



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

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL ASOCIADA AL SISTEMA DE FALLA "POCURO-SAN  
RAMÓN"

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

LEONARDO ANTONIO NAVARRO VALDIVIA

PROFESOR GUÍA:  
DIEGO MORATA CÉSPEDES

PROFESOR CO-GUÍA:  
MERCEDES VÁZQUEZ VÍLCHEZ

MIEMBRO DE LA COMISIÓN:  
LUIS AGUIRRE LE-BERT

Este trabajo ha sido financiado por el Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes  
(CEGA). Proyecto FONDAF CONICYT n° 15090013.

SANTIAGO DE CHILE

2014





**Resumen de la memoria para optar al  
título de: Geólogo  
Por: Leonardo Antonio Navarro  
Valdivia  
Fecha: Enero 2014  
Profesor guía: Diego Morata Céspedes**

## **Alteración hidrotermal asociado al Sistema de Falla “Pocuro – San Ramón”**

El Sistema de Falla Pocuro San Ramón (SFPSR), corresponde a un sistema de fallas normales invertidas con vergencia oeste, el cual posee zonas de daño kilométricas en torno a su traza principal. Se estudió la mineralogía de alteración en dos afloramientos localizados aproximadamente a la latitud 32°52'S. Las muestras se estudiaron: petrográficamente en láminas delgadas, a través de difracción de rayos X, y microscopía electrónica de barrido (SEM) junto a espectroscopía de energía dispersada de rayos X (EDX). Se determinó que uno de estos afloramientos corresponde a la zona de daño del sistema de falla cuya alteración está localizada principalmente en vetillas, donde se presenta laumontita, estilbita, wairakita y yugawaralita, mientras que en la fracción arcilla de las rocas existen interestratificados de clorita-esmectita con contenido de clorita entre 60-90 %, y de illita-esmectita ordenada variando entre 50-70 %.

En el segundo afloramiento, correspondiente a un núcleo de la falla, la alteración es mucho más pervasiva debido a la mayor densidad de estructuras, donde existe una mineralogía similar, pero en la parte central aparece epidota, y casi no se presentan los interestratificados pues la clorita y la mica blanca pura son predominantes. Se presentan también, en el mismo afloramiento, intrusivos dioríticos porfíricos en contacto tectónico, los cuales presentan clorita-esmectita ordenada y desordenada, variando entre 50-80 %. Superpuesto a esto, existe una importante presencia de esmectita, principalmente montmorillonita, lo que le otorga una coloración intensa blanquecina al afloramiento. Para el primer afloramiento se estimó una temperatura de alteración entre los 120-230°C, y para el segundo entre 190-250°C. La relación de  $P_{\text{fluido}}=P_{\text{total}}$  se asumió entre 0.37 (hidrostática) y menores, y la profundidad se estimó en un máximo de 500 m, mientras que la mínima profundidad se estimó entre 50-200 m. En consecuencia el gradiente geotermal debió ser muy alto, comprendido en un rango de 200-400°C/km. Los fluidos que provocaron la alteración habrían sido del tipo clorurados, para luego pasar a un tipo carbonatado, precipitando gran cantidad de calcita sobre el sistema de alteración clorurado. Se propone además que las rocas fracturadas y disgregadas del SFPSR sirvieron e incluso servirían actualmente como un dominio geotermal, el cual almacena y permite la circulación de fluidos.



*Lo que oigo, olvido. Lo que veo, recuerdo. Lo que hago, aprendo.*

*Confucio*

*Dedicado a mis amigos, a mi familia, y a mi polola.*

# Agradecimientos

Este trabajo fue posible gracias al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA). Proyecto FONDAP CONICYT n° 15090013. Agradezco a mi profesor guía Diego Morata por haberme dado la oportunidad de realizar este trabajo y por los conocimientos adquiridos. También a mi profesora co-guía Mercedes Vázquez, pues de ella aprendí gran parte de lo expuesto en este trabajo en cuanto a arcillas, y agradezco también su preocupación por este trabajo, que a veces fue mayor que la mía propia. Agradezco al profesor Luis Aguirre por sus consejos y guías para completar este trabajo.

Agradezco a todo aquél que se dé el tiempo de leer este trabajo, pues hace que haya valido la pena tanto esfuerzo y esperaré sus preguntas y comentarios. Le doy muchísimas gracias a todos aquellos que conocí a lo largo de la carrera y de la vida, los chiquillos de plan común: dugo, bolivar, rafa, dani, sylvia, laura, chiqui, y varios más, también a mis compañeros y amigos eternos, que por casualidades de la vida, todavía nos vemos las caras en geología: shorty y pelao morgado, y ojalá terminen luego su magíster. Gracias a todos mis compañeros de geo, a todos. Gracias también a los chiquillos de la sala de memoristas, que a pesar de ser un lugar de trabajo, muchas veces sirvió para despejar la mente, gracias también al pablo por las fructíferas conversaciones de LaTeX, a la mari también por sus consejos memorísticos, y a la blanca por todo el trabajo que hace por nosotros los estudiantes.

Finalmente, gracias a mis papás, pues, gracias a ellos estoy aquí, y espero que estén orgullosos, a mis hermanos, y por último mi polola Pía, por el apoyo dado, por haberse dado la lata de leerse mi memoria de las primeras en busca de errores, y por dejarme usar su casa de cuartel para finalizar la memoria. Gracias a todos! y gracias a los cachorritos también, porque sí.

# Tabla de contenido

<b>Índice de tablas</b>	<b>xi</b>
<b>Índice de figuras</b>	<b>xiii</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Formulación del problema . . . . .	1
1.2. Objetivos . . . . .	3
1.2.1. Objetivos generales . . . . .	3
1.2.2. Objetivos específicos . . . . .	4
1.3. Hipótesis de trabajo . . . . .	4
1.4. Ubicación y vías de acceso . . . . .	5
<b>2. Metodología y teoría</b>	<b>7</b>
2.1. Terreno . . . . .	7
2.2. Laboratorio . . . . .	7
2.3. Gabinete . . . . .	8
2.4. Introducción a la metodología de laboratorio . . . . .	8
2.5. Difracción de rayos X . . . . .	9
2.5.1. Método de polvo policristalino . . . . .	11
2.5.2. Separación de la fracción arcilla . . . . .	11
2.5.3. Ley de Stokes . . . . .	13
2.5.4. Agregados orientados . . . . .	15
2.5.5. Tratamientos con compuestos químicos . . . . .	16
2.5.6. Tratamientos de temperatura . . . . .	19
2.6. Microscopio electrónico de barrido (SEM) . . . . .	20
2.7. Otros . . . . .	20
2.7.1. Identificación de interestratificados de I/S y C/S y el orden Reichweite	20
2.7.2. Geotermometría de cloritas y $X_c$ . . . . .	22
2.7.3. Abreviaciones minerales . . . . .	23

<b>3. Marco Geológico</b>	<b>25</b>
3.1. Marco geológico y tectónico regional . . . . .	25
3.2. Rocas estratificadas . . . . .	26
3.2.1. Formación Las Chilcas (Thomas, 1958) . . . . .	28
3.2.2. Formación Lo Valle (Thomas, 1958) . . . . .	28
3.2.3. Formación Abanico (Aguirre, 1960) . . . . .	29
3.2.4. Formación Farellones (Klohn, 1960) . . . . .	30
3.2.5. Depósito de terrazas continentales (Rivano <i>et al.</i> , 1993) . . . . .	31
3.2.6. Depósitos de caída gravitacional (Rivano <i>et al.</i> , 1993) . . . . .	31
3.2.7. Depósitos aluviales y coluviales recientes (Rivano <i>et al.</i> , 1993) . . . . .	31
3.3. Rocas intrusivas . . . . .	32
3.3.1. Intrusivos hipabisales . . . . .	32
3.3.2. Plutones . . . . .	32
3.4. Estructuras . . . . .	33
3.4.1. Sistema de Falla Pocuro - San Ramón (SFPSR) . . . . .	33
3.5. Metamorfismo y alteración . . . . .	36
3.5.1. Metamorfismo regional . . . . .	36
3.5.2. Alteración tipo campo geotérmico . . . . .	36
3.5.3. Alteración hidrotermal en el SFPSR . . . . .	37
<b>4. Geología del Sistema de Falla Pocuro - San Ramón a los 32°52'S</b>	<b>39</b>
4.1. Características generales . . . . .	39
4.2. Litologías . . . . .	43
4.2.1. Areniscas conglomerádicas volcanoclásticas inmaduras . . . . .	43
4.2.2. Intrusivos hipabisales . . . . .	43
4.2.3. Basaltos amigdaloidales . . . . .	44
4.2.4. Lavas porfíricas indiferenciadas . . . . .	45
4.2.5. Rocas de falla . . . . .	45
4.3. Estructuras . . . . .	47
4.3.1. Orientación . . . . .	48
<b>5. Alteración asociada al Sistema de Falla Pocuro - San Ramón</b>	<b>50</b>
5.1. Aspectos generales . . . . .	50
5.2. Dominios de alteración . . . . .	50
5.3. Mineralogía de alteración . . . . .	51
5.3.1. Sílice . . . . .	51
5.3.2. Ceolitas . . . . .	51
5.3.3. Albita . . . . .	54

5.3.4. Calcita . . . . .	55
5.3.5. Epidota . . . . .	55
5.3.6. Titanita . . . . .	57
5.3.7. Apatito . . . . .	57
5.3.8. Filosilicatos . . . . .	59
5.4. Equilibrio mineral, asociaciones y temporalidad . . . . .	65
5.5. Distribución y resumen . . . . .	68
5.6. Alteración en otras localidades de la falla . . . . .	71
5.6.1. Trinchera de la falla San-Ramón . . . . .	71
5.6.2. Baños de la Cal(33°18'51"S 70°26'45"W) . . . . .	71
5.6.3. Camino Pie Andino (33°16'41"S 70°36'17"W) . . . . .	71
<b>6. Discusiones</b>	<b>73</b>
6.1. Arquitectura de la falla . . . . .	73
6.2. Química . . . . .	75
6.3. Temperatura y presión . . . . .	77
6.3.1. Temperatura . . . . .	77
6.3.2. Presión y profundidad . . . . .	82
6.3.3. Otras discusiones . . . . .	85
6.3.4. Discusiones finales de temperatura y presión . . . . .	85
6.4. Edad de la alteración y otros . . . . .	86
6.5. Modelo . . . . .	87
<b>7. Conclusiones</b>	<b>89</b>
<b>8. Bibliografía</b>	<b>91</b>
<b>Anexos</b>	<b>103</b>
<b>A. Localización de las muestras</b>	<b>104</b>
<b>B. Difracción de rayos X</b>	<b>106</b>
<b>C. Análisis en SEM</b>	<b>154</b>
<b>D. Análisis petrográfico</b>	<b>176</b>





# Índice de tablas

2.1. Tabla de los análisis realizados en cada muestra. . . . .	9
2.2. Minerales y cambios a los tratamientos de EG y temperatura reflejados en DRX. Tabla basada en información del USGS (Poppe <i>et al.</i> , 2013). . . . .	19
2.3. Posiciones (CuK $\alpha$ ) de reflexiones útiles para la estimación de porcentaje de illita en illita/EG-esmectita (Moore & Reynolds, 1997). . . . .	21
2.4. Posiciones (CuK $\alpha$ ) de reflexiones útiles para la estimación de porcentaje de clorita en R0 clorita/EG-esmectita (Moore & Reynolds, 1997). . . . .	21
2.5. Abreviaciones minerales usadas en este trabajo. . . . .	24
5.1. Análisis de SEM/EDS y fórmulas estructurales de ceolitas de cuatro muestras. Las fórmulas usadas son <i>Wrk</i> : $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$ ; <i>Lmt</i> : $Ca_4Al_8Si_{16}O_{48} \cdot 18H_2O$ ; <i>Stb</i> : $CaAl_2Si_7O_{18} \cdot 7H_2O$ ; <i>Sc</i> : $CaAl_2Si_3O_{10} \cdot 3H_2O$ . . . . .	53
5.2. Análisis de SEM/EDS y fórmulas estructurales de cloritas de tres muestras. En la parte inferior se detallan las temperaturas de formación de la clorita con distintos geotermómetros. . . . .	60
5.3. Análisis de SEM/EDS y fórmulas estructurales de micas blancas de dos muestras. . . . .	62



# Índice de figuras

1.1. División geomorfológica de Chile Central. Modificado de <a href="#">Fock (2005)</a> . . . . .	2
1.2. Estructuras típicas de zonas de falla. (a) Un solo núcleo rodeado por una zona de daño fracturada ( <a href="#">Chester &amp; Logan, 1986</a> ). (b) Múltiples núcleos, donde se encierran lentes del protolito fracturado ( <a href="#">Faulkner et al., 2003</a> ) . . . . .	4
1.3. Mapa de vías de acceso hacia los puntos de estudio. Se indica con letras, los puntos respectivos a cada descripción. (Fuente de mapa: Ministerio de Obras Públicas, <a href="http://www.mop.cl/">http://www.mop.cl/</a> ) . . . . .	6
2.1. Esquema que muestra como los rayos incidentes son difractados cumpliendo la Ley de Bragg. . . . .	10
2.2. Diagrama que muestra cómo se definen las distancias $R_1$ y $R_2$ . La diferencia entre $R_2$ y el fondo de la probeta se asume que es volumen de residuo después de la centrifugación. . . . .	15
2.3. (a)Esquema de un AO visto de perfil, y (b) fotografía de un AO ya seco y listo para los análisis. . . . .	16
2.4. Utensilios para método de Etilenglicol utilizados en este trabajo y esquema del recipiente en perfil. AO: Agregado Orientado. . . . .	18
2.5. Ejemplos para distintos órdenes de Reichweite. . . . .	22
3.1. Mapa geológico entre los 32°30'S y los 33°45'S a lo largo del SFPSR. . . . .	27
3.2. [a] Sección estructural y sismicidad superficial a la latitud de Santiago, asociada a deformación vergente al este ( <a href="#">Farías et al., 2010</a> ). [b] Sección estructural a la misma latitud, asociada a deformación vergente hacia el oeste ( <a href="#">Armijo et al., 2010</a> ). . . . .	35
3.3. Distribución de las facies metamórficas regionales de bajo grado a lo largo de un perfil esquemático en Chile central cerca de los 33°S. Modificado de <a href="#">Levi et al. (1989)</a> . . . . .	36
3.4. Modelo de alteración para el área Cuesta de Chacabuco, de <a href="#">Fuentes et al. (2004)</a> . . . . .	37

4.1.	Localización de los afloramientos en la zona de estudio principal, en el bypass de Los Andes (autopista Los Libertadores), se indican además la traza de la Falla Pocuro (o SFPSR). Imagen de Google earth. . . . .	40
4.2.	(a) y (b) son fotografías de los afloramientos 1 y 2 respectivamente. (c) y (d) corresponden a fotografías representativas del afloramiento 1 y (e), (f) y (g) al afloramiento 2. . . . .	42
4.3.	Imagen petrográfica de una arenisca conglomerádica. Se observan clastos subredondeados a angulosos. Además dentro de los líticos se encuentran cristales fragmentados de piroxenos, bien preservados. Lit: Lítico; Px: Piroxeno. . . .	43
4.4.	Imagen petrográfica de un intrusivo hipabisal. Se observan fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz microcristalina. Estos fenocristales están siendo reemplazados por arcillas. Arc: Arcilla; Pl: Plagioclasa; Px: Piroxeno. . . .	44
4.5.	Imagen petrográfica de un basalto amigdaloidal. Amígdala rellena de mineral masivo arcilloso, las plagioclasas se encuentran reemplazadas por minerales de alteración, al igual que la masa fundamental. Pl: Plagioclasa. . . . .	45
4.6.	Muestras a nivel macroscópico de litologías encontradas en los afloramientos estudiados en el SFPSR. . . . .	46
4.7.	Fotografías del afloramiento 2, en línea segmentada se denota la presencia de vetillas. (a) Set de vetillas y dique discontinuo por una de ellas. (b) Dique siendo cortado por una vetilla, con un leve desplazamiento involucrado. . . .	47
4.8.	Esquema de distribución de un intrusivo hipabisal diorítico de piroxeno, en el afloramiento 2. . . . .	48
4.9.	Representación gráfica de la orientación de estructuras en el afloramiento 2, con los núcleos reconocidos. (a) Diagrama de densidad de polos de las estructuras, y (b) histograma de las direcciones de las mismas estructuras. . . . .	49
5.1.	Imagen de SEM de laumontitas, [a] en algunos cristales se observa el desarrollo de las caras, en [c] se observa el marcado clivaje en 3 direcciones. En [b] y [d] se observa el crecimiento de esmectitas en la laumontita. . . . .	52
5.2.	Formas cristalinas de laumontita sintetizada a distintas temperaturas, a 1 kbar de presión hidrostática (Ghobarkar & Schäf, 1998). . . . .	53
5.3.	Albitización por sectores en plagioclasas. Los sectores oscuros corresponden a una plagioclasa cálcica, y los más claros a una sódico-cálcica. . . . .	55

5.4.	Proyección de ceolitas y feldespatos en triángulo $10(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , usado para la clasificación química de ceolitas. Campos de la composición de ceolitas fueron delimitados usando base de datos que consiste en una compilación de numerosos trabajos publicados en revistas internacionales, por Fuentes <i>et al.</i> (2004), en base a Iijima (1978); Viereck <i>et al.</i> (1982); Zeng & Liou (1982); Gottardi & Galli (1985); Cho <i>et al.</i> (1986, 1987); Aguirre & Atherton (1987); Deer <i>et al.</i> (1992); Vergara <i>et al.</i> (1993); Cochemé <i>et al.</i> (1996); De’Gennaro & Langella (1996); Ibrahim & Hall (1996); Di Renzo & Gabelica (1997); Aguirre <i>et al.</i> (2000); Vattuonne <i>et al.</i> (2001). Mor:mordenita; Hul:heulandita; Cpt:clinoptilolita; St:stelerita; Yug:yugawaralita; Epist:epistilbita; Stb:estilbita; Barr: barrerita; F: faujasite; O:ofretita; Lmt:laumontita; Wrk:wairakita; Cbz:chabacita; Lev:levinita; Ph:filipsita; Go:gobinsita; Anl:analcima; Ntr:natrolita; Sc:escolcita; Ga:garronita; Mes:mesolita; Gi:gismondino; Am:amicita; Ab:albita; An:Anortita . . . . .	56
5.5.	Difractograma de vetilla. El patrón de laumontita se repite en numerosas muestras. En este caso en asociación con wairakita y yugawaralita entre otros. Lmt:Laumontita; Wrk:Wairakita; Yug:Yugawaralita; Qz:Cuarzo; Hem:Hematita; Fsp:Feldespato (indiferenciado) Ak: Akermanita. . . . .	57
5.6.	Fotografías de láminas delgadas. [a] Amígdala con borde de epidota-clorita ,y al centro mica blanca y clorita. [b] Clorita y epidota formadas en plagioclasa. [c] Vetilla con borde de laumontita creciendo hacia el centro, y en el centro calcita. [d] Amígdala con epidota prismática, borde clorítico y cristales de titanita, al centro relleno por ceolitas cálcicas. [e] Diorita de piroxeno con reemplazo de C/S. [f] Laumontita cataclástica con estilbita, y calcita posterior a la deformación. . . . .	58
5.7.	Patrón de difracción de clorita junto a wairakita, los otros <i>peaks</i> corresponden a cuarzo y plagioclasa. Muestra ZFP-03. . . . .	59
5.8.	Patrón de difracción de la fracción arcilla secado al aire, y solvatado en etilenglicol, para la muestra FPL-09. En este caso se identifican los filosilicatos clorita, moscovita y esmectitas, acompañado de ceolitas. . . . .	61
5.9.	Diagramas de composición química de micas, de la tabla 5.3. Los puntos negros y las líneas continuas indican, respectivamente, la posición teórica de la moscovita, y los vectores de intercambio químico. . . . .	62
5.10.	Difractogramas de fracción arcilla, secados al aire y solvatados en etilenglicol. [a] y [b] corresponden al intrusivo diorítico presente en el <b>afloreamiento 2</b> , [c] y [d] corresponden a rocas en el <b>afloreamiento 1</b> . . . . .	63

5.11. Arcillas al SEM. [a] Clorita fina junto a mica blanca. [b] Clorita junto a laumontita. [c] y [d] Clorita-esmectita (según DRX) en agregados direccionados. [e] illita-esmectita de color claro junto a esmectita, en cavidades en plagioclasas. [f] Esmectita en cavidades. . . . .	64
5.12. Patrón de montmorillonita. . . . .	65
5.13. Secciones delgadas al SEM. [a] Apatito con laumontita, y esta con calcita. [b] Amígdala con wairakita y epidota, con calcita superpuesta. [c] Amígdala de wairakita con mica blanca, C/S, y esmectitas. [d] Clorita asociada a mica blanca, ambos formándose en laumontita, junto a titanita. [e] Asociación laumontita-estilbita con calcita rellenando fracturas. [f]. Cristales de epidota con bordes irregulares junto a wairakita, en amígdala. . . . .	67
5.14. Distribución de mineralogía secundaria en <b>afloreamiento 1</b> localizado a los 32°52'1.43"S - 70°31'18.56"W. . . . .	69
5.15. Distribución de mineralogía secundaria en <b>afloreamiento 2</b> localizado a los 32°53'28.80"S - 70°32'13.37"W . . . . .	70
5.16. En [a] se observa el afloramiento en el camino pie andino con orientación N-S, con los minerales presentes de alteración según DRX. En [b] se aprecia el agua termal emergiendo de fracturas de la roca, con pátinas de calcita en esta. . .	72
5.17. Difractogramas de rocas de Camino Pie Andino, Baños de la Cal y de la Trinchera de la Falla San Ramón. . . . .	72
6.1. Diagrama de actividad que ilustra la estabilidad de minerales de potasio y calcio a 260°C, en presencia de cuarzo. Un incremento en $mCO_2$ resultaría en un incremento en el campo de estabilidad de calcita a expensas de minerales silicatados (Browne, 1978). Si bien la temperatura predominante en el sistema no es de 260°C, muy posiblemente fueron cercanas a ésta y la variabilidad de los campos no debiese ser importante. . . . .	76
6.2. Zonas de alteración con pH neutro y su temperatura correspondiente. Se muestran las asociaciones minerales más comunes para este tipo de alteración. De Reyes (1990). . . . .	78
6.3. Zonación de minerales secundarios en campos hidrotermales activos, Islandia. Por Kristmannsdóttir (1975, 1977, 1978); Schiffman & Fridleifsson (1991). BT: baja temperatura. . . . .	79
6.4. Temperaturas de formación general de interestratificados de minerales de la arcilla, en campos geotérmicos. De Harvey & Brown (1991). . . . .	80
6.5. Diagrama de P-T que muestra la estabilidad de minerales secundarios obtenidas experimentalmente (Liou <i>et al.</i> , 1991). . . . .	83

6.6.	Esquema de variación de presión de fluido, para los mecanismos mencionados, en función de los eventos rupturales causados por sismos (EQ). $P_l$ :presión litostática, $P_h$ :presión hidrostática. Por <a href="#">Sibson (1990)</a> . . . . .	83
6.7.	Diagrama de P-T que muestra la estabilidad de la yugawaralita, laumontita y wairakita, en presencia de cuarzo y fluidos en exceso a relaciones de $P_{H_2O}/P_{total} = 1.0y0.3$ . Además se indican la ocurrencia de yugawaralite en Onikobe, y en Yellowstone ( <a href="#">Zeng &amp; Liou, 1982</a> ). . . . .	86
6.8.	Modelo de origen de alteración hidrotermal, actual y del Mioceno, para el SFPSR. . . . .	88





# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Formulación del problema

Chile central se divide en 3 unidades geomorfológicas principales, las cuales se disponen con orientación norte-sur. Estas son de oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central, y Cordillera Principal (ver figura 1.1).

La Cordillera de la Costa corresponde a un bloque alzado que representa el magmatismo de arco Mesozoico (Aguirre, 1985; Charrier & Muñoz, 1994; Vergara *et al.*, 1995; SERNA-GEOMIN, 2003). En la zona central cerca de los 33°S, al este de la Cordillera de la Costa se ubica la Depresión Central, que en el caso de la cuenca de Santiago, correspondería a una cuenca con relleno sedimentario de 400 - 800m de espesor (Avendaño & Araneda, 1994). Al lado este de la Depresión Central, se ubica el sistema de Falla Pocuro-San Ramón. Este sistema se dispone con orientación norte-sur, separando a la Cordillera Principal de la Depresión Central, y se divide en 2 fallas principales. La primera en ser documentada fue la falla Pocuro (Brüggen, 1950), llamada así por Carter & Aguirre (1965), quienes la observaron al este de la ciudad de Los Andes, y la identificaron al principio como una falla normal, la cual tenía continuidad hacia el sur. Esta falla en las proximidades de la ciudad de Santiago es visible con gran nitidez en fotos aéreas separando la cuenca de Santiago de la Cordillera Principal. La segunda parte de este sistema de falla correspondería a la Falla San Ramón nombrada por Rauld (2002), el cual determinó que correspondería a una falla activa, inversa y con vergencia oeste (Rauld, 2011), para lo cual se basó principalmente en criterios geomorfológicos y morfoestructurales. Rauld (2002) confirmó la presencia del sistema al este de la ciudad de Santiago y correspondería a la proyección hecha por Carter & Aguirre (1965) hacia el sur.

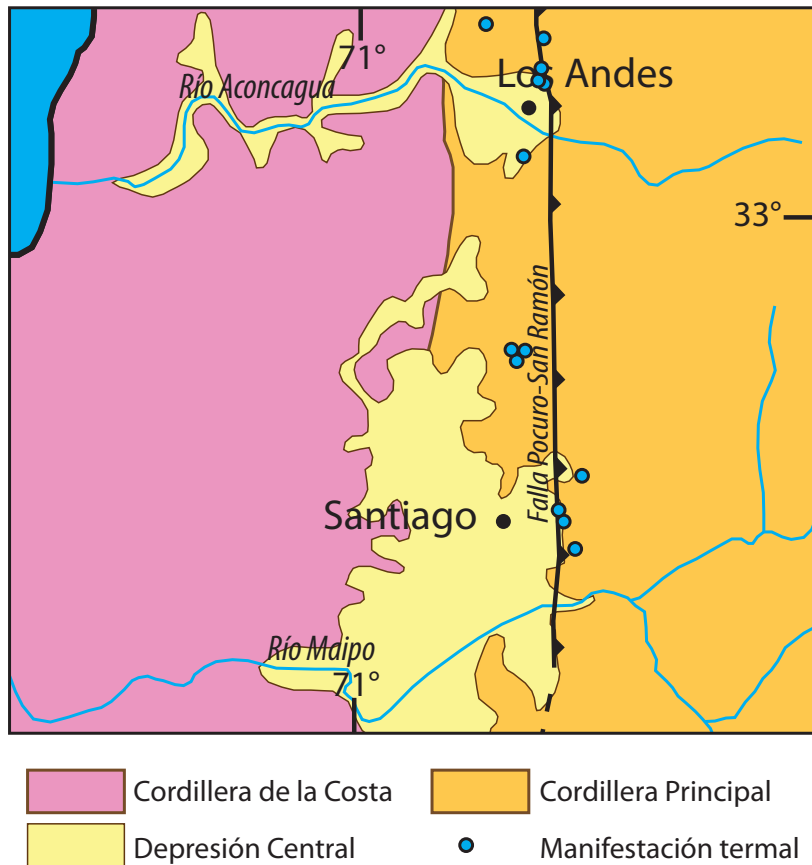


Figura 1.1: División geomorfológica de Chile Central. Modificado de Fock (2005).

Al este de la Falla Pocuro San Ramón, se encuentra el inicio de la Cordillera Principal, compuesta por rocas del Cenozoico y Mesozoico. La Formación Abanico (Aguirre, 1960), constituida principalmente por depósitos volcanoclásticos y lavas de composición básica a ácida, está en contacto directo con el sistema de Falla Pocuro-San Ramón. El sistema en la parte sur corta rocas de esta formación, mientras que al norte, pone en contacto a la Formación Abanico con secuencias cretácicas de la Formación Las Chilcas. El sistema de Falla Pocuro - San Ramón, en adelante SFPSR, correspondería a una falla normal invertida, activa, cuyo desplazamiento ha sido mayor como normal que como inversa (Charrier *et al.*, 2005).

Son numerosas las manifestaciones termales que se alinean con este sistema. En el caso específico de la fuente termal Baños de Apoquindo, localizada en la cuenca de Santiago, en ausencia de centros volcánicos activos, se vincula su génesis al SFPSR, y sería alimentada a partir de la percolación en profundidad de aguas meteóricas, provenientes del régimen pluvial local (Hauser, 1999). Al igual que Hauser, Martini (2008), concluye que las fuentes termales localizadas en el frente cordillerano sobre la traza del SFPSR, están probablemente asociadas a la infiltración de aguas meteóricas que alcanzan isotermas entre 70-100°C, a una

profundidad cercana a 1.5km bajo la superficie, y ascienden gracias a la permeabilidad que proveen las rocas mecánicamente disgregadas y fracturadas asociadas al SFPSR. Las aguas de esta fuente corresponden a aguas diluidas de tipo carbonatadas - sódicas, las cuales deben su composición principalmente a la alteración hidrotermal de las rocas en la zona. Por lo tanto, el SFPSR sirve actualmente como canal para la circulación de fluidos, con lo cual surgen las siguientes inquietudes:

1. ¿Ha sido el SFPSR, un canal permanente para el ascenso de fluidos desde su formación?
2. ¿Cómo ha variado la temperatura en esta circulación de fluidos?
3. ¿Cómo ha ido variando la química de los fluidos a lo largo de la falla?

En las Hojas Quillota y Portillo (Rivano *et al.*, 1993) la zona de Falla Pocuro se observa como una zona de falla con un ancho aproximado de 1 km, en partes asociada a una alteración hidrotermal. Esto último deja en evidencia que la estructura de la falla ha influenciado, en forma desconocida, a la circulación de fluidos. Es difícil por lo tanto obtener una idea de esta estructura a lo largo de toda su extensión, especialmente por la gran cobertura cuaternaria que muchas veces la cubre.

Entre los años 1997 y 2000, fue construida la autopista Los Libertadores cuyo trazado permite ver afloramientos de la falla de 200 a 300 metros de extensión, con alturas de hasta 15 metros, los cuales no han sido objeto de estudio hasta el momento.

El presente trabajo pretende caracterizar las asociaciones mineralógicas en rocas volcánicas y volcanoclásticas presentes en la falla, correspondientes a la Formación Abanico, en afloramientos de la Autopista Los Libertadores, aproximadamente a los 32°53'30"S, o kilómetro 70 de la autopista. La identificación de las asociaciones minerales presentes es clave para estimar condiciones físicas y químicas a las que se formaron y en el mejor de los casos, responder a las inquietudes antes planteadas complementándose con los numerosos estudios anteriores referente a la alteración en este sistema de falla como los de Padilla (1981); Moscoso *et al.* (1982); Fuentes *et al.* (2004), entre otros.

## 1.2. Objetivos

### 1.2.1. Objetivos generales

Analizar los procesos de interacción fluido-roca en el SFPSR.

## 1.2.2. Objetivos específicos

1. Reconocer la alteración presente en la zona de estudio correspondiente a la falla Pocuro-San Ramón.
2. Diferenciar distintos episodios de alteración.
3. Establecer el origen de la mineralogía secundaria.
4. Proponer un modelo para el proceso de alteración en el SFPSR sobre la base del estado mineralógico.

## 1.3. Hipótesis de trabajo

La hipótesis desarrollada en este trabajo es que el SFPSR ha servido como canal de ascenso de fluidos, y debido a su ancho variable de metros a kilómetros, su gran extensión en la zona central y sumado a su compleja historia tectónica (e.g. [Charrier \*et al.\*, 2005](#)), ha sufrido una alteración hidrotermal compleja, con variabilidad química, física, espacial y temporal.

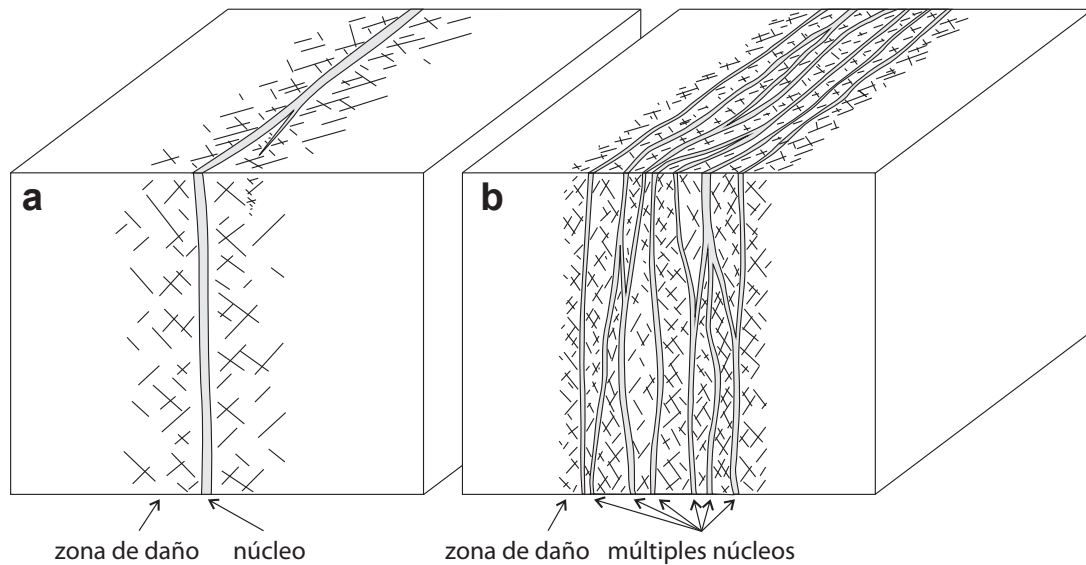


Figura 1.2: Estructuras típicas de zonas de falla. (a) Un solo núcleo rodeado por una zona de daño fracturada ([Chester & Logan, 1986](#)). (b) Múltiples núcleos, donde se encierran lentes del protolito fracturado ([Faulkner \*et al.\*, 2003](#))

Un modelo conceptual que se podría ajustar a la estructura de este sistema, puede ser el propuesto por [Faulkner \*et al.\* \(2003\)](#). En la figura 1.2 es posible reconocer dos modelos de estructura típica de una zona de falla. Uno de ellos contempla múltiples núcleos de alto

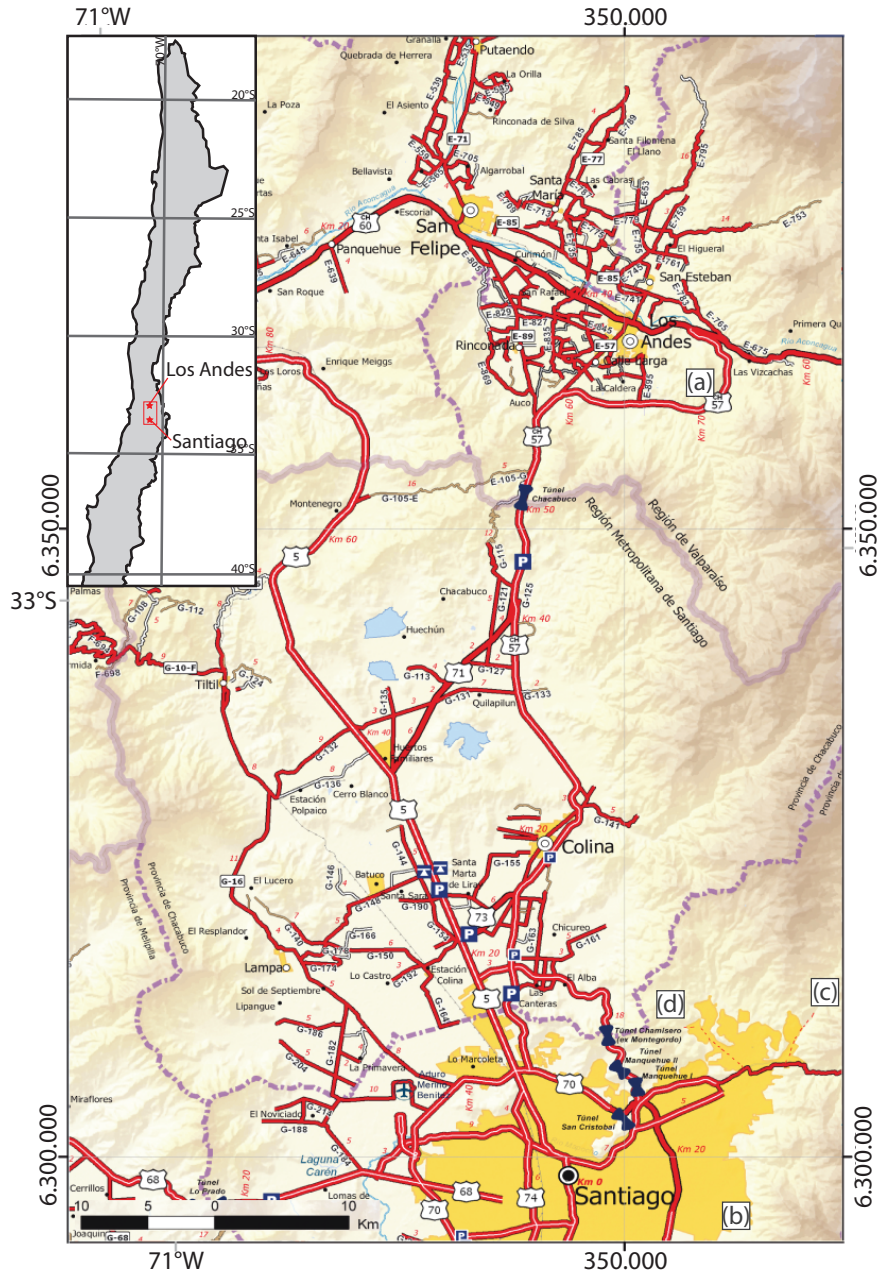
cizalle, rodeados por una zona distribuida de fracturas y fallamientos, llamada zona de daño, y otro que solo tiene un núcleo de alto cizalle, rodeado por una zona de daño fracturada. Finalmente las fuentes de calor que se manejan para esta hipótesis, pueden ser la interacción entre el gradiente geotérmico natural de la corteza, el calentamiento por transferencia calórica asociada a la presencia cuerpos intrusivos de edad Oligoceno-Mioceno y posibles centros volcánicos erodados (e.g. Fuentes *et al.*, 2004, para el caso de la cuesta Chacabuco).

## 1.4. Ubicación y vías de acceso

Si bien se intenta estudiar la alteración hidrotermal a lo largo de todo el sistema de falla Pocuro - San Ramón, se estudió una zona principal, y se obtuvo muestras en otras localidades, cuyas ubicaciones y vías de acceso son detalladas a continuación.

- (a) La zona de estudio principal se ubica aproximadamente a 70 km al norte de la ciudad de Santiago (latitud aproximada  $32^{\circ}53'28''S$  y longitudes  $70^{\circ}31'18.56''W$   $70^{\circ}32'13.73''W$ .), y a 11 km al sureste de la ciudad de Los Andes. Para acceder se puede tomar la Ruta 5 hacia el norte y luego tomar la ruta 71 (Santa Teresa) en el kilómetro 35 de la ruta 5. Luego se llega a la ruta 57 (Autopista Los Libertadores) y 30 km más adelante se encuentra el lugar de estudio, siendo ésta la ruta más corta, pero no la única.
- (b) Trinchera de la falla San Ramón, localizada en  $33^{\circ}29'28''S$   $70^{\circ}31'14''W$ . En la parte este de Santiago.
- (c) Baños de la Cal ( $33^{\circ}18'51''S$   $70^{\circ}26'45''W$ ). Al N-E de Santiago, sólo se puede acceder caminando.
- (d) Camino Pie Andino ( $33^{\circ}16'41''S$   $70^{\circ}36'17''W$ ). Camino que conecta la comuna de Lo Barnechea con la localidad de Chicureo.

En la figura 1.3 se indican los puntos descritos anteriormente en el mapa con la letra correspondiente.



Sistema de referencia SIRGAS (WGS84) - Proyección UTM 19 S  
 Fuente Red e Infraestructura Vial. Dirección de Vialidad 2010.  
 Fuente Base Cartográfica MIDEPLAN. DIVISION REGIONAL- UNIDAD DE SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA  
 Elaboración propia en base a restitución satelital año 2004. última actualización año 2009.

**Legenda**

<p><b>Red Vial</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: red;">—</span> Autopista</li> <li><span style="color: red;">—</span> Pavimento</li> <li><span style="color: gray;">—</span> Ripio</li> <li><span style="color: gray;">—</span> Grava Tratada (asf. brocheta u otros)</li> <li><span style="color: gray;">—</span> Tierra</li> <li><span style="color: red;">—</span> Ruta Internacional</li> <li><span style="color: red;">—</span> Ruta Nacional</li> <li><span style="color: red;">—</span> Caminos Principales</li> <li><span style="color: red;">—</span> Caminos Secundarios</li> <li><span style="color: red;">—</span> Km acumulado</li> <li><span style="color: red;">—</span> Distancias</li> </ul>	<p><b>Infraestructura Vial</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: blue;">—</span> Plaza Pesaje</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Balsa</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Plaza Peaje Lateral</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Plaza Peaje Troncal</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Túneles</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Otros</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Red Ferroviaria</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Rutas Marítimas</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Pasos Fronterizos</li> </ul>	<p><b>Límites Administrativos</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: purple;">—</span> Internacional</li> <li><span style="color: purple;">—</span> Regional</li> <li><span style="color: purple;">—</span> Provincial</li> </ul> <p><b>Aeropuertos</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: blue;">—</span> Aeropuerto</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Aeródromo</li> </ul>	<p><b>Centro Poblados</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: black;">●</span> Capital Regional</li> <li><span style="color: black;">○</span> Capital Provincial</li> <li><span style="color: black;">○</span> Capital Comunal</li> <li><span style="color: black;">●</span> Localidades</li> <li><span style="color: yellow;">■</span> Cascos Urbanos</li> </ul>	<p><b>SNASPE</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: green;">—</span> Parque Nacional</li> <li><span style="color: green;">—</span> Reserva Nacional</li> <li><span style="color: green;">—</span> Monumento Natural</li> </ul>	<p><b>Hidrografía</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: blue;">—</span> Embalse</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Lago; Laguna</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Salar</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Glaciares</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Ventisqueros</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Río</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Quebrada</li> </ul>
--	---	---	--	--	--

**Altimetría**

0 - 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1.000 1.100 1.200 1.300 1.400 1.500 1.600 1.700 1.800 1.900 2.000 2.100 2.200 2.300 2.400 2.500 2.600 2.700 2.800 2.900 3.000 3.100 3.200 3.300 3.400 3.500 3.600 3.700 3.800 3.900 4.000 4.100 4.200 4.300 4.400 4.500 4.600 4.700 4.800 4.900 5.000 5.100 5.200 5.300 5.400 5.500 5.600 5.700 5.800 5.900 6.000 m.s.n.m.

Figura 1.3: Mapa de vías de acceso hacia los puntos de estudio. Se indica con letras, los puntos respectivos a cada descripción. (Fuente de mapa: Ministerio de Obras Públicas, <http://www.mop.cl/>)

# Capítulo 2

## Metodología y teoría

### 2.1. Terreno

Se realizaron 3 terrenos por el día, dos de los cuales fueron destinados a los afloramientos cercanos a la ciudad de Los Andes, en la Autopista Los Libertadores. En el otro terreno se visitó la localidad de Baños de la Cal y Camino Pie Andino, en la parte noreste de la Cuenca de Santiago, en el límite con la Cordillera de los Andes. En estos terrenos se recolectó un total de 34 muestras de roca volcánicas y volcanoclásticas, intrusivos en la falla y vetillas, con énfasis en rocas alteradas. Se realizó una descripción geológica de los afloramientos, y, detalle y mapeo de estructuras.

### 2.2. Laboratorio

La metodología de laboratorio se resume brevemente a continuación, sin embargo se han destinado la siguientes secciones, para la profundización de la metodología usada, y la teoría envuelta, especialmente en el reconocimiento de arcillas. Se realizaron 14 láminas delgadas para su descripción petrográfica, que fueron usadas para caracterizar las texturas y mineralogías primarias y secundarias. Las láminas delgadas fueron hechas en el laboratorio de cortes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Objetivos específicos (1), (3), y (4).

Se realizaron análisis de difracción de rayos X en 32 muestras, tanto para roca total (muestra reducida a polvo), como para arcillas separadas. Para esto se eligieron las muestras con mayor cantidad de arcillas presentes. Para ambos análisis también se prepararon

agregados orientados para mejorar la nitidez de los peaks en los difractogramas para los filosilicatos, además se usaron métodos con etilenglicol para reconocimiento de filosilicatos con capas expandibles, tales como: esmectitas, clorita-esmectita, illita-esmectita. Esta separación se realizó en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, y los análisis de difracción de rayos X, se realizaron en el Laboratorio de Cristalografía del Departamento de Física de la Universidad de Chile, en un difractómetro BRUKER D8 ADVANCE con 40kV y 30mA. Objetivos específicos (1), (2) y (3).

Además se realizaron láminas delgadas pulidas de 4 muestras, para obtener información acerca de mineralogía y relaciones texturales. Se obtuvo además análisis químicos semicuantitativos de los minerales mediante EDX/EDS (*Energy-dispersive X-ray spectroscopy*), realizado en el departamento de Geología en el microscopio SEM-EDX-CL Quanta 250. Objetivos específicos (1) y (2).

## 2.3. Gabinete

Se recopiló e integró la información recopilada en terreno y en laboratorio, complementándose además con estudios sobre alteración previos realizados a lo largo de la falla. Además se realizó un análisis en el software Dips, de los datos de orientaciones tomados en los afloramientos. Objetivos específicos (2), (3), (4).

## 2.4. Introducción a la metodología de laboratorio

En este trabajo se realizaron estudios de reconocimiento de minerales mediante técnicas de difracción de rayos X, de microscopía óptica y electrónica de barrido. La primera labor dentro de la metodología fue naturalmente la selección de muestras que se realizó con el objetivo de identificar el tipo de alteración hidrotermal (objetivo específico (1) y (2)). Se escogieron muestras que tuviesen mineralogía secundaria, como rocas con vetillas y/o amígdalas y se seleccionaron además muestras de rocas cuyas alteraciones no fuesen evidentes, para tener un contraste en los resultados.

Dentro de la zona de estudio principal, se tomaron 21 muestras. Además de esto se tomaron 3 muestras adicionales en el SFPSR al este de la cuenca de Santiago y 10 al noreste de la misma cuenca.

En la tabla 2.1 se resumen todos los análisis hechos en este trabajo y luego en las sec-



ciones siguientes, se detallará la teoría y metodología en detalle de los análisis realizados, en difracción de rayos X, y microscopio electrónico de barrido (SEM).

Tabla 2.1: Tabla de los análisis realizados en cada muestra.

Sector	Muestra	DRX				Microscopía	SEM/EDS
		Polvo roca	AO - T	AO - EG	AO - FA - S		
Trinchera Falla San Ramón	FSR-01	X					
	FSR-02	X					
	FSR-03	X					
Camino Pie Andino	CPA-01	X	X				
	CPA-02	X	X		X	X	
	CPA-03	X	X		X	X	
	CPA-04	X	X				
	CPA-05	X	X				
Baños de la Cal	BC-01						
	BC-02a	X	X		X	X	
	BC-02c	X	X		X	X	
	BC-03a	X	X				
Zona de estudio principal (SFPSR)	BC-03b						
	ZFP-01		X	X			X
	ZFP-02		X	X			X
	ZFP-03		X	X			X
	ZFP-04	X	X	X			X
	FPL-01	X	X				
	FPL-02	X	X		X	X	
	FPL-03	X	X		X	X	
	FPL-04	X	X		X	X	
	FPL-05	X	X		X	X	X
	FPL-06	X	X		X	X	X
	FPL-07	X	X		X	X	
	FPL-08	X	X				X
	FPL-09	X	X		X	X	X
	FPL-10	X	X		X	X	X
	FPL-11	X	X		X	X	X
	FPL-12	X	X		X	X	X
FPL-13	X	X		X	X	X	
FPL-14	X	X		X	X	X	
FPL-15	X	X		X	X		
FPL-16	X	X		X	X	X	
FPL-17	X	X		X	X	X	
Total		29	29	4	19	19	14
Total difractogramas		100					5

Polvo roca total: DRX al polvo de la roca total.

AO - T: Agregado orientado total, corresponde a DRX al polvo de roca total en agregado orientado secado al aire.

AO - EG: DRX al polvo de roca total en agregado orientado total con etilenglicol.

AO - FA - S: DRX a la fracción arcilla en agregado orientado secado al aire.

AO - FA - EG: DRX a la fracción arcilla en agregado orientado con etilenglicol.

## 2.5. Difracción de rayos X

En esta sección se han ocupado, y se recomiendan, las siguientes referencias: [Smith \(1998\)](#); [Moore & Reynolds \(1997\)](#); [Poppe et al. \(2013\)](#); [Cullity \(1956\)](#).

La difracción de rayos X, abreviada generalmente como DRX, se ha ocupado principalmente para obtener información acerca de las estructuras cristalinas.

Cuando un haz de rayos X incide en una red cristalina, generalmente ocurre dispersión. La mayor parte de los rayos dispersados interfiere consigo misma y es eliminada, lo que se le llama interferencia destructiva. La difracción ocurre cuando los rayos dispersados en cierta dirección están en fase con otros rayos dispersados de otros planos atómicos. Bajo esta condición las reflexiones se combinan para formar nuevas ondas realzadas, que se refuerzan mutuamente (interferencia constructiva). La relación en la cual ocurre la difracción se llama Ley de Bragg. Debido a que cada material cristalino tiene una estructura atómica característica, éste difractará rayos-x en un único patrón característico. La Ley de Bragg se define de la siguiente manera:

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

Donde

- $n$  es un número entero,
- $\lambda$  es la longitud de onda de los rayos X,
- $d$  es la distancia entre los planos de la red cristalina (ver figura 2.1) y,
- $\theta$  es el ángulo entre los rayos incidentes y los planos de dispersión.

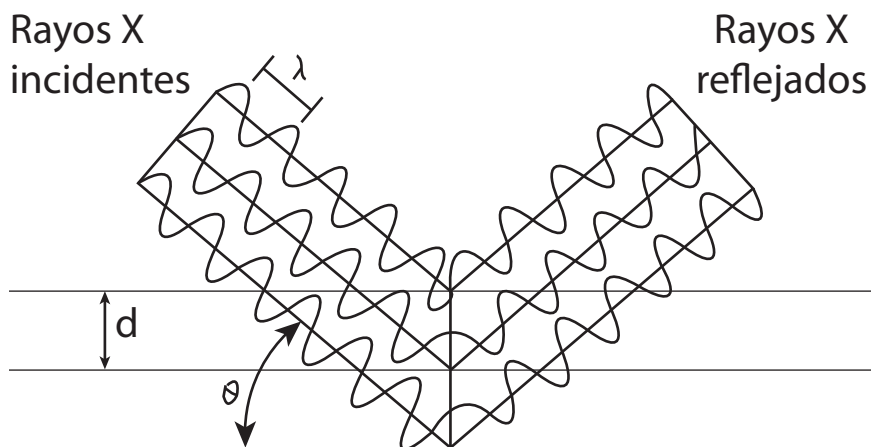


Figura 2.1: Esquema que muestra como los rayos incidentes son difractados cumpliendo la Ley de Bragg.

Un difractómetro de rayos X involucra una fuente de radiación monocromática, y un detector de rayos X situado en el borde de una circunferencia, con centro en la muestra de polvo.

### 2.5.1. Método de polvo policristalino

En este método, los cristales a examinar son reducidos a un polvo muy fino y puestos en un haz monocromático de rayos X. Cada partícula del polvo es un pequeño cristal aleatoriamente orientado con respecto al haz incidente. Solo por probabilidad, algunas partículas estarán orientadas correctamente para que, por ejemplo, sus planos (100) puedan reflejar el haz incidente. Otras partículas estarán correctamente orientadas para las reflexiones del plano (110), y así sucesivamente. La orientación correcta, correspondería a la orientación que cumpla el ángulo de Bragg para su reflexión. El resultado es que cada set de redes cristalinas sean capaces de reflejar. La masa de polvo es equivalente a un solo cristal rotado en todos sus ejes posibles (Cullity, 1956).

Para que lo anterior sea posible,  $\lambda$  tiene que mantenerse fijo, mientras que el ángulo  $2\theta$  varía. El análisis se realiza a través de un difractómetro de rayos X, el cual involucra una fuente de radiación monocromática, y un detector de rayos x situados en el borde de una circunferencia, con centro en la muestra de polvo. El haz de rayos X es dirigido hacia la muestra, y el detector va variando el ángulo con tal de captar las reflexiones en un rango de ángulos. El resultado final es un difractograma que tiene el número de conteos de reflexiones en el eje de la ordenada y el ángulo  $2\theta$  en el de la abscisa.

Este difractograma resultante se analiza y compara con patrones de difracción en bases de datos. En este trabajo se ocupó la base de datos The Powder Diffraction File 2 PDF-2.

### 2.5.2. Separación de la fracción arcilla

La definición de arcilla de acuerdo al tamaño, varía para geólogos (2  $\mu\text{m}$ ), químicos (1  $\mu\text{m}$ ) y para sedimentólogos (4  $\mu\text{m}$ ) (Valaskova & Simha, 2012). Es decir, cualquier partícula inferior a estos tamaños, se considera una arcilla. El Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), considera también un tamaño de arcilla menor a 4  $\mu\text{m}$ , sin embargo, señala que para análisis mineralógicos, se usa 2  $\mu\text{m}$  como límite superior. En este trabajo, para el reconocimiento de los minerales de este tamaño por DRX, se usó la fracción menor a 2  $\mu\text{m}$ . El procedimiento realizado para la separación de muestra se detalla a continuación:

1. **Disgregación preliminar:** Moler la muestra a la cual se le quiere separar la arcilla, a un tamaño menor a 2 mm. Para esto se tritura la muestra con un mortero de hierro, hasta que pase por un tamiz de 2 mm (N°10 en la norma ASTM). Esto se hace para minimizar la creación de arcilla durante el proceso.

2. **Disgregación por ultrasonido:** Se mezcla el molido de la roca con agua (aproximadamente 200 gr de roca, hasta llenar un frasco plástico de 1 litro), y se le aplica ultrasonido por 30 minutos (Vázquez, comunicación oral). El frasco tiene que ser de plástico puesto que el ultrasonido puede llegar a romper uno de vidrio. Este paso es para la desagregación de las arcillas y es catalogado como crucial para una buena preparación según Moore & Reynolds (1997). Una vez terminado este paso, se procede a separar la mezcla de la fracción evidentemente más gruesa. Es decir, se vierte el líquido del frasco en otro, descartando la fracción gruesa. El ultrasonido usado fue el Elma - S100 - Elmasonic, con una frecuencia de ultrasonido de 37 kHz.
3. **Tratamientos químicos:** En este paso se aplican los tratamientos químicos según corresponda, explicados en la sección 2.5.5.
4. **Dispersión por fosfato:** Si bien este paso involucra aplicar químicos a la solución, se ha considerado como un paso obligatorio (Moore & Reynolds, 1997). A la mezcla de agua y sedimento se le aplica un agente dispersante. Los más efectivos tienen el ión fosfato, y consisten presumiblemente en que el ión fosfato es adsorbido en los bordes de los minerales de arcilla dejando un borde positivo, inhibiendo la floculación. En este caso se usó hexametáfosfato de sodio, y para una solución de 200 ml, debiese agregársele 20-30 gr de dispersante (Moore & Reynolds, 1997).
5. **Separación de la fracción menor a 2  $\mu\text{m}$ :** Ya con la solución con dispersante, se introduce a una centrífuga para así simular una decantación acelerada basándose en la ley de Stokes (ver sección 2.5.3). Una vez terminado el tiempo de centrifugación, rápidamente y con mucho cuidado de no perturbar el sedimento ya decantado, se vierte la mitad de la probeta en otro frasco. El nuevo frasco contendría la fracción menor a 2  $\mu\text{m}$ . Repetir este paso 3-4 veces o hasta que el agua ya salga clara después del procedimiento, revolviendo los frascos entre cada centrifugada. Los parámetros usados son 1740 rpm por un tiempo de 90 segundos, a una temperatura del agua de 10°C. El modelo de la centrífuga usada fue una Hermle Z326, con rotor modelo 221.12V03, con soporte para 4 probetas de 100 ml cada una.
6. **Concentración de la arcilla y/o remoción del agua:** Para concentrar la arcilla en el líquido hay 2 alternativas. (1) Ultracentrifugar la mezcla para que la arcilla decante (ver sección 2.5.3.1), y (2) esperar a que decante la arcilla (esto puede tomar días, y tiene que ser hasta que el agua se vea cristalina) y luego remover manualmente el agua. Si se quiere remover el agua del concentrado, se puede esperar a que se seque a temperatura ambiente, o se puede meter a un horno a una temperatura no muy elevada (30-40°C) para acelerar el proceso de secado. Finalmente se almacena la arcilla separada para su

análisis.

### 2.5.2.1. Notas, discusiones y alternativas

La metodología anterior es una de muchas. Se pueden encontrar distintas metodologías, pero todas cumplen la estructura simple: (1) disgregación, (2) dispersión y (3) separación de arcilla. A continuación se expondrán las alternativas para los pasos anteriores.

1. Disgregación preliminar: Alternativamente al mortero de hierro, se puede usar una licuadora industrial, a la cual se le introduce una mezcla de agua y roca (Moore & Reynolds, 1997). También se puede moler la roca a través de trituradoras de mandíbula. Esto sin embargo, podría producir nuevas arcillas y es por esto que se prefirió la molienda manual a través del mortero de hierro.
2. Disgregación por ultrasonido: Moore & Reynolds (1997) indica que con 1 min en el ultrasonido a 300 W es suficiente. Mientras que el exceso de exposición podría provocar exfoliación en los minerales de arcilla. A su vez el USGS recomienda exponerlo solo 15-20 segundos.

### 2.5.3. Ley de Stokes

La ley de Stokes es una expresión numérica que describe a una partícula atraída por la gravedad, cuya caída es resistida por un fluido viscoso. El equilibrio entre estas dos fuerzas resulta en una velocidad terminal  $V_T$ , es decir, con aceleración nula, que es inversamente proporcional a la viscosidad del líquido  $\eta$  y proporcional a la fuerza de gravedad (en  $cm/seg^2$ ), y es también directamente proporcional a la diferencia de densidad, entre la partícula y el líquido,  $(d_p - d_l)$  y al diámetro de la partícula al cuadrado,  $D^2$ , en  $cm^2$ . La ecuación para la ley de Stokes es la siguiente:

$$V_T = g(d_p - d_l)D^2/(18\eta)$$

La velocidad  $V_T$  se puede dejar en función de la distancia y tiempo, es decir,  $V_T = h/t$ , resultando:

$$t = 18\eta h/(g(d_p - d_l)D^2)$$

Con esta ecuación se busca simular una decantación acelerada a través del centrifugado. La aceleración de gravedad  $g$ , será reemplazada por el valor de la aceleración centrípeta, por

lo que se busca tener un valor de aceleración centrípeta alto para así disminuir el tiempo, puesto que una decantación por gravedad, no se recomienda debido a que toma demasiado tiempo. Poppe *et al.* (1988), creó un programa para calcular parámetros de centrifugación para sedimentación, basado en una ecuación derivada de la ecuación de Stokes:

$$T = \frac{9\eta \ln(R_2/R_1)}{8\pi^2 N^2 r^2 (\rho - \rho_0)} + \frac{2(ta + td)}{3}$$

Donde

- $T$  = Tiempo total (segundos)
- $ta$  = Tiempo de aceleración de la centrífuga (segundos)
- $td$  = Tiempo de desaceleración de la centrífuga (segundos)
- $\eta$  = Viscosidad del fluido (poises)
- $R_1$  = Distancia inicial desde el eje de rotación (usar misma unidad de medición que para  $R_1$ )
- $R_2$  = Distancia final desde el eje de rotación (usar misma unidad de medición que para  $R_2$ )
- $r$  = Radio de la partícula (cm)
- $N$  = Velocidad angular (rps)
- $\rho$  = Densidad promedio de partículas ( $g/cm^3$ )
- $\rho_0$  = Densidad del medio ( $g/cm^3$ )

Esta ecuación considera el efecto de las distancias al eje de rotación  $R_1$  y  $R_2$  (ver figura 2.2), ya que la aceleración centrípeta será mayor a medida que aumente la distancia al eje de rotación. También considera los tiempos de aceleración y desaceleración de la centrífuga, por lo que se puede llegar a un valor bastante preciso del tiempo de centrifugado. En la centrífuga se pueden variar los parámetros de revoluciones por minuto y tiempo de centrifugado, mientras que los tiempos de aceleración y desaceleración dependerán de cada centrífuga y debiesen estar especificados en el manual del instrumento. Los parámetros ingresados y resultantes, para el caso de este trabajo, en la centrífuga Hermle Z326, con rotor modelo 221.12V03, con soporte para 4 probetas de 100 ml cada una, se detallan a continuación:

- $T = 90.6$  s
- $ta = 15$  s (valor según el manual de la centrífuga Hermle Z326)
- $td = 15$  s (valor según el manual de la centrífuga Hermle Z326)
- $\eta = 0.01308$  poises (viscosidad del agua a una temperatura de  $10^\circ\text{C}$ )
- $R_1 = 55$  mm (ver figura 2.2)

- $R_2 = 100 \text{ mm}$  (ver figura 2.2)
- $r = 0.0001 \text{ cm}$  (el radio usado es  $1\mu\text{m}$  para tener un diámetro de  $2\mu\text{m}$ )
- $N = 29 \text{ rps}$
- $\rho = 2.5 \text{ g/cm}^3$  (este valor varía de mineral en mineral, mientras que la clorita puede llegar a valores de  $3.3 \text{ g/cm}^3$ , la montmorillonita puede estar en valores de  $1.7 \text{ g/cm}^3$ , por lo que se optó en este trabajo por un valor representativo de las arcillas)
- $\rho_0 = 0.99977 \text{ g/cm}^3$  (densidad del agua a  $10^\circ\text{C}$ )

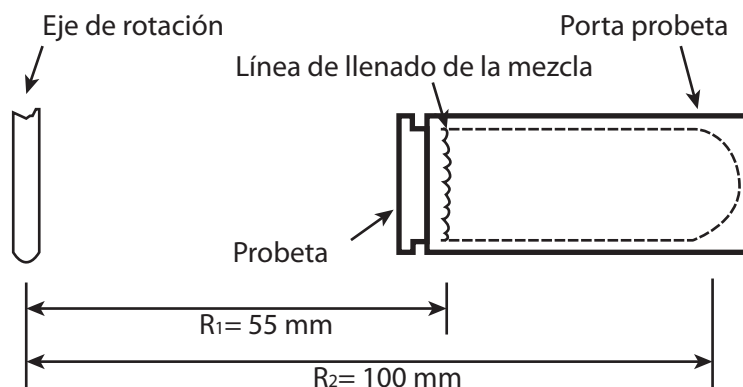


Figura 2.2: Diagrama que muestra cómo se definen las distancias  $R_1$  y  $R_2$ . La diferencia entre  $R_2$  y el fondo de la probeta se asume que es volumen de residuo después de la centrifugación.

### 2.5.3.1. Ultracentrifugación

La ultracentrifugación sirve para decantar rápidamente la fracción arcilla y no tener que esperar a que lo haga naturalmente. Tiene que usarse la máxima velocidad del centrifugado, para obtener un menor tiempo. En el caso del rotor usado (221.12V03) las máximas rpm posibles corresponden a 4500 y haciendo cálculo rápido, con un valor de rpm de 4200, con un radio de partícula de  $0.1\mu\text{m}$  (un décimo del límite superior para las arcillas), en 20 minutos se logra la decantación. Con la ecuación usada, no se puede estimar el tiempo con un radio de partícula 0 (para que calcule el tiempo de decantación de todo el sedimento en el agua), debido a que el tiempo tiende a infinito, por lo que se optó por usar la aproximación anterior.

### 2.5.4. Agregados orientados

Lo que se busca con esto es orientar los filosilicatos, provocando que al introducirse al DRX, se favorezcan las reflexiones (001) de los minerales de arcilla, de tal forma que el eje  $c$  esté perpendicular a la lámina de vidrio. Para hacer esto se usó el método de la lámina de vidrio.

#### 2.5.4.1. Método de la lámina de vidrio

Con los minerales de arcilla suspendidos en agua, se procede a preparar un agregado orientado (AO). Para esto se toma un poco de arcilla dispersada (revuelta) en agua y se vierte en una lámina de vidrio, de tal forma que la mezcla quede sobre el vidrio sujeta por la tensión superficial del agua. Para verter con cuidado, se puede usar un gotario con la mezcla y así no romper la tensión superficial provocando un derrame. Esto se hace sobre una rejilla y se espera a que seque. Este método según [Moore & Reynolds \(1997\)](#), es el más usado, y su única ventaja es la facilidad para aplicarlo, la orientación que se consigue es buena, sin embargo, se segregan las partículas quedando las más finas en la parte superior, y las más gruesas en la parte inferior. A menudo la película de arcilla es demasiado fina para una difracción precisa en ángulos medios a altos. Este método es suficiente sólo para un análisis cualitativo.

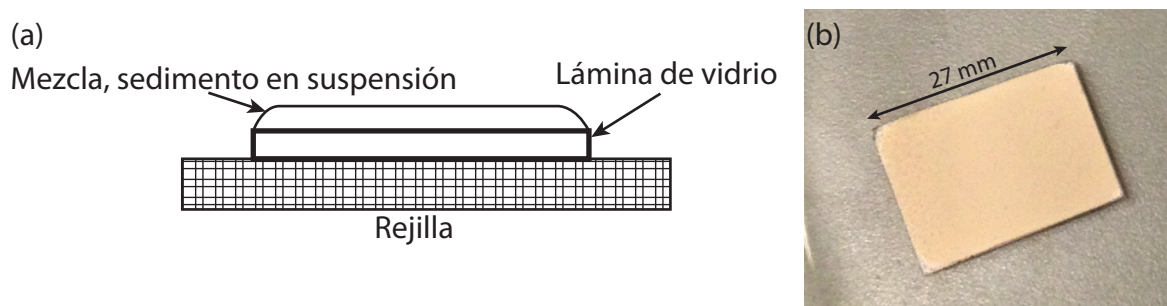


Figura 2.3: (a) Esquema de un AO visto de perfil, y (b) fotografía de un AO ya seco y listo para los análisis.

En la figura 2.3 (a), se observa un esquema de un AO, sostenido por la tensión superficial del agua, mientras que en 2.3 (b), se puede observar el resultado final. Para otros métodos de agregados orientados, de mayor precisión, ver [Moore & Reynolds \(1997\)](#).

#### 2.5.5. Tratamientos con compuestos químicos

Existen distintos tratamientos con químicos para facilitar la extracción de la arcilla y/o para deshacerse de minerales no deseados en la fracción arcilla. La razón de su aplicación y su metodología se explican a continuación.



### **2.5.5.1. Remoción de carbonatos y sulfatos**

Este tratamiento se aplica después de la disgregación preliminar. Para la remoción de estos minerales se usa un tratamiento con ácidos, que puede servir para dos cosas: (1) separación de minerales de arcilla de rocas carbonatas, y/o eliminación de carbonatos para evitar floculación y (2) separar minerales de rocas sulfatadas. Para (1) se puede usar ácido clorhídrico (HCl) en 0.2N y luego ir incrementando la concentración hasta 1N, con agitación constante para la destrucción de la calcita. Según [Ostrum \(1961\)](#) los minerales de arcilla pueden ser extraídos desde una roca carbonatada sin afectarlos con ácido acético  $\leq 0.3$  molar. Es importante remover la calcita puesto que la disolución de ella causa floculación en las arcillas. Para (2) se puede usar ácido etilendiaminotetraacético (EDTA). Esto provoca la disolución acelerada de los sulfatos. Para más información de este método leer [Moore & Reynolds \(1997\)](#).

### **2.5.5.2. Remoción de óxidos de hierro**

Este tratamiento se aplica después de la disgregación preliminar. Se pueden remover con citrato-bicarbonato-ditionito (CBD) ([Jackson, 1969](#)) y según su autor se puede usar también para remover calcita y fosfatos. Este método puede cambiar la respuesta a DRX de minerales interestratificados, y no se recomienda a menos que sea absolutamente necesario remover grandes cantidades de óxidos de hierro ([Moore & Reynolds, 1997](#)). La remoción de los óxidos de hierro es debido a que producen un ruido de fondo en los patrones de DRX, que puede esconder peaks de minerales en tubos de rayos X de Cu. Además cementan partículas, lo que inhibe la dispersión.

### **2.5.5.3. Remoción de material orgánico**

Este tratamiento se aplica después de la disgregación preliminar. Para remover materia orgánica se recomienda tratar la muestra con 10 a 20 ml de NaOCl, que ha sido ajustado a pH 9.5 con HCl antes del tratamiento. Se debe calentar la mezcla en agua hirviendo por 15 min y centrifugar a 800 rpm por 5 min y decantar y descartar el líquido. Repetir el procedimiento hasta que el material orgánico removido sea suficiente, como evidencia debería cambiar el color a blanco, gris o rojo. La materia orgánica puede producir peaks de DRX anchos, incrementar el ruido de fondo, e inhibir la dispersión de otros minerales si está presente de forma significativa ([Moore & Reynolds, 1997](#)).

#### 2.5.5.4. Etilenglicol

La adsorción diagnóstica de etilenglicol por esmectitas fue descubierta por Bradley (1945). Consiste en la adsorción del etilenglicol por minerales expandibles, entre estos minerales se encuentran las esmectitas (e.g. montmorillonita, nontronita, y beidellita), algunos interestratificados de arcilla, y vermiculita. Este tratamiento es fundamental en la identificación de los minerales de arcilla. Su aplicación se realiza a los agregados orientados, de la siguiente manera:

1. Se colocan los AO en un recipiente que se pueda cerrar.
2. Dentro del recipiente además se coloca un frasco con etilenglicol (de 100 a 200ml).
3. Se cierra el recipiente y se mete a un horno o estufa a 60°C, por 8 horas mínimo. Tiempos mayores no debiesen ser perjudiciales para la muestra.
4. No remover los AO del recipiente hasta que se introduzcan al difractómetro de rayos X.

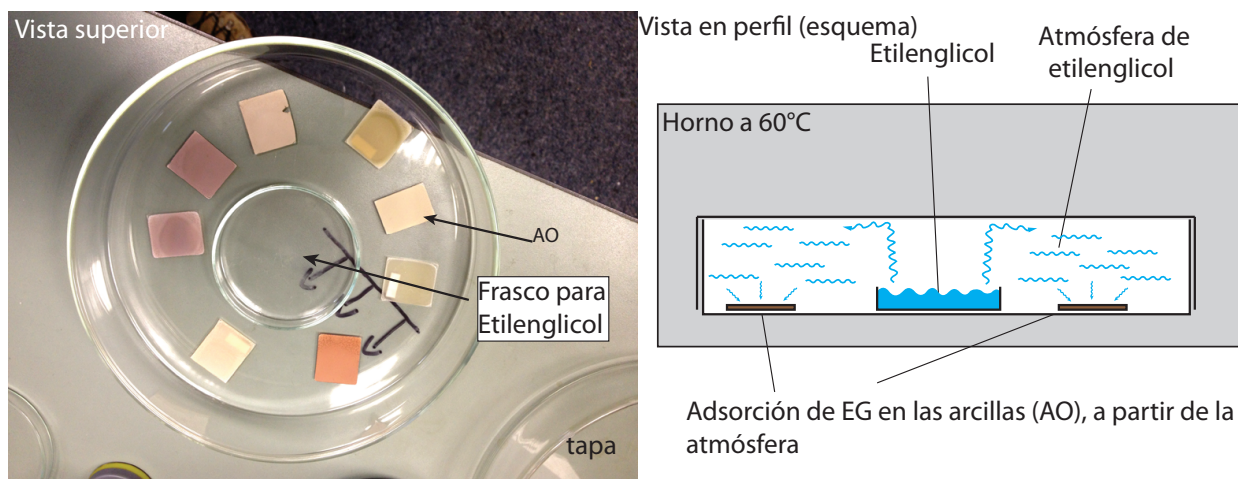


Figura 2.4: Utensilios para método de Etilenglicol utilizados en este trabajo y esquema del recipiente en perfil. AO: Agregado Orientado.

El objetivo de este método, es crear una atmósfera de etilenglicol para que sea adsorbido por los minerales expandibles, y así facilitar su identificación mediante estándares con etilenglicol. Cuando se presente un difractograma de un agregado orientado con etilenglicol adsorbido se le llamará solvado en etilenglicol. En la figura 2.4 se observan 8 agregados orientados dentro de un recipiente grande, y un frasco pequeño con etilenglicol, los cuales fueron usados en este trabajo.

## 2.5.6. Tratamientos de temperatura

Los tratamientos con temperatura son usados para ayudar a identificar minerales de arcilla, revelando sus cambios de su estructura cristalina o pérdida de ésta. Dependiendo de la temperatura y de la especie mineral, esos tratamientos pueden colapsar la estructura por deshidratación, o en caso de otros minerales la destrucción de la estructura cristalina. Es importante tener en cuenta que algunos cambios pueden ser temporales, y que la rehidratación completa o parcial puede ocurrir durante el enfriamiento. Se introducen los AO en muflas/hornos a 400°C por al menos media hora, y luego lo antes posible analizar en DRX. El mismo procedimiento se realiza a 550°C.

En la tabla 2.2 se puede observar una lista de minerales de arcilla y su reacción a los tratamientos de temperatura reflejados en DRX. Algunos de los minerales donde el tratamiento ayuda a la diferenciación es por ejemplo la clorita y caolinita, que comparten el peak 7 Å. Para el caso del último mineral este se destruye sobre los 550°C, mientras que la clorita prevalece.

Tabla 2.2: Minerales y cambios a los tratamientos de EG y temperatura reflejados en DRX. Tabla basada en información del USGS (Poppe *et al.*, 2013).

Mineral	Peak [Å]	Peak-EG [Å]	400 [°C]	550 [°C]
Clorita	14 y 7	14 y 7 Å	Sin cambio	Incremento en intensidad
Montmorillonita	~14	17 Å	Colapsa a 10 Å	Sin cambio
Corrensita	~29	31-32 Å	Desaparece o cambia a 24 Å	Incremento en intensidad en el peak 24 Å
Vermiculita	~14	14 Å	Colapsa a ~10 Å	Sin cambio, o colapsa ligeramente
Vermiculita dioctaédrica	~14	14 Å	Colapsa a ~12 Å	Colapso adicional a los ~11 Å
Nontronita / Montmorillonita trioctaédrica / Vermiculita	~14	17 Å	Colapsa a ~10 Å, con un peak débil a los 5 Å	Sin cambio, o colapso adicional ligero
Illita-vermiculita	10-14	Sin cambio		
Illita-montmorillonita	10-14	Se expande	Colapsa a ~10 Å	Colapsa a ~10 Å
Illita-clorita	10-14	Sin cambio	Sin cambio	Sin cambio
Illita / Mica / Moscovita / Celadonita / Glauconita	10	Sin cambio	Sin cambio	Sin cambio
Halloisita	7	Se expande / sin cambio	Colapsa a 7	Se destruye
Crisotilo / Antigorita	7	Sin cambio	Sin cambio	Sin cambio
Kaolinita / Dickite / Nacrita	7	Sin cambio	Sin cambio	Se destruye

## 2.6. Microscopio electrónico de barrido (SEM)

Antes de la observación por SEM, se les realizó una sección delgada y pulida a 5 muestras, las que fueron metalizadas con una lámina de carbono.

Estas muestras fueron examinadas al *Scanning Electron Microscope* (SEM) usando el SEM-EDX-CL Quanta 250, equipado con un detector de *Energy-Dispersive X-Ray Spectrometry* (EDS), y vistas en el modo *Backscattered Electron Detector* (BSED). En estos análisis se obtuvieron relaciones texturales y composición química semi-cuantitativa, la que fue usada en diversos cálculos de fórmulas estructurales de minerales.

Se analizó una muestra en el SEM para análisis morfológicos con el detector Everhart-Thornley (ETD), esta fue adherida a una lámina de carbono, y posteriormente metalizada con una lámina de este mismo material.

Todos estos análisis fueron realizados en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, en el laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis, con ayuda de Constanza Nicolau, ayudante del laboratorio.

## 2.7. Otros

### 2.7.1. Identificación de interestratificados de I/S y C/S y el orden Reichweite

Se pueden obtener valores porcentaje de capas de clorita o illita, en interestratificados de I/S y C/S, a través de DRX. Se usan los difractogramas de AO secado al aire, correspondiente a la fracción arcilla (AO-FA-S) y el mismo pero en etilenglicol (AO-FA-EG). Se superponen, y se comienzan a identificar los peaks que se desplazaron en el AO-FA-EG, con respecto al seco, lo cual representaría la hinchazón de las capas de esmectitas.

El desplazamiento que sufren los *peaks* de los interestratificados de C/S y I/S en los difractogramas solvatados en etilenglicol, con respecto al secado al aire se debe a la hinchazón que sufren las esmectitas producto de la absorción de etilenglicol. Por ejemplo, la clorita tiene sus *peaks* característicos a los 14.2, 7.1, y 3.55 Å, mientras que la esmectita a los 16.9, 8.46, 5.64 y 3.38 Å. Luego, un interestratificado de C/S tendrá *peaks* característicos en rangos, siendo estos (14.2-16.9), (7.1-8.46) y (3.38-3.55). Mientras más cercanos a la clorita estén los valores de estos *peaks*, representarán un interestratificado con mayor cantidad de capas

de clorita, mientras que si están más cercanos a los de la esmectita, entonces tendrá mayor cantidad de capas de esmectita. El caso de la I/S es análogo, y la variación en contenido de capas de esmectitas se ve reflejada en los *peaks* de ambos interestratificados en las tablas 2.4 y 2.3, de Moore & Reynolds (1997).

Tabla 2.3: Posiciones ( $\text{CuK}\alpha$ ) de reflexiones útiles para la estimación de porcentaje de illita en illita/EG-esmectita (Moore & Reynolds, 1997).

% Illita	Reichweite	001/002		002/003		$^{\circ}\Delta 2\theta$
		d(Å)	$^{\circ}2\theta$	d(Å)	$^{\circ}2\theta$	
10	0	8.58	10.31	5.61	15.8	5.49
20	0	8.67	10.2	5.58	15.88	5.68
30	0	8.77	10.09	5.53	16.03	5.94
40	0	8.89	9.95	5.5	16.11	6.16
50	0	9.05	9.77	5.44	16.29	6.52
60	1	9.22	9.59	5.34	16.6	7.01
70	1	9.40	9.41	5.28	16.79	7.38
80	1	9.64	9.17	5.2	17.05	7.88
90	3	9.82	9.01	5.1	17.39	8.38

Tabla 2.4: Posiciones ( $\text{CuK}\alpha$ ) de reflexiones útiles para la estimación de porcentaje de clorita en R0 clorita/EG-esmectita (Moore & Reynolds, 1997).

% Clorita	002/002		004/005		$^{\circ}\Delta 2\theta$
	d(Å)	$^{\circ}2\theta$	d(Å)	$^{\circ}2\theta$	
10	8.39	10.54	3.39	26.29	15.75
20	8.29	10.68	3.40	26.21	15.54
30	8.15	10.86	3.42	26.05	15.19
40	7.98	11.09	3.43	25.98	14.89
50	7.80	11.34	3.45	25.82	14.48
60	7.59	11.66	3.47	25.67	14.01
80	7.40	11.96	3.50	25.45	13.49
90	7.18	12.33	3.53	25.23	12.9

### 2.7.1.1. Orden de Reichweite (Jadgozinski, 1949)

Es la terminología para definir la probabilidad de que una capa A se encuentre al lado de una capa B, en un interestratificado de A y B. Una manera más simple de pensarlo es, cuánta influencia tiene A en qué capa será la siguiente, o en la siguiente después de esa. Está implícito que solo es aplicable a pilas de capas de filosilicatos ordenadas.

En la figura 2.5, se pueden apreciar cuatro casos de órdenes de Reichweite, donde el orden de Reichweite se expresa con la nomenclatura  $R_n$ , que significa  $R=n$ , siendo n el orden. En

el caso [a] se observa un interestratificado de capas A y B, de manera ordenada, y para este caso en especial, se considera como un nuevo mineral con una celda AB, cuya dimensión del eje c, es la suma de los ejes c de A y B.

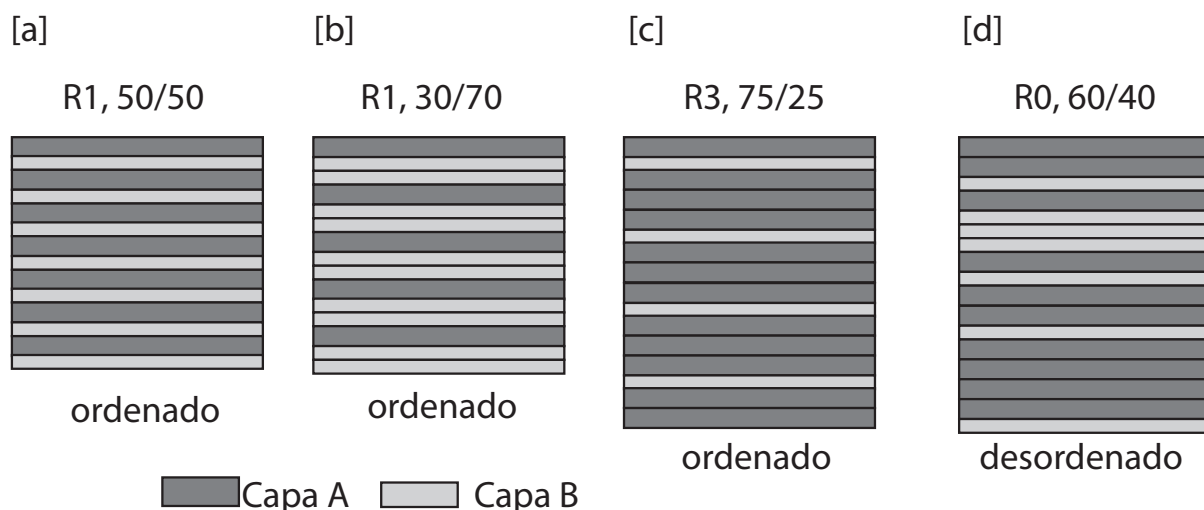


Figura 2.5: Ejemplos para distintos órdenes de Reichweite.

Un caso de esto sería la rectorita y corrensita, que son interestratificados ordenados de 50/50 illita/esmectita y 50/50 clorita/esmectita, respectivamente. Sus dimensiones del eje c serían entonces para la rectorita de  $27\text{\AA}$ , pues el de la illita es de  $10\text{\AA}$  y el de la esmectita  $17\text{\AA}$  (solvatado en etilenglicol). Para la corrensita el eje c sería de  $31\text{\AA}$ , pues el de la clorita es de  $14\text{\AA}$ .

Para el caso [b], se encuentra un apilamiento ordenado de 30/70, al igual que en el caso [a], esto correspondería a R1. Esto significa que la probabilidad de que la próxima lámina después de la capa A, sea B, es de 100%. En el caso [c] se observa un orden R3 (se han observado minerales con la secuencia ISII), y se interpreta como que la primera capa A, tiene influencia que se extiende o alcanza 3 posiciones hasta la última A. Otra forma de pensar ese patrón es que la capa B está rodeada por 3 capas A en cada lado. Finalmente en el caso [d] se observa un orden R0, para un apilamiento de 60/40 de A y B.

### 2.7.2. Geotermometría de cloritas y $X_c$

En este trabajo se ocupan los geotermómetros de Cathelineau & Nieva (1985); Kranidiotis & Maclean (1987); Cathelineau (1988); Xie *et al.* (1997), los que se basan en los contenidos de aluminio en la posición tetraédrica en las cloritas.

- (a) Cathelineau & Nieva (1985):  $T[^\circ C] = 213.3Al^{IV} + 17.5$
- (b) Kranidiotis & Maclean (1987):  $T[^\circ C] = 106[(2Al^{IV} + 0.7X_{Fe})] + 18$
- (c) Cathelineau (1988):  $T[^\circ C] = 321.98Al^{IV} - 61.92$
- (d) Xie *et al.* (1997).a, para  $X_{Fe} > 0.31$ :  $T[^\circ C] = 321.98[Al^{IV} - 1.33(X_{Fe} - 0.31)] - 61.92$
- (e) Xie *et al.* (1997).b, Para  $X_{Fe} < 0.31$ :  $T[^\circ C] = 321.98[Al^{IV} - 1.33(0.31 - X_{Fe})] - 61.92$

El aluminio tetraédrico ( $Al^{IV}$ ), se obtiene a partir del cálculo de la fórmula estructural en base a 14 oxígenos, a partir de los análisis SEM-EDX, los cuales se muestran en la tabla 5.2, al igual que los resultados de los geotermómetros.

Además de esto se cálculo el valor  $X_c$  a través del método de Wise, expuesto en [Betison & Schiffman \(1988\)](#). Este valor indica el contenido clorita en interestratificados de clorita/esmectita para ambos extremos trioctaédricos.

Asumiendo que la fase analizada se encuentra entre saponita pura y clorita pura, la composición se expresa por  $(K, Na, Ca_{0.5})_{z-y}^{VI}[(Mg, Fe, Mn)_{6-y}Al_y]^{-IV} [Si_{8-z}Al_z]O_{20}(OH)_4 \cdot X_c[(Mg, Fe)_6(OH)_{12}]$ . Los valores para  $X_c$ ,  $y$ , y  $z$  son obtenidos, primero calculando un factor proporcionante  $f$ . El factor puede ser determinado para dos casos: (1) si  $z > y$ ,  $f = 16/[Al + 2Si + 2Ca + K]$  y (2) si  $z < y$ ,  $f = 16/[Al + 2Si - 2Ca - K]$ . Para análisis representando clorita pura,  $X_c$  será cercano a 1, y para saponita pura,  $X_c$  será cercano a 0. Interestratificados con proporción 1:1 de clorita y saponita deberán tener un  $X_c$  cercano a 0.5.

### 2.7.3. Abreviaciones minerales

En la tabla 2.5 se muestran las abreviaciones minerales usadas en este trabajo, basado principalmente en las abreviaciones por [Whitney & Evans \(2010\)](#).

Tabla 2.5: Abreviaciones minerales usadas en este trabajo.

<b>Mineral</b>	<b>Abreviación</b>
Anortita	An
Apatito	Ap
Calcita	Cal
Clorita	Chl
Clorita-Esmectita	C/S
Cuarzo	Qz
Epidota	Ep
Epistilbita	Estb
Escolecita	Sc
Laumontita	Lmt
Mica blanca	Wm
Piroxeno	Px
Plagioclasa	Plg
Titanita	Ttn
Wairakita	Wrk
Yugawaralita	Yug
<b>Otros</b>	<b>Abreviación</b>
Arcilla	Arc
Lítico	Lit



# Capítulo 3

## Marco Geológico

### 3.1. Marco geológico y tectónico regional

Chile central se encuentra en una región de transición de la segmentación cortical andina, entre una zona de subducción de bajo ángulo con ausencia de volcanismo actual entre los 28° y 33°S, donde la placa de Nazca subducta en una plataforma subhorizontal a profundidades entre 100 y 200 km bajo la placa Sudamericana (Cahill & Isacks, 1992; Pardo *et al.*, 2002), y una zona de subducción de mayor ángulo con presencia de un arco volcánico activo entre los 33° y 36°S, cuyo ángulo de subducción es de 27 a 30° (Cahill & Isacks, 1992; Pardo *et al.*, 2002). Entre estos segmentos hay un retorcimiento en la placa de Nazca, la cual coincide con la proyección del Ridge de Juan Fernández, en el océano Pacífico hacia el continente, cómo se representa en la figura 1.1.

Las formaciones geológicas de Chile central afloran en forma de bandas alargadas con orientación norte-sur. En la Cordillera de la Costa, las rocas presentan edades que abarcan desde el Jurásico Inferior al Cretácico Inferior (Aguirre, 1985; Charrier & Muñoz, 1994; Vergara *et al.*, 1995; SERNAGEOMIN, 2003), y han sido estudiadas por numerosos autores (e.g. Thomas, 1958; Levi, 1968; Nasi & Thiele, 1982; Rivano *et al.*, 1993; Gana *et al.*, 1996). De mayor a menor edad, afloran las formaciones Quebrada del Pobre, Ajjal, Cerro Caleta, Horqueta y Lo Prado, las cuales corresponden a secuencias de rocas volcánicas continentales ácidas a intermedias, con intercalaciones sedimentarias continentales, y forman la parte inferior de las secuencias presentes en la Cordillera de la Costa. Sobre las formaciones anteriores existe un predominio de lavas básicas a intermedias de la Formación Veta Negra (Aguirre *et al.*, 1999), y sobre esto, en la parte superior de las secuencias, afloran rocas sedimentarias y epiclásticas, con intercalaciones marinas, alternadas con rocas volcánicas continentales ácidas

a básicas, correspondientes a la Formación Las Chilcas, la cual subyace a la Formación Lo Valle del Cretácico Superior. Estas secuencias anteriores se encuentran depositadas sobre un basamento plutónico y metamórfico del Paleozoico, e intruídas por granitoides primero del Jurásico Medio a Superior y luego del Cretácico Inferior a Superior. La Depresión Central en los 33°S corresponde a la cuenca de Santiago con un relleno sedimentario de 400-800m (Avendaño & Araneda, 1994). El relleno está compuesto por sedimentos fluviales, abanicos aluviales cuaternarios, y depósitos ignimbríticos del Pleistoceno Medio (Stern *et al.*, 1984), conocidos como la Ignimbrita Pudahuel (Wall *et al.*, 1996). Dentro de esta cuenca, existen cerros islas, los cuales siguen hacia el norte, hasta que la cuenca de Santiago desaparece para dar lugar a cordones montañosos que corresponden a la Formación Las Chilcas y la Formación Lo Valle (Thomas, 1958), las cuales están en aparente concordancia.

En la parte oriental de la Cordillera Principal afloran secuencias de rocas sedimentarias marinas y continentales, y depósitos volcánicos y volcanoclásticos continentales, de edades comprendidas entre el Jurásico Medio hasta el Cretácico Inferior (e.g. Thiele, 1980, entre otros).

En el borde oriental de la Depresión Central, y en la Cordillera Principal afloran depósitos principalmente volcánicos y volcanoclásticos continentales de edad Eocena Superior a Miocena Media. Entre los 32° y 36°S se incluyen en la Formación Abanico (Aguirre, 1960), y en la Formación Farellones (Klohn, 1960), estas últimas representarían el arco volcánico del Mioceno (Vergara *et al.*, 1988). Desde el Cretácico Superior hasta el presente se ha producido una migración episódica del arco magmático hacia el este (Munizaga & Vicente, 1982; Parada, 1988; Rivano *et al.*, 1996), lo cual ha producido una serie de dominios volcánicos representados por unidades volcánicas, volcano-sedimentarias y cuerpos intrusivos contemporáneos (Mpodozis & Ramos, 1989; Charrier *et al.*, 1996; Rivano *et al.*, 1996) formando franjas alargadas con dirección N-S (Rivano *et al.*, 1993).

## 3.2. Rocas estratificadas

Las rocas estratificadas que afloran en el área de estudio pertenecen a la Formación Abanico, por lo cual esta será descrita más detalladamente que el resto de las formaciones presentes en zonas aledañas. Sin embargo, el SFPSR no solo se relaciona con la Formación Abanico, sino que también con otras formaciones a lo largo de su extensión, por lo que es importante comprender el marco en el que se encuentra este sistema de falla.

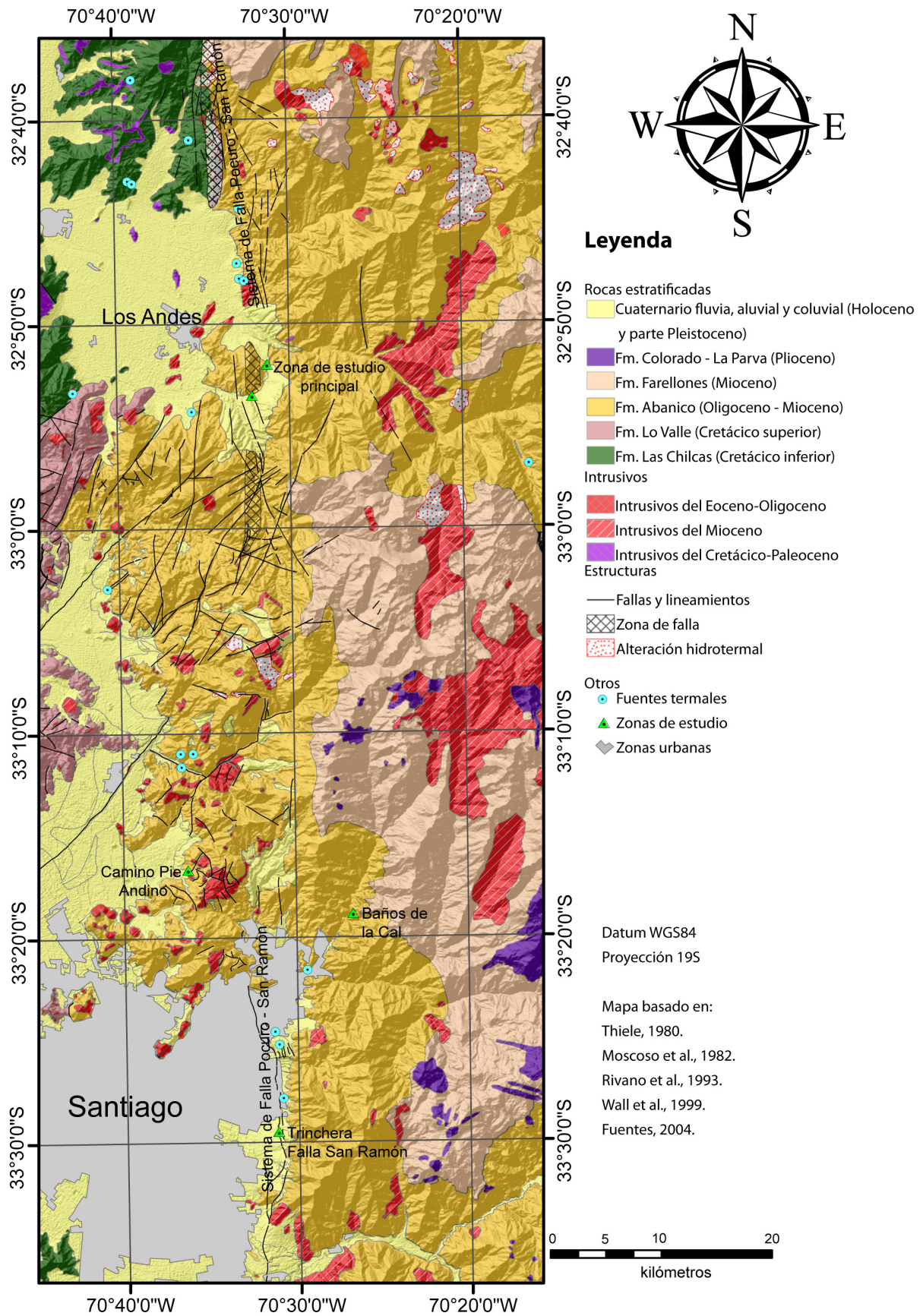


Figura 3.1: Mapa geológico entre los 32°30'S y los 33°45'S a lo largo del SFPSR.

### 3.2.1. Formación Las Chilcas (Thomas, 1958)

Esta formación aflora en forma de una franja con dirección N-S, al lado occidental del SFPSR. Está compuesta por brechas y conglomerados, lavas andesíticas y basálticas e intercalaciones de limolitas con impresiones de hojas y areniscas calcáreas, presenta además, niveles de calizas marinas. Tiene también marcadas variaciones de facies laterales y verticales (Gana & Wall, 1997), un espesor aproximado de la formación está entre los 3000m (Wall *et al.*, 1999) y 3500m (Rivano *et al.*, 1996) y más al oeste se apoya en aparente concordancia sobre la Formación Veta Negra (Cretácico Inferior; Thomas, 1958; Wall *et al.*, 1999). Subyace en discordancia de erosión a la Formación Lo Valle (Thomas, 1958; Gana & Wall, 1997, entre otros), sin embargo, este contacto también ha sido descrito como concordante (Padilla, 1981; Moscoso *et al.*, 1982).

La edad de esta formación es aptiana-albiana, sugerida por tipos de algas verdes y rojas (Godoy, 1981), foraminíferos y tintínidos (Martinez-Pardo *et al.*, 1994) presentes en las calizas marinas de Polpaico. Esta edad se corrobora por dataciones U-Pb en circones de lava y flujos piroclásticos cercanos a la base de la formación ( $109,6\pm 0.1$  Ma y  $106,5\pm 0.2$  Ma; Wall *et al.*, 1999) y a edades K/Ar de lavas que varían entre  $101\pm 3$  y  $95\pm 3$  Ma (Gallego, 1994; Wall *et al.*, 1999).

Se habría depositado en un ambiente subaéreo continental, con recurrencias episódicas de influjos marinos en un ambiente costero somero y presencia de una cadena volcánica, la cual simultáneamente degradaba, formando los potentes niveles de brechas, conglomerados y areniscas volcánicas que constituyen gran parte de esta unidad.

### 3.2.2. Formación Lo Valle (Thomas, 1958)

Constituida por una secuencia de rocas piroclásticas con intercalaciones de lavas y sedimentitas continentales, con un espesor mínimo de 700 y uno máximo de 1800 m (Thomas, 1958; Gana & Wall, 1997)). Las rocas piroclásticas que corresponden a tobas y tobas soldadas dacíticas de color rosado, tienen espesores variables de 5 a 50m, en algunos lugares con disyunción columnar (Moscoso *et al.*, 1982). Sobreyace en discordancia erosiva, y/o en concordancia, a la Formación las Chilcas (Gana & Wall, 1997). En el sector de cuesta Chacabuco la Formación Lo Valle está en contacto por falla con la Unidad Chacabuco (Fuentes *et al.*, 2002) que es correlacionable con la Formación Abanico. Por otra parte, según Wall *et al.* (1999) la Formación Lo Valle subyace discordantemente a la Formación Abanico. Este contacto por falla ha sido denominado "Zona Falla Chacabuco" (Padilla, 1981) y el contacto

entre ambas formaciones está intruido por numerosos pórfidos de anfíbola y piroxeno.

