166	0.168	0.201	0.164	0.210	0.209	0.209	0.208
Mg	0.785	0.748	0.740	0.758	0.738	0.807	0.824	0.796	0.812	0.773	0.722	0.818	0.731	0.739	0.751	0.731
Ca	0.776	0.775	0.760	0.775	0.771	0.853	0.845	0.847	0.841	0.855	0.757	0.836	0.768	0.756	0.755	0.763
Na	0.076	0.085	0.088	0.083	0.084	0.030	0.024	0.035	0.029	0.030	0.092	0.036	0.094	0.090	0.086	0.094
Mn	0.006	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004	0.006	0.005	0.007	0.006	0.006	0.006
Ti	0.013	0.022	0.026	0.018	0.028	0.019	0.023	0.024	0.021	0.023	0.029	0.019	0.028	0.028	0.026	0.026
Cr	0.029	0.023	0.024	0.027	0.011	0.013	0.008	0.008	0.008	0.012	0.015	0.013	0.013	0.016	0.016	0.017
#Mg	0.81	0.80	0.79	0.81	0.79	0.84	0.83	0.83	0.83	0.82	0.78	0.84	0.80	0.79	0.78	0.78

**Tabla 14. Análisis de clinopiroxeno mediante microsonda parte 3.**

% en peso	Wehrlita protogranular X1-3B Corte E														Wehrlita poikilitica X1-4A Corte E		
	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	49.97	50.63	49.88	49.88	50.47	50.81	51.60	50.27	50.30	50.54	50.79	50.92	50.05	49.91	51.14	47.56	50.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.47	6.28	6.19	7.45	6.94	5.86	5.86	6.98	5.61	6.97	5.98	6.06	7.60	7.33	4.86	8.40	4.32
FeO	6.85	6.49	5.77	6.72	6.17	4.99	6.11	6.42	5.86	6.43	6.43	6.35	6.44	6.32	3.20	4.20	3.64
MgO	13.24	13.69	14.18	13.30	13.98	14.83	14.23	13.41	14.46	13.81	14.00	13.76	13.55	13.32	15.64	12.02	15.14
CaO	19.32	19.43	21.33	19.17	19.71	21.80	19.78	19.51	21.02	19.50	19.29	19.41	19.54	19.53	22.37	17.44	21.90
Na <sub>2</sub> O	1.13	1.26	0.46	1.23	1.12	0.35	1.03	1.33	0.95	1.20	1.26	1.28	1.38	1.17	0.44	0.60	0.36
MnO	0.20	0.22	0.17	0.21	0.17	0.15	0.19	0.19	0.14	0.18	0.19	0.21	0.19	0.14	0.11	0.09	0.12
TiO <sub>2</sub>	1.06	0.60	0.82	0.95	0.94	0.74	0.55	0.78	0.82	0.84	0.55	0.54	0.98	0.86	0.84	1.14	0.93
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.41	0.91	0.38	0.44	0.30	0.49	0.80	0.91	0.49	0.66	1.11	0.98	0.50	0.59	1.14	0.74	0.64
Total	99.82	99.53	99.27	99.43	99.89	100.02	100.22	99.82	99.72	100.25	99.62	99.54	100.25	99.18	99.73	92.29	97.36

Calculado en base a 6 oxígenos

Si	1.843	1.870	1.850	1.845	1.854	1.861	1.888	1.852	1.859	1.853	1.874	1.879	1.835	1.847	1.871	1.860	1.886
Al(IV)	0.157	0.130	0.150	0.155	0.146	0.139	0.112	0.148	0.141	0.147	0.126	0.121	0.165	0.153	0.129	0.140	0.114
Al(VI)	0.168	0.144	0.120	0.169	0.154	0.114	0.140	0.155	0.103	0.154	0.134	0.143	0.164	0.167	0.081	0.248	0.078
Fe <sup>+2</sup>	0.211	0.200	0.179	0.208	0.190	0.153	0.187	0.198	0.181	0.197	0.198	0.196	0.197	0.196	0.098	0.137	0.114
Mg	0.728	0.754	0.784	0.733	0.766	0.810	0.776	0.737	0.797	0.755	0.770	0.757	0.741	0.735	0.853	0.701	0.847
Ca	0.764	0.769	0.848	0.760	0.776	0.856	0.775	0.770	0.832	0.766	0.763	0.767	0.768	0.775	0.877	0.731	0.881
Na	0.081	0.090	0.033	0.088	0.080	0.025	0.073	0.095	0.068	0.086	0.090	0.092	0.098	0.084	0.031	0.045	0.026
Mn	0.006	0.007	0.005	0.007	0.005	0.005	0.006	0.006	0.004	0.006	0.006	0.006	0.006	0.004	0.003	0.003	0.004
Ti	0.029	0.017	0.023	0.027	0.026	0.020	0.015	0.022	0.023	0.023	0.015	0.015	0.027	0.024	0.023	0.033	0.026
Cr	0.012	0.027	0.011	0.013	0.009	0.014	0.023	0.026	0.014	0.019	0.032	0.029	0.015	0.017	0.033	0.023	0.019
#Mg	0.80	0.82	0.79	0.84	0.81	0.84	0.81	0.80	0.86	0.80	0.81	0.80	0.82	0.79	0.88	0.89	0.90

**Tabla 15.** Análisis de clinopiroxeno mediante microsonda parte 4.

		Wehrlita poikilitica X1-4A Corte E													
% en peso	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	50.79	50.64	51.49	50.88	50.80	51.17	50.46	50.68	51.16	50.50	51.20	50.72	51.21	50.97	50.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.40	5.29	4.49	6.78	7.19	6.12	5.93	7.13	7.11	7.34	7.18	6.98	5.20	6.67	7.91
FeO	3.30	3.13	3.20	3.99	3.85	3.58	3.19	3.92	4.01	3.96	3.88	3.79	3.46	3.83	3.94
MgO	15.27	15.18	15.78	14.61	14.54	14.84	15.44	14.63	14.59	14.67	14.55	14.77	15.41	14.73	14.27
CaO	22.05	22.68	22.20	19.57	19.59	21.30	22.30	19.59	19.54	19.68	19.65	19.47	21.89	19.49	19.55
Na <sub>2</sub> O	0.37	0.40	0.36	1.45	1.41	0.78	0.38	1.31	1.36	1.41	1.41	1.40	0.53	1.35	1.39
MnO	0.10	0.11	0.10	0.16	0.13	0.15	0.09	0.11	0.12	0.14	0.13	0.12	0.10	0.15	0.12
TiO <sub>2</sub>	1.09	1.04	0.75	0.88	1.03	0.83	0.93	1.00	0.99	1.11	1.07	0.90	0.97	0.74	1.35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.87	0.88	1.22	1.21	0.91	1.18	1.08	0.68	0.85	0.73	0.73	1.03	0.91	1.15	0.61
Total	99.35	99.36	99.65	99.54	99.50	99.96	100.02	99.05	99.73	99.67	99.80	99.21	99.80	99.18	99.66

Calculado en base a 6 oxígenos

Si	1.865	1.861	1.885	1.860	1.855	1.865	1.845	1.857	1.862	1.845	1.861	1.857	1.873	1.868	1.838
Al(IV)	0.135	0.139	0.115	0.140	0.145	0.135	0.155	0.143	0.138	0.155	0.139	0.143	0.127	0.132	0.162
Al(VI)	0.099	0.090	0.078	0.152	0.165	0.128	0.100	0.165	0.167	0.161	0.169	0.158	0.097	0.157	0.178
Fe <sup>+2</sup>	0.101	0.096	0.098	0.122	0.118	0.109	0.098	0.120	0.122	0.121	0.118	0.116	0.106	0.117	0.120
Mg	0.836	0.832	0.861	0.796	0.792	0.806	0.842	0.799	0.792	0.799	0.789	0.806	0.840	0.805	0.776
Ca	0.868	0.893	0.871	0.766	0.767	0.832	0.874	0.769	0.762	0.770	0.765	0.764	0.858	0.765	0.764
Na	0.027	0.028	0.026	0.103	0.100	0.055	0.027	0.093	0.096	0.100	0.099	0.099	0.037	0.096	0.098
Mn	0.003	0.003	0.003	0.005	0.004	0.005	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.005	0.004
Ti	0.030	0.029	0.021	0.024	0.028	0.023	0.026	0.027	0.027	0.030	0.029	0.025	0.027	0.020	0.037
Cr	0.025	0.026	0.035	0.035	0.026	0.034	0.031	0.020	0.024	0.021	0.021	0.030	0.026	0.033	0.018
#Mg	0.88	0.89	0.90	0.90	0.87	0.87	0.88	0.87	0.87	0.87	0.88	0.87	0.87	0.87	0.87

