



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

Tesina presentada para obtener el grado académico de  
LICENCIADO EN GEOLOGÍA

PETROGRAFÍA DE XENOLITOS DEL MANTO ALOJADOS EN BASALTOS DE LA  
LOCALIDAD DE PRAHUANIYEU (RÍO NEGRO)

Georgina Marianela RUBIANO LORENZONI

SANTA ROSA (LA PAMPA)

ARGENTINA

2016

## PREFACIO

Esta Tesina es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciado en Geología, de la Universidad Nacional de La Pampa y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica. Se llevó a cabo en el Pabellón de Geología perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad Nacional de La Pampa, durante el periodo comprendido entre agosto de 2015 y marzo de 2016, bajo la dirección de Bertotto, Gustavo Walter y la co-dirección de Ponce, Alexis Daniel.

### Agradecimientos

A la UNLPam por brindarme educación pública y gratuita.

A mi director Walter Bertotto por su tiempo, paciencia, consejos y dedicación constante.

A mi co-director Alexis Ponce por su buena voluntad, colaboración en los trabajos de gabinete y correcciones.

A los Dres. Viviana Martínez y Hugo Tickyj, por las correcciones y sugerencias.

A la Universidad de Modena por la realización de los análisis químicos.

A Sabrina Paredes y Carolina Oppezzo por la elaboración de cortes delgados.

A Dolly Rasello por acompañarme en cada examen.

A mis compañeros y profesores.

A mis amigos.

A mi familia.

A mis hermanos, Renzo y Silvana.

A mi mamá.

Mayo, 2016

Georgina Rubiano Lorenzoni

Departamento de Geología

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

## RESUMEN

En esta tesina se estudian xenolitos mantélicos, hospedados en basaltos pliocénicos, aflorantes en la localidad de Prahuaníyeu (Río Negro). Las litologías halladas son mayormente harzburgita y lherzolita y en menor medida ortopiroxenita, websterita y dunita. Presentan principalmente textura porfiroclástica y mosaico-porfiroclástica y en forma subordinada textura gruesa y porfiroclástica fluidal. Las peridotitas poseen espinela como fase alumínica, que con frecuencia tiene textura simplectítica-vermicular lo que evidencia que estos xenolitos provienen de la zona de transición granate-espinela. Las dos reacciones minerales, a nivel del manto, observadas fueron: 1) Disolución de piroxenos y segregación de olivinos neo-formados en peridotitas ricas de olivino y 2) reemplazo de olivino por piroxenos en peridotitas ricas en piroxeno. La disolución de piroxeno sería producto de la circulación de fundidos subsaturados en sílice, mientras que el reemplazo de olivino por piroxeno estaría relacionado con fundidos saturados en sílice. Según la relación clinopiroxeno/ortopiroxeno, el manto debajo de Prahuaníyeu ha sufrido empobrecimiento por extracción de fundidos de hasta 26%, como así también ocurre con el manto debajo de la zona de Paso de Indios (Chubut). Se identificaron reacciones de desequilibrio tardío en los xenolitos: serpentinización de algunas peridotitas y (raramente) *spongy rims* en clinopiroxenos y espinelas, relacionadas con venillas de vidrio basáltico. Algunas de estas características pueden vincularse a la inyección de fundido, probablemente durante el transporte, dentro del basalto hospedante, hacia la superficie y su emplazamiento final. Además, se observaron por primera vez en xenolitos mantélicos de Patagonia, ortopiroxenos con fuertes dislocaciones y exsoluciones asociadas, los que estarían relacionados a esfuerzos de cizalla.

## ABSTRACT

In this grade thesis mantle xenoliths hosted in Pliocene basalts, from Prahuaníyeu locality (Río Negro province), were studied. The founded lithologies are mostly harzburgite and lherzolite and to a lesser extent, orthopyroxenite, websterite and dunite. They mainly present porphyroclastic and mosaic-porphyroclastic textures and minor coarse and porphyroclastic-fluidal textures. Frequently symplectitic-vermicular spinel is found and indicates that these xenoliths came from garnet-spinel transition zone. The two observed mineral reactions, at the mantle level, were: 1) the dissolution of pyroxene and crystallization of new olivine in olivine-rich peridotites y 2) the replacement of primary olivine by pyroxene in pyroxene-rich peridotites. The pyroxene dissolution was attributed to channelling of silica-undersaturated melts, whereas the replacement of primary olivine by pyroxene points to reaction with silica-saturated melts. According to clinopyroxene/orthopyroxene ratio, the mantle beneath Prahuaníyeu suffered a melt-related depletion until 26%, as well as it happens in the mantle beneath Paso de Indios area (Chubut). Late disequilibrium reactions identified in the xenoliths comprise: the serpentinization of some peridotites and (rarely) spongy rims on clinopyroxene and spinel linked to glassy veins. Such features are apparently related to the injection of melt, likely during entrainment into the host basalts and ascent to the surface. In addition, this is the first time that orthopyroxenes with dislocations and related exolutions were observed into mantle xenoliths of Patagonia, they would be related with shear stresses.

## ÍNDICE

PREFACIO.....	2
RESUMEN.....	3
INTRODUCCIÓN.....	6
El Manto Terrestre.....	6
Rocas del Manto.....	7
Estudios de xenolitos del manto en Patagonia.....	7
Xenolitos del manto en Prahuaniyeu.....	9
Texturas de rocas del manto.....	9
Ubicación.....	13
Geología Regional.....	13
Marco Geotectónico.....	16
OBJETIVOS.....	19
MATERIALES Y MÉTODOS.....	19
Trabajo de laboratorio.....	19
Trabajo de gabinete.....	20
PETROGRAFÍA.....	21
Roca Portadora.....	21
Xenolitos.....	21
QUÍMICA MINERAL.....	32
DISCUSIÓN.....	33
Comparación textural-litológica entre Prahuaniyeu y Paso de Indios.....	33
Características petrográficas particulares.....	35
Estimaciones de fusión parcial.....	36
CONCLUSIONES.....	38
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	39
APÉNDICES.....	45

## INTRODUCCIÓN

### El Manto Terrestre

El manto terrestre representa aproximadamente el 83% del volumen y el 67% de la masa del planeta y comienza en el límite corteza-manto (~40 km), extendiéndose hasta el límite manto-núcleo (~2900 km) (Wilson 1989). Está constituido por tres partes: Manto Superior (desde el límite con la corteza-discontinuidad de Mohorovicic hasta ~410 km de profundidad), Zona de Transición (~410 km a ~660 km de profundidad) y Manto Inferior (de ~660 km a ~2900 km de profundidad) (Helffrich y Wood 2001).

El modelo composicional más frecuente para el Manto Superior es el “pirolítico” (Ringwood, 1975, 1989), el cual tiene composición peridotítica, por ejemplo, olivino (~60%), ortopiroxeno (~30%), clinopiroxeno (~5%) y una fase mineral aluminosa (~5%) (Rollinson 2007). Esta última está representada por la gradación desde peridotita en facies de plagioclasa (hasta ~40 km de profundidad) a peridotita en facies de espinela (de ~40 a ~80 km de profundidad) y a peridotita en facies de granate (de ~80 a ~300 km de profundidad) (Palme y O'Neill 2014). Si bien este modelo de un manto superior peridotítico ha sido cuestionado, las alternativas propuestas han evolucionado con el tiempo para dar cabida a cantidades crecientes de olivino: desde una eclogita que contiene poco o nada de olivino (Anderson 1979, 1982, 1984), pasando por diversos modelos de eclogita picrítica o “piclogita” que contienen 16% (Bass y Anderson 1984), 22% (Anderson y Bass 1984), 30% (Anderson y Bass 1986), o 40% (Duffy y Anderson 1989, Duffy *et al.* 1995) de olivino. Por lo tanto, “pyrolita” y “piclogita” representan grandes familias de composiciones del manto que se distinguen principalmente por contener >50% olivino en el primer caso y <50% olivino en la “piclogita” (Bina y Helffrich 2014).

El manto es un sistema heterogéneo en todas las escalas y parece estar formado por historias muy complejas (White 1997). Existen varias maneras de estudiarlo: a través de las propiedades geofísicas del mismo (velocidad de ondas sísmicas, flujo calórico y densidad), mediante estimaciones cosmoquímicas tales como la composición del sol o de condritos y por último a partir de estudios petrológicos en rocas ultramáficas del manto (Condie 1997).

## **Rocas del Manto**

Las rocas del manto están expuestas de manera muy restringida en la superficie terrestre. Se manifiestan principalmente en dos formas: macizos tectónicamente emplazados (macizos alpinos y ofiolitas) y xenolitos mantélicos. Mientras que el primer grupo tiene una escala de muestreo bastante amplia y tamaños que pueden variar desde unos pocos metros a decenas de kilómetros (Bodinier y Godard 2014), los xenolitos carecen de relaciones de campo disponibles y son de tamaño pequeño (rara vez superan el metro). Por otro lado, el ascenso de los xenolitos del manto hacia la superficie es mucho más rápido que el de las peridotitas de macizos y ofiolitas, los que tienden a reequilibrarse durante su emplazamiento (Pearson *et al.* 2014). Los xenolitos mantélicos brindan información importante sobre la estructura y composición del manto superior, como así también son útiles para obtener evidencias directas de los procesos de fusión parcial y metasomatismo. El emplazamiento de los xenolitos en superficie puede generar modificaciones químicas y mineralógicas, debido al calentamiento a temperaturas magmáticas producido por el magma basáltico. Un cuidadoso examen textural es un medio muy importante para poder distinguir entre las reacciones de los minerales de xenolitos y su magma hospedante o entre dichos minerales y fundidos/líquidos a nivel del manto.

Los xenolitos del manto son encontrados en tres tipos de roca: lamprófiro, kimberlita y basaltos alcalinos, siendo estos últimos los más frecuentes. Según el ambiente tectónico, pueden ser clasificados en aquellos que se encuentran en un ambiente oceánico y aquellos que están en uno continental. Este último grupo puede ser subdividido bajo los criterios de edad de la corteza y de la historia tectónica del área que ha sido muestreada: Xenolitos Cratónicos, Circum-Cratónicos y No Cratónicos (Pearson *et al.* 2014). Los xenolitos relacionados a ambientes de subducción (No Cratónicos) han sido materia de debate debido a que no se sabe con certeza si los mismos representan parte de la cuña del manto metasomatizado que está debajo de la zona de subducción o si simplemente representan la zona de manto litosférico que no está relacionada a los procesos de subducción (Pearson *et al.* 2014).

## **Estudios de xenolitos del manto en Patagonia**

En Patagonia, han sido dadas a conocer más de veinte localidades con xenolitos mantélicos hospedados en basaltos (ej. Bjerg *et al.* 1994, 1999, 2005, 2009, Varela *et al.* 1997, Gorrington y Kay 2000, Laurora *et al.* 2001, Ntaflos *et al.* 2001, 2007, Kilian y Stern 2002,

Acevedo y Quartino 2004, Rivalenti *et al.* 2004a, 2004b, 2007a, Conceição *et al.* 2005, Wang *et al.* 2007, Schilling *et al.* 2008, Dantas *et al.* 2009, Scambelluri *et al.* 2009) comenzando con los trabajos pioneros de Villar (1975), Niemeyer (1978), Gelós y Hayase (1979), Muñoz (1981) y Labudía *et al.* (1984). Solamente dos de éstas localidades contienen peridotitas en facies de granate: Pali Aike al sur de Patagonia (Skewes y Stern 1979, Douglas *et al.* 1987, Stern *et al.* 1989, Kempton *et al.* 1999) y Prahuaniyeu al norte de Patagonia (Ntaflos *et al.* 2001, Bjerg *et al.* 2009).

Bjerg *et al.* (2005) sugirieron que el manto litosférico subcontinental de Patagonia sufrió extracciones menores de fundidos en el campo de las peridotitas con granate, mientras que la fusión fue más importante en el campo de las peridotitas con espinela. Además, Rivalenti *et al.* (2004a) y Bjerg *et al.* (2005) indicaron que este manto ha sido moderadamente a fuertemente deformado y recristalizado, frecuentemente mediante la percolación de fundidos. El metasomatismo críptico y modal, de variable intensidad, afectó al manto litosférico en esta región (Rivalenti *et al.* 2004a, Bjerg *et al.* 2005). Los agentes metasomáticos registrados en los xenolitos varían con respecto a la distancia de la fosa y están ligados a la presencia de componentes provenientes de la subducción, como por ejemplo en las localidades de Cerro Los Chenques (Rivalenti *et al.* 2007a) y Cerro del Fraile (Kilian y Stern 2002, Wang *et al.* 2007). Como es puesto en evidencia por la recristalización y crecimiento de nuevos minerales, tales como anfíboles y flogopita, el metasomatismo modal se torna notable a medida que se incrementa la distancia desde la fosa en el centro de Santa Cruz, y su influencia más evidente está marcada por los xenolitos de Gobernador Gregores (Laurora *et al.* 2001, Aliani *et al.* 2004, 2009, Rivalenti *et al.* 2004b). Estos procesos, observados en la región distal, han sido atribuidos tanto a fluidos carbonatíticos (Ntaflos *et al.* 1999, Gorrington y Kay 2000) como a fluidos silicáticos derivados desde la placa subductada (Laurora *et al.* 2001, Rivalenti *et al.* 2004b), mientras que metasomatismo por fundidos toleíticos y alcalinos ha sido propuesto para una suite de xenolitos de Cerro de Los Chenques y Cerro Clark por Dantas *et al.* (2009). Por otro lado, metasomatismo por fundidos silicáticos ha sido postulado para xenolitos del manto en Pali Aike por Kempton *et al.* (1999) y Stern *et al.* (1999).



### **Xenolitos del manto en Prahuaniyeu**

Ntaflos *et al.* (2001) mencionaron por primera vez la presencia de xenolitos del manto en la localidad de Prahuaniyeu, enfocaron este primer aporte en las características químicas de las peridotitas portadoras de granate. Posteriormente, Bjerg *et al.* (2005) realizaron un trabajo general sobre varias localidades de Patagonia, en particular, para Prahuaniyeu indicaron que los tipos de roca presentes son lherzolitas, harzburgitas y websteritas portadoras de espinela con texturas transicional protogranular a porfiroclástica y porfiroclástica (clasificación de Mercier y Nicolas 1975). Además señalaron la presencia de lherzolitas y harzburgitas portadoras de granate con textura equigranular. Por su parte, Bjerg *et al.* (2009) presentaron análisis de elementos mayores, traza e isótopos de Sm-Nd en minerales de peridotitas con y sin granate. Según el comportamiento de los elementos de tierras raras en clinopiroxeno de las peridotitas con espinela sin metasomatismo, estos autores obtuvieron valores de empobrecimiento por fusión de 5% a 12%. Por otra parte los clinopiroxenos de las peridotitas con granate registraron empobrecimientos menores (de 1 a 3%). Bjerg *et al.* (2009) indicaron que las peridotitas portadoras de espinela han experimentado metasomatismo críptico (sin cristalización de fases hidratadas) de tipo carbonatítico.

### **Texturas de rocas del manto**

Las texturas reflejan las condiciones de temperatura, presión y esfuerzos diferenciales a las que estuvieron sometidos los xenolitos. El tamaño de grano, la orientación, las interrelaciones entre los diferentes minerales y la deformación son los criterios utilizados para su clasificación textural (Pearson *et al.* 2014).

El estudio textural es necesariamente descriptivo y bidimensional. Muchos autores han propuesto sistemas de clasificación con una compleja semántica y con una subjetividad propia de los criterios cualitativos aplicados. La nomenclatura varía según se analicen distintos autores. En esta tesina se revisaron tres trabajos relacionados a texturas: Mercier y Nicolas (1975), Harte (1977) y Tabor *et al.* (2010), de los cuales se tomó como guía el de Harte (1977) debido a su simplicidad y carácter descriptivo sin implicancias genéticas.

Mercier y Nicolas (1975) tuvieron en cuenta para la clasificación de los diferentes tipos de texturas, la génesis de los xenolitos en relación con el tamaño, el hábito y la deformación de los minerales. De esta manera definieron tres texturas: protogranular, porfiroclástica y equigranular. La textura Protogranular es considerada como “la más antigua”, ya que la deformación está prácticamente ausente. La espinela presenta comúnmente hábito

vermicular con ortopiroxeno o de manera intersticial entre ortopiroxeno y clinopiroxeno. La textura Porfiroclástica está formada por el flujo de material plástico protogranular y muestra grandes granos deformados (porfiroclastos) completamente rodeados por pequeños granos sin deformación (neoblastos). La espinela generalmente presenta un tipo de hábito anhedral definido como *holly leaf* y se encuentra rodeada por olivino. Estas muestras tienen elementos estructurales como foliación en los porfiroclastos. La textura Equigranular posee un tamaño aproximadamente único y tiene dos subgrupos: tabular y en mosaico. La espinela está en forma de inclusiones esféricas y redondeadas dentro de olivinos y piroxenos (Mercier y Nicolas 1975).

Por otro lado Harte (1977) evitó las definiciones con connotaciones genéticas y propuso la introducción de términos generales en base a las características petrográficas observadas. Según este autor, existen cuatro tipos de texturas generales en base al porcentaje de olivino como porfiroclasto y el tamaño promedio de los granos: Gruesa, Porfiroclástica, Mosaico-Porfiroclástica y Granoblástica. La textura Gruesa se caracteriza por la ausencia de porfiroclastos, el tamaño es mayor a 2 mm, los bordes son mayormente rectos o suavemente curvos y en menor medida irregulares.

La textura Porfiroclástica tiene más del 10% de olivino como porfiroclasto. Existen 2 poblaciones principales: porfiroclastos y matriz de grano fino. Los bordes son irregulares en porfiroclastos y rectos en neoblastos. Tiene cuatro subtexturas: Ni disturbado ni laminado (*Neither disrupted, nor laminated*), Disturbado (*Disrupted*), Fluidal Laminado (*Fluidal laminated*) y Disturbado (*Disrupted*).

La textura Mosaico-Porfiroclástica tiene menos del 10% de olivino como porfiroclasto. Al igual que la textura anterior, existen dos poblaciones principales: porfiroclastos y matriz de grano fino. También, los bordes de grano son irregulares en porfiroclastos y rectos en neoblastos. Posee tres subtexturas: Ni disturbado ni laminado, Fluidal laminado y Disturbado.

La textura Granoblástica tiene granos generalmente menores a 2 mm. Existen granos poligonales o poligonales-tabulares limitados por bordes rectos o suavemente curvos. Tiene dos subtexturas: Ecuante (*Equant*) y Tabular (*Tabular*).

Tanto las descripciones de Mercier y Nicolas (1975) como las de Harte (1977) tienen un enfoque mayormente cualitativo, donde los tamaños de grano son medidos sin determinar qué parámetro se utiliza. Tabor *et al.* (2010) eligieron el tamaño del grano y la distribución

de tamaño como parámetros físicamente medibles que describan aspectos de la “textura” y que permitan realizar mediciones suficientes para tener significado estadístico. Según estos autores, existe una relación lineal entre la media del área del grano y su desviación estándar. A diferencia de lo que sugiere la evaluación cualitativa, esta relación indica que las texturas de las peridotitas forman una serie continua en lugar de grupos discretos.

A partir de estudios texturales y geoquímicos, Piccardo *et al.* (2004) determinaron que el sector sur del macizo peridotítico de Lanzo registró cambios mineralógicos y químicos a nivel del manto generados por procesos de fusión, pero fundamentalmente por percolación reactiva de fundidos. Estos cambios se reflejan en las texturas generadas, las cuales se separan de los encuadres típicos producidos por recristalización (ej. Mercier y Nicolas 1975). Los fenómenos descritos por Piccardo *et al.* (2004) incluyen:

- Intercrecimiento de ortopiroxeno y espinela en peridotitas de espinela destacando su posible derivación de peridotitas en facies de granate (Fig. 2a).

- Intercrecimiento ortopiroxeno-plagioclasa normalmente relacionado con la percolación e impregnación de fundidos basálticos (Fig. 2b).

- Venas y bolsillos de plagioclasa en peridotitas ricas en plagioclasa por circulación de fundidos basálticos.

- Disolución de piroxenos y precipitación de olivinos (OL2) por circulación de fundidos subsaturados en sílice (Fig. 2c).

- Cristalización de piroxenos (OPX2) a expensas de olivino debido a la circulación de fundidos saturados en sílice (Fig. 2d).

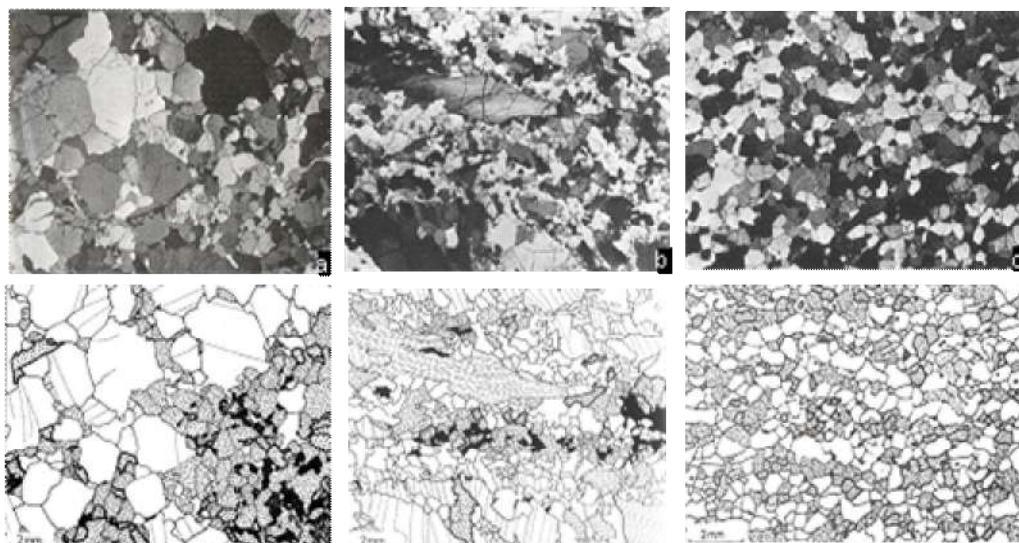


Figura 1. Fotomicrografías y esquemas de ellas, obtenidos de Mercier y Nicolas (1975). a) Textura Protogranular, b) Textura Porfiroclástica, c) Textura Equigranular.

Tabla 1. Clasificación textural de xenolitos portadores de olivino según Harte (1977).

