



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

**BÚSQUEDA DE VOLÁTILES EN CUERPOS PARENTALES
ASTEROIDALES MEDIANTE ESTUDIO DE INCLUSIONES VÍTREAS,
ESPECTROSCOPIA RAMAN Y ESPECTROSCOPIA DE ABSORBANCIA
EN CONDRITOS ORDINARIOS**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

MARÍA EUGENIA PARRA VERGARA

PROFESOR GUÍA:
DANIEL MONCADA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
LUCAS CIEZA GONZÁLEZ
ROBERTO LAVÍN SERRANO

Esta investigación fue parcialmente financiada por:
Fondecyt Regular 1171246 y Fondecyt Iniciación 11170210, Fondecyt EQM170103

SANTIAGO DE CHILE
2023

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE GEÓLOGA
POR: MARÍA EUGENIA PARRA VERGARA
FECHA: 2023
PROF. GUÍA: DANIEL MONCADA

VOLÁTILES EN CUERPOS PARENTALES ASTEROIDALES MEDIANTE ESTUDIO DE INCLUSIONES VÍTREAS, ESPECTROSCOPIA RAMAN Y ESPECTROSCOPIA DE ABSORBANCIA EN CONDRIOS ORDINARIOS

El curso de “Fluidos Planetarios” del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, realizó una expedición de búsqueda y recolección de meteoritos, en las inmediaciones de Taltal (Desierto de Atacama, Región de Antofagasta), entre el 31 de marzo y el 6 de abril del año 2019. Durante esta salida se encontraron más de 60 fragmentos de meteoritos correspondientes a hallazgos (*finds*). Estas rocas pasaron a formar parte del repositorio del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y algunas de estas muestras, mediante análisis efectuados en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, fueron clasificadas como condritos ordinarios. Seis de estos condritos ordinarios fueron objetos de estudio de esta tesis (nombrándose en esta investigación: “Catalina 1”, “Catalina 11”, “Catalina 15”, “Catalina 18”, “Catalina 27” y “Los Vientos 357”). Los condritos son fragmentos de planetesimales tempranos que no sufrieron diferenciación, por lo que son un registro de las primeras etapas evolutivas del disco protoplanetario. Existen evidencias que el agua estaba presente en el Sistema Solar temprano, por lo que estudiar la mineralogía de estas rocas puede permitir restringir en tiempo y espacio el rol de los volátiles en los cuerpos parentales asteroidales. Por todo lo anterior, el estudio propuesto intentó estudiar los volátiles en las 6 rocas de estudio. Para conseguir este objetivo, estas muestras fueron: clasificadas (según los criterios de Wlotzka (1993), Rochette et. al (2012), Van Schmus & Wood (1967), Stöffler et. al (1991) y Bennett & McSween (1996)) y estudiadas sus inclusiones vítreas (mediante espectroscopía Raman y criterios de Roedder (1984)), en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile; y obtenidos sus espectros de absorbancia, en el Laboratorio de Polvo Cósmico de la Universidad Diego Portales. Las principales conclusiones fueron: en las muestras de estudio a medida que aumentó el estado de *shock* (S) se incrementó su estado de meteorización (W). La clasificación de condritos ordinarios mediante espectroscopía Raman (realizada solo en algunas muestras) concordó con la obtenida a través de susceptibilidad magnética y estado de meteorización; la clasificación obtenida de las muestras fue en: “Los Vientos 357” H6 W3 S4; “Catalina 1” H/L5 W3 S3; “Catalina 11” LL6 W1 S2; “Catalina 15” LL4 W2 S3; “Catalina 18” LL5 W2 S3 y “Catalina 27” LL5 W2 S3; a pesar de que no se encontraron volátiles en los espectros Raman de las inclusiones vítreas analizadas, sí se hallaron pruebas indirectas de posible influencia acuosa en algunas piezas examinadas: oxidación de olivino en “Los Vientos 357”, magnetita en “Catalina 18” y enlaces de agua (OH) en “Catalina 1” .

"The origin and evolution of life are connected in the most intimate way with the origin and evolution of the stars."

Carl Sagan

Gracias al Universo por ser una fuente inagotable de misterios.

Agradecimientos

En primer lugar, me gustaría agradecer a la Dra. Millarca Valenzuela por abrir un camino y un diálogo entre la geología y la astronomía en Chile, al ser, en nuestro país, una de las pioneras de la investigación de meteoritos y la principal impulsora, educadora y divulgadora de las ciencias meteoríticas y planetarias. Gracias Millarca, por aportar todos los conocimientos meteoríticos que hicieron posible el desarrollo de esta tesis. También, me gustaría agradecer al profesor guía de este estudio, Dr. Daniel Moncada, por su constante supervisión semanal, buena disposición para resolver dudas y contribuir con información acerca de inclusiones vítreas que posibilitaron el progreso de este trabajo. Además, agradezco a los académicos del núcleo de astronomía de la Universidad Diego Portales, Dr. Lucas Cieza y Dr. Roberto Lavín, por ser miembros de la comisión de esta tesis y por todas sus recomendaciones.

De la misma manera, agradezco a la estudiante de doctorado UDP, Grace Batalla; por analizar las muestras de este estudio en el Laboratorio de Polvo Cósmico de la Universidad Diego Portales. También, agradezco a todos los participantes de los proyectos Fondecyt Regular 1171246, Fondecyt Iniciación 11170210 y Fondecyt EQM170103 que recolectaron las muestras de estudio de esta tesis, las cuales pertenecen al repositorio de meteoritos del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Además, agradezco al Departamento de Geología de la Universidad de Chile por todo el conocimiento entregado, el cual fue fundamental para enfrentar este desafío; y en particular, agradezco a las funcionarias de este departamento, las cuales son los pilares esenciales que sostienen a esta institución: Blanca Baccola, Rosa Flores y Mariela Delgado. Asimismo, agradezco a la académica de este departamento Sofía Rebolledo por su buena disposición para resolver problemas administrativos y de redacción de esta tesis. Igualmente agradezco a Amparo Galdames de “Armadillo Lab FCFM” por todos sus consejos sobre escritura académica y edición de este manuscrito. Por último, agradezco al Grupo de Meteoritos y Ciencias Planetarias SGCH, perteneciente a la Sociedad Geológica de Chile, por agrupar y canalizar las inquietudes de estudiantes de geociencias interesados en Ciencias Meteoríticas y Planetarias.

A nivel personal, me gustaría agradecerle a mi madre, M. Eugenia Vergara, por el apoyo brindado durante toda mi formación académica, depositar su confianza en cada uno de mis proyectos, fomentar en mí la curiosidad y la pasión por el conocimiento, las ciencias, la cultura y las artes. También me gustaría agradecer a mi compañero Eugenio Soto, por su respaldo y motivación durante el período de estudio de la carrera de geología. Además, me gustaría agradecer a mi prima M. Francisca Vergara y mi amigo Dagoberto Boiser por todo el cariño y soporte emocional entregado en esta última etapa formativa. Por último, agradezco a Sumiko, Kokoro y Keno por la compañía y cariño entregado durante el transcurso de mis estudios en la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

Tabla de Contenido

Agradecimientos	iii
Tabla de Contenido.....	iv
Índice de Tablas	vii
Índice de Ilustraciones	ix
Capítulo 1 Introducción	1
1.1. Introducción.....	1
1.2. Formulación del estudio propuesto	1
1.3. Objetivos	2
1.3.1. Objetivo general	2
1.3.2. Objetivos específicos.....	2
1.4. Hipótesis de trabajo.....	2
Capítulo 2 Marco teórico.....	3
2.1. Contexto astronómico general.....	3
2.2. Flujo de material extraterrestre.....	13
2.3. Clasificación de meteoritos.....	17
2.4. Componentes condriticos.....	19
2.4.1. Inclusiones ricas en calcio y aluminio (CAIs)	19
2.4.2. Bordes acrecionarios ricos en forsterita alrededor de CAIs.....	20
2.4.3. Agregados de olivino ameboidal (AOA)	21
2.4.4. Cóndrulos.....	21
2.4.5. Metal y troilita.....	34
2.4.6. Matriz.....	35
2.4. Procesos secundarios	36
2.4.1. Alteración acuosa	36
2.4.2. Metamorfismo termal	39
2.5. Procesos terciarios.....	42
2.5.1. Meteorización espacial	42
2.5.2. Meteorización terrestre	43
2.6. Inclusiones vítreas	45
2.7. Cambios en las inclusiones después del atrapamiento	46
2.7.1. Cambios de fase – Fases hijas	46
2.7.2. Cambios físicos.....	48
2.8. Espectroscopía Raman.....	53
2.8.1. <i>Peaks</i> Raman característicos de minerales o fases condriticas	53
2.8.2. Clasificación Raman de condritos ordinarios.....	54
2.9. Espectroscopía de absorbancia de condritos ordinarios	60

Capítulo 3 Metodología	66
3.1. Búsqueda y recolección de meteoritos en terreno	66
3.2. Caracterización de meteoritos	72
3.2.1. Descripción petrológica general	72
3.2.2. Texturas de cóndrulos.....	72
3.3. Clasificación de meteoritos.....	73
3.3.1. Meteorización terrestre.....	73
3.3.2. Susceptibilidad magnética	76
3.3.3. Tipo petrológico	79
3.4. Análisis de inclusiones vítreas	99
3.4.1. Secciones de muestras y petrografía	102
3.4.2. Espectroscopía Raman de inclusiones vítreas	102
3.5. Análisis de espectroscopía de absorbancia.....	103
Capítulo 4 Resultados	104
4.1. Caracterización y clasificación de meteoritos	104
4.1.1. Muestra: “Los Vientos 357”	104
4.1.2. Muestra: “Catalina 1”	107
4.1.3. Muestra: “Catalina 11”	110
4.1.4. Muestra: “Catalina 15”	113
4.1.5. Muestra: “Catalina 18”	116
4.1.6. Muestra: “Catalina 27”	119
4.1.7. Resumen clasificación de muestras de estudio	122
4.2. Inclusiones vítreas	123
4.2.1. Petrografía de inclusiones vítreas	123
4.2.2. Espectroscopía Raman	126
4.3. Espectros infrarrojos de absorbancia.....	135
4.3.1. Muestra: “Catalina 1”	135
Capítulo 5 Discusiones	137
5.1. Clasificación de condritos ordinarios.....	137
5.2. Clasificación Raman de condritos ordinarios analizados bajo esta técnica.....	139
5.3. Análisis de inclusiones vítreas.....	143
5.4. Espectros de absorbancia	145
Capítulo 6 Conclusiones	146
Bibliografía	147
Anexo A Resultados	156
A.1. Secciones delgadas utilizadas durante lapetrografía y espectroscopia Raman	156
A.2. Susceptibilidades magnéticas.....	158
A.3. Caracterización y clasificación de meteoritos	159
A.4.1. Muestra: “Los Vientos 357”	159
A.4.2. Muestra: “Catalina 1”	167
A.4.3. Muestra: “Catalina 11”	174
A.4.4. Muestra: “Catalina 15”	178
A.4.5. Muestra: “Catalina 18”	185

A.4.6. Muestra: “Catalina 27”	191
Anexo B Marco teórico	197

Índice de Tablas

Tabla 2.1: Tabla de estimaciones de flujo global de material extraterrestre. Fuente figura: Tabla adaptada de Hutchison (2004).....	15
Tabla 2.2: Tabla de características petrológicas promedio de la mayoría de grupos de condritos ordinarios. * Abundancia de cóndrulos incluyendo.....	18
Tabla 2.3: Tabla de fases de alteración encontradas en condritos carbonáceos y ordinarios (fases menores se muestran en cursiva). Fuente figura: tabla adaptada de Brearley (2006).....	37
Tabla 2.4: Continuación de Tabla 2.3 de fases de alteración encontradas en condritos carbonáceos y ordinarios (fases menores se muestran en cursiva). Fuente figura: tabla adaptada de Brearley (2006).	38
Tabla 2.5: Tabla de <i>peaks</i> de absorción de minerales condriticos en condritos ordinarios H observados por Batalla (2020), los cuales se encuentran respaldados por literatura señalada en columna “Referencia”. Las bandas de agua (OH) se refieren a la absorbancia de enlaces OH.....	61
Tabla 2.6: Tabla de <i>peaks</i> de absorción de minerales condriticos en condritos ordinarios L-LL observados por Batalla (2020), los cuales se encuentran respaldados por literatura señalada en columna Referencia". Las bandas de agua (OH) se refieren a la absorbancia de enlaces OH.....	61
Tabla 2.7: Clasificación de condritos ordinarios a los que se les midió el espectro (infrarrojo) de absorbancia en Batalla (2020). Fuente tabla: Batalla (2020).	63
Tabla 3.1: Estados de meteorización terrestre progresiva de condritos ordinarios, según Wlotzka (1993).	74
Tabla 3.2: Tabla resumen de criterios petrológicos para determinar tipo petrológico de condrito. Fuente de figura: Tabla adaptada de Van Schmus & Wood (1967).....	85
Tabla 3.3: Continuación de Tabla 3.2.....	86
Tabla 3.4: Tabla de clasificación de meteoritos según su grupo químico y tipo petrológico. Fuente de figura: Tabla adaptada de Van Schmus & Wood (1967).....	87
Tabla 3.5: Estados progresivos de metamorfismo de shock en condritos ordinarios, basados en los efectos de shock sobre olivino y plagioclasa. La temperatura post-shock es el aumento de temperatura, respecto a la temperatura pre-shock, debido a la liberación de presión. Fuente tabla: Tabla adaptada de Stöffler et. al (1991).	96
Tabla 3.6: Continuación Tabla 3.5.....	97
Tabla 4.1: Tabla resumen clasificación de muestra “Los Vientos 357”.	106
Tabla 4.2: Tabla resumen clasificación de muestra “Catalina 1”.	109