**Tabla 16.** Análisis de clinopiroxeno mediante microsonda parte 5.

% en peso	Wehrlita poikilitica X1-4A Corte E					Hazburgita X2 corte D	Dunita X1-D corte A
	20	21	22	23	24	1	1
SiO <sub>2</sub>	50.09	50.44	50.88	51.09	51.09	51.11	50.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.95	7.68	7.03	7.27	7.24	7.48	6.62
FeO	4.06	4.06	4.02	3.95	3.90	3.26	3.94
MgO	14.39	14.42	14.65	14.71	14.64	14.79	14.72
CaO	19.71	19.74	19.72	19.58	19.79	18.86	19.88
Na <sub>2</sub> O	1.34	1.36	1.41	1.37	1.35	1.81	1.40
MnO	0.13	0.12	0.11	0.13	0.13	0.12	0.11
TiO <sub>2</sub>	1.32	1.12	1.01	0.99	1.03	0.96	0.79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.63	0.65	0.74	0.71	0.73	0.81	0.71
Total	99.62	99.58	99.57	99.80	99.99	99.29	99.15
Calculado en base a 6 oxígenos							
Si	1.829	1.841	1.857	1.858	1.857	1.862	1.869
Al(IV)	0.171	0.159	0.143	0.142	0.143	0.138	0.131
Al(VI)	0.171	0.172	0.160	0.169	0.167	0.183	0.155
Fe <sup>+2</sup>	0.124	0.124	0.123	0.120	0.119	0.099	0.121
Mg	0.783	0.785	0.797	0.797	0.793	0.803	0.804
Ca	0.771	0.772	0.771	0.763	0.771	0.736	0.781
Na	0.095	0.096	0.100	0.097	0.095	0.128	0.100
Mn	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.003
Ti	0.036	0.031	0.028	0.027	0.028	0.026	0.022
Cr	0.018	0.019	0.021	0.020	0.021	0.023	0.020
#Mg	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.90	0.84

**Tabla 17. Análisis de ortopiroxeno mediante microsonda parte 1.**

% en peso	Hazburgita X2 corte D										Dunita X1-D corte A
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1
SiO <sub>2</sub>	54.90	54.44	54.54	54.56	54.26	54.45	54.06	54.46	54.62	54.36	54.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.13	5.22	5.16	5.16	5.08	5.03	5.09	5.11	5.03	5.03	4.53
FeO	6.40	6.36	6.20	6.27	6.38	6.47	6.33	6.40	6.39	6.33	8.06
MgO	30.91	31.08	30.84	31.16	31.03	31.01	31.25	31.18	31.09	31.12	30.27
Na <sub>2</sub> O	0.22	0.19	0.17	0.18	0.13	0.17	0.14	0.18	0.21	0.17	0.08
MnO	0.16	0.13	0.16	0.16	0.13	0.15	0.17	0.14	0.14	0.14	0.17
CaO	1.03	1.05	1.02	1.04	1.02	1.00	1.04	1.07	1.03	1.01	0.97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.44	0.41	0.47	0.40	0.46	0.47	0.41	0.39	0.48	0.51	0.34
TiO <sub>2</sub>	0.26	0.27	0.26	0.26	0.27	0.26	0.24	0.26	0.27	0.27	0.19
Total	99.46	99.16	98.82	99.19	98.88	99.01	98.73	99.19	99.30	98.97	98.93
Calculado en base a 6 oxígenos											
Si	1.908	1.898	1.906	1.901	1.900	1.902	1.894	1.899	1.903	1.900	1.911
Al(IV)	0.092	0.102	0.094	0.099	0.100	0.098	0.106	0.101	0.097	0.100	0.089
Al(VI)	0.118	0.113	0.118	0.112	0.109	0.110	0.104	0.109	0.109	0.107	0.099
Fe <sup>+2</sup>	0.186	0.185	0.181	0.183	0.187	0.189	0.185	0.187	0.186	0.185	0.237
Mg	1.601	1.616	1.606	1.618	1.620	1.615	1.632	1.621	1.615	1.621	1.589
Na	0.015	0.013	0.012	0.012	0.009	0.011	0.010	0.012	0.015	0.012	0.005
Mn	0.005	0.004	0.005	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.005
Ca	0.038	0.039	0.038	0.039	0.038	0.037	0.039	0.040	0.038	0.038	0.037
Cr	0.012	0.011	0.013	0.011	0.013	0.013	0.011	0.011	0.013	0.014	0.009
Ti	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.007	0.007	0.007	0.005
#En	0.74	0.75	0.74	0.75	0.75	0.76	0.75	0.75	0.75	0.75	0.74

**Tabla 18.** Análisis de espinela mediante microsonda.

% en peso	Wehrlita protogranular X1-3A Corte A					Wehrlita protogranular X1-3B Corte E				Wehrlita poikilitica X1-4A Corte E				Dunita X1-D corte A	
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2
SiO <sub>2</sub>	0,06	0,05	0,06	0,05	0,07	0,09	0,07	0,23	0,06	0,05	0,09	0,04	0,06	0,02	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,44	56,49	57,64	57,53	56,00	55,28	56,95	55,76	52,56	55,38	53,71	54,53	54,77	55,14	55,24
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,27	5,25	4,33	4,25	5,25	5,49	4,49	4,76	8,02	10,48	12,28	11,52	10,24	11,12	11,31
FeO	20,99	21,04	20,82	20,77	21,06	19,96	20,55	21,12	21,85	13,06	13,53	13,32	13,40	13,70	13,43
MgO	16,44	16,71	16,76	16,79	15,76	16,65	16,05	15,45	15,16	20,14	19,56	19,75	19,06	19,60	19,49
MnO	0,17	0,16	0,17	0,18	0,16	0,16	0,21	0,19	0,17	0,15	0,18	0,14	0,15	0,15	0,16
NiO	0,20	0,25	0,25	0,24						0,30	0,27	0,28		0,26	0,25
ZnO	0,11	0,15	0,13	0,15						0,10	0,09	0,14		0,14	0,15
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,40	0,38	0,38	0,40	0,41	0,37	0,39	0,47	0,34	0,35	0,36	0,37	0,23	0,21
Total	100,08	100,50	100,55	100,33	98,72	99,58	98,78	98,55	98,44	99,99	100,05	100,08	98,07	100,37	100,27

Calculado en base a 4 oxígenos

Si	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,003	0,002	0,006	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001
Al	1,783	1,778	1,805	1,805	1,793	1,777	1,814	1,799	1,718	1,714	1,676	1,694	1,728	1,708	1,711
Cr	0,112	0,111	0,091	0,089	0,113	0,118	0,096	0,103	0,176	0,218	0,257	0,240	0,217	0,231	0,235
Fe <sup>+3</sup>	0,105	0,111	0,104	0,106	0,094	0,105	0,090	0,098	0,107	0,068	0,067	0,065	0,055	0,061	0,054
Fe <sup>+2</sup>	0,366	0,359	0,358	0,357	0,385	0,350	0,375	0,385	0,400	0,218	0,232	0,228	0,245	0,240	0,242
Mg	0,657	0,665	0,664	0,666	0,638	0,677	0,647	0,630	0,627	0,788	0,772	0,776	0,761	0,768	0,764
Mn	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004
Ti	0,016	0,016	0,015	0,015	0,016	0,017	0,015	0,016	0,020	0,013	0,014	0,014	0,015	0,009	0,008
#Cr	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,09	0,11	0,13	0,12	0,11	0,12	0,12
#Mg	0,64	0,65	0,65	0,65	0,62	0,66	0,63	0,62	0,61	0,78	0,77	0,77	0,76	0,76	0,76