Textura	Porfiroclastos	Tamaño de grano	Límites de grano	Subtipos
<b>Grano grueso</b>	Ausentes	en promedio >2mm	Variable. Mayormente rectos o suavemente curvos, pero pueden ser menos regulares.	-Ecuante -Tabular
<b>Porfiroclástica</b>	Si, >10% de Ol son porfiroclastos	2 poblaciones ppales: 1) porfiroblastos: 2) matriz de grano fino.	Irregular en porfiroblastos, recto en neoblastos	-Ni disturbado ni laminado -Disturbado -Fluidal -Laminado y disturbado
<b>Mosaico-Porfiroclástica</b>	Si, <10% de Ol son porfiroclastos	2 poblaciones ppales: 1) porfiroblastos: 2) matriz de grano fino.	Irregular en porfiroblastos, recto en neoblastos	-Ni disturbado ni laminado -Fluidal -Laminado y disturbado
<b>Granuloblástica</b>	Ausentes o raros para todas las especies minerales	Pequeño rango de tamaño para c/especie (exc. raros porfirocl). Granos en gral. <2mm	Granos poligonales o poligonales-tabulares limitados por bordes rectos o suavemente curvos	-Ecuante -Tabular

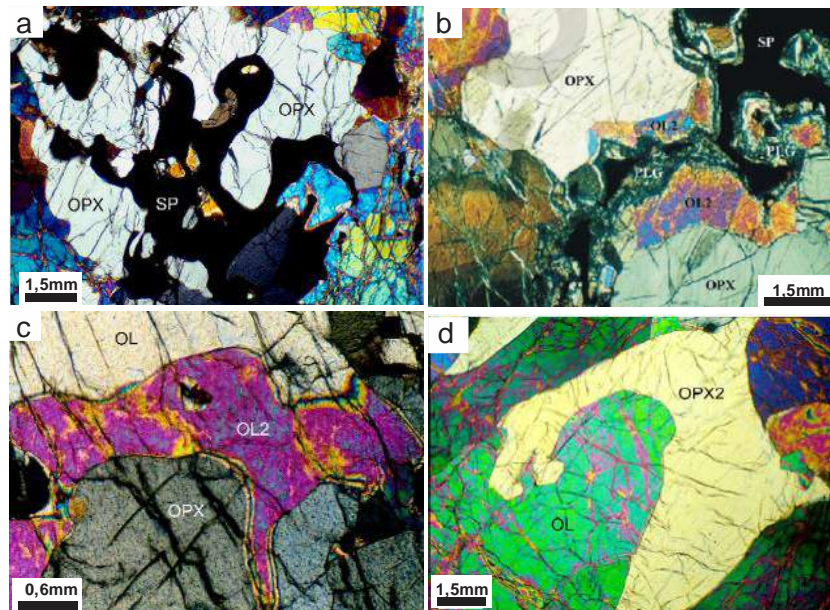


Figura 2. Microfotografías de ejemplos de microtexturas descritas por Piccardo *et al.* (2004). A) intercrecimientos de espinela y ortopiroxeno, b) Intercrecimiento ortopiroxeno-plagioclasa, c) reemplazos de ortopiroxeno por olivino de neoformación (OL2), d) reemplazo de olivino por ortopiroxeno de neoformación (OPX 2).

## Ubicación

Durante el presente trabajo de tesina se estudiaron xenolitos ultramáficos muestreados en la localidad de Prahuaníyeu, ubicada en la provincia de Río Negro, a los 41°20'9"S y 67°54'20"O. Prahuaníyeu forma parte del volcanismo cenozoico del Macizo Norpatagónico y es de suma importancia ya que es una de las dos únicas localidades donde se han hallado xenolitos del manto en facies de granate (Ntaflos *et al.* 2001, Bjerg *et al.* 2009) en toda la Zona volcánica Sur de los Andes.

## Geología Regional

Se describe una síntesis de la geología del área de estudio, tomada de la Hoja Geológica 4169-IV Maquinchao (Remesal *et al.* 2001) (Fig. 3).

La unidad más antigua es el **Complejo los Menucos (2)** del Triásico, producto de la extensión del magmatismo gondwánico. Está representada por un conjunto lávico-piroclástico de composición ácida y mesosilícica (Cucchi *et al.* 1999).

En el Jurásico superior el volcanismo continuaba siendo el proceso dominante en la región y las rocas de la Formación Taquetrén son la expresión de ese magmatismo que, establecido desde el Triásico, evolucionó en relación directa o indirecta con la subducción en el borde pacífico del continente (Cucchi *et al.* 1999).

En el Cretácico superior, los movimientos asociados a los procesos de subducción dieron lugar a la formación de un paisaje que fue activamente erosionado, al punto que se convirtió en una peneplanicie. Como consecuencia, se produjeron depósitos epiclásticos de variada granulometría, representados por bancos de areniscas, conglomerados y pelitas de la **Formación Angostura Colorada (4)**. Los mismos se apoyan discordantemente sobre el Complejo los Menucos (Manassero y Maggi 1995).

En el Campaniano, se depositó la **Formación Coli Toro (5)**, constituida por areniscas y pelitas dominantes y esporádicos niveles de conglomerados. La misma representa el cambio generalizado de un ambiente marginal a un ambiente sedimentario marino (Bertels 1969).

Parte del Paleógeno, está representado por **Formación Cerro Cortado (7)**. La misma está compuesta por cuerpos intrusivos de composición alcalina asociados a procesos extensionales (Nullo 1978).

Las rocas del **Grupo Sarmiento (9)** se depositaron entre el Eoceno y el Oligoceno. Son producto de volcanismo explosivo y su retrabajo. Son depósitos de tobas y pumicitas

muchas veces transportadas y re-depositadas por una red fluvial efímera y desconectada, que tienen la particularidad de haber sufrido reiterados procesos de edafización (Remesal *et al.* 2001).

A partir de ese momento, los episodios volcánicos son netamente vinculables a un ambiente de fracturamiento distensivo en el interior de la placa. Por lo tanto, las amplias efusiones basálticas cubrieron miles de kilómetros cuadrados y posteriormente llevaron a la constitución de las mesetas de Somún Curá y Coli Toro. Dentro de este ambiente de planicies basálticas se puede destacar una efusividad hawaiiana representada por los basaltos olivínicos de la **Formación Somún Curá (10)** cuyas coladas son extensas y muy homogéneas (Ardolino 1981). A esta unidad se le asignó una edad oligocena (Corbella 1984, Ardolino 1987, Ardolino y Franchi 1993).

Durante el Oligoceno-Mioceno se generó el **Complejo volcánico Barril Niyeu (16d)** constituido por basaltos y traquibasaltos vinculados a conos estrombolianos (Remesal *et al.* 2001). El relieve post meseta está definido principalmente por eventos locales de tipo explosivo (del tipo fuentes de lava y erupciones estrombolianas) agrupadas como **Vulcanitas Corona Chico (12)**. Las rocas asociadas a este volcanismo son básicas y de afinidad alcalina, clasificando en el rango basalto-hawaiita (Remesal *et al.* 2001). Remesal *et al.* (2001) indicaron que las Vulcanitas Corona Chico suceden en el tiempo a los derrames de la Formación Somún Curá. Posteriormente, Labudía *et al.* (2011) obtuvieron una edad de  $3,2 \pm 0,7$  Ma en rocas del cerro Medina perteneciente a esta unidad lo que las ubica en el Plioceno. Los xenolitos aquí estudiados se encuentran en un pequeño afloramiento perteneciente a esta unidad; se trata de un cono piroclástico erosionado y una colada de lava en la localidad de Prahuaniyeu.

Durante el Plioceno también se formaron los basaltos olivínicos de la unidad **Basalto Trayén Niyeu (18)**. Éste es un centro eruptivo lávico-piroclástico y su morfología indica que se trataría de uno de los núcleos efusivos más recientes emplazados sobre la meseta de Somún Curá. La única datación indica una edad correspondiente al Plioceno tardío (Cortezzi y Dirac 1969, Remesal *et al.* 2001).

Debido a que en el Cuaternario habría cesado el volcanismo, los procesos de erosión y acumulación derivados de la acción fluvial, eólica y gravitacional comenzaron a preponderar. Por lo tanto las unidades que se mencionan a continuación son producto de dichos procesos. El Pleistoceno está representado por **depósitos aluviales, de flujos densos y lacustres (19)** compuestos por areniscas, pelitas, conglomerados y diatomitas. Le

siguen conglomerados, areniscas y aglomerados de la **Formación Talcahuala (20)** (Holmberg y Methol 1974), asignada al Pleistoceno inferior (Camino 1983).

Para el Pleistoceno - Holoceno se reconocieron **depósitos de abanicos aluviales antiguos (21)** constituidos por conglomerados, areniscas y pelitas (Remesal *et al.* 2001).

En el Holoceno, se encuentran gravas, arenas, limos y arcillas que conforman **Depósitos Aluviales, Coluviales y de bajos y lagunas (22)**. La unidad más joven está representada por los **Depósitos de remoción en masa (23)** constituida por bloques de basaltos, tobas y sedimentitas epiclásticas (Remesal *et al.* 2001).

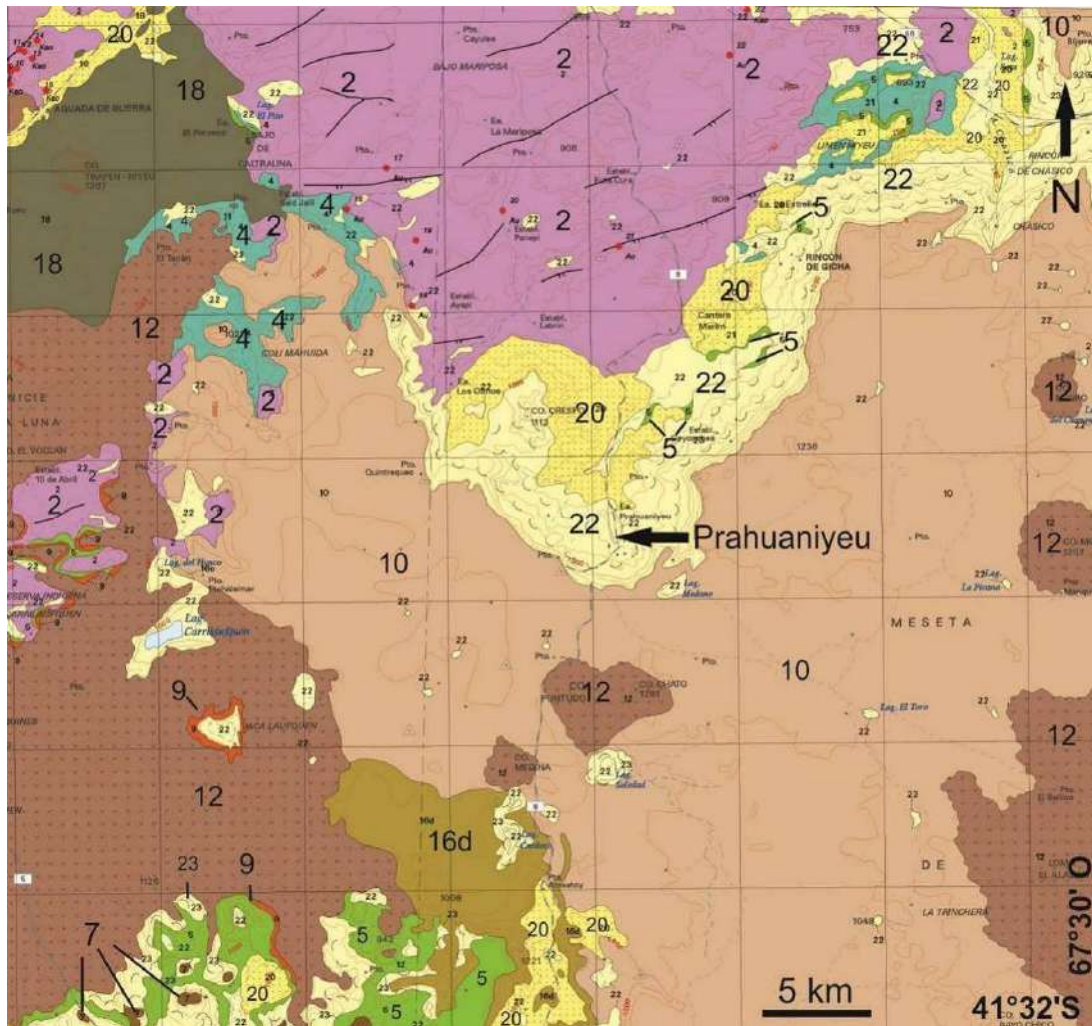


Figura 3. Mapa geológico de la zona entorno a Prahuanieyu, tomado de Remesal *et al.* (2001). Referencias: Complejo los Menucos (2), Formación Angostura Colorada (4), Formación Coli Toro (5), Formación Cerro Cortado (7), Grupo Sarmiento (9), Formación Somún Curá (10), Vulcanitas Corona Chico (12), Complejo volcánico Barril Niyeu (16d), Basalto Trayén Niyeu (18), Formación Talcahuala (20), Depósitos de abanicos aluviales antiguos (21), Depósitos aluviales, coluviales y de bajos y lagunas (22), Depósitos de remoción en masa (23).

## **Marco geotectónico**

El sistema montañoso de los Andes es una característica de supra-subducción del margen oeste de la placa Sudamericana, el cual ha estado activo desde el Jurásico superior. La configuración actual de los Andes y sus grandes variaciones de norte a sur son el resultado de procesos tectónicos ocurridos principalmente en el Mioceno y de características particulares en cada segmento como por ejemplo: el ángulo de subducción, el ángulo de convergencia, el espesor de la placa oceánica, las relaciones entre los segmentos y la composición de la corteza continental, entre otros (Aragón *et al.* 2011a).

El Macizo Norpatagónico es una provincia geológica por si misma (Ramos, 1999). Se encuentra en la región de tras-arco del Norte de Patagonia (35° a 45° S) y lo rodean varias cuencas de origen jurásico y cenozoico con algún grado de deformación terciaria (Aragón *et al.* 2011b).

Según Aragón *et al.* (2015) el sector centro-norte de Patagonia habría sufrido los siguientes eventos desde el Cretácico (Fig. 4):

- En el Cretácico (Fig. 4a), el margen activo estaba sometido a la subducción de la placa de Aluk y al acercamiento de la dorsal Farallón-Aluk. Simultáneamente se produjo el emplazamiento del Batolito Andino Patagónico (Fig. 4a).
- Maastrichtiano-Daniano (Fig. 4b). El margen activo pasa a ser divergente y no hay subducción (Somoza y Ghidella 2005), generando la posibilidad de extensión en intraplaca. Para este periodo las fallas actúan como Fallas Normales (Giacosa y Márquez 1999). Se desarrollan depocentros aislados con depósitos sin-rift pasivos de la Formación Paso del Sapo. Estos fueron inundados por depósitos marinos de la Formación Lefipán, delimitando el área de máxima subsidencia y atenuamiento cortical.
- En el Paleoceno-Eoceno, se produjo la subducción de la dorsal Farallón-Aluk con el desprendimiento de la placa Aluk y el desarrollo de una gran ventana astenosférica (Fig. 4c), la que generó el primer episodio extensional de carácter regional: I) el ascenso y extensión de la región Norpatagónica (tumescencia) y II) la migración del magmatismo calcoalcalino hacia el antepaís con las características de ser sin-extensional y bimodal (basalto-riolita) (Aragón *et al.* 2011c). En el Eoceno Inferior (56-47 Ma) continuaba la convergencia a velocidad muy baja y predominaba la extensión del rift activo (Fig. 4d). Aunque también es probable que haya prevalecido un margen transformante (Aragón *et al.* 2015).



- Oligoceno-Mioceno inferior (Fig. 4e). Sucedió el segundo episodio extensional generando: 1) extensión y subsidencia debido a la contracción termal y 2) magmatismo que se extendió desde el antearco hasta el antepaís generando basaltos de composición MORB y volcanitas de intraplaca con herencia de arco. Los basaltos descendieron desde la altiplanicie desde 1200 msnm a 300 msnm. En el Mioceno inferior se produjeron ingresiones marinas tanto desde el Atlántico como desde el Pacífico producto de una subsidencia regional que podría deberse a una contracción térmica.

- Neógeno (Fig. 4f): Hacia los 23 Ma la Placa de Farallón se dividió dando lugar a las placas de Nazca y Cocos. Ocurrió un dramático cambio del ángulo de convergencia entre las placas de América del Sur y Nazca que permitió el restablecimiento de la subducción por debajo de América del Sur en esta latitud y el ascenso de los Andes Patagónicos. El plateau del Norte de Patagonia quedó como una meseta elevada (1200 msnm) hasta nuestros días (Aragón *et al.* 2011a).

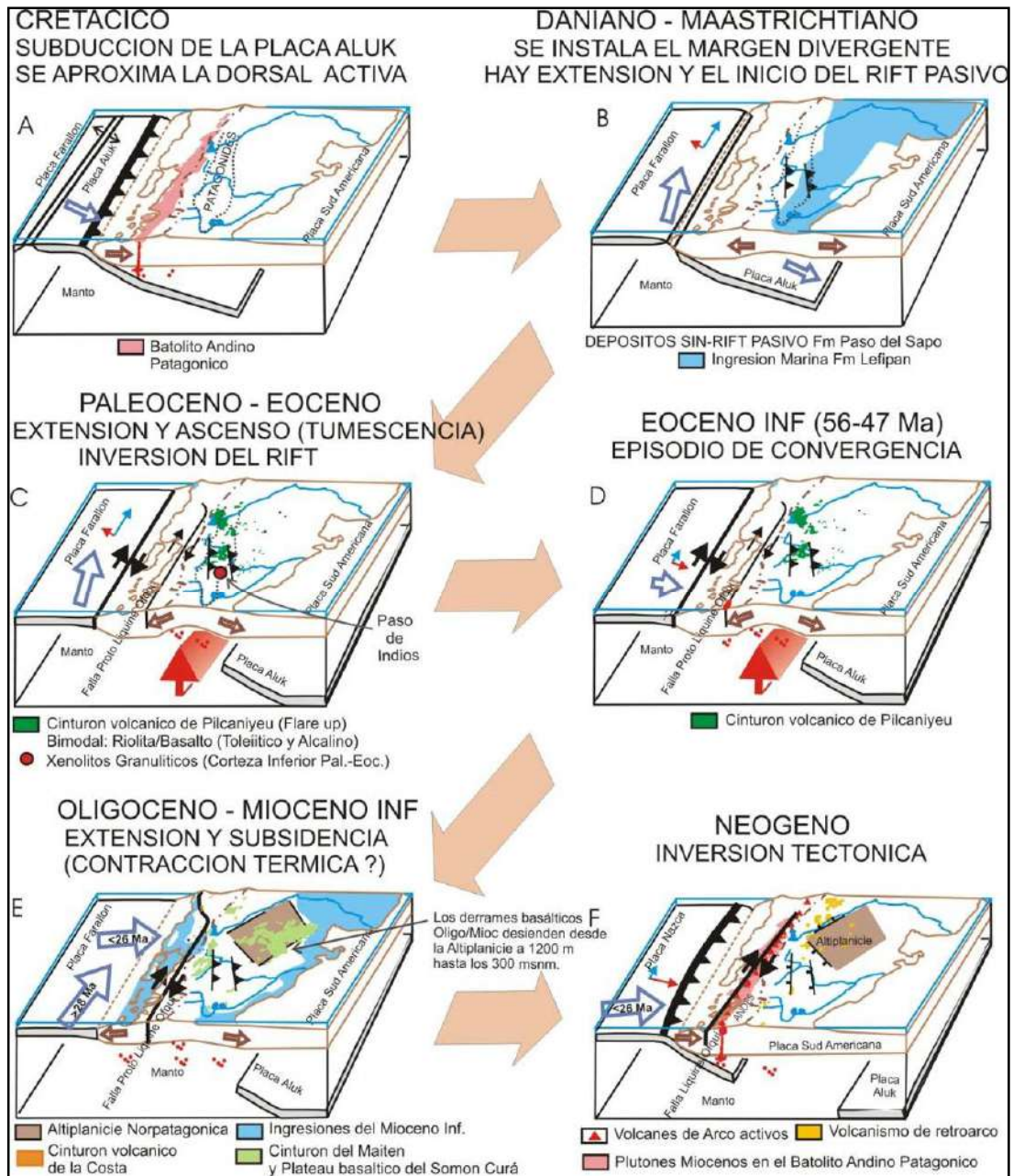


Figura 4. Cambios más significativos, tectónicos y magmáticos, desde el Cretácico hasta el Neógeno en el Norte y Centro de Patagonia según Aragón *et al.* (2015).

## **OBJETIVOS**

El objetivo principal de esta tesina es realizar la caracterización petrográfica de detalle en xenolitos ultramáficos muestreados en la localidad de Prahuaníyeu, utilizando por primera vez para esta localidad la clasificación de Harte (1977) y el enfoque de Piccardo *et al.* (2004). Es decir se considerarán las texturas inferidas como primarias como así también los reemplazos generados por procesos de desequilibrio.

Como objetivos secundarios se propone:

-Efectuar inferencias sobre los procesos de empobrecimiento por fusión que podrían haber sufrido los xenolitos estudiados.

-Comparar las características del manto debajo de Prahuaníyeu (Macizo Norpatagónico) con el de una región aledaña (Paso de Indios).

Si bien existen trabajos previos referidos a las características químicas de xenolitos de Prahuaníyeu, incluyendo descripciones petrográficas (ej. Ntaflos *et al.* 2001, Bjerg *et al.* 2009) este es el primer trabajo donde se efectuará una caracterización petrográfica según la clasificación de Harte (1977) y según Piccardo *et al.* (2004) buscando evidencias petrográficas de desequilibrios ya sea a nivel del manto como a presiones someras. Constituyendo éste el aporte principal de la tesina. Como complemento se presentan análisis químicos de dos nuevas muestras. Cabe destacar que se trabajó sobre xenolitos en facies de espinela ya que durante los trabajos de campo no se hallaron peridotitas en facies de granate.

## **MATERIALES Y MÉTODOS**

### **Trabajos de laboratorio**

Los trabajos de laboratorio consistieron por un lado en la realización y el pulido de cortes delgados, y por el otro en la ejecución de análisis geoquímicos. La mayoría de las secciones delgadas se efectuaron en la Universidad Nacional del Sur (Bahía Blanca) y en la Universidad Nacional de San Luis. Tres secciones se realizaron en el Pabellón de Geología perteneciente a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEyN) de la Universidad Nacional de La Pampa (UNLPam). En esta institución se llevó a cabo, también, el pulido de todas las secciones con una pulidora marca Struers, utilizando pasta diamantada marca Prazis de 3  $\mu\text{m}$  y 1  $\mu\text{m}$ . Los cortes son aproximadamente de 90-120  $\mu\text{m}$  de grosor (más

gruesos que el espesor estándar de 30  $\mu\text{m}$ ) para poder diferenciar mejor los minerales en el microscopio petrográfico.

En el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Milán (Italia) se realizaron análisis geoquímicos y capturas de imágenes SEM de las muestras Pr 13-16 y Pr 13-23. Se determinó la composición química de elementos mayores de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela con una microsonda electrónica a dispersión de longitud de onda (WDS) marca JEOL JXA-8200. Se utilizaron minerales naturales (olivino para Mg; onfacita para Na; ilmenita para Ti; rodonita para Mn; feldespato potásico para K; anortita para Al y Ca; wollastonita para Si; fayalita para Fe y nicolita para Ni) y cromita sintética como estándares.