Se le asigna una edad del Cretácico Superior, basado en edades radiométricas K/Ar que van desde los 77 a 70 Ma (Vergara & Drake, 1978; Padilla & Vergara, 1985; Beck *et al.*, 1986) y edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasas de tobas dacíticas cercanas a 71 Ma (Gana & Wall, 1997). Se habría depositado en un ambiente subaéreo continental producto de un volcanismo ácido tipo ignimbrítico junto a algunos ambientes lacustres localizados. Se sugirió que el depósito habría ocurrido en una cuenca intermontana (Vergara & Drake, 1979).

### 3.2.3. Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Está constituida principalmente por depósitos volcanoclásticos y lavas de composición básica a ácida, con intercalaciones sedimentarias aluviales, fluviales y lacustres. Las rocas piroclásticas corresponden a tobas, brechas volcánicas, e ignimbritas y las intercalaciones sedimentarias corresponden a brechas, conglomerados, areniscas, lutitas, limolitas y escasas areniscas calcáreas. Hasta el momento no existe una sección estratigráfica completa ni representativa de la Formación Abanico (Charrier *et al.*, 2002) debido a la extrema lenticularidad de las capas, como también a rápidos cambios N-S y E-W de facies sedimentarias. El espesor de esta formación varía entre los 2000 m (Charrier, 1973; Zurita, 1999) y los 3000 m (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Thiele, 1980).

Nyström *et al.* (2003) dividieron la formación en dos miembros. El primero corresponde al miembro inferior con un espesor de más de 1900 m y compuesto principalmente por lavas básicas, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias lacustres. El segundo miembro sería el superior, concordante con el primero, con un espesor de 1200 m y caracterizado por lavas básicas. Esta subdivisión fue hecha en el área del Cerro Abanico, al este de Santiago. Wall *et al.* (1999), describieron 2 niveles estratigráficos para la formación: uno inferior constituido por lavas de composición andesítica a basáltica, con intercalaciones de tobas brechosas, tobas soldadas y rocas sedimentarias continentales, de hasta 1800m de espesor, y otro superior constituido por brechas piroclásticas, brechas epiclásticas finas, conglomerados y areniscas volcanoclásticas subordinadas, de hasta 350 m de espesor.

Entre los 32° y 33°S, la formación presenta afloramientos de aspecto desmembrado debido a la frecuente ocurrencia de la suprayacente Formación Farellones, que oculta importantes sectores de la Formación Abanico. La Formación Abanico, tiene como límite occidental entre estas latitudes antes especificadas a las formaciones Lo Valle y Las Chilcas.

Entre los 33° y 34°45'S, la Formación Abanico consiste de dos franjas paralelas de orien-

tación aproximada N-S, separadas entre sí por afloramientos de la Formación Farellones. La franja occidental limita con los depósitos cuaternarios de la depresión central, y la oriental, limita al este con rocas del Mesozoico.

El contacto basal de la Formación Abanico, en la parte oriental, ha sido descrita como una discordancia angular (e.g. Aguirre, 1960; Padilla, 1981; Charrier *et al.*, 2002), también como un contacto concordante (e.g. Thiele, 1980; Padilla, 1981; Moscoso *et al.*, 1982) con la Formación Colimapu, y por último también ha sido descrito como un contacto por fallas, entre ellas la Falla El Fierro, definida en el sector de Termas del Flaco (34°45'S), y la Falla Chacayes-Yesillo en el valle del río Volcán (33°50'S). En la parte occidental, el contacto con unidades mesozoicas subyacentes es por discordancia erosiva, concordancia, y en algunas localidades por la Zona de Falla Pocuro.

La Formación Abanico tiene una edad Eoceno Superior - Mioceno Inferior, tomando en cuenta dataciones radiométricas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . La edad más antigua reportada en el margen occidental de la formación es de 34 Ma, entre los 33° y 33°15'S (Gana & Wall, 1997), y en el margen Oriental la más antigua sería de 36 Ma, a los 35°S (Charrier *et al.*, 1996). La edad más joven reportada es 16 Ma (Kay & Kurtz, 1995) a los 34°S en la franja oriental.

Esta formación representa un volcanismo subaéreo continental con intercalaciones sedimentarias a ambientes lacustres de menor energía (Charrier *et al.*, 2002) y se habría depositado en cuencas de intra-arco, en ambiente extensional con volcanismo activo y una geoquímica que no representaría un arco volcánico típico (Muñoz *et al.*, 2006; Jordan *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 2002, 2007).

### 3.2.4. Formación Farellones (Klohn, 1960)

Secuencia volcánica principalmente félsica. Fue subdividida en dos miembros según Vergara *et al.* (1988) y Rivano *et al.* (1990). El miembro inferior se compone de tobas e ignimbritas de composiciones riolíticas a dacíticas, con intercalaciones de rocas epiclásticas, sedimentos lacustres y depósitos laháricos, y el miembro superior, concordante al anterior, constituido por lavas de composiciones andesíticas a basálticas, con intercalaciones de tobas y aglomerados andesíticos, e intruido por domos riodacíticos y filones andesíticos, y que muestra restos de aparatos volcánicos muy erodados. La formación tiene características calcoalcalinas, con razones isotópicas que señalan aporte cortical (Vergara *et al.*, 1988; Nyström *et al.*, 1993; Kay & Mpodozis, 2002) y su espesor varía entre los 1000 m (Padilla, 1981) y los 2500 m (Aguirre, 1960; Thiele, 1980; Charrier *et al.*, 2002).

Se encuentra sobreyaciendo a la Formación Abanico en algunos sectores lo hace en concordancia, en otras discordantemente o pseudoconcordante y en algunas partes se observa un paso gradual entre las dos formaciones (Charrier *et al.*, 2002). Lo anterior es debido a que en ciertos lugares el depósito fue continuo, mientras que en otros lugares, debido a procesos de inversión tectónica de la cuenca que habría deformado los estratos, se produjo una interrupción en el depósito, creando discordancias entre estos. La edad de esta formación, varía entre los 20 y 6 Ma, según dataciones por método radiométrico K-Ar. En dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  han variado entre los 20 y 18 Ma. Con estos datos se asigna una edad Miocena (Nyström *et al.*, 2003). Esta formación se habría desarrollado en un ambiente continental subáreo (Moscoso *et al.*, 1982) y representaría el arco volcánico del Mioceno (Vergara *et al.*, 1988).

### **3.2.5. Depósito de terrazas continentales (Rivano *et al.*, 1993)**

Corresponden a depósitos semiconsolidados existentes en el borde oriental del valle de San Felipe-Los Andes. Están formadas por arenas medias y conglomerados finos a medios. Presentan grandes escarpes de hasta decenas de metros de altura, lo cual los distinguiría de los depósitos de la cuenca del valle del Aconcagua. Rivano señala que puede existir una relación entre estos depósitos y la Zona de Falla Pocuro. Tienen edad Cuaternaria.

### **3.2.6. Depósitos de caída gravitacional (Rivano *et al.*, 1993)**

Corresponden a deslizamientos en masa de grandes proporciones, los cuales se ubicarían principalmente en las cercanías de la Zona de Falla Pocuro, y en el borde de las Terrazas Continentales, ubicadas al este del Valle de San Felipe-Los Andes. Estos depósitos se habrían generado por colapso gravitacional debido a movimientos sísmicos. Se les asigna edad post-Farellones (Mioceno), por sus relaciones de contacto.

### **3.2.7. Depósitos aluviales y coluviales recientes (Rivano *et al.*, 1993)**

Corresponden a sedimentos aluviales, coluviales y depósitos de relleno de valles. Se relacionan a los cursos de ríos actuales y su mayor expresión es la hoya del río Aconcagua (Rivano *et al.*, 1996). Se componen de variados tipos de sedimentos, gravas y bloques mal estratificados, arenas, limos y arcillas poco consolidados.



### 3.3. Rocas intrusivas

#### 3.3.1. Intrusivos hipabisales

Descritos por Padilla (1981) y Wall *et al.* (1999), en particular este últimos los agrupo según sus edades, de la siguiente forma:

- (a) **Intrusivos del Paleoceno-Eoceno:** Corresponden a stocks basálticos de piroxeno y olivino y a domos dacíticos de biotita que intruyen a las formaciones Las Chilcas y Lo Valle.
- (b) **Intrusivos del Eoceno-Mioceno Inferior (34-19 Ma):** Corresponden a stocks, filonemanto, cuellos volcánicos y diques, los cuales tienen una gran variedad litológica, entre estos se encuentra: Gabros, y microgabros de piroxeno y olivino, dioritas y microdioritas de piroxeno, basaltos de olivino, andesitas basálticas de piroxeno y olivino, andesitas de piroxeno, entre otros. Dentro de este grupo, los que intruyen a la Formación Abanico corresponden a dioritas a dioritas cuarcíferas de piroxeno y anfíbola, y andesitas, andesitas basálticas y dacitas.
- (c) **Intrusivos andesíticos y dacíticos del Mioceno Inferior:** Corresponden a stocks y diques andesíticos de anfíbola, que cortan a la Formación Lo Valle y en varias localidades a la Formación Abanico.

#### 3.3.2. Plutones

Al este del Valle del Aconcagua, cuerpos intrusivos más importantes son el Plutón del Río Colorado, Plutón Quebrada Agua de los Caballos, y Plutón Riecillos. Los tres con edades entre 18 y 20 Ma (Rivano *et al.*, 1996; Drake *et al.*, 1976; Munizaga & Vicente, 1982).

Al este de la Cuenca de Santiago, se pueden reconocer el Plutón La Obra, en el río Maipo, el Batolito San Francisco en la parte superior del río San Francisco, el Plutón San Gabriel, y el Plutón La Gloria. Estos tienen edades entre los 24 y 7 Ma (Aguirre *et al.*, 1974; Vergara & Drake, 1978; Warnaars *et al.*, 1985; Kurtz *et al.*, 1997).



## 3.4. Estructuras

El sector Cordillerano entre los 32° y 33°S se ha considerado clásicamente como un gran sinclorium asimétrico (Aguirre, 1960; Moscoso *et al.*, 1982), donde el flanco occidental miente hacia el este, y está siendo cortado por fallas con dirección N-S e intruido por cuerpos andesíticos pequeños. El flanco oriental se presenta plegado y tiene un manteo general hacia el oeste, llegando localmente los estratos a ser verticales (Padilla, 1981; Moscoso *et al.*, 1982). Dentro de los rasgos estructurales en las formaciones y/o dominios se describen los siguientes:

- Formación Las Chilcas: Presenta pliegues suaves de centenares de metros de amplitud de onda, dando lugar a zonas con estratificación homoclinal hacia el este que pasan a ser subhorizontales (Rivano *et al.*, 1996).
- Dominio central (Fm. Lo Valle y parte de Fm. Abanico): Probable existencia de fallas de dirección noreste cubiertas por el relleno sedimentario, que posiblemente han dado origen al valle del estero Chacabuco, localizado al norte del valle de Santiago (Wall *et al.*, 1999).
- Dominio de la Cordillera de Los Andes (Fm. Abanico y Farellones): El borde occidental está caracterizado por pliegues amplios y suaves por flexuras (Padilla, 1981), y limitado al oeste por el SFPSR, y al este por el anticlinal de Juncal. En el sector oriental, los estratos constituyen un homoclinal inclinado al oeste, cuyos manteos disminuyen progresivamente hacia el occidente. La mayoría de los pliegues son simétricos y amplios (Padilla, 1981).
- Dominio de las Rocas Mesozoicas en la Cordillera de los Andes: Más al este del dominio anterior, se encuentra una secuencia de fallas, anticlinales y sinclinales de rumbo N-NW, apretados y volcados con vergencia preferente al este, que constituyen la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, afectando a las rocas Mesozoicas (Thiele, 1980; Ramos *et al.*, 1991; Giambiagi, 2003).

### 3.4.1. Sistema de Falla Pocuro - San Ramón (SFPSR)

El Sistema de Falla Pocuro - San Ramón, corresponde a un sistema de fallas con orientación promedio N-S, que se distingue casi continuamente desde los 32° a los 33°S (Moscoso *et al.*, 1982; Rivano *et al.*, 1993). Aguirre (1960) describió una faja de rocas milonitizadas con rumbo N-S de decenas de metros de espesor y 300 m de longitud y microfábricas cataclásticas en la traza de falla, en la zona del estero Pocuro, al sur de la ciudad de Los Andes. La parte norte en el borde oriental de la Cuenca del Aconcagua, es llamada Falla Pocuro (después de Carter & Aguirre (1965)), mientras que la que está en el borde oriental de la Cuenca

de Santiago, se llama Falla San Ramón (después de Rauld (2002)). Autores como Carter & Aguirre (1965), Charrier *et al.* (2005), Farías *et al.* (2005, 2010) entre otros, asumen que estas fallas pertenecen al mismo sistema, llamado también Falla San Ramón-Pocuro, sin embargo, según Rauld (2002) la Falla San Ramón no posee ninguna relación con la Falla Pocuro definida más al Norte. Esto último también es asumido en trabajos de Armijo *et al.* (2010). Para efectos de este estudio se consideró estas fallas como parte de un mismo sistema (SFPSR), lo cual no tiene consecuencias en los resultados del trabajo.

Los estudios de la falla se centraron en un comienzo en la parte norte, donde Padilla (1981) reconoció y estudió su mejor expresión en el sector de Baños El Corazón, al norte de la ciudad de Los Andes, donde describió rocas cataclásticas consideradas como "Brechas de falla" que en sus comienzos fue descrita como una falla normal (e.g. Aguirre, 1960; Carter & Aguirre, 1965; Padilla, 1981). Rivano *et al.* (1996) la consideró a su vez como una falla normal con una componente de rumbo y la describió como la estructura más importante de Chile Central, catalogándola como "mega falla", con zonas de deformación de hasta 6 km de ancho. Por otro lado Campbell (2005) la considero como un sistema estructural formado por fallas inversas de alto ángulo, con vergencia al oeste con una componente de rumbo dextral, y con estructuras asociadas con rumbo aproximado N50°W y N60°E a EW. Además señala que el sistema debió estar activo hasta al menos el Mioceno Inferior en base a trazas de fisión en apatito.

Charrier *et al.* (2005) interpretaron a esta falla como una falla normal invertida, cuyo desplazamiento como falla normal habría sido mayor que aquél como falla inversa. Se denominó Falla San Ramón (Rauld, 2002), a la parte sur de este sistema, al este de la ciudad de Santiago, en el límite de la Depresión Central con la Cordillera de los Andes y fue descrita como una falla inversa de vergencia oeste. Rauld (2011) por medio de criterios geomorfológicos en los depósitos del frente cordillerano, pudo determinar que esta falla ha estado activa durante el Pleistoceno y probablemente también en el Holoceno.

La edad mínima de esta falla fue acotada además por Gana & Wall (1997) entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior por edades de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de diques emplazados en ramas del sistema. Las edades de  $23.9 \pm 1.2$  Ma y  $22.9 \pm 1.2$  Ma fueron obtenidas al norte de la localidad de Colina.

Recientemente ? notaron que la falla Pocuro (32°-32°30'S) está presente desde por lo menos los 81.5 Ma, y la última evidencia de su actividad está en el Mioceno.

Actualmente es un objeto de debate la geometría en profundidad de este sistema de falla y toda la deformación involucrada de la Cordillera Principal. Por un lado Farías *et al.* (2010)

propone una rampa de despegue principal con vergencia al este, que conecta la subducción con la zona de la cordillera, y que jugaría un rol fundamental en la orogenia Andina, pues la mayoría del acortamiento fue acomodado por estructuras con raíz en esta rampa principal. Por otro lado *Armijo et al. (2010)* propone una rampa con deformación vergente hacia el oeste, siendo la falla San Ramón una rampa inversa en el frente del despegue basal. Esto implicaría un importante riesgo sísmico en la ciudad de Santiago.

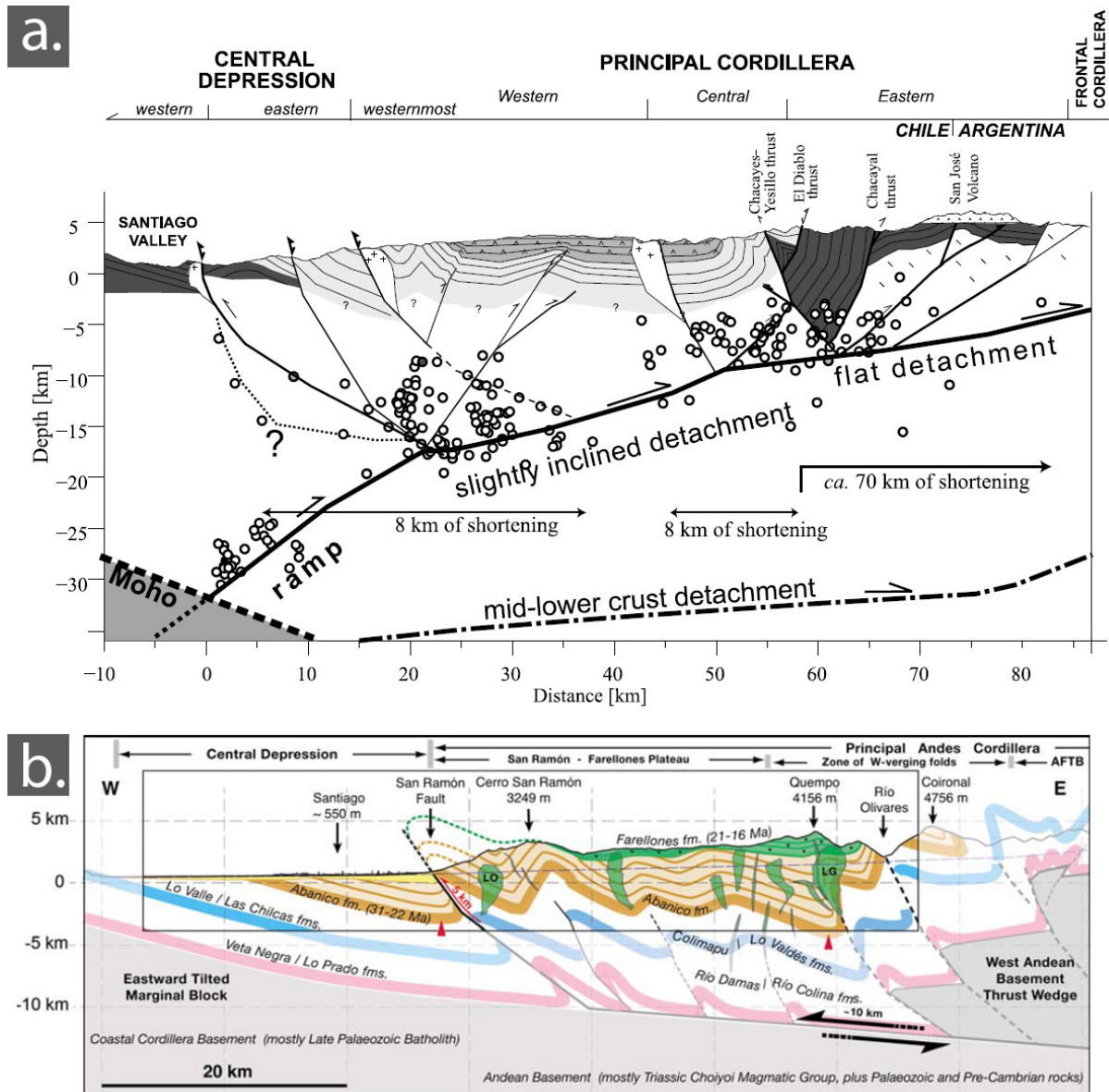


Figura 3.2: [a] Sección estructural y sísmicidad superficial a la latitud de Santiago, asociada a deformación vergente al este (*Fariás et al., 2010*). [b] Sección estructural a la misma latitud, asociada a deformación vergente hacia el oeste (*Armijo et al., 2010*).

## 3.5. Metamorfismo y alteración

### 3.5.1. Metamorfismo regional

La mayoría de las series estratificadas mesozoicas y cenozoicas que afloran en Chile central han sido afectadas por un metamorfismo regional no deformativo, de muy bajo a bajo grado, que ha preservado las estructuras y texturas primarias (Levi & Corvalán, 1964; Levi, 1970; Levi *et al.*, 1989, entre otros). Las facies metamórficas varían desde ceolita hasta esquistos verdes, donde el grado metamórfico aumenta con la profundidad, considerando este metamorfismo como de enterramiento (ver figura 3.3).

La Formación Abanico, posee asociaciones mineralógicas secundarias correspondientes a facies ceolita y a facies prehnita-pumpellyita, según la profundidad (Levi, 1970; Levi *et al.*, 1989). Posee una gran cantidad de ceolitas, principalmente laumontita. Las asociaciones de la Formación Farellones corresponden a facies ceolita Aguirre *et al.* (2000).

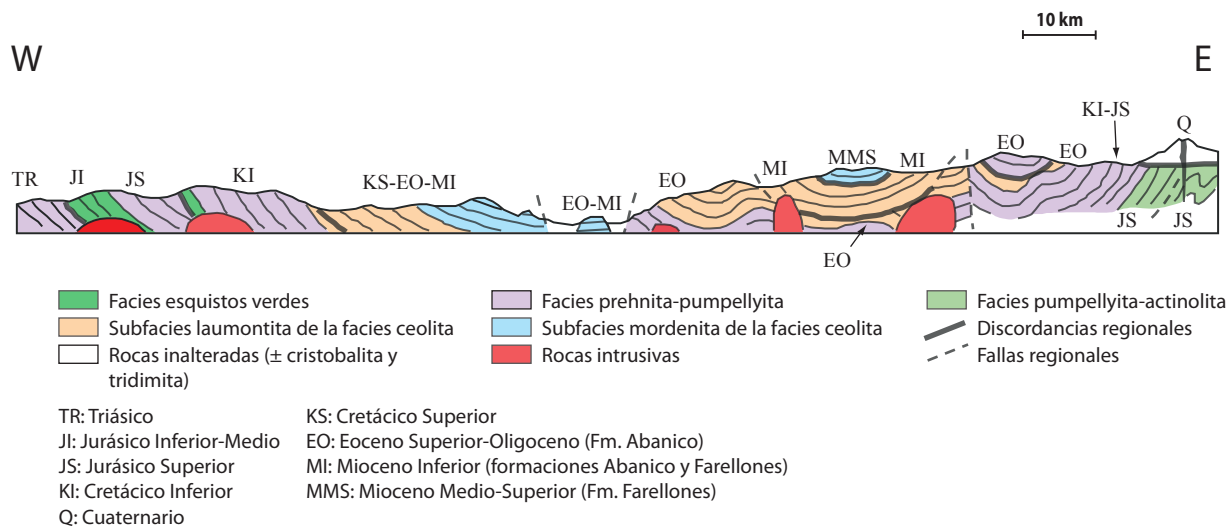


Figura 3.3: Distribución de las facies metamórficas regionales de bajo grado a lo largo de un perfil esquemático en Chile central cerca de los 33°S. Modificado de Levi *et al.* (1989).

### 3.5.2. Alteración tipo campo geotérmico

En varios lugares de la Cordillera de los Andes se han reconocido alteraciones locales de tipo campo geotérmico, las cuales interrumpen el patrón de alteración regional, y parecen ser posteriores o sincrónicas al metamorfismo (Thiele *et al.*, 1991; Vergara *et al.*, 1993; Aguirre *et al.*, 2000).

Cercano al área de estudio de este trabajo, Fuentes *et al.* (2004) reconocieron un campo geotermal fósil, asociado a un centro volcánico erodado del Mioceno, en el cual la falla Chacabuco sirvió como un canal para el ascenso de fluidos. En la figura 3.4 se puede apreciar el modelo propuesto, donde el área gris corresponde a la zona de alteración estudiada, y la línea punteada corresponde a la superficie actual.

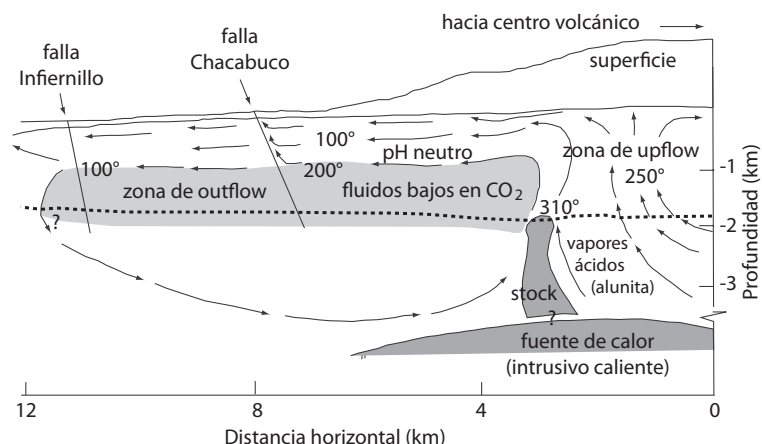


Figura 3.4: Modelo de alteración para el área Cuesta de Chacabuco, de Fuentes *et al.* (2004).

### 3.5.3. Alteración hidrotermal en el SFPSR

Padilla (1980) describe en el área de Baños del Corazón, zonas con destrucción avanzada a total de la textura primaria que han sido reemplazados por stockworks de venillas de minerales de alteración, correspondiente a albita-calcita-laumontita-clorita-halloisita-Kfeld-cuarzo. A 200 m al W de la vertiente de los Baños del Corazón, las rocas presentan fracturamiento intenso sin orden, con un 40-50 % de ellas rellenas con mineral secundario. Incluso encuentra escasa epidota en el área en asociación con clorita.

Además de lo anterior Rivano *et al.* (1996) describe numerosos depósitos minerales asociados a la franja de intrusivos neógenos de la zona de Falla Pocuro, con minerales de Cu, Au, plata, entre muchos más. Por lo general asociados a cuerpos vetiformes o emplazados en apófisis.

Padilla & Vergara (1985) describieron los intrusivos miocénicos en la Zona de Falla Chacabuco al oeste de la Zona de Falla Pocuro, y encontraron variada mineralogía, entre ellas laumontita, y escasa epidota. Los cuales fueron asociados con una alteración hidrotermal menor a 180°C, similar a la de campos geotérmicos.

En la zona del Portezuelo del Bocón se identificó una alteración también de laumontita y

calcita (Moscoso *et al.*, 1982).

Actualmente en el SFPSR se encuentran alineadas fuentes termales donde hay precipitación de calcita in-situ. El tipo de agua de estas fuentes termales, corresponde a aguas diluidas tipo carbonatada-sódica, y con sólidos totales disueltos, generalmente menor a 1g/lt. Estos son los Baños de Auco, El Barro, La Higuera, Jahuel, y El Corazón, ubicados en el frente cordillerano sobre la traza del SFPSR y se atribuye su origen a alteración hidrotermal asociada a infiltración de aguas meteóricas que alcanzan isotermas entre 70-100°C, a una profundidad cerca a 1.5 km bajo la superficie (Martini, 2008).

# Capítulo 4

## Geología del Sistema de Falla Pocuro - San Ramón a los 32°52'S

### 4.1. Características generales

En la zona principal se estudiaron 2 afloramientos, que corresponden a cortes de camino de la Autopista Los Libertadores, con extensiones aproximadas de 200 m cada uno, y con alturas en el primer caso de 6 m y en el segundo de 15 m. Ambos se encuentran entre sí a una distancia en línea recta de 3 km.

El primer afloramiento (**afloramiento 1**, en la figura 4.1) se encuentra en el lado oriental de la Falla Pocuro, acorde a [Rivano \*et al.\* \(1993\)](#) y [Moscoso \*et al.\* \(1982\)](#), en la ladera oeste de la Autopista Los Libertadores, y se extiende en dirección N8°W. El segundo afloramiento (**afloramiento 2**, en la figura 4.1) se encuentra en medio de la Zona de Falla Pocuro, acorde a [Rivano \*et al.\* \(1993\)](#), y cerca de las trazas de [Moscoso \*et al.\* \(1982\)](#), en la ladera sur de la misma autopista que el primer afloramiento, y se extiende en dirección N64°E. En ninguno de los dos afloramientos se puede definir una tendencia en la orientación de las rocas estratificadas. Lo que se encuentra en cambio, es una zona heterogénea litológicamente, donde se observan numerosas discontinuidades (vetillas, fracturas y fallas locales) e intrusiones de diques. Las rocas de estos afloramientos pertenecen a la Fm. Abanico acorde a [Padilla \(1981\)](#) y a [Moscoso \*et al.\* \(1982\)](#).

La diferencia fundamental entre ambos afloramientos, es que en el **afloramiento 1** se encuentran bloques de rocas, aislados por discontinuidades, mientras que en el **afloramiento 2** no es posible reconocer grandes bloques de rocas, y esto es debido a la gran diferencia



de densidad de discontinuidades, siendo mucho mayor en el segundo, y a esto se le suma la gran presencia de material fino en estas discontinuidades. En términos netos, mientras en el **afloramiento 1** se observa en promedio 3 a 5 discontinuidades por metro lineal, en el **afloramiento 2** se observan 15 o más, este último número muy estimativo, debido a la irregularidad de estas fracturas y a que el material fino presente está rellendo estas irregulares fracturas.

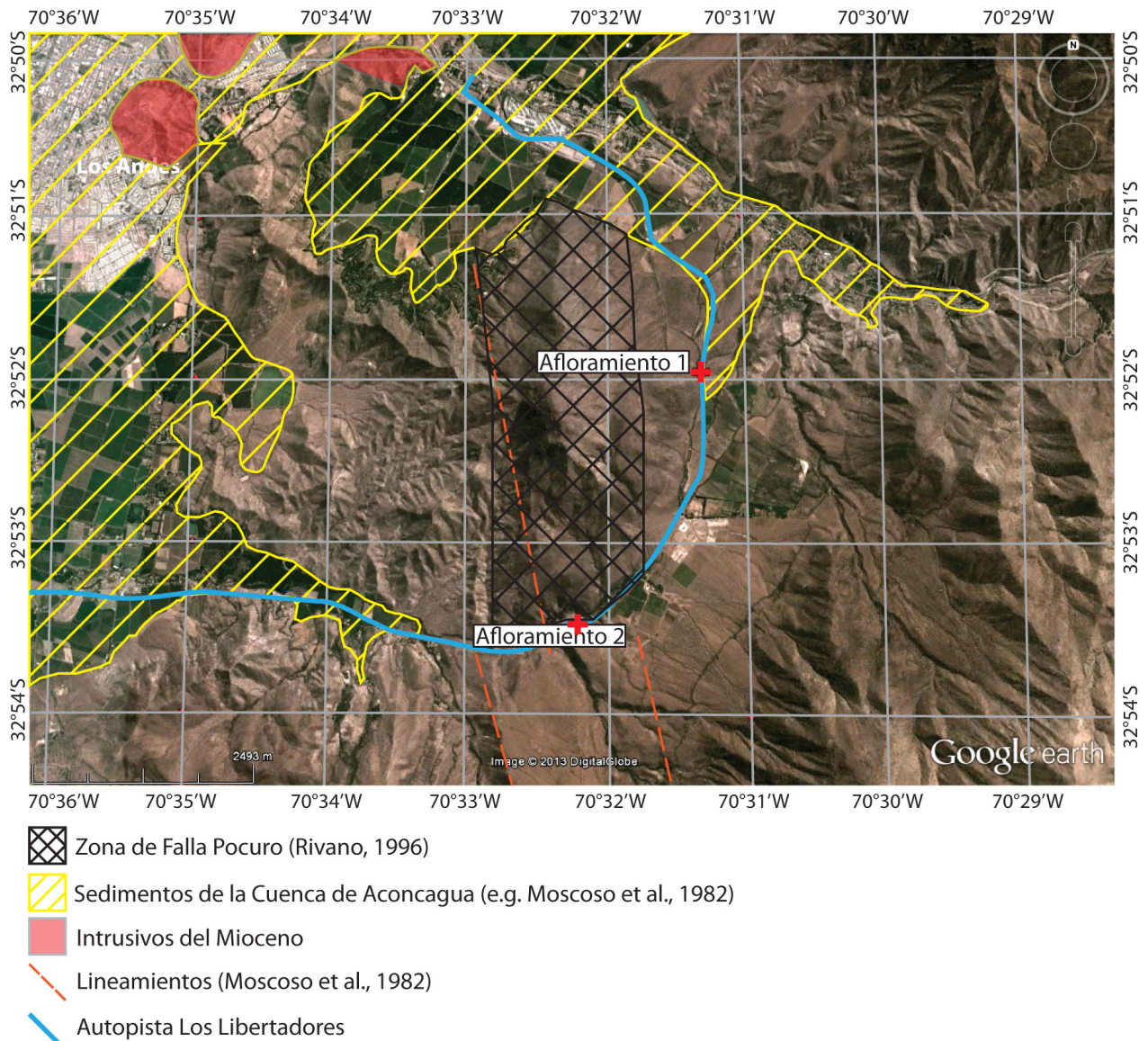


Figura 4.1: Localización de los afloramientos en la zona de estudio principal, en el bypass de Los Andes (autopista Los Libertadores), se indican además la traza de la Falla Pocuro (o SFPSR). Imagen de Google earth.

En (a) y (b) de la figura 4.2 se pueden observar los afloramientos (1) y (2) respectivamente. En (c) se puede observar intrusiones de diques (métricas), vetillas de material blanco y fino, y presencia de óxidos y múltiples fracturas. En (e) se nota una coloración blanquecina



amarillenta, estudiada en este trabajo. En (f) y (g) se observa la distribución de fracturas, si bien se observan algunas con orientación clara, casi la totalidad de ellas no presenta una orientación definida, lo que es característico de este afloramiento.

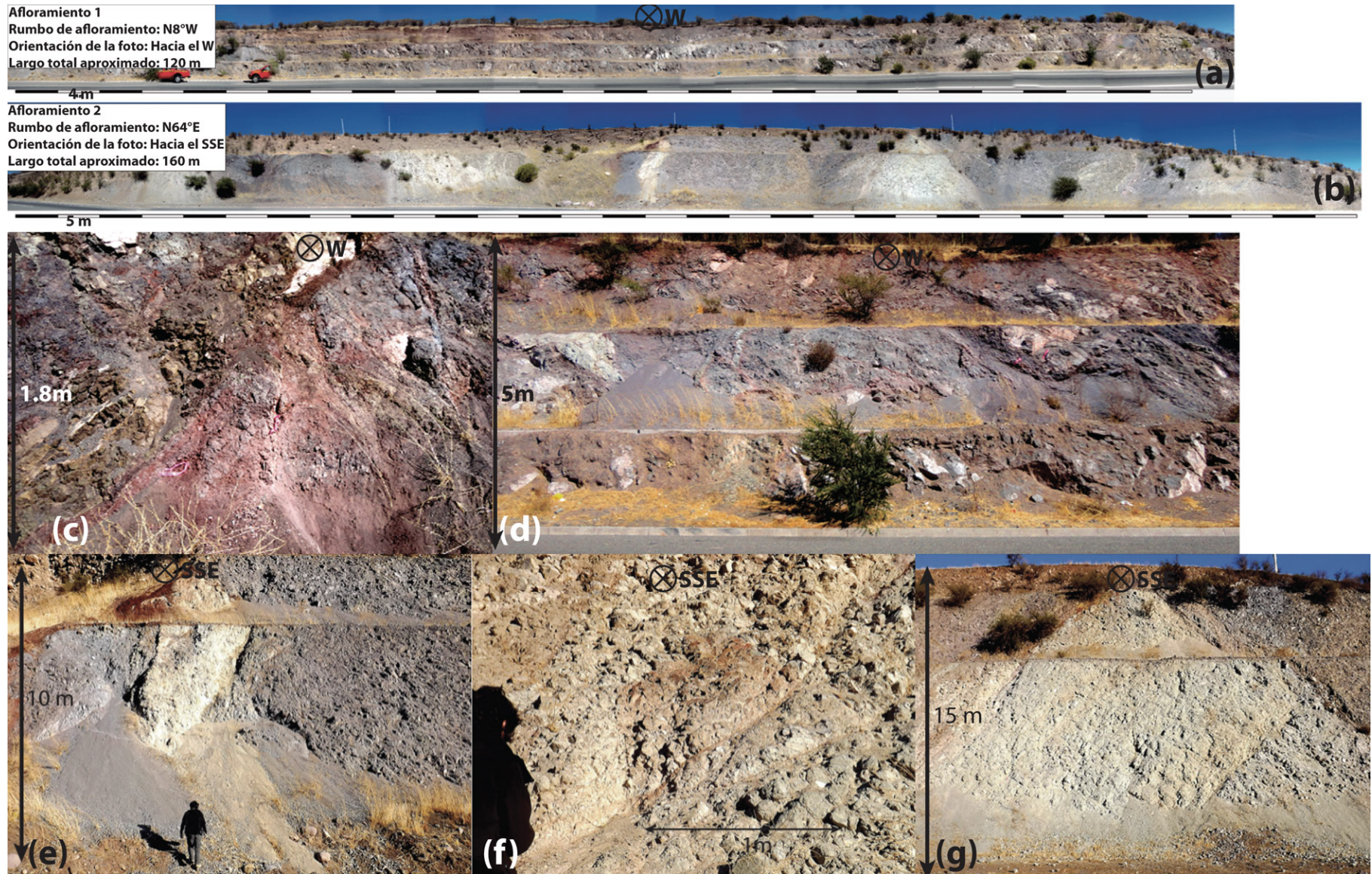


Figura 4.2: (a) y (b) son fotografías de los afloramientos 1 y 2 respectivamente. (c) y (d) corresponden a fotografías representativas del afloramiento 1 y (e), (f) y (g) al afloramiento 2.



## 4.2. Litologías

Como se mencionó anteriormente, esta zona es sumamente heterogénea litológicamente, aún así dentro de las litologías reconocidas se han dividido en 5 grupos:

### 4.2.1. Areniscas conglomerádicas volcanoclásticas inmaduras

Corresponden a rocas sedimentarias con clastos de origen volcánico. Son matriz soporados, tienen entre sus componentes cristales fragmentados de plagioclasas (en la matriz) y clastos que en su mayoría corresponden a lavas porfíricas de distintas características (polimíctico). Los clastos alcanzan tamaños de hasta 5 mm, sin embargo la mayor cantidad de ellos tiene un tamaño menor a 2 mm. En la figura 4.3 se observa una imagen representativa de este tipo de roca; se observan plagioclasas y piroxenos en los líticos, los cuales a su vez están en una matriz café rojiza. Las plagioclasas están evidentemente reemplazadas por minerales secundarios. Se señala además uno de los líticos de tamaño aproximado de 5 mm, con bordes subredondeados. Estas rocas se observan en la figura 4.6 (a).

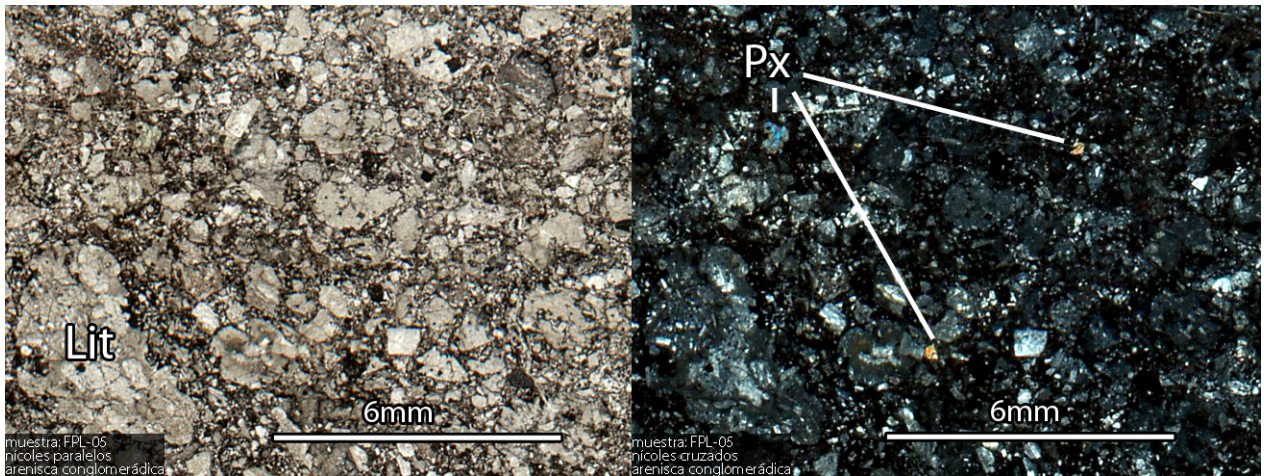


Figura 4.3: Imagen petrográfica de una arenisca conglomerádica. Se observan clastos subredondeados a angulosos. Además dentro de los líticos se encuentran cristales fragmentados de piroxenos, bien preservados. Lit: Lítico; Px: Piroxeno.

### 4.2.2. Intrusivos hipabisales

Dentro de este grupo se encuentran los intrusivos porfíricos dioríticos, cuyos fenocristales corresponden a plagioclasas y piroxenos inmersos en una matriz cristalina de plagioclasas

principalmente. Los tamaños de los cristales varían, sin embargo mantienen las proporciones minerales. En este grupo también se incluyen diques andesíticos verdes, de grano fino. Se presentan además texturas glomeroporfírica y en algunas partes traquítica.

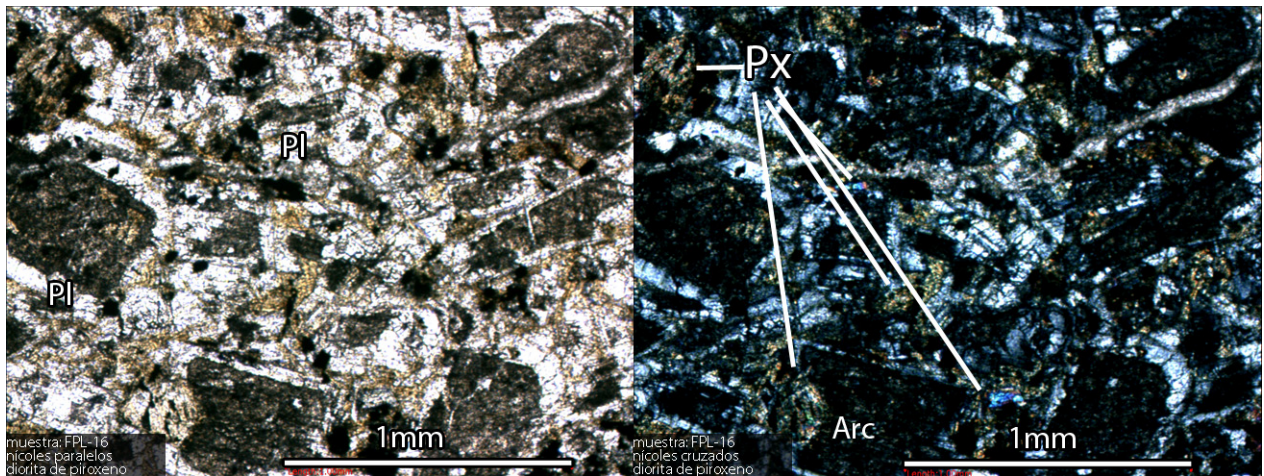


Figura 4.4: Imagen petrográfica de un intrusivo hipabisal. Se observan fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz microcristalina. Estos fenocristales están siendo reemplazados por arcillas. Arc: Arcilla; Pl: Plagioclasa; Px: Piroxeno.

En particular, la roca de la figura 4.4 se ha encontrado en el afloramiento 2, y se puede observar su distribución en la figura 4.8. Sin embargo se han encontrado rocas similares a estas, en este mismo afloramiento, pero con tamaños de cristales menores, y se han interpretado como intrusivos con un mismo origen, (ver figura 4.6b, muestras FPL-08 y FPL-16). Estos intrusivos presentan un grado de alteración al igual que otras rocas, y a pesar de esto, los fenocristales de piroxenos se encuentran relativamente bien preservados. Tienen una notable presencia de apatitos. Estas rocas se observan en la figura 4.6 (b).

### 4.2.3. Basaltos amigdaloidales

Corresponden a basaltos caracterizados por su presencia de amígdalas, en algunos casos de hasta 5 mm en su eje más largo. Tienen fenocristales de plagioclasa de 0.8-1 mm y microlitos del mismo mineral inferiores a 0.3 mm. Presentan texturas porfírica, traquítica y amigdaloidal. A nivel macroscópico se observan en la figura 4.6 (c).

Los basaltos amigdaloidales se encontraron muy cercanos entre sí, sin embargo, debido a la cantidad de discontinuidades, no es posible determinar si se trata de la misma roca, o de otra con similares características. Se observa una evidente alteración en estas rocas, como se ve en la figura 4.2 (e), donde se destaca una intensa coloración blanquecina y amarillenta



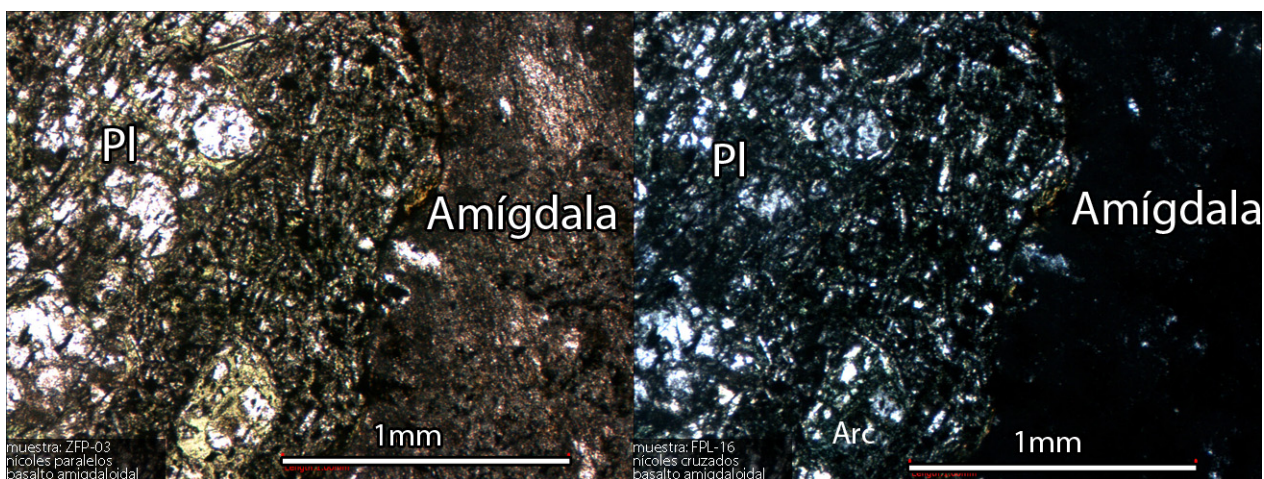


Figura 4.5: Imagen petrográfrica de un basalto amigdaloidal. Amígdala rellena de mineral masivo arcilloso, las plagioclasas se encuentran reemplazadas por minerales de alteración, al igual que la masa fundamental. Pl: Plagioclasa.

detallada en la sección 5. Estas rocas se observan en la figura 4.6 (c).

#### 4.2.4. Lavas porfíricas indiferenciadas

Lavas con distintas características, todas presentando fenocristales de plagioclasas no mayores a 3 mm, en un masa fundamental con variedades grises oscuras, rojizas y tonalidades verdosas. Parecen ser el tipo de roca más común en la zona. Estas lavas se observan en la figura 4.6 (d).

#### 4.2.5. Rocas de falla

Reconocidas específicamente en el **afloramiento 2**, donde se observaron rocas obliteradas con minerales de alteración deformados. Además se reconocieron zonas características no consolidadas de clastos inmersos en una matriz de falla fino, compuesto por filossilicatos y la misma roca disgregada, lo que se interpretó como salbanda de falla.

Las rocas anteriormente descritas se pueden observar a nivel macro en la figura 4.6 y todas presentan algún grado de alteración detallado en la sección 5. En cuanto a la distribución, no es posible reconocer alguna de las litologías en los afloramientos, pues como se mencionó éstas varían a lo largo del afloramiento sin una distribución ordenada aparente, más que la detallada para la diorita de piroxeno.

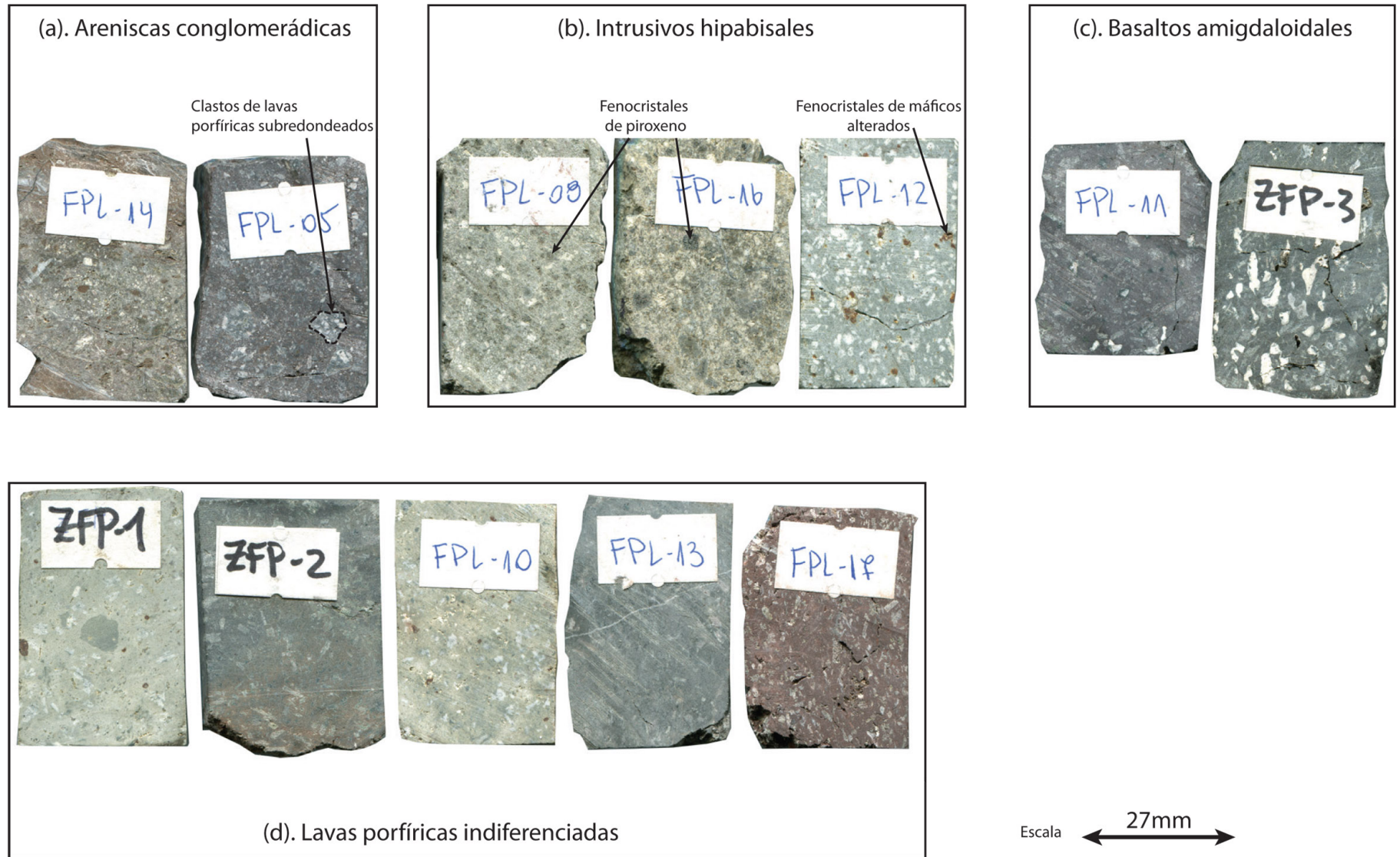


Figura 4.6: Muestras a nivel macroscópico de litologías encontradas en los afloramientos estudiados en el SFPSR.

### 4.3. Estructuras

Hay que tener en cuenta que ésta es una zona de falla, por lo que las estructuras detalladas a continuación se describen dentro de este contexto. Las estructuras principales son: fallas, fracturas, vetillas y diques. Estas son descritas a continuación.

- (a) **Fracturas:** Se consideraron fracturas a las discontinuidades presentes en la zona no rellenas de minerales secundarios o con relleno no importante y con espesores menores a los 2 milímetros aproximadamente. La mayoría de estas fracturas tienen relleno de calcita con cristales no visibles a simple vista. Son las de mayor presencia en ambos afloramientos, estando densamente presentes en el **afloramiento 2**.
- (b) **Vetillas:** Las vetillas fueron consideradas discontinuidades de espesores mayores a 2mm, por lo general con espesores de 5mm a 4 cm. Rellenas fundamentalmente de minerales blancos finos de poca resistencia, las cuales se desintegran al tacto, por lo general asociadas a rocas cizalladas. Ver figura 4.7.
- (c) **Diques:** Fundamentalmente de colores verdosos y espesores variables entre los 15cms hasta los 2m. Ver figura 4.7, por lo general con bordes de reacción rojizos centimétricos.
- (d) **Fallas:** Discontinuidades de mayor envergadura con evidente movimiento relativo, por lo general acompañados de un relleno mineral como el observado en vetillas.

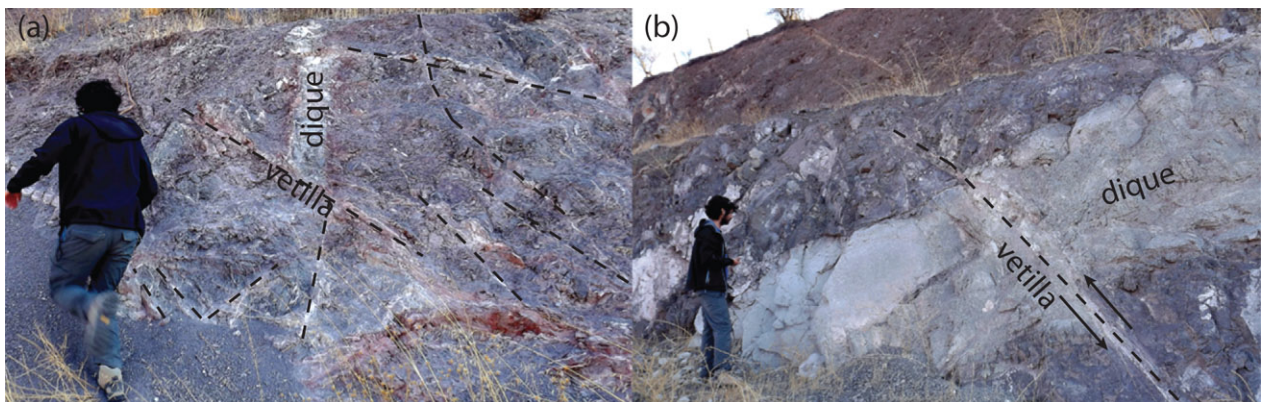


Figura 4.7: Fotografías del afloramiento 2, en línea segmentada se denota la presencia de vetillas. (a) Set de vetillas y dique discontinuo por una de ellas. (b) Dique siendo cortado por una vetilla, con un leve desplazamiento involucrado.



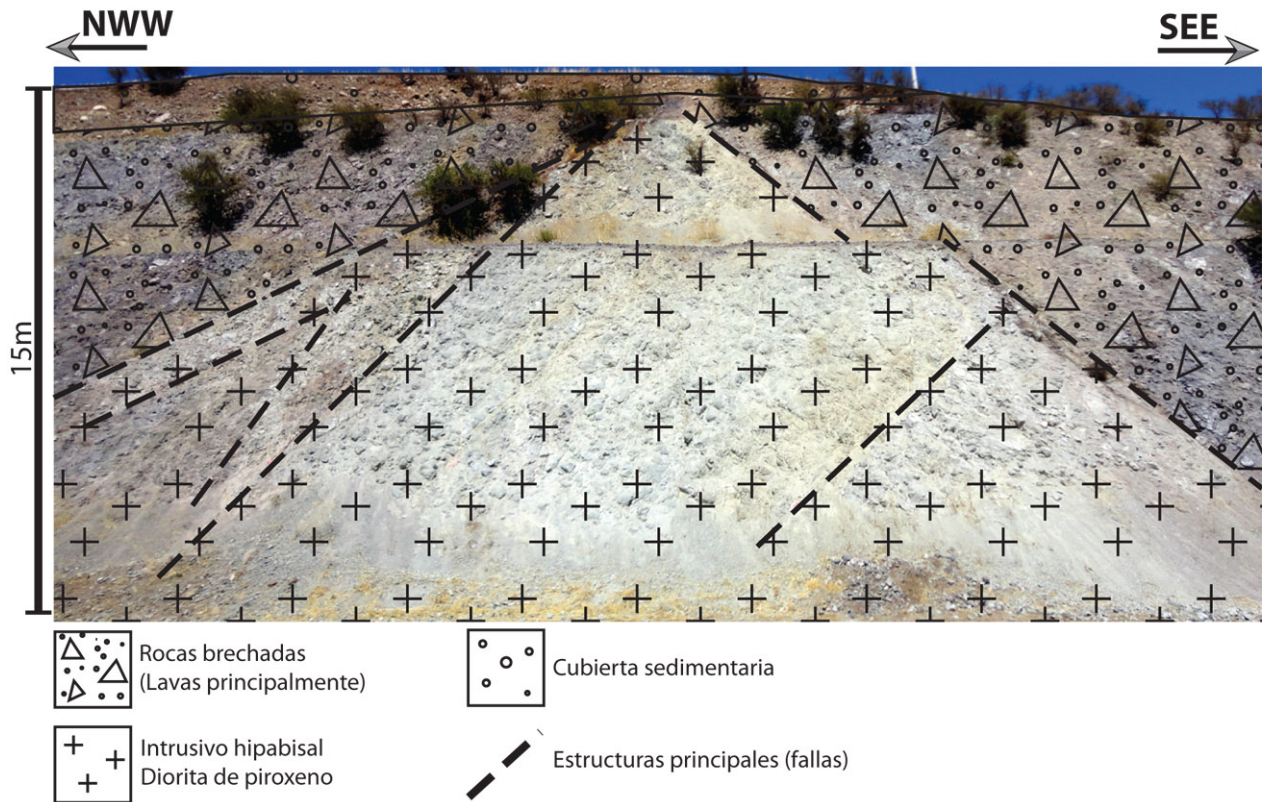


Figura 4.8: Esquema de distribución de un intrusivo hipabisal diorítico de piroxeno, en el afloramiento 2.

#### 4.3.1. Orientación

Se midieron 132 datos de orientación de las estructuras anteriormente descritas, en el afloramiento 2, y fueron proyectadas en una red de Schmidt (esfera inferior), resultando lo que se observa en la figura 4.9a.

Los resultados son 2 núcleos principales de estructuras: **1m** y **2m** (figura 4.9) cuyos rumbos oscilan entre los N30°E y los N50°E, mientras que sus manteos son subverticales. En particular en el caso del núcleo **1m**, se observa un manteo hacia el S-E de 75°, mientras que el núcleo **2m**, es casi vertical. Se muestra otro núcleo **3m**, cuyo rumbo es perpendicular a los otros dos, y su manteo es subvertical hacia el S-W.

En el diagrama de rosetta en la figura 4.9b, que corresponde a los mismos datos usados en 4.9a, se representa mejor la dirección preferencial de las estructuras siendo esta, N45°E.

Debido a la naturaleza del afloramiento 1, no se pudo identificar suficientes estructuras medibles como para representarlas gráficamente.



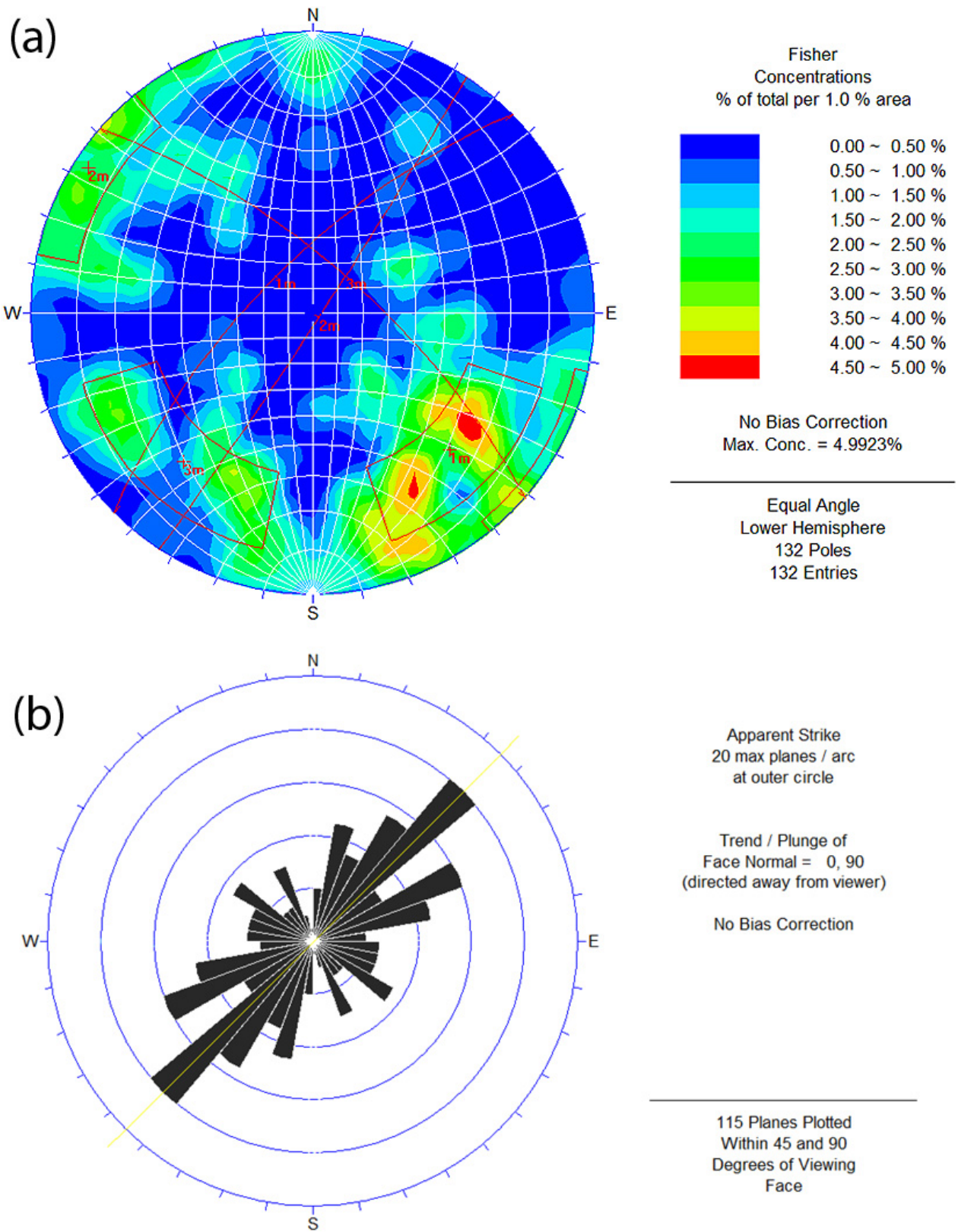


Figura 4.9: Representación gráfica de la orientación de estructuras en el afloramiento 2, con los núcleos reconocidos. (a) Diagrama de densidad de polos de las estructuras, y (b) histograma de las direcciones de las mismas estructuras.

# Capítulo 5

## Alteración asociada al Sistema de Falla Pocuro - San Ramón

### 5.1. Aspectos generales

En los afloramientos estudiados, se observa una evidente alteración mineralógica, la cual está asociada a las estructuras descritas en la sección 4.3. En el **afloramiento 2**, la alteración se observa en un grado más pervasivo, mientras que en el **afloramiento 1**, la alteración se concentra en las vetillas y sus proximidades, así como también en las intrusiones de diques.

### 5.2. Dominios de alteración

Los dominios preferidos en este sistema son: plagioclasas, matriz o masa fundamental, vetillas, amígdalas y máficos. Sin embargo las vetillas son el dominio donde más se concentra la mineralogía secundaria, en el caso del **afloramiento 2**, debido a la gran densidad de fracturas y vetillas, la alteración lo hace pervasivamente en toda la roca.

## 5.3. Mineralogía de alteración

### 5.3.1. Sílice

La sílice es casi ubicua en el sistema en forma de cuarzo. Se ha detectado por DRX en casi todas las muestras analizadas. A nivel macroscópico es posible reconocer, en los afloramientos, vetillas de cuarzo de espesores milimétricos, y en algunos casos centimétricos, se presenta con un color lechoso y en asociación con gran variedad de minerales. A escala microscópica se observa cuarzo como parches anhedrales incoloros de bajo relieve y también se reconoció calcedonia. Es difícil diferenciar el cuarzo de otra mineralogía de alteración, en particular de las ceolitas debido a sus características ópticas similares.

### 5.3.2. Ceolitas

Las ceolitas son abundantes en ambos afloramientos. Las más comunes, detectadas por DRX son: (a) laumontita, (b) wairakita, (c) estilbita, (d) epistilbita, (e) yugawaralita, entre otras.

#### 5.3.2.1. Laumontita

La laumontita se presenta en casi todas las muestras de manera abundante. Se encuentra en todos los dominios antes mencionados, en particular en vetillas, siendo este último el de mayor importancia. Sus tamaños de cristales no son superiores a 1mm y tiene un marcado clivaje en tres direcciones perpendiculares entre sí. Aparece en plaquetas de color blanco. El hábito que desarrollan es uno con caras (110),  $(1\bar{1}0)$  y (001), con el eje *c*, más largo que los anteriores, lo que se observa en la figura 5.1. Los análisis químicos mostraron una composición exclusivamente de Ca, Si y Al, y en muy pocos casos una presencia menor de Na.

Ghobarkar & Schäf (1998) sintetizaron laumontita a 1 kbar de presión y observaron las morfologías que iban adquiriendo, notando dos series de forma cristalina que pueden coexistir entre ellas (ver figura 5.2). En el caso de las laumontitas observadas en este estudio, presentan un hábito correspondiente a la laumontita de 250°C de la serie II, sin embargo, no se conoce el comportamiento de la forma cristalina a presiones inferiores.

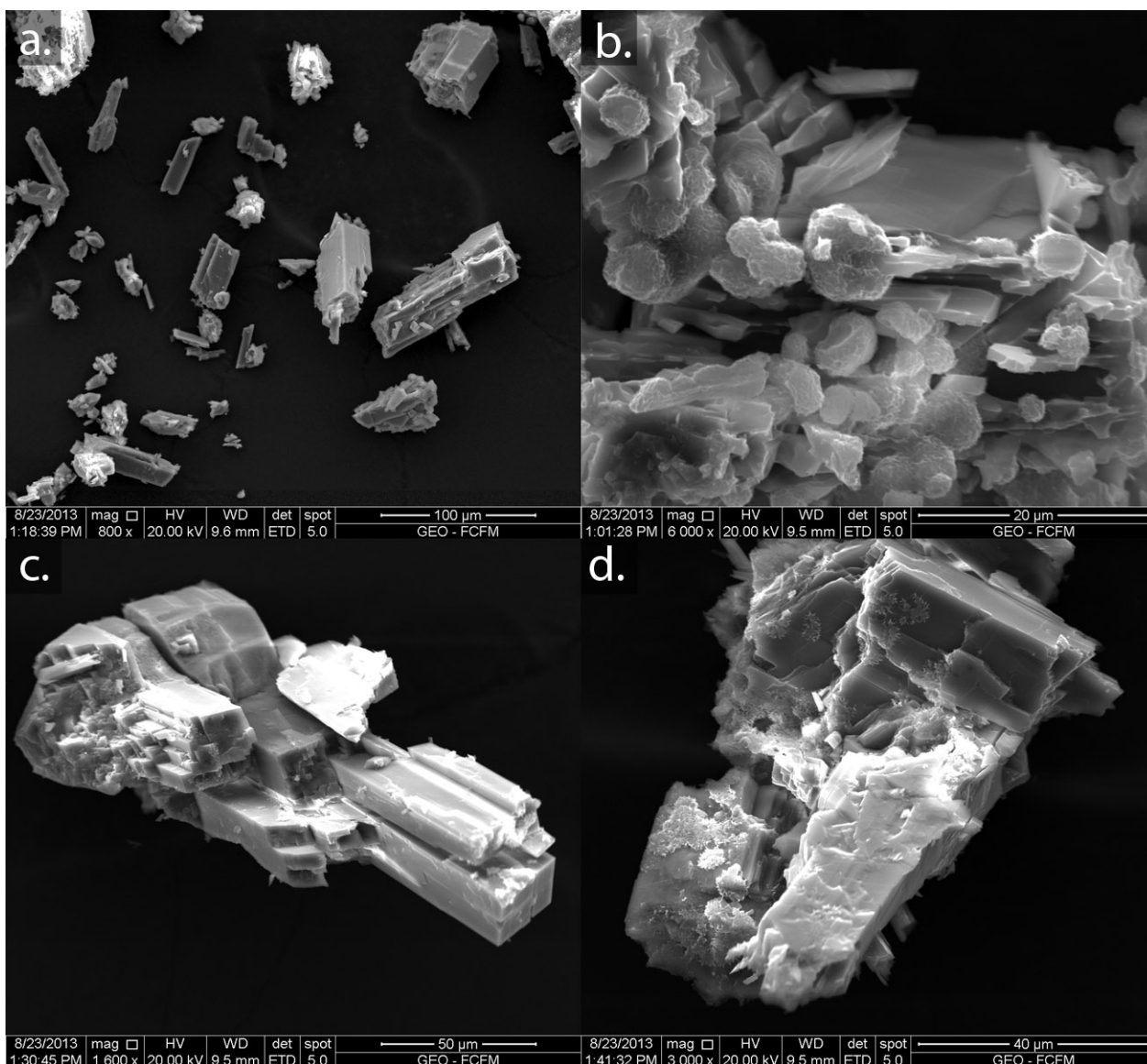


Figura 5.1: Imagen de SEM de laumontitas, [a] en algunos cristales se observa el desarrollo de las caras, en [c] se observa el marcado clivaje en 3 direcciones. En [b] y [d] se observa el crecimiento de esmectitas en la laumontita.

### 5.3.2.2. Wairakita

Se desarrolla de forma anhedral, rellenando espacios, entre ellos amígdalas, vetillas y rocas porosas (areniscas conglomerádicas). Al microscopio óptico presenta una pseudo isotropía, permaneciendo casi extinto a nícoles cruzados. Cristales euhedrales no fueron observados. Su identificación fue posible por medio de DRX en conjunto con SEM.

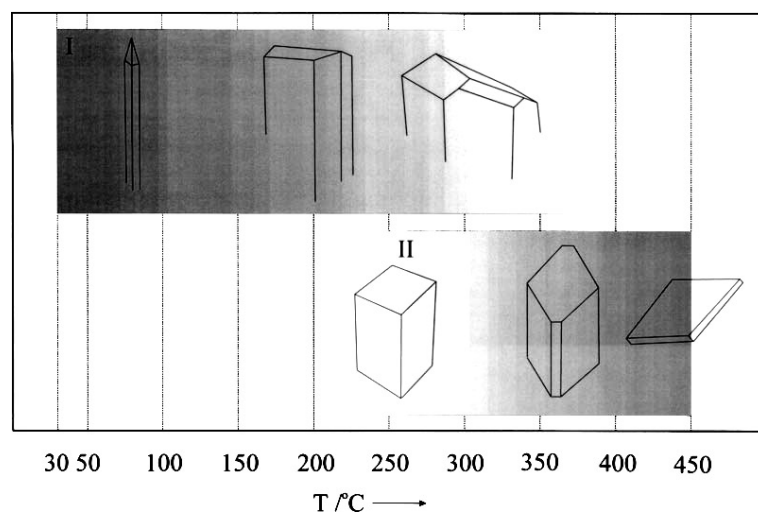


Figura 5.2: Formas cristalinas de laumontita sintetizada a distintas temperaturas, a 1 kbar de presión hidrostática (Ghobarkar & Schäf, 1998).

Tabla 5.1: Análisis de SEM/EDS y fórmulas estructurales de ceolitas de cuatro muestras. Las fórmulas usadas son *Wrk* :  $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$ ; *Lmt* :  $Ca_4Al_8Si_{16}O_{48} \cdot 18H_2O$ ; *Stb* :  $CaAl_2Si_7O_{18} \cdot 7H_2O$ ; *Sc* :  $CaAl_2Si_3O_{10} \cdot 3H_2O$  .

Muestra	ZFP-03		FPL-06		FPL-09		FPL-11b		
Código EDS	17-EDS02	19-EDS04	02-EDS03	06-EDS02	01-EDS01	06-EDS01	02-EDS01	03-EDS07	
Ceolita	Wrk	Wrk	Lmt	Lmt	Lmt	Stb	Sc	Yuq	Yuq
SiO <sub>2</sub>	61.43	69.55	62.52	62.53	72.41	73.05	54.77	70.48	70.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.76	19.70	24.91	24.95	18.17	17.12	29.67	19.60	19.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	13.81	9.82	12.57	12.52	8.91	9.83	15.56	9.92	10.42
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.93	0.00	0.00	0.51	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Nº Oxigenos	12.00	12.00	48.00	48.00	48.00	18.00	10.00	16.00	16.00
Si	4.06	4.50	16.44	16.44	18.59	7.04	3.07	6.06	6.03
Al	1.93	1.50	7.72	7.73	5.50	1.94	1.96	1.98	1.99
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.98	0.68	3.54	3.53	2.45	1.01	0.93	0.91	0.96
Na	0.00	0.12	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

### 5.3.2.3. Estilbita

Presente en vetillas y a veces en plagioclasas. Se identificó su presencia por DRX y en algunos casos por SEM, está asociada por lo general a laumontita, en ausencia de wairakita.

#### 5.3.2.4. Epistilbita

Reconocida a través de DRX, asociada a laumontita.

#### 5.3.2.5. Yugawaralita

Se reconoció en algunas muestras a través de DRX, y se observó ópticamente en una amígdala de forma anhedral, con bajo relieve, incolora y colores de interferencia de bajo orden, junto a escolecita (fibrosa), lo cual se observa en la figura 5.6 [d]. La yugawaralita presenta una composición cercana a la estequiométrica como se ve en la tabla 5.1.

#### 5.3.2.6. Otras ceolitas

Se identificaron otras ceolitas en menor presencia o en solo pocas muestras. Dentro de estas se encuentran la escolecita (mediante SEM/EDS, análisis en tabla 5.1) y analcima (DRX, una sola muestra, en **afloramiento 1**).

En la figura 5.5 se observa un difractograma, de polvo de una vetilla. Dentro de esta vetilla, esencialmente de ceolitas, los minerales de más importancia según los picos de difracción son: cuarzo, laumontita, wairakita, yugawaralita, hematita y feldespato(indiferenciado).

### 5.3.3. Albita

Se presenta principalmente como parches en plagioclasas, en estos parches de distinta composición, existe una tendencia química a ir variando gradualmente de una plagioclasa cálcica a una más sódica. Esta tendencia se observa en la figura 5.4, y a SEM en la figura 5.3.

En el triángulo de la figura 5.4 se puede observar la albitización del extremo cálcico (An) hacia al extremo sódico (Ab). Es en las plagioclasas donde se concentra el sodio principalmente. En cuanto a las ceolitas, estas se encuentran entre el extremo ( $CaO + MgO$ ) y  $10(SiO_2/Al_2O_3)$ , variando entre los campos de laumontita, wairakita, yugawaralita, epistilbita, estelerita, y escolecita. Todas ellas, esencialmente cálcicas.

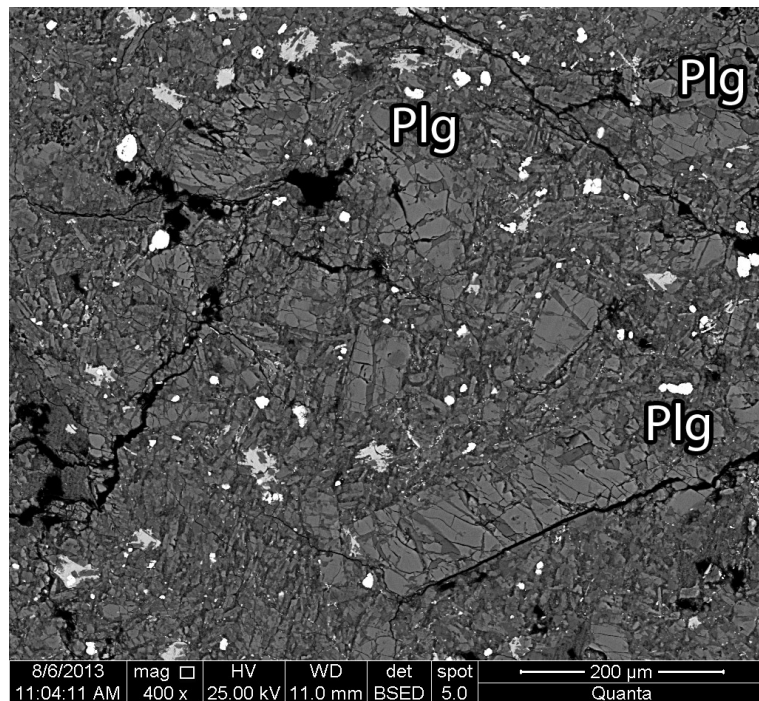


Figura 5.3: Albitización por sectores en plagioclasas. Los sectores oscuros corresponden a una plagioclasa cálcica, y los más claros a una sódico-cálcica.

#### 5.3.4. Calcita

La calcita es un mineral secundario que esta presente de forma considerable. Probablemente sea el segundo mineral de alteración de mayor presencia después de la laumontita. Su dominio preferido es cualquier cavidad rellenable, estando presente principalmente en vetillas. Sus tamaños de cristales son milimétricos, a veces hasta cristales euhedrales de 3 mm, pero la mayor presencia de calcita se encuentra en cristales anhedrales con tamaños menores a 1 mm. Se encuentra en muchas partes con laumontita y otras ceolitas, sin embargo, observaciones de relaciones texturales sugieren que la calcita se encuentra en desequilibrio con las ceolitas.

#### 5.3.5. Epidota

Se encuentran dos tipos de epidota, uno con hábito prismático alargado, y otro como agregados granulares, estos últimos son más comunes y tienen tamaños menores a 0.03mm, mientras que los prismáticos en una muestra alcanzaron tamaños de hasta 0.2mm. El valor  $X_{Fe}$  calculado es en promedio  $0.23 \pm 0.05$ , y representa la razón  $(Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al))$ . Su presencia es escasa y limitada solo a la parte central del **afloreamiento 2**.

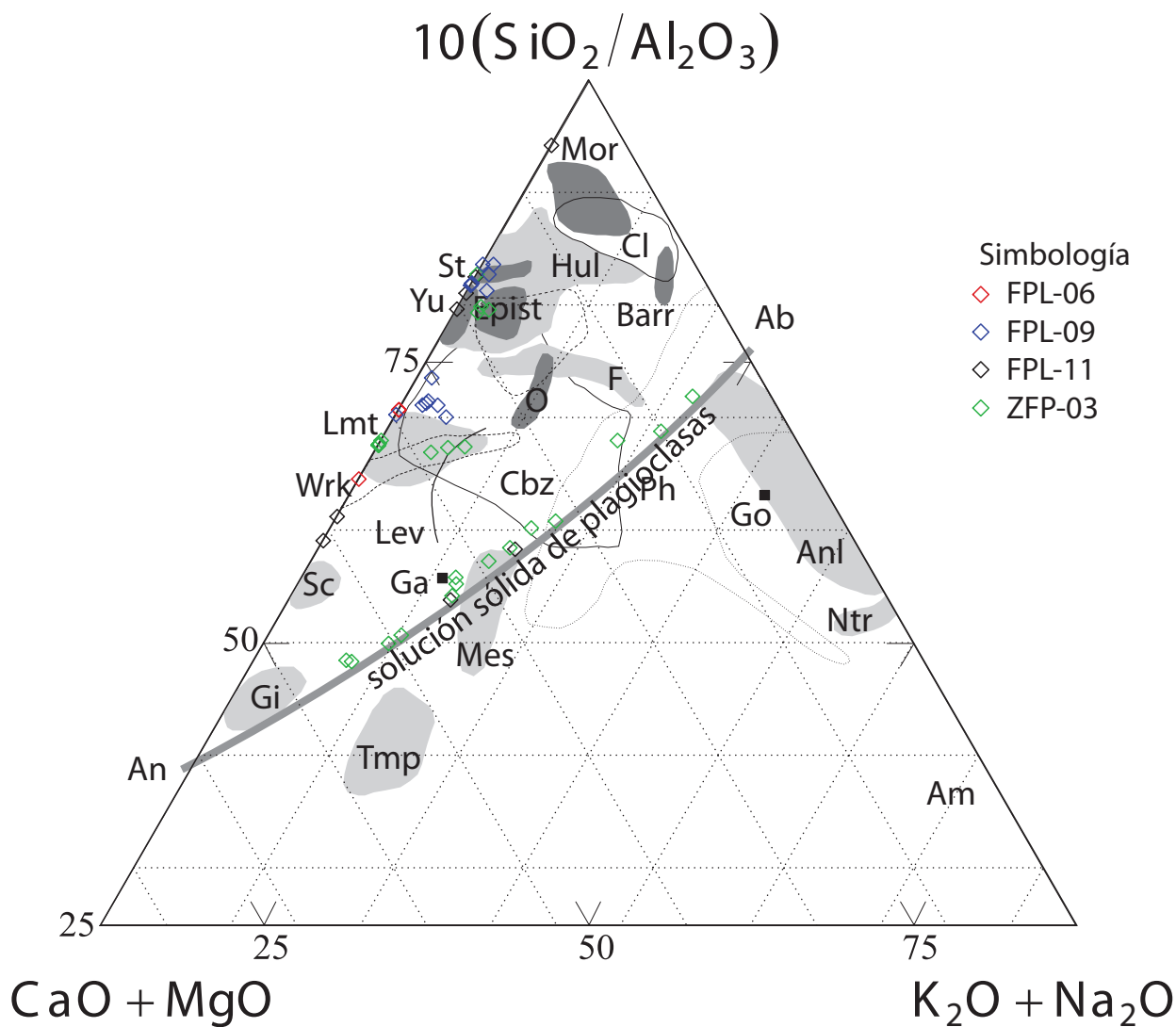


Figura 5.4: Proyección de ceolitas y feldespatos en triángulo  $10(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , usado para la clasificación química de ceolitas. Campos de la composición de ceolitas fueron delimitados usando base de datos que consiste en una compilación de numerosos trabajos publicados en revistas internacionales, por Fuentes *et al.* (2004), en base a Iijima (1978); Viereck *et al.* (1982); Zeng & Liou (1982); Gottardi & Galli (1985); Cho *et al.* (1986, 1987); Aguirre & Atherton (1987); Deer *et al.* (1992); Vergara *et al.* (1993); Cochemé *et al.* (1996); De’Gennaro & Langella (1996); Ibrahim & Hall (1996); Di Renzo & Gabelica (1997); Aguirre *et al.* (2000); Vattuonne *et al.* (2001). Mor:mordenita; Hul:heulandita; Cpt:clinoptilolita; St:stelerita; Yug:yugawaralita; Epist:epistilbita; Stb:estilbita; Barr: barrerita; F: faujasite; O:ofretita; Lmt:laumontita; Wrk:wairakita; Cbz:chabacita; Lev:levinita; Ph:filipsita; Go:gobinsita; Anl:analcima; Ntr:natrolita; Sc:escolecita; Ga:garronita; Mes:mesolita; Gi:gismondino; Am:amicita; Ab:albita; An:Anortita



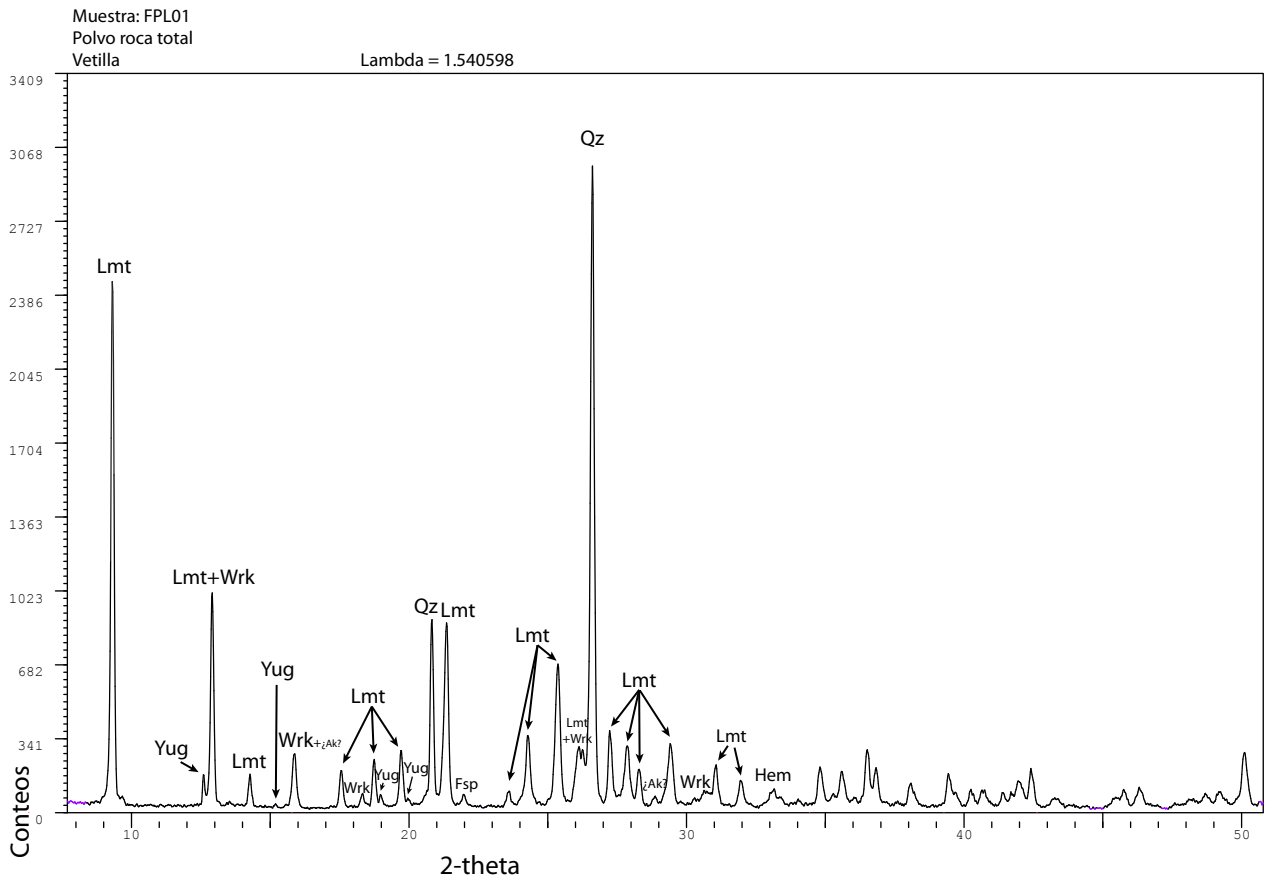


Figura 5.5: Difractograma de vetilla. El patrón de laumontita se repite en numerosas muestras. En este caso en asociación con wairakita y yugawaralita entre otros. Lmt:Laumontita; Wrk:Wairakita; Yug:Yugawaralita; Qz:Cuarzo; Hem:Hematita; Fsp:Feldespato (indiferenciado) Ak: Akermanita.

### 5.3.6. Titanita

Se presenta como cristales subhedrales a euhedrales, con hábito romboidal a hexagonal y con relieve muy alto. Sus tamaños no superan los 0.2 mm, y se encuentra en máficos alterados y en amígdalas. La presencia de titanita es amplia, pues se encuentra en numerosas muestras, sin embargo, volumétricamente, se encuentra en poca cantidad.

### 5.3.7. Apatito

Se han reconocido apatitos en la masa fundamental de la roca, sin tener claro su origen (ígneo o hidrotermal). Sin embargo, se han encontrado cristales de apatito en vetillas (2 muestras), con bordes de reacción junto a laumontita, lo que se ha interpretado como apatitos hidrotermales. Se observaron tamaños aproximados de 50  $\mu\text{m}$  y cristales anhedrales. Se ha

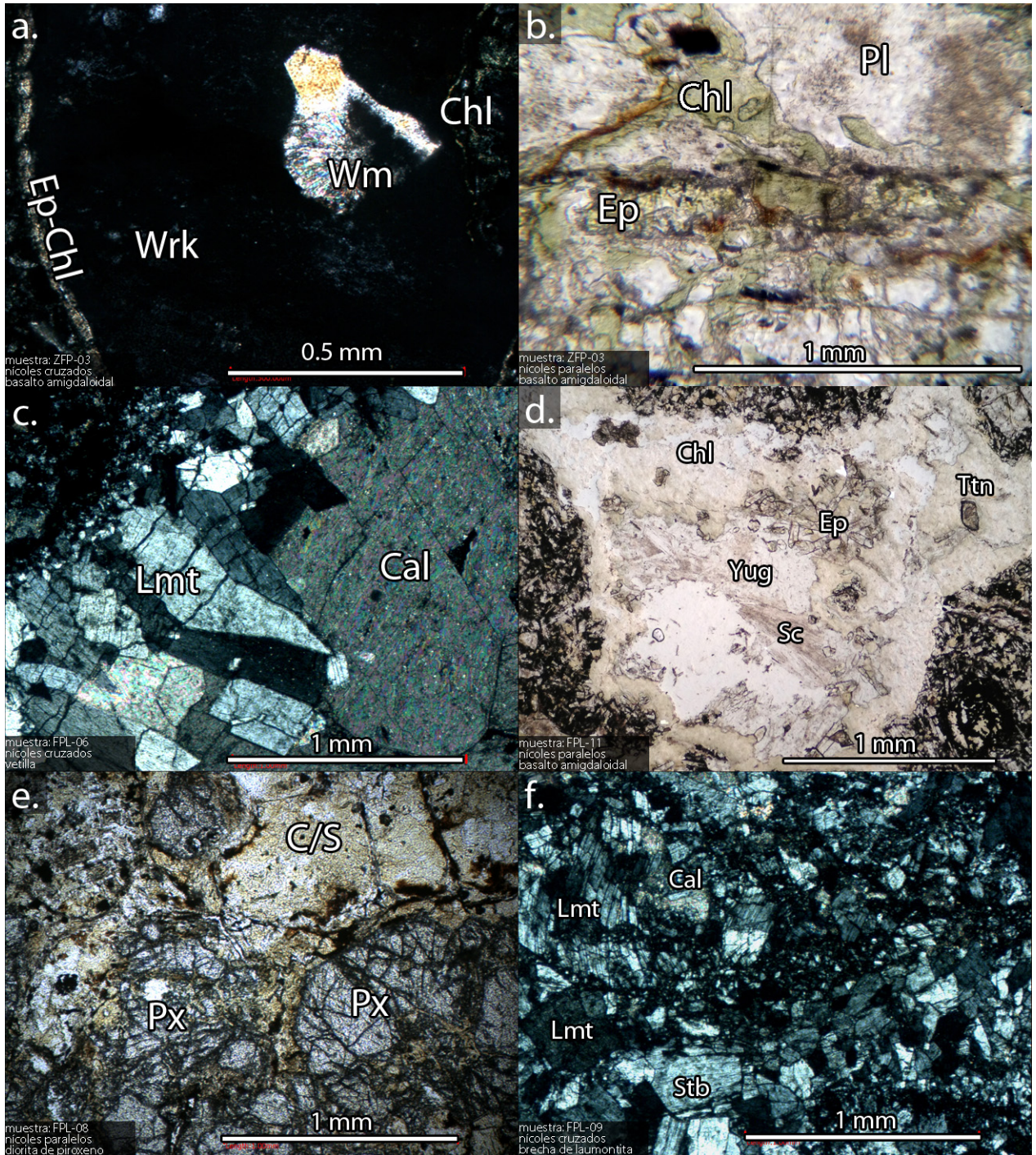


Figura 5.6: Fotografías de láminas delgadas. [a] Amígdala con borde de epidota-clorita, y al centro mica blanca y clorita. [b] Clorita y epidota formadas en plagioclasa. [c] Vetilla con borde de laumontita creciendo hacia el centro, y en el centro calcita. [d] Amígdala con epidota prismática, borde clorítico y cristales de titanita, al centro relleno por ceolitas cálcicas. [e] Diorita de piroxeno con reemplazo de C/S. [f] Laumontita cataclástica con estilbita, y calcita posterior a la deformación.

identificado la variedad flúorapatito, por los contenidos de flúor obtenidos, y su presencia es muy escasa.

### 5.3.8. Filosilicatos

#### 5.3.8.1. Clorita

A microscopio óptico se observa como una masa verdosa, y en algunas partes como una masa amarillenta en la masa fundamental de las rocas. A través del SEM también fue posible la observación de este mineral, en algunos casos con cristalización sin orientación preferente, mientras que en otros se lograron observar grandes agregados orientados (de 100  $\mu\text{m}$ ). La clorita está presente principalmente en la masa fundamental de las rocas, en algunos casos en reemplazo de minerales máficos, y también es común que esté en los bordes de las amígdalas y rellenando las fracturas de plagioclasas.

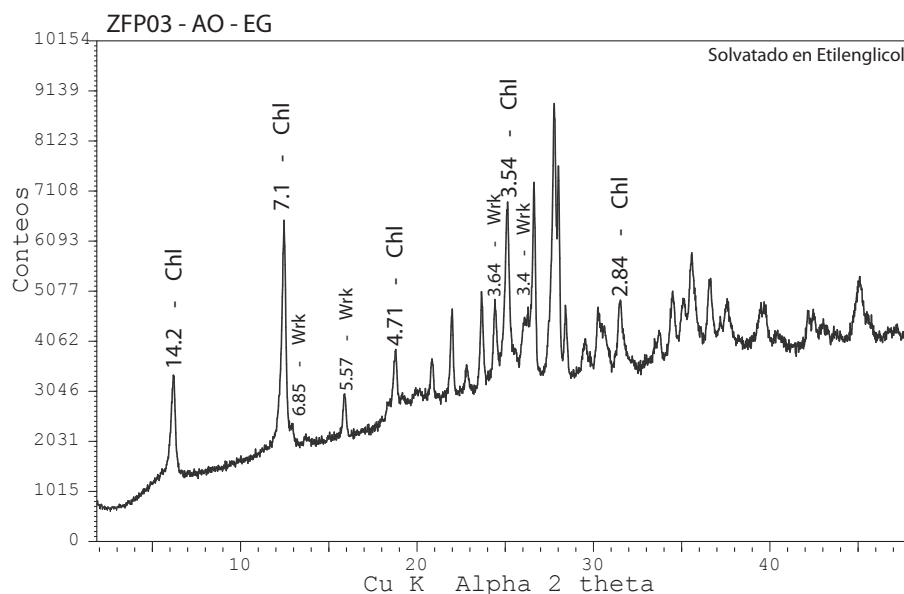


Figura 5.7: Patrón de difracción de clorita junto a wairakita, los otros *peaks* corresponden a cuarzo y plagioclasa. Muestra ZFP-03.

En la figura 5.7 se puede observar el patrón común en el **afloresamiento 2**, de clorita pura, en un AO-T (agregado orientado de roca total), lo que destaca la importante presencia de este filosilicato en esta muestra. La clorita es el filosilicato presente de mayor importancia en el **afloresamiento 2** junto a la esmectita. En la figura 5.11 [a] y [b] se pueden observar dos agregados de cloritas.

Se muestra la composición de las cloritas en óxido en la tabla 5.2, obtenida a través de



Tabla 5.2: Análisis de SEM/EDS y fórmulas estructurales de cloritas de tres muestras. En la parte inferior se detallan las temperaturas de formación de la clorita con distintos geotermómetros.

Muestra	FPL-09				FPL-11			ZFP-03		
Código EDS	02EDS03	03EDS02	09EDS05	10EDS01	05EDS01	05EDS02	05EDS03	04EDS02	05EDS02	09EDS02
SiO2	32.37	32.19	32.77	33.50	35.50	36.02	36.65	33.87	33.66	32.51
Al2O3	23.63	24.02	22.82	22.84	21.78	20.44	21.25	22.82	22.81	23.18
FeOt	26.28	25.52	25.69	24.03	20.34	20.56	19.07	22.84	24.01	24.83
MgO	16.62	16.37	17.75	18.51	20.72	21.30	21.55	18.82	18.51	18.30
MnO	1.10	1.53	0.96	1.13	1.25	1.23	1.02	1.14	1.01	1.18
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.37	0.00	0.00	0.41	0.45	0.46	0.50	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Cationes recalculados a 14 oxígenos										
Si	2.94	2.92	2.97	3.01	3.13	3.18	3.20	3.02	3.02	2.94
Al IV	1.06	1.08	1.03	0.99	0.87	0.82	0.80	0.98	0.98	1.06
Al VI	1.47	1.49	1.40	1.42	1.39	1.30	1.39	1.43	1.43	1.40
Al tot	2.53	2.57	2.43	2.42	2.26	2.13	2.19	2.40	2.41	2.47
Fe <sup>2+</sup>	2.00	1.94	1.94	1.80	1.50	1.52	1.39	1.71	1.80	1.87
Mg	2.25	2.21	2.40	2.48	2.72	2.80	2.81	2.51	2.47	2.46
Mn	0.08	0.12	0.07	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.04	0.04	0.05	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ VI	5.80	5.76	5.82	5.79	5.70	5.72	5.66	5.73	5.78	5.83
XFe	0.47	0.47	0.45	0.42	0.36	0.35	0.33	0.41	0.42	0.43
Xc(%)	77	73	79	76	68	69	64	70	75	81

Geotermómetro de Cathelineau & Nieva, 1985 - [°C]

243.85	247.55	237.93	229.46	203.56	192.62	187.93	225.50	227.08	244.58
--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Geotermómetro de Kranidiotis & Maclean, 1987 - [°C]

277.84	281.26	270.33	259.93	229.27	218.12	212.01	254.78	257.55	275.76
--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Geotermómetro de Cathelineau, 1988 - [°C]

279.76	285.34	270.82	258.03	218.94	202.43	195.34	252.05	254.44	280.86
--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Geotermómetro de Xie *et al.*, 1997 - [°C]

211.23	218.30	211.71	210.34	199.65	184.75	186.02	211.36	206.83	228.55
--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

SEM/EDS, a los cuales se les aplicó el geotermómetro de Cathelineau & Nieva (1985), Kranidiotis & Maclean (1987), Cathelineau (1988) y Xie *et al.* (1997). Las 3 muestras presentan clorita pura, obtenido por DRX, esto se puede apreciar para la muestra FPL-09 en la figura 5.8. y para la muestra ZFP03 en la figura 5.7. En ambos, los *peaks* característicos se muestran a los 14.2, 7.1 y 4.71, al igual que en la muestra FPL-11. Las temperaturas resultantes a través de los geotermómetros son superiores a 200°C, además, tienen un máximo de temperatura en un rango entre los 228.55 (según geotermómetro de Xie *et al.*, 1997) a 280.86°C (según geotermómetro de Cathelineau, 1988), para la muestra de mayor temperatura de formación, ZFP-03.