**Tabla 19.** Análisis de plagioclasa mediante microsonda.

% en peso	Wehrlita protogranular X1-3A Corte A				Wehrlita protogranular X1-3B Corte E	Wehrlita poikilitica X1-4A Corte E	Hazburgita X2 corte D
	1	2	3	4	1	1	1
SiO <sub>2</sub>	53,71	54,66	57,05	56,74	50,41	46,94	54,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,64	28,28	27,12	27,02	30,59	27,97	28,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,17	0,03
MgO	0,02	0,12	0,04	0,06	0,30	0,57	0,21
Na <sub>2</sub> O	4,39	4,97	5,92	6,13	2,99	2,55	4,99
FeO	2,35	0,28	0,21	0,20	1,15	5,30	0,17
MnO	0,07	0,02	0,01	0,03	0,03	0,12	0,02
K <sub>2</sub> O	0,05	0,12	0,33	0,34	0,03	0,76	0,12
CaO	12,57	11,48	9,88	9,85	15,39	14,22	11,46
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,04	0,05	0,04	0,08	1,24	0,06
Total	99,38	100,03	100,70	100,57	101,19	99,85	99,49

Calculado en base a 8 oxígenos

Si	2,461	2,444	2,487	2,596	2,582	2,294	2,136
Ti	0,002	0,019	0,001	0,002	0,001	0,003	0,042
Al	1,510	1,375	1,517	1,454	1,449	1,640	1,500
Fe (total)	0,007	0,089	0,011	0,008	0,007	0,044	0,202
Mn	0,001	0,003	0,001	0,000	0,001	0,001	0,005
Mg	0,014	0,002	0,008	0,002	0,004	0,020	0,039
Ca	0,559	0,613	0,560	0,482	0,480	0,750	0,693
Na	0,440	0,387	0,438	0,522	0,541	0,264	0,225
K	0,007	0,003	0,007	0,019	0,019	0,002	0,044
Anortita	0.56	0.61	0.56	0.48	0.48	0.75	0.69

**Tabla 20. Datos semi-cuantitativos, SEM detector EDS, parte 1.**

Muestra	N°	Porcentaje en peso				Total	Muestra	N°	Porcentaje en peso				Total	
		S	Fe	Ni	Cu				S	Fe	Ni	Cu		
X1-3A-C	1	45.77	47.5	6.73		100	X1-3B-B	10	42.68	57.53			100.21	
	2	41.32	32.02	26.66		100			42.52	57.48			100	
	3	43.17	44.89	11.94		100		11	45.82	49.97	4.21		100	
	4	37.47	32.57		29.96	100		12	46.76	53.24			100	
	5	42.41	51.78	5.81		100		13		100			100	
		44.31	51.34	4.35		100			14	41.13	58.87			100
	6	42.73	49.98	7.28		99.99				43.02	54.32			97.34
	7	43.41	56.59			100				49.15	50.85			100
	8	35.16	57.32	6.52		99		15	44.19	55.81			100	
	9	44.47	55.53			100			44.93	54.07			99	
	10	42.82	53.57	3.61		100		16	44.71	48	7.3		100.01	
	11	43.71	50.91	5.37		99.99		X1-4A-D	1	44.17	55.83			100
		42	51.93	6.07		100			2	43.23	45.95	10.82		100
	12	43.15	45.3	11.55		100				37.34	33.09	29.57		100
	13	47.09	52.91			100			2	38.32	25.85	35.83		100
14	44.41	47.5	8.09		100	3	35.75		33.15	31.09		99.99		
15	43.13	49.03	7.81		99.97	4	38.48		27.31	34.22		100.01		
							43.52		47.74	8.73		99.99		
X1-3B-B	1	40.5	59.5			100	5		36.88	25.91	37.21		100	
		46.65	53.34			99.99	6		36.03	29.19	34.78		100	
		47	53			100	7		43.45	29.21	27.34		100	
		46.35	53.19			99.54			46.08	42.73	11.18		99.99	
		40.68	59.36			100.04	8		39.73	34.07	26.19		99.99	
	2	48.07	51.38			99.45	9		36.26	28.75	34.98		99.99	
		46.03	53.92			99.95			37.18	36.15		26.67	100	
	3	40	41.31	14.98		96.29			38.78	31.97	29.24		99.99	
		23.53	32.74			56.27		38.18	36.97	20.88		96.03		
	4	42.79	57.21			100	10	39.86	31.38	28.76		100		
		44.72	55.28			100	11	35.93	27.12		36.95	100		
		46.26	53.74			100	12	43.12	34.6	22.28		100		
	5	38.65	40.97		20.37	99.99	X2-E	1	39.59	24.58	35.82		99.99	
		39.41	60.09			99.5		2	44.28	39.6	15.12		99	
	6	45.4	53.67			99.07		40.63	22.42	36.95		100		
		45.16	54.84			100	3		100		100			
		48.49	51.51			100	X1-3B-A	1	61.19	33.11	5.7		100	
	7	43.89	56.11			100		2	35.41	46.13	16.46		98	
		45.58	54.42			100		3	46.6	53.4			100	
	8	42.81	57.19			100		4	41.3	51.51		7.18	99.99	
	9	40.2	37.52		22.28	100		5	44.69	55.31			100	
41.74		51.82	6.44		100									

**Tabla 21. Datos semi-cuantitativos, SEM detector EDS, parte2.**

Muestra	N°	Porcentaje en peso				Total	Muestra	N°	Porcentaje en peso				Total	
		S	Fe	Ni	Cu				S	Fe	Ni	Cu		
X1-3B-A	6	43.23	56.77			100	X1-3B-A	11	40.53	59.47			100	
		36.93	34.11	28.97		100.01		13	41.28	51.4	7.32		100	
	7	49.42	50.58			100		13	38.61	30.29		31.1	100	
		45.81	54.19			100		14	45.3	54.7			100	
	8	39.03	40.91	16.93		96.87		15	46.63	53.37			100	
		46.5	44.33	9.17		100		16	45.31	54.69			100	
		44.81	55.19			100			38.79	30.61	30.6		100	
		44.99	51.1	3.9		99.99		17	45.51	54.49			100	
	9	43.39	45.67	10.95		100.01		18	41.91	52.87	5.22		100	
		43.05	40.52	16.43		100		X1-3B-D	1	41.08	49.58	9.34		100
		39.45	30.47	30.08		100				44.15	49.95	5.9		100
	10	43.37	49.99	6.64		100		2	38.25	38.99		22.76	100	

**Tabla 22.** Análisis de sulfuros mediante microsonda parte 1.

*SS =sulfuros en silicatos; SZR=sulfuros en zonas de reacción; SI= sulfuros intersticiales; ?= los datos permiten determinar correctamente la fase mineral.*

N°	Mineral o fase	Tipo	% en peso.							
			S	Pb	As	Fe	Co	Cu	Ni	Total
Wehrlita X1-3A Corte C ; recalculado al 100%										
1	MSS	SS	38.88	0.05	0.00	54.69	0.35	0.00	6.03	100.00
2		SS	39.01	0.04	0.00	53.95	0.26	0.05	6.69	100.00
3		SS	37.34	0.11	0.00	55.22	0.28	0.58	6.47	100.00
4	Pirrotina	SZR	40.67	0.13	0.00	52.00	0.24	0.00	6.96	100.00
5		SZR	39.56	0.03	0.00	54.99	0.29	0.19	4.94	100.00
6		SZR	39.12	0.23	0.00	55.12	0.32	0.16	5.05	100.00
7		SS	37.85	0.00	0.00	57.89	0.29	0.09	3.88	100.00
8		SZR	38.18	0.06	0.00	54.78	0.23	0.33	6.41	100.00
9		SS	39.36	0.03	0.00	57.04	0.22	0.74	2.61	100.00
10		SRZ	38.17	0.07	0.00	55.37	0.22	0.57	5.59	100.00
11		SS	39.01	0.03	0.00	58.09	0.23	0.26	2.37	100.00
12	Sugakiite	SI	33.46	0.05	0.00	38.23	0.35	9.37	18.53	100.00
Wehrlita X1-3B Corte B; sulfuros alterados (perdida de azufre)										
1	Pirrotina (?)	SZR	13.25	0.04	0	40.22	0.15	0.48	2.02	56.17
2		SS	16.64	0.11	0	47.39	0.17	0.39	3.74	68.44
3		SS	16.39	0.09	0	48.75	0.18	0.22	2.4	68.03
4		SZR	16.92	0	0	49.88	0.15	0.18	1.25	68.38
5		SZR	17.04	0.09	0	48.73	0.18	0.12	1.71	67.87
6		SS	15.11	0	0	45.83	0.22	0.13	4.25	65.53
7		SS	14.91	0.2	0	46.31	0.13	0.69	3.87	66.11
8		SS	11.2	0.17	0	27.08	0.18	3.74	8.03	50.4
8		SS	15.88	0.03	0	43.22	0.25	0.07	5.89	65.33
9		SS	16.16	0	0	47.51	0.24	0.24	3.45	67.6
11	MSS (?)	SS	12.46	0.03	0	30.09	0.26	0.47	16.9	60.21

**Tabla 23. Análisis de sulfuros mediante microsonda parte 2.**

SS =sulfuros aislados en silicatos; SZR=sulfuros en zonas de reacción; SI= sulfuros intersticiales; ?= los datos permiten determinar correctamente la fase mineral.