### **Trabajos de gabinete**

Los trabajos de gabinete se llevaron a cabo en el Pabellón de Geología de la FCEyN de la UNLPam. Los mismos consistieron en la recopilación bibliográfica, el análisis petrográfico y el conteo modal de puntos.

Se describieron treinta y ocho cortes delgados utilizando un microscopio petrográfico Nikon Eclipse E400 Pol. Para la clasificación modal de los xenolitos se tuvo en cuenta la nomenclatura de la IUGS (Teruggi 1980). Para la clasificación textural, se consideró la nomenclatura de Harte (1977) para la mayoría de los xenolitos excepto para la muestra PR 13-55 que se utilizó la de Castro Dorado (1989) y para la muestra de basalto (PR 13-b), se siguió a MacKenzie *et al.* (1982). A su vez se hizo una estimación visual de la proporción porcentual de los minerales.

Para el análisis modal de los xenolitos, se obtuvieron imágenes de secciones delgadas mediante una cámara fotográfica marca Nikon a luz natural. Se modificaron los contrastes de las mismas mediante el editor de imágenes Adobe Photoshop. Con estas imágenes se realizó el conteo por medio del software JMicroVision 1.2.7 (Schneider *et al.* 2012). Se contaron 2000 puntos por muestra de manera aleatoria. Los porcentajes obtenidos fueron controlados con las estimaciones visuales al microscopio.

## PETROGRAFÍA

### Roca portadora

La roca hospedante de los xenolitos (PR 13-b) es un basalto con textura seriada (Fig. 5a). La asociación mineralógica identificada está compuesta por plagioclasa-olivino-minerales opacos-clinopiroxeno. La plagioclasa se presenta en forma subhedral a anhedral con frecuentes maclas polisintéticas y su máxima longitud es de 0,27 mm. El olivino se presenta de forma anhedral frecuentemente con los bordes oxidados y su longitud máxima es de 0,44 mm. Los minerales opacos tienen morfologías ecuanteras con una longitud máxima de 0,03 mm. Los clinopiroxenos son anhedrales y su longitud es de 0,13 mm.

La sección delgada contiene numerosos xenocristales de olivino, los que, en general, presentan morfologías anhedrales con *kink-bands* o extinción ondulosa y con bordes de reacción (Fig. 5b). Su longitud máxima es de 2,9 mm.

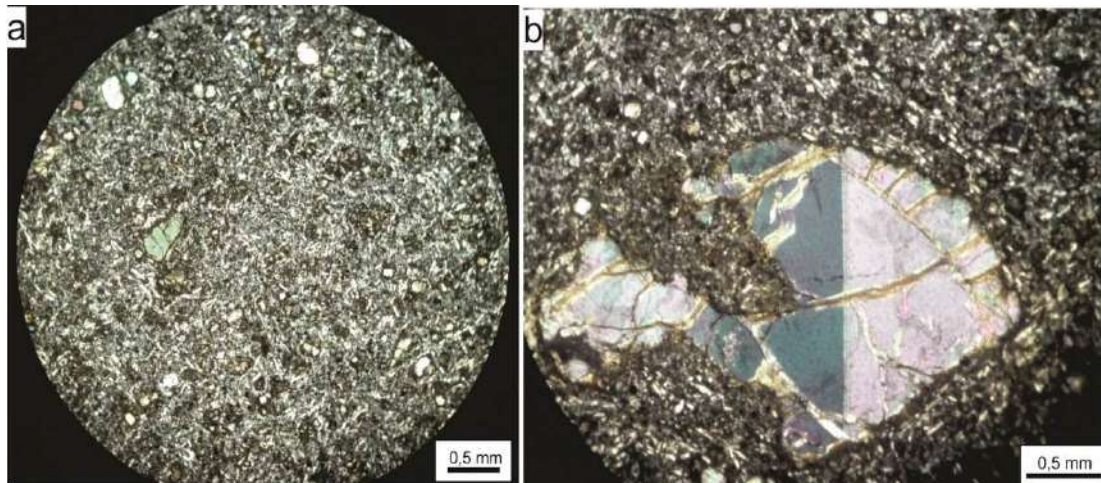


Figura 5. Fotomicrografía de: a) basalto portador de los xenolitos de Prahuaníyeu, b) xenocristal de olivino.

### Xenolitos

Los tipos de roca hallados durante esta tesina en Prahuaníyeu son peridotitas en facies de espinela y piroxenitas (Tabla 2, Fig. 7, Apéndice I). El orden de abundancia es el siguiente: harzburgitas (22 muestras, 59%), lherzolitas (7 muestras, 19 %), ortopiroxenitas (4 muestras, 11%), dunitas (2 muestras, 5%) y websteritas (2 muestras, 5%). La textura dominante (Fig. 6) es la porfiroclástica (22 muestras, 59%) seguida por las texturas mosaico-porfiroclástica (9 muestras, 24 %), gruesa (3 muestras, 8%), porfiroclástica laminar (2 muestras, 5%) y la textura de ortoacumulado (1 muestra, 3%).

Tabla 2: Composición modal y textura de los xenolitos de Prahuaníeyu, basado en el análisis petrográfico y conteo de puntos. Minerales en volumen %. Las muestras escritas en cursiva (Pr 13-16 y Pr 13-23) son aquellas en las que se realizaron microanálisis.

Muestra	Olivino	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Espinel	Plagioclasa	Total	Textura	Roca
Pr 13-01	67,80	27,24	2,40	2,57		100,00	Porfiroclástica Laminar	Harzburgita
Pr 13-02	59,88	31,01	4,79	4,32		100,00	Porfiroclástica	Harzburgita
Pr 13-03	70,87	25,13	2,93	1,07		100,00	Mosaico	Harzburgita
Pr 13-04	64,00	24,75	4,03	7,22		100,00	Mosaico	Harzburgita
Pr 13-05	0,00	87,92	4,87	7,21		100,00	Gruesa	Ortopiroxenita
Pr 13-07	83,51	14,11	1,59	0,79		100,00	Mosaico	Harzburgita
Pr 13-08	50,71	30,23	15,47	3,59		100,00	Porfiroclástica	Lherzolita
Pr 13-09	0,00	77,32	20,05	2,63		100,00	Porfiroclástica	Websterita
Pr 13-10	84,58	10,36	4,22	0,83		100,00	Porfiroclástica	Harzburgita
Pr 13-12	79,44	9,56	6,69	4,31		100,00	Mosaico	Lherzolita
Pr 13-15	54,20	34,03	9,09	2,68		100,00	Porfiroclástica	Lherzolita
<i>Pr 13-16</i>	<i>61,99</i>	<i>28,92</i>	<i>7,97</i>	<i>1,11</i>		<i>100,00</i>	<i>Porfiroclástica</i>	<i>Harzburgita</i>
Pr 13-17	0,00	58,19	38,83	2,98		100,00	Porfiroclástica	Websterita
Pr 13-18	60,74	32,70	4,66	1,91		100,00	Mosaico	Harzburgita
Pr 13-20	44,84	48,44	4,08	2,64		100,00	Porfiroclástica	Harzburgita
Pr 13-21	89,62	8,04	0,92	1,42		100,00	Porfiroclástica	Dunita
Pr 13-22	62,54	36,17	1,16	0,13		100,00	Porfiroclástica	Harzburgita
<i>Pr 13-23</i>	<i>78,40</i>	<i>15,51</i>	<i>3,75</i>	<i>2,34</i>		<i>100,00</i>	<i>Porfiroclástica</i>	<i>Harzburgita</i>
Pr 13-24	80,27	16,21	1,53	2,00		100,00	Porfiroclástica	Harzburgita
Pr 13-25	62,01	30,05	2,87	5,07		100,00	Porfiroclástica	Harzburgita
Pr 13-45	83,52	15,29	0,45	0,74		100,00	Porfiroclástica	Harzburgita
Pr 13-46	0,00	93,20	6,80			100,00	Gruesa	Ortopiroxenita
Pr 13-48	64,24	29,56	3,53	2,68		100,00	Mosaico	Harzburgita
Pr 13-49	51,45	5,82	39,50	3,23		100,00	Porfiroclástica	Lherzolita
Pr 13-50	61,59	34,45	2,00	1,95		100,00	Porfiroclástica	Harzburgita
Pr 13-51	50,27	34,90	12,78	2,04		100,00	Mosaico	Lherzolita
Pr 13-52	0,00	95,59	4,14	0,27		100,00	Gruesa	Ortopiroxenita
Pr 13-55	0,00	87,46	0,00		12,54	100,00	Ortocumulado	Ortopiroxenita
Pr 13-57	75,00	21,49	2,66	0,85		100,00	Mosaico	Harzburgita
Pr 13-58	44,71	47,57	1,43	6,29		100,00	Porfiroclástica	Harzburgita
Pr 13-59	68,74	25,39	2,72	3,14		100,00	Porfiroclástica	Harzburgita
Pr 13-60	74,85	22,11	1,52	1,52		100,00	Porfiroclástica	Harzburgita
Pr 13-61	45,76	53,48		0,76		100,00	Porfiroclástica	Harzburgita
Pr 13-62	89,31	8,57	1,09	1,04		100,00	Porfiroclástica Laminar	Dunita
Pr 13-63	73,21	14,68	5,75	6,37		100,00	Porfiroclástica	Lherzolita
Pr 13-65	63,54	29,20	5,41	1,85		100,00	Mosaico	Lherzolita
Pr 13-69	52,74	42,48	1,99	2,78		100,00	Porfiroclástica	Harzburgita

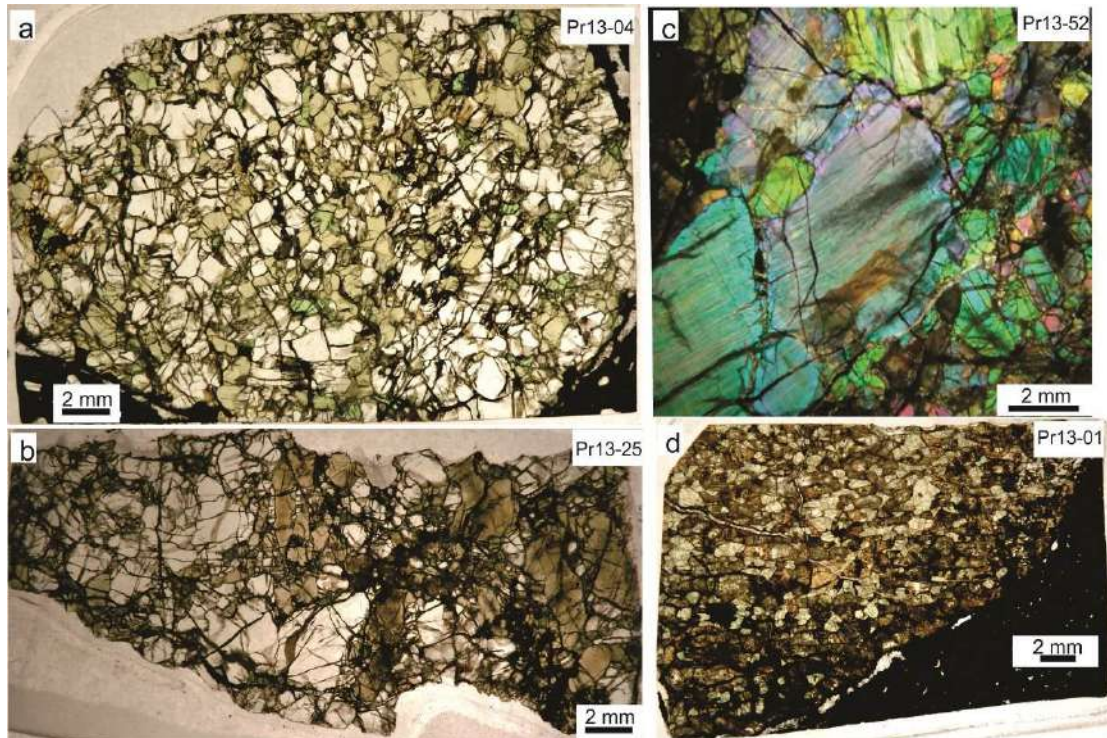


Figura 6. Texturas más frecuentes encontradas en las muestras de Prahuaníyeu. a) Mosaico-Porfiroclástica, b) Porfiroclástica, c) Gruesa, d) Porfiroclástica fluidal. Fotos a), b) y d) nicoles paralelos, c) nicoles cruzados. En todos los casos, los colores corresponden a secciones delgadas de 90-120  $\mu\text{m}$  de espesor aproximadamente.

En las **harzburgitas** (Fig. 7a), la textura es generalmente porfiroclástica y mosaico-porfiroclástica. El olivino presenta bordes mayormente rectos y curvos. Tiene frecuentes *kink bands* y extinción ondulosa en los cristales grandes, muchos de los cuales están separados pero extinguen juntos. Algunos cristales tienen engolfamientos. El ortopiroxeno se presenta de forma anhedral, con bordes rectos o curvos. Los cristales de mayor tamaño presentan bordes irregulares. Algunos cristales están separados pero extinguen juntos. Presenta frecuentes líneas de exsolución con deformación. Algunos cristales tienen engolfamientos. El clinopiroxeno es generalmente anhedral. Sus límites de grano son mayormente curvos y rectos. La mayoría posee extinción ondulosa y corona de reacción. La espinela se dispone aisladamente en las muestras y se presenta con formas *holly leaf* y vermicular-simplectítica.

Las **lherzolitas** (Fig. 7b) tienen texturas porfiroclástica y mosaico-porfiroclástica. El olivino se presenta de forma anhedral, con bordes curvos, rectos e irregulares y desarrollo de *kink bands* y extinción ondulosa. Los ortopiroxenos se presentan de forma anhedral y tienen bordes curvos y rectos y frecuentes líneas de exsolución. Por otro lado, los

clinopiroxenos son también anhedrales. Sus bordes son, en general, curvos y con frecuencia tienen corona de reacción. Por último la espinela se presenta de forma simplectítica-vermicular y en forma aislada.

Las **websteritas** (Fig. 7c) presentan textura porfiroclástica. Los cristales de ortopiroxeno son mayormente anhedrales con límites de granos mayormente curvos grandes, rectos y en menor medida irregulares. Con frecuencia los cristales presentan extinción ondulosa y líneas de exolución. Los cristales de clinopiroxeno son anhedrales con bordes curvos y rectos. La mayoría presentan extinción ondulosa. En varios cristales se observaron líneas de exsolución. En los cristales de menor tamaño se puede observar la presencia de puntos triples. La espinela se presenta de dos maneras: aislada anhedral y por otro lado, de forma simplectítica-vermicular.

Las **dunitas** (Fig. 7d) presentan textura mosaico-porfiroclástica o porfiroclástica. Los olivinos son mayormente anhedrales y poseen bordes curvos, rectos e irregulares. La mayoría tienen extinción ondulosa. Los cristales de clinopiroxeno son anhedrales. Por otro lado el ortopiroxeno se presenta de forma anhedral y la mayoría poseen bordes curvos y rectos. La espinela es mayormente anhedral a subhedral, en algunos casos se presenta en forma de *holly leaf*.

Las **ortopiroxenitas** (Fig. 7e) tienen texturas gruesa y de ortoacumulado. Los cristales de ortopiroxeno anhedrales con bordes curvos y rectos. Algunos cristales están separados pero extinguen juntos. Generalmente, los cristales de mayor tamaño tienen extinción ondulosa. La mayoría presentan exsoluciones. Muchos se presentan oxidados en los márgenes, mientras otros están totalmente alterados. Por otro lado la mayoría de los clinopiroxenos se presentan en forma anhedral, con bordes rectos y curvos. Algunos cristales están separados pero extinguen juntos.



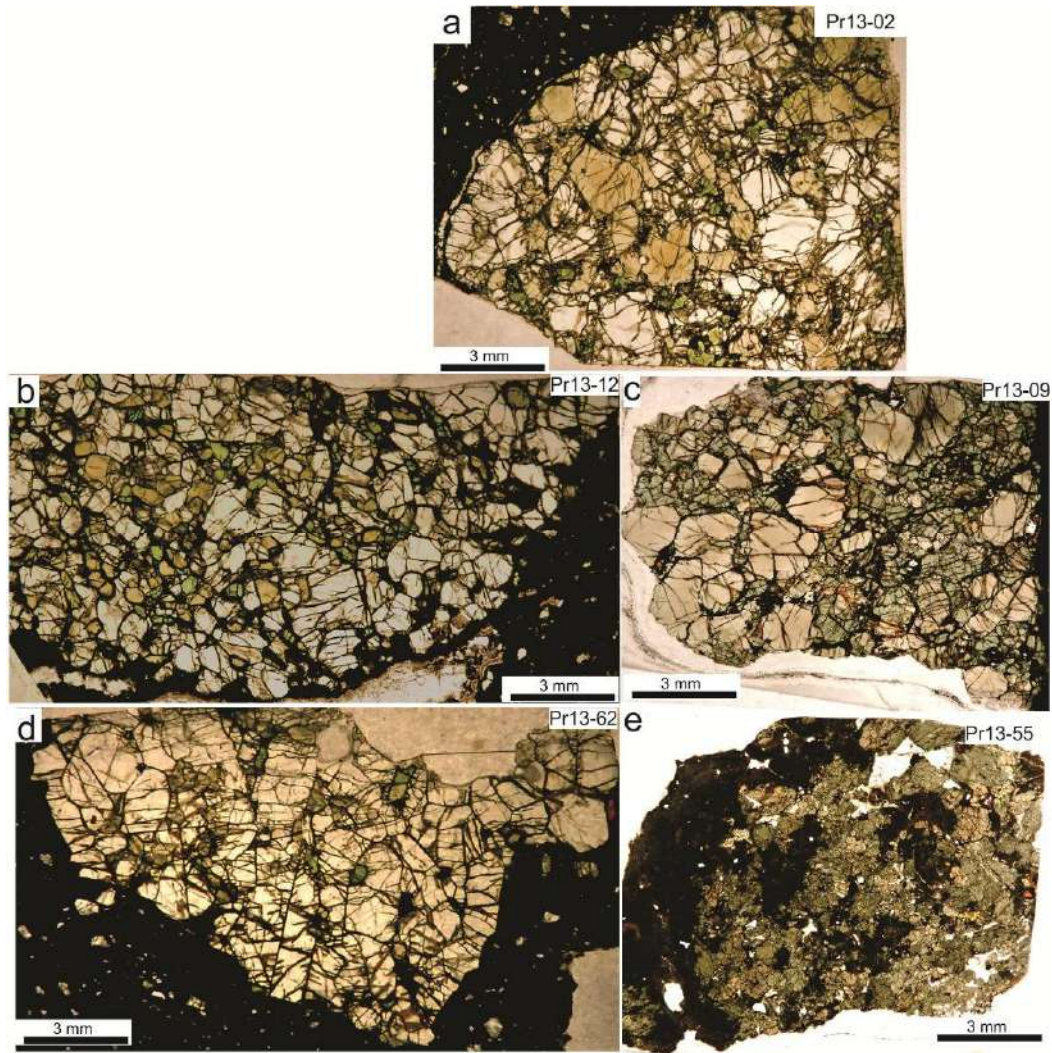


Figura 7. Microfotografía de los tipos de rocas más abundantes: a) Lherzolita, b) Websterita, c) Dunita, d) Ortopiroxenita.

#### *Descripción Mineralógica*

El contenido modal de **olivino** en las peridotitas se encuentra entre 44,7 y 84,6 %. Los olivinos de mayor tamaño son anhedrales, con frecuencia presentan *kink bands* y extinción ondulosa alcanzando 7,9 mm de longitud. Los cristales más pequeños, de entre 1,3 a 2,7 mm, desarrollan puntos triples entre ellos y no presentan deformación. En las dunitas (Pr 13-62, Pr 13-21) y peridotitas ricas en olivino ( $ol > 74\%$ ) (Pr 13-10, Pr 13-12, Pr 13-23, Pr 13-45, Pr 13-60, Pr 13-63), es común hallar granos no deformados de olivino en engolfamientos de ortopiroxeno (Fig. 8a y b) y algunos olivinos como inclusiones o en forma de venillas y vermiculares (Fig. 8c, d y e).

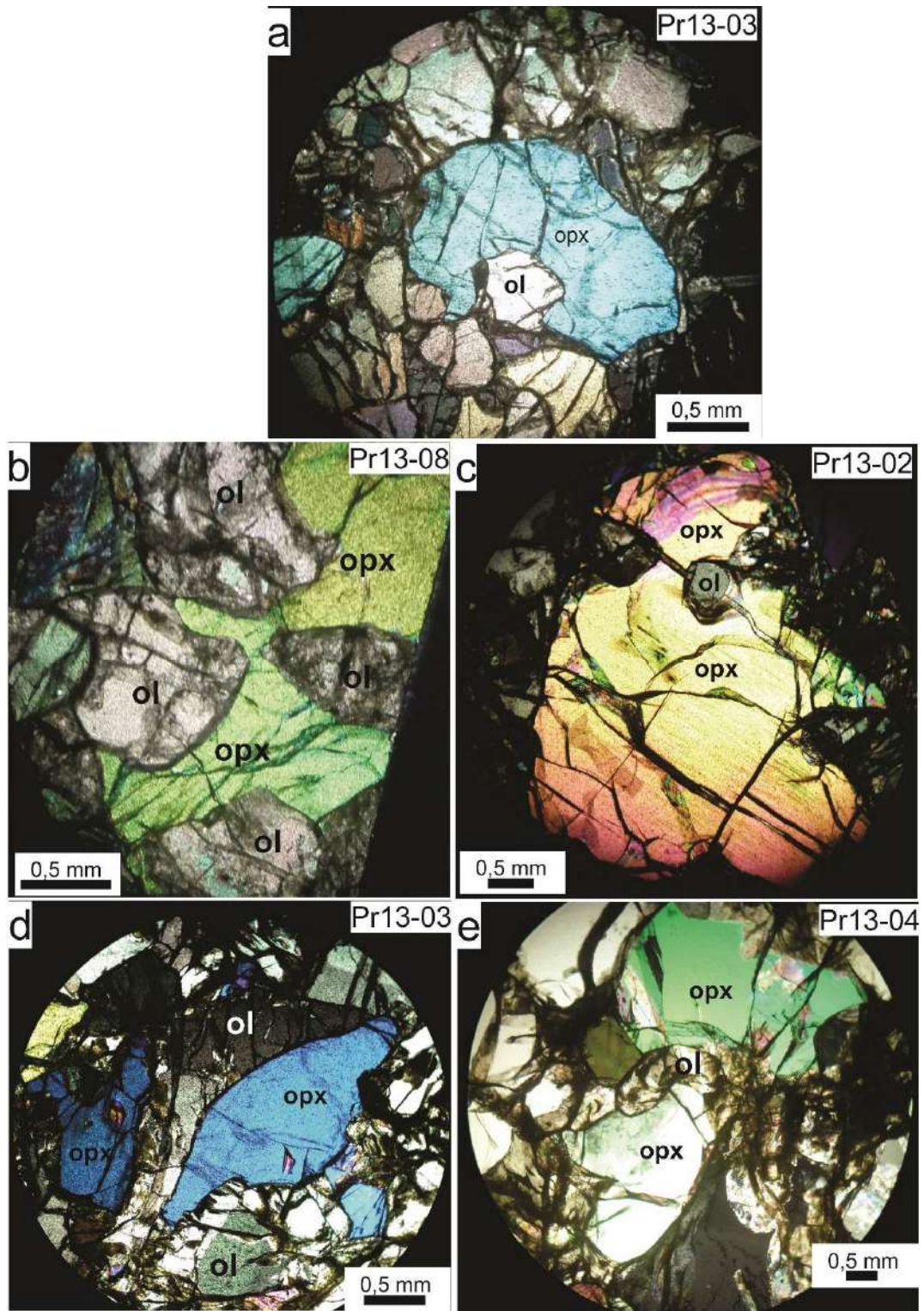


Figura 8. Fotomicrografías con nicoles cruzados, de muestras con olivinos no deformados en engolfamientos de ortopiroxenos (a y b) y olivinos en forma de: inclusión (c), venilla (d), vermicular (e).