Tabla 4.3: Tabla resumen clasificación de muestra “Catalina 11”	112
Tabla 4.4: Tabla resumen clasificación de muestra “Catalina 15”	115
Tabla 4.5: Tabla resumen clasificación de muestra “Catalina 18”	118
Tabla 4.6: Tabla resumen clasificación de muestra “Catalina 27”	121
Tabla 4.7: Tabla resumen clasificación de muestras de estudio.	122
Tabla 4.8: Inclusiones vítreas en cristal de olivino en cóndrulo criptocristalino de olivino de condrito ordinario “Los Vientos 357”	123
Tabla 4.9: Inclusiones vítreas en cristal de olivino en cóndrulo porfídico de olivino de condrito ordinario “Catalina 18”	125
Tabla 5.1: Resumen de los porcentajes de Fa o Fs calculados mediante las ecuaciones de Pittarello et. al (2015) para los <i>peaks</i> Raman medidos en el huésped “Host” y la inclusión vítrea “Melt” de la muestra “Los Vientos 357”	140
Tabla 5.2: Resumen de los porcentajes de Fa calculados mediante las ecuaciones de Pittarello et. al (2015) para los <i>peaks</i> Raman medidos en el huésped “Host 18” y las inclusiones vítreas “Melt1” y “Melt2” de la muestra “Catalina 18”	142
Tabla A.2: Tabla que presenta, los logaritmos de las susceptibilidades magnéticas normalizadas en masa ($\text{Log}(\chi)$) de condritos ordinarios de estudio. Muestras demarcadas dentro de fila celeste; también indican su masa, volumen y densidad en su respectiva fila. Para estas últimas piezas, $\text{Log}(\chi)$ - KBy $\text{Log}(\chi)$ -S corresponden a los logaritmos de las susceptibilidades magnéticas (normalizadas en masa) medidas por los equipos Kappabridge KLY-3 y Bartington MS2, respectivamente; y $\text{Log}(\chi)$ al promedio de los logaritmos anteriores para cada una de estas muestras. La fila rosa delimita a condrito “Los vientos 357”, en donde el valor señalado por columna $\text{Log}(\chi)$ es la susceptibilidad magnética normalizada en masa de este meteorito medida por Jérôme Gattacceca: 158	158
Tabla A.3: Descripción petrológica general de muestra “Los Vientos 357”	159
Tabla A.4: Descripción petrológica general de muestra “Catalina 1”	167
Tabla A.5: Descripción petrológica general de muestra “Catalina 11”	174
Tabla A.6: Descripción petrológica general de muestra “Catalina 15”	178
Tabla A.7: Descripción petrológica general de muestra “Catalina 18”	185
Tabla A.8: Descripción petrológica general de muestra “Catalina 27”	191

Índice de Ilustraciones

Figura 2.1: Esquema resumido de la formación y evolución del Sistema Solar. Hace 4.6 billones de años una porción de una nube de gas y polvo colapsó sobre sí misma hasta originar un disco plano rotante de polvo y gas, el cual luego en su centro acumuló el 99,8 % de material del disco para producir fusión nuclear en este centro, dando origen al Sol; después el material sobrante se agrupó en piezas cada vez más grandes hasta convertirse en planetas, planetas enanos, asteroides, cometas y lunas; los cuales solo sobrevivieron cerca del Sol mientras el material gaseoso y congelado se dispuso más lejos del Sol. Fuente figura: <https://spaceplace.nasa.gov/solar-system-formation/en/> 3

Figura 2.2: Comparación HL Tauri circundado por su disco protoplanetario (izquierda) con el Sistema Solar. El radio del disco protoplanetario de HL Tauri es aproximadamente tres veces la distancia entre Neptuno y el Sol, aunque HL Tauri es mucho más pequeño que el Sol. Fuente imagen: ALMA (ESO/NAOJ/NRAO); <https://www.eso.org/public/images/eso1436e/> 4

Figura 2.3: Ilustración simplificada que compara estructura interna de asteroides no diferenciados (izquierda) y planetas o asteroides diferenciados (derecha). Fuente figura: Martínez et. al (2017). 5

Figura 2.4: Etapas que originan la diferenciación planetaria de izquierda a derecha: material acretado se configura en un cuerpo aproximadamente esférico, donde los materiales más pesados se hunden en el núcleo, dando origen a la separación núcleo, manto y corteza de este cuerpo denominada diferenciación planetaria. Fuente figura: <https://astrobiology.nasa.gov/news/meteorites-origins-point-to-possible-undiscovered-asteroid/> (basada en imagen de Museo Smithsonian de historia natural). 5

Figura 2.5: Abundancia elemental en meteoritos CI y la fotosfera solar. La concentración de los elementos está representada por un círculo gris. Cuando la concentración de un elemento en el condrito CI, respecto a la fotosfera solar es: igual cae sobre la línea punteada; mayor cae arriba de la línea punteada y menor cae abajo de la línea punteada. A partir de la observación de este gráfico se puede notar que el condrito CI, respecto a la fotosfera solar, está enriquecido en litio y empobrecido en oxígeno, carbono y nitrógeno. Referencia figura: Palme & Jones (2005). 6

Figura 2.6: Representación artística de un disco protoplanetario. En este disco, el gradiente de temperatura determina las partículas y moléculas que pueden solidificarse, las cuales desde el centro hacia el exterior del disco condensan: metales minerales en la región del núcleo; después de la "línea Soot" hidrocarburos y PAHs pueden condensar debido a que no son destruidos por reacciones termalmente conducidas (Kress et. al, 2010); y luego de la "línea de hielo" pueden condensar moléculas volátiles como H_2O , NH_3 y CH_4 debido a las bajas temperaturas. Fuente figura: NASA/JPL-Caltech, InvaderXan, design und mehr; https://supernova.eso.org/exhibition/image/s/0507_DUM/ 8

Figura 2.7: Diagrama de fase del Sistema Solar obtenida mediante VAPORS y adaptación de la placa 1 de Ebel (2006). Este diagrama representa el equilibrio termodinámico de un sistema de 23 elementos a altas temperaturas (1000-2400 K) y bajas presiones (PTOT 1,0) apropiadas para la nebulosa solar; el cálculo del equilibrio de este sistema considera una amplia gama de moléculas, sólidos y fases de líquidos condensados. Se muestran líneas punteadas de color negro, rojo y verde; las cuales delimitan (bajo su respectiva línea) áreas

en el diagrama en la que existen metales, olivino y ortopiroxeno, respectivamente. Cada región coloreada representa un conjunto de fases minerales que coexisten a una determinada presión y temperatura. La zona superior blanca, dadas sus condiciones de presión y temperatura, es un sector del diagrama en el que no existen fases minerales sólidas, sino solo vapor. Fuente figura: Ebel (2006); <http://research.amnh.org/~debel/vapors1/vapors1.html>..... 9

Figura 2.8: Esquema de proto-Sol circundado por su disco protoplanetario. La formación de CAIs habría ocurrido en el disco más interno en la etapa clase 0 del proto-Sol, por otra parte, la formación de cóndrulos habría sucedido en el Sistema Solar interno y externo durante todo el tiempo de vida del disco (Van Kooten et. al, 2016). Parte de estos sólidos habría sido transportados hacia el exterior por flujos estelares, los cuales habrían sido más eficientes en las etapas más tempranas (Van Kooten et. al, 2016). Fuente figura: Van Kooten et. al (2016)..... 10

Figura 2.9: Resumen de escalas de tiempo de acreción y diferenciación planetaria. Los materiales más antiguos datados son las CAIs, las cuales indican el inicio de la condensación después del colapso de la nebulosa solar (Mezger et. al, 2020). Luego de las CAIs habrían comenzado algunos procesos: la acreción 0.1-0.3 Ma después y la diferenciación 1 Ma después (Mezger et. al, 2020). Fuente figura: Mezger et. al (2020). 11

Figura 2.10: Esquema de localización de cinturón de asteroides principal respecto a Sol y planetas; donde se observa densidad numérica de asteroides (más alta en amarillo y más baja en azul) e inclinación orbital de estos objetos (DeMeo & Carry, 2014). La estructura del cinturón principal tiene regiones inestables a 2.5 y 2.8 U. A (debido a la resonancia de órbitas entre asteroides y Júpiter) que dividen a este cinturón en secciones: interior, media y exterior (DeMeo& Carry, 2014). También existen regiones fuera del cinturón de asteroides principal, por ejemplo: Hungaria más cerca del Sol que este cinturón, Las Hildas a 4 U. A y los Troyanos ubicados en los puntos de Lagrange L4 y L5 de la órbita de Júpiter (DeMeo & Carry, 2014). Fuente figura: DeMeo & Carry (2014)..... 11

Figura 2.11: Diagrama comparativo de definiciones de cometa, asteroide, lluvia de meteoros, meteoroides, meteorito, bólido, superbólido y meteorito. Fuente figura: American Meteor Society. 13

Figura 2.12: Gráfico de frecuencia acumulada anual de eventos de caída de meteoritos en una superficie de 106 km² (N) en función de la masa de estas rocas en gramos (m). La línea T corresponde a la masa total estimada de cada evento y la línea M la masa del fragmento más grande de cada evento. Fuente figura: Zolensky et. al (2006). 14

Figura 2.13: Porcentajes de los principales grupos de meteoritos: a) grupos mayores (Rocosos, Rocosos-Hierro y Hierro); b) Grupos mayores con Rocosos diferenciados en sus dos miembros principales (condritos y acondritos); c) Condritos divididos en sus diferentes clases: ordinarios, carbonáceos, enstatita, y otros (Rumuruti, Kakangari u otros muy minoritarios). Fuente figura: Valenzuela (2011). 15

Figura 2.14: Diagrama de clasificación sistemática de meteoritos, indicando sus divisiones, clases, clanes, grupos y relaciones entre sí. Fuente figura: Fuente figura: <https://curator.jsc.nasa.gov/education/classification.cfm> 16

Figura 2.15: Imagen de sección Tnz 057 (CK4) bajo luz reflejada. En este corte se observan dos CAIs: una de grano grueso arriba (encerrada por círculo rojo) y una de grano fino un poco más abajo (encerrada por círculo azul). Fuente figura: Chaumard et. al (2014)..... 18

Figura 2.16: Mapa de rayos X de CAI tipo de Efremovska, en el que se observan elementos en 3 colores: al ka

en azul, magnesio en rojo y calcio en verde. Bordes acrecionarios ricos en forsterita alrededor de CAI se observan encerrados por rectángulos blancos. Fuente figura: Scott & Krot (2007)..... 19

Figura 2.17: Microfotografías de cóndrulos de condritos R, bajo luz polarizada y nícoles cruzados: (a) Cóndrulo (no porfídico) de olivino barrado en Dar al Gani 013; (b) Cóndrulo porfídico de olivino en NWA 1476; (c) Cóndrulo porfídico de piroxeno en NWA 1476; (d) Cóndrulo (no porfídico) de piroxeno radial en Dar al Gani 013; (e) Cóndrulo porfídico de olivino- piroxeno en NWA 1476; (f) Imagen de microscopía electrónica de barrido de cóndrulo de condrito R: Fuente figura: Bischoff et. al (2013)..... 21

Figura 2.18: Hacia la izquierda: Cóndrulo de olivino porfídico bajo luz transmitida y nícoles cruzados. Diámetro promedio de cóndrulo 700 Pm (picometros). Fuente imagen: Krot et. al (2005). Hacia la derecha: Cóndrulo de piroxeno porfídico bajo luz transmitida y nícoles cruzados. Fuente imagen: Bischoff et. al (2013). 22

Figura 2.19: Cóndrulo de olivino barrado bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Diámetro promedio de cóndrulo 700 Pm (picometros). Fuente imagen: Hewins et. al (2005)..... 23