		% en peso. medido								
N°	Mineral o fase	Tipo	S	Pb	As	Fe	Co	Cu	Ni	Total
Wehrlita X1-4A Corte D; recalculado al 100%										
1	Calcopirita	SS	35,42	0,06	0,00	30,50	0,05	33,46	0,51	100,00
2		SS	35,55	0,00	0,00	32,64	0,05	31,21	0,55	100,00
4	Pentlandita	SS	33,72	0,13	0,00	33,82	0,49	0,04	31,79	100,00
5		SS	34,16	0,00	0,00	31,93	0,56	0,21	33,13	100,00
6		SS	33,86	0,00	0,00	31,82	0,46	0,12	33,73	100,00
7		SI	33,96	0,00	0,00	28,56	0,29	0,29	36,89	100,00
8	Cubanita	SS	35,89	0,14	0,00	43,30	0,13	18,38	2,16	100,00
9	Pirrotina	SZR	38,60	0,20	0,00	58,06	0,12	0,05	2,97	100,00
10		SZR	39,53	0,07	0,00	59,32	0,11	0,00	0,98	100,00
11	MSS	SI	39,65	0,00	0,00	38,06	0,40	0,00	21,89	100,00
Hazburgita X2 Corte E; sulfuros alterados (perdida de azufre)										
1	Pentlandita (?)	SS	13.46	0.02	0.00	22.91	0.36	0.11	22.61	59.47
2	MSS (?)	SS	17.09	0.22	0.00	38.82	0.07	0.00	8.38	64.58

**Tabla 24. Resultados análisis in situ de sulfuros, metales nobles y trazas parte 1.**  
 Cons= concentración medida;  $\sigma$ = desviación estándar, LD= límite de detección.

Mineral	Código	(ppm)	As75	Se77	Se78	Se82	Ru101	Rh103	Pd105	Ag107	Cd111	Te125	Os189	Ir193	Pt195	Au197
<b>Wehrlita protogranular X1-3A</b>																
MSS	Pto1	Conc.	2.83	59.35	207.33	59.19	0.39	0.076	2.54	1.55	2.66	1.48	1.87	0.22	0.34	0.28
		1 $\sigma$	3.58	149.07	376.23	54.71	0.18	0.036	0.48	0.96	12.69	2.42	0.78	0.096	0.14	0.19
		LD	0*	2.17	7.59	0*	0.36	0*	3.04	4.69	2.63	0*	0*	0*	0*	0*
	Pto4	Conc.	4.58	142.78	119.94	134.44	1.01	1.95	4.27	120.03	42.52	12.79	1.13	0.18	0.37	0.26
		1 $\sigma$	6.9	384.2	243.07	349.53	0.54	0.37	1.05	81.69	241.35	24.64	1.16	0.11	0.32	0.26
		LD	1.59	5.23	4.39	4.92	0.94	9.7	5.1	363.71	42.1	3.74	0	0	0	1.19
	Pto10	Conc.	0.38	77.14	85.33	81.1	0.147	0.131	0.264	9.56	1.17	10.22	0.27	0.035	0.08	0.14
		1 $\sigma$	0.64	232.65	191.18	239.6	0.057	0.026	0.071	8.06	9.35	22.25	0.14	0.018	0.11	0.14
		LD	0.13	2.83	3.13	2.97	0.138	0.65	0.316	28.96	1.16	2.99	0	0	0.057	0.64
	Pto11	Conc.	0.77	36.1	81.14	32.51	0.156	0.115	0.75	0.94	1.3	0.74	0.59	0.129	0.38	0.17
		1 $\sigma$	0.49	114.34	193.06	101.96	0.097	0.026	0.19	0.88	12.22	1.36	0.32	0.081	0.56	0.19
		LD	0	1.32	2.97	1.19	0.146	0.57	0.9	2.84	1.29	0	0	0.18	0.27	0.79
Pirrotina	Pto9	Conc.	0.81	44.4	42.13	42.64	0.299	0.07	0.74	0.98	1.86	1.27	0.45	0.108	0.76	0.21
		1 $\sigma$	1.05	126.81	89.33	118.44	0.078	0.018	0.16	0.75	12.5	2.62	0.2	0.055	0.77	0.17
		LD	0	1.63	1.54	1.56	0.279	0.349	0.89	2.97	1.84	0.37	0	0.152	0.53	0.94

\*inferior a 0.001.

**Tabla 25. Resultados análisis in situ de sulfuros, metales nobles y trazas parte 2.**  
 Cons= concentración medida;  $\sigma$ = desviación estándar, LD= límite de detección.

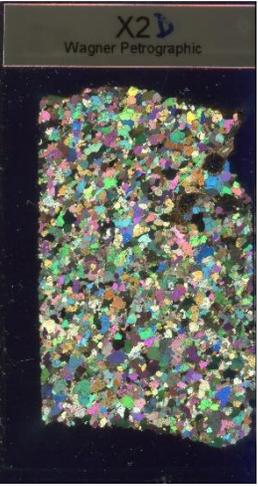
Mineral	Código	(ppm)	As75	Se77	Se78	Se82	Ru101	Rh103	Pd105	Ag107	Cd111	Te125	Os189	Ir193	Pt195	Au197
Wehrlita protogranular X1-3B																
MSS	Pto11	Conc.	0.71	13.79	13.17	17.37	0.102	0.032	0.43	0.58	2.68	0.41	0.23	0.29	0.81	0.08
		1 $\sigma$	1.47	50.79	18.54	64.96	0.075	0.009	0.12	0.75	48.34	1.16	0.21	0.23	2.27	0.15
		LD	0.25	0.51	0	0.64	0	0.159	0.51	1.76	2.65	0.12	0.22	0.41	0.57	0.39
Pirrotina	Pto1	Conc.	0.42	14.24	14.2	16.4	0.268	0.125	1.56	0.55	1.77	0.66	1.46	0.84	4.97	0.13
		1 $\sigma$	0.76	47.1	35.51	53.97	0.058	0.023	0.35	0.55	19.47	1.6	0.68	0.43	8.27	0.16
		LD	0.15	0.52	0.52	0.6	0.251	0.62	1.87	1.65	1.75	0.19	1.39	1.18	3.48	0.6
	Pto7	Conc.	0.4	15.2	17.61	24.01	0.187	0.039	1.76	1.43	1.42	2.76	0.58	0.052	4.63	0.69
		1 $\sigma$	0.73	52.33	17.34	82.94	0.091	0.013	0.43	1.58	18.42	7.07	0.43	0.039	9.1	0.94
		LD	0	0.56	0	0.88	0.175	0.193	2.11	4.32	1.41	0.81	0.55	0	3.24	3.15
	Pto11	Conc.	1.88	24.33	25.68	30.93	1.31	0.1	0.45	17.41	1.18	4.29	2.63	2.7	0.1	0.22
		1 $\sigma$	3.72	86.75	70.41	111.16	0.36	0.021	0.12	20.67	17.95	11.47	1.61	1.83	0.24	0.34
		LD	0.66	0.89	0.94	1.13	1.23	0.5	0.54	52.75	1.16	1.25	2.51	3.8	0.07	1.01