El contenido modal de **ortopiroxeno** en peridotitas es de 53,5 a 5,8 %, en websteritas (Pr 13-09, Pr 13-17) es de 77,3 a 58,2 % y en ortopiroxenitas (Pr 13-05, Pr 13-46, Pr 13-52, Pr 13-55) es de 87,9 a 93,2 %. Los ortopiroxenos son mayormente anhedrales y alcanzan 10,5 mm de diámetro. La extinción es generalmente ondulosa. Muchos cristales están separados pero extinguen juntos. En aproximadamente el 50 % de las muestras (n=19), los ortopiroxenos presentan lamelas de exsolución de clinopiroxeno bien desarrolladas. Varios ortopiroxenos exhiben deformación, puesta en evidencia por el cambio de orientación de estas lamelas (Fig. 9a y b). Asimismo, en tres muestras (Pr 13-05, Pr 13-52, Pr 13-58) se hallaron cristales con fuerte dislocación (Fig. 9b, c y d).

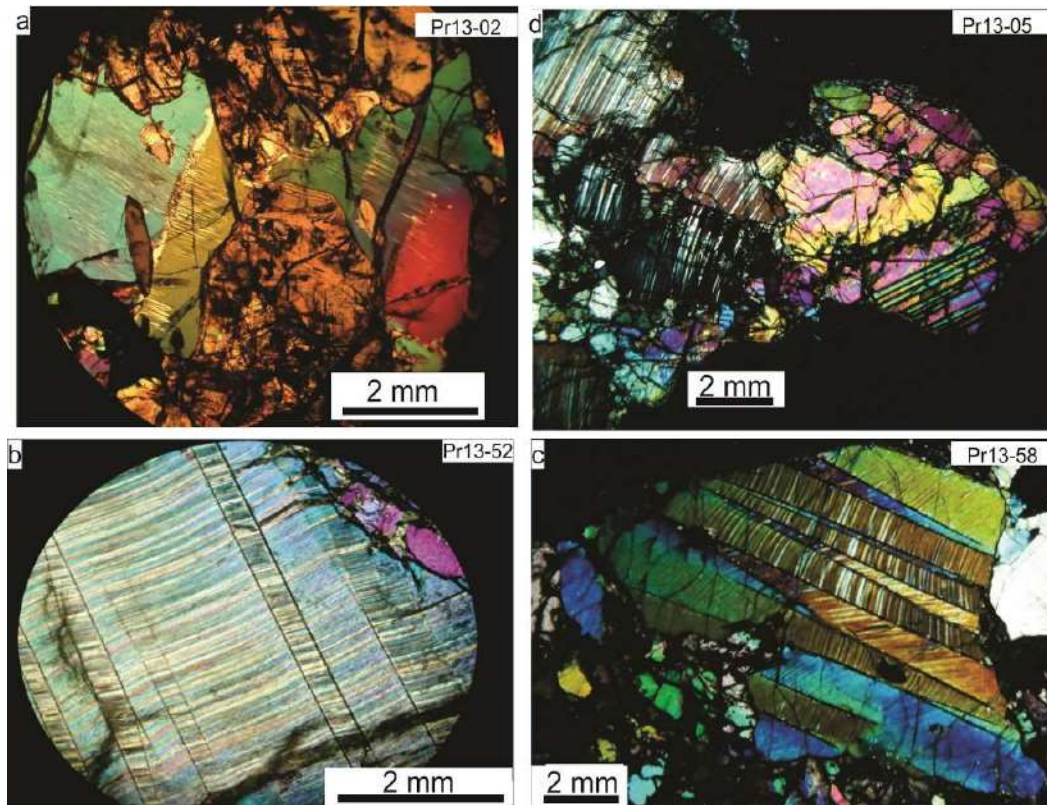


Figura 9. Fotomicrografías con nicols cruzados de ortopiroxenos con líneas de exsolución y dislocaciones bien desarrolladas.

Se ha observado la presencia de cristales de ortopiroxeno sin deformación, con formas irregulares rodeando grandes cristales de olivino. Con menos frecuencia, se encuentran ortopiroxenos en forma de “Y” creciendo en puntos triples de contacto entre olivinos o entre olivinos y ortopiroxenos (Fig. 10a y b).

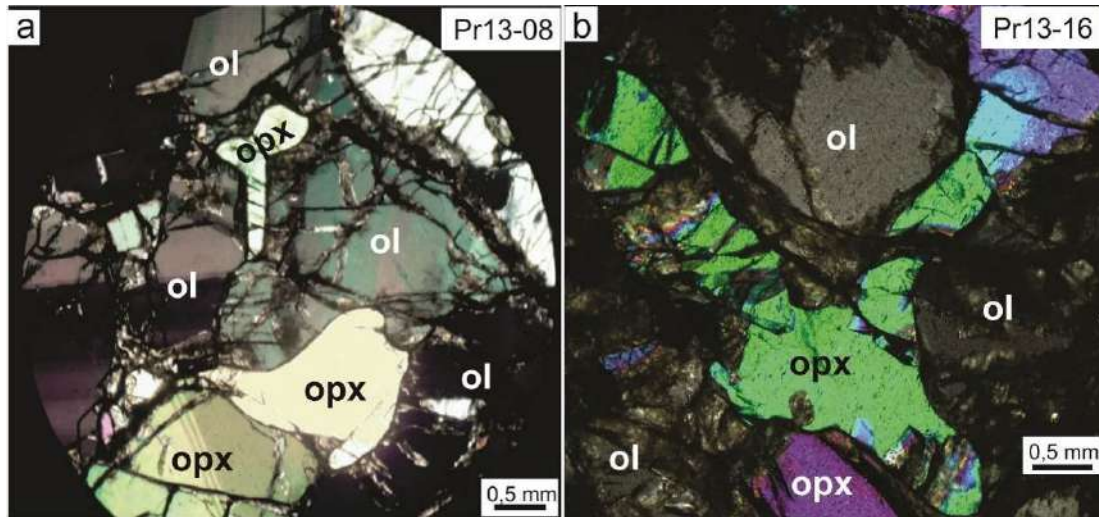


Figura 9. Fotomicrografías con nicoles cruzados de ortopiroxenos en forma de “Y” entre puntos triples de olivinos (a) y olivinos y ortopiroxeno (b).

El contenido modal de **clinopiroxeno** en websteritas varía entre 20,1 y 38,8 %, en ortopiroxenitas alcanza hasta el 6,8 %, y en peridotitas es de 0,5 a 39,5 %. Los clinopiroxenos son mayormente anhedrales y alcanzan 4,1 mm de diámetro. Algunos cristales suelen mostrar lamelas de exsolución (Fig. 11) de espinela.

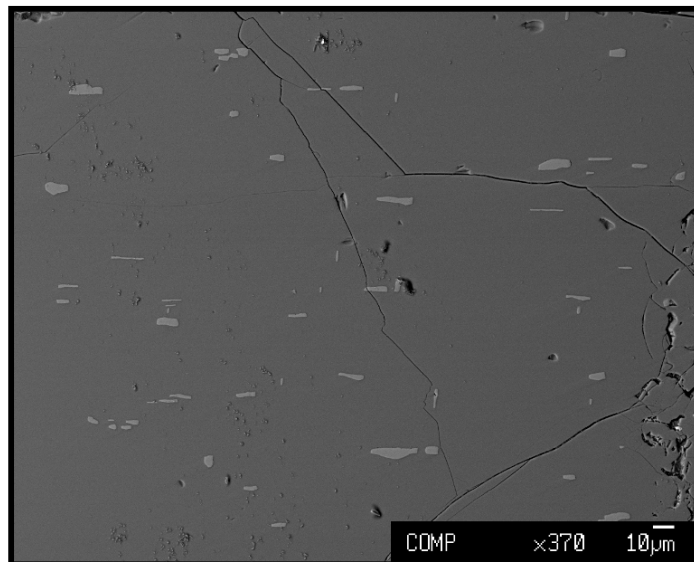


Figura 11. Imagen SEM de clinopiroxeno con lamelas de exsolución de espinela.

El contenido modal de **espinela** varía desde 0,13 a 7,2 % en peridotitas y desde 0,3 a 7,2 % en ortopiroxenitas y websteritas. La espinela se presenta en tres diferentes formas: anhedral-aislada, vermicular-simplectítica (Fig. 12a, b y c) y *holly leaf* (Fig. 12d y e). Alcanza 6,8 mm de diámetro, aunque la mayoría se encuentra entre los 0,67 a 3,1 mm. Las formas *holly leaf* y simplectítica son comúnmente observadas en las muestras con textura mosaico-porfiroclástica y porfiroclástica.

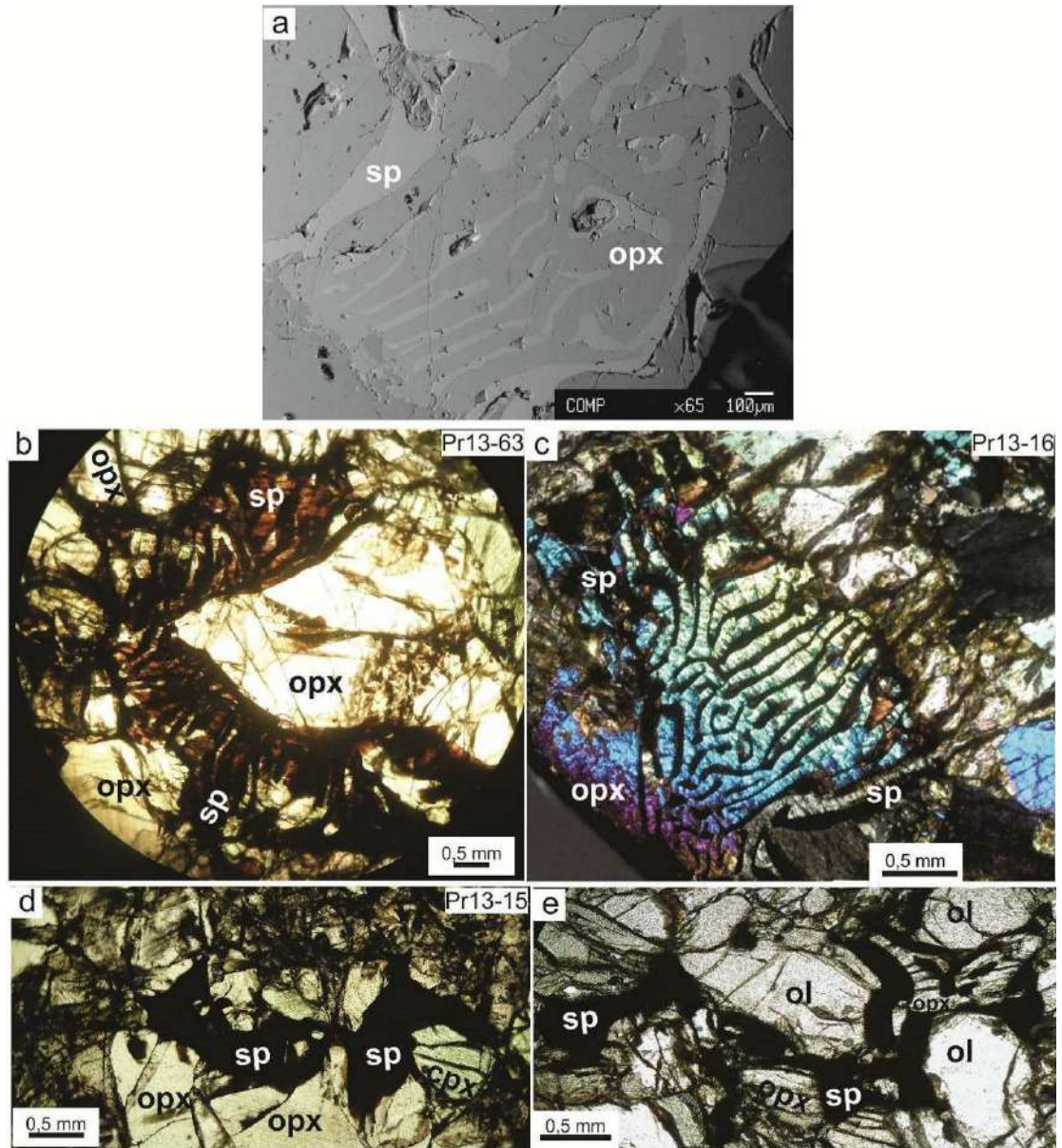


Figura 12. Imagen SEM de textura vermicular-simplectítica de espinela en ortopiroxeno (a) y fotomicrografías de espinela vermicular-simplectítica (b y c) y *holly leaf* (d y e). B: nicoles cruzados, c y d: nicoles paralelos.

El contenido modal de **plagioclasa** (Fig. 13) es de 12,5 % en una ortopiroxenita (Pr 13-55). Se presenta de forma anhedral-intersticial y tiene engolfamientos.

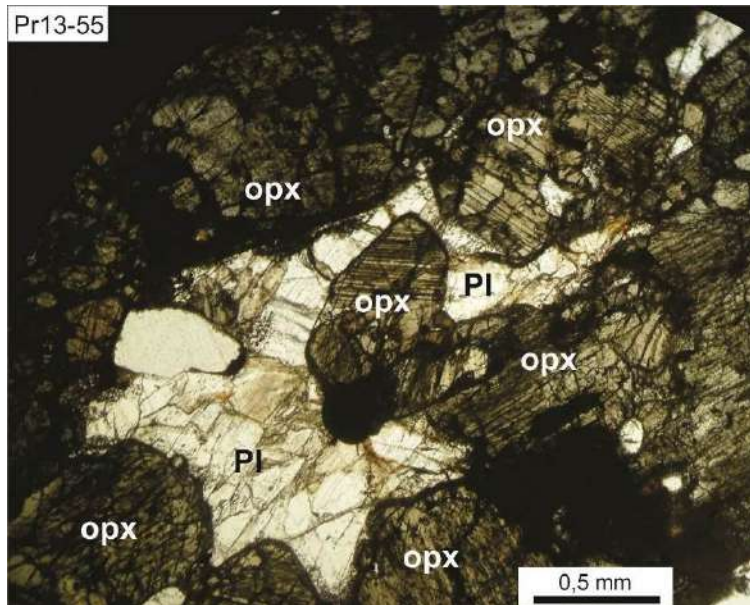


Figura 13. Fotomicrografía con niculos paralelos de plagioclasa intersticial.

Pequeños cristales de **anfíbol** se encuentran incluidos en ortopiroxeno en una muestra de ortopiroxenita (Pr 13-55). Alcanzan 0,75 mm de longitud y están alterados a hematita en los bordes (Fig. 14).



Figura 14. Fotomicrografía a niculos cruzados de anfíbol incluido en ortopiroxeno con alteración de hematita en sus bordes.

### *Reacciones xenolito-basalto hospedante*

Es frecuente que los xenolitos ultramáficos de los afloramientos estudiados estén atravesados por numerosas venillas; las cuales conectan el basalto con los cristales del interior de los xenolitos. Generalmente estas venas se encuentran rellenas de vidrio o calcita (Fig. 15a) y suelen tener hasta 0,62 mm de ancho. Por otro lado en la muestra Pr 13-22 (Fig. 15b) se observa que todos los olivinos son de color rojizo producto de la alteración generada por el calentamiento del fundido basáltico.

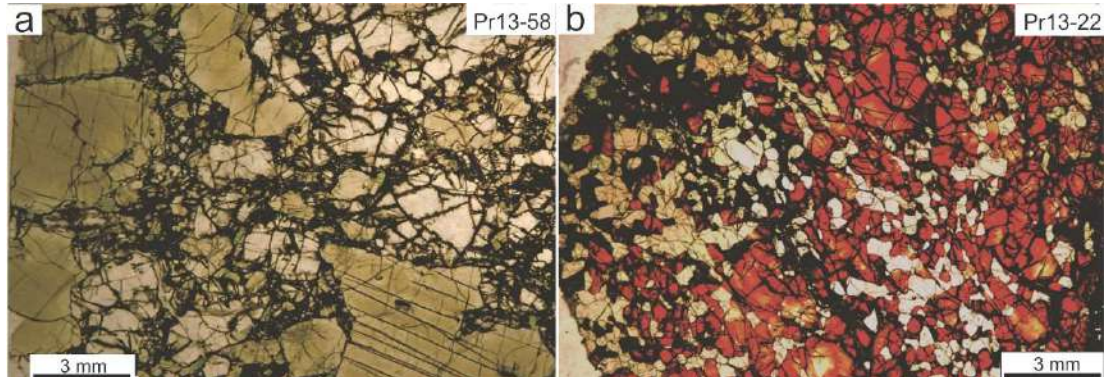


Figura 15. Fotomicrografías de muestras afectadas por el basalto. a) Venillas atravesando toda la sección delgada. B) olivinos rojos por calentamiento.

En el contacto xenolito-basalto y en menor medida en el interior del xenolito, se desarrollan zonas de reacción (Fig. 16a) como es el caso de las coronas de recristalización (*spongy rims*) en torno a espinela y clinopiroxeno. En muchas de las muestras que exhiben venillas en su interior, se hallaron trenes de inclusiones (secundarias) de fluido/fundido en olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. También varias muestras con penetración pervasiva de venillas de basalto poseen olivinos con serpentinización incipiente (Fig. 15b).

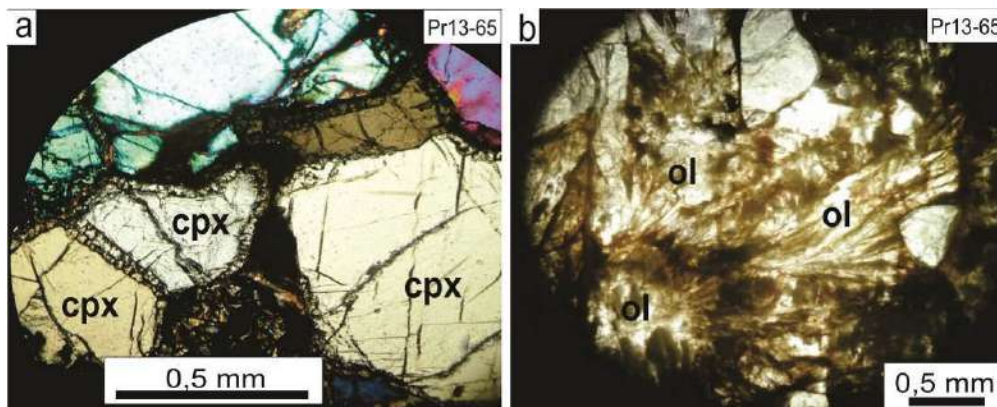


Figura 16. Microfotografías de muestras afectadas por el basalto. a) Coronas de recristalización en clinopiroxenos y b) serpentinización incipiente.

## QUÍMICA MINERAL

Los análisis químicos en las fases se presentan en el Apéndice II.

Los **olivinos** de las dos muestras analizadas Pr 13-16 y Pr13-23 tienen composición Fo<sub>90,29</sub> a Fo<sub>90,38</sub> y Fo<sub>90,69</sub> a Fo<sub>90,77</sub> respectivamente. En la figura 17, se grafican las relaciones Fo del olivino [ $Fo = Mg/(Mg+Fe^{+2}total+Mn)$  molar] y #Cr de la espinela [ $\#Cr = 100*Cr/(Cr+Al+Fe^{+3})$  molar] comparándolas con otras muestras de Prahuniyeu (Bjerg *et al.* 2009). Se destacan que las muestras se encuentran en un sector medio entre las fértiles y las más empobrecidas de las muestradas por Bjerg *et al.* (2009), dentro de la zona de evolución ol-sp del manto (OSMA, Arai 1994).

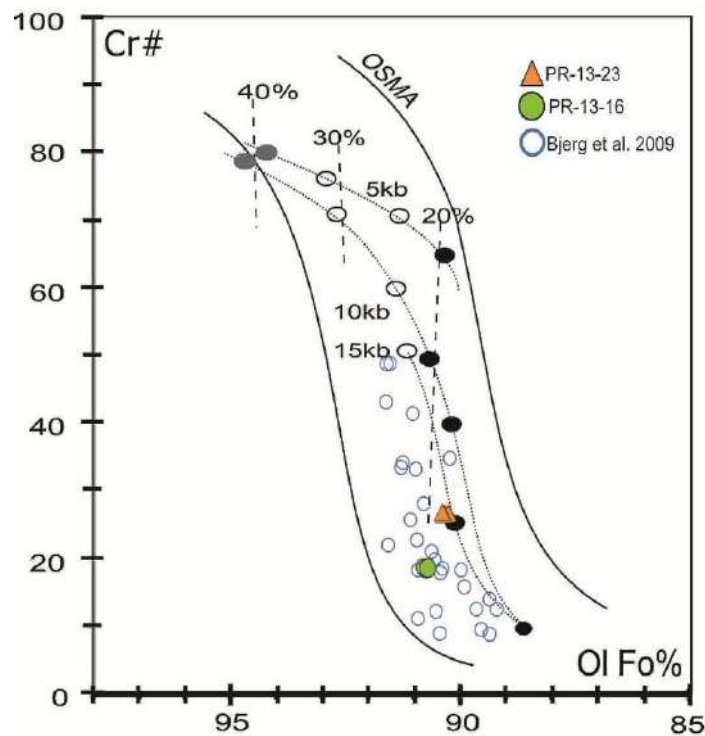


Figura 17. Contenidos de #Cr de la espinela vs. Fo en olivino de las muestras analizadas durante esta tesis y previamente (Bjerg *et al.* 2009) en un diagrama de Arai (1994) con los trenes de fusión parcial a distintas presiones de lherzolitas (círculos rellenos), harzburgitas (círculos vacíos) y dunitas (círculos grises) en la zona de evolución olivino-espinela en el manto (*olivine-spinel mantle array-OSMA*).

Los **ortopiroxenos** tienen un contenido de enstatita de 0,87-0,88 en Pr 13-16 y 0,86-0,88 en Pr 13-23 mientras que el #Mg ( $\#Mg = 100*Mg/(Mg+Fe+2)$  total) molar) tiene un valor de 0,91.