Además se muestra el valor de  $X_c$  (del método de Wise en ??), con valores rondando aproximadamente 75 %, que significa que los interestratificados de C/S tienen 75 % de capas de clorita, sin embargo, estas muestras, indicaron la presencia de clorita pura o casi pura a través de DRX, (e.g. figura 5.7), por lo que el valor de  $X_c$  no se correlacionaría bien para

el caso de estas cloritas, y se puede encontrar una relación con la temperatura de formación de los geotermómetros, donde el  $X_c$  es mayor para las cloritas de mayor temperatura de formación.

### 5.3.8.2. Micas blancas

Observadas al microscopio rellenando amígdalas, en agregados radiales de tamaños de hasta 0.25 mm. Su reconocimiento sin embargo, fue fundamentalmente a través de DRX en la fracción arcilla. A través del SEM se observó formándose en laumontita, y en algunas amígdalas formándose en microfracturas en wairakita. En cuanto a su presencia se considera escasa, y principalmente en la fracción arcilla. Muy frecuentemente está asociada a la clorita.

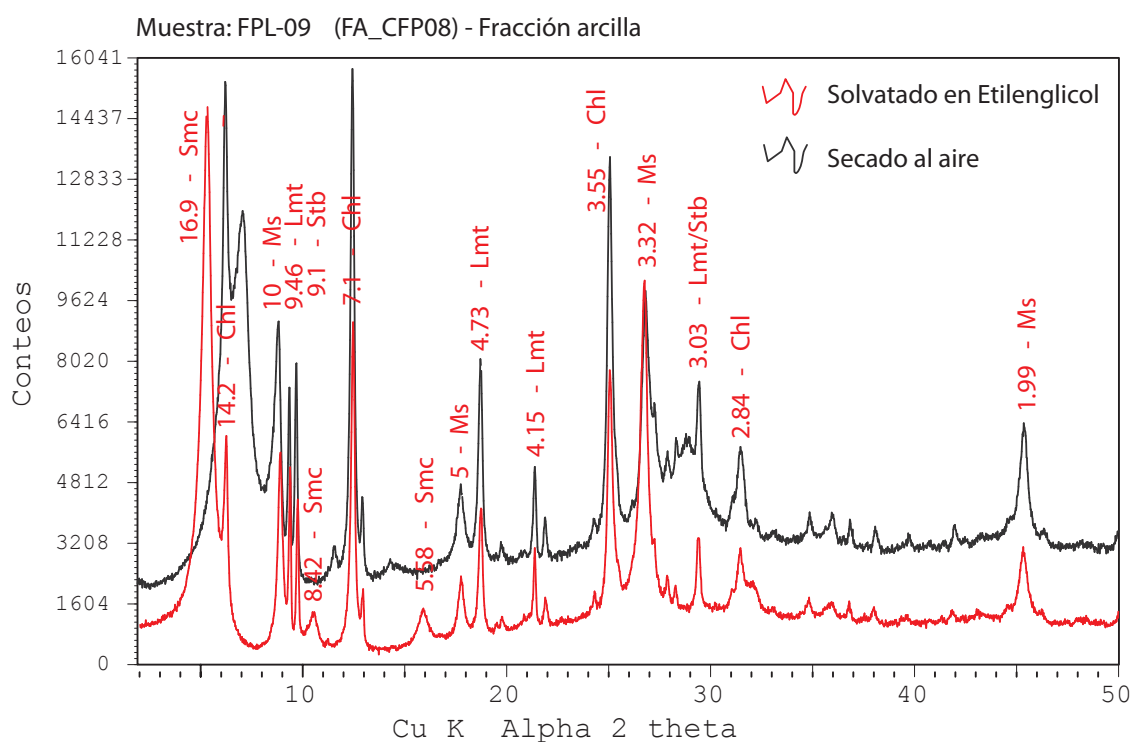


Figura 5.8: Patrón de difracción de la fracción arcilla secado al aire, y solvatado en etilenglicol, para la muestra FPL-09. En este caso se identifican los filosilicatos clorita, moscovita y esmectitas, acompañado de ceolitas.

En la figura 5.8 se observa un difractograma con *peaks* de laumontita, estilbita, junto clorita y micas blancas, con esmectitas. La ausencia de desplazamiento por parte de las cloritas y micas blancas confirma la ausencia de capas de esmectitas entre ellas, asignándoles un valores de 100 % para los valores de I/S y C/S en la figura 5.15.

En la figura 5.9 se pueden diferenciar gráficamente las micas encontradas en la muestra

Tabla 5.3: Análisis de SEM/EDS y fórmulas estructurales de micas blancas de dos muestras.

Muestra	FPL-09						ZFP-03			
Código EDS	02EDS06	09EDS01	09EDS02	10EDS02	10EDS04	03EDS03	16EDS01	16EDS05	17EDS03	01EDS01
SiO <sub>2</sub>	49.84	49.64	52.15	52.21	52.33	55.06	53.90	55.09	53.63	54.85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.75	32.54	31.99	31.98	33.68	28.05	37.79	36.51	37.73	38.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	7.76	6.93	5.37	6.03	3.50	7.77	0.00	0.54	0.00	0.00
MgO	1.22	1.17	1.09	1.42	0.62	1.61	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.69	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	9.20	9.71	9.40	8.36	9.88	6.82	8.31	7.87	8.64	7.09
Ti <sub>2</sub> O	1.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Cationes recalculados a 11 oxígenos										
Si	3.18	3.16	3.29	3.28	3.28	3.44	3.30	3.36	3.29	3.32
Al IV	0.82	0.84	0.71	0.72	0.72	0.56	0.70	0.64	0.71	0.68
Al VI	1.49	1.61	1.66	1.64	1.77	1.51	2.02	1.98	2.01	2.04
Al total	2.31	2.44	2.38	2.37	2.49	2.07	2.72	2.62	2.73	2.72
Fe <sup>3+</sup>	0.37	0.33	0.25	0.28	0.17	0.37	0.00	0.02	0.00	0.00
Mg	0.12	0.11	0.10	0.13	0.06	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.75	0.79	0.76	0.67	0.79	0.54	0.65	0.61	0.68	0.55
Ti	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ VI	2.04	2.05	2.02	2.06	2.00	2.02	2.02	2.01	2.01	2.04

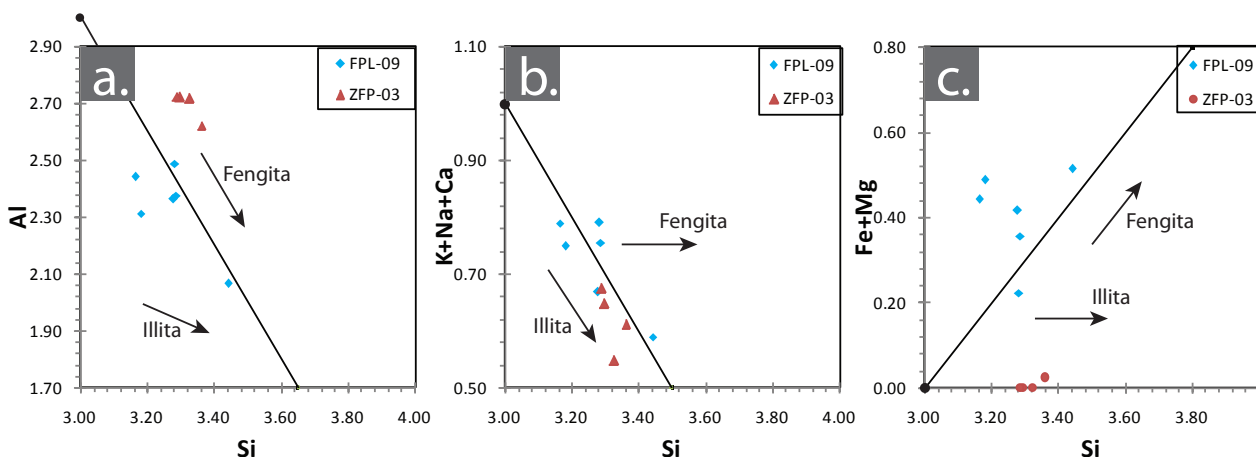


Figura 5.9: Diagramas de composición química de micas, de la tabla 5.3. Los puntos negros y las líneas continuas indican, respectivamente, la posición teórica de la moscovita, y los vectores de intercambio químico.

FPL-09 y la ZFP-03, siendo la característica principal de estas últimas la ausencia total de Fe y Mg, estando más cercana a una composición moscovítica.

### 5.3.8.3. Interestratificados

Corresponden a interestratificación de illita-esmectita (I/S) y clorita-esmectita (C/S). Su identificación fue exclusivamente a través de DRX en la fracción arcilla, donde se estimaron

porcentajes de illita y clorita respectivamente con respecto al porcentaje de esmectita.

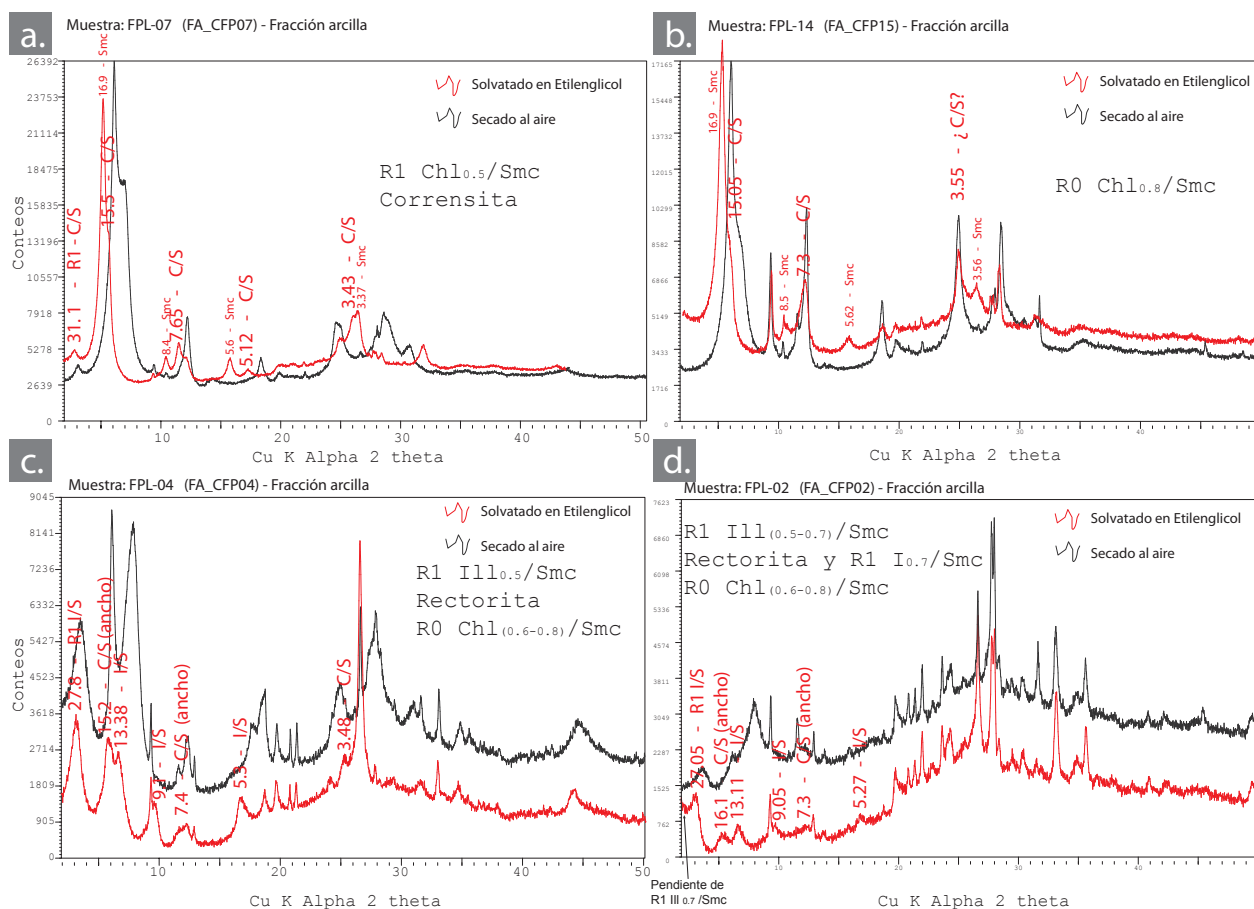


Figura 5.10: Difractogramas de fracción arcilla, secados al aire y solvatados en etilenglicol. [a] y [b] corresponden al intrusivo diorítico presente en el **afloreamiento 2**, [c] y [d] corresponden a rocas en el **afloreamiento 1**.

En la figura 5.10 [a] se puede observar el patrón de difracción para  $R1C_{0.5}/S$  (corrensita) siendo el peak característico el de 31.1 Å (14 Å de clorita y 17 Å de EG-esmectita). Lo mismo en [c] y [d] para el caso de  $R1I_{0.5}/S$  (rectorita), pero con 27 Å (10 Å de illita y 17 Å de EG-esmectita). El patrón de difracción de rectorita y de  $R1I_{0.7}/S$ , es muy similar, siendo la característica fundamental de la rectorita el peak en 27 (rectorita), y la presencia de una pendiente en el comienzo del difractograma para  $R1I_{0.7}/S$  (ángulo 2-3° en 2theta), que se observa en la figura 5.10 [d]. La presencia de estas dos características, se interpretó como la presencia de ambos interestratificados.

*Peaks* anchos se interpretaron como variaciones menores en el contenido de C/S o I/S dentro de una misma muestra, esto se ve en el caso de la figura 5.10 [c] y [d], donde los anchos *peaks* de C/S se interpretan como un rango entre 60-80 % de clorita en el interestratificado. Al contrario, *peaks* definidos (delgados), se interpretan como valores más precisos, como en el caso de la corrensita en la figura 5.10 [a].

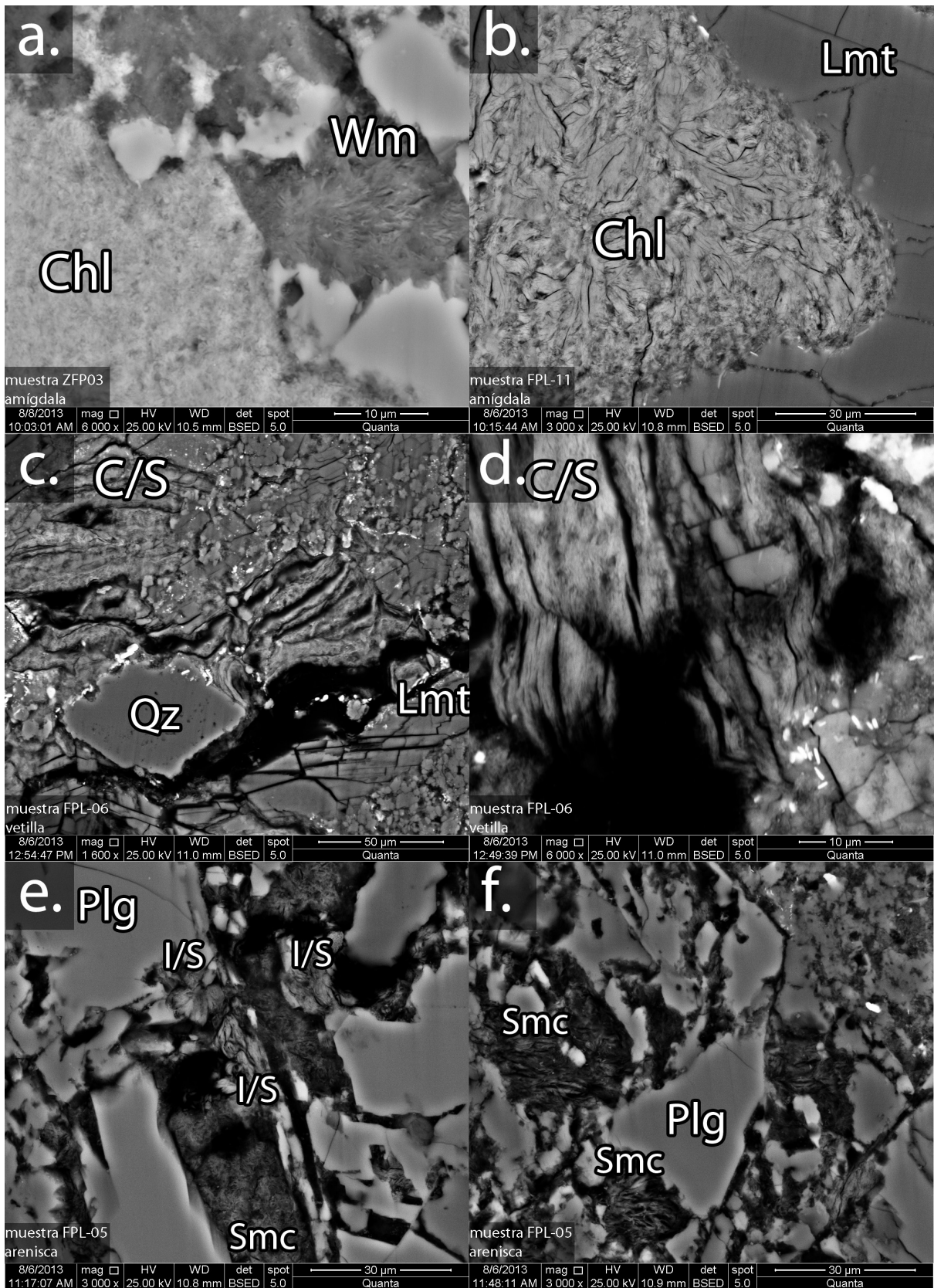


Figura 5.11: Arcillas al SEM. [a] Clorita fina junto a mica blanca. [b] Clorita junto a laumontita. [c] y [d] Clorita-esmectita (según DRX) en agregados direccionados. [e] illita-esmectita de color claro junto a esmectita, en cavidades en plagioclasas. [f] Esmectita en cavidades.



El resultado para las estimaciones de porcentajes de C/S de esto se puede ver en la figura 5.15 y 5.14. En la figura 5.6 [e], se observa un interestratificado de C/S café característico de los intrusivos dioríticos en el **afloramiento 1**. En la 5.11 [c] y [d] se pueden apreciar agregados de C/S ( $C_{0.9}/S$  para la muestra FPL-06) orientados en una misma dirección.

### 5.3.8.4. Esmectitas

Estas se encuentran presentes casi en su totalidad en el material de falla en las fracturas, además se observaron creciendo en cavidades de las rocas, con relaciones de contacto que sugieren que son posteriores a toda la mineralogía secundaria presente, aunque posiblemente asociada también a calcita. Se observaron también esmectitas formándose en laumontitas, como se observa en la figura 5.1 [b] y [d]. Se reconoció principalmente el tipo dioctaédrica montmorillonita. En la figura 5.11 [f] se puede observar el crecimiento de esmectitas en cavidades en plagioclasas junto a I/S.

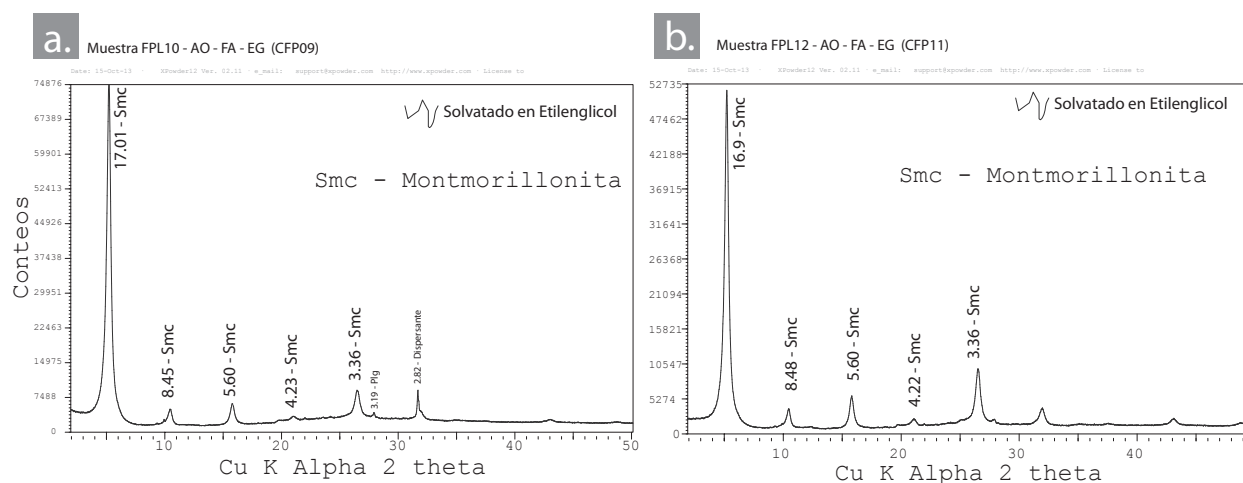


Figura 5.12: Patrón de montmorillonita.

En la figura 5.12 se observa un patrón de difracción característico de las esmectitas. Existe un incremento en intensidad en los peaks 8.48 - 5.6 - 3.36 con el aumento del ángulo 2 theta, este comportamiento es característico de la montmorillonita, sumado a la presencia del peak 4.22, el cual no está presente en todas las esmectitas (Moore & Reynolds, 1997).

## 5.4. Equilibrio mineral, asociaciones y temporalidad

A continuación se nombran algunas de las asociaciones minerales encontradas. Los criterios para determinar si se encontraban en equilibrio fueron distintos, y basados esencialmente

en relaciones texturales: (a) presencia reiterada de una misma asociación (por ejemplo, reiteradas vetillas y amígdalas con la misma asociación), (b) ausencia de claro desequilibrio. Las asociaciones determinadas son:

- (a) **Laumontita-Stilbita:** Probablemente la asociación mineral más común en ambos afloramientos, siendo siempre la laumontita la de mayor presencia. En la figura 5.13e. se observa esta asociación.
- (b) **Laumontita-Wairakita-Yugawaralita-Cuarzo-Clorita:** Asociación encontrada en vetilla homogénea de color blanco y espesor centrimétrico a través de DRX.
- (c) **Wairakita-Epidota-Cuarzo-Clorita:** Se encontró en amígdalas de basaltos. En la figura 5.13b se observa parte de esta asociación, con calcita posterior.
- (d) **Yugawaralita-Epidota-Titanita-Clorita:** Presente en amígdalas.
- (e) **Wairakita-Cuarzo:** Presente en vetillas.
- (f) **Calcita:** En mismas amígdalas anteriores de (c).
- (g) **Mica blanca - Clorita e interestratificados de estos con esmectitas:** Asociación presente en casi todo el sistema de alteración, formándose tanto en masa fundamental y minerales primarios, como en minerales de alteración.
- (h) **Esmectitas - (calcita):** Presentes en todo el afloramiento, concentrándose en la salbanda de falla, a veces en asociación con calcita anhedral.

A través de relaciones texturales, se interpretaron las temporalidades de estas asociaciones. Las primeras asociaciones minerales en formarse son las que involucran ceolitas cálcicas, como lo son (a), (b), (c), (d), (e) junto a la asociación (g). Luego se forma (f) y finalmente comienza un crecimiento de esmectita y calcita anhedral, de la asociación (h). La asociación (g) de cloritas y micas blancas se formó tanto en el episodio de ceolitas cálcicas como posterior a este. Lo último se puede ver, por ejemplo en la figura 5.6 [d], donde se observa una amígdala con borde de clorita y con ceolitas relleno el centro, lo que significa que la clorita se formó antes que la ceolita, mientras que por otro lado en la figura 5.13 [d], se observa una asociación de clorita-illita formándose en laumontita, es decir, posterior a esta. La posterioridad de la calcita se puede observar por ejemplo en la figura 5.13[b] y [e].

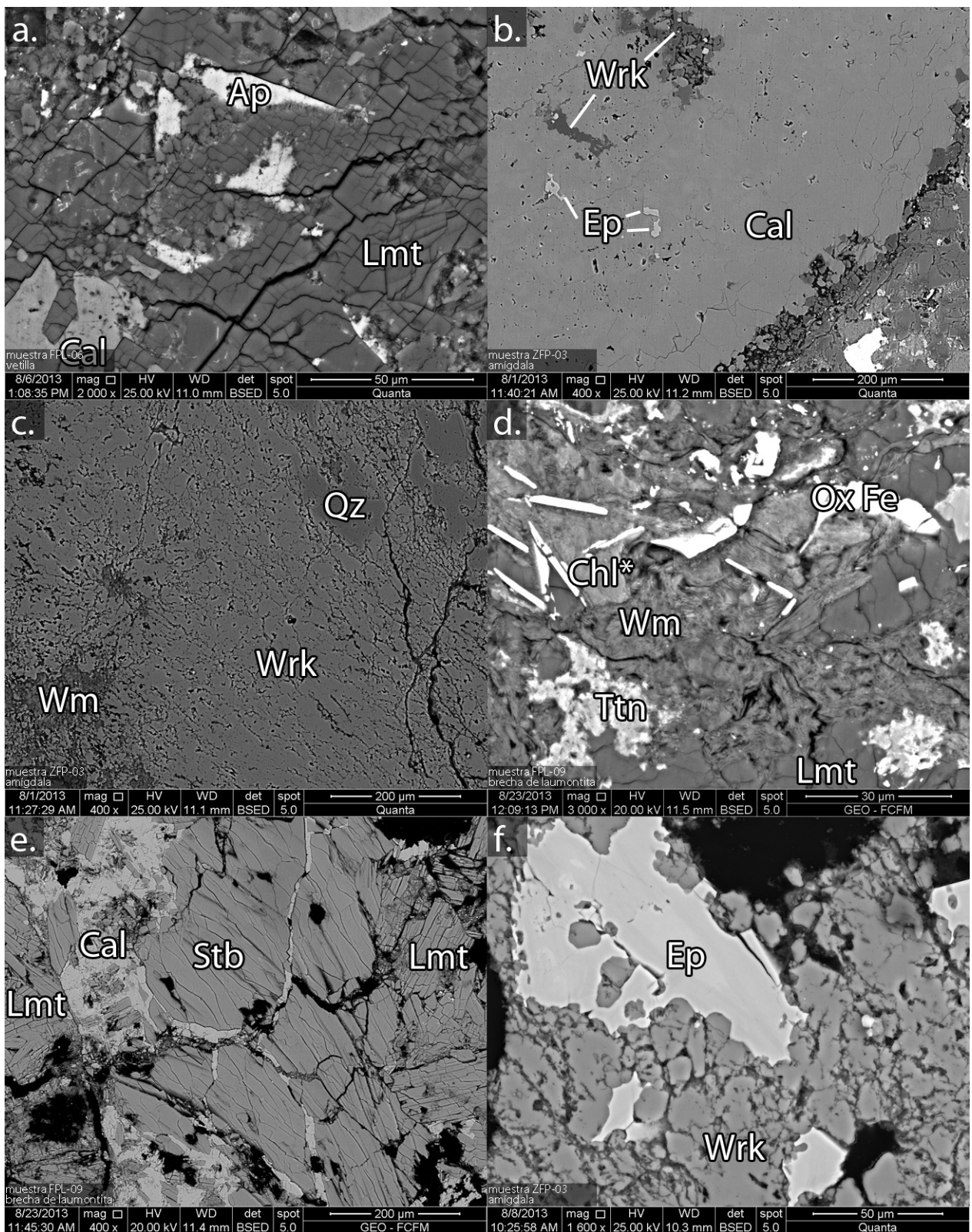


Figura 5.13: Secciones delgadas al SEM. [a] Apatito con laumontita, y esta con calcita. [b] Amígdala con wairakita y epidota, con calcita superpuesta. [c] Amígdala de wairakita con mica blanca, C/S, y esmectitas. [d] Clorita asociada a mica blanca, ambos formándose en laumontita, junto a titanita. [e] Asociación laumontita-estilbita con calcita relleno de fracturas. [f]. Cristales de epidota con bordes irregulares junto a wairakita, en amígdala.

## 5.5. Distribución y resumen

En el **afloreamiento 1** (ver figura 5.14) se identifican minerales de alteración concentrados principalmente en vetillas. Los minerales presentes son: laumontita, estilbita, wairakita, yugawaralita, clorita, cuarzo, calcita, mica blanca, interestratificados de C/S e I/S, y esmectitas. Los contenidos de clorita en los interestratificados de clorita-esmectita rondan los intervalos de 60 a 90 %, y los de illita-esmectita de 50 a 70 %. La laumontita se presenta abundantemente en las vetillas del afloramiento, mientras que otras ceolitas aparecen esporádicamente en estas vetillas y en menores cantidades relativas con respecto a la laumontita. La calcita se presenta regularmente en vetillas en conjunto con laumontita o sola, de forma anhedral, y en algunos casos con cristales desarrollados euhedrales. En este afloramiento no se aplicó geotermómetro debido a la interestratificación de esmectita en las cloritas.

En el **afloreamiento 2** (ver figura 5.15) la mineralogía secundaria se localiza pervasivamente en toda la roca. Los minerales presentes son: laumontita, estilbita, epistilbita, wairakita, yugawaralita, epidota, titanita, calcita, caolinita, esmectita e interestratificados de C/S. La roca se encuentra brechizada, con mucha densidad de fracturas las cuales son rellenadas por un material fino, interpretado como salbanda. Esta salbanda se compone de la misma roca, pero de fragmentos pequeños, con una alteración asociada, y con mayor presencia de esmectitas, lo que le entrega una coloración blanquecina. La laumontita se encuentra casi a lo largo de todo el afloramiento, a excepción de la parte media, donde prevalece la variedad wairakita en conjunto con epidota. La estilbita se asocia a la presencia de laumontita y epistilbita. Los geotermómetros de clorita pura, entregan temperaturas entre 200 y 285°C. Los intrusivos presentes (dioritas de piroxeno), se encuentra relativamente frescos, preservando piroxenos y anfíboles dentro de su mineralogía primaria, la alteración de estos intrusivos desencaja con la predominante en el afloramiento, y consiste en C/S, variando entre 50 a 80 % en contenido de clorita, la cual ópticamente se ve color café-anaranjado.

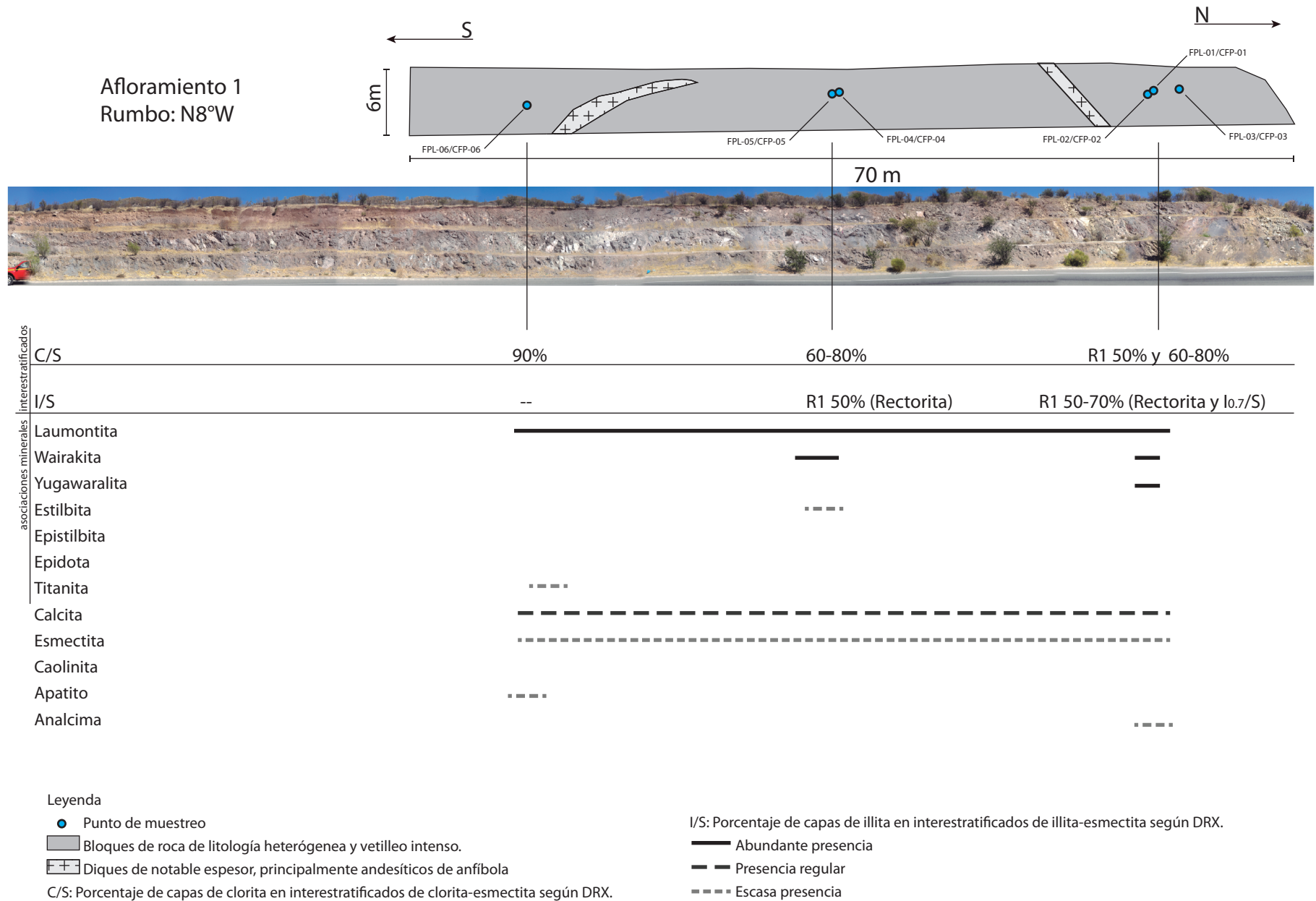


Figura 5.14: Distribución de mineralogía secundaria en **afloramiento 1** localizado a los 32°52'1.43"S - 70°31'18.56"W.

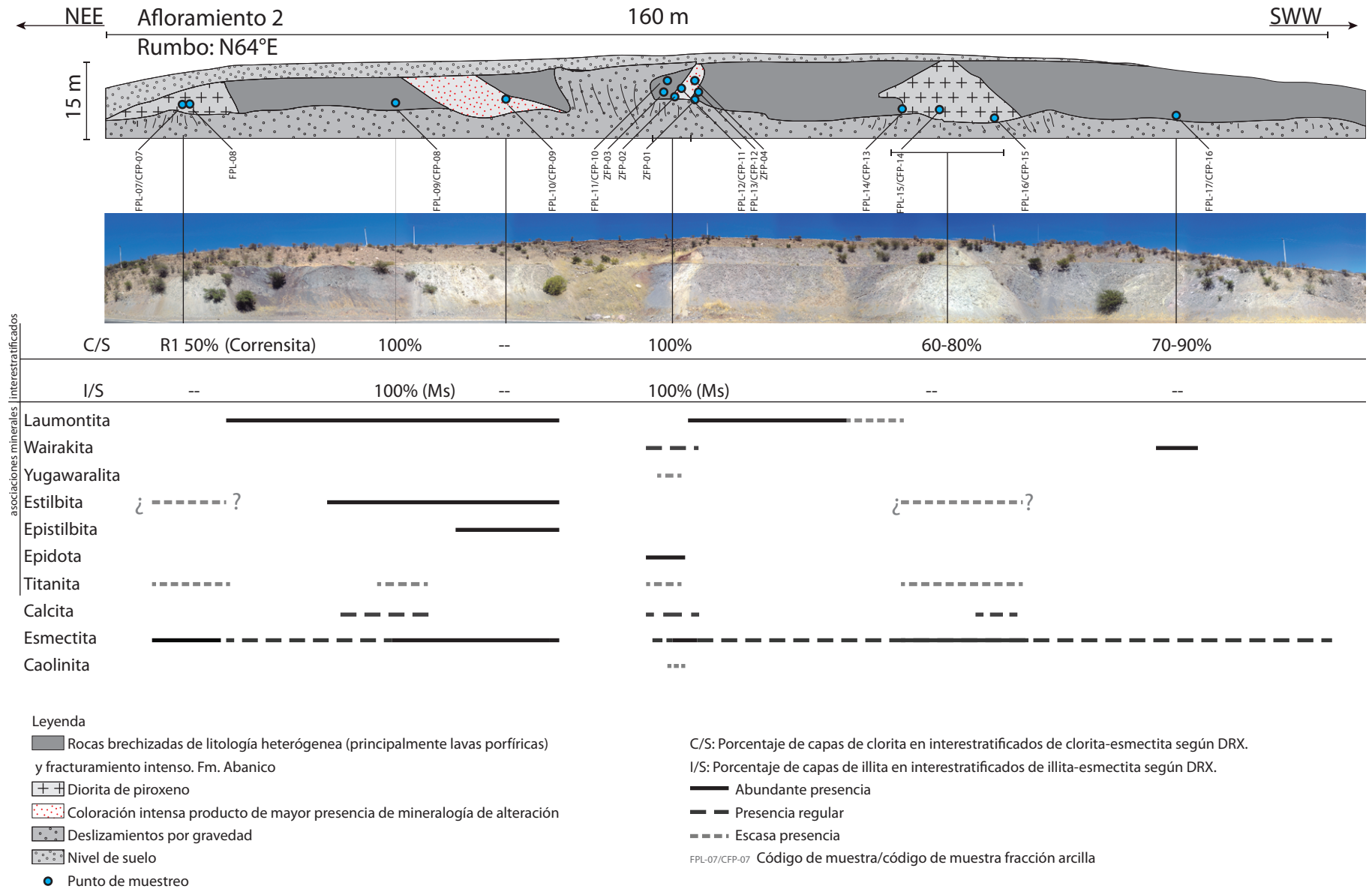


Figura 5.15: Distribución de mineralogía secundaria en **afloramiento 2** localizado a los 32°53'28.80"S - 70°32'13.37"W

## 5.6. Alteración en otras localidades de la falla

En la parte sur del SFPSR, se estudiaron 3 localidades, y su localización es como lo muestra la figura 1.3, y se describen a continuación.

### 5.6.1. Trinchera de la falla San-Ramón

Corresponde a una trinchera ubicada al este de la cuenca de Santiago, las rocas que afloran corresponden a depósitos aluviales del Pleistoceno Superior al Holoceno (Thiele, 1980; Rauld, 2011). A través de DRX se pudo identificar la presencia de esmectitas y una posible presencia de clorita, además de plagioclasa y cuarzo.

### 5.6.2. Baños de la Cal(33°18'51"S 70°26'45"W)

Esta localidad se encuentra en la quebrada del Estero Arrayán, cuya orientación es N45°E, al noreste de la comuna de Lo Barnechea, cuyas rocas aflorantes corresponden a la Fm. Abanico acorde a Thiele (1980). En la zona se encuentra una fuente termal llamada Baños de la Cal, cuya temperatura es de de aproximadamente 20°C, la que emerge directamente de las fracturas de las roca. Existe además una precipitación in situ de calcita por donde circula el agua termal. Además de esto se encuentran múltiples rodados de brechas hidrotermales con matriz de calcita euhedrales, con cristales de hasta 10mm. Estas brechas fueron extraídas para aprovechar la cantidad de calcita en estas, y existen piques abandonados producto de esta extracción (lugareños, comunicación oral).

En la roca caja de estas brechas, correspondiente a lavas de la Formación Abanico, se encontró a través de DRX presencia de laumontita relleno de color blanco, en sistemas de fracturas. Esta localidad no se encuentra directamente sobre la traza principal de la falla, identificadas en trabajos anteriores (e.g. Wall *et al.*, 1999), sino que se encuentra a aproximadamente 10km al este de esta.

### 5.6.3. Camino Pie Andino (33°16'41"S 70°36'17"W)

Camino que une la comuna de Lo Barnechea con la localidad de Chicureo, este camino corta en distintas direcciones a la traza del SFPSR, con algunos intrusivos del Eoceno-Oligoceno intruyendo a la Formación Abanico. El afloramiento estudiado presenta costras blancas de



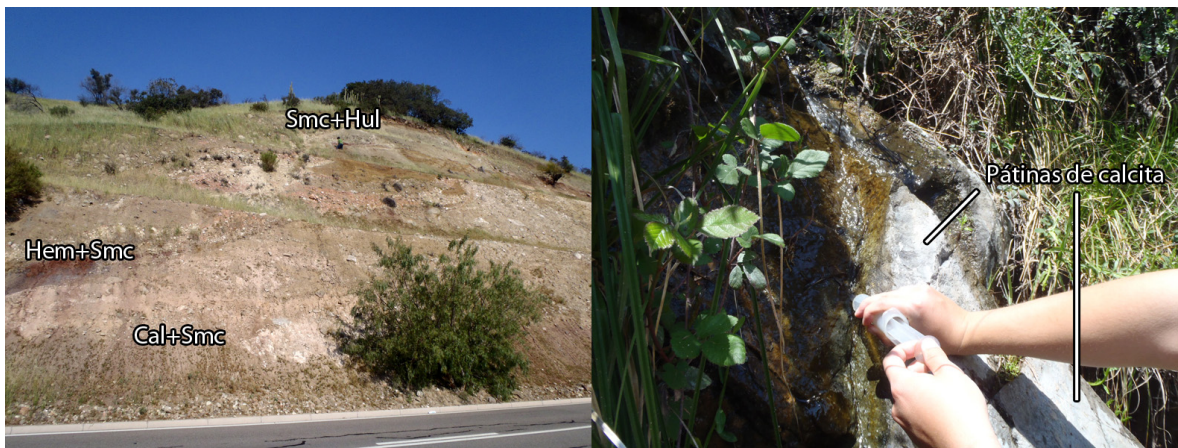


Figura 5.16: En [a] se observa el afloramiento en el camino pie andino con orientación N-S, con los minerales presentes de alteración según DRX. En [b] se aprecia el agua termal emergiendo de fracturas de la roca, con pátinas de calcita en esta.

esmetita con calcita, mientras que la alteración en la roca alcanza distintas tonalidades según su contenido en hematita y esmetita principalmente. Se encontró además una muestra con heulandita, en la figura 5.16 se observa la distribución de los minerales recién nombrados. Se explica el origen de calcita y esmetita como una alteración producto de la exposición de las rocas a las condiciones climáticas.

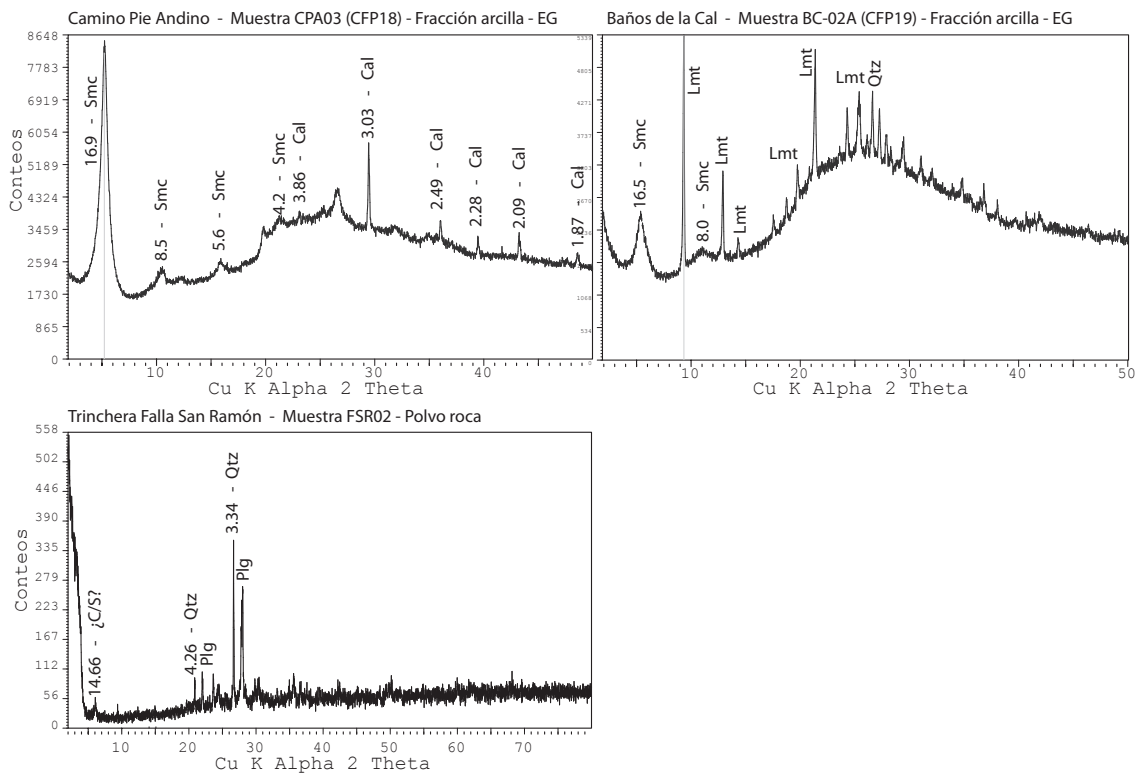


Figura 5.17: Difractogramas de rocas de Camino Pie Andino, Baños de la Cal y de la Trinchera de la Falla San Ramón.



# Capítulo 6

## Discusiones

### 6.1. Arquitectura de la falla

Existen distintos modelos conceptuales para describir la arquitectura de una falla, con deformación frágil, (e.g. [Chester & Logan, 1986](#); [Faulkner \*et al.\*, 2003](#); [Caine \*et al.\*, 1996](#), entre otros), los cuales acuerdan que existe un núcleo donde se concentra la mayor parte de la deformación, rodeado por una zona de daño, que posee fracturas y fallamientos. El núcleo generalmente consiste en salbanda, cataclasitas, o una combinación de ambas, mientras que la zona de daño generalmente consiste en fracturas con un amplio rango de escalas de longitudes y fallas subsidiarias. En este caso el SFPSR se ha descrito como un sistema con orientación N-S (e.g. [Aguirre, 1960](#); [Carter & Aguirre, 1965](#); [Rivano \*et al.\*, 1993](#)) subvertical, que según [Campbell \(2005\)](#) tiene importantes fallas asociadas con orientaciones aproximadas N60°E a E-W, y describe una zona de daño muy fracturada cortada por múltiples set de vetillas. Los rumbos principales de estos sets son N10° a 30°E, N40°W, y N50°E, y fue descrito entre las latitudes 32°30'S y 32°45'S aproximadamente.

Lo descrito por [Campbell \(2005\)](#) coincide con lo observado en este trabajo a la latitud 32°52'S (**afloramiento 1**), donde se identifica una zona fuertemente fracturada con estructuras (diques, vetillas, fracturas) con un rumbo que varia entre N30-60°E (**1m** y **2m** en figura 4.9.a.) y un set menor de rumbo perpendicular al anterior (**3m** en figura 4.9.a.), la representación gráfica se encuentra en la figura 4.9. El **afloramiento 1** se ha interpretado como perteneciente a la zona de daño del SFPSR y las orientaciones de las estructuras ubicadas entre este punto y el definido por [Campbell \(2005\)](#), sigan el comportamiento descrito anteriormente y respondan a la dinámica transformante dextral sugerida por [Rivano \*et al.\* \(1993, 1996\)](#).

El SFPSR se desarrolla en múltiples núcleos, identificados por algunos autores como Padilla (1981) o Campbell (2005). Padilla (1981) reconoce al menos 3 núcleos de la falla, en el área de Baños del Corazón, y entre estos núcleos, reconoce zonas con intenso vetilleo. Campbell (2005) a su vez identifica 2 zonas de fallas, localizadas al norte de la zona de Baños del Corazón que convergen en un punto y entre ambas encuentra bloques de roca lenticulares y zonas fracturadas. Estos núcleos mencionados poseen una orientación aproximada de N-S.

El **afloramiento 2** de este trabajo coincide muy bien con la definición de un núcleo de falla, por lo que se ha interpretado como tal, estas características son, entre otras: heterogeneidad litológica, presencia importante de filosilicatos y fracturamiento intenso. Otros núcleos en esta zona de estudio no fueron reconocidos, sin embargo, no se descarta que se encuentren bajo la cubierta sedimentaria de la zona. Teniendo esto en cuenta se estima un ancho de la zona de falla (núcleo + zona de daño), de al menos 2 kilómetros, asumiendo una simetría al lado oeste con respecto al este (afloramiento 2).

La permeabilidad se define como la capacidad que tiene un material de permitirle a un fluido que lo atraviese. Dentro de esta definición caben otros dos conceptos: (a) La permeabilidad intrínseca, que solo depende de las características internas del medio permeable, denotado por  $k$ , y, (b) la permeabilidad efectiva o conductividad hidráulica, que está ligada a las características texturales del medio físico y a las del fluido que transmite, denotado por  $K$  (definición de González de Vallejo *et al.*, 2004).

Las rocas encontradas en los afloramientos corresponden principalmente a lavas pertenecientes a la Formación Abanico, y además se encontraron algunas areniscas conglomerádicas e intrusivos dioríticos.

Tradicionalmente se han descrito los núcleos de falla como zonas de baja permeabilidad (e.g. Faulkner & Rutter, 2001), debido a la común presencia de filosilicatos en esta zona, los cuales poseen muy baja permeabilidad. Incluso existen estudios (e.g. Zhang & Tullis, 1998) que concluyen que el material de falla en el núcleo sujeto a esfuerzos de cizalle, puede disminuir la permeabilidad en varios órdenes de magnitud. Sin embargo, para esta zona de estudio, es precisamente en el núcleo donde existe más evidencia de circulación de fluidos, y mayor presencia de estructuras, así como también de filosilicatos, lo que iría en contra de lo mencionado anteriormente. Esto podría explicarse por la magnitud del sistema de falla, y por la intensa actividad que ha sufrido. Walker *et al.* (2013), en un estudio de permeabilidad en zonas de falla en basaltos, observan experimentalmente una alta permeabilidad en el núcleo de falla, mayor que la zona de daño, y lo relacionan a distintos factores, entre ellos a la conectividad de vetillas de ceolitas porosas, producto de hidrofracturas. Es esto último lo que explicaría en parte la intensa circulación de fluidos en el núcleo, pues las ceolitas son un

mineral abundante en este sistema de alteración.

## 6.2. Química

La alteración corresponde esencialmente a minerales calcosilicatados y ferromagnesianos, con ocurrencia menor de otros iones como titanio, fósforo, flúor, vanadio, y algunas tierras raras en traza. Esta mineralogía estaría en directa relación con la química de la roca de caja perteneciente a la Formación Abanico. El campo geotermal fósil estudiado por [Vergara \*et al.\* \(1993\)](#) en la localidad de Cerro Abanico y San Ramón, hospedado también en rocas de la Formación Abanico, presenta una mineralogía secundaria muy similar a la descrita en este estudio lo que apoya la idea que esta mineralogía responde al protolito, implicando una alta interacción fluido-roca gracias a la alta permeabilidad producto de la presencia de un sistema de falla. Por otro lado, campos geotérmicos fósiles hospedados en la Formación Farellones con signatura calcoalcalina, como el estudiado por [Fuentes \*et al.\* \(2004\)](#), en el área de la Cuesta de Chacabuco y [Aguirre \*et al.\* \(2000\)](#) en el área de Valle Nevado, presentan una mineralogía más diversa, en particular en las ceolitas. Se encuentran allí chabacita, mesolita, thomsonita, heulandita, clinoptilolita y mordenita, cuya química es mucho más diversa que las ceolitas cálcicas de este estudio.

En cuanto a las características de la química de los fluidos que pudieron producir esta alteración, [Nicholson \(1993\)](#) clasifica distintos tipos de agua en sistemas geotermales en base a sus propiedades químicas, y menciona la mineralogía que pueden producir. Los tipos de agua son: cloruradas, sulfatadas, bicarbonatadas, sulfato-cloruradas y cloruradas diluidas-bicarbonatadas, y su clasificación se basa principalmente en la variabilidad de los iones cloruro, carbonato y sulfato. La mineralogía característica producto de aguas cloruradas es: sílice (sílice amorfo, cuarzo, cristobalita), albita, adularia, illita, clorita, epidota, ceolitas, calcita, pirita, pirrotina y sulfuros metálicos. Estos minerales se correlacionan bien con la mineralogía presente en este estudio. El pH característico de estas aguas suele ser neutro con ligeras variaciones a ácido o alcalino.

Adicional a lo anterior se tiene que en la parte central del **afloresamiento 2**, donde hay coexistencia en amígdalas de wairakita, esmectitas, mica blanca, y epidota, según la figura 6.1, la coexistencia en equilibrio de estas no es factible, pues los campos de estabilidad de estas fases, están dadas por las relaciones de  $a_{Ca^{2+}}/a_{H^+}$  y  $a_{K^+}/a_{H^+}$ . Esto coincidiría con lo mencionado anteriormente, con respecto a la ausencia de feldespatos potásicos (o adularia en el caso de una menor temperatura) en el sistema hidrotermal. Además, la presencia de estas fases indicaría una variabilidad en la composición del fluido. Las relaciones de contacto en

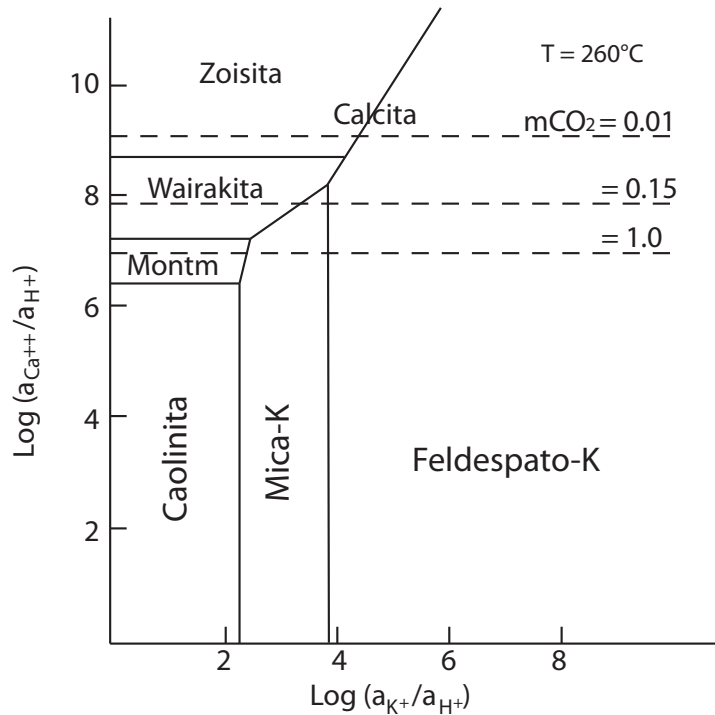


Figura 6.1: Diagrama de actividad que ilustra la estabilidad de minerales de potasio y calcio a 260°C, en presencia de cuarzo. Un incremento en  $m\text{CO}_2$  resultaría en un incremento en el campo de estabilidad de calcita a expensas de minerales silicatados (Browne, 1978). Si bien la temperatura predominante en el sistema no es de 260°C, muy posiblemente fueron cercanas a ésta y la variabilidad de los campos no debiese ser importante.

esta asociación mineral, se pueden observar en la figura 5.13 [b], [c] y [f], que corresponden a imágenes de estas amígdalas, donde el contacto irregular se interpreta como un desequilibrio químico entre las fases. Según las relaciones de contacto entre estas fases, se interpretó a la wairakita y epidota como iniciales, mientras que la calcita sería posterior, al igual que la esmectita, y mica-K cuyo crecimiento en microfracturas de la wairakita puede apreciarse en la figura 5.13 [b].

La relación entre la epidota y wairakita, no está clara. Sin embargo basado en la figura 5.13 [f], se podría interpretar a la epidota como el primer mineral en cristalizar, lo que indicaría químicamente un descenso en  $a_{\text{Ca}^{2+}}/a_{\text{H}^+}$ , pasando por los distintos campos de estabilidad de las fases, siendo la variabilidad de  $\text{log } a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$  baja para que permanezca en el campo de la mica-K. El aumento de  $m\text{CO}_2$  pudo ocurrir tanto simultáneamente con el descenso de  $a_{\text{Ca}^{2+}}/a_{\text{H}^+}$ , como posteriormente. Lo que sí es claro es que posiblemente llegó a valores cercanos a 1.0, pues la abundancia de calcita en desequilibrio con todo el sistema hidrotermal, es algo común, por lo que el cambio químico no sería solo local, sino más bien una evolución de un fluido clorurado a uno carbonatado a nivel del sistema hidrotermal.

## 6.3. Temperatura y presión

### 6.3.1. Temperatura

Para estimar la temperatura de alteración, se dispone de la siguiente información.

1. Mineralogía secundaria presente.
2. Composición química de cloritas.
3. Contenido de clorita e illita en interestratificados con esmectitas.

Reyes (1990) identificó una diversa mineralogía secundaria en pozos en campos geotérmicos de Filipinas, y los asoció a una temperatura de estabilidad. En la figura 6.2 se puede los resultados de este trabajo.

Otros autores también registraron datos de mineralogía en campos geotérmicos de Islandia, estos datos se grafican en la figura 6.3. De esto se pueden desprender que las temperaturas son similares a las observadas por Reyes (1990). La laumontita se encuentra en un rango entre 100-200°C, y la clorita pura aparece sobre los 220°C aproximadamente.

#### 6.3.1.1. Afloramiento 1: Zona de daño de la falla

Comparando la mineralogía del **afloramiento 1**, asociando la presencia de laumontita a la temperatura observada por Reyes (1990) se estima un rango entre los 120-220°C, además teniendo en cuenta los interestratificados de illita/esmectita en la zona de alteración de transición, se estima una temperatura entre los 180 y 220°C. La wairakita en algunas partes del afloramiento indicarían una temperatura entre los 220-300°C (acorde a Reyes, 1990), sin embargo esta se encuentra en rocas y vetillas aisladas, lo que no coincide con la alteración predominante en el afloramiento. Esta ocurrencia esporádica de wairakita se podría explicar a través de pulsos calientes y fugaces de fluidos a través de zonas permeables, lo que precipitaría wairakita directamente del fluido sin generar una alteración pervasiva en la roca.

Harvey & Brown (1991) estimaron temperaturas de formación del proceso esmectita - I/S - illita, y también para esmectita - C/S - clorita. En la figura 6.4 se aprecia que sobre los 70°C comienzan a aparecer los primeros interestratificados desordenados, y a los 90°C aparecen interestratificados ordenados, finalmente a los 190-220°C ya se tiene clorita e illita pura. Aplicando lo anterior al **afloramiento 1**, se obtiene que la temperatura de los fluidos circulantes en este afloramiento, fue predominantemente menor a 190°C, y mayor a 90°C,

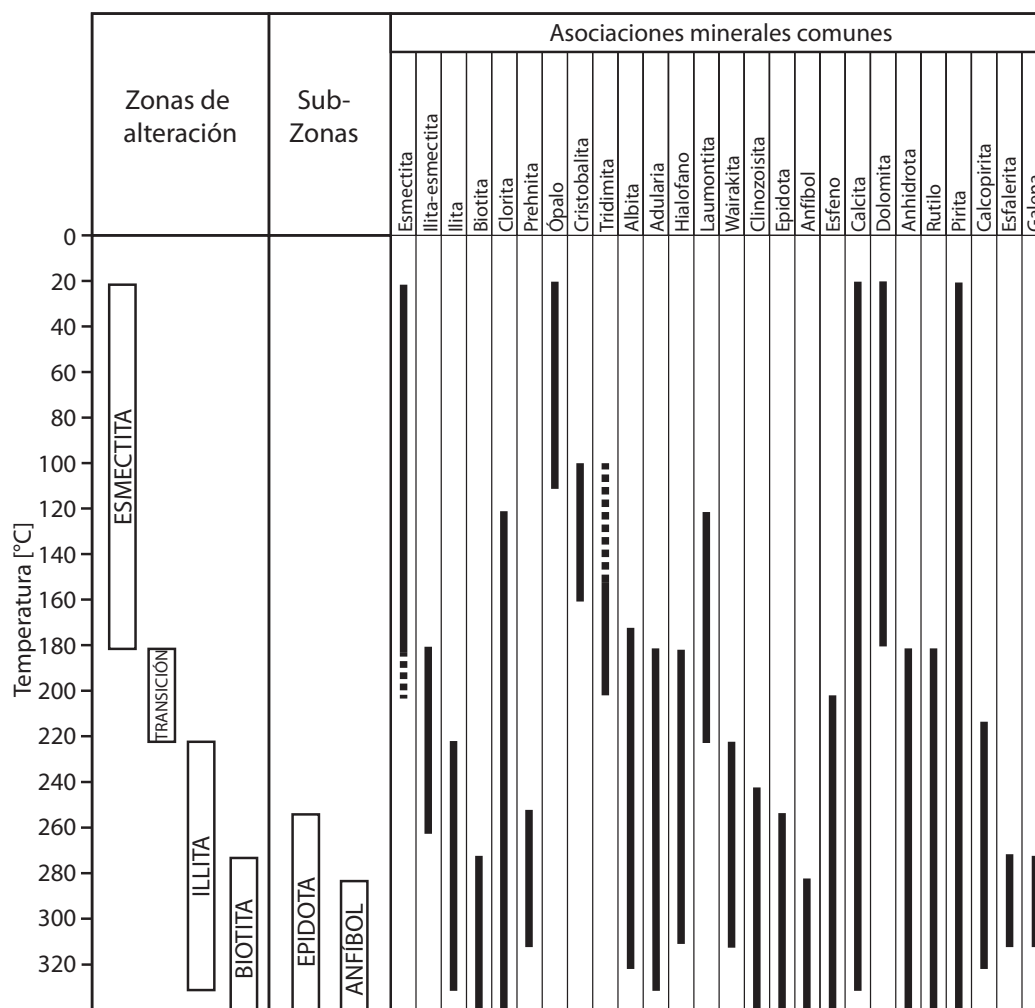


Figura 6.2: Zonas de alteración con pH neutro y su temperatura correspondiente. Se muestran las asociaciones minerales más comunes para este tipo de alteración. De Reyes (1990).

superponiendo este rango al rango de la laumontita, la temperatura estimada resulta entre los 120-190°C en la roca caja y de mayor temperatura para algunas asociaciones en vetillas o niveles permeables, superiores incluso a 220°C.

Como se mencionó en el marco geológico, la Formación Abanico fue afectada por un metamorfismo regional de bajo grado. Teniendo esto en consideración, la roca caja de este afloramiento, podría estar asociada a este metamorfismo, específicamente a la subfacies laumontita de la facies ceolita. Es decir, la formación de los interestratificados de I/S y C/S podrían estar respondiendo a este metamorfismo regional, y no a la alteración hidrotermal del sistema de falla. Esto podría explicar la incompatibilidad de temperaturas para las ceolitas cálcicas de alta temperatura (yugawaralita y wairakita), con la roca caja, y sería compatible con una alteración desarrollada en discontinuidades de poca densidad, en relación a la del afloramiento 2. Es decir, en la zona de daño la alteración hidrotermal de alta temperatura

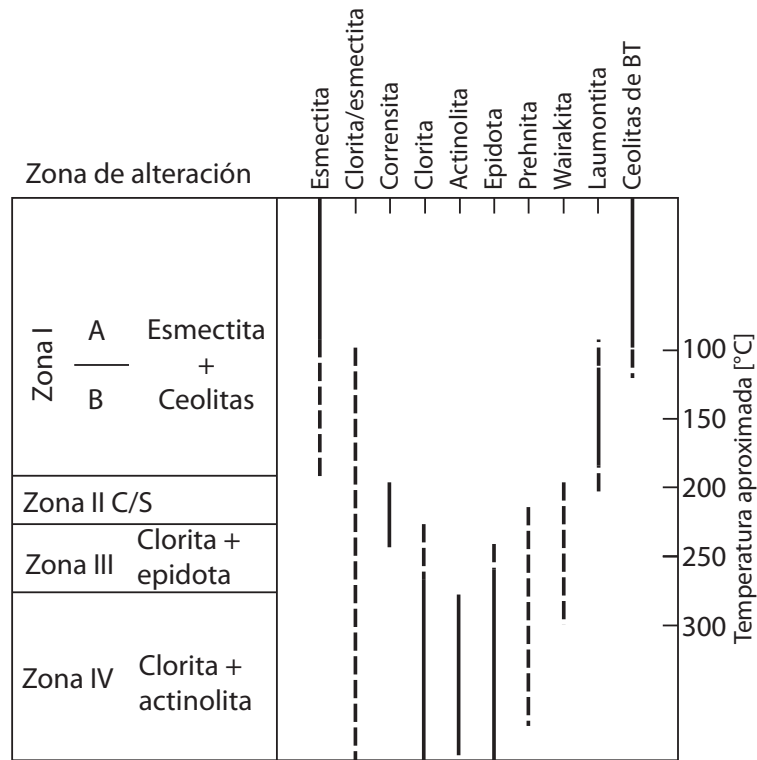


Figura 6.3: Zonación de minerales secundarios en campos hidrotermales activos, Islandia. Por Kristmannsdóttir (1975, 1977, 1978); Schiffman & Fridleifsson (1991). BT: baja temperatura.

(superior a 220°C) se desarrollo en las estructuras y no pervasivamente en la roca caja. Sin embargo esto último es sólo una teoría, pues no existe en este estudio, una evidencia que permita diferenciar los interestratificados formados en alteración hidrotermal, que los formados en un metamorfismo de bajo grado.

### 6.3.1.2. Afloramiento 2: Núcleo de la falla

Para el caso del **afloramiento 2**, que corresponde a un núcleo de la falla, la pureza de las cloritas e illitas (excepto por los intrusivos), es de 100 %, lo que establece una base de 190°C mínimos para la temperatura dominante de formación de los minerales secundarios (en base a Harvey & Brown, 1991). En la parte central además se encuentran epidotas en amígdalas (muestras ZFP-03 y FPL-11) con wairakita, indicando una temperatura de estabilidad según las figuras 6.3 y 6.2, mínima de 240°C y 250°C respectivamente. En esta parte central hay una ausencia de laumontita, lo que concuerda con las temperaturas de la epidota, y con el máximo valor de temperatura alcanzado por los otros campos geotérmicos.

En la parte oeste del afloramiento, aparecen interestratificados de C/S entre 70-90 % de clorita, lo que indicaría una temperatura menor a 190°C, sin embargo a la vez hay presencia

Permeabilidad y litología	Transformación de temperaturas								
	70°C		90°C		190-220°C				
Sedimentos de baja permeabilidad	Esmectita dioctaédrica	→	I/S aleatorio	→	I /S ordenado +bi-producto clorita	→	Illitización progresiva + clorita	→	illita+clorita (+?/C)
	Esmectita trioctaédrica		→	clorita/esmectita	→	aumento progresivo de orden		→	clorita
Zonas permeables en sedimentos y rocas volcánicas	Precipitación directa de illita + clorita								

Figura 6.4: Temperaturas de formación general de interestratificados de minerales de la arcilla, en campos geotérmicos. De Harvey & Brown (1991).

de wairakita. Esto podría explicarse de la siguiente manera: precipitación de wairakita desde un fluido caliente, con temperatura superior a 240°C, en una fractura acotando su zona de alteración a esa estructura. Esto se puede relacionar a la ocurrencia de wairakita también en el **afloramiento (1)**, en zonas de alta permeabilidad, a temperaturas de estabilidad que no se relacionan con la de la roca caja.

En la parte este del afloramiento, hay presencia de estilbita, simultánea con clorita y mica blanca pura, y con laumontita (muestra FPL-09). Mientras que la estilbita es compatible con la laumontita (ver figura 6.5), la clorita y mica blanca lo son con la laumontita a temperaturas mayores. Esto se traduce en una incompatibilidad de estabilidad de temperaturas entre la estilbita y la clorita y mica. A través de SEM, se pudo observar que la clorita y mica blanca está en contacto difuso con la laumontita (figura 5.13 [d]), interpretándose que la clorita y mica son posteriores a la asociación laumontita-estilbita (figura 5.13 [e]), mientras que contactos entre clorita-mica y estilbita no se observan. La muestra FPL-09 se encuentra fuertemente fracturada (ver figura 5.6 [f]), por vetillas de calcita que cortan la asociación laumontita-estilbita. Se proponen dos formas para explicar lo anteriormente descrito: (1) La asociación clorita-mica se formó por la circulación de fluidos localizados, a través de la asociación laumontita-estilbita, lo que generó la asociación laumontita-clorita-mica, y (2) El fracturamiento observado se asocia a actividad de la falla, lo que generaría desplazamiento de clastos, poniendo en contacto rocas con alteración de mayor temperatura con unas de menor. Estas dos formas no se consideran excluyentes, y evidencia de que hay movimientos relativos se encuentra a escala de bloques, cómo el posicionamiento de los intrusivos dioríticos, y a nivel micro, como se observa en la muestra FPL-09. Adicional a esto en la figura 5.15, entre las muestra FPL-09 y FPL-10 se observa una franja con intensa coloración blanquecina, con una marcada inclinación aparente hacia el SWW, esto estaría asociado a un movimiento relativo de bloques producto de la actividad tectónica de la zona, lo que habría generado una nueva zona permeable justo después del movimiento de la falla. Esta idea habría sido sugerida entre otros por Sibson (2001); Cox *et al.* (2001); Sibson (1990) para precipitación



en depósitos minerales.

De acuerdo a [Frey \*et al.\* \(1991\)](#), el campo de estabilidad de la heulandita está restringido a presiones inferiores a 1800 bares, lo que significa que un aumento de temperatura en la estilbita, formaría heulandita, y luego laumontita, por deshidratación. La heulandita no se registró en este afloramiento, lo que indicaría, o una alta presión en el sistema, o que las condiciones de este sistema hidrotermal no son aplicables para los campos de estabilidad de estilbita-heulandita-laumontita de [Frey \*et al.\* \(1991\)](#). Por otro lado [Liou \*et al.\* \(1991\)](#), establece que la heulandita aparece a un mínimo de presión de 600 bares. Esto último tiene sentido para este estudio, pues coincide con la presencia de ceolitas de baja presión.

Los intrusivos dioríticos presentan una alteración diferente a la observada en todo el afloramiento, además tienen un marcado contacto por falla. El rasgo característico de la alteración de estos intrusivos está dado por interestratificados de C/S en partes ordenados variando entre 50 (corrensita) y 80 % de contenido de clorita, lo que implicaría una temperatura aproximada de entre 90 y 190°C según 6.4, la ausencia de laumontita por otro lado podría indicar una temperatura menor a 120°C, acotando finalmente una temperatura entre 90 y 120°C para los intrusivos dioríticos. Sin embargo, en la figura 6.3, se puede observar la presencia de corrensita solo entre los 200-240°C, pero esto se desestima para este estudio debido a la clara ausencia de ceolitas índices de mayores temperaturas.

Por último, los datos de la figura 6.3 con respecto a la esmectita encontrada en la salbanda y en la roca, se correlacionan bien con las temperaturas de las esmectitas de [Harvey & Brown \(1991\)](#), las que coinciden en la desaparición de las esmectitas aproximadamente a los 100°C. La presencia de las esmectitas en la zona de estudio se interpreta como un evento muy posterior al sistema de alteración antes descrito, ya que las relaciones de contacto sugieren que las esmectitas crecen a partir de la mineralogía presente, y no al revés. La formación de las esmectitas ocurre a temperaturas inferiores a los 70-90°C, lo que podría ser producto incluso de la exposición del sistema de alteración a las condiciones climáticas a causa de la exhumación, o a una circulación de fluidos de baja temperatura, la cual podría estar asociada a la precipitación de calcita anhidral.

Existen diversos estudios en campos geotérmicos (e.g. [Reyes, 1990](#); [Patrier \*et al.\*, 1996](#)) donde se hallan esmectitas a temperaturas de hasta 200°C, sin embargo, atribuyen esto a diversas razones: relictos de otra circulación de fluidos, presencia debido a disolución y precipitación en los lodos de perforación, entre otros. [Patrier \*et al.\* \(1996\)](#), en particular, en campos geotérmicos de El Salvador, relacionan su presencia a la alta permeabilidad debido a la presencia de una falla (y una ausencia en rocas poco permeables), y a la mezcla de aguas (debido a la alta permeabilidad por redes de fracturas) geotermales, y se interpretaría como

una esmectita reciente.

La gran densidad de discontinuidades en este afloramiento, permitió una mayor interacción fluido-roca, en relación a la zona de daño, al existir una mayor superficie rocosa con la cual interactuar, esto permitió una alteración mucho más pervasiva en la roca, y a la vez una mayor presencia de esmectitas.

### 6.3.2. Presión y profundidad

En la sección anterior se estimó la temperatura de formación de los minerales secundarios a través de comparación con otros sistemas geotermales, sin embargo la información de estos sistemas (Reyes, 1990; Kristmannsdóttir, 1975, 1977, 1978), corresponden a sondajes, en donde la temperatura aumenta con la profundidad, a causa de un gradiente geotermal. En este caso los afloramientos se encuentran asociados a un sistema de falla, en donde se desconoce la presión, y los fluidos hidrotermales han estado fuertemente controlados por las estructuras, como se discutió anteriormente.

Existe un mineral índice en ambos afloramientos que permite estimar una presión máxima asociada al sistema hidrotermal. Este mineral es la yugawaralita, la cual implica una baja presión (Zeng & Liou, 1982) y un campo de estabilidad muy restringido el cual se observa en la figura 6.5. En el **afloramiento 1**, se encuentra en vetilla la asociación wairakita, laumontita, yugawaralita y cuarzo, lo que implicaría una presión aproximada de 500 bares, y una temperatura aproximada de 220°C. En la parte central del **afloramiento 2** también se encuentra este mineral en asociación con epidota (ver figura 5.6 [d]), lo que implicaría una presión inferior a 500 bares y una temperatura de hasta 220°C según la yugawaralita, y en cambio según epidota a una mayor temperatura (240-250°C o superior).

Los estimaciones de profundidades se basan en la ecuación de presión siguiente  $P = \rho gh$ , donde  $\rho$  es densidad de la roca o fluido,  $g$  corresponde a la gravedad =  $9.8m/s^2$  y  $h$  a la profundidad. De esta ecuación también se puede calcular la profundidad en función de la presión, con  $h = \frac{P}{\rho g}$ . En un cálculo donde la relación de presión de fluido y presión total ( $\lambda = P_f/P_T$ ) es cercana a 1, con densidad de roca  $\rho = 2700kg/m^3$ , la profundidad máxima del sistema sería aproximadamente de 1.9km, para una presión de 500 bares dada por la yugawaralita. Este sería el caso ideal de una columna de roca donde la presión litostática es dominante. Sin embargo, en este estudio en particular, se encuentra un sistema de fallas asociado, lo que permitiría el escape de los fluidos a través de las fracturas, reduciendo la presión de fluido, y disminuyendo el valor de  $\lambda$ , quizás hasta el punto de que sea la presión hidrostática la dominante ( $\lambda \sim 0.37$ ).

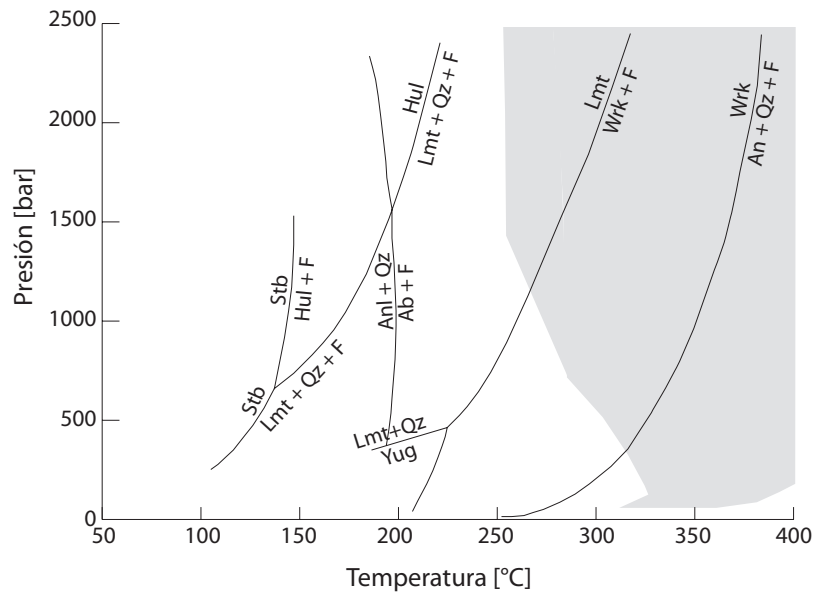


Figura 6.5: Diagrama de P-T que muestra la estabilidad de minerales secundarios obtenidas experimentalmente (Liou *et al.*, 1991).

Sibson (1990) propone que las zonas de falla someras, o epitermales (con deformación frágil), se encuentran caracterizadas por condiciones de presión hidrostática, mientras que los profundos o mesotermales (deformación frágil y dúctil), de varios kilómetros de profundidad, presentan condiciones de presión litostática. Una de las premisas fundamentales es que la mineralización se genera en sistemas de falla activos, esto es, con actividad sísmica. Un sismo induciría abruptamente el movimiento de fluidos en una falla, y por tanto la precipitación de su carga en zonas estructuralmente favorables.

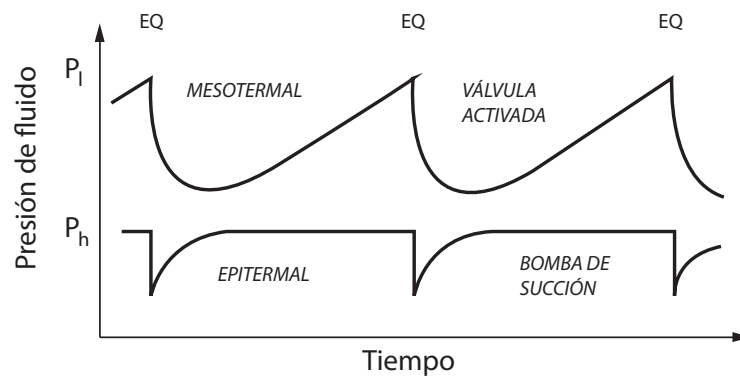


Figura 6.6: Esquema de variación de presión de fluido, para los mecanismos mencionados, en función de los eventos rupturales causados por sismos (EQ).  $P_l$ : presión litostática,  $P_h$ : presión hidrostática. Por Sibson (1990).

Sibson (1990) explica un mecanismo para la formación de depósitos minerales llamado bomba de succión, para zonas someras, el cual consiste en que producto de eventos rupturales,

se forman aperturas en las redes de fracturas a velocidades más rápidas de las que migran los fluidos, lo que genera un desequilibrio de presión produciendo una succión. Es decir, los valores de  $\lambda$  pueden incluso ser menores a 0.37. Existe un segundo mecanismo para zonas mesotermales llamado válvula activada, que consiste en el entrapamiento de fluidos debido a capas impermeables, lo que causa gradientes suprahidrostáticos, que en el caso de un evento ruptural, la migración de los fluidos supera la capa impermeable, hasta que el gradiente pasa a ser hidrostático, siendo este un proceso cíclico. La variabilidad en la presión del fluido se puede observar en la figura 6.6.

De acuerdo a lo anterior, para un valor de  $\lambda \sim 0.37$ , la profundidad máxima según la yugawaralita ( 500 bares), corresponde a 5km, sin embargo, contrario a esto, [Zeng & Liou \(1982\)](#) señalan ocurrencia de este mineral en sistemas geotermales, para razones  $\lambda$  cercanas a 0.3, solo a profundidades menores que 500 m. Esta razón es perfectamente posible y coherente en este sistema de falla, acorde al mecanismo de [Sibson \(1990\)](#).

La presión del sistema por tanto fue muy baja, para una profundidad máxima de 500 m, como fue mencionado anteriormente, la presión hidrostática será por lo tanto menor a 50 bares. Para estimar una presión mínima, se asume un estado líquido del fluido circulante, sin embargo, esta asunción es una simplificación. Para tener una idea del estado en que se encontraba el fluido se necesitaría analizar las texturas de sílice y calcita para determinar posibles ebulliciones en el sistema. Para un fluido líquido a 212°C, se necesitarían 20 bares de presión para que se mantenga en ese estado, equivalente a 200 m de profundidad en una columna controlada por presión hidrostática. Mientras que para un fluido de 150°C, la presión necesaria sería de 4.8 bares, equivalente a 50 m de profundidad. Los valores de presión necesarios para mantener el agua en estado líquido se obtienen de tablas termodinámicas estándar del agua.

Estos valores indicarían un alto gradiente geotermal vertical, entre los 200-400°C/km, y en base a esto y lo anterior, se sugiere que el SFPSR fue una zona de alta permeabilidad funcionando como un “dominio geotermal”<sup>el</sup> cual permitió la circulación de fluidos de alta temperatura a lo largo de su extensión vertical y horizontal, donde la alteración hidrotermal estuvo limitada a la zona de falla. Debido a una zona de convección de fluidos, la temperatura en el dominio subvertical se debió haber homogeneizado lo que reflejado en el gradiente geotermal, este iría disminuyendo drásticamente con la profundidad, y no se alcanzarían tan altas temperaturas que con el gradiente geotermal inicial en superficie.

### 6.3.3. Otras discusiones

Los interestratificados en campos geotermales han sido objeto de numerosos estudios (e.g. Patrier *et al.*, 1996). Sin embargo, en aquellos casos se posee información de pozos: temperatura, profundidad, permeabilidad, etc. En este estudio el único dato que se posee es que la permeabilidad fue alta. Patrier *et al.* (1996) en su estudio encuentra que los niveles más permeables asociados a campos geotérmicos son los que presentan comportamientos más discrepantes en la distribución de interestratificados. Ésto podría indicar que la distribución de los interestratificados en este estudio no tiene que responder a un patrón lógico relacionado a la temperatura, es decir, las temperaturas de Harvey & Brown (1991) en la figura 6.4, no serían correctamente aplicables a este caso, pues corresponde a una zona de permeabilidad alta, mientras que los datos de la figura 6.4 solo serían aplicables a sedimentos de baja permeabilidad. A la vez Shau *et al.* (1990) concluye que la formación de clorita esmectita, y su aumento en contenido de clorita, se relaciona bien con el aumento de temperatura, en la mayoría de los casos, pero aplicado a metamorfismo de bajo grado, nuevamente no aplicable a este caso.

En el afloramiento 2, de mayor temperatura, existe una pureza de clorita e illita, y esto se suma a la presencia de epidota en la parte central. Ésto podría indicar que efectivamente existe cierta respuesta a la temperatura por parte de los interestratificados (considerando la evolución de C/S a clorita pura y I/S a illita pura), y que sería en parte correcto asumir que a mayor contenido de clorita e illita en los interestratificados, mayor fue la temperatura de formación.

### 6.3.4. Discusiones finales de temperatura y presión

Zeng & Liou (1982) concluyó en su estudio por medio de parámetros termodinámicos, que el punto triple de la yugawaralita, wairakita y laumontita, observable en la figura 6.5, al estar en valores para  $\lambda$  cercanos a 0.3, se desplazaría hacia la izquierda como se ve en la figura 6.7.

Esto indicaría que la wairakita podría formarse a 180°C lo que coincide con la reiterada presencia de wairakita en vetillas. La wairakita encontrada en amígdalas sin embargo, posiblemente se formó a mayor temperatura al estar asociada con epidota, e indicarían la temperatura peak alcanzada por el sistema hidrotermal aproximadamente a los 250°C.

El campo de la yugawaralita se ve reducido para  $P_{H_2O}/P_{total} = 0.3$ , estando a una máxima presión de 250 bares, y a una menor temperatura. La ocurrencia de yugawaralita en distintos campos geotérmicos sugieren que no aparece a profundidades mayores a 500 m, y que puede

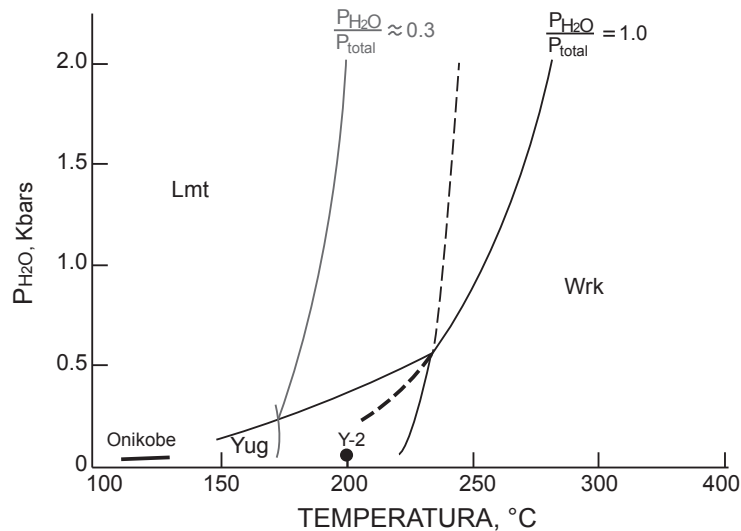


Figura 6.7: Diagrama de P-T que muestra la estabilidad de la yugawaralita, laumontita y wairakita, en presencia de cuarzo y fluidos en exceso a relaciones de  $P_{H_2O}/P_{total} = 1.0$  y  $0.3$ . Además se indican la ocurrencia de yugawaralite en Onikobe, y en Yellowstone (Zeng & Liou, 1982).

ser usado como un potencial geobarómetro.

## 6.4. Edad de la alteración y otros

Si bien no se cuenta con dataciones para la alteración, se sabe que la edad de la Formación Abanico es eocena-oligocena, lo que implicaría que la alteración tendría una edad menor o igual a esta. La presencia de intrusivos de edad miocénica a lo largo de la falla, como los descritos por Padilla (1981); Padilla & Vergara (1985), podrían ser la fuente de calor para este sistema. Incluso, los intrusivos dioríticos encontrados en el **afloramiento 2** podrían ser parte de este grupo. La mayor evidencia de que la alteración sería miocénica, es la presencia de la Formación Farellones a lo largo de todo el lado oriental de la falla y a veces en el borde occidental. Esta formación evidencia una intensa actividad volcánica en el Mioceno, que podría estar asociado, en parte, al sistema de alteración en la falla.

La datación por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en micas blancas en el **afloramiento 2**, o por U-Pb en titanitas, sería un dato concreto de edad mínima de actividad de la falla, puesto que por contacto por falla se emplazan los intrusivos dioríticos con una alteración de temperatura menor caracterizada clorita-esmectita. Estas fallas necesariamente tienen que ser posteriores a la alteración de alta temperatura, es decir, a la edad de la mica blanca.

A través de trazas de fisión en apatitos, también se podría datar la edad para ambos sistemas de alteración (el de los intrusivos y el de la roca de caja), debido a que han sido observados en ambos afloramientos, sin embargo, debido a la menor temperatura de cierre de los apatitos con respecto a la mica blanca, estos datos tienen mayor posibilidad de estar afectados por otras circulaciones de fluido. Campbell (2005) en la localidad del Portezuelo el Bocón, describió un dique, como una diorita porfírica con fenocristales de plagioclasa y masa fundamental formada por plagioclasas, opacos y apatitos, asignándole una edad de formación de  $23.5 \pm 11$  Ma, por medio de trazas de fisión en apatitos. La edad de este intrusivo podría relacionarse al intrusivo encontrado en la zona de estudio. Las fallas que ponen en contacto a los intrusivos dioríticos son posteriores a la edad del intrusivo, por lo tanto tendrían una edad máxima de  $23.5 \pm 11$  Ma.

La edad de la alteración, como mencionado anteriormente correspondería al dato de edad mínima de actividad de falla, esto se complementa con la exhumación máxima estimada en 500 metros, dada por la yugawaralita.

## 6.5. Modelo

En la figura 6.8 se esquematiza un posible modelo de alteración hidrotermal asociado al SFPSR en la actualidad y en el Mioceno, donde la principal característica es que la permeabilidad de la zona de falla permitió un dominio geotermal subvertical, interconectado posiblemente con otros reservorios de sistemas geotermales existentes.

La falla tuvo un importante control estructural también en el emplazamiento de los intrusivos, los cuales se localizaron cercanos a la superficie en formas de apófisis, lo que produjo un intercambio calórico que generó texturas porfíricas en el enfriamiento de los intrusivos. Estos se observan en toda la extensión de la falla.

Las condiciones químicas de los fluidos a lo largo del SFPSR, probablemente han ido variando, al igual que la temperatura. Por el contrario, las condiciones de presión controladas por la hidrostática se han mantenido. El SFPSR ha sufrido una evolución química y física desde el Mioceno hasta el presente, desde aguas cloruradas y de altas temperaturas, a aguas más carbonatadas a menores temperaturas.

Muy posiblemente el SFPSR sigue actualmente funcionando de la misma manera que en el pasado, con límites en la zona de daño. Y debido a su gran extensión y permeabilidad, la recarga ocurre rápidamente a causa de las precipitaciones pluviales y fluviales. Este dominio subvertical permitiría el ascenso de fluidos calientes por medio de convección, como ya lo



sugirió Hauser (1999), desde profundidades de hasta al menos 3 km (límite de deformación frágil-dúctil), pues compromete gran parte de la corteza, pero ahora la fuente de calor no son intrusivos, sino que es el gradiente geotermal anómalo debido al intercambio calórico por convección dentro del mismo sistema.

## Modelo de alteración para el Sistema de Falla Pocuro San Ramón(SFPSR)

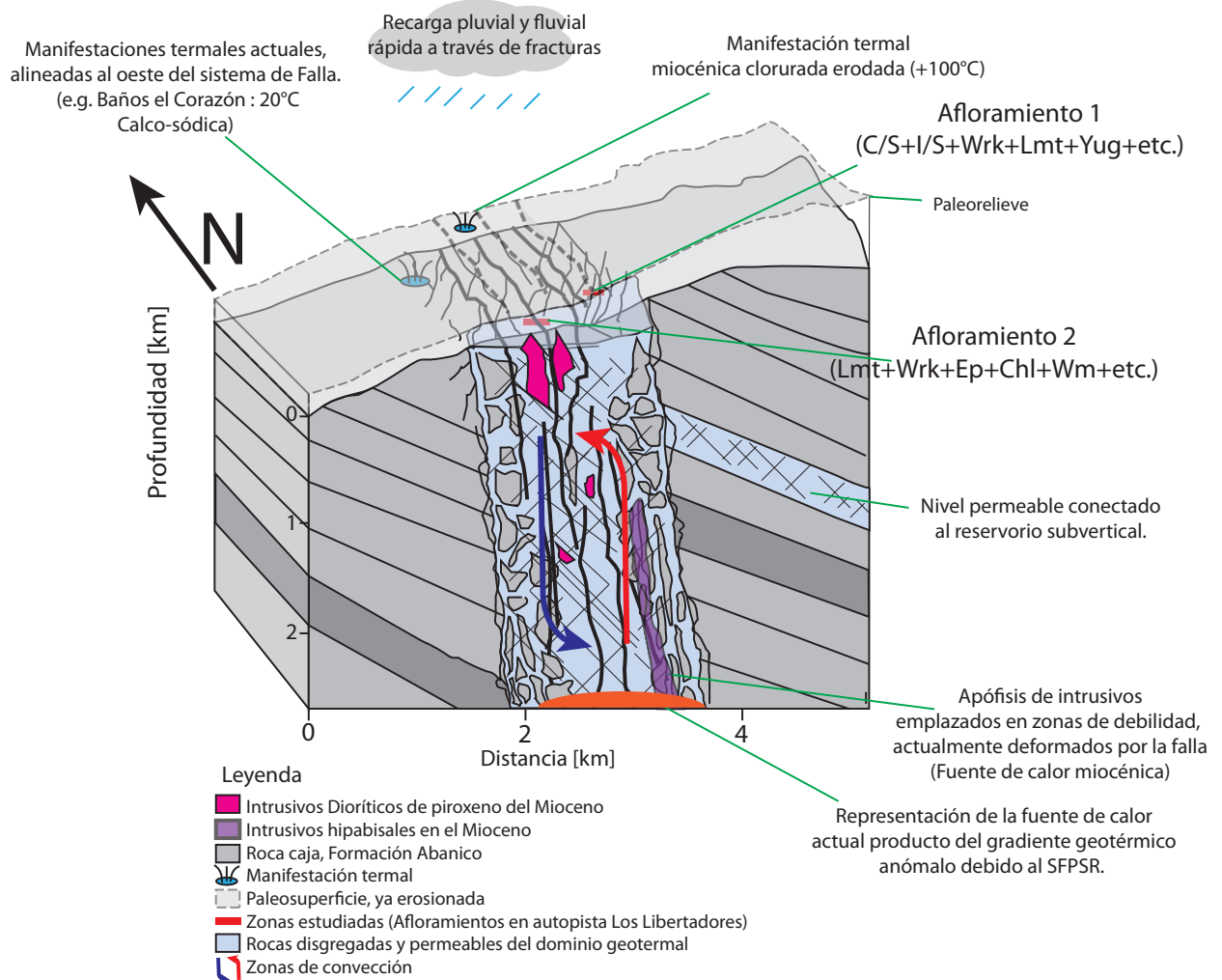


Figura 6.8: Modelo de origen de alteración hidrotermal, actual y del Mioceno, para el SFPSR.

# Capítulo 7

## Conclusiones

El SFPSR ha servido como canal para la circulación de fluidos calientes en direcciones N-S, E-W y N45°E. Esta circulación ha provocado una alteración hidrotermal en las rocas de la Formación Abanico. La actividad de la falla (por lo menos hasta el Mioceno, en la parte norte del sistema) sirvió para que el sistema se haya mantenido permeable, siendo el núcleo la zona de mayor permeabilidad, la cual iría decreciendo en dirección perpendicular a la traza de falla. La precipitación de ceolitas y su fracturamiento ayudaron a mantener una permeabilidad alta.

La mineralogía de alteración se caracterizó por tener un marcado episodio de alteración de alta temperatura, reflejado en ceolitas como yugawaralita, laumontita y wairakita, con clorita e illita, e interestratificados de I/S y C/S, en alguno lugares con órdenes de Reichweite iguales a 1. Superpuesto a estas asociaciones se encontró una gran presencia de calcita y finalmente de esmectitas de color blanco-amarillento intenso, las que corresponden a una alteración de baja temperatura producto de la exhumación del sistema.

El sistema de alteración hidrotermal correspondía a uno de muy baja presión controlado principalmente por la presión hidrostática, con razón  $P_{fluido}/P_{total}$  cercanas a 0.37 con bajas producto de la actividad de la falla. La presión varió entre los 10 a 50 bares, y la temperatura entre los 190 y al menos hasta 250°C para el núcleo, mientras que para la zona de daño, estas fueron menores entre 120-230°C (máxima dada por la aparición de wairakita a baja presión y la ausencia de epidota), con rangos de presión similares. La alteración mineralógica se produjo por la circulación de fluidos clorurados, cuya química se relaciona a la interacción con la roca huésped del sistema, que en el caso de la zona de estudio corresponde a la Formación Abanico, estos fluidos clorurados habrían cambiado su composición a una más carbonatada precipitando importantes cantidades de calcita superpuesta al sistema de alteración previo.

La distribución de clorita e illita y sus interestratificados con esmectita se relaciona a grandes rasgos con la temperatura, sin embargo otros autores han observado en campos geotérmicos activos que la distribución en zonas permeables tiende a ser discrepante.

La temperatura a lo largo de la extensión N-S de la falla fue variando sin embargo, las condiciones de presión, por otro lado, probablemente fueron iguales en toda su extensión.

La exhumación del sistema fue de un máximo de 500 m y un mínimo de entre 50 a 200 m.

Se propone un modelo en que las rocas mecánicamente disgregadas por la actividad de la falla, sirvieron como un canal de ascenso de fluidos, y como reservorio geotérmico de disposición subvertical interconectado con niveles permeables pertenecientes a la Formación Abanico (Tobas, areniscas, lavas fracturadas), que actualmente sigue en actividad pero con fuente de calor ya no proveniente de intrusivos sino que del gradiente geotermal anómalo debido a la circulación de fluidos en el SFPSR. Esta disposición subvertical del reservorio habría permitido una relativa homogeneización de la temperatura del fluido, lo que se vería reflejado en drásticas caídas de gradiente geotermal a medida que se profundiza en el sistema, esto también sería aplicable en la actualidad.

# Capítulo 8

## Bibliografía

- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central (provincia de Aconcagua). Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín No. 9, 70 p. Santiago.
- Aguirre, L., Charrier, R., Davidson, J., Mpodozis, C., Rivano, S., Thiele, R., Tidy, E., Vergara, M., Vicente, J.C. 1974. Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30°-35°S) of the Southern Andes. *Pacific Geology*, Vol. 8, p. 1-38.
- Aguirre, L. 1985. The Southern Andes. In: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G., Uyeda, S. (eds.) *The ocean basins and margins: The Pacific Ocean*. Plenum Press, Vol. 7A, pp. 265-376. New York, U.S.A.
- Aguirre, L., Atherton, M.P., 1987. Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi formation, Western Cordillera of Ecuador. *Journal of Metamorphic Geology* 5, 473-494.
- Aguirre, L., Féraud, G., Morata, D., Vergara, M., Robinson, D. 1999. Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. *Tectonophysics* 313, pp. 433-447.
- Aguirre, L., Robinson, D., Bevins, R.E., Morata, D., Vergara, M., Fonseca, E., Carrasco, J., 2000. A low-grade metamorphic model for the Miocene volcanic sequences in the Andes of central Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 43, 83-93.
- Allen, M.B., MacDonald, D.I.M., Xun, Z., Vincent, S.J., Brouet-Menzies, C. 1998. Transtensional deformation in the evolution of the Bohai Basin, northern China, in: Holdsworth, R. E., Strachan, R. A., Dewey, J. F. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 135, pp. 215-229.