**Tabla 26.** Resultados análisis in situ de sulfuros, metales *nobles* y trazas parte 3.  
 Cons= concentración medida;  $\sigma$ = desviación estándar, LD= límite de detección

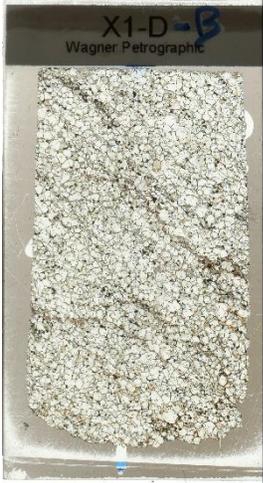
Mineral	Código	(ppm)	As75	Se77	Se78	Se82	Ru101	Rh103	Pd105	Ag107	Cd111	Te125	Os189	Ir193	Pt195	Au197
Wehrlita poikilitica X1-4A																
Pentlandita	Pto4	Conc.	0.21	54.9	64.76	62.63	7.24	0.77	2.3	27.27	23.52	3.27	13.82	14.73	18.12	0.67
		1 $\sigma$	0.49	218.98	203.32	257.38	3.37	0.16	0.66	42.22	743.73	10.08	14.08	17.32	9.2	1.63
		LD	0.07	2.01	2.37	2.29	6.76	3.85	2.75	82.62	23.29	0.96	13.17	20.75	12.67	3.09
Calcopirita	Pto2	Conc.	2.07	99.46	112.58	105.97	11.61	1.67	22.21	33.85	10.06	6.95	37.12	14.32	88.86	0.9
		1 $\sigma$	4.41	376.94	332.09	409.66	4.04	0.33	5.89	46.24	216.55	20.06	29.05	12.7	9.64	1.74
		LD	0.72	3.64	4.12	3.88	10.84	8.33	26.56	102.56	9.96	2.03	35.39	20.16	62.14	4.11
Cubanita	Pto3	Conc.	19.19	261.52	241.22	213.24	3.17	0.42	2.38	112.63	91.52	54.5	4.91	0.78	4.6	80.3
		1 $\sigma$	42.1	1018.34	741.37	852.77	2.1	0.14	0.92	164.16	2370.5	162.77	3.83	0.97	18.79	17.93
		LD	6.69	9.58	8.84	7.81	2.96	2.07	2.85	341.31	90.61	15.94	0	1.1	3.22	68.34
MSS	Pto12	Conc.	1.6	80.38	89.46	88.46	4.08	0.266	7.06	5.36	8.84	6.45	6.62	1.79	27.02	1.61
		1 $\sigma$	3.69	327.92	288.77	373.56	2.24	0.056	2.07	8.8	348.25	20.43	7.74	2.45	7.88	4.35
		LD	0.56	2.94	3.28	3.24	3.81	1.32	8.45	16.25	8.76	1.89	6.31	2.53	18.9	7.37

## 8 Anexo II – Descripción inicial básica de los cortes transparentes estudiados.

 <p>X2A Wagner Petrographic</p> <p>Escaneo N//</p>	<p>Corte X2-A</p> <p>Hazburgita compuesta por 64.5% de olivino, 30.6% de ortopiroxeno, 3.6% de clinopiroxeno y 1.24% entre espinelas y opacos.</p> <p>La textura es de mosaico porfiroclástico. Como característica distintiva se observan venillas que atraviesan en corte de forma oblicua. En estas venillas, los silicatos se encuentran parcialmente re-absorbidos. Se observa vidrio relleno de espacios en los bordes de los cristales. El clinopiroxeno se observa siempre asociado a las venillas.</p>	 <p>X2B Wagner Petrographic</p> <p>Escaneo N//</p>	<p>Corte X2-B</p> <p>Lherzolita compuesta por 69.2% de olivino, 22.11% de ortopiroxeno, 7.3% de clinopiroxeno y 1.4% entre espinelas y opacos.</p> <p>La textura es de mosaico porfiroclástico. Como característica distintiva se observan venillas que atraviesan en corte de forma oblicua. En estas venillas los silicatos se encuentran parcialmente re-absorbidos. Se observa vidrio relleno de espacios y clinopiroxenos redondeados y con bordes de reacción con espesores ~1mm.</p>
 <p>X2A Wagner Petrographic</p> <p>Escaneo NX</p>	<p>Se observan signos de deformación ya sea como kink bands o extinción ondulosa en los cristales de mayor tamaño (&gt;4mm). Los olivinos de menor tamaño no están deformados destacándose la presencia de puntos triples.</p>		<p>Se observan signos de deformación principalmente en los olivinos de mayor tamaño (&gt;4mm) evidenciado una extinción ondulosa. En las zonas inter-granos se observan óxidos de hierro lo que le da una coloración beige al corte. Se observa un grano de espinela de gran tamaño, negro, posiblemente con un alto contenido de cromo o hierro (circulo verde).</p>

 <p>Escaneo N//</p>	<p><b>Corte X2-C</b></p> <p>Hazburgita compuesta por 68.3% de olivino, 27.2% de ortopiroxeno, 2.5% de clinopiroxeno y 2% entre espinelas y opacos.</p> <p>La textura es de mosaico porfiroclástico. Como característica distintiva se observan venillas que atraviesan en corte de forma oblicua y un gran cristal de ortopiroxeno con extinción ondulosa y alterado a vidrio. Se observa espinelas anhedrales de tamaños 1 a 2 mm. El clinopiroxeno se observa siempre asociado a las venillas.</p>	 <p>Escaneo N//</p>	<p><b>Corte X2-D</b></p> <p>Lherzolita compuesta por 64.7% de olivino, 23.7% de ortopiroxeno, 5.9% de clinopiroxeno y 5.7% entre espinelas y opacos.</p> <p>La textura es de mosaico porfiroclástico. Como característica distintiva se observan venillas que atraviesan en corte de forma oblicua y algunas espinelas con tamaños superiores a 1mm que se observan de forma aleatoria. En estas venillas los silicatos se encuentran parcialmente re-absorbidos y se observa al parecer anfíbol (?) como mineral accesorio.</p>
 <p>Escaneo NX</p>	<p>Se observan signos de deformación ya sea como kink bands o extinción ondulosa en los cristales de mayor tamaño (&gt;4mm). Los olivinos y ortopiroxenos de menor tamaño no están deformados destacándose la presencia de puntos triples. Aunque se observan numeroSS fracturas.</p>	 <p>Escaneo NX</p>	<p>Se observan signos de deformación evidenciado en una extinción ondulosa y las numerosas fracturas alineadas. En las zonas integranos se observan óxidos de hierro lo que le da una coloración beige al corte. El pulido deficiente imposibilita la observación de clivajes.</p>

 <p>Escaneo N//</p>	<p><b>Corte X2-E</b></p> <p>Lherzolita compuesta por 63.3% de olivino, 24% de ortopiroxeno, 8.6% de clinopiroxeno y 4.1% entre espinelas y opacos.</p> <p>La textura es de mosaico porfiroclástico. Como característica distintiva se observan venillas que atraviesan en corte de forma oblicua. El clinopiroxeno se observa siempre asociado a las venillas al igual que las espinelas de mayor tamaño.</p> <p>Se observan signos de deformación ya sea como kink bands o extinción ondulosa. Los olivinos y ortopiroxenos de menor tamaño no se observan contactos rectos, solamente ondulosos e irregulares.</p> <p>Las secciones elongadas de los cristales siguen en general la dirección de las venillas.</p>	 <p>Escaneo N//</p>	<p><b>Corte X2-F</b></p> <p>Lherzolita compuesta por 49.2% de olivino, 26.5% de ortopiroxeno, 15.5% de clinopiroxeno y 8.8% entre espinelas y opacos.</p> <p>La textura es de mosaico porfiroclástico. Se observan venillas de clinopiroxenos en 2 direcciones. Y como característica distintiva se observa una espinela de gran tamaño con forma anhedral.</p> <p>Se observan signos de deformación evidenciado en una extinción ondulosa y las numerosas fracturas alineadas, además las secciones elongadas de los cristales mostraron un zig-zag asociado a las venillas.</p> <p>La gran cantidad de clinopiroxeno le otorga un color verde pálido al corte.</p> <p>Se observan numerosos contactos irregulares y desarrollo de puntos triple entre olivino y ortopiroxeno.</p>
--	--	--	---

