



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN
NICOLÁS DE HIDALGO
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS
DE LA TIERRA



La participación del carbono en la formación
cristaloquímica de condros porfídicos.

T E S I S

Que para obtener el grado de:

MAESTRA EN CIENCIAS

ESPECIALIDAD EN

(GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO)

PRESENTA:

Biól. ARIADNA QUINTANA LEAL

Asesores de Tesis:

(Director interno) Dr. Mikhail Ostrooumov, INICIT-UMSNH.

(Directora externa) Dra. Antígona Segura Peralta, ICN-UNAM.

Morelia, Michoacán, México.

Febrero, 2017.

*a mi abuelo Victor Quintana
y mi amigo Enrique Rodríguez Castillo,
in Memoriam.*

Agradecimientos

Previamente expreso mi más sincero agradecimiento a la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo por aceptarme una vez más como estudiante en sus aulas y al Instituto de Ciencias Nucleares por admitirme como estudiante invitado en sus instalaciones.

Ahora deseo expresar mi más profundo agradecimiento a la Dra. Antígona Segura, porque hace muchos años avivó en mi ese entusiasmo por la Astrobiología, también por la dirección de esta tesis, por sus valiosos comentarios, por sus rotundas sugerencias, por su constante interés y apoyo. También por haberme permitido trabajar en su oficina y ofrecerme un ambiente agradable para trabajar.

Así mismo agradezco infinitamente al Dr. Mikhail Ostrooumov por la oportunidad de trabajar bajo su tutela, por enfocar mi formación académica hacia los minerales, por dirigir este proyecto de tesis, así como su paciencia y apoyo constante.

A la Dra. María del Sol, por su apoyo y mi primer sendero hacia el conocimiento de las meteoritas, por la constante enseñanza en sus aulas y esas tardes fotografiando condros naturales en el microscopio petrográfico.

A la Dra. Karina Cervantes por sus valiosos comentarios, sugerencias y su constante apoyo académico. Por compartirme su conocimiento y pasión hacia las meteoritas y porque en cada congreso, curso y taller siempre me ha auxiliado. También por las tardes largas en la Facultad de Ciencias separando condros, por acompañarme en todos los análisis y por su amistad sincera.

A los doctores Pedro Corona, Isabel Israde, Erna López, profesores de la Uni-

versidad Michoacana que participaron en mi formación académica y también por su constante apoyo.

Al Dr. Victor Hugo Garduño, director del Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la UMSNH por darme la admisión al posgrado y haberme permitido desarrollar mi tema de tesis.

A la Beca Nacional y Mixta de CONACYT (2014-2016) que me fue otorgada para realizar mis estudios de posgrado.

A todo el personal de los laboratorios del Instituto de Geología, Instituto de Geofísica, del Instituto de Ciencias Nucleares la UNAM y del Instituto de Metalurgia de la UMSNH por su paciencia y apoyo en cada análisis.

A Héctor Cruz, Técnico académico del Laboratorio de Física Cuántica por todo su apoyo, paciencia y enseñanza en el uso del láser.

Al Dr. Luis Felipe Rodríguez y a su esposa la Dra. Yolanda Gómez (Q.E.P.D) por encaminarme siempre a la astrobiología.

A mis compañeros condrosos Miguel A. Montoya y Paty Hernández por su amistad, por el tiempo convivido en el Instituto y por la paciencia de compartirme su sapiencia en sus respectivas ramas.

A mis compañeros de posgrado Romel González y Noemí Trujillo por representarme académicamente ante la UMNSH durante mi estancia, por su tiempo y su amistad sincera.

A mis padres Ángela y Carlos, por su apoyo infinito durante todo mi posgrado, porque sin ellos no podría estar aquí hoy. Por haber cuidado a mi pequeño durante toda mi estancia y por toda su enseñanza de vida.

A mi esposo Rafael Terán por su paciencia al explicarme y prepararme para los exámenes de admisión al posgrado. Por todas las tardes de café platicando de ciencia y su constante participación en la realización de esta tesis.

A mi hijo Dante, por soportar la lejanía durante mi preparación siendo un bebé y por ser la fuente primordial de inspiración en mi vida.

A mis amigos de vida Valentín, Edgar, Yaz, Diana, Caro y Elena, por darme respiros de tranquilidad y porque a pesar de la distancia siempre están a mi lado.

A mi abuelo Victor Quintana (Q.E.P.D), por haberme inspirado a dedicarme a la ciencia. Porque en cada paso de vida siempre estuvo ahí prepaándome, apoyándome y regalándome libros de Carl Sagan y Koyré. Porque siempre será el responsable de la visión más allá de mis fronteras.

Resumen

Contexto: El papel del carbono en la nebulosa solar es primordial porque es un componente principal de las condritas carbonosas y se encuentra en forma de grafito desordenado en los espacios intersticiales entre condros (Varela y Métrich, 2000).

Objetivo: Este trabajo se enfatiza en la participación del carbono en la formación de condros porfídicos Tipo 1 (ricos en MgO).

Métodos: El trabajo experimental fusiona olivino rico en Mg, anortita y grafito con un alto grado de pureza, en tres combinaciones 1) Olivino+Grafito, 2) Olivino+Anortita, 3) Olivino+Grafito+Anortita y un 4) estándar de olivino. Cada mezcla fue sometida a condiciones de presión de 0.77 atm, utilizando un láser de CO₂ con potencias de 59.6 W y 58.9 W. Los tiempos de fusión fueron alternados entre 8/7 y 9/8. Posteriormente se aplicaron a las masas fusionadas distintas técnicas analíticas como Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), Espectroscopía Raman e Infrarroja.

Resultados: La textura porfídica es reproducible bajo las condiciones físicas de 0.77 atm, con granos de tamaños menores a 300 μm . Mientras que las tasas de enfriamiento calculadas favorecieron la cristalización de los minerales, que fueron -77760 °C/h hasta -9720 °C/h. Los análisis de espectroscopía Raman e Infrarroja corroboran el desorden estructural causado por la sustitución isomorfa en el olivino, donde el Mg sustituye al Fe.

Conclusiones: Las mezclas de silicatos y carbono favorecen la formación de condros con textura porfídica Tipo 1, los cuales presentan un enriquecimiento de MgO donde la cantidad de carbono fue mayor.

Palabras clave: Meteoritas condriticas, condros, textura porfídica, forsterita, grafito.

Abstract

Context: Carbon is one of most fundamental and abundant elements in the solar nebula, Because is the main constituents of carbonaceous Chondrites and is the form of disordered graphite in the interstitial spaces between chondrules (Varela and Metrich, 2000).

Aims: In this work, it will be emphasized in the role of carbon in the formation of porphyric chondrules Type 1 (MgO-rich).

Methods: Our experimental work, fusion it Olivine MgO-rich, anorthite and graphite with a high degree of purity, in three combinations 1) Olivine-Graphite, 2) Olivine-anorthite, 3) Olivine-graphite-anorthite and 4) Olivine standard. Each mixture were subjected at ambient pressure (0.77 atm), using a CO₂ laser with a power 59.6 W and 58.9 W. While times were alternated between 8/7 they 9/8. Subsequently different analytical techniques were applied to the obtained fused masses as Scanning Electron Microscope, Raman and Infrared Spectroscopy.

Results: The porphyry texture is reproducible under the physical conditions of 0.77 atm, with grains of sizes less than 300 μm . While the cooling rates calculated favored the crystallization of the minerals, which were -77760 °C/h to -9720 °C/h. The Raman and Infrared spectroscopy analyzes corroborate the structural disorder caused by the isomorphous substitution in the Olivine, where Mg replaces Fe.

Conclusions The silicate and carbon mixtures encourage the formation of chondrules porphyric texture type 1, which present an enrichment of MgO where the amount of carbon was higher.

Índice general

Agradecimientos	I
Resumen	V
Abstract	VII
Introducción	1
Objetivo y justificación	5
Hipótesis	7
1. Marco Teórico	9
Marco Teórico	9
1.1. Petrología de Condros Naturales.	16
1.1.1. Clasificación de las condritas	16
1.1.2. Los meteoritos condriticos	17
1.1.3. Tipos Petrológicos en condritas	18
1.1.4. Componentes en las condritas	21
1.1.5. Mineralogía y clasificación de condros	23
1.1.6. Tipos texturales en condros	25
2. Antecedentes	27
Antecedentes	27
2.1. La relación carbono-olivino en condros.	29
2.2. Investigaciones experimentales.	31
2.3. Modelo de formación de condros por ondas de choque.	33

3. Metodología	37
Metodología	37
3.1. Propiedades químicas de los precursores.	37
3.2. Propiedades físicas de los precursores	39
3.3. Equipo experimental de formación de condros.	42
3.4. Cálculo de la proporción C/Si.	46
3.5. Estimación de la Geometría del haz.	50
3.6. Estimación de las tasas de enfriamiento.	58
3.7. Condiciones experimentales de la fusión.	60
3.8. Técnicas Analíticas.	63
3.8.1. Microscopio Estereográfico.	63
3.8.2. Espectroscopía Infrarroja (EIR)	65
3.8.3. Espectroscopía Raman (ER)	69
3.8.4. Microscopio Electrónico de Barrido	73
4. Resultados	75
Resultados	75
4.1. Descripción textural de las esferas.	80
4.2. Descripción química de las esferas.	90
4.2.1. Resultados de Microscopio Electrónico de Barrido-EDS.	90
4.2.2. Resultados de Espectroscopía Raman.	100
4.2.3. Resultados de Espectroscopía Infrarroja.	114
5. Discusión	121
Discusión	121
5.1. Resultados de los parámetros experimentales.	121
5.2. Resultados de composición química.	127
5.3. Análisis Raman e Infrarrojo.	131
5.4. Participación del grafito.	131
6. Conclusiones	135
Conclusiones	135
7. Apéndice de Espectros	137

Apéndice de Espectros	137
7.1. Espectros Raman	137
7.2. Espectros Infrarrojos	154
8. Bibliografía	167
Bibliografía	167

Introducción

Nuestro planeta es dinámico y en constante cambio, por lo tanto no tenemos una muestra de roca terrestre que registre los orígenes planetarios de la Tierra. La única muestra de mano son la clase de meteoritos conocidos como condritas, debido a que sus compuestos físicos y químicos de materia sólida son las mismas a partir de las cuales se formaron los planetas. Sin embargo, para conocer nuestro origen planetario es necesario comprender primero como se forman los planetas rocosos. Entonces se habla del vínculo entre los meteoritos y los asteroides.

De acuerdo a Zanda (2001), en la parte cercana al cinturón de asteroides (la más próxima al Sol), los asteroides han experimentado altas temperaturas resultando en metamorfismo (con temperaturas de 400 °C a 900 °C) o diferenciación (a temperaturas sobre los 1200 °C). Por el contrario a grandes distancias del Sol, los asteroides tienen mejor preservados sus componentes primitivos como los elementos volátiles y especialmente agua la cual ha moderado su calentamiento (50 °C a 400 °C). En cada caso las fuentes de calor en algún punto fueron los elementos radioactivos de corta duración como el ^{26}Al (Zanda, 2001). Posteriormente de las colisiones entre meteoritos y asteroides, los fragmentos son clasificados de acuerdo a su composición y del tipo de cuerpo parental del que provienen. Por ejemplo, los fragmentos de asteroides diferenciados arrojan diferentes clases de meteoritos, dependiendo de su posición original en el cuerpo que provienen, por ejemplo los fragmentos del núcleo son los metálicos, del manto son las pallasitas y de la corteza las eucritas, (Zanda, 2001).

Por otra parte los fragmentos de asteroides indiferenciados arrojan meteoritos condriticos y se clasifican en cinco clases generales: ordinarias, carbonosas, de enstatita, Rumuruti y Kakangari. Esta clasificación se hace con base en la petrografía general y la composición química, según Brearley y Jones (1998). Sin embargo, las condritas son meteoritos cuya composición física y química es la mezcla de varios agregados, la mayoría de los cuales se formaron en la nebulosa solar (Desch et al., 2002). Específicamente las condritas carbonosas constan de 3 componentes mayores (Krot et al., 2009): los condros, el material de grano fino de la matriz y las inclusiones refractarias, que incluyen las inclusiones de calcio y aluminio (ICA), los agregados de olivino ameboidal (Ameboid olivine aggregates, AOA) y los metales de Fe-Ni.

Brevemente la clasificación de los condros (se describe con más detalle en el capítulo 1) se hace con base en su composición química total, su mineralogía y tipo textural. De acuerdo a Jones y Scott, (1988); en el sistema de clasificación los condros pobres en silicatos de FeO pero ricos en MgO se designan como Tipo I. Dichos condros representan el 0.95 % de los condros de las condritas tipo CO, CV, CR y CM los cuales fueron probablemente los más abundantes en el material de acreción del cual se formó la Tierra (Hewings, 1990; Hewings et al, 1996). Los condros presentes en las condritas carbonosas exhiben dos texturas (Gooding y Keil, 1981): porfídica y no porfídica (MacKenzie et al., 1982). La porfídica tiene grandes cristales de olivino y/o piroxeno en una matriz vítrea de grano fino; y la no porfídica que tienen criptocristales, condros radiales de piroxeno/olivino y condros barrados de olivino (Connolly and Hewins, 1995). Ahora bien, los condros típicos son objetos individuales y esféricos, mientras que los condros compuestos se componen de dos o más condros fusionados. Ambos son fundidos a temperaturas altas como 1750 °C, donde poco después se enfrían, se cristalizan y acretan en pequeños cuerpos que son hoy las condritas. Sin embargo, sus precursores fueron granos de polvo que se encontraban en el disco protoplanetario que formó el sistema solar (Hewins et al., 1996). Por eso su textura proporciona información sobre el estado químico y físico de los materiales sólidos que participaron durante la formación de los condros.

El objetivo principal de este trabajo de tesis es reproducir la textura porfídica de los condros usando tres mezclas principales de minerales silicatados y grafito, donde esperamos que los resultados y aplicación de técnicas analíticas como Microscopio Electrónico de barrido, Espectroscopía Raman e Infrarroja,

permitan cuantificar la participación de uno de los componentes más importantes de las condritas carbonosas, el carbono.

Objetivo y Justificación

Objetivo

Determinar la participación del carbono en la formación cristaloquímica de los condros porfídicos.

Justificación

Los condros constituyen el 80 % en volumen de muchos meteoritos, los condros porfídicos suelen ser los más abundantes. En este trabajo experimental queremos determinar las condiciones físicas, petrológicas y cristaloquímicas del proceso de formación con textura en el tipo I, lo cual aportará parámetros físicos experimentales al estudio de los procesos que formaron el sistema solar. Por otro lado, el carbono es uno de los elementos fundamentales y abundantes en la nebulosa solar y uno de los principales componentes de las condritas carbonosas. Este elemento se encuentra en forma de grafito desordenado en el espacio intersticial de los condros (Varela y Métrich, 2000).

Mientras que el olivino es el mineral silicatado más abundante en casi todos los meteoritos condríticos, la forsterita es el primer silicato condensado a partir del enfriamiento del gas en la nebulosa solar (Palme y Fegley Jr., 1990). Por lo tanto, la ocurrencia de carbono en olivino, como elemento disuelto en la estructura, o fases carbonosas como grafito, carburo de silicio y otros compuestos, incluso en burbujas de sub-microscópicas; es de importancia fundamental para el conocimiento de las condiciones físico-químicas existentes durante la etapa temprana de la formación de condros y de la materia pre-condrítica en discos proto-planetarios.

Hipótesis

El proceso donde interviene el carbono y se agrega al material precursor de los condros, es la pregunta base de este trabajo. Entonces obtendremos la ocurrencia de carbono en olivino como elemento disuelto en su estructura. Con lo cual diseñamos tres diferentes mezclas a partir de la composición mineralógica de un condro natural tipo 1.



Donde PO es Porfídico de Olivino. Esperamos que las tres diferentes mezclas nos permitan comprender con precisión el comportamiento del carbono durante la formación de los condros porfídicos, es decir, si el carbono influye en el tamaño de los condros (diámetro), o bien en la textura del mismo (abundancia y tamaño de los cristales).

Un aspecto importante a considerar es la composición del olivino en los condros porfídicos naturales debido a que contienen bajas cantidades de carbono el cual podría representar una firma primaria o simplemente representa una modificación por las altas temperaturas de los eventos que afectaron a los condros en el plano de la nebulosa solar, considerando que los eventos de calentamiento afectan en diferentes grados de fusión parcial y por esta razón la estructura primitiva del olivino será o no será preservada.

Geológicamente hablando, debemos considerar y establecer el papel del carbono en el olivino terrestre. Por ejemplo, el carbono en peridotita es un derivado del manto que está presente generalmente en: 1) forma de CO_2 líquido, 2) de manera abundante en las inclusiones de olivino (Roedder, 1984), 3) como materia carbonosa a lo largo de los bordes de grano (Mathez y Delaney, 1981) y 4) en forma de partículas en grietas prominentes y películas semi-continuas en microfisuras (Mathez, 1987). En consecuencia, el carbono y los elementos asociados fueron considerados como producto de una contaminación y por tanto, no representan una característica geoquímica de las regiones del manto. Pero, en trabajos posteriores realizados por Mathez et al., (1987), estableció que los olivinos de diferentes entornos geológicos en la Tierra de Zabargard Island, fueron formados a presiones de 1 kbar y a temperaturas 900 °C y contenían menos de 65 ppm de C.

Ahora bien, los olivinos en meteoritos reflejan que el mismo olivino se puede formar por condensación en la nebulosa solar con condiciones y propiedades físico-químicas distintas a las que prevalecen en la Tierra (por ejemplo, a una presión de 10^{-3} atm, las temperaturas de 1300 K y condiciones redox variables), aunque sus contenidos de C son igualmente bajos en ambos casos. Las diferentes condiciones físico-químicas (terrestres o por acreción en la nebulosa solar) en las que se formó el olivino, el carbono sólo está presente en bajas concentraciones en su estructura, sin excluir la posibilidad de captura de carbono de los granos interestelares en las fases formadas con olivinos condriticos, o como la presencia de grafito en inclusiones de vidrio desvitrificadas de la meteorita Allende (Makjanic et al., 1989) o de carbono grafitico que contienen los límites de la pentlandita dentro de los olivinos ricos en Fe de la matriz de Allende (Brearley, 1999).

Marco Teórico

Para estructurar correctamente nuestro marco teórico ligado a nuestro objetivo, justificación e hipótesis, planteamos los siguientes puntos:

- ¿Por qué elegimos este tipo de condros?
- ¿Cuáles son las proporciones de minerales en condros porfídicos?

Primeramente, la elección de los condros porfídicos es por su composición mineral de olivino rico en MgO y de acuerdo a Palme y Fegley (1990), el olivino forsterítico es el mineral más abundante en casi todos los meteoritos condriticos y la primer fase silicatada en condensar a partir del enfriamiento del gas en la nebulosa solar.

Es ampliamente aceptado que la formación de los condros fue por calentamientos y enfriamientos rápidos en la nebulosa solar. Los condros ofrecen información acerca de los tipos de partículas que coexistieron durante su formación (Wasson et al., 1995). Así mismo, los precursores sólidos en la nebulosa ofrecen información de la naturaleza de las poblaciones de partículas en las subregiones y es plausible que las composiciones de los materiales precursores silicatados hayan transcurrido cierto tiempo en los diferentes eventos de calentamiento, los cuales incorporaron distintivamente en diferentes precursores. Por ello, este tipo textural de condros está estrechamente relacionado con el origen del olivino en las condritas carbonosas.

Para determinar las proporciones minerales en condros porfídicos, la literatura establece que los condros son condensados desde el gas de la nebulosa, por

lo tanto su composición isotópica explica el proceso físico de la condensación química desde la nebulosa. Grossman en 1971, realizó una distribución de los elementos mayores, para un disco de acreción en enfriamiento. Su estudio predijo las tendencias químicas de fraccionamiento que se producen durante la condensación de equilibrio desde la nebulosa solar primitiva. Considerando que el gas está integrado por los principales elementos con las proporciones indicadas por Cameron, (1968); que se muestran en el Cuadro 1.1, donde más de 10^{-7} de los moles totales de su elemento constituyente común entre los 2000 K y 1200 K.

En la actualidad los compuestos gaseosos de estos elementos, tienen sus datos termodinámicos precisos, sin embargo, en el estudio de Grossman (1971) se tuvo cuidado al seleccionar una presión total y una temperatura inicial consistente con los modelos astrofísicos del sistema solar primitivo interior. Donde se supone que el vapor está en equilibrio químico con cada fase condensada en todo el rango de temperatura, entre su punto de condensación y la temperatura a la que se consume por la reacción para formar nuevas fases.

Cuadro 1.1: Distribución de especies gaseosas calculadas por Cameron (1968).

Elementos	Abundancias (Si = 10 ⁸)	Especies Gaseosas
Hidrógeno	2.6 × 10 ¹⁰	H ₂ , H, H ₂ O, HF, HCl, MgH, HS, H ₂ S, MgOH
Oxígeno	2.36 × 10 ⁷	CO, SiO, H ₂ O, TiO, OH, HCO, CO ₂ , PO, CaO, COS, MgO, SiO ₂ , AlOH, SO, NaOH, MgOH, PO ₂ , Mg(OH) ₂ , AlO ₂ H
Carbono	1.35 × 10 ⁷	CO, HCN, CS, HCO, CO ₂ , COS, HCP
Nitrogeno	2.44 × 10 ⁷	N ₂ , HCN, PN, NH ₃ , NH ₂
Magnesio	1.05 × 10 ⁷	Mg, MgH, MgS, MgF, MgCl, MgO, MgOH, Mg(OH) ₂
Sílice	1.00 × 10 ⁷	Si, SiS, SiO, SiO ₂
Hierro	8.90 × 10 ⁷	Fe
Azufre	5.06 × 10 ⁷	SiS, CS, S, HS, H ₂ S, PS, AlS, MgS, NS, S ₂ , COS, SO, CS ₂ , SO ₂
Aluminio	8.51 × 10 ⁷	Al, AlH, AlF, AlCl, AlS, AlO, Al ₂ O, AlOH, AlOF, AlO ₂ H
Calcio	7.36 × 10 ⁷	Ca, CaF, CaO, CaCl ₂
Sodio	6.32 × 10 ⁷	Na, NaH, NaCl, NaF, NaOH
Niquel	4.57 × 10 ⁷	Ni
Fósforo	1.27 × 10 ⁷	P, PN, PH, PH ₂ , PS, PO, PH ₃ , PO ₂ , HCP
Cromo	1.24 × 10 ⁷	Cr
Manganeso	8800	Mn
Fluor	3630	HF, AlF, CaF, F, MgF, NaF, NF, KF, PF, CaF ₂ , AlOF, TiF ₂ , MgF ₂ , MgClF, TiF
Potasio	3240	K, KH, KCl, KF, KOH
Titanio	2300	Ti, TiO, TiF ₂ , TiF
Cobalto	2300	Co
Cloro	1970	HCl, Cl, AlCl, NaCl, KCl, MgCl, CaCl ₂ , MgCl ₂ , AlOCl, MgClF

Los resultados de Grossman (1971), donde obtuvo el cálculo de las temperaturas de condensación y desaparición, ordenados por el orden de aparición de todas las fases que se condensan en el sistema solar, (Ver Cuadro 1.2) donde se muestra cada mineral con su respectivo orden de aparición y las temperaturas de condensación y desaparición, calculados a 10^{-3} atmósferas de presión total.

Cuadro 1.2: Minerales condensados en el sistema solar de acuerdo a sus temperaturas de condensación y desaparición, calculados por Grossman en 1971, usando las abundancias de las especies gaseosas calculadas por Cameron en 1968.

Fase		Temperatura de Condensación (K)	Temperatura de Desaparición (K)
Corindón	Al_2O_3	1758	1513
Perovskita	CaTiO_3	1647	1393
Melilita	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7\text{-Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$	1625	1450
Espinela	MgAl_2O_4	1513	1362
Hierro Metálico	(Fe-Ni)	1473	
Diopsido	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	1450	
Forsterita	Mg_2SiO_4	1444	
	Ti_3O_3	1393	1125
Anortita	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	1362	
Enstatita	MgSiO_3	1349	
Eskolaita	Cr_2O_3	1294	
Cobalto Metálico	Co	1274	
Alabandita	MnS	1139	
Rutilo	TiO_2	1125	
Feldespato Alcalino	(Na,K) AlSi_3O_8	1000	
Troilita	FeS	700	
Magnetita	Fe_3O_4	405	
Hielo	H_2O	200	

De acuerdo con el orden de aparición, el corindón es el primer mineral que se forma a una temperatura de 1758 K, seguido de la perovskita a 1647 K. En 1625 K, el corindón comienza a reaccionar con el gas para formar melilita,

un mineral que presenta una gama completa de solución sólida entre gehlenita pura ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$) y akermanita pura ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$). Con la caída de la temperatura, la proporción de melilita a corindón aumenta continuamente a medida que lo hace el contenido akermanita en melilita. A 1513 K, el corindón es destruido por reacción con el gas para formar la espinela, cuando el desplazamiento de Al por Mg tiene lugar en la melilita, donde el exceso de Al se consume en la producción de espinela. Hasta aquí la serie de reacciones explica como el exceso de Al se consume inicialmente por corindón. Posteriormente el Fe metálico se condensa en 1473 K y de acuerdo a Grossman (1971) contiene 12% en moles de Ni. A medida que el gas se enfría y condensa ésta aleación, el contenido de Ni disminuye, alcanzando 4.9% moles; correspondiente a la relación Ni/Fe del sistema solar (Cameron, 1968), en 1350 K. La Forsterita aparece por primera vez en 1444 K, temperatura a la cual el 46% del hierro total ya está condensado.

A la temperatura de 1362 K, se forma la anortita, cuando la espinela es consumida por el exceso de dióxido. En 1349 K, la forsterita comienza a reaccionar con el gas para formar enstatita y la reacción forsterita-enstatita cae suavemente con la disminución de la temperatura a medida que se consume el SiO gaseoso.

Posteriormente Grossman (1971), explica la dependencia de la presión con las temperaturas de condensación de hierro, forsterita y enstatita, (Figura 1.1). Donde el hierro tiene una temperatura de condensación más alta que la forsterita y enstatita a presiones por encima de aproximadamente 7.1×10^{-5} atm y 2.5×10^{-5} atm, respectivamente. La diferencia entre las temperaturas de aparición entre el hierro y forsterita aumenta gradualmente con el aumento de la presión, alcanzando aproximadamente 80 °C a 10^{-1} atm. Justo a las 10^{-3} atmósferas, el 46% del hierro se condensa antes de la primera aparición de forsterita.

Lo anterior explica las diferencias de temperatura entre los puntos de condensación de silicatos de hierro y magnesio, los cuales aumentan con la presión permitiendo la posibilidad de un mayor fraccionamiento del metal a partir del silicato hacia el centro de la nebulosa solar donde la presión y la temperatura fueron más altas.

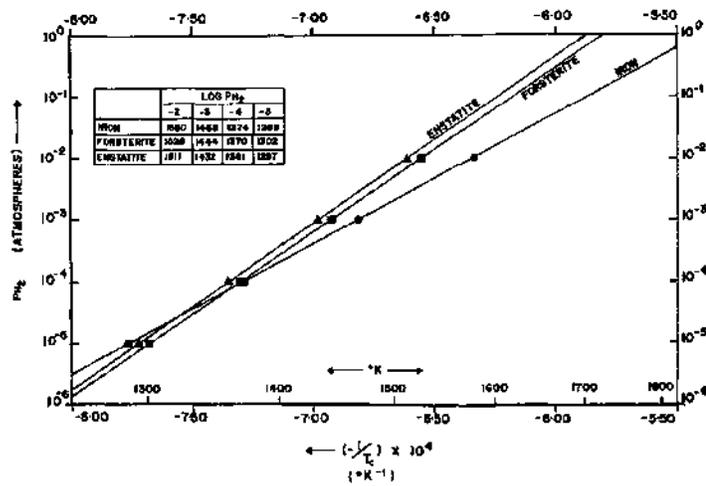


Figura 1.1: Variación en la presión de las temperaturas de condensación del Fe, la forsterita y la enstatita, calculadas por Grossman (1971).

Estos datos apoyan el origen del núcleo y el manto de la Tierra por un proceso de acumulación heterogénea, es decir, la distribución de los elementos y las diferencias de densidad en el interior de los planetas. Que de acuerdo a Eucken (1944), Turekian y Clark (1969), y Clark et al., (1972), proponen que la Tierra se formó por la acreción de material rico en hierro metálico seguido de material rico en silicatos de magnesio.

Este proceso de acumulación heterogénea implica la formación de al menos una parte del núcleo de la Tierra antes de que la forsterita o enstatita comiencen a acumularse en el planeta, a diferencia de otras teorías sobre el origen de la Tierra (Ringwood, 1966).

Como segundo punto, para conocer las proporciones minerales en condros porfídicos, necesitamos un análisis de elementos mayores en condros porfídicos naturales. Los datos usados para obtener la proporción de minerales se tomaron de Valera y Métrich (2000). Porque los parámetros de selección en sus granos de olivino se hicieron con base en su ocurrencia (como olivinos aislados, como agregados), su composición química y las texturas de los condros.

Cuadro 1.3: Porcentaje en peso de los elementos mayores y contenidos de carbono de un olivino de San Carlos (terrestre), una Inclusión Oscura de Allende (I.O) y un condro porfídico de Allende (P.Ch). Tomado de Valera y Métrich, (2000).

	S.C*	Allende AllH1 I.O	AllH2 P.Ch
SiO ₂	40.7	42	41.8
TiO ₂	0	0.04	0.32
Al ₂ O ₃	0	0.04	0.23
Cr ₂ O ₃	0	0.04	0.24
FeO	8.82	1.07	0.73
MnO	8.12	0	0.12
MgO	49.5	56.3	56.3
CaO	0.008	0.13	0.53
Mg/Mn	0	0	365.6
C (ppm)	<30	80	120
		40	
Error (ppm)	±3	±6	±12

Estas composiciones de elementos mayores en minerales se midieron con la microsonda electrónica, obteniendo el porcentaje en peso (% wt) de los elementos mayores y los contenidos de carbono (ppm) para un olivino de San Carlos (terrestre), un condro porfídico de Allende (P.Ch) y una Inclusión Oscuras de Allende (I.O).

Los datos obtenidos (ver Cuadro 1.3) para el condro del meteorito Allende (AllH2), específicamente los resultados del condro porfídico (P.Ch), a los cuales aplicamos la Norma CIPW, para obtener un aproximado de la composición mineral. Por lo tanto, obtuvimos los siguientes datos ver Cuadro 1.4):

Donde mayormente existe olivino, seguido por anortita y poco porcentaje en peso de magnetita. Estos minerales son un aproximado de los componentes en un condro natural, de los cuales sólo tendremos en cuenta al olivino y la anortita. Porque de acuerdo a Grossman (1971), son los que se forman consecutivamente y a los que tenemos acceso.

Cuadro 1.4: Proporción de minerales en (P.Ch) de AllH2.

Minerales	Peso norma	Volumen norma
olivino	98.87	98.1
anortita	0.627	0.72
ilmenita	0.60	0.40
magnetita	0.11	0.07

1.1. Petrología de Condros Naturales.

Los meteoritos que golpean la Tierra se dividen en dos grandes categorías. 1) En meteoritos diferenciados que son el resultado de las etapas iniciales de la diferenciación planetaria y que muestran diferentes capas de estos cuerpos: las eucritas, que son muestras de la corteza, mientras que los meteoritos de hierro son muestras del núcleo. Y 2) los meteoritos no diferenciados, son cuerpos que nunca se fundieron después de su formación en el sistema solar temprano y que han conservado las características adquiridas en el disco de acreción solar.

1.1.1. Clasificación de las condritas

A partir de su composición y textura, los meteoritos se dividen en dos categorías principales, las condritas y las no condritas; estos últimos incluyen las acondritas primitivas y las diferenciadas. En la Figura 1.2 se muestra la clasificación de Bischoff (2001). Las tres categorías principales de condritas se reconocieron desde el principio: las ordinarias (OC, más comunes), enstatita (EC, porque algunos elementos litófilos como Mn o Ca que se encuentran en sulfuros) y condritas carbonosas (CC) que son ricas en carbono como los grupos CI y CM que tienen desde 1.5-6 % de carbono, hay otras que no lo son. Las condritas carbonosas se definen por sus abundancias en elementos refractarios.

Estas tres categorías también se dividen en subcategorías: EH y EL para las EC en función de su alta (H) o bajo (L) contenido de Fe; H, L y LL para las OC dependiendo tanto de su Fe total y su contenido de metal. Un cuarto

Clase	Condritas													No Condritas				
	Carbonosas						Ordinarias			Enstatita				Primitivas		Diferenciadas		
Grupo	CI	CM	CO	CR	CB	CH	CV	CK	H	L	LL	EH	EL	R	K	Acapulcoitas		
Tipo Petrológ	1	1,2	3,4	1,2	3	3,3,4	3,6	3,6	3,6	3,6	3					Lodranitas		
Sub grupo					CB a	CV A										Winonaitas		
					CB b	CV B										IAB Inclusiones de silicatos		
						CV red										IIICD Inclusiones de silicatos		
																A condritas	Metálica	Mixtas
																Angritas	IAB*	PALASITAS MESOSIDERITAS
																Aubritas	IC	
																Brachinitas	IIAB	
																Ureilitas	IIC	
																HED	IID	
																Howarditas	IIIE*	
																Eucritas	IIIAB	
																Diogenitas	IIICD*	
																Marcianas (SNC)	IIIE	
																Shergotitas	IIIF	
																Nakhlitas	IVA*	
																Chassignitas	IVB	
																Ortopiroxeritas		
																Lunares	Lunares	

*metálicas con silicatos

Figura 1.2: Clasificación de Meteoritos. Bischoff, 2001.

grupo, al parecer se relaciona con los LLs pero incluso más oxidado, llamado: Rumurutiitas (Rs). Las subcategorías de las OC e incluso los EC están estrechamente relacionados tanto en términos de mineralogía y de isótopos de oxígeno. Los CC son mucho más diversas y la mayoría de los grupos tienen nombres de un tipo de meteoritos: CI (Ivuna); CM (Murchinson); CV (Vigarano); CO (Ornans); CR (Renazzo); CK (Karoonda); CH (extremadamente alta en metal). En esta sección sólo revisaremos la clasificación de las meteoritas carbonosas debido a que en este trabajo nos enfocaremos a este grupo.

1.1.2. Los meteoritos condriticos

Las condritas están divididas en doce grupos, los cuales se definen por su composición química, su composición isotópica, su estado de oxidación y la proporción de sus componentes individuales. La división primaria para

las condritas consta de las Carbonosas, de Enstatita y las Ordinarias. Sin embargo, existen otros grupos de condritas que son diferentes a las antes mencionadas y forman su propio grupo, son el Tipo Rumuruti y el Tipo Kakangari.

La clase de las carbonosas se divide en: CI, CM, CR, CV, CO, CK y CH. La letra C se refiere al grupo de las Condritas Carbonosas y la segunda letra se refiere a la condrita típica Caída; CI se refiere a Ivuna, Mighei para CM, Renazzo para CR, Vigarano para CV, Ornans para CO, Karoonda para CK a excepción de CH en este grupo la H refiere a la alta concentración de Hierro metálico (Bischoff et al., 1993).

Las condritas ordinarias se dividen en tres grupos: H, L, y LL. Las letras que se designan a este grupo se refieren al contenido de hierro: las condritas H por su sigla en inglés (High) tiene un alto contenido de hierro, las condritas L (Low) tienen bajo contenido de hierro y las condritas LL tienen hierro metálico bajo en relación con el hierro total (Grossman et al., 1993). La clase de Enstatita se divide en dos: las de alto (High) contenido en Hierro y las de bajo (Low) contenido en Hierro.

1.1.3. Tipos Petrológicos en condritas

En 1967 Van Schmus y Wood, propusieron una clasificación con base en las características petrológicas de los grupos principales, los cuales se subdividen de acuerdo a su grado de metamorfismo. Actualmente se reconocen seis tipos petrológicos de metamorfismo termal (Figura 1.3) y con estos se forman aproximadamente 30 tipos de condritas. Sin embargo las subdivisiones de esta clasificación no dependen de modelo de evolución, porque estas características varían de acuerdo a los procesos metamórficos que los materiales condriticos primitivos han sido sometidos.

<i>Tipo Químico</i>		1	2	3	4	5	6
		<i>Textura del Condrito</i>					
		<i>Ausente</i>	<i>Escaso</i>	<i>Abundante</i>	<i>/Distinto</i>	<i>Cada vez más indistinto</i>	
Condritas	H						
Ordinarias	L						
	LL						
	CI						
	CM						
Condritas	CR						
Carbonosas	CO						
	CV						
	CK						
Condritas	EH						
Enstatita	EL						
Condritas R	R						
	<150° C	<200° C	400° C	600° C	700° C	750° C	950° C
	<-----Incremento de Alteración Acuosa----- Incremento de Metamorfismo----->						
Las condritas R, tienen texturas brechadas con clastos y la matriz oscura. Típicamente, los clastos muestran tipos petrográficos altos (5-6) y la matriz muestra tipos petrográficos bajos (3-4).							

Figura 1.3: Tipos Petroológicos en las Condritas. Ref: The Cambridge Encyclopedia of Meteorites, O. R. Norton. 2002.

Tipo petrológico 1. Es de tipo termal; lo presentan las meteoritas carbonosas CI y se reportan algunas condritas CR y CM. Esta alteración tiene la temperatura más baja (150 °C, Bradley, 2006), también es llamada alteración acuosa. Se reconoce por la matriz de grano fino y opaco, casi no presenta condros (menor <1%) de volumen. Su contenido de carbono de 3-5% de peso y el contenido en agua es de 18-22% en peso debido a la presencia de filosilicatos.

Tipo petrológico 2. La alteración acuosa de grado más alto se reportan en condritas CM, CR, CV (> 300 °C, Bradley, 2006). Para diferenciar los tipos termales se utiliza el grado de homogeneidad en silicatos, la cual se mide en el contenido de FeO de 20 granos de olivino y 20 de piroxeno. El polimorfo del piroxeno pobre en calcio (enstatita) es predominantemente monoclinico en comparación al ortorrómbico. El estado monoclinico del piroxeno se debe al enfriamiento natural para producir condros (Dodd y Van Schmus, 1965). Mientras que el piroxeno ortorrómbico representa el estado monoclinico metaestable bajo condiciones de metamorfismo termal. Otro criterio para este tipo termal es que presenta vidrio intersticial en condros y no presenta desarrollo de feldespatos (Mason, 1965). Los vidrios son ricos en Na, Al, Si y pobres en Fe, Mg y Ca. El contenido de Ni es mayor que 45% en peso (Kullerud, 1963), los sulfuros también son un buen criterio para establecer equilibrio termal. Los bordes de los condros están bien definidos y la matriz de la condrita es fina y opaca. El contenido de carbono es de 0.8 a 2.6% en peso, la kamacita es el mineral de FeNi más abundante (Ni 30-55% en peso, 45-70% en peso de Fe), (Afiattalab y Wasson, 1980; Brearley y Jones, 1998).

Tipo petrológico 3. Se diferencian del 2 porque los granos de Taenita son más abundantes y coexisten con los granos de kamacita (Van Schmus y Wood, 1967; Weisberg et al., 2006, Brearley y Jones, 1998, Afiattalab y Wasson, 1980). Los sulfuros tienen una proporción menor de Ni (< 0.05% en peso). Aunque la matriz es opaca se observa 0-60% en volumen de criptocristales. El contenido de carbono es del 0.02-1% en peso. La temperatura promedio de metamorfismo oscila entre 400 °C y 600 °C (Dodd, 1981).

Tipo petrológico 4. La homogeneidad de olivinos y piroxenos es menor que 5%. El volumen de enstatita monoclinica es mayor al 20%. El vidrio se vuelve turbio y birrefringente debido a la presencia de granos finos de feldespatos (<2 micras). Los bordes de los condros comienzan a borrarse pero están bien

definidos. La matriz de una condrita se vuelve translúcida con más del 60 % en volumen de microcristales. El contenido de carbono es del 0.2 % en peso y el del agua es menor a 2 % en peso. El rango de temperatura de metamorfismo es de 600 °C a 700 °C (Dodd, 1981).

Tipo petrológico 5. Su composición de olivino y piroxeno es del 5%. Hay menos que el 20 % en volumen de cristales de clinostatita. El vidrio se encuentra recristalizado con apariencia turbia y agregados de feldespatos menores a 50 micras. Se puede observar el contorno de los condros mientras que la matriz se encuentra casi cristalizada. La temperatura promedio de metamorfismo es de 700 °C a 800 °C (Dodd, 1981).

Tipo petrológico 6. Su característica principal de tipo termal es que el 100 % del volumen es enstatita (orto-enstatita). El vidrio intersticial está completamente desvitrificado formando granos de plagioclasa visibles (>50 micras). Los bordes de los condros son poco visibles y su rango de metamorfismo tiene temperaturas de 800 °C a 950 °C (Dodd, 1981).

1.1.4. Componentes en las condritas

De acuerdo a Zanda (2004), las condritas son físicamente agregados de varios componentes, la mayoría de los cuales se formaron en la nebulosa solar. Específicamente las condritas carbonosas constan de 3 componentes mayores (Krot et al., 2009): los condros, el material de grano fino de la matriz y las inclusiones refractarias, que incluyen las inclusiones de Calcio y Aluminio (ICA), los agregados de olivino ameboidal (Ameboid olivine aggregates, AOA) y los metales de Fe-Ni.

Los ICAs (Inclusiones de Calcio-Aluminio), son los sólidos más antiguos (4,567 Ma) en el sistema solar joven. De manera sencilla podemos describir la estructura de un ICA. La Figura 1.4, representa a un ICA rico en melilita como los que posee el meteorito Allende CV3. En el interior muestra las fases primarias esenciales de grandes cristales de melilita que encierran a otros cristales más pequeños de espinela e hibonita. Otra característica de los ICA, es que están rodeados de una delgada secuencia de capas variables en espesor (decenas de micras) como un borde llamado Wark-Lovering. La composición mineralógica de tales bordes son melilita, espinela y piroxeno;

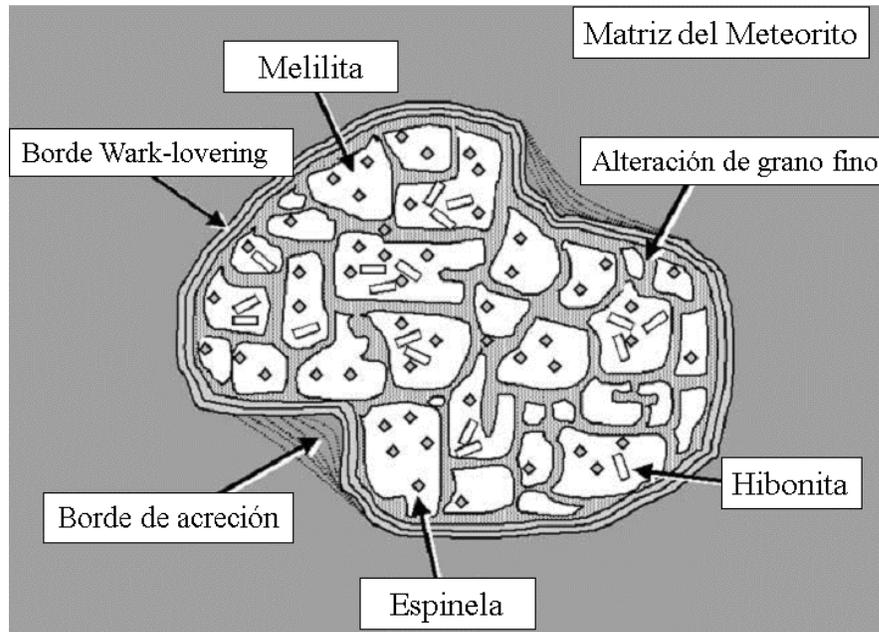


Figura 1.4: Estructura de un ICA genérico. G. J. MacPherson. *Treatise on Chemistry*, 2003.

sin embargo, los minerales del borde se formaron en eventos separados (Zanda, 2004).

Los AOAs son granos agregados de forsterita, aluminio, espinela, anortita y metales de Fe-Ni, condensados primero en la nebulosa solar y posteriormente agregados con otros objetos refractarios. Las similitudes mineralógicas y químicas entre AOAs y bordes de acreción ricos en forsterita (de los ICA) sugieren que los AOAs se formaron simultáneamente con estos bordes. Algunos objetos refractarios dentro de los AOAs se fundieron antes de su agregación. Posteriormente los AOAs experimentaron altas temperatura y la recrystalización de su estado sólido sin fundirse, resultando en la formación de anortita y en algunos casos, piroxenos bajos en calcio (Zanda, 2004).

1.1.5. Mineralogía y clasificación de condros

Los condros son el constituyente dominante de la mayoría condritas y fueron nombrados primero por el geólogo alemán Gustav Rose en 1864. Actualmente se define a los condros como pequeñas partículas de material silicatado que experimentaron fusión antes de su incorporación a los cuerpos parentales condriticos. A las partículas con diferentes composiciones, tales como inclusiones de calcio-aluminio (ICA) y los fragmentos líticos no se les consideran condros.

Los condros típicos son esféricos, ya que solidificaron de gotas líquidas, pero la mayoría de los condros no son esféricos; es decir, una fracción significativa está presente como fragmentos, incluso algunos condros están moldeados alrededor de otros; mientras que otros fueron insuficientemente fundidos y por tensión superficial quedaron redondos (Zanda, 2004). Los condros se formaron por fusión a temperaturas de 1770 - 2120 K (1496.8 - 1846.8 °C), experimentando un rápido enfriamiento y solidificación de minutos a horas (Zanda, 2004). Los mecanismos de calentamiento en los condros todavía son un tema debatible y en secciones posteriores se discutirán las tasas de enfriamiento obtenidas, ya fundamentadas por experimentos de laboratorio, donde se han logrado reproducir las texturas distintivas de los condros.

No todos los condros se funden o presentan metamorfismo completo, pueden tener granos relictos de olivino. Estos granos relictos sugieren que los condros se formaron en un ciclo repetitivo dándoles cierto metamorfismo característico. Los condros muestran una gran variedad de composiciones texturales. La mayoría se componen principalmente de olivino y/o piroxeno, comúnmente con un poco de vidrio. Entre otros componentes como el hierro-níquel metálico y el sulfuro de hierro, ambos ocurren en diversos tipos de condros, a menudo agrupados en las periferias (Zanda, 2004).

La clasificación de los condros se fundamenta en la composición química total, su mineralogía y tipo textural. Existen varios sistemas de clasificación, sin embargo en este trabajo describiremos el propuesto por Jones y Scott (1988). El cual combina la textura del condro con su composición química global inferida a partir de su mineralogía y en la basada en el contenido de FeO del olivino y del FeO total:

Tipo	Subtipo	Otras características	Varietales texturales
I (#Mg > 90) Pobre en FeO	A Ol > 10%	Presencia de partículas de Fe-Ni Hasta en un 30% Vol. Condros Más pequeños y redondos. Hasta 2.5% peso de Feo Ol > Fo 90%	IA = (BO, PO) MPO, GO
	B Px > 10%		IAB = POP, GOP
	AB Ol = Px 50%		IB = PP, GP
II (#Mg < 90) Rico en FeO	A Ol > 10 %	Poco o nulo contenido de partículas metálicas. Mesostasis vítrea o turbia Hasta 14% peso de FeO Ol < Fo 90%	IIA = BO, PO, (MPO, GO)
	B Px > 10 %		IIAB = POP, GOP
	AB = 50 %		IIB = PP, GP
III	Radiales de Px		Pueden ser del tipo I ó II RPO, RP
BO = Barrado de Olivino		MPO = Microporfídico de Olivino	GO = Granular de Olivino
POP = Pofídico de Olivino y Piroxeno		GOP = Granular de Olivino y piroxeno	PP = Pofídico de Piroxeno
GP = Granular de Piroxeno		RO = Radial de Olivino	RP = Radial de Piroxeno
PO = Pofídico de Olivino			

Figura 1.5: Clasificación de los condros de acuerdo a su composición química, mineralógica, presencia de partículas metálicas así como su tipo textural. Brearley y Jones, 1998; Conolly et al., 2001; Rubin, et al., 1999; Jones y Scott, 1998; McSween, 1977; Scott y Taylor, 1983.

- Los condros pobres en FeO pero ricos en MgO (olivino y piroxeno), son designados como Tipo I (Brearley y Jones, 1998). Representan el 0.95% de los condros en CO, CV, CR y las condritas CM que eran probablemente abundantes en el material de acreción que formó la Tierra (Hewings, 1990; Hewings et al, 1996).
- Los condros ricos en FeO y pobres en MgO se llaman Tipo II.