Figura 2.20: Cóndrulo de piroxeno radial bajo luz transmitida y nícoles cruzados. Fuente imagen: Bischoff et. al (2013)..... 24

Figura 2.21: Cóndrulo granular de olivino y piroxeno (GOP) bajo luz transmitida y nícoles cruzados. Fuente imagen: Salaverry et. al (2017)..... 24

Figura 2.22: Cóndrulo criptocristalino bajo luz transmitida y nícoles cruzados. Fuente imagen: Rawas et. al (2009)..... 25

Figura 2.23: Esquema que ilustra procesos involucrados en la formación de cóndrulos: calentamiento y fundido de polvo; crecimiento por colisiones entre partículas sólidas, parcialmente fundidas y fundidas; e intercambio entre gas y fundido. Fuente figura: Scott (2007). 26

Figura 2.24: Esquema resumen de resultados experimentales de formación de cóndrulos por calentamiento y enfriamiento de precursores sólidos con tiempos cortos de temperatura peak (2 horas). Los círculos pequeños en los cóndrulos representan embriones de nucleación. En este esquema se muestran las máximas temperaturas peak relativa al liquidus para texturas (de izquierda a derecha): porfídicas, barradas y radiales. Fuente figura: Jones et. al (2018). 27

Figura 2.25: Resumen de rangos experimentales de tasas de enfriamiento que han reproducido texturas de cóndrulos. La mayoría de los experimentos fueron realizados sobre cóndrulos ferromagnesianos (excepto el de la barra gris), tuvieron tasas de enfriamiento lineales (excepto 2) y permanencia de temperatura peak menor a dos horas (excepto 5). Los experimentos están numerados sobre las barras y estos son:) DeHart and Lofgren,1996; 2) Wick and Jones, 2012; 3) Radomsky and Hewins, 1990; 4) Connolly and Hewins, 28

Figura 2.26: Esquema de proceso vapor-líquido-cristal de crecimiento de cristales. (A) Un núcleo inicial líquido de CMAS (Ca-Mg-Al-Si) nuclea un cristal en su interior, mediante la delgada interfaz de su borde la cual está en contacto con el vapor exterior sobresaturado en elementos condensables; (B) Detalle de la interfaz: donde se puede apreciar ingreso de elementos desde el vapor por condensación, los cuales primero se acomodan en un líquido (con alto coeficiente de acomodación para especies condensables) y luego difunden hasta incorporarse en la grilla del cristal, permitiendo así el crecimiento de este cristal. Fuente figura: Varela et. al (2005)..... 31

Figura 2.27: a) Esquema del Modelo de Condensación Líquida Primaria (explicado en la Fig. 2.26); b) Bosquejo de formación de inclusiones vítreas primarias como remanentes de interfaz líquida delgada; c) Bosquejo de formación de cóndrulos porfídicos a partir de agregados de olivino por aumento de líquido disponible (de c1 a c3); d) Formación de cóndrulos barrados de olivino a partir de núcleo CMAS que sufrió undercooled, no pudiendo nuclear olivino a tiempo; e) Formación de cóndrulos de piroxeno radial a partir de una gota líquida SM (líquido tardío de sílice-magnesio rico en Si y pobre en elementos refractarios) que sufrió undercooled, cristalizando de forma espontánea su primer núcleo de piroxeno. Fuente figura: Varela & Kurat (2009).....	32
Figura 2.28: Microfotografía de superficie pulida de meteorito, bajo luz reflejada. Se observan abundantes inclusiones de troilita (mineral amarillo) Fuente figura: https://curator.jsc.nasa.gov/antmet/amn/amnsep01/met00428-ts.htm	33
Figura 2.29: Sección delgada de condrito carbonáceo Dar al Gani 186, en la que se puede observar a una matriz de arcillas, óxidos y materia orgánica circundando a cóndrulos (silicatos esféricos). Fuente figura: Sephton (2006).....	34
Figura 2.30: Temperaturas de shock para algunos minerales silicatados. Los 2 gráficos de la oligoclasa son originados por diferentes métodos de cálculo, tal que el gráfico más empinado es producido por regímenes de fases mezcladas. Fuente figura: Bischoff & Stöffler (1992).	40
Figura 2.31: Efectos de colisiones interplanetarias a altas velocidades de impactadores y blancos con distintos tamaños de radio: a) Destrucción de los dos cuerpos y posible reacreación; b) Craterización de blanco y espalación de material de ambos cuerpos; c) Craterización de blanco y formación de regolitos sobre la superficie del blanco; d) Craterización y formación de regolitos y megaregolitos (superposición de cubiertas individuales eyectadas). Fuente figura: Bischoff & Stöffler (1992).....	40
Figura 2.32: Meteorización espacial de cuerpos sin atmósfera. Estos cuerpos tienen suelos particulados y heterogéneos en composición. Los procesos sobre estas superficies estuvieron activos durante la historia del Sistema Solar y fueron más importantes en algunos ambientes de este sistema. Fuente figura: Pieters & Noble (2016).....	42
Figura 2.33: Ejemplos de inclusiones vítreas producidas por distintos procesos de atrapamiento, donde cada conjunto de MIs ubicadas en una misma región de crecimiento conforma a una MIA. A la izquierda: MIs primarias grandes y erráticamente dispersas en un fenocristal de cuarzo de la toba Bishop de California. Al centro: MIs primarias localizadas en distintas zonas de crecimiento de un fenocristal de clinopiroxeno de White Island, Nueva Zelanda. A la derecha: inclusiones vítreas secundarias alineadas preferencialmente en olivino de lava de Batoke, Camerún. Fuente figuras izquierda y centro: Audétat & Lowenstern (2013). Fuente figura derecha: Tchop et. al (2020).	44
Figura 2.34: Ejemplo de inclusiones vítreas con burbuja. Estas están hospedadas en olivino y se observan bajo microscopio óptico y luz transmitida; donde ol: olivino, mi: inclusión vítrea y vb: burbuja de vapor. Fuente figura: Edmonds et. al (2013).	46
Figura 2.35: Ejemplo de inclusión vítrea con minerales hijos. Esta inclusión contiene cristales hijos aciculares y burbuja oscura, y proviene de la formación Upper Bandelier Tuff de Nuevo México. Fuente figura: Audétat et. al (2014).....	47
Figura 2.36: Necking down de inclusiones tubulares largas. La inclusión original, atrapada a la temperatura T0, durante un lento enfriamiento se divide en tres inclusiones separadas (a), (b) y (c) Fuente figura: Adaptación	

de Roedder (1962) por Bodnar (2003).....	49
Figura 2.37: “Etapas de reparación (o Necking down) de una fractura en cristal de cuarzo, las cuales originan inclusiones secundarias. Durante estas etapas: al principio en la fractura ingresa un líquido (a) que disuelve material de las paredes y re-precipita material mineral que repara a la fractura produciendo pequeños bolsillos aislados de líquido (b); a medida que avanza la reparación se forman inclusiones (c), las cuales se vuelven más regulares en forma y maduran hasta generar un arreglo con numerosas inclusiones con forma de cristales negativos (d)”. Fuente figura: Adaptación de Roedder (1962) por Bodnar (2003).	51
Figura 2.38: Espectros Raman de olivino. Datos obtenidos desde la base de datos RRUFF. Fuente figura: Pittarello et. al (2015).	53
Figura 2.39: Diagrama ternario del grupo del olivino, donde en el triángulo mostrado el vértice inferior izquierdo es Forsterita, el vértice inferior derecho es Fayalita y el vértice superior es Calciolivino. La composición de olivinos (bajos en calcio) caen dentro del rectángulo verde oscuro inferior (encerrado por un rectángulo rojo) y son soluciones sólidas entre Forsterita y Fayalita. Fuente figura: modificado desde https://www.alexstrekeisen.it/english/vulc	55
Figura 2.40: Diagrama ternario del grupo de los piroxenos., tal que en el triángulo mostrado el vértice inferior izquierdo es Enstatita, el vértice inferior derecho es Ferrosilita y el vértice superior es Wollanstonita. La composición de los piroxenos cae dentro del cuadrilátero inferior coloreado (por lo que en el triángulo superior blanco no corresponde a piroxenos). La composición de piroxenos (bajos en calcio) caen dentro de los rectángulos naranja y amarillo (encerrados por un rectángulo rojo) y son soluciones sólidas entre Enstatita y Ferrosilita. Fuente figura: modificado desde	56
Figura 2.41: Posibles interacciones de la luz al pasar de un medio a otro: transmisión, reflexión, dispersión y absorción. Fuente figura: Larrosa (2020).	59
Figura 2.42: Gráficos de espectros infrarrojos de minerales puros de olivino, enstatita y diópsido. Todos los gráficos se plotearon a partir del mismo tamaño de partícula (menos de 38 μm) y solo se variaron las concentraciones, tal que [02] representa el 2 % y [05] al 0,5 %. Para una mejor observación de los espectros, se: normalizaron los datos al máximo en el intervalo de 8-12 μm y corrió el eje vertical. Fuente figura: Batalla (2020).....	61
Figura 2.43: Espectros infrarrojos de condritos ordinarios de grupo H. Para una mejor observación de estos espectros, los datos se normalizaron al máximo en el rango de 8-12 μm y se corrió el eje vertical en 0.2. Las líneas verticales del gráfico representan a las bandas de absorción características de minerales, donde las: celestes representan a las bandas de agua (OH), las verdes al olivino, las naranjas al piroxeno y las moradas al feldespató. Fuente figura: Batalla (2020).	63
Figura 2.44: Espectros infrarrojos de condritos ordinarios de grupos L y LL. Para una mejor observación de estos espectros, los datos se normalizaron al máximo en el rango de 8-12 μm y se corrió el eje vertical en 0.2. Las líneas verticales del gráfico representan a las bandas de absorción características de minerales, donde las: celestes representan a las bandas de agua (OH), las verdes al olivino, las naranjas al piroxeno y las moradas al feldespató. Fuente figura: Batalla (2020).	64
Figura 3.1: Distribución de meteoritos hallados (finds) sobre unidades morfotectónicas del Desierto de Atacama chileno. Fuente figura: Muñoz et. al (2007).	68

Figura 3.2: Fotografías de expedición de búsqueda y recolección de meteoritos realizada por el curso de “Fluidos de Sistemas Planetarios” del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, en las inmediaciones de Taltal, entre el 31 de marzo y 6 de abril del año de 2019. A la izquierda: fotografía del paisaje de la zona de expedición. A la derecha: fotografía del proceso de búsqueda y recolección de meteoritos. Fuente figura: Departamento de Geología de la Universidad de Chile (<http://geologia.uchile.cl/fotos/152863/expedicion-encuentra-mas-60-fragmentos-de-meteoritos>). 70

Figura 3.3: Zona de hallazgos de meteoritos durante expedición (inmediaciones de Taltal), respecto a unidades morfotectónicas del Desierto de Atacama chileno. Muestras fueron halladas en las inmediaciones de Taltal sobre la unidad morfotectónica del Desierto de Atacama de la Depresión Central; la cual corresponde a una región de condiciones hiperáridas que producen lentos procesos de meteorización terrestre, los cuales, a su vez, permiten preservación y acumulación de meteoritos en esta región. En este mapa la ubicación de las piezas (señaladas con una estrella) “Catalina 1”, “Catalina 11”, “Catalina 15” y “Catalina 18”, se traslapan con la de “Catalina 27”. Fuente figura: mapa de elaboración propia con unidades morfotectónicas de Muñoz et. al (2007) (mostradas en Fig. 3.2) dispuestas sobre este mapa. 71

Figura 3.4: Microscopio petrográfico con cámara integrada del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Fuente figura: <http://www.geologia.uchile.cl/investigacion/laboratorios-de-investigacion/laboratorio-de-microscopia-optica>..... 72

Figura 3.5: Microscopio petrográfico con cámara integrada del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Fuente figura: <http://www.geologia.uchile.cl/investigacion/laboratorios-de-investigacion/laboratorio-de-microscopia-optica>..... 72

Figura 3.6: Microfotografías de la luz reflejada de condritos ordinarios de Oman que muestran ejemplos de varios estados de meteorización terrestre. Obsérvese la transformación continua de los metales Fe-Ni (blanco) y troilita (amarillo) en óxidos grises e hidróxidos de hierro, así como el aumento de venillas con (oxi)hidróxidos de hierro. a) Estado de meteorización W0; 75

Figura 3.7: Log χ promedio, con su respectiva desviación standard, de diferentes grupos de condritos. Fuente figura: (Rochette et. al, 2012). 77

Figura 3.8: Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Fuente figura: <http://geologia.uchile.cl/investigacion/laboratorios-de-investigacion/laboratorio-de-paleomagnetismo> 77