 <p>X1-D-A Wagner Petrographic</p> <p>Escaneo N//</p>	<p>Corte X1-D-A Dunita piroxenica o hazburgita olivínica compuesta por 86% de olivino, 7% de ortopiroxeno, 3% de clinopiroxeno y 4% entre espinelas y minerales opacos.</p> <p>La textura principal es de mosaico equigranular con desarrollo de puntos triples, se observa un bandeamiento alineado con venillas discontinuas pseudo-paralelas. En las venillas se observa vidrio y microlitos de olivino.</p>	 <p>X1-D-B Wagner Petrographic</p> <p>Escaneo N//</p>	<p>Corte X1-D-B Dunita piroxenica o wherlita olivínica compuesta por 85% de olivino, 4,2% de ortopiroxeno, 5,3% de clinopiroxeno y 5.5% entre espinelas y minerales opacos.</p> <p>La textura principal es de mosaico equigranular con desarrollo de puntos triples, se observa una bandeamiento leve alineada con venillas discontinuas pseudo-paralelas. En las venillas se observa vidrio y microlitos de olivino.</p>
 <p>X1-D-A Wagner Petrographic</p> <p>Escaneo NX</p>	<p>Las espinelas son de coloración marrón son de tamaños inferiores a 0,4 mm, con formas redondeadas y diseminadas de forma homogénea aunque se puede observar una segunda población de mayor tamaño de grano asociada a las venillas.</p> <p>Los sulfuros accesorios son granos aislados en general de MSS. Con tamaños inferiores a 100µm, menos de 5 granos.</p>		<p>Asociado a venillas se observan microlitos y inclusiones fluidas en suturas. Las espinelas son euhedrales como inclusiones en silicatos y redondeadas en zonas intersticiales.</p> <p>Se observa una foliación? leve. Al menos dos direcciones preferentes para las venillas.</p>



Escaneo N//

#### Corte X1-D-C

Dunita compuesta por un 89% de olivino, 1% de clinopiroxeno, 5% de ortopiroxeno y 5% entre espinelas y minerales opacos.

La textura de la roca fue clasificada como mosaico equigranular. El clinopiroxeno está casi ausente y en los bordes de los cristales se observan óxidos de hierro.

El pulido del corte fue deficiente encontrando zonas de diferente espesor, y numerosas 'rayas' de pulido.

El tamaño de grano es fino inferior a 2 mm y no se observan porfiroclastos. La mayoría de los granos son poligonales con desarrollo de puntos triples.

Se observan venillas rellenas con vidrio y microlitos, con espinelas asociadas. Las espinelas si bien se concentran en las venillas, también están distribuidas toda la lámina con tamaños inferiores a 0.5 mm.



Escaneo N//

#### Corte X1-D-D

Dunita piroxenica o wehrlita olivínica compuesta por un 85% de olivino, 6% de clinopiroxeno, 3% de ortopiroxeno y 6% entre espinelas y minerales opacos.

La textura de la roca fue clasificada como mosaico equigranular, con un bandeamiento leve dado por las venillas discontinuas que cortan de manera oblicua la lámina. Las venillas están rellenas por vidrio y microlitos, además en las vecindades de estas venillas se concentran los piroxenos.

El aspecto sucio de la lámina se debe a la presencia de óxidos de hierro producto de la alteración de espinelas intersticiales.

La mayoría de los granos (olivinos y clinopiroxenos) no superan los 2 mm y son poligonales con desarrollo de puntos triples, en contrataste con algunos clinopiroxenos asociados a las venillas que tienen bordes irregulares.



Escaneo N//



Escaneo NX

Corte X1-3A-A

Wehrlita compuesta por 50% de olivino, 46% de clinopiroxeno y 4% entre espinelas y minerales opacos. El ortopiroxeno solo se observó en lamelas de exsolución, mientras que la plagioclasa se encontró en cantidades marginales en bordes de reacción.

La textura de la roca es protogranular y poikilitica. Los cristales presentes forman cúmulos sumamente heterogéneos observándose oikocristales de clinopiroxeno con inclusiones de olivino, clinopiroxenos maclados y bordes rectos, clinopiroxenos con extinción ondulosa y bordes de reacción, y olivinos prismáticos y granulares

Las espinelas son de coloración negra, posiblemente por un alto contenido de hierro, anhedrales.



Escaneo N//

Corte X1-3A-B

Wehrlita compuesta por 46% de olivino, 42% de clinopiroxeno y 7% entre espinelas y minerales opacos. El ortopiroxeno solo se observó en lamelas de exsolución, mientras que la plagioclasa se encontró en cantidades marginales en bordes de reacción.

La textura de la roca es protogranular y de manera secundaria se observa textura poikilitica. Se observa infiltración de fundido desde los bordes del xenolito mediante venillas. Hay gran cantidad de inclusiones fluidas en fracturas cerradas o suturas.

Todos los piroxenos presentan bordes porosos y en algunos casos texturas corínticas. Las espinelas se concentran en los bordes de reacción. Se encontraron óxidos de hierro asociados a zonas de infiltración de fundido.



Escaneo N//

#### Corte X1-3A-C

Wehrlita compuesta por 50% de olivino, 46% de clinopiroxeno y 4% entre espinelas y minerales opacos. El ortopiroxeno solo se observó en lamelas de exsolución.

La textura general del corte es protogranular, pero también se observan texturas poikiliticas.

Las espinelas tienen una coloración gris oscuro, mientras que los sulfuros accesorios son abundantes, más de 20 granos con formas irregulares de pirrotina principalmente.

Algunos clinopiroxenos se encuentran maclados y presenta bordes porosos en contacto con olivinos.

En los contactos con la lava se observan cristales re-absorbidos y la presencia de vidrios y microlitos en zonas de reacción.



Escaneo N//

#### Corte X1-3A-D

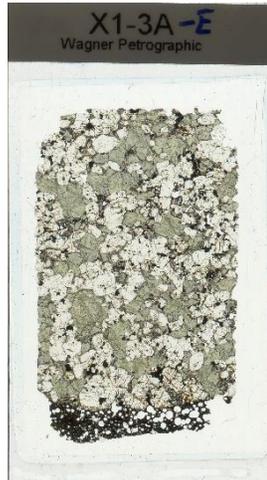
Wehrlita compuesta por 51% de olivino, 40% de clinopiroxeno y 9% entre espinelas y minerales opacos. El ortopiroxeno solo se observó en lamelas de exsolución.

El gran porcentaje de opacos está influenciado por la infiltración de fundido mediante venillas. Asociado a esto se observan óxidos de hierro y sulfuros de tamaños  $<0,1\text{mm}$ .

La textura principal es protogranular, aunque también hay zonas poikiliticas la mayoría de los clinopiroxenos tiene bordes porosos.

En zonas de reacción se observaron microlitos de plagioclasa, olivino y piroxenos.

Las espinelas se concentran en los intersticios y zonas de reacción.



Escaneo N//

**Corte X1-3A-E**

Wehrlita compuesta por 46% de olivino, 46% de clinopiroxeno y 8% entre espinelas y minerales opacos. El ortopiroxeno solo se observó en lamelas de exsolución

Tiene una textura protogranular y localmente poikilitica.

Los olivinos se encuentran en cúmulos con formas irregulares o asilados con formas aisladas, mientras los clinopiroxenos tienen formas anhedrales y bordes porosos. Las espinelas son opacas y se concentran en los intersticios.

Se observan venillas por donde ingreso fundido, alterando a vidrio y dejando óxidos de hierro. También se observan microlitos y plagioclasa en los bordes de reacción asociados a las venillas.