La subdivisión de ambos tipos depende de la abundancia de olivino y piroxeno pobre en calcio, a los condros con más del 10% de piroxeno pobre en calcio se les designa la letra A, mientras que los condros con más del 10% de olivino se le designa la letra B (McSween, 1977) y si tienen cantidades similares de olivino y piroxeno se les designa la letra AB, la Figura 1.5, resume la clasificación de los condros de acuerdo a su composición química.

1.1.6. Tipos texturales en condros

Los condros están constituidos por fases minerales como olivino y piroxeno con vidrio intersticial de composición feldespática con o sin fases opacas de Fe-Ni; sulfuros de hierro y cromita. Aunque hay condros ricos en fases de aluminio metálico y cromo. Son tan diversos en sus características mineralógicas y texturales que no es posible describir un condro típico. Pero, si es posible clasificarlos por su textura la cual está convenientemente dividida en dos tipos La porfídica y la no porfídica (Gooding y Keil, 1981).

La porfídica (MacKenzie et al., 1982), tienen cristales grandes de olivino y/o piroxeno en una matriz vírea de grano fino y la no porfídica (Connolly y Hewins, 1995), que incluyen aquellos condros con criptocristales, condros radiales de piroxeno/olivino y condros barrados de olivino. Esto se presenta porque los condros tienen variaciones químicas en su composición total, que dependerá de la mineralogía y el vidrio contenido en su matriz.

Estas características fundamentan la clasificación petrológica que se muestra en la Figura 1.6. El trabajo realizado por Gooding y Keil en 1981, describe los diferentes tipos texturales en condros de condritas ordinarias (Tipos petrológicos 3 y 4) estudiados en sección delgada. Su abundancia textural está relacionada con los diferentes tipos de condritas ordinarias, como característica ningún tamaño o forma se relaciona con alguna textura en especial.

Tipo textural	Características	Abundancia (%)
Porfídicos de olivino y Piroxeno (POP)	>10 % Vol. de olivino y/o piroxeno. Fenocristales de olivino y piroxeno en una matriz vítrea o afanítica.	47 – 52 %
Porfídicos de Olivino (PO)	> 90% Vol. de fenocristales de olivino en una matriz vítrea o afanítica.	15 – 27 %
Porfídicos de Piroxeno (PP)	> 90% de fenocristales de piroxeno en una matriz vítrea o afanítica	9 -11 %
Barrado de Olivino (BO)	> 90% Vol. de barras esqueléticas de olivino con mesostasis intersticial	3 – 4 %
Radiales de Piroxeno (RP)	>90 % de cristales aciculares de piroxeno radiales a uno o más puntos	7 -9 %
Criptocristalinos (C)	> 90% Vol. de criptocristales de piroxeno	3 – 5%
Granulares de Olivino y Piroxeno (GOP)	> 10% Vol. de microcristales de olivino y/o piroxeno embebidos en una mesostasis vítrea o afanítica	2 – 5%
Metálicos (M)	> 90% Vol. de aleaciones de FeNi en una mesostasis vítrea o afanítica	1%
°Ricos en cromita (Cr)	> 90% Vol. de cromita en una mesostasis vítrea o afanítica	< 1%
*Ricos en Aluminio (Al)	> 90% Vol. de espinela, anortita, o alguna fase rica en aluminio en mesostasis vítrea o afanítica.	< 1%

Figura 1.6: Texturas en condros. ° Condros ricos en cromita descritos por Grossman et al, 1988; Brearley y Jones, 1998; Zanda, 2004.

* Condros ricos en aluminio descritos por Bischoff y Keil (1984).

Características y abundancias de tipos texturales de condros, más comunes en las condritas ordinarias.

Antecedentes

Una herramienta primaria para interpretar la mineralogía de componentes condriticos es el diagrama de equilibrio termodinámico de la nebulosa solar (ver Figura 2.1) de Davis y Richter, (2003). Que muestra la estabilidad de los minerales en una nebulosa de composición solar global.

Muy pocos objetos minerales representan conjuntos de equilibrio, los cálculos termodinámicos ofrecen un marco útil para la interpretación de la mineralogía y las composiciones en inclusiones refractarias, condros, granos metálicos y silicatos de matriz. Estos datos de equilibrio de condensación, se realizan para sistemas enriquecidos con varios componentes, como los tipos de hielo, la materia carbonosa y el polvo condritico (Wood y Hashimoto 1993).

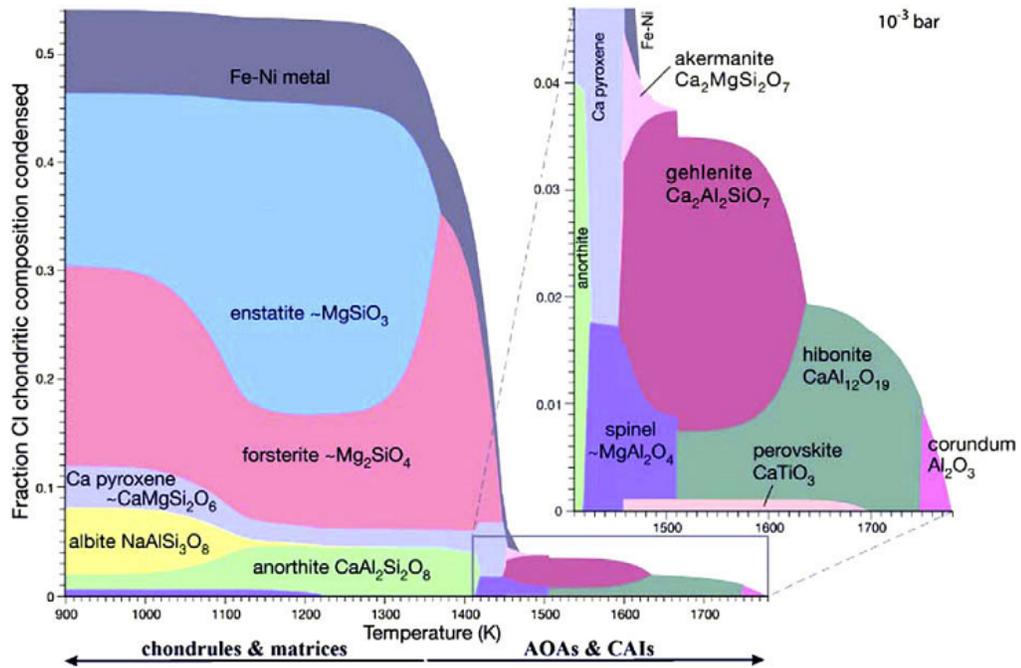


Figura 2.1: Diagrama de equilibrio. Muestra que los minerales son estables entre 900 y 1800 K en una nebulosa de composición solar a 10^{-3} bar. A 900 K, la mitad de los átomos (0.55) en una condrita CI están en minerales; el S y otros elementos volátiles están en el gas. Los minerales estables por encima de 1400 K se encuentran en inclusiones refractarias; minerales estables por debajo de 1400 K predominan en condros y material de la matriz. Sólo tres minerales se condensan en su totalidad a partir del gas en enfriamiento y son el corindón (Al_2O_3), forsterita (Mg_2SiO_4), y los metales de Fe-Ni, el resto queda a partir de la reacción entre sólidos y gases. Los líquidos son inestables a menos que la presión total o la relación polvo/gas se incremente desde 10 hasta $100\times$. Davis y Richter, (2003).

2.1. La relación carbono-olivino en condros.

Hoy en día el origen de los condros es un tema en las ciencias planetarias y meteoríticas. Existen diversos modelos que explican su origen y composición. Sin embargo, este trabajo de experimentación se orientó en la petrogénesis de los condros porfídicos. De modo que los antecedentes principales son enfocados a la participación del carbono en la estructura cristalina del olivino así como experimentos previos al nuestro.

En 1997, Hannon et al., analizaron por microsonda iónica las concentraciones de carbono e hidrógeno en los silicatos de condros tipo I y II de las condritas Allende, Semarkona y Bishunpur. La concentración de C-H eran altas y variables desde ~100 a ~1500 ppm de H₂O y de ~100 a ~3900 ppm de C, mostrando que los elementos volátiles estuvieron presentes en los granos sólidos precursores de condros. Así mismo las concentraciones de C obtenidas por Hannon et al., (1988) fueron 3 veces mayores en los condros tipo I que en los condros tipo II, proponiendo que las reacciones redox de silicatos metálicos estuvieran favorecidas por granos ricos en C, por lo tanto, la distribución heterogénea en la nebulosa protosolar causó la variación en los estados redox en condros. Esto explica que la reducción de los silicatos en la formación de olivinos forsteríticos e inclusiones metálicas en condros tipo I, es inducida por una mayor cantidad de granos de C en comparación con los condros tipo II.

Dado que los modelos termodinámicos proponen una condensación de granos de carbono en una nebulosa solar que tiene una relación C/O, estos portadores de carbono probablemente fueron polímeros orgánicos resultantes de la química presolar. Esta hipótesis está apoyada por las relaciones D/H interestelares en condros de condritas LL3 (Deloule y Robert, 1996). Esto indica que los silicatos pudieron reducirse en los granos de carbono: 1) en la fase de gas antes de la formación del condro o 2) en la masa fundida durante la formación del condro. Geológicamente Hannon et al. (1997) proponen que la relación del carbono en la Tierra, fue la responsable de la separación entre el metal y los silicatos.

Esta hipótesis podría ser correcta, ya que la concentración terrestre de carbono es alrededor de 450 ppm, (Morgan y Anders, 1980; Marty y Jambon, 1987), debido a que el 99.5% del carbono inicial se perdió en la formación

del núcleo. Dicha concentración masiva inicial de carbono en la proto-Tierra o en los planetésimos antes de su acreción, coincide con tres puntos: 1) con el calculado para condros, 2) con el hallazgo de inclusiones de grafito en fases metálicas de condros de meteoritas LL3 (Mostefaoui, 1996) y 3) con las altas concentraciones de carbono inferidas para el núcleo de la Tierra (2-4% en peso; Wood, 1993).

Otro antecedente importante fue el trabajo de Varela y Métrich, (2000). Ellos buscaron un posible mecanismo para incorporar C en la estructura del olivino, que podría estar relacionado con un efecto llamado defecto intrínseco, donde la forsterita no estequiométrica puede existir a 1400 °C. Estimando que los granos de olivino en las condritas experimentan procesos de alteración e intercambios iónicos donde intervienen el Mg, Fe y Mn, entonces se estipula que suceden mecanismos para la incorporación del carbono en olivino.

Esta indagación se basó en la selección y medición de granos de olivino por medio el contenido de carbono en distintos granos de condros, agregados y en olivinos aislados de meteoritos condriticos, también se consideró la composición química y las texturas de los condros.

Para las mediciones de carbono se utilizó la microsonda electrónica, donde las muestras se irradiaron con un haz de deuterones de 1.45 MeV. Los resultados y el error estimado para cada medición se dan en la Tabla 3, en el capítulo de Marco Teórico. Las conclusiones de Varela y Métrich (2000), fueron que el carbono está presente en bajas concentraciones (30-75 ppm), estableciendo una posible correlación entre el contenido de C de olivinos y sus contenidos de Fe y Mn. Puesto que las concentraciones de olivino tenían bajo contenido de carbono (30-75 ppm) a excepción de uno con 140 ppm.

La existencia de una correlación con los contenidos de C, indica que el carbono podría ser almacenado en los defectos de la red del olivino cuando estos se enfrían de las altas temperaturas. Por otra parte el análisis de carbono en 30 olivinos de diferentes meteoritos condriticos no establece una correlación entre el contenido de FeO en olivinos y su contenido de carbono. E independientemente del origen, los olivinos participan en distintas estructuras, 1) como granos aislados, 2) como parte de los agregados, 3) produciendo condros en condritas carbonosas (tipos CV, CM y CH y condritas ordinarias LL3.1) y 3) como fases ricas de Mg en granos de inclusiones oscuras

(por ejemplo, en el meteorito Allende). Esto demuestra que el conjunto de materia pre-planetaria, en las condritas ordinarias de bajo grado, los olivinos contienen pequeñas cantidades de carbono. Y este bajo contenido de carbono en olivinos formados en condiciones terrestres o cósmicas, no depende de la composición y se considera como característica estructural del olivino.

2.2. Investigaciones experimentales.

El trabajo de Blander y colaboradores (1975), fundieron granos pequeños de silicato de magnesio sostenidos en un alambre de iridio, por medio de un láser con longitud de onda de $10.6 \mu\text{m}$ y una potencia de 250 W. Obtuvieron fundidos que fueron examinados para hacer una comparación con los condros naturales de meteoritos, midieron los parámetros físicos y químicos para establecer las primeras condiciones de formación. Las texturas internas de las esférulas obtenidas tenían las mismas texturas que en los condros radiales naturales. Estas tendencias definidas en la morfología del cristal, la anchura del cristal y la textura, se relacionaron con la temperatura de nucleación y su composición.

Durante el experimento, la nucleación del condro a partir de fundidos con forsterita y enstatita, demostró que la forsterita presente se transformó en un vidrio silíceo ($\sim 65\%$ en peso de SiO_2), en siete de las esférulas. Mientras que en presencia de enstatita la proporción de cristales en algunos condros de meteoritos implica que se mantuvieron a temperaturas considerablemente superiores a los 600°C en algún momento de su historia térmica. El trabajo de Blander et al., (1975), proporciona un antecedente importante en la formación experimental de los condros radiales.

Connolly, Jones y Hewins (1998), demostraron que la formación de texturas en condros se puede generar a partir de fusiones de corta duración, ya que existen restricciones impuestas sobre la formación de condros generados a partir de experimentos que utilizan una larga duración. En sus experimentos la fusión va de segundos a minutos. Obtienen el límite máximo de temperatura de formación de condros de aproximadamente 2100°C .

También analizan el efecto de las variaciones de tamaño en el grano precursor en la formación de texturas en condros. Ellos usaron un material precursor de 20 a 294 μm . Partiendo de una composición de olivino rico en MgO en los condros tipo IA y condros de grano fino, los cuales se pueden formar a partir de la fusión incompleta de un precursor de tamaño de grano más uniforme menor de 63 μm . Debido a que el grano fino en condros ricos en MgO tienen temperaturas de formación más altas, ellos proponen que estos tipos de texturas definen una temperatura mínima de fusión para la formación de condros.

Otra aportación de su trabajo es que los diversos granos iniciales del material fundido en condiciones idénticas producen diferentes texturas. Cuanto más fino es el material, más núcleos permanecen en la masa fundida después de la fusión. A menor número de núcleos presentes después de la fusión, menor será el número de cristales que pueden crecer, sin embargo estos mismos cristales crecerían más sino fuera debido a la disminución de la competencia entre el crecimiento de cristales dentro del condro.

Las texturas porfídicas obtenidas tenían temperaturas máximas para los materiales que van de 20 a 62 μm , que para los materiales de 63-249 μm . En comparación con los experimentos de 63-249 μm , los experimentos de 20-62 μm se forman más completos a temperaturas más altas, lo que sugiere que la mezcla de granos pequeños (20 a 62 μm) se produce más rápido que los granos más grandes (63 a 249 μm). La textura porfídica es grande para 63 a 124 μm lo que indica que, para las condiciones experimentales, las texturas PO se producen fácilmente con este rango de tamaño de grano. Para la producción de PO se requiere que pocos núcleos permanezcan en la masa fundida después de la fusión, mientras que la textura microporfídica (MPO) requiere muchas más núcleos presentes.

Otro experimento relevante sobre la formación de condros, fue por Karina Cervantes de la Cruz (2009). Quien presenta un trabajo con resultados de la fusión experimental de olivinos terrestres con el fin de inferir algunas condiciones genéticas de los condros. Los análisis texturales de sus fundidos reproducen la textura barrada de los condros naturales, demostrando que en condros barrados de olivino, los diferentes anchos de barra están directamente relacionados con el incremento de la potencia del láser (las potencias utilizadas por el haz de CO_2 fueron de 15.8 y 25 W y de 8 y 10 W). Un aspecto

experimental muy importante de este trabajo, es que las texturas porfídicas solo estaban presentes en las muestras a las que se les agregó carbón activado (no se identificó el tipo de fase mineral cristalizada).

2.3. Modelo de formación de condros por ondas de choque.

Es ampliamente aceptado que la gran mayoría de los condros formados son por la fusión de calentamientos rápidos (Boss y Durinsen, 2005). Este modelo expone que las ondas de choque se propagan a través de una nebulosa, donde los precursores agregados son calentados hasta el punto de fusión por medio de un proceso de calentamiento, donde el arrastre de gas y la energía termal, se pierden por las colisiones grano-grano alcanzando la radiación termal del frente de onda y de otros granos de polvo (Hood y Horanyi, 1991; 1993). Este mecanismo de calentamiento en partículas sólidas por ondas de choque (Nakamoto y Miura, 2004) funciona de la siguiente manera: Cuando una onda de choque es generada en la nebulosa solar (mezcla de gas y polvo) el gas es frenado por su presión, mientras que las partículas de polvo conservan su velocidad inicial. Debido a este comportamiento dinámico diferente detrás del frente de la onda de choque, genera una diferencia de velocidad relativa entre el gas y las partículas de polvo, así las partículas de polvo son frenadas por la fuerza de arrastre de gas causada por la velocidad relativa con el gas y son calentadas por la energía de arrastre o fricción. Connolly y Love (1998), explican que las características texturales y químicas de los condros, proporcionan las limitaciones más fuertes en cualquier mecanismo de su formación y tratan de conciliar estas observaciones con la teoría de las ondas de choque.

Los parámetros que ellos proporcionan para este modelo son una velocidad inicial de $< 50 \text{ m s}^{-2}$, considerando que la onda de choque viaja con una dirección perpendicular a la superficie frontal. Asumen una temperatura de 300 K, una de presión de 1.00×10^{-5} bar, una densidad de moléculas de $3.7 \times 10^{20} \text{ m}^{-3}$ y una densidad de gas de $1.23 \times 10^{-6} \text{ kg m}^{-3}$. Tomando en cuenta que las temperaturas máximas de formación de condros se encuentran en un rango de 2000 - 2200 K con duraciones que van de segundos a minutos. Por otro lado, la falta de minerales químicamente homogéneos dentro de los condros limita sus tiempos de enfriamiento de 30 min hasta un máximo de 2

días, aunque la mayoría de los condros parecen haberse enfriado en promedio 2 a 5 horas (las velocidades lineales aproximadas de enfriamiento son de 100 °C a 1000 °C por hora). En la Figura 2.2 se muestra una onda de choque que arrastra partículas de cierto tamaño y como la densidad de concentración dependen de la densidad del gas.

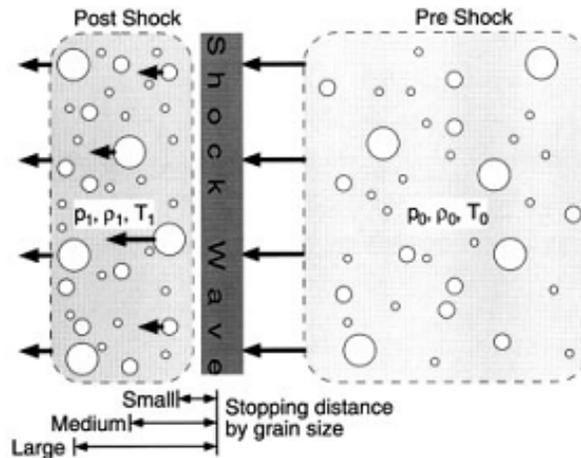


Figura 2.2: Onda de choque en una nube de gas y polvo, desde la perspectiva de un observador que se mueve a lo largo de la onda de choque, (Connolly y Love, 1998).

El ambiente del gas nebular con presión P_0 , una densidad ρ_0 y una temperatura T_0 entra en la onda de choque a la velocidad de propagación de choque V_s . El choque comprime fuertemente (en el caso ideal, instantáneamente) y calienta el gas a una mayor presión P_1 , densidad ρ_1 y temperatura T_1 , mientras que la desaceleración de su velocidad es V_1 ; donde pierde potencial de energía cinética, de calentamiento y compresión. Las partículas sólidas (que tienen la velocidad aleatoria mucho menor que las velocidades de choque) entran en el choque abruptamente encontrándose en un viento caliente de alta presión con la velocidad $(V_s - V_1)$. Las colisiones con moléculas del gas, calientan las partículas, mientras que su velocidad es relativa al gas. La mayor parte de la velocidad de una partícula está perdida cuando ha penetrado una distancia de frenado ($l_{stop} = d\rho_p/2\rho_g$) más allá del frente de choque. La escala de tiempo de este proceso y el calentamiento del gas impulsado es

$l_{\text{stop}}/(V_s - V_1)$. Las partículas pequeñas se ajustan a las velocidades con el gas de post-choque y las partículas más grandes tienen más proporcionalidad para llegar a la velocidad (por ejemplo, ~ 200 kilómetros y ~ 50 seg para un condro que mide 1 mm). Mientras que una partícula grande sufre colisiones con granos más pequeños que se mueven a la velocidad del gas justo detrás del choque. La densidad espacial final de los sólidos (tras igualar velocidades con el gas de post-choque) está relacionado con el valor de pre-shock por la misma proporción que la densidad del gas (ρ_1/ρ_0).

El modelo de ondas de choque, favorece el estudio petrológico de condritas donde los condros se forman en presencia de polvo de grano fino, observándose como condros acrecionados (o de grano fino). Esto explica porque los bordes y el material de la matriz de grano fino dentro de meteoritos inalterados, está implicado en el mecanismo de siembra para la cristalización de algunos condros (Grossman, 1984; Scott et al., 1988; Connolly y Hewins, 1995). Este material de borde y matriz de grano fino en condros es rico en compuestos volátiles (Grossman, 1984; Hewins, 1997; Scott et al., 1988; Connolly y Hewins, 1995) y son complementarios en su conjunto, porque se asemejan a la composición solar a excepción de los elementos más volátiles (Boss, 1996).

De acuerdo a Connolly y Love, (1998) las ondas de choque explican la acreción de los bordes y la relación complementaria con la química volátil del condro. Por varias razones 1) el calentamiento de la onda de choque conduce a altas velocidades mutuas entre partículas de diferentes tamaños; en el cual los granos de tamaño micrométrico paran a pocos cientos de metros del frente de choque y donde los condros de tamaño milimétrico no han frenado. 2) La diferencia de velocidades ofrece una oportunidad para que los condros formados en eventos anteriores puedan acretarse en los bordes de granos mucho más pequeños durante las siguientes colisiones. 3) Para igualar las velocidades en el flujo de gas después de la conmoción, un condro debe encontrarse en una masa de gas comparable a su propia masa. Es decir, el gas en colisión con el condro, lleva consigo granos sólidos más pequeños que el condro y por lo tanto alcanzan su máxima densidad numérica en el post-choque, colisionando con otros condros a una velocidad relativamente máxima. Por otro lado, las partículas más cercanas al condro tienen densidades numéricas inferiores y velocidades relativas. Así, un condro invadido por una onda de choque colisiona preferentemente con partículas mucho más pequeñas. Y cualquier exceso de material de acreción en un lado del condro induce una rotación

en el condro (Liffman y Brown, 1997), asegurando una acumulación más o menos concéntrica de material en el borde, dando un suministro constante de partículas de grano fino.

Metodología

El objetivo de este capítulo es presentar la caracterización de los materiales utilizados en la producción experimental de condros con textura porfídica de olivino (PO), así como delimitar y organizar los procedimientos empleados.

3.1. Propiedades químicas de los precursores.

Las muestras de olivino forsterítico utilizadas se examinaron previamente mediante un análisis de Fluorescencia de Rayos X (FRX), cuyos resultados se muestran en el Cuadro 3.1.

Las composiciones de Elementos Mayores en el olivino se midieron con un Espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X (LFRX2316), del Departamento de Geoquímica del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México. Se realizó en muestra fundida con 90 % de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$. La pérdida por calcinación (PPC) se determinó calentando 1g de muestra a 950 °C por una hora. También se obtuvieron los elementos traza, los cuales se midieron en muestra prensada con 15 % de cera-C Micropolvo. Con los datos del análisis químico del olivino calculó la fórmula cristaloquímica con respecto al oxígeno (ver Figura 3.1).

Cuadro 3.1: Resultados del análisis por FRX.

Componentes	Wt %
SiO ₂	40.461
TiO ₂	0.026
Al ₂ O ₃	0.028
Fe ₂ O ₃	10.069
MnO	0.13
MgO	49.771
CaO	0.1
Na ₂ O	0.009
K ₂ O	0.019
P ₂ O ₅	0.013
PPC	-0.57
Suma	100.056

Componentes	Contenido Masa %	Masa molecular	Cant. Moleculares	Cant. Cationes	Cant. Oxígenos	Coef. Relaciones atómicas.
SiO ₂	40.461	60.09	6733.3999	6733.3999	13466.7998	0.970748523
TiO ₂	0.026	79.9	3.254067584	3.254067584	6.508135169	0.000469136
Al ₂ O ₃	0.028	101.94	2.746713753	5.493427506	8.24014126	0.000791983
Fe ₂ O ₃	10.069	159.7	630.4946775	1260.989355	1891.484033	0.18179576
MnO	0.13	70.94	18.32534536	18.32534536	18.32534536	0.002641949
MgO	49.771	40.32	12343.99802	12343.99802	12343.99802	1.779623669
CaO	0.01	56.08	1.783166904	1.783166904	1.783166904	0.000257078
Na ₂ O	0.009	61.98	1.452081317	2.904162633	1.452081317	0.000418691
K ₂ O	0.019	94.19	2.017199278	4.034398556	2.017199278	0.000581636
P ₂ O ₅	0.013	141.94	0.915879949	1.831759899	4.579399746	0.000264083
PPC	0.57					
	101.106				27745.18732	
				divisor	6936.296829	

Figura 3.1: Cálculo de la fórmula cristaloquímica del olivino (Mg, Fe)₂ SiO₄.

Fórmula cristaloquímica del olivino:
 $[(Ca_{0,00025} Na_{0,00041} K_{0,00058} P_{0,00026})_{0,0015} (Mg_{1,7996} Mn_{0,00264})_{1,7796} (Fe^{3+}_{0,18179} Al_{0,00079} Ti_{0,00046})_{0,1830}]_{\Sigma 1,9667} (Si_{0,9707}) O_4$.

3.2. Propiedades físicas de los precursores

OLIVINO

El criterio para separar los olivinos fue que tuvieran el mínimo de inclusiones, aproximadamente se separaron 100 g de muestras en total. Seleccionando los cristales de olivino por medio de un microscopio estereográfico LEICA, separándolos de los granos que tenían inclusiones, como diópsido y espinela.

Una vez seleccionados los granos se lavaron con agua bidestilada para decantar el polvo, posteriormente se sometieron a baño ultrasónico por lapsos de 5 minutos, repitiendo este proceso las veces necesarias hasta obtener un residuo de agua cristalina. Finalmente los cristales de olivino se lavan con acetona y se secan en horno a 60 °C por 24 horas.

Posteriormente los granos de olivino se molieron en un mortero de ágata, en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Instituto de Geofísica Unidad Morelia, donde se obtuvieron 3 tamaños de grano 212 μm , 250 μm , 300 μm y +300 μm , correspondientes a la apertura de los tamices aplicados, con los siguientes pasos:

- a) Se selecciona la apertura de tamiz que va de métrico (mm, μm) o pulgadas.
- b) Se lavan los tamices con agua y jabón usando un cepillo especial para no lastimar las aperturas.
- c) Se colocan en el baño de ultrasonido por 5 minutos.
- d) Y se ponen a secar en horno a 60-65 °C por 20 a 30 minutos.
- e) Se ensamblan los tamices comenzando por la base y de menor a mayor cerrando con su tapa.
- f) Se agregan los granos y se agita moderadamente.
- g) Las muestras se vacían en papel encerado comenzando por las muestras que quedan en la base y que corresponden al tamiz de apertura más pequeña.
- h) Se guardan los granos por separado y con su respectivo tamaño de grano.

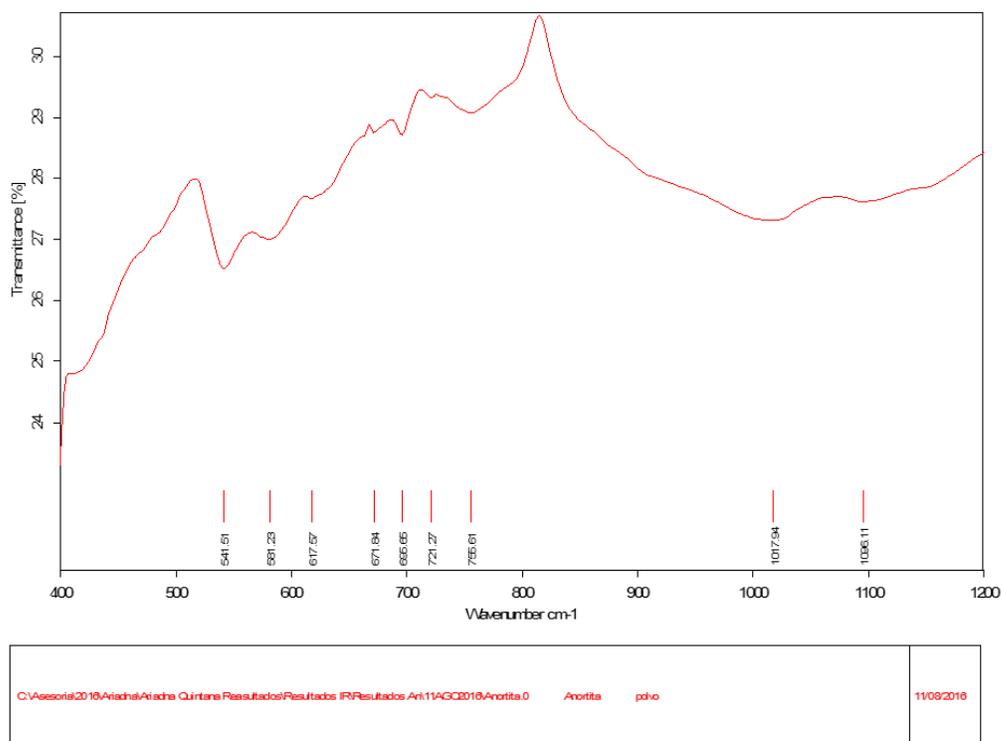
ANORTITA Y CARBONO

La anortita es una plagioclasa estándar de referencia (sus propiedades se muestran en la Tabla 3.2), del complejo básico estratificado de Fiskenaesset, Groenlandia Occidental; muestreado por F. Kalsbeek del Servicio Geológico de Groenlandia, Dinamarca.

Cuadro 3.2: Porcentaje en peso de elementos mayores de la anortosita, del complejo básico estratificado de Fiskenaeset, Groenlandia Occidental; muestreado por F. Kalsbeek del Servicio Geológico de Groenlandia, Dinamarca. Datos proporcionados por Geostandards Newsletter (Govindaraju, 1980; Govindaraju y Roelandts, 1993; Carignan et al., 2001).

Componentes	Wt %
SiO ₂	46.3
Al ₂ O ₃	29.8
Fe ₂ O ₃	0.87
FeO	2.24
MnO	0.04
MgO	1.8
CaO	15.9
Na ₂ O	1.63
K ₂ O	0.13
TiO ₂	0.22
P ₂ O ₅	0.01
H ₂ O ⁺	0.61
H ₂ O ⁻	0.11
CO ₂	0.13
Fe ₂ O ₃ T	3.36
PPC	0.65

Su análisis de espectro se midió con un espectrofotómetro de infrarrojo modelo Tensor 27 de la marca Bruker, en el Laboratorio de Análisis Químico y Espectroscopía de Infrarroja, del Instituto de Investigación en Metalurgia y Materiales de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. De acuerdo con la interpretación espectroscópica, el desplazamiento de las bandas en la región 650-500 cm⁻¹ se desplazan hacia la Anortita (An No.100), como podemos ver en la Figura 3.2.



C:\Asesoría\2016\Atacama\Atacama Quintana Resultados\Resultados IR\Resultados Ark114\AQ2016\Anortita.0 Anortita polvo 11/09/2016

Figura 3.2: Espectrograma de Infrarrojo para Anortita. Donde el desplazamiento de las bandas en la región 650-500 cm^{-1} son para Anortita No.100.

El carbono utilizado es grafito de alta pureza usado para las mediciones en microsonda electrónica. Con lo cual las muestras no requirieron preparación previa. Todas las pequeñas cargas del material precursor fueron pesadas en una balanza analítica de 4 dígitos en el Laboratorio de Evolución Química del Instituto de Ciencias Nucleares, UNAM.

3.3. Equipo experimental de formación de condros.

El equipo completo de formación de condros se encuentra instalado en el Laboratorio de Óptica Cuántica dentro del Instituto de Ciencias Nucleares de la Universidad Nacional Autónoma de México.

El dispositivo experimental se diseñó exclusivamente para la fusión de condros y fue ensamblada por el equipo de trabajo, posteriormente se desarrolló una carátula de control con el programa LabView, dicha carátula ayuda a controlar los parámetros físicos del dispositivo experimental (emisividad del láser, la potencia del láser y el tiempo de fusión).

La presión, el pirómetro, el enfriador del láser o Chiller se manejan manualmente. Cada pieza participante del dispositivo debe calibrarse tanto manual como virtualmente desde el programa en LabView. Las fallas o averías mecánicas que pueda llegar a tener el dispositivo son solucionadas con la ayuda de los responsables directos del proyecto de condros experimentales.

Partes del dispositivo

La Turbo-Bomba de vacío (Figura 3.3).

Tiene un manejo solamente manual, es decir, no está dentro de los controladores del programa en LabView. La Turbo-Bomba alcanza presiones de hasta 1×10^{-7} mbar.

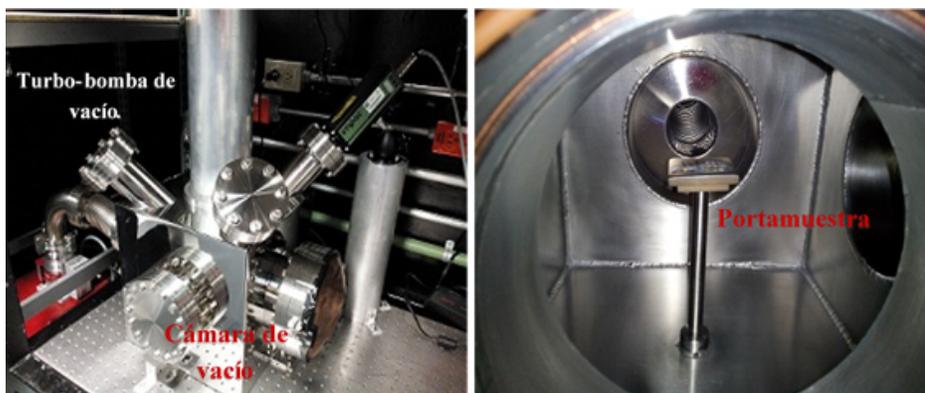


Figura 3.3: a) Cámara de vacío conectada a la turbo-bomba de vacío. (b) Portamuestras observado desde una de las ventanas laterales de la cámara de vacío, es sostenido por una base de acero.

Cámara de fusión (Figura 3.3).

Es la cabina donde se alberga y sostiene la platina de fusión, así como las ventanas en las cuales se han colocado un pirómetro y una cámara de video que permite observar la fusión, además de ayudar a apuntar el haz detector del pirómetro.

Portamuestras (Figura 3.4).

El portamuestras utilizado es de cobre con 36 casillas de fusión, dando la posibilidad de obtener 36 fundiciones por proceso. El diámetro de las casillas es de 3 mm con 2 mm de profundidad.

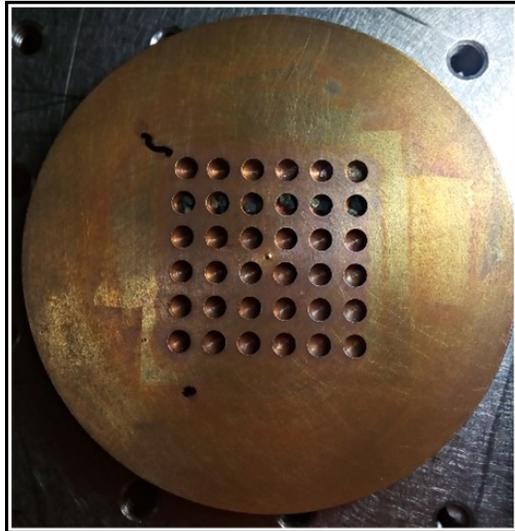


Figura 3.4: Portamuestras de cobre.

Enfriador del láser o chiller (Figura 3.5).

El chiller enfría el tubo por donde pasa la emisión del láser. Requiere de un mantenimiento cada dos o tres meses, donde se checa la cantidad de agua que alberga, así como la limpieza del tanque.



Figura 3.5: Enfriador de láser o chiller.

El láser (Figura 3.6).

Es un láser de CO_2 con potencias de 5 a 50 W que emite en el infrarrojo a una longitud de onda de $10.6 \mu\text{m}$. El láser cuenta con una llave de seguridad que interrumpe o permite la generación del haz; su calibración y sus coordenadas de movimiento, se manipulan desde el software en LabView.

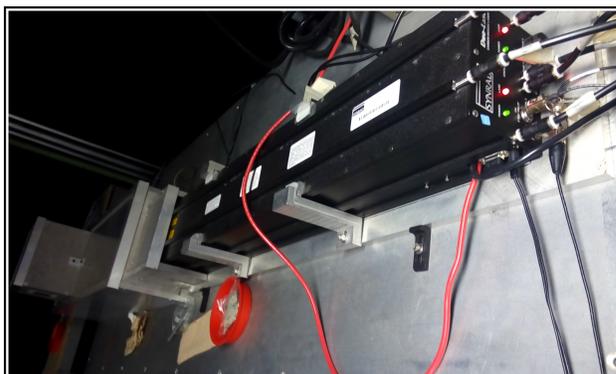


Figura 3.6: Cámara del Láser de CO_2 .

3.4. Cálculo de la proporción C/Si.

Para calcular la proporción C/Si, necesitamos conocer la química solar, ya que es un criterio fundamental en la astrofísica, donde las cantidades elementales de prácticamente todos los objetos cósmicos (planetas, estrellas, nebulosas o galaxias) están relacionadas. Los elementos en la fotosfera solar reflejan las abundancias químicas desde el nacimiento del Sistema Solar.

La distribución de los elementos en el sistema solar se origina en dos fuentes distintas: el espectro de la fotosfera solar y las condritas C1, las cuales han sufrido en menor manera los diversos procesos físicos y químicos durante el estos 4.56 Gyr (Asplund et al, 2009). En estos meteoritos, los elementos volátiles principales como H, He, C, N, O y Ne, se han agotado en diversos grados. Por dicha razón se mide en todos los meteoritos, las abundancias relativas a un elemento distinto de hidrógeno y tradicionalmente se elige el Silicio, esto ubica a las abundancias en meteoritos a la misma escala absoluta del Sol (Suess y Urey, 1956).

Para obtener las proporciones de la fotosfera solar, se usan los espectros de las líneas de absorción presentes en el espectro solar. Existen varios atlas solares tanto en intensidad como espectros de flujo en el ultravioleta, en el óptico y en las regiones IR.

Con lo explicado anteriormente para el cálculo de las proporciones Carbono-Silicio (C/Si), se emplearon las abundancias de los elementos fotosféricos solares (Asplund et al. 2009) enumerados en el Cuadro 3.3.

Sin embargo, es importante tener un rango de proporciones de acuerdo al eje heliocéntrico de nuestro Sistema Solar (Sol, meteoritas y Júpiter), con el fin de conocer la máxima y la mínima cantidad de carbono y silicio que necesitamos en nuestras fusiones. Una vez conocidos estos valores se adopta la escala astronómica usual para las abundancias logarítmicas donde H se define como $\log \epsilon_H = 12.00$, es decir, $\log \epsilon_X = \log(N_X/N_H) + 12$, donde N_X y N_H son las densidades numéricas de los elementos X y H, respectivamente.

Primero tenemos que:

$$\log \epsilon_X = \log(N_X/N_H) + 12 .$$

Cuadro 3.3: Valores solares actuales y para condritas CI.

Elemento	Sol	Condritas
He	10.98 ± 0.01	1.29
C	8.56 ± 0.06	7.39 ± 0.04
N	7.96 ± 0.06	6.26 ± 0.06
O	8.87 ± 0.06	8.40 ± 0.04
Ne	8.12 ± 0.06	-1.12
Mg	7.62 ± 0.05	7.53 ± 0.01
Si	7.59 ± 0.05	7.51 ± 0.01
S	7.37 ± 0.011	7.15 ± 0.02
Ar	6.44 ± 0.06	-0.50
Fe	7.55 ± 0.05	7.45 ± 0.01

Aplicando los valores de la Tabla 3.3, tenemos:

$$\log \epsilon_C = \log(N_C/N_H) + 12 = 8.56$$

$$\log \epsilon_{Si} = \log(N_{Si}/N_H) + 12 = 7.59$$

Por lo tanto la proporción C/Si es:

$$\log \frac{N_C}{N_H} = 8.56 - 12 = 10^{-3.44}$$

$$\log \frac{N_{Si}}{N_H} = 7.51 - 12 = 10^{-4.41}$$

$$\frac{N_C}{N_{Si}} = \frac{10^{-3.44}}{10^{-4.41}} = 9.332$$

Aplicando el inverso:

$$\frac{N_{Si}}{N_C} = \frac{1}{9,332} = 0,107$$

Donde por cada átomo de carbono hay 0.107 átomos de silicio. Posteriormente con la fórmula química del olivino (Mg_2SiO_4) y su masa atómica (116.3905 g/mol), el siguiente paso es calcular su composición porcentual:

%Mg	48.61/140.6955	×100	34.55 %
%Si	28.0855/ 140.6955	×100	19.96 %
%O	64/140.6955	×100	45.49 %

La carga de material que necesitamos para los fundidos varia de 2 a 3 mg, por las 3 combinaciones que planteamos anteriormente: [*Olivino* + *Grafito*], [*Ol* + *Anortita*] y [*Ol* + *G* + *An*]. Tomando como ejemplo la cantidad de silicio existente en 1.5 mg de olivino, usando 140.6955 g = 1 mol de olivino y la composición porcentual expuesta anteriormente. En el Cuadro 3.4 tenemos que:

Cuadro 3.4: Cálculo estequimétrico de las cantidades atómicas de silicio en olivino, así como la proporción de carbono correspondiente al peso de olivino usado.

peso olivino (mg)	moles de olivino	Si en Ol (mg)	No. átomos de Si (mg)	No. átomos de C	Cantidad de C
1.0	0.0000071075	0.1996	4.28×10^{18}	4.00×10^{19}	0.79
1.1	0.0000078183	0.2195	4.70×10^{18}	4.40×10^{19}	0.87
1.2	0.0000085291	0.2395	5.13×10^{18}	4.80×10^{19}	0.95
1.3	0.0000092398	0.2595	5.56×10^{18}	5.20×10^{19}	1.03
1.4	0.0000099506	0.2794	5.99×10^{18}	5.60×10^{19}	1.11
1.5	0.0000106613	0.2994	6.42×10^{18}	6.00×10^{19}	1.19
1.6	0.0000113721	0.3193	6.84×10^{18}	6.40×10^{19}	1.27
1.7	0.0000120828	0.3393	7.27×10^{18}	6.80×10^{19}	1.35
1.8	0.0000127936	0.3593	7.70×10^{18}	7.20×10^{19}	1.43
1.9	0.0000135043	0.3792	8.13×10^{18}	7.60×10^{19}	1.51
2.0	0.0000142151	0.3992	8.56×10^{18}	8.00×10^{19}	1.59

En 1.5 mg de olivino existen 0.29 mg de Silicio equivalentes a 6.42×10^{18} átomos de Silicio. Aplicando la razón $C/Si = 0.107$, entonces obtenemos 6.00×10^{19} átomos de carbono que equivalen a la cantidad proporcional de 1.19 mg. Por lo tanto, si nuestro rango de pesos de olivino es de 1 mg - 2 mg, entonces los pesos de carbono son de 0.79 a 2 mg, de acuerdo a los datos del Cuadro 3.4.

Aplicamos el método anterior para las abundancias en meteoritas CI y calculamos la proporción C/Si. Donde por 1 átomo de carbono hay 1.3 átomos de silicio. Calculando el mínimo y máximo de Silicio en 1 y 2 mg de olivino, tenemos que en 1 mg de olivino hay 0.19 mg de silicio equivalentes a 4.28×10^{18} átomos, proporcionalmente ocupamos 3.29×10^{18} átomos de carbono que equivalen a 0.06 mg y para 2 mg de olivino ocupamos 0.131 mg de carbono.

Mientras que las proporciones C/Si en Júpiter, donde los elementos pesados, C, N, S, Ar, Kr, Xe, en su atmósfera se encuentran enriquecidos por un factor de 2-4 en relación con la abundancia de la fotosfera solar para hidrógeno (Atreya et al., 2003). La proporción H/C para Júpiter/Sol es de un factor de

$2,9 \pm 0,5$, por lo tanto si necesitamos máximo 2 mg de carbono de acuerdo a la fotosfera solar quiere decir que calculado para Júpiter necesitamos 4.6 mg de carbono. En resumen el rango para los pesos de carbono de acuerdo a la proporción C/Si serían:

Fotosfera solar	Meteoritas	Júpiter
0.7-2.0 mg	0.06-0.131 mg	4.6 mg

Por otro lado, si durante el transcurso del trabajo experimental necesita reducirse o aumentarse la cantidad de olivino, carbono o anortita, se ajusta proporcionalmente a estos resultados.

3.5. Estimación de la Geometría del haz.

La información aquí presentada es una compilación de libros sobre láseres y sus aplicaciones, tomada principalmente de la versión hecha en español por A. Requena, C.Cruz, A. Bastida y J. Zúñiga. (s.f.). La Aventura del Láser. Recuperado el 20 de septiembre de 2016, del Sitio web del Departamento de Química Física de la Universidad de Murcia de España: <http://www.um.es/LEQ/laser/>

Láser es el acrónimo de Amplificación de Luz por Emisión Estimulada de Radiación o por sus siglas en inglés Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation, es un dispositivo que transforma otras formas de energía en radiación electromagnética.

Un láser de CO₂, es un láser de gas que contiene moléculas de CO₂ como medio activo. Cuando se habla de medio activo, es del conjunto de átomos o moléculas que pueden estimularse hasta que se produzca una inversión de población y emitir radiación electromagnética mediante emisión estimulada. Este tipo de láser emite en el espectro infrarrojo con una línea de emisión intensa de 10.6 μm .

Para esta sección explicamos brevemente el cálculo del área efectiva de fusión. Cada haz de luz sufre cierta divergencia mientras se propaga. Quiere decir, que durante la propagación de luz, la misma cantidad de energía se disemina

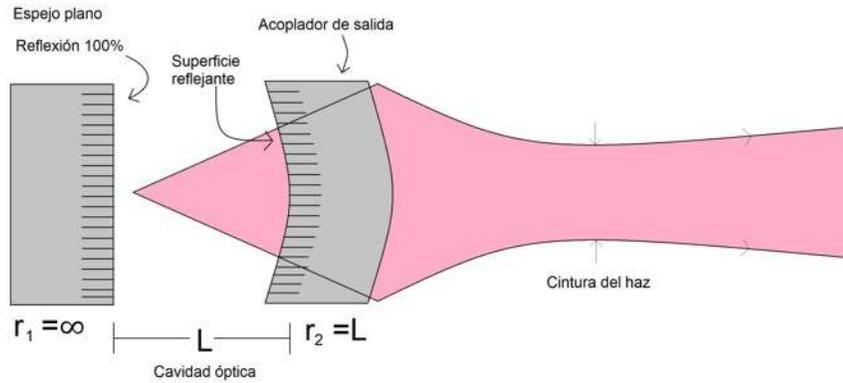


Figura 3.7: Descripción del diámetro del haz, cuando comienza a expandirse llamado cintura del haz.

sobre un área mayor, reduciendo la densidad de potencia y la efectividad de radiación. Por ello existe un acoplador de salida en el láser, el cual está diseñado para generar un haz paralelo con la mínima divergencia. De acuerdo con el tipo de cavidad óptica, existe una zona donde el diámetro del haz comienza a expandirse, esta zona a lo largo del haz se denomina cintura del haz. En la Figura 3.7 se describe el haz de salida y la zona de la cintura del haz. Donde podemos observar lo impreciso que es determinar el diámetro del haz cuando se hace acerca al acoplador de salida.

Para estimar el área de fusión, consideremos que la distribución espacial de la energía de un haz láser es emitida en una sección transversal que depende de los modos electromagnéticos o modos TEM de la cavidad ver Figura 3.8. En general el modo TEM_{00} es ideal porque tienen un perfil de intensidad gaussiano. Mientras que en la Figura 3.9, se muestra una breve descripción de la divergencia de un haz, donde W_0 es el radio del cinturón del haz en un punto 0 y R' es el radio del haz en el punto Z.