Figura 3.9: Log χ (logaritmo de la susceptibilidad magnética normalizada en masa) respecto al estado de meteorización (W) de 110 condritos ordinarios hallados (finds) en el desierto de Atacama. Los círculos son mediciones de meteoritos individuales (negro = H y blanco = L); los cuadrados son los promedios de cada estado de meteorización asociado a su desviación estándar (grises = H y blancos = L); y los rombos son los promedios de meteoritos caídos (falls). Fuente figura: Rochette et. al (2012). 78

Figura 3.10: Fotografía de sección delgada de condrito Murray (tipo C2), en donde se puede observar textura representativa de condrito tipo petrológico 81

Figura 3.11: Fotografía de sección delgada de condrito Murray (tipo C2), en donde se puede observar textura representativa de condrito tipo petrológico 81

Figura 3.12: Fotografía de sección delgada de condrito Bishunpur (tipo L3), en donde se puede observar textura

representativa de condrito tipo petrológico 3. Escala de barra: 1mm. Fuente figura: Van Schmus & Wood (1967).....	81
Figura 3.13: Fotografía de sección delgada de condrito Bishunpur (tipo L3), en donde se puede observar textura representativa de condrito tipo petrológico 3. Escala de barra: 1mm. Fuente figura: Van Schmus & Wood (1967).....	81
Figura 3.14: Fotografía de sección delgada de condrito Cynthiana (tipo L4), en donde se puede observar textura representativa de condrito tipo petrológico 4. Escala de barra: 1mm. Fuente figura: Van Schmus & Wood (1967).....	82
Figura 3.15: Fotografía de sección delgada de condrito Cynthiana (tipo L4), en donde se puede observar textura representativa de condrito tipo petrológico 4. Escala de barra: 1mm. Fuente figura: Van Schmus & Wood (1967).....	82
Figura 3.16: Fotografía de sección delgada de condrito Shelburne (tipo L5), en donde se puede observar textura representativa de condrito tipo petrológico 5. Escala de barra: 1mm. Fuente figura: Van Schmus & Wood (1967).....	83
Figura 3.17 : Fotografía de sección delgada de condrito Peace River (tipo L6), en donde se puede observar textura representativa de condrito tipo petrológico 6. Escala de barra: 1mm. Fuente figura: Van Schmus & Wood (1967).....	83
Figura 3.18 : Fotografía de sección delgada de condrito Peace River (tipo L6), en donde se puede observar textura representativa de condrito tipo petrológico 6. Escala de barra: 1mm. Fuente figura: Van Schmus & Wood (1967).....	83
Figura 3.19: Los condritos se clasifican con un número (1-7) para indicar los procesos secundarios que han sufrido (Van Schmus & Wood, 1967); Weisberg et. al, 2006). Debido a que los tipos 7 han sido fundidos completamente, dejan de ser condritos (Russell et. al, 2018); por lo que ese tipo no fue considerado en esta tesis. La alteración acuosa aumenta al disminuir el tipo petrológico de tipo 2 a tipo 1; mientras que el metamorfismo termal crece al aumentar el tipo petrológico de tipo 3 a tipo 6 (Russell et. al, 2018). Por otra parte, los condritos tipo 3 son los que más conservan la petrografía, mineralogía y química original (Russell et. al, 2018). Fuente figura: Russell et. al (2018).	86
Figura 3.20: Imágenes en sección delgada bajo microscopio óptico y nícoles cruzados. Izquierda superior: fracturas planares en olivino de condrito ordinario L5/6 Claromecó con estado de shock S3. Fuente figura: Vergara et. al (2016). Derecha superior: mosaicismo débil en olivino. Fuente figura: Gyollai et. al (2009). Centro inferior: Ringwoodita policristalina (mineral azulado de relieve alto). Fuente figura: Nagy et. al (2011).	91
Figura 3.21: Maskelinita (mask) y piroxeno-Ca (Ca-px) en shergottita Los Ángeles. a) Bajo luz transmitida y nícoles paralelos: la maskelinita se observa clara y el piroxeno-Ca se muestra marrón-amarillento a gris; b) Misma región de a), pero observada bajo nícoles cruzados: maskelinita se observa negra (por ser un mineral isotrópico) y el piroxeno-Ca se muestra amarillo, verde y azul (por ser un mineral birrefringente). Imágenes a) y b) tienen la misma escala. Fuente figura: Rubin (2015).	92
Figura 3.22: Resumen de características de metamorfismo de shock observadas en metales FeNi y troilita de 22 condritos ordinarios L estudiados por Bennett & McSween (1996). Fuente figura: Bennett & McSween	

(1996)..... 98

Figura 3.23: Laboratorio de Fluidos en Sistemas Planetarios del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Fuente figura: <https://www.cec.uchile.cl/~planetaryfluids/#facilities>..... 99

Figura 3.24: Laboratorio de espectroscopía Raman, Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Fuente figura: <http://www.geologia.uchile.cl/investigacion/laboratorios-de-investigacion/laboratorio-raman> 100

Figura 3.25: Láser de Laboratorio de espectroscopia Raman, Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Fuente figura: <https://www.cec.uchile.cl/~planeta-ryfluids/#facilities> 101

Figura 3.26: Espectrómetro FT-IR Bruker Vertex 80v, perteneciente al laboratorio de Polvo cósmico del Núcleo de Astronomía de la Universidad Diego Portales. Fuente figura: Batalla (2020)..... 103

Figura 4.1: Log χ (logaritmo de la susceptibilidad magnética normalizada en masa) respecto al grado de meteorización (W) de 110 condritos ordinarios hallados (finds) en el desierto de Atacama. Los círculos son mediciones de meteoritos individuales (negro = H y blanco = L); los cuadrados son los promedios de cada grado de meteorización asociado a su desviación estándar (grises = H y blancos = L); y los rombos son los promedios de meteoritos caídos (falls). Círculo rojo corresponde a condrito ordinario “Los Vientos 357” Fuente figura: Gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) editado para indicar a que grupo pertenecería el condrito ordinario Los Vientos 357, según Rochette et al (2012). 105

Figura 4.2: Log χ en función del estado de meteorización de 110 condritos hallados en el desierto de Atacama. Los círculos son mediciones de meteoritos individuales (grises=H y blancos=L). Los cuadrados son valores promedios para cada estado de meteorización asociado con su desviación estándar (grises=H y blancos=L). Los diamantes denotan valores promedios para meteoritos caídos. Círculo rojo corresponde a condrito ordinario “Catalina 1”. Fuente figura: Gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) editado para indicar a que grupo pertenecería el condrito ordinario “Catalina 1”, según Rochette et al (2012)..... 108

Figura 4.3: Log χ en función del estado de meteorización de 110 condritos hallados en el desierto de Atacama. Los círculos son mediciones de meteoritos individuales (grises=H y blancos=L). Los cuadrados son valores promedios para cada estado de meteorización asociado con su desviación estándar (grises=H y blancos=L). Los diamantes denotan valores promedios para meteoritos caídos. Círculo rojo corresponde a condrito ordinario “Catalina 11”. Fuente figura: Gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) editado para indicar a que grupo pertenecería el condrito ordinario “Catalina 11” según Rochette et al (2012)..... 111

Figura 4.4: Log χ en función del estado de meteorización de 110 condritos hallados en el desierto de Atacama. Los círculos son mediciones de meteoritos individuales (grises=H y blancos=L). Los cuadrados son valores promedios para cada estado de meteorización asociado con su desviación estándar (grises=H y blancos=L). Los diamantes denotan valores promedios para meteoritos caídos. Círculo rojo corresponde a condrito ordinario “Catalina 15”. Fuente figura: Gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) editado para indicar a que grupo pertenecería el condrito ordinario “Catalina 15”, según Rochette et al (2012)..... 114

Figura 4.5: Log χ en función del estado de meteorización de 110 condritos hallados en el desierto de Atacama. Los círculos son mediciones de meteoritos individuales (grises=H y blancos=L). Los cuadrados son valores promedios para cada estado de meteorización asociado con su desviación estándar (grises=H y blancos=L). Los diamantes denotan valores promedios para meteoritos caídos. Círculo rojo corresponde a condrito ordinario “Catalina 18”. Fuente figura: Gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) editado para indicar a que grupo pertenecería el condrito ordinario “Catalina 18”, según Rochette et al (2012)..... 117

Figura 4.6: Log χ en función del estado de meteorización de 110 condritos hallados en el desierto de Atacama. Los círculos son mediciones de meteoritos individuales (grises=H y blancos=L). Los cuadrados son valores promedios para cada estado de meteorización asociado con su desviación estándar (grises=H y blancos=L). Los diamantes denotan valores promedios para meteoritos caídos. Círculo rojo corresponde a condrito ordinario “Catalina 27”. Fuente figura: Gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) editado para indicar a que grupo pertenecería el condrito ordinario “Catalina 272, según Rochette et al (2012).....	120
Figura 4.7: MIA primaria en cóndrulo criptocristalino; observada bajo microscopio óptico, objetivo 100X y nícoles paralelos.....	124
Figura 4.8: MIA secundaria (encerradas por elipse roja) en olivino de cóndrulo porfídico de olivino; observadas bajo microscopio óptico, objetivo 100X y nícoles paralelos.	125
Figura 4.9: Espectro Raman (0-1200 cm^{-1}) de huésped “Host” de condrito ordinario “Los Vientos 357”..	127
Figura 4.10: Espectro Raman (0-1200 cm^{-1}) de inclusión vítrea “Melt1” de condrito ordinario “Los Vientos 357”.....	128
Figura 4.11: Espectro Raman (0-1200 cm^{-1}) de huésped “Host” y su inclusión vítrea “Melt” de condrito ordinario “Los Vientos 357”.....	129
Figura 4.12: Espectro Raman (0-1200 cm^{-1}) de huésped “Host” de condrito ordinario “Catalina 18”.....	131
Figura 4.13: Espectro Raman (0-1200 cm^{-1}) de inclusión vítrea "Melt1" de condrito ordinario “Catalina 18”.	132
Figura 4.14: Espectro Raman (0-1200 cm^{-1}) de inclusión vítrea “Melt 2”de condrito ordinario “Catalina 18”.	133
Figura 4.15: Espectro Raman (0-1200 cm^{-1}) de “Host”, “Melt1” y “Melt2” de condrito ordinario “Catalina 18”.....	134
Figura 4.16: Absorbancia versus longitud de onda de muestra “Catalina 1”.	136
Figura 5.1: Estado de shock (S) versus meteorización (W) de condritos ordinarios de estudio.....	138
Figura 5.2: Gráfico Olivino (mol % Fa) versus Piroxeno bajo en Ca (mol % Fs) con regiones de grupos químicos (H,L y LL) de condritos ordinarios plotados sobre este diagrama. La cruz roja corresponde a la composición de la Luna y el punto calipso a la composición de partículas del asteroide Itokawa. Fuente figura: Demidova et. al (2020) modificado para mostrar composición y región en la que cae el huésped “Host” de la muestra “Los Vientos 357”.....	140
Figura 5.3: Gráfico Olivino (mol % Fa) versus Piroxeno bajo en Ca (mol % Fs) con regiones de grupos químicos (H,L y LL) de condritos ordinarios plotados sobre este diagrama. La cruz roja corresponde a la composición de la Luna y el punto calipso a la composición de partículas del asteroide Itokawa. Fuente figura: Demidova et. al (2020) modificado para mostrar composición y región en la que cae el huésped “Host” de la muestra “Los Vientos 357”.....	142
Figura A.1: Secciones delgadas utilizadas durante la investigación etiquetadas con el nombre de su roca. .	156