Los **clinopiroxenos** tienen composiciones de Wollastonita 0,471 a 0,012, Enstatita 0,897 a 0,482 y Ferrosilita 0,092 a 0,045. En el diagrama  $Al_2O_3$  vs #Mg (Fig.18) se puede observar que el contenido de  $Al_2O_3$  decrece con el incremento del #Mg y que las muestras se ubican dentro de las más empobrecidas de Bjerg *et al.* (2009).

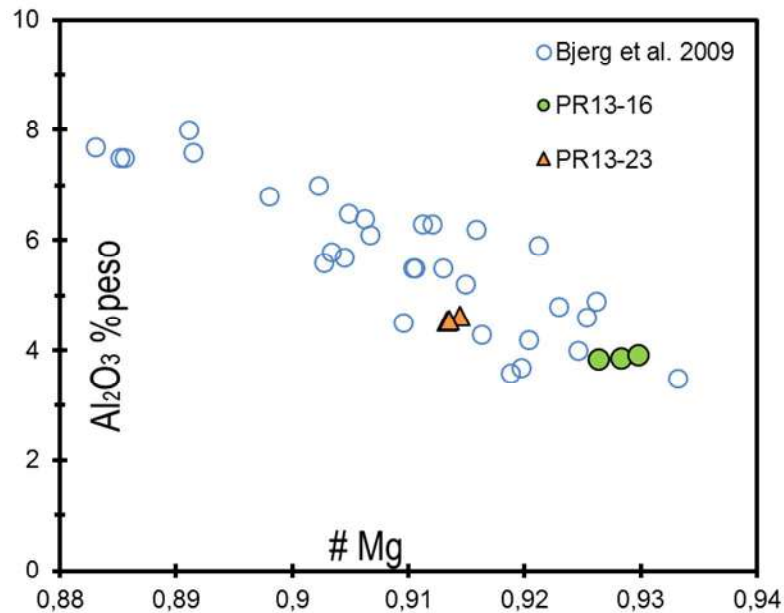


Figura 18. Variaciones de  $Al_2O_3$  en clinopiroxeno con respecto al #Mg de las muestras analizadas por Bjerg *et al.* (2009) y las muestras Pr 13-16 y Pr 13-23.

## DISCUSIÓN

### Comparación textural-litológica entre Prahuaníeyu y Paso de Indios

En los siguientes párrafos y tablas (3 y 4) se compararan los xenolitos de Prahuaníeyu (analizados en esta tesina y por Bjerg *et al.* 2009) y aquellos provenientes de la localidad de Paso de Indios (Ponce *et al.* 2015).

Los xenolitos de Prahuaníeyu aquí estudiados son mayormente harzburgitas (59%) seguidas por lherzolitas (19%) y una baja proporción de dunitas, websteritas y piroxenitas (Tabla 3, Fig. 19). La textura dominante es porfiroclástica seguida por mosaico-porfiroclástica, gruesa, porfiroclástica laminar y ortoacumulado (Tabla 4). Por otro lado, las muestras analizadas por Bjerg *et al.* (2009) son mayormente lherzolitas (60%), seguidas por harzburgitas (35%), y dunitas (5%) (Fig. 19, Tabla 3).

Los xenolitos ultramáficos de Paso de Indios clasifican en gran medida como harzburgitas (56%) y en menor medida como lherzolitas (27%), dunitas, websteritas, wehrlitas y piroxenitas (Fig. 19, Tabla 3). La principal textura es la porfiroclástica y, en menor

medida, la gruesa y la equigranular. Sin contar con la presencia de muestras con textura mosaico-porfiroclástica como en la localidad anterior (Tabla 4) ni con ortopiroxenos fuertemente deformados como los hallados en esta tesina.

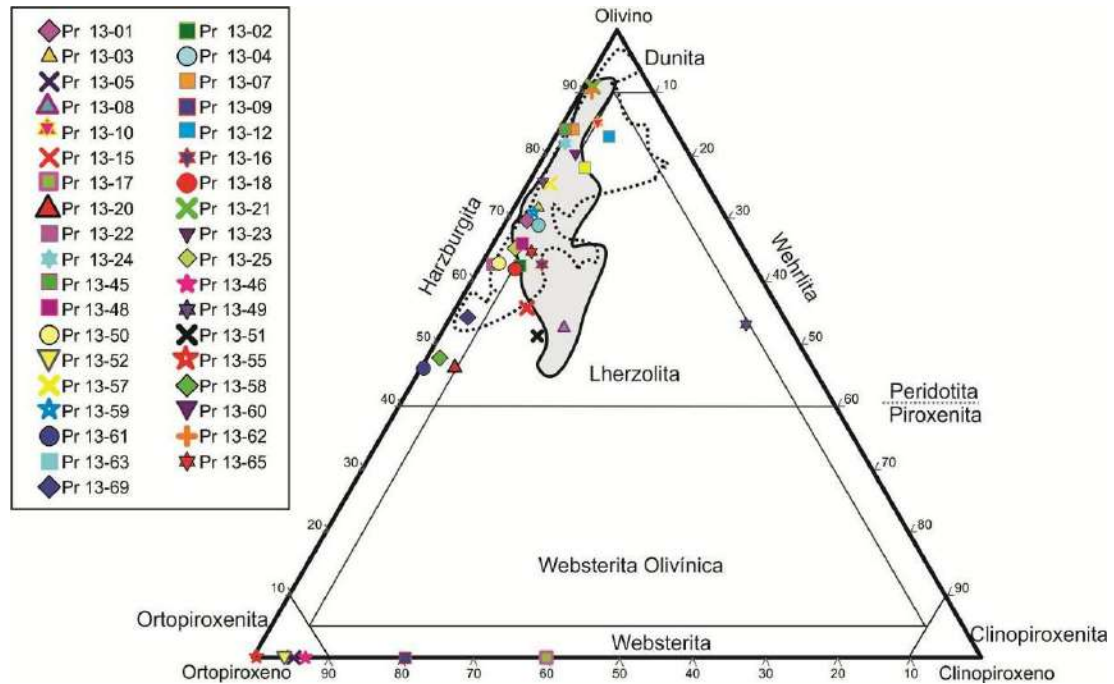


Figura 19. Distribución modal de xenolitos de Prahuaníyeu, estudiados en esta tesina (símbolos en colores) y por Bjerg *et al.* (2009) (zona de color gris), y xenolitos de Paso de Indios según Ponce *et al.* (2015) (zona marcada con línea de puntos).

Tabla 3. Comparación entre los porcentajes de litologías de las localidades de Paso de Indios (Ponce *et al.* 2015) y Prahuaníyeu, realizados en esta tesina y por Bjerg *et al.* (2009).

Roca	Prahuaníyeu (Esta tesina)	Prahuaníyeu (Bjerg <i>et al.</i> 2009)	Paso de Indios (Ponce <i>et al.</i> 2015)
Harzburgita	59	35	55
Lherzolita	19	60	28
Dunita	5	5	6
Websterita-ol			1
Wehrlita	1		1
Websterita	5		2
Clinopiroxenita			1
Ortopiroxenita	11		
Total	100	100	100

Tabla 4. Comparación entre los porcentajes de texturas de Prahuaníyeu (realizados en esta tesina) y Paso de Indios (Ponce *et al.* 2015).

Textura	Prahuaníyeu (Esta tesina)	Paso de Indios (Ponce <i>et al.</i> 2015)
Gruesa	8	33
Porfiroclástica	59	63
Porfiroclástica Laminar	5	
Mosaico	24	
Equigranular		4
Ortocumulado	3	
Total	100	100

### **Características petrográficas particulares**

Los xenolitos de Prahuaníyeu muestran evidencias de reemplazo mineral y desequilibrios, vinculadas con reacciones ocurridas a nivel del manto, los que se indican a continuación.

#### *Texturas de reemplazo*

La presencia de olivinos de neoformación en engolfamientos de grandes ortopiroxenos sugiere disolución de estos últimos y cristalización de olivinos. Este proceso estaría asociado a la interacción de la columna de rocas ultramáficas del manto con fundidos percolantes subsaturados en sílice (Hirose y Kushiro 1993, Niu 1997, Kelemen *et al.* 1995), los que podrían generarse en eventos de fusión parcial de peridotitas en condiciones de baja presión relativa (facies de espinela).

La presencia de ortopiroxenos sin exsolución con morfologías vermiculares dentro o alrededor de grandes cristales de olivino con deformación, son microtexturas que indican corrosión y disolución de olivinos del manto por reacción con líquidos circulantes saturados en sílice y cristalización de ortopiroxenos magmáticos (Piccardo *et al.* 2004, 2007).

#### *Textura simplectítica-vermicular*

Los xenolitos de Prahuaníyeu consisten predominantemente en peridotitas portadoras de espinela, muchas de las cuales tienen textura simplectítica-vermicular con el ortopiroxeno. Esto indica que los xenolitos provienen de la zona de transición granate-espinela en el manto superior (presiones de ~2 Gpa y temperaturas de ~1300°). La descompresión generó

la desestabilización del granate, por lo que la siguiente reacción tomó lugar:  
 $ol1+opx1+cpx1+gr1=ol1+opx1+sp1+opx2+cpx2$  (Gervasoni *et al.* 2009).

#### *Dislocaciones en ortopiroxenos*

La deformación dúctil conduce, por recristalización dinámica, a la disminución del tamaño de grano de una roca (por ejemplo, Boullier y Gueguen 1975; Precigout *et al.* 2007; Raimbourg *et al.* 2008). Un posible mecanismo para la recristalización es la evolución de los límites de subgranos a “verdaderos” límites de grano mediante desorientación (*misorientation*) progresiva de los ángulos de la red cristalina generando dislocación (Raimbourg *et al.* 2011). Según estos mismos autores, la deformación de ortopiroxeno es acompañada por una densa red de lamelas paralelas de clinopiroxenos (ricas en Ca). Esto se debe a que las lamelas comparten el plano 100 con los ortopiroxenos y así facilitan la orientación y la distorsión de red cristalina de ortopiroxeno. Además, se debe destacar que Raimbourg *et al.* (2011) indicaron que esta característica está ausente en los ortopiroxenos ubicados lejos de zonas de milonitización, lo que podría ser indicador que los xenolitos de Prahuaníyeu que contienen estas texturas han sufrido un esfuerzo de cizalla. En esta tesina se hallaron dislocaciones en porfiroclastos de ortopiroxeno en las muestras PR 13-05, PR 13-52 (ortopiroxenitas) y PR 13-58 (harzburgita).

#### **Estimaciones de Fusión Parcial**

A través de la relación  $cpx/opx$  vs.  $cpx$  se puede estimar el grado de empobrecimiento por fusión parcial (Rivalenti *et al.* 2000). Para dicha relación se tomaron en cuenta solamente las muestras de peridotitas aunque también se descartó la muestra PR 13-49 ya que tiene 40,82% de clinopiroxeno y podría ser producto de metasomatismo.

La abundancia de harzburgitas y lherzolitas con menos de 6% en vol. de clinopiroxeno proporcionan evidencia que la columna del manto debajo de Prahuaníyeu está significativamente empobrecida con respecto a la composición modal del Manto Primitivo propuesto por Johnson *et al.* (1990) (Fig. 20). Esta tendencia aparece en la mayor parte de las ocurrencias de xenolitos del manto de Patagonia (ej. Bjerg *et al.* 2009, Rivalenti *et al.* 2004).

De este modo, a partir de la Fig. 20 se puede indicar que los xenolitos de Prahuaníyeu, tanto estudiados en esta tesis, como los muestreados por Bjerg *et al.* (2009), presentan un variable grado de empobrecimiento, con porcentajes de fusión que varían desde

aproximadamente 1 a 26 %. Las muestras PR 13-12, 10 y 63 no siguen la línea modelo de empobrecimiento, lo que puede deberse a un aumento de clinopiroxeno o disminución de ortopiroxeno por metasomatismo o a un sesgo debido al pequeño tamaño de las muestras. Por otra parte, las dunitas halladas (n=2) pueden ser interpretadas más que residuos de fusión, como representativas del extremo de la disolución de piroxenos debido a la canalización de fundidos subsaturados en sílice a presiones relativamente bajas (Mazzucchelli *et al.* 2009), con la consecuente cristalización de olivinos. La inestabilidad de piroxenos está confirmada por el estudio petrográfico, que presenta registros de olivino secundario reemplazando grandes ortopiroxenos en peridotitas ricas en olivino al igual que los hallados en Paso de Indios por Ponce *et al.* (2015).

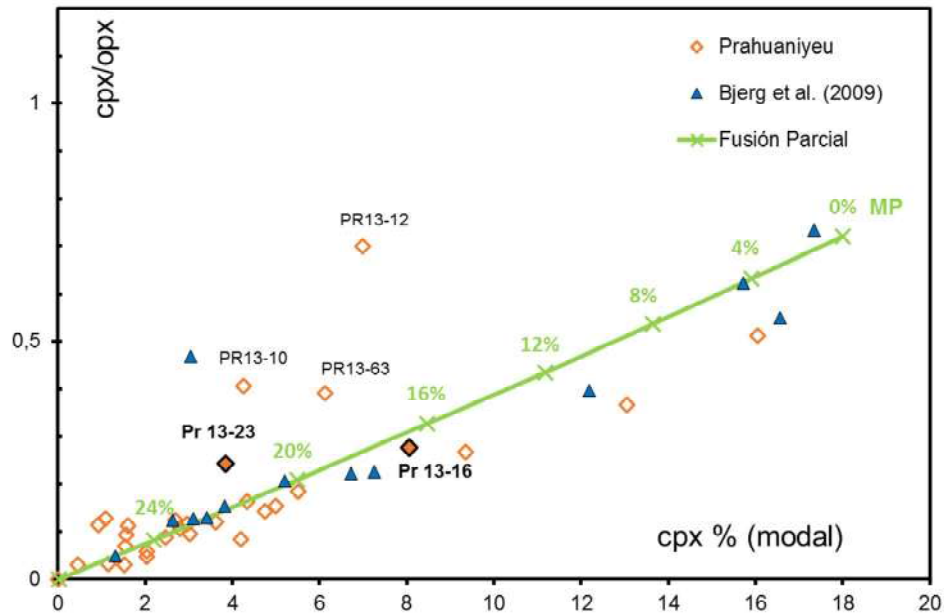


Figura 20. Relación modal cpx/opx vs. cpx en peridotitas de Prahuaníeyu analizadas en esta tesina y por Bjerg *et al.* 2009. La línea verde representa el tren modelo para fusión parcial no modal de un manto primitivo (Johnson *et al.* 1990) de acuerdo con Rivalenti *et al.* (2000). Los intervalos marcados con cruces representan incrementos del 4% de fusión. Las muestras representadas en forma de rombo con bordes negros y relleno naranja tienen microanálisis químicos.

## CONCLUSIONES

-Petrográficamente, los xenolitos estudiados tienen principalmente textura porfiroclástica y mosaico-porfiroclástica, y su litología es mayormente harzburgita y lherzolita.

-A partir de la existencia de espinela con textura vermicular-simplectítica, se infiere que estos xenolitos provienen de la zona de transición granate-espinela en el manto superior.

-Las reacciones mineralógicas, observadas en distintas muestras, evidencian la circulación de fundidos subsaturados en sílice con disolución de piroxeno y la formación de nuevo olivino en peridotitas ricas de olivino. Por otro lado, la circulación de fundidos saturados en sílice generó disolución de olivino y formación de ortopiroxeno en las muestras ricas en ortopiroxeno.

-La porción del manto de donde provienen los xenolitos ha experimentado empobrecimiento por extracción de fundidos. De acuerdo con la composición modal, el manto debajo de Prahuaníyeu ha registrado eventos de fusión parcial hasta un 26% al igual que los que se encontraron en la localidad Paso de Indios.

-La alteración penetrativa y las coronas de reacción, están frecuentemente vinculadas con venillas provenientes del basalto hospedante.

-Se menciona por primera vez la presencia de ortopiroxenos con dislocaciones, lo que indica que el manto muestreado sufrió esfuerzos de cizalla.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acevedo, R.D. y Quartino, B.J., 2004. Basalto alcalino portador de xenolitos ultramáficos en Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 411–415.
- Aliani, P.A., Bjerg, E.A. y Ntaflos, Th., 2004. Evidencias de metasomatismo en el manto sublitosférico de Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 539–555.
- Anderson, D.L., 1979. The upper mantle transition region: Eclogite?. *Geophysical Research Letters* 6: 433-436.
- Anderson, D.L., 1982. Chemical composition and evolution of the mantle. In: Akimoto, S. y Manghnani, M.H. (eds.) *High Pressure Research in Geophysics*, pp. 301–318. D. Reidel, Dordrecht.
- Anderson, D.L., 1984. The earth as a planet: Paradigms and paradoxes. *Science* 223: 347–355.
- Anderson, D.L., 1989. Composition of the Earth. *Science* 243: 367–370.
- Anderson, D.L. y Bass J.D., 1984. Mineralogy and composition of the upper mantle. *Geophysical Research Letters* 11: 637–640.
- Anderson, D.L. y Bass J.D., 1986. Transition region of the Earth's upper mantle. *Nature* 320: 321–328.
- Aragón, E., Goin, F., Aguilera, Y.E., Woodburne, M., Carlini, A. y Roggiero, M.F., 2011a. Palaeogeography and palaeoenvironments of northern Patagonia from the Late Cretaceous to the Miocene: the Palaeogene Andean gap and the rise of the North Patagonian High Plateau. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 305–315.
- Aragón, E., Castro, A., Otamendi, J., Brunelli, D., Rabbia, O., Aguilera, E., Cavarozzi, C. y Ribot, A., 2011b. Isolated epeirogenic mountains in supra-subduction systems; the case of the North Patagonian Massif, Argentina. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Actas, S6 Evolución tectono-magmática cenozoica del Macizo Norpatagónico.
- Aragón, E., Brunelli D., Castro A., Rivalenti G., Varela R., Rabbia O., Spackman W., Cavarozzi C.E., Aguilera Y., Ribot A., Mazzucchelli M., D'Eramo F. y Demartis M.L., 2011c. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the north patagonian suprasubduction system: the paleogene subduction-transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509: 218-237
- Aragón, E., D'eraimo F., Pinotti L., Aguilera Y., Cavarozzi C., Demartis M., Hernando I. y Ribot A., 2015. Respuesta del magmatismo a los cambios de estilo extensión durante el Paleógeno en Patagonia central. 3 ° Simposio PIMA. 13-14. General Roca.
- Ardolino, A. A., 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la meseta de Somuncurá. Provincia del Chubut. Actas 8° Congreso Geológico Argentino, 65: 7-23.
- Ardolino, A., Franchi, M., Ramesal, M. y Salani, F., 1999. El Volcanismo en la Patagonia Extraandina. Instituto De Geología Y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales 29 (18): 579-612, Buenos Aires.
- Ardolino, A. A y Delpino, D., 1987. Senoniano (continental–marino). Comarca Nordpatagónica, provincia del Chubut, Argentina. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 3: 193-196.
- Ardolino, A. A. y Franchi, M., 1993. El vulcanismo cenozoico de la meseta de Somún Curá, provincias de Río Negro y Chubut. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 225-235.

- Arai S., 1994. Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 59, 279-293.
- Bina, C.R. y Helffrich, G., 2014. Geophysical Constraints on Mantle Composition. *Treatise on Geochemistry* 3: 41-65.
- Bertels, A., 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 41-54.
- Bjerg, E.A., Labudía, C.H., Varela, E. y Cesaretti, N., 1994. Fluid inclusions in olivine crystals from spinel herzolites nodules, Somuncura Massif, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 257–261.
- Bjerg, E. A., Kurat, G., Ntaflós, Th. y Labudía, C. H., 1999. Patagonia mantle xenoliths: petrographic, geochemical and thermobarometric data. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2, p88.
- Bjerg, E.A., Ntaflós, T., Kurat, G., Dobosi, G. y Labudía, C.H., 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 125–145.
- Bjerg, E. A., Ntaflós, Th., Thöni, M., Aliani, P. y Labudía, C.H., 2009. Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaniyeu Garnet- and Spinel-Peridotites. *Journal of Petrology* 50: 1267-1298.
- Bodinier J.L. y Godard M., 2014. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. *Treatise on Geochemistry*, 3: 103-167.
- Boullier, A. M., Gueguen, Y. 1975. SP-Mylonites: Origin of some mylonites by superplastic flow. *Contributions Mineral Petrology* 50:93–104
- Caminos, R. L., 1983. Informe preliminar de las Hojas 39-g, Cerro Tapiluke y 39-h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, 41 p. Inédito.
- Castro Dorado, A., 1989. Petrografía Básica, Textura, Clasificación y Nomenclatura de Rocas. Paraninfo, 143 p., Madrid.
- Conceição, R.V., Mallmann, G., Koester, E., Schilling, M., Bertotto, G.W. y Rodríguez-Vargas, A., 2005. Andean subduction-related mantle xenoliths: Isotopic evidence of Sr–Nd decoupling during metasomatism. *Lithos* 82: 273–287.
- Condie, K. C., 1997. Plate tectonics and crustal evolution. Fourth edition. Butterworth-Heinemann. 288 p., Bath.
- Corbella, H., 1984. El vulcanismo de la Altiplanicie de Somuncurá. En Relatorio del 9° Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. Capítulo 1(10): 267-300.
- Cortezzi, C. R. y Dirac, M., 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. Actas 4ª Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 95-100.
- Cucchi, R., Busteros, A. y Lema, H., 1999. Hoja Geológica 4169-II, Los Menucos, Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Inédito.
- Dantas, C., Gregoire, M., Koester, E., Conceição, R.V. y Rieck, N., Jr., 2009. The Iherzolite-websterite xenolith suite from Northern Patagonia (Argentina): Evidence of mantle-melt reaction processes. *Lithos* 107: 107-120.
- Douglas, B.J., Saul, S.A. y Stern, C.R., 1987. Rheology of the upper mantle beneath southernmost South America inferred from peridotite xenoliths. *Journal of Geology* 95: 241-253.
- Duffy T.S. y Anderson D.L., 1989. Seismic velocities in mantle minerals and the mineralogy of the upper mantle. *Journal of Geophysical Research* 94: 1895–1912.