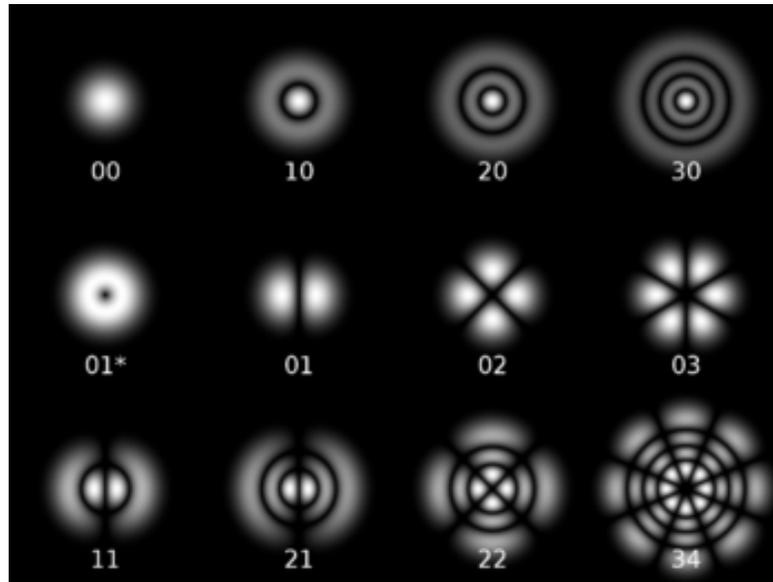


Figura 3.8: Modos electromagnéticos o modos TEM, donde TEM_{00} representa un perfil gaussiano.

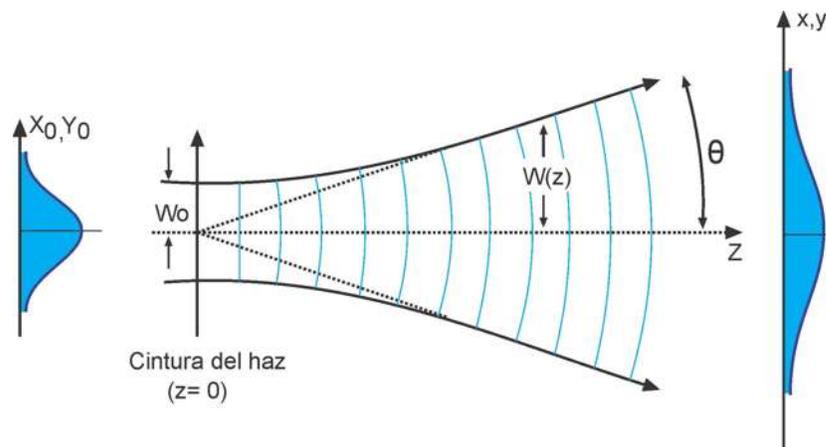


Figura 3.9: Descripción de un haz de luz que sufre una divergencia al propagarse. El punto Z , representa el radio del haz cuando llega a una superficie.

Sin embargo, para calcular el ángulo θ , es preciso conocer el punto exacto donde el haz del láser forma un ángulo de 90° , dentro de la cámara al vacío

y así calcular la variación del ángulo y la divergencia del haz a lo largo de las 36 casillas en la platina de fusión, calculándose como:

$$\theta = \arctan\left(\frac{d_2}{d_1}\right), \quad (3.1)$$

donde d_2 es la distancia (728 mm) que recorre el haz desde la salida del acoplador hasta la platina de fusión y d_1 es la distancia desde el ángulo de 90° hasta cada orificio de la platina, ver Figura 3.10.

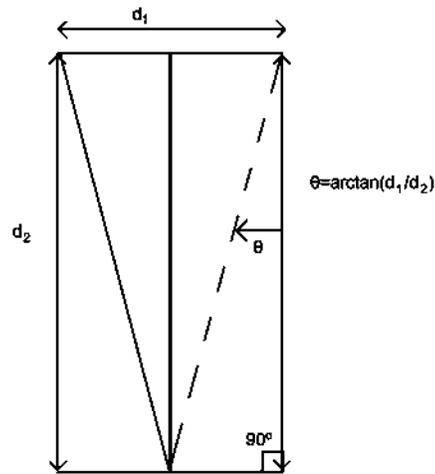


Figura 3.10: Cálculo del ángulo θ .

Una vez obtenido el ángulo θ , podemos calcular el Área efectiva de fusión, considerando que el haz es circular,

$$A = \pi W_0^2,$$

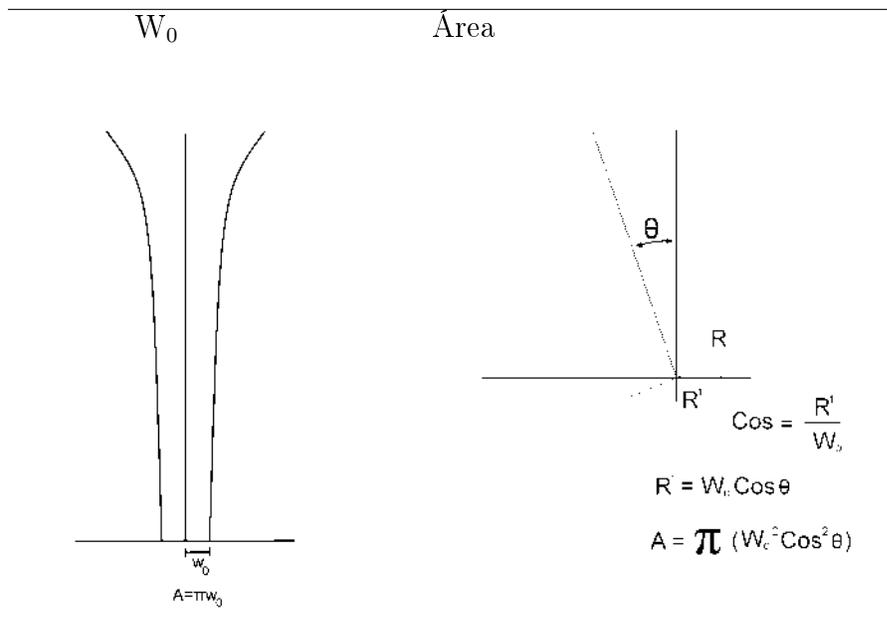
donde el radio es,

$$R' = W_0 \cos \theta,$$

por lo tanto tenemos que:

$$A = \pi W_0^2 \cos^2 \theta.$$

Los cálculos de A y R' , se muestran en la Figura 3.5, donde el valores para W_0 es 1.046 mm y para d_2 es 728 mm.



Cuadro 3.5: Cálculo del área efectiva de fusión, considerando que el área del haz es circular.

Cuadro 3.6: Valores para el área efectiva de fusión.

No. Casilla	d_1 (mm)	Ángulo θ	R' (mm)	A (mm ²)
1.1	22.6	1.77	1.045	3.43
1.2	27.99	2.20	1.045	3.43
1.3	33.38	2.62	1.044	3.43
1.4	38.64	3.03	1.044	3.42
1.5	43.53	3.42	1.044	3.42
1.6	48.78	3.83	1.043	3.42
2.1	24.60	1.93	1.045	3.43
2.2	29.20	2.29	1.045	3.43
2.3	34.47	2.71	1.044	3.42
2.4	39.25	3.08	1.044	3.42
2.5	44.45	3.49	1.044	3.42
2.6	49.53	3.89	1.043	3.42
3.1	27.65	2.17	1.045	3.43
3.2	31.8	2.50	1.045	3.43
3.3	36.07	2.83	1.044	3.42
3.4	41.03	3.22	1.044	3.42
3.5	46.05	3.61	1.043	3.42
3.6	51.09	4.01	1.043	3.42
4.1	30.28	2.38	1.045	3.43
4.2	34.43	2.70	1.044	3.42
4.3	38.82	3.05	1.044	3.42
4.4	43.28	3.40	1.044	3.42
4.5	47.85	3.76	1.043	3.42
4.6	52.56	4.12	1.043	3.41
5.1	34	2.67	1.044	3.42
5.2	38	2.98	1.044	3.42
5.3	41	3.22	1.044	3.42
5.4	46	3.61	1.043	3.42
5.5	49.87	3.91	1.043	3.42
5.6	54.84	4.30	1.043	3.41
6.1	38.40	3.01	1.044	3.42
6.2	41.39	3.25	1.044	3.42
6.3	45.15	3.54	1.043	3.42
6.4	48.77	3.83	1.043	3.42
6.5	53.03	4.16	1.043	3.41
6.6	57.44	4.51	1.042	3.41

Los resultados de la Tabla 3.7, donde el R' y el área, presentan medidas similares y sin cambios considerables, comprobamos que el área efectiva de fusión se mantuvo proporcional para las 36 casillas, sólo con variaciones de una o dos centésimas dependiendo de la casilla. Esto indica que el haz del láser tiene poca divergencia y por lo tanto, es un factor que no afecta la reproducción consecutiva de esferas.

Una vez obtenida el área de fusión podemos calcular la Irradiancia ($I = P/A$) para la casilla correspondiente a cada muestra, con el fin de conocer la potencia incidente por unidad de superficie. Donde P es la potencia del láser en Watts y A es el área en m^2 (ver Cuadro 3.7). Durante los experimentos se aplicaron dos potencias 90 y 85, cada una indica el porcentaje de radiación por lo tanto su valor en Watts es para 90 % = 58.9 W y 85 % = 57.8 W.

Cuadro 3.7: Valores para la Irradiancia según la potencia aplicada en cada muestra.

Muestra	No. Casilla	A m^2	Irradiancia P/A (85)	Irradiancia P/A (90)
Ex6A#6.5	6.5	0.00000341	$16.97 \times 10^6 \text{ W/m}^2$	$17.27 \times 10^6 \text{ W/m}^2$ $17.22 \times 10^6 \text{ W/m}^2$
Ex6A#1.6	1.6	0.00000342	$16.92 \times 10^6 \text{ W/m}^2$	
Ex6A#2.6	2.6	0.00000342	$16.92 \times 10^6 \text{ W/m}^2$	
Ex6A#6.6	6.6	0.00000341		
Ex7A#6.4	6.4	0.00000342		
Ex7A#5.5	5.5	0.00000342	$16.92 \times 10^6 \text{ W/m}^2$	
Ex8A#2.1	2.1	0.00000343	$16.88 \times 10^6 \text{ W/m}^2$	
Ex8A#5.5	5.5	0.00000342	$16.92 \times 10^6 \text{ W/m}^2$	
Ex8A#4.5	4.5	0.00000342	$16.92 \times 10^6 \text{ W/m}^2$	
Ex8A#6.4	6.4	0.00000342	$16.92 \times 10^6 \text{ W/m}^2$	

Los valores para la irradiancia, son altos considerando que el haz está concentrado por una lente convergente que reduce el área de fusión. Si queremos conocer la energía total incidente sobre la superficie iluminada es el producto de la irradiancia por el tiempo de duración de la exposición (segundos).

Cuadro 3.8: Valores para la energía total en Joules/cm², usando la Irradiancia (I) en W/cm² y el tiempo total en segundos en cada muestra.

Muestra	I P/A	Tiempo total	Energía total
Ex6A#6.5	1.69×10^3 W/cm ²	540 seg	9.17×10^5 J/cm ²
Ex6A#1.6	1.69×10^3 W/cm ²	480 seg	8.13×10^5 J/cm ²
Ex6A#2.6	1.69×10^3 W/cm ²	480 seg	8.13×10^5 J/cm ²
Ex6A#6.6	1.72×10^3 W/cm ²	480 seg	8.15×10^5 J/cm ²
Ex7A#6.4	1.72×10^3 W/cm ²	480 seg	8.27×10^5 J/cm ²
Ex7A#5.5	1.69×10^3 W/cm ²	480 seg	8.13×10^5 J/cm ²
Ex8A#2.1	1.68×10^3 W/cm ²	480 seg	8.10×10^5 J/cm ²
Ex8A#5.5	1.69×10^3 W/cm ²	540 seg	9.14×10^5 J/cm ²
Ex8A#4.5	1.69×10^3 W/cm ²	540 seg	9.14×10^5 J/cm ²
Ex8A#6.4	1.69×10^3 W/cm ²	540 seg	9.14×10^5 J/cm ²

3.6. Estimación de las tasas de enfriamiento.

Las tasas de enfriamiento se calcularon en las esferas seleccionados para los análisis de espectroscopía. En la Tabla 3.9 se muestran las variaciones de la temperatura con respecto al tiempo con resultados negativos, lo cual indica que el fundido pierde calor en °C/h. Donde T_{cx} y T_f son las temperaturas de cristalización (cx) y fusión (f) respectivamente, y los tiempos de cristalización (cx) y fusión (f) son t_{cx} y t_f respectivamente.

$$m = \frac{T_{cx} - T_f}{t_{cx} - t_f} \quad (3.2)$$

En la Figura 3.9, se muestra una gráfica de Tiempo vs Temperatura, que representa la fusión completa de cada condro, la zona de meseta (L_2) y la zona del punto específico de cristalización (L_3).

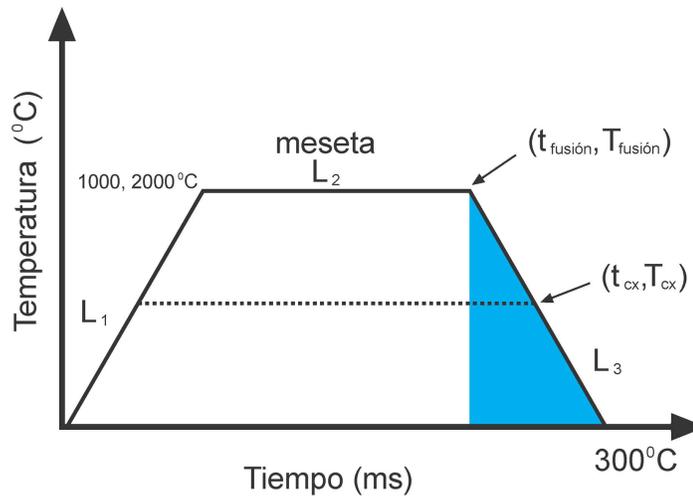


Figura 3.11: Perfil de temperatura

Por ejemplo la Figura 3.12, muestra el perfil de temperatura de la fusión completa del condro EX7A#6.4. Donde el tiempo de cristalización (t_{cx}) es 446000 msec, la temperatura de cristalización T_{cx} es 711.5 °C, el tiempo de fusión (t_f) es 419700 msec y la temperatura de fusión 900.6 °C. Por lo tanto

su tasa de enfriamiento es de $-25560\text{ }^{\circ}\text{C/h}$.

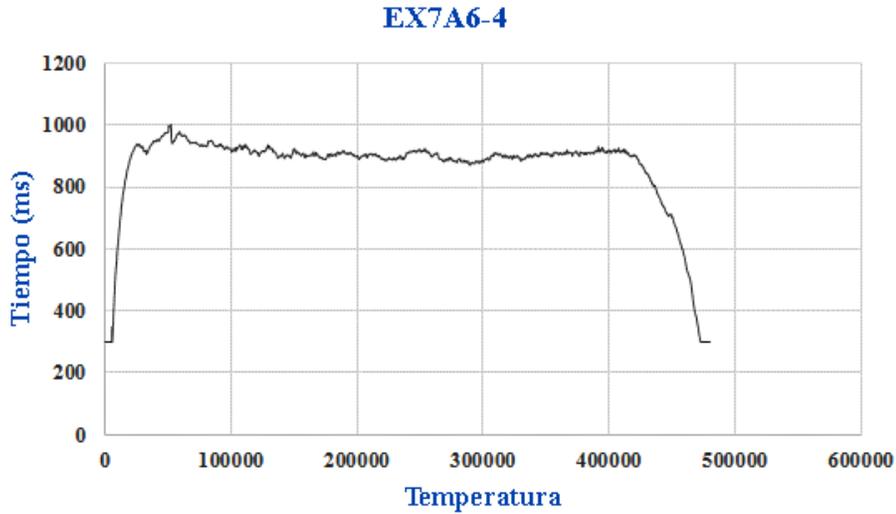


Figura 3.12: Perfil de temperatura

Cuadro 3.9: Las tasas de enfriamiento en los condros donde m es la variación de la temperatura con respecto al tiempo. Tiempo de cristalización (t_{cx}), temperatura de cristalización (T_{cx} , tiempo de fusión (t_f) y temperatura de fusión (T_f))

Muestra	X ₂ t_{cx} mseg	Y ₂ T_{cx} $^{\circ}\text{C}$	X ₁ t_f mseg	Y ₂ T_f $^{\circ}\text{C}$	m $^{\circ}\text{C/mseg}$	m $^{\circ}\text{C/h}$	T _{máx} $^{\circ}\text{C}$
Ex6A#6.5	526300	1032.9	507500	1439.5	-0.021	-77760	1998.9
Ex6A#1.6	460500	682.6	421500	904.8	-0.005	-20160	1893.1
Ex6A#2.6	457200	756.1	420800	1198.8	-0.012	-43560	1573.6
Ex6A#6.6	446800	685.5	402300	807.5	-0.002	-9720	1097.1
Ex7A#6.4	446000	711.5	419700	900.6	-0.007	-25560	1000.8
Ex7A#5.5	460400	742.5	418800	1220.3	-0.011	-41040	1547.9
Ex8A#2.1	449800	780.7	420400	1316.6	-0.018	-65520	1746.6
Ex8A#5.5	531000	600.7	509400	808.6	-0.009	-34560	1205.9
Ex8A#4.5	529900	662.1	506900	962.4	-0.013	-46800	1312.3
Ex8A#6.4	529600	604.4	508600	758.5	-0.007	-26280	1809.9

Los condros del EX6A y EX8A, tienen las temperaturas máximas más altas en comparación con el resto, debido al contenido de carbono, considerando que los condros del EX7A solamente contenían olivino. No hay una relación precisa para las tasas de enfriamiento entre condros y husos (fundidos ovalados), debido a que los husos también tenían temperaturas máximas similares a los condros, las mismas proporciones de materiales silicatados y carbono.

3.7. Condiciones experimentales de la fusión.

El objetivo de esta sección es describir las condiciones en las que se fundieron los materiales.

Se utilizarón distintas condiciones físicas del láser de CO_2 a los materiales minerales, considerando la hipótesis de calentamientos y enfriamientos rápidos (Wasson, 1996). Mientras que las cantidades de olivino, de grafito y anortita, se estimaron de acuerdo a la proporción C/Si antes mencionada.

La primera condición física del áser es la potencia que es el % de energía del haz que va de 5 a 50 W y emite en el infrarrojo a una longitud de onda de $10.6 \mu\text{m}$. Para nuestros experimentos usamos el 90 y el 85 % de la potencia equivalente a 59.6 W y 58.9 W respectivamente. Mientras que la emisividad es la cantidad de energía emitida y ésta debe ajustarse a cada tipo de material, en nuestro caso la emisividad adecuada para fusionar grafito y materiales silicatados fue de 85. Los parámetros físicos usados en el láser, se manejaron desde el software creado en LabView y fueron los siguientes:

Tiempo	Potencias
8/7	59.6 W
9/8	58.9 W

Los tiempos se componen en 8/7 y 9/8, donde los numeradores representan el tiempo total de fusión y los denominadores son los tiempos de meseta, es decir, donde la temperatura se mantuvo constante.

Considerando que los condros naturales se formaron en condiciones de vacío (10^{-5} atm) y en ambientes relativamente reductores (Wasson, 1996). La presión usada durante el experimento fue de 0.77 atm, debido a que en pruebas anteriores las bajas presiones (10^{-3} , 10^{-2} y 10^{-1} mbar) sublimaron el material silicatado (olivino). Sin embargo, la cámara de vacío alcanza presiones de 10^{-7} mbar. Por otro lado la temperatura inicial sólo puede registrarse a partir de los 300 °C y la temperatura máxima hasta los 2000 °C, que son los límites permitidos por el pirómetro.

Connolly y colaboradores (1998), sugirieron que el tamaño de los granos precursores influye en la textura de los condros. Nuestros precursores de olivino, tuvieron tamaños de grano de 212, 250 y 300 μm .

Las cantidades de olivino y carbono de acuerdo a la proporción de C/Si se muestran en el Cuadro 3.10. Mienras que el Cuadro 3.11, es un resumen de todas las variables que se controlaron como el tamaño y peso de las muestras para cada material, el tiempo de fusión y la presión, aplicadas durante la fusión.

Cuadro 3.10: Pesos de olivino y grafito, de acuerdo a la proporción de C/Si.

Cantidad olivino (mg)	Cantidad de carbono (mg)
1.0	0.79
1.1	0.87
1.2	0.95
1.3	1.03
1.4	1.11
1.5	1.19
1.6	1.27
1.7	1.35
1.8	1.43
1.9	1.51
2.0	1.59

Cuadro 3.11: Resumen cuantitativo del material precursor

Tipo de condro	Tipo I	IA= PO Porfídico de Olivino
Material precursor	Olivino Grafito Anortita	Rico en Mg Alta pureza 100 %
Tamaño de Grano (Ol)	Carga total 2-3 mg	1.0- 2.0 mg de Olivino 1.6 - 2 mg de Grafito 0.02 - 0.01 mg de Anortita
Presión (atm)	0.77 atm	
Tiempo total de fusión	8 - 9 min	

3.8. Técnicas Analíticas.

Los métodos analíticos aplicados a los condros obtenidos experimentalmente, así como el objetivo a resolver en cada uno para obtener un entendimiento completo de cada muestra.

3.8.1. Microscopio Estereográfico.

Descripción general.

La descripción de los condros experimentales inicia con el microscopio estereográfico, donde se determinó su forma, su diámetro, su textura primaria y se fotografían en todos los ángulos. Posteriormente se agruparon para llevarlos a sus análisis cuantitativos respectivamente (MEB,ER y EIR).

Fundamento teórico

Durante la revisión de los condros obtenidos, se seleccionaron por microscopio estereoscópico los fundidos enteros y esféricos con texturas que implican la cristalización rápida y/o incompleta (por ejemplo, radial, granular de grano fino, criptocristalinos, porfídicos o estructuras con vidrio intersticial). El uso de tales criterios excluyó muchos fragmentos redondeados los cuales carecían de evidencia previa de ser gotitas autónomas.

3.8.2. Espectroscopía Infrarroja (EIR)

Descripción General

De la radiación electromagnética el intervalo infrarrojo es el ideal para el estudio cristalquímico de los minerales, puesto que todos presentan bandas de absorción/reflexión en la región infrarroja (2.5-25 μm). Las absorciones que se producen en esta región espectral infrarroja (IR) involucran energías de absorción más pequeñas relacionadas con la estructura electrónica de la molécula.

Considerando el modelo mecánico de una molécula, en donde ésta puede absorber energía para rotar o vibrar, es decir, cambiar su estado energético a rotacional o vibracional. Las energías involucradas en estos procesos corresponden a las frecuencias del infrarrojo.

La Espectroscopia Infrarroja (EIR) en conjunto con la Espectroscopia Raman, proporcionan no solo la información cristalquímica de los minerales, sino también información sobre su origen natural o artificial para nuestro caso, así como las condiciones de formación. Y una ventaja de la EIRR sobre alguna otra, es una técnica no destructiva, sencilla y de análisis rápido. Mismo que fue elegida como la primera técnica para la evaluación y caracterización de los condros obtenidos.

Fundamento Teórico

Toda molécula desde el punto de vista energético, representa un sistema electromagnético. Los estados de energía de las moléculas son más complejos que los conocidos para los átomos. Las moléculas además de tener transiciones electrónicas, tienen transiciones debidas a la vibración y/o rotación de la misma. Para comprender las transiciones moleculares, nos concentraremos en dos o más átomos que están unidos formando una molécula (un núcleo compuesto de protones y neutrones rodeado por electrones), constituyendo un sistema aún más complejo que un átomo aislado. Se tratan de forma separada los movimientos de los núcleos y los electrones, debido que al contrastar la masa de los núcleos, estos últimos se mueven mucho más despacio que los electrones (un electrón es 1800 veces menos masivo que un protón). Por lo tanto, al moverse los núcleos, los electrones tienen tiempo para adaptarse a

las nuevas posiciones nucleares; y los núcleos tienen una energía que dependerá únicamente de la distancia internuclear y el estado electrónico particular. Esta acción y efecto de los electrones de pasar de un estado de energía distinto al anterior se entenderá como transición. Si la transición ocurre de un nivel bajo a uno superior, la molécula absorbe energía y si pasa de un nivel alto a uno más bajo, la molécula emite energía. Es decir, que una molécula solamente puede absorber o emitir energía en cantidades perfectamente determinadas.

A cada tipo de energía interna de la molécula corresponde una región espectral. La energía de las transiciones electrónicas corresponde al ultravioleta y la luz visible. Mientras que las energías de vibración y rotación corresponden a la región infrarroja del espectro con una longitud de onda desde 0.75 hasta 1000 micrones ($1/\lambda = 14\ 000 - 10\ \text{cm}^{-1}$) y ocupa la región espectral entre la luz visible (0.45-0.75 μm) y las ondas de radio ($\lambda > 1\ \text{cm}$). La longitud de onda del espectro vibratorio $\lambda\nu$, se mide en micrones (1 mm = $10^{-4}\ \text{cm}$). La frecuencia de vibración $\nu = c/\lambda$ es muy grande, por lo que en la práctica espectroscópica es más cómodo utilizar los llamados números de onda ($\nu = 1/\lambda$) que determinan la cantidad de longitudes de onda por centímetro.

La relación empírica entre λ y ν es igual a: $\nu\ \text{cm}^{-1} = 10^4/\lambda\ \mu\text{m}$ ($E\ \text{ev} = 1.24/\lambda\ \mu\text{m}$). Por ejemplo la longitud de onda de 1 μm corresponde un número de onda $\nu = 10\ 000\ \text{cm}^{-1}$ ($E = 1.24\ \text{ev}$).

La región infrarroja se divide en 3 zonas: Cercana infrarroja (IRC: 13 333-4000 cm^{-1} o 0.8-2.5 μm), región infrarroja mediana (IRM: 4000-400 cm^{-1} o 2.5-25 μm) e infrarroja lejana (IRL: 400-10 cm^{-1} o 25-1000 μm). Actualmente en el análisis infrarrojo de los minerales se utilizan las radiaciones en la región mediana desde 2.5 hasta 25 micrones (4000-400 cm^{-1}).

Aplicaciones

La espectroscopia IR de acuerdo a Ostrooumov (2009) puede resolver lo siguiente:

1. Identificación de las sustancias minerales en especie y variedad.
2. Estudio cualitativo y cuantitativo de las mezclas minerales.

3. Así como la determinación de los grupos estructurales SiO_4 , SO_4 , PO_4 , CH_2 por la cantidad y posición de las bandas de absorción.
4. Estudio de isomorfismo y polimorfismo.
5. Estudio de las particularidades estructurales (el grado de orden-desorden de estructura y deformación).
6. Estudio de la forma y tipo de los complejos oxígeno-hidrógeno, OH , H_2O , H_3O .
7. El grado de cristalinidad de las sustancias amorfas.
8. Las transformaciones en los procesos de calentamiento y diferentes reacciones químicas (formación de una nueva sustancia, mezcla de fases, producto intermedio, disociación).

Los análisis de espectro infrarrojo se midieron con un espectrofotómetro de infrarrojo modelo Tensor 27 de la marca Bruker, en el Laboratorio de Análisis Químico y Espectroscopía de Infrarrojo, del Instituto de Investigación en Metalurgia y Materiales de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, ver Figura 3.13.



Figura 3.13: Espectrofotómetro de infrarrojo modelo Tensor 27 de la marca Bruker.

3.8.3. Espectroscopía Raman (ER)

Descripción General

La dispersión Raman nos proporciona información espectral sobre el medio material que la produce y su análisis constituye la Espectroscopía Raman (ER), que se usa para el estudio de la vibración molecular. Un espectro Raman se caracteriza por la presencia de bandas o líneas, a cada una de las cuales corresponde un modo específico de los grados de libertad de los movimientos vibracionales, que en conjunto representan la geometría de su estructura. El espectro Raman de una sustancia muestra las bandas correspondientes a las vibraciones de los enlaces presentes en las sustancias cuyos campos eléctricos son capaces de dispersar una radiación incidente.

La Espectroscopía Raman y la Espectroscopía Infrarroja son dos técnicas que se complementan en investigaciones mineralógicas. Sobre todo si se harán un estudio cristalquímico en minerales, por ejemplo en los cristales que tienen el centro de inversión funciona la regla de la interdicción alternativa: las vibraciones de los átomos que son asimétricos con respecto al centro, no aparecen en los espectros infrarrojos, pero las vibraciones antisimétricas no aparecen en los espectros Raman. Por lo tanto, para las sustancias antisimétricas, las líneas de IR y ER se complementan. Para las sustancias sin el centro de inversión las líneas pueden coincidir por la frecuencia pero coinciden por la intensidad ya que la absorción IR aumenta con el aumento de los enlaces iónicos, mientras que la intensidad de las bandas Raman aumenta con el grado covalente.

Fundamento Teórico

Los iones y átomos enlazados químicamente para formar moléculas y redes cristalinas, están sometidos a constantes movimientos vibracionales y rotacionales; estas oscilaciones se realizan a frecuencias bien determinadas en función de la masa de las partículas que intervienen y del comportamiento dinámico de los enlaces existentes. A cada uno de los movimientos vibracionales y rotacionales de la molécula le corresponderá un valor determinado de la energía molecular.

Entonces el efecto Raman se produce cuando un haz de frecuencia determinada ν_0 , inciden sobre la nube de electrones de los átomos de una molécula, es decir, cuando un fotón incidente con energía $h\nu_0$ es mucho mayor a la diferencia de energía entre dos niveles vibracionales (o rotacionales) de la molécula, sucede que la mayor parte de la energía incidente atraviesa la molécula pero una fracción es dispersada. Esta dispersión puede ser interpretada como el proceso siguiente, el fotón incidente lleva a la molécula transitoriamente a un nivel de energía vibracional (o rotacional) superior no permitido, el cual deja rápidamente para caer en un nivel de energía permitido y emitiendo un fotón, la frecuencia del fotón emitido será la diferencia de energía entre el nivel energético y el fotón. Pero pueden suceder varios casos:

1. Si el fotón emitido de la interacción fotón-molécula tiene la misma frecuencia que el fotón incidente, se dice que el choque es elástico, porque el fotón y la molécula no tienen variaciones en su estado energético, entonces la molécula vuelve al mismo nivel de energía y el fotón emitido tiene la misma frecuencia ν_0 que el fotón incidente, este proceso se llama dispersión Rayleigh.
2. Si la interacción fotón-molécula, el fotón emitido tiene una frecuencia distinta de la incidente, se dice que el choque es inelástico, es decir, hay transferencia de energía entre la molécula y el fotón, por lo tanto ocurren dos fenómenos:
 - Si el fotón dispersado tiene una frecuencia menor a la del fotón incidente, se produce una transferencia de energía donde la nube de electrones de la molécula pasa a un estado superior no permitido para después decaer en un estado superior permitido, mientras que el fotón emitido es dispersado con una frecuencia $\nu_0 - \nu_r$, esta dispersión se llama Raman Stokes.
 - Si el fotón dispersado tiene una frecuencia mayor a la del fotón incidente, debido a que los electrones de la nube electrónica de la molécula se encontraban en un estado de energía superior y al entrar en contacto con el fotón incidente los electrones decaen a un estado fundamental se produce una transferencia de energía llamada Raman Anti-Stokes, y el fotón dispersado tiene una frecuencia $\nu_0 + \nu_r$.

Por estos fenómenos el espectro Raman representa la intensidad óptica dispersada en función del número de onda que se produce. El número de onda es una magnitud que se expresa en cm^{-1} :
$$v = \nu/c = i/\lambda.$$

Aplicaciones

De acuerdo a Ostrooumov (2009) la ER se aplica:

1. En investigaciones cristaloquímicas (orden-desorden en las estructuras) así como el estudio de los microcristales con tamaños de hasta 100 Angstroms, sólidos, soluciones sólidas, transformaciones de fases, detección de los centros de color en algunos minerales.
2. Análisis de fases minerales (identificación de miembros minerales en series isomórficas).
3. Estudio de inclusiones (sólidas y fluidos).
4. Identificación de minerales y sus variedades.
5. Cálculo de las constantes termodinámicas de los minerales.

Fundamentalmente la espectroscopia Raman es una técnica no destructiva que no requiere preparación de la muestra. Se aplica a una diversidad de muestras sólidas, líquidas y gaseosas. Así como analizar muestras opacas o transparentes en polvo microcristalino 10^{-12}g . Sus principales ventajas son las siguientes:

1. Alta resolución espectral (0.001 cm^{-1}) y espacial ($1 \mu\text{m}$).
2. Rapidez en la adquisición de los espectros (10-12 segundos).
3. Analiza las inclusiones de minerales que no son observables en la superficie de la muestra, sino en el interior.

Los análisis de Espectroscopía Raman, se realizaron en el Centro de Ciencias Aplicadas y Desarrollo Tecnológico, en el Laboratorio Universitario de Caracterización Espectroscópica (LUCE). Que cuenta con un Microscopio Microscopio con focal AF acoplado a espectroscopía Raman, ver Figura 3.14.

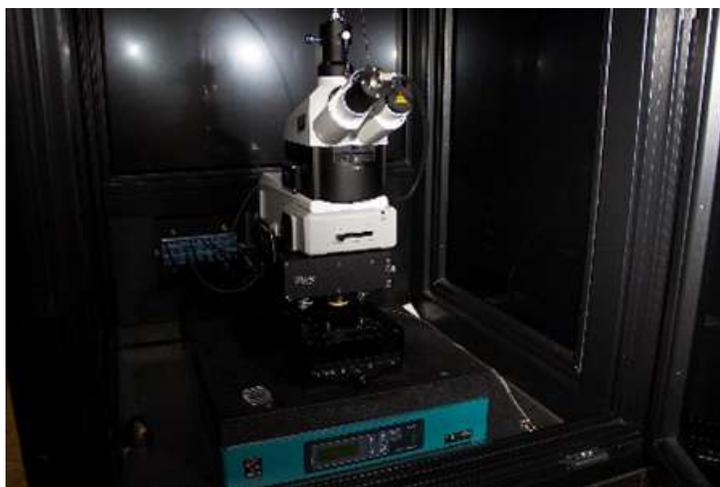


Figura 3.14: Microscopio Microscopio con focal AF acoplado a espectroscopía Raman.

3.8.4. Microscopio Electrónico de Barrido

Descripción general

La Microscopía electrónica de barrido (MEB) es una técnica del estudio topográfico de la superficie de los cuerpos sólidos.

La resolución de un microscopio es limitada por la longitud de onda de la radiación empleada. En el Microscopio Electrónico de Barrido se emplea un haz de electrones en lugar de la luz visible debido a que los electrones pueden poseer longitudes de onda del orden de nanómetros y la diferencia con los rayos X es que pueden focalizarse con la ayuda de lentes magnéticos. En consecuencia se pueden observar los distintos efectos en la interacción de los electrones con la materia.

Fundamento Teórico

En un microscopio electrónico de barrido, los electrones incidentes de algunas decenas de keV provocan emisión de electrones secundarios y retrodispersados, cuyo procesamiento permite la obtención de las imágenes. Los electrones secundarios producidos por las colisiones de electrones de alta energía con la muestra son de baja energía (0-20 eV), los cuales pueden salir de la muestra y ser detectados. Los electrones secundarios emitidos dependen de la energía del haz incidente, la densidad y la topografía de la superficie. La intensidad de la imagen obtenida depende del número atómico de los elementos y la topología de la muestra.

La espectrometría por dispersión de energía de los rayos X, combinada con la MEB permite conocer los elementos y obtener datos sobre su concentración. El microscopio electrónico de barrido (MEB) unido a un espectrómetro de energía (EDX) o de longitud de onda (WDX) de rayos X, es un método que proporciona información detallada, debido a su profundidad de campo (0.5-0.8), una resolución de 50× y un alto rango de aumentos (hasta 150,000) que superan los índices correspondientes de los microscopios ópticos.

Aplicaciones

Con este método podemos obtener los siguientes estudios en minerales:

1. Heterogeneidad de los individuos minerales así como la estructura y

microestructura de una superficie.

2. Morfología, zoneamiento, composición de facetas y caras, mecanismo del crecimiento de los cristales minerales.
3. Composición química de los individuos minerales extremadamente pequeños (microfases).
4. Composición de las inclusiones líquidos-sólidos.

Nuestros análisis de composición elemental semi-cuantitativos por MEB-EDS se realizarán en 3 sesiones en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis del Departamento de Geoquímica en el Instituto de Geología, UNAM. Que cuenta con un Microscopio electrónico de barrido marca Zeiss, modelo EVO MA10 equipado con Detector de rayos X marca Bruker, modelo XFlash 30 (ver Figura 3.15).



Figura 3.15: Microscopio electrónico de barrido marca Zeiss, modelo EVO MA10 equipado con Detector de rayos X marca Bruker, modelo XFlash 30.

Resultados

Se llevaron a cabo 8 sesiones experimentales con un total de 288 muestras. En la sexta sesión experimental comenzaron a fundirse los materiales, creando las primeras esferas, donde el tamaño de los precursores fueron 300, 250 y 212 μm . Con un total de 108 muestras fundidas, sin embargo, sólo 22 fueron seleccionados. En la Figura 4.1, se presentan las características físicas de los precursores y las condiciones en las que se fundieron.

A continuación se presentan los resultados de las propiedades físicas aplicadas de acuerdo a su número de sesión experimental.

En el experimento 8 (Ver Figura 4.2), las mezclas de materiales fueron Ol+An y Ol+An+Gr. Las esferas se acomodaron de acuerdo a su tipo de mezcla, Ex8A#6.1, Ex8A#4.1 y Ex8A#2.1, pertenecen a la mezcla de Ol+An y las muestras Ex8A#3.4, Ex8A#2.4, Ex8A#5.4, Ex8A#5.5, Ex8A#4.5 y Ex8A#6.4, pertenecen a la mezcla Ol+An+Gr.

Para los conjuntos del experimento Ex6A (ver Figura 4.3) y las esferas Ex8A#3.4, Ex8A#2.4, Ex8A#5.4, Ex8A#5.5, Ex8A#4.5 y Ex8A#6.4 del Ex8A, se observan temperaturas máximas por arriba de los 1400 hasta los 1900 °C que coinciden con el contenido de grafito, sin embargo, para las mezclas que no contienen grafito como Ex7A#5.1, Ex7A#5.5, Ex7A#4.1, Ex7A#6.4 del Experimento Ex7A y las muestras Ex8A#6.1, Ex8A#4.1 y Ex8A#2.1, las temperaturas máximas se mantienen entre 1000 y 1700 °C.

Muestra	Tmáx °C	Tiempo meseta (min)	I Potencia del láser (W)	Peso (mg)			Tamaño de precursor (µm)	Tamaño de fundido (µm)	Textura
				Olivino	Grafito	Anortita			
Ex6A#2.1	1416	7	85	1.4	1.8	-	300	419	BPO escamoso
Ex6A#4.2	1905	8	90	1.4	1.6	-	300	382	PO
Ex6A#6.4	745.9	8	85	1.1	1.7	-	250	355	BO
Ex6A#2.6	1574	7	85	1.5	1.8	-	300	445	PO transparente
Ex6A#6.5	1999	8	85	1.5	1.7	-	300	464	PO
Ex6A#2.4	1661	7	85	1.9	2	-	250	486	PO
Ex6A#1.6	1893	7	85	1.9	2	-	300	567	PO
Ex6A#6.6	1097	7	90	2	2	-	300	561	PO
Ex7A#5.1	1482	8	85	1	-	-	250	500	BPO
Ex7A#5.5	1548	7	85	1.4	-	-	300	386	PO
Ex7A#4.1	1548	8	85	1.7	-	-	250	232	Transparente
Ex7A#6.4	1001	7	90	1.7	-	-	300	279	PO
Ex8A#6.1	1405	8	90	1.7	-	0.7	212	258	PO
Ex8A#4.1	1222	8	85	1.5	-	0.5	212	332	Traslúcido
Ex8A#2.1	1747	7	85	1.6	-	0.1	212	343	Traslúcido
Ex8A#3.4	1809	7	90	1.4	1.8	0.4	250	279	PO
Ex8A#1.4	1228	7	90	1.3	1.7	0.7	250	352	BPO traslúcido
Ex8A#2.4	1538	7	90	1.3	1.8	0.6	250	484	PO traslúcido
Ex8A#5.4	1972	7	85	1.4	1.6	0.5	250	435	PO traslúcido
Ex8A#5.5	1206	8	85	1.3	1.8	0.5	300	478	PO bifásico
Ex8A#4.5	1312	8	85	1.7	2	0.3	300	521	PO traslúcido
Ex8A#6.4	1810	8	85	1.5	1.9	0.3	250	499	BPO

h

Figura 4.1: Características físicas de los precursores experimentales y las condiciones en las que se fundieron. Las texturas superficiales observadas son BPO (Barrado Porfídico de Olivino), PO (Porfídico de Olivino) y BO (Barrado de Olivino).

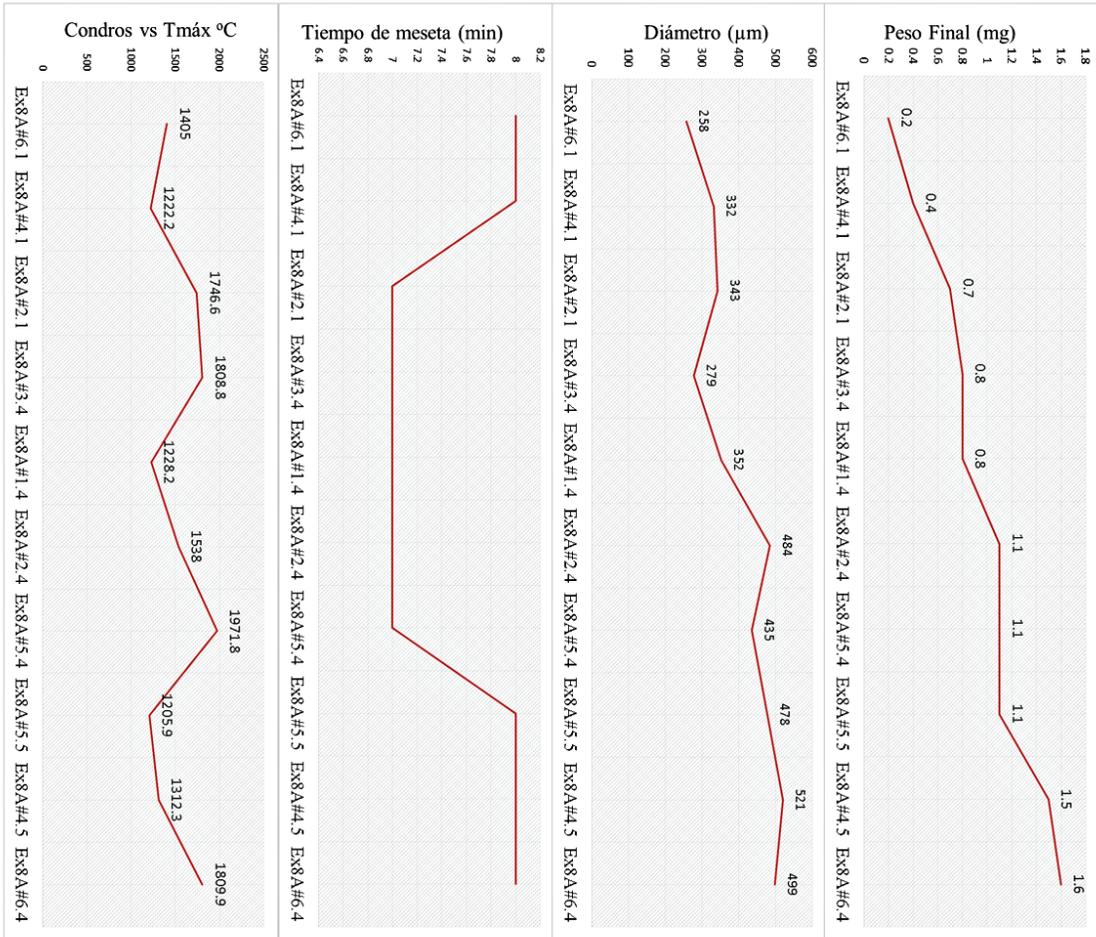


Figura 4.2: Conjunto de esferas del experimento Ex8A, los parámetros de fusión para cada condro se muestran de derecha a izquierda, comenzando por temperatura máxima, tiempo de meseta, diámetro final de condro y masa final.

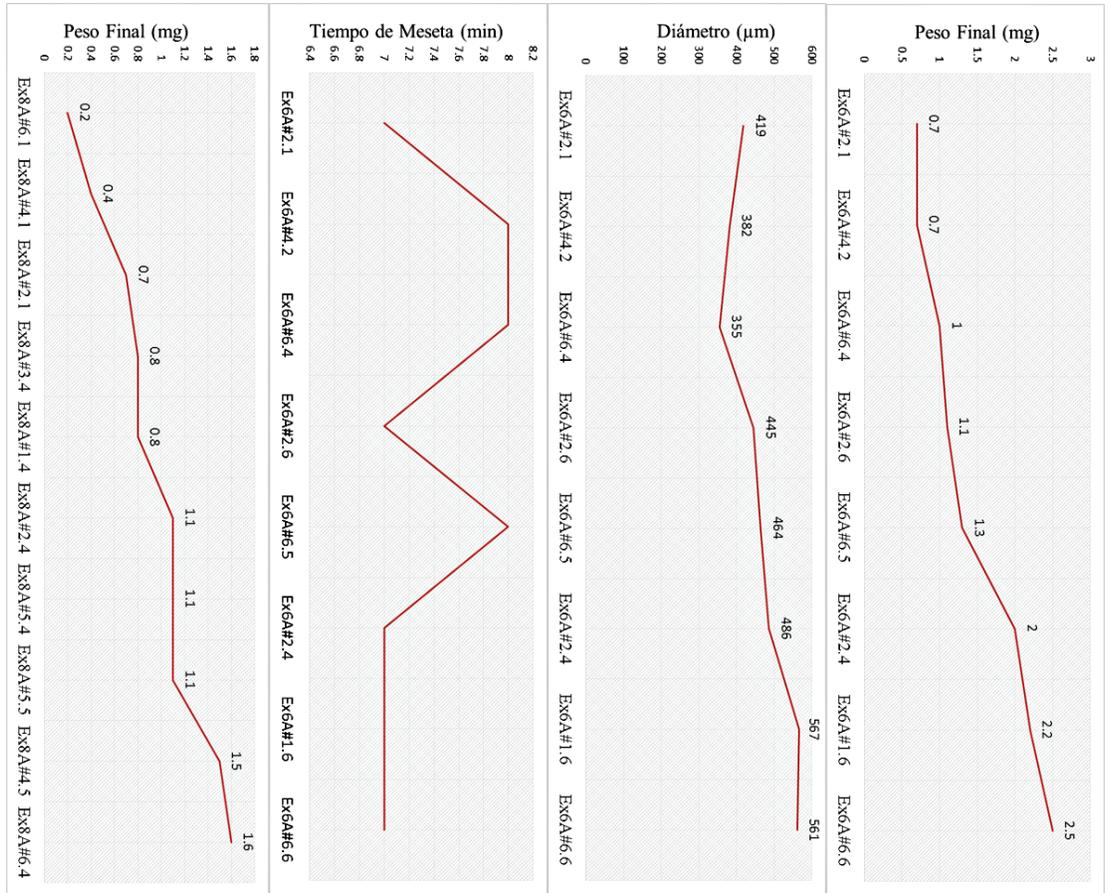


Figura 4.3: Conjunto de condros del experimento Ex6A, donde la mezcla de precursores fue Ol+Gr y los parámetros de fusión para cada condro obtenido van derecha a izquierda.