Figura A.2: Secciones delgadas utilizadas durante la investigación etiquetadas con el nombre de su roca.	159
Figura A.3: Textura general de la muestra bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: luz reflejada y nícoles cruzados.....	160
Figura A.4: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	160
Figura A.5: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	161
Figura A.6: Cóndrulo porfídico de olivino y piroxeno observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	161
Figura A.7: Cóndrulo porfídico de olivino y piroxeno observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	161
Figura A.8: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico, luz transmitida, y objetivo 20X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz transmitida y nícoles paralelos.	162
Figura A.9: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	162
Figura A.10: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 20X. A la derecha: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	162
Figura A.11: Cóndrulo de piroxeno radial observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	163
Figura A.12: Cóndrulo criptocristalino de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	163
Figura A.13 Cóndrulo de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	163
Figura A.14 Cóndrulo de piroxeno observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz	

reflejada y nícoles paralelos.....	164
Figura A.15: Minerales opacos bajo microscopio óptico, luz reflejada, nícoles cruzados y objetivo de 5X. Kamacita se observa como un mineral blanquecino (K); troilita se observa como mineral amarillento (Tr) y óxidos de hierro se observan como mineralogía oscura (H).....	165
Figura A.16: Ejemplo de fracturas irregulares y fracturas planares en olivino producto de metamorfismo de <i>shock</i> observadas bajo microscopio óptico en muestra “Los Vientos 357”. La fotografía se tomó bajo nícoles cruzados y objetivo de 5X, donde luego la zona de interés de foto original se recortó a mayor escala. En este ejemplo se observan cristales de olivino de cóndrulo porfídico de olivino, tal que se pueden apreciar fracturas irregulares (en cristal rosa) y fracturas planares (en cristal verde).	166
Figura A.17: Textura general de la muestra bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro:bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	168
Figura A.18: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos.Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	168
Figura A.19: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos.Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	169
Figura A.20: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	169
Figura A.21: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	169
Figura A.22: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	170
Figura A.23: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	170
Figura A.24: Cóndrulo granular de piroxeno bajo microscopio óptico, luz transmitida, nícoles paralelos y objetivo 20X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	170
Figura A.25: Cóndrulo criptocristalino de olivino bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.....	171
Figura A.26: Cóndrulo criptocristalino de piroxeno bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda:	

bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz re- flejada y nícoles paralelos.	171
Figura A.27: Cóndrulo criptocristalino de piroxeno bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz reflejada y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	171
Figura A.28: Minerales opacos bajo microscopio óptico, luz reflejada, nícoles cruzados y objetivo 5X. Kamacita se observa como un mineral blanquecino (K); troilita se observa como mineral amarillento (Tr) y óxidos de hierro se observan como mineralogía oscura (H).....	172
Figura A.29: Ejemplo de fracturas irregulares y fracturas planares en olivino producto de metamorfismo de sh o c k observadas bajo microscopio óptico en muestra “Catalina 1”. La fotografía se tomó bajo nícoles cruzados y objetivo de 10X, donde luego la zona de interés de foto original se recortó a mayor escala. En este ejemplo se observan cristales de olivino de cóndrulo porfídico de olivino, tal que se pueden apreciar fracturas irregulares y frac- turas planares en distintos cristales subhedrales de olivino.	173
Figura A.30: Textura general de la muestra bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro:bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: luz reflejada y nícoles cruzados.	175
Figura A.31: Cóndrulo porfídico de piroxeno observado bajo microscopio y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	175
Figura A.32: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 20X. A la derecha: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	176
Figura A.33: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la derecha: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	176
Figura A.34: Minerales opacos bajo microscopio óptico, luz reflejada, nícoles cruzados y objetivo 5X. Kamacita se observa como un mineral blanquecino (K); troilita se observa como mineral amarillento (Tr) y óxidos de hierro se observan como mineralogía oscura (H).....	177
Figura A.35: Textura general de la muestra bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	179
Figura A.36: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz transmitida y nícoles cruzados.	179
Figura A.37: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	180

Figura A.38: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	180
Figura A.39: Cóndrulo porfídico de piroxeno observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	180
Figura A.40: Cóndrulo porfídico de olivino y piroxeno observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.....	181
Figura A.41: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	181
Figura A.42: Cóndrulo granular de olivino y piroxeno observado bajo microscopio óptico y objetivo 20X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	181
Figura A.43: Cóndrulos granulares de olivino y piroxeno observados bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.....	182
Figura A.44: Minerales opacos bajo microscopio óptico, luz reflejada, nícoles cruzados y objetivo 5X. Kamacita se observa como un mineral blanquecino (K); troilita se observa como mineral amarillento (Tr) y óxidos de hierro se observan como mineralogía oscura (H).....	183
Figura A.45: En cristales de olivino de cóndrulo porfídico de olivino de muestra “Catalina 15” se pueden observar fracturas planares (cristal azul y amarillo).	184
Figura A.46: Textura general de la muestra bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: luz reflejada y nícoles cruzados.	186
Figura A.47: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	186
Figura A.48: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	187
Figura A.49: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	187
Figura A.50: Cóndrulo de piroxeno radial observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz	

reflejada y nícoles paralelos.....	187
Figura A.51: Cóndrulo granular de olivino y piroxeno observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.....	188
Figura A.52: Minerales opacos bajo microscopio óptico, luz reflejada, nícoles cruzados y objetivo 5X. Kamacita se observa como un mineral blanquecino (K); troilita se observa como mineral amarillento (Tr) y óxidos de hierro se observan como mineralogía oscura (H).....	189
Figura A.53: En cóndrulo porfídico de olivino de muestra “Catalina 18” se pueden observar cristales de olivino con fracturas planares e irregulares.	190
Figura A.54: Textura general de la muestra bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: luz reflejada y nícoles cruzados.	192
Figura A.55: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la derecha: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	192
Figura A.56: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 20X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	193
Figura A.57: Cóndrulo porfídico de olivino (delimitado por línea punteada azul) y cóndrulo porfídico de piroxeno (delimitado por línea punteada roja). A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	193
Figura A.58: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	193
Figura A.59: Cóndrulo de olivino barrado, observado bajo microscopio óptico y objetivo 20X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.	194
Figura A.60: Cóndrulo de piroxeno radial observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.	194
Figura A.61: Minerales opacos bajo microscopio óptico, luz reflejada, nícoles cruzados y objetivo 5X. Kamacita se observa como un mineral blanquecino (K); troilita se observa como mineral amarillento (Tr) y óxidos de hierro se observan como mineralogía oscura (H).....	195
Figura A.62: En cristales de olivino de cóndrulo porfídico de olivino de muestra “Catalina 27” se pueden observar fracturas planares (en cristales rosa, verde y amarillentos).....	196
Figura B.1: Espectros Raman de piroxeno bajo en Ca. Datos obtenidos desde la base de datos RRUFF. Fuente	

figura: Pittarello et. al (2015).....	197
Figura B.2: Espectros Raman de miembros finales de baja temperatura de feldespato: microclina, albita y anortita. Fuente figura: Freeman et. al (2008).	198
Figura B.3: Posiciones de principales <i>peaks</i> Raman de cromita, ilmenita, ulvöspinel, magnetita y sus soluciones sólidas, respecto a sus cationes octaedrales y tetraedrales. Fuente figura: Wang et. al (2004).	199

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción

Los laboratorios naturales son singularidades geográficas y geofísicas que tienen ventajas comparativas para la investigación científica (Aguilera & Larraín, 2021). Por ejemplo, existen regiones terrestres que poseen características climáticas y geomorfológicas que permiten la preservación y acumulación de meteoritos, siendo el Desierto de Atacama una de las más importantes. El Desierto de Atacama se extiende desde el borde Sur de Perú (18°S) y Copiapó (30°S) en Chile, entre los Andes centrales occidentales y la costa del Pacífico (Muñoz et. al, 2007). Por otra parte, los meteoritos son los objetos más antiguos del sistema solar y son un registro de la formación del Sistema Solar (Montmerle et. al, 2006; Van Kooten et. al, 2016). Por lo tanto, el Desierto de Atacama es un laboratorio natural de Chile en el que se preserva y acumula un patrimonio del Sistema Solar: los meteoritos.

1.2. Formulación del estudio propuesto

El curso de “Fluidos Planetarios” del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, para el desarrollo de los proyectos Fondecyt regular 1171246 y Fondecyt iniciación 11170210, realizó una expedición de búsqueda y recolección de meteoritos, en las inmediaciones de Taltal (Desierto de Atacama, Región de Antofagasta), entre el 31 de marzo y el 6 de abril del año 2019. Durante esta salida se encontraron más de 60 fragmentos de meteoritos correspondientes a hallazgos (*finds*). Estas rocas pasaron a formar parte del repositorio del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y algunas de estas muestras, mediante análisis efectuados en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, fueron clasificadas como condritos ordinarios. Seis de estos condritos ordinarios fueron objetos de estudio de esta tesis (nombrándose en esta investigación: “Catalina 1”, “Catalina 11”, “Catalina 15”, “Catalina 18”, “Catalina 27” y “Los Vientos 357”).

Los condritos son fragmentos de planetesimales tempranos que no sufrieron fundición y diferenciación, por lo que son un registro de las primeras etapas evolutivas del disco protoplanetario (Van Kooten et. al, 2016). Del mismo modo, existen evidencias irrefutables de que el agua estaba presente en el Sistema Solar temprano; tal que el agua jugó un rol importante en la evolución de la mineralogía y cosmoquímica de los meteoritos condriticos, por lo que estudiar sus ensamblajes minerales puede permitir restringir en tiempo y espacio los procesos de alteración acuosa que sufrieron estas rocas y el rol de los volátiles en la nebulosa solar y en los cuerpos parentales asteroidales (Brearley, 2006). Por todo lo anterior, el estudio propuesto intentó estudiar el rol de estos volátiles en las 6 rocas de estudio.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Estudiar volátiles en condritos ordinarios.

1.3.2. Objetivos específicos

- Clasificar y caracterizar las muestras de estudio.
- Realizar petrografía en las inclusiones vítreas.
- Realizar análisis de espectroscopía Raman en las inclusiones vítreas.
- Efectuar análisis de espectroscopía de absorbancia en rocas de estudio

1.4. Hipótesis de trabajo

Como hipótesis de trabajo se plantea que las muestras de condritos ordinarios de estudio provienen de cuerpos parentales asteroidales, los cuales pueden potencialmente contener inclusiones vítreas (relacionadas a procesos de formación de cóndrulos y metamorfismo de shock y/o termal) con un contenido de volátiles detectable mediante espectroscopía RAMAN y de absorción.

Capítulo 2

Marco teórico

2.1. Contexto astronómico general

La gran mayoría de los elementos químicos conocidos fueron originados por procesos astronómicos. El H y He (y pequeñas cantidades de elementos livianos como: Li, Be y B) fueron producidos después del *Big-Bang*, elementos más pesados (pero no más pesados que el Fe: C, O, Ne, Mg, Si y Fe) fueron sintetizados en estrellas (Nomoto et. al, 2012). Las estrellas jóvenes se componen principalmente de hidrógeno y mediante reacciones sucesivas de nucleosíntesis generan elementos más pesados que el hidrógeno y más livianos que el hierro (Ruth, 2009). Los elementos más pesados que el Fe se constituyen durante explosiones de estrellas masivas, al colapsar, denominadas supernovas (Ruth, 2009). En particular, la nube molecular, a partir de la cual se formó nuestro Sistema Solar, fue inyectada por material proveniente de distintas generaciones de estrellas (supernovas, novas, estrellas Gigantes rojas, etc.) configuradas a partir de diferentes nubes moleculares (Busso et. al, 1999).

El Sistema Solar se originó hace aproximadamente 4500 millones mediante las etapas: estelar, de disco protoplanetario y “telúrica”. La etapa estelar fue la etapa de la formación del Sol (durante el primer millón de años), la etapa de disco protoplanetario fue el comienzo de la formación de los planetas (durante los primeros 10 millones de años) y la etapa “telúrica” fue la formación y diferenciación de planetas rocosos, y aparición de océanos y atmósferas (durante los primeros 100 millones de años) (Montmerle et. al, 2006). Todas estas etapas de formación del Sistema Solar se pueden observar resumidas en el esquema mostrado en la Fig. 2.1

En la actualidad, múltiples observaciones astronómicas han capturado imágenes de discos protoplanetarios de estrellas lejanas que permiten visualizar cómo podría haber sido el disco protoplanetario del que evolucionó nuestro Sistema Solar (ver Fig. 2.2). Los discos protoplanetarios contienen una mezcla de gas y materia condensada, y en nuestro disco protoplanetario la materia sólida consistía en granos interestelares remanentes mezclados con condensados de nebulosa solar (Lissauer, 1993). Modelos astrofísicos sugieren que estos discos se originan por el colapso gravitatorio del núcleo denso de una nube molecular que da origen a una estrella (Lissauer, 1993; Williams & Cieza, 2011). En nuestro Sistema Solar

este colapso habría liberado una gran cantidad de energía potencial gravitatoria, la cual habría sido irradiada vaporizando a los granos interestelares de la parte interna del disco; y luego a medida que el disco se habría enfriado varios compuestos se habrían condensado en granos microscópicos, donde los primeros condensados habrían sido silicatos y compuestos de hierro (Lissauer, 1993). En estos discos, el polvo tiene un tamaño $r \approx 0.1\mu\text{m}$, compuesto principalmente de silicatos y puede estar mezclado con granos de grafito e hidrocarburos aromáticos policíclicos (Williams & Cieza, 2011). De manera muy general y simplificada el proceso de crecimiento planetario en este disco se resume: antes que este disco se empobreciera en gas, partículas submicrométricas de polvo se agregaron formando guijarros, los cuales luego se acretaron en cuerpos rocosos denominados planetesimales (Montmerle et. al, 2006). Un registro de estos cuerpos rocosos son los meteoritos no diferenciados (Montmerle et. al, 2006).