- Duffy T.S., Zha C.S., Downs R.T., Mao H.K., y Hemley R.J., 1995. Elasticity of forsterite to 16 GPa and the composition of the upper mantle. *Nature* 378: 170–173.
- Gelós, E. M. y Hayase, K., 1979. Estudio de las inclusiones peridotíticas en un basalto de la región de Comallo y de otras localidades de las provincias de Río Negro y Chubut. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 69–82.
- Gervasoni, F., Conceição, R.V., Bertotto, G.W., Gallas, M. y Jalowitzki, T.L., 2009. Experimental petrology, geochemistry and petrography of mantle xenoliths from Prahuaniyeu volcano, Northern Patagonia, Argentine. Goldschmidt Conference, A429, Davos, Suiza.
- Giacosa, R. E. y Márquez, M. J., 1999. El volcanismo en la Patagonia Extraandina. In: Caminos R, ed. *Geología Argentina*. Buenos Aires: Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29, 444–459.
- Gorring, M.L. y Kay, S.M., 2000. Carbonatite metasomatised peridotite xenoliths from southern Patagonia: implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 140: 55–72.
- Harte, B., 1977. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths. *Journal of Geology* 85: 279–288.
- Helffrich, G. R. y Wood, B. J., 2001. The Earth's mantle. *Nature* 412(6846): 501–507.
- Hirose, K. y Kushiro, I., 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamonds. *Earth and Planetary Science Letters*, 114: 477–489.
- Holmberg, E. y Methol, E., 1974. *Geología de la Región de Talcahuala*. Apoyo Geológico al Plan Valcheta, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 10p.
- Johnson, K., Dick, H. y Shimizu, N., 1990. Melting in oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, 95, 2661–2678.
- Kelemen, P., Whitehead, J., Aharonov, E. y Jordahl, K. 1995. Experiments on flow focusing in soluble porous media. With application to melt extraction from the mantle. *Journal of Geophysical Research*. 100: 475–496.
- Kempton, P., Hawkesworth, C., Lopez-Escobar, L., Pearson, D. y Ware, A., 1999. Spinel ± garnet lherzolite xenoliths from Pali Aike: part 2. Trace element and isotopic evidence bearing on the evolution of lithospheric mantle beneath southern Patagonia. 7<sup>th</sup> International Kimberlite Conference Dawson 1: 415–428.
- Kilian, R. y Stern, C.R., 2002. Constraints on the interaction between slab melts and the mantle wedge from adakitic glass in peridotite xenoliths. *European Journal Mineralogy* 14: 25–36.
- Labudía, C.H., Bjerg, E.A. y Gregori, D.A., 1984. Nódulos de composición ultrabásica de las lavas alcalinas de la localidad de Praguaniyeu, provincia de Río Negro. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 547–553.
- Labudía, C.H., Bjerg, E.A. y Ntaflos, T., 2011. Nuevas dataciones del vulcanismo del noroeste de la Meseta de Somoncurá, Argentina. XVIII Congreso Geológico Argentino, Actas CD: 356–357.
- Laurora, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., Zanetti, A., Barbieri, M.A. y Cingolani, C.A., 2001. Metasomatism and melting in carbonated peridotite xenoliths from the mantle wedge: the Gobernador Gregores case (southern Patagonia). *Journal Petrology* 42: 69–87.
- MacKenzie, W., Donalson, C. y Guilford, C., 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. John Wiley & Sons, 148 p., Nueva York.

- Manassero, M. y Maggi, J., 1995. Análisis sedimentológico de la Formación Angostura Colorada (Cretácico superior) en la región de Comallo–Jacobacci, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4):132-142.
- Mazzucchelli, M., Rivalenti G., Brunelli D., Zanetti A. y Boari E., 2009. Formation of Highly Refractory Dunite by Focused Percolation of Pyroxenite-Derived Melt in the Balmuccia Peridotite Massif (Italy). *Journal of Petrology*, 50, 1205–1233.
- Mercier, J-C. C. y Nicolas, A., 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalts xenoliths. *Journal of Petrology*, 16(2): 454-487.
- Muñoz, B.J., 1981. Inclusiones ultramáficas del manto superior en meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile* 13: 63–78.
- Niemeyer, H., 1978. Nódulos máficos y ultramáficos en basaltos alcalinos de la meseta Buenos Aires, lago General Carrera, provincia de Aisén, Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33: 63–75.
- Niu, Y., 1997. Mantle melting and mantle extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*. 38: 1047-1074.
- Ntaflos, T., Bjerg, E. A., Kurat, G., Hinton, R., Labudía, C.H. y Upton, B.G., 1999. Silicate and carbonatite melts in upper mantle xenoliths from southern Patagonia: evidence for multiple metasomatic events. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beihefte zum European Journal Mineralogy* 11, 168.
- Ntaflos, T., Bjerg, E.A., Labudía, C.H., Thöni, M., Frisicale, C. y Günther, M., 2001. Garnet-bearing xenoliths: evidence of plume activity in northern Patagonia. *Proceedings of the 11th Annual Goldschmidt Conference*, A3126. Hot Springs, EEUU.
- Ntaflos, T., Bjerg, E.A., Labudía, C.H. y Thöni, M., 2003. Geochemical evidences for plume activity beneath Patagonian sub-continental mantle. *Geophysical Research Abstracts* 5, 09123.
- Palme, H. y O'Neill H.St.C., 2014. Cosmochemical Estimates of Mantle Composition. *Treatise on Geochemistry*, vol. 3. p., 1-39.
- Pearson, D.G., Canil, D. y Shirey S.B., 2014. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. *Treatise on Geochemistry*, 3: 169-253.
- Piccardo, G.B., Müntener, O., Zanetti, A., Romairone, A., Bruzzone, S., Poggi, E. y Spagnolo, G., 2004. The Lanzo South peridotite: melt/peridotite interaction in the mantle lithosphere of the Jurassic Ligurian Tethys. *Ofioliti* 29: 37–62.
- Piccardo, G. B., Zanetti A. y Müntener O., 2007. Melt/peridotite interaction in the Southern Lanzo peridotite: Field, textural and geochemical evidence. *Lithos*, 94, 181–209.
- Ponce, A. D., Bertotto G. W., Zanetti A., Brunelli D., Giovanardi T., Aragón E., Bernardi M. I., Hémond C., y Mazzucchelli M., 2015. Short-scale variability of the SCLM beneath the extra-Andean back-arc (Paso de Indios, Argentina): Evidence from spinel-facies mantle xenoliths. *Open Geoscience*. 7:362–385
- Precigout, J., Gueydan F., Gapais D., Garrido C. J., Essaifi A., 2007. Strain localisation in the subcontinental mantle—a ductile alternative to the brittle mantle. *Tectonophysics* 445:318–336
- Raimbourg, H, Kogure, T. y Toyoshima T., 2011. Crystal bending, subgrain boundary development, and recrystallization in orthopyroxene during granulite-facies deformation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- Raimbourg, H., Toyoshima T., Harima Y., Kimura G., 2008. Grain size reduction mechanisms and rheological consequences in high temperature gabbro mylonites of Hidaka, Hokkaido Earth Planet. *Science Letters Journal*. 267:637–653

- Ramos, V., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. In: Caminos R, ed. *Geología Argentina*. Buenos Aires: Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (15), 41–96.
- Remesal, M., Salani F., Franchi M. y Ardolino A., 2001. Hoja geológica 4169-Iv Maquinchao Provincia de Río negro Secretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, 74 p, Buenos Aires.
- Rivalenti, G., Mazzucchelli M., Girardi V., Vannucci R., Barbieri M.A., Zanetti A. y Goldstein S., 2000. Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 138: 308–325.
- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Laurora, A., Ciuffi, S., Zanetti, A., Vannucci, R. y Cingolani, C.A., 2004a. The backarc mantle lithosphere in Patagonia, South America. *Journal of South American Earth Sciences* 17: 121–152.
- Rivalenti, G., Zanetti A., Mazzucchelli M., Vannucci R. y Cingolani C.A., 2004b. Equivocal carbonatite markers in the mantle xenoliths of the Patagonia backarc: the Gobernador Gregores case (Santa Cruz Province, Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147: 647–670.
- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Zanetti, A., Vannucci, R., Bollinger, C., Hémond, C. y Bertotto, G.W., 2007a. Xenoliths from Cerro de los Chenques (Patagonia): An example of slab-related metasomatism in the backarc lithospheric mantle. *Lithos* 99: 45–67.
- Rivalenti, G., Zanetti, A., Girardi, V. A. V., Mazzucchelli, M., Tassinari, C. C. G. and Bertotto, G. W. 2007b. The effect of the Fernando de Noronha plume on the mantle lithosphere in North-Eastern Brazil. *Lithos* 94: 111–131.
- Rollinson, H., 2007. *Early earth system: A geochemical approach*. Blackwell Publish Ltd, pp. 296.
- Scambelluri, M., Vannucci, R., De Stefano, A., Preite-Martinez, M. y Rivalenti, G., 2009. CO<sub>2</sub> fluid and silicate glass as monitors of alkali basalt/peridotite interaction in the mantle wedge beneath Gobernador Gregores, Southern Patagonia. *Lithos* 107: 121–133.
- Schilling, M.E., Carlson, R.W., Conceição, R.V., Dantas, C., Bertotto, G.W. y Koester, E. 2008. Re–Os isotope constraints on subcontinental lithospheric mantle evolution of southern South America. *Earth and Planetary Science Letters* 268: 89–101.
- Schneider, C., Rasband W. y Eliceiri K., 2012. NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. *Nature Methods*, pp. 671.
- Skewes, M.A. y Stern, C.R., 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali–Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 6: 3–25.
- Somoza, R., Ghidella M. E., 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 797–809.
- Stern, C. R., Saul, S., Skewes, M. A. and Futa, K. 1989. Garnet peridotite xenoliths from the Pali Aike basalts of southernmost South America. *Kimberlites and Related Rocks* (Ross, J., ed.), Geologic Society of Australia, Special Publication 14(2), 735–744.
- Tabor, F. A., Tabor, B. E., y Downes, H., 2010. Quantitative characterization of textures in mantle spinel peridotite xenoliths. *Geological Society, London, Special Publications*, 337(1), 195–211.
- Teruggi, M. E., 1980. Clasificación de rocas ígneas. Colección Ciencias de la Tierra, estudios N° 1, Ed. Científica Argentina. Librant. (ECAL), 34p. Buenos Aires.

- Varela, M. E., Bjerg, E. A., Clocchiatti, R., Labudía, C. H. y Kurat, G., 1997. Fluid inclusions in upper mantle xenoliths from northern Patagonia, Argentina: evidence for an upper mantle diapir. *Mineralogy and Petrology* 60: 145–164.
- Villar, L.M., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogenético. 2° Congreso Iberoamericano Geológico Económico 3, 135–156
- Wang, J., Hattori, K., Kilian, R. y Stern, C.R., 2007. Metasomatism of sub-arc mantle peridotites below southernmost South America: reduction of  $fO_2$  by slab-melt. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 153: 607–624.
- White, W. M., 1997. *Geochemistry*. On-line textbook. Cornell University.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, 466p, Londres.

## APÉNDICE I

### Descripciones de las muestras

<b>PR13-01</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica laminada
Composición Modal	Olivino (67,80%), Ortopiroxeno (27,24%), Clinopiroxeno (2,40%) y Espinela (2,57%)
Descripción	<p>-El Olivino es mayormente anhedral y en menor medida subhedral. Su tamaño máximo es de 7 mm. Algunos presentan elongación y puntos triples. La mayoría de los olivinos están reemplazados por los minerales del grupo de la serpentina. En los bordes y en el <i>parting</i> se encuentran alterados por óxido de hierro. Algunos cristales han desarrollado <i>kink bands</i>. Existe un solo individuo con bordes curvos y extinción ondulosa.</p> <p>-El Ortopiroxeno está representado por dos poblaciones: una de ellas con cristales grandes con engolfamientos y la otra con cristales chicos sin engolfamientos ubicados en puntos triples. El tamaño máximo es de 3,2 mm. Se presenta mayormente de forma anhedral y en menor medida en forma subhedral. Los bordes son generalmente curvos y rectos. La extinción es mayormente ondulosa y a su vez algunos de estos están separados pero extinguen juntos. Algunos restos de ortopiroxenos se encuentran engolfados y en dichos espacios se encuentran cristalizados olivinos sin deformación. Se observa un cristal con textura vermicular entre un punto triple de olivinos.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales y presentan bordes curvos y rectos. Su máxima longitud es de 1,12 mm. Presentan engolfamientos.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de forma aislada, anhedral con bordes curvos con un tamaño máximo de 2,19 mm.</p>
Observaciones	La muestra está muy serpentizada. Se observó una venilla conectada con el basalto de 0,224 mm.

<b>PR13-02</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (59,88%), Ortopiroxeno (31,01%), Clinopiroxeno (4,79%) y Espinela (4,32%)
	<p>-El OLIVINO tiene tamaño máximo de 4,9 mm. Se presenta de forma anhedral. La mayoría tiene bordes rectos y curvos aunque existen algunos cristales con bordes irregulares. Es frecuente la presencia de <i>kink bands</i>. Muchos cristales están separados pero extinguen juntos. Algunos cristales tienen engolfamientos. Presencia de trenes de inclusiones. Uno de los cristales tiene una inclusión de clinopiroxeno.</p> <p>-El ORTOPIROXENO tiene un tamaño máximo de 4,6 mm. Se presenta de forma anhedral. Sus bordes son rectos y curvos grandes. Algunos cristales están separados pero extinguen juntos. Presenta frecuentes líneas de exsolución con deformación. Algunos cristales tienen engolfamientos. Presencia de inclusiones de olivino de 0,79 mm. Existen trenes de inclusiones de fundido/fluido.</p> <p>-El CLINOPIROXENO tiene una longitud máxima 1,44 mm. Se presenta anhedral a subhedral y sus bordes son curvos grandes e irregulares. La extinción es mayormente ondulosa. Presenta líneas de exsolución y algunos engolfamientos. Presencia de trenes de inclusiones de fundido/fluido de 0,045 mm. Algunos están separados pero extinguen juntos.</p> <p>-La ESPINELA tiene 0,62 mm. Se presenta de dos maneras: anhedral aislada y de forma vermicular en contacto con clinopiroxeno.</p> <p>-Se observan venillas, de 0,228 mm de ancho, que no están conectadas con el basalto. También se observa la presencia de fracturas rellenas con material vítreo alterado.</p>
Observaciones	

<b>PR13-03</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (70,87%), Ortopiroxeno (25,13%), Clinopiroxeno (2,93%) y Espinela (1,07%)
Descripción	<p>-Los cristales de OLIVINO son anhedrales. Los límites de grano son mayormente curvos grandes y, en menor medida, rectos e irregulares. El tamaño máximo es 3,2 mm. Generalmente poseen <i>kink-bands</i> aunque algunos cristales tienen extinción ondulosa, muchos de los cuales están separados pero extinguen juntos. Uno de los cristales tiene forma de venilla y atraviesa un cristal de ortopiroxeno. Otro cristal posee una inclusión de ortopiroxeno de 0,9 mm.</p> <p>-Los cristales de ORTOPIROXENO son anhedrales con bordes curvos grandes, rectos y algunos más pequeños irregulares. El tamaño máximo es 2,7 mm. Algunos tienen extinción ondulosa como así también algunos están separados pero extinguen juntos. Algunos tienen engolfamientos, en donde se observan olivinos sin deformación. Presencia de puntos triples con otros ortopiroxenos y olivinos. Muchos cristales poseen corona de reacción.</p> <p>- El CLINOPIROXENO es anhedral. Los límites de grano son mayormente curvos y, en menor medida, rectos. Su tamaño máximo es 0,99 mm. La mayoría posee extinción ondulosa y corona de reacción.</p> <p>-La ESPINELA se presenta en forma de <i>holly leaf</i> y en forma aislada. Su tamaño máximo es 1,32 mm.</p>
Observaciones	

<b>PR13-04 B</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinélica
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (64,00%) Ortopiroxeno (24,75%), Clinopiroxeno (4,03%) y Espinela (7,22%)
Descripción	<p>-Los cristales de OLIVINO son anhedrales y sus bordes son mayormente curvos grandes y algunos rectos. El tamaño máximo es de 4,8 mm. Presencia de algunos puntos triples. Varios están separados pero extinguen juntos. Los cristales más chicos tienen extinción ondulosa mientras que los más grandes tienen <i>kink-bands</i>. Uno de los cristales tiene forma vermicular dentro de un ortopiroxeno generándole fracturas al mismo.</p> <p>-Los cristales de ORTOPIROXENO son anhedrales. Sus bordes son generalmente curvos grandes y rectos. El tamaño máximo es de 2,3 mm. La mayoría de los granos tiene extinción ondulosa. En unos pocos cristales grandes se observan engolfamientos. Por otro lado, algunos más pequeños tienen forma vermicular.</p> <p>-El CLINOPIROXENO se presenta de forma anhedral. Sus límites de granos son rectos, curvos grandes e irregulares. El tamaño máximo es de 1,9 mm. Algunos cristales tienen extinción ondulosa. Otros tienen bordes de reacción con el basalto aunque no tan abundante como otras muestras. Algunos tienen trenes de inclusiones de fluido/fundido de 0,07 mm. Muchos tienen formas de “Y” entre puntos triples de olivino y otros tienen forma vermicular.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de forma aislada presentando un tamaño máximo 0,72 mm. Presenta hábito similar a <i>holly leaf</i> de 1,518 mm.</p> <p>-Se observa venilla de 0,199 mm de ancho que está conectada con el basalto.</p>
Observaciones	



<b>PR13-05</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Ortopiroxenita Espinélica
Textura	Gruesa
Composición Modal	Ortopiroxeno (87,92%), Clinopiroxeno (4,87%) y Espinela (7,21%)
Descripción	<p>-Los cristales de ORTOPIROXENO son anhedrales. Los bordes son curvos grandes y rectos. El tamaño máximo es de 9,1 mm. Algunos están separados pero extinguen juntos. Los cristales más grandes tienen extinción ondulosa. La mayoría presentan exsoluciones de las cuales muchas están distorsionadas. Uno de los cristales presenta una fuerte dislocación.</p> <p>-El CLINOPIROXENO se presenta de forma anhedral. Los bordes son rectos y curvos grandes. El tamaño máximo es de 1,22 mm. Algunos están separados pero extinguen juntos. Se observaron cristales con forma vermicular en el contacto con cristales grandes de ortopiroxenos. Algunos tienen bordes de reacción con el basalto.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de forma aislada con tamaño máximo 2,6 mm.</p>
Observaciones	

<b>PR 13-07</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	PORFIROCLÁSTICA.
Composición Modal	Olivino (83,51%), Ortopiroxeno (14,11%), Clinopiroxeno (1,59 %), Espinela (0,79%)
Descripción	<p>-El OLIVINO es mayormente Anhedral-Subhedral. Los límites de grano son mayormente curvos grandes, rectos y en menor medida irregulares. El tamaño máximo es de 5,1 mm. La mayoría de los cristales presentan extinción ondulosa. Algunos de estos están separados pero extinguen juntos.</p> <p>-Los cristales de ORTOPIROXENO son anhedrales. Los bordes son curvos, rectos y en menor medida irregulares. Tamaño 2,9 mm. Mayormente presenta extinción ondulosa. En varios cristales se observaron líneas de exsoluciones que copian las líneas del clivaje. En los cristales más chicos se puede observar la presencia de puntos triples.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales. Los bordes son curvos y rectos. Mayormente presenta extinción ondulosa. El tamaño máximo es de 1,817 mm.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de forma similar a <i>holly leaf</i> de hasta 2,141 mm.</p>
Observaciones	Se observa invasión pervasiva de venillas de hasta 0,324mm de ancho por ingreso de basalto que enmascara toda la muestra.

<b>PR13-08</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (50,71%), Ortopiroxeno (30,23%), Clinopiroxeno (15,47%) y Espinela (3,59%)
Descripción	<p>-Los cristales de OLIVINO son anhedrales, con bordes curvos grandes, rectos, irregulares. Su tamaño máximo es de 5,9 mm. Algunos están separados pero extinguen juntos y otros presentan extinción ondulosa.</p> <p>-Los cristales de ORTOPIROXENO son anhedrales. Su tamaño máximo es de 4,3 mm. Presentan bordes curvos grandes y algunos irregulares. Muchos están separados pero extinguen juntos. Se observa un cristal en forma vermicular con engolfamientos, otro presenta forma de “Y” y rodea un cristal de olivino.</p> <p>-El CLINOPIROXENO se presenta en forma anhedral. Su tamaño máximo es de 2,1mm. Posee bordes curvos grandes, rectos e irregulares. Algunos tienen extinción ondulosa. La mayoría están separados pero extinguen juntos. Algunos poseen inclusiones de fundido/fluido de 0,035 mm.</p> <p>-La ESPINELA se presenta en forma similar a la textura <i>holly leaf</i>. Uno de los cristales tiene forma similar a “Y” en un punto triple de ortopiroxenos. Su tamaño máximo es 2,464 mm.</p>
Observaciones	Presencia de venilla conectada con el basalto de 0,050 mm de ancho.

<b>PR13-09</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Websterita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica.
Composición Modal	Ortopiroxeno (77,32%), Clinopiroxeno (20,05%) y Espinela (2,63%)
Descripción	<p>-El ORTOPIROXENO es mayormente anhedral. Los límites de grano son mayormente curvos grandes, rectos y en menor medida irregulares. El tamaño máximo es de 5,1 mm. Muchos cristales presentan extinción ondulosa. Algunos de estos están separados pero extinguen juntos. Es frecuente la presencia de líneas de exsoluciones, las cuales muchas de éstas están afectadas por una dislocación. Existe una escasa cantidad de puntos triples. Algunos que tienen engolfamientos, en donde varios clinopiroxenos han cristalizado.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales. Los bordes son curvos y rectos. Mayormente presentan extinción ondulosa. El tamaño máximo es de 2,14 mm. En varios cristales se observaron líneas de exsoluciones que copian las líneas del clivaje. Los cristales más chicos forman puntos triples.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de dos maneras: aislada anhedral con bordes curvos y rectos con un tamaño máximo es de 1,44 mm y por otro lado una forma similar a la simplectítica 1,717 mm.</p>
Observaciones	Se observa venilla conectada con el basalto. La muestra presenta un sector con cristales de menor tamaño.