Escaneo N//

**Corte X1-3B-A**

Wehrlita compuesta por 53% de olivino, 40% de clinopiroxeno y 7% entre espinelas y minerales opacos. El ortopiroxeno solo se observó en lamelas de exsolución

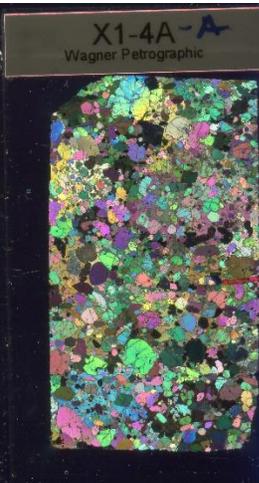
La textura principal es protogranular con clinopiroxenos de mayor tamaño en cúmulos, rodeados por olivinos de menor tamaño y en algunos casos presencia de puntos triples. Los cristales de mayor tamaño tienen extinción ondulosa.

Los clinopiroxenos exhiben bordes porosos con núcleos intactos, las espinelas están asociadas a los bordes de reacción y presentan texturas vermiculares en algunos casos.

Se observan venillas rellenas de vidrio e inclusiones fluidas en suturas.

Los sulfuros presentes son mayoritariamente pirrotina.

 <p>Escaneo N//</p>	<p><b>Corte X1-3B-B</b>  Wehrlita compuesta por 49% de olivino, 43% de clinopiroxeno y 8% entre espinelas y minerales opacos. El ortopiroxeno solo se observó en lamelas de exsolución.</p> <p>La textura puede clasificarse como porfiroclástica. Evidenciado en las dos poblaciones de cristales representadas por clinopiroxenos (2 a 5mm) y olivinos (&lt;3mm).</p> <p>Se observan venillas donde infiltró fundido y zonas de reacción con espinela, clinopiroxeno y plagioclasa.</p> <p>Los clinopiroxenos muestran bordes porosos con vesículas y microlitos de piroxenos.</p> <p>Los sulfuros accesorios son mayoritariamente pirrotinas.</p>	 <p>Escaneo N//</p>	<p><b>Corte X1-3B-C</b>  Wehrlita compuesta por 47% de olivino, 45% de clinopiroxeno y 8% entre espinelas y minerales opacos. El ortopiroxeno solo se observó en lamelas de exsolución.</p> <p>La textura puede clasificarse como porfiroclástica o protogranular.</p> <p>Existen tanto olivinos como clinopiroxenos de gran tamaño (&gt;3mm) con extinción ondulosa, bordes de reacción o parcialmente reabsorbidos en contraste con los granos de menor tamaño que son poligonales o prismáticos.</p> <p>Las espinelas se encuentran como inclusiones en olivinos en las zonas entre los cristales. Los clinopiroxenos presentan bordes porosos con desarrollo de texturas coroníticas.</p> <p>*el pulido es deficiente y los clinopiroxenos están muy rayados.</p>
--	--	--	---

 <p>Escaneo N//</p>	<p><b>Corte X1-3B-E</b> Wehrlita compuesta por 49% de olivino, 44% de clinopiroxeno y 7% entre espinelas y minerales opacos. El ortopiroxeno solo se observó en lamelas de exsolución.</p> <p>La textura de la roca es protigranular, aunque hay sectores poikiliticos (se observan oikocristales de clinopiroxeno con inclusiones de olivinos prismáticos).</p> <p>Los clinopiroxenos de mayor tamaño tienen bordes porosos y en estas zonas de reacción de pueden encontrar espinelas y microlitos de silicatos.</p>	 <p>Escaneo N//</p>	<p><b>Corte X1-4A-A</b> Wehrlita compuesta por 61% de olivino, 35% de clinopiroxeno y 4% entre espinelas y minerales opacos. El ortopiroxeno solo se observó en lamelas de exsolución.</p> <p>La textura de la roca es poikilitica con oikocristales de clinopiroxeno e inclusiones de olivino prismático. Los contactos entre los granos son nítidos. Los clinopiroxenos pueden alcanzar tamaños centimétricos.</p> <p>Las espinelas se concentran en los bordes los cristales, pero también se encuentran como inclusiones en olivinos. Su tamaño no supera los 0.5 mm.</p>
 <p>Escaneo NX</p>	<p>Los contactos entre los cristales de menor tamaño son rectos y en algunos sectores se observan puntos triples.</p> <p>Se observa la infiltración de fundido de desde los bordes del xenolito generando venillas.</p>	 <p>Escaneo NX</p>	<p>Existen zonas de reacción en posiciones intersticiales con presencia de vidrio y microlitos de piroxenos, olivino, espinelas y plagioclasa.</p>



Escaneo N//

Corte X1-4A-B

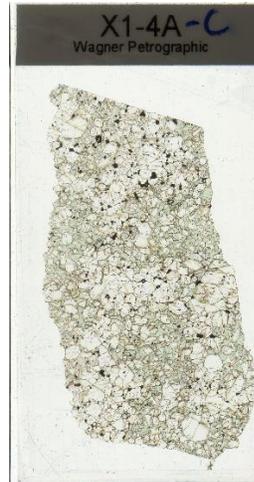
Wehrlita compuesta por 66% de olivino, 30% de clinopiroxeno y 4% entre espinelas y minerales opacos. El ortopiroxeno solo se observó en lamelas de exsolución.

La textura de la roca es poikilitica, con características de adcumulada. Se observan también cúmulos de olivino.

Dentro de los olivinos se observan algunos redondeados y otros prismáticos sin estar relacionado con su tamaño. Los contactos entre los cristales son nítidos.

Las espinelas se encuentran con diferente grado de alteración a óxidos de coloración anaranjada.

Utilizando luz reflejada se observan granos de pentlandita y calcopirita, <0.1 mm en zonas intersticiales.



Escaneo N//

Corte X1-4A-C

Wehrlita compuesta por 68% de olivino, 28% de clinopiroxeno y 4% entre espinelas y minerales opacos. El ortopiroxeno solo se observó en lamelas de exsolución.

Roca con textura poikilitica de naturaleza probablemente adcumulada.

Se observan oikocristales de clinopiroxeno ~0.5 cm de tamaño con inclusiones de olivinos prismáticos y cúmulos de olivinos. Las espinelas son opacas y se encuentran como inclusiones en silicatos y en zonas inter grano.

Asociado a zonas de reacción se observan microlitos de olivino, piroxeno y plagioclasa.

Algunas espinelas tienen formas vermiculares y se encuentran oxidadas.

Los cristales de mayor tamaño presentan extinción ondulosa y señales de stress.



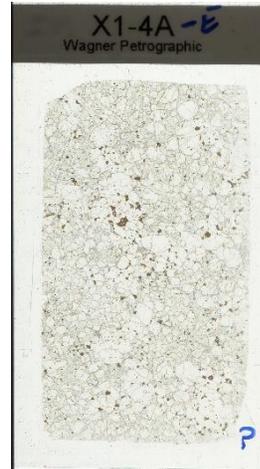
Escaneo N//

Corte X1-4A-D  
Wehrlita compuesta por 72% de olivino, 24% de clinopiroxeno y 4% entre espinelas y minerales opacos. El ortopiroxeno solo se observó en lamelas de exsolución.

La textura de la roca es poikilitica. Con oikocristales de clinopiroxeno e inclusiones de olivinos. Se observa más de una generación de cristales poikiliticos.

Las espinelas de mayor tamaño se concentran en los bordes de granos, aunque también observan inclusiones. Los sulfuros accesorios corresponden a pentlandita, MMS, cubanita representando menos de 0.05% del total de la roca.

Se observan zonas intersticiales con vidrio y microlitos donde destaca la presencia de plagioclasa.



Escaneo N//

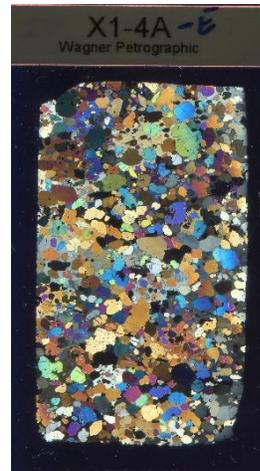
Corte X1-4A-E  
Wehrlita compuesta por 69% de olivino, 26% de clinopiroxeno y 5% entre espinelas y minerales opacos. El ortopiroxeno solo se observó en lamelas de exsolución.

Roca con textura poikilitica, el contacto entre los oikocristales de clinopiroxeno y los olivinos es nítido.