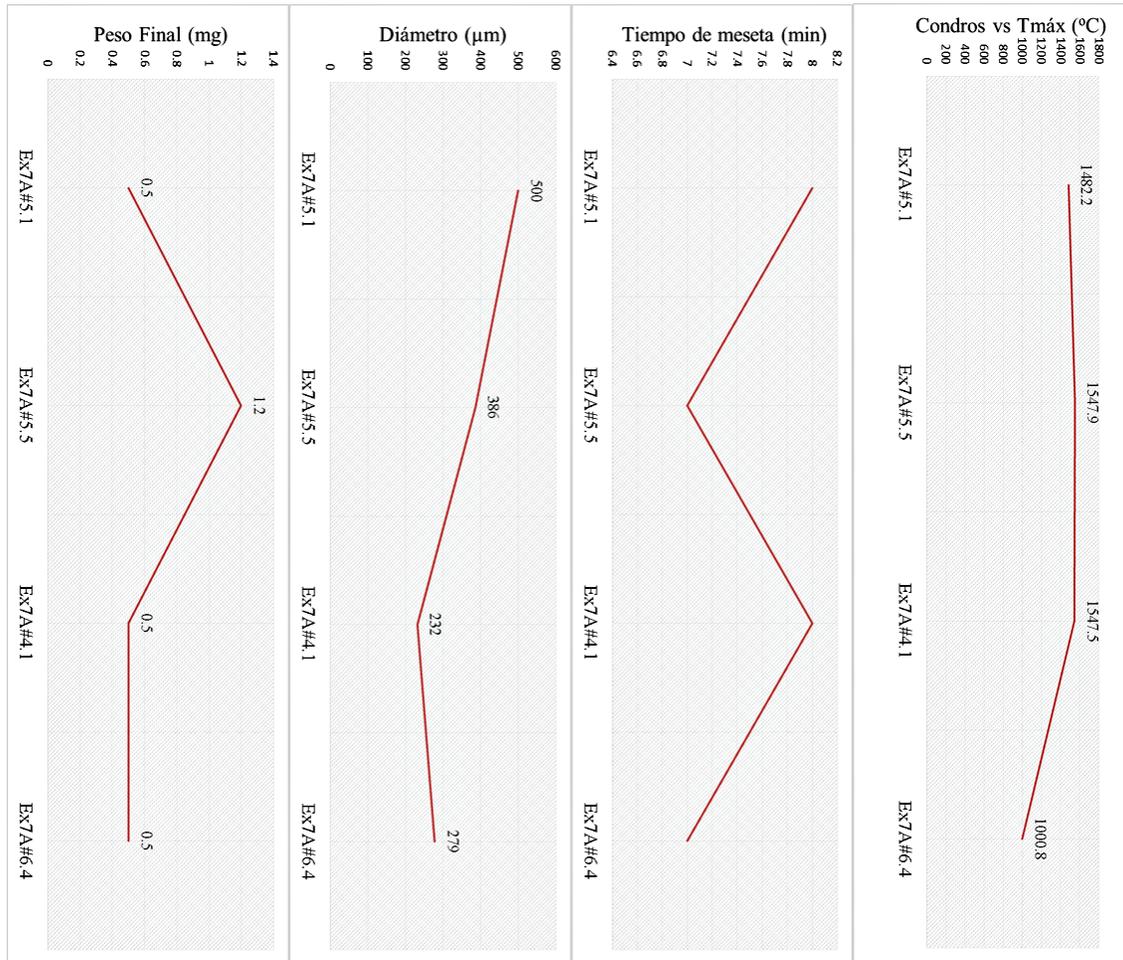


Figura 4.4: Conjunto de condros del experimento Ex7A, donde el material precursor solo fue Olivino, los parámetros de fusión para cada condro obtenido van de derecha a izquierda.

La cantidad de grafito en el precursor con el diámetro final de la esfera es proporcional. En los condros Ex6A#2.4, Ex6A#1.6 y Ex6A#6.6 donde la masa de grafito fue de 2 mg, el diámetro final fue relativamente más grande (486, 567, 561 μm respectivamente) que el resto de las muestras en Ex6A. Mientras que las muestras Ex8A#3.4, Ex8A#2.4, Ex8A#5.4, Ex8A#5.5, Ex8A#4.5 y Ex8A# 6.4 del experimento Ex8A donde la cantidad de grafito fue entre 1.8-2 mg, las esferas presentan diámetros entre 279 y 521 μm . Del experimento Ex7A (ver Figura 4.4, se obtuvieron solamente 7 esferas, sin embargo presentan las temperaturas máximas más bajas de los 1000 a 1547 $^{\circ}\text{C}$.

4.1. Descripción textural de las esferas.

Los experimentos esféricos obtenidos fueron fotografiados con una cámara digital acoplada a un microscopio estereoscópico. Para observar la morfología externa y clasificar las texturas estereoscópicas de cada esfera. Y así seleccionar los mejores candidatos para las siguientes técnicas analíticas.

La morfología externa y la composición química fue corroborada y observada en un microscopio electrónico de barrido explicado en la sección siguiente.

Las muestras Ex6A#4.2, Ex6A#2.6, Ex6A#6.5, Ex6A#2.4, Ex6A#1.6, Ex6A#6.6; Ex7A#5.5, Ex7A#6.4; y Ex8A#2.1, Ex8A#3.4, Ex8A#5.4, Ex8A#5.5, Ex8A#4.5 y Ex8A#6.4, presentan una textura superficial porfídica como se muestra en las Tablas 4.1, 4.2, 4.3, 4.4.

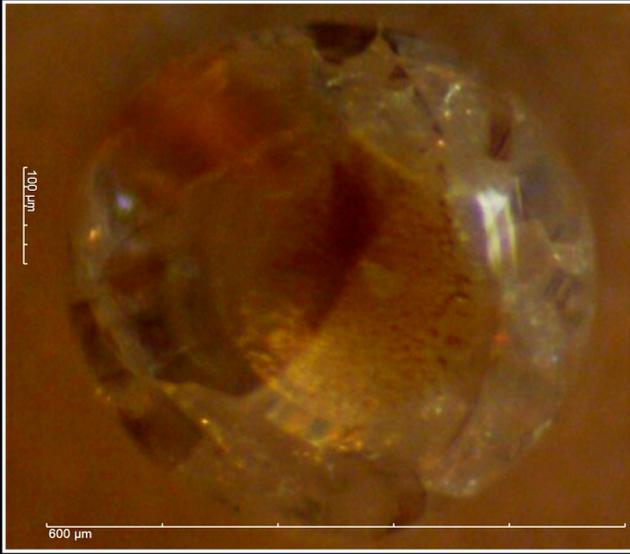
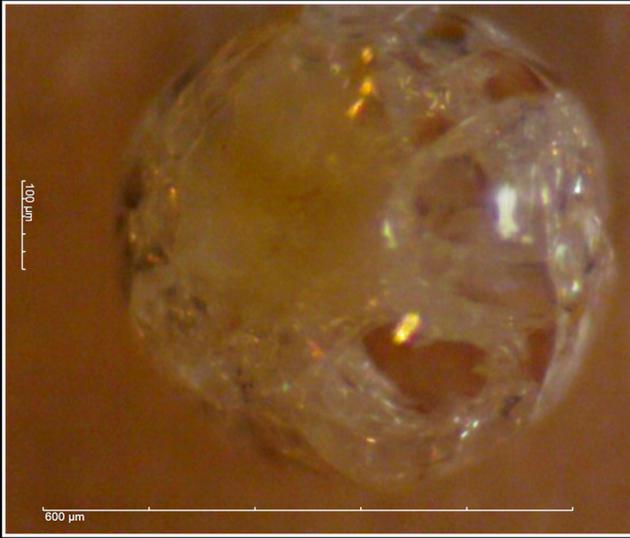
Foto estereoscópica	Nombre	Diámetro
	Ex6A#2.6	445 μ m
	Ex6A#6.5	464 μ m

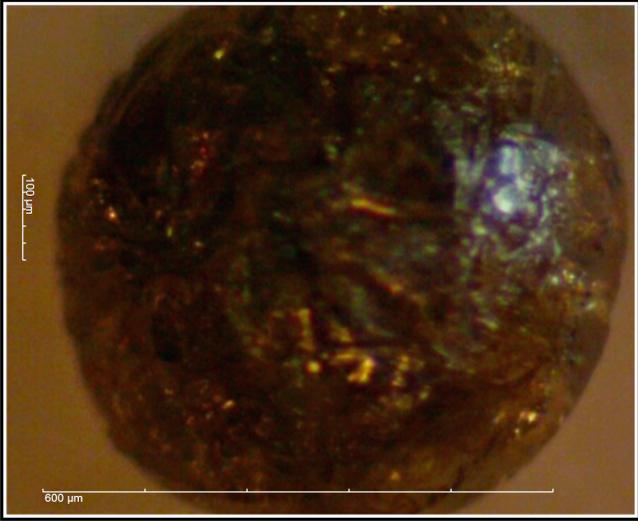
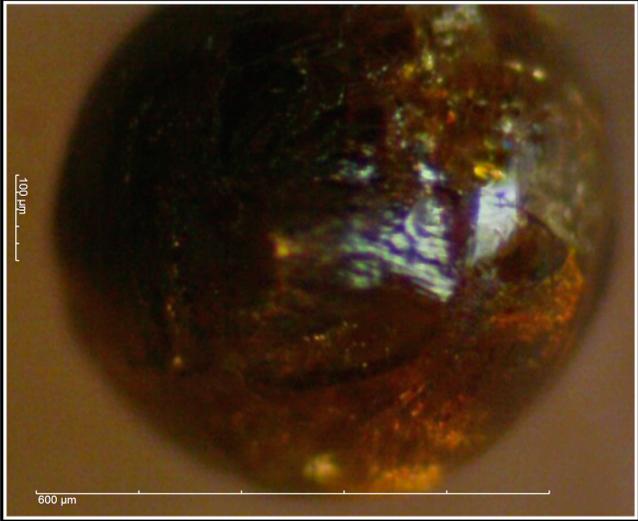
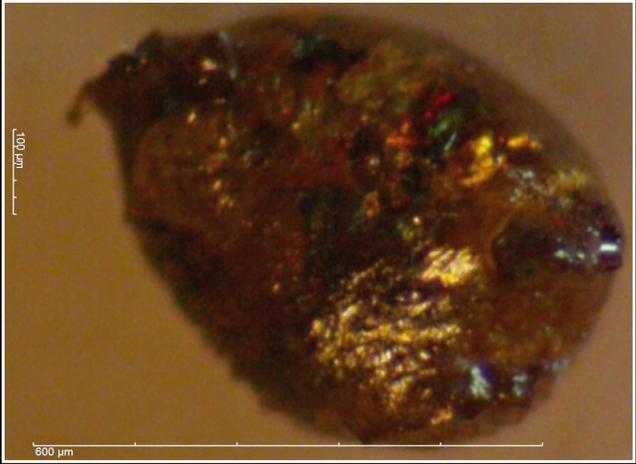
Foto estereoscópica	Nombre	Diámetro
	Ex6A#1.6	567 μm
	Ex6A#6.6	561 μm

Foto estereoscópica	Nombre	Diámetro
	Ex6A#2.4	486 μm

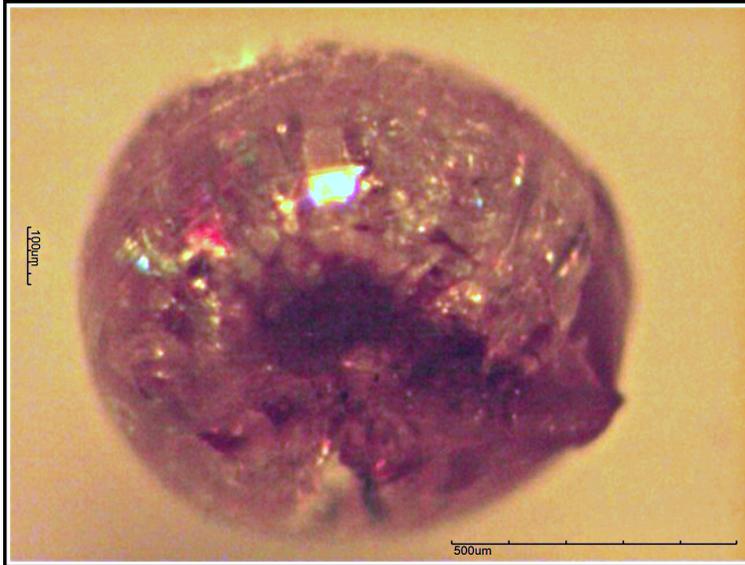
Cuadro 4.1: Esferas que resultaron del experimento Ex6A, cuya mezcla fue Ol+Gr. Fotografías obtenidas con un microscopio estereoscópico.

Los esferas Ex6A#2.6 y Ex6A#6.5 presentan una textura superficial porfídica con una superficie cristalina y brillo vítreo. La muestra Ex6A#6.5, presenta una temperatura máxima por arriba de los 1900 °C, la potencia de láser aplicada fue de 57.9 W. Las muestras Ex6A#1.6 y Ex6A#6.6, también presentan una textura porfídica, sin embargo su contenido de grafito fue de 2 mg, mostrando una matriz oscura. Para la esfera Ex6A#6.6 la potencia del láser fue de 58.9 W con una temperatura máxima de 1097.1 °C. La cual podría no ser la real, debido a una incorrecta lectura del pirómetro. Las esferas mencionadas fueron seleccionadas para los análisis semi-cuantitativos de MEB-EDS. Por último la muestra Ex6A#2.4, representa la forma de un huso.

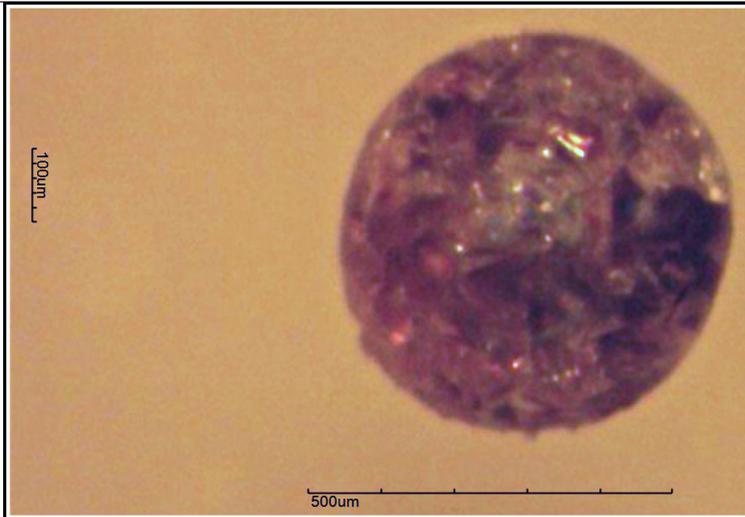
Foto estereoscópica

Nombre

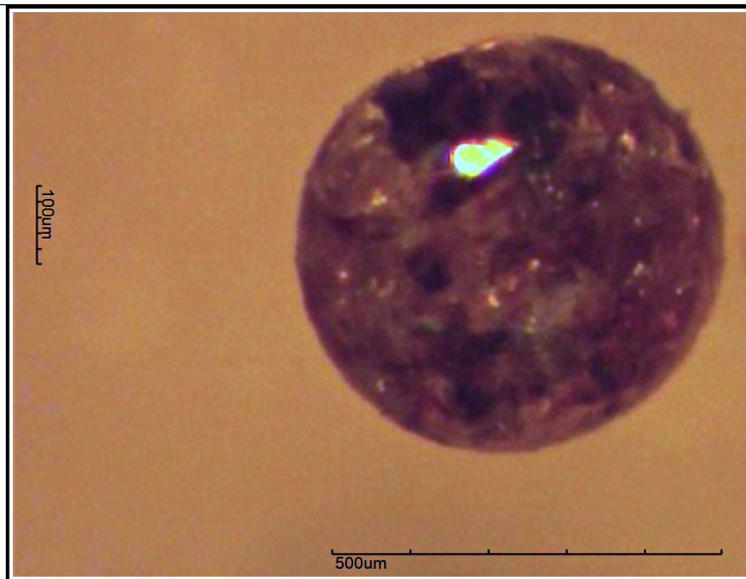
Diámetro



Ex7A#5.5 386µm



Ex7A#6.4 279µm



Ex7A#6.4b

Cuadro 4.2: Esferas que resultaron del experimento Ex7A, cuyo material precursor sólo fue Olivino. Fotografías obtenidas con un microscopio estereoscópico.

Los esferas Ex7A#5.5 y Ex7A#6.4, presentan una textura porfídica con microcristales de olivino sin la presencia de grafito. Para la muestra Ex7A#5.5 la potencia del láser fue de 57.9 W alcanzando una temperatura máxima de 1547.9 °C, mientras que para la muestra Ex7A#6.4 la potencia del láser fue de 58.9 W con temperatura máxima de 1000.8 °C, la cual también podría estar asociada a una incorrecta lectura del pirómetro. Ambas muestras fueron seleccionadas para los análisis semi-cuantitativos de MEB-EDS.

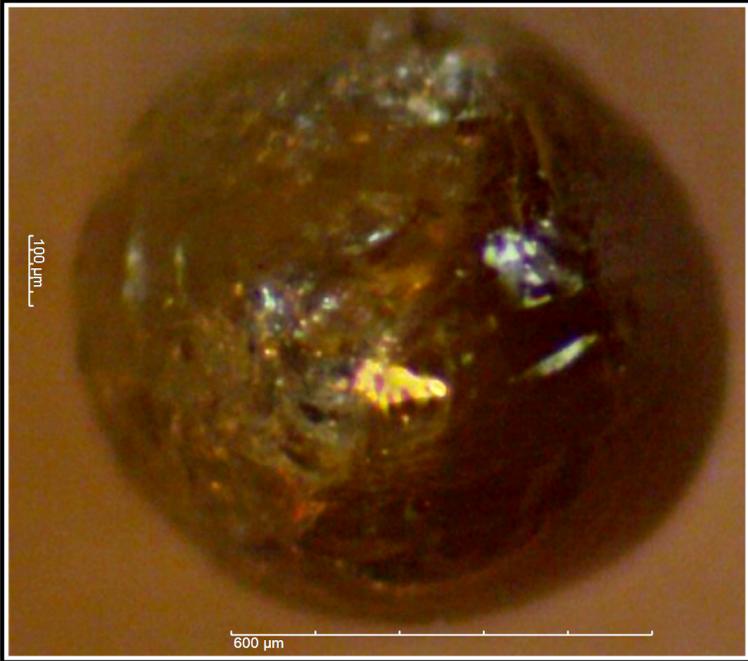
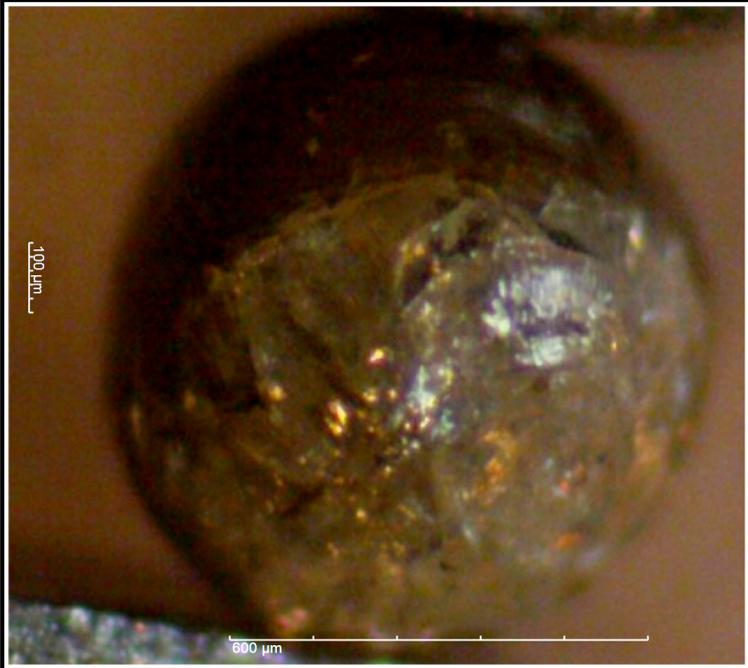
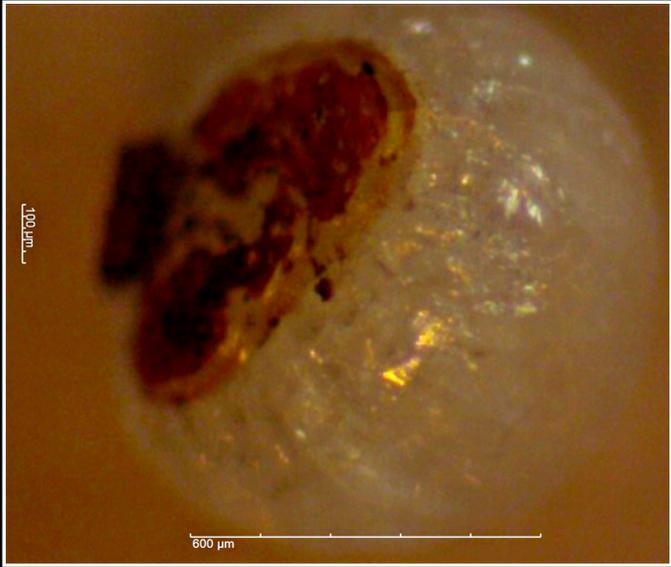
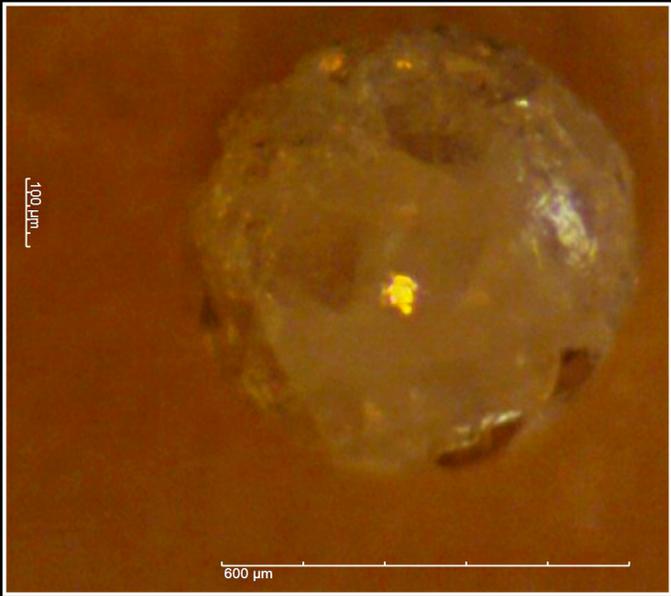
Foto estereoscópica	Nombre	Diámetro
	Ex8A#5.5	478 μm
	Ex8A#5.5b	

Foto estereoscópica	Nombre	Diámetro
	Ex8A#4.5	521 μm
	Ex8A#2.1	343 μm

Cuadro 4.3: Esferas que resultaron del experimento Ex8A, donde sólo el condro Ex8A#2.1 tuvo una mezcla de Ol+An, las demás esferas tuvieron una mezcla de Ol+Gr+An. Fotografías obtenidas con un microscopio estereoscópico.

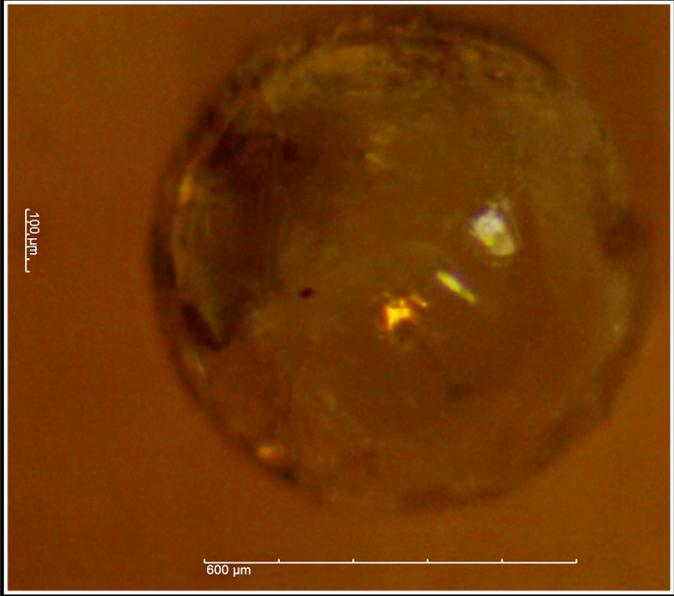
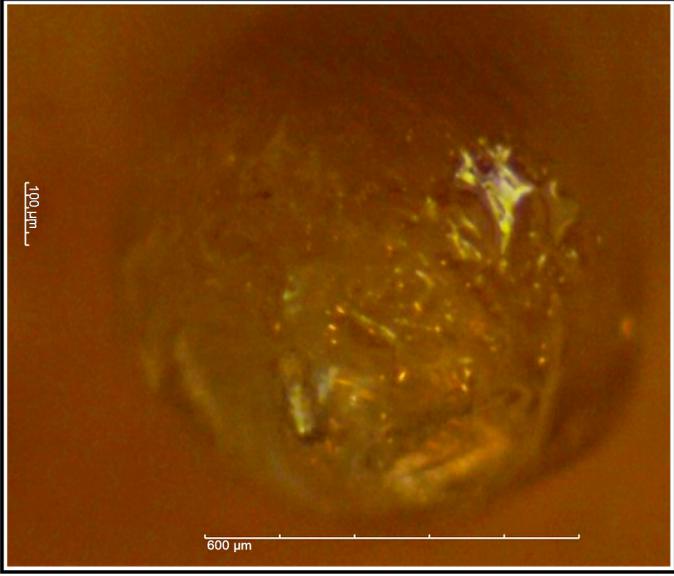
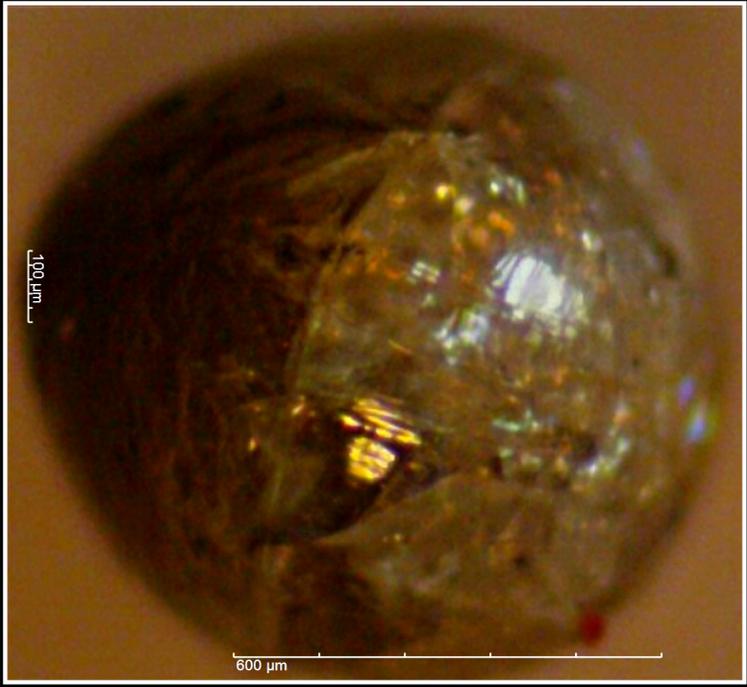
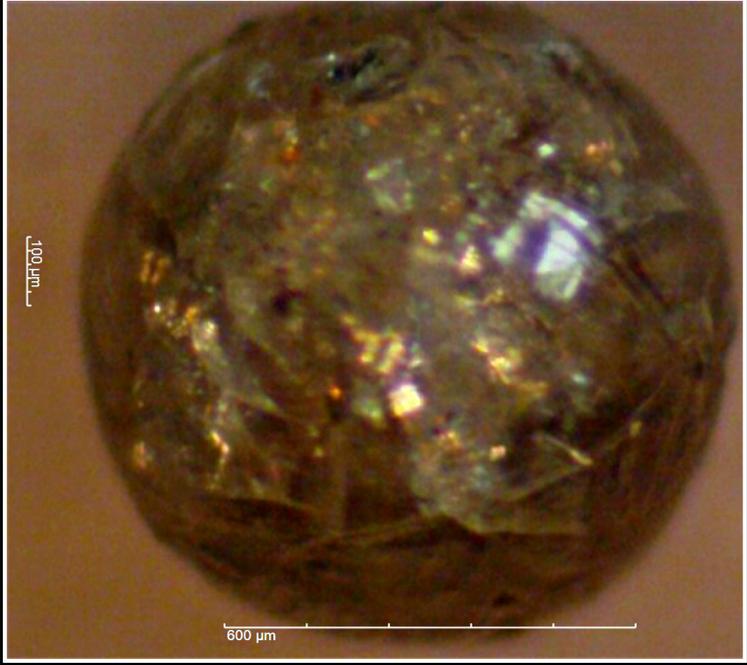
Foto estereoscópica	Nombre	Diámetro
	Ex8A#3.4	279μm
	Ex8A#5.4	435μm

Foto estereoscópica	Nombre	Diámetro
	Ex8A#6.4b	499 μm
	Ex8A#6.4	

Cuadro 4.4: Esferas resultaron del experimento Ex8A, donde tuvieron una mezcla de Ol+Gr+An. Fotografías obtenidas con un microscopio estereoscópico.

En las esferas Ex8A#5.5, Ex8A#6.4 y Ex8A#4.5, la potencia de láser aplicada fue también de 57.9 W. Las esferas mencionadas fueron seleccionados por sus características petrológicas para los análisis de MEB-EDS. La esfera Ex8A#2.1, presenta una textura porfídica con una matriz vitrea translúcida, cuya mezcla fue olivino y anortita, se aplicó una potencia de láser de 57.9 W y cuya temperatura máxima fue de 1746.6 °C. Los fundidos Ex8A#5.5 y Ex8A#6.4, con la mezcla de precursores Ol+An+Gr, presentan una textura porfídica. Sólo el fundido Ex8A#4.5, con la máxima cantidad de grafito (2 mg). Presentó una textura porfídica transparente.

4.2. Descripción química de las esferas.

El conjunto de muestras seleccionadas para los análisis de MEB, ER y EIR fueron los siguientes: de la mezcla Ol+Gr, se seleccionaron Ex6A#6.6, Ex6A#2.6, Ex6A#1.6 y Ex6A#6.5. La muestra Ex7A#6.4, donde el precursor fue solamente olivino. Finalmente las muestras Ex8A#2.1, con mezcla Ol+An, las muestras Ex8A#5.5, Ex8A#6.4 y Ex8A#4.5 pertenecen a la mezcla Ol+An+Gr.

4.2.1. Resultados de Microscopio Electrónico de Barrido-EDS.

Los análisis de composición química semi-cuantitativos del experimento 6A se presentan en la Figura 4.5 donde algunas esferas presentan más de dos análisis puntuales. Esta técnica fue ideal para obtener la composición superficial de las estructuras externas y para detectar los óxidos de hierro presentes en la superficies de las muestras. Además, dado que los minerales son anhídros los análisis son confiables.

	Mezcla Ol+Gr					
Muestra	Ex6A#6.5	Ex6A#1.6		Ex6A# 2.6	Ex6A# 6.6	
Análisis	2	2	4	5	4b	6
Óxidos	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO ₂	39.42	40.66	43.3	32.13	30.9	4.1
FeO				2.8	7.4	80.8
MgO	60.58	59.34	56.7	61.5	61.6	15.01
CaO				3.4		
Al ₂ O ₃						
TiO						
Total	100	100	100	99.83	99.9	99.91
Mg (Fo%)	1	1	1	0.97	0.93	
Fe (Fa%)	0	0	0	0.025	0.063	
Norma CIPW Vol. %	olivino	olivino	olivino	olivino 95.2 larnita 1.63 magnetita 0.22	olivino 99.41 magnetita 0.58	olivino 92.6 magnetita 7.3

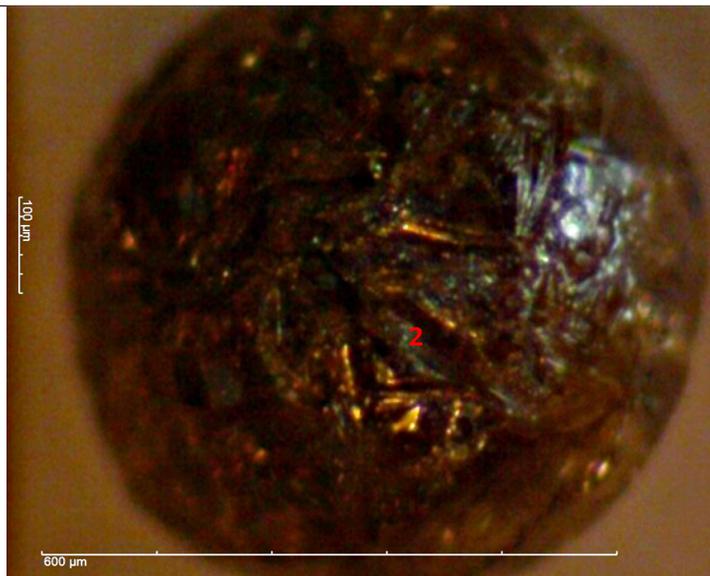
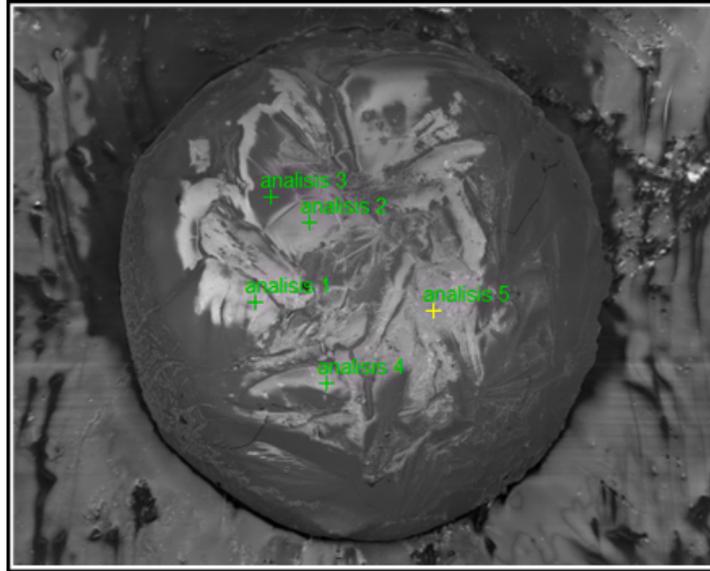
Figura 4.5: Se muestran los contenidos de forsterita y fayalita para el olivino, así como el volumen porcentual de magnetita y olivino normativo.

Los análisis Ex6A#6.5 y Ex6A#2.6, presentan porcentajes en volumen variables de forsterita y magnetita normativas, (ver Cuadros 3.13 y 4.5).

Sin embargo en las muestras Ex6A#2.6 y Ex6A#6.6 (ver Cuadros 4.6 y 4.7), se aprecia la formación de micro-cristales de olivino y magnetita, la cual se sugiere por medio de la norma CIPW y se corrobora en las imágenes de electrones retrodispersados. En Ex6A#2.6, el análisis 5 corresponde a un cristal de olivino como se observa en la imagen óptica. La norma indica la presencia de magnetita y olivino, los cuales se corroboran en la imagen de electrones retrodispersados.

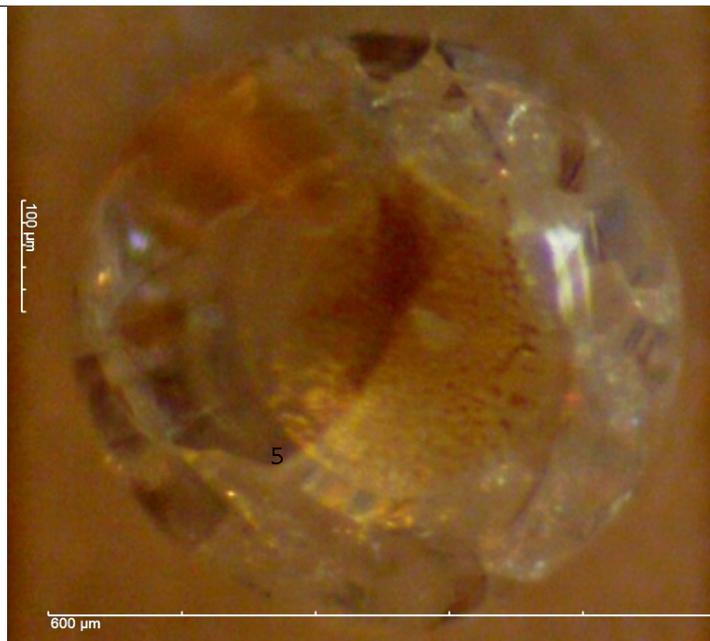
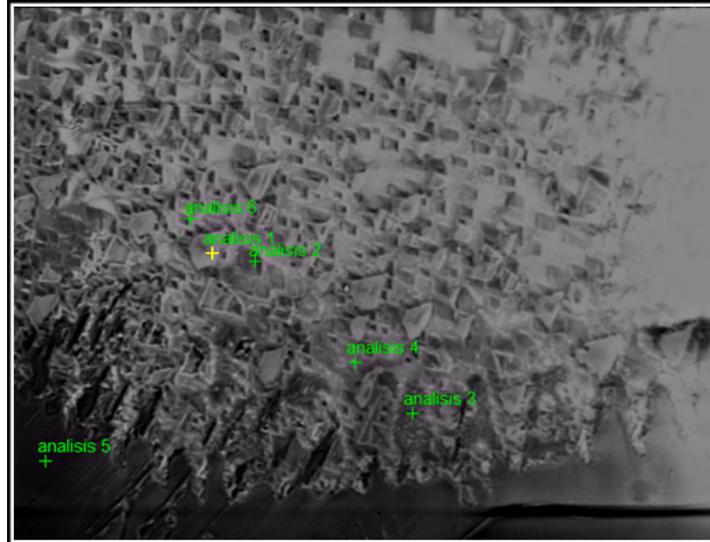
Para Ex6A#6.6 (ver Cuadro 4.7) el punto de análisis 4b fue en cristales de olivino. Mientras que el análisis 6 es un punto donde el porcentaje de FeO es mayor, forma magnetita de acuerdo a la norma CIPW.

Ex6A#1.6



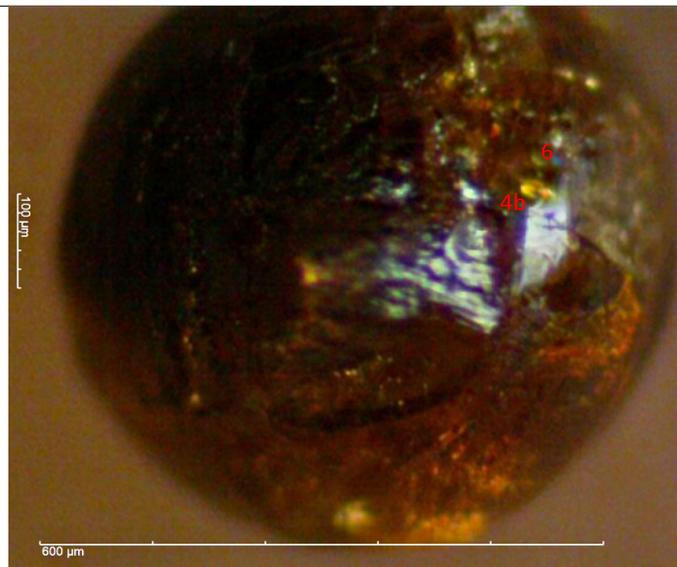
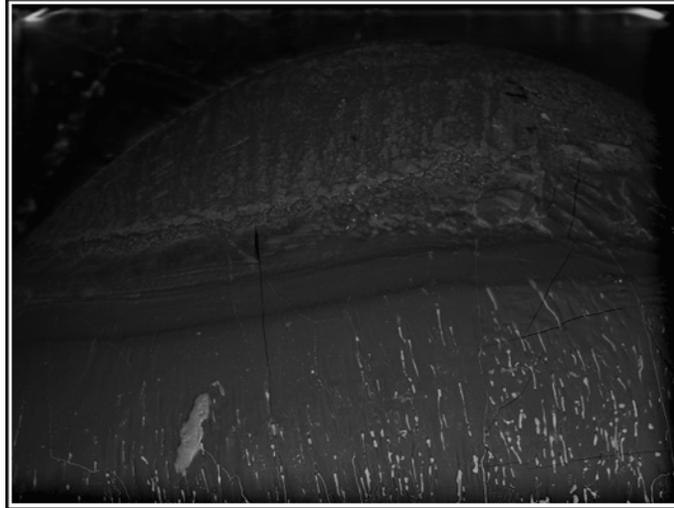
Cuadro 4.5: Ex6A#1.6, en imágenes de electrones retrodispersados e imagen de microscopio estereoscópico.

Ex6A#2.6



Cuadro 4.6: En Ex6A#2.6, la imagen de electrones retrodispersados se observan los cristales octaédricos de magnetita sobre un sustrato de olivino y los puntos de análisis en la imagen de microscopio estereoscópico se resalta la textura porfídica.

Ex6A#6.6



Cuadro 4.7: En Ex6A#6.6, la imagen de electrones retrodispersados muestra cristales de magnetita en tonos gris claro (parte superior) sobre cristales esqueléticos de olivino (parte media). Mientras que la imagen de microscopio estereoscópico muestra los puntos de análisis y resalta algunos cristales esqueléticos de olivino.

Los análisis químicos semi-cuantitativos en el fundido Ex7A#6.4, (ver Figura 4.6) se muestran contenidos de forsterita altos, los puntos de análisis se hicieron donde se apreciaban cristales. La norma indica la presencia de olivino y corindón.

Olivino		
Muestra	Ex7A#6.4	
Análisis	1	3
Óxidos	wt%	wt%
SiO ₂	40.11	39.35
FeO		
MgO	56.92	57.51
Al ₂ O ₃	2.96	3.14
CaO		
Total	99.99	100
Mg (Fo%)	1	1
Fe (Fa%)	0	0
Norma CIPW Vol. %	olivino 97.65 corindón 2.35	olivino 97.53 corindón 2.47

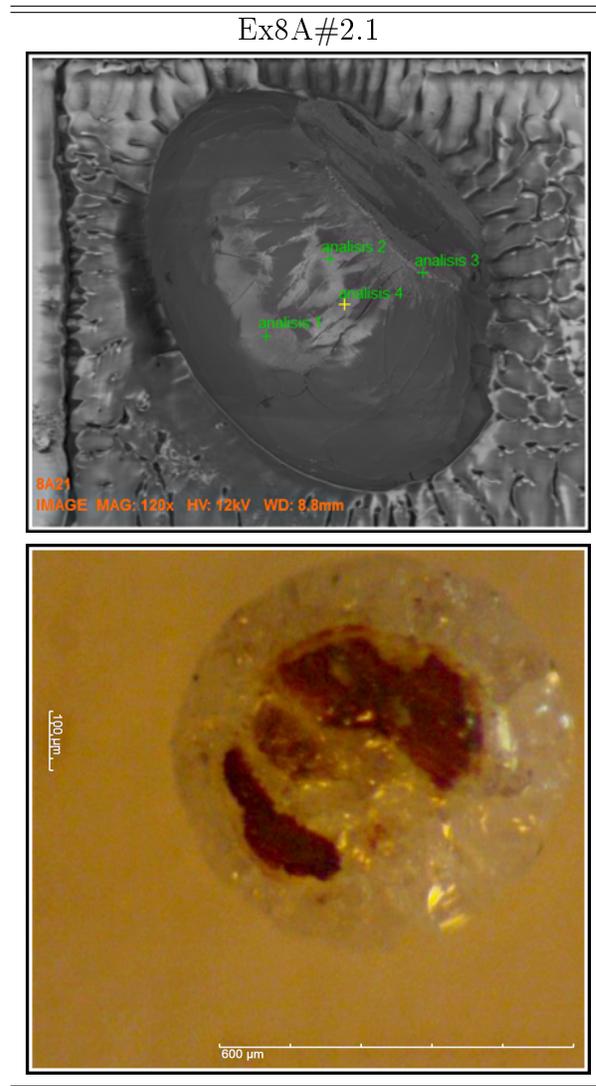
Figura 4.6: Análisis químico semi-cuantitativos de la muestra Ex7A#6.4.

Los análisis químicos en los experimentos 8A (ver Figura 4.7), comienzan con Ex8A#2.1 cuya mezcla fue Ol+An. Los análisis restantes corresponden a los condros con mezcla Ol+An+Gr. Que de acuerdo a la norma CIPW los análisis Ex8A#4.5 y Ex8A#6.4, contienen además de olivino, anortita y enstatita.

	Ol+An	Ol+An+Gr				
Muestra	Ex8A#2.1	Ex8A#5.5			Ex8A#4.5	Ex8A#6.4
Análisis	1	9	9b	11	5	1
Oxidos	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO2	42.45	31.83	31.58	29.83	35.53	44.59
FeO			2.67	1.24		
MgO	57.52	68.16	65.14	68.91	37.01	55.41
CaO			0.6		3.22	
Al2O3					24.23	
Total	99.97	99.99	99.99	99.98	99.99	100
Mg (Fo%)	1	1			1	
Fe (Fa%)	0	0			0	
Norma CIPW Vol. %	olivino	olivino	olivino 98.9 lamita 0.77 magnetita 0.22	olivino 99.89 magnetita 0.1	anortita 18.7 hiperstena 3.5 olivino 62.68 corindón 14.9	olivino 88.98 hiperstena 11.02

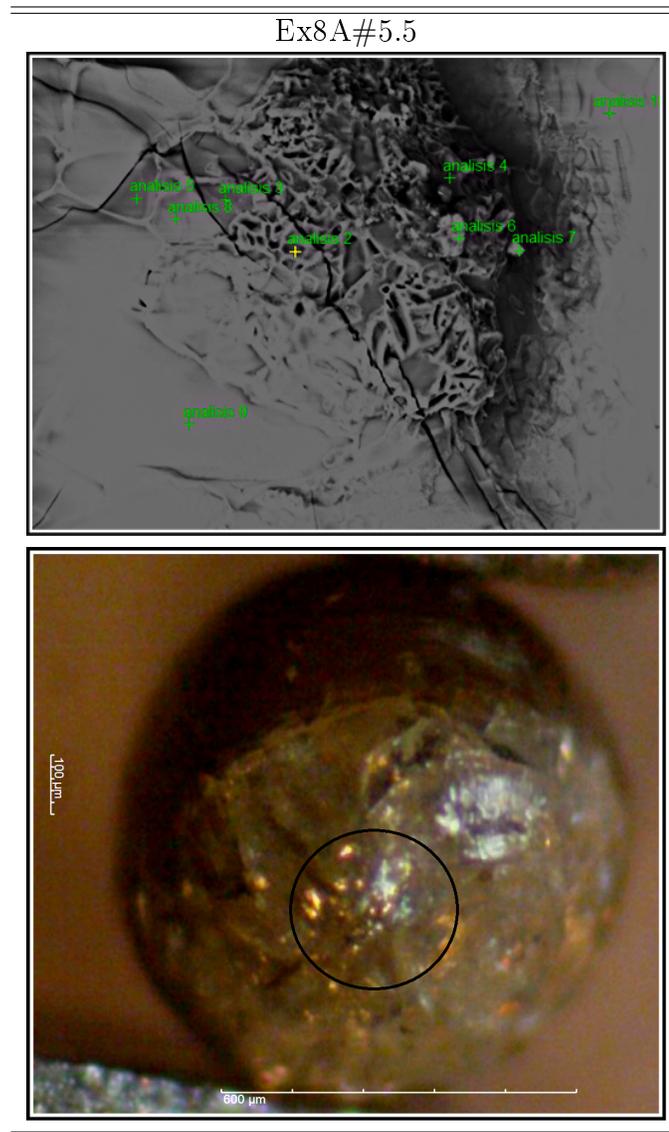
Figura 4.7: Resultados de análisis puntuales de Ex8A#2.1, Ex8A#5.5, Ex8A#4.5 y Ex8A#6.4.

En Ex8A#2.1 (Ver Cuadro 4.8), el análisis 1 corresponde a una zona cristalina, donde obtuvimos un porcentaje alto de forsterita. La imagen de microscopio estereoscópico se observa en la base una concentración de FeO con coloración rojiza.



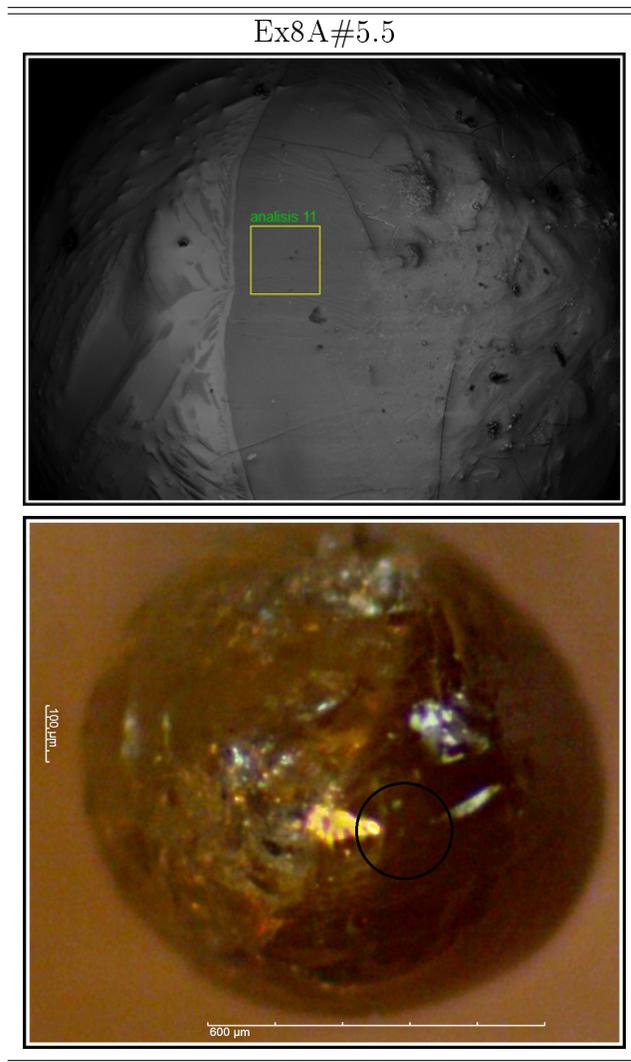
Cuadro 4.8: Ex8A#2.1, en la imagen de electrones retrodispersados se observa una superficie cristalina y en la imagen de microscopio estereoscópico resalta la textura porfídica.