Figura 2.1: Esquema resumido de la formación y evolución del Sistema Solar. Hace 4.6 billones de años una porción de una nube de gas y polvo colapsó sobre sí misma hasta originar un disco plano rotante de polvo y gas, el cual luego en su centro acumuló el 99,8 % de material del disco para producir fusión nuclear en este centro, dando origen al Sol; después el material sobrante se agrupó en piezas cada vez más grandes hasta convertirse en planetas, planetas enanos, asteroides, cometas y lunas; los cuales solo sobrevivieron cerca del Sol mientras el material gaseoso y congelado se dispuso más lejos del Sol. Fuente figura: <https://spaceplace.nasa.gov/solar-system-formation/en/>

La mayoría de los meteoritos proviene del cinturón de asteroides localizado entre Marte y Júpiter y estos suelen clasificarse en diferenciados y no diferenciados (ver Fig. 2.3 y Fig. 2.4). Los meteoritos diferenciados derivan de cuerpos parentales que, debido a su gran tamaño, experimentaron diferenciación planetaria en núcleo, manto y corteza; mientras que los meteoritos no diferenciados no sufrieron esta diferenciación, y fueron construidos a partir del material rocoso inicial del Sistema Solar sin posterior fraccionamiento químico conservando una similitud con la fotosfera solar (ver Fig. 2.5) para todos los elementos, excepto los más volátiles (H, He, C, N y gases nobles) (Aléon, 2010). Los condritos corresponden a esta última categoría de meteoritos no diferenciados.

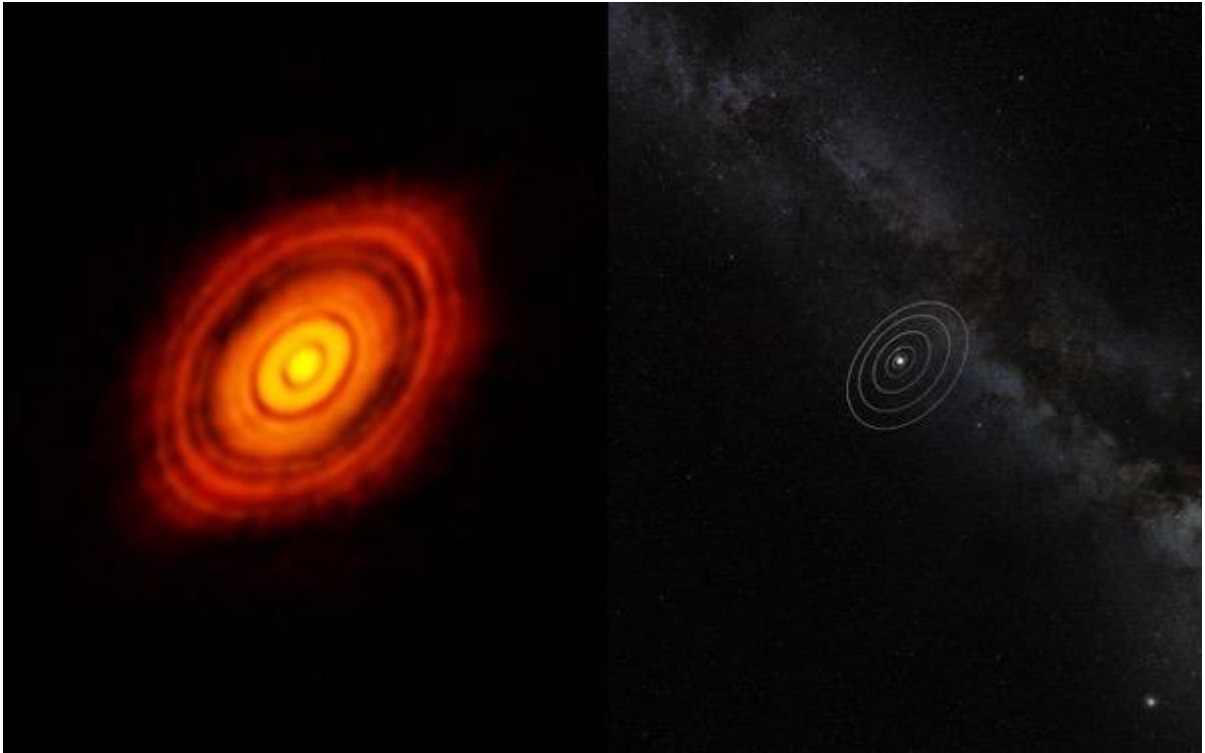


Figura 2.2: Comparación HL Tauri circundado por su disco protoplanetario (izquierda) con el Sistema Solar. El radio del disco protoplanetario de HL Tauri es aproximadamente tres veces la distancia entre Neptuno y el Sol, aunque HL Tauri es mucho más pequeño que el Sol. Fuente imagen: ALMA (ESO/NAOJ/NRAO);

<https://www.eso.org/public/images/eso1436e/>

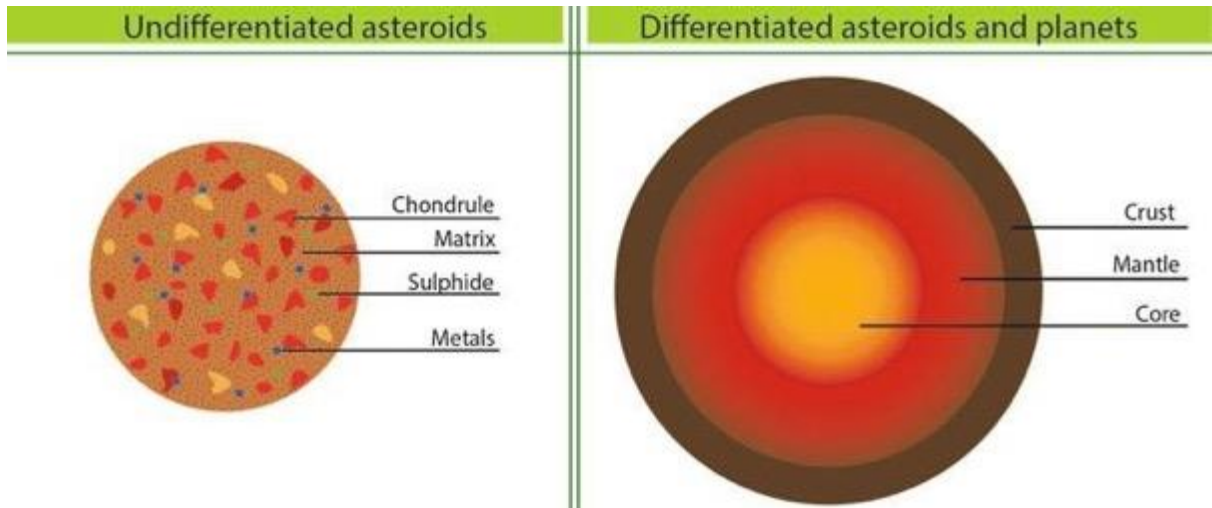


Figura 2.3: Ilustración simplificada que compara estructura interna de asteroides no diferenciados (izquierda) y planetas o asteroides diferenciados (derecha). Fuente figura: Martínez et. al (2017).

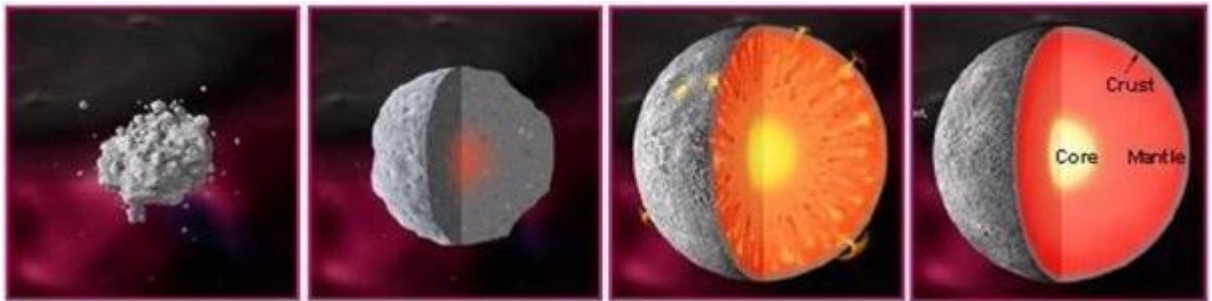


Figura 2.4: Etapas que originan la diferenciación planetaria de izquierda a derecha: material acretado se configura en un cuerpo aproximadamente esférico, donde los materiales más pesados se hunden en el núcleo, dando origen a la separación núcleo, manto y corteza de este cuerpo denominada diferenciación planetaria. Fuente figura: <https://astrobiology.nasa.gov/news/meteorites-origins-point-to-possible-undiscovered-asteroid/> (basada en imagen de Museo Smithsonian de historia natural).

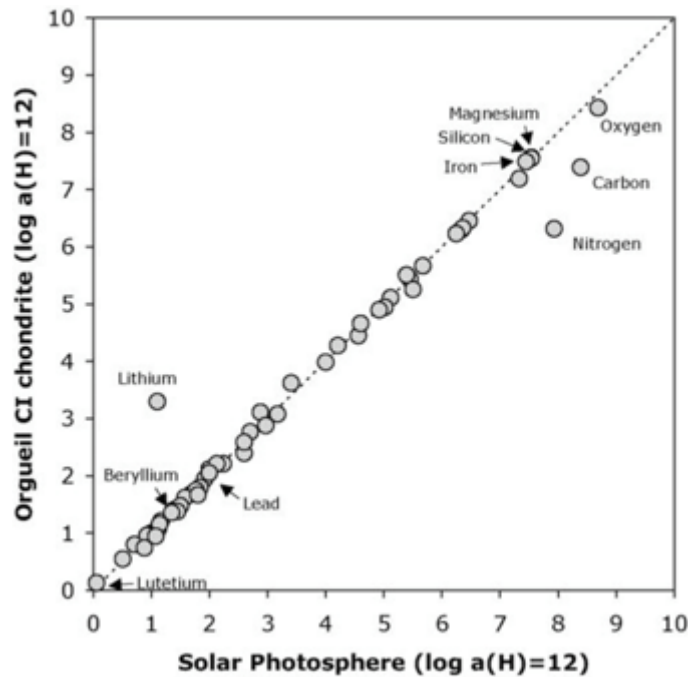


Figura 2.5: Abundancia elemental en meteoritos CI y la fotosfera solar. La concentración de los elementos está representada por un círculo gris. Cuando la concentración de un elemento en el condrito CI, respecto a la fotosfera solar es: igual cae sobre la línea punteada; mayor cae arriba de la línea punteada y menor cae abajo de la línea punteada. A partir de la observación de este gráfico se puede notar que el condrito CI, respecto a la fotosfera solar, está enriquecido en litio y empobrecido en oxígeno, carbón y nitrógeno. Referencia figura: Palme & Jones (2005).

Los discos protoplanetarios tienen frentes de condensación, según temperatura, para cada especie química que delimitan donde la temperatura es lo suficientemente baja para permitir que los gases pueden condensar en este disco. Uno de estos frentes es la línea de condensación del agua (o línea de hielo; ver Fig. 2.6) que separa la región donde el agua está en fase vapor de la zona donde está en fase sólida (Morbidelli et. al, 2016). Esta línea podría explicar el hecho de que el Sistema Solar Interno y los asteroides del cinturón principal tienen poca agua mientras los asteroides del Sistema Solar Externo, la mayoría de los satélites de los planetas gigantes, los objetos del cinturón de Kuiper y los cometas son ricos en agua (Morbidelli et. al, 2016). Este contraste entre las composiciones rocosas de los planetas terrestres y las composiciones ricas en hielo en el Sistema Solar Externo reafirma la idea de que las temperaturas en la nebulosa decrecieron a medida que aumentaba la distancia al Sol (Lissauer, 1993). Otros frentes fueron calculados para distintos minerales por el proyecto VAPORS al considerar equilibrio termodinámico para 23 elementos bajo condiciones de nebulosa solar (altas temperaturas (1200-2400K) y bajas presiones ($P_{TOT} < 1.0$)); obteniendo un diagrama de fases para el Sistema Solar (ver Fig. 2.7) (Ebel, 2006). En este diagrama se pueden demarcar, según temperatura, sectores de condensación de minerales (donde los minerales más refractarios condensarían en las regiones más internas y calientes del disco protoplanetario).

Los condritos contienen componentes formados a alta temperatura como cóndrulos e inclusiones refractarias (Scott, 2007). Estas inclusiones son estables sobre 1400 K, y son de dos tipos:(a) CAIs que contienen minerales refractarios Ca-Al-Ti en forma de corindón, hibonita, grossita, perovskita, espinela, melilita (solución sólida de gehlenita-Akemanita), diópsido-Al, y anortita que son estables por encima de 1400 K, y (b) agregados de olivino ameboidal hechos de varias proporciones de forsterita y metal Fe-Ni, los cuales los dos son estables bajo 1450 K y nuggets de espinela, anortita y piroxeno Al-Ti (Scott, 2007).