<b>PR13-10</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (84,58%), Ortopiroxeno (10,36%), Clinopiroxeno (4,22%) y Espinela (0,83%)
Descripción	<p>-Los OLIVINOS se presentan mayoritariamente como anhedrales con bordes acerrados o irregulares. El tamaño máximo es de 16 mm. Los de mayor tamaño presentan <i>kink bands</i>. Presencia de inclusiones pequeñas cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno anhedrales de 0,07mm a 1mm.</p> <p>-Los ORTOPIROXENOS se presentan en forma anhedral. Su tamaño máximo es de 4,7 mm. Algunos presentan extinción ondulosa y engolfamientos. Varios cristales tienen exsolución. Presencia de granos de formas irregulares sin exolución.</p> <p>-El CLINOPIROXENO es de tamaño variable hasta 2,41mm. Presentan inclusiones de fundidos dispuestos en dos direcciones son menores a 0,02mm.</p> <p>-La ESPINELA se encuentra de dos formas: textura de exsolución en zonas muy cercanas al basalto y en forma anhedral. Su tamaño máximo es de 3,2 mm.</p>
Observaciones	

<b>PR13-12</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita Espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica.
Composición Modal	Olivino (79,44%), Ortopiroxeno (9,56%), Clinopiroxeno (6,69%) y Espinela (4,31%)
Descripción	<p>-El Olivino es mayormente Anhedral-Subhedral. Su máxima longitud de 5,1 mm. Los bordes son curvos grandes y rectos. La extinción es ondulosa aunque no es intensa como en otras muestras. Se observa presencia de varios engolfamientos y estrangulamientos. Los cristales más grandes tienen <i>parting</i>. Presencia de inclusión de clinopiroxeno con corona de reacción.</p> <p>-El Ortopiroxeno es anhedral-subhedral. La longitud máxima es de 1,9 mm. Sus bordes son rectos y curvos grandes. Algunos tienen borde de reacción con basalto. Algunos tienen forma vermicular entre olivinos. Algunos están separados pero extinguen juntos.</p> <p>-El Clinopiroxeno es anhedral-subhedral. La máxima longitud es de 1,17 mm. Los bordes son generalmente curvos grandes. Algunos parecen estar alineados. Presencia de puntos triples con el ortopiroxeno. Algunos tienen bordes de reacción con el basalto.</p> <p>-Espinela se presenta en forma anhedral, los cristales están separados de apariencia similar a una "cadena rota". La longitud máxima es de 1,37 mm.</p> <p>-Venilla rellena de calcita que se encuentra comunicada con el basalto con 0,149 mm. Se puede observar también cristales de calcedonia microcristalina.</p>
Observaciones	

<b>PR13-15</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (54,20%), Ortopiroxeno (34,03%), Clinopiroxeno (9,09%) y Espinela (2,68%)
Descripción	<p>-Los cristales de OLIVINO son anhedrales. Los bordes son curvos grandes, rectos, suturados. El tamaño máximo es de 7,9 mm. Los cristales mayormente presentan extinción ondulosa. Algunos cristales tienen <i>kink-bands</i>.</p> <p>-Los cristales de ORTOPIROXENO son anhedrales. Los bordes son curvos grandes, rectos, irregulares. El tamaño máximo es de 6,2 mm. Algunos cristales tienen extinción ondulosa y otros están separados pero extinguen juntos. Uno de los porfiroclastos tiene inclusión de olivino de 1,37 mm. Algunos cristales tienen engolfamientos. Uno de los cristales tiene una dislocación que se encuentra evidenciado por el cambio de rumbo de las líneas de exsolución.</p> <p>-El CLINOPIROXENO se presenta de forma anhedral con bordes rectos y curvos. El tamaño máximo es de 1,39 mm. Su extinción es ondulosa. Algunos cristales grandes tienen engolfamientos. Presencia de trenes de inclusiones de fundido/fluido de 0,03 mm. Presencia de exsoluciones muy suaves.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de varias maneras: simplectítica en contacto con ortopiroxeno y olivino; también de manera similar a <i>holly leaf</i> y de forma anhedral aislada. El tamaño máximo es de 2,1 mm.</p>
Observaciones	Muestra con invasión pervasiva de basalto.

<b>PR 13-16</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica.
Composición Modal	Olivino (61,99%), Ortopiroxeno (28,92%), Clinopiroxeno (7,97%) y Espinela (1,11%)
Descripción	<p>-El OLIVINO es mayormente anhedral. Los límites de grano son mayormente curvos grandes y rectos. El tamaño máximo es de 4,4 mm. La mayoría presentan extinción ondulosa.</p> <p>-Los cristales de ORTOPIROXENO son anhedrales y presenta bordes curvos, rectos y en menor medida irregulares. El tamaño máximo es de 4,2 mm. Mayormente presenta extinción ondulosa. Algunos cristales están separados pero extinguen juntos. Presenta suaves líneas de exsolución. Se observan algunas formas vermiculares entre puntos triples de olivinos. Uno de los cristales tiene un gran engolfamiento con <i>kink-bands</i> y tiene una inclusión de olivino.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales Los bordes son curvos y rectos. El tamaño máximo es de 1,67 mm. Mayormente presenta extinción ondulosa. Frecuente presencia de exsoluciones copiando las líneas de clivaje.</p> <p>-La ESPINELA se presenta mayormente como textura simplectítica sobre mineral de ortopiroxeno. El tamaño máximo es de 2,25 mm.</p>
Observaciones	La muestra tiene venillas muy finas que ingresan del basalto y generan color óxido sobre todo en el olivino.



<b>PR13-17</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Websterita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Ortopiroxeno (58,19%) Clinopiroxeno (38,83%) y Espinela (2,98%)
Descripción	<p>-El ORTOPIROXENO se encuentra de forma anhedral con bordes curvos grandes y rectos. El tamaño máximo es de 5,2 mm. Presenta algunos cristales con extinción ondulosa y en un solo cristal se observa principio de <i>kink bands</i>. Presencia de escasas líneas de exsolución. Algunos cristales tienen formas vermiculares. En escasos casos se observa estrangulamiento.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales y presentan bordes curvos y rectos. El tamaño máximo es de 1,44 mm. Algunos cristales están separados pero extinguen juntos. La mayoría tiene extinción ondulosa. En uno de los cristales hay <i>kink-bands</i> débilmente desarrolladas.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de forma aislada con bordes rectos, curvos grandes cuyo tamaño máximo 1,57 mm.</p>
Observaciones	El corte presenta olivino totalmente reemplazado por óxido de hierro lo que dificulta definir con certeza la textura.

<b>PR13-18</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (60,74%), Ortopiroxeno (32,70%), Clinopiroxeno (4,66%) y Espinela (1,91%)
Descripción	<p>-El OLIVINO se presenta de forma Anhedral. Los bordes son rectos y curvos grandes. Su tamaño máximo es de 3,8 mm. Algunos tienen extinción ondulosa aunque mayormente se observan <i>kink-bands</i> con muy fuerte deformación. Presencia de alteración en el <i>parting</i> por óxido de hierro. Algunos tienen inclusiones de piroxeno.</p> <p>-El ORTOPIROXENO se encuentra de forma Anhedral con bordes curvos grandes y rectos. Su tamaño máximo es de 2,9 mm. Presenta algunos cristales con extinción ondulosa y <i>kink bands</i>. Algunos están separados pero extinguen juntos. Muchos contienen líneas de exsolución.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales, con bordes curvos y rectos. El tamaño máximo es de 1,3 mm. La mayoría tiene extinción ondulosa. Presencia de exsoluciones de fundido/fluido de 0,04 mm. Presencia de bordes de reacción.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de manera vermicular simplectítica en contacto con ortopiroxeno.</p>
Observaciones	

<b>PR13-20</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (44,84%), Ortopiroxeno (48,44%), Clinopiroxeno (4,08%) y Espinela (2,64%)
Descripción	<p>-Los cristales de OLIVINO son anhedrales. El tamaño máximo es de 3,2 mm. La mayoría poseen bordes curvos y rectos. Presencia de extinción ondulosa y <i>kink-bands</i>, muchos de los cuales están separados pero extinguen juntos. Frecuentes engolfamientos. A su vez, algunos presentan alteración de material color óxido en los bordes y en el <i>parting</i>.</p> <p>-El ORTOPIROXENO es anhedral. El tamaño máximo es de 6,3 mm. La mayoría posee bordes curvos grandes, rectos y en los cristales más grandes son irregulares. Algunos están separados pero extinguen juntos. En uno de los porfiroclastos, se observan líneas de exsolución. Algunos cristales tienen engolfamientos y otros poseen estrangulamientos.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales. El tamaño máximo es de 1,39 mm. La mayoría poseen bordes curvos y algunos cristales poseen bordes rectos. Algunos presentan extinción ondulosa. Presencia de exsoluciones muy suaves. En algunos cristales se observa grandes engolfamientos. Algunos tienen inclusiones de fundido/fluido de 0,03 mm.</p> <p>-La ESPINELA tiene textura gradando de vermicular a <i>holly leaf</i>. Su máximo tamaño es de 2,2 mm.</p>
Observaciones	-Muestra con ingreso pervasivo del basalto.

<b>PR13-21</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Dunita espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (89,62%), Ortopiroxeno (8,04%), Clinopiroxeno (0,92%) y Espinela (1,42%)
Descripción	<p>-El OLIVINO son anhedrales. El tamaño máximo es de 4,8 mm. La mayoría poseen bordes curvos, rectos e irregulares. La mayoría tienen extinción ondulosa y están separados pero extinguen juntos. Uno de los cristales tiene una inclusión de ortopiroxeno de 0,55 mm. La mayoría de los cristales se están alterando por presencia de venillas de basalto.</p> <p>-El ORTOPIROXENO son anhedrales. El tamaño máximo es de 4,7 mm. La mayoría poseen bordes curvos y rectos. Posee líneas de exsolución en los cristales más grandes. Presencia de algunos engolfamientos en contacto con olivinos sin deformación. Algunos de los cristales más chicos tienen forma vermicular y extinguen juntos. Uno de los cristales tiene extinción ondulosa, otro está atravesado espinela. Presencia de trenes de inclusiones de fundido/fluido de 0,0124 mm.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales. El tamaño máximo es de 0,404 mm. La mayoría tienen corona de reacción con el basalto.</p> <p>-La ESPINELA se presenta como <i>holly leaf</i> y de manera aislada El tamaño máximo es de 2,32 mm.</p>
Observaciones	Muestra con ingreso pervasivo de basalto.

<b>PR 13-22</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Dunita espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (62,54%), Ortopiroxeno (36,17%), Clinopiroxeno (1,16%) y Espinela (0,13%)
Descripción	<p>-El OLIVINO es mayormente anhedral-subhedrales. El tamaño máximo es de 4,8 mm. Los límites de grano son mayormente curvos grandes y rectos. La mayoría presentan extinción ondulosa. Algunos presentan engolfamientos. Se observa inclusión redondeada de ortopiroxeno. Todos los cristales se presentan oxidados.</p> <p>-Los cristales de ORTOPIROXENO son anhedrales. Los bordes son curvos. El tamaño máximo es de 2,4 mm. Mayormente presenta extinción ondulosa. Algunos cristales están separados pero extinguen juntos. Presencia de engolfamientos. Varios tienen formas vermiculares. Un grupo de ortopiroxenos rodean a un olivino.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales. Los bordes son curvos y rectos. El tamaño máximo es de 1,42 mm. Algunos cristales presentan engolfamientos. Tienen trenes de inclusiones de 0,005 mm. Uno de los cristales tiene forma de herradura y pareciera que se encuentra rodeando a un olivino.</p> <p>-La ESPINELA es mayormente anhedral-subhedral. Los límites de grano son mayormente curvos y rectos. Se presenta de forma aislada. Su longitud máxima es de 6,7 mm. Presenta engolfamientos.</p>
Observaciones	Venilla que se conecta con el basalto, rellena de carbonatos y fundido basáltico de 0,05 mm de ancho.

<b>Pr 13-23</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (78,40%), Ortopiroxeno (15,51%), Clinopiroxeno (3,75%) y Espinela (2,34%)
Descripción	<p>-El OLIVINO es anhedral. Los límites de grano son mayormente curvos grandes y rectos. El tamaño máximo es de 4,4 mm. La mayoría presentan extinción ondulosa. Presencia de inclusión de clinopiroxeno de 0,572 mm.</p> <p>-Los cristales de ORTOPIROXENO son anhedrales. Los bordes son curvos, rectos y en menor medida irregulares. El tamaño máximo es de 5,3 mm. Mayormente presenta extinción ondulosa. Algunos cristales están separados pero extinguen juntos. Uno de los cristales presenta suaves líneas de exsolución. Muchos tienen trenes de inclusiones de fundido/fluido de 0,0074 mm.</p> <p>-Los CLINOPIROXENOS son anhedrales. Los bordes son curvos y rectos. Mayormente presentan extinción ondulosa, engolfamientos y lamelas de exsolución.</p> <p>-La Espinela se presenta en forma aislada y vermicular-simplectítica con 2 mm de tamaño máximo.</p>
Observaciones	

<b>PR13-24</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (80,27%), Ortopiroxeno (16,21%), Clinopiroxeno (1,53%) y Espinela (2%)
Descripción	<p>-El OLIVINO es anhedral. Los límites de grano son mayormente curvos y rectos. El tamaño máximo es 6,2 mm. La mayoría tienen <i>kink bands</i> pero algunos tienen extinción ondulosa. Presencia de inclusiones de ortopiroxeno anhedral de 1,67 mm de diámetro con bordes rectos y curvos grandes, y la otra inclusión con forma más redondeada de 0,796 mm.</p> <p>-El ORTOPIROXENO es anhedral. Los límites de grano son mayormente curvos grandes, rectos e irregulares. El tamaño máximo es de 3 mm. Se observan muchas <i>kink bands</i>. Muchos cristales están separados pero extinguen juntos. Existen algunos trenes de inclusiones de fundido/fluido.</p> <p>- Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales. El tamaño máximo es de 1,195 mm. Posee bordes curvos y rectos como así también de reacción con venillas.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de forma aislada anhedral con bordes curvos grandes. Su tamaño máximo es de 0,672 mm.</p>
Observaciones	<p>Muestra modificada por el ingreso de venillas de basalto de 0,199 mm de ancho.</p> <p>Se observan fibras de serpentinización en el olivino.</p>

<b>PR13-25</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinélica
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (62,01%), Ortopiroxeno (30,05%), Clinopiroxeno (2,87%) y Espinela (5,07%)
Descripción	<p>-El OLIVINO es anhedral. Los límites de grano son mayormente curvos grandes, rectos, suturados. El tamaño máximo es 6,2 mm. Los más grandes tienen <i>kink bands</i> mientras los más chicos poseen extinción. Algunos están separados pero extinguen juntos.</p> <p>-El ORTOPIROXENO es anhedral. Los límites de grano son mayormente curvos grandes, rectos, suturados. El tamaño máximo es 4,9 mm. Algunos están separados pero extinguen juntos. Se observan algunos cristales con líneas de exsolución y presencia de engolfamientos. Presencia de olivino, sin deformación, vermicular introduciéndose en un cristal de ortopiroxeno. Se observan trenes de inclusiones de fluido/fundido de 0,0148 mm. Presencia de inclusión de espinela anhedral de 0,086 mm.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales. Los límites de grano son mayormente curvos grandes y rectos. Algunos presentan formas vermiculares con extinción ondulosa. Algunos tienen trenes de inclusiones de 0,01 mm. Presencia de bordes de reacción con el basalto. Se observa inclusión de espinela anhedral de 0,0148 mm.</p> <p>-La ESPINELA se presenta con una textura transicional entre simplectítica a <i>holly leaf</i> con extensión de 6,8 mm.</p>
Observaciones	Presencia de venillas que atraviesan la muestra cuyo ancho es de 0,114 mm y están conectadas con el basalto.



<b>PR13-45</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (83,52%), Ortopiroxeno (15,29%), Clinopiroxeno (0,45%) y Espinela (0,74%)
Descripción	<p>- El OLIVINO es anhedral. Su longitud máxima 6,5 mm. Los límites de grano son mayormente curvos grandes y rectos. Existencia de puntos triples. Presencia de <i>Kink Bands</i> y extinción ondulosa. Algunos tienen inclusiones de fundido/fluido de 0,025 mm. Se observa disolución de olivino a clinopiroxeno.</p> <p>- El ORTOPIROXENO es anhedral. Su máxima longitud es de 2,02 mm. Los límites de grano son mayormente curvos grandes, rectos, irregulares. Algunos están separados pero extinguen juntos. Algunos cristales se presentan en formas vermiculares. Presencia de inclusiones de fundido/fluido de 0,05 mm.</p> <p>- Los cristales de CLINOPIROXENO es anhedral. El tamaño máximo es de 0,647 mm. Posee bordes rectos, curvos grandes y de reacción. La mayoría posee extinción ondulosa.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de forma aislada anhedral. Su tamaño máximo es de 0,946 mm.</p>
Observaciones	Se observa venilla en contacto con basalto de 0,19 mm de ancho.

<b>PR13-46</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Ortopiroxenita
Textura	Gruesa
Composición Modal	Ortopiroxeno (93,20%), Clinopiroxeno (6,80%)
Descripción	<p>-Se observa un solo cristal de OLIVINO anhedral. Tiene los límites de grano mayormente curvos grandes y rectos. Su tamaño es de 1,29 mm.</p> <p>-El ORTOPIROXENO es anhedral-subhedral. Los límites de grano son mayormente curvos grandes, rectos e irregulares. El tamaño máximo es 4,1 mm. La mayoría tienen extinción ondulosa. Presenta trenes de inclusiones de fundido/fluido de 0,015 mm. Uno de los cristales tiene una dislocación suave.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales. Tienen los límites de grano mayormente curvos grandes. El tamaño máximo es 4,1 mm. Presencia de trenes de inclusiones de fundido/fluido de 0,029 mm. Presenta bordes de reacción.</p> <p>-La ESPINELA es anhedral-subhedral. Los límites de grano son mayormente curvos grandes, rectos. Tiene 1,07 mm de longitud. Varios cristales están entre clinopiroxeno y ortopiroxeno.</p>
Observaciones	Presencia de dos venillas que atraviesan la muestra y que están en contacto con el basalto de 0,622 y 0,224 mm de ancho.

<b>PR13-48</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (64,24%), Ortopiroxeno (29,56%), Clinopiroxeno (3,53%) y Espinela (2,68%)
Descripción	<p>-El OLIVINO es anhedral. Los límites de grano son mayormente curvos grandes, rectos e irregulares. La longitud máxima es de 4,5 mm. Presencia de puntos triples. La mayoría posee <i>kink bands</i> aunque algunos tienen extinción ondulosa. Algunos están separados pero extinguen juntos.</p> <p>-El ORTOPIROXENO es anhedral. Su tamaño máximo es de 2,2 mm. Sus bordes son curvos, irregulares y rectos. La mayoría tiene extinción ondulosa. Algunos están separados pero extinguen juntos. Algunos tienen estrangulamiento. Muchos tienen borde de reacción con el basalto.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO son subhedrales. Su máximo tamaño es de 1,99 mm. Bordes rectos y curvos grandes. Extinción levemente ondulosa. Presencia de bordes de reacción cerca del basalto.</p> <p>-La ESPINELA se presenta en forma similar a <i>holly leaf</i> en contacto con ortopiroxeno y clinopiroxeno. Su máximo tamaño es de 3,1 mm. También se presenta de forma aislada con 0,17 mm.</p>
Observaciones	Se observa una venilla rellena de vidrio palagonita que atraviesa la muestra y se ramifica.

<b>PR13-49</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita
Textura	Porfiroclástica Espinelífera
Composición Modal	Olivino (51,45%), Ortopiroxeno (5,82%), Clinopiroxeno (39,50%) y Espinela (3,23%)
Descripción	<p>-El OLIVINO es anhedral. Los límites de grano son mayormente curvos grandes, rectos. El tamaño máximo es 6,7 mm. La mayoría posee <i>kink bands</i> aunque algunos tienen extinción ondulosa. Presencia de frecuentes engolfamientos</p> <p>-El ORTOPIROXENO es anhedral y se presenta generalmente en dos tamaños 1,2 y 2,2 mm. La mayoría tienen extinción ondulosa como así también muchos individuos están separados pero extinguen juntos. Algunos tienen suaves <i>kink bands</i>. Unos pocos tienen formas vermiculares.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales. El tamaño máximo es 6mm. Los límites de grano son mayormente curvos grandes, rectos. Frecuentes líneas de exsolución. La mayoría tienen extinción ondulosa como así también, muchos están separados pero extinguen juntos. Un cristal posee <i>kink bands</i>.</p> <p>-La ESPINELA cuyo tamaño máximo es de 2,6 mm, se presenta con textura simplectítica-vermicular entre ortopiroxenos y olivinos.</p>
Observaciones	Presenta una venilla que atraviesa la muestra y está en contacto con el basalto.

<b>PR13-50</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita
Textura	Porfiroclástica Espinelífera
Composición Modal	Olivino (61,59%), Ortopiroxeno (34,45%), Clinopiroxeno (2%) y Espinela (1,95%)
Descripción	<p>-El OLIVINO es anhedral. Los límites de grano son mayormente curvos grandes, rectos e irregulares. El tamaño máximo es 7 mm. Los cristales más chicos están separados pero extinguen juntos.</p> <p>-El ORTOPIROXENO es anhedral. Los límites de grano son mayormente curvos grandes, rectos e irregulares. El tamaño máximo es de 6,6 mm. Algunos están separados pero extinguen juntos. Presencia de exsoluciones y engolfamientos. Frecuente coronas de reacción. Uno de los cristales tiene una inclusión de 0,333mm de clinopiroxeno con inclusiones de fundido/fluido de 0,0049 mm.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO es anhedral. Los límites de grano son mayormente curvos grandes e irregulares. El tamaño máximo es 1,245 mm. Posee inclusiones de fundido/fluido 0,051 mm. Tiene una inclusión de espinela de 0,025 mm.</p> <p>-La ESPINELA de manera anhedral aislada y vermicular de 2,41 mm.</p>
Observaciones	Venillas de 0,174 de ancho que se comunican con el basalto, se van ramificando en el interior de la muestra con 0,05 mm de ancho.

<b>PR13-51</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita Espinelífera
Textura	Mosaico porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (50,27%), Ortopiroxeno (34,90%), Clinopiroxeno (12,78%) y Espinela (2,04%)
Descripción	<p>-El OLIVINO se presenta de forma anhedral. Su tamaño máximo es de 2,7 mm. Sus bordes son mayormente curvos y rectos. Algunos cristales presentan suave extinción ondulosa. Presencia de puntos triples. Algunos están separados pero extinguen juntos.</p> <p>-El ORTOPIROXENO es anhedral. Su longitud máxima es de 2,8 mm. Presenta mayormente bordes rectos, curvos grandes e irregulares. Algunos presentan engolfamientos. Muchos presentan oxidación.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO se presenta de forma anhedral a subhedral. Su tamaño máximo es de 2,464 mm de longitud. Presentan mayoritariamente bordes curvos grandes, rectos y suturados. Algunos cristales presentan trenes de inclusiones de fundido/fluido de 0,075 mm. Algunos poseen bordes de reacción con el basalto.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de dos maneras. La primera de forma inclusión euhedral en ortopiroxeno y la otra en forma de <i>holly leaf</i> de 2,5 mm de largo.</p>
Observaciones	A simple vista se puede observar dos venillas que atraviesan la muestra y están comunicadas con el basalto.

<b>PR13-52</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Ortopiroxenita Espinelífera
Textura	Gruesa
Composición Modal	Ortopiroxeno (95,59%), Clinopiroxeno (4,14%) y Espinela (0,27%)
Descripción	<p>-El ORTOPIROXENO está en forma anhedral. Su tamaño máximo es de 10,5 mm. Los bordes son mayormente curvos grandes y curvos chiquitos. La mayoría de los porfiroclastos y en algunos cristales chicos tienen fuertes líneas de exsolución. Algunos de los porfiroclastos tienen marcada dislocaciones. Algunos de los cristales más chicos tienen extinción ondulosa mientras que otros presentan <i>kink-bands</i>. Algunos están separados pero extinguen juntos.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO están en forma anhedral. Su tamaño máximo es de 3,1 mm. Presentan bordes curvos grandes y curvos pequeños. Algunos tienen extinción ondulosa y engolfamientos.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de forma aislada. Con longitud máxima de 1,24 mm. Presenta bordes irregulares y rectos.</p>
Observaciones	

<b>PR13-55</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Ortopiroxenita
Textura	Ortoacumulado
Composición Modal	Ortopiroxeno 87,46 %, Plagioclasa, 12,54 %
Descripción	<p>-El ORTOPIROXENO se presenta mayormente de forma anhedral con bordes mayormente irregulares y curvos grandes. Su tamaño máximo es de 2,99 mm. Se observan frecuentes engolfamientos. Muchos se presentan oxidados entre los contactos. Mientras otros están directamente reemplazados por la alteración.</p> <p>-La PLAGIOCLASA se presenta de forma anhedral intersticial. Tiene bordes irregulares curvos grandes y rectos. Su tamaño máximo es de 5,2 mm. Presencia de muchos engolfamientos. Un cristal de ortopiroxeno cristalizó en un engolfamiento de la plagioclasa.</p>
Observaciones	Presenta escasos cristales de anfíbol de 0,75mm con alteración de hematita en su contorno.