En Ex8A#5.5, los análisis puntuales 9 y 9b se realizaron en la parte superior del condro en una superficie lisa, como se muestra en la Figura 4.9. En el análisis 9b, tenemos olivino normativo, así como larnita y magnetita.



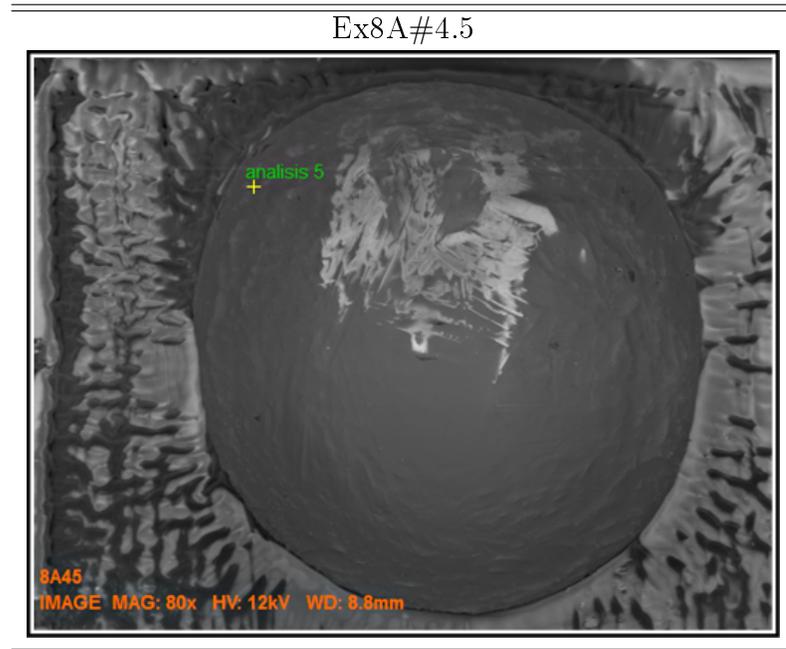
Cuadro 4.9: En Ex8A#5.5, la imagen de electrones retrodispersados se aprecia una superficie cristalina y imagen de microscopio estereoscópico se observa una superficie bifásica y cristalina.

El análisis 11, también de la muestra Ex8A#5.5 (ver Cuadro 4.10), fue en la zona oscura (parte derecha) como se muestra en la imagen de electrones retrodispersados y en la imagen de microscopio estereoscópico, donde la superficie cristalina es forsterita.



Cuadro 4.10: Ex8A#5.5, la imagen de electrones retrodispersados muestra el análisis químico de área y en la imagen de microscopio estereoscópico se muestra un análisis químico de área sobre una superficie bifásica y cristalina.

Para Ex8A#4.5, el cálculo de la norma CIPW, indica cristales de anortita, corindón sobre una superficie de olivino forsterítico, ver Cuadro 4.11.



Cuadro 4.11: En Ex8A#4.5, se aprecia una superficie cristalina de olivino y de acuerdo a la norma CIPW hay anortita y corindón.

Finalmente para Ex8A#6.4, se realizó un análisis superficial donde de acuerdo a la norma CIPW es una superficie de composición forsterítica.

4.2.2. Resultados de Espectroscopía Raman.

De los experimentos 6A, 7A y 8A, se seleccionaron los análisis en MEB que sugieren zonas compuestas por vidrio y olivino. Razón por la cual la espectroscopía Raman complementa y corrobora la estructura cristalina de dichos materiales. Las zonas de análisis en Raman son similares a los tomados por MEB. Por lo tanto los espectros obtenidos en Raman identifican la fase mineral del olivino a partir de la frecuencia de los modos vibracionales característicos del olivino, cuales se caracterizan por tener bandas en 820 y 856 cm^{-1} . Los espectros de los diferentes cristales de olivino presentan valores

característicos de la forsterita.

La estructura del olivino contiene unidades aisladas de SiO_4 unidas por cationes M^{2+} coordinados octaédricamente. Los cationes están en dos sitios cristalográficos distintos, el sitio más pequeño M1 (simetría C_i) y el sitio más grande M2 (simetría C_s). Los octaedros M1 comparten seis bordes con el poliedro vecino, con dos tetraedros de SiO_4 . Los octaedros M2 comparten tres bordes con los poliedros vecinos pero sólo uno con un tetraedro de SiO_4 .

Desde el mayor grado compartido entre el borde de SiO_4 y el poliedro M10_6 , se podría esperar que el catión M1 tenga una mayor influencia en los modos de frecuencia interna del SiO_4 , (Chopelas et al. 1991).

La variación de la frecuencia de los modos de alta energía para los olivinos es bastante pequeña y es afectada por la sustitución de cationes. Un plano de frente a la frecuencia $1/\sqrt{M}$, donde M representa el promedio de las dos masas de cationes, muestra que la mayoría de los modos varían linealmente con este parámetro. Este parámetro representa el cambio de frecuencia de un oscilador, que resulta de un cambio en la masa, a partir de $\nu \propto \sqrt{k/m}$, donde ν es la frecuencia de un oscilador, k la fuerza constante y m la masa, (Chopelas et al. 1991).

Los modos de frecuencia para el olivino son (ν_1, ν_2, ν_3) en la literatura de acuerdo a Chopelas (1991) se reportan para $\nu_1 = 425\text{-}430 \text{ cm}^{-1}$, $\nu_2 = 820 \text{ cm}^{-1}$ y $\nu_3 = 850 \text{ cm}^{-1}$.

Posteriormente los análisis del olivino obtenidos mediante MEB y las frecuencias de variación de Raman se compararon, usando el Diagrama de Chopelas (1991), donde las variaciones de frecuencia Raman características para la forsterita se comparan con la proporción de cationes de Fe y Mg en los olivinos. Donde se calcula el valor M:

$$M = (\text{Masa atómica de Mg})(\% \text{Fo}/100) + (\text{Masa atómica de Fe})(\% \text{Fa}/100)$$

$$M = (24.3)(\% \text{Fo}/100) + (55.8)(\% \text{Fa}/100)$$

Las proporciones de Fo y Fa, los valores del parámetro M, así como las frecuencias ν_1, ν_2, ν_3 , obtenidas por el espectro Raman, se reportan en la Figura

4.8. Posteriormente los valores obtenidos para F_o y F_a mediante MEB, así como las frecuencias esperadas de Raman, se graficaron de acuerdo al Diagrama de Chopelas (1991) como se muestra en la Figura 4.9.

Muestra	Ex6A#6.5	Ex6A#1.6	Ex6A#2.6	Ex6A#6.6
Análisis	52	44	21	2
Fo	100	100	97.43	93.64
Fa	0	0	2.56	6.35
M	24.3	24.3	25.1	26.3
$1\sqrt{M}$	0.2	0.2	0.19	0.19
ν_1	421.97	432.66	423.89	435.5
ν_2	826.07	824.75	826.03	825.16
ν_3	858.48	857.99	858.59	857.98

Muestra	Ex7A#6.4	
Análisis	72	73
Fo	100	100
Fa	0	0
M	24.3	24.3
$1\sqrt{M}$	0.2	0.2
ν_1	433.4	414.87
ν_2	826.04	825.26
ν_3	858.46	858.19

Muestra	Ex8A#2.1	Ex8A#5.5	Ex8A#4.5	Ex8A#6.4	
Análisis	56	25	24	49	40
Fo	100	100	97.79	100	100
Fa	0	0	2.2	0	0
M	24.3	24.3	24.99	24.3	24.3
$1\sqrt{M}$	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
ν_1	437.19	837.31	433.4	419.51	433.4
ν_2	826.08	825.74	826.25	826.25	826.78
ν_3	858.84	858.26	858.18	858.17	857.66

Figura 4.8: Valores calculados para M a partir de las proporciones de Fo y Fa de los cristales en las esferas de los experimentos 6A, 7A y 8A, así como las frecuencias ν_1 , ν_2 , ν_3 .

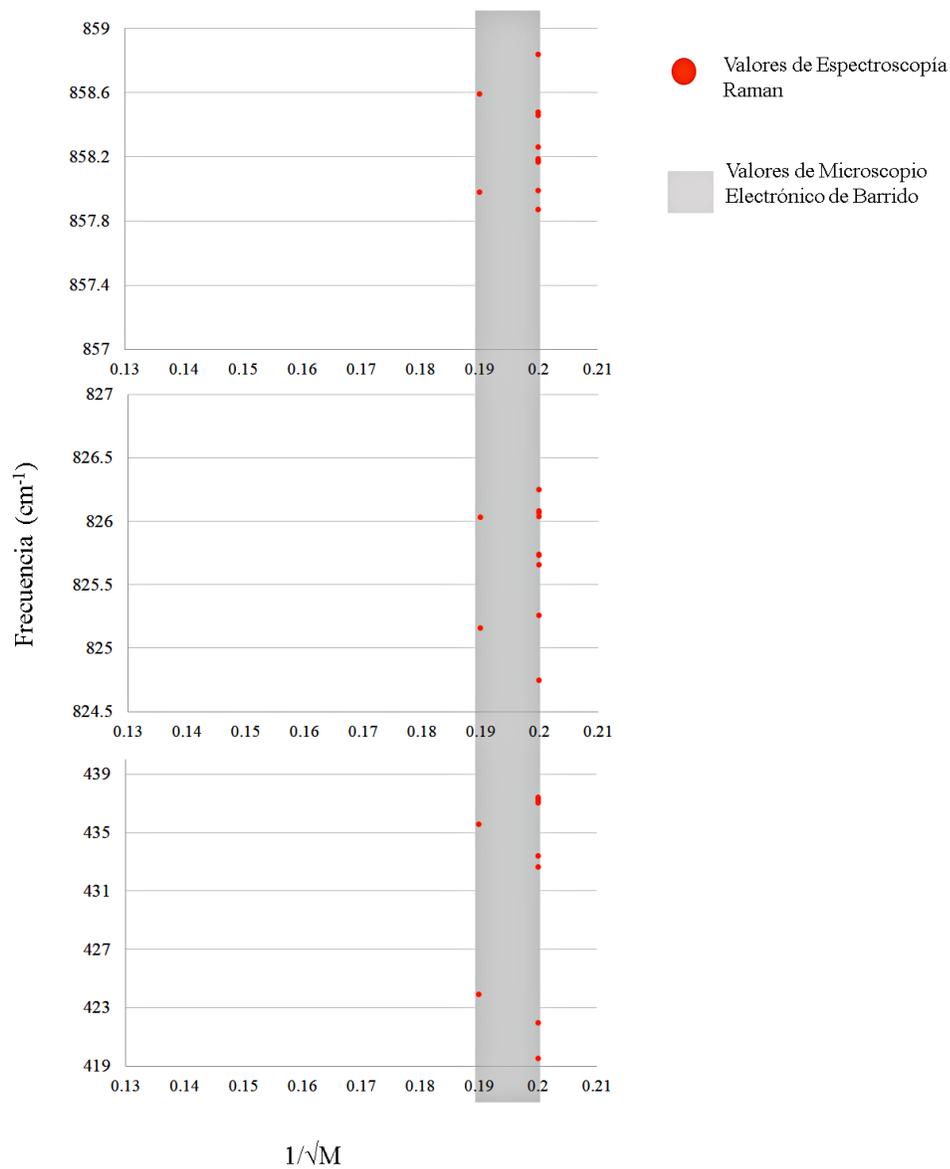


Figura 4.9: La masa ($1/\sqrt{M}$) vs las frecuencias de los modos vibracionales del olivino. M es la proporción en masa de cada catión. La zona gris delimita los valores esperados a partir de los resultados de MEB.

Los espectros Raman se obtuvieron en condiciones analíticas idénticas, por lo tanto las intensidades de las bandas pueden ser directamente comparadas entre un espectro y otro. A continuación se muestran los Espectros Raman que corresponden sólo a una esfera por mezcla: para la mezcla Ol+Gr (Ex6A#1.6), para Ol (Ex7A#6.4), para Ol+An (Ex8A#2.1) y Ol+Gr+An (Ex8A#5.5). Los cuales fueron seleccionados de acuerdo a la intensidad en sus bandas principales, así como la presencia de sus componentes. El resto de los análisis Raman de las esferas correspondientes a todas las mezclas se muestran en el Apéndice.

En las Figuras 4.10 y 4.11, se muestran los espectros Raman correspondientes a la mezcla Olivino+Grafito (Ex6A#1.6), vemos las bandas características del olivino en 820 y 850 cm^{-1} . Sin embargo, el espectro correspondiente al grafito, tenemos una banda principal en 1300 cm^{-1} , cerca del límite de detección, con una intensidad baja y un ensanchamiento, que se debe a la baja concentración de grafito así como al grado de desorden en su estructura, respectivamente.

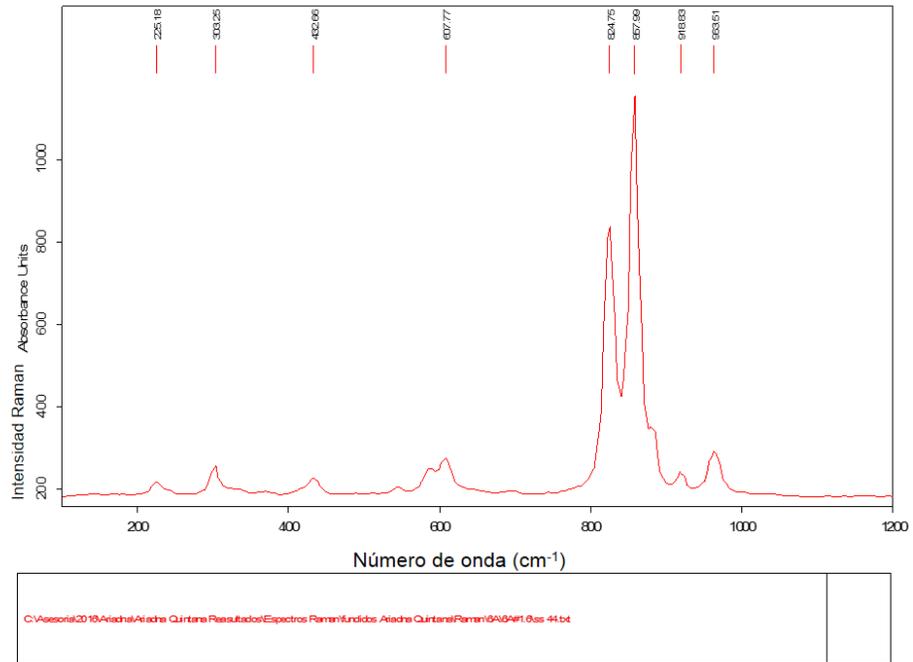
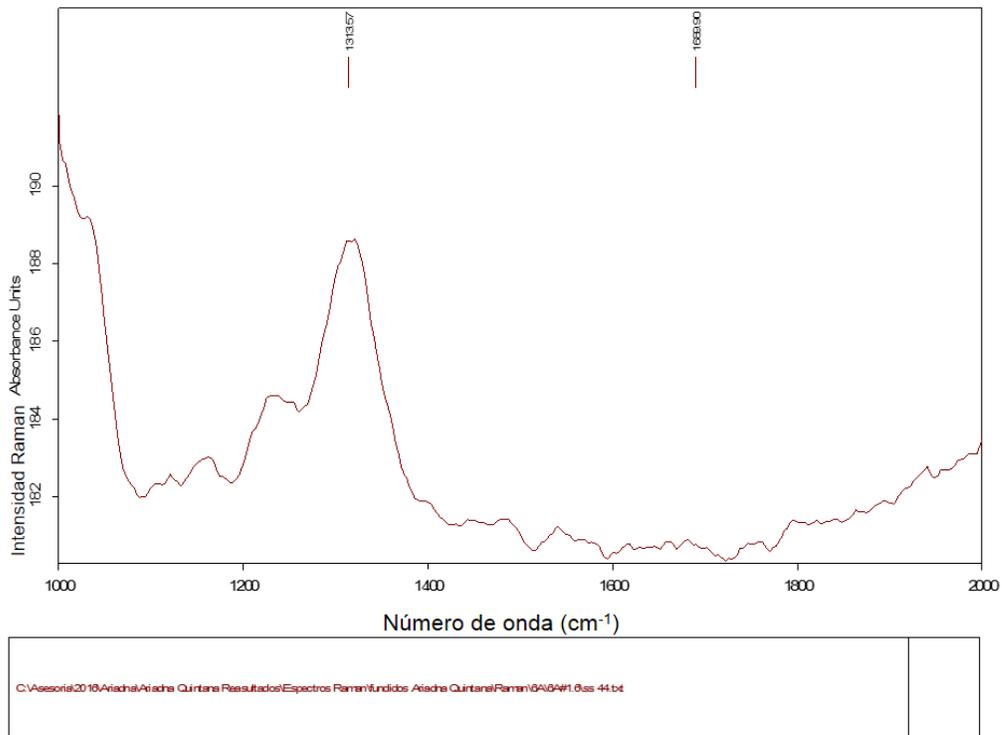


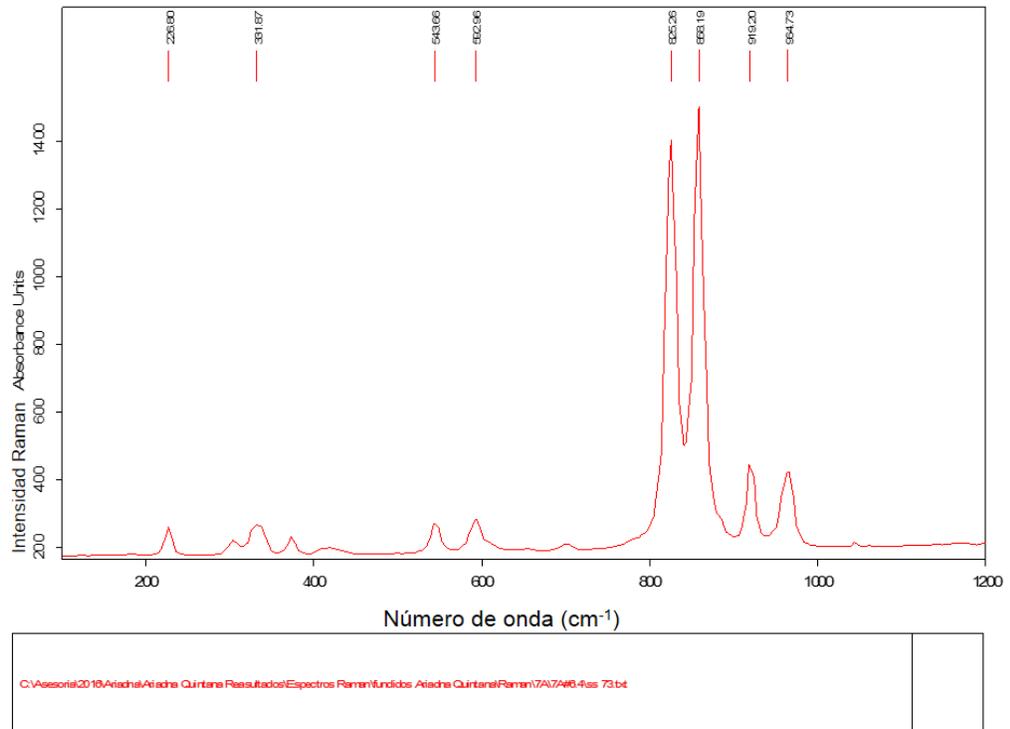
Figura 4.10: Espectro Raman de la muestra Ex6A#1.6, donde la mezcla es Olivino+Grafito. Se aprecian las bandas 820 y 850 cm^{-1} de olivino.



Page 1 of 1

Figura 4.11: Espectro Raman de la muestra Ex6A#1.6, donde la mezcla es Olivino+Grafito y tenemos la banda principal de grafito en 1300 cm^{-1} .

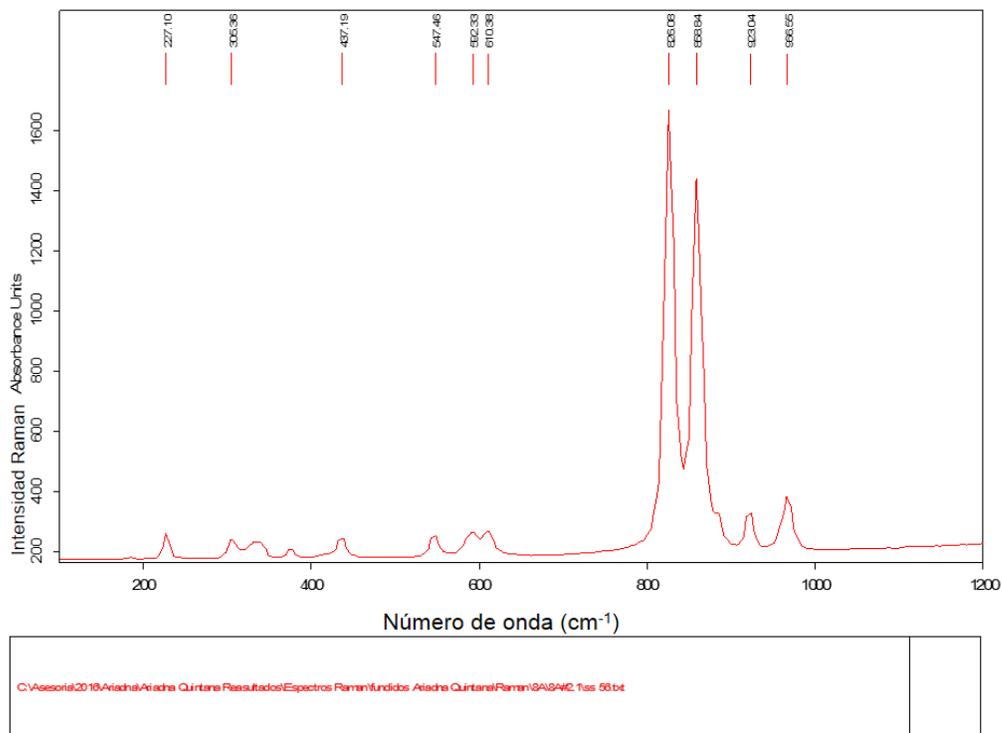
El espectro Raman de la esfera Ex7A#6.4 ver Figura 4.12, donde el componente solamente es olivino, observamos una intensidad alta en las bandas principales.



Page 1 of 1

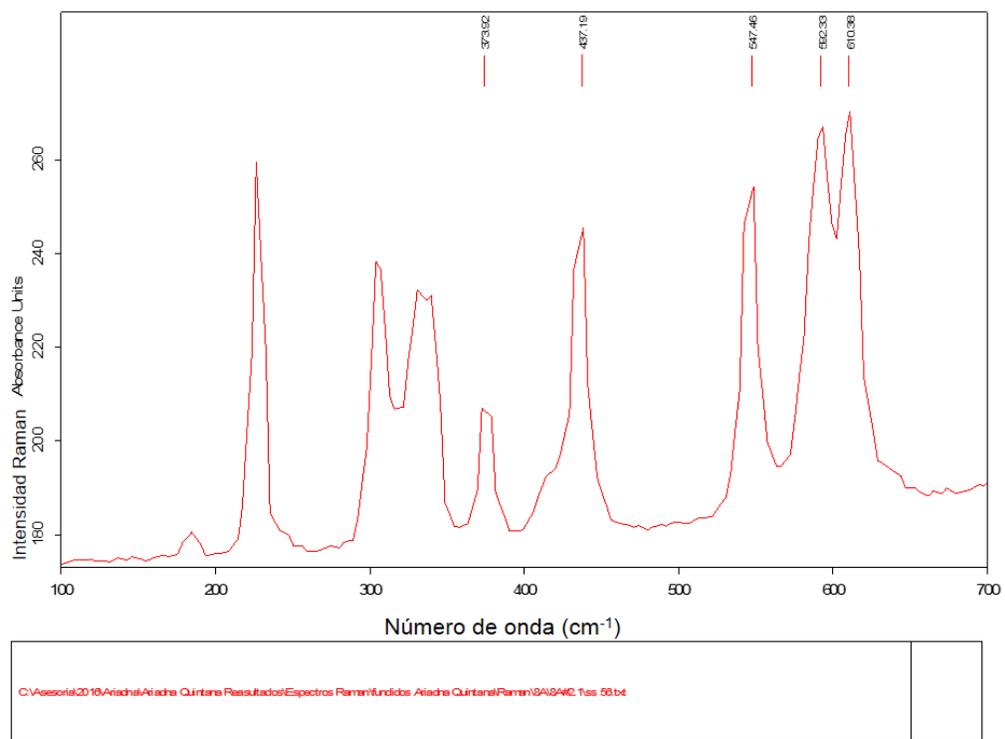
Figura 4.12: Espectro Raman de la muestra Ex7A#6.4, donde sólo es olivino.

Para la mezcla Olivino+Anortita en la muestra Ex8a#2.1, el espectro de olivino (4.13), tiene una intensidad alta en sus bandas principales. Sin embargo las bandas 400 y 500 cm^{-1} en la anortita se encuentran en el umbral detectable (ver figura 4.14).



Page 1 of 1

Figura 4.13: Espectro Raman de la muestra Ex8a#2.1, donde la mezcla es Olivino+Anortita. Se aprecian las bandas principales de olivino 820 y 850 cm^{-1} .



Page 1 of 1

Figura 4.14: Espectro Raman de la muestra Ex8a#2.1, donde la mezcla es Olivino+Anortita. En este acercamiento se aprecian bandas principales de Anortita en 437 y 547 cm^{-1} .

Para la mezcla Olivino+Grafito+Anortita, observamos una intensidad alta para las bandas de olivino en la Figura 4.15 y las bandas 400 y 500 cm^{-1} para anortita en la Figura 4.16, se observan ensanchadas. Sin embargo, para el espectro del grafito en la Figura 4.17 las bandas se encuentran totalmente desvanecidas, esto se debe a una carente concentración de grafito.

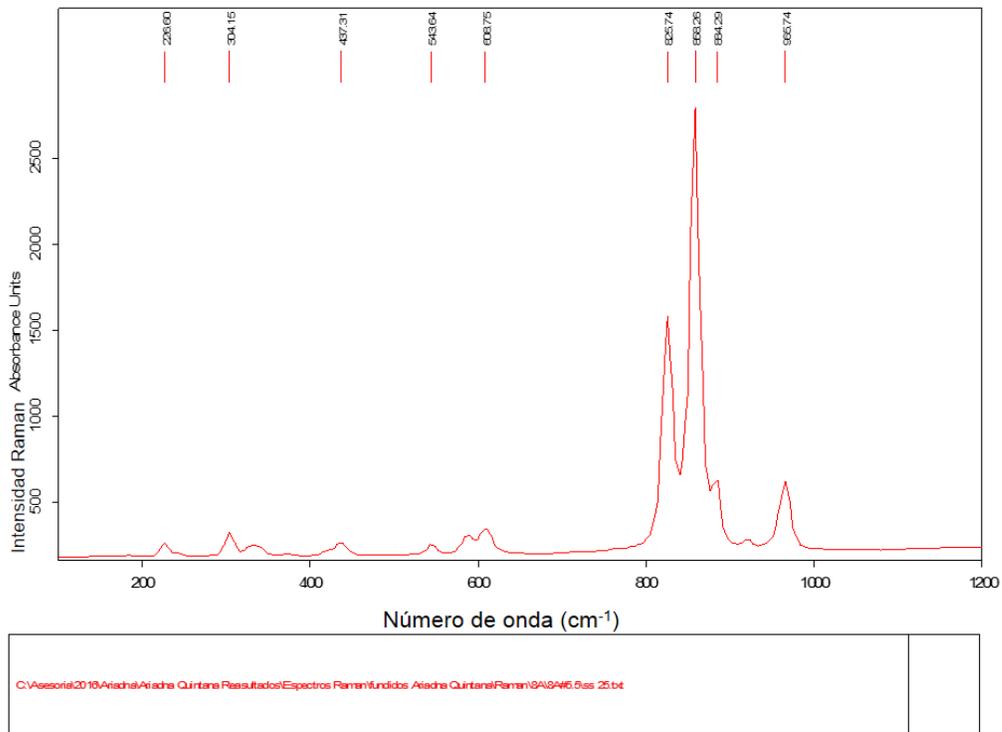


Figura 4.15: Espectro Raman de la muestra Ex8A#5.5, donde la mezcla es Olivino+Grafito+Anortita.

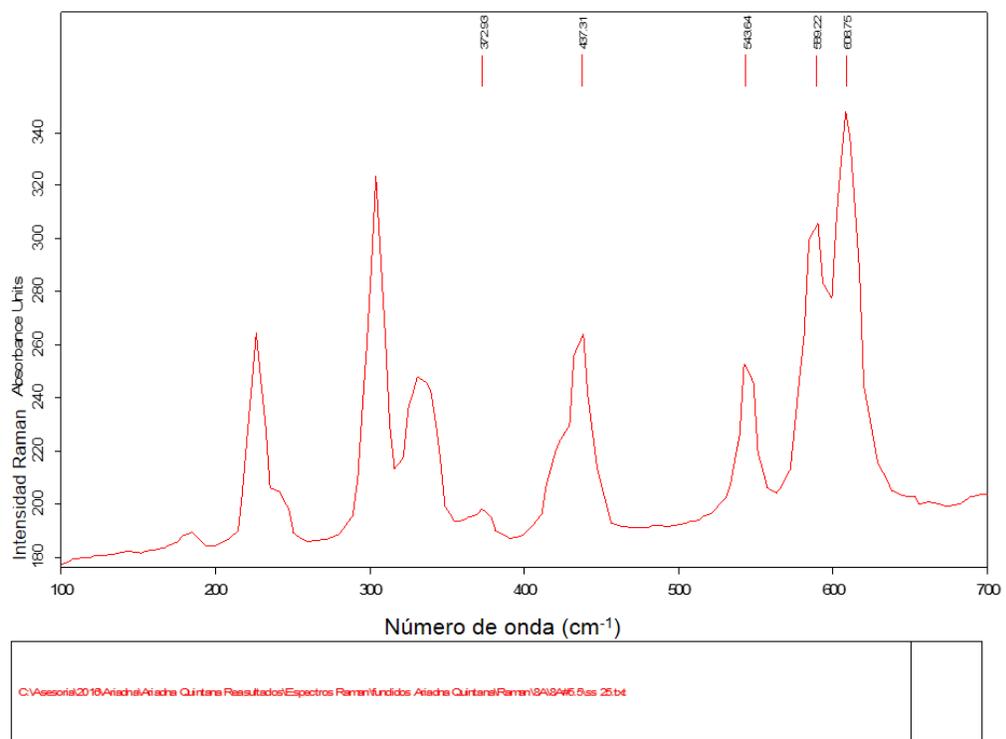
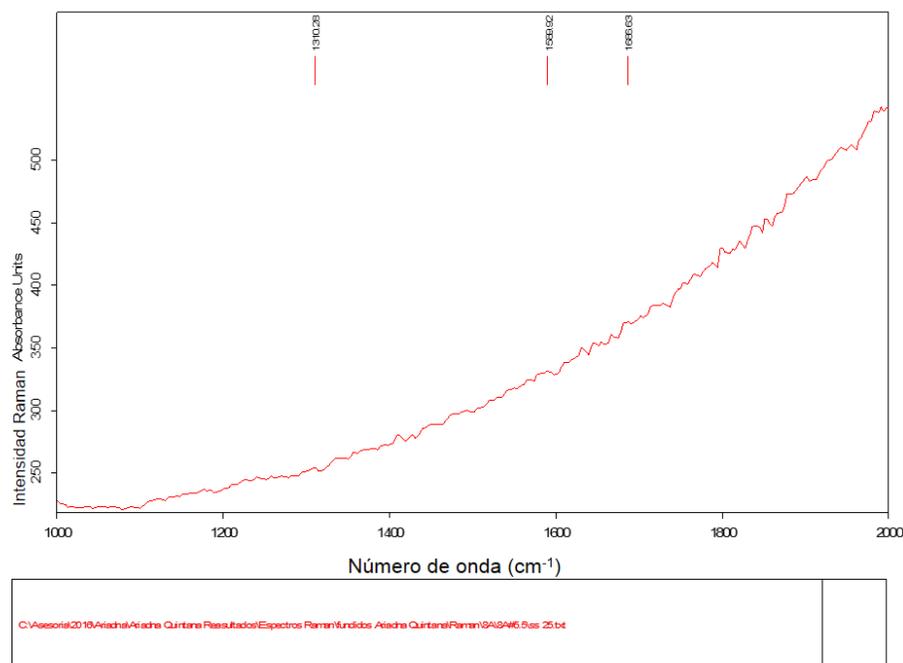


Figura 4.16: Espectro Raman de la muestra Ex8A#5.5, con acercamiento a las bandas de la anortita.



Page 1 of 1

Figura 4.17: Espectro Raman de la muestra Ex8A#5.5, con acercamiento a la banda del grafito.

La espectroscopía Raman es sensible al grado de orden y desorden en la estructura de los minerales, básicamente las bandas son estrechas de tal manera que un ensanchamiento indica el aumento de desorden estructural en el mineral. Nuestros espectros Raman fueron presentados consecutivamente de acuerdo al grado de desorden. Por ejemplo, en el espectro 4.10, notamos un hombro tenue en la banda 850 cm^{-1} , mientras que el espectro 4.12, carece de tal hombro. Posteriormente en el espectro 4.13, notamos nuevamente un hombro tenue en la banda 850 cm^{-1} , finalmente el espectro 4.15, presenta un hombro que se agudiza a manera de una banda la cual queda registrada en 884.29 cm^{-1} .

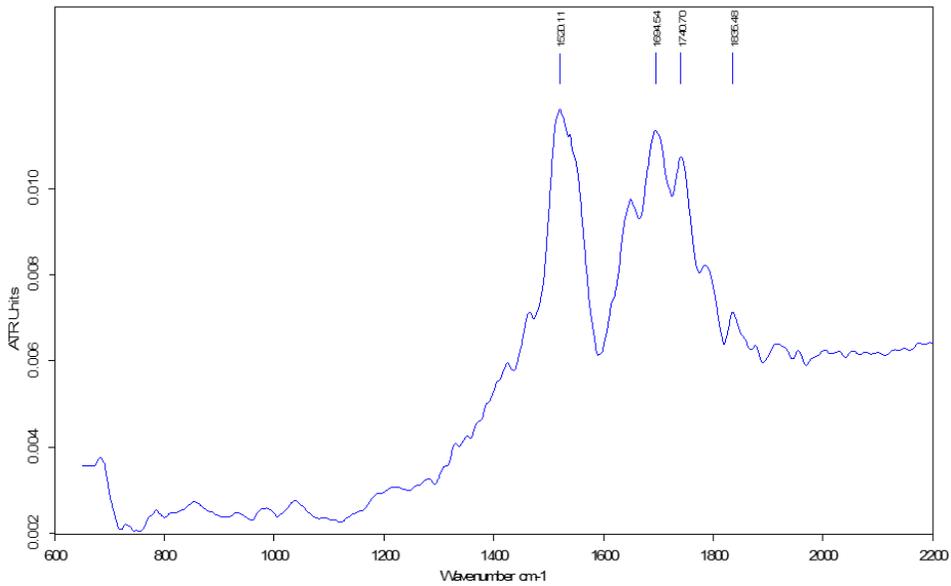
Por lo tanto, el ensanchamiento en la banda 850 cm^{-1} , se debe al desorden estructural que causa la sustitución isomorfa en el olivino entre el Fe por Mg, para dar lugar a la forsterita. Esto explica porque en los análisis semi-cuantitativos varias esferas presentan una forsterita 100 %. Mientras que en otros la pérdida del Fe se presentó en muchas esferas a manera de óxido de hierro en la superficie.

4.2.3. Resultados de Espectroscopía Infrarroja.

Los Espectros Infrarrojos de Absorción al igual que los Espectros Raman son sensibles a los cambios de grado de Orden-Desorden de las estructuras cristalinas. En los espectros IR las bandas intensas y estrechas son características de las estructuras ordenadas.

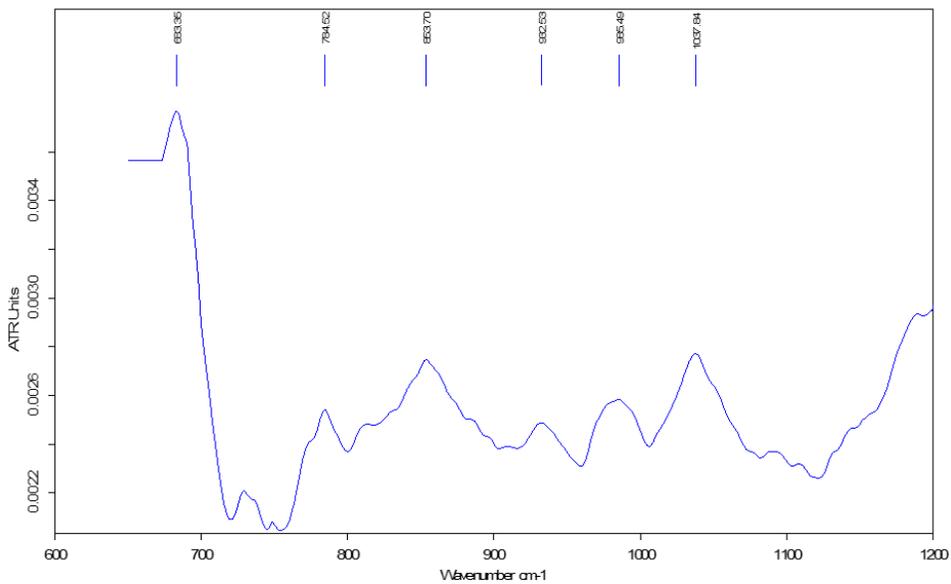
Las esferas seleccionados para análisis MEB también se consideraron para espectroscopía Raman e Infrarroja. A continuación se muestran los espectros infrarrojos que corresponden sólo a una sola esfera por mezcla: para la mezcla Ol+Gr (Ex6A#1.6), para Ol (Ex7A#6.4), para Ol+An (Ex8A#2.1) y Ol+Gr+An (Ex8A#5.5). Los espectros restantes de las esferas correspondientes a todas las mezclas se muestran en el Apéndice.

El espectro infrarrojo de absorción de la esfera Ex6A#1.6 con mezcla Olivino+Grafito, (ver Figura 4.18) presenta una banda intensa en 1520 cm^{-1} y ligeramente ensanchada, que indica la presencia de grafito desordenado. En el acercamiento al rango de las bandas $600\text{-}1200\text{ cm}^{-1}$, (ver Figura 4.19) en 853.70 cm^{-1} tenemos una banda característica del olivino.



C:\Asesoría\2016\Añade\Añade Quintana Resultados\Resultados IR\Añade Q6e16.0 6e16 condro 11/07/2016

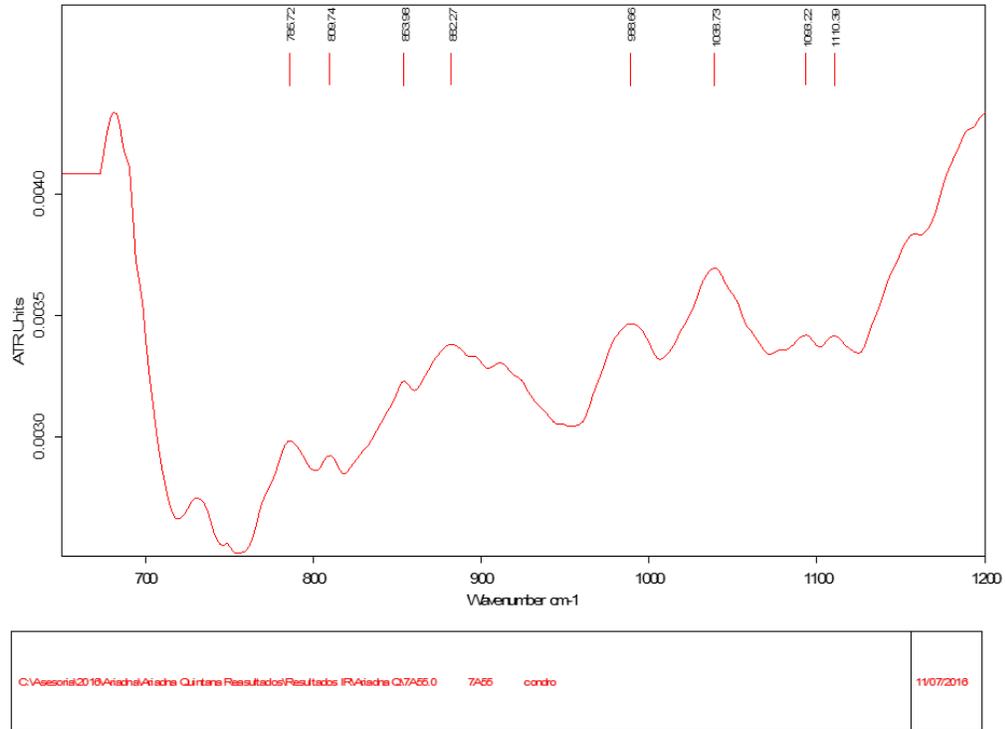
Figura 4.18: Espectro Infrarrojo general de la muestra Ex6A#1.6.



C:\Asesoría\2016\Añade\Añade Quintana Resultados\Resultados IR\Añade Q6e16.0 6e16 115 condro 11/07/2016

Figura 4.19: Espectro Infrarrojo con acercamiento a las bandas 600-1200 cm^{-1} de la muestra Ex6A#1.6.

En el condro Ex7a#5.5, donde sólo hay olivino, observamos una banda principal en 850 cm^{-1} que corresponde a la forsterita, (ver Figura 4.20). Presenta un ensanchamiento que indica isomorfismo debido a la sustitución Fe por Mg.



Page 1 of 1

Figura 4.20: Espectro Infrarrojo de forsterita con una banda principal en 853.98 cm^{-1} de la muestra Ex7A#5.5

El espectro de la muestra Ex8a#2.1, (ver Figura 4.21) donde la mezcla es Olivino+Anortita. Los máximos en las bandas 700-1200 cm^{-1} no coinciden con el patrón individual de cada mineral (olivino y anortita). Lo que indica un ensanchamiento debido al traslape, ya que ambos son silicatos.

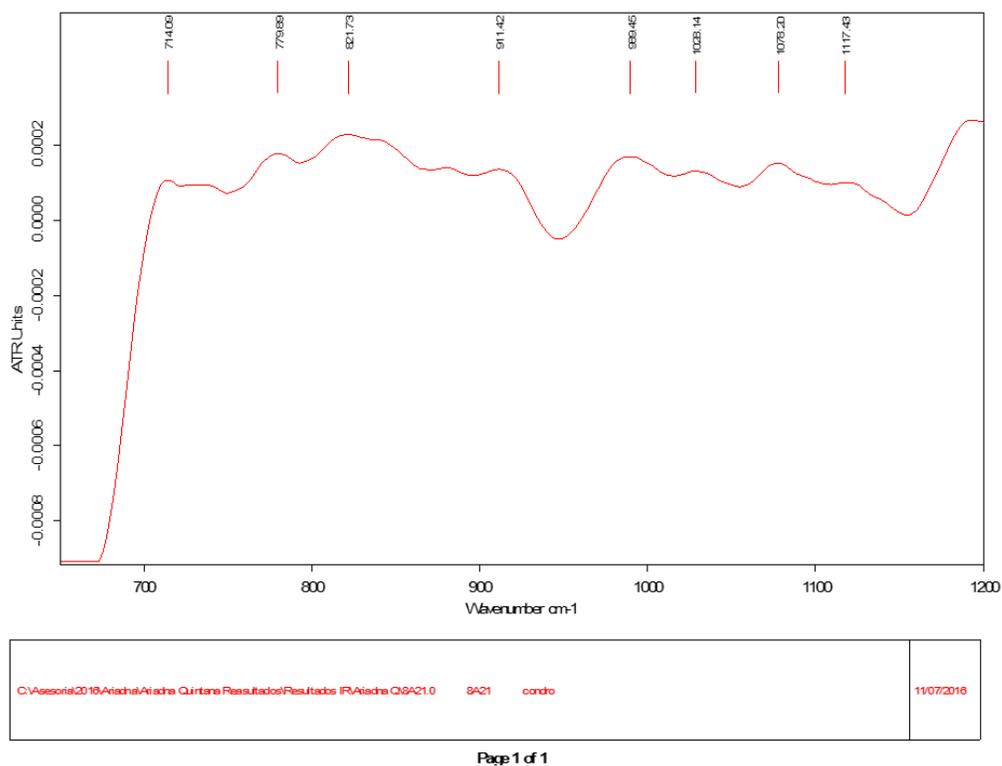
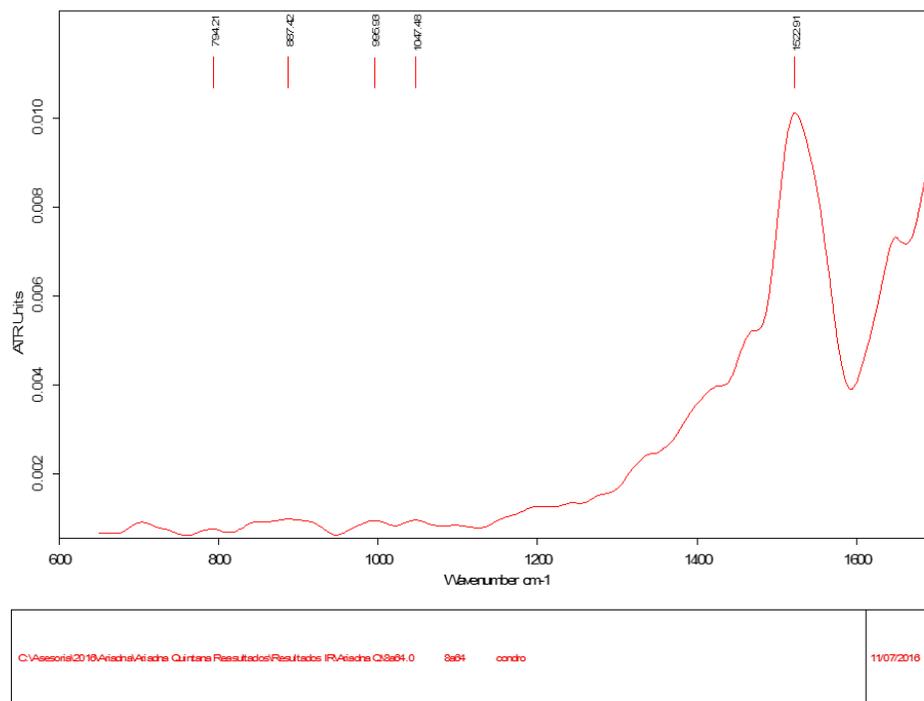


Figura 4.21: Espectro Infrarrojo de la muestra Ex8a#2.1. Con bandas en 700-1200 cm^{-1} .

Para la muestra Ex8A#6.4, con mezcla es Olivino+Grafito+Anortita. Primero observamos un espectro general (ver Figura 4.22). En 1522.91 cm^{-1} tenemos una banda principal del grafito la cual presenta ensanchamiento. Posteriormente en la Figura 4.23, presentamos un acercamiento a las bandas 600-1200 cm^{-1} , donde observamos nuevamente un traslape en las bandas principales del olivino y la anortita.



Page 1 of 1

Figura 4.22: Espectro Infrarrojo de la muestra Ex8a#6.4 con bandas en 600-1600 cm^{-1} .