- Armijo, R., Rauld R., Thiele R., Vargas G., Campos J., Lacassin R., Kausel E. 2010. The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile, *Tectonics*, 29, TC2007, doi:10.1029/2008TC002427.
- Avendaño, M., Araneda, M. 1994. Gravimetría de la Cuenca de Santiago. Parte II, Sector Sur y Centro. In: VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, pp. 571-575.
- Back, W., Rosenshein, J.S., Seaber, P.R. (eds). 1988. Hydrogeology. The geology of North America, vol. O-2. The Geological Society of North America, Boulder, Colorado.
- Beck, M.E., Drake, R.E., Butler, R.F. 1976. Paleomagnetism of Cretaceous Volcanic Rocks from Central Chile and Implications for the Tectonics of the Andes. *Geology*, 14, pp. 132-136
- Bettison, L., Schiffman, P. 1988. Compositional and structural variations of phyllosilicates from the Point Sal ophiolite, California. *American Mineralogist*, Vol. 73, pp. 62-76, 1988.
- Bradley, W.F. 1945. Molecular associations between montmorillonite and organic liquids. *Jour. Amer. Chem. Soc.* 67, 975-81.
- Browne, P.R.L. 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 6, pp. 229-250.
- Brüggen, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago, 379 p.
- Cahill, T., Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, p. 17.503-17.529.
- Caine, J.S., Evans, J., Forster, C. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, Vol. 24, pp. 1025-1028.
- Campbell, D., 2005. Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución meso-cenozoica de la zona. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 113 p.
- Carter, W., Aguirre, L. 1965. Structural geology of Aconcagua Province and its relationship to the Central Valley graben, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 76, pp. 651-664.
- Cathelineau, M., Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 91, pp. 235-

- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* 23, pp. 471-485.
- Charrier, R. 1973. Geología de las Provincias O'Higgins y Colchagua. Instituto de Investigación de Recursos Naturales (IREN), Publicación No. 7, 69 p. Santiago.
- Charrier, R., Muñoz, N. 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24°S latitude and 34°-35°S latitude: a comparative analysis. In: Reutter, K. J., Scheuber, E., Wigger, P. (eds.) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer-Verlag, pp. 233-242. Berlin.
- Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher III, C.C., Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, M.C., Novacek, M. J. 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9, pp. 393-422.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 117-139.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J.J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R. y Wyss, A.R. 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 236 (1-2): pp. 43-77.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P., 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile, in: *Geology of Chile*, Chapter 3 (Moreno, T. & Gibbons, W., editors), The Geological Society, London, Special Publication, 21, -116.
- Chester, F.M., Logan, J.M., 1986. Implications for mechanical-properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California. *Pure and Applied Geophysics* 124 (1-2), 79-106.
- Cho, M., Liou, J.G., Maruyama, S., 1986. Transition from the zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia. *Journal of Petrology* 27, 467-494.
- Cho, M., Maruyama, S., Liou, J.G., 1987. An experimental investigation of heulandite-

- laumontite equilibrium at 1000 to 2000 bar Pfluid. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 97, 43-50.
- Cochemé, J.J., Lassauvagerie, A.C., Gonzalez-Sandoval, J., Perez-Segura, E., Mqnch, P., 1996. Characterisation and potential economic interest of authigenic zeolites in continental sediments from NW Mexico. *Mineralium Deposita* 31, 482-491.
- Cox, S.F., Knackstedt, M.A., Braun, J., 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology* 14, 1-24.
- Cullity, B.D. 1956. *Elements of X-Ray diffraction*. Addison-Wesley Publishing company, Inc. 514 pp.
- . De'Gennaro, M., Langella, A., 1996. Italian zeolitized rocks of technological interest. *Mineralium Deposita* 31, 452-472.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*, 2nd ed. Longman Scientific and Technical, England.
- Di Renzo, F., Gabelica, Z., 1997. Barrerite and other zeolites from Kuiu and Kupreanof islands, Alaska. *Canadian Mineralogist* 35, 691-698.
- Drake, R.E., Curtis, G., Vergara, M. 1976. Potassium-argon dating of igneous activity in the Central Chilean Andes - latitude 33°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 1, p. 285-295.
- Farías, M., Charrier, R., Fock, A., Campbell, D., Martinod, J., Comte, D. 2005. Rapid Late Cenozoic surface uplift of the central Chile Andes (33°-35°S). 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 261-265
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, R., David, C., Tassara, A., Tapia, F., Fock, A. 2010. Crustal-scale structural architecture in Central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, Vol. 29, TC3006, doi:10.1029/2009TC002480.
- Faulkner, D.R., Rutter, E.H. 2001. Can the maintenance of overpressured fluids in large strike-slip fault zones explain their apparent weakness? *Geology* 29 (6), pp. 503-506.
- Faulkner, D.R., Lewis, A.C., Rutter, E.H., 2003. On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in the southeastern Spain. *Tectonophysics* 367 (3-4), pp. 235-251.

- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O. 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology* 32, pp. 1557-1575.
- Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S. Memoria (Magíster en Ciencias, Mención Geología), Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago.
- Frey, M., de Capitani, C., Liou, J.G. 1991. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology* 9, pp. 497-509.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre L., Féraud, G. 2002. Relaciones de Contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . *Revista Geológica de Chile*, Vol. 29, N°2, pp. 207-225.
- Fuentes, F. 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas Oligoceno-Miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33°S). Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 398 p.
- Fuentes, F., Aguirre, L., Vergara, M., Valdebenito, L., Fonseca, E. 2004. Miocene fossil hydrothermal system associated with a volcanic complex in the Andes of central Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 138 (2004) pp. 139-161.
- Gallego, A. 1994. Paleoambiente y mecanismos de depositación en la secuencia sedimentaria que aflora en el sector de Polpaico, región Metropolitana, Chile. Memoria de Título y Tesis de Magister, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 426 p.
- Gana, P., Wall, R., Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área Valparaíso-Curacaví, Región de Valparaíso y Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 1, Escala 1:100.000, 1 Mapa, 1 Anexo.
- Gana, P., Wall, R. 1997. Evidencias geocronológicas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33°-33°30'S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, pp. 145-163.
- Ghobarkar, H., Schäfer, O. 1998. Hydrothermal synthesis of laumontite, a zeolite. *Microporous and Mesoporous Materials* 23 (1998) pp. 55-60.
- Giambiagi, L. 2003. Deformación cenozoica de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua y Cordillera Forntal, entre los 33°30' y 33°45' S. *Revista de la Asociación Geológica Argen-*



- tina, Vol. 58, N°1, pp. 85-96.
- Godoy, E. 1981. Sobre la discordancia intrasenoniana y el origen de los depósitos de caolín de Montenegro, Región Metropolitana, Chile. In: VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, pp. 233-241.
- González de Vallejo, L. I., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C. 2004. Ingeniería Geológica. Editorial PEARSON Prentice Hall. 744 p.
- Gottardi, G., Galli, E., 1985. Natural Zeolites. Springer-Verlag, Berlin.
- Hauser, A. 1999. Baños de Apoquindo: Caracterización, hidroquímica, modelo hidrotermal y alternativas de aprovechamiento. Revista de Geografía Norte Grande 26: 23-36.
- Harvey, C.C., Brownem P.R.L. 1991. Mixed-layer clay geothermometry in the Wairakei geothermal field, New Zealand, Clay and Clay minerals, v. 39, pp. 614-621.
- Ibrahim, K., Hall, A. 1996. The authigenic zeolites of the Aritayn Volcaniclastic Formation, north-east Jordan. Mineralium Deposita pp. 31, 514-522.
- Iijima, A. 1978. Geologic occurrences of zeolites in marine environments. In: Sand, L.B., Mumpton, F.A. (Eds.), Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use. Pergamon Press, New York, pp. 175-198.
- Jackson, M. L. 1969. Soil Chemical Analysis-Advanced Course: 2nd Ed., published by the author, Madison, Wis., 895pp.
- Jadgozinski, H. 1949. Eindimensionale Fehlordnung in Kristallen und ihr Einfluss auf die Röntgeninterferenzen. I. Berechnung des Fehlordnungsgrades aus der Röntgenintensitäten: Acta Crystallogr. 2, pp. 201-207.
- Jara, P., Charrier, R. 2013. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S Implicancias estructurales y paleogeográficas. Andean Geology 41 (En prensa).
- Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. Tectonics, 20, pp. 308-324.
- Kay, S. M., Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 15, pp. 39-57.

- Kay, S. M., Kurtz, A. 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Final report to Division El Teniente-CODELCO (unpublished report), 180 p.
- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile central (provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó). Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín No. 8, 95 p. Santiago.
- Kranidiotis, P., Maclean, W. H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, v. 82, pp. 1898-1911.
- Kristmannsdóttir, H. Hydrothermal alteration of basaltic rocks in Icelandic geothermal areas. *Proceedings of the Second UN Symposium on the development and use of Geothermal Resources*, pp. 441-445. Lawrence Berkeley Laboratory, CA.
- Kristmannsdóttir, H. Types of clay minerals in hydrothermally altered basaltic rocks, Reykjanes, Iceland. *Jökull* 26, 30-39.
- Kristmannsdóttir, H. Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100-300°C. *International Clay Conference 1978* (eds. M. M. Mortland & V. C. Farmer). Elsevier, Amsterdam.
- Kristmannsdóttir, H., Tómasson, J. 1978. Zeolite zones in geothermal areas, Iceland. *Sand, L.B., Mumpton, F.A. (Eds.), Natural Zeolites*. Pergamon Press, Oxford, pp. 277-284.
- Kurtz, A., Kay, S. M., Charrier, R., Farrar, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, p. 75-90.
- Levi, B., Corvalán, J. 1964. Metamorfismo regional en las rocas volcánicas del Geosinclinal Andino. *Revista Minerale*s, Vol. 86, p. 6-15.
- Levi, B. 1968. Cretaceous volcanic rocks from a part of the Coast Range west from Santiago, Chile. PhD Thesis, University of California, Berkeley, Dept. of Geology.
- Levi, B. 1970. Burial metamorphic episodes in the Andean Geosyncline, Central Chile. *Geologische Rundschau*, Vol. 59, p. 994-1013.
- Levi, B., Aguirre, L., Nyström, J. O., Padilla, H., Vergara, M. 1989. Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 7, p. 487-495.
- Liou, J.G., de Capitani, C., Frey, M., 1991. Zeolite equilibria in the system  $CaAl_2Si_2O_8$  –

- NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O*. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 34, pp. 293-301.
- Martínez-Pardo, R., Gallego, A., Martínez-Guzmán, R. 1994. Middle Albian marine planktonic microfossils from the Santiago basin, central Chile: their depositional and paleogeographic meaning. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 21, p. 173-187.
- Martini, S. 2008. Sistemas estructurales y recursos geotermales en la Cordillera Principal de Chile central. (32°30'-34°00' de latitud sur). Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 151 p.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C. 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals, Second Edition. OXFORD UNIVERSITY PRESS, 378 p.
- Moscoso, R., Padilla, H., Rivano, S. 1982. Hoja Los Andes, Región de Valparaíso. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 52, 67 p. Santiago.
- Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Nyström, J.O., Feraud, G. y Demant, A. 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50pS). *Revista Geológica de Chile*, 33(1), pp. 109-140.
- Mpodozis, C., Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G. E., Cañas, M. T., Reinemund, J. A. (eds.) *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Earth Science Series, 11 Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX, pp. 59-90.
- Munizaga, F., Vicente, J. C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. 32-33°S): datos radiométricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, pp. 3-21.
- Nasi, C., Thiele, R. 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa, al sur del Río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile central). *Revista Geológica de Chile*, No. 16, pp. 81-99.
- Nicholson, K. 1993. *Geothermal fluids: Chemistry and exploration techniques*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 263 p.
- Nyström, J. O., Parada, M. A., Vergara, M. 1993. Sr-Nd isotope compositions of Cretaceous to Miocene volcanic rocks in central Chile: a trend towards a MORB signature and a reversal with time. In: *Second International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, Oxford, pp. 411-414.

- Nyström, J. O., Vergara, M., Morata, D., Levi, B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45'S). Geological Society of America Bulletin, Vol. 115, pp. 1523-1537.
- Ostrum, M. E. 1961. Separation of clay minerals from carbonate rocks using acid: K. Sed. Petrol. 31, pp 123-129.
- Padilla, H. 1980. Alteración y metamorfismo de bajo grado en el área Baños El Corazón - Estero San Francisco - Quebrada Las Vizcachas, provincia de Los Andes, región Valparaíso, taller título II. Santiago, IIG, Universidad de Chile. Depto Geología, 1980. 70p.
- Padilla, H. 1981. Contribución a la geología y petrología de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes chilenos entre las latitudes 32°45' y 33°00' Sur. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 329 p.
- Padilla, H., Vergara, M. 1985. Control estructural y alteración tipo campo geotérmico en los intrusivos subvolcánicos miocénicos del área Cuesta de Chacabuco-Baños El Corazón, Chile Central. Revista Geológica de Chile, Vol. 24, pp. 3-17.
- Parada, M.A., Rivano, S., Sepulveda, P., Hervé, F., Puig, A., Munizaga, F., Brook, M., Pankhurst, R. Snelling, N. 1988. Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30°30'S-32°30'S). Journal of South American Earth Sciences, Vol. 1, N°3, p. 249-260.
- Pardo, M., Comte, D., Monfret, T. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 15, p. 11-22.
- Patrier, P. Papapanagiotou, P., Beaufort, D., Traineau, H., Bril, H., Rojas, J. 1996. Role of permeability versus temperature in the distribution of the fine (< 0.2 $\mu$ m) clay fraction in the Chipilapa geothermal system (El Salvador, Central America). Journal of Volcanology and Geothermal Research 72, p. 101-120.
- Poppe, L. J., Fredericks, J. J., and Hathaway, J. C. 1988. A Computer Program to Calculate Centrifugation Parameters for Sedimentation Analyses, Comput. Geosci., 14, p 541-545.
- L.J. Poppe, V.F. Paskevich, J.C. Hathaway, and D.S. Blackwood. 2013. A Laboratory Manual for X-Ray Powder Diffraction. U.S. Geological Survey Open-File Report 01-041.
- Ramos, V.A., Godoy, E., Lo Forte, G., Aguirre-Urreta, M.B. 1991. La Franja Plegada y Corrida del Norte del Río Colorado, Región Metropolitana, Chile Central. Actas VI Congreso Geológico Chileno, Santiago, pp. 323-327.

- Rauld, R. A. 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la Quebrada Macul. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 57 p.
- Rauld, R. 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile central (33°S). Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 311 p.
- Reyes, A.G. 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 43, pp. 279-309.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., Villaroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, pp. 205-214.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Espiñeira, D. 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 73 (escala 1: 250.000). Santiago.
- Rivano, S. 1996. Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería (Informe Inédito), 202 p.
- Schiffman, P., Fridleifsson, G.O. 1991. The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE, and electron microprobe investigations. *Journal of metamorphic Geology* 9, pp. 679-696.
- Sellés, D. 1999. Early Miocene subvolcanic stocks in the Central Chilean Andes: a case of slab melting? In: *Fourth International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, pp. 678-679.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile 1:1.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Chile.
- Shau, Y-H., Peacor, D.R., Essene, E.J. 1990. Corrensite and mixed-layer chlorite/corrensite in metabasalt from northern Taiwan: TEM/AEM, EMPA, XRD, and optical studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105, pp. 124-142.
- Sibson, R.H. 1990. Faulting and fluid flow, in Nesbitt, B.E., ed., *Short course on fluids in tectonically active regimes of the continental crust: Mineralogical Association of Canada*, pp. 93-132.

- Sibson, R.H. 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, Vol. 18, No. 8, pp. 1031-1042.
- Sibson, R.H. 2001. Seismogenic framework for hydrothermal transport and ore depositions. *Reviews in Economic Geology* 14. 25-50.
- Smith, W.F. 1998. *Fundamentos de la ciencia e ingeniería de materiales*, Tercera edición. 715 p.
- Stern, C., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Hervé, F., Varela, J. 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile*, No. 23, pp. 39-52.
- Thomas, H. 1958. *Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín No.2, 86 pp. Santiago.
- Thiele, R. 1980. *Hoja Santiago, Región Metropolitana*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 39, 51 p. Santiago.
- Thiele, R., Beccar, I., Levi, B., Nyström, J. O., Vergara, M. 1991. Tertiary Andean volcanism in a caldera-graben setting. *Geologische Rundschau*, Vol.80, p. 179-186.
- Valaskova M., Simha Martynkova G. 2012. *Clay minerals in nature - their characterization, modification and application*. Published by InTech, 312pp
- Vattuone, M.E., Latorre, C.O., Leal, P.R., 2001. Procesos de formación de paragénesis ceolíticas en el metamorfismo de muy bajo grado de las volcanitas paleógenas al sur de Confluencia, Neuquén, República Argentina. *Revista Geológica de Chile* 28, 209-228.
- Vergara, M., Drake, R. E. 1978. Edades Potasio-Argón y su implicancia en la geología regional de Chile Central. *Comunicaciones*, No. 23. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, p. 1-11.
- Vergara, M., Drake, R. 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales postneocómicas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 34, p. 42-52.
- Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepúlveda, P., Thiele, R., Drake, R. 1988. Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31°30'S-34°35'S). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, p. 199-209.

- Vergara, M., Levi, B., Villaroel, R. 1993. Geothermal-type alteration in a burial metamorphosed volcanic pile, central Chile. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 11, p. 449-454.
- Vergara, M., Levi, B., Nyström, J. O., Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 107, pp. 1427-1440.
- Viereck, L.G., Griffin, B.J., Schmincke, H.U., Pritchard, R.G. 1982. Volcaniclastic rocks of the Reydarfjordur drill hole, eastern Iceland: 2. Alteration. *Journal of Geophysical Research* 87, 6459-6476.
- Waldron, J. W. 2005. Extensional Fault Arrays in Strike-Slip and transtension. *Journal of Structural*
- Walker, R.J., Holdsworth, R.E., Armitage, P.J., Faulker, R. 2013. Fault zone permeability structure evolution in basalts. *Geology*, Vol. 41, no. 1, pp. 59-62.
- Wall, R., Gana, P., Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área San Antonio-Melipilla. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 2, Escala 1:100.000, 1 Mapa, 20 pp.
- Wall, R. 1997. Edades K-Ar de intrusivos hipabisales terciarios en la zona de Huechún-Polpaico, Chile central. In: VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, pp. 1588-1592.
- Wall, R., Sellés, D., Gana, P. 1999. Área Tiltill-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Mapas Geológicos, No. 11, 1 mapa escala 1: 100.000, 1 anexo. Santiago.
- Warnaars, F. W., Holmgren, C., Barassi, S. 1985. Porphyry copper and tourmaline breccias at Los Bronces-Rio Blanco, Chile. *Economic Geology*, Vol. 80, pp. 1544-1565.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Vol. 95, pp. 185-187.
- Xie, X., Byerly, G.R., Ferrel, R.R., Jr. 1997. IIb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: Crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 126, p. 275-291.
- Zheng, G., Rice, J.R. 1998. Conditions under which velocity-weakening friction allows a self-healing versus a cracklike mode of rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88 (6), pp. 1466-1483.

Zeng, Y., Liou, J.G., 1982. Experimental investigation of yugawaralite-wairakite equilibrium. *American Mineralogist* 67, 937-943.

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



# Anexo A

## Localización de las muestras

Muestra	Este	Norte	DATUM WGS1984, 19S
CPA01	350523	6316781	
CPA02	350523	6316781	
CPA03	350523	6316781	
CPA04	350523	6316781	
CPA05	350523	6316781	
BC01	365430	6312945	
BC02a	365430	6312945	
BC02c	365430	6312945	
BC03a	365430	6312945	
BC03b	365430	6312945	
FPL01	357621	6362519	
FPL02	357621	6362519	
FPL03	357621	6362516	
FPL04	357621	6362455	
FPL05	357620	6362455	
FPL06	357619	6362404	
FPL07	356370	6359761	
FPL08	356370	6359761	
FPL09	356323	6359759	
FPL10	356310	6359749	
FPL11	356258	6359749	
FPL12	356259	6359747	
FPL13	356253	6359747	
FPL14	356207	6359741	
FPL15	356199	6359741	
FPL16	356192	6359736	
FPL17	356145	6359724	
ZFP1	356253	6359747	
ZFP2	356259	6359747	
ZFP3	356258	6359749	
ZFP4	356259	6359747	

# Anexo B

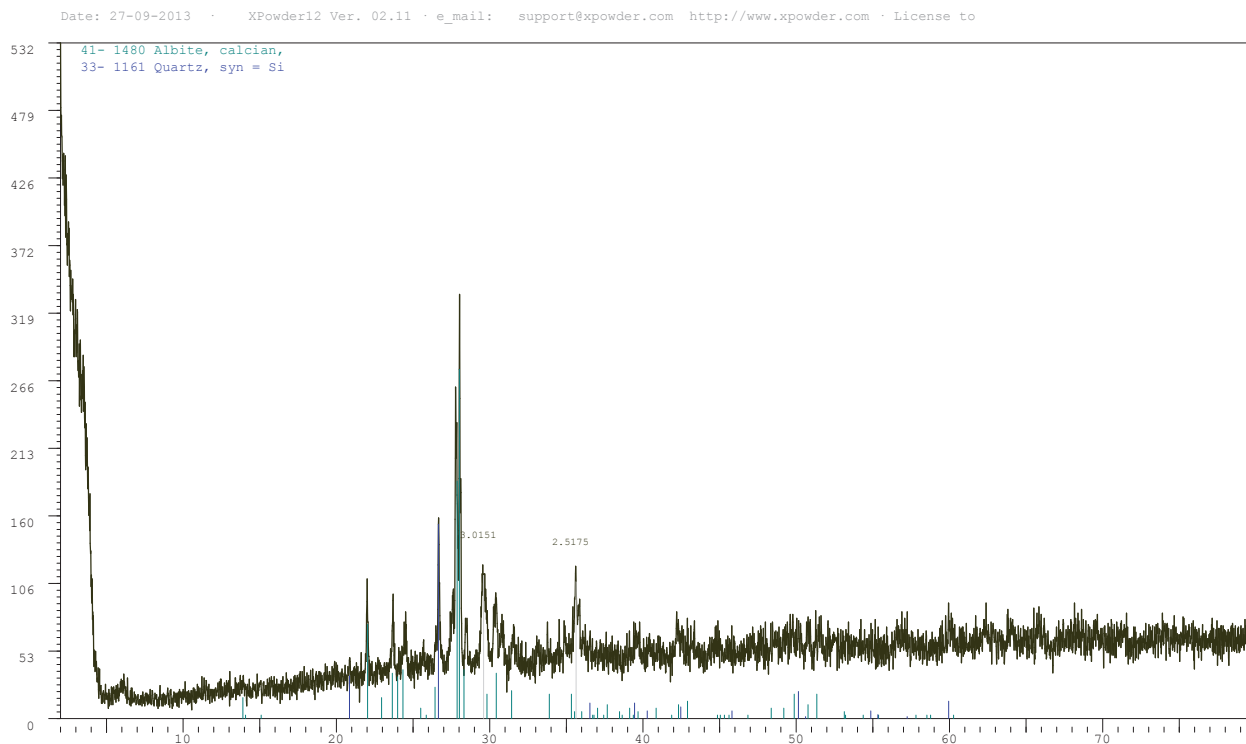
## Difracción de rayos X

- Tabla resumen de minerales encontrados a través de DRX, en las muestras.
- Difractogramas realizados en difractómetro BRUKER D8 ADVANCE a 40kV y 30 mA.  $\text{CuK}\alpha\lambda = 1.5406 \text{ \AA}$ .
- La interpretación de DRX en la fracción arcilla (FA), solo se exponen en las muestras solvatadas en etilenglicol (FA-EG), puesto que su interpretación se realiza en conjunto con la fracción arcilla secada al aire (FA-S). Es decir, los difractogramas con código FA-S no contienen interpretación.

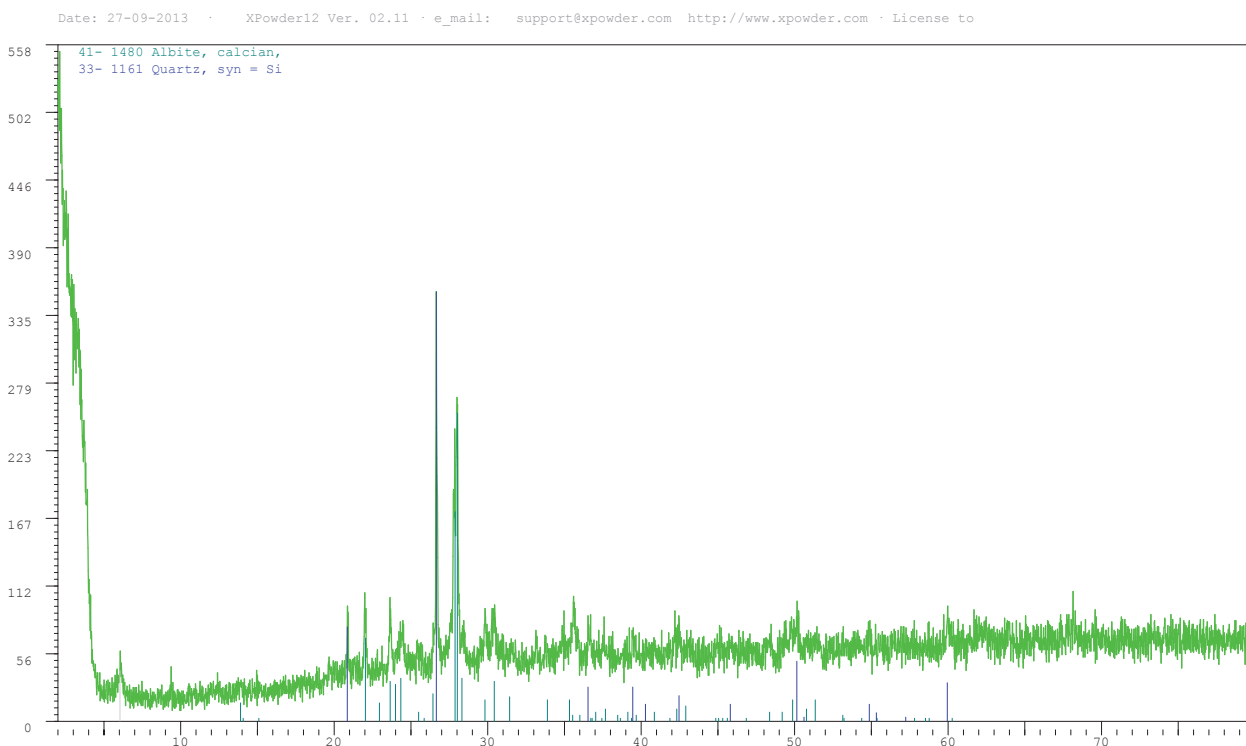
Tabla resumen de DRX

Muestra	Minerales en total (DRX, AOT y Polvo)	Codigo DRX - Fracción arcilla	Minerales en FA
FPL-01	Qz - Lmt - Yug - Wrk - Hem	-	
FPL-02	Qz - Plg - Anl - ¿Wrk? - Lmt	CFP-02	Rectorita
FPL-03	Qz - Lmt - Plg	CFP-03	Corrensita
FPL-04	Qz - Hem - Lmt	CFP-04	Rectorita, [Chl 0.6-0.9/Smc]
FPL-05	Qz - Lmt - Wrk - Plg - Stb	CFP-05	Rectorita, [Chl 0.6-0.8/Smc] y Smc
FPL-06	Qz - Lmt - Cal	CFP-06	Smc y [Chl 0.9/ Smc]
FPL-07	Qz - ¿Cbz? - Plg - Anf - Px	CFP-07	Corrensita, Smc
FPL-08	Qz - ¿Cbz? - Plg - Anf - Px - Mgt	-	
FPL-09	Qz - Lmt - Stb - Hem - Cal	CFP-08	Ms, Chl, Lmt, Stb, Smc
FPL-10	Estb - Lmt (débil) - Qz - Plg	CFP-09	Smc - montmorillonita?
FPL-11	Lmt - Stb - Qz - Hem	CFP-10	Smc, Chl, Lmt
FPL-12	Qz - Lmt - Estb - Plg - Ttn	CFP-11	Smc - montmorillonita?
FPL-13	Stb - Qz - Plg	CFP-12	Smc, Chl
FPL-14	Lmt - Cal - Plg	CFP-13	Smc, [Chl 0.8 / Smc]
FPL-15	Plg - Px - ¿Cbz? - Anf - Qz	CFP-14	Smc, [Chl 0.8 / Smc]
FPL-16	Wrk - Hem - Plg - Qz	CFP-15	Smc, [Chl 0.6 - 0.8 / Smc]
FPL-17	Qz - ¿Cbz? - Plg - Anf - Px - Mgt	CFP-16	Smc, [Chl 0.7-0.9 / Smc]
CPA-01	Heu - Cal - Plg - Qz	-	
CPA-02	Cal - Plg - Qz	CFP-17	Smc
CPA-03	Cal - Qz	CFP-18	Smc
CPA-04	Qz - Cal - Plg	-	
CPA-05	Qz - Cal - Plg	-	
BC02A	Lmt - Qz	CFP-19	Smc , Lmt
BC02C	Plg - Lmt - Qz	CFP-20	Smc , Lmt
BC03A	Plg - Lmt - Qz	-	
FSR-01	Plg - Qtz - ¿C/S?	-	
FSR-02	Plg - Qtz - ¿C/S?	-	
FSR-03	Plg - Qtz - ¿C/S?	-	
ZFP-01	Plg - Chl - Estb - Qz	-	
ZFP-02	Qz - Plg - Chl	-	
ZFP-03	Qz - Plg - Chl - Wrk	-	
ZFP-04	Lmt - Stb	-	

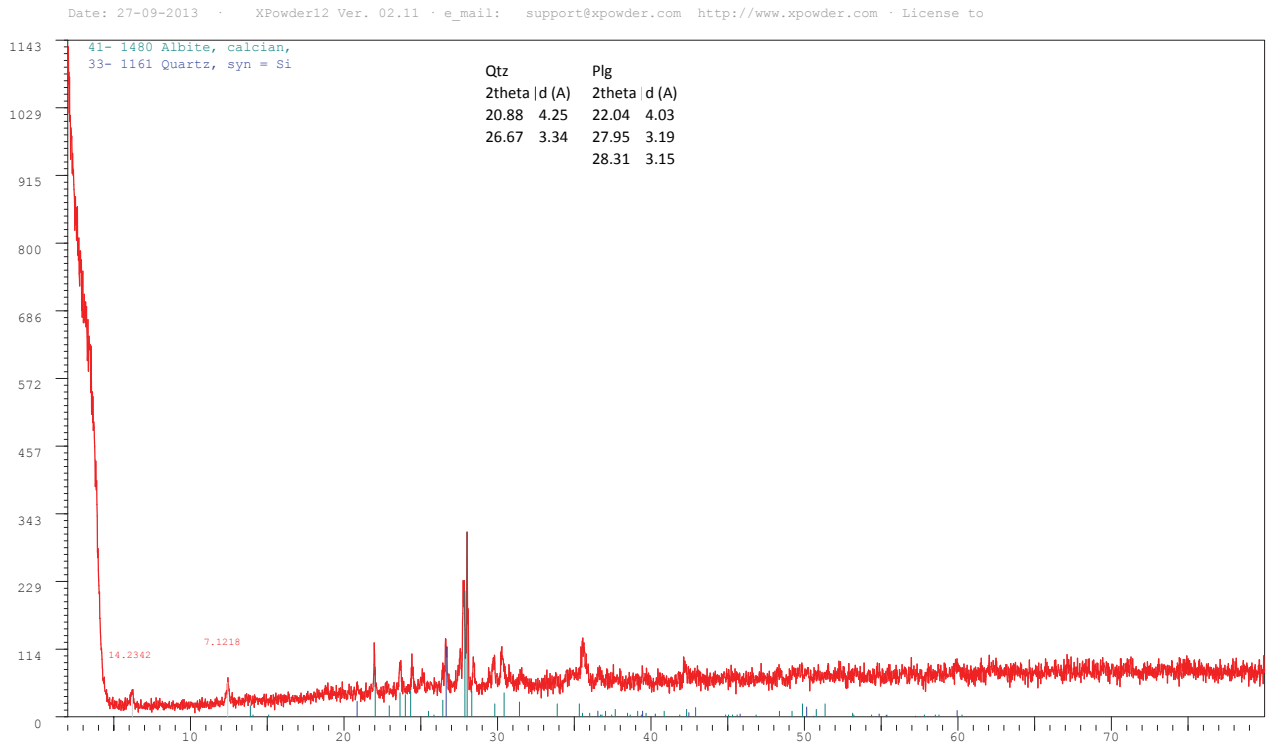
## Muestra FSR1 - Polvo roca



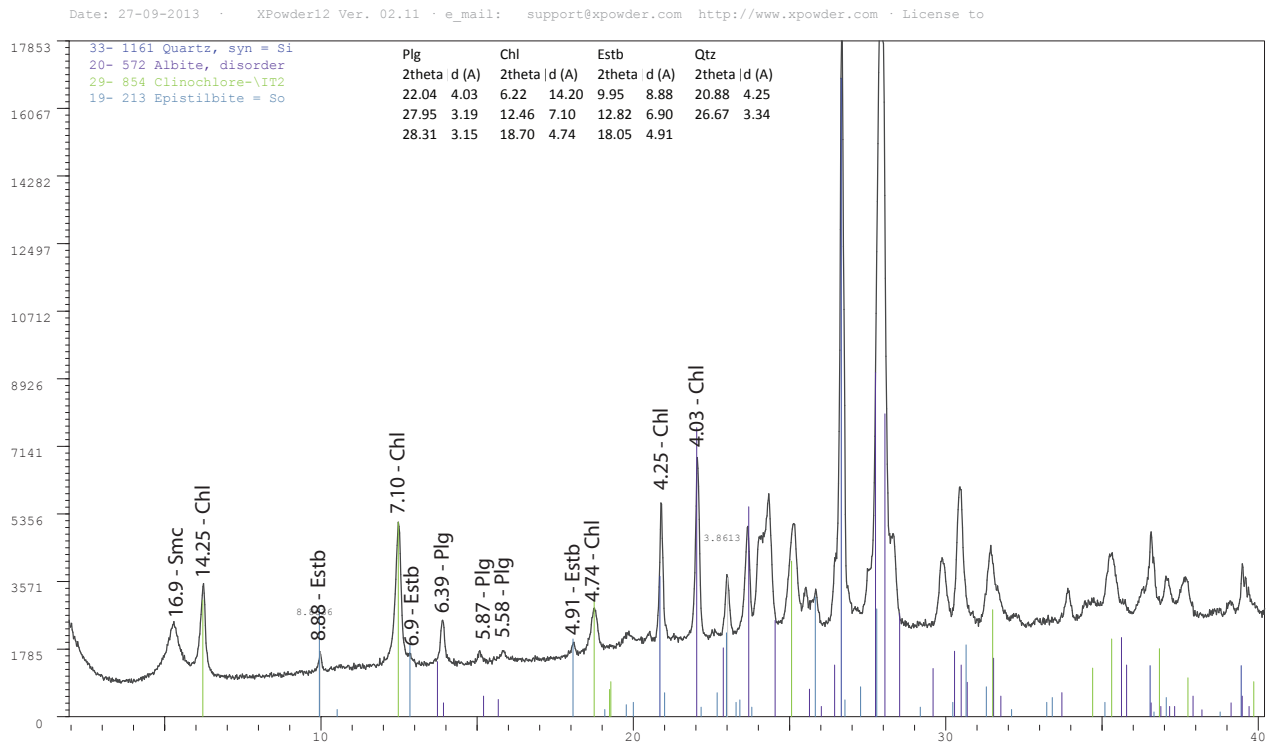
## Muestra FSR2 - Polvo roca



## Muestra FSR3 - Polvo roca

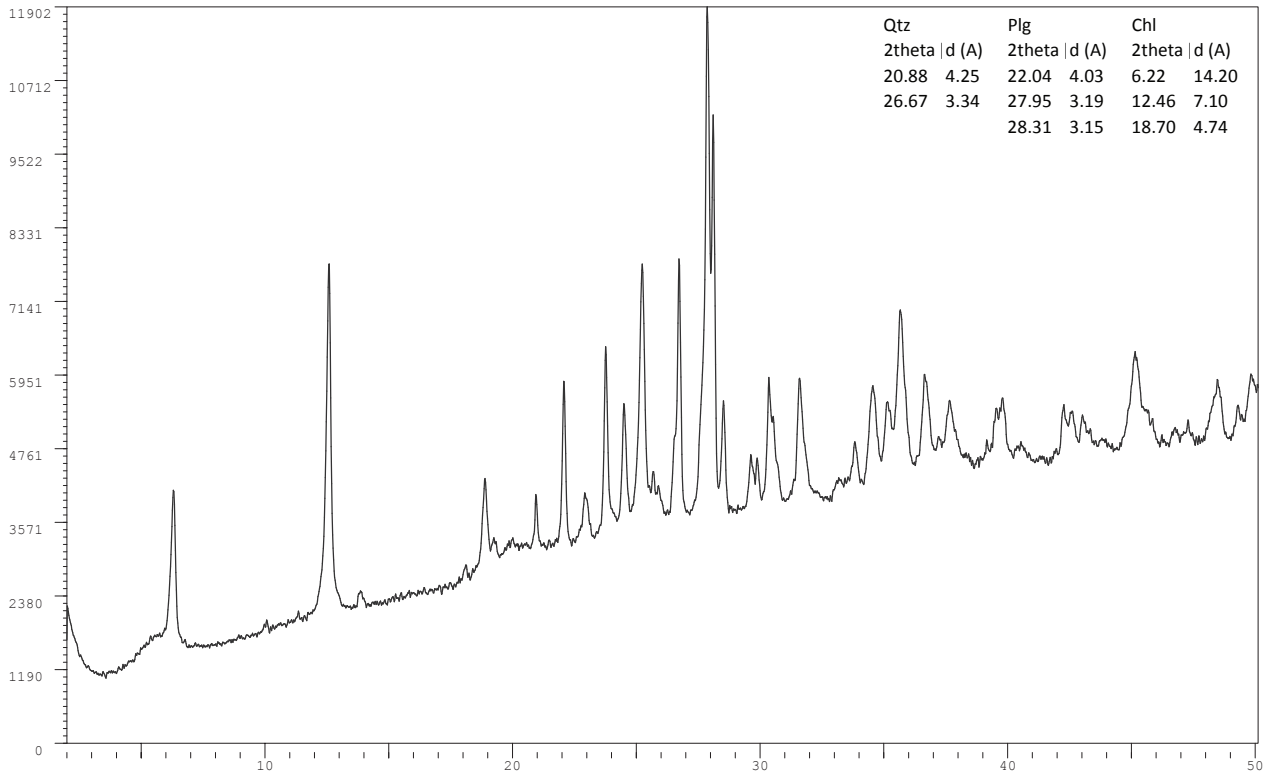


## Muestra ZFP01 - AO - EG



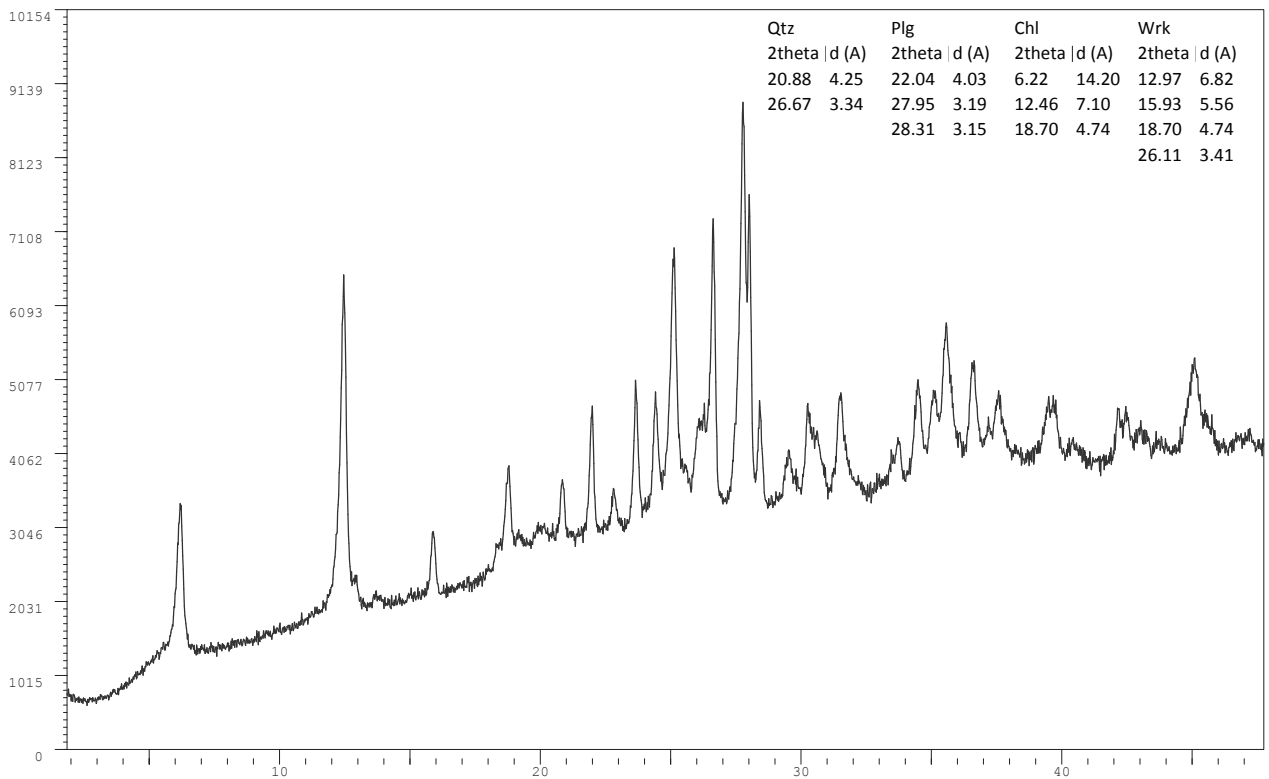
## Muestra ZFP02 - AO - EG

Date: 02-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



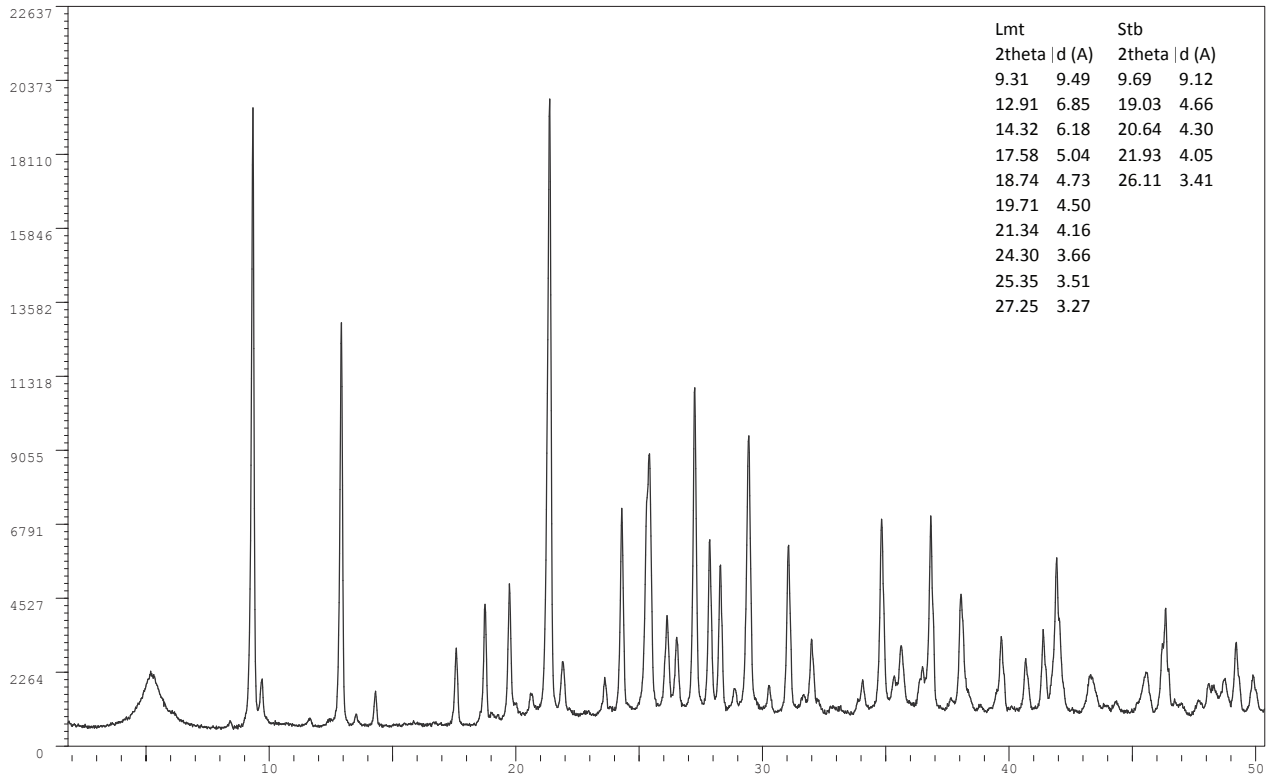
## Muestra ZFP03 - AO - EG

Date: 02-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



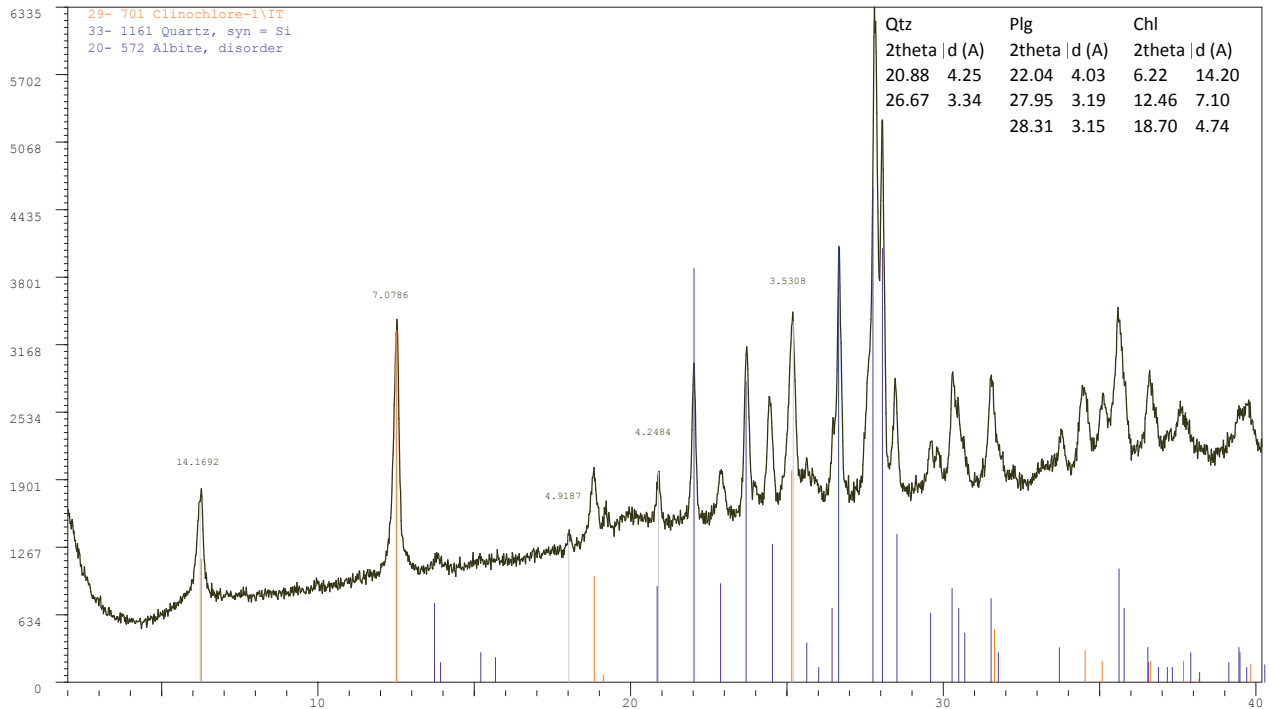
# Muestra ZFP04 - AO - S

Date: 02-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



# Muestra ZFP02 - AO - S

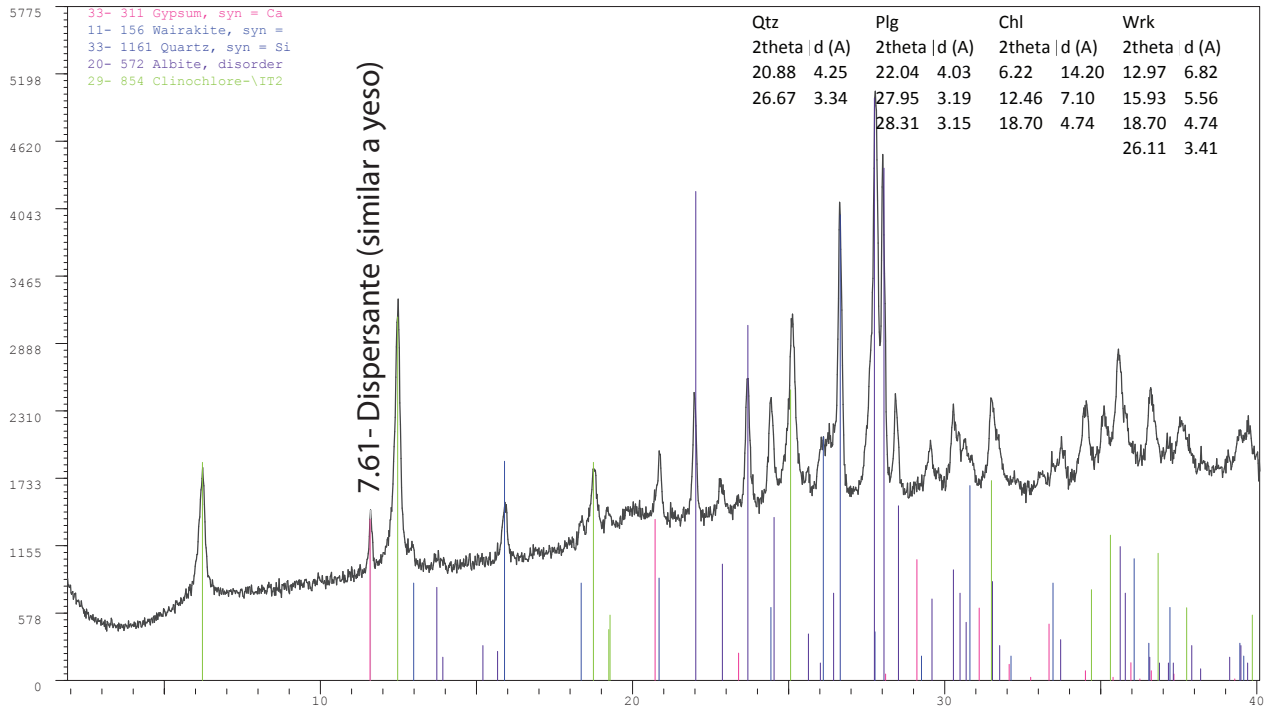
Date: 27-09-2013 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to





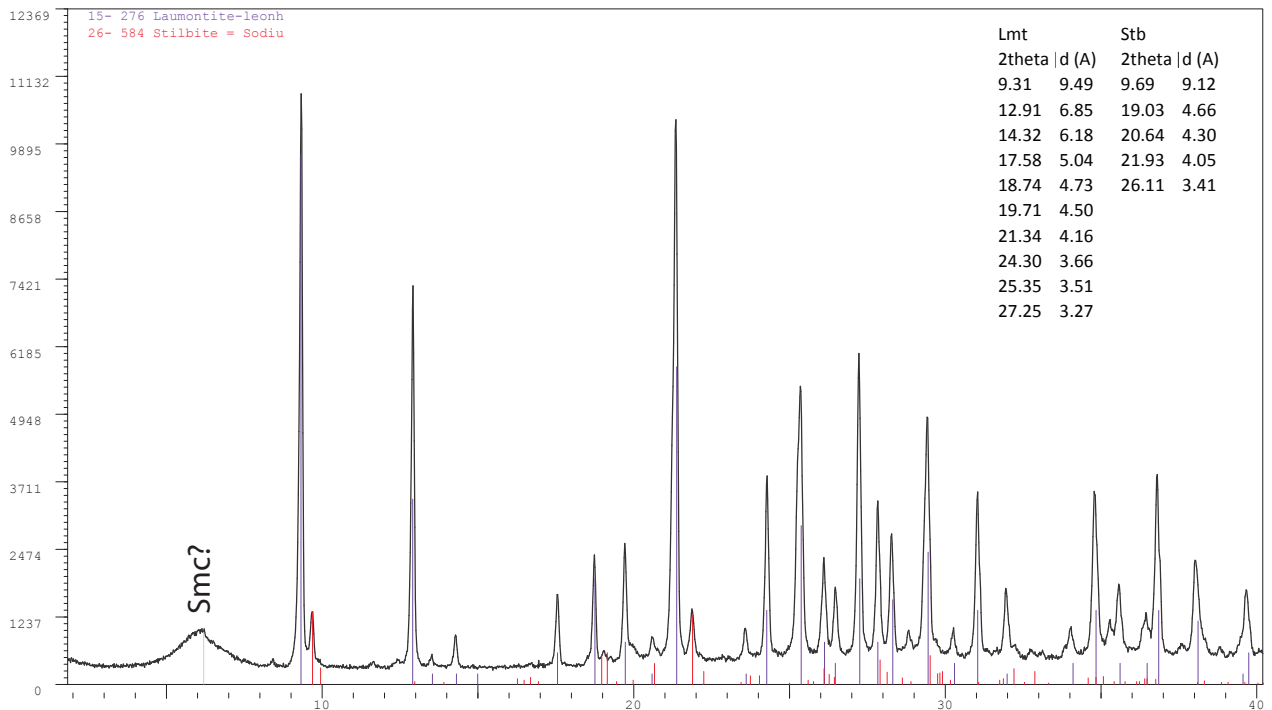
# Muestra ZFP03 - AO - S

Date: 27-09-2013 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



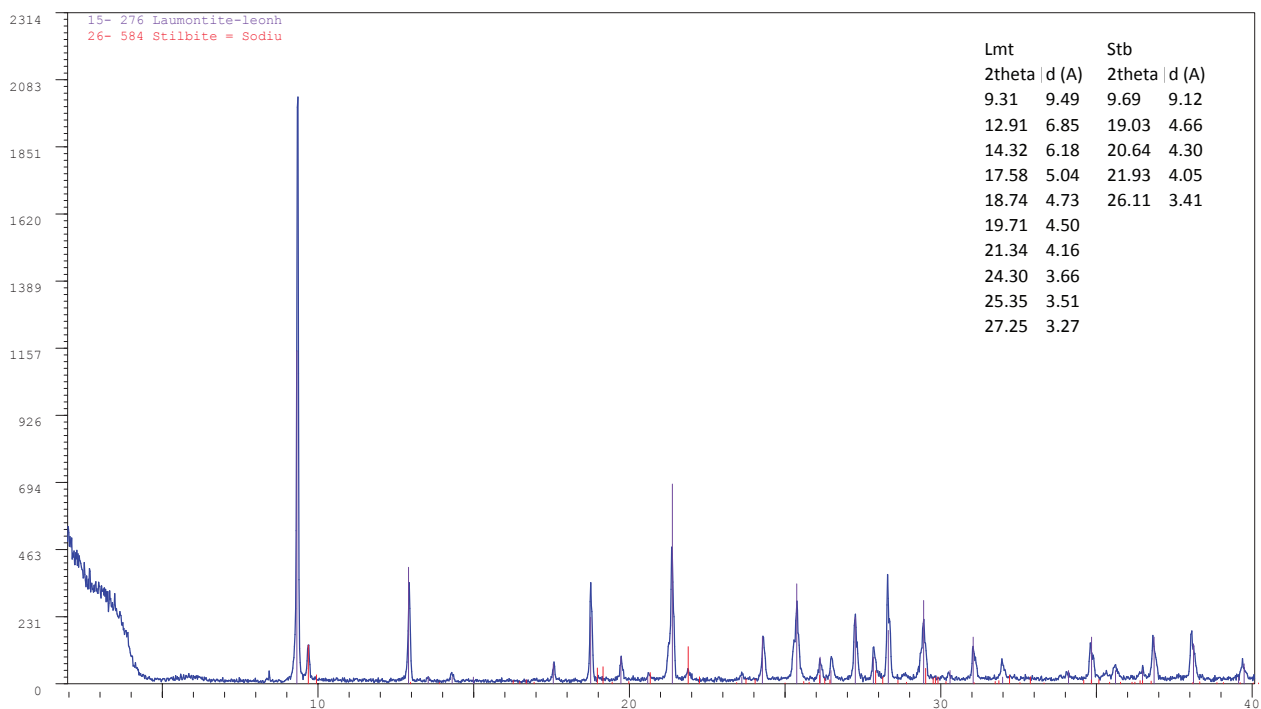
# Muestra ZFP04 - AO - S

Date: 27-09-2013 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



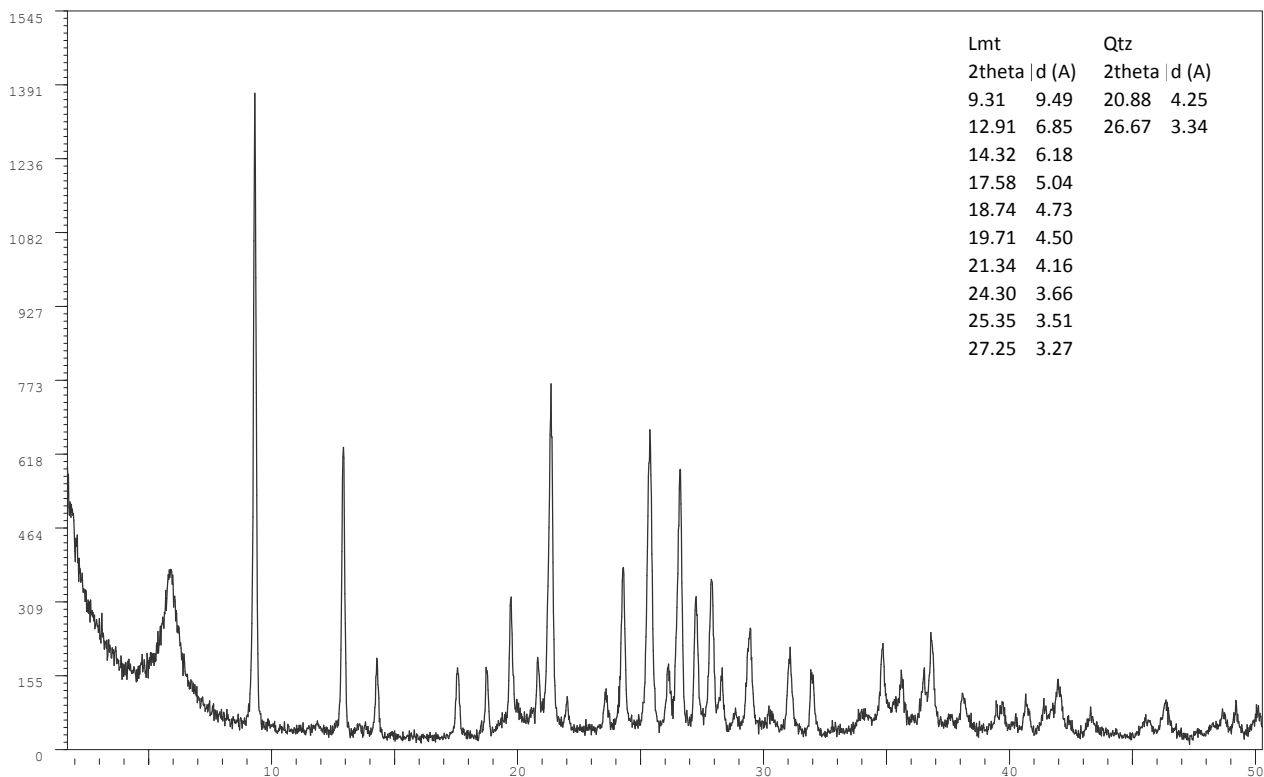
## Muestra ZFP04 - Polvo roca

Date: 27-09-2013 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



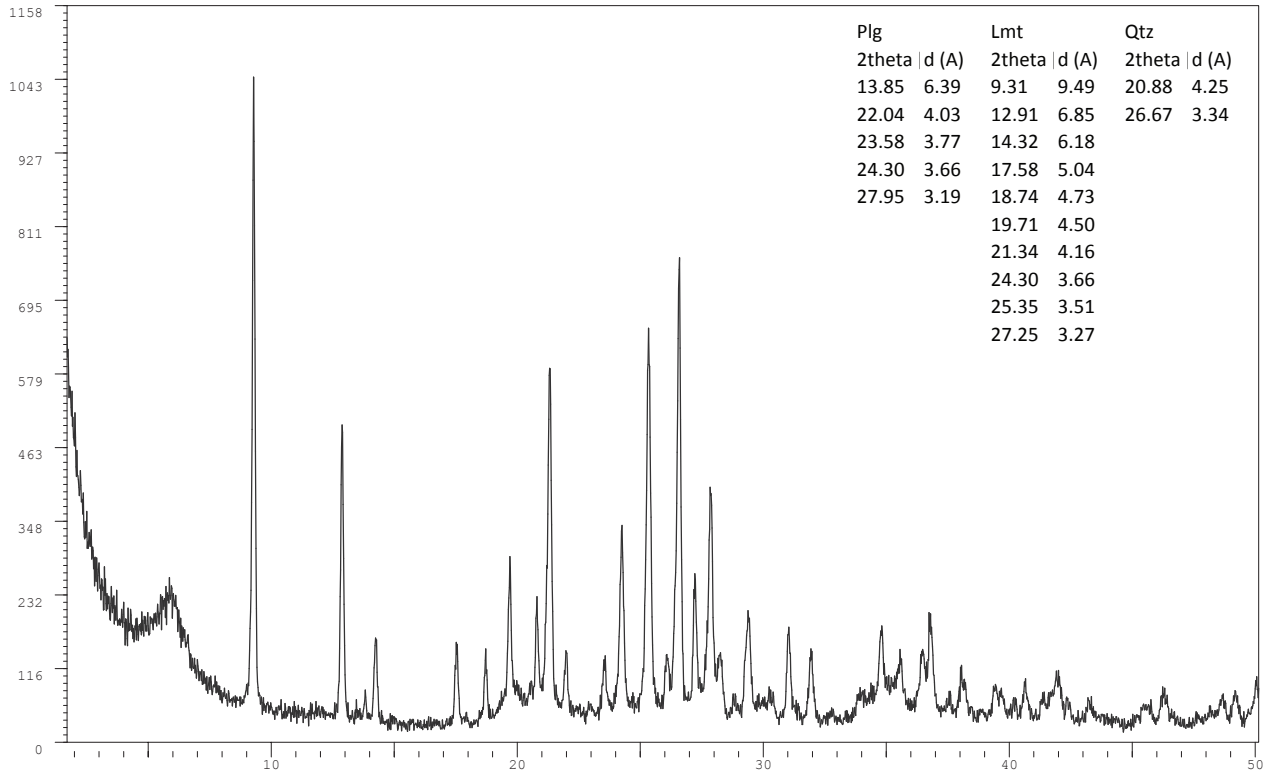
## Muestra BC02A - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



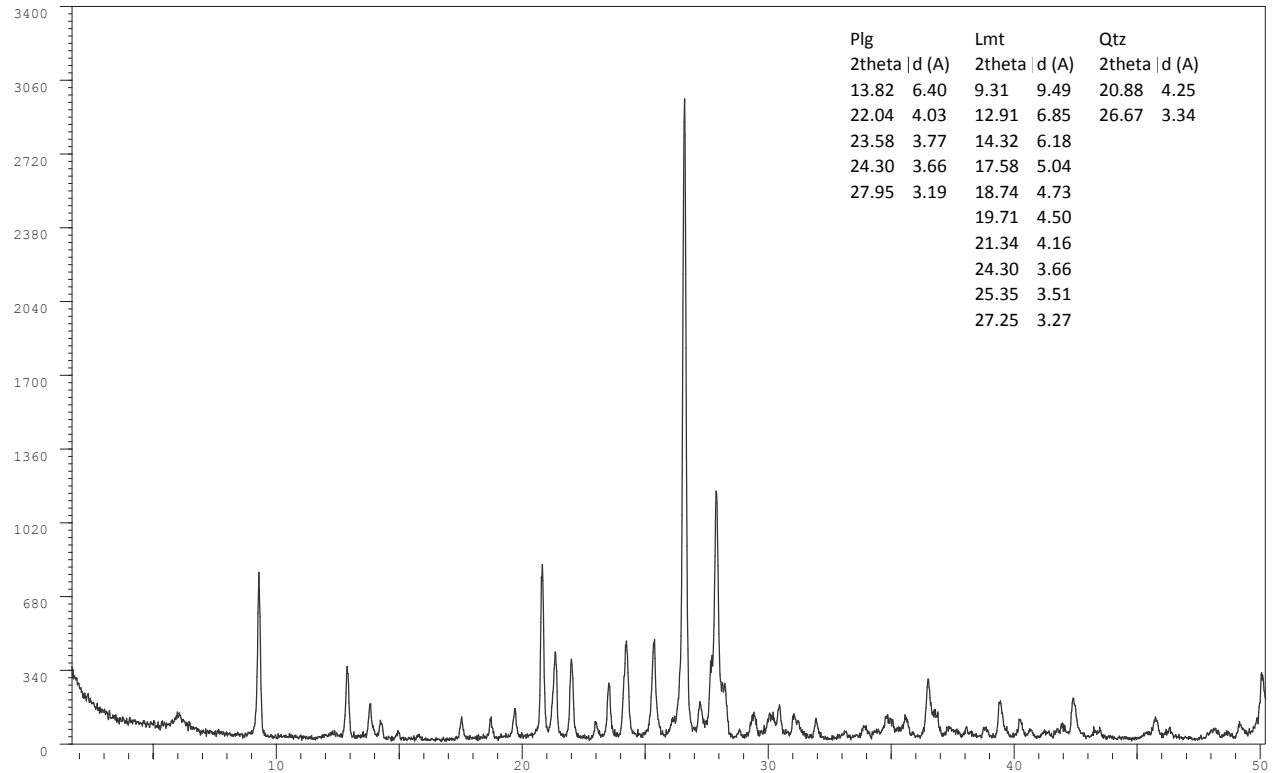
## Muestra BC02C - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



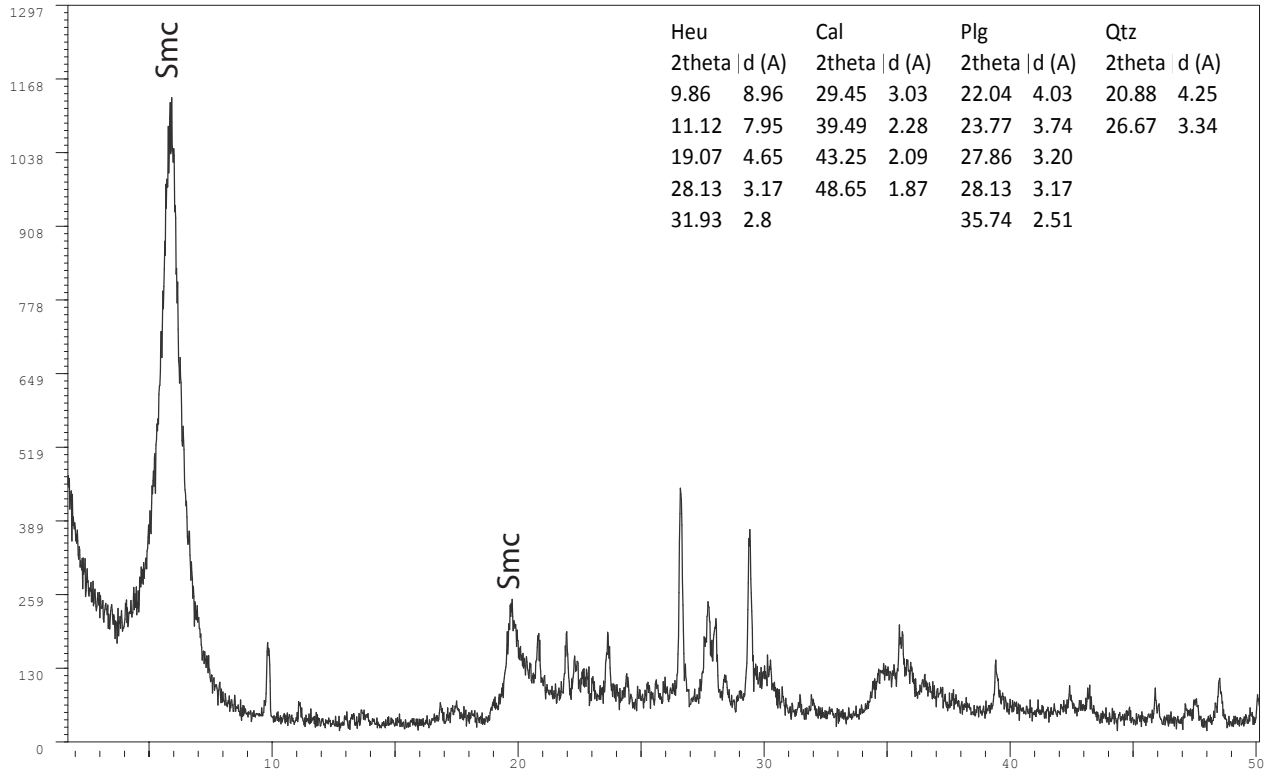
## Muestra BC03A - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



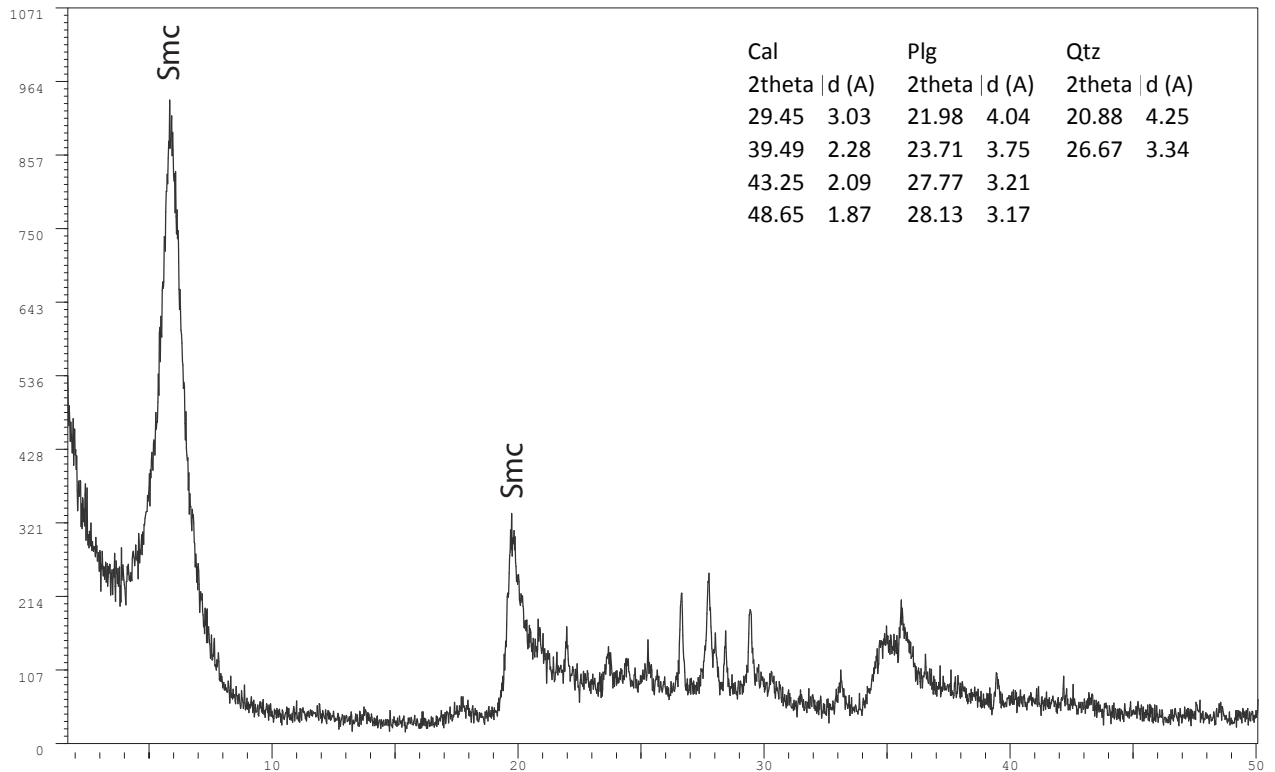
## Muestra CPA01 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



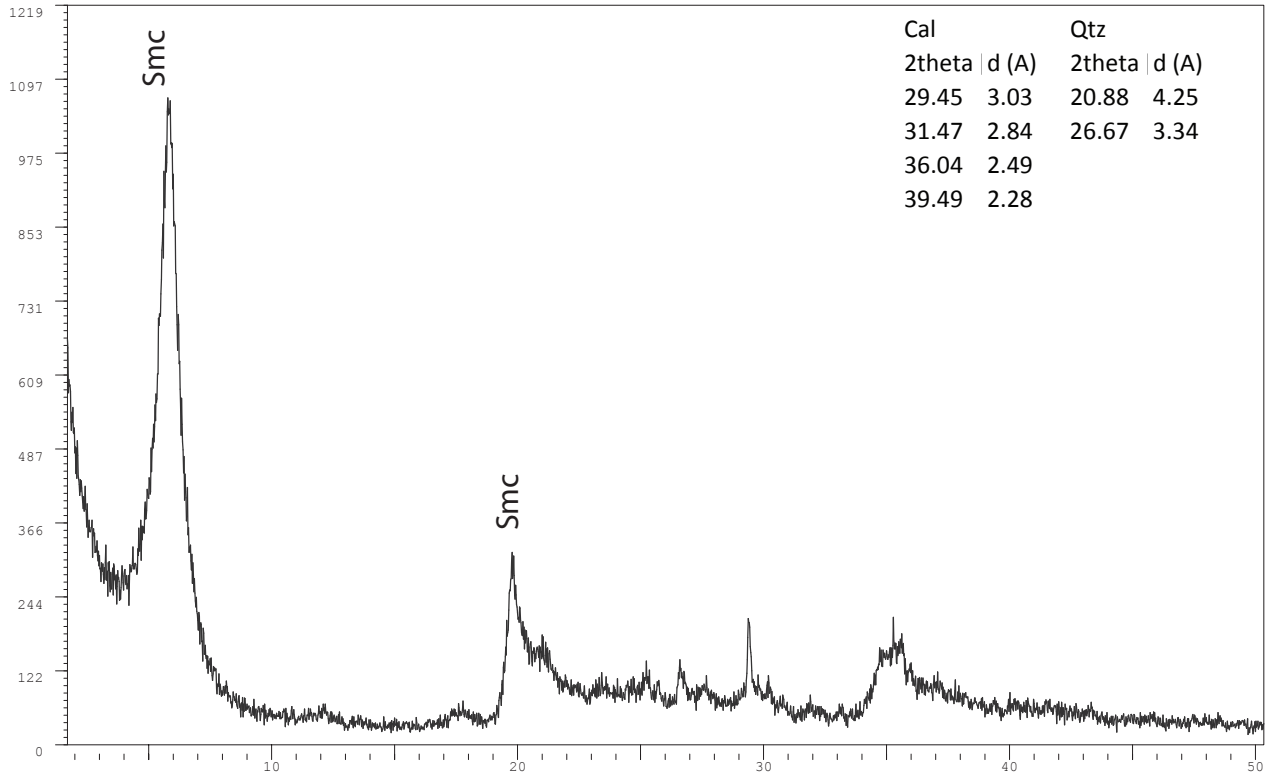
## Muestra CPA02 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



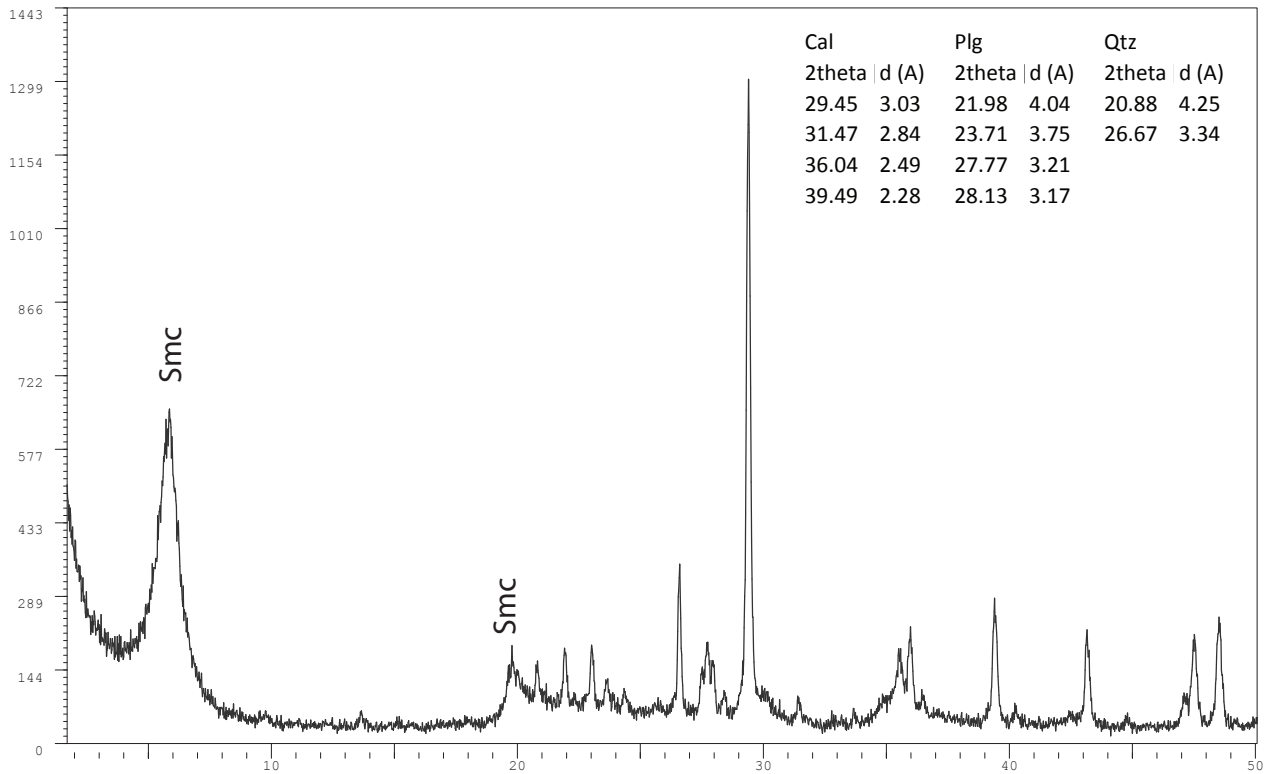
### Muestra CPA03 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



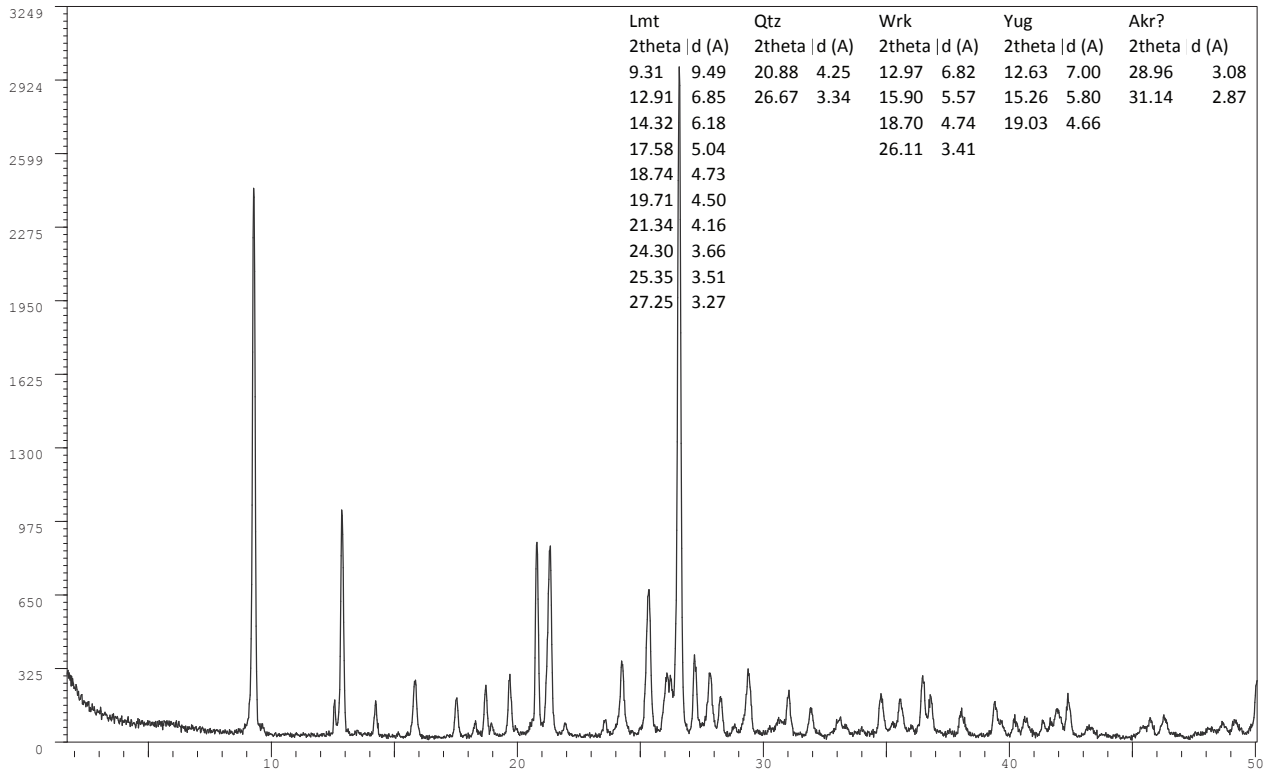
### Muestra CPA05 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



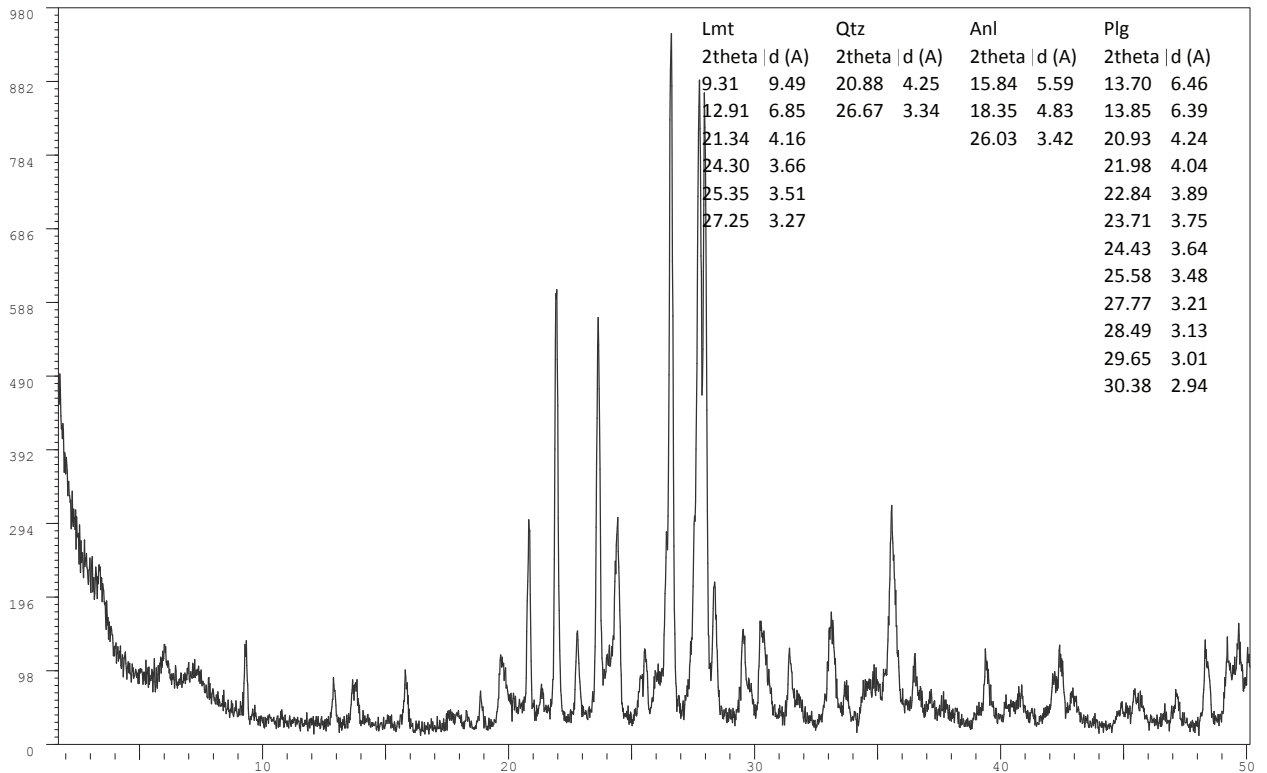
## Muestra FPL01 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



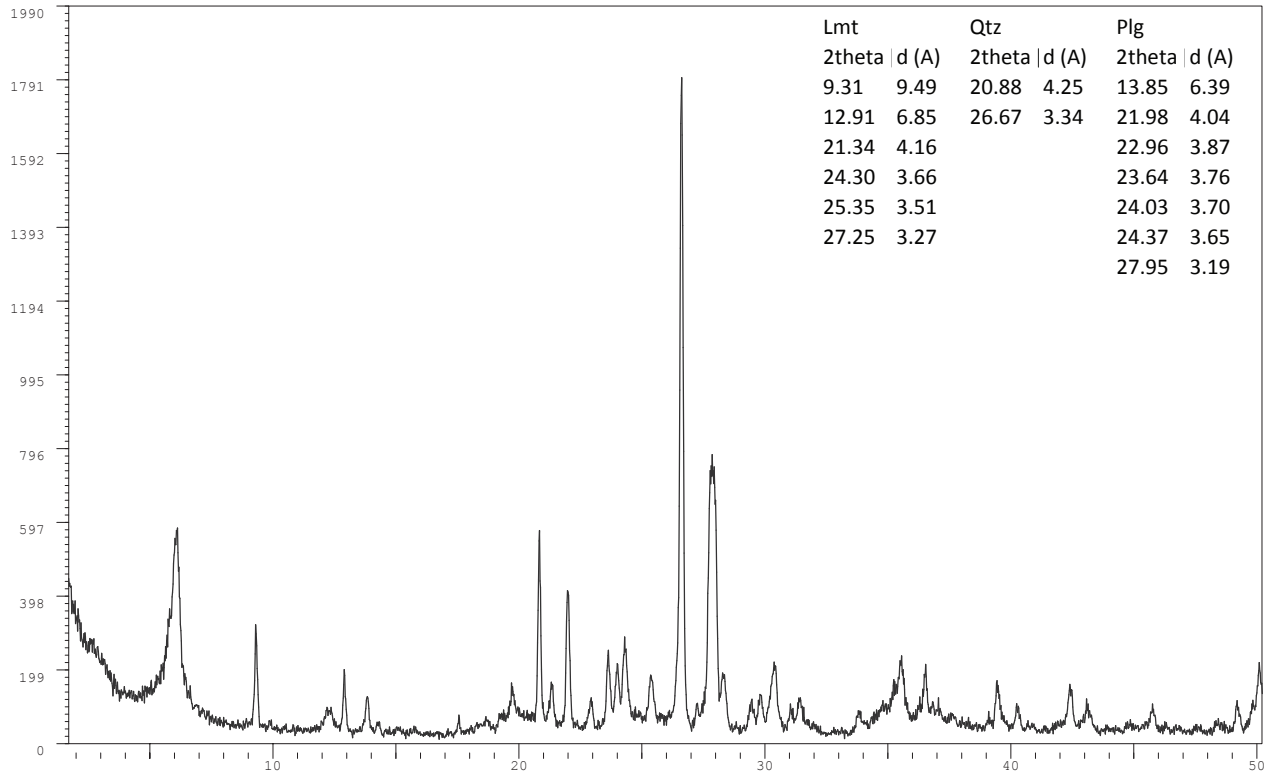
## Muestra FPL02 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



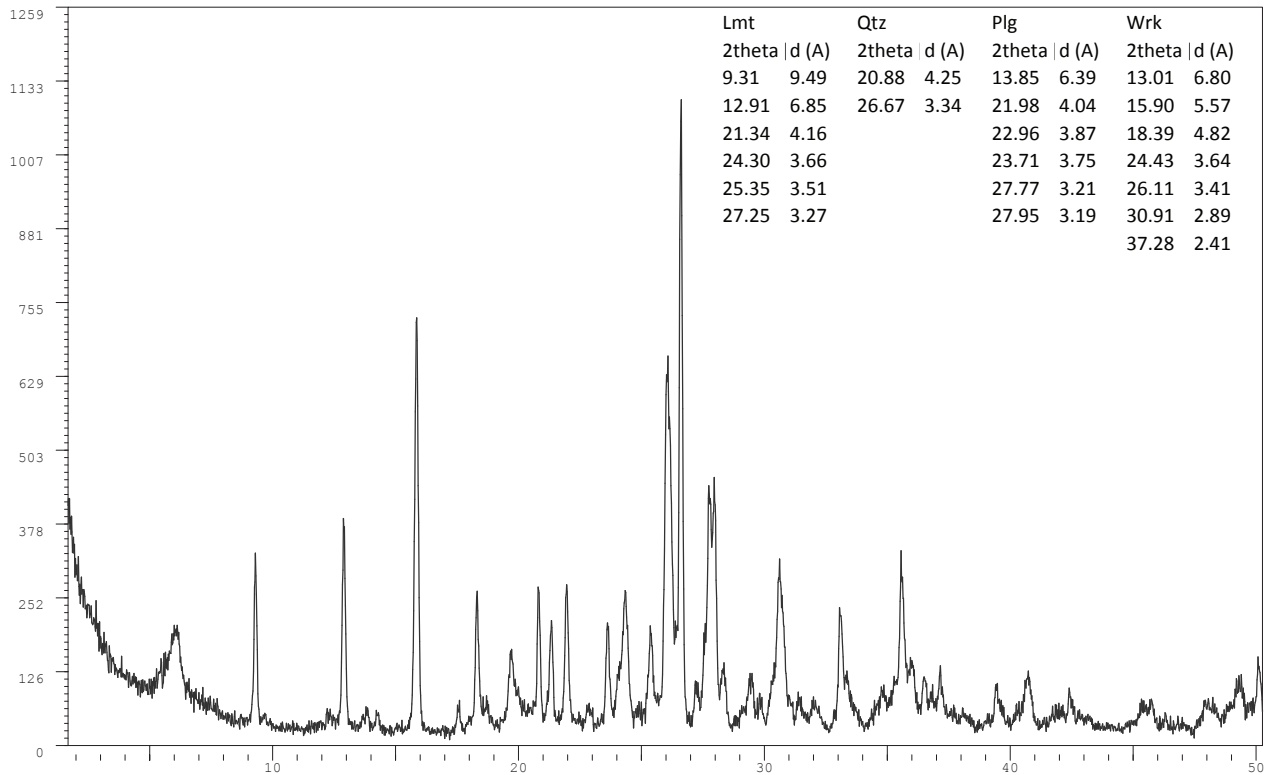
## Muestra FPL03 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



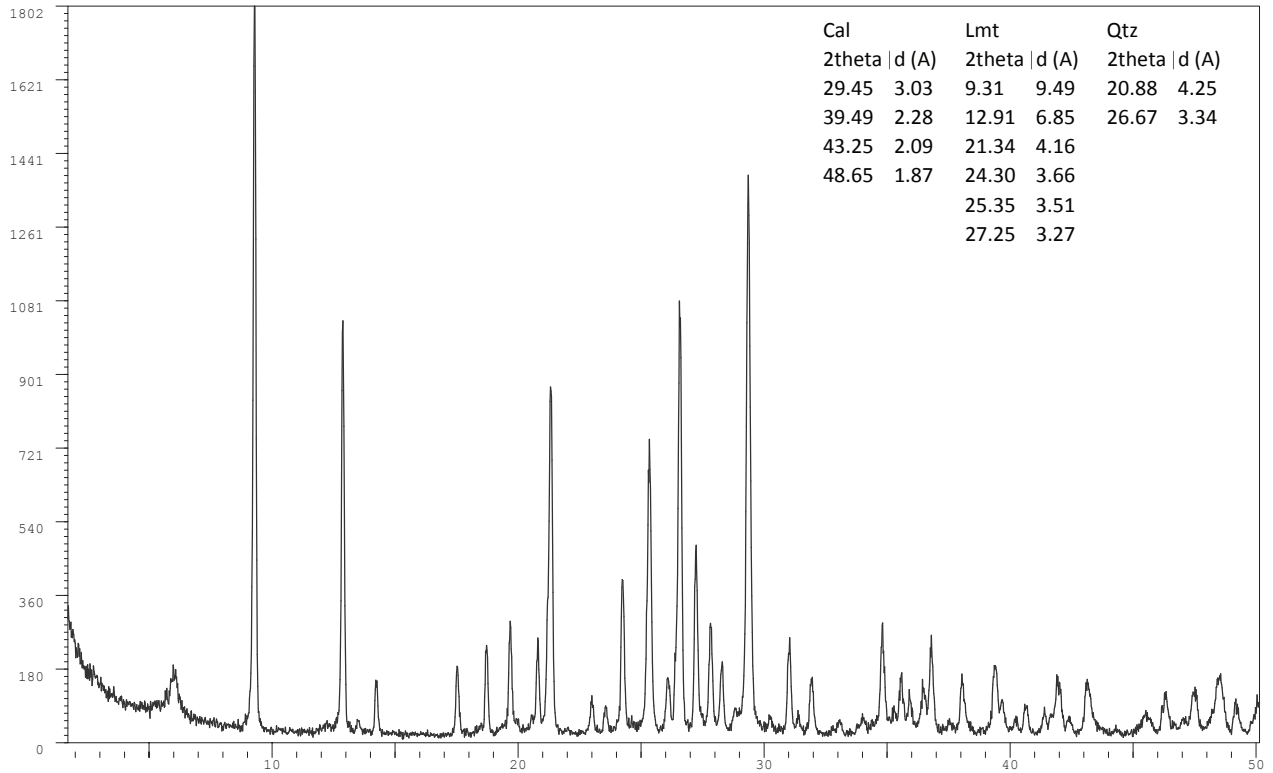
## Muestra FPL05 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



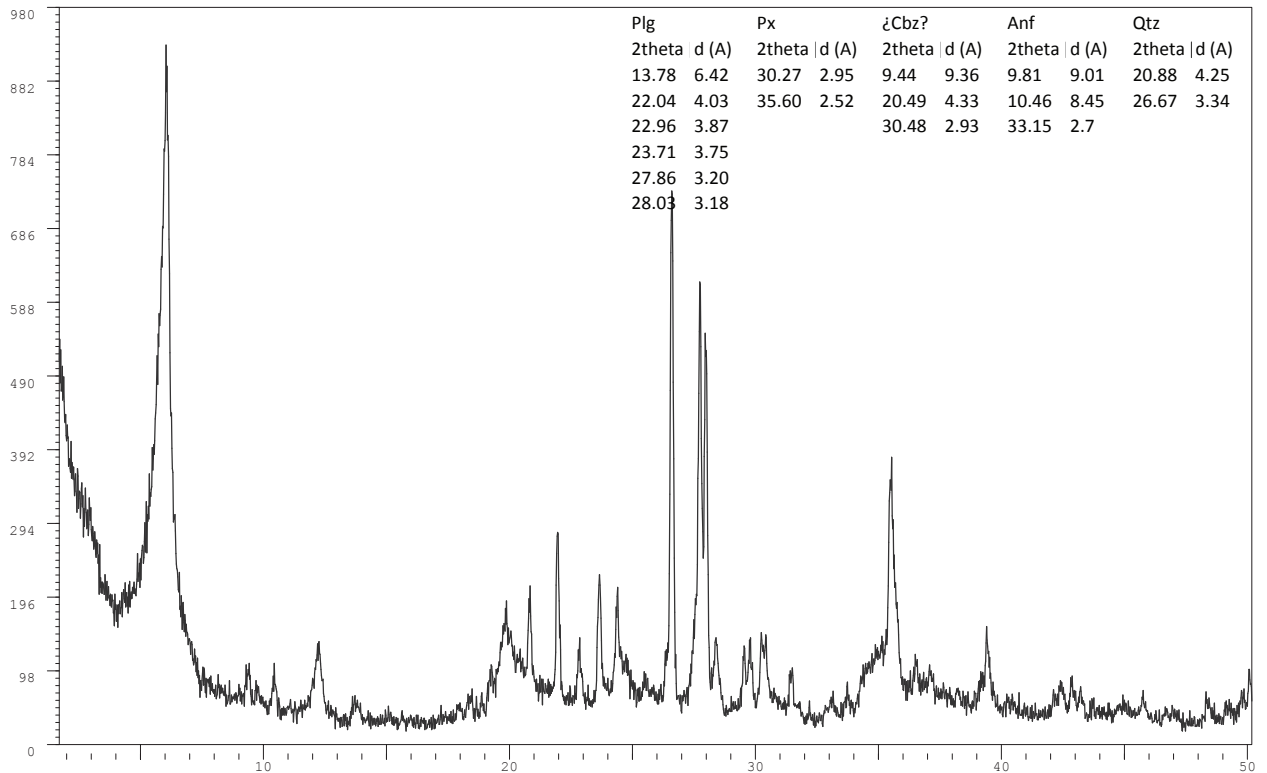
## Muestra FPL06 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