Solamente a nicoles cruzados de observa el contacto entre los clinopiroxenos de mayor tamaño. Las espinelas se concentran en los bordes de los granos al igual que los sulfuros accesorios.

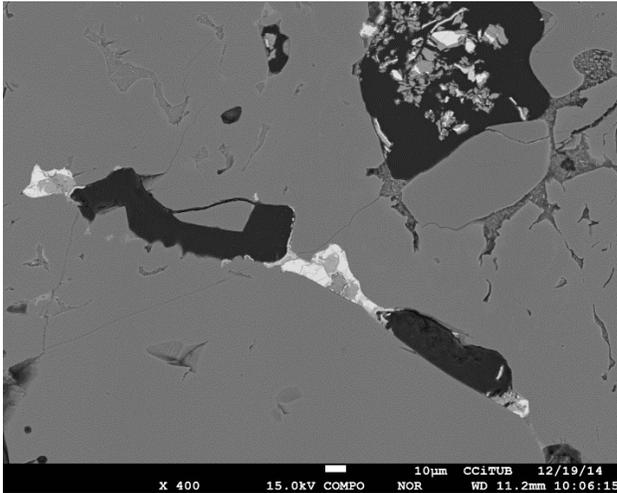
Los cristales de mayor tamaño presentan signos de stress como extinción ondulosa, aunque no se descarta que sea un efecto causado por el espesor irregular del corte trasparente.

En existen zonas de reacción en espacios abiertos con microlitos e inclusiones fluidas en suturas.



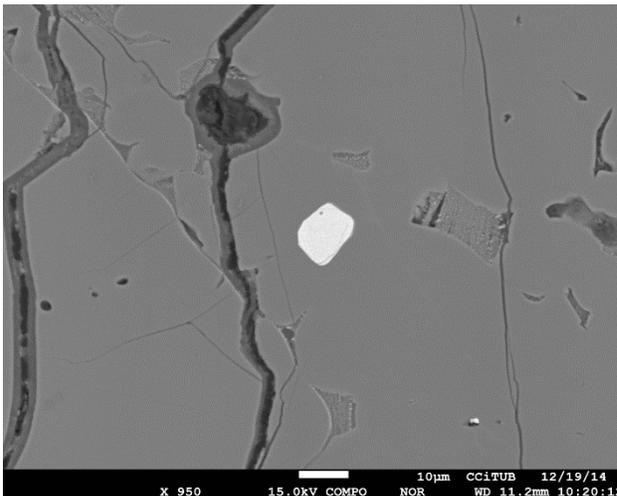
Escaneo NX

## 9 Anexo III – Fotografías



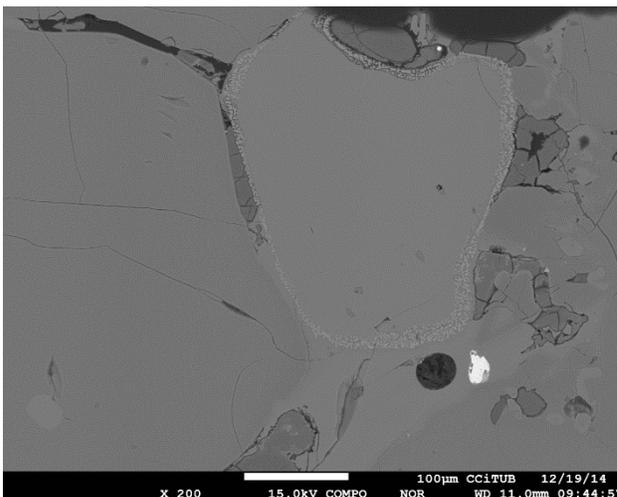
*Figura Anexo 1*

Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM, sulfuros alineados en zona de reacción en contacto con clinopiroxeno. Son pirrotinas, MSS y sugaikiita. Wehrlita X1-3B



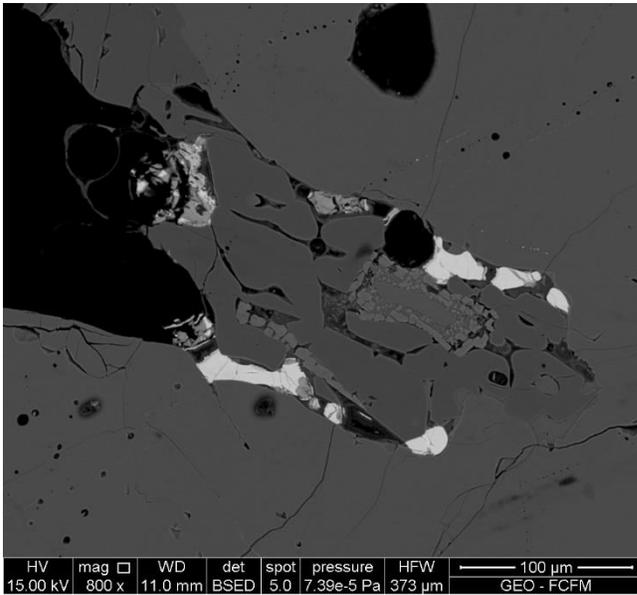
*Figura Anexo 2*

Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando Imagen SEM, sulfuro intersticial cercano a una fractura con un hueco que posiblemente fue un sulfuro. Wehrlita X1-3B.



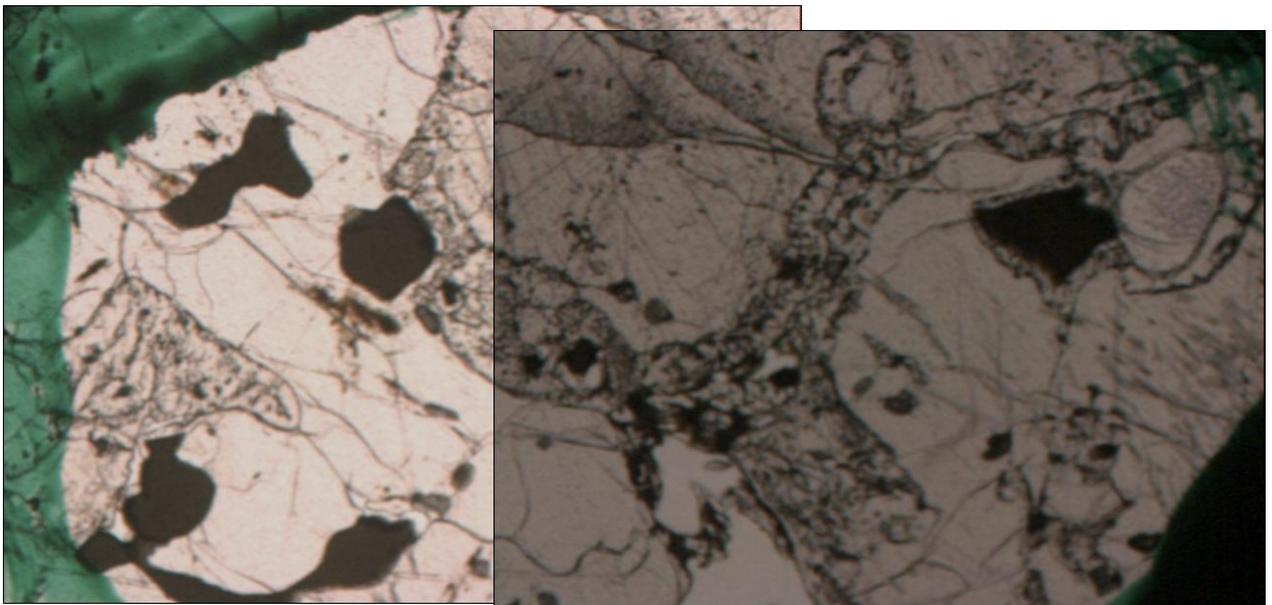
*Figura Anexo 3*

Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM, sulfuro intersticial en las cercanías de un clinopiroxeno con una corona de espinelas. Wehrlita X1-4<sup>a</sup>.



*Figura Anexo 4.*

Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM, pirrotina en zona se reacción asociada a espinelas y clinopiroxeno. Wehrlita X1-3A.



*Figura Anexo 5.*

Ejemplo de mosaico de fotos capturadas utilizando cámara digital acoplada a microscopio petrográfico, para documentar puntos de interés