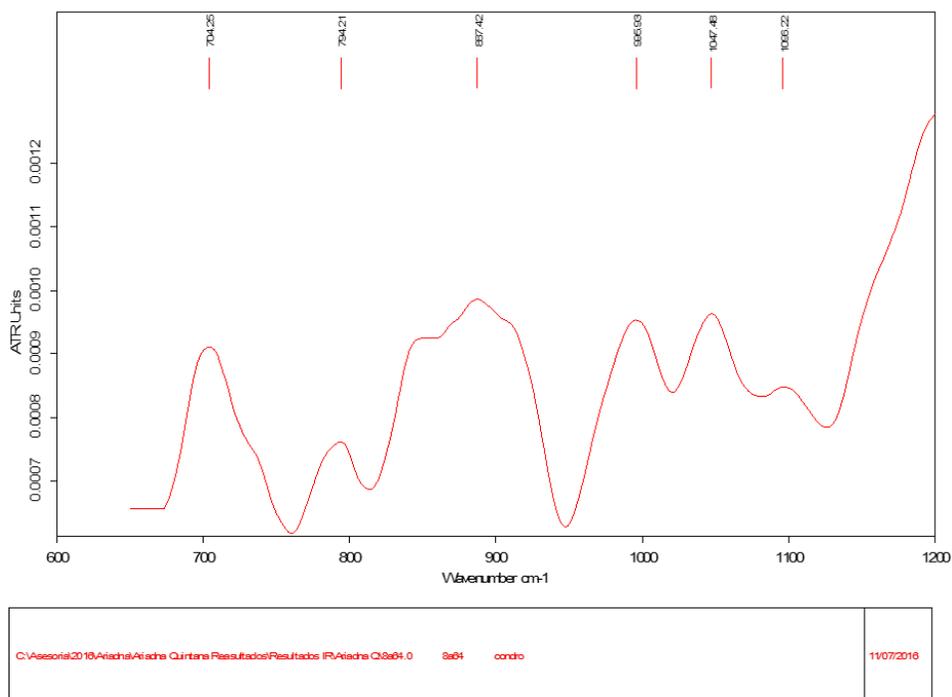


Figura 4.23: Espectro Infrarrojo de la muestra Ex8a#6.4. Con acercamiento a las bandas en 600-1200 cm^{-1} .

Finalmente los espectros infrarrojos correspondientes a las diferentes mezclas entre olivino, anortita y grafito, presentaron un ensanchamiento característico de las bandas principales, así como la aparición y desaparición de otras bandas.

Estos casos concretos de desorden estructural en los tres componentes también es acompañado de un ligero desplazamiento en los máximos de las bandas. La cual es causada por las vibraciones de cada grupo en las estructuras ordenadas, es por ello que las bandas de absorción definen la posición y configuración de la red cristalina. Mientras que en una red desordenada cada tipo de vibración no le corresponde a una sola frecuencia, sino a una serie de frecuencias. Por ende, una banda ancha en el espectro representa una curvatura de todas las bandas individuales que pertenecen a esta serie de frecuencias, (Ostrooumov, 2009).

Discusión

5.1. Resultados de los parámetros experimentales.

Los experimentos realizados por Connolly, et al. (1998); para la formación de condros con una fusión de larga duración (de minutos a horas), con composiciones de un 70 % de Fa_{100} (del cual, el 76 % era Fa_{100} , 19 % de vidrio, 4 % de magnetita), 10 % de ortopiroxeno, 10 % de Anortita₅₀ y 10 % diopsido. Y tamaños de grano de 20-259 μm . Pesando 60 mg de material y prensándolo a un alambre de suspensión de acuerdo a Donalson et al. (1975). Mostraron un límite de temperatura máxima de formación aproximadamente de 2100 °C, casi 400 °C más alto que el límite previo a otros experimentos. Con tasas de enfriamiento de 2800 °C/h - 1211 °C/h hasta 500 °C/h. Su técnica de fusión instantánea, fue dar calor en un sistema como fuera posible en el menor tiempo (Hewins y Connolly, 1996; Yu y Hewins, 1998), llamada fusión dinámica que descarta la posibilidad de alcanzar el equilibrio termodinámico en sus cargas.

Por otro lado, es importante mencionar los parámetros de la formación de condros naturales, la cual es por fusión de los agregados de material fino que incluyen CAIs, AOAs y condros jóvenes de las primeras generaciones. Estos precursores de condros fueron calentados a 10^4 - 10^6 K/h (Tachibana and Huss, 2005), alcanzando temperaturas máximas de 1650 K hasta 1850 K (1376.85- 1576.85 °C), con enfriamientos rápidos que van de 100 a 1000

K/h (-173.15 hasta 726.85 °C); Desch y Connolly, (2002). Sin embargo, la formación de condros en laboratorio alcanzan temperaturas de formación de aproximadamente 1750 °C) con una fusión que va desde 15 minutos a horas, (Hewins y Radomsky, 1990; Lofgren and Russell, 1986; Lofgren, 1989; Lofgren and Lanier, 1990.); mientras que las fusiones de corta duración exceden temperaturas de 1750 °C, sugeridas por Hewins y Radomsky, 1990; Lofgren y Lanier, 1990.

Ahora bien, para nuestros experimentos de formación de condros los tamaños de grano favorecedores de una fusión completa fueron 212, 250 y 300 μm (ver Cuadro 5.1). Con una fusión de minutos (7 u 8) y composiciones de 1.0-1.7mg de Olivino, 1.0-2 mg de Grafito y 0.1-0.5 mg de Anortita₁₀₀, generando cargas de 3-4 mg en cada casilla de la platina de fusión. Alcanzando temperaturas desde 700 °C hasta 1999 °C, con tasas de enfriamiento de -77760 °C/h hasta -9720 °C/h.

Cuadro 5.1: Lista de experimentos con tamaño inicial de grano en olivino, temperatura máxima, tasas de enfriamiento y textura producida (PO porfídica de olivino).

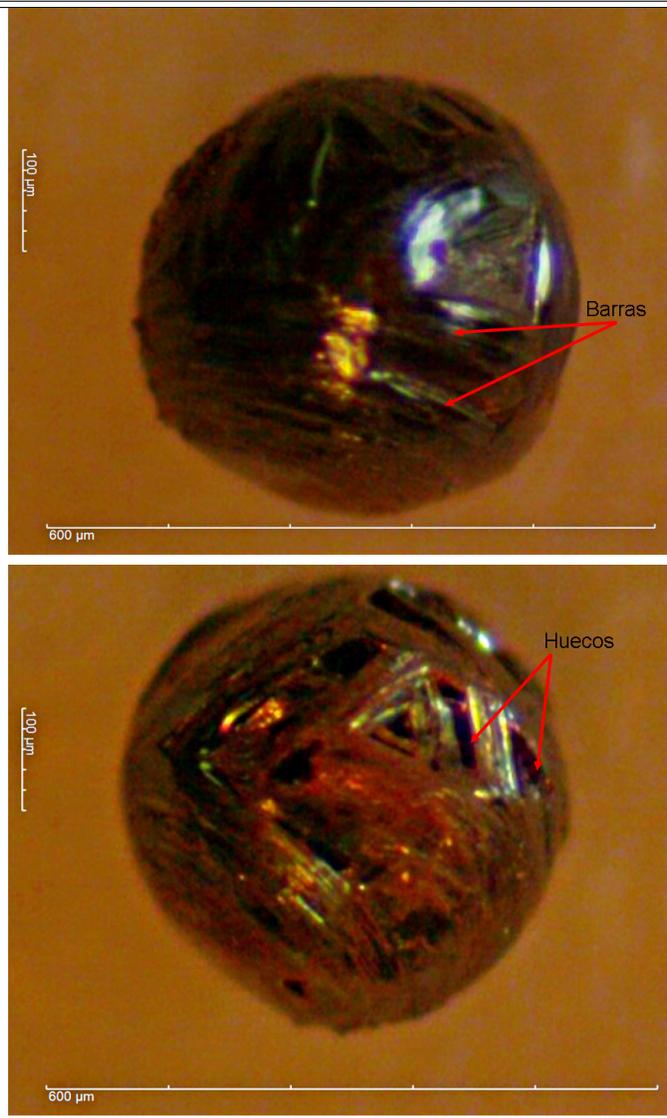
Carga	Tamaño de grano μm Olivino	T _{máx} °C	Tasas de Enfriamiento °C/h	Textura
Ex6A#6.5	300	1998.9	-77760	PO
Ex6A#1.6	300	1893.1	-20160	PO
Ex6A#2.6	300	1573.6	-43560	PO transparente
Ex6A#6.6	300	1097.1	-9720	PO
Ex7A#6.4	300	1000.8	-25560	PO
Ex8A#2.1	212	1746.6	-65520	PO Traslúcido
Ex8A#5.5	300	1205.9	-34560	PO bifásico
Ex8A#4.5	300	1312.3	-46800	PO Traslúcido
Ex8A#6.4	250	1809.9	-26280	PO

De acuerdo a la definición, la textura porfídica, tiene cristales de olivino y/o piroxeno en una matriz vítrea de grano fino. Debido a que en un determinado tiempo, el contenido mineral fue rápidamente expuesto a una temperatura baja, formando cristales heterogéneos. Por otro lado, cuando los cristales

se entrecruzan, forman cristales radiales con cierta separación variable (MacKenzie et al., 1982). Por ejemplo, el Cuadro 5.2, perteneciente al experimento Ex6A#6.4, muestra un condro con textura superficial barrada.

Cuadro 5.2: Fotografía estereoscópica de la muestra Ex6A#6.4. Donde se aprecia una superficie con barras delgadas, unas menos pronunciadas que otras, indicando varios puntos de radiación. Así como huecos bien marcados entre barras.

Ex6A#6.4



Si siguiendo esta comparación, podemos corroborar superficialmente que la textura porfídica mostrada en nuestros experimentos descrita en la sección de

resultados, se distingue claramente de la barrada. Por lo tanto, es posible producir texturas similares desde fusiones de larga duración (minutos) con temperaturas máximas dentro del rango máximo predicho por Connolly et al. (1998).

Otra propiedad física importante aplicada a nuestros experimentos es la presión de 0.77 atm. Considerando que muchos condros naturales han retenido una moderada abundancia de elementos volátiles. Dicha retención parece requerir un calentamiento rápido, una alta presión parcial en el gas (rico en Na o K) o una alta presión de gas y alta fugacidad de oxígeno (Rubin, 1998). La condensación de los elementos volátiles ocurre a 10^{-5} atm y a 900 K aproximadamente. Por ejemplo la volatilización del Na desde un condro es inhibida por la presencia de un vapor rico en Na con una presión de aproximadamente 10^{-6} , (Rubin, 1998).

Con base en esta información, la presión aplicada a nuestros experimentos, aunque no representa la real para un condro natural, favorece la retención de los elementos volátiles que contienen los precursores de anortita y olivino.

Otro punto a discutir, es que los condros precursores han sido sujetos a altas temperaturas por largos periodos de tiempo desde la nebulosa, probablemente evaporándose completamente. Un cálculo hecho por Wasson, (1996), donde sometió a calor una esfera de Fe metálico con 2 mm de diámetro, evaporándola en 21 segundos a 2100 K. Posteriormente, sometió una esfera del mismo tamaño compuesta de olivino forsterítico, la cual perdió la mitad de su volumen en aproximadamente 36 horas a 1900 K y en 1.1 horas a 2100 K. Con esto concluyó que los silicatos vítreos tienen tasas de evaporación mucho más elevadas que la forsterita, debido a las fuerzas de unión menores en sus enlaces y la presencia de componentes moderadamente volátiles. Sobre esta base, Wasson sugirió que los condros típicos (que contienen silicatos vítreos) se evaporan diez veces más rápido que la forsterita sólida.

Por lo tanto, los tiempos totales aplicados a nuestros experimentos pueden considerarse aptos para llegar a fusionar forsterita y anortita, sin causar una pérdida representativa en la composición de volátiles (Na, Ca, K, Al, Si, C), esta característica física los define como materiales refractarios, debido a que permanecen sólidos a altas temperaturas. Este punto justifica porque las composiciones elementales de óxidos en el olivino no se reducen drásticamente.

Ahora bien, muchos mecanismos de calentamientos rápidos que causaron la fusión del polvo nebular, también debieron calentar el gas circundante, de acuerdo a Wasson (1996), la energía necesaria para calentar los precursores del condro y lograr una fusión completa dentro de un gas con temperaturas de 500 K hasta 1900 K, requiere en promedio de 1630 Joules. Sin embargo, el calentamiento de un gas nebular de H₂ con temperaturas de 500 a 1900 K, requiere una energía adicional de 21700 joules, debido a que la disociación de H₂ absorbe energía desde 1800 y 2000 k. Es decir, se necesita más energía arriba de 21700 joules (2.17×10^4), para fundir precursores de condros incluidos en una mezcla de gas y polvo.

Con lo anterior, considerando la energía necesaria para fusionar los precursores de los condros naturales, ligado al tiempo total de fusión, un parámetro relevante es la Energía total aplicada a cada esfera experimental, mostrada en el Cuadro 5.3.

Cuadro 5.3: Valores para la energía total en Joules/cm², usando la Irradiancia (I) en W/cm² y el tiempo total en segundos en cada muestra.

Muestra	I P/A	Tiempo total	Energía total
Ex6A#6.5	1.69×10^3 W/cm ²	540 seg	9.17×10^5 J/cm ²
Ex6A#1.6	1.69×10^3 W/cm ²	480 seg	8.13×10^5 J/cm ²
Ex6A#2.6	1.69×10^3 W/cm ²	480 seg	8.13×10^5 J/cm ²
Ex6A#6.6	1.72×10^3 W/cm ²	480 seg	8.15×10^5 J/cm ²
Ex7A#6.4	1.72×10^3 W/cm ²	480 seg	8.27×10^5 J/cm ²
Ex7A#5.5	1.69×10^3 W/cm ²	480 seg	8.13×10^5 J/cm ²
Ex8A#2.1	1.68×10^3 W/cm ²	480 seg	8.10×10^5 J/cm ²
Ex8A#5.5	1.69×10^3 W/cm ²	540 seg	9.14×10^5 J/cm ²
Ex8A#4.5	1.69×10^3 W/cm ²	540 seg	9.14×10^5 J/cm ²
Ex8A#6.4	1.69×10^3 W/cm ²	540 seg	9.14×10^5 J/cm ²

Esta energía total calculada durante la fusión del material silicatado en nuestros experimentos es una orden de magnitud más que la calculada en condros naturales, los cuales son fusionados en un ambiente de gas nebular H₂ y polvo. Por lo tanto, esta energía total obtenida es un nuevo parámetro en la

forsterita sólida que se puede controlar desde el dispositivo experimental, desde la potencia y los tiempos. En futuras fusiones debe ser un parámetro cuidadosamente calculado para ofrecer una energía total similar a ambientes nebulares reales.

Finalmente el parámetro físico que está vinculado a la energía total, al tiempo de fusión, la potencia del láser aplicada y la presión que son manipuladas desde el dispositivo experimental, son las tasas de enfriamiento.

El enfriamiento rápido predicho por Connolly et al. (1998) que iba desde 2800 °C/h - 1211 °C/h hasta 500 °C/h, es mucho menor que en nuestras esferas donde las tasas de enfriamiento resultaron mayores y con una orden de magnitud más, desde 77760 °C/h hasta 9720 °C/h.

Estos resultados obtenidos con magnitudes mayores en las tasas de enfriamiento, se atribuyen a las potencias aplicadas en el tiempo total de fusión; sin embargo, la lectura de las temperaturas es imprecisa debido a que el lector del pirómetro depende de su colocación manual en cada casilla de la platina de fusión, por lo tanto depende de la precisión visual de quien lo usa. Es probable que algunas lecturas de nuestros experimentos fuesen incorrectas. Por lo tanto, en futuras fusiones deberá considerarse que el pirometro dependá de un motor exacto que guíe el lector a cada casilla.

Los resultados en las tasas de enfriamiento, indican que probablemente la cristalización de los materiales después de la fusión fue casi instantánea, lo cual afecta directamente a la textura. Sin embargo, es un enfriamiento rápido necesario en la formación de condros experimentales, pero este no refleja las tasas de enfriamiento naturales.

5.2. Resultados de composición química.

En el Cuadro 5.4, los experimentos 6A (Ol+Gr) y 7A (olivino), observamos que las composiciones mineralógicas obtenidas por la norma CIPW corresponden en fase mayor al olivino y en fase menor obtenemos larnita, magnetita y corindón, estos minerales de fases menores son compuestos con Ca, Fe y Al, respectivamente. Mientras que los experimentos 8A (Ol+Gr+An), tienen composiciones similares a los minerales precursores.

Cuadro 5.4: Resultados de composición textural y mineralógica mediante norma CIPW. PO= Pofidica de olivino, transp= transparente, transl.= transúcida, bif.= bifásica.

Carga	Textura	Fases minerales mayores	fases minerales menores
Ex6A#6.5	PO	olivino (100 %)	
Ex6A#1.6	PO	olivino (100 %)	
Ex6A#2.6	PO transp.	olivino (95.2 %)	larnita(1.6 %), magnetita (0.22 %)
Ex6A#6.6	PO	olivino (99.41 %)	magnetita (0.5 %)
Ex7A#6.4	PO	olivino (97.65 %)	corindón (2.3 %)
Ex8A#2.1	PO Trasl.	olivino (100 %)	
Ex8A#5.5	PO bif.	olivino (98.9 %)	larnita (0.7 %), magnetita (0.1 %)
Ex8A#4.5	PO Trasl.	olivino (62.6 %), anortita (18.7 %), corindón (14.9 %)	hipersteno (3.5 %)
Ex8A#6.4	PO	olivino (88.9 %)	hipersteno (11.1 %)

Si, comparamos los resultados texturales (ver Cuadro 5.5) con las propiedades químicas, observamos que la anortita aporta importantes elementos como el calcio y aluminio. Esto se ve reflejado en la aparición de la larnita un silicato de calcio (Ca_2SiO_4), así como el hipersteno ($(\text{MgFe})\text{SiO}_3$) un piroxeno de Mg y Fe, magnetita un óxido ferroso (Fe_3O_4) y el corindón un óxido de aluminio (Al_2O_3).

De acuerdo a Rubin (1996), de los minerales reportados en la norma CIPW solamente la magnetita y el corindón son minerales que podemos encontrar en los meteoritos, la magnetita es un mineral de choque y el corindón es un mineral presolar y que también forma inclusiones refractarias. Sin embargo, es importante mencionar que tanto, la larnita, como el hipersteno y la magnetita son fases menores. Mientras que el olivino, la anortita y el corindón son fases mayores y se acercan más a la composición real de un meteorito condrítico.

Cuadro 5.5: Resultados de composición en óxidos de los experimentos 6A, 7A y 8A, que fueron sometidos a espectroscopia raman e infrarrojo.

Carga	6A #6.5	6A #1.6	6A #2.6	6A #6.6	7A #6.4	8A #2.1	8A #5.5	8A #4.5	8A #6.4
Textura	PO	PO	PO transp.	PO	PO	PO	PO bif. Trasl.	PO bif.	PO Trasl.
Óxidos wt. %									
SiO ₂	39.42	40.66	32.13	30.9	40.11	42.45	31.58	35.53	44.59
FeO			2.8	7.4			2.67		
MgO	60.58	59.34	61.5	61.6	56.92	57.52	65.14	37.01	55.41
CaO							0.6	3.22	
Al ₂ O ₃					2.96			24.23	
Total	100	100	99.83	99.9	99.9	99.97	99.9	99.9	100

Ahora bien, algunas de las composiciones en óxidos de nuestros experimentos reflejan una composición semejante a un grupo de componentes en los condros naturales llamados POIs (Plagioclas-Olivine Inclusions), objetos igneos con texturas que se encuentran en las meteoritas carbonosas. Los POIs consisten en plagioclasa, olivino, piroxenos y espinela, difieren de los ICAs por la composición mineral y la ausencia de melilita, de conjuntos refractarios, plagioclasa sódica y aluminino-enstatita. Los POIs tienen minerales accesorios incluyendo armalcolita, zirconolita, rutilo y sapphirina. Las propiedades petrográficas y químicas de los POIs indican que no son condensados o no son residuos evaporativos, sino que se forman por fusión o fusión parcial de sólidos preexistentes (Sheng et al., 1990).

La mayoría de los POIs son esferoidales, de 0.5 a 5 mm de diámetro. Tienen texturas similares a las observadas en los condros ordinarios como la Barrada de Olivino (BO), Porfídico (P) y la Radial (R). A continuación en el Cuadro 5.6, se presenta la composición mineralógica de algunos POIs con textura porfídica (Sheng et al., 1990).

Cuadro 5.6: Características petrográficas de POIs con textura porfídica. P= Porfídico, PR= Porfídico Radial. pl= plagioclasa, sp= espinela, en= enstatita, mes= mesostasis, sap= sapphirina, gl= (glass) vidrio, di= diopsido.

Inclusión	Textura	Fase mayor	Fase menor
BG82CLII	PR	pl,sp,en,mes	sap
LEO1009	P	pl,pi,sp	gl
BG82CLJa	PR	pl,en,pi,di,mes	sp
SA-1b	P	pl,ol,en	
BG82CLJb	P	ol,pl,sp,pi,as	
REDEYE	P	ol,pl,di	en,sp

En el Cuadro 5.7, presentamos las composiciones en elementos mayores de los POIs con textura porfídica, donde las cantidades principales de óxidos son el MgO, CaO, Al₂O₃ y SiO₂, son semejantes a las obtenidas en la esfera Ex8A#4.5, donde la composición mineral consta de olivino, anortita y corindón.

Cuadro 5.7: Composiciones en elementos mayores (EDS) de los POIs con textura porfídica.

Inclusión	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Ti ₂ O	Cr ₂ O	SUM
BG82CLII	31.6	36.8	2.9	18.1	4	3.8	0.1	0.7	0.9	98.9
LEO1009	47.5	22.9	4.8	11.6	9.3	1.2	0.1	0.9	0.6	98.9
BG82CLJa	45.5	17.3	2.4	14.3	9.6	6.8	0.2	1.3	0.5	97.9
SA-1b	43.1	18.1	5.2	19.9	5.1	5.8	0.5	0.7	0.5	98.9
BG82CLJb	38.8	15.6	4.1	34	4.3	1.3	n.d	0.3	0.6	99
REDEYE	41.7	3.9	5.6	44.6	2.3	1	0.1	0.1	0.4	99.7

La anortita₁₀₀ como componente precursor y mineral refractario en nuestros experimentos, promovió la formación de fases silicatadas semejantes a las naturales en condros, debido a su composición prácticamente pura como plagioclasa rica en Calcio ((CaAl)₂Si₂O₈). Sin embargo, minerales como el hipersteno y larnita aunque presentes como fases minerales menores no son componentes minerales en condros naturales y deben considerarse como imperfectos de formación y prácticamente inevitables, con lo cual si queremos

acercarnos a una composición más real en la textura de los condros porfídicos naturales deben considerarse los pros y contras de cada precursor, debido a que la formación de minerales no puede ser controlada.

5.3. Análisis Raman e Infrarrojo.

Tanto la espectroscopía Raman e Infrarroja, son sensibles al grado de orden y desorden en la estructura de un mineral. En ambos casos las bandas principales ordenadas son estrechas, de tal manera que un ligero ensanchamiento indica el aumento de desorden estructural.

Sin embargo, para la espectroscopía Infrarroja las mezclas correspondientes entre olivino, anortita₁₀₀ y grafito, presentan desaparición de bandas acompañado de un ligero desplazamiento en los máximos. Esto se debe al traslape de las bandas para el olivino y la anortita, ya que comparten bandas máximas similares. Finalmente el grado de desorden estructural que presentan los espectros se debe a la sustitución isomorfa en el olivino donde el Fe sustituye al Mg. Reportando en los resultados semi-cuantitativos (MEB-EDS) cantidades ricas en Mg.

Debe considerarse que los análisis de espectros Raman e Infrarrojo, sólo se tomaron en cuenta los minerales precursores como olivino, anortita y grafito, mientras que los minerales menores calculados por la norma CIPW no se consideraron en estos análisis.

5.4. Participación del grafito.

Es visible una relación entre la cantidad de grafito y la temperatura máxima, así como la cantidad de grafito y el tamaño final del condro. Sin embargo, no se mostró correlación con la cantidad de grafito y la potencia de láser aplicada o el tiempo de fusión para formar texturas porfídicas. Las potencias aplicadas (57.8 W y 58.9 W) y los tiempos de meseta (7 y 8 minutos), son formadores de la textura porfídica, sin importar la cantidad de minerales.

El grafito genera olivino rico en MgO y evita la fugacidad de volátiles, porque

interacciona con el oxígeno de la fusión y con los gases de las fases sólidas equilibrando las cargas de los gases antes de que el ciclo de enfriamiento se produzca (Connolly et al, 1994). Los condros naturales que interaccionan con el gas nebular durante los calentamientos y enfriamientos rápidos, tienen escasa probabilidad de que alcancen el equilibrio redox. Por lo tanto, dichas condiciones redox en condros naturales son controladas por los minerales precursores y poco probable por las condiciones nebulares.

La formación de olivino rico en Mg, debido al grafito es observable en nuestros resultados (ver Cuadro 5.8), donde los experimentos 6A con mezcla de olivino y grafito, notamos un enriquecimiento en MgO. Mientras en los experimentos 7A donde solo es olivino, la composición es pobre en MgO. En los experimentos 8A, la muestra Ex8A#2.1 donde la mezcla fue olivino y anortita₁₀₀ también tiene una baja composición de MgO. El resto de las muestras 8A tiene una significativa disminución en la cantidad de MgO debido a la mezcla con la Anortita₁₀₀ y la posible producción de corindón y magnetita.

Por otro lado, la relación en el porcentaje de MgO con la cantidad de grafito y la textura, en las esferas con mezcla de olivino+grafito (todos los experimentos 6A) resultaron enriquecidas en MgO y con una textura porfídica. Mientras que en los experimentos 8A donde la mezcla es olivino+grafito+anortita el enriquecimiento en MgO es menor y las texturas aunque son porfídicas en su mayoría son translúcidas y transparentes, esto se debe a la participación de la anortita que forma otras composiciones minerales.

Ahora bien un comportamiento importante es la participación del grafito en la fugacidad del silicio. En los experimentos 6A que sólo contienen olivino+grafito notamos una pérdida de silicio mayor que va de 40.66 w.t % hasta 30.9w.t %. Mientras que en los experimentos con mezcla de olivino+grafito+anortita, la fugacidad fue relativamente menor de 44.59w.t % hasta 31.58 w.t %. Esto se debe a que en la mezcla olvino+grafito la pérdida de silicio es sólo del olivino, mientras que en la mezcla de olivino+grafito+anortita la pérdida del silicio es tanto del olivino como de la anortita.

Finalmente estos resultados evidencian que la proporción C/Si, aunque es estequiométricamente correcta, al momento de que los minerales tienen contacto con las condiciones físicas aplicadas se corre el riesgo de perder dicha proporción en la composición final de las esferas.

Cuadro 5.8: Lista de experimentos con la cantidad de grafito, la cantidad de MgO de acuerdo a su análisis de MEB-EDS y la textura. PO= Pofídica de olivino, transp= transparente, transl.= transúcida, bif.= bifásica.

Carga	Cantidad de Grafito	cantidad de MgO (EDS)	Tamaño de Grano/Olivino	Textura
Ex6A#6.5	1.7	60.58	300	PO
Ex6A#1.6	2	59.34	300	PO
Ex6A#2.6	1.8	61.5	300	PO transp.
Ex6A#6.6	2	61.64	300	PO
Ex7A#6.4	-	57.51	300	PO
Ex8A#2.1	-	57.52	212	PO transl.
Ex8A#5.5	1.8	68.91	300	PO bif.
Ex8A#4.5	2	37.01	300	PO transl.
Ex8A#6.4	1.9	17.16	250	PO

Conclusiones

A partir de nuestra discusión, numeramos los siguientes puntos:

- La cantidad de grafito usada en nuestros experimentos genera un enriquecimiento en MgO, lo cual indica que podemos formar forsterita.
- La composición mineralógica obtenida de la mezcla entre olivino, grafito y anortita, aunque forma fases minerales mayores como forsterita, plagioclasa rica en calcio y corindón, forma también fases minerales menores que no son componentes en condros de meteoritas naturales, tales como larnita e hipersteno.
- La textura porfídica se genera por calentamientos y enfriamientos rápidos, por lo tanto es reproducible bajo condiciones físicas de 0.77 atm, con granos de tamaños menores a 300 μm , con tiempos totales de 9 y 8 minutos, con potencias de láser 59.6 W y 58.9 W. Sin embargo, las condiciones que se obtienen a partir de la potencia y el tiempo de fusión como las tasas de enfriamiento (-77760 °C/h hasta -9720 °C/h) y la energía total aplicada, no representan las condiciones naturales formadoras de condros.
- Las esferas Ex6A#2.6, Ex6A#6.6, Ex8A#5.5 y Ex8A#4.5, de acuerdo a su composición química aunque presentan un enriquecimiento en MgO y cantidades mayores de grafito, tienen bajas concentraciones de SiO₂ que descartan la formación de forsterita y debido a su composición mineralógica, son descartadas como condros experimentales y más bien

tengan una composición más cercana a una Inclusión de plagioclasa y Olivino (POIs).

- El resto de las esferas obtenidas son candidatas composicionales y mineralógicas a ser porfídicas Tipo 1, debido a que presentan olivino enriquecido en Mg y otros minerales como anortita y corindón, que si representan la composición mineralógica de los condros naturales.
- Las evidencias de espectroscopia Raman e Infrarroja corroboran el desorden estructural causado por la sustitución isomorfa en el Olivino, donde el Mg sustituye al Fe. Los valores de los análisis semicuantitativos junto con las frecuencias principales obtenidas mediante espectroscopía Raman coinciden con los manifestados en la literatura para la forsterita.

7

Apéndice de Espectros

7.1. Espectros Raman

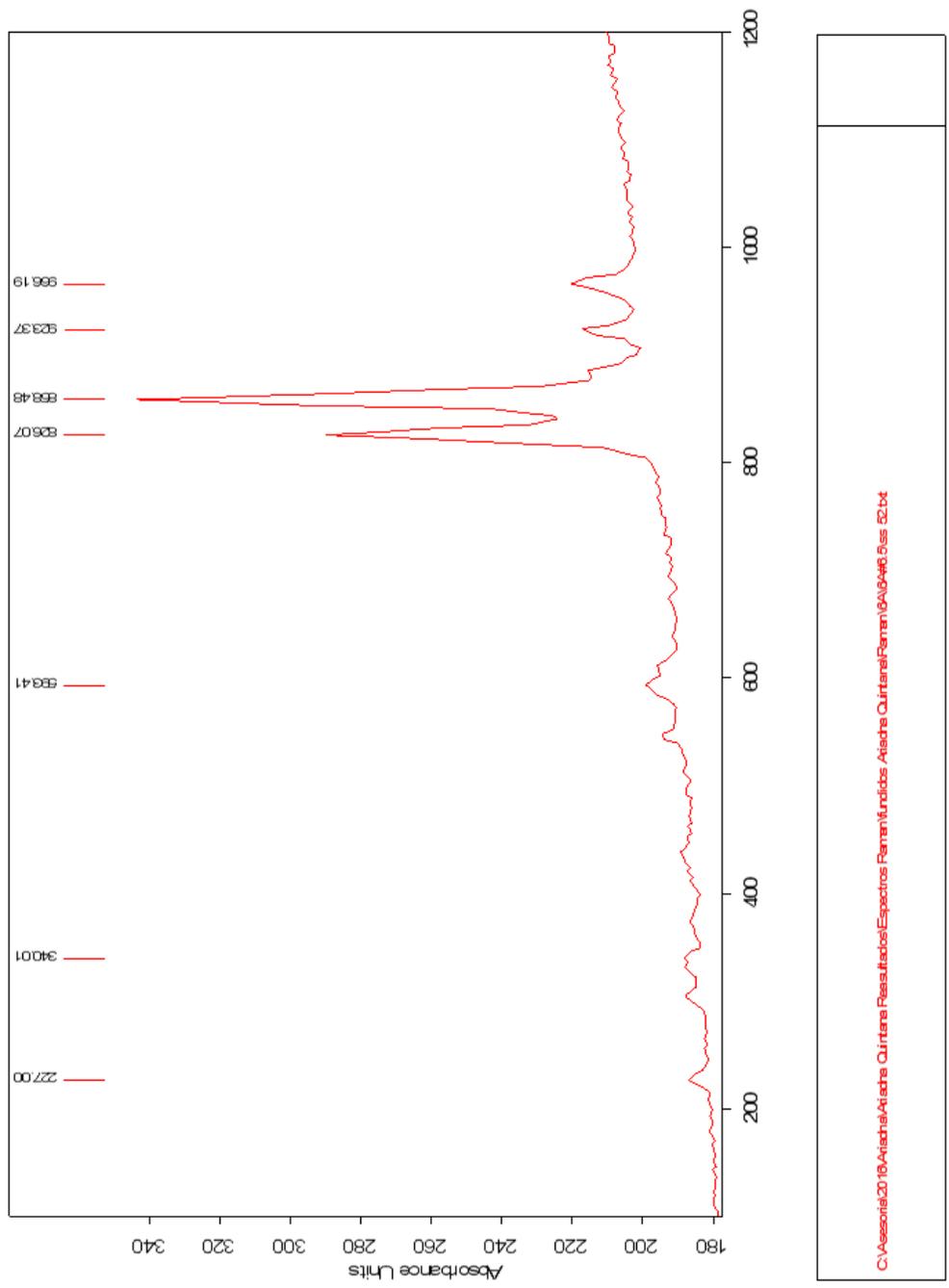


Figura 7.1: Espectro Raman de la muestra Ex6A#6.5, donde la mezcla es Olivino+Grafito.

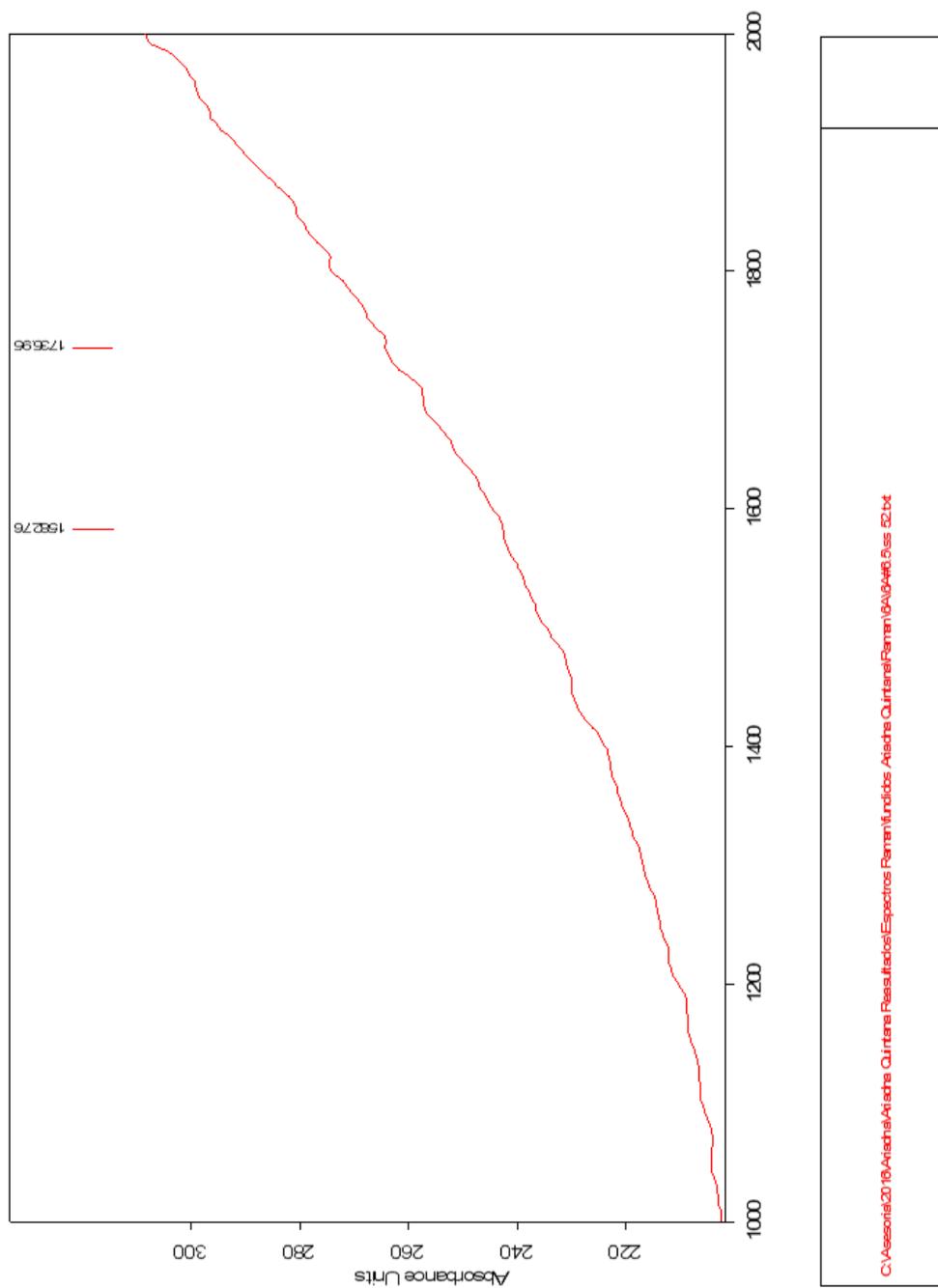


Figura 7.2: Espectro Raman de la muestra Ex6A#6.5, donde la mezcla es Olivino+Grafito.

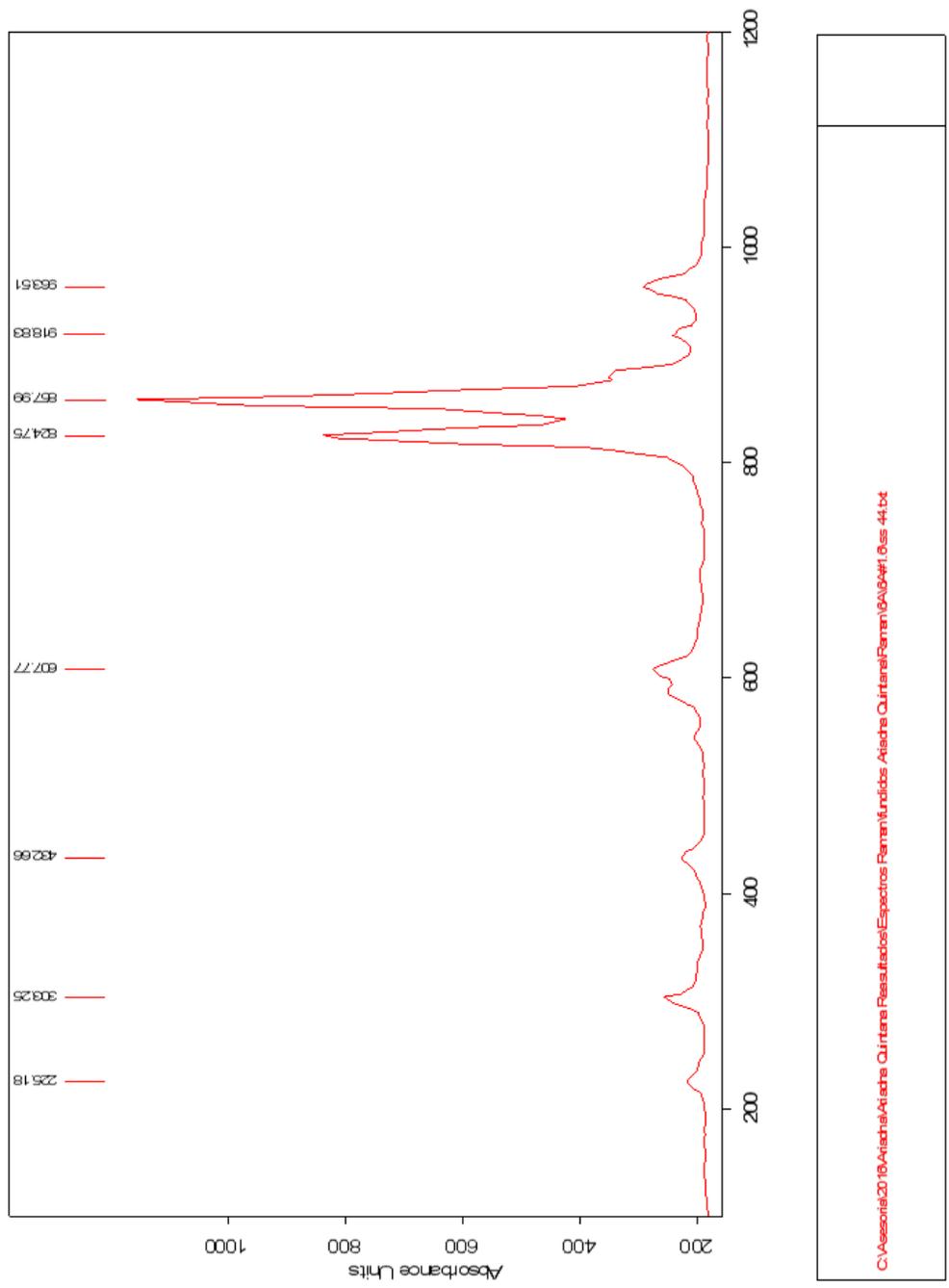


Figura 7.3: Espectro Raman de la muestra ExA#, donde la mezcla es .

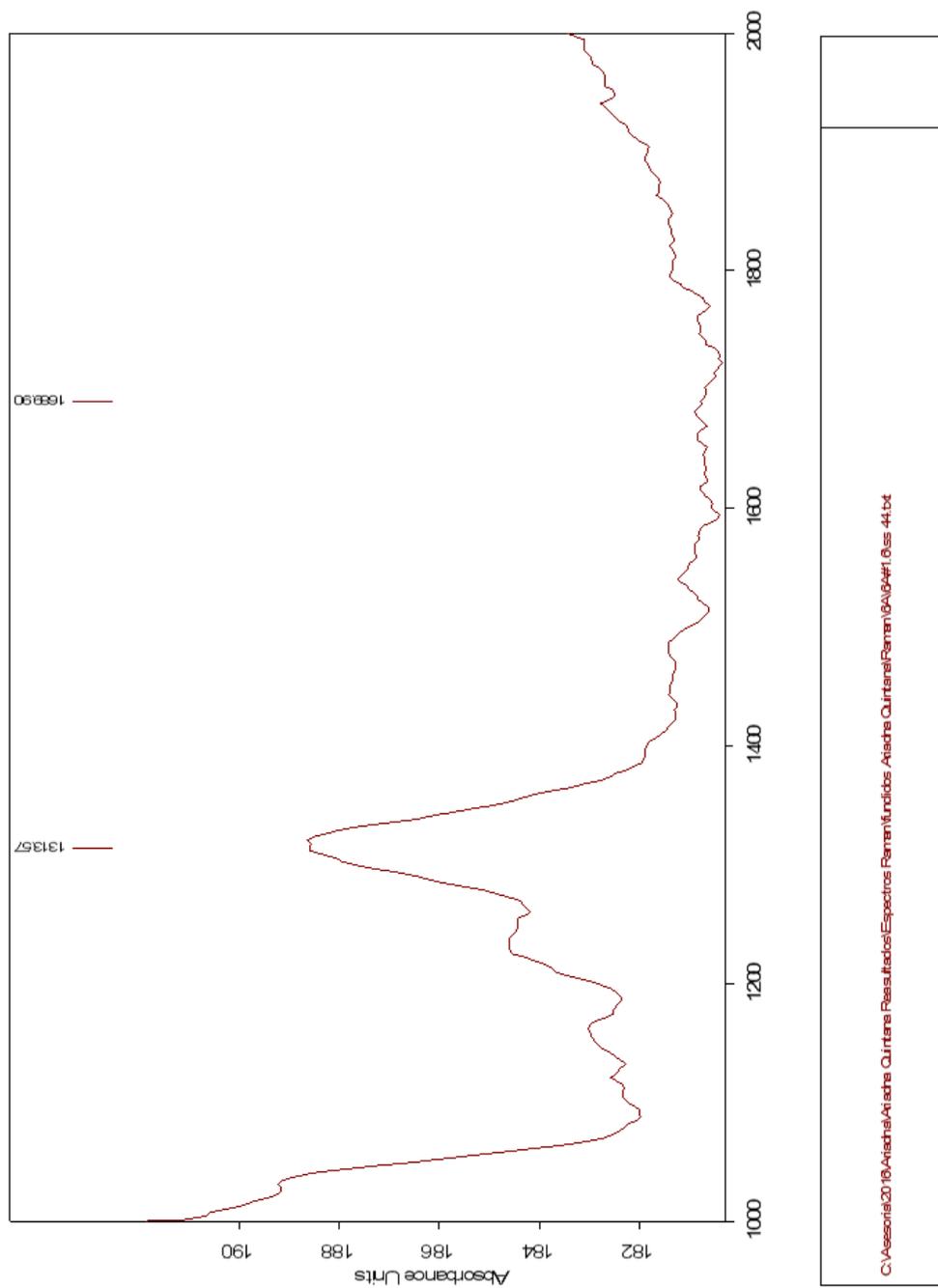


Figura 7.4: Espectro Raman de la muestra Ex6A#1.6, donde la mezcla es Olivino+Grafito.