## Muestra FPL07 - Polvo roca

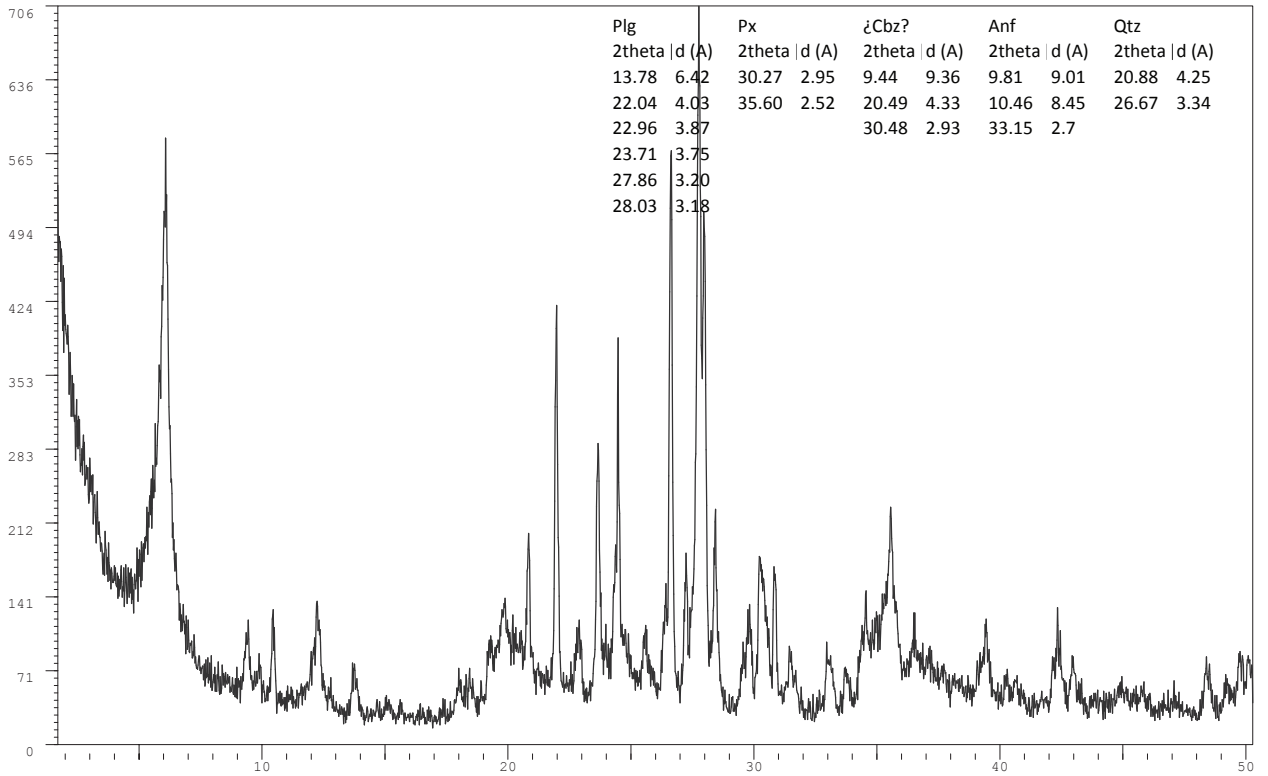
Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to





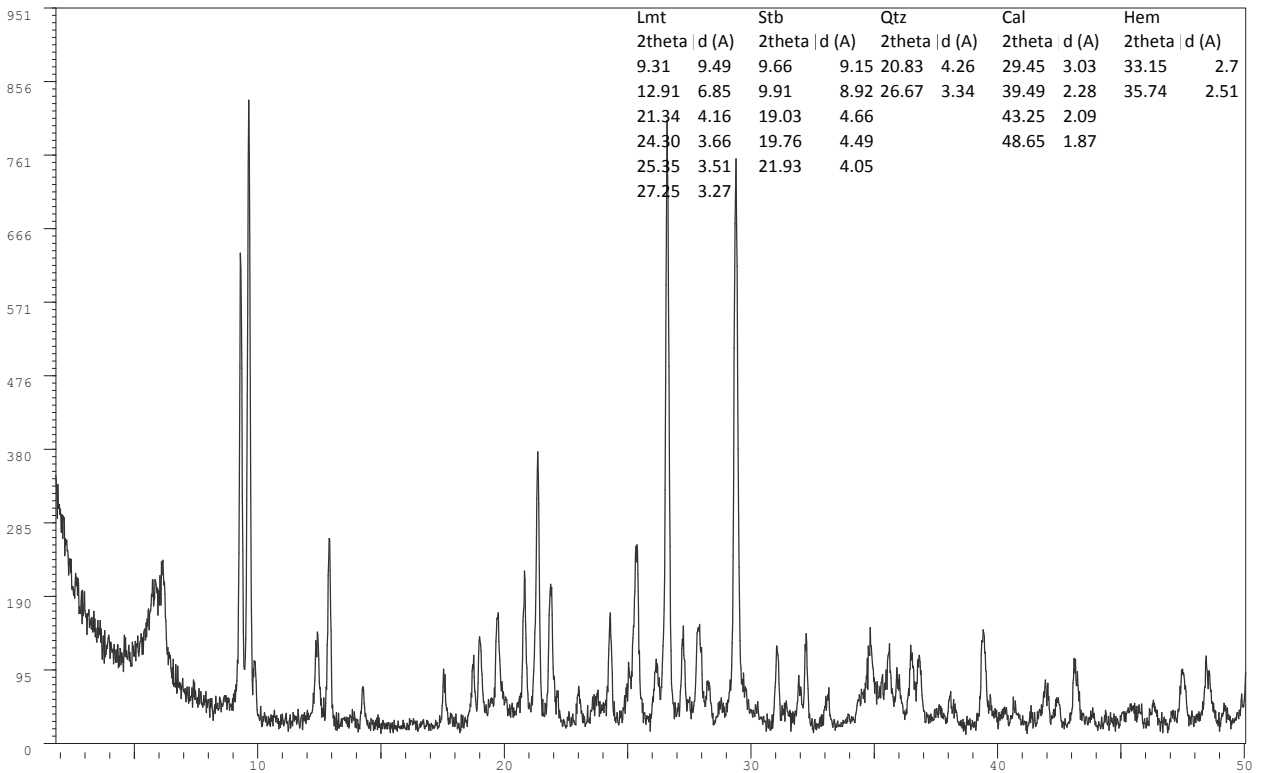
## Muestra FPL08 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



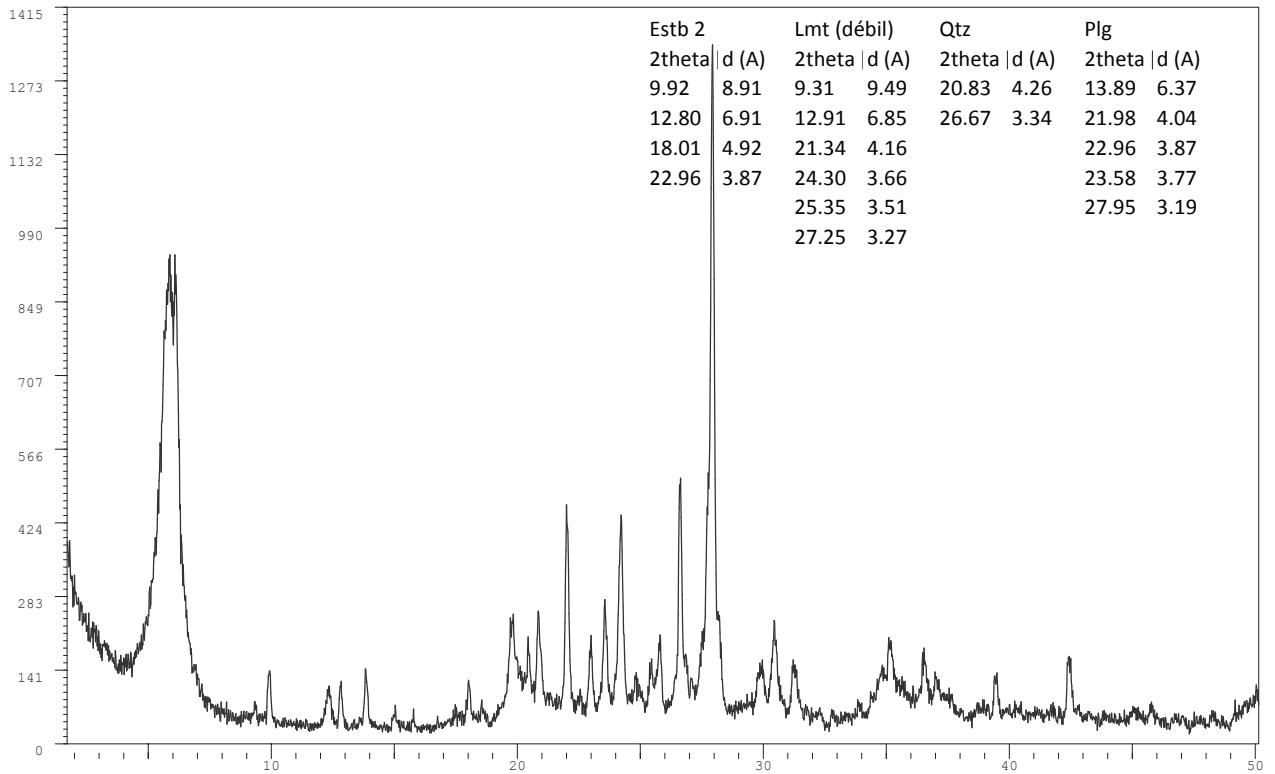
## Muestra FPL09 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



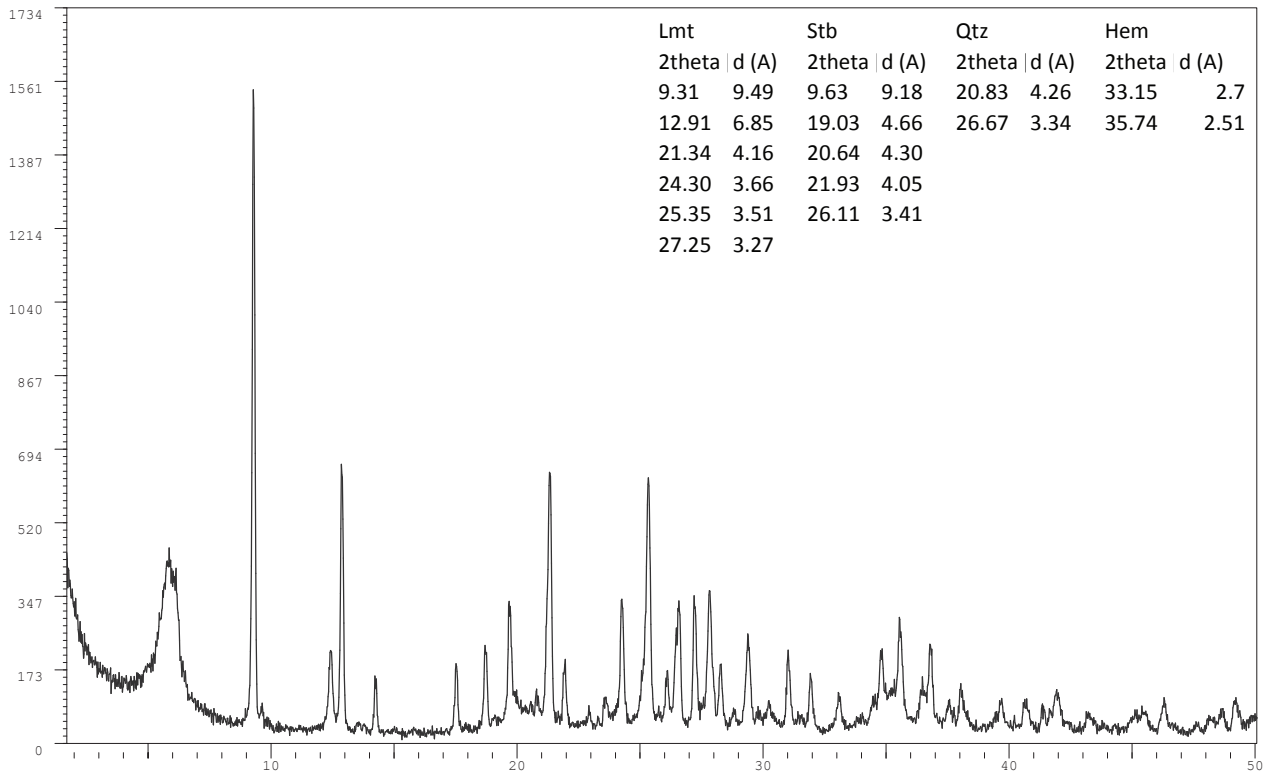
## Muestra FPL10 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



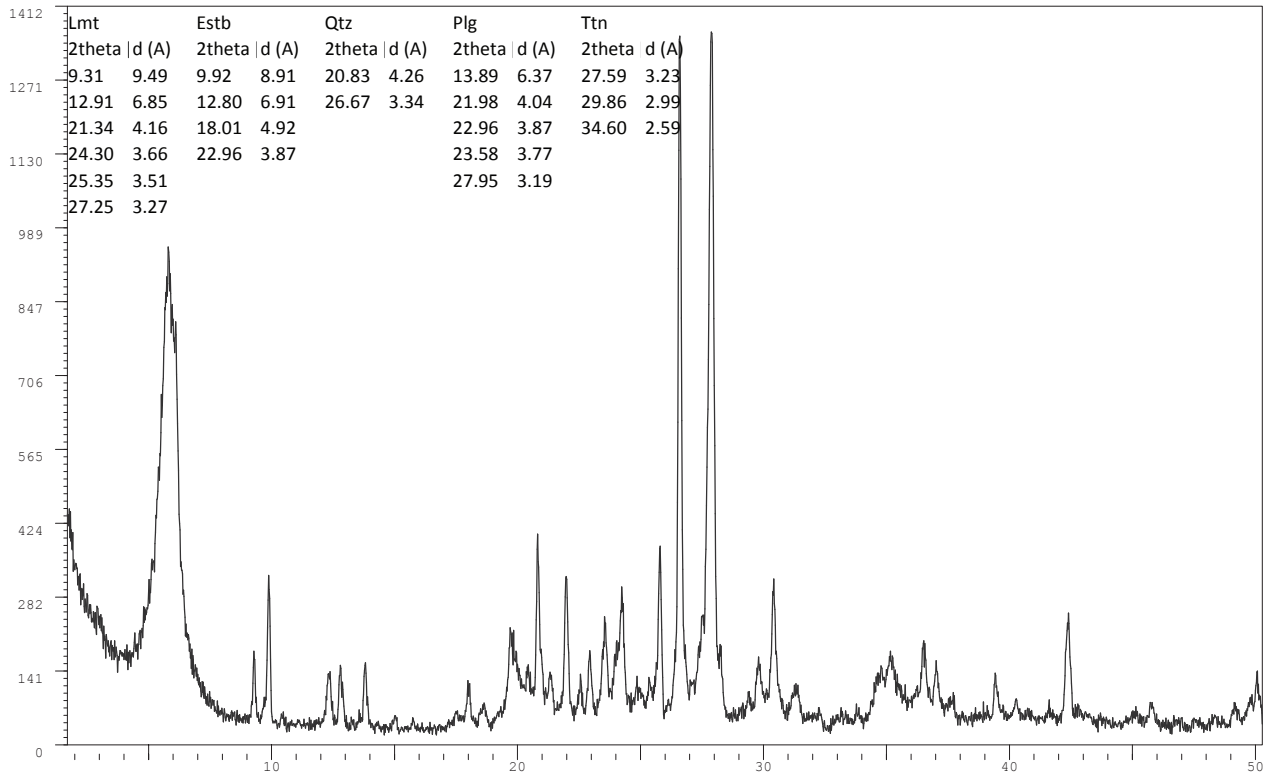
## Muestra FPL11 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



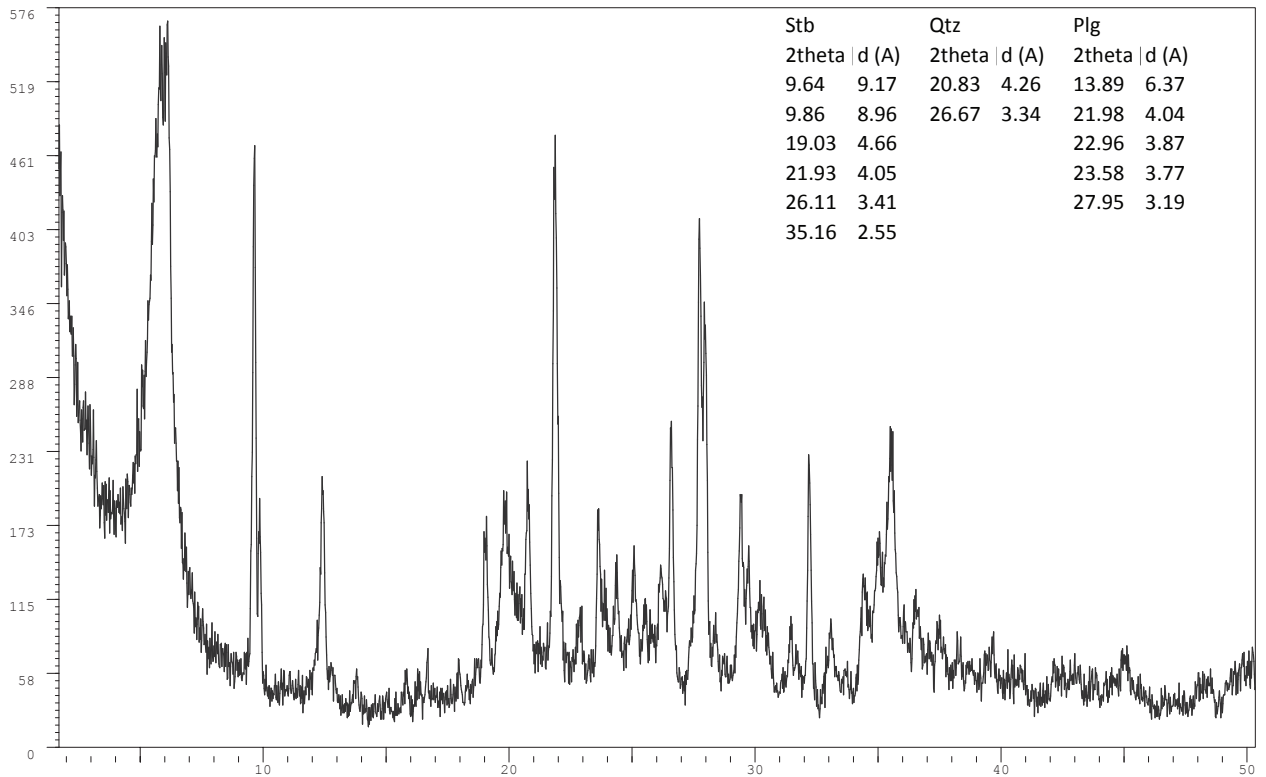
## Muestra FPL12 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



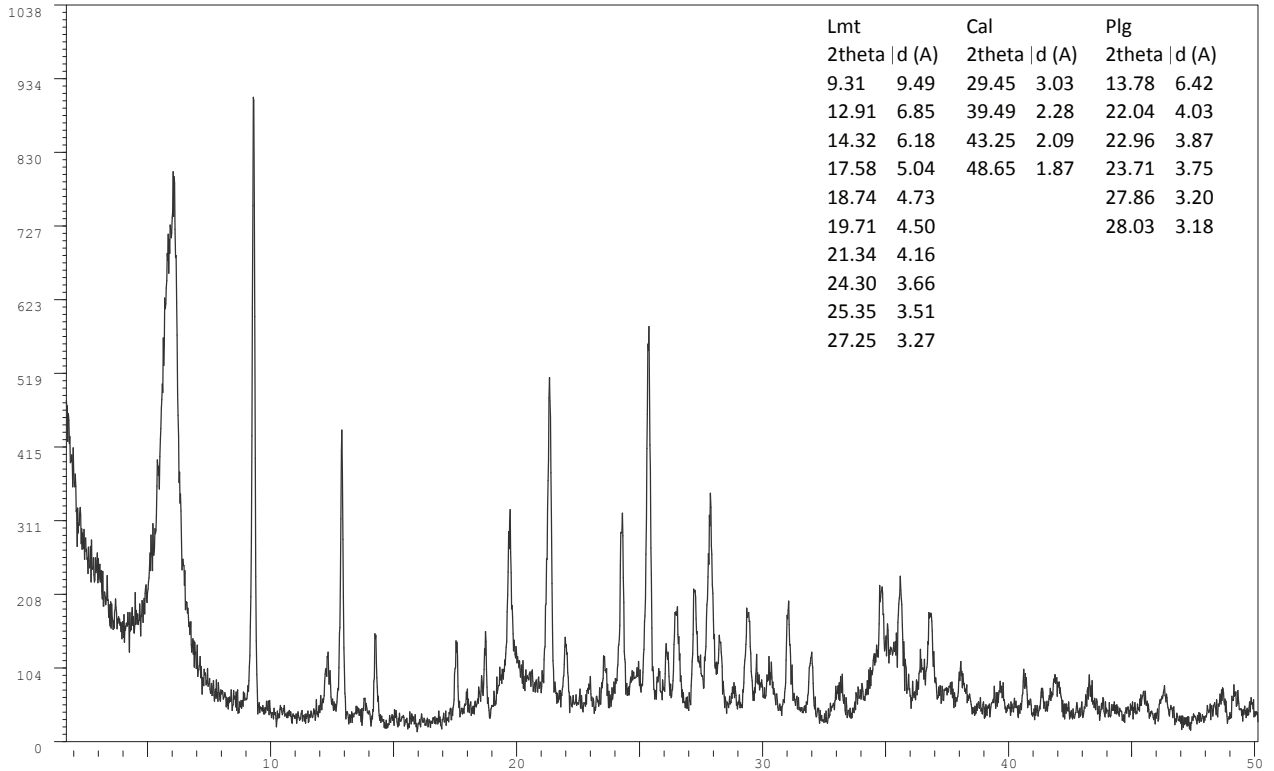
## Muestra FPL13 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



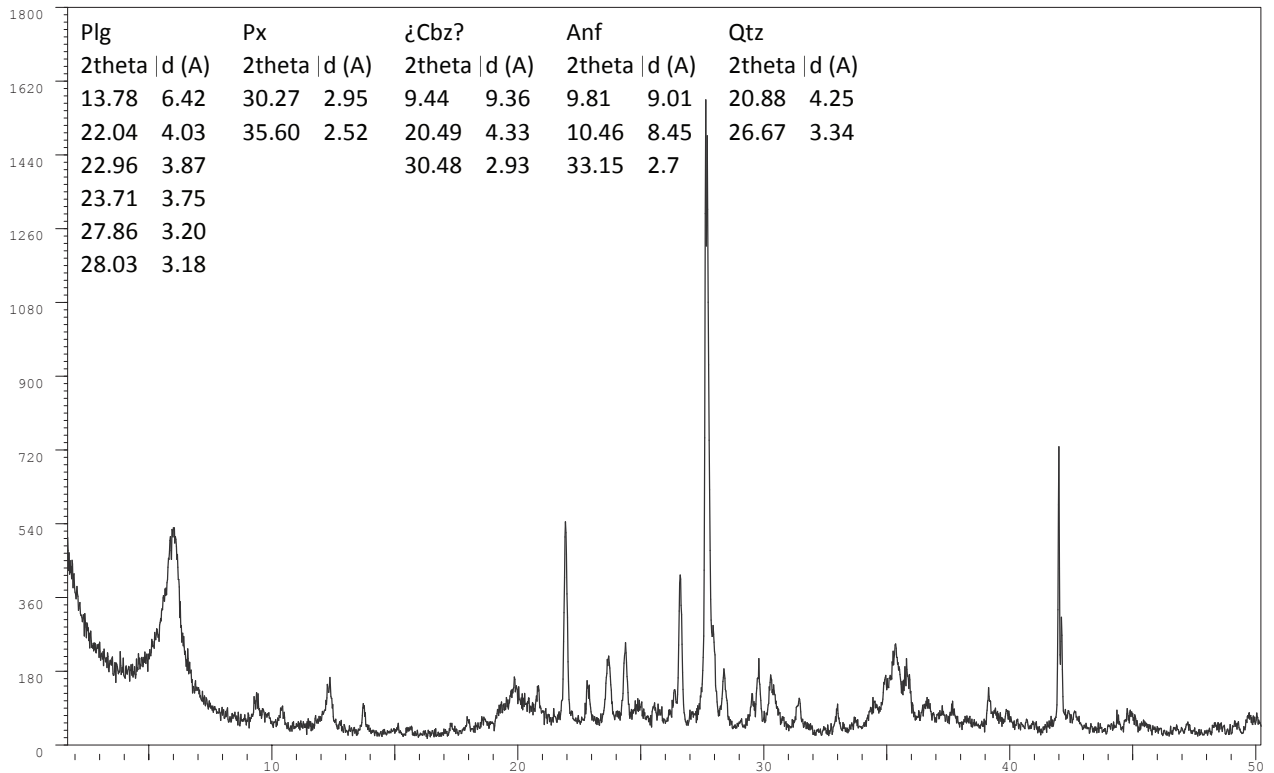
## Muestra FPL14 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



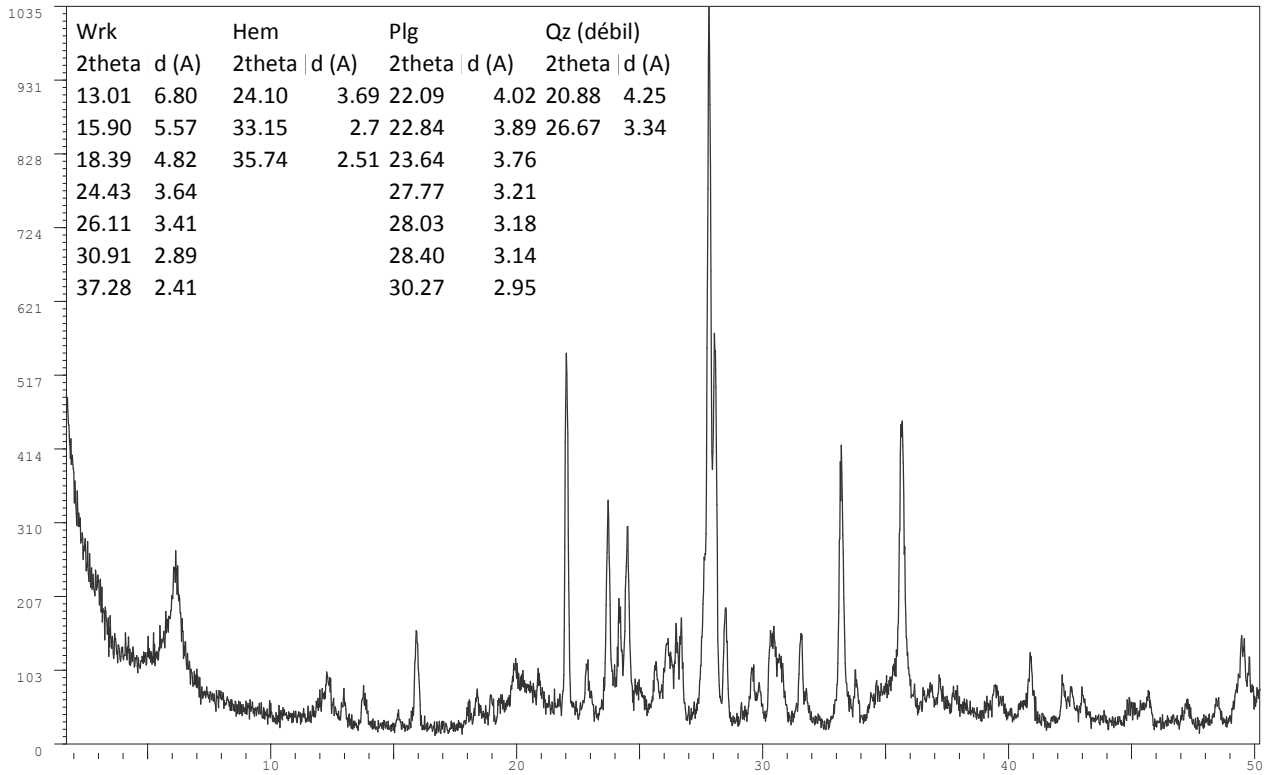
## Muestra FPL15 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



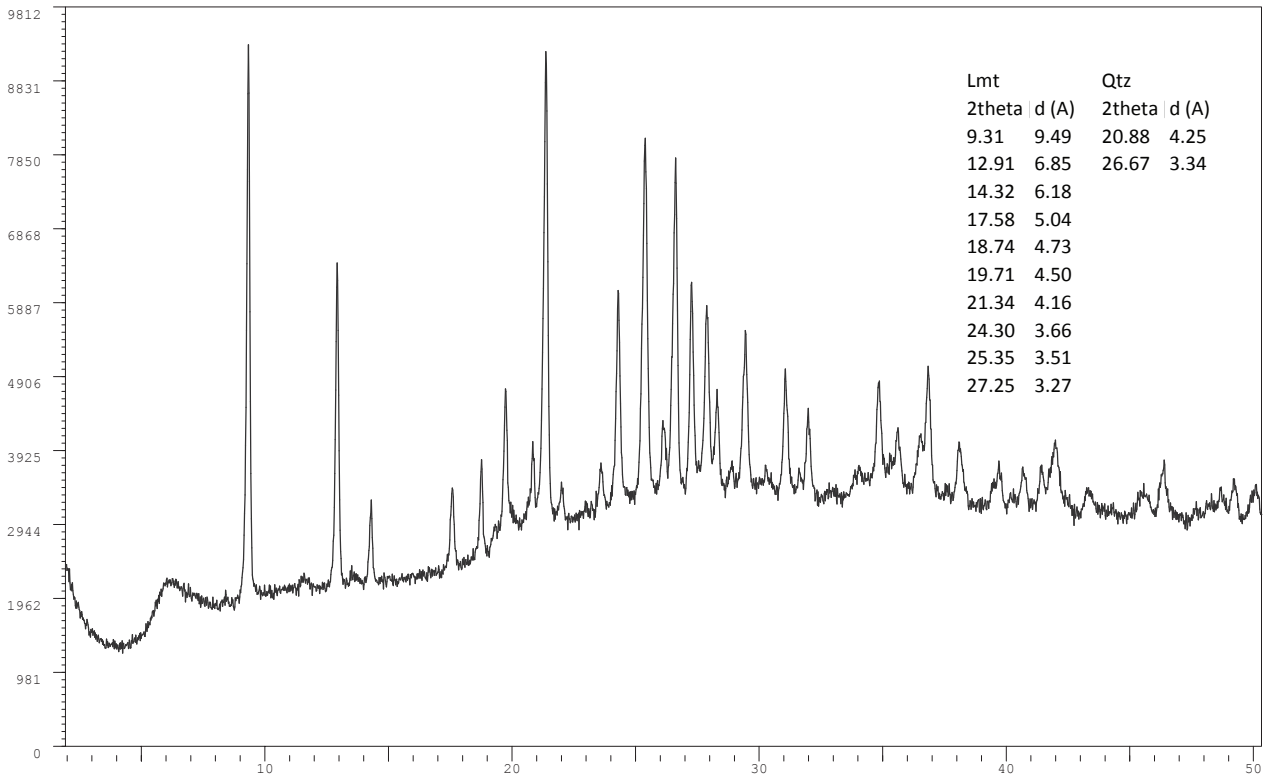
## Muestra FPL17 - Polvo roca

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



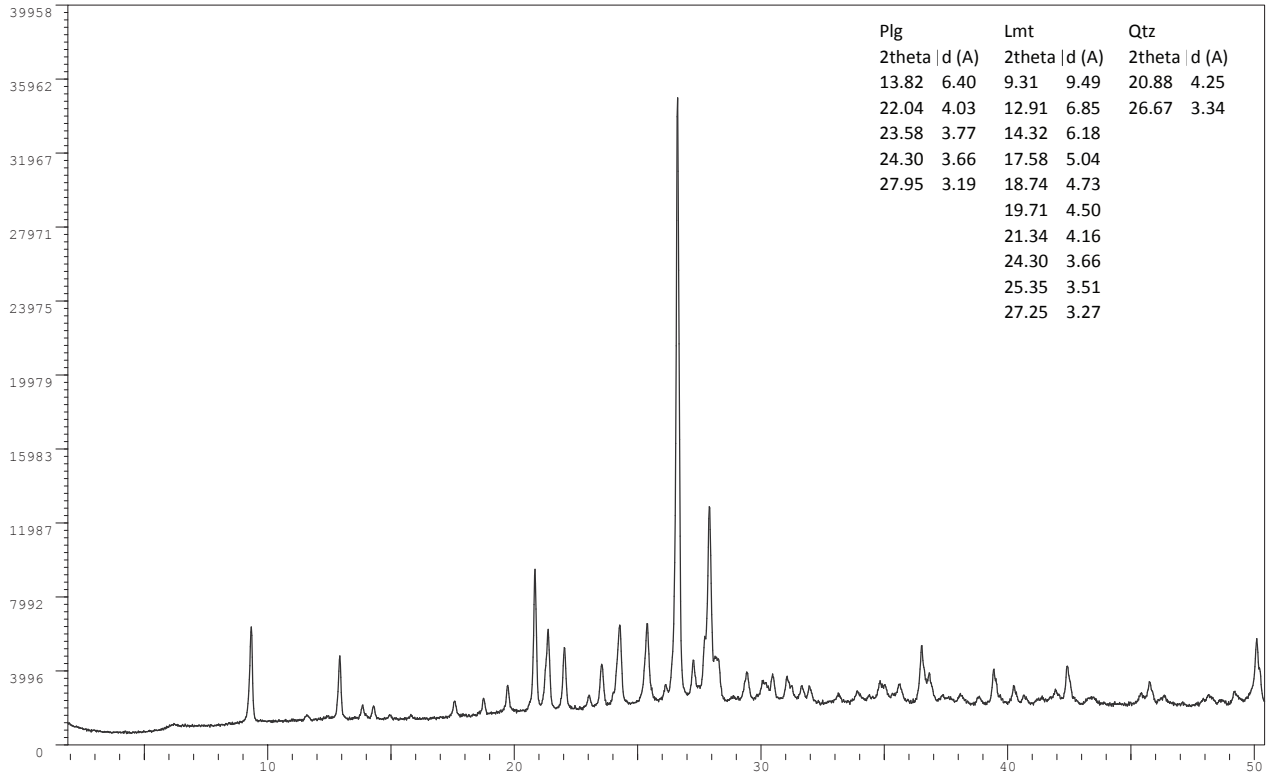
## Muestra BC02A - AO - S

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



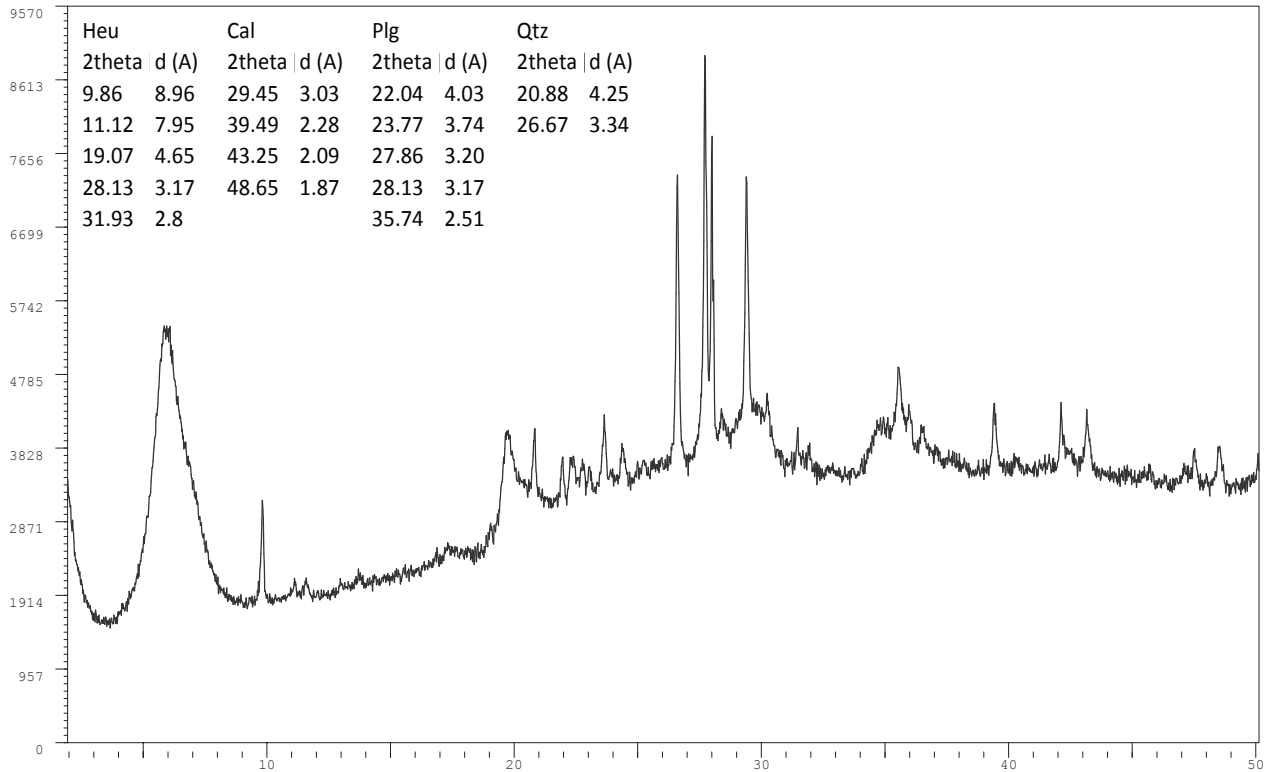
## Muestra BC03A - AO - S

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



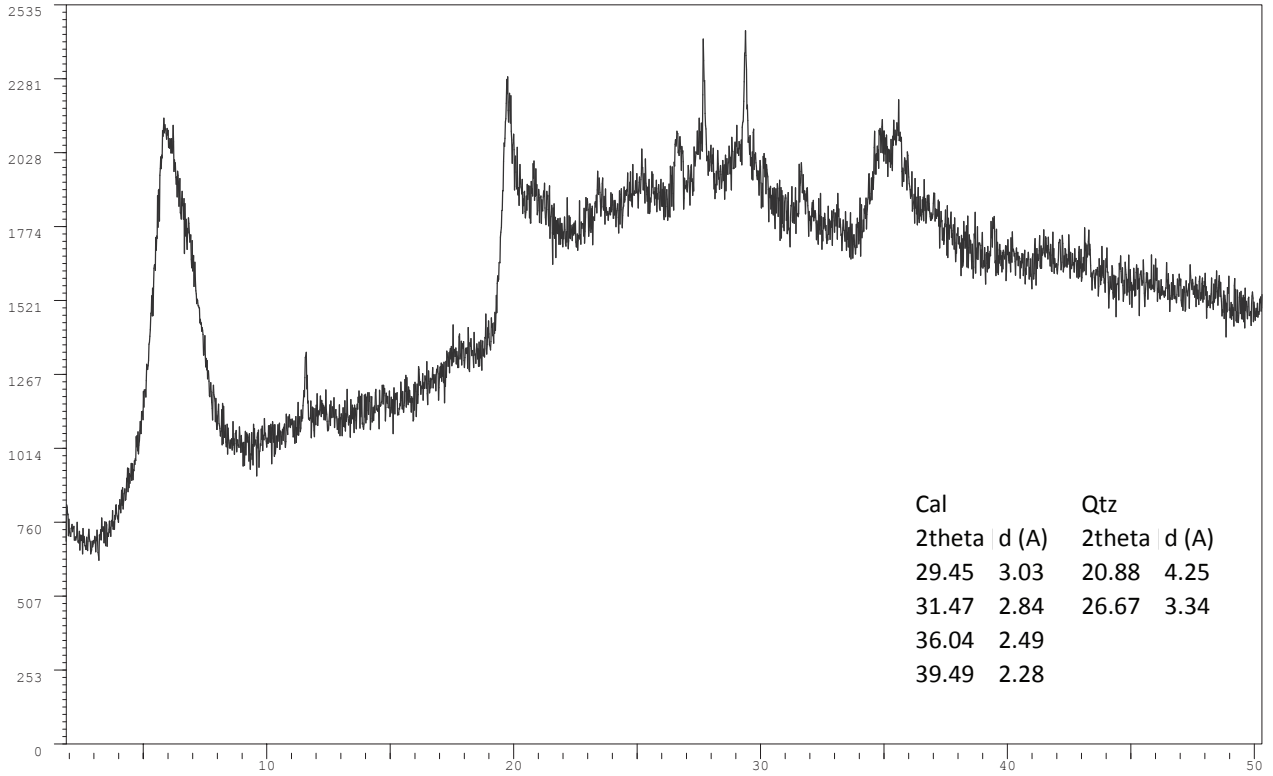
## Muestra CPA01 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



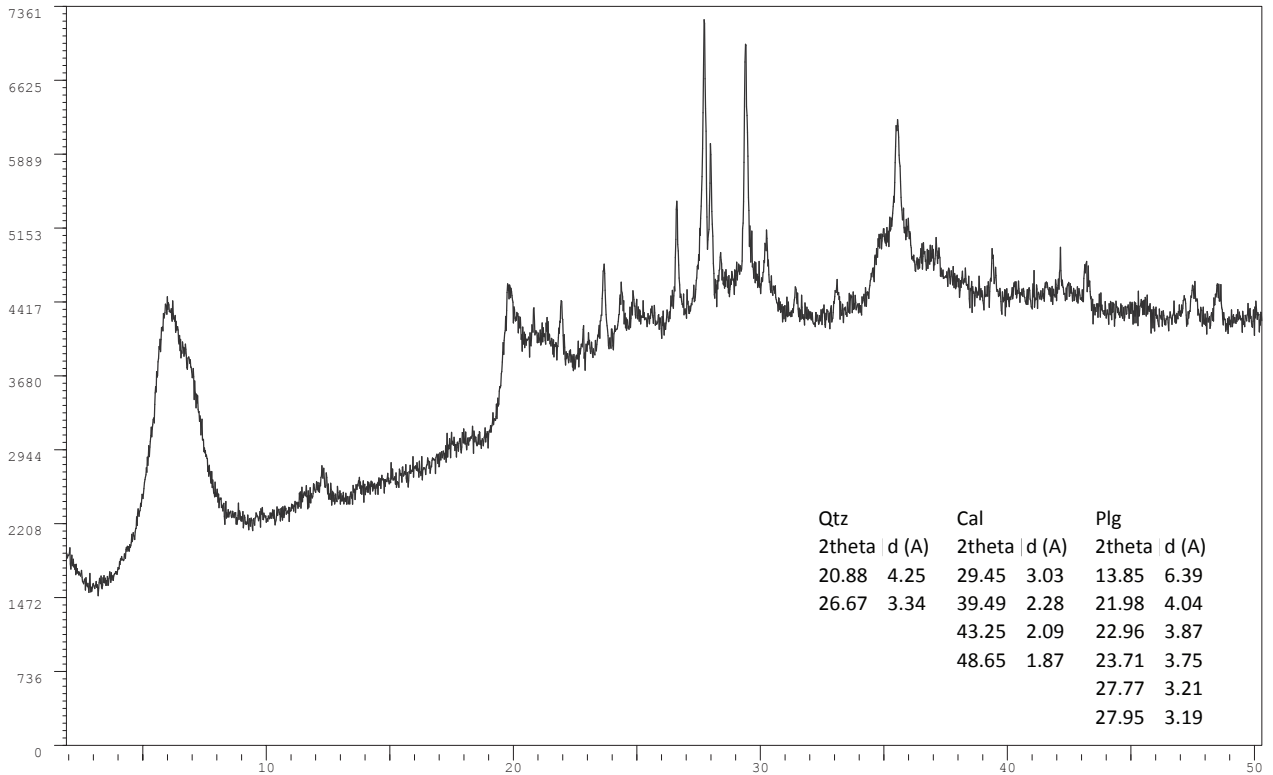
### Muestra CPA03 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



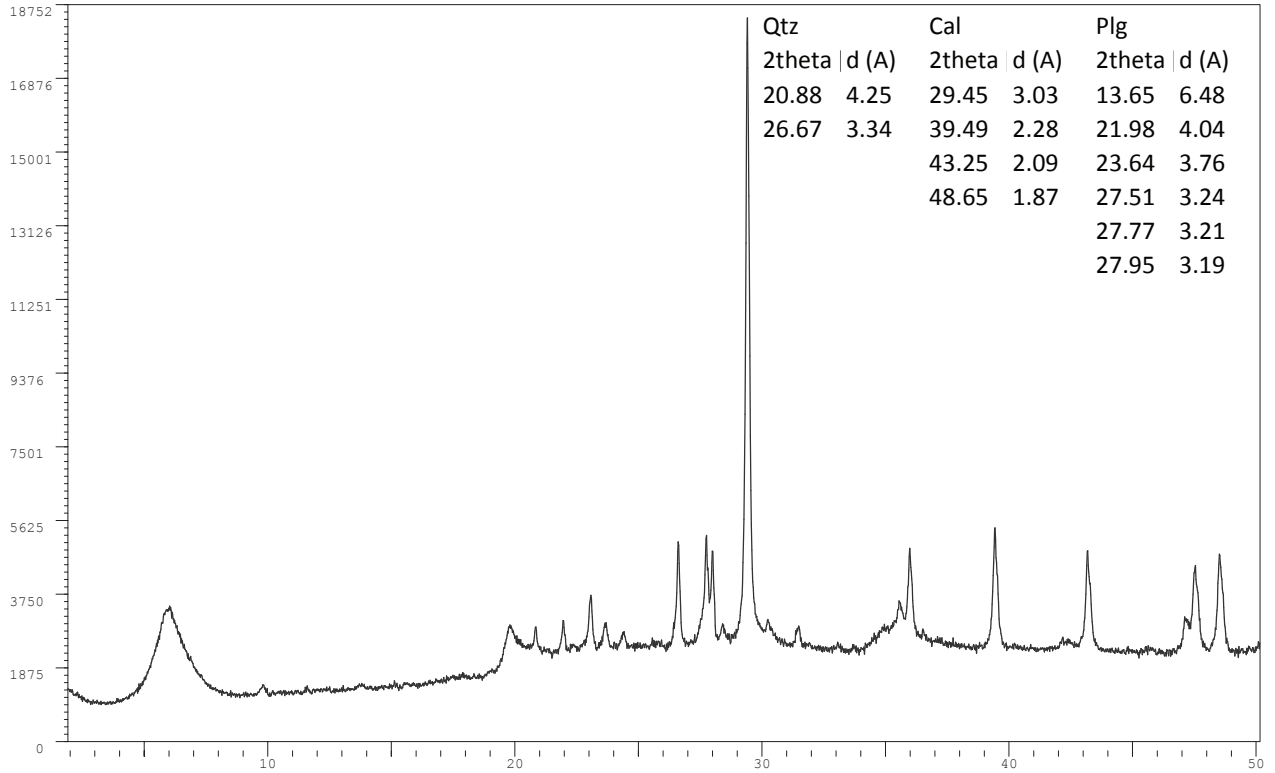
### Muestra CPA04 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



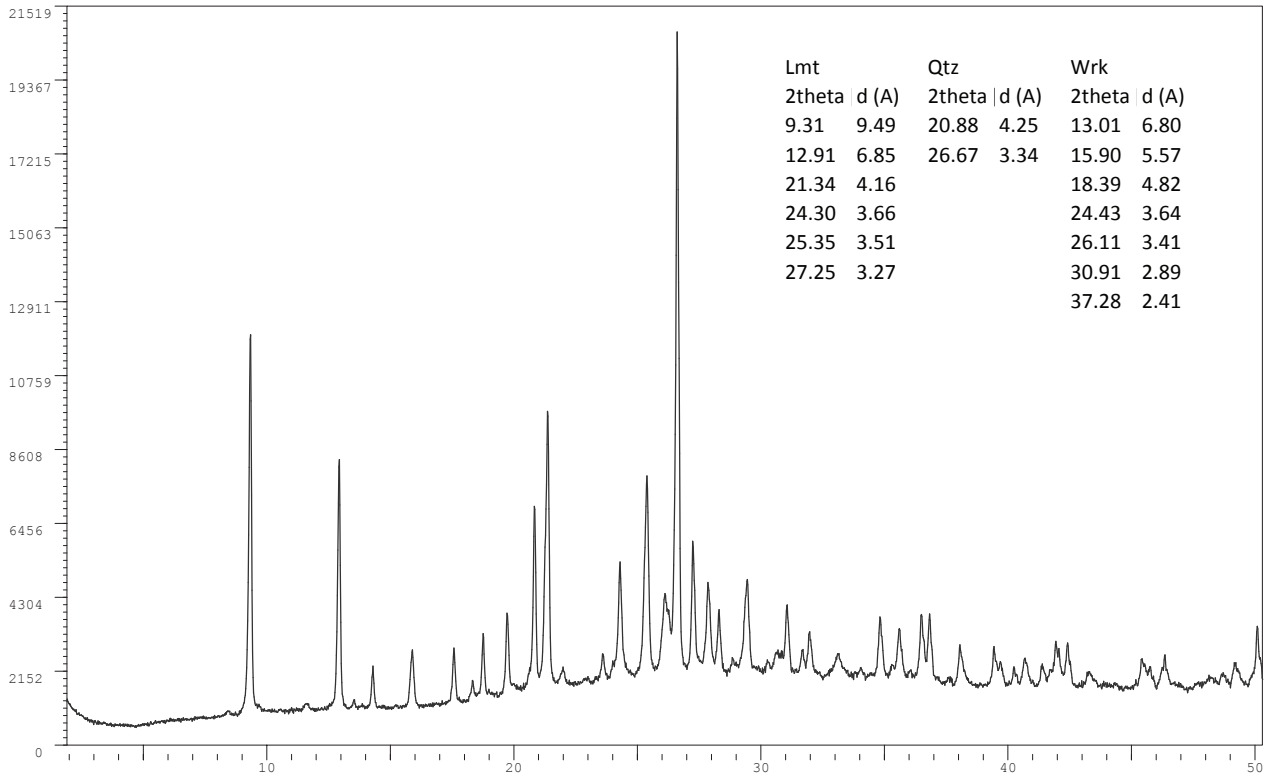
## Muestra CPA05 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



## Muestra FPL01 - AO - S

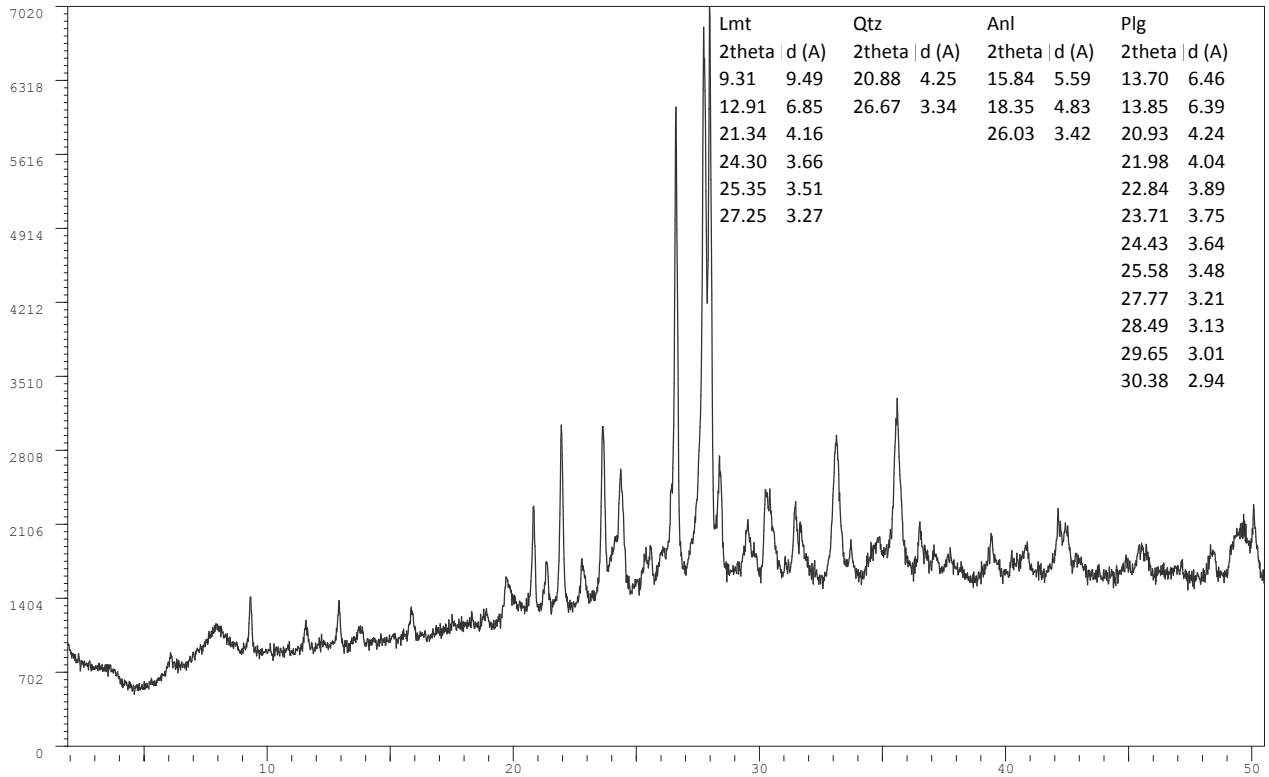
Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to





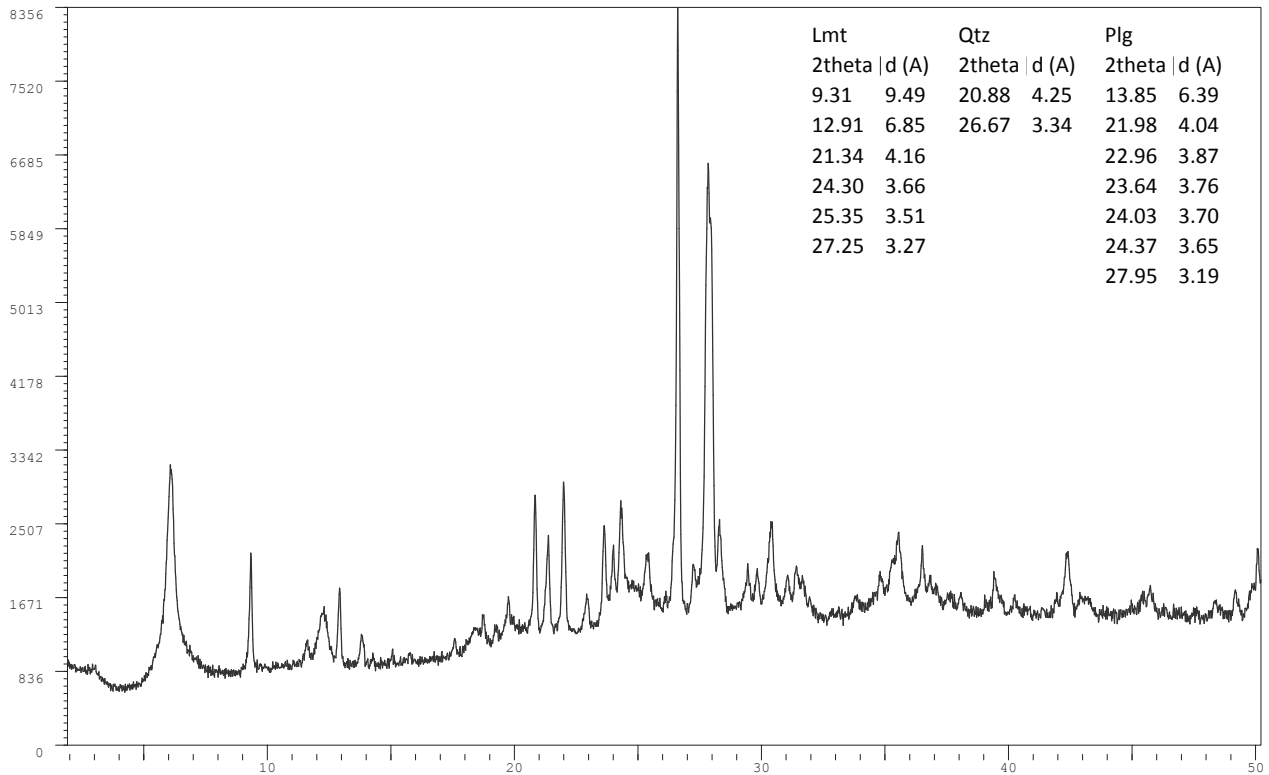
## Muestra FPL02 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



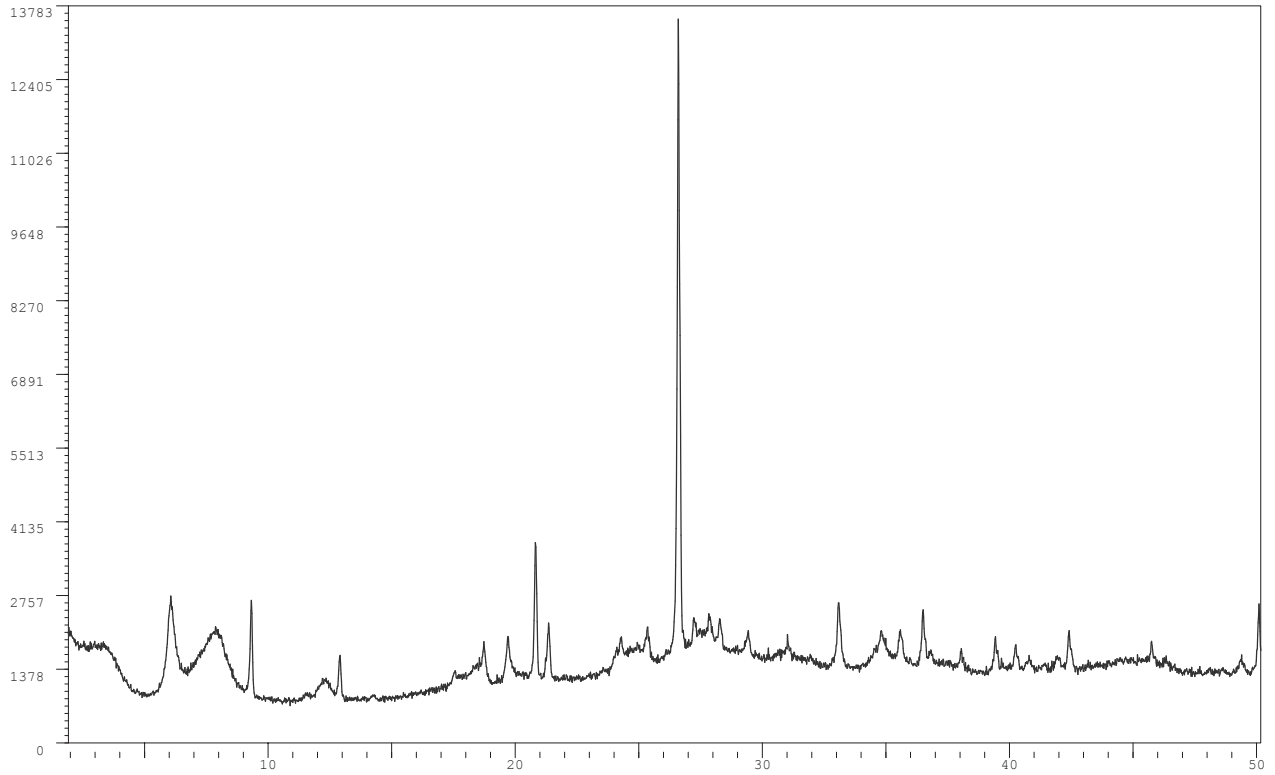
## Muestra FPL03 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



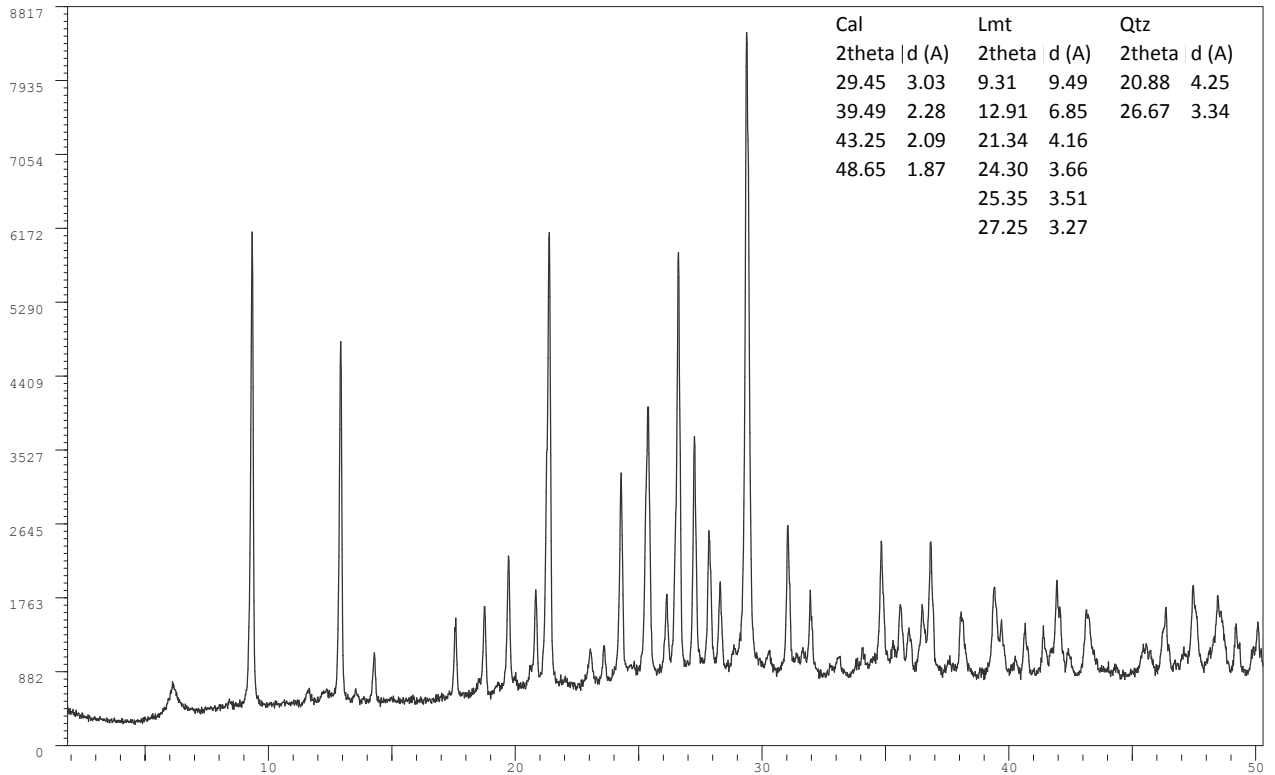
## Muestra FPL04 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



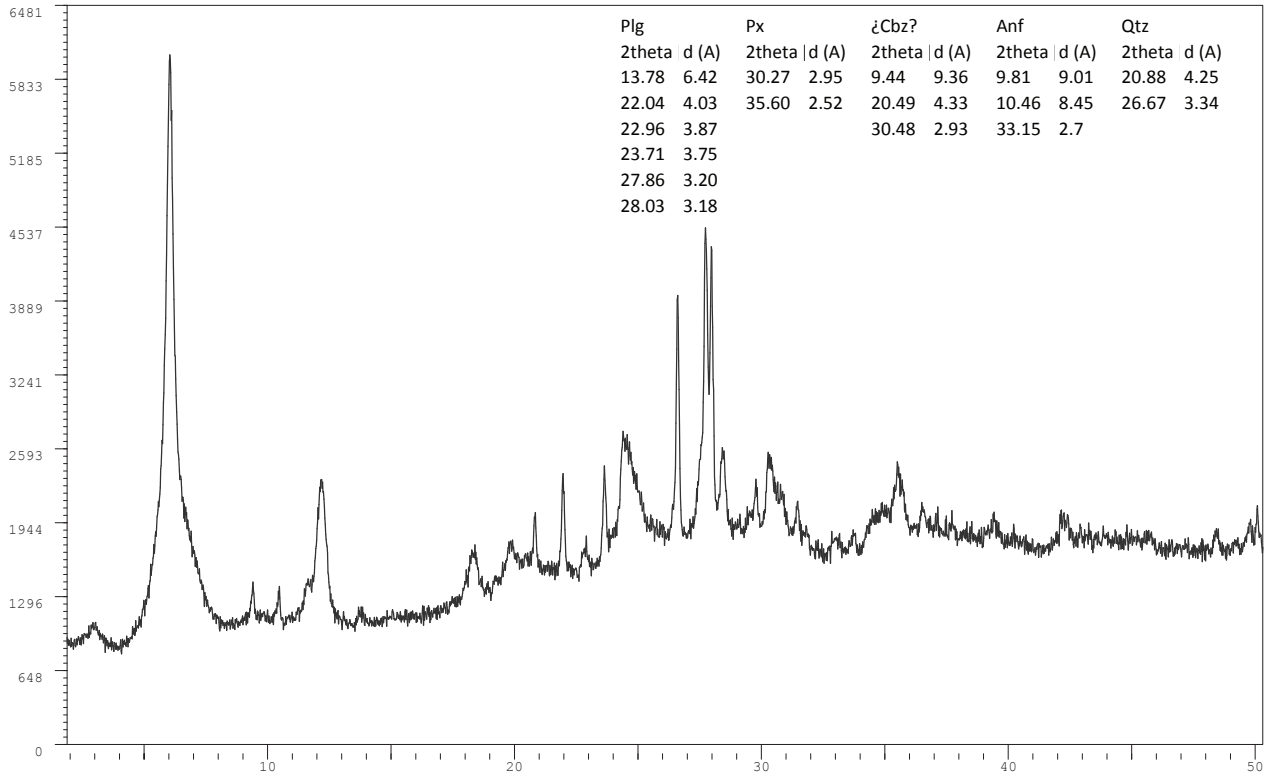
## Muestra FPL06 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



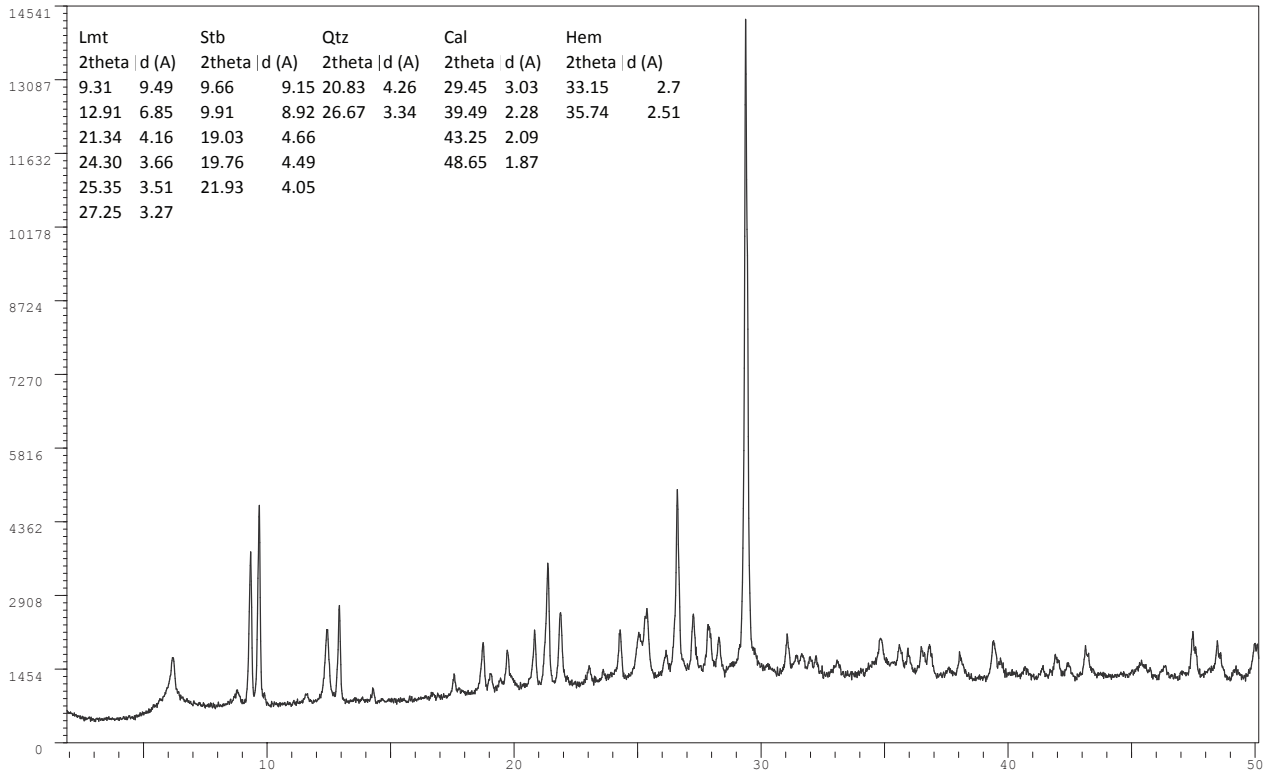
## Muestra FPL07 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



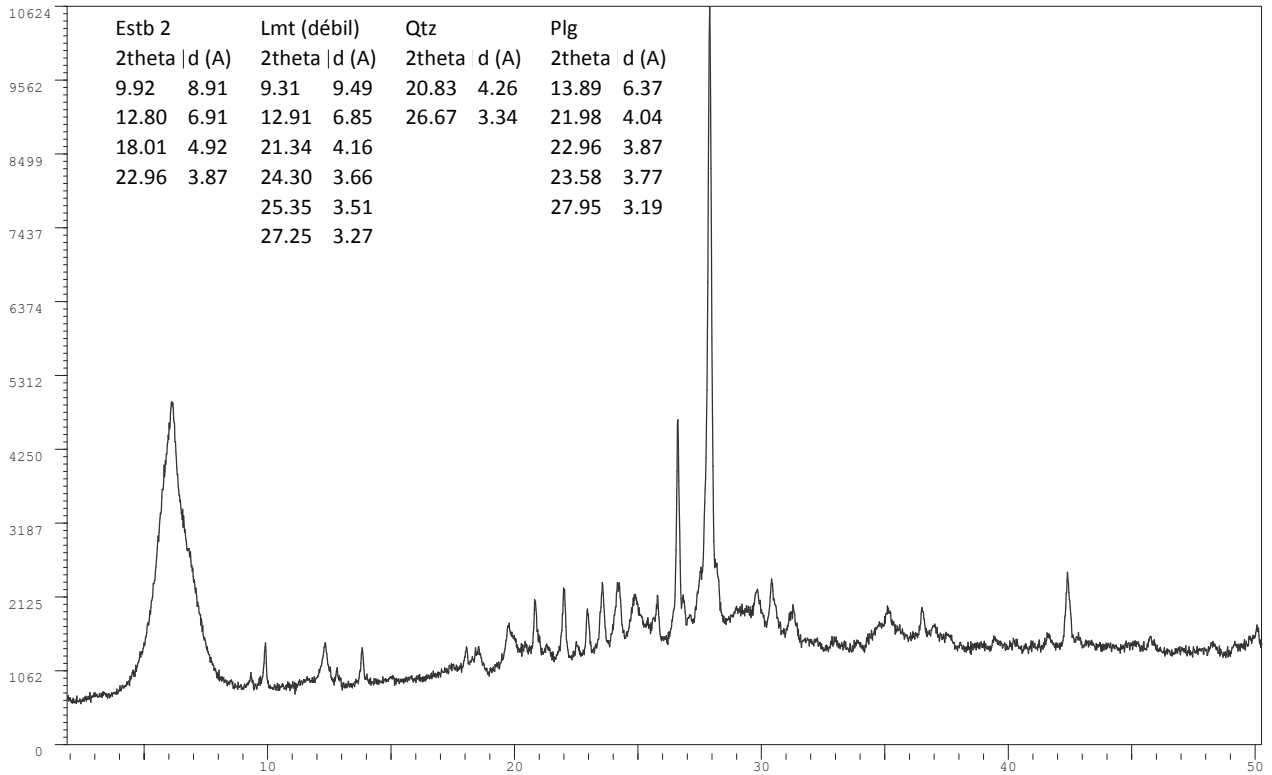
## Muestra FPL09 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



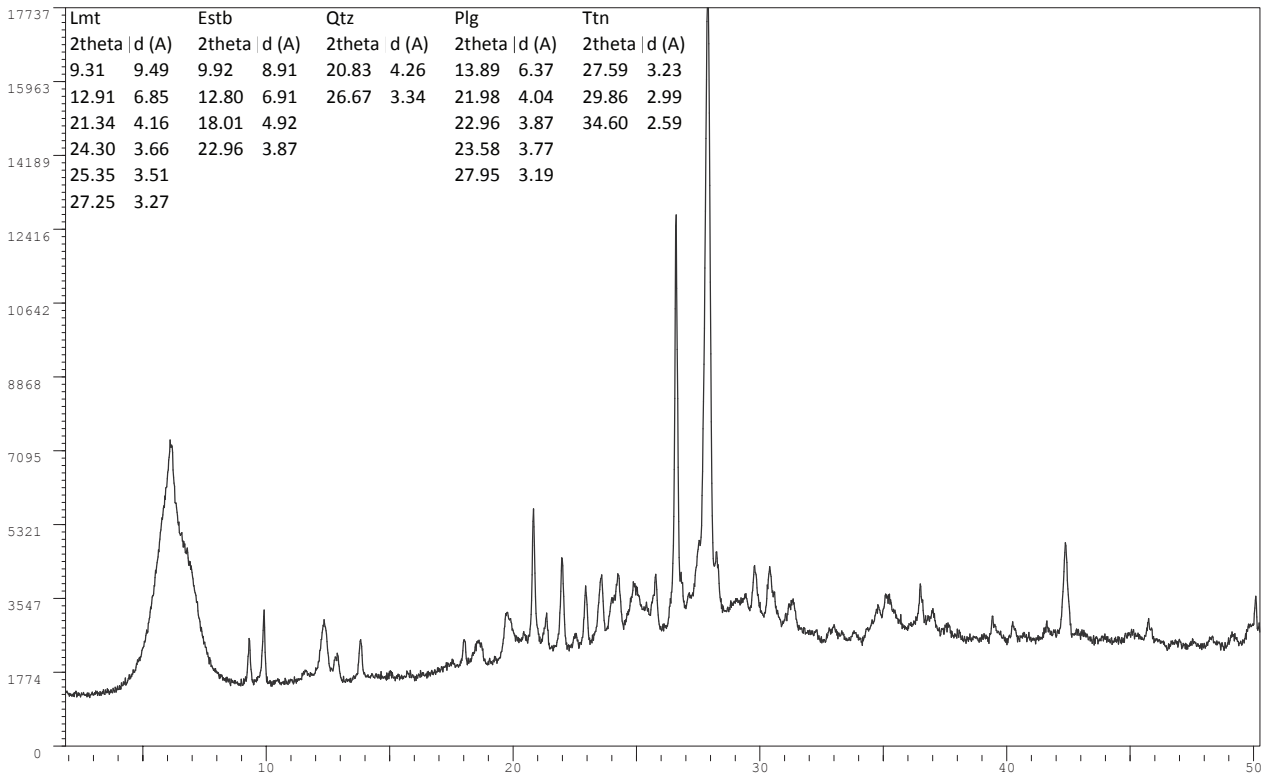
## Muestra FPL10 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



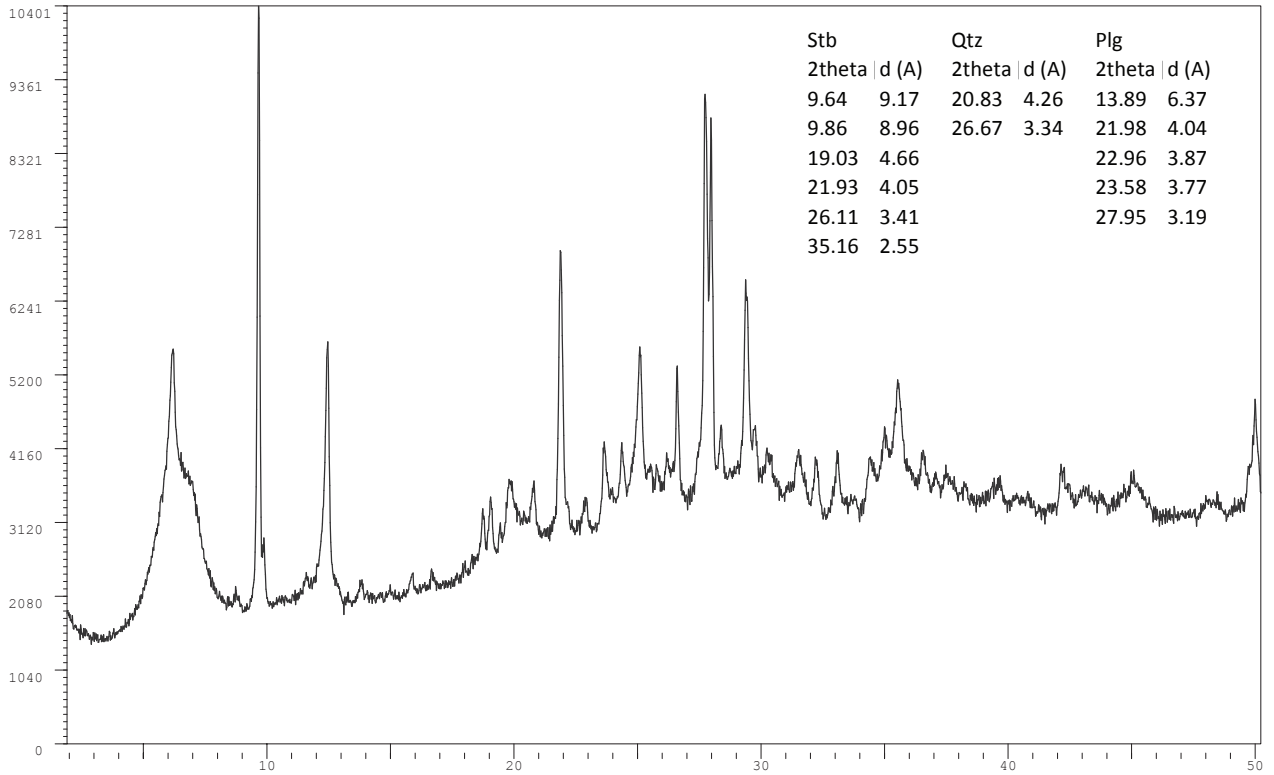
## Muestra FPL12 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



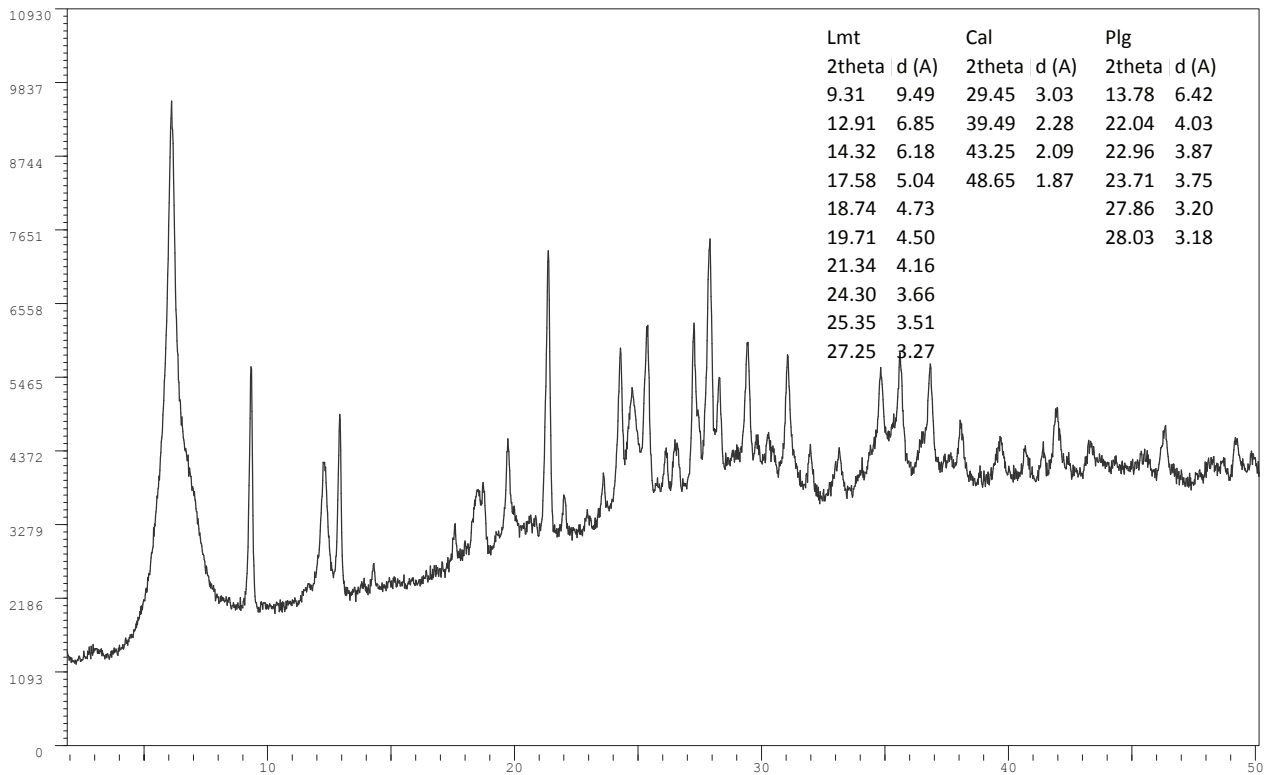
## Muestra FPL13 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



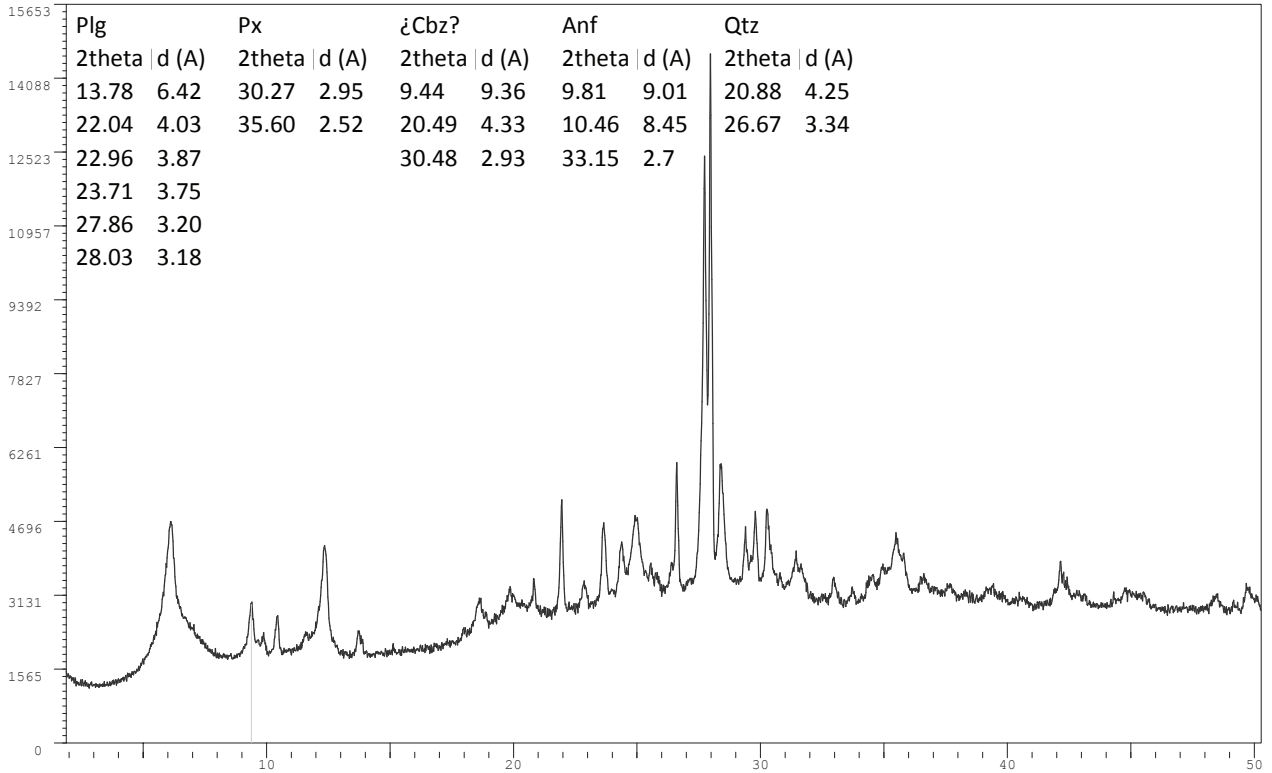
## Muestra FPL14 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



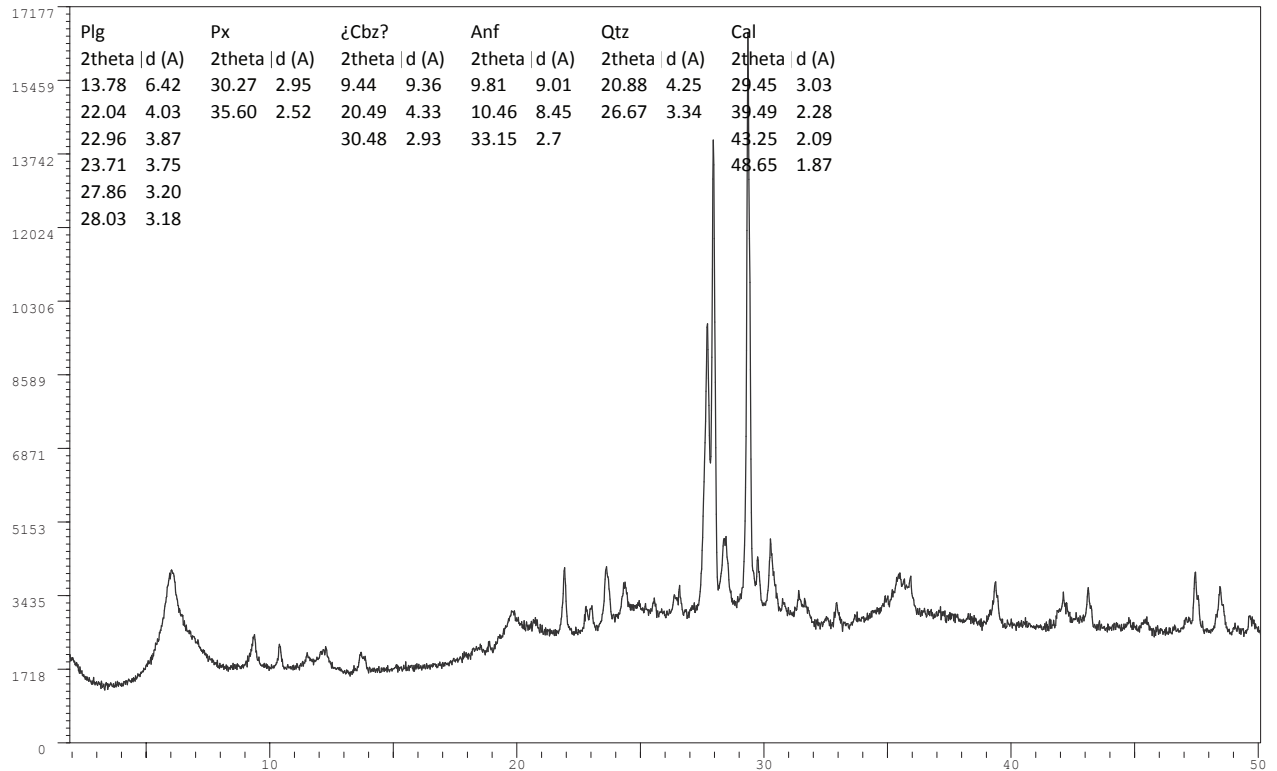
## Muestra FPL15 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



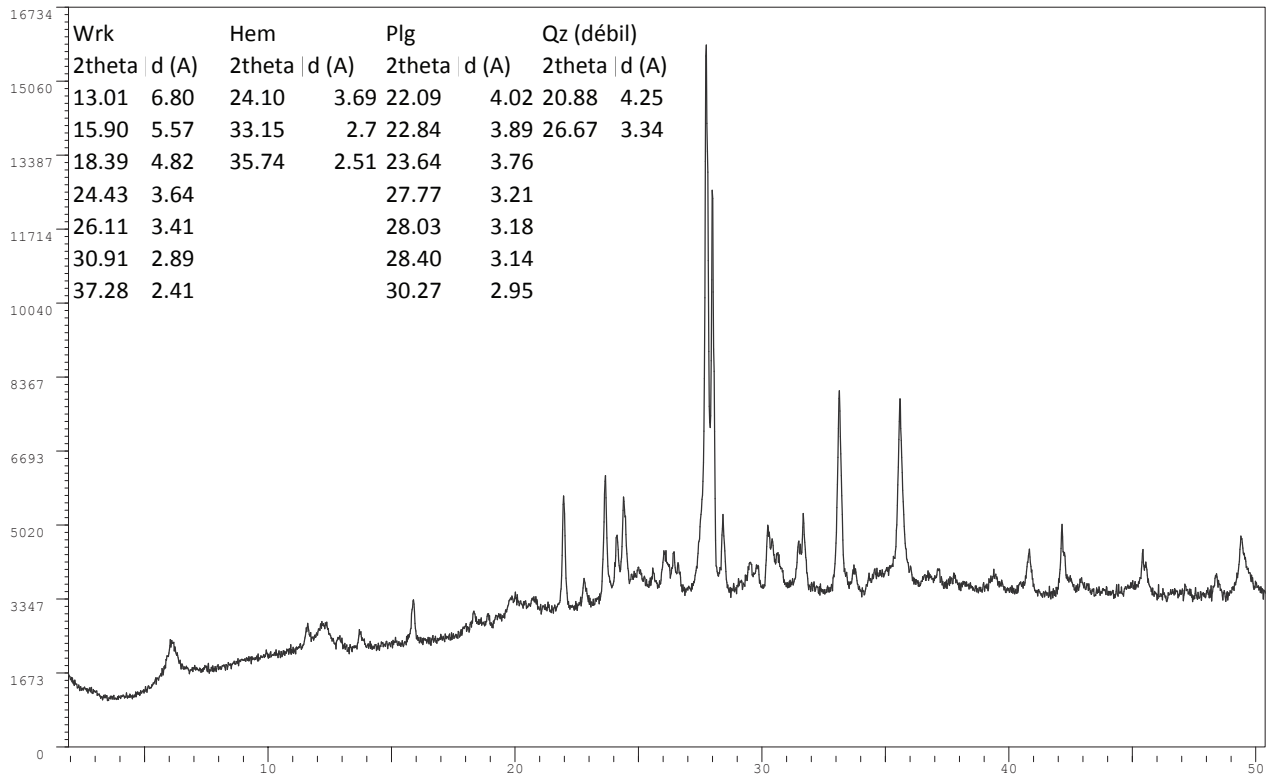
## Muestra FPL16 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



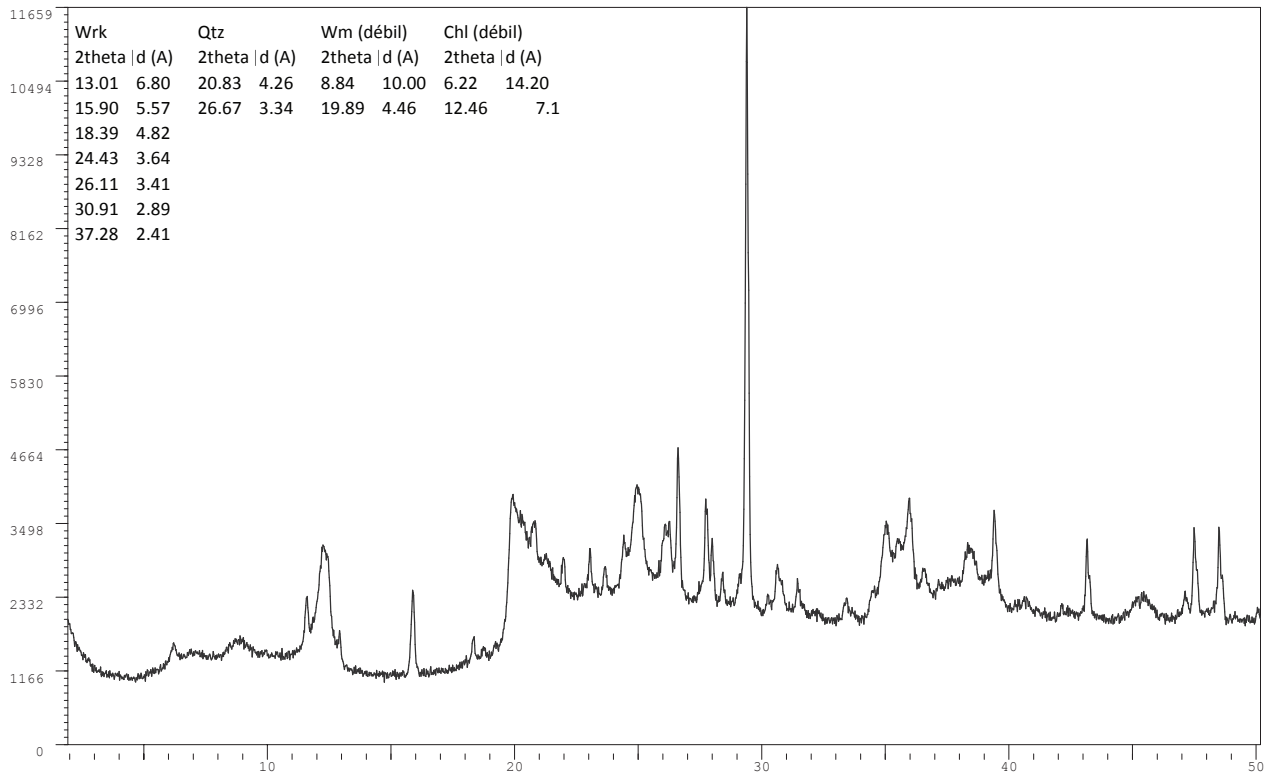
## Muestra FPL17 - AO - S

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



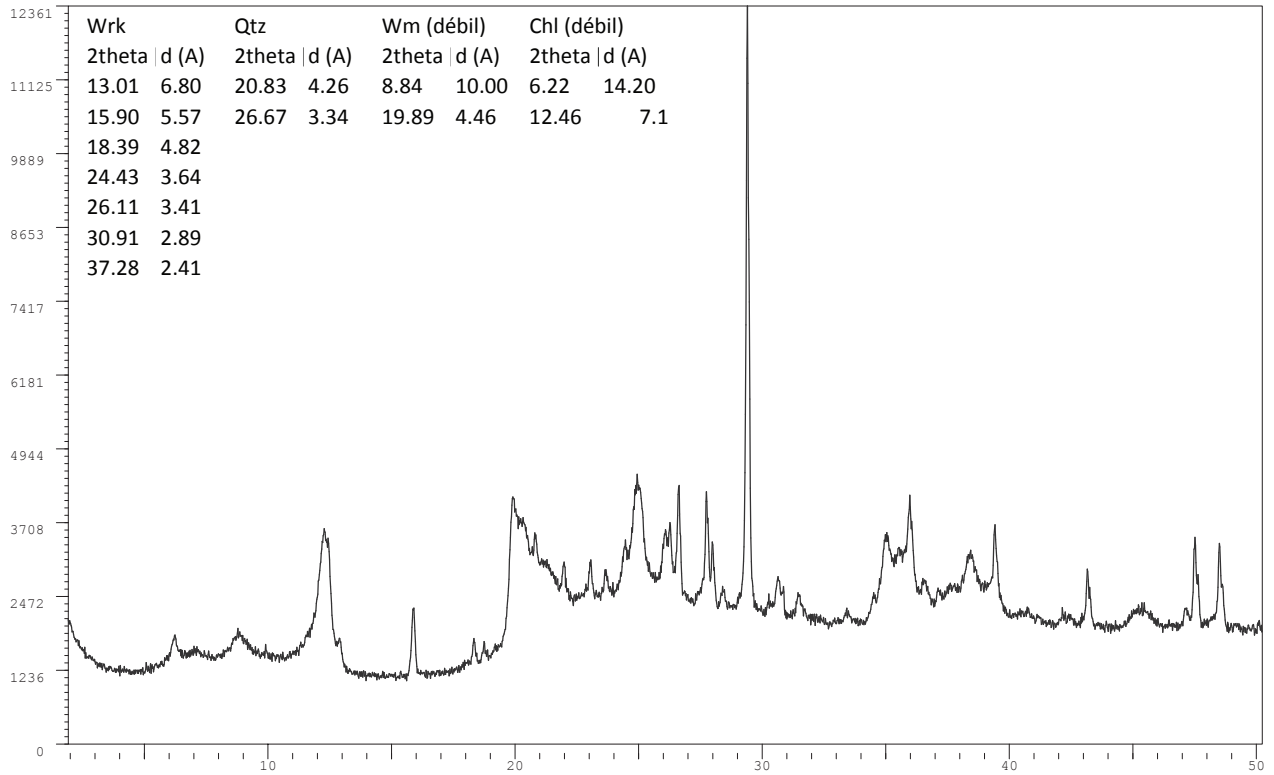
## Muestra ZFP03- AO - S - Amígdalas01

Date: 07-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



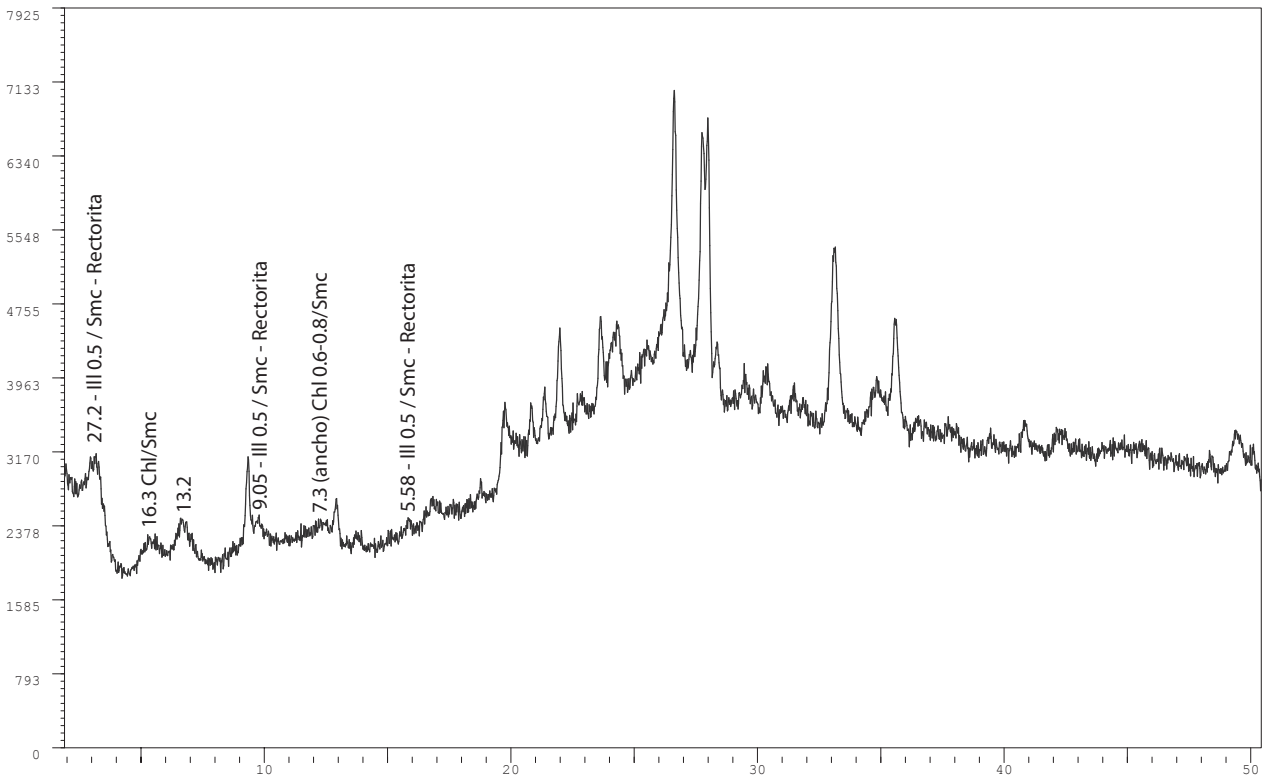
## Muestra ZFP04 - AO - S - Amígdalas 02