Las CAIs son el material sólido con datación más antigua del Sistema Solar y supuestamente se formaron en la región más interna del disco protoplanetario (Van Kooten et. al, 2016). Han permitido establecer la edad del Sistema Solar en 4567.3 +/- 0.16 Ma y se ha planteado que se originaron cerca del proto-Sol durante < 0.1 M.a, donde luego fueron transportadas grandes distancias radiales sobre el disco mediante flujos proto-estelares con trayectorias balísticas, en la etapa temprana del proto-Sol; por otra parte, los cóndrulos parecen haberse producido a diferentes distancias radiales desde el Sol (Van Kooten et. al, 2016). Ver Fig. 2.8.

Los procesos de formación de CAIs, producción de cóndrulos, acreción y diferenciación planetesimal pudieron suceder simultáneamente en el disco protoplanetario (Mezger et. al, 2020). Ver Fig. 2.9. La mayoría de los cóndrulos se originaron 4 Ma después de las CAI y los planetesimales entre 0.1-0.3 Ma luego de estas inclusiones (Mezger et. al, 2020).

Por otra parte, se pensaba que los asteroides se habían formado en su actual localización (en el cinturón principal de asteroides, entre Marte y Júpiter; ver Fig.2.10) (DeMeo & Carry, 2014); pero en la actualidad se han establecido modelos de migración planetaria que plantean que el cinturón de asteroides sufrió procesos dinámicos durante la etapa de formación planetaria (Modelo de “The Grand Tack”: Walsh et. al, 2011) y después de la formación planetaria (Modelo de Nice: Tsiganis et. al, 2005; Morbidelli et. al, 2005 y Gomes et. al, 2005).

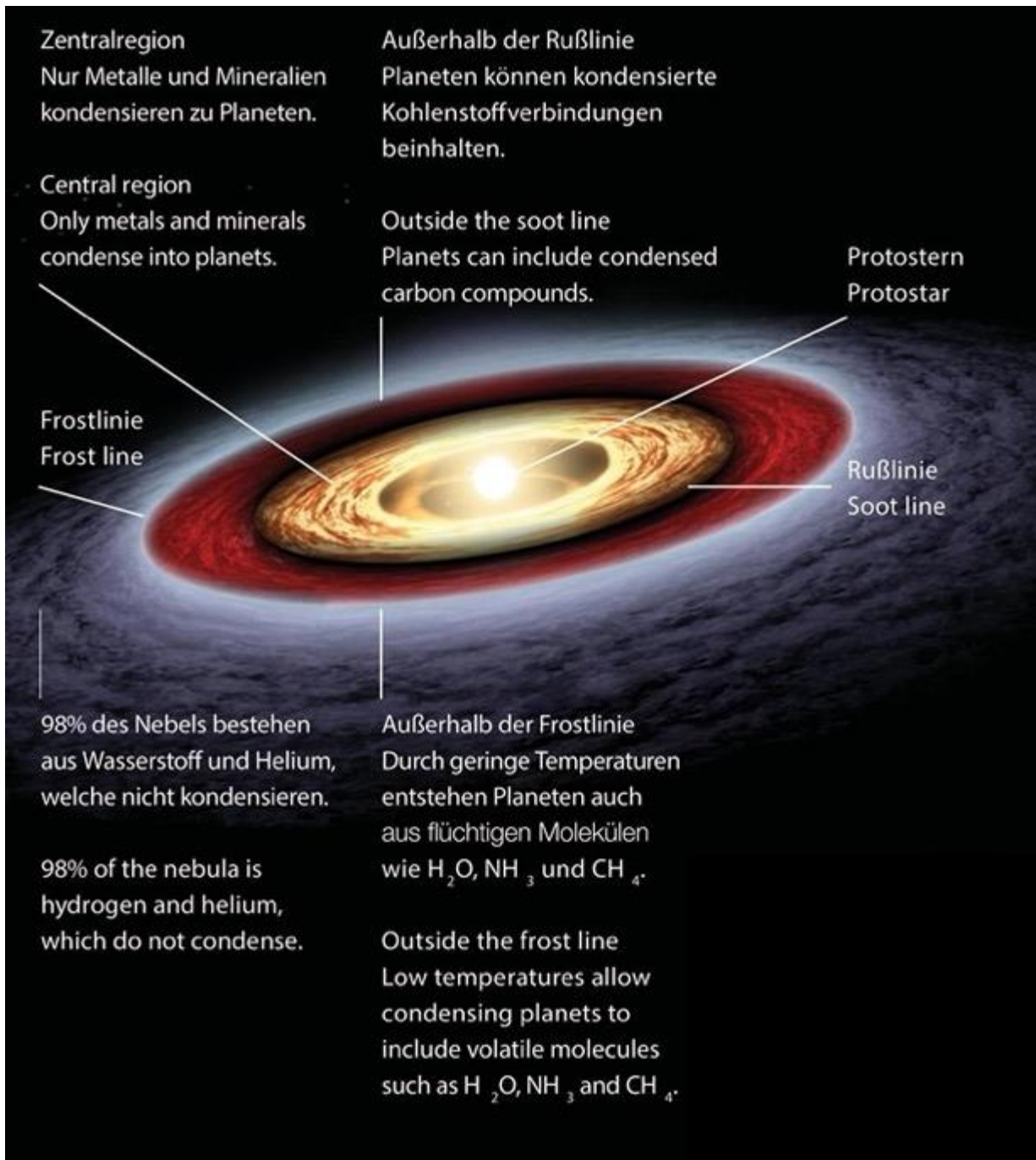


Figura 2.6: Representación artística de un disco protoplanetario. En este disco, el gradiente de temperatura determina las partículas y moléculas que pueden solidificarse, las cuales desde el centro hacia el exterior del disco condensan: metales minerales en la región del núcleo; después de la "línea Soot" hidrocarburos y PAHs pueden condensar debido a que no son destruidos por reacciones termalmente conducidas (Kress et. al, 2010); y luego de la "línea de hielo" pueden condensar moléculas volátiles como H_2O , NH_3 y CH_4 debido a las bajas temperaturas. Fuente figura: NASA/JPL-Caltech, InvaderXan, design und mehr; https://supernova.eso.org/exhibition/images/0507_DUM/

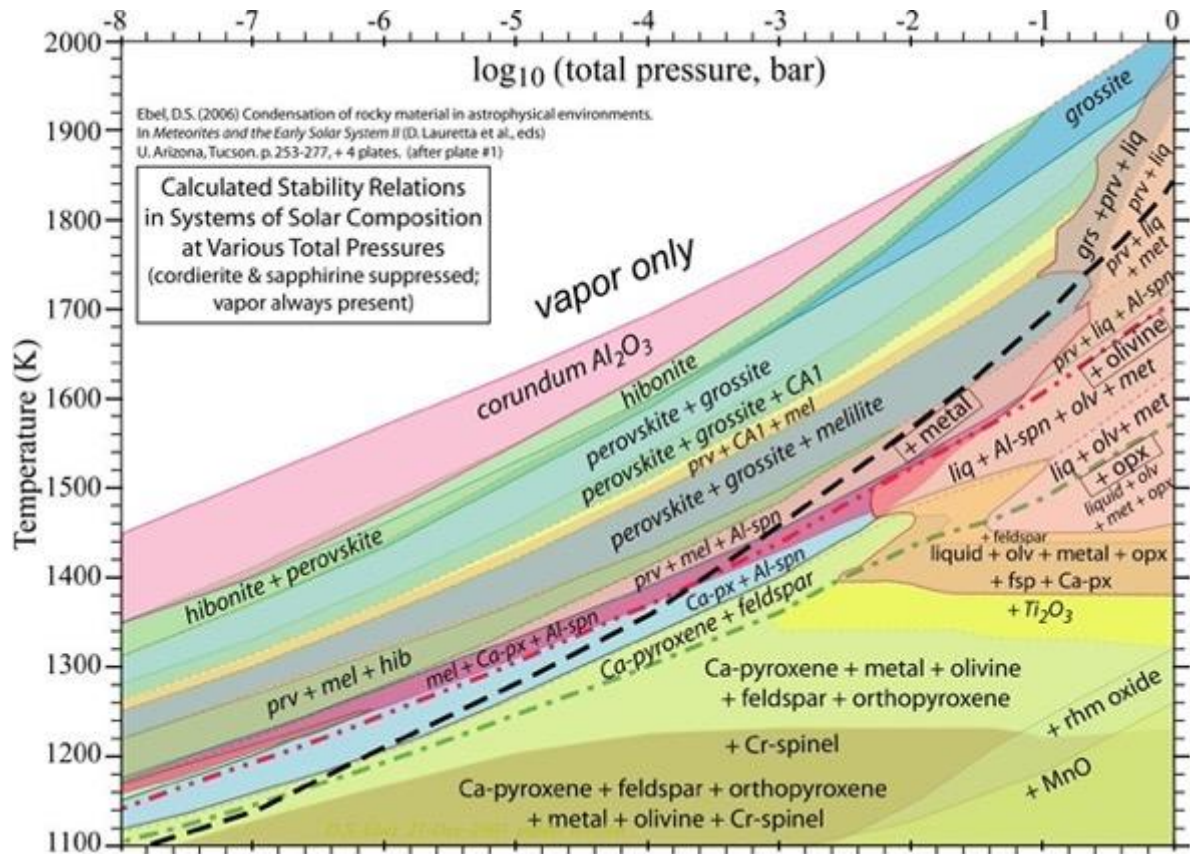


Figura 2.7: Diagrama de fase del Sistema Solar obtenida mediante VAPORS y adaptación de la placa 1 de Ebel (2006). Este diagrama representa el equilibrio termodinámico de un sistema de 23 elementos a altas temperaturas (1000-2400 K) y bajas presiones (PTOT 1,0) apropiadas para la nebulosa solar; el cálculo del equilibrio de este sistema considera una amplia gama de moléculas, sólidos y fases de líquidos condensados. Se muestran líneas punteadas de color negro, rojo y verde; las cuales delimitan (bajo su respectiva línea) áreas en el diagrama en la que existen metales, olivino y ortopiroxeno, respectivamente. Cada región coloreada representa un conjunto de fases minerales que coexisten a una determinada presión y temperatura. La zona superior blanca, dadas sus condiciones de presión y temperatura, es un sector del diagrama en el que no existen fases minerales sólidas, sino solo vapor. Fuente figura: Ebel (2006); <http://research.amnh.org/~debel/vapors1/vapors1.html>

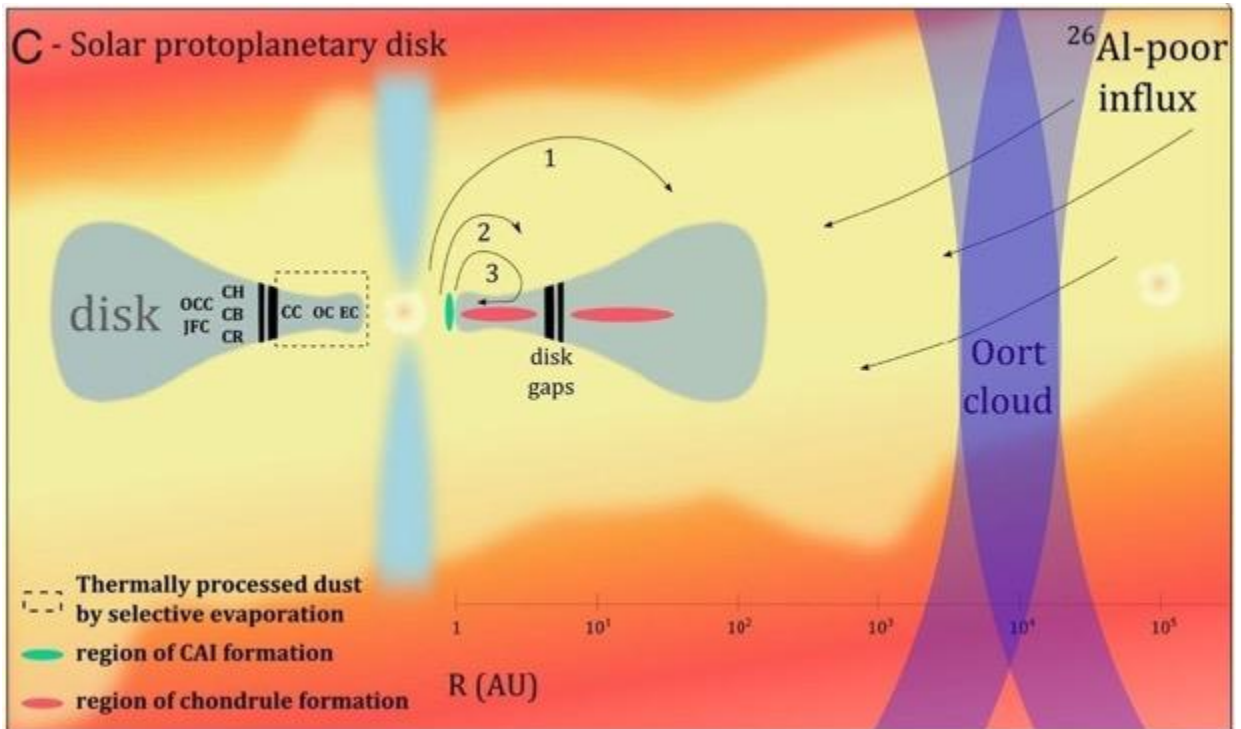


Figura 2.8: Esquema de proto-Sol circundado por su disco protoplanetario. La formación de CAIs habría ocurrido en el disco más interno en la etapa clase o del proto-Sol, por otra parte, la formación de cóndrulos habría sucedido en el Sistema Solar interno y externo durante todo el tiempo de vida del disco (Van Kooten et. al, 2016). Parte de estos sólidos habría sido transportados hacia el exterior por flujos estelares, los cuales habrían sido más eficientes en las etapas más tempranas (Van Kooten et. al, 2016). Fuente figura: Van Kooten et. al (2016).