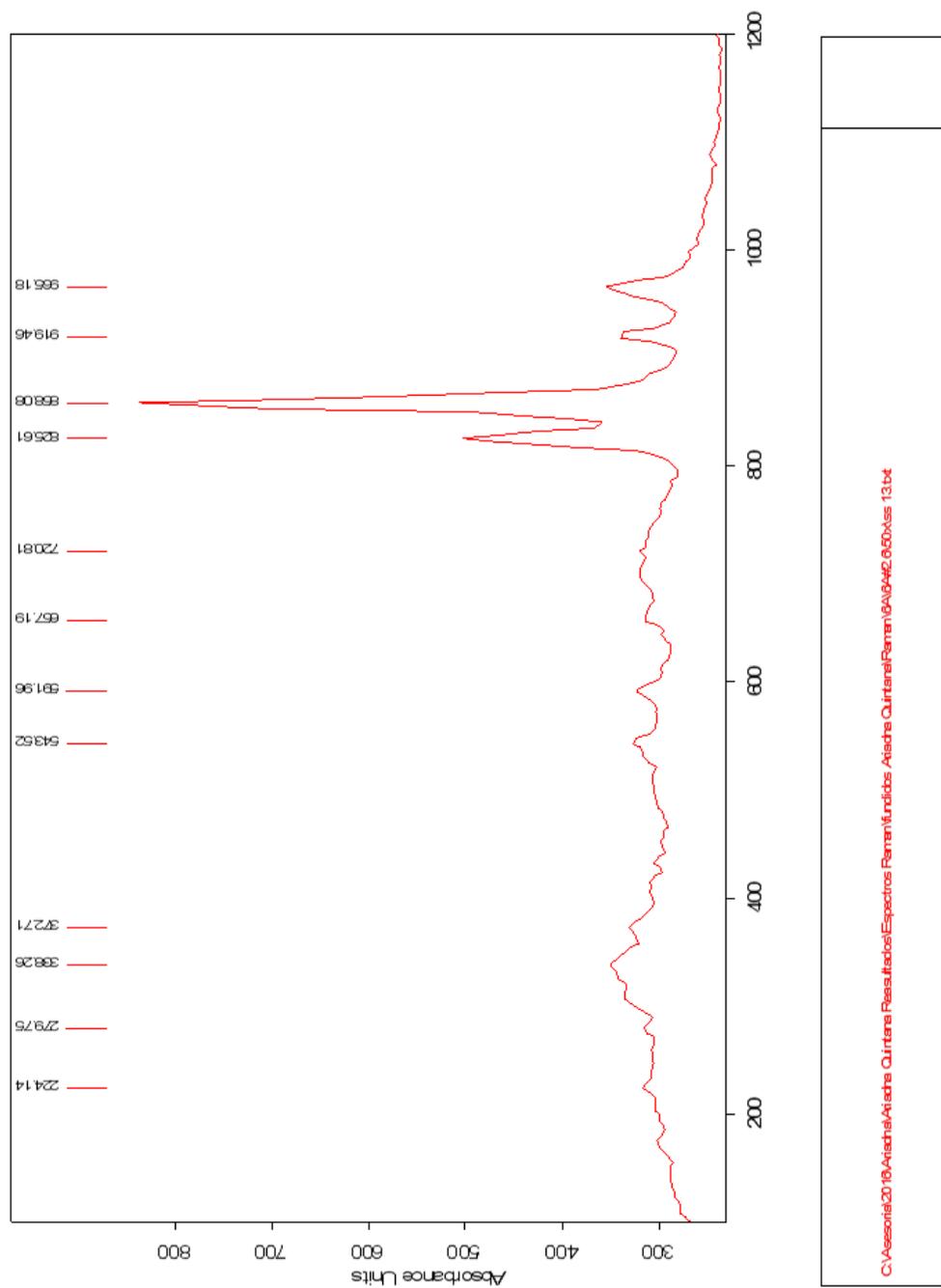
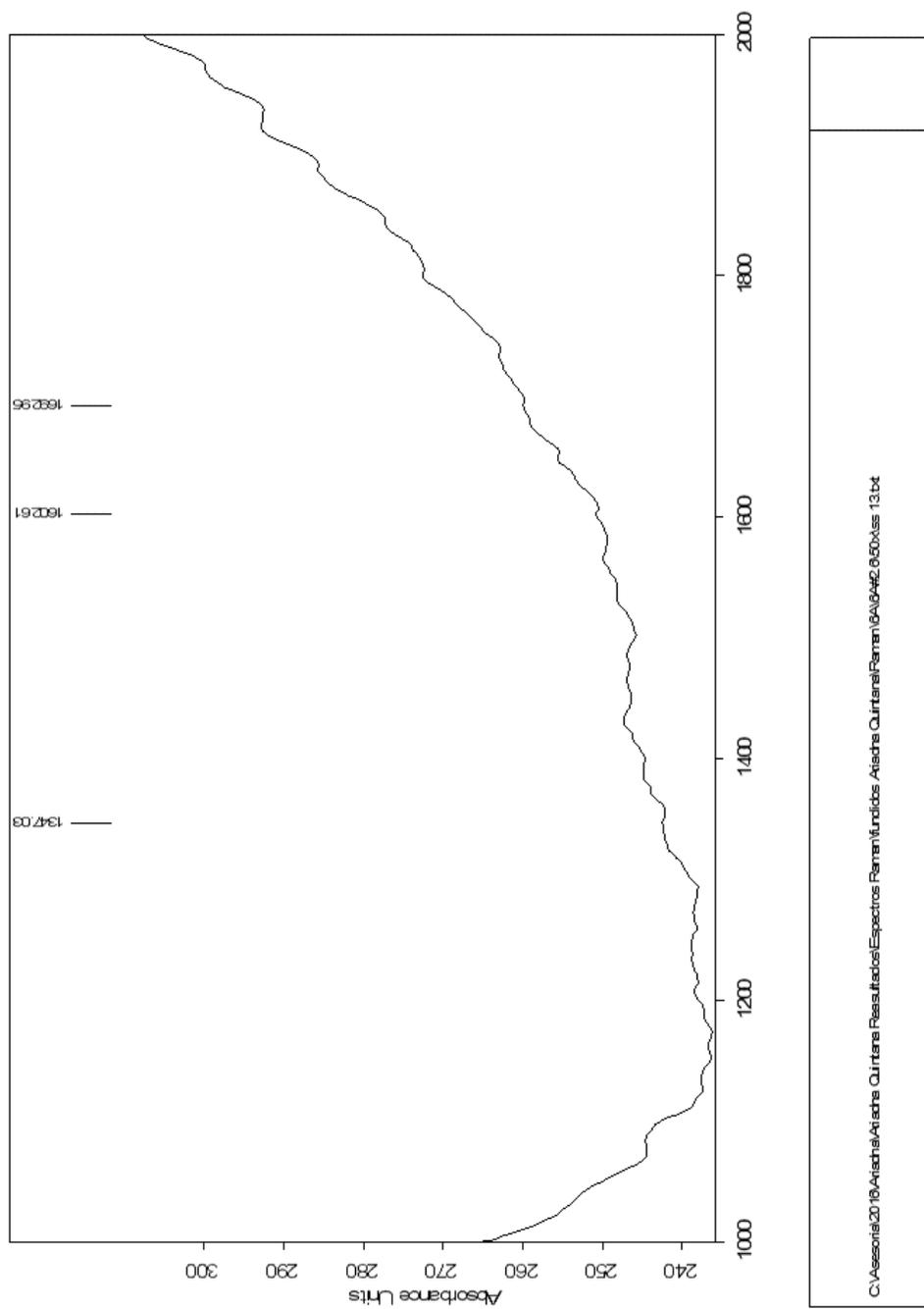


Figura 7.5: Espectro Raman de la muestra Ex6A#2.6, donde la mezcla es Olivino+Grafito.



C:\asesor\2016\Análisis\Análisis Quintana Resultados Espectros Raman\Mundo\Análisis Quintana\Raman\6A\6A2\6A2_060\Ass 13.td

Figura 7.6: Espectro Raman de la muestra Ex6A#2.6, donde la mezcla es Olivino+Grafito.

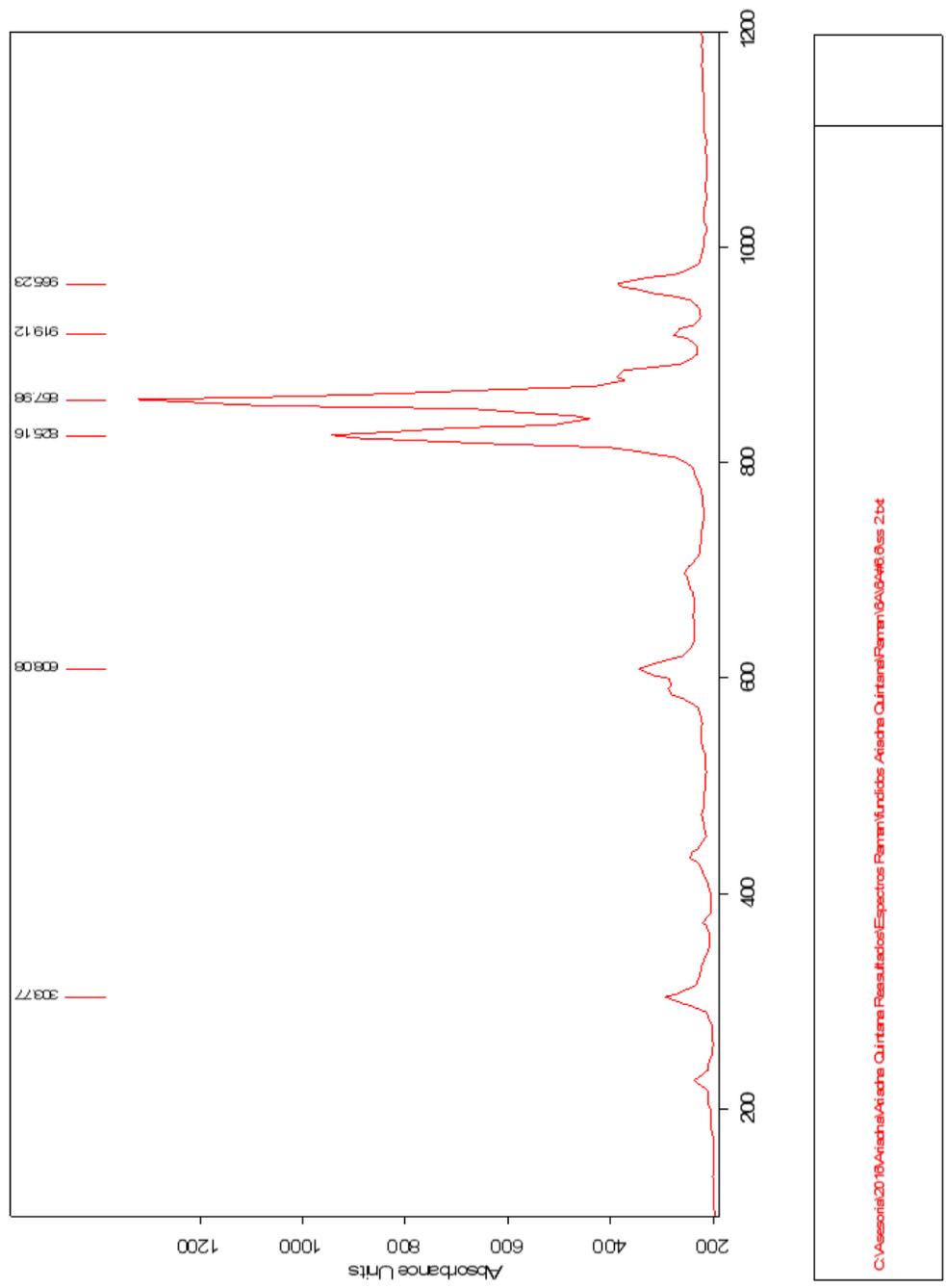


Figura 7.7: Espectro Raman de la muestra Ex6A#6.6, donde la mezcla es Olivino+Grafito.

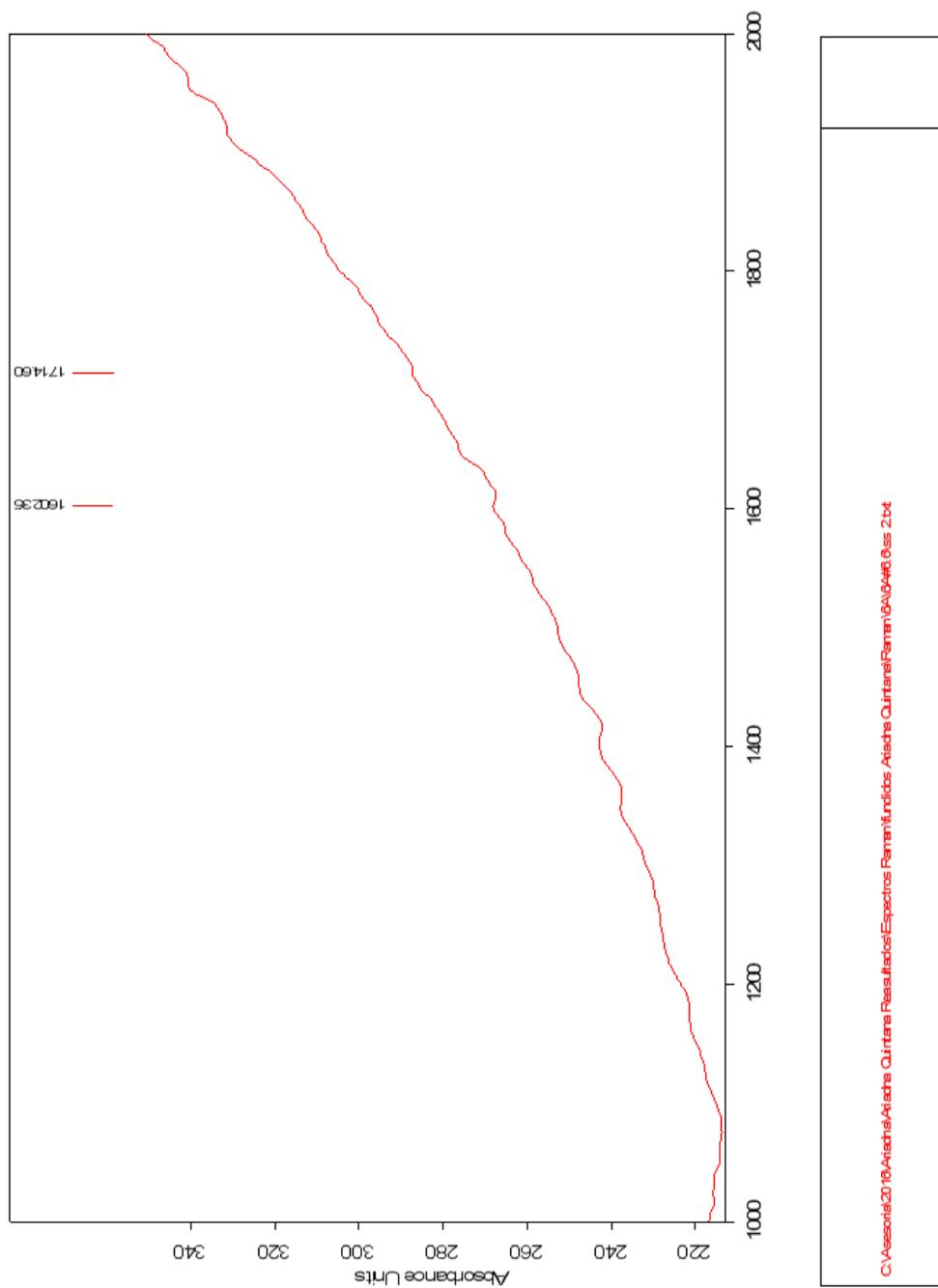


Figura 7.8: Espectro Raman de la muestra Ex6A#6.6, donde la mezcla es Olivino+Grafito.

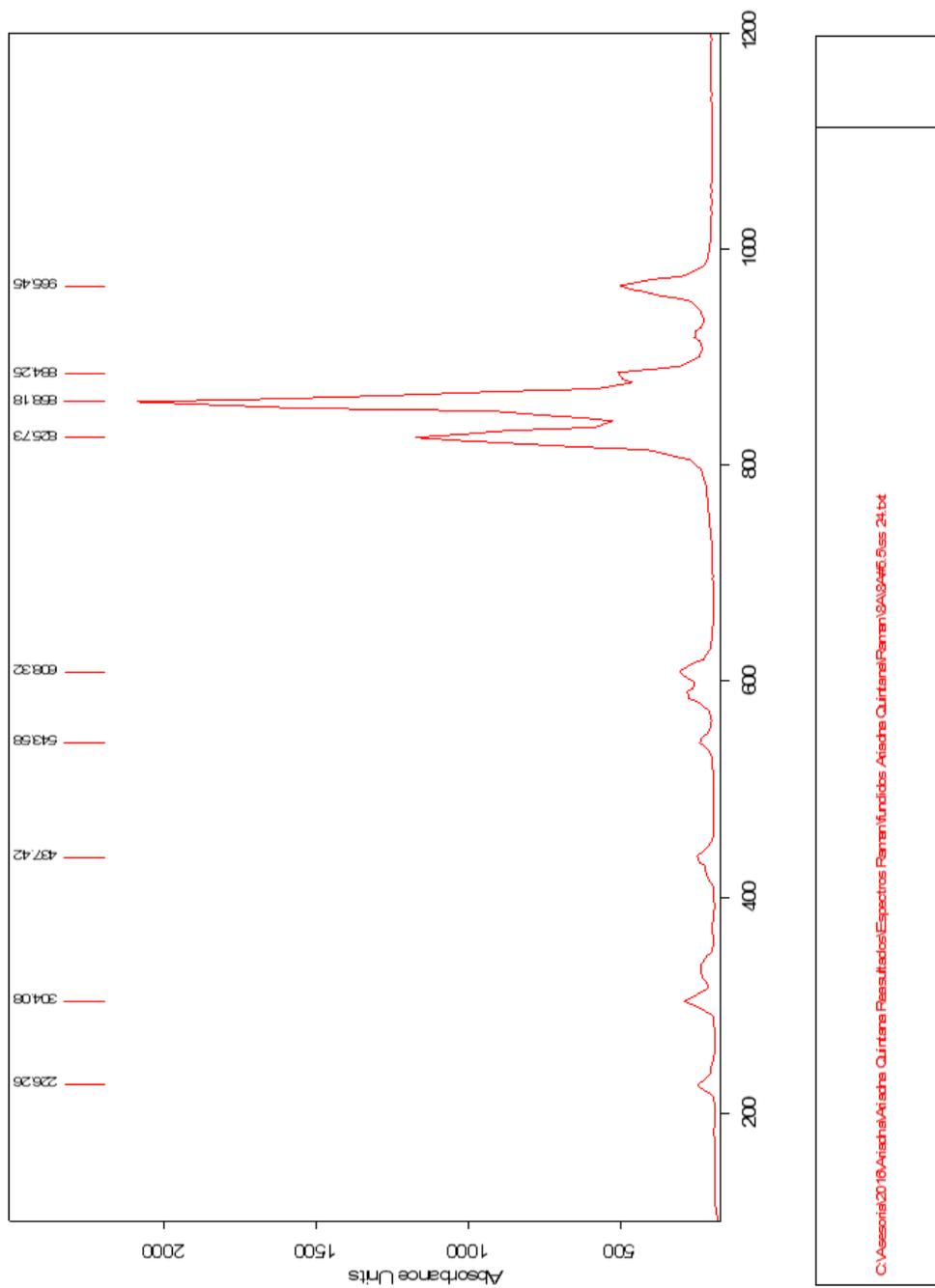
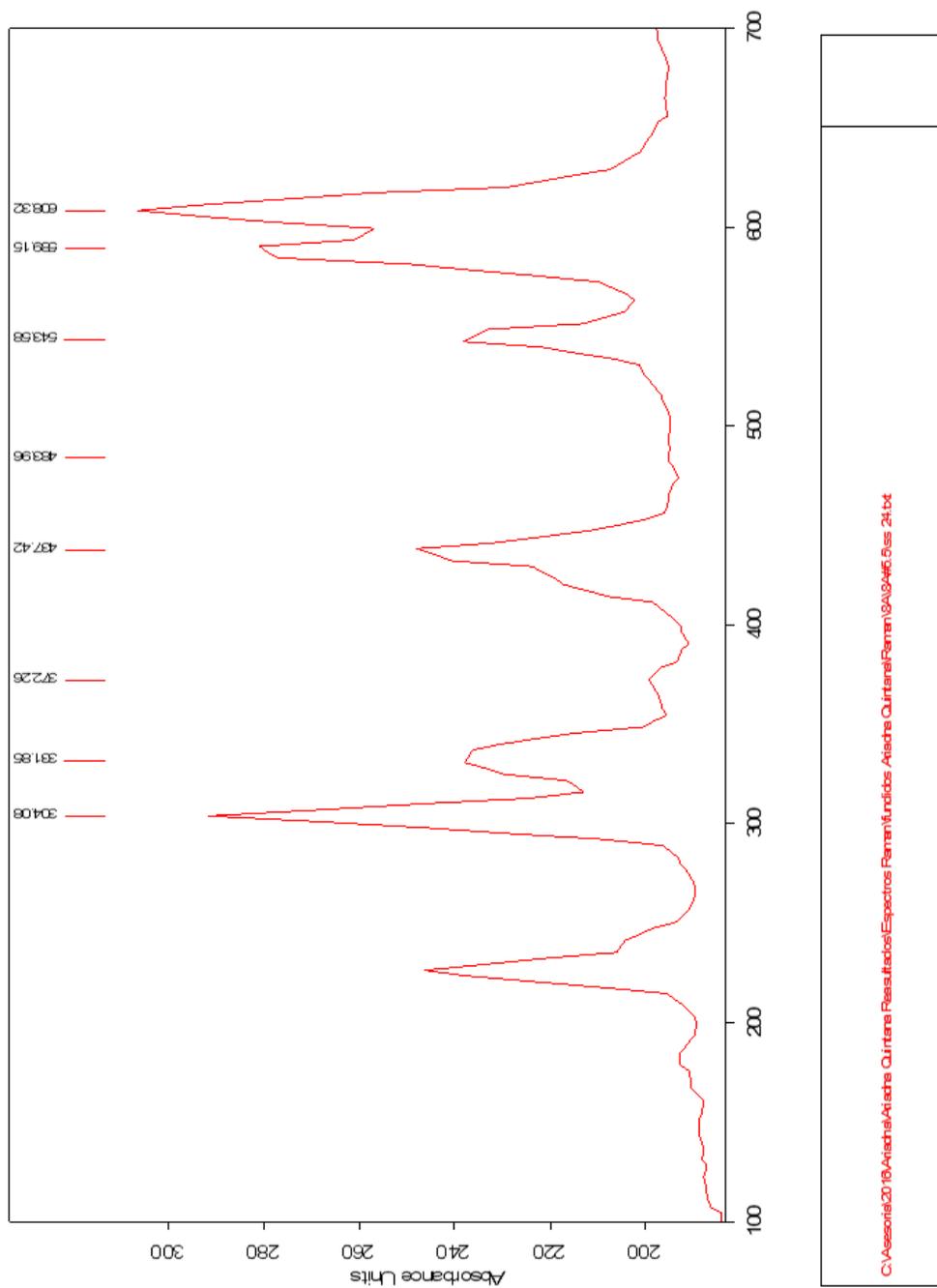


Figura 7.10: Espectro Raman de la muestra Ex8A#5.5, donde la mezcla es Olivino+Anortita+Grafito.



C:\asesor\2018\Atsicha\Atsicha Quintana Resultados Espectros Raman\Datos Raman\Atsicha Quintana\Raman\8A\8A46.5.as 24.txt

Figura 7.11: Espectro Raman de la muestra Ex8A#5.5, donde la mezcla es Olivino+Anortita+Grafito.

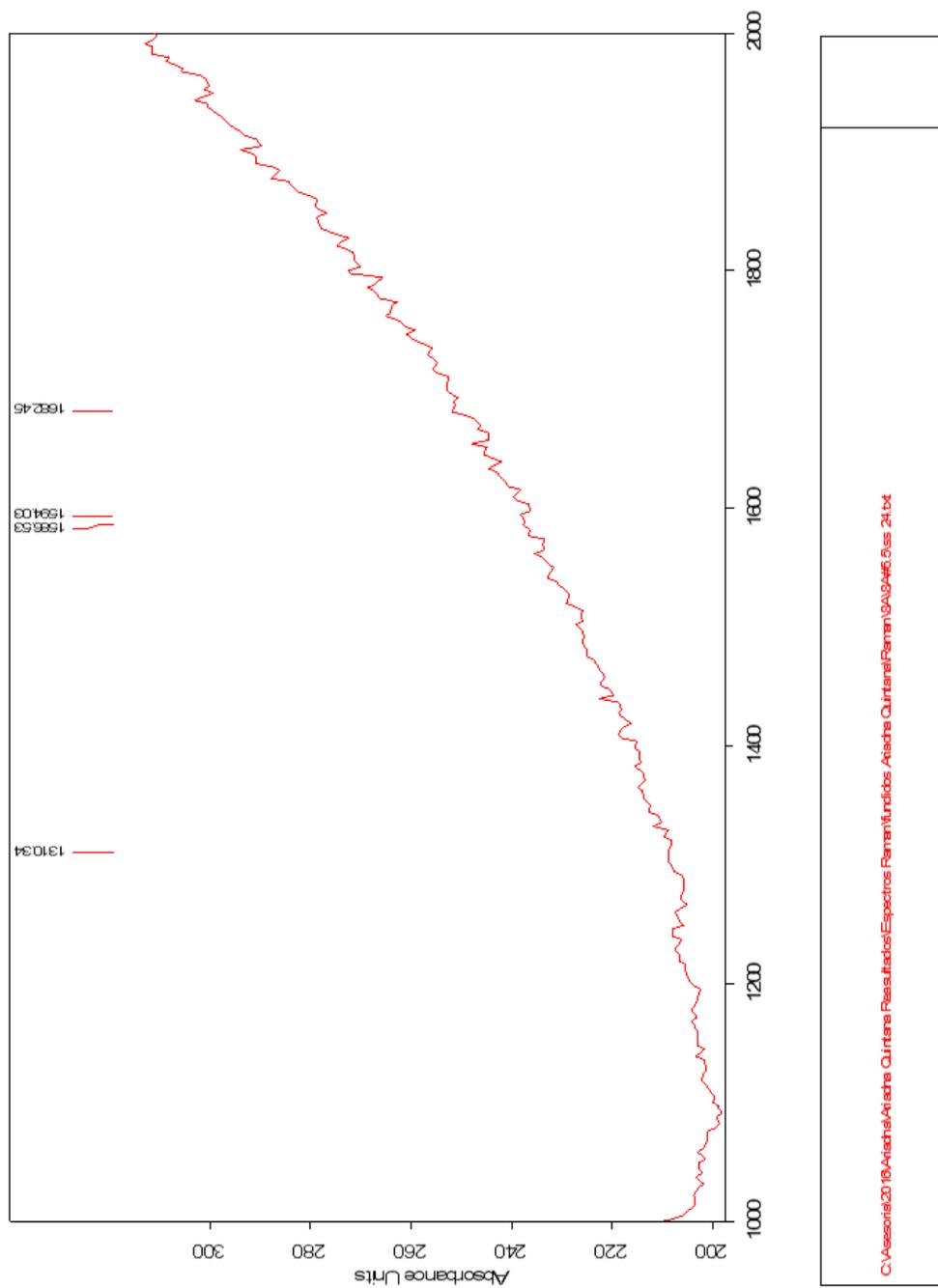


Figura 7.12: Espectro Raman de la muestra Ex8A#5.5, donde la mezcla es Olivino+Anortita+Grafito.

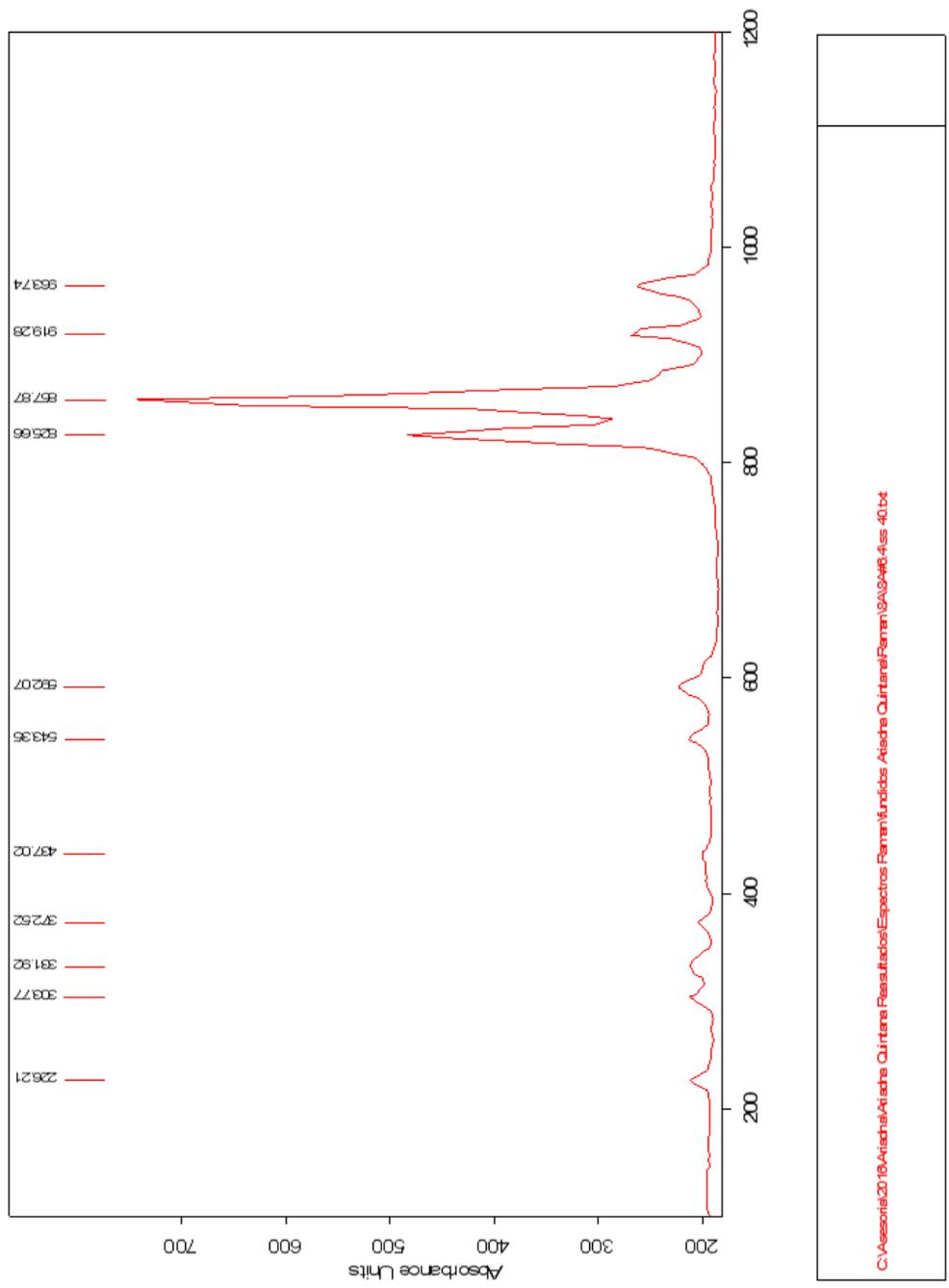
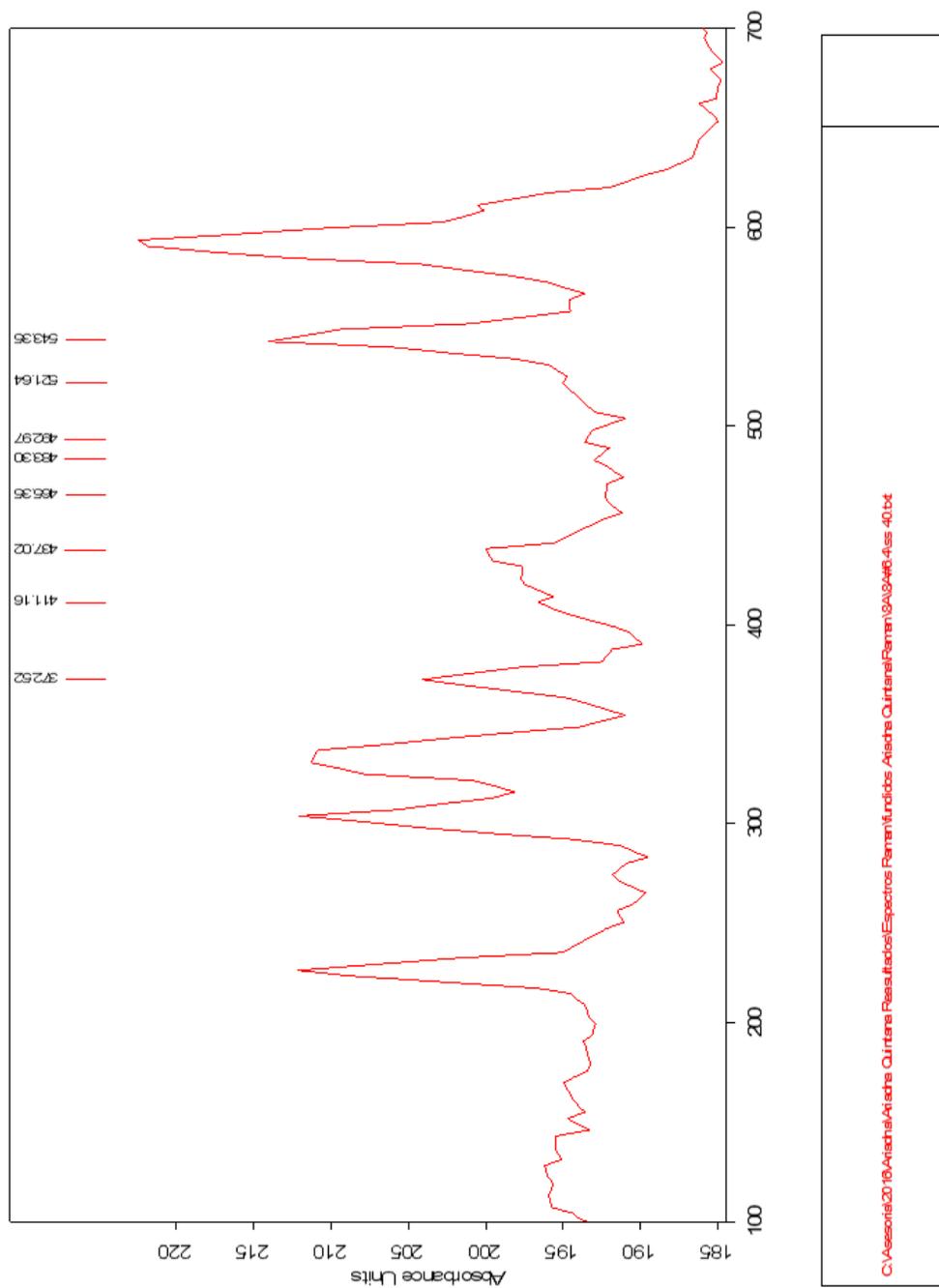


Figura 7.13: Espectro Raman de la muestra Ex8A#6.4, donde la mezcla es Olivino+Anortita+Grafito.



C:\Version1016\Vischla\Atscha Quintana Pias\Jabbe\Espectros Raman\Fundidos Atscha Quintana\Raman18A\94604us 40.bt

Figura 7.14: Espectro Raman de la muestra Ex8A#6.4, donde la mezcla es Olivino+Anortita+Grafito.

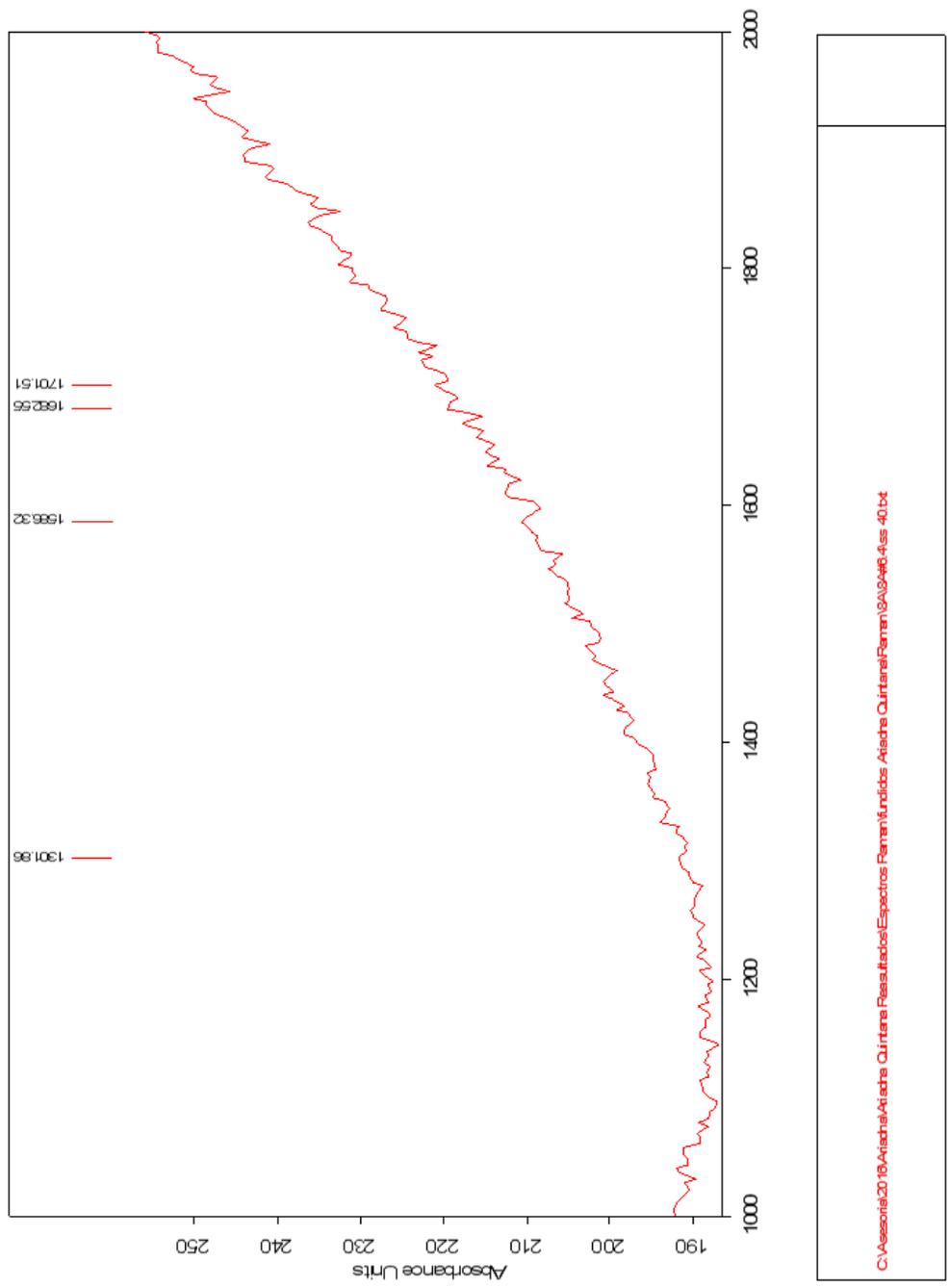
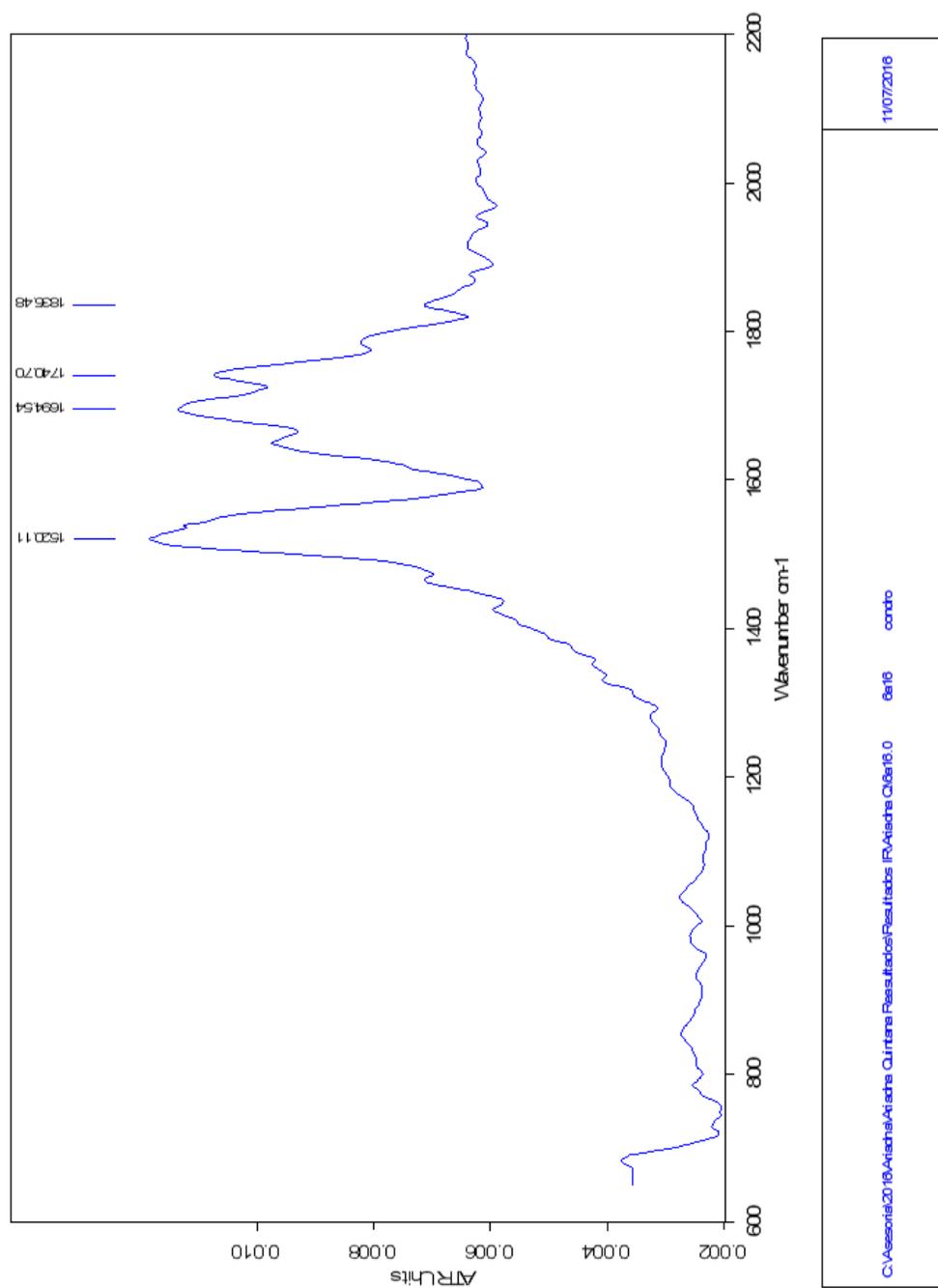


Figura 7.15: Espectro Raman de la muestra Ex8A#6.4, donde la mezcla es Olivino+Anortita+Grafito.

7.2. Espectros Infrarrojos



154

Figura 7.16: Espectro Infrarrojo de la muestra ExAA#1.6, donde la mezcla es Olivino+Grafito.

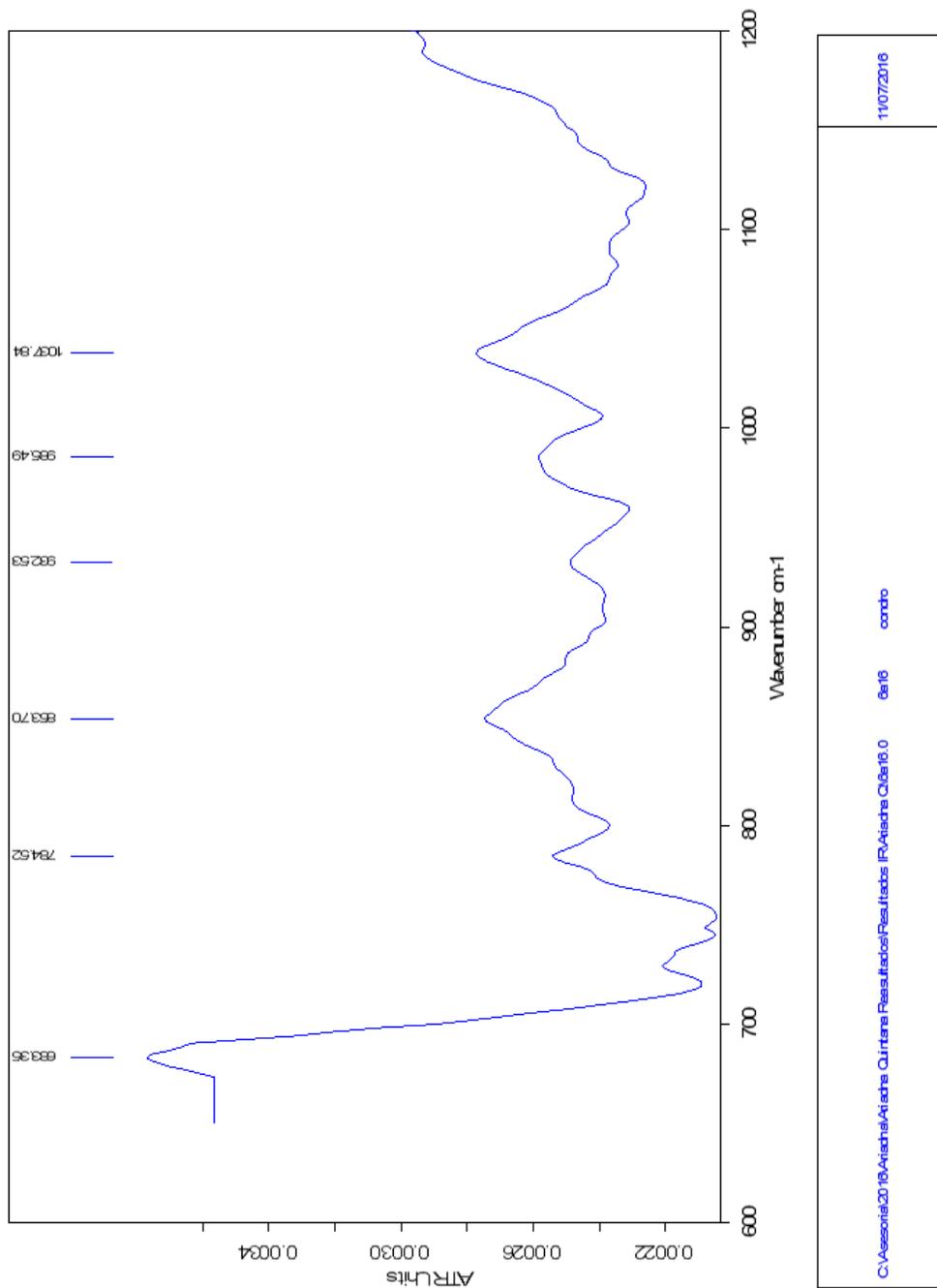


Figura 7.17: Espectro Infrarrojo de la muestra Ex6A#1.6, donde la mezcla es Olivino+Grafito.

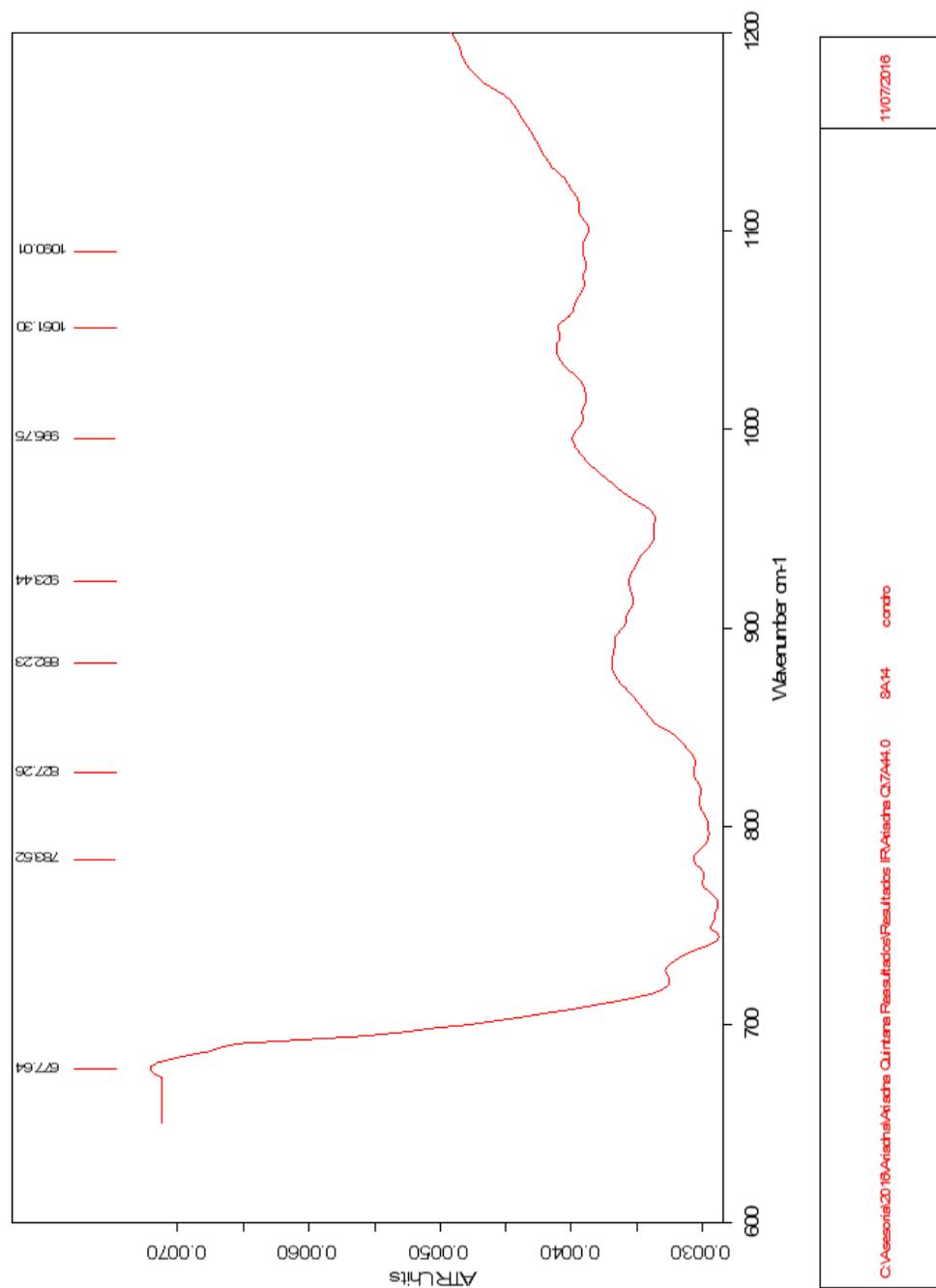
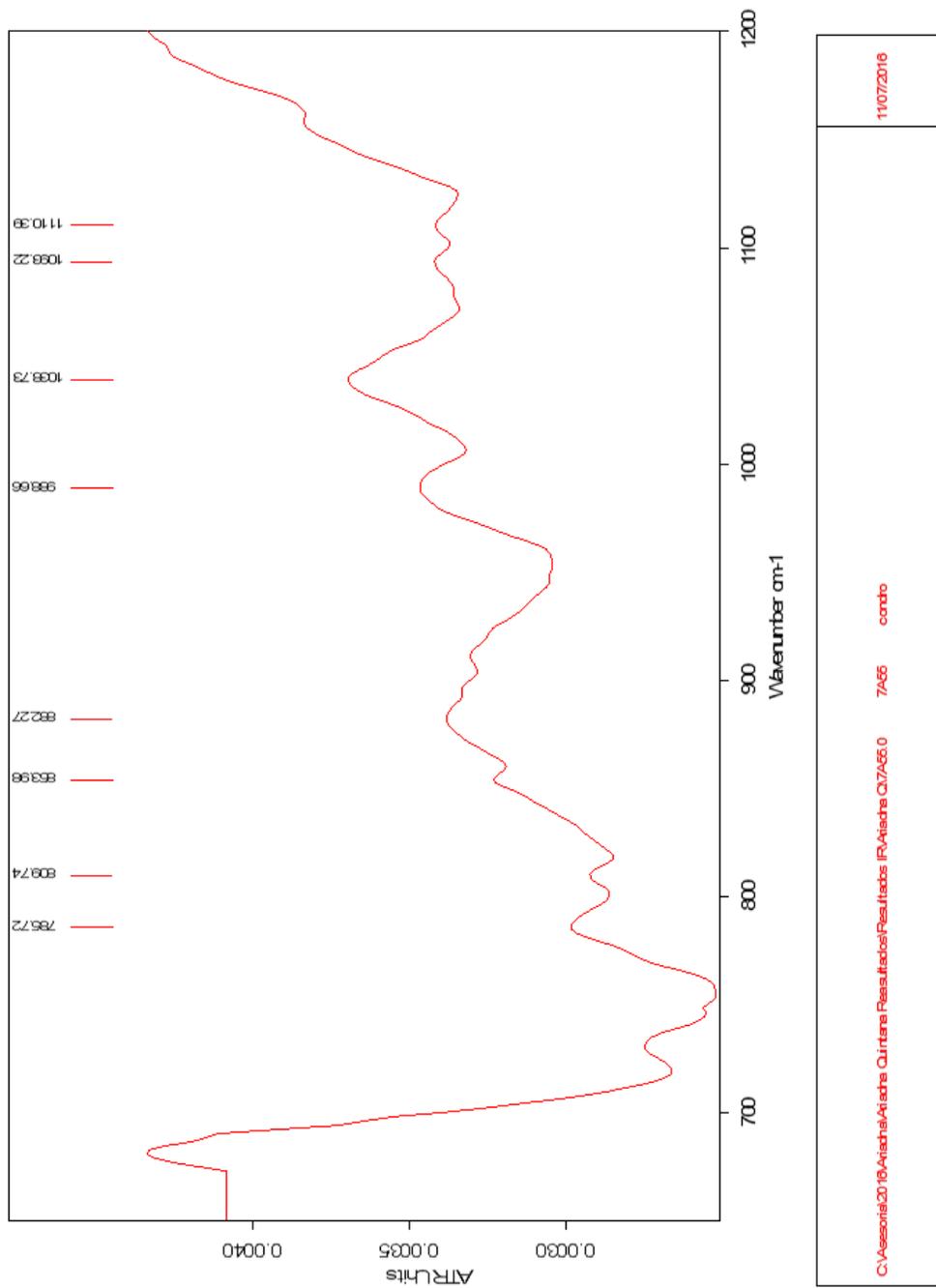


Figura 7.18: Espectro Infrarrojo de la muestra Ex7A#4.4, donde la mezcla es Olivino .