<b>PR13-57</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (75,00 %), Ortopiroxeno (21,49%), Clinopiroxeno (2,66%) y Espinela (0,85%)
Descripción	<p>-El OLIVINO se presenta de forma anhedral a subhedral. La mayoría tiene bordes curvos y rectos. Su tamaño máximo es de 4,2 mm. Presencia de algunos puntos triples. Algunos cristales están engolfados. Generalmente presentan extinción ondulosa.</p> <p>-El ORTOPIROXENO mayormente se presenta en forma anhedral. Su tamaño máximo es de 3,7 mm. Presentan bordes curvos grande, rectos e irregulares. Muchos cristales están separados pero extinguen juntos. La mayoría presentan engolfamientos. La extinción es mayormente ondulosa. Algunos presentan suaves líneas de exsolución con fracturas.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO se presentan de forma anhedral. Los cristales más grandes presentan bordes curvos grandes y los de menor tamaño tienen bordes rectos. Algunos están separados pero extinguen juntos. Su tamaño máximo es de 1,42 mm. Algunos cristales presentan engolfamientos y estrangulamientos. En el contacto con el basalto se generaron clinopiroxenos partir de reacción.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de forma aislada anhedral a subhedral. Los bordes son curvos y rectos. Su máxima extensión es de 0,796 mm.</p>
Observaciones	Venillas de carbonato con 0,174 mm de ancho atraviesan toda la muestra y están en relación con el basalto.

<b>PR13-58</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinélica
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (44,71%), Ortopiroxeno (47,57%), Clinopiroxeno (1,43%) y Espinela (6,29%)
Descripción	<p>-El OLIVINO es anhedral con bordes rectos y curvos grandes. Los más grandes mayormente presentan <i>kink bands</i> como así también presentan <i>parting</i>. Su máxima longitud es de 4,1 mm. Los cristales más chicos están separados pero extinguen juntos. Muchos presentan <i>kink-bands</i> rotadas. Presencia de engolfamientos. Varios cristales tienen trenes de inclusiones de fundido/fluido como así también los más grandes presentan inclusiones de espinela 1,74 mm a 0,02 mm.</p> <p>-El ORTOPIROXENO es anhedral. Su tamaño máximo es de 8 mm. Presentan bordes curvos grandes. Varios cristales tienen <i>kink-bands</i> y abundante bandas de exsolución. Algunos cristales presentan engolfamientos. Presencia trenes de inclusiones de fundido/fluido. Se observa un cristal con dislocaciones.</p> <p>- Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales con tamaño máximo de 1,02 mm. Los bordes son rectos y curvos grandes. Tienen trenes de inclusiones de 0,0148 mm.</p> <p>-La ESPINELA se presenta en forma vermicular y de forma aislada como inclusión. Su tamaño máximo es de 2,290 mm.</p>
Observaciones	Ingreso perversivo de venillas de basalto. Presencia de venillas de carbonato de 0,075 mm de ancho.

<b>PR13-59</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (74%), Ortopiroxeno (15%), Clinopiroxeno (10%) y Espinela (1%)
Descripción	<p>-El OLIVINO es anhedral. Su tamaño máximo de 3,14 mm. Tiene bordes rectos y curvos grandes. Frecuentes puntos triples. Muchos cristales tienen <i>kink bands</i>. Presencia de <i>parting</i>. Presencia de trenes de inclusiones de fundido/fluido.</p> <p>-El ORTOPIROXENO tiene longitud máxim de 1,74 mm. Es anhedral. La mayoría de los bordes son curvos grandes. Algunos se encuentran separados pero extinguen juntos.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO son anhedrales. Su tamaño máximo es de 0,996 mm. Tienen bordes mayormente curvos. Presentan textura de exsolución con la espinela. Tienen trenes de inclusiones de 0,0099 mm.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de forma aislada y similar a la forma <i>holly leaf</i>. Presenta bordes curvos y rectos. Presenta algunos engolfamientos. Su tamaño máximo es de 1,62 mm. Presenta inclusiones de clinopiroxeno y ortopiroxeno.</p>
Observaciones	Presencia de venillas con aparente conexión con el basalto de 0,227 mm de ancho.

<b>PR13-60</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (74,85%), Ortopiroxeno (22,11%), Clinopiroxeno (1,52%) y Espinela (1,52%)
Descripción	<p>-El OLIVINO se presenta mayormente de forma anhedral. Su mayor extensión es de 4,8 mm. Los cristales más grandes tienen bordes curvos grandes mientras los más chicos tienen bordes rectos. Los cristales más grandes tienen <i>kink bands</i>. Muchos de los cristales están separados pero extinguen juntos. Presencia trenes de inclusiones de fundido/fluido de 0,0074 mm.</p> <p>-El ORTOPIROXENO se presenta mayormente de forma anhedral con extensión máxima de 1,9 mm. Los bordes son curvos grandes, rectos y aserrados. La extinción es ondulosa. Muchos cristales presentan engolfamientos. Algunos tienen líneas de exsolución. Presencia de inclusión de espinela de 0,04 mm.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO se presentan de forma anhedral. Su máxima extensión es de 1,49 mm. Los bordes son rectos, curvos grandes. Tiene trenes de inclusiones de fundido/fluido de 0,01 mm.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de forma aislada con tamaño máximo de 0,57 mm.</p>
Observaciones	

<b>PR13-61</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (45,76%), Ortopiroxeno (53,48%) y Espinela (0,76%)
Descripción	<p>-El OLIVINO se presenta de forma anhedral. Su máxima extensión es de 5,3 mm. Se presenta de forma subhedral a anhedral. Los bordes son rectos y curvos grandes. Los cristales más pequeños están separados pero extinguen juntos y a su vez están rotados. Los cristales más grandes tienen <i>kink bands</i> y unos pocos tienen extinción ondulosa. Uno de los cristales tiene incluido un mineral opaco de 0,202 mm.</p> <p>-El ORTOPIROXENO se presenta de forma anhedral. Su extensión máxima es de 4,1 mm. En general los bordes son curvos grandes y algunos son irregulares. La extinción es generalmente ondulosa pero algunos tienen <i>kink-bands</i>. Presentan algunas bandas de exsolución. Presencia de trenes de inclusiones de fundido/fluido de 0,01 mm.</p> <p>-La ESPINELA se presenta de forma aislada anhedral con una extensión de 0,59 mm.</p>
Observaciones	Venillas de basalto que atraviesan el corte.

<b>PR13-62</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Dunita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica Laminar
Composición Modal	Olivino (89,31%), Ortopiroxeno (8,57%), Clinopiroxeno (1,09%) y Espinela (1,04%)
Descripción	<p>-Los OLIVINO tienen máxima extensión de 4,6 mm. Son subhedrales a anhedrales. La mayoría tiene bordes rectos y algunos son curvos grandes. Un solo cristal posee bordes irregulares. La extinción es mayormente ondulosa aunque hay una pocas <i>kink bands</i> muy desarrolladas. Algunos cristales están separados pero extinguen juntos. Los más chicos están rotados. Presencia de trenes de inclusiones de fundido/fluido de 0,274 mm.</p> <p>-El ORTOPIROXENO tiene extensión máxima de 1,8 mm. Presenta bordes curvos grandes, algunos rectos y <i>kink-bands</i>. Algunos desarrollan puntos triples, inclusiones de fundido/fluido y engolfamientos en contacto con la espinela.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO cuya máxima extinción es de 0,941 mm, se presentan de forma anhedral-subhedral. Los bordes son redondeados y rectos. Muchos tienen coronas de reacción.</p> <p>-La ESPINELA es anhedral. Se presenta de forma aislada con 1,269 mm de tamaño máximo. Tiene bordes curvos grandes, rectos e irregulares. Algunos cristales presentan engolfamientos.</p>
Observaciones	

<b>PR13-63</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita Espinélica
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (73,21%), Ortopiroxeno (14,68%), Clinopiroxeno (5,75%) y Espinela (6,37%)
Descripción	<p>-El OLIVINO se presenta en forma anhedral. Su longitud máxima es de 6,1 mm. Los cristales más grandes tienen bordes curvos grandes a irregulares. Los más chicos tienen bordes rectos subhedrales. Los porfiroclastos tienen generalmente <i>kink bands</i> y unos pocos tienen extinción ondulosa. Presenta inclusiones de opacos de 0,1 mm y de fundido/fluido de 0,05 mm.</p> <p>-El ORTOPIROXENO se presenta en forma anhedral. Su longitud máxima es de 3,6 mm. Sus bordes son rectos y curvos grandes. Los cristales más grandes tienen engolfamientos, líneas de exsolución y extinción ondulosa. Algunos de los cristales más pequeños presentan bordes aserrados. Presencia de pequeños ortopiroxenos vermiculares entre y dentro de olivinos. Tiene inclusiones de 0,02 mm de fluido/fundido.</p> <p>-El CLINOPIROXENO se presenta en forma anhedral. Su longitud máxima es de 2,4 mm. Los bordes son rectos y curvos grandes. Hay frecuentes cristales con <i>kink bands</i> o con extinción ondulosa. Se observan líneas de exsolución. Los más grandes tienen bordes curvos grandes y los más pequeños irregulares. Se observa en algunos cristales corona de reacción. Posee inclusiones de fundido/fluido de 0,0124 mm. Posee inclusiones de espinela de 0,01 mm.</p> <p>-La Espinela se presenta en forma aislada anhedral y simplectítica alrededor de un ortopiroxeno. Su máxima longitud es de 0,143 mm. Tiene bordes curvos grandes.</p>
Observaciones	Venilla de 0,067 mm de ancho rellena con material oxidado que atraviesa toda la muestra y se comunica con basalto.

<b>PR13-65</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Lherzolita Espinelífera
Textura	Mosaico-Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (63,54%), Ortopiroxeno (29,20%), Clinopiroxeno (5,41%) y Espinela (1,85%)
Descripción	<p>-El OLIVINO tiene longitud máxima de 1,9 mm. Se presenta de forma anhedral con bordes mayormente rectos y curvos grandes. Abundantes puntos triples. Los cristales generalmente presentan <i>kink-bands</i> aunque algunos tienen extinción ondulosa. Presencia en <i>parting</i> y fracturas de óxidos de hierro.</p> <p>-El ORTOPIROXENO se presenta de forma subhedral-anhedral. Su máxima extensión es de 5,3 mm. Tiene bordes curvos y rectos. Presenta de puntos triples. La extinción es ondulosa. Presencia de engolfamientos.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO se presentan de forma anhedral. Su máxima extensión es de 1,62 mm. La forma mayormente es anhedral vermicular. Los bordes son rectos y algunos curvos grandes. Presencia de <i>spongy rims</i>.</p> <p>-La ESPINELA es de 2,8 mm. Algunos cristales se asemejan a <i>holly leaf</i>. Tiene inclusiones de olivino de diferentes tamaño y oxidado y de ortopixeno con <i>kink bands</i>. Pequeños cristales con <i>spongy rims</i>.</p>
Observaciones	



<b>PR13-69</b>	
Nombre de la roca Según la clasificación de la IUGS (Teruggi, 1980)	Harzburgita Espinelífera
Textura	Porfiroclástica
Composición Modal	Olivino (52,74%), Ortopiroxeno (42,48%), Clinopiroxeno (1,99%) y Espinela (2,78%)
Descripción	<p>-El OLIVINO es anhedral. La longitud máxima es de 2 mm. Los bordes son rectos, curvos grandes e irregulares. Presenta trenes de inclusiones de fundido/fluido de 0,0124 mm. Algunos de los porfiroclastos tienen extinción ondulosa suave. La mayoría tienen suaves líneas de exsolución. Frecuente presencia de engolfamientos y estrangulamiento.</p> <p>-El ORTOPIROXENO es anhedral. Su máxima extensión es de 2,5 mm. Presenta trenes de inclusiones de 0,025 mm. Presenta bordes curvos grandes, rectos, irregulares. Algunos tienen extinción ondulosa. Algunos están separados pero extinguen juntos.</p> <p>-Los cristales de CLINOPIROXENO se presentan en forma anhedral cuya extensión máxima es de 1,493 mm. Presenta bordes rectos e irregulares.</p> <p>-La ESPINELA tiene tamaño máximo de 2,5 mm. Se encuentra en forma aislada de 0,174 mm. Tiene bordes irregulares, curvos grandes, rectos. La textura es similar a <i>holly leaf</i>.</p>
Observaciones	Venillas vacías de 0,124 mm de ancho. Presencia de mucho óxido en la muestra.

## Apéndice II

Tabla II-1: Microanálisis de olivino de xenolitos peridotíticos de Prahuaníyeu.

Análisis	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeOT	MnO	NiO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Fo	# Mg
PR13-23-C1-304	40,9	0	0,0127	0,0805	9,31	0,1119	0,4178	49,22	0,023	0,0133	0	100,089	90,299	90,4040
PR13-23-C1-305	40,67	0	0,0286	0,0426	9,34	0,1075	0,3306	49,04	0,06	0	0,0095	99,629	90,243	90,3442
PR13-23-C1-316	41,47	0,0234	0	0,0245	9,32	0,0842	0,3547	49,39	0,0303	0	0	100,697	90,345	90,4246
PR13-23-C1-317	41,4	0,0069	0	0,0077	9,09	0,1603	0,3621	48,79	0,0657	0,0328	0	99,916	90,382	90,5346
PR13-23-C1-318	40,86	0,0069	0,0449	0,1981	10,23	0,2202	0,2348	48,53	0,123	0,0215	0,0154	100,485	89,216	89,4220
PR13-23-C1-319	40,6	0	0,0182	0,1832	10,47	0,1405	0,2321	47,92	0,1145	0,0047	0,0164	99,700	88,946	89,0782
PR13-23-C1-328	41,35	0,029	0,0127	0,0475	8,89	0,1007	0,3944	49,25	0,0747	0	0	100,149	90,706	90,8022
PR13-16-C1-329	41,29	0,0276	0,0045	0,0126	8,78	0,1256	0,4047	49,18	0,066	0	0,0057	99,897	90,774	90,8939
PR13-16-C2-330	41,01	0,04	0	0,0656	8,97	0,112	0,3527	49,69	0,0248	0	0,0009	100,266	90,696	90,8016
PR13-16-C2-331	40,85	0,0179	0	0,0127	8,93	0,1456	0,3493	49,63	0,0568	0	0,0158	100,008	90,691	90,8288
PR13-16-C3-340	41,08	0	0,0165	0	8,64	0,1593	0,4832	49,37	0,052	0	0	99,801	90,906	91,0575
PR13-16-C3-341	41,27	0,0483	0	0	8,85	0,106	0,4837	49,6	0,0392	0	0,0077	100,405	90,798	90,8985
PR13-16-C3-346	40,99	0,0249	0	0	8,91	0,1196	0,3618	49,36	0,1067	0,0085	0,0057	99,887	90,689	90,8020
PR13-16-C3-347	41,45	0	0,0201	0,0435	8,95	0,0834	0,3849	49,19	0,0704	0,0248	0,0047	100,222	90,656	90,7356

Tabla II-2: Microanálisis de ortopiroxeno de xenolitos peridotíticos de Prahuaníyeu.

Análisis	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeOT	MnO	NiO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	# Mg	Wo	En	Fe
PR13-23-C2-294	56,15	0,0028	3,37	0,4655	5,91	0,1307	0,1203	33,25	0,6488	0,101	0	100,149	0,037	0,013	0,896	0,091
PR13-23-C2-295	56,29	0,0612	3,49	0,4873	5,98	0,1406	0,0485	33,07	0,6636	0,0161	0	100,247	0,038	0,013	0,894	0,093
PR13-23-C1-306	56,27	0,0543	3,25	0,4872	5,92	0,1488	0,0559	33,04	0,6213	0,1058	0,0133	99,967	0,043	0,012	0,896	0,092
PR13-23-C1-307	56,13	0,0695	3,32	0,5079	5,89	0,1314	0,1436	32,99	0,6445	0,1136	0,0084	99,949	0,037	0,013	0,896	0,092
PR13-23-C1-314	56,12	0,1043	3,29	0,512	5,98	0,1708	0,1884	33,71	0,6037	0,0707	0,0052	100,755	0,048	0,012	0,897	0,092
PR13-23-C1-315	55,83	0,0612	3,25	0,4964	5,92	0,1458	0,0733	33,18	0,6531	0,0687	0	99,679	0,042	0,013	0,895	0,092
PR13-16-C1-324	55,64	0,0195	3,69	0,3994	5,63	0,1384	0,0876	33,52	0,616	0,0263	0,0079	99,775	0,036	0,012	0,901	0,087
PR13-16-C1-325	55,84	0,0111	3,64	0,3881	5,96	0,0974	0,1556	33,51	0,6045	0,0751	0,0075	100,289	0,026	0,012	0,897	0,091
PR13-16-C2-332	56,13	0,071	3,61	0,4544	5,7	0,0809	0,1314	33,46	0,6312	0,0378	0,0003	100,307	0,022	0,012	0,900	0,087
PR13-16-C2-333	56,51	0,0223	3,52	0,415	5,62	0,1103	0,0946	33,34	0,5863	0,0786	0	100,297	0,030	0,011	0,902	0,087
PR13-16-C3-342	56,38	0,032	3,55	0,3949	5,7	0,1587	0,1516	33,49	0,6306	0,0167	0,0171	100,522	0,042	0,012	0,900	0,088
PR13-16-C3-343	56,23	0,0459	3,55	0,4753	5,58	0,1383	0,1636	33,17	0,639	0,0421	0,0127	100,047	0,037	0,012	0,900	0,087

Tabla II-3: Microanálisis de clinopiroxeno de xenolitos peridotíticos de Prahuaníyeu.

Análisis	MgO	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	NiO	Total	# Mg	Wo	En	Fe
PR13-23-C2-298	15,69	1,37	0,2141	0,0682	0,0108	4,67	53,26	1,1843	2,63	20,77	0,1347	100,00	0,91	0,465	0,488	0,047
PR13-23-C2-299	15,63	1,35	0,1985	0,0932	0,0026	4,56	53,43	1,1093	2,59	20,84	0,0639	99,87	0,91	0,466	0,487	0,047
PR13-23-C1-308	15,49	1,47	0,1942	0,056	0,0035	4,5	53,19	1,1561	2,57	20,8	0,0187	99,45	0,91	0,468	0,485	0,046
PR13-23-C1-309	15,33	1,3199	0,139	0	0,0005	4,56	53,56	1,0245	2,64	20,84	0,0572	99,47	0,91	0,471	0,482	0,047
PR13-23-C1-310	15,63	1,46	0,1673	0,0644	0	4,56	53,43	1,0564	2,78	20,86	0,0525	100,06	0,91	0,465	0,485	0,050
PR13-23-C1-311	15,72	1,3178	0,1745	0,0379	0	4,52	53,41	1,2327	2,51	20,77	0,0205	99,71	0,92	0,465	0,490	0,045
PR13-23-C1-314	33,71	0,0707	0,1043	0,1708	0,0052	3,29	56,12	0,512	5,98	0,604	0,1884	100,76	0,91	0,012	0,897	0,092
PR13-16-C1-320	16,18	0,8391	0,0427	0,1155	0	3,89	53,88	0,7103	2,24	22,03	0,0309	99,96	0,93	0,475	0,485	0,040
PR13-16-C1-321	16,51	0,7363	0,037	0,0623	0	3,84	53,81	0,7691	2,19	21,84	0,1521	99,95	0,93	0,469	0,493	0,038
PR13-16-C1-326	16,42	0,8187	0,0199	0,1092	0,0049	3,79	53,33	0,7633	2,21	21,88	0,1061	99,45	0,93	0,470	0,491	0,039
PR13-16-C1-327	16,36	0,7921	0,0426	0,0758	0,0017	3,91	53,32	0,7215	2,3	21,85	0,1011	99,47	0,93	0,470	0,490	0,040
PR13-16-C3-336	16,34	0,7949	0,0085	0,0538	0	3,87	54,02	0,6956	2,18	21,99	0,1322	100,09	0,93	0,473	0,489	0,038
PR13-16-C3-337	16,51	0,7353	0,0284	0,0463	0,0242	3,97	53,92	0,7109	2,24	22,15	0,0011	100,34	0,93	0,472	0,490	0,038
PR13-16-C3-344	16,38	0,8375	0	0,0607	0,0018	3,83	53,92	0,6807	2,32	22,1	0,0345	100,17	0,93	0,473	0,488	0,040
PR13-16-C3-345	16,4	0,8658	0,0086	0,0751	0	3,85	53,87	0,7244	2,32	21,95	0	100,06	0,93	0,471	0,489	0,040

Tabla II-4: Microanálisis de espinela de xenolitos peridotíticos de Prahuaníyeu.

Muestra	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mno	FeO	NiO	Total	#Cr
PR13-23-C2-296	18,59	43,79	0,1126	0,349	0,115	24,41	0,07	13,53	0,33	101,30	27,22
PR13-23-C2-297	18,31	43,28	0,0977	0,3345	0,08	24,3	0,08	13,53	0,32	100,34	27,36
PR13-23-C1-302	18,75	45,05	0,0242	0,0089	0,131	24,36	0,06	13,48	0,22	102,09	26,62
PR13-23-C1-303	18,56	44,53	0,0458	0,0109	0,145	24,18	0,08	13,34	0,21	101,10	26,70
PR13-23-C1-312	18,68	44,92	0,034	0,0135	0,146	24,26	0,05	13,2	0,25	101,55	26,59
PR13-23-C1-313	18,42	44,76	0,0346	0,0037	0,173	24,51	0,07	13,38	0,25	101,60	26,87
PR13-16-C1-322	19,86	52,56	0,0562	0,0338	0,047	17,79	0,05	10,6	0,32	101,32	18,50
PR13-16-C1-323	20,13	52,05	0,0567	0,0671	0	17,93	0,07	10,91	0,37	101,58	18,77
PR13-16-C2-334	19,96	51,74	0,0193	0,0345	0,014	17,79	0,08	10,71	0,26	100,61	18,74
PR13-16-C2-335	20,09	52,11	0,047	0,0342	0	17,78	0,04	10,78	0,4	101,28	18,63
PR13-16-C3-338	20,23	51,87	0,0846	0,3216	0	17,55	0,13	10,64	0,27	101,09	18,50
PR13-16-C3-339	20,17	51,71	0,0798	0,2761	0	17,86	0,13	10,85	0,29	101,37	18,81