Date: 07-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



## Muestra FPL02 - AO - FA - EG (CFP02)

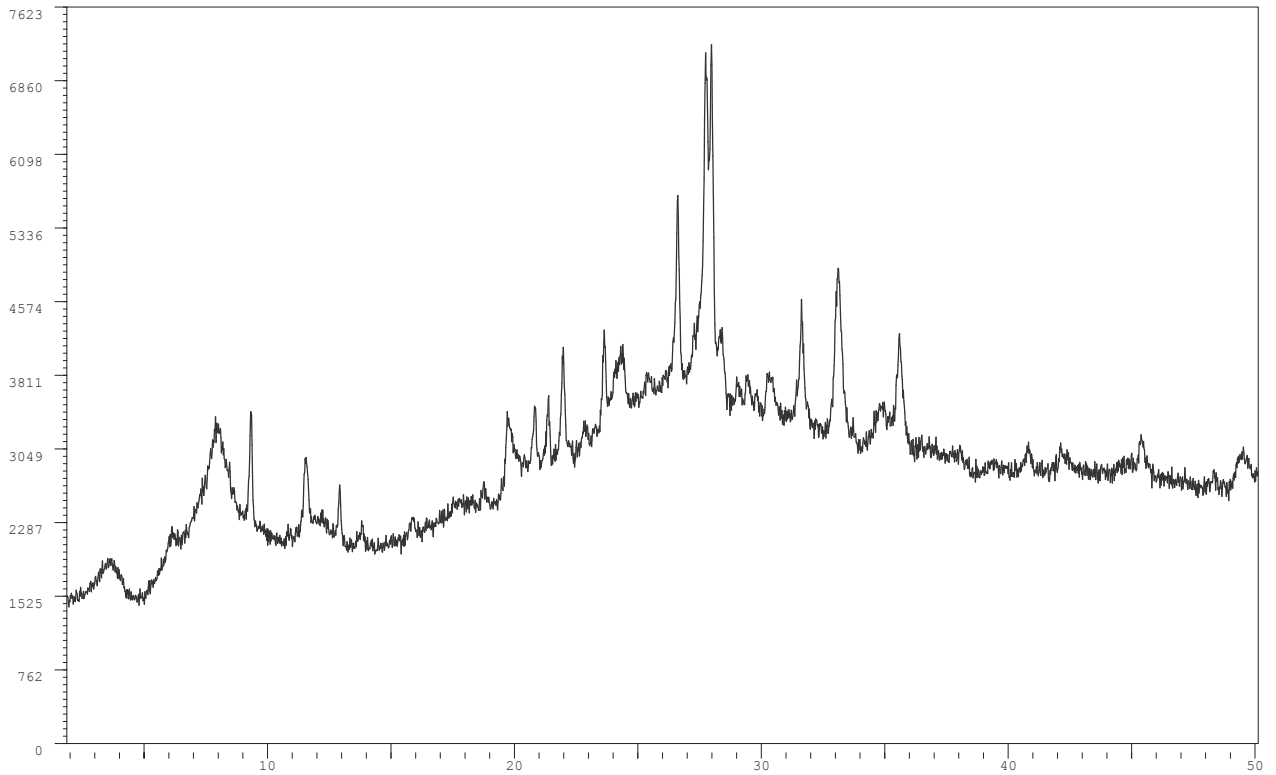
Date: 14-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to





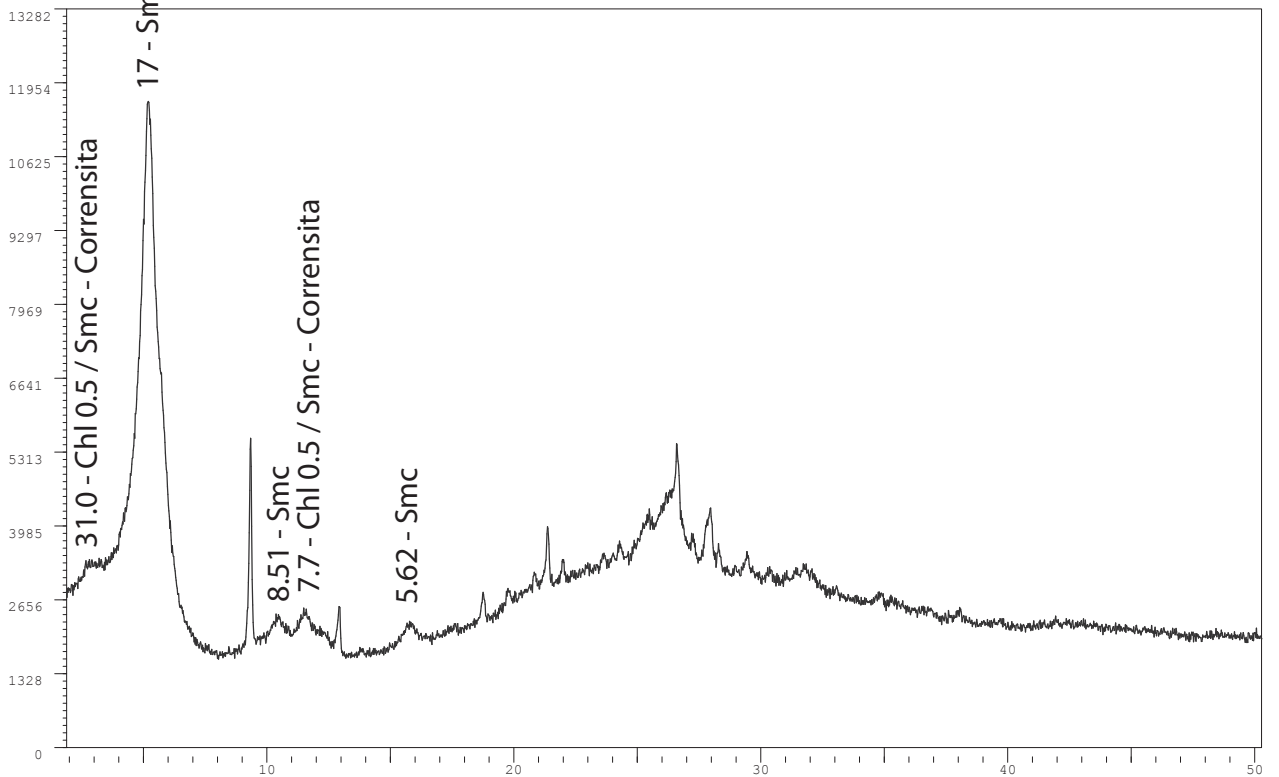
### Muestra FPL02 - AO - FA - S (CFP02)

Date: 14-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



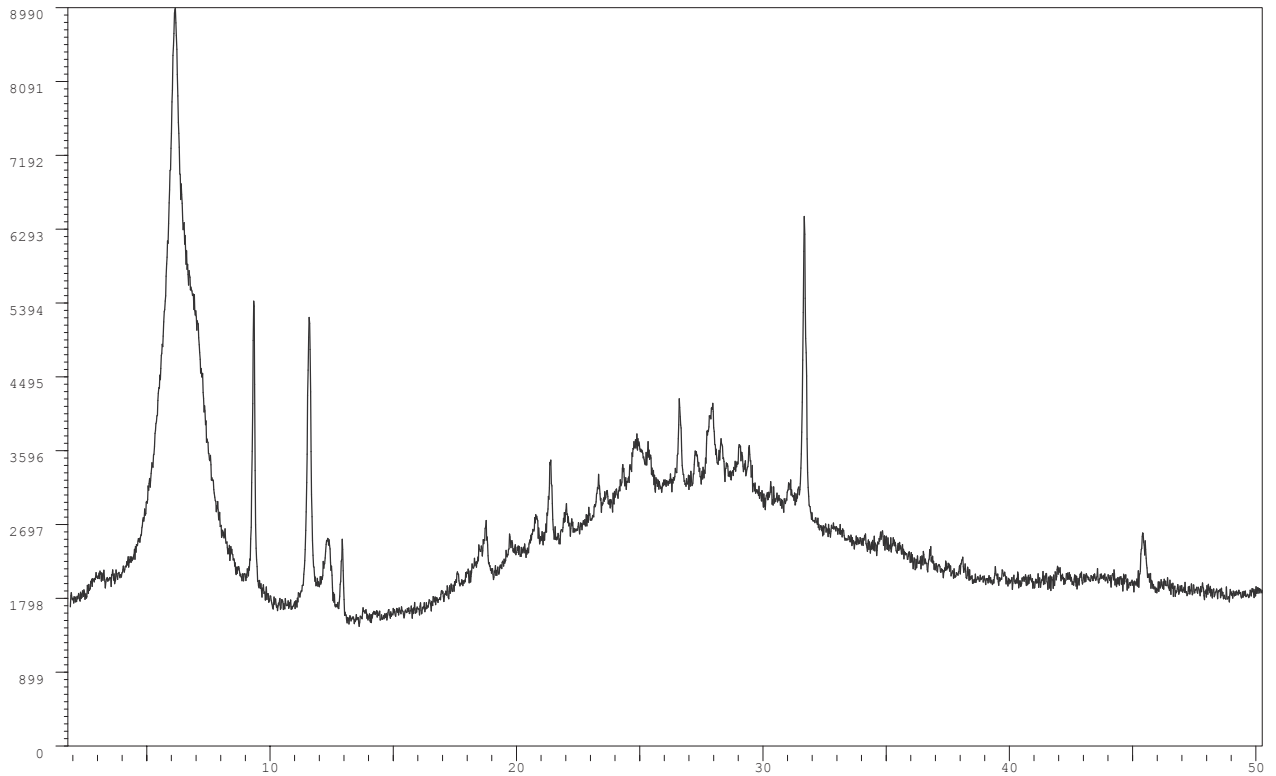
### Muestra FPL03 - AO - FA - EG (CFP03)

Date: 14-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



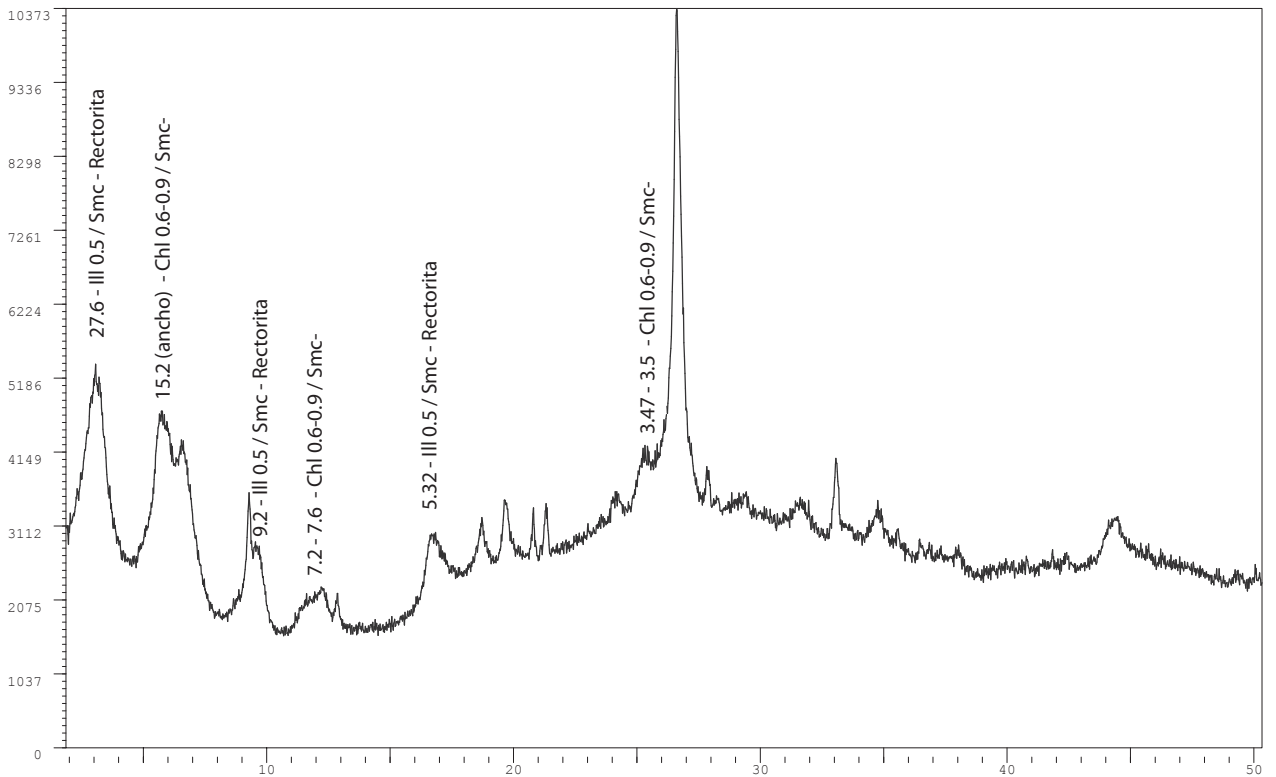
### Muestra FPL03 - AO - FA - S (CFP03)

Date: 14-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



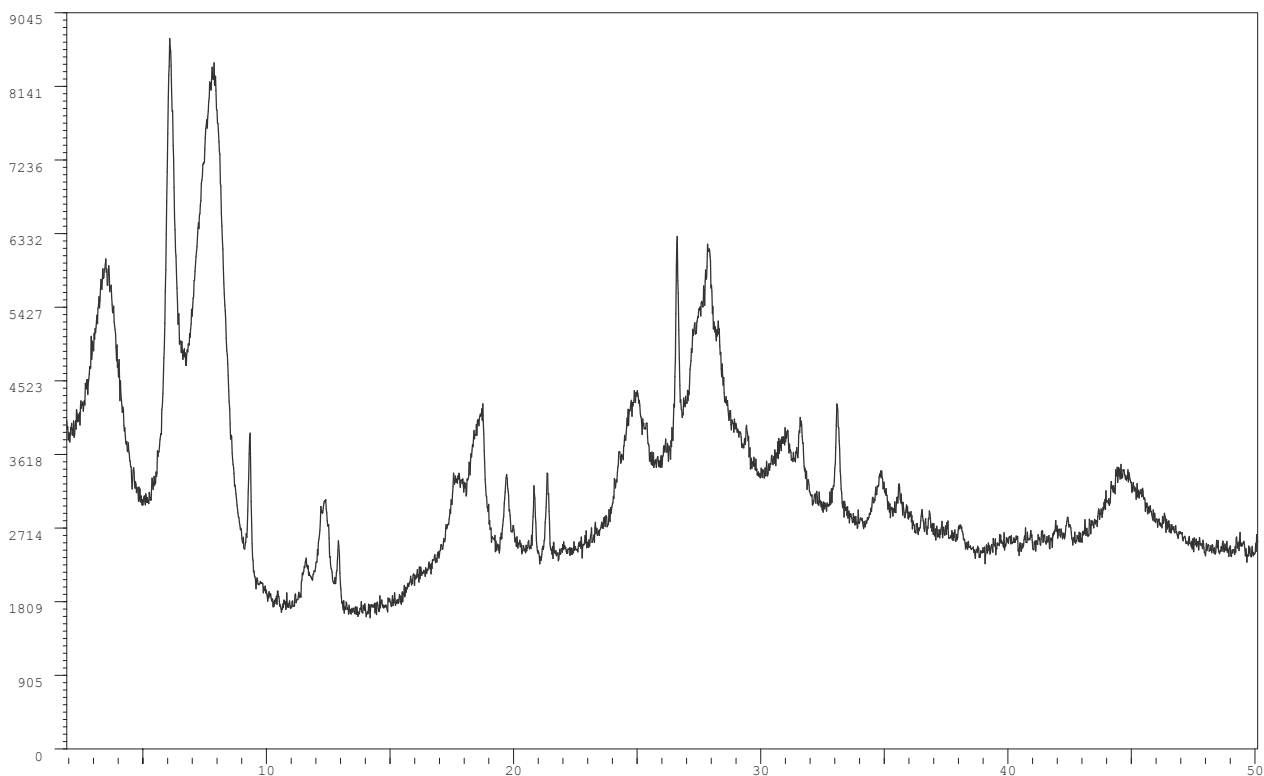
### Muestra FPL04 - AO - FA - EG (CFP04)

Date: 14-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



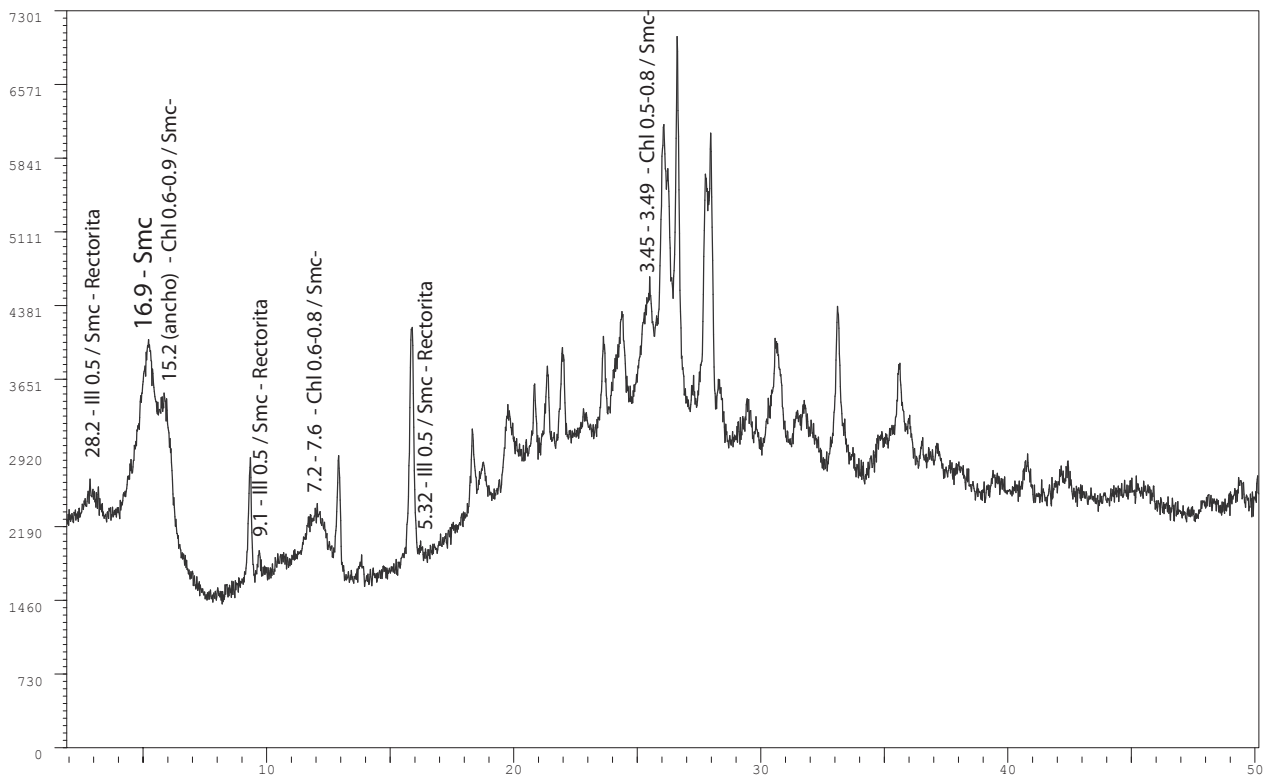
### Muestra FPL04 - AO - FA - S (CFP04)

Date: 14-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to

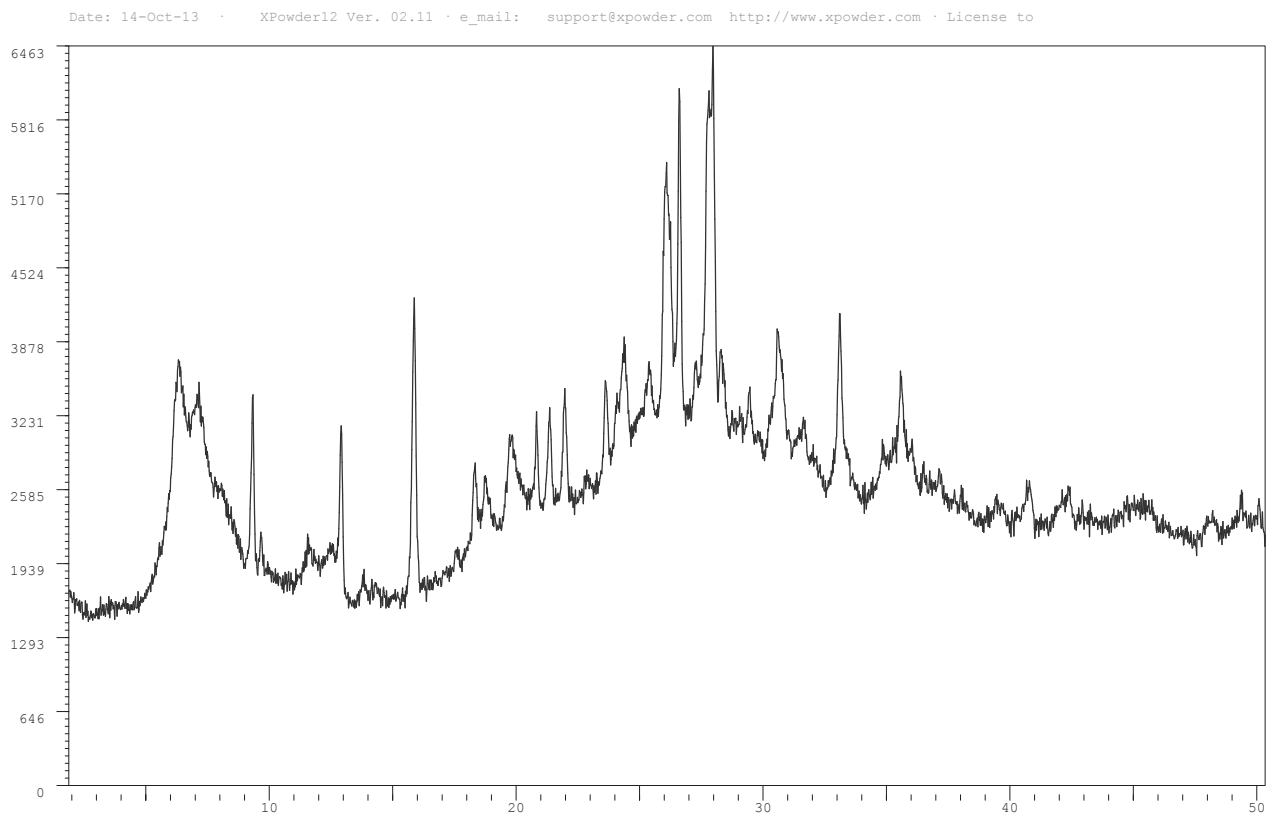


### Muestra FPL05 - AO - FA - EG (CFP05)

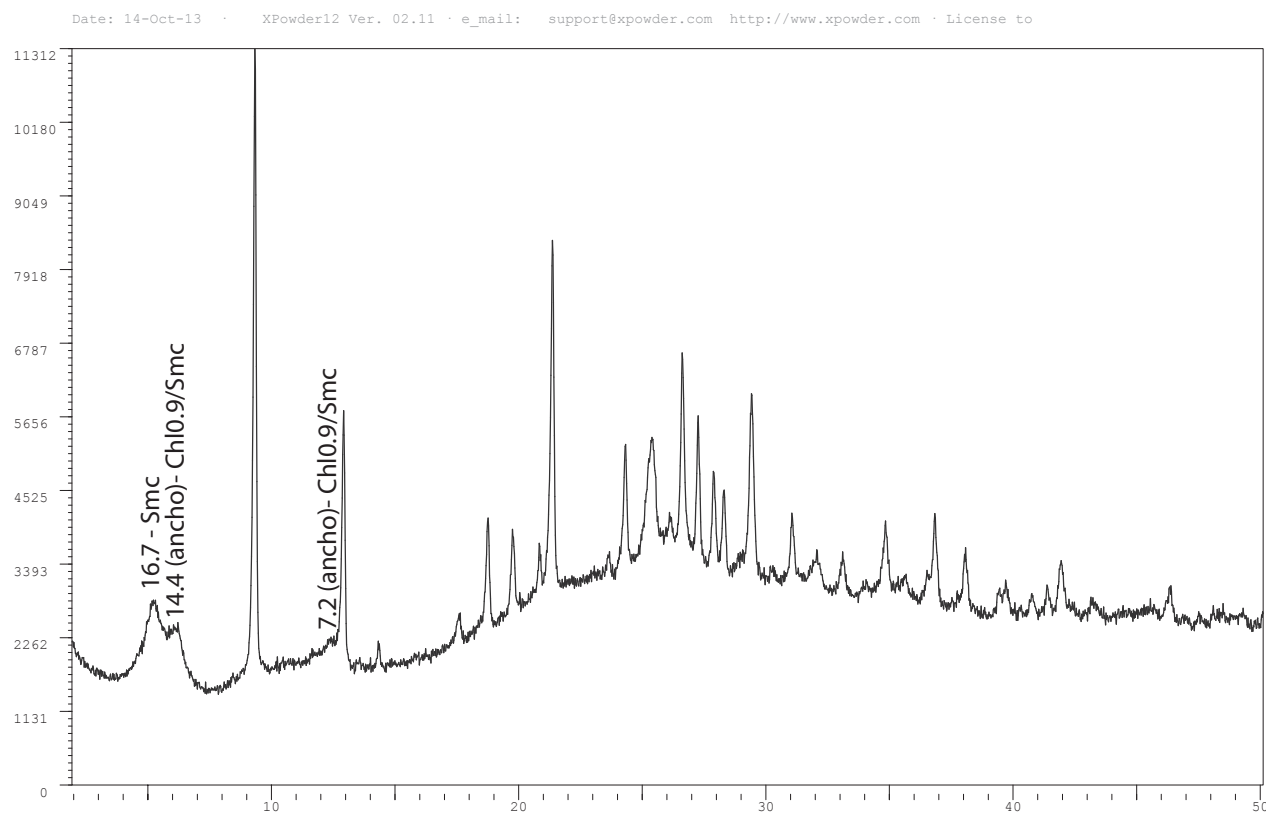
Date: 14-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



### Muestra FPL05 - AO - FA - S (CFP05)

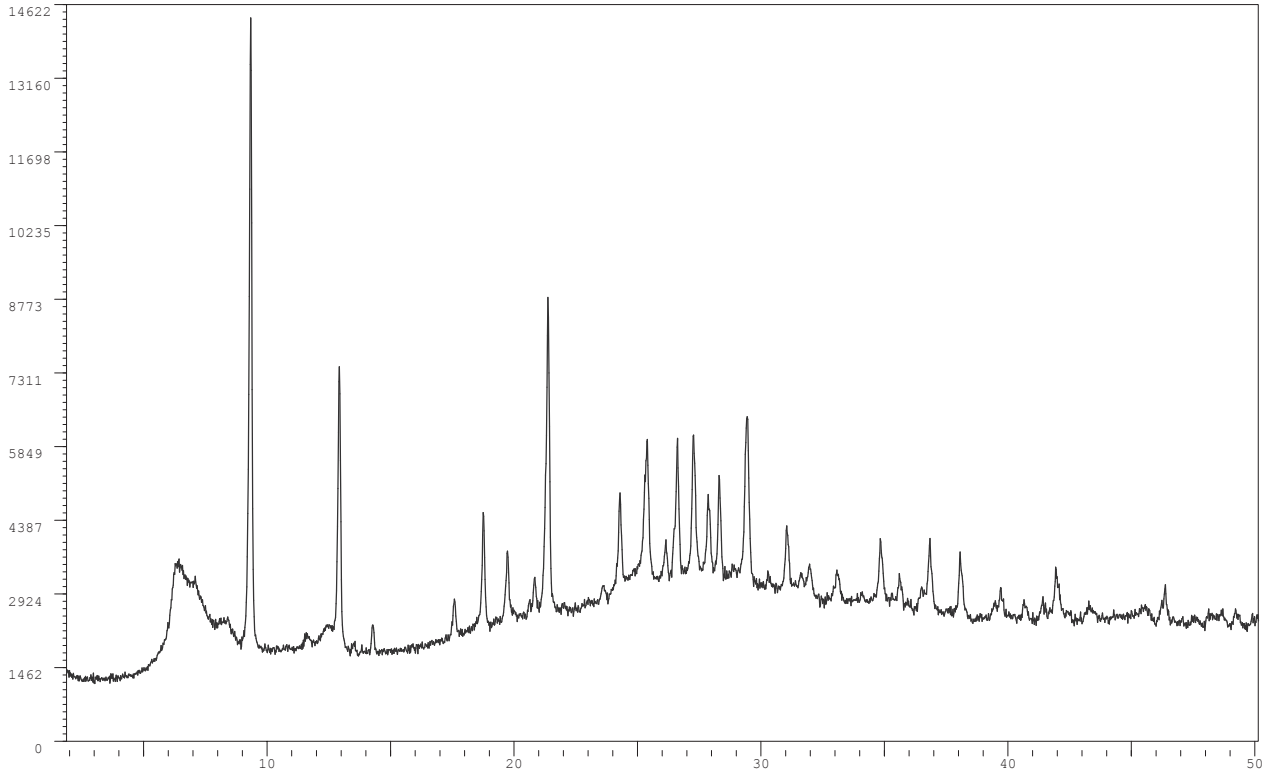


### Muestra FPL06 - AO - FA - EG (CFP06)



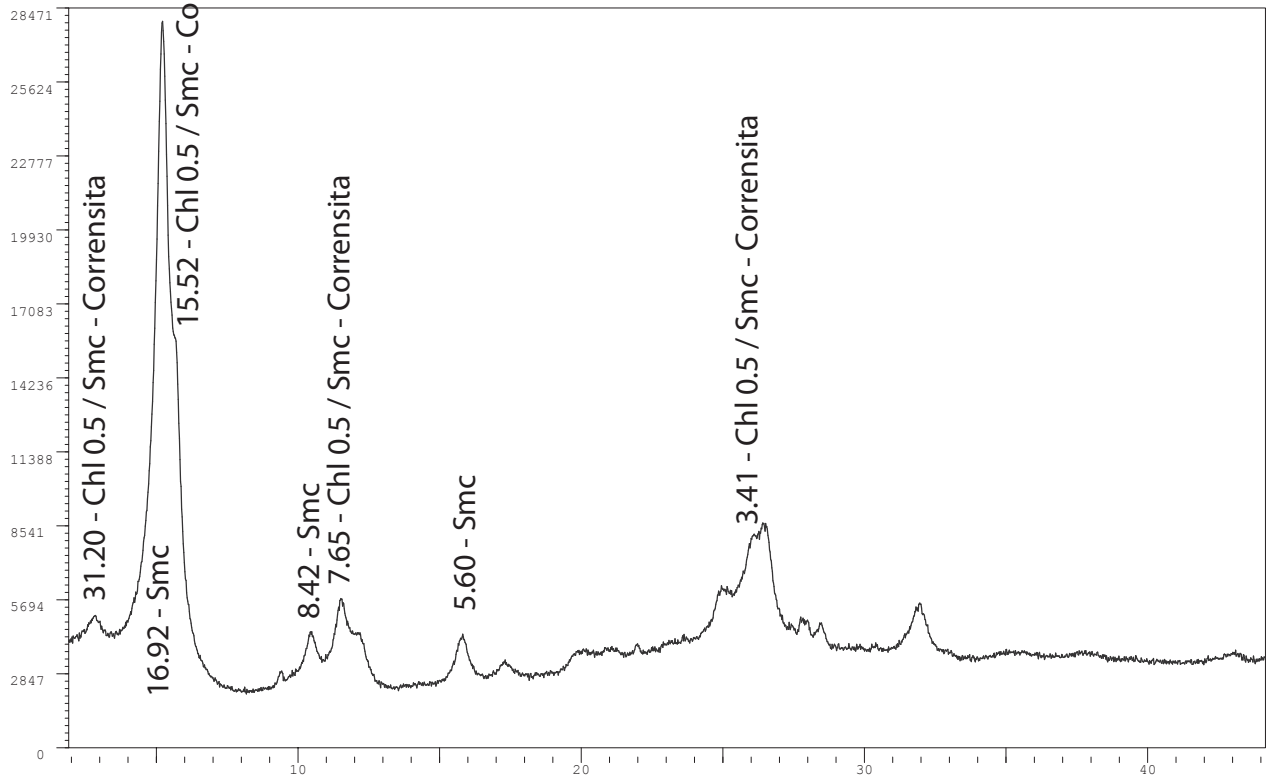
# Muestra FPL06 - AO - FA - S (CFP06)

Date: 14-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



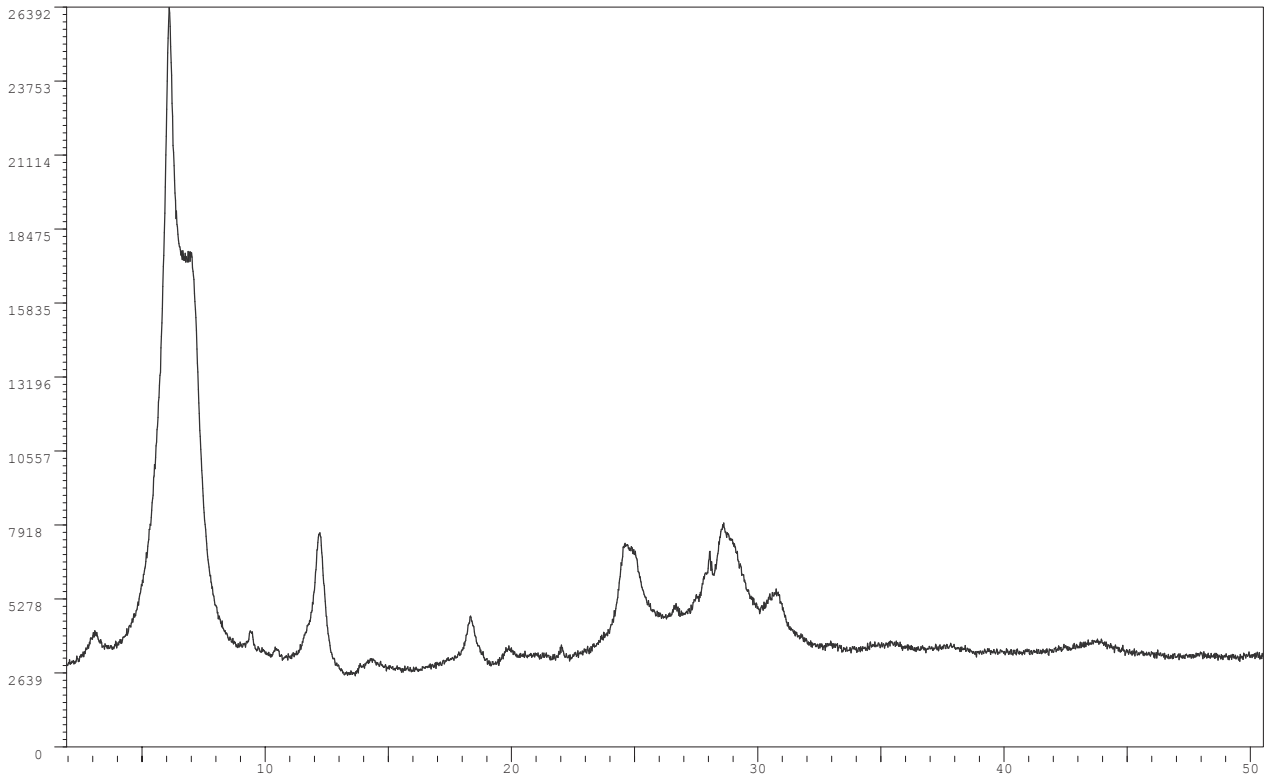
# Muestra PL07 - AO - FA - EG (CFP07)

Date: 14-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



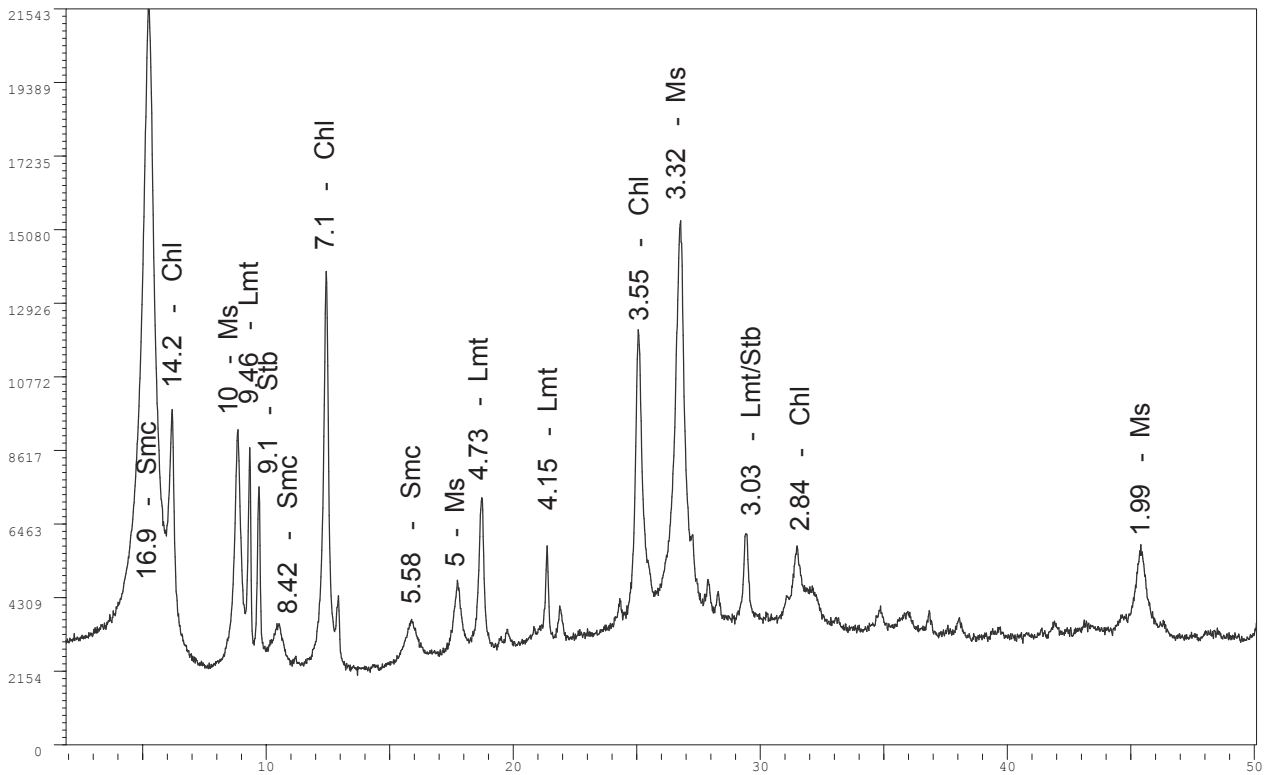
### Muestra FPL07 - AO - FA - S (CFP07)

Date: 15-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



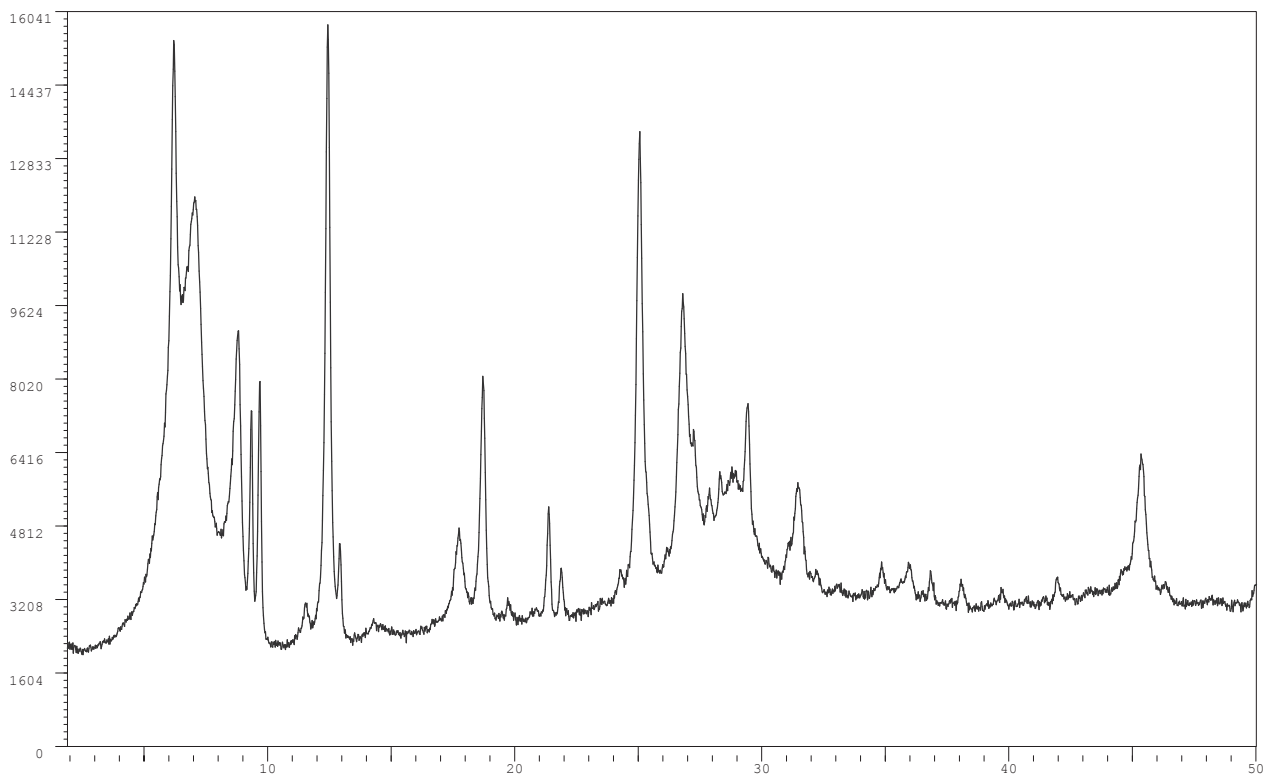
### Muestra FPL09 - AO - FA - EG (CFP08)

Date: 15-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



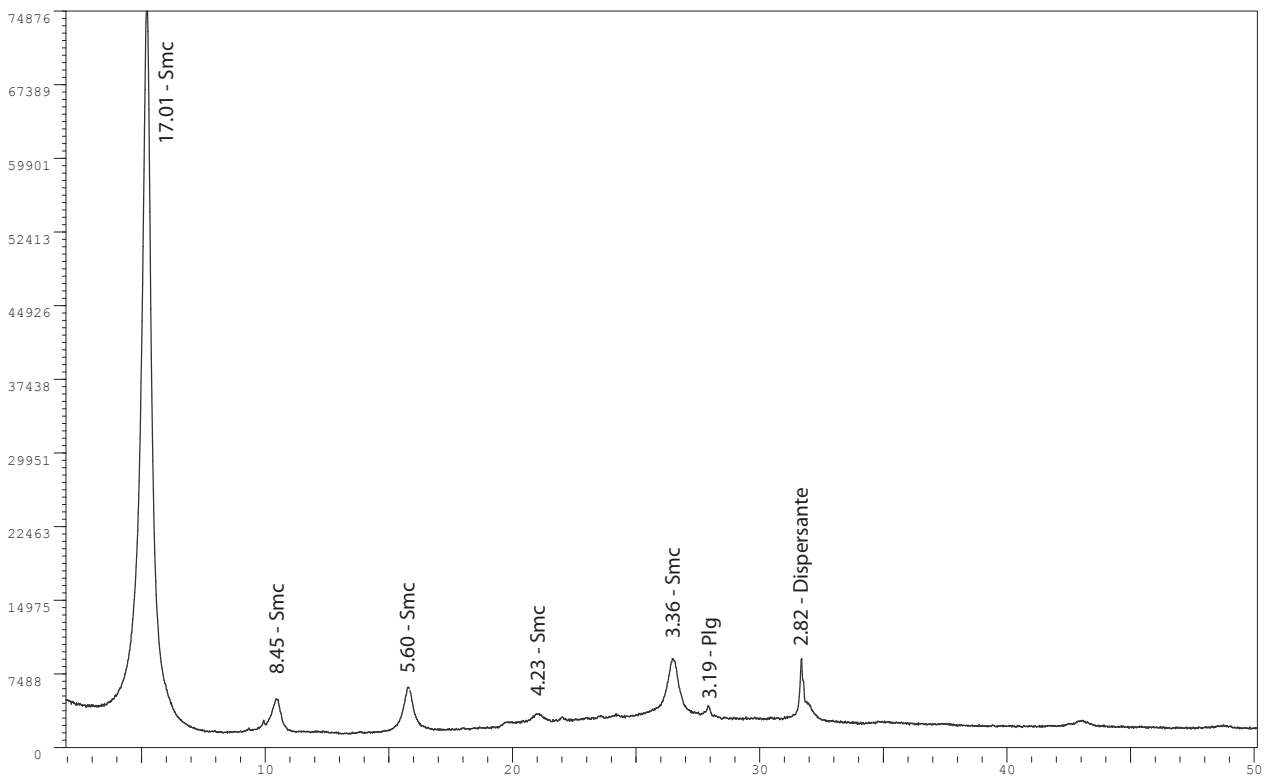
### Muestra FPL09 - AO - FA - S (CFP08)

Date: 15-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



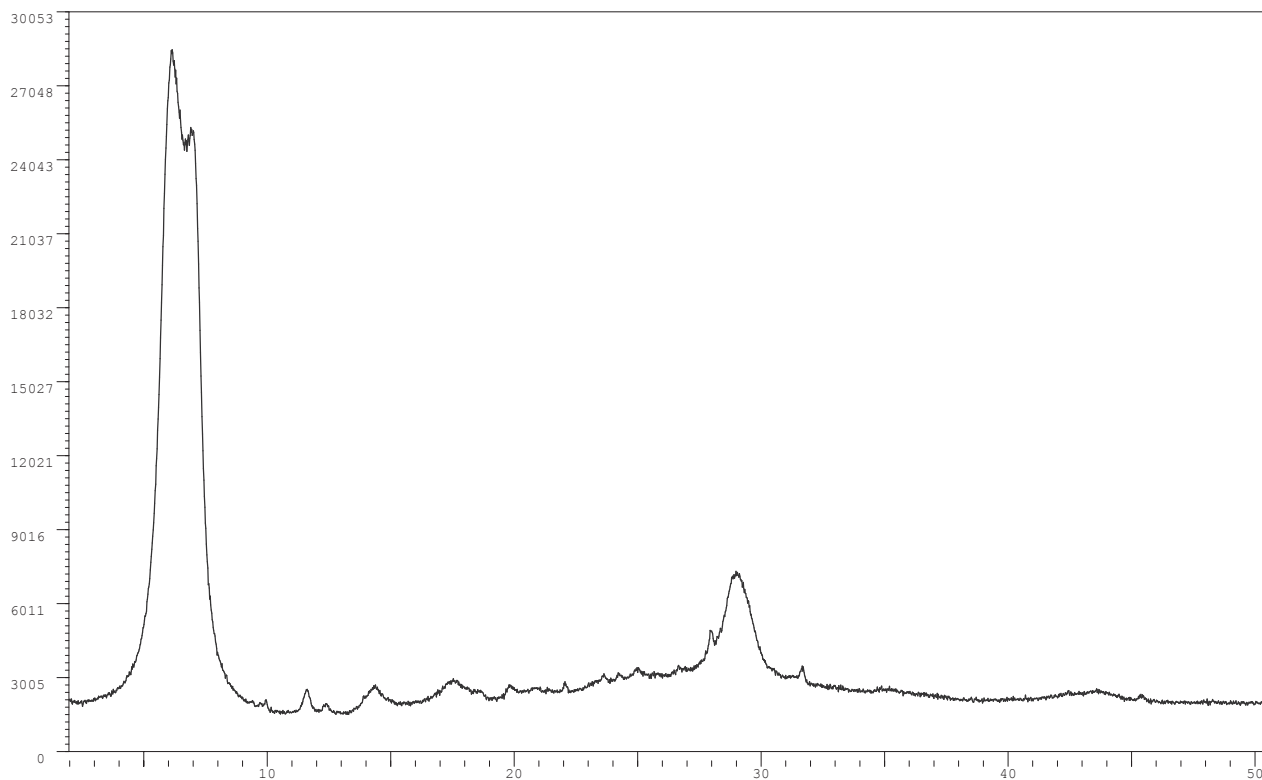
### Muestra FPL10 - AO - FA - EG (CFP09)

Date: 15-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



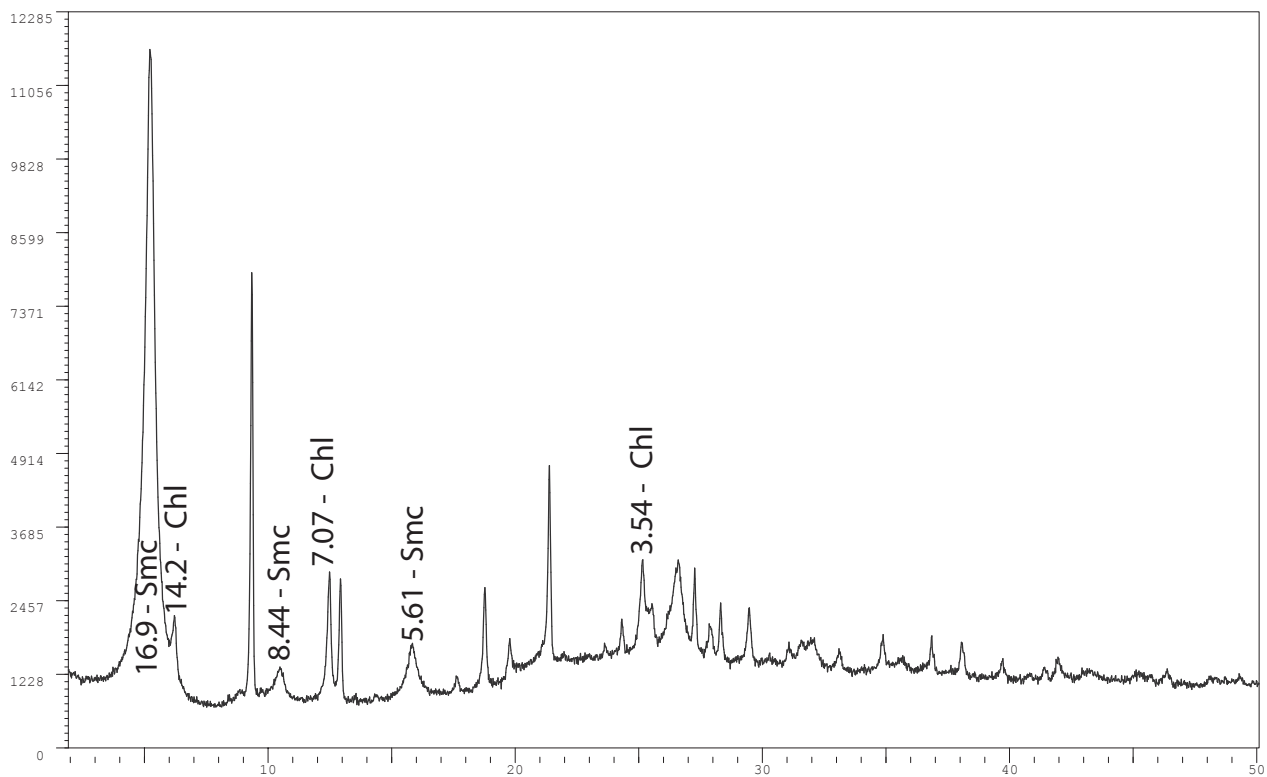
### Muestra FPL10 - AO - FA - S (CFP09)

Date: 15-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



### Muestra FPL11 - AO - FA - EG (CFP10)

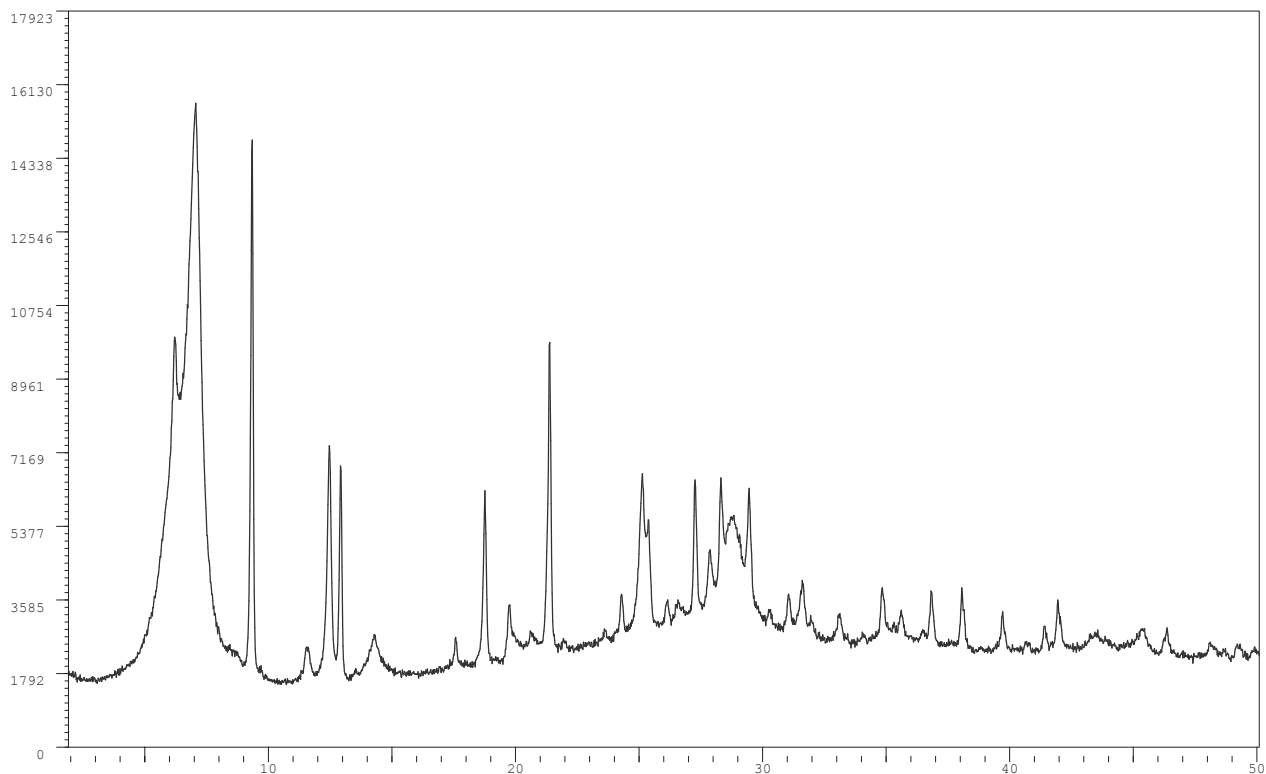
Date: 15-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to





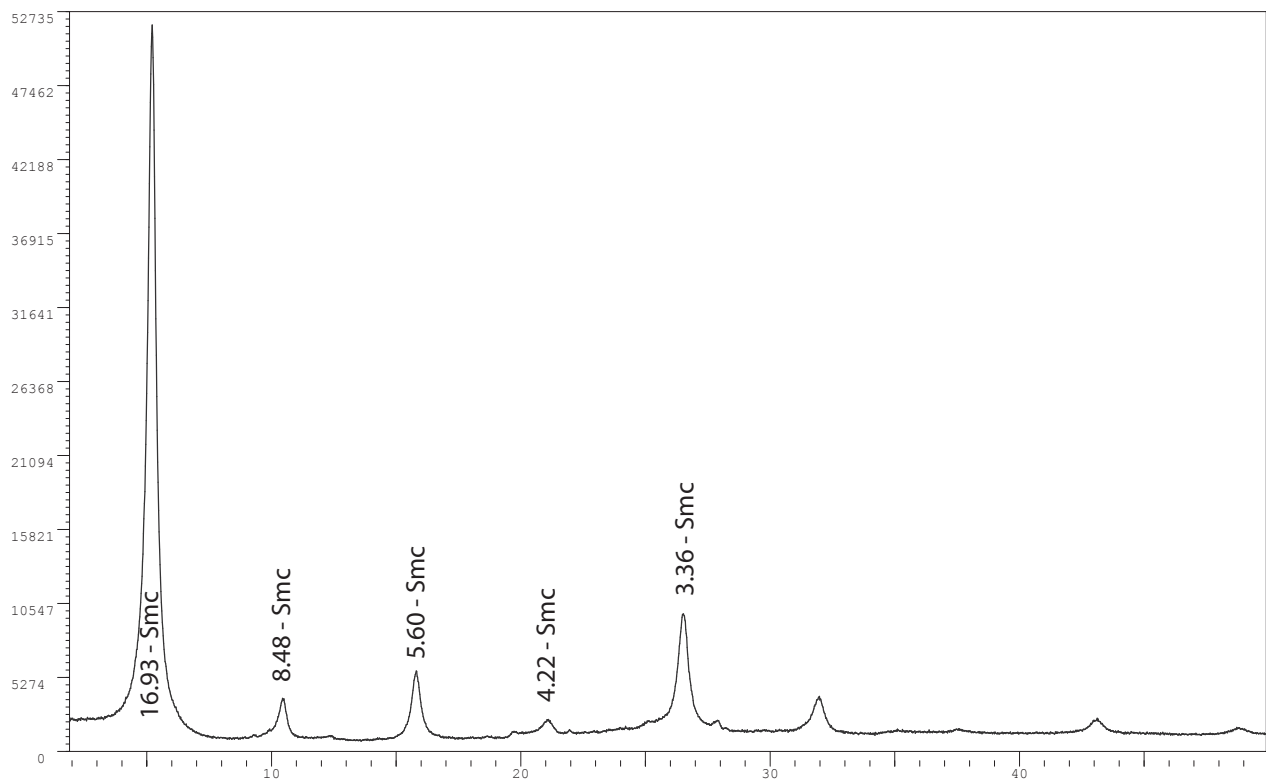
### Muestra FPL11 - AO - FA - S (CFP10)

Date: 15-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



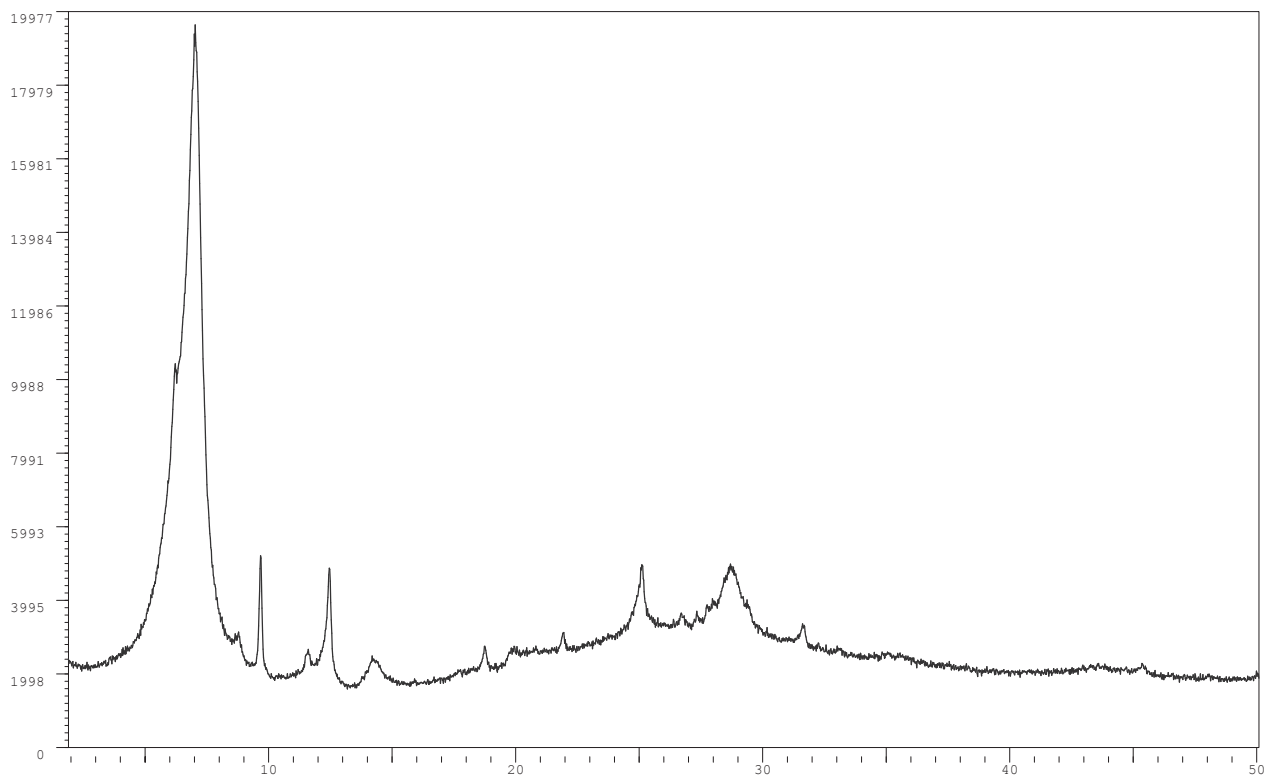
### Muestra FPL12 - AO - FA - EG (CFP11)

Date: 15-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



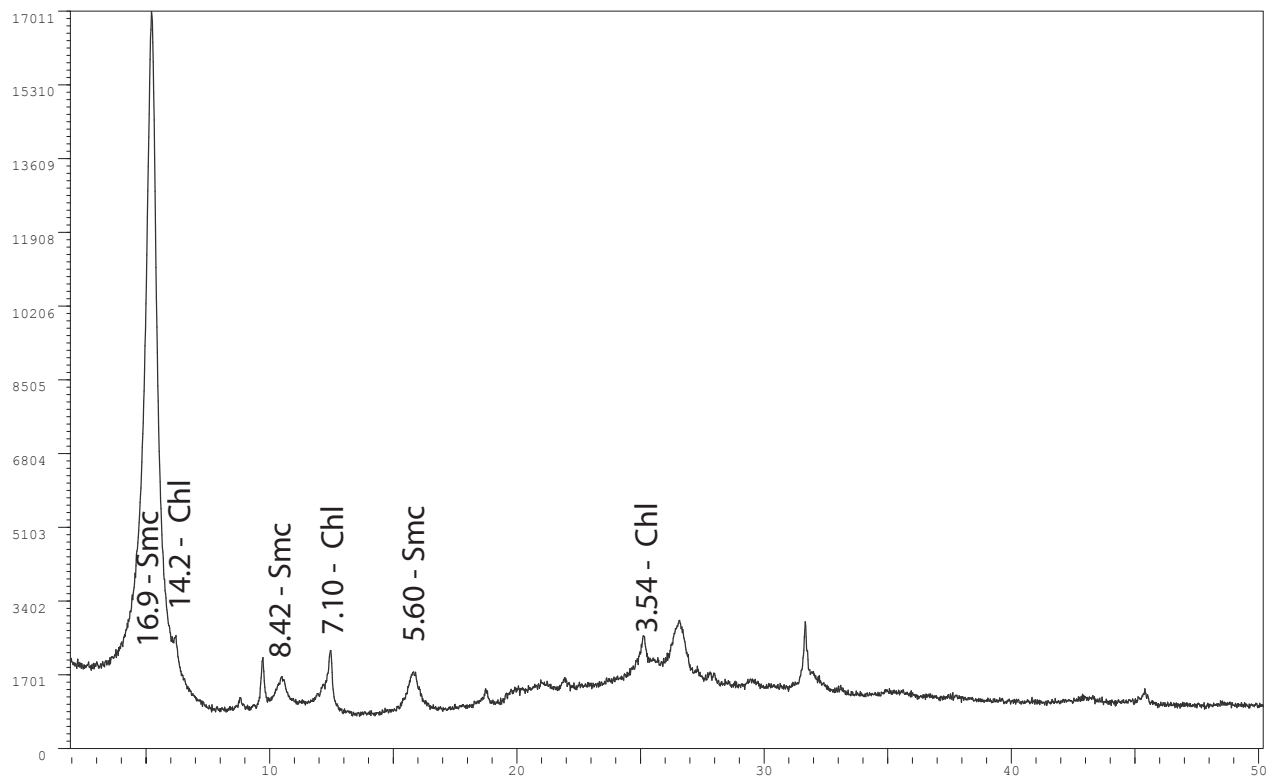
### Muestra FPL13 - AO - FA - S (CFP12)

Date: 15-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



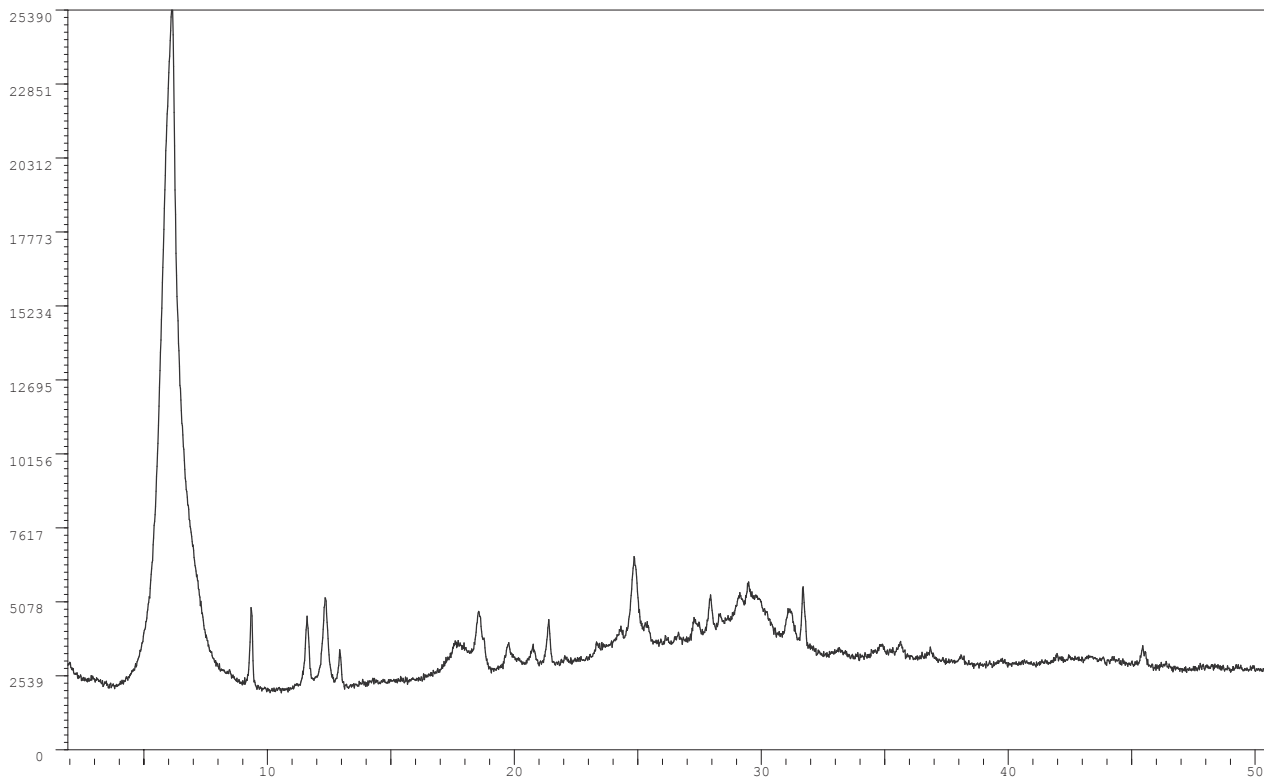
### Muestra FPL13 - AO - FA - EG (CFP12)

Date: 15-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



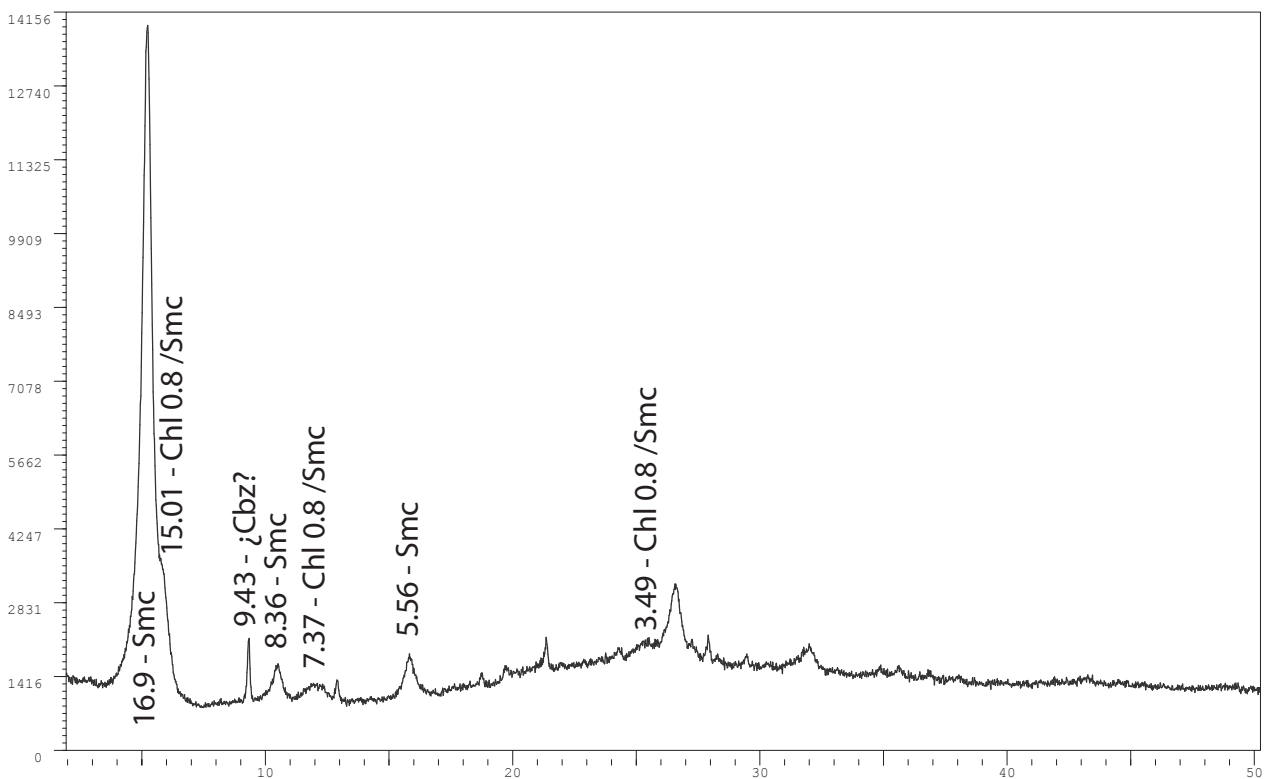
### Muestra FPL14 - AO - FA - S (CFP13)

Date: 16-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



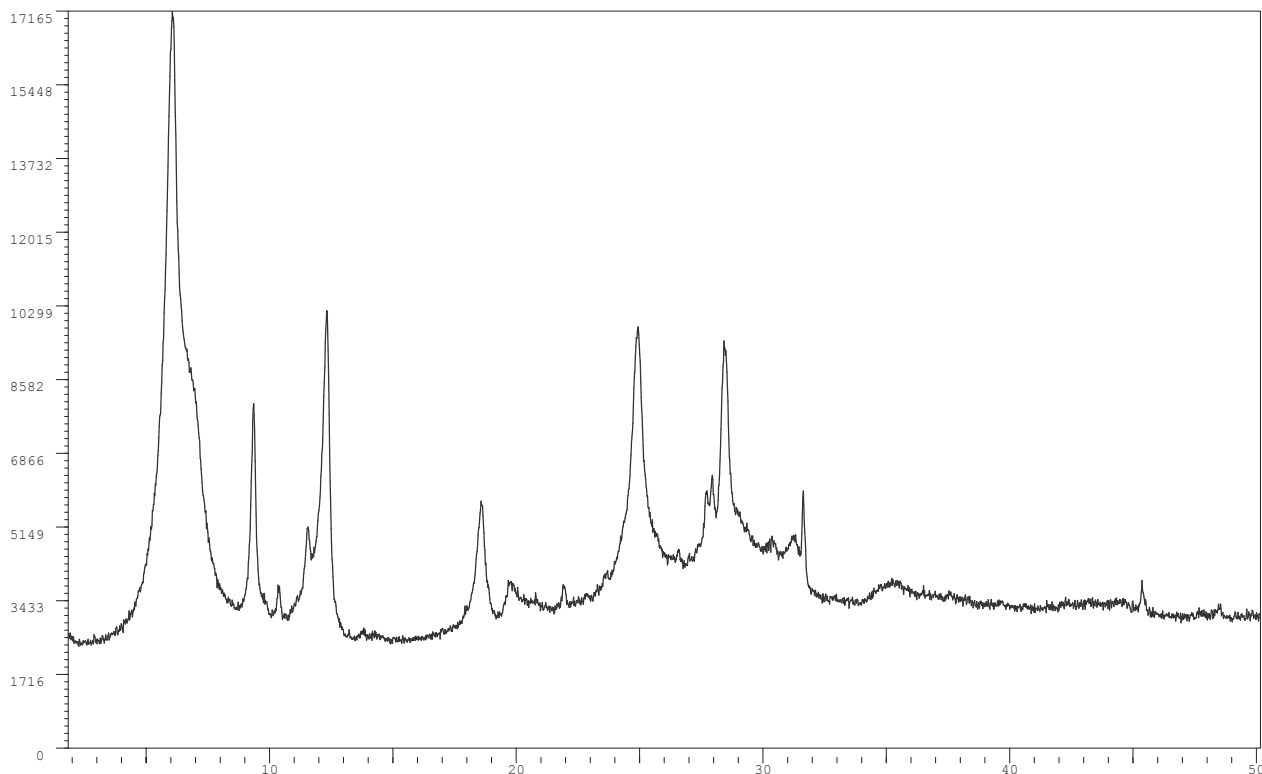
### Muestra FPL14 - AO - FA - EG (CFP13)

Date: 15-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



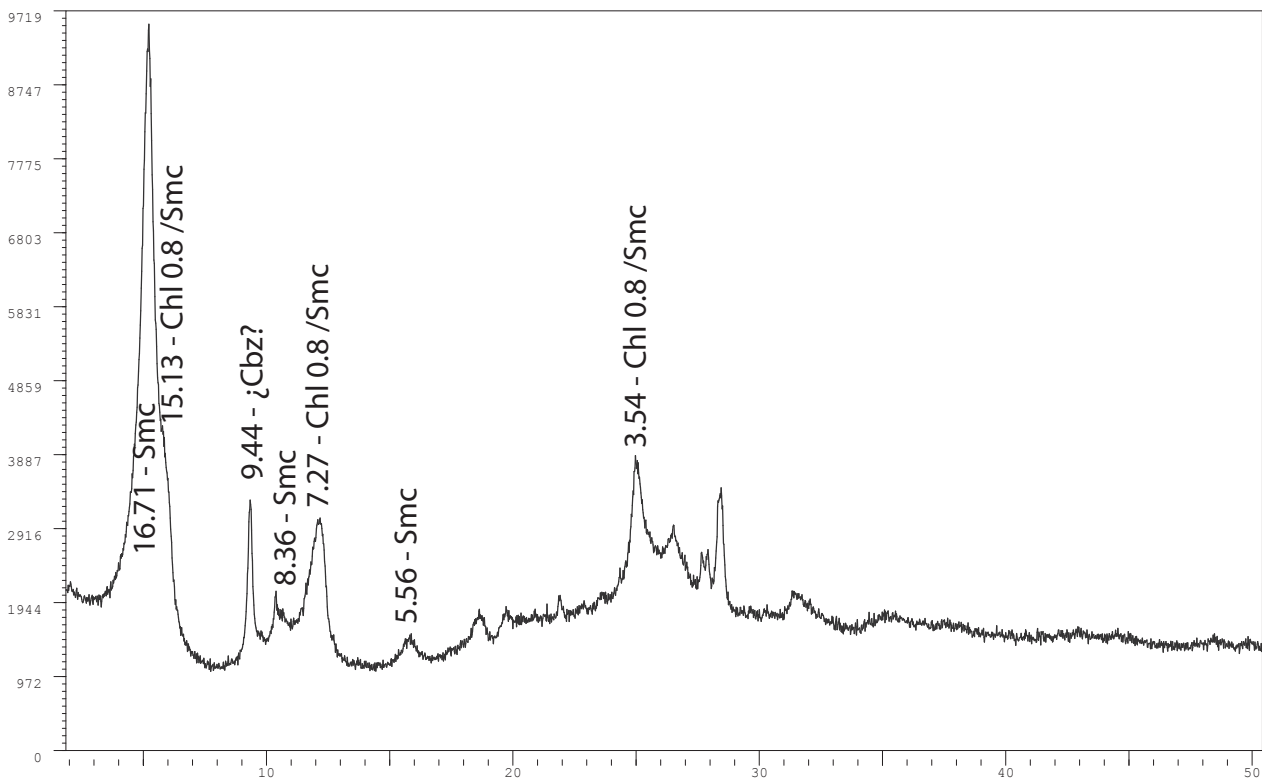
### Muestra FPL15 - AO - FA - S (CFP14)

Date: 16-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to

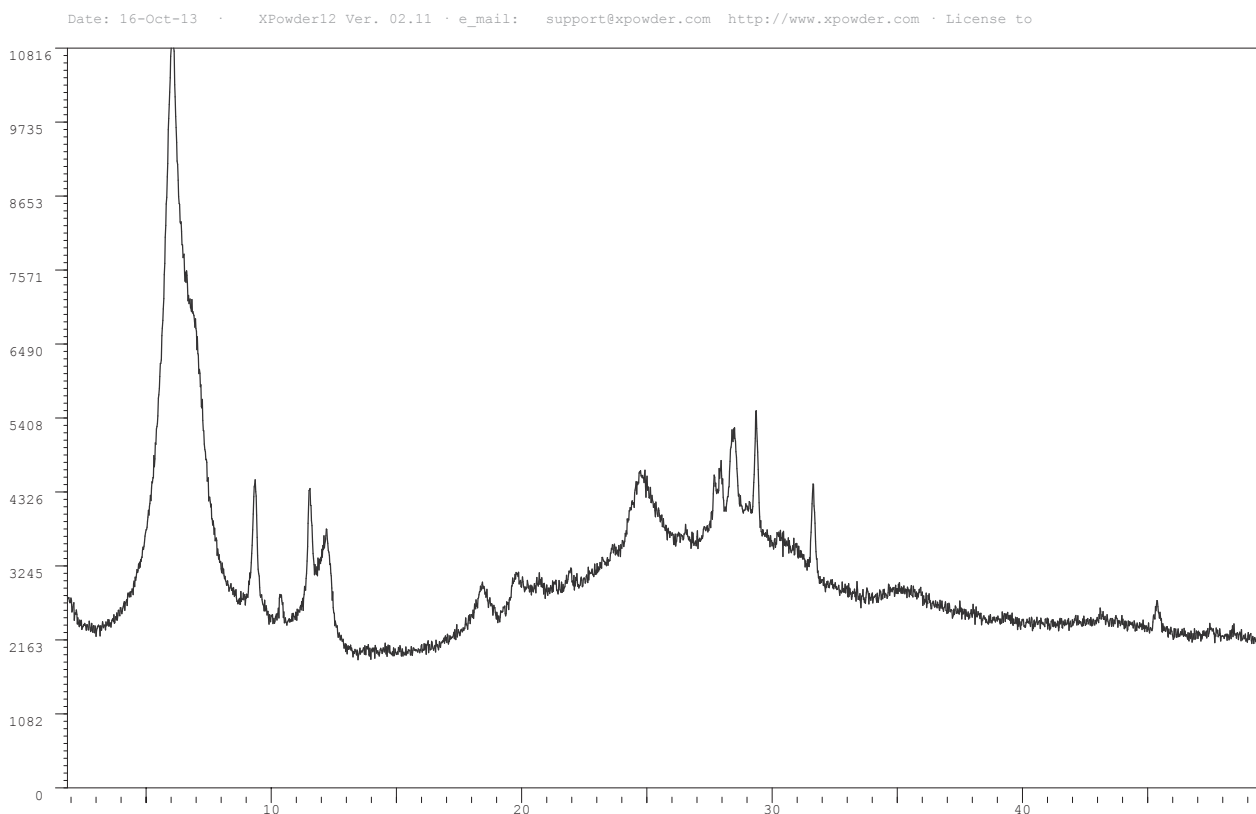


### Muestra FPL15 - AO - FA - EG (CFP14)

Date: 15-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



# Muestra FPL16 - AO - FA - S (CFP15)

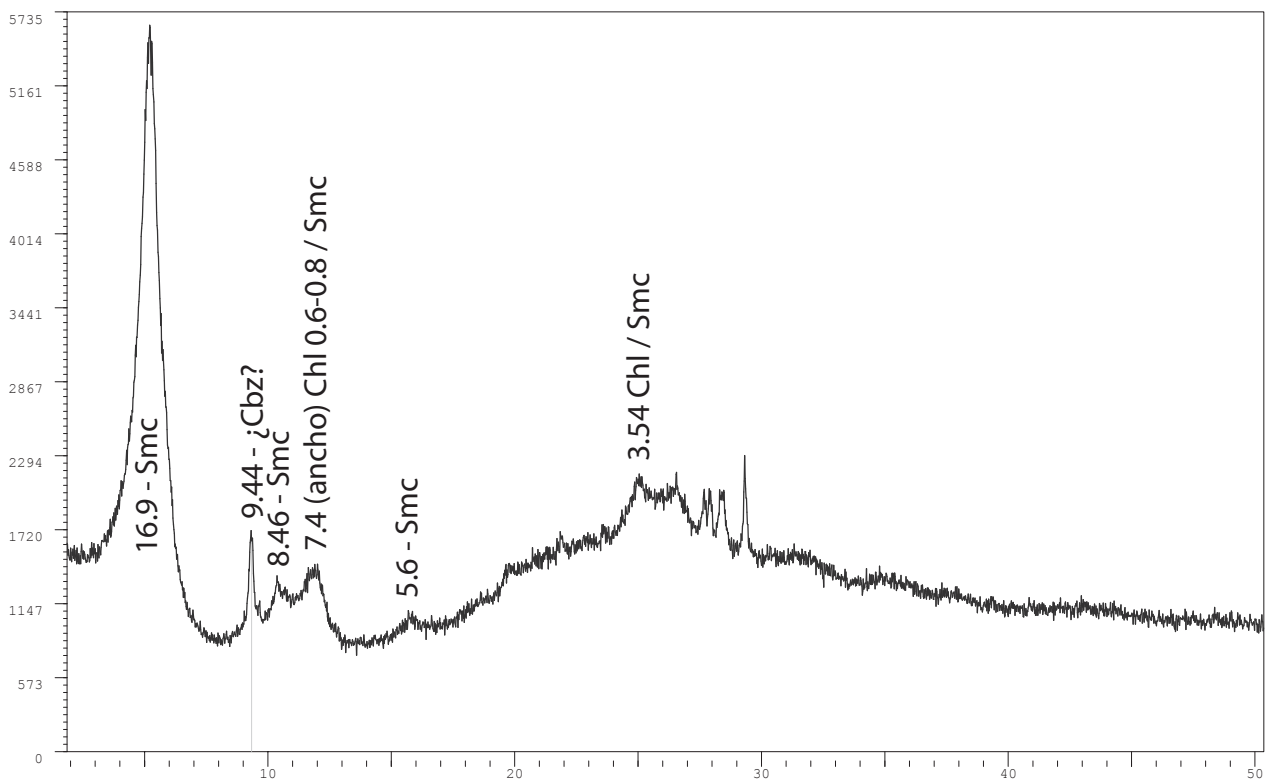


# Muestra FPL16 - AO - FA - EG (CFP15)

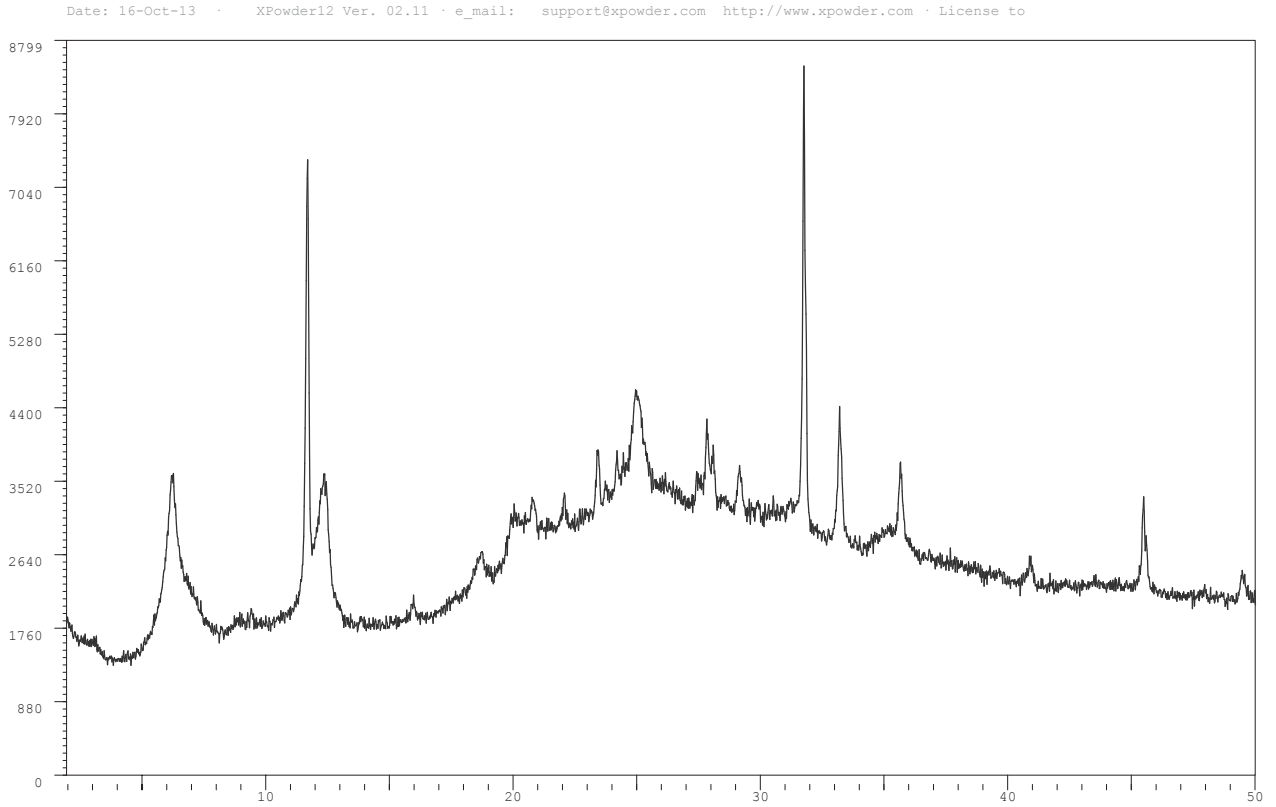
Sample: CFP-15

Lambda= 1.540598

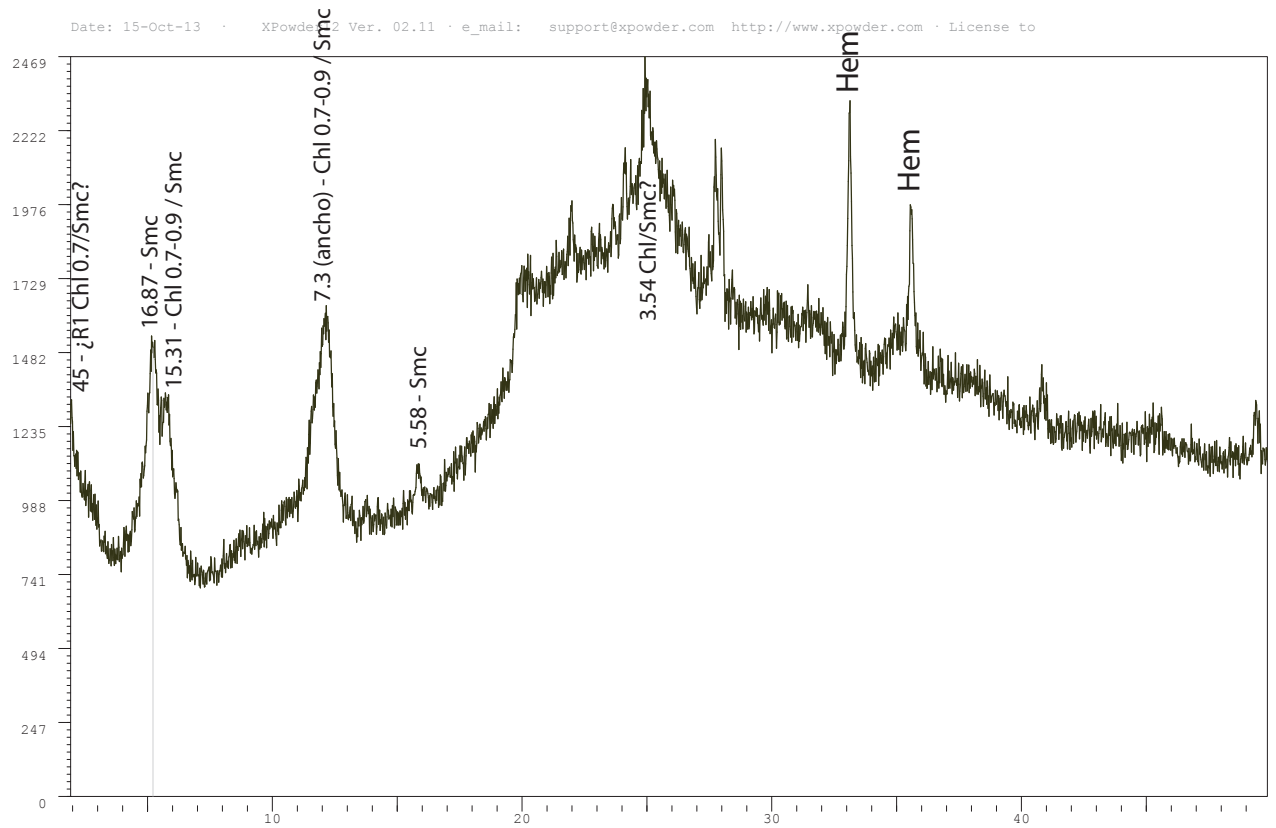
Date: 15-Oct-13 · XPowder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



### Muestra FPL17 - AO - FA - S (CFP16)

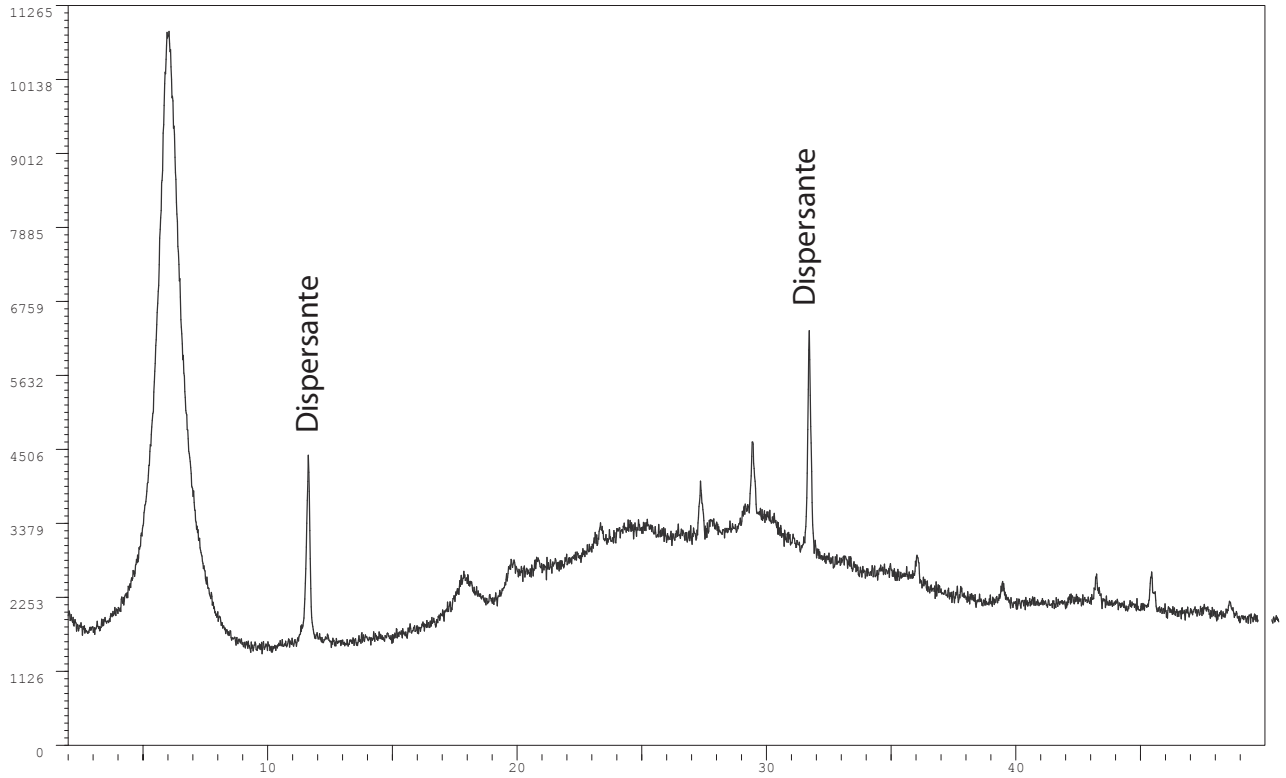


### Muestra FPL17 - AO - FA - EG (CFP16)



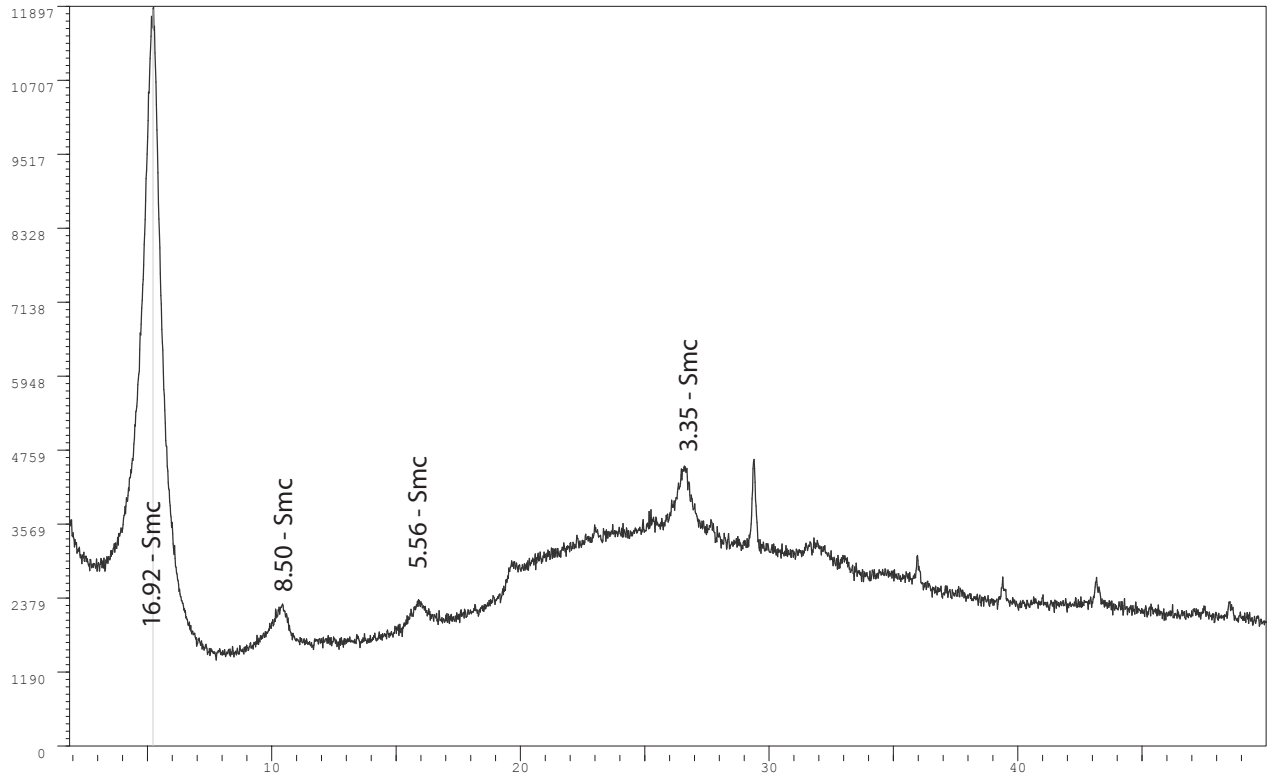
### Muestra CPA02 - AO - FA - S (CFP17)