C:\Vesors\019\Aischa\Aischa_Curtana_Press\Jabes\Res\Jabes_IR\Aischa_C37A55.0 7A55 combo 11072016

Figura 7.19: Espectro Infrarrojo de la muestra Ex7A#5.5, donde la mezcla es Olivino.

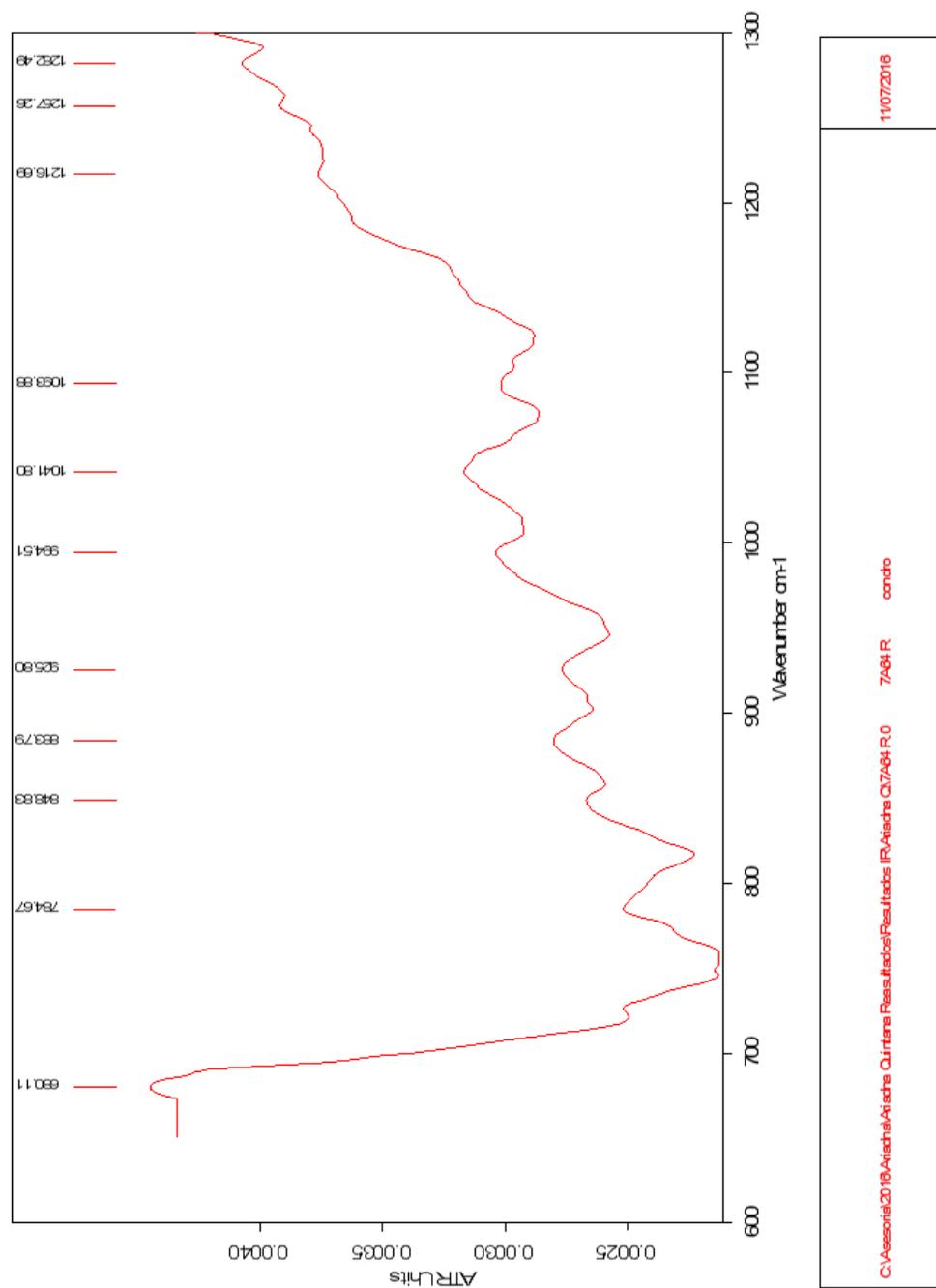


Figura 7.20: Espectro Infrarrojo de la muestra Ex7A#6.4, donde la mezcla es Olivino.

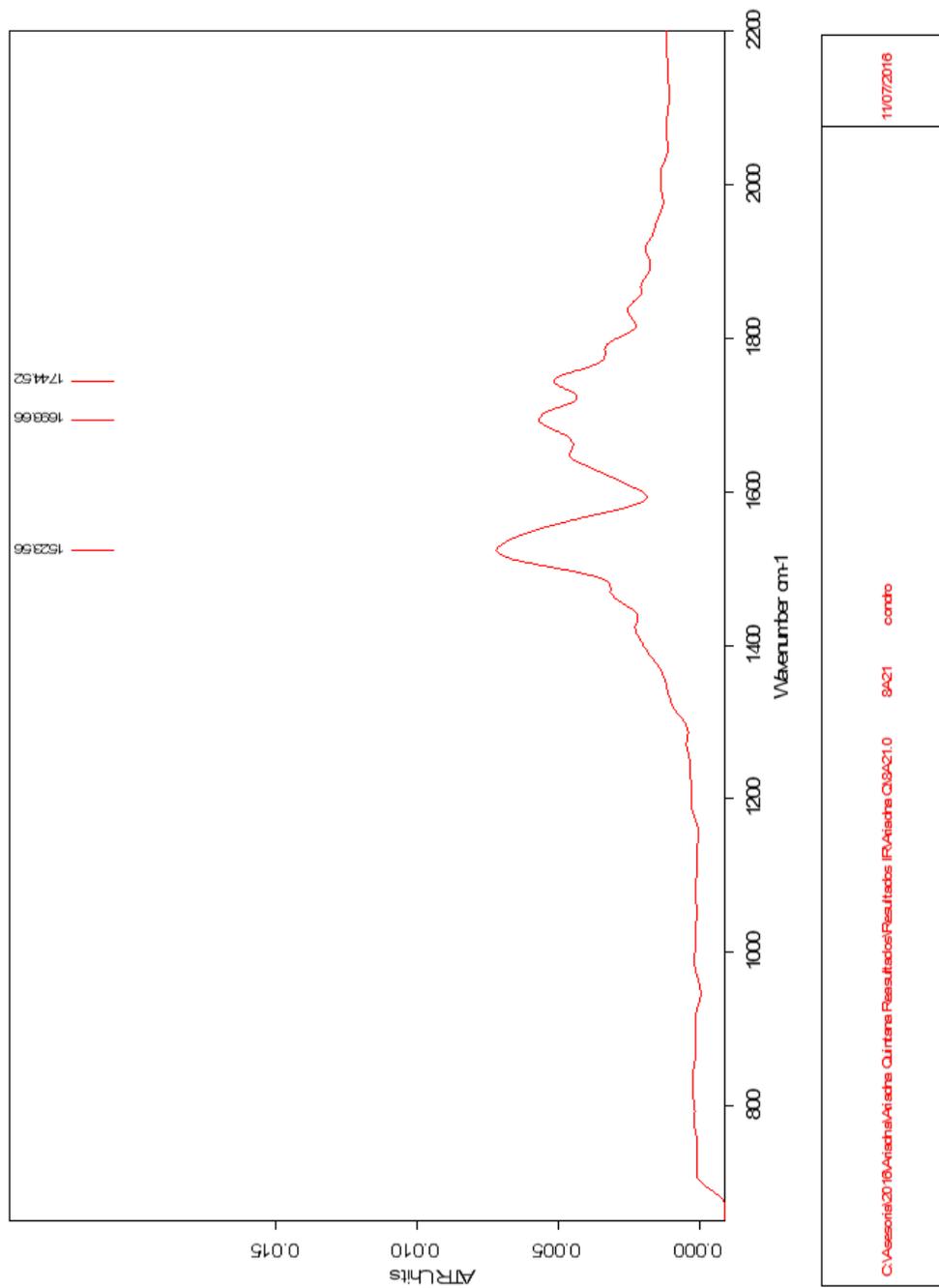


Figura 7.21: Espectro Infrarrojo de la muestra Ex8A#2.1, donde la mezcla es Olivino+Anortita.

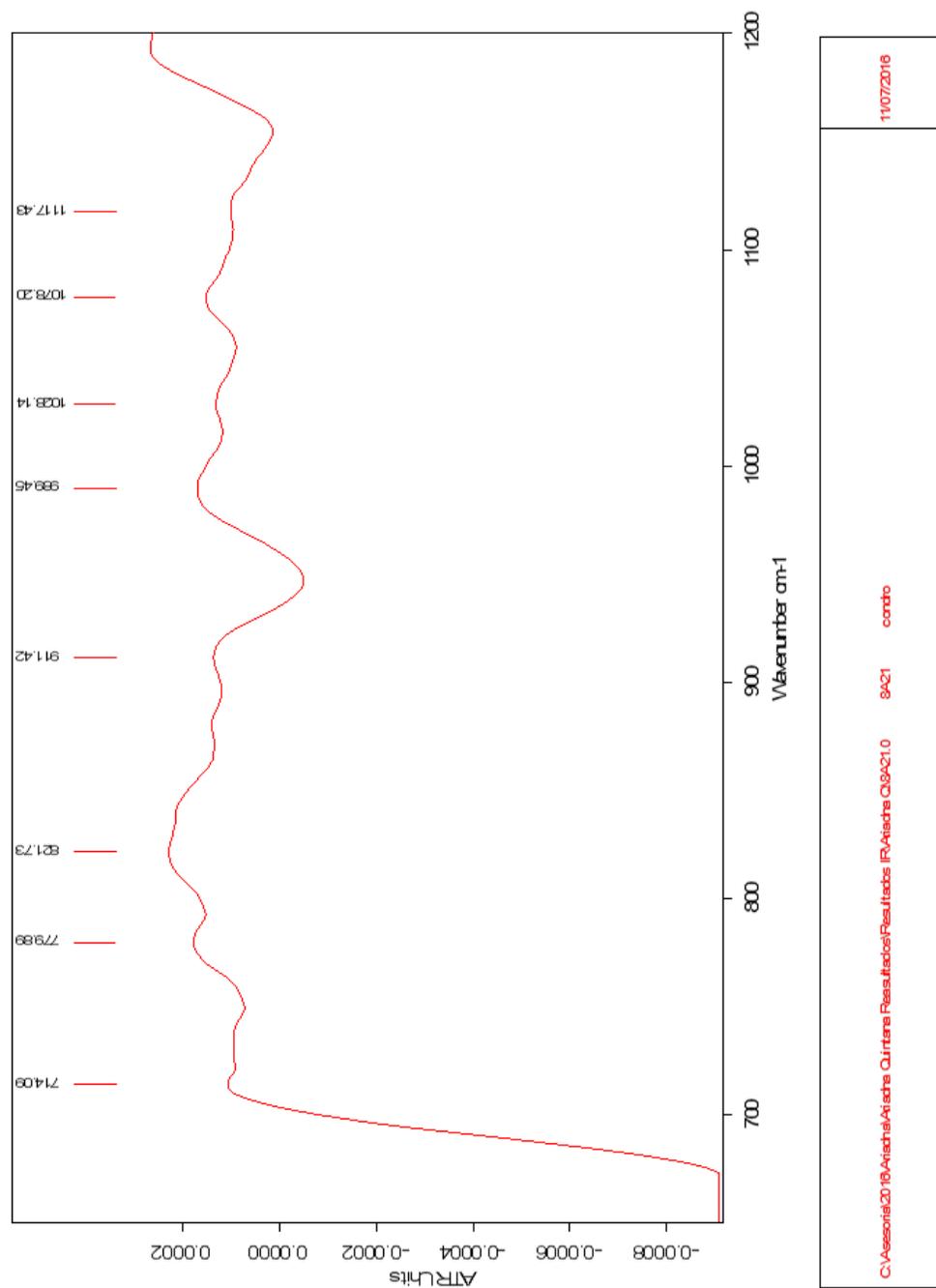


Figura 7.22: Espectro Infrarrojo de la muestra Ex8A#2.1, donde la mezcla es Olivino.

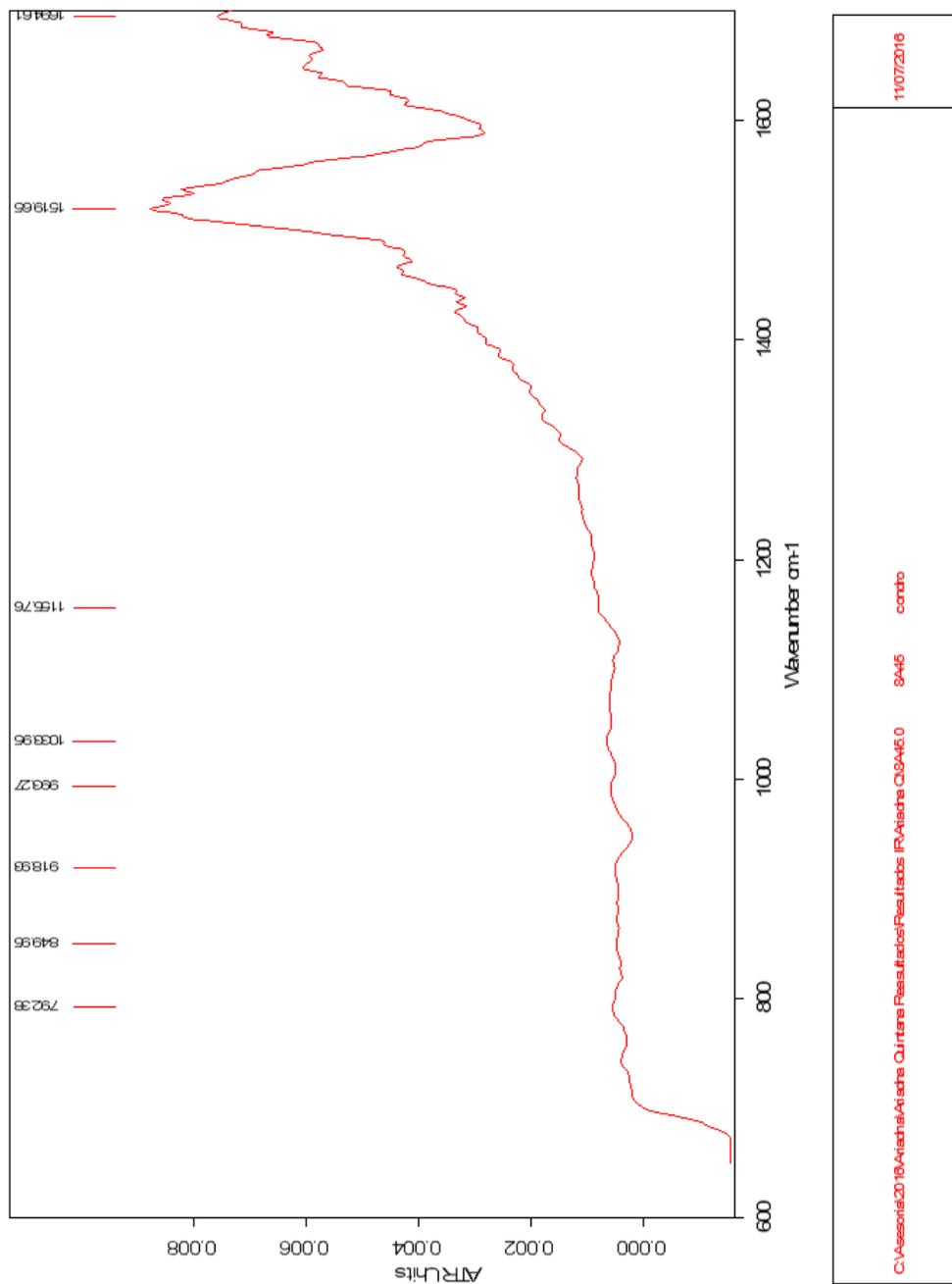


Figura 7.23: Espectro Infrarrojo de la muestra Ex8A#4.5, donde la mezcla es Olivino+Anortita+Grafito.

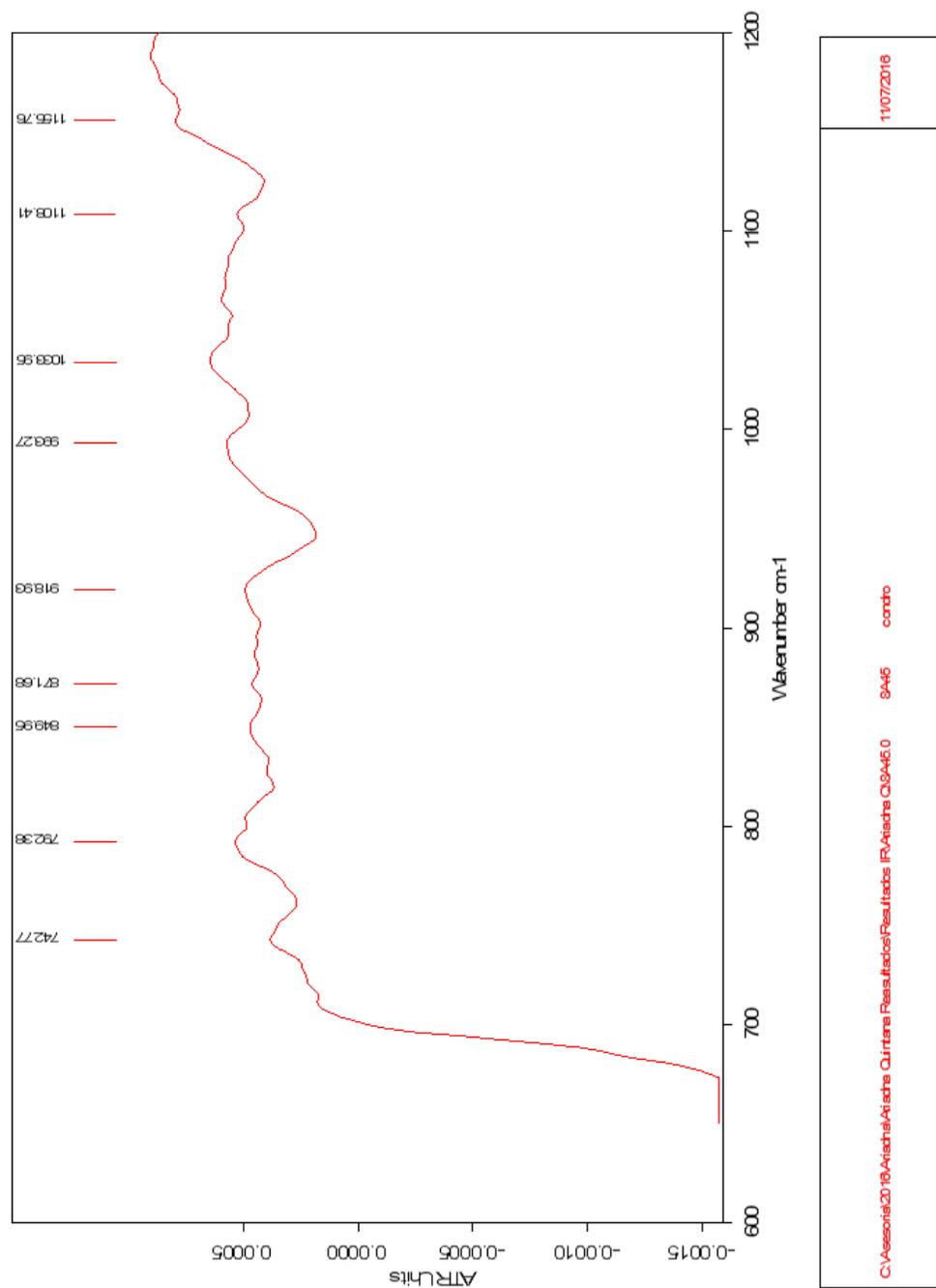


Figura 7.24: Espectro Infrarrojo de la muestra Ex8A#4.5, donde la mezcla es Olivino+Anortita+Grafito.

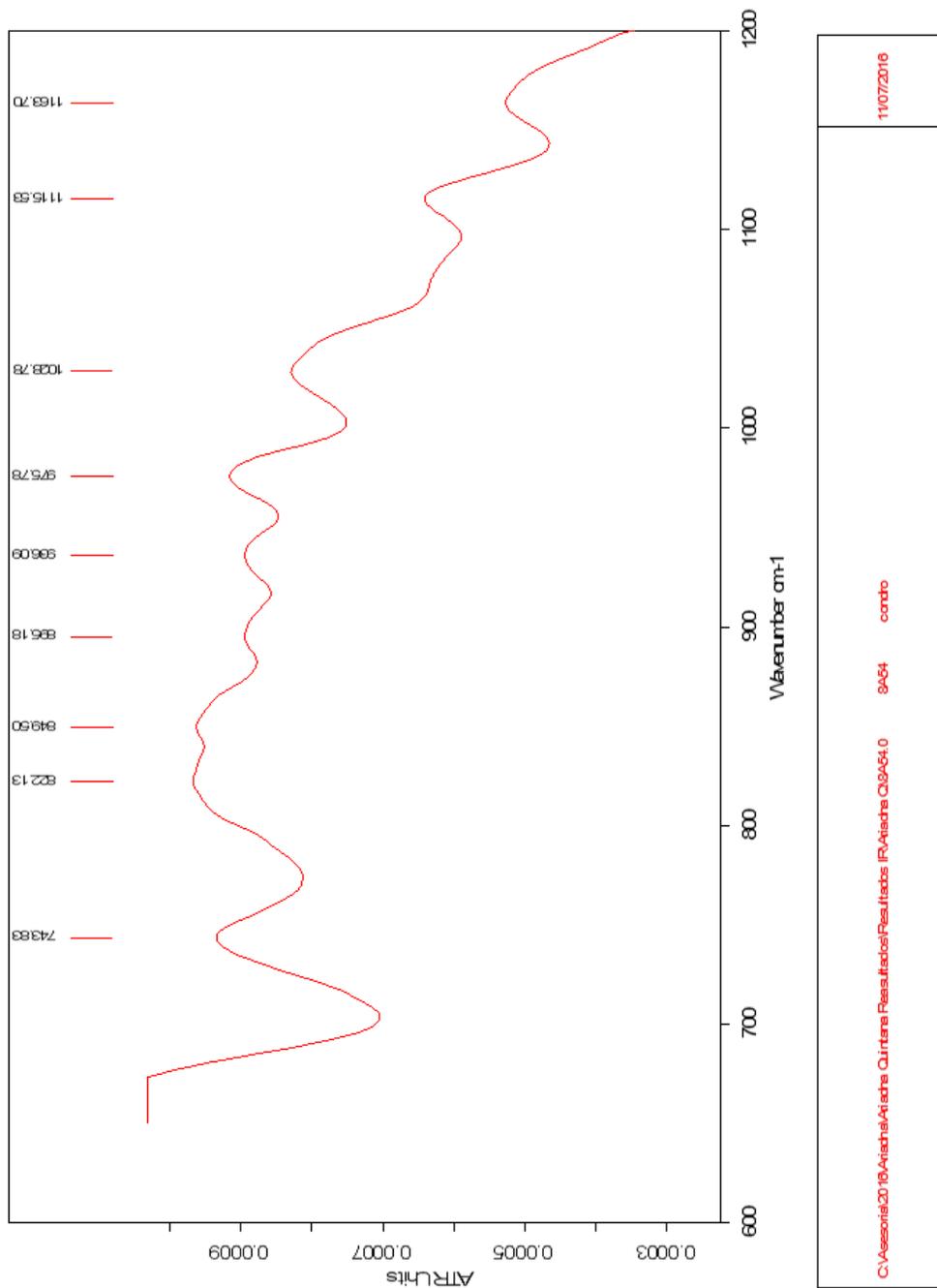


Figura 7.25: Espectro Infrarrojo de la muestra Ex8A#5.4, donde la mezcla es Olivino+Anortita+Grafito.

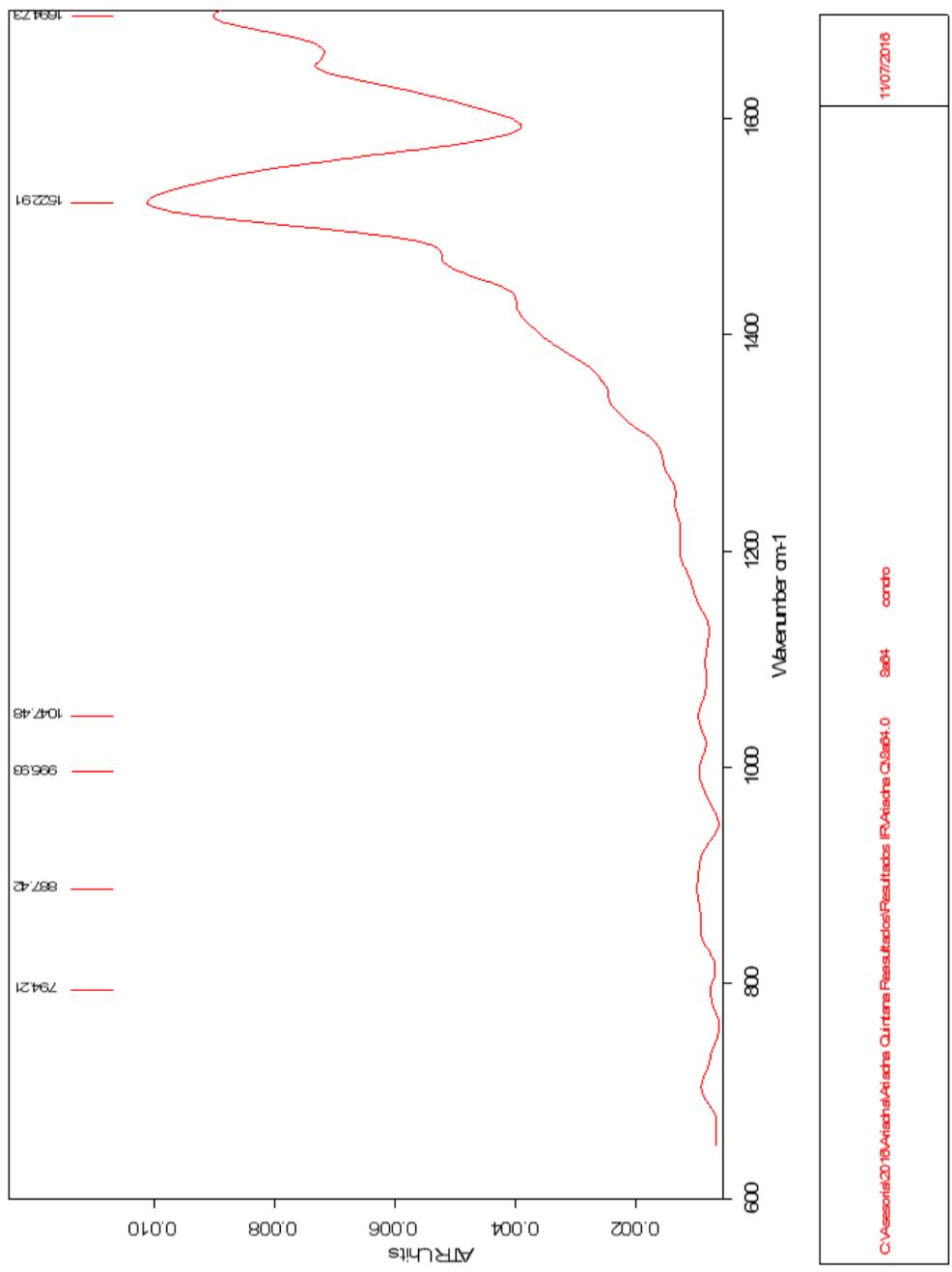


Figura 7.26: Espectro Infrarrojo de la muestra Ex8A#6.4, donde la mezcla es Olivino+Anortita+Grafito.

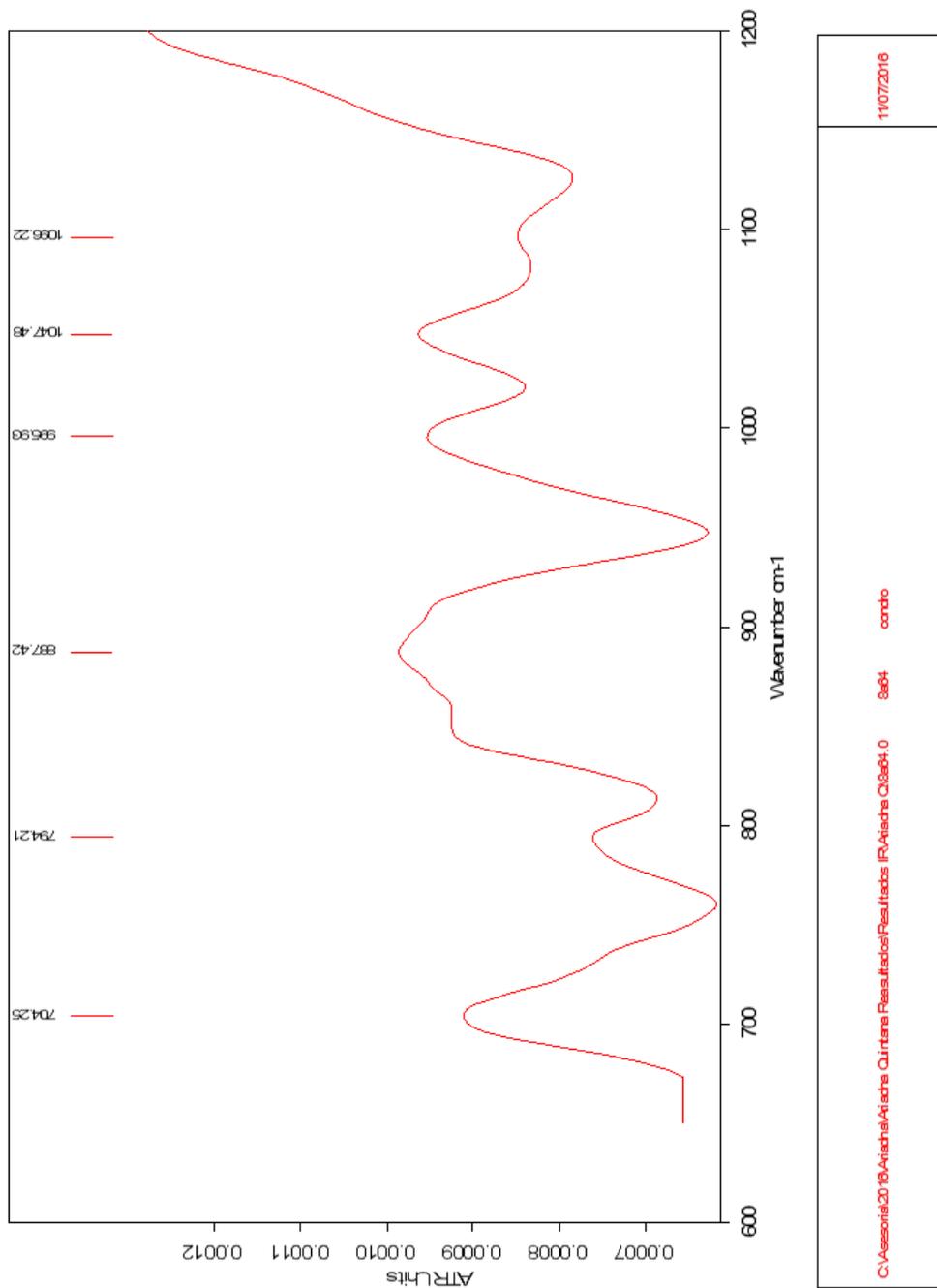


Figura 7.27: Espectro Infrarrojo de la muestra Ex8A#6.4, donde la mezcla es Olivino+Anortita+Grafito.

Bibliografía

Afiattalab, F. y Wasson, J.T., 1980. Composition of the metal phases in ordinary chondrites: Implications regarding classification and metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica acta*, v. 44, p. 431-446.

Amelin, Y.; Krot A. N., Hutcheon I. D., and Ulyanov A.A. 2002. Lead Isotopic Ages Of Chondrules And CalciumAluminum-Rich Inclusions. *Science* 297 (16781683).

Atreya, S.K.; Mahaffy, P.R.; Niemann, H.B.; Wong, M.H. and Owen, T.C. 2002. Composition and Origin Of The Atmosphere Of Jupiter- An Update, And Implications For The Extrasolar Giant Planets. *Planetary and Space Science*. 51, 105-112.

Asplund, M.; Grevesse, N.; Sauval, A.J.; Scott, P. 2009. The Chemical Composition Of The Sun. *Annual Review Of Astronomy And Astrophysics*. 47:481522.

Bischoff A., Palme H., Schultz L., Weber D., Weber H., and Spettel B. 1993. Acfer 182 and Paired Samples, An Iron-Rich Carbonaceous Chondrite: Similarities With ALH85085 And Relationship To CR Chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 26312648.

Bischoff, A., 2001. Meteorite Classification And The Definition Of New Chondrite Clases As A Result Of Successful Meteorite Search In Hot And

Cold Deserts. *Planetary and Space Science*, v. 49, p. 769-776.

Brearley, A.J. y Jones, R.H., 1998. Chondritic Meteorites. En *Reviews in Mineralogy Planetary Materials*. Editores Papike, J.J., Mineralogical Society of America, v.36, p. 1998.

Brearley A. 1999. Origin Of Graphitic Carbon And Pentlandite In Matrix Olivines In The Allende Meteorite. *Science* 285, 13801382.

Bischoff A. and Keil K. 1984. Al-Rich Objects In Ordinary Chondrites: Related Origin Of Carbonaceous And Ordinary Chondrites And Their Constituents. *Geochimistry and Cosmochimistry Acta* 48, 693709.

Boss, A. P. Hewins, R. H. Jones, R. H. Scott, E. D. R. 1996. In *Chondrules and the Protoplanetary Disk*, Eds. (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1996), pp. 25764.

Cameron, A. G. W. (1968) A new table of abundances of the elements in the solar system. In *Origin and Distribution of the Elements* (editor L. H. Ahrens), pp. 125-143. Pergamon.

Cervantes de la Cruz, K.E., Ortega Gutiérrez, F. Solé Viñas, J., Segura, A., Reyes Salas, M. A., Ángeles García, B.S., Macías Romo, M. del C., Linares-López, C. Experimental chondrules by melting samples of olivine, clays and carbon with a CO₂ laser. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. En revisión. 2014.

Cervantes de la Cruz, K. E., 2009. Estudio petrológico de los condros de las Meteoritas Condriticas Mexicanas Cuartaparte, Cosina y Nuevo Mercurio: Origen y Evolución de dichas estructuras. Tesis. Instituto de Geología UNAM. Pp. 215.

Clark, S.P.Jr., Turekian, K.K. and Grossman, L. (1972) Model For The Early History Of The Earth. In *The Nature Of The Solid Earth* (editor E. C. Robertson), pp. 3-18. McGraw-Hill.

Connolly, Jr., H.C., Huss, G.R., Delaney, J.S., 2001. Reduction, metal loss, mixing: the origin of Fe-Mg chondrule compositions. *Meteorites and*

Planetary Science, v. 36, p. A-44.

Connolly, H. Jr., y Hewins, R.H., 1996. Constraints on Chondrule Precursors from experimental Data. In *Chondrules and the Protoplanetary Disk*. Ed. Hewins, R.H., Jones, R.H., y Scott, E.D.R., Cambridge Univ. Press, Gran Bretaña, p. 129-135.

Connolly, H. C. and Hewins, R. H. 1995. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3231.

Connolly H. C. Jr, Hewins R. H., Ash R. D., Zanda B., Lofgren G. E., and Bourot-Denise M. 1994. Carbon and the formation of reduced chondrules. *Nature*. 371, 136139.

Connolly H. C., Jr. and Love S. G. 1998. The formation of chondrules: petrologic tests of the shock wave model. *Science* 280, 6267.

Davis AM, ed. 2003. *Meteorites, Comets, and Planets, Treatise on Geochemistry, Vol. 1*. Oxford: Elsevier-Pergamon. 737 pp.

Davis AM, Richter F. 2003. *Condensation And Evaporation Of Solar System Materials*. (Ver Davis, 2003.)

Deloule E. and Robert F. 1996. Origin Of Water In Meteorites: Ionprobe Determinations Of D/H Ratios In Chondrules. 27th Lunar Planet. Sci. Conf., 307308 (abstr.).

Desch, S. J.; Connolly, H. C., Jr.; Moser, D. E. 2002. Constraining the Environment in Which Chondrules were Melted by Nebula Shocks. Annual Lunar and Planetary Science Conference. Abstract no.1768.

Dodd, R.T., 1981. *Meteorites, A Petrologic-Chemical Synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge. Cambridge University Press. New York, 368 p.

Dodd, R.T. Jr. y Van Schmus, 1965. Significance of the unequilibrated ordinary chondrites. *Journal of Geophysical Research*, v. 70, p. 3801-3811.

Eucken, A. 1944. Physico-Chemical Observations About The Earliest History Of Development The Earth. *Nachr. Akad. Wiss. adttingen, Mathematics and Phys. Kl., Heft 1*, 1-25.

Gooding, J.L. y Keil, K., 1981. Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrules formation. *Meteorites*, v. 16, p. 17-43.

Grossman, L. 1971. Condensation In The Primitive Solar Nebula. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 36, 597-619.

Grossman J. N., MacPherson G. J., and Crozaz G. 1993. A Unique E Chondrite With Possible Links To H Chondrites. *Meteoritics* 28, 358.

Grossman J. N., Rubin, A.E., Nagahara, H y King, E.A., 1988. Properties Of Chondrules. En *Meteorites And Early Solar System*, Ed. Kerridge., J.F and Mathews, M.S., Univ. Arizona Press, Tucson, Arizona, EUA, 680-696.

Grossman, J. N. Kerridge, J. F. and Mathews, M. S., 1988. In *Meteorites and the Early Solar System*, Eds. (Univ. of Arizona Press, Tucson, AZ) pp. 680-696.

Hanon, P., Robert, F. And Chaussidon, M. 1997. High carbon concentrations in meteoritic chondrules: A record of metal-silicate differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v 62 (5), p. 903-913.

Hewins, R. H., and Radomsky P. M., 1990. Temperature Conditions For Chondrule Formation. *Meteoritical Society*. 25 (309-318).

Hewins, R. H., Jones, R.H. y Scott, E.R.D. 1996. Chondrules and the Protoplanetary Disk, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K, 346 p.

Hewins, R. H. 1997. *Annu. Rev. Earth Planet. Science*. 25, 61.

Jones, R.H. y Scott, E.R.D., 1988. Petrology and thermal history of type IA chondrules in Serkoma (LL3.0) chondrite. *Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference*, v. 19, p. 523-536.

Kerridge, J. F y Matthews, M.S (Ed.), 1998. *Meteorites and the Early Solar System*. Tucson, University of Arizona Press.

Krot, A. N.; Amelin, Y.; Bland, P.; Ciesla, F. J.; Connelly, J.; Davis, A. M. 2009. Origin and chronology of chondritic components: A review. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 73 (4963-4997).

Kullerud, G., 1963. The Fe-Ni-S system. Year Book 62, 175-189 p. Carnegie Institute, Washington.

Liffman, K. and Brown, M. J. I. in (6), pp. 285302.

Lodders K, Palme H, Gail H-P. 2009. Landolt-Börnstein, New Series in Astronomy and Astrophysics. In press.

Lofgren G. E. and Russell W. J. 1986. Dynamic crystallization of chondrule melts of porphyritic and radial pyroxene composition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 17151726.

Lofgren G. E. and Lanier A. (1990) Dynamic crystallization study of barred olivine chondrules. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 35373551.

Marty B. and Jambon A. 1987. C/3 He In Volatile Fluxes From The Solid Earth: Implications For Carbon Geodynamics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 83, 1626.

Mason, B., 1965. Feldspar in chondrites. *Science*, v. 148, p. 943.

Mason, B., 1966. The enstatite chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 30, p. 23-39.

Mathez E. A. 1987. Carbonaceous Matter In Mantle Xenoliths: Composition And Relevance To The Isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 23392347.

Mathez E. A. and Delaney J. R. 1981. The Nature And Distribution Of Carbon In Submarine Basalts And Peridotites Nodules. *Earth Planet. Sci. Lett.* 56, 217232.

MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., 1982. Atlas of Igneous Rocks and Their Textures. Wiley, New York, p. 148.

Makjanic J., Touret J. L. R., Vis R. D., and Verheul H. 1989. Carbon in glass inclusions in the Allende meteorite. *Meteoritics* 24, 4955.

McSween, H.Y., 1977. Chemical And Petrographic Constrains On The Origin Of Chondrules And Inclusions In Carbonaceous Chondrites. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, v. 41, p. 1843-1860.

Morgan J. W. and Anders E. 1980. Chemical composition of the Earth, Venus, and Mercury. *Proc. Nat. Acad. Sci.* 77, 6973-6977.

Mostefaoui S. 1996. Me'tal et carbone dans les chondrites ordinaires primitives: Implications pour la physico-chimie du Systeme Solaire ancien. Ph.D. dissertation, Mus. Hist. Nat. Paris.

Nakamura-Messenger, K., Messenger, S., Keller, L. P., Clemett, S. J., Zolensky, M. E. 2006. Organic globules in the Tagish Lake meteorite: Remnants of the protosolar disk. *Science*, 314(5804), 1439-1442.

Navrotsky, Alexandra. 1978. Thermodynamics Of Element Partitioning: (1) Systematics Of Transition Metals In Crystalline And Molten Silicates And (2) Defect Chemistry And The Henrys Law Problem. *Geochemica et Cosmochemica Acta*. June 1978. Vol. 42, no. 6, p. 887-902.

Nimz, G.J., Cameron, K.L. y Niemeyer, s., 1993. The Olivina Pyroxenite Suite And The Isotopic Compositions Of Mantle Basalts Parental To The Mid-Cenozoic Arc Volcanism Of The Norther Mexico. *Journal of Geophysical Research*, V. 98, p. 6489-6590.

Ostrooumov, M. 2009. Mineralogía analítica avanzada. 1ª edición. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Departamento de Geología y Mineralogía. pp. 109-114, 209-216.

Ostrooumov, M. 2012. Avances recientes de la Espectroscopia Raman en Ciencias de la Tierra. 18ª edición. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geofísica. pp. 13-19.

Palme, H. and Fegley JR., B. 1990. High-Temperature Condensation Of

Iron-Rich Olivine In The Solar Nebula. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 101, no. 24, p. 180195.

Quintana, A., Ostrooumov, M. y Segura, A. La participación del carbono en la formación cristaloquímica de condros porfídicos. *Memorias del XXVI Congreso Nacional de Geoquímica*. México. 2016.

Ringwood, A.E. (1966) *Chemical Evolution Of The Terrestrial Planets*. *Geochim. Cosmochim. Acta* 30, 41-104.

Roedder, E. 1984. *Fluid Inclusions*. *Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral.*12, 1644.

Rubin, A. 1996. *Mineralogy of meteorite Groups*. *Meteoricial Society*. 32 (231-247).

Rubin, A.E., Sailer, A., Wasson, J.T., 1999. Troilite In The Chondrules Of Unequilibrated Ordinary Chondrites: Implications For Chondrule Formation. *Geochimica et Cosmochemica Acta*, v. 63, p. 2281-2298.

Scott, E. R., Barber, D. D., Alexander, J. C. M., Hutchison, R. y Peck, J. A. 1988. In *Meteorites and the Early Solar System*, J. F.

Sheng, Y. J., Hutcheon, I. D., y Wasserburg, G. J. 1990. Origin of plagioclase-olivine inclusions in carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochemica Acta*, v. 55, pp. 581-599.

Kerridge and M. S. Mathews, Eds. (Univ. of Arizona Press, Tucson, AZ), pp. 718745.

Scott, E.R.D., y Taylor, G.J., 1983. Chondrules And Other Components In C, O And E Chondrites: Similarities In Their Properties And Origins. *Proceedings of the 14 Lunar and Planetary Science Confrence*, p. B275-B286.

Stöffler D., Keil K., and Scott E. R. D. (1991) Shock metamorphism in ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 55, 38453867. Suess, H.E. and Urey, H.C. 1956. Abundances Of The Elements. *Rev. Mod. Phys.* 28,53-74.

Tachibana S. and Huss, G. R. 2005. Sulfur isotope composition of putative primary triolite in chondrules from Bishunpur and Semarkona. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 3075-3097.

Turekian, K. K. And Clark, S. P. Jr. 1969. In *Homogeneous Accumulation Of The Earth From The Primitive Solar Nebula*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 9, 346-348.

Varela, M. E. y Métrich, N. 2000. Carbon In Olivines Of Chondritic Meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 64(19), 3433-3438.

Van Schmus, W. R., and Wood, J. A. 1967. A Chemical-Petrologic Classification For The Chondritic Meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(5), 747-765.

Wasson, J. T., 1996. Chondrule formation: energetic and length scales. En *Chondrules And Protoplanetary Disk*. Ed. Hewins, R. H. Y Scott, E.D.R., Cambridge Univ. Press, Gran Bretaña, p. 45-54.

Weisberg, M.K., McCoy, T.J. y Krot, A.N., 2006. Systematics and evaluation of meteorite classification. En *Meteorites and the Early Solar System II*. Ed. Lauretta, D.S. y McSween, H.Y. University of Arizona Press, 19-52.

Wood B. J. 1993. Carbon In The Core. *Earth Planet. Sci. Lett.* 117, 593-607.

Wood JA, Hashimoto A. 1993. Mineral Equilibrium In Fractionated Nebula Systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57:2377-88.

Zanda, B. and Rotaru, M. *Meteorites, Their Impact on Science and History*. Cambridge University Press. 2001. pp 129.

Zanda, B. 2004. Chondrules. *Earth and Planetary Science Letters*. 224 (1-17).

Zolensky, M. E., Nakamura, K., Gounelle, M., Mikouchi, T., Kasama, T., Tachikawa, O., and Tonui, E. (2002). Mineralogy of Tagish Lake: An ungrouped type 2 carbonaceous chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*,

37(5), 737-761.