Date: 16-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



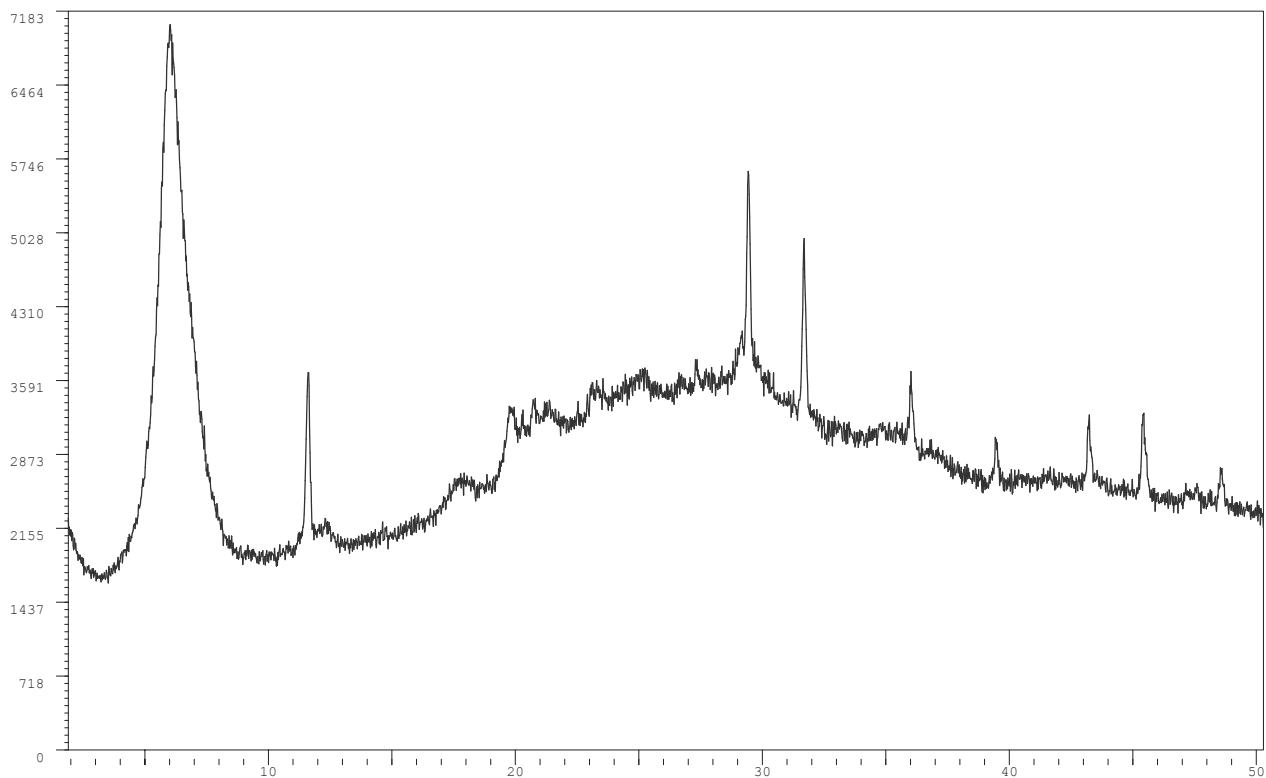
### Muestra CPA02 - AO - FA - EG (CFP17)

Date: 16-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



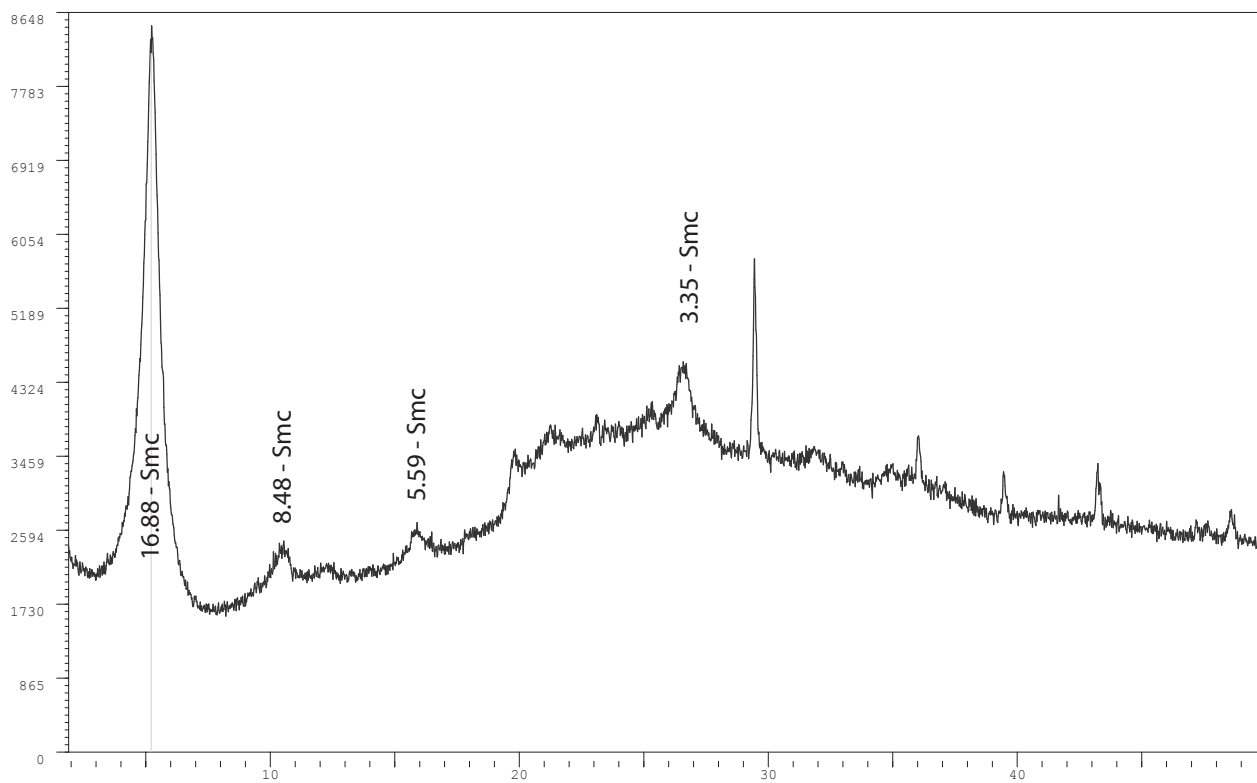
### Muestra CPA03 - AO - FA - S (CFP18)

Date: 16-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



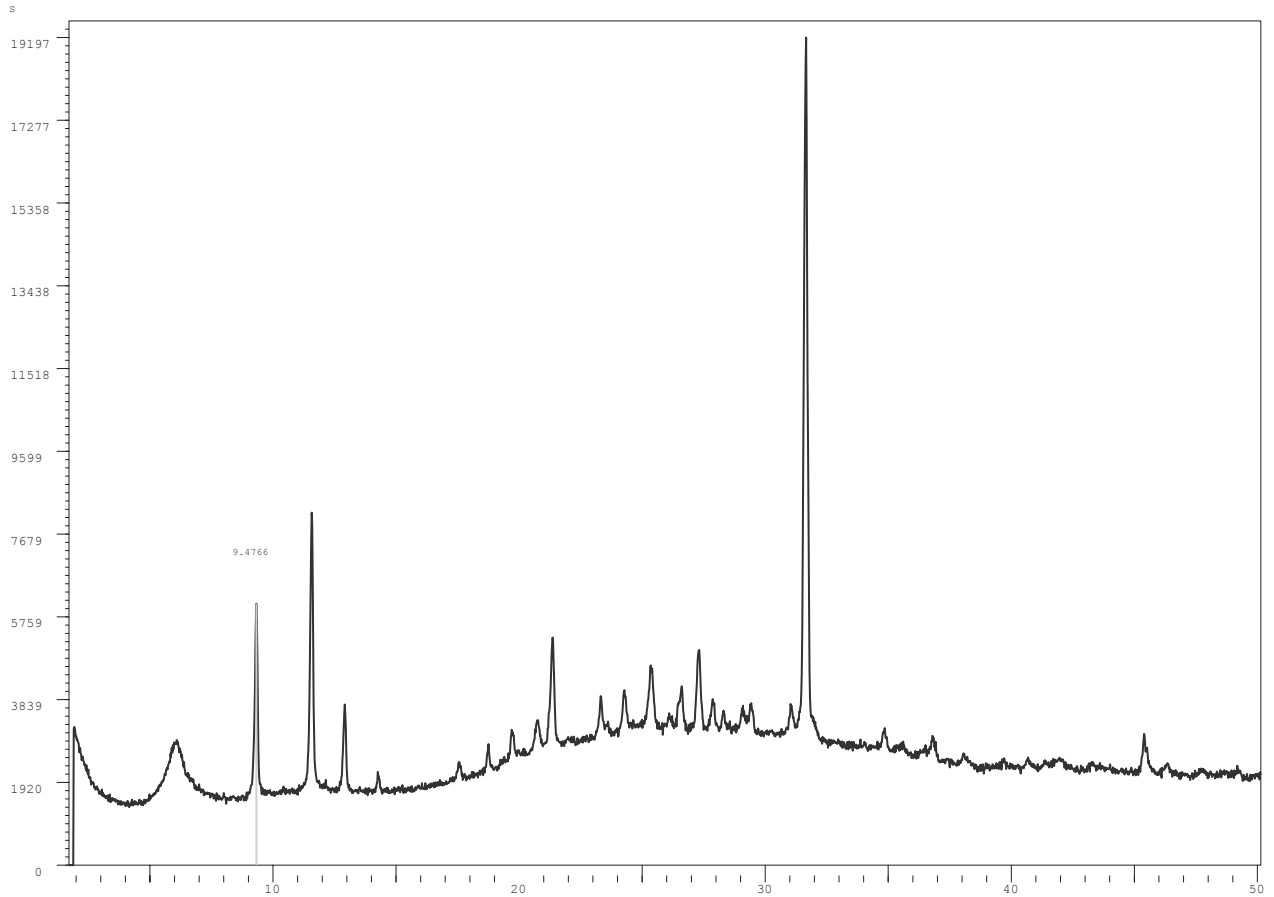
### Muestra CPA03 - AO - FA - EG (CFP18)

Date: 16-Oct-13 · X Powder12 Ver. 02.11 · e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com · License to



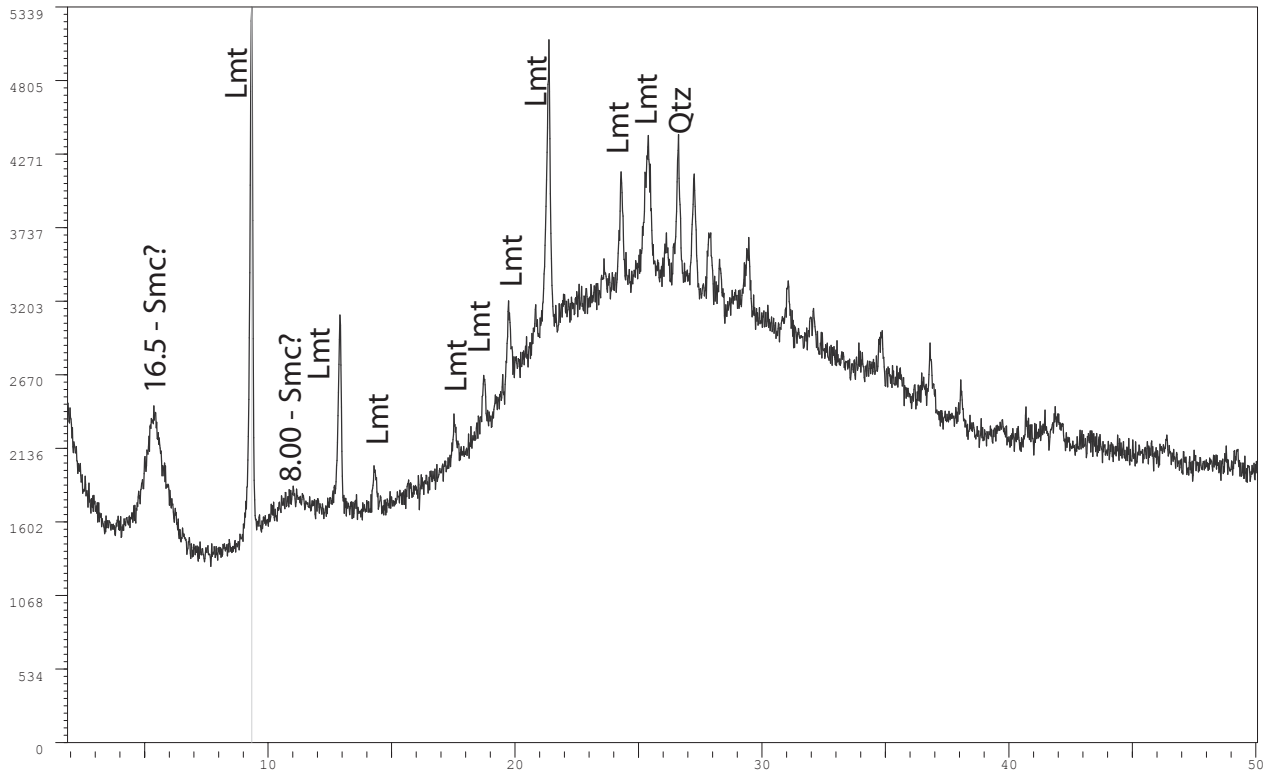


Muestra BC02A - AO - FA - S (CFP19)



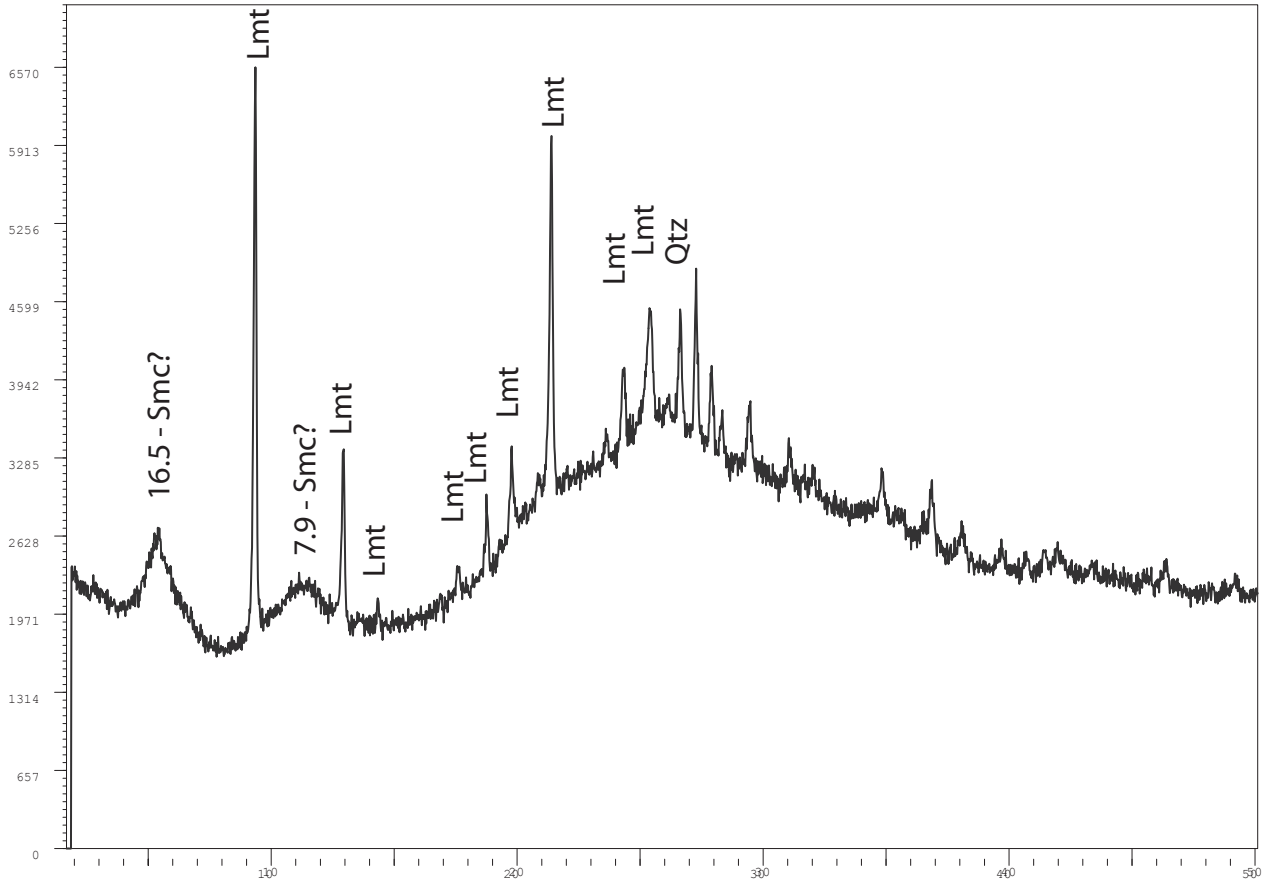
Muestra BC02A - AO - FA - EG (CFP19)

Date: 16-Oct-13 X Powder12 Ver. 02.11 e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com License to



# Muestra BC02C - AO - FA - EG (CFP20)

Sample: DM\_CFP20 - Lambda= 1.540598 - Date: 21-Oct-13 - X Powder Ver. 2004.04.70 PRO\_e\_mail: support@xpowder.com http://www.xpowder.com License to \ J.Daniel Martin-Ramos

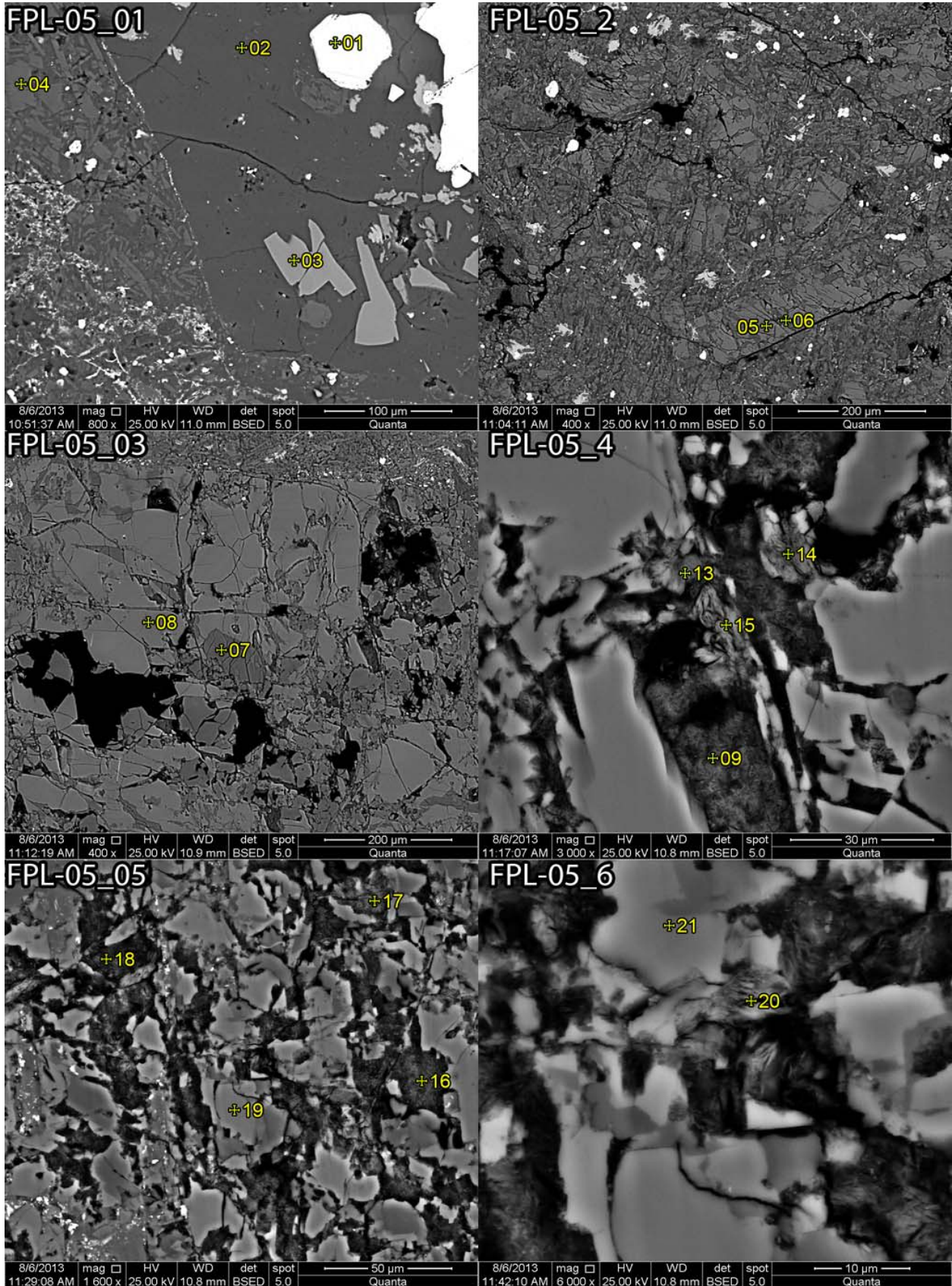


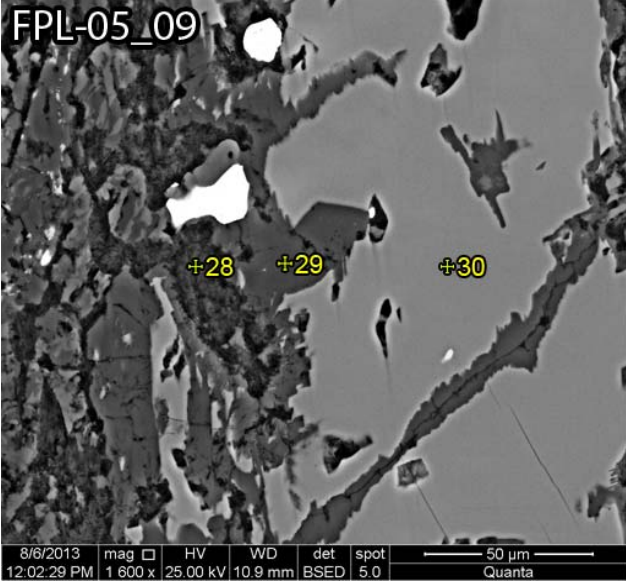
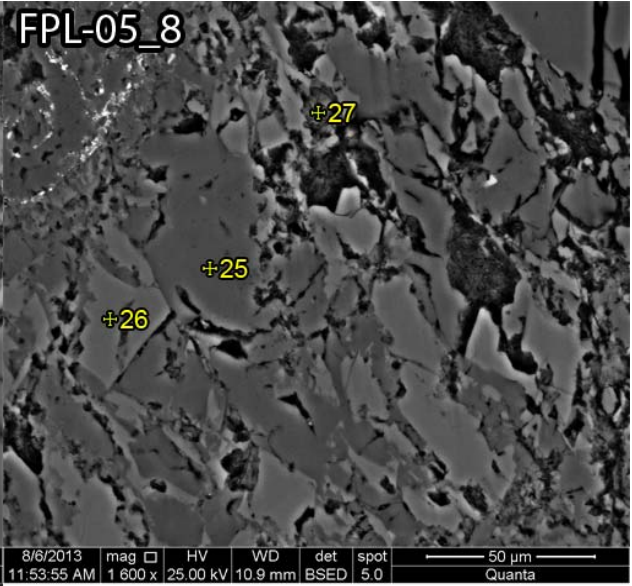
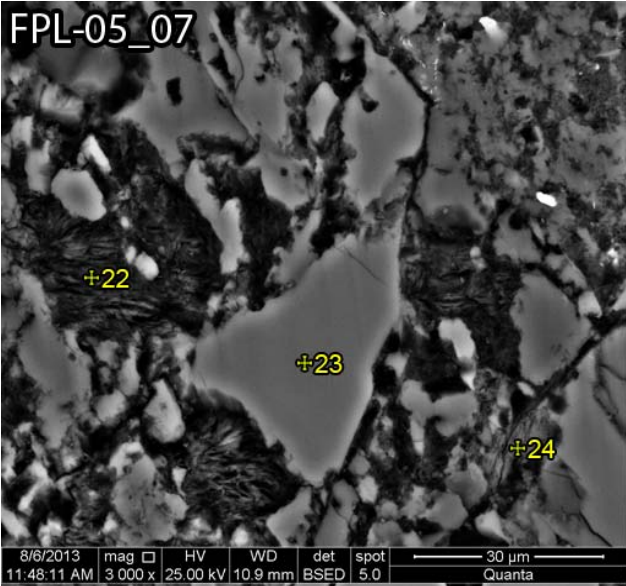
# Anexo C

## Análisis en SEM

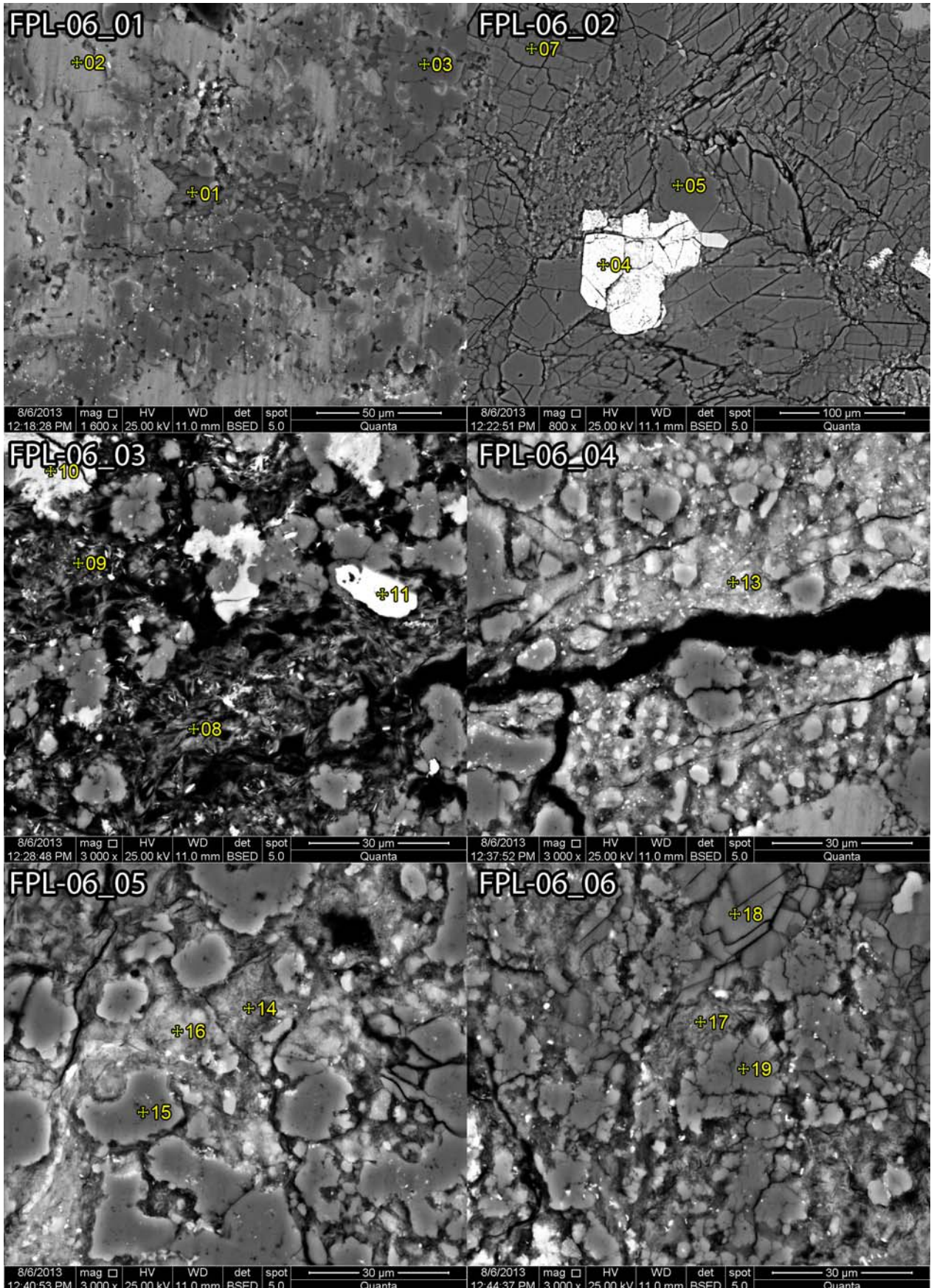
- **Imágenes** del microscopio electrónico de barrido SEM, en modo *Backscattered electrons* (BSE) en láminas delgadas pulidas y metalizadas con carbono.
- En la muestra ZFP-04 se usó el modo ETD, de electrones secundarios, para observar morfologías en la muestra.
- Se muestran **tablas con resultados de análisis químicos**, mediante EDS. En las imágenes se indican con una cruz y numeración amarilla dónde fueron realizados estos análisis, siendo la numeración el ID-Imagen en la tabla de resultados.
- Los resultados se muestran en óxidos para facilitar su comprensión. El hierro total se muestra en óxido ferroso.

Imágenes SEM, muestra FPL-05

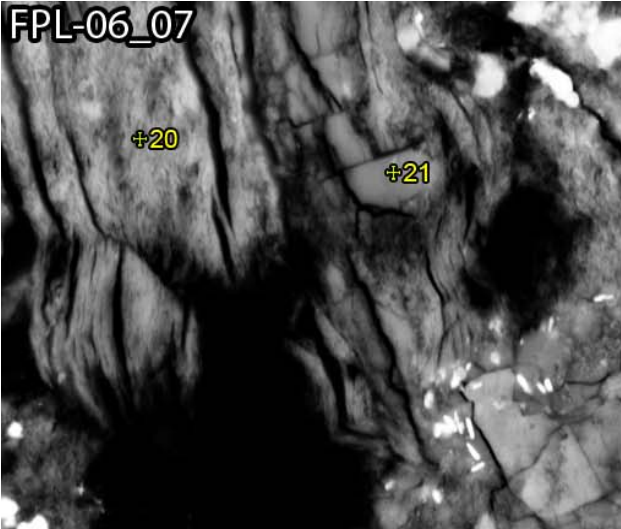




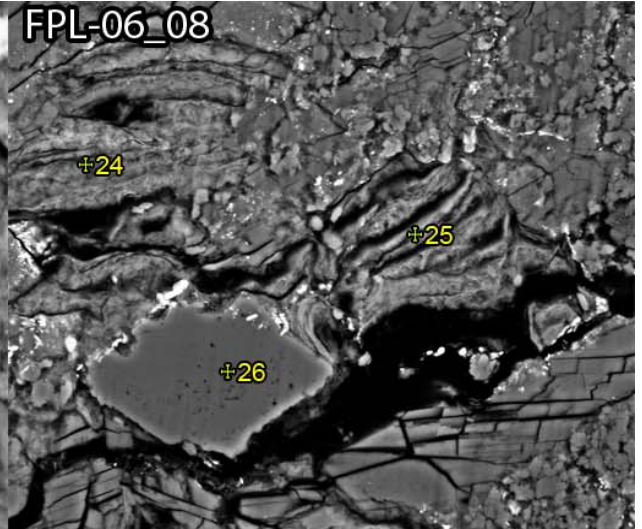




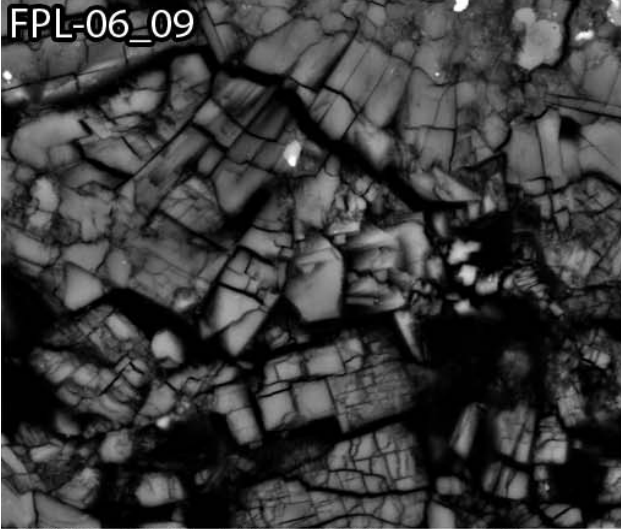




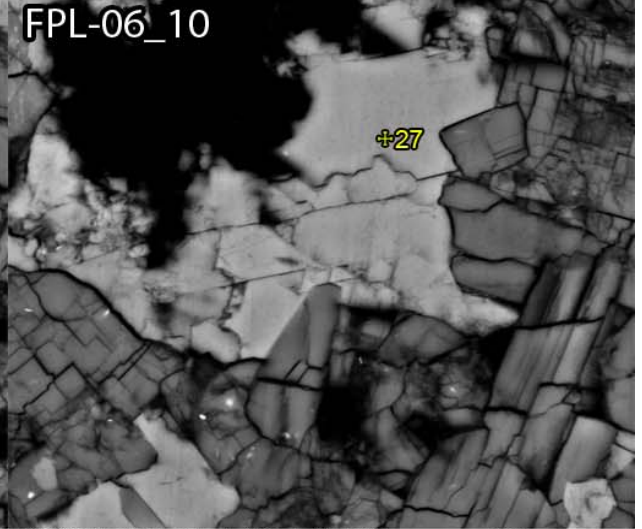
8/6/2013 mag □ HV WD det spot  
12:49:39 PM 6 000 x 25.00 kV 11.0 mm BSED 5.0



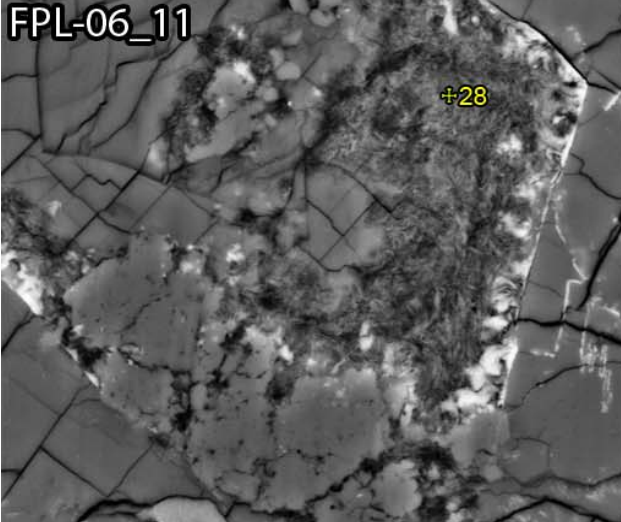
8/6/2013 mag □ HV WD det spot  
12:54:47 PM 1 600 x 25.00 kV 11.0 mm BSED 5.0



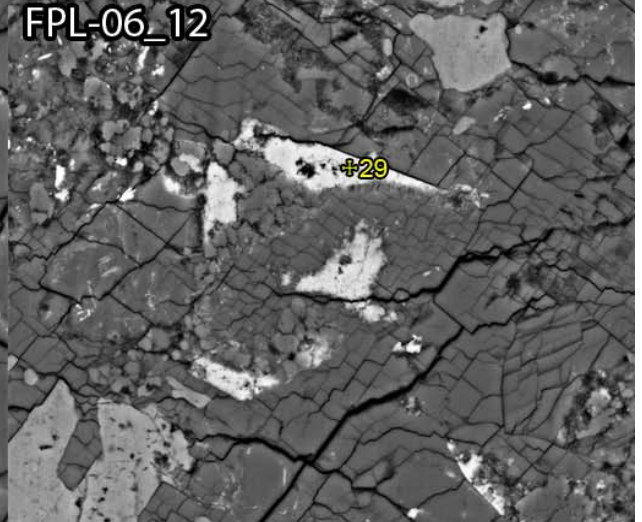
8/6/2013 mag □ HV WD det spot  
1:00:58 PM 4 000 x 25.00 kV 11.0 mm BSED 5.0



8/6/2013 mag □ HV WD det spot  
1:03:54 PM 4 000 x 25.00 kV 11.0 mm BSED 5.0



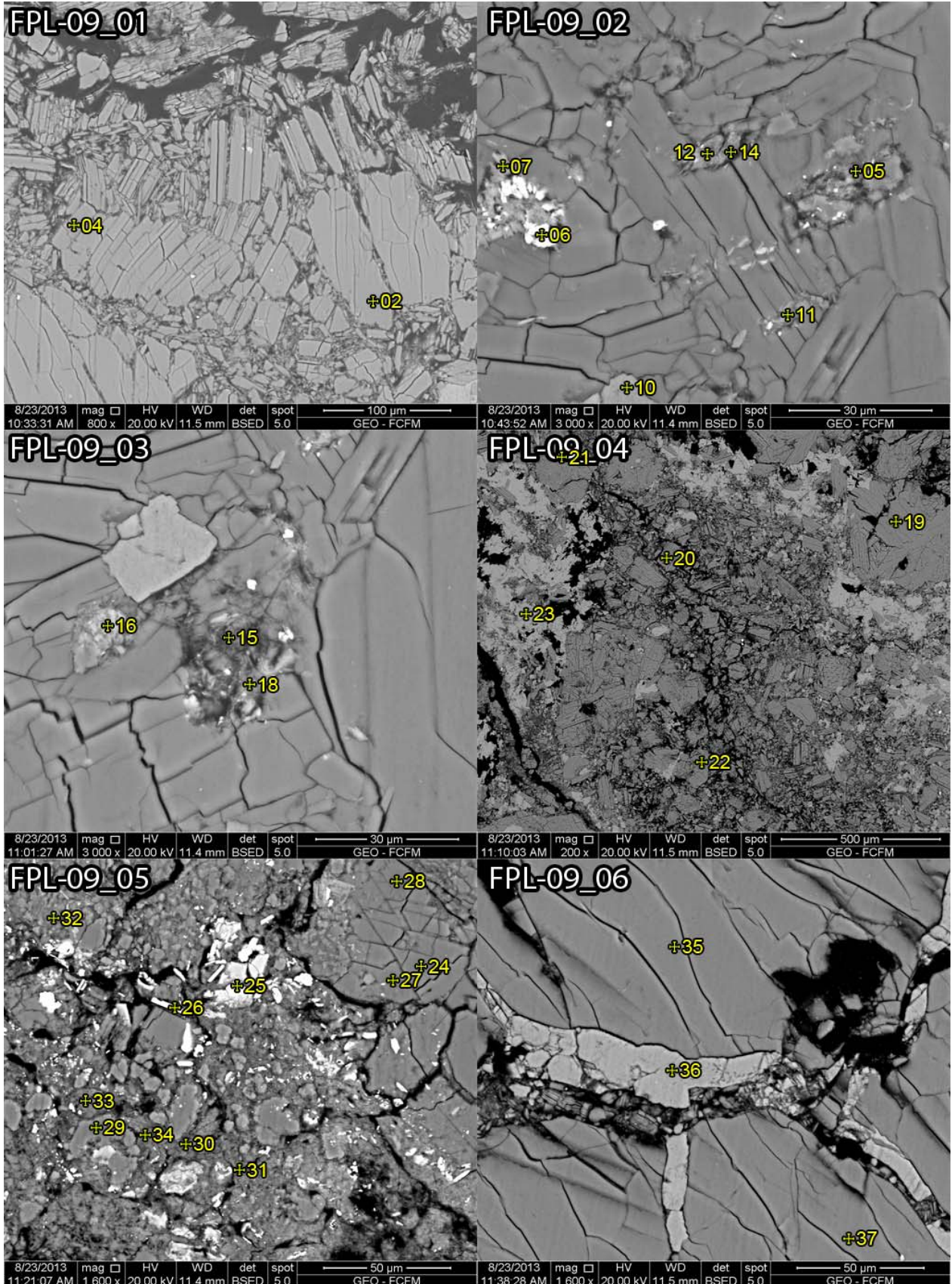
8/6/2013 mag □ HV WD det spot  
1:07:27 PM 4 000 x 25.00 kV 11.0 mm BSED 5.0



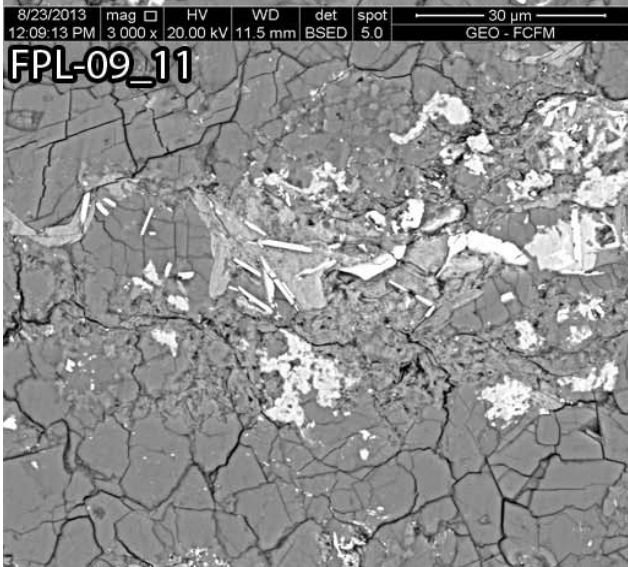
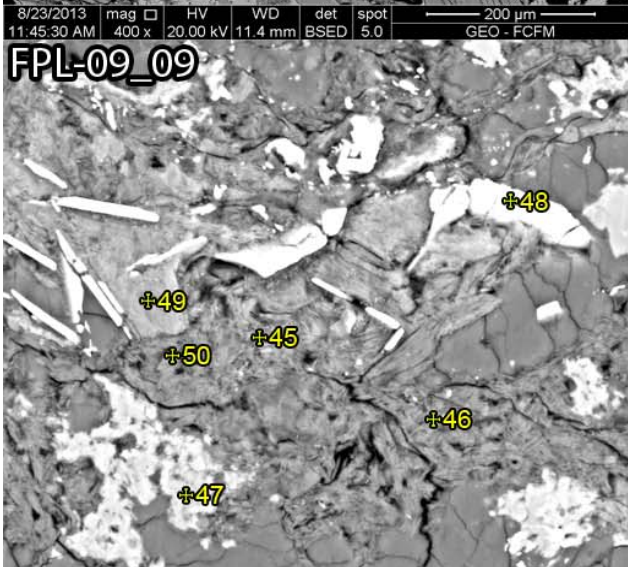
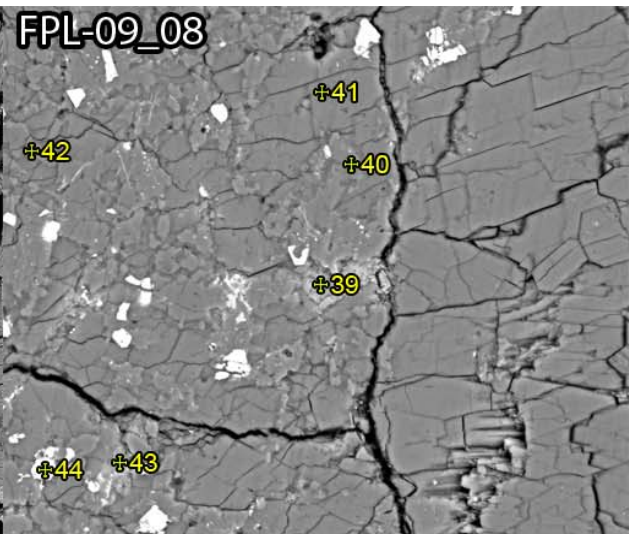
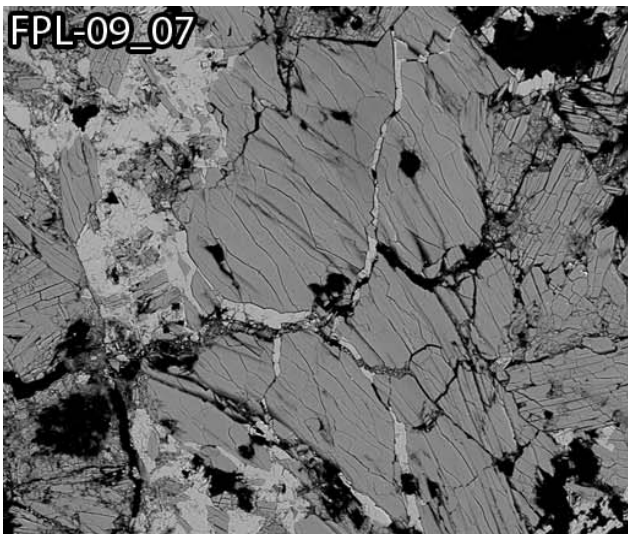
8/6/2013 mag □ HV WD det spot  
1:08:35 PM 2 000 x 25.00 kV 11.0 mm BSED 5.0



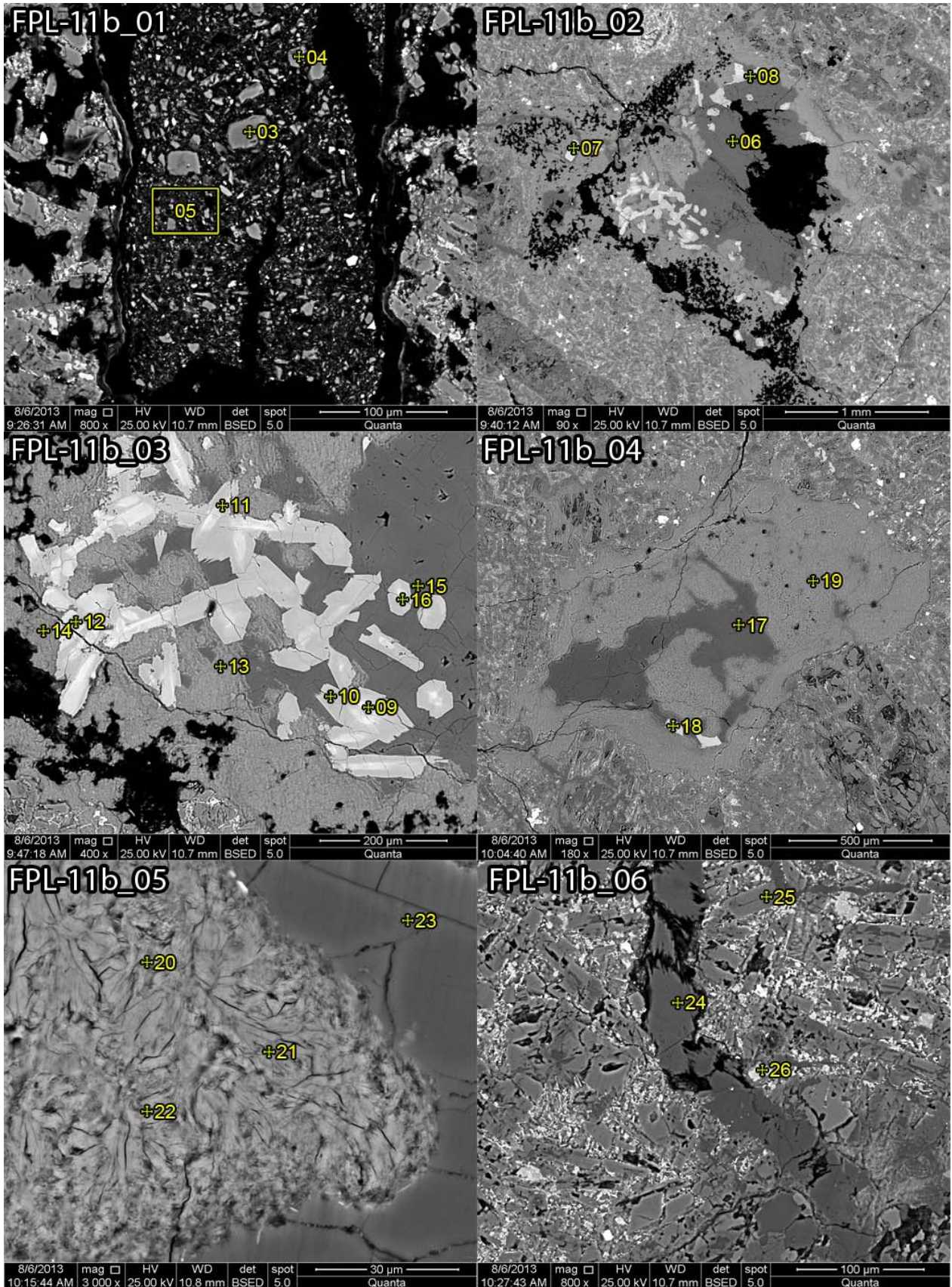
Imágenes SEM, muestra FPL-09



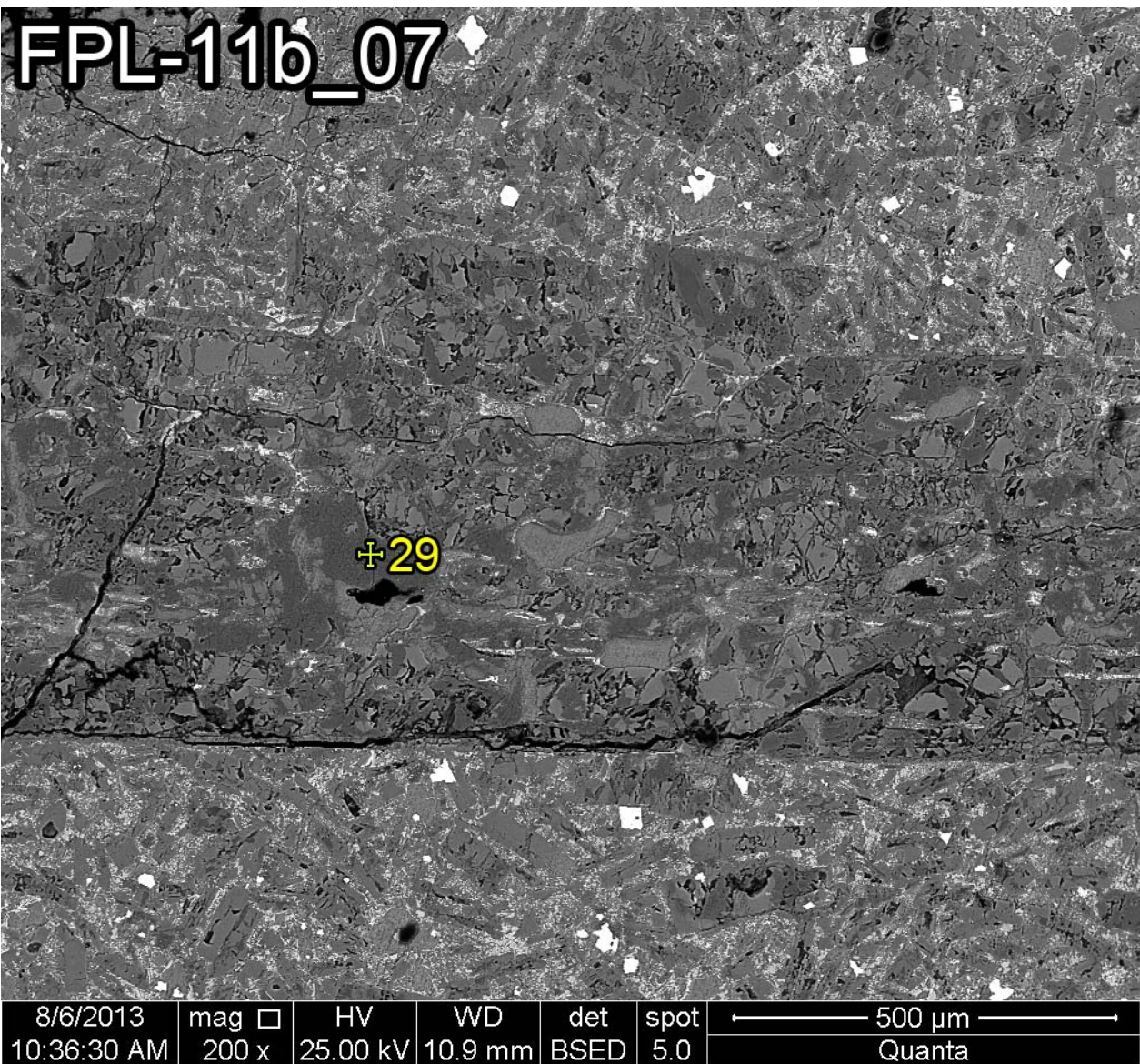






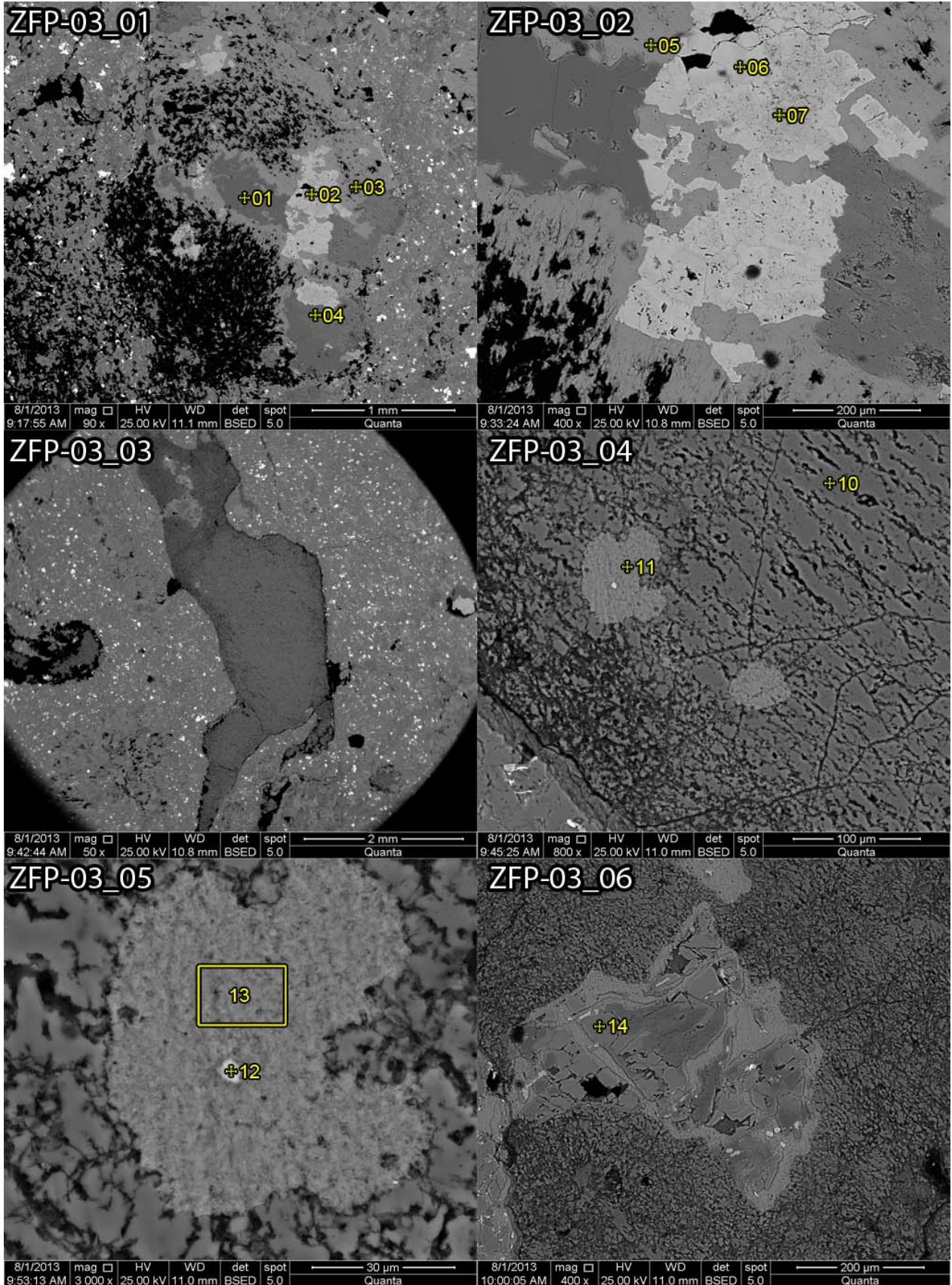




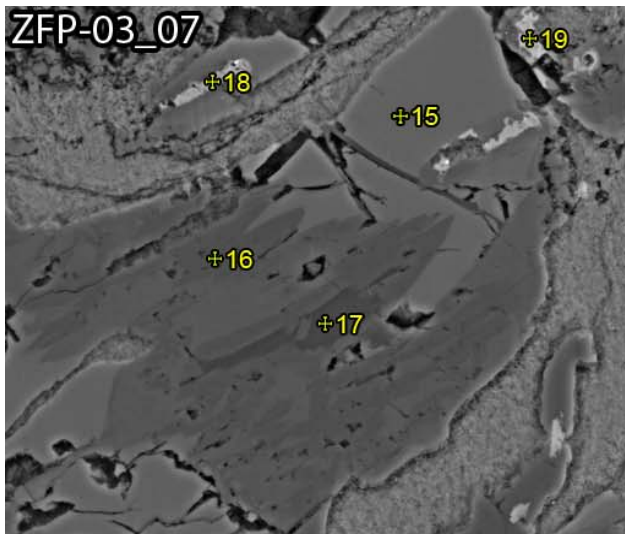




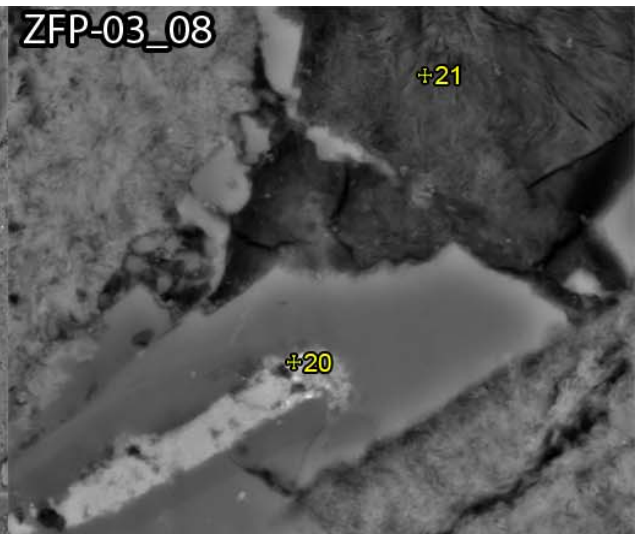
Imágenes SEM, muestra ZFP-03



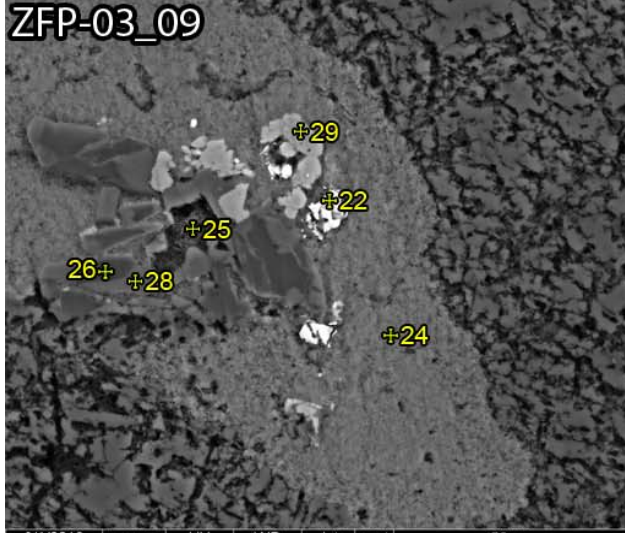




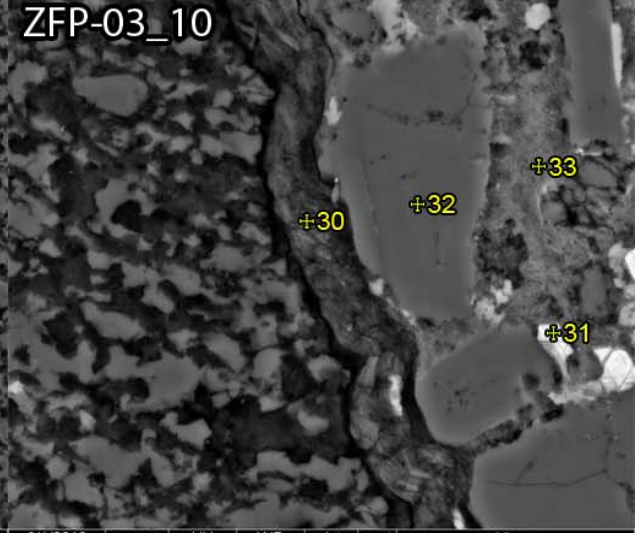
8/1/2013 mag □ HV WD det spot  
10:04:19 AM 1 600 x 25.00 kV 11.0 mm BSED 5.0 50 μm  
Quanta



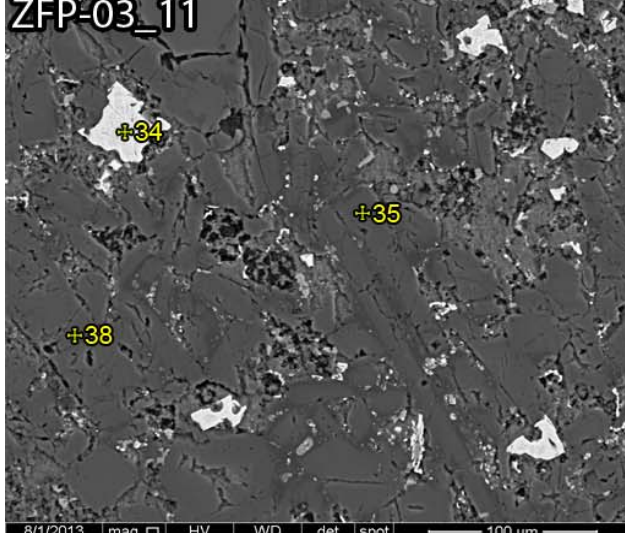
8/1/2013 mag □ HV WD det spot  
10:17:39 AM 6 000 x 25.00 kV 11.0 mm BSED 5.0 10 μm  
Quanta



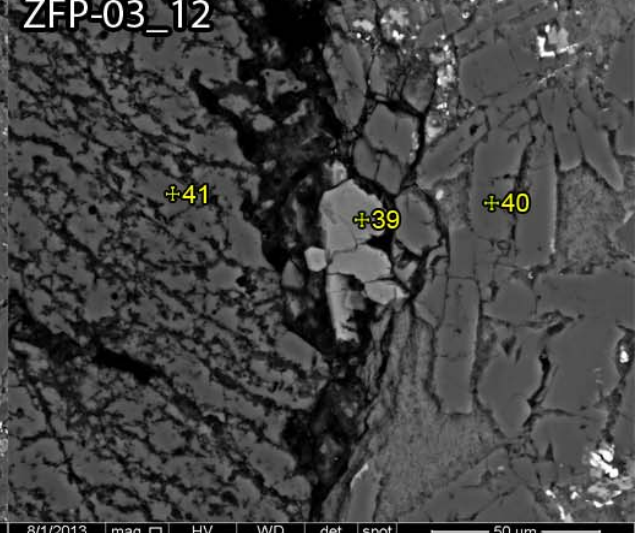
8/1/2013 mag □ HV WD det spot  
10:22:22 AM 1 600 x 25.00 kV 11.0 mm BSED 5.0 50 μm  
Quanta



8/1/2013 mag □ HV WD det spot  
10:33:52 AM 3 000 x 25.00 kV 11.1 mm BSED 5.0 30 μm  
Quanta

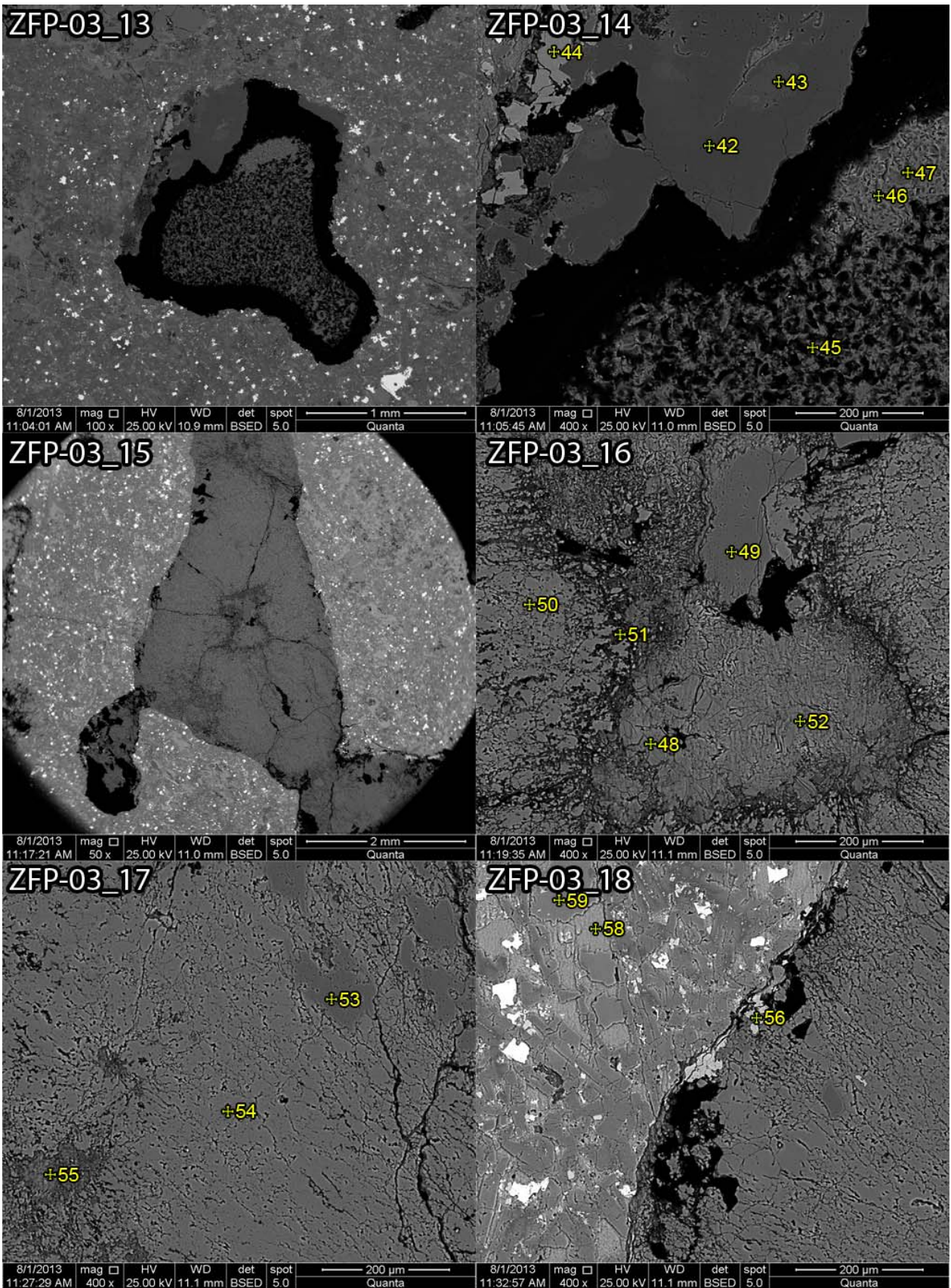


8/1/2013 mag □ HV WD det spot  
10:43:37 AM 800 x 25.00 kV 11.0 mm BSED 5.0 100 μm  
Quanta



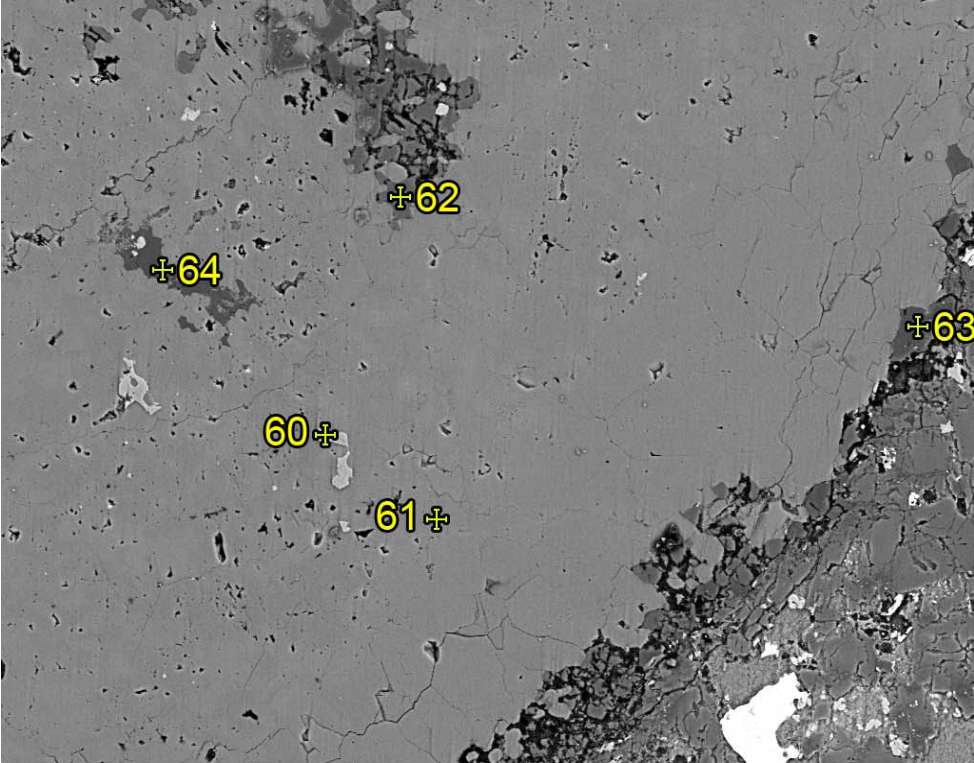
8/1/2013 mag □ HV WD det spot  
10:54:29 AM 1 600 x 25.00 kV 10.9 mm BSED 5.0 50 μm  
Quanta





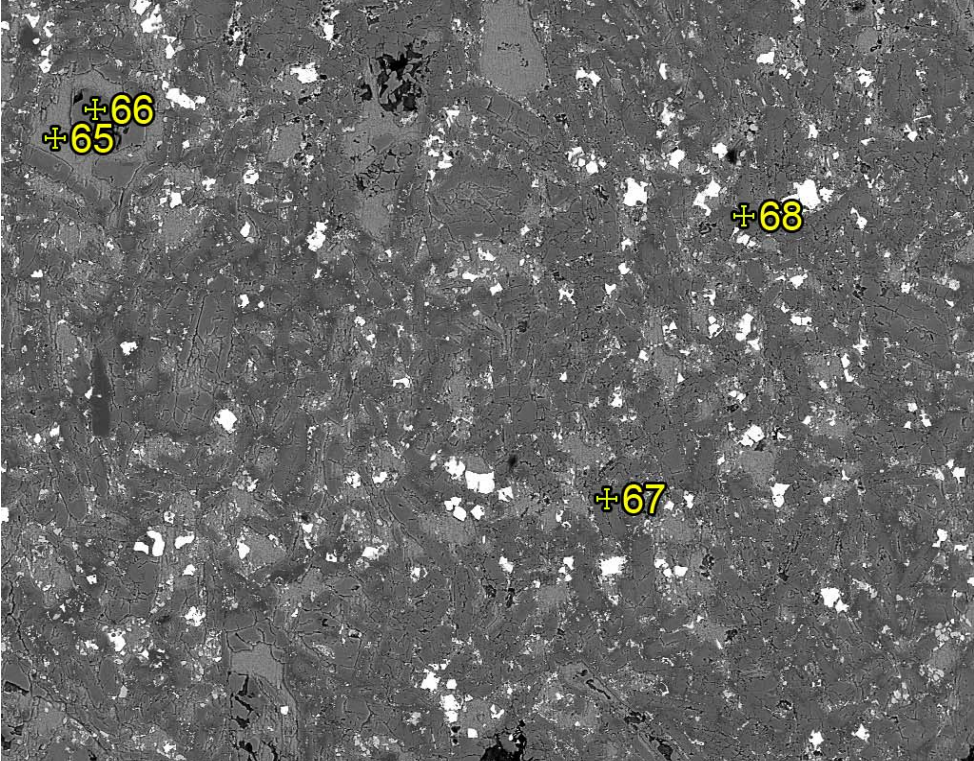


# ZFP-03\_19



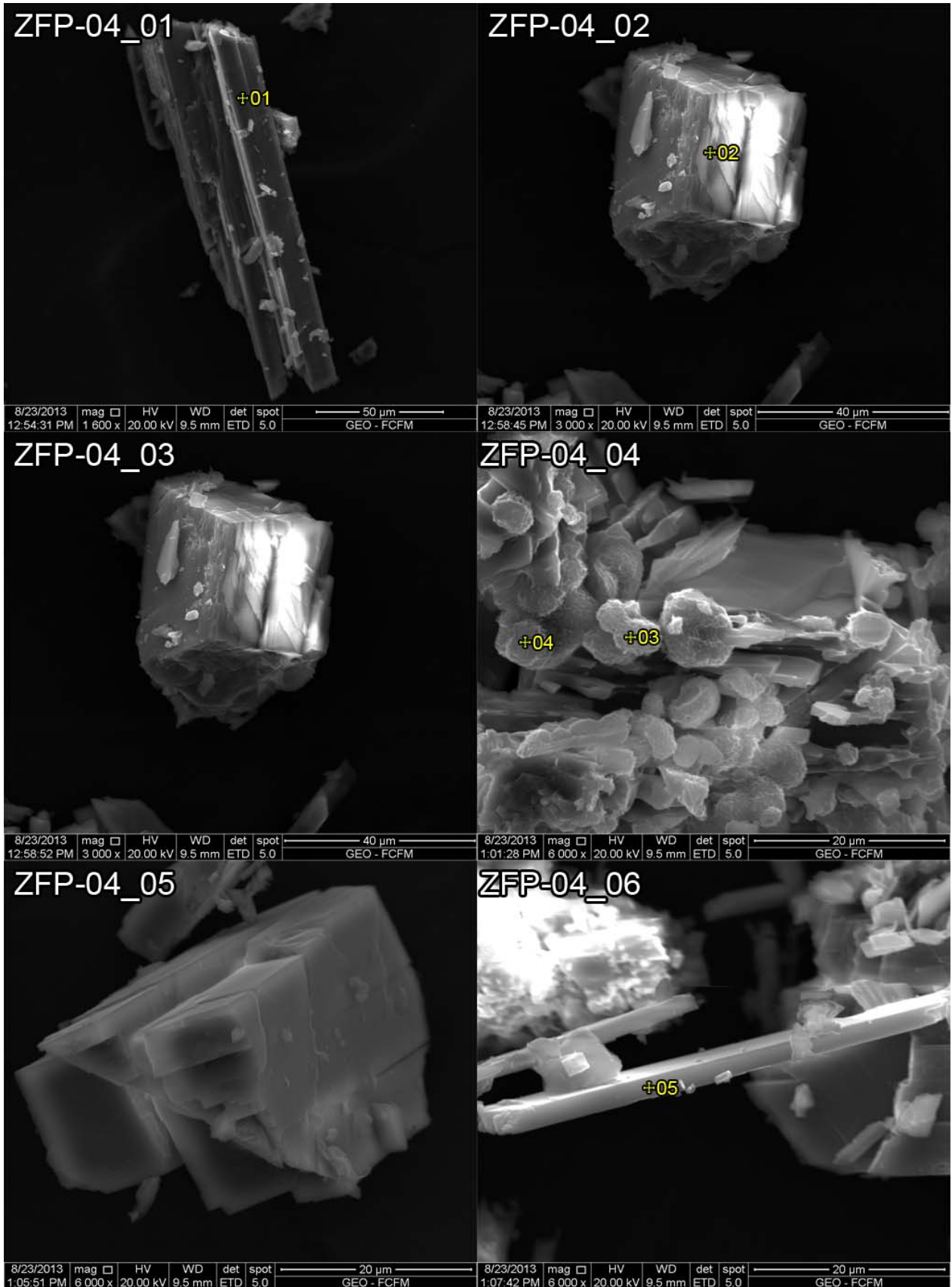
8/1/2013 11:40:21 AM	mag □ 400 x	HV 25.00 kV	WD 11.2 mm	det BSED	spot 5.0	200 μm Quanta
-------------------------	----------------	----------------	---------------	-------------	-------------	------------------

# ZFP-03\_20

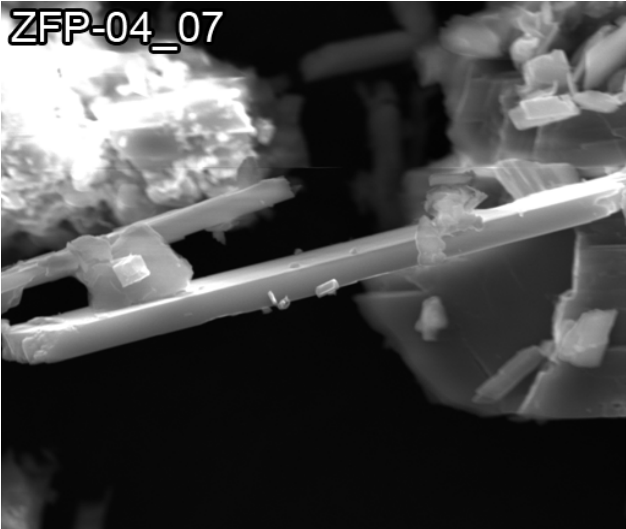


8/1/2013 11:50:34 AM	mag □ 180 x	HV 25.00 kV	WD 11.2 mm	det BSED	spot 5.0	500 μm Quanta
-------------------------	----------------	----------------	---------------	-------------	-------------	------------------

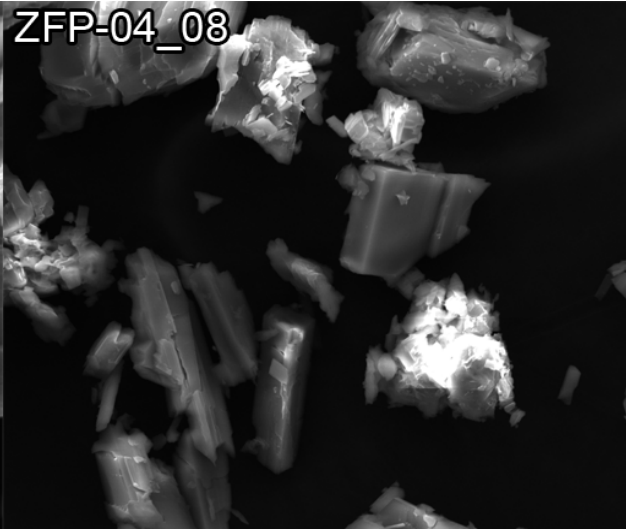
Imágenes SEM, muestra ZFP-04



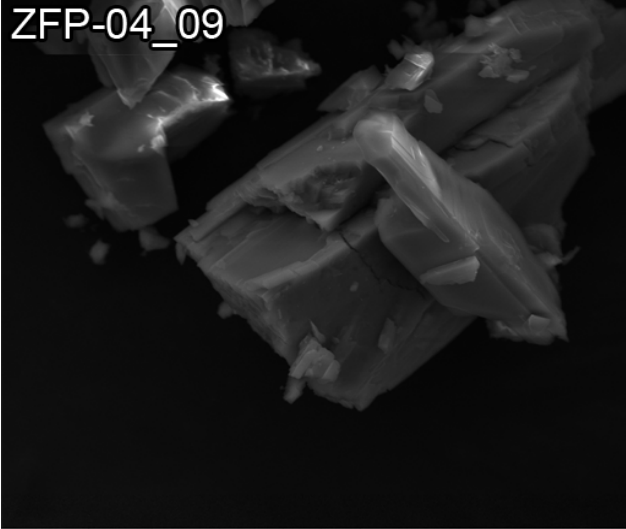




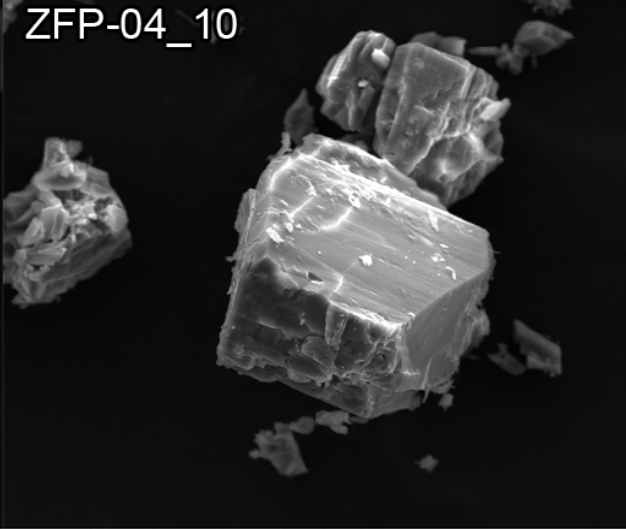
8/23/2013 mag □ HV WD det spot  
1:07:42 PM 6 000 x 20.00 kV 9.5 mm ETD 5.0 ———— 20 μm ————  
GEO - FCFM



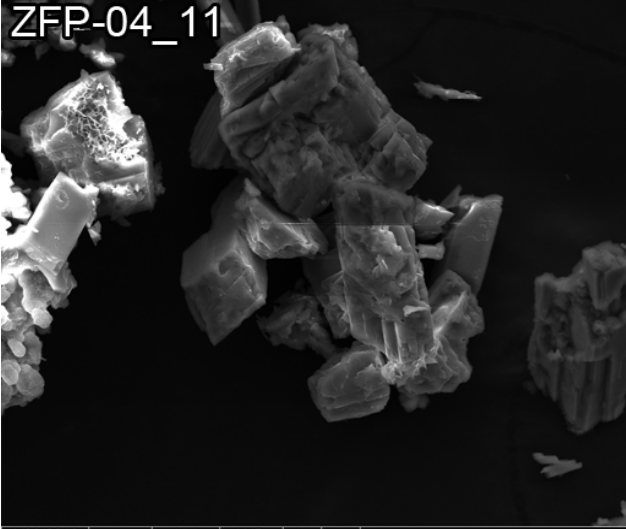
8/23/2013 mag □ HV WD det spot  
1:10:23 PM 3 000 x 20.00 kV 9.6 mm ETD 5.0 ———— 40 μm ————  
GEO - FCFM



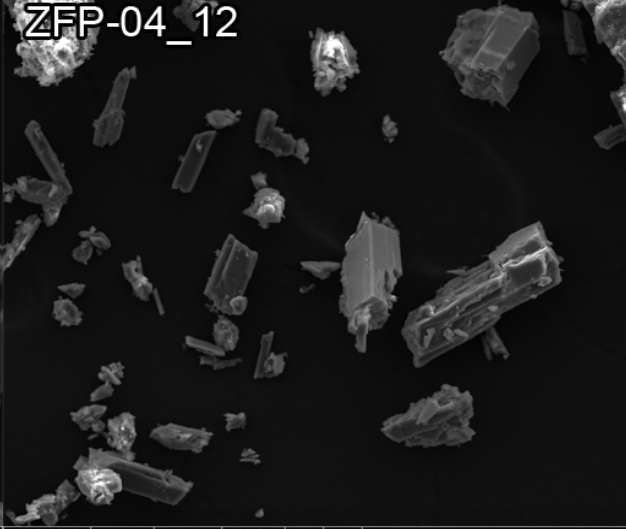
8/23/2013 mag □ HV WD det spot  
1:12:02 PM 3 000 x 20.00 kV 9.5 mm ETD 5.0 ———— 40 μm ————  
GEO - FCFM



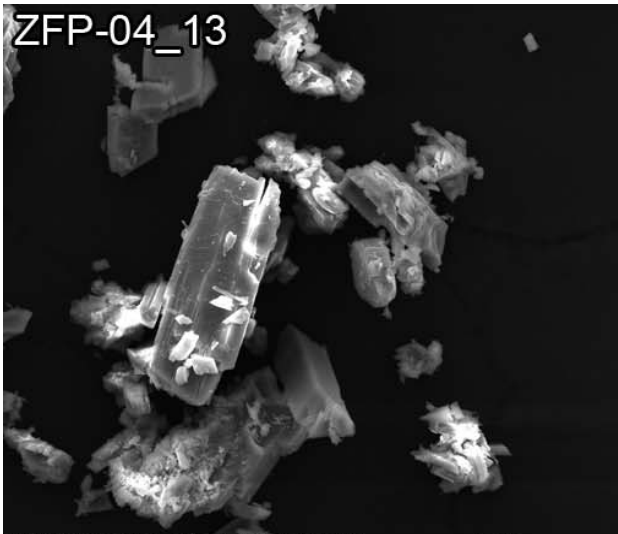
8/23/2013 mag □ HV WD det spot  
1:13:58 PM 1 600 x 20.00 kV 9.5 mm ETD 5.0 ———— 50 μm ————  
GEO - FCFM



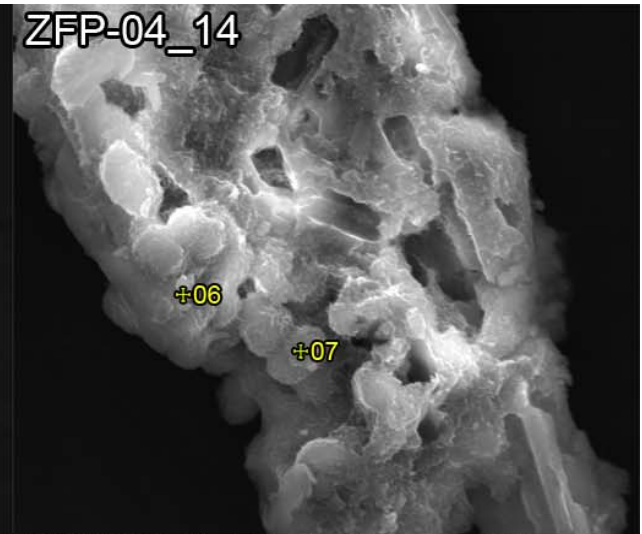
8/23/2013 mag □ HV WD det spot  
1:15:51 PM 1 600 x 20.00 kV 9.6 mm ETD 5.0 ———— 50 μm ————  
GEO - FCFM



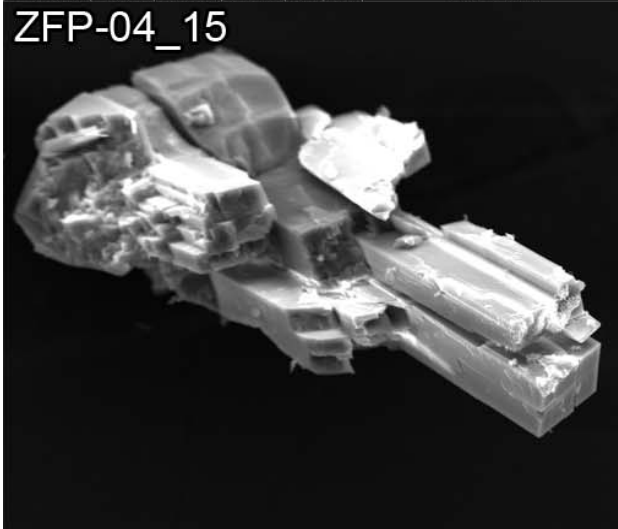
8/23/2013 mag □ HV WD det spot  
1:18:39 PM 800 x 20.00 kV 9.6 mm ETD 5.0 ———— 100 μm ————  
GEO - FCFM



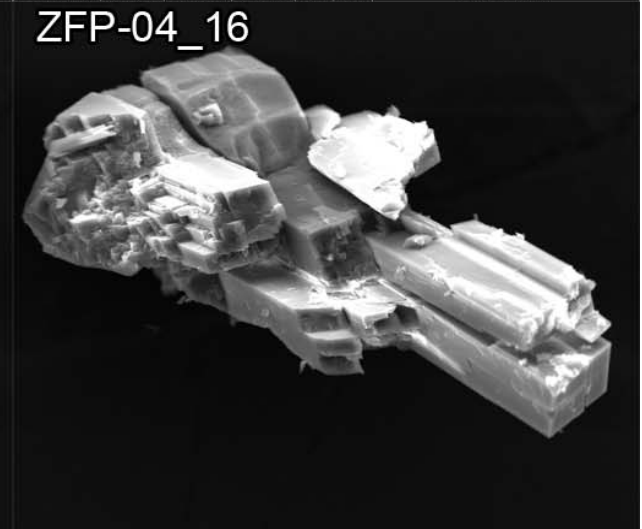
8/23/2013 mag □ HV WD det spot  
1:23:06 PM 1 600 x 20.00 kV 9.6 mm ETD 5.0  
50 μm  
GEO - FCFM



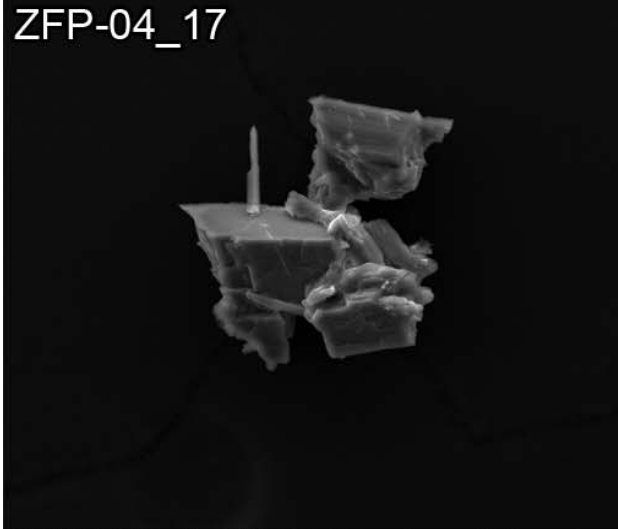
8/23/2013 mag □ HV WD det spot  
1:24:33 PM 6 000 x 20.00 kV 9.6 mm ETD 5.0  
20 μm  
GEO - FCFM



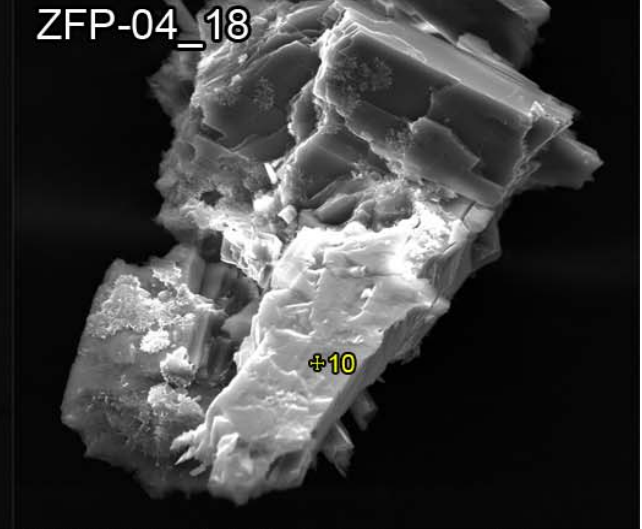
8/23/2013 mag □ HV WD det spot  
1:29:48 PM 1 600 x 20.00 kV 9.4 mm ETD 5.0  
50 μm  
GEO - FCFM



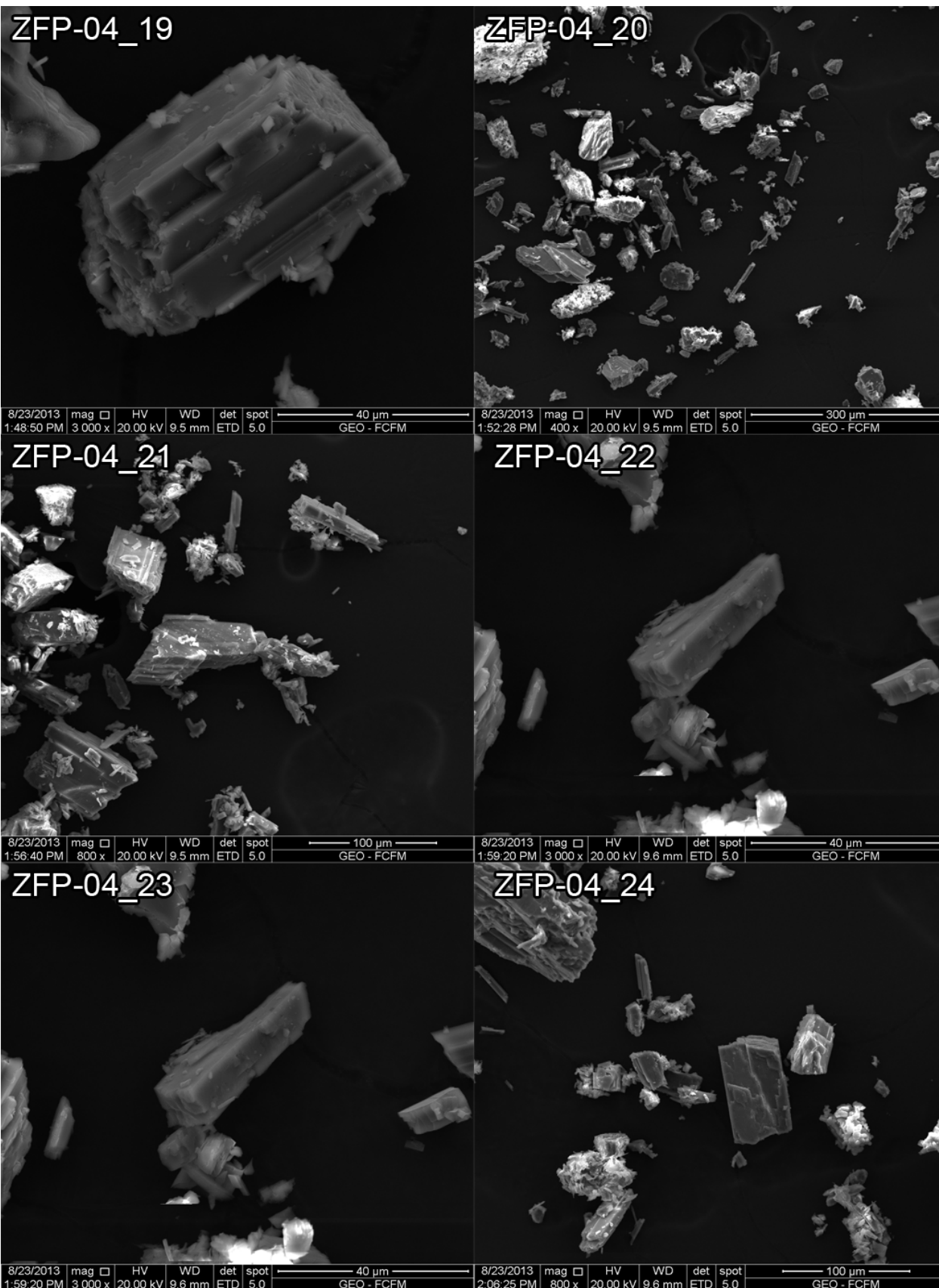
8/23/2013 mag □ HV WD det spot  
1:30:45 PM 1 600 x 20.00 kV 9.5 mm ETD 5.0  
50 μm  
GEO - FCFM

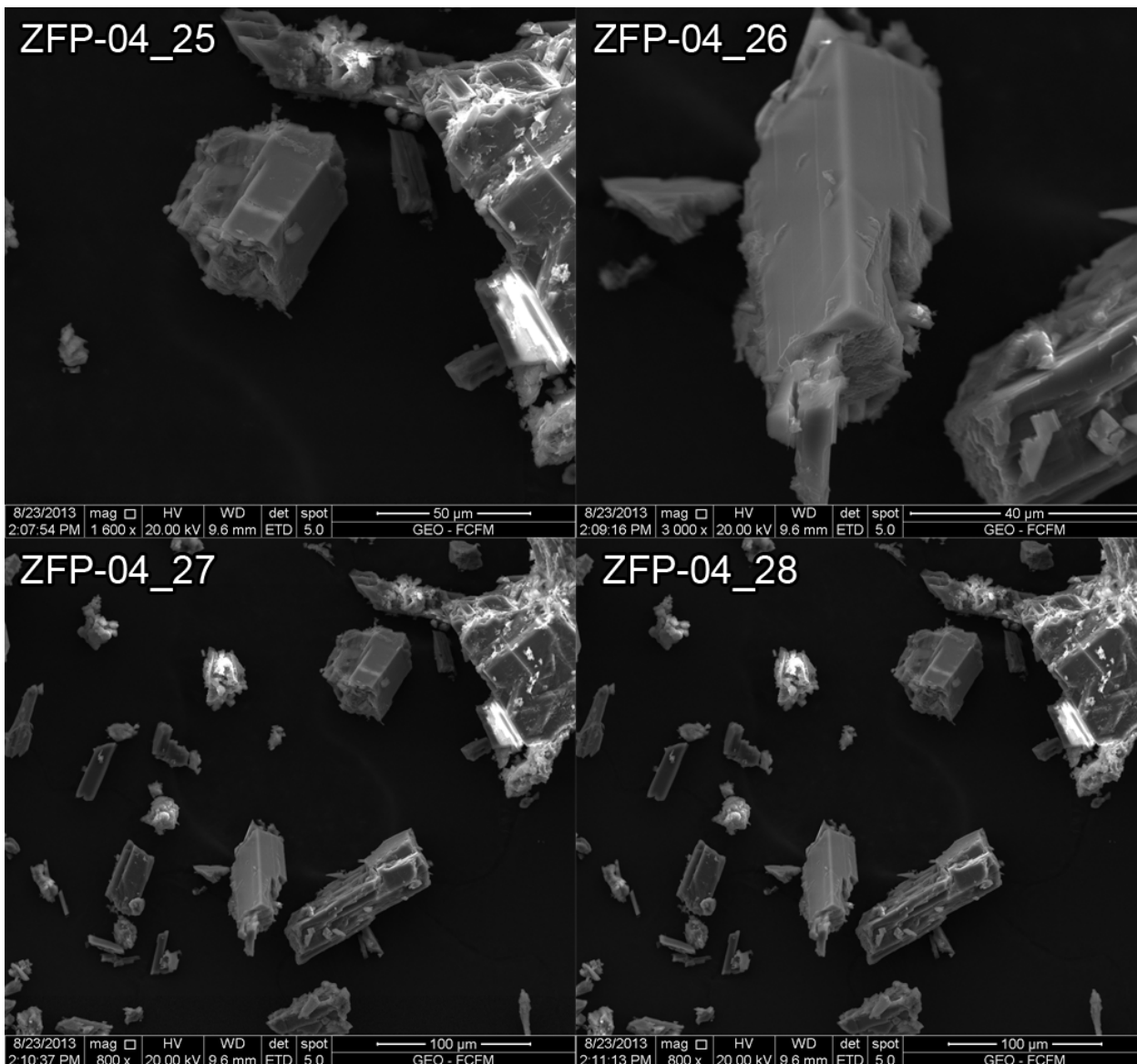


8/23/2013 mag □ HV WD det spot  
1:39:32 PM 1 600 x 20.00 kV 9.6 mm ETD 5.0  
50 μm  
GEO - FCFM



8/23/2013 mag □ HV WD det spot  
1:41:32 PM 3 000 x 20.00 kV 9.5 mm ETD 5.0  
40 μm  
GEO - FCFM





Tablas de análisis químicos

Total de análisis: 192

Muestra	ID-Imager	SiO2	Na2O	CaO	K2O	Al2O3	BaO	FeO	MnO	MgO	TiO2	V2O5	Cl	P2O5	F	La2O3	Ce2O3	Sc2O3	CuO	total	Mineral
FPL-05_01-EDS-01	1	0.95	0.00	0.00	0.00	2.39	0.00	84.26	0.71	0.00	10.67	1.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ox. Fe
FPL-05_01-EDS-02	2	61.98	1.27	12.43	0.00	24.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceo?
FPL-05_01-EDS-03	3	53.38	0.00	20.08	0.00	1.99	0.00	8.36	0.60	15.16	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	-
FPL-05_01-EDS-04	4	55.64	5.24	10.22	0.42	27.62	0.00	0.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Pig
FPL-05_02-EDS-01	5	57.14	5.92	9.39	0.00	27.05	0.00	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Pig
FPL-05_02-EDS-02	6	61.44	0.00	12.88	0.39	25.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Pig
FPL-05_03-EDS-01	7	63.44	0.53	12.34	0.27	23.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Pig?
FPL-05_03-EDS-02	8	58.70	6.24	8.91	0.27	25.50	0.00	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Pig?
FPL-05_04-EDS-01	9	64.31	0.00	1.19	0.00	28.97	0.00	0.81	0.00	4.26	0.00	0.00	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Esmectita
FPL-05_04-EDS-02	13	55.94	0.00	1.10	2.62	39.65	0.00	0.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ililita-Esmectita
FPL-05_04-EDS-03	14	53.67	1.05	1.44	5.66	37.02	0.00	1.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ililita-Esmectita
FPL-05_04-EDS-04	15	54.22	0.63	0.59	6.73	35.92	0.00	1.42	0.00	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ililita-Esmectita
FPL-05_05-EDS-01	16	63.15	0.00	1.98	0.00	30.66	0.00	1.13	0.00	3.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Esmectita
FPL-05_05-EDS-02	17	45.05	0.00	0.95	1.23	33.56	0.00	4.33	0.75	14.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Esmectita
FPL-05_05-EDS-03	18	63.32	0.00	1.74	0.67	31.61	0.00	1.07	0.00	1.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Esmectita
FPL-05_05-EDS-04	19	50.88	3.06	14.94	0.00	30.62	0.00	0.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Pig
FPL-05_06-EDS-01	20	52.96	0.00	1.53	8.52	34.64	0.00	1.48	0.00	0.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ililita-Esmectita
FPL-05_06-EDS-02	21	54.43	4.87	11.90	0.00	28.26	0.00	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Pig
FPL-05_07-EDS-01	22	64.98	0.00	0.61	0.37	29.21	0.00	1.67	0.00	3.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Esmectita
FPL-05_07-EDS-02	23	57.21	5.26	10.31	0.00	27.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Pig
FPL-05_07-EDS-03	24	54.01	0.00	1.26	8.27	33.31	0.00	1.67	0.00	1.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ililita-Esmectita
FPL-05_08-EDS-01	25	61.42	1.88	11.28	0.00	25.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Pig
FPL-05_08-EDS-02	26	58.83	6.14	8.73	0.35	25.52	0.00	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Pig
FPL-05_08-EDS-03	27	52.64	0.00	0.00	9.35	36.57	0.00	1.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ililita-Esmectita
FPL-05_09-EDS-01	28	40.40	0.00	0.68	0.00	24.87	0.00	4.95	1.54	27.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ch-Smc
FPL-05_09-EDS-02	29	62.71	2.82	10.79	0.00	23.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Pig?
FPL-05_09-EDS-03	30	50.79	0.00	21.06	0.00	6.04	0.00	6.72	0.40	14.41	0.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	-
FPL-06_01-EDS01	1	58.16	0.00	17.84	0.00	22.83	0.00	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceo?
FPL-06_01-EDS02	2	0.00	0.00	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Calcita
FPL-06_01-EDS03	3	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Cuarzo
FPL-06_02-EDS01	4	7.10	0.00	0.41	0.00	2.34	0.00	79.62	0.90	1.17	7.39	1.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Hematita
FPL-06_02-EDS02	5	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Cuarzo
FPL-06_02-EDS03	7	62.52	0.00	12.57	0.00	24.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceo?
FPL-06_03-EDS01	8	46.58	0.00	0.89	0.00	20.18	0.00	18.62	0.00	13.31	0.00	0.00	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-06_03-EDS02	9	44.86	0.00	1.17	0.00	19.62	0.00	22.30	0.00	11.33	0.00	0.00	0.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-06_03-EDS03	10	34.41	0.00	26.01	0.00	5.24	0.00	3.57	0.00	30.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Titanita
FPL-06_03-EDS04	11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	96.41	0.00	0.00	3.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Hematita
FPL-06_05-EDS01	14	36.07	0.00	7.82	0.00	18.65	0.00	14.58	2.29	15.86	0.00	0.00	0.00	4.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	-
FPL-06_05-EDS02	15	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	cuarzo
FPL-06_05-EDS03	16	8.01	0.00	42.81	0.00	3.66	0.00	3.40	1.13	2.29	0.00	0.00	0.34	38.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	-
FPL-06_06-EDS01	17	42.84	0.00	0.82	0.00	20.63	0.00	18.29	0.00	17.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-06_06-EDS02	18	62.53	0.00	12.52	0.00	24.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
FPL-06_06-EDS03	19	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	cuarzo
FPL-06_07-EDS01	20	44.62	0.00	1.10	0.31	19.12	0.00	19.10	0.37	15.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-06_07-EDS02	21	61.75	0.00	10.67	0.00	24.67	0.00	1.07	0.00	1.44	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	-
FPL-06_08-EDS01	24	54.00	0.00	8.84	0.00	22.91	0.00	7.39	0.00	6.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Esmectita
FPL-06_08-EDS02	25	41.47	0.00	1.10	0.00	20.74	0.00	19.76	0.00	16.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-06_08-EDS03	26	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Cuarzo

Muestra	ID-Imager	SiO2	Na2O	CaO	K2O	Al2O3	BaO	FeO	MnO	MgO	TiO2	V2O5	Cl	P2O5	F	La2O3	Ce2O3	Sc2O3	CuO	total	Mineral	
FPL-06_10-EDS01	27	0.00	0.00	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Calcita
FPL-06_11-EDS01	28	48.80	0.00	4.57	0.00	22.31	0.00	13.00	0.00	11.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Esmeclita
FPL-06_12-EDS01	29	0.00	0.00	52.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	47.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Apatito
FPL-09_01-EDS01	2	72.41	0.51	8.91	0.00	18.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita
FPL-09_01-EDS02	4	72.25	0.00	9.91	0.00	17.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita
FPL-09_02-EDS01	5	40.56	0.00	1.26	0.00	19.50	0.00	26.17	0.69	10.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.29	100.00	Clorita	
FPL-09_02-EDS02	6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	84.93	0.00	0.00	15.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ox Fe
FPL-09_02-EDS03	7	32.37	0.00	0.00	0.00	23.63	0.00	26.28	1.10	16.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-09_02-EDS04	10	2.47	0.00	97.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Calcita
FPL-09_02-EDS05	11	84.47	0.00	0.89	0.00	6.25	0.00	5.00	0.00	3.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Nada
FPL-09_02-EDS06	12	50.23	0.00	0.00	9.27	30.99	0.00	7.03	0.00	1.23	1.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Mica blanca
FPL-09_02-EDS07	14	51.77	0.00	0.00	9.72	30.69	0.00	7.24	0.00	1.16	1.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Mica blanca
FPL-09_03-EDS01	15	66.18	0.00	6.30	2.19	20.98	0.00	3.14	0.00	1.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	-
FPL-09_03-EDS02	16	32.19	0.00	0.37	0.00	24.02	0.00	25.52	1.53	16.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	clorita
FPL-09_03-EDS03	18	55.49	0.00	0.70	6.87	28.27	0.00	7.04	0.00	1.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	filosilicato?
FPL-09_04-EDS01	19	72.74	0.48	9.05	0.00	17.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita
FPL-09_04-EDS02	20	71.17	0.77	8.86	0.00	19.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita
FPL-09_04-EDS03	21	72.65	0.00	8.81	0.00	18.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita
FPL-09_04-EDS04	22	62.94	0.00	11.64	0.79	24.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita
FPL-09_04-EDS05	23	0.00	0.00	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Calcita
FPL-09_05-EDS01	24	62.41	0.00	12.56	0.00	25.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita
FPL-09_05-EDS02	25	0.98	0.00	1.84	0.00	2.01	0.00	88.48	0.00	0.00	5.72	0.00	0.00	0.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ox Fe
FPL-09_05-EDS03	26	1.47	0.00	0.00	0.00	3.25	0.00	90.66	0.00	0.00	4.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ox Fe
FPL-09_05-EDS04	27	63.55	0.00	11.86	0.70	23.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita
FPL-09_05-EDS05	28	63.78	0.00	11.77	0.83	23.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita
FPL-09_05-EDS06	29	92.46	0.00	0.00	1.48	5.39	0.00	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Cuarzo
FPL-09_05-EDS07	30	52.53	0.60	0.00	9.15	34.05	0.00	2.81	0.00	0.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Mica blanca
FPL-09_05-EDS08	31	53.08	0.87	0.00	8.81	34.08	0.00	2.47	0.00	0.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Mica blanca
FPL-09_05-EDS09	32	64.54	0.00	11.52	0.51	21.91	0.00	1.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita?
FPL-09_05-EDS10	33	61.92	0.00	10.32	1.58	25.29	0.00	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita?
FPL-09_05-EDS11	34	52.82	0.60	0.00	9.87	32.52	0.00	3.48	0.00	0.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Mica blanca
FPL-09_06-EDS01	35	73.05	0.00	9.83	0.00	17.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita?
FPL-09_06-EDS02	36	0.00	0.00	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	calcita
FPL-09_06-EDS03	37	72.54	0.00	9.63	0.00	17.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita?
FPL-09_08-EDS01	39	33.72	0.00	0.60	0.00	22.86	0.00	24.12	0.65	17.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.82	100.00	Clorita	
FPL-09_08-EDS02	40	99.12	0.00	0.00	0.00	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Cuarzo
FPL-09_08-EDS03	41	63.15	0.74	11.24	0.47	24.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita
FPL-09_08-EDS04	42	97.93	0.00	0.49	0.00	1.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Cuarzo
FPL-09_08-EDS05	43	39.34	0.00	0.67	0.00	21.03	0.00	22.92	0.87	15.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-09_08-EDS06	44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	78.77	0.00	0.00	21.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ox Fe
FPL-09_09-EDS01	45	49.98	0.00	0.00	9.78	32.77	0.00	6.28	0.00	1.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Mica blanca
FPL-09_09-EDS02	46	52.43	0.00	0.00	9.45	32.17	0.00	4.86	0.00	1.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Mica blanca
FPL-09_09-EDS03	47	35.73	0.00	26.40	0.56	5.18	0.00	1.99	0.00	0.00	30.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Titanita
FPL-09_09-EDS04	48	4.88	0.00	0.56	0.00	5.17	0.00	85.60	0.00	1.15	2.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ox Fe
FPL-09_09-EDS05	49	32.77	0.00	0.00	0.00	22.82	0.00	25.69	0.96	17.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-09_09-EDS06	50	52.34	0.00	0.00	8.67	33.76	0.99	3.61	0.00	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Mica blanca
FPL-09_10-EDS01	51	33.50	0.00	0.00	0.00	22.84	0.00	24.03	1.13	18.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-09_10-EDS02	52	52.53	0.00	0.00	8.41	32.17	0.00	5.46	0.00	1.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Mica blanca



Muestra	ID-Imager	SiO2	Na2O	CaO	K2O	Al2O3	BaO	FeO	MnO	MgO	TiO2	V2O5	Cl	P2O5	F	La2O3	Ce2O3	Sc2O3	CuO	total	Mineral
FPL-09_10-EDS03	53	52.74	0.00	0.00	9.27	33.73	0.00	3.42	0.00	0.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Mica blanca
FPL-09_10-EDS04	54	52.51	0.00	0.00	9.91	33.80	0.00	3.16	0.00	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Mica blanca
FPL-11b_01-EDS-01	3	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Carburo de silicio
FPL-11b_01-EDS-02	4	53.56	4.54	12.29	0.00	28.28	0.00	0.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Labradorita
FPL-11b_01-EDS-03	5	54.44	3.26	4.46	0.30	19.05	0.00	11.79	0.00	5.10	1.12	0.00	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Masa vetilla
FPL-11b_02-EDS-01	6	54.77	0.00	15.56	0.00	29.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceo
FPL-11b_02-EDS-02	7	32.72	0.00	28.25	0.00	1.47	0.00	0.52	0.00	0.00	37.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Titanita
FPL-11b_02-EDS-03	8	41.31	0.00	23.58	0.00	25.93	0.00	9.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Epidota
FPL-11b_03-EDS-01	9	38.25	0.00	17.55	0.00	23.17	0.00	9.46	1.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.99	4.18	0.58	0.00	100.00	Epidota
FPL-11b_03-EDS-02	10	41.42	0.00	24.02	0.00	26.34	0.00	8.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Epidota
FPL-11b_03-EDS-03	11	38.80	0.00	17.21	0.00	23.91	0.00	8.89	2.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.47	4.07	0.59	0.00	100.00	Epidota
FPL-11b_03-EDS-04	12	32.78	0.00	28.38	0.00	2.89	0.00	0.79	0.00	0.00	34.32	0.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Titanita
FPL-11b_03-EDS-05	13	37.12	0.00	1.00	0.00	24.01	0.00	19.58	1.09	17.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-11b_03-EDS-06	14	42.97	0.00	3.17	0.00	21.47	0.00	16.64	1.06	14.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-11b_03-EDS-07	15	70.48	0.00	9.92	0.00	19.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
FPL-11b_03-EDS-08	16	39.96	0.00	20.41	0.00	24.85	0.00	8.36	0.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.31	2.47	1.05	0.00	100.00	Epidota
FPL-11b_04-EDS-01	17	70.01	0.00	10.42	0.00	19.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
FPL-11b_04-EDS-02	18	33.86	0.00	28.36	0.00	3.04	0.00	0.73	0.00	0.00	34.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Titanita
FPL-11b_04-EDS-03	19	35.35	0.00	0.55	0.00	20.09	0.00	20.53	1.12	22.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-11b_05-EDS-01	20	36.50	0.00	0.41	0.00	21.78	0.00	20.34	1.25	20.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-11b_05-EDS-02	21	36.02	0.00	0.45	0.00	20.44	0.00	20.56	1.23	21.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-11b_05-EDS-03	22	36.65	0.00	0.46	0.00	21.25	0.00	19.07	1.02	21.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
FPL-11b_05-EDS-04	23	71.30	0.00	9.24	0.00	19.10	0.00	0.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceo
FPL-11b_06-EDS-01	24	56.09	0.00	14.98	0.00	28.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceo vetilla
FPL-11b_06-EDS-02	25	55.79	5.69	9.92	0.00	27.47	0.00	1.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Andesina-Labrad
FPL-11b_06-EDS-03	26	33.01	0.00	28.34	0.00	2.67	0.00	0.65	0.00	0.00	35.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	titanita
FPL-11b_07-EDS-01	29	83.27	0.00	4.57	0.00	9.61	0.00	1.45	0.00	1.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceo
ZFP3-01-EDS01	1	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Cuarzo
ZFP3-01-EDS02	2	51.75	0.69	9.54	0.77	25.87	11.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-01-EDS03	3	0.00	0.00	98.93	0.00	0.00	0.00	0.00	1.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Calcita
ZFP3-01-EDS04	4	63.14	8.66	4.07	0.00	24.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-02-EDS01	5	0.00	0.00	98.61	0.00	0.00	0.00	0.00	1.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Calcita
ZFP3-02-EDS02	6	53.27	0.78	9.17	1.07	25.61	10.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-02-EDS03	7	54.15	0.98	8.94	1.36	25.39	9.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-04-EDS01	10	61.20	0.00	13.58	0.00	25.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-04-EDS02	11	33.87	0.00	0.50	0.00	22.82	0.00	22.84	1.14	18.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
ZFP3-05-EDS01	12	36.16	0.00	18.82	0.00	8.59	0.00	7.53	0.42	4.63	23.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	-
ZFP3-05-EDS02	13	33.66	0.00	0.00	0.00	22.81	0.00	24.01	1.01	18.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
ZFP3-06-EDS01	14	51.26	3.67	14.00	0.00	30.45	0.00	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-07-EDS01	15	49.32	2.59	15.06	0.00	32.39	0.00	0.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-07-EDS02	16	65.47	9.88	2.67	0.00	21.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	-
ZFP3-07-EDS03	17	71.05	0.00	9.68	0.00	19.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-07-EDS04	18	39.52	2.25	22.67	0.00	8.04	0.00	1.53	0.00	0.00	26.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Titanita
ZFP3-07-EDS05	19	36.94	0.00	25.10	0.00	5.87	0.00	2.35	0.00	0.99	28.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Titanita
ZFP3-08-EDS01	20	32.84	2.60	12.77	0.00	11.69	0.00	25.34	0.00	0.96	13.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	
ZFP3-08-EDS02	21	58.74	0.62	0.58	1.66	36.14	0.00	1.18	0.00	1.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Filosilicato
ZFP3-09-EDS01	22	1.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	98.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ox Fe
ZFP3-09-EDS02	24	32.51	0.00	0.00	0.00	23.18	0.00	24.83	1.18	18.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita

Muestra	ID-Imager	SiO2	Na2O	CaO	K2O	Al2O3	BaO	FeO	MnO	MgO	TiO2	V2O5	Cl	P2O5	F	La2O3	Ce2O3	Sc2O3	CuO	total	Mineral
ZFP3-09-EDS03	25	59.67	0.89	0.57	2.32	33.08	0.00	1.76	0.00	1.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Filosilicato
ZFP3-09-EDS04	26	66.92	1.21	8.66	0.00	20.40	0.00	2.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-09-EDS05	28	58.02	6.53	8.84	0.30	25.58	0.00	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-09-EDS06	29	34.24	0.00	26.96	0.00	3.01	0.00	2.00	0.00	0.00	33.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Titanita
ZFP3-10-EDS01	30	53.02	0.00	0.60	0.00	38.85	0.00	4.34	0.00	3.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Esmectita
ZFP3-10-EDS02	31	21.26	0.00	4.13	0.00	10.22	0.00	50.52	0.47	5.93	7.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Opaco
ZFP3-10-EDS03	32	54.64	4.40	11.99	0.00	27.94	0.00	1.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-10-EDS04	33	35.25	0.00	1.66	0.00	21.95	0.00	23.20	1.09	16.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita?
ZFP3-11-EDS01	34	5.05	0.00	0.40	0.00	1.44	0.00	81.03	0.00	0.00	12.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Hem-Ttn
ZFP3-11-EDS02	35	55.78	5.27	10.22	0.34	27.09	0.00	1.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-11-EDS03	38	53.53	4.56	12.27	0.00	28.83	0.00	0.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-12-EDS01	39	40.58	0.00	23.91	0.00	23.37	0.00	11.37	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Epidota
ZFP3-12-EDS02	40	57.57	6.00	9.40	0.00	26.26	0.00	0.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-12-EDS03	41	61.06	0.00	13.33	0.00	25.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	ce?
ZFP3-14-EDS01	42	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Cuarzo
ZFP3-14-EDS02	43	62.79	7.48	5.62	0.00	24.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceo
ZFP3-14-EDS03	44	40.19	0.00	23.45	0.00	24.64	0.00	10.95	0.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Epidota
ZFP3-14-EDS04	45	74.27	12.90	6.09	0.83	1.60	0.00	0.00	0.00	4.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	-
ZFP3-14-EDS05	46	73.01	14.74	5.11	0.89	1.63	0.00	0.00	0.00	4.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	-
ZFP3-14-EDS06	47	75.34	10.86	6.89	1.28	1.70	0.00	0.00	0.00	3.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	-
ZFP3-16-EDS01	48	53.90	0.00	0.00	0.00	37.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Muscovita
ZFP3-16-EDS02	49	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Cuarzo
ZFP3-16-EDS03	50	61.53	0.00	12.89	0.00	25.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita?
ZFP3-16-EDS04	51	64.87	0.00	1.39	0.00	31.50	0.00	0.00	0.00	2.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Filosilicato
ZFP3-16-EDS05	52	55.12	0.00	0.00	0.00	7.87	36.53	0.00	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	mica blanca
ZFP3-17-EDS01	53	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Cuarzo
ZFP3-17-EDS02	54	61.43	0.00	13.81	0.00	24.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita?
ZFP3-17-EDS03	55	53.63	0.00	0.00	0.00	8.64	37.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Moscovita
ZFP3-18-EDS01	56	40.92	0.00	24.01	0.00	22.86	0.00	12.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Epidota
ZFP3-18-EDS02	58	35.56	0.00	0.55	0.00	21.70	0.00	23.96	1.14	17.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Clorita
ZFP3-18-EDS03	59	50.88	3.40	14.29	0.00	30.67	0.00	0.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceo
ZFP3-19-EDS01	60	40.20	0.00	24.80	0.00	22.54	0.00	12.02	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Epidota
ZFP3-19-EDS02	61	0.00	0.00	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Calcita
ZFP3-19-EDS03	62	61.76	0.00	13.63	0.00	24.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-19-EDS04	63	69.66	0.94	9.99	0.00	19.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-19-EDS05	64	69.55	0.93	9.82	0.00	19.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-20-EDS01	65	44.62	0.00	0.74	0.00	29.28	0.00	0.00	1.38	23.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	clorita
ZFP3-20-EDS02	66	49.62	2.45	15.32	0.00	31.90	0.00	0.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-20-EDS03	67	55.32	5.06	10.74	0.00	27.93	0.00	0.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP3-20-EDS04	68	54.24	4.52	12.08	0.00	28.26	0.00	0.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Ceolita
ZFP4-01-EDS01	1	62.99	0.00	12.18	0.00	24.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita
ZFP4-02-EDS01	2	63.34	0.00	10.66	0.00	25.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita
ZFP4-04-EDS01	3	60.99	0.00	2.27	0.00	35.65	0.00	0.00	0.00	1.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Esmectita
ZFP4-04-EDS02	4	61.49	0.00	1.36	0.00	35.83	0.00	0.00	0.00	1.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Esmectita
ZFP4-07-EDS01	5	63.35	0.00	10.88	0.00	25.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita
ZFP4-14-EDS01	6	60.32	0.00	1.42	0.00	36.46	0.00	0.00	0.00	1.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Esmectita
ZFP4-14-EDS02	7	59.88	0.00	1.47	0.00	37.32	0.00	0.00	0.00	1.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Esmectita
ZFP4-18-EDS01	10	62.56	0.00	11.02	0.00	26.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	Laumontita



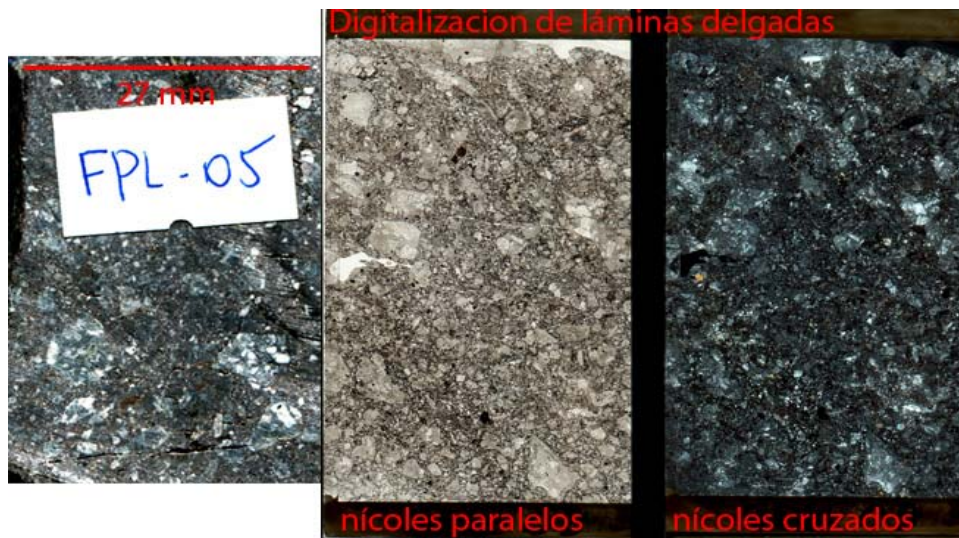
# Anexo D

## Análisis petrográfico

- Descripciones petrográficas de láminas delgadas de las muestras.
- Imágenes al microscopio óptico a nícoles paralelos y cruzados.

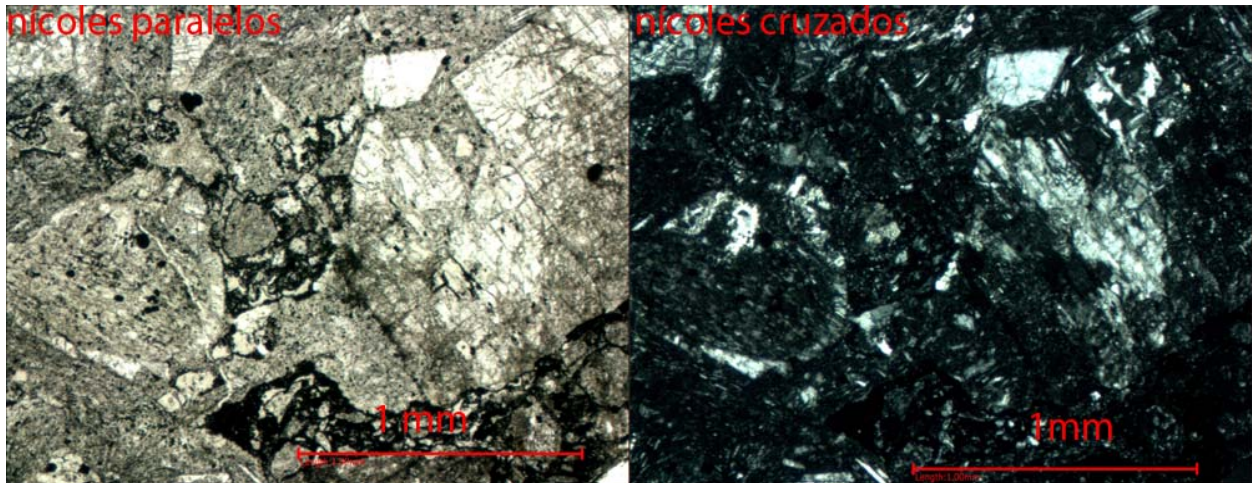
## Descripción muestra FPL-05

Código de muestra	FPL-05
Localización (UTM/WGS1984)	357620 / 6362455
Descripción macroscópica y observaciones	Roca volcanoclástica, con clastos angulosos y cristales al parecer de plagioclasa fragmentados. La matriz tiene una coloración rojiza, mientras que se observan manchas verdosas, posiblemente clorita.
Descripción a microscopio óptico	<p>Roca volcanoclástica.</p> <p>Se reconocen líticos de distinto tipo, todos volcánicos. Los líticos componen 70% de la lámina delgada, y tienen tamaños desde 1 a 4mm en su mayoría, con un promedio de tamaño en 2mm.</p> <p>Los líticos son lavas y rocas piroclásticas, las lavas poseen fenocristales de plagioclasa en masa fundamental, cuyos cristales son de diferentes tamaños según el lítico.</p> <p>La matriz está compuesta de plagioclasas y líticos de menor tamaño. Las plagioclasas en matriz no superan los 0.3mm.</p> <p>Esta roca tiene clastos angulosos a subangulosos, matriz soportado, con plagioclasas en matriz, por lo anterior se considera una roca inmadura (textura y composicionalmente).</p> <p>Alteración</p> <p>Los minerales de alteración presentes son casi exclusivamente ceolitas, alojadas en plagioclasas (tanto como de líticos como en la matriz). Se distinguen además una leve presencia de arcillas, en plagioclasas, muy leve.</p>

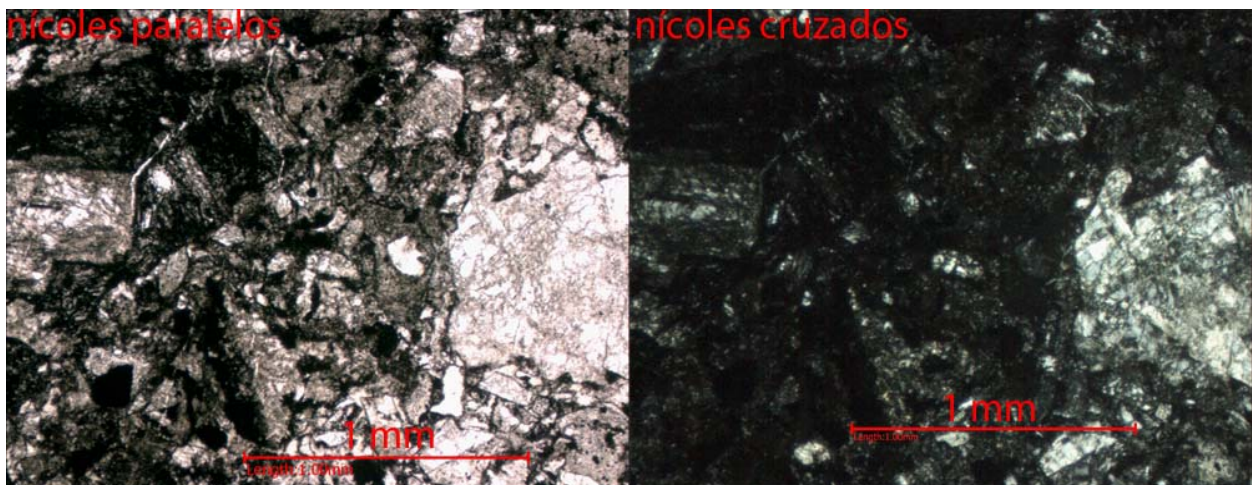


Se observan clastos angulosos y fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz fina rojiza.

## Descripción muestra FPL-05



A la derecha se reconoce una plagioclasa (su forma tabular) totalmente reemplazada por ceolitas, las cuales se aprecian a nicos cruzados. A la izquierda se reconoce un clasto sucio, reemplazado también por ceolitas, pero con extinción permanente a nicos cruzados. Estos minerales semi-isótropos, de menor tamaño, se repiten en varias partes de la lámina delgada.



Nuevamente las ceolitas que reemplazan a la mineralogía primaria, tienden a ser semi-isótropas, al estar extinguidas a nicos cruzados.



## Descripción muestra FPL-05

---

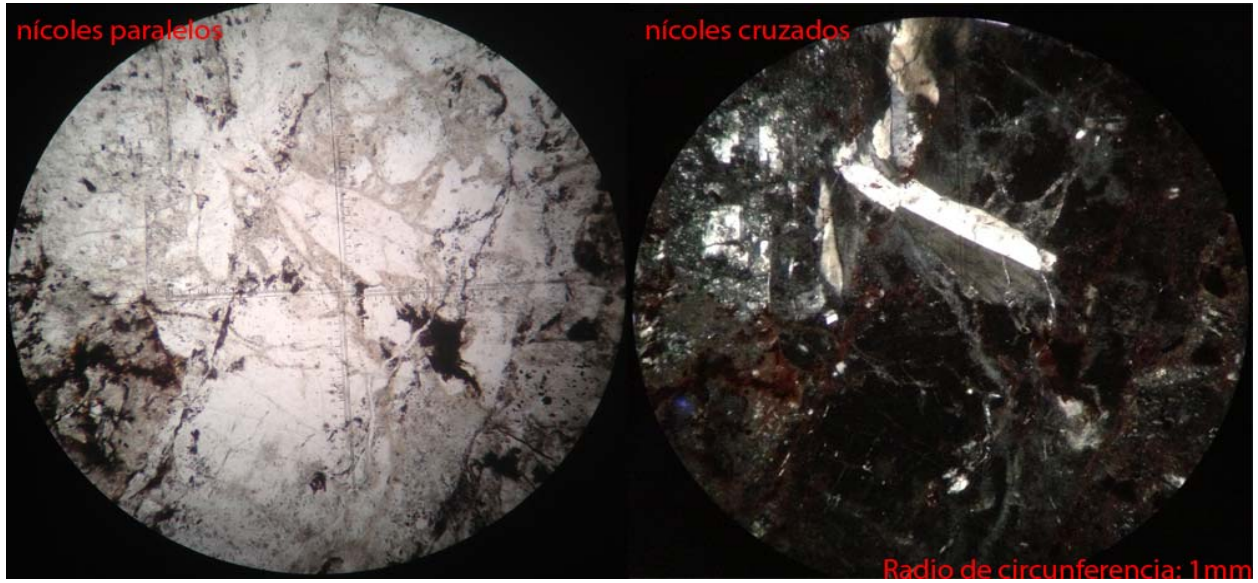


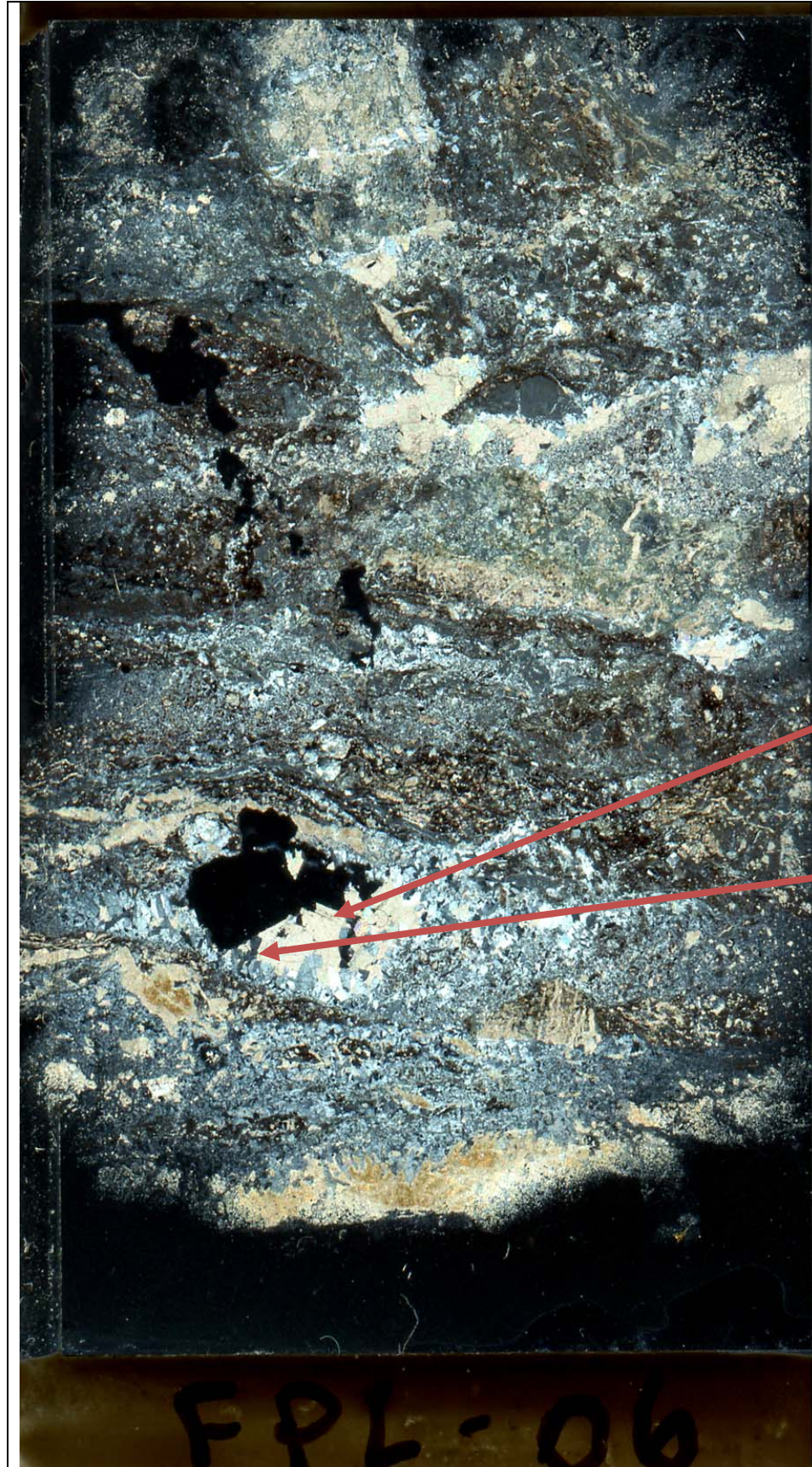
Foto que muestran un cristal isótropo prismático, con cristales de ceolitas semi-isótropa dentro del cristal prismático.

## Descripción muestra FPL-06

Código de muestra	FPL-06
Localización (UTM/WGS1984)	357619/ 6362404
Descripción macroscópica y observaciones	Roca de color claro, muy alterada (con minerales blanquecinos), no se puede reconocer el protolito y hay un intenso vetilleo en una dirección.
Descripción a microscopio óptico	<p>No se reconocen minerales ni texturas primarias.</p> <p><b>Alteración</b>            La alteración es pervasiva. La presencia de arcillas es alta. Los minerales presentes son Ceolitas, calcita y mica blanca y arcillas.            Una de las ceolitas se identificó como laumontita gracias a su hábito y clivaje bien desarrollado, y confirmado por difracción de rayos X. Esta se encuentra en gran cantidad en la roca y localizada en vetillas en su mayoría. Los tamaños de cristales de laumontita son variados, pero se aglomeran en tamaños similares. Algunos alcanzan tamaños de hasta 1mm.            La calcita se encuentra en toda la roca encontrando espacios, parece ser que la calcita fue un evento posterior a la laumontita, puesto que rellena los espacios dejados por la laumontita.            La mica blanca se encuentra escasamente en unos cuantos puntos, a diferencia de la laumontita y calcita que son fases predominantes.            La laumontita ocupa mayor volumen que los demás minerales en la roca. Sin embargo la calcita rellena espacios, no siempre reconocibles al microscopio óptico.            Existen en la laumontita embahamientos que permiten concluir que no existe un equilibrio entre la laumontita y/o calcita y mica blanca. Y que según la precipitación de los minerales en la vetilla, la laumontita correspondería a un evento anterior a la precipitación de calcita.            La relación entre la calcita y mica blanca se desconoce.</p>



## Descripción muestra FPL-06



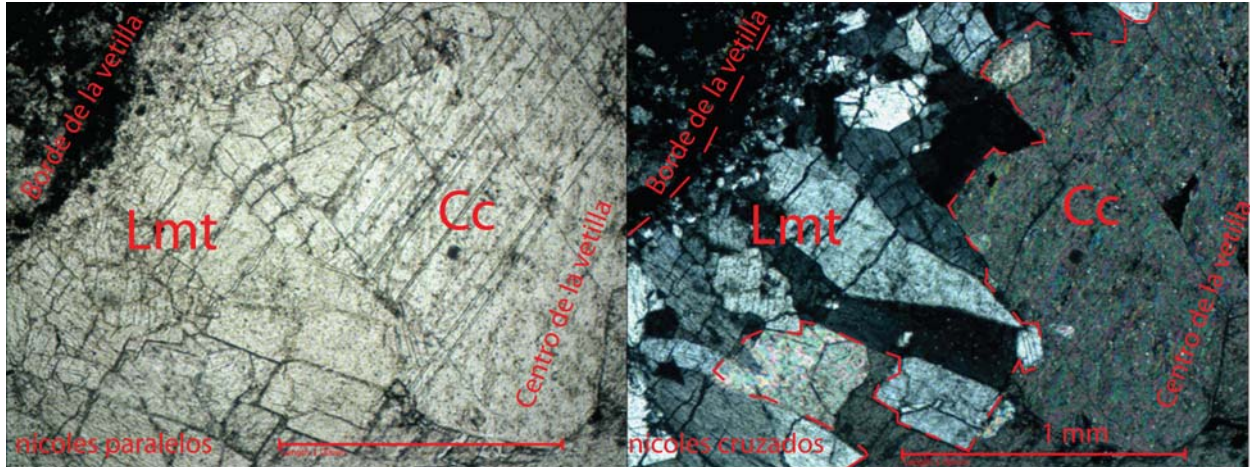
Digitalización de la lámina delgada (FPL-06) a nicóles cruzados para evidenciar la vetilla y sus relaciones texturales. (ancho de lámina 27mm)

Calcita al centro de la vetilla principal (posterior a la laumontita).

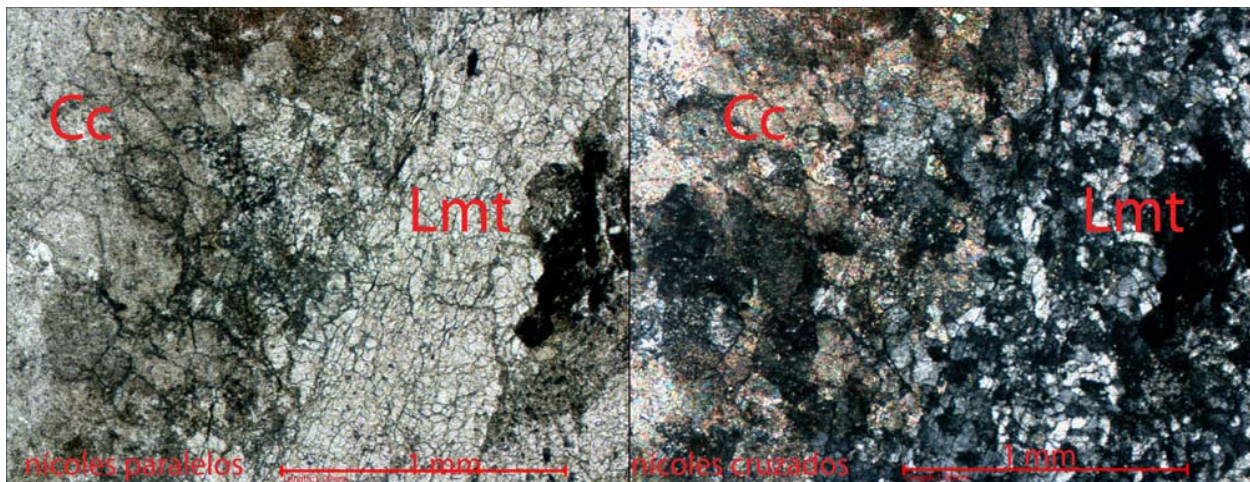
Laumontita en borde de vetilla.



## Descripción muestra FPL-06



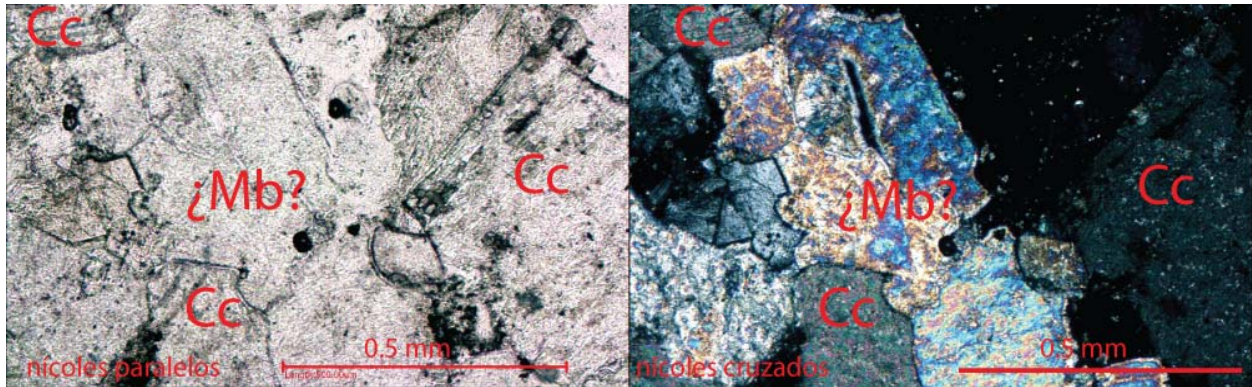
Lmt: Laumontita, Cc: Calcita; a a nícoles cruzados se observa la calcita con cristales de 1mm aproximado, La laumontita aparece en cristales micrométricos al borde de la vetilla, creciendo en tamaño hacia el centro de esta, llegando a cristales de 1mm, en su eje largo. La calcita se encuentra sellando la vetilla.



Cc: Calcita, Lmt: Laumontita; En esta foto se puede apreciar al lado izquierdo que la calcita está penetrando la roca, estando presente de forma no tan desarrollada como en el caso de la vetilla. Al lado derecho se ve una vetilla de laumontita, con cristales de tamaño no superior a 0.1mm.



## Descripción muestra FPL-06



Mb: Mica blanca, Cc: Calcita

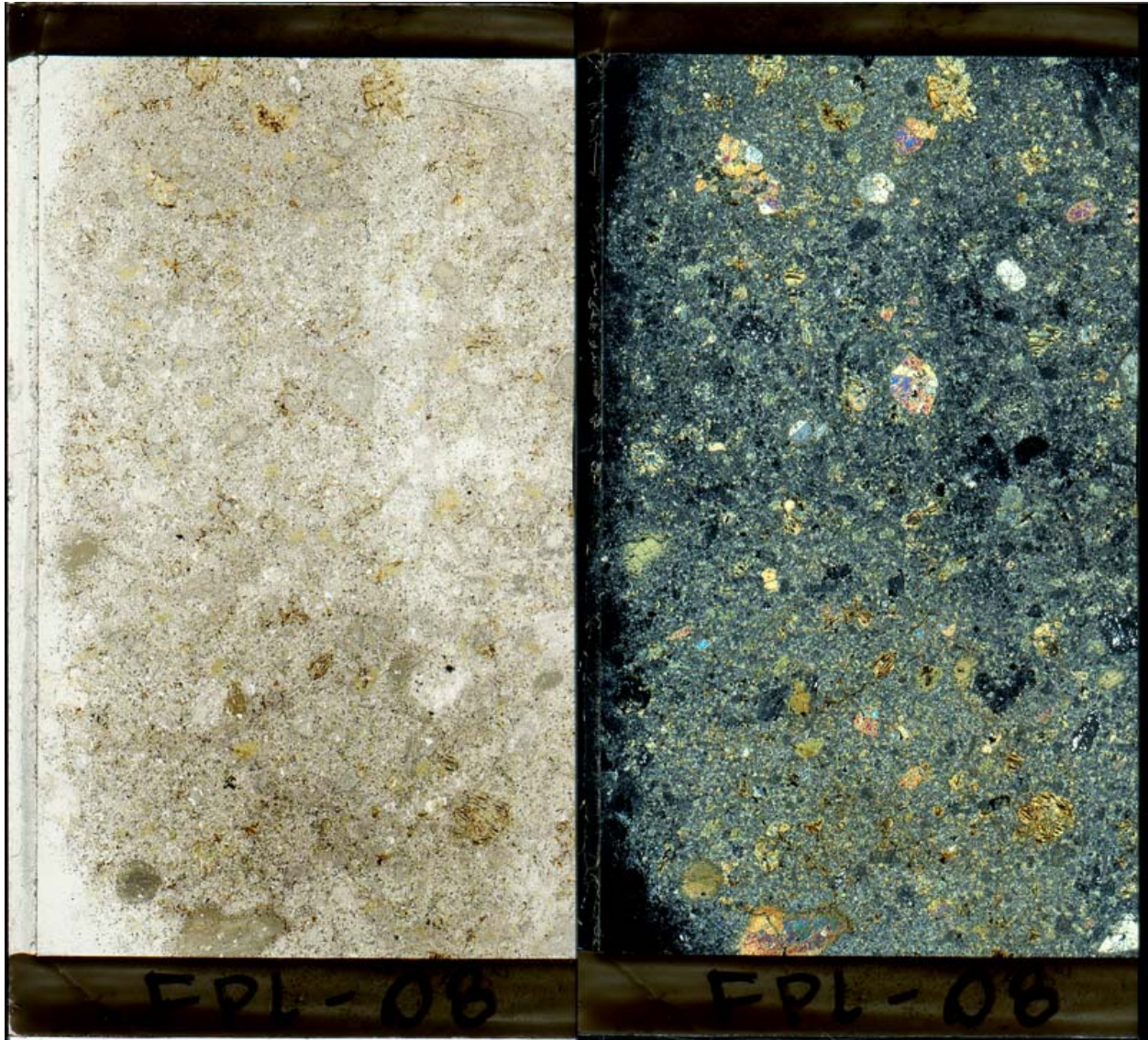
En esta foto se observa presencia de posible mica blanca, la cual está rodeada de calcita, además se observa un cristal de laumontita a la izquierda de la posible mica blanca, con un embahiamiento a su lado derecho. Esto sugiere que no se encontraría en equilibrio la mica blanca con la laumontita.

A nicoles paralelos nos encontramos una diferencia notable entre la calcita y mica blanca, es por esto que no se confirma la presencia por lo menos a nivel óptico de mica blanca, y se sugiere que podría ser un cristal de calcita con delgado grosor, provocando colores de interferencia de 2-3 orden.

## Descripción muestra FPL-08

Código de muestra	FPL-08
Localización (UTM/WGS1984)	356370/6359761
Descripción macroscópica y observaciones	Roca con textura porfírica, con pórfidos de plagioclasas, aparentemente argilizadas, y pórfidos de minerales máficos.
Descripción a microscopio óptico	<p>Textura porfírica en una matriz cristalina, los fenocristales corresponden a plagioclasas alteradas, hornblendas con bordes de reacción y piroxenos (posiblemente clinopiroxenos), bien preservados.  También se reconoce textura glomeroporfírica en los piroxenos.  La roca en sí presenta una argilización, con C/S.  Los piroxenos son mayoría en la roca, en relación a los otros máficos.  Los fenocristales tienen tamaños aproximados de 1 mm.  En la matriz se encuentran microlitos de plagioclasas. Por lo que podría tratarse de un intrusivo de poca profundidad.  Hay una presencia no menor de opácos en la roca, especialmente involucrados en el desequilibrio de las hornblendas.</p> <p>Alteración  Los minerales de alteración presente son C/S principalmente, con mayor presencia en máficos. Se observan algunos máficos frescos dentro con bordes difusos con gran presencia de C/S en estos bordes. En la matriz se observa mucho C/S. La C/S se ve con colores más amarillentos en algunos puntos, probablemente debido a su componente más esmectítica, y en algunos lugares café</p>

## Descripción muestra FPL-08

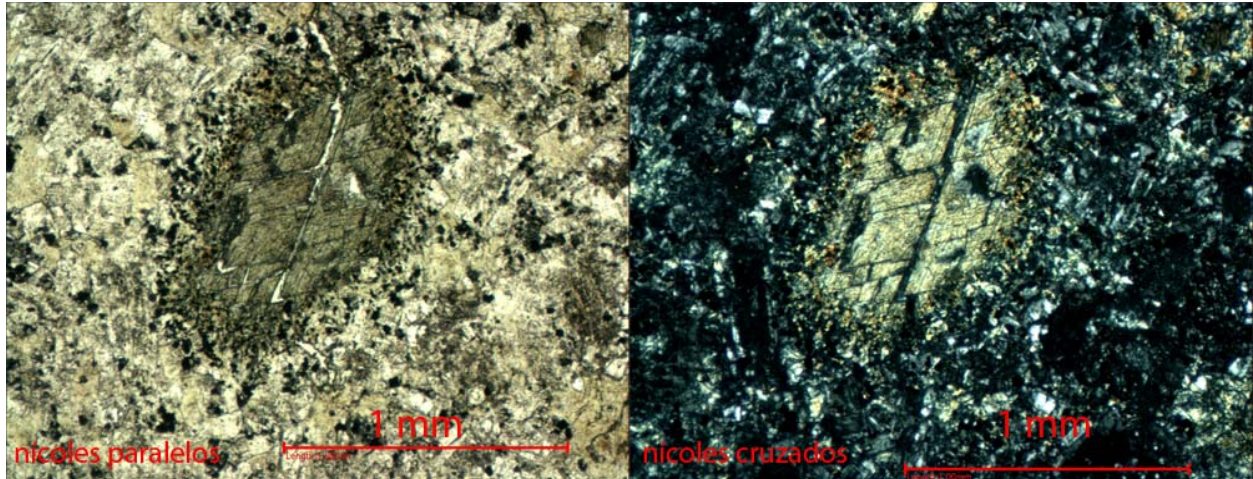


Imágenes digitalizadas de la lámina delgada de la muestra FPL-08, al lado derecho, a nicols cruzados, se reconocen los máficos principalmente con colores de interferencia de 2° a 3° orden, con tamaños milimétricos, observables al ojo desnudo. Adquieren un color café, probablemente por tener cierto grado de argilización (esmectitas).

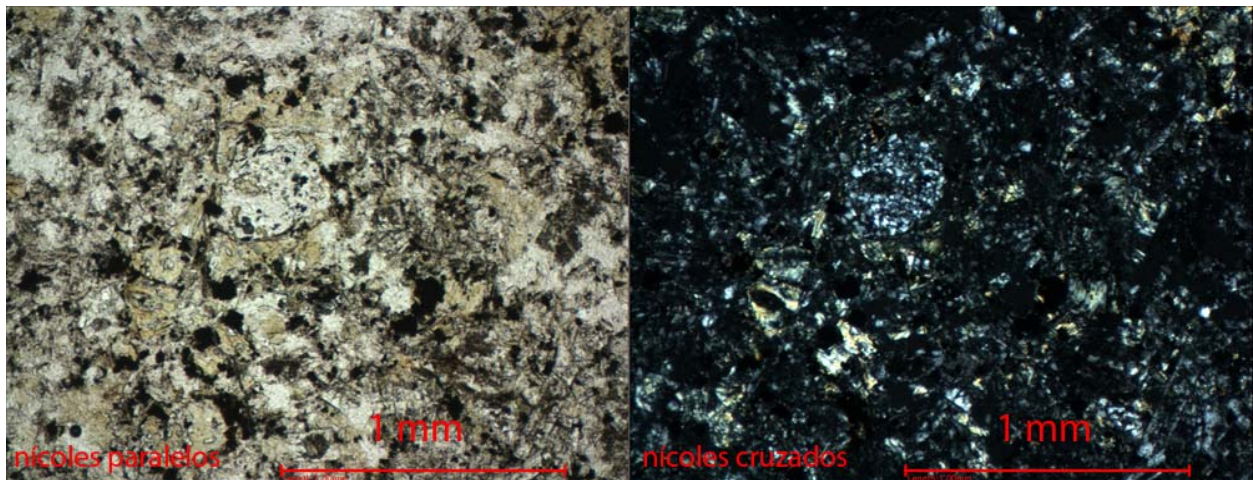
Los fenocristales de plagioclasa se observan extintos, probablemente, debido a la alteración que sufren.



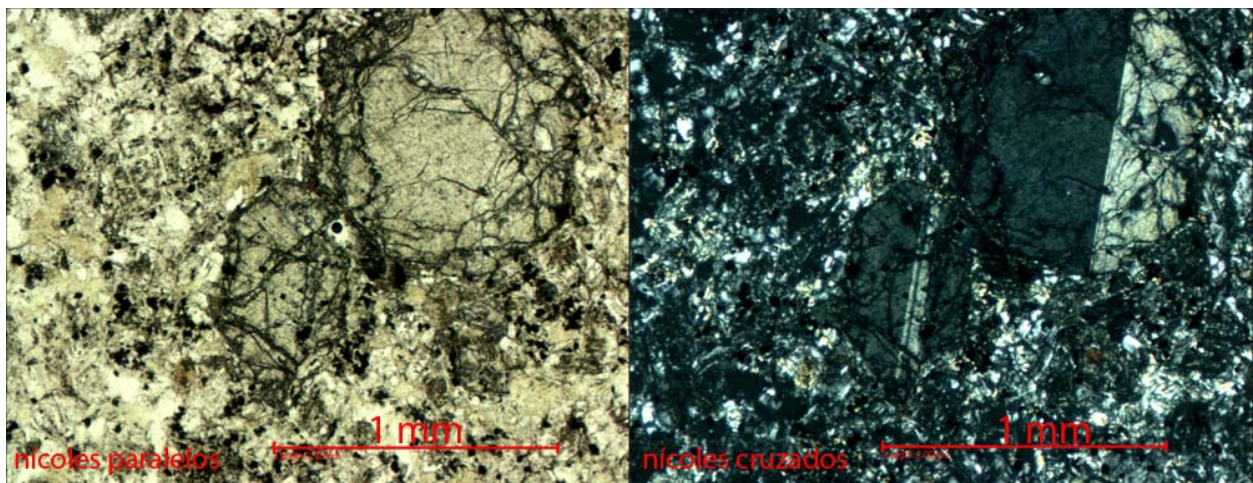
## Descripción muestra FPL-08



Fenocristales de hornblenda, con bordes difusos de reacción, en sus bordes se reconocen opácos y posibles esmectitas.



Imágen de matriz, a nicoles paralelos se observan en color amarillento-café, posibles esmectitas. También se observa al centro un cúmulo de cuarzo microcristalino.

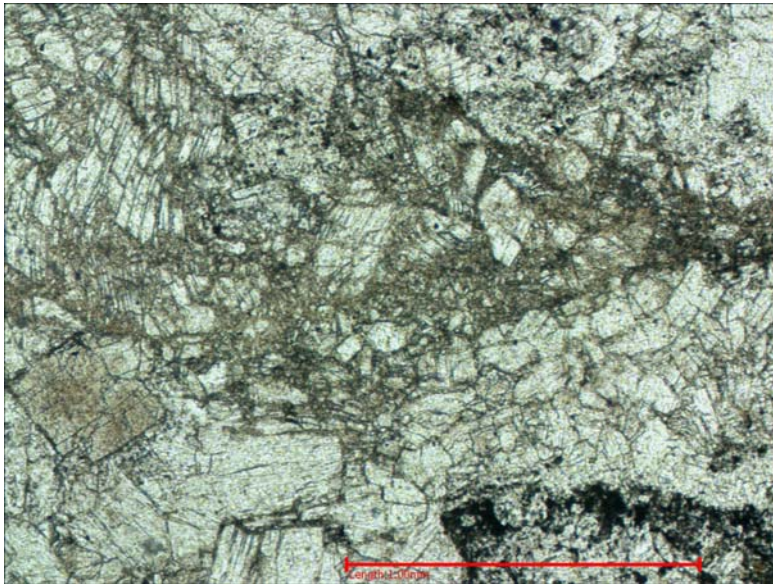


Fenocristales de piroxenos maclados y bien preservados.



## Descripción muestra FPL-09

Código de muestra	FPL-05
Localización (UTM/WGS1984)	356323/ 6359759
Descripción macroscópica y observaciones	Vetilla con cataclasis
Descripción a microscopio óptico	<p>Alteración intensa, obliterando al protolito, posiblemente una brecha de falla.</p> <p>La laumontita se extiende por todo el corte con deformación frágil notoria, y se presenta junto a otra ceolita, los tamaños de la laumontita no superan los 0.5mm.</p> <p>Además se observan micas blancas, y calcita. Esta última se desarrolla en vetillas que atraviesan la laumontita deformada, permitiendo distinguir dos eventos mineralizantes.</p> <p>La laumontita es el mineral más predominante en esta roca, probablemente supera el 60 a 70% en presencia con respecto a los demás minerales.</p>

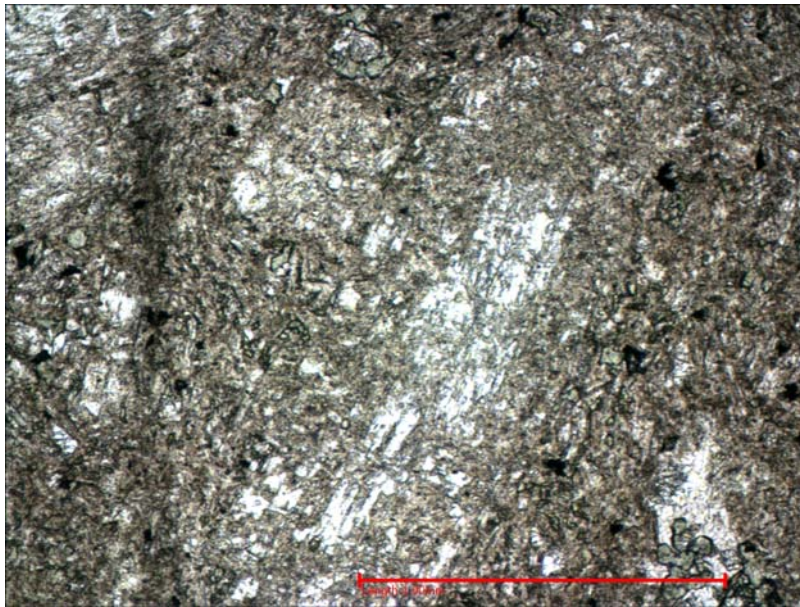


Laumontita deformada frágilmente.

## Descripción muestra FPL-10

---

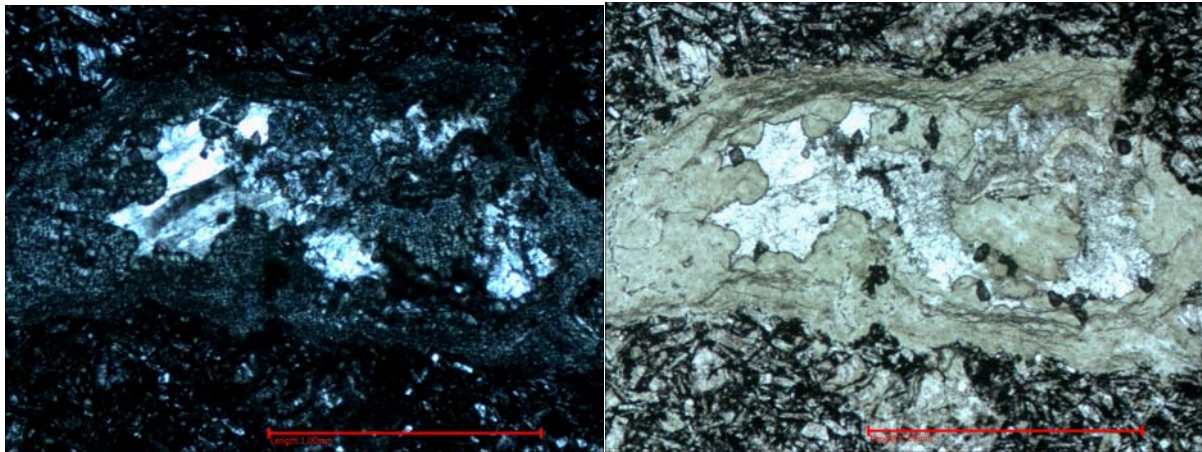
Código de muestra	FPL-10
Localización (UTM/WGS1984)	356310 / 6359749
Descripción macroscópica y observaciones	<p>Lava verde amarilla porfírica.</p> <p>Presenta fenocristales de plagioclasa. . La roca está con una intensa argilización, pero que permite reconocer las texturas primarias.</p> <p>Los fenocristales miden en promedio 1mm, con algunos llegando a 2mm.</p> <p>La masa está compuesta de microlitos de plagioclasas con texturas de flujos en torno a fenocristales.</p>
Descripción a microscopio óptico	<p>Alteración</p> <p>Como mineral de alteración se encuentran cloritas verdosas, , y una gran cantidad de arcillas presentes en toda la roca, en especial plagioclsas, y ceolitas principalmente en plagioclasas. Las arcillas se encuentran en toda la lámina, alterando matriz y fenocristales. Y calcedonia rellendo pequeños espacios.</p>



Se observan agregados cloríticos y arcillas alterando una plagioclasa.

## Descripción muestra FPL-11

Código de muestra	FPL-11
Localización (UTM/WGS1984)	356258/ 6359749
Descripción macroscópica y observaciones	Lava amigdaloidal con textura porfírica. Los fenocristales son de plagioclasa. Basalto amigdaloidal.
Descripción a microscopio óptico	Fenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental de microlitos de plagioclasa y vidrio. Los fenocristales tienen tamaños aproximados de de 2-3 mm. Los microlitos de la masa tienen tamaños aproximados de 50-100 um.  Alteración: En las amígdalas ocurren asociaciones mineralógicas consistentes de Ceolitas al medio, titanita en los bordes, y bordes de clorita amarillenta (C/S?). La titanita está presente con cristales menores a 20um. La clorita además se repite en plagioclasas.

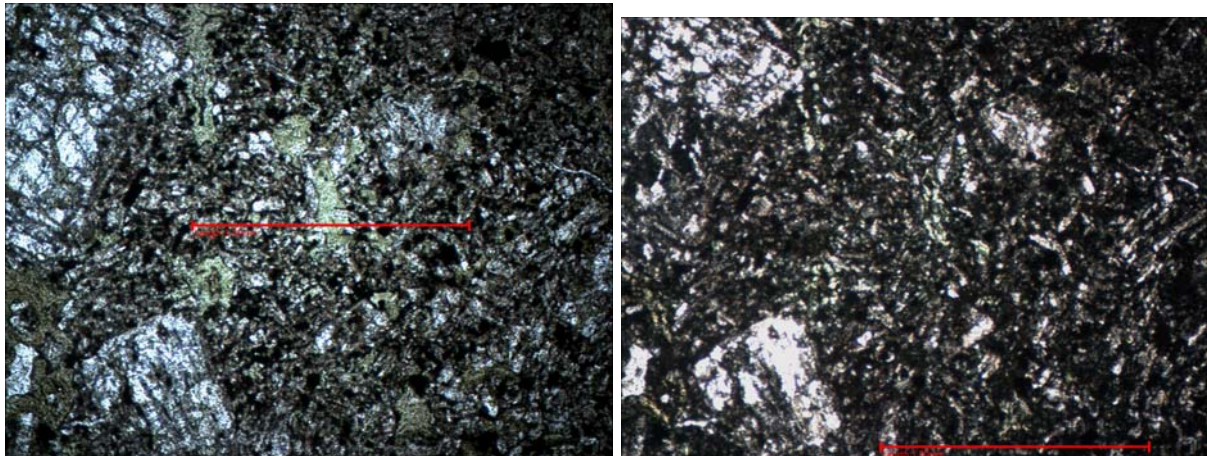


Se observa a nicoles cruzados a la izquierda y paralelo a laderecha, la alteración descrita en amígdalas.



## Descripción muestra FPL-13

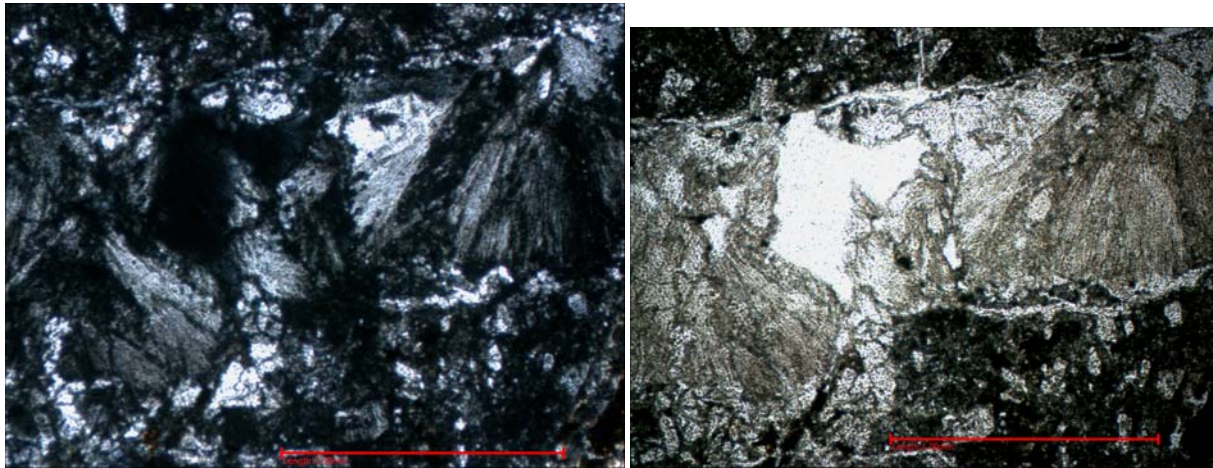
Código de muestra	FPL-13
Localización (UTM/WGS1984)	356253 / 6359747
Descripción macroscópica y observaciones	Lava porfírica, andesita indiferenciada, holocristalina.
Descripción a microscopio óptico	<p>Los fenocristales de plagioclasa están muy alterados, conservando solo la forma. Microlitos de plagioclasa. La plagioclasa compone 95% del corte en mineralogía.</p> <p>Alteración: Clorita pervasiva en todo el corte de color verde intenso a café, y plagioclasas alteradas a ceolitas y también a clorita. Ceolitas también en vetillas de ancho 0.3mm Existe una vetilla la cual posee un mineral de relieve moderado, incoloro, de C.I. de alto orden (2-3 Orden) Podría ser prehnita, se encuentra en vetilla junto a ceolitas. fCO2?.</p>



Clorita verdosa en masa fundamental.

## Descripción FPL-14

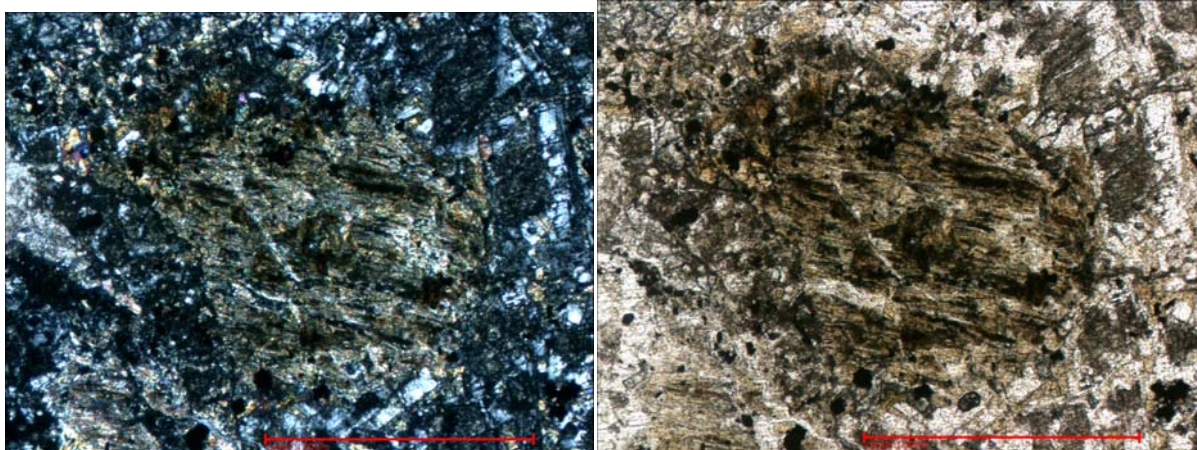
Código de muestra	FPL-14
Localización (UTM/WGS1984)	356207 / 6359741
Descripción macroscópica y observaciones	Arenisca, con cristales redondeados de piroxenos. Hay cristales de plagioclasas de menor tamaño que los piroxenos.
Descripción a microscopio óptico	Alteración  Los máficos se encuentra intensamente alterados. Con óxidos, y C/S. Las plagioclasas en la masa están también alterados a arcillas y ceolitas. Hay un gran porcentaje de arcillas en esta roca. Hay un vetilleo con contenidos de cuarzo y ceolitas (al menos 2 tipos se reconocen) mesolito?



Vetilla de ceolita fibrosa, atra vesando una roca con textura clástica.

## Descripción muestra FPL-16

Código de muestra	FPL-16
Localización (UTM/WGS1984)	356192 / 6359736
Descripción macroscópica y observaciones	Roca porfírica, con matriz holocristalina, fenocristales de plagioclasa y máficos.
Descripción a microscopio óptico	<p>Los máficos corresponden a piroxenos y algunos a anfíbola. Los tamaños de los fenocristales, incluyendo plagioclasas pueden llegar a los 2 mm aprox. Existen aglomerados de piroxenos, texturas glomeroporfírica.</p> <p>La alteración consiste principalmente en presencia de calcita en algunas cavidades y de C/S caracterizado por un color cafésoso, muy similar a muestra FPL-08</p> <p>Existe una presencia importante de apatitos.</p>



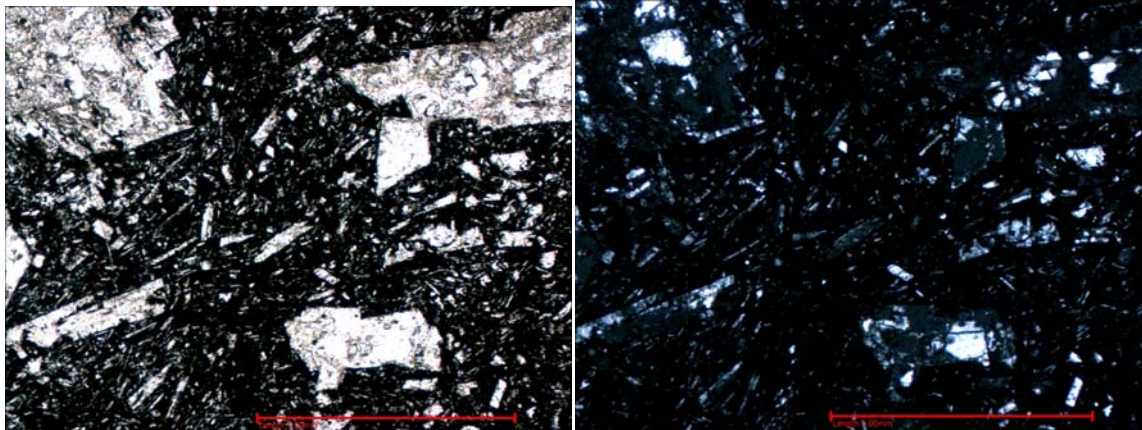
Máficos alterando a clorita/esmectita, en matriz microcristalina de plagioclasas y arcillas.



## Descripción muestra FPL-17

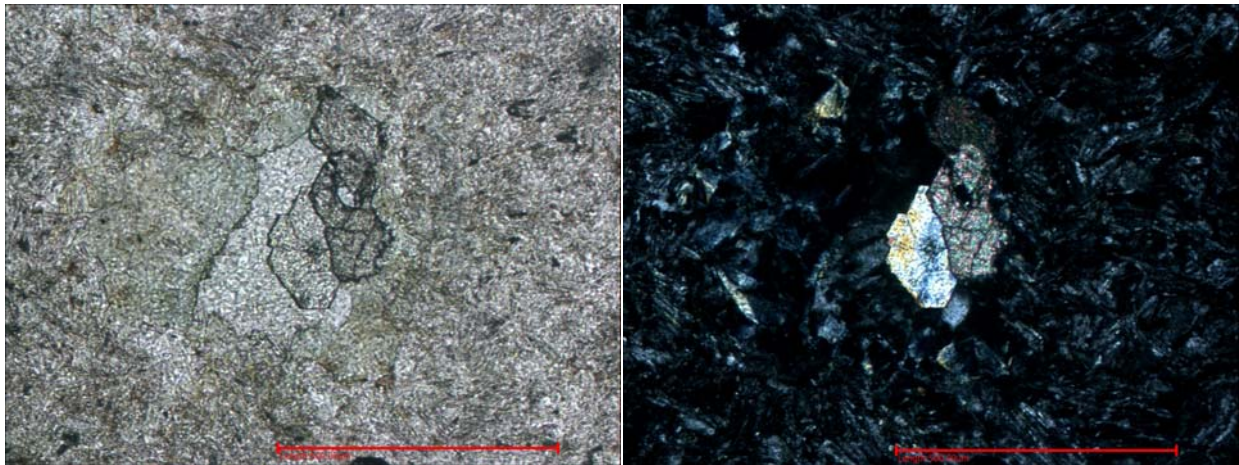
Código de muestra	FPL-17
Localización (UTM/WGS1984)	356145 / 6359724
Descripción macroscópica y observaciones	Lava andesítica color rojizo, producto de la presencia de hematita. Posee fenocristales de plagioclasas en una masa fundamental vítrea rojiza.
Descripción a microscopio óptico	Los fenocristales miden de 0.5-1mm y los microlitos de 0.15mm hacia abajo. Los microlitos de alinean por flujo en torno a los fenocristales mas grandes Hay un par de amígdalas con relleno desconocido Alteración Plagioclasas levemente ceolitizadas, pero conservan sus maclas características. Existe una presencia importante de ceolitas, pero no se puede determinar que tipo son.

Hay amígdalas rellenas de mx desconocidos. Arcillas? Y además hay presencia de oxidos, goethita?



## Descripción muestra ZFP-01

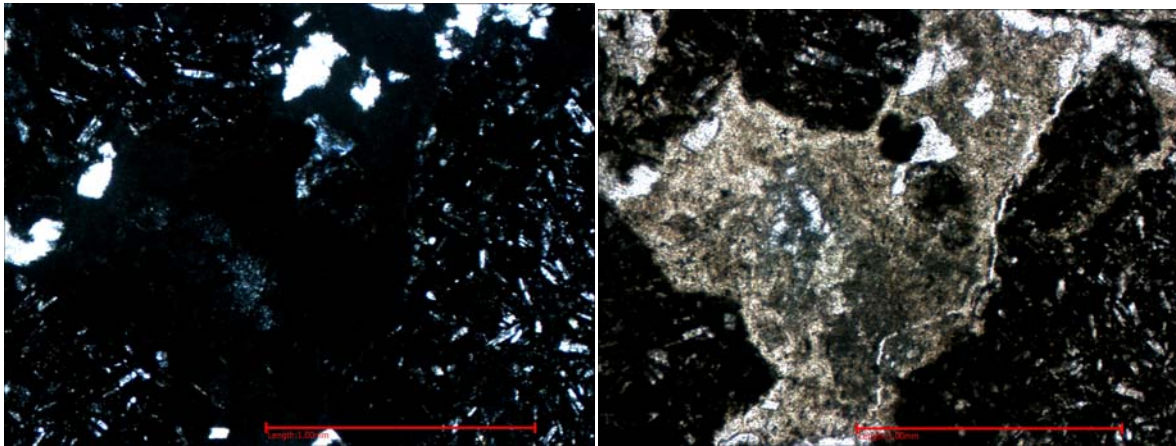
Código de muestra	ZFP-01
Localización (UTM/WGS1984)	356253/6359747
Descripción macroscópica y observaciones	Lava andesítica, con fenocristales de plagioclasa y máficos.
Descripción a microscopio óptico	<p>Fenocristales de plagioclasa de aprox 0.8mm            Baja cantidad de máficos (menor al 1%), con tamaños de hasta 1.5mm.            Alteración            Arcillas en alta presencia distribuidos en el corte            C/S reemplazando máficos y rellenando cavidades (amígdalas). La asociación C/S-Titanita es bastante común, con cristales de titanita llegando hasta los 0.2mm.            Los fenocristales de la roca se encuentran totalmente alterados:            Plagioclasa (Pseudomorfo): Ceolita principalmente, arcillas y C/S.            Máficos (Pseudomorfos): C/S arcillas y titanita.            Comentarios            En la roca se encuentran zonas de mayor alteración con bordes notorios. Esto podría deberse a:</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Que esta roca, sea una roca piroclástica, con líticos con mayor susceptibilidad a alterarse (más porosidad por ej.)</li> <li>2. Que hayan sido zonas de la roca donde se transportaron fluidos permitiendo que estas zonas se alteraran más que el resto de la roca.</li> </ol>



Agregado de clorita verdosa junto a cristales de titanita.

## Descripción muestra ZFP-02

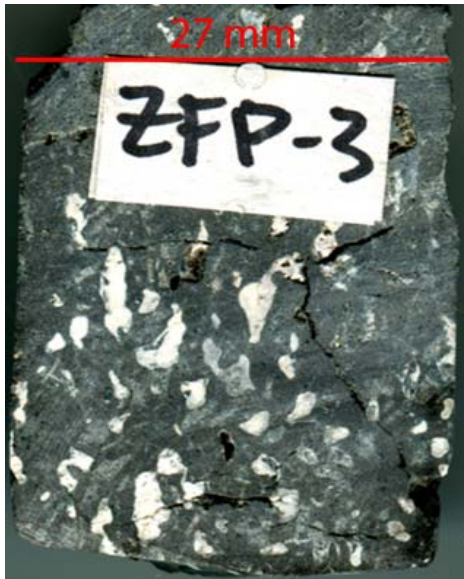
Código de muestra	ZFP-02
Localización (UTM/WGS1984)	356259 / 6359747
Descripción macroscópica y observaciones	Lava porfírica, con fenocristales plagioclasa en una masa fundamental rojiza.
Descripción a microscopio óptico	Las plagioclasas tienen tamaños de entre 1.5 a 2mm, y se encuentran algunas amígdalas. La clorita está presente en amígdalas y rellenos, donde se presenta con un color verde intenso y colores azules de interferencia anómalos. Además se observan algunas ceolitas isotropas, o semiisotropas, probable wairakita. Las ceolitas también están presentes en plagioclasas.



Ceolitas seudo isotropas. En asociación con clorita.

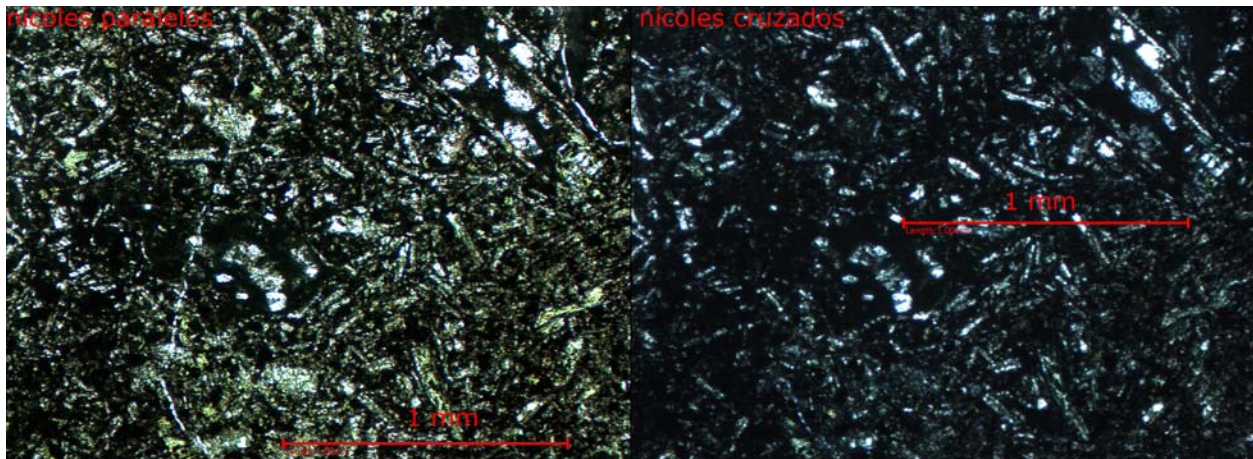
## Descripción muestra ZFP-03

Código de muestra	ZFP-03
Localización (UTM/WGS1984)	356259 / 6359747
Descripción macroscópica y observaciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>Roca gris oscura con amígdalas rellenas de minerales blancos finos, las amígdalas tienen tamaños aproximados de 4 mm en su eje más largo. El porcentaje de amígdalas va variando de un 5% a 25%, aproximados.</li> </ul>
Descripción a microscopio óptico	<p>Lava amigdaloidal con fenocristales de plagioclasa de aprox 0.8-1mm y microlitos de plagioclasa inferiores a 0.3mm. 14% del área del corte está ocupado por amígdalas.</p> <p>Texturas primarias:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Traquítica: Microlitos de plagioclasa alineados en torno a las amígdalas</li> <li>Porfírica</li> <li>Amigdaloidal: En la lámina delgada hay un 14% de amígdalas.</li> </ul> <p>Alteración</p> <p>Se encuentra clorita en toda la roca, excepto en las amígdalas, las cuales están rellenas de mineral incoloro "sucio", semi-isótropo. También hay amígdalas rellenas de calcita, y en una de las amígdalas se observa un mineral micáceo con hábito acicular radial, dentro del mineral semi-isótropo.</p> <p>La clorita se caracteriza por ser verde intenso a nicoles paralelos, mientras que a cruzados se distingue por tener un azul oscuro como color de interferencia.</p>

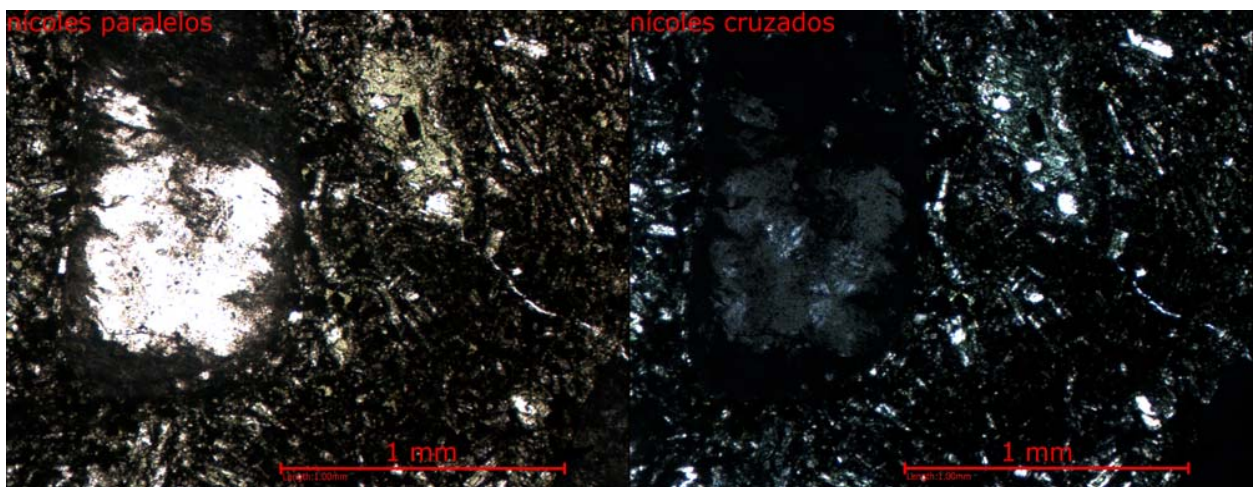




## Descripción muestra ZFP-03



Fotografía 1. Se tiene una coloración verde en el corte debido a la alta presencia de clorita en toda la roca.

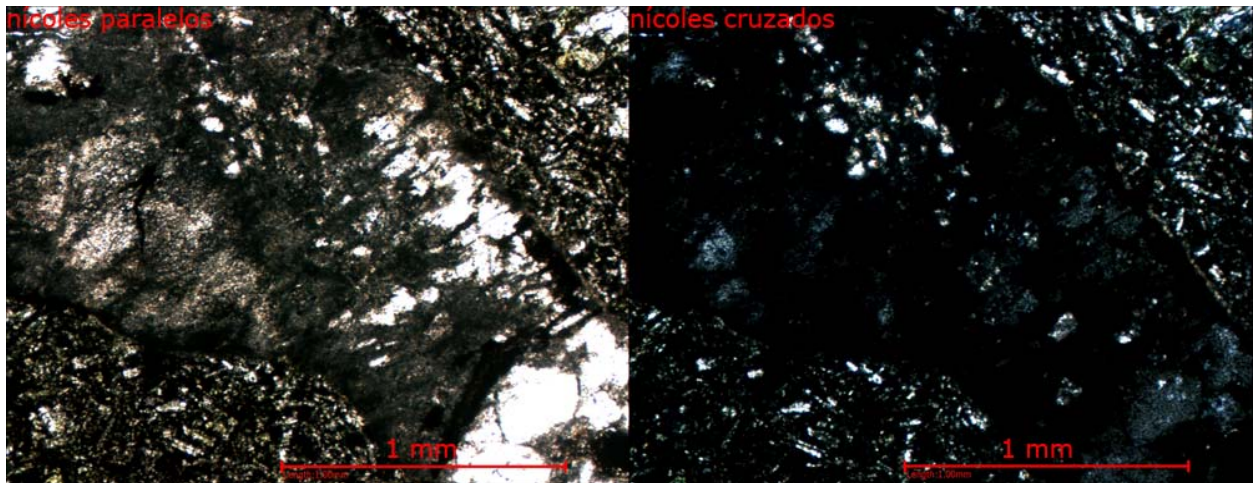


Fotografía 2. Amígdala rellena con mineral incoloro sucio a nicols paralelos, y pseudo-isótropo.

## Descripción muestra ZFP-03



Fotografía 3. Amígdala rellena con el mismo mineral anterior, pero con un mineral no identificado al centro de alta birrefringencia, con hábito acicular radial, podría tratarse de mica blanca, se repite en otras amígdalas, pero con cristales de menor tamaño.



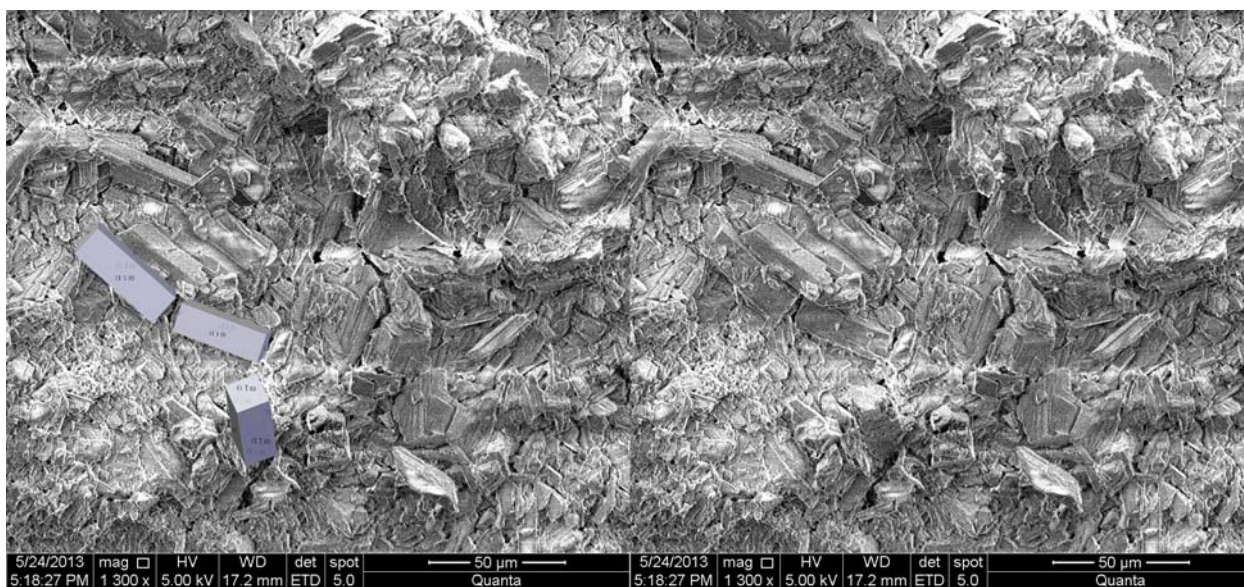
Fotografía 4. Mineral isótropo en otra amígdala. Se repite en casi todas las amígdalas de la lámina delgada. Además se observa la textura traquítica en torno a la amígdala



## Descripción muestra ZFP-04

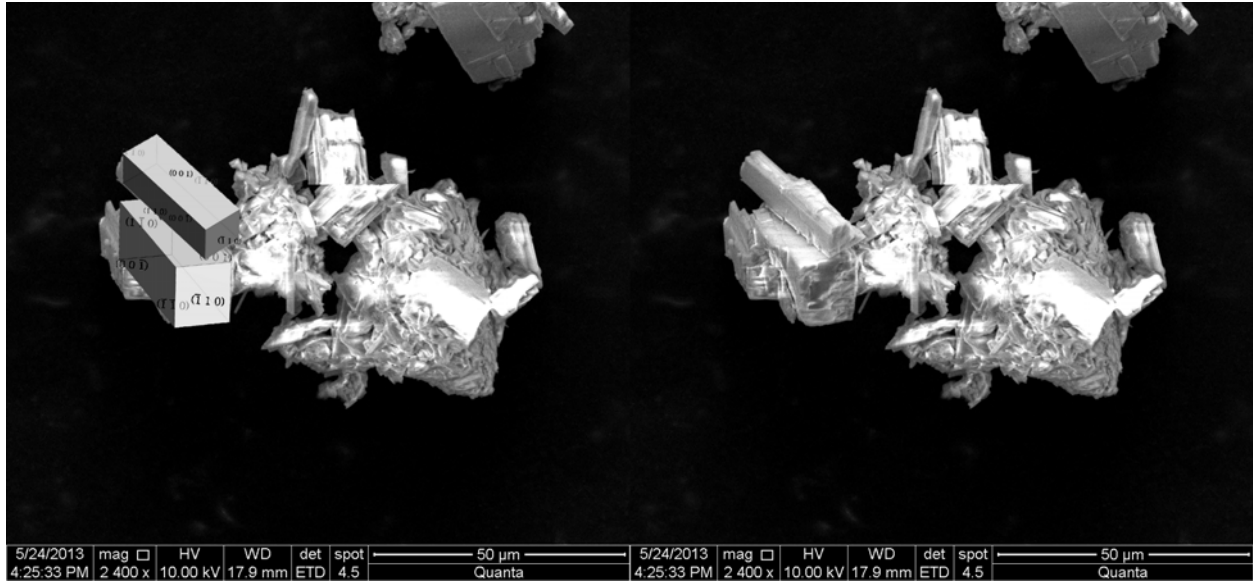
Código de muestra	ZFP-04
Localización (UTM/WGS1984)	356258 / 6359749
Descripción macroscópica y observaciones	Muestra de vetilla blanca de mineral fino (cristales no superiores a 0.5mm), obtenido de vetilla de aproximadamente 10 cms de grosor, con orientación 10°/64°
Descripción a microscopio óptico	No aplica

Se observó la muestra al SEM para identificar las morfologías de los cristales. El resultado fue un alto intercrecimiento de cristales, así como también maclas entre ellos. A pesar de esto se pudo reconocer un hábito presente en los cristales, con caras [1 1 0], [1 -1 0] y [0 0 1]. No se descarta la presencia de otros hábitos, pero de similares características, de prismas achatados. Se descarta la presencia de cristales prismáticos alargados como es común en la laumontita de baja temperatura.



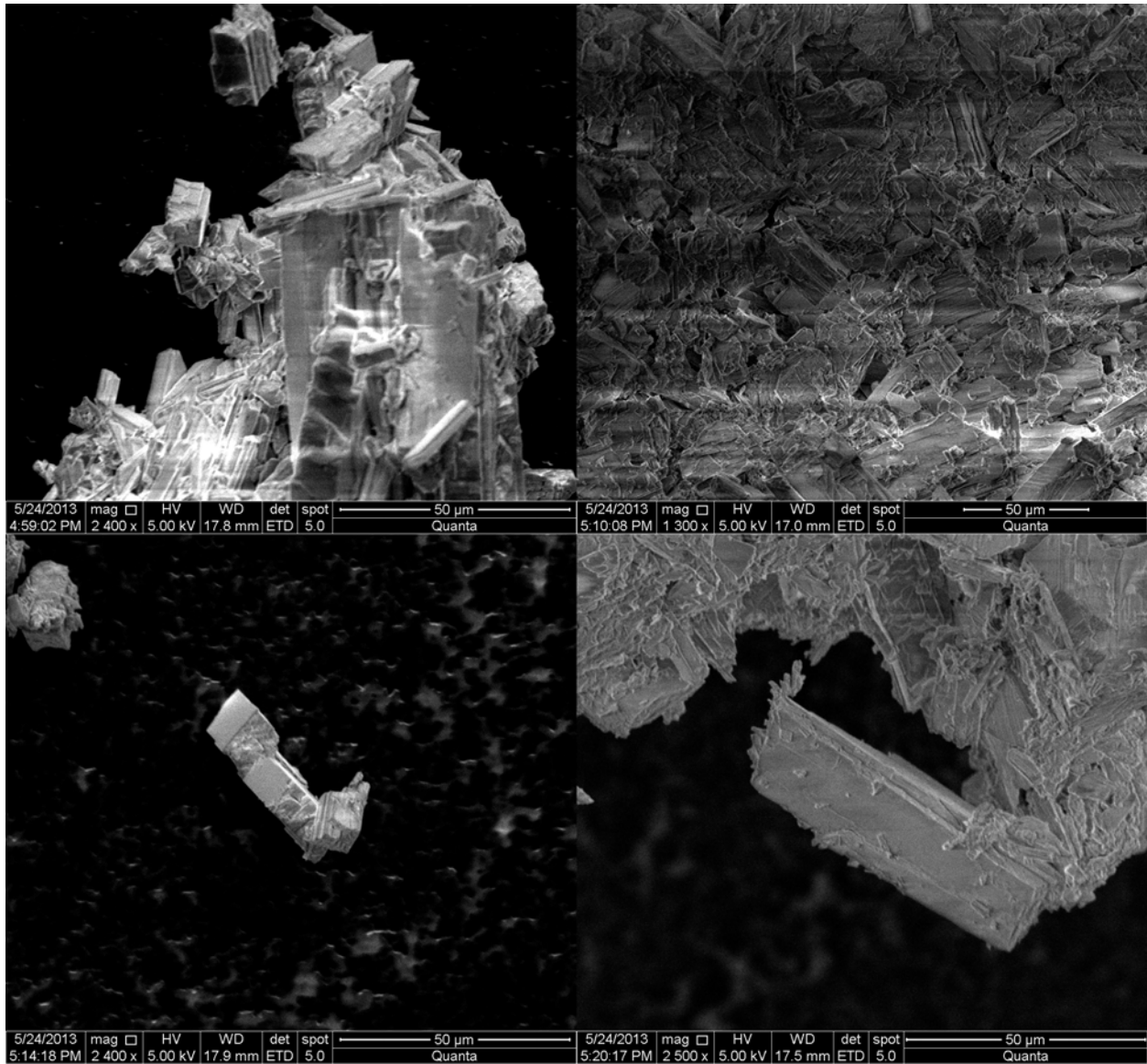
Fotografía 1. Al lado derecho se observa la foto original, y al lado izquierdo se sobreponen 3 cristales ideales de Laumontita con caras [1 1 0], [1 -1 0] y [0 0 1], para hacer notar los cristales en la foto original.

## Descripción muestra ZFP-04



Fotografía 2. Al lado derecho se observa la foto original, y al lado izquierdo se sobreponen 2 cristales ideales de Laumontita con caras  $[1\ 1\ 0]$ ,  $[1\ -1\ 0]$  y  $[0\ 0\ 1]$ , para hacer notar los cristales en la foto original.

## Descripción muestra ZFP-04



Fotografía 3. Más fotos con algunas de las caras desarrolladas en las fotografías 1 y 2.