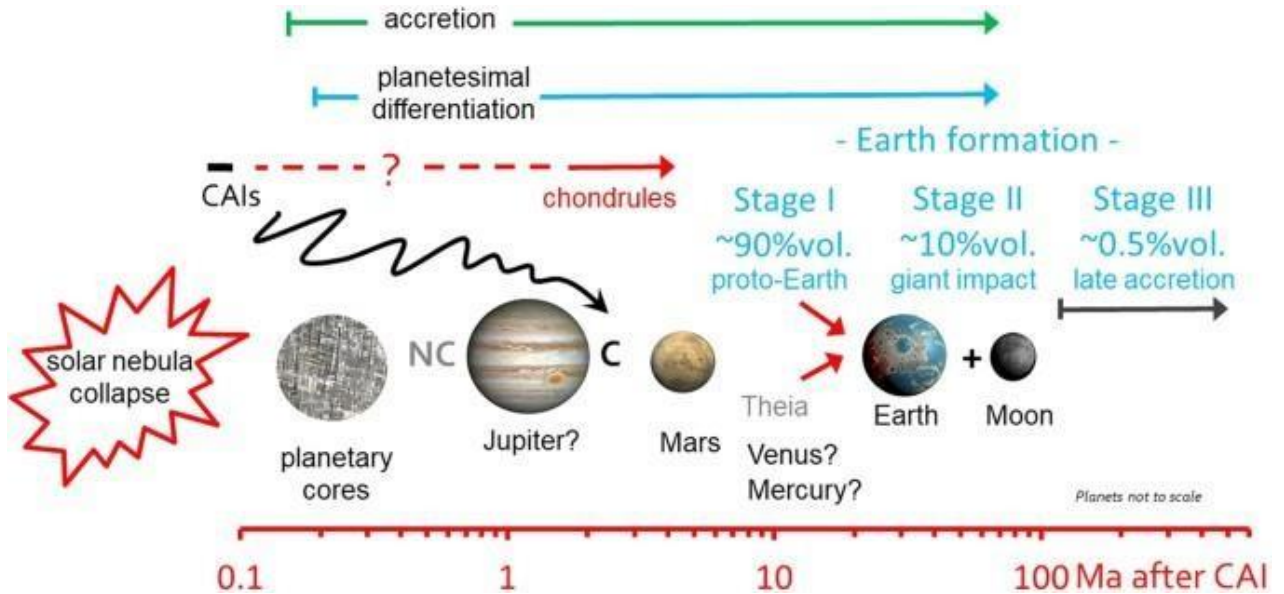


Figura 2.9: Resumen de escalas de tiempo de acreción y diferenciación planetaria. Los materiales más antiguos datados son las CAIs, las cuales indican el inicio de la condensación después del colapso de la nebulosa solar (Mezger et. al, 2020). Luego de las CAIs habrían comenzado algunos procesos: la acreción 0.1-0.3 Ma después y la diferenciación 1 Ma después (Mezger et. al, 2020). Fuente figura: Mezger et. al (2020).

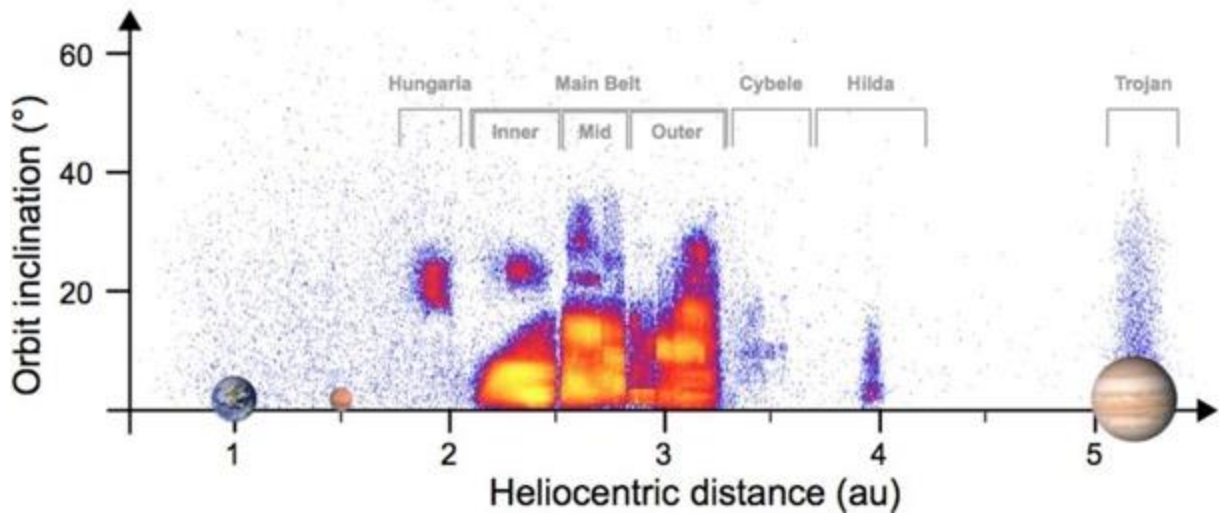


Figura 2.10: Esquema de localización de cinturón de asteroides principal respecto a Sol y planetas; donde se observa densidad numérica de asteroides (más alta en amarillo y más baja en azul) e inclinación orbital de estos objetos (DeMeo & Carry, 2014). La estructura del cinturón principal tiene regiones inestables a 2.5 y 2.8 U. A (debido a la resonancia de órbitas entre asteroides y Júpiter) que dividen a este cinturón en secciones: interior, media y exterior (DeMeo& Carry, 2014). También existen regiones fuera del cinturón de asteroides principal, por ejemplo: Hungaria más cerca del Sol que este cinturón, Las Hildas a 4 U. A y los Troyanos ubicados en los puntos de Lagrange L4 y L5 de la órbita de Júpiter (DeMeo & Carry, 2014). Fuente figura: DeMeo & Carry (2014).

2.2. Flujo de material extraterrestre

Los meteoroides son objetos sólidos que encuentran a la Tierra mientras esta orbita al Sol. Cuando estos meteoroides entran en la atmósfera, la fricción los calienta según el tamaño, velocidad y ángulo de incidencia de estos objetos (Hutchison, 2014). Por otra parte, los meteoros son ráfagas luminosas de polvo calentado hasta la incandescencia y los meteoritos son meteoroides que resistieron el paso por la atmósfera hasta aterrizar en la superficie terrestre (Hutchison, 2004). Ver Fig. 2.11. Meteoroides duros y de más de 100 toneladas no se fragmentan en la atmósfera, son parcialmente desacelerados por fricción, golpean a la superficie terrestre con velocidades hipersónicas y explotan durante el impacto; donde el cuerpo del meteoroides suele ser vaporizado y fragmentos tienden a ser eyectados (Hutchison, 2004).

De las 40.000 toneladas aproximadas de material extraterrestre que son capturadas por la Tierra cada año, solo el 1 % (o menos) son piezas suficientemente grandes para ser recuperables (Hutchison, 2004). Este material se constituye de polvo de fuente asteroidal y cometario (muy poco del medio interestelar), meteoritos provenientes de asteroides (una pequeña cantidad podrían ser de origen cometario), más de 20 meteoritos lunares y más de 20 meteoritos de Marte (Hutchison, 2004). En la Tabla 2.1 se muestran estimaciones del flujo global de material extraterrestre según distintos autores.

El flujo de meteoritos fue observado por la red MORP (Meteorite Observation and Recovery Project). Esta red consistió en 12 cámaras que cubrieron un área de $1.26 \cdot 10^6$ km² operativas desde 1971 a 1985 (Zolensky et. al, 2006). Algunos resultados obtenidos por esta red se pueden observar en la Fig. 2.12, en donde se puede apreciar las frecuencias acumuladas, como función de masa, de eventos por año por 10⁶ km² de meteoritos sobre superficie; y que la frecuencia de los meteoritos aumenta a medida que disminuye la masa de estos meteoritos (Zolensky et. al, 2006).

De los meteoritos recolectados, la mayoría de estos corresponden a meteoritos rocosos, donde su mayor porcentaje corresponde a condritos, los cuales son mayoritariamente condritos ordinarios (ver Fig. 2.13).



Figura 2.11: Diagrama comparativo de definiciones de cometa, asteroide, lluvia de meteoros, meteoróide, meteoró, bólido, superbólido y meteorito. Fuente figura: American Meteor Society.

Tabla 2.1: Tabla de estimaciones de flujo global de material extraterrestre.
Fuente figura: Tabla adaptada de Hutchison (2004).

Material	Estimación	Método	Referencia
Micrometeoritos	$(4 \pm 2) * 10^4$ toneladas	Impactos en astronaves	Love and Brownlee (1993) y Zook (2001)
Flujo total	$(3 \pm 1.5) * 10^4$ toneladas	Razones $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ Ir y en sedimentos	Peuker-Ehrenbrink (2001)
Flujo total	Cualitativo, variable y con <i>peak</i> a los 36.5-34.0 Myr	^3He en sedimentos	Farley (2001)
Meteoritos	4500 caídas > 1 kg y 13700 caídas > 100 g	Fotometría de brillo de bolas de fuego	Haliday (2001)
Meteoritos	1278-4906 caídas > 1 kg y 4855-16863 caídas > 100 g	Estadísticas y tasas de meteorización terrestre encontradas en desiertos	Bland (2001)

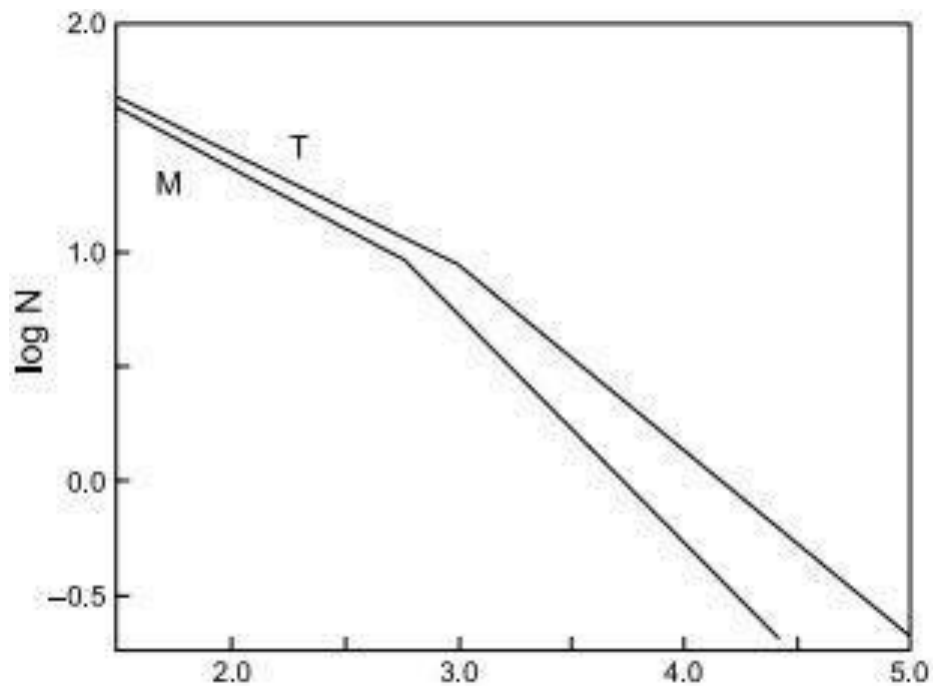


Figura 2.12: Gráfico de frecuencia acumulada anual de eventos de caída de meteoritos en una superficie de 10^6 km^2 (N) en función de la masa de estas rocas en gramos (m). La línea T corresponde a la masa total estimada de cada evento y la línea M la masa del fragmento más grande de cada evento. Fuente figura: Zolensky et. al (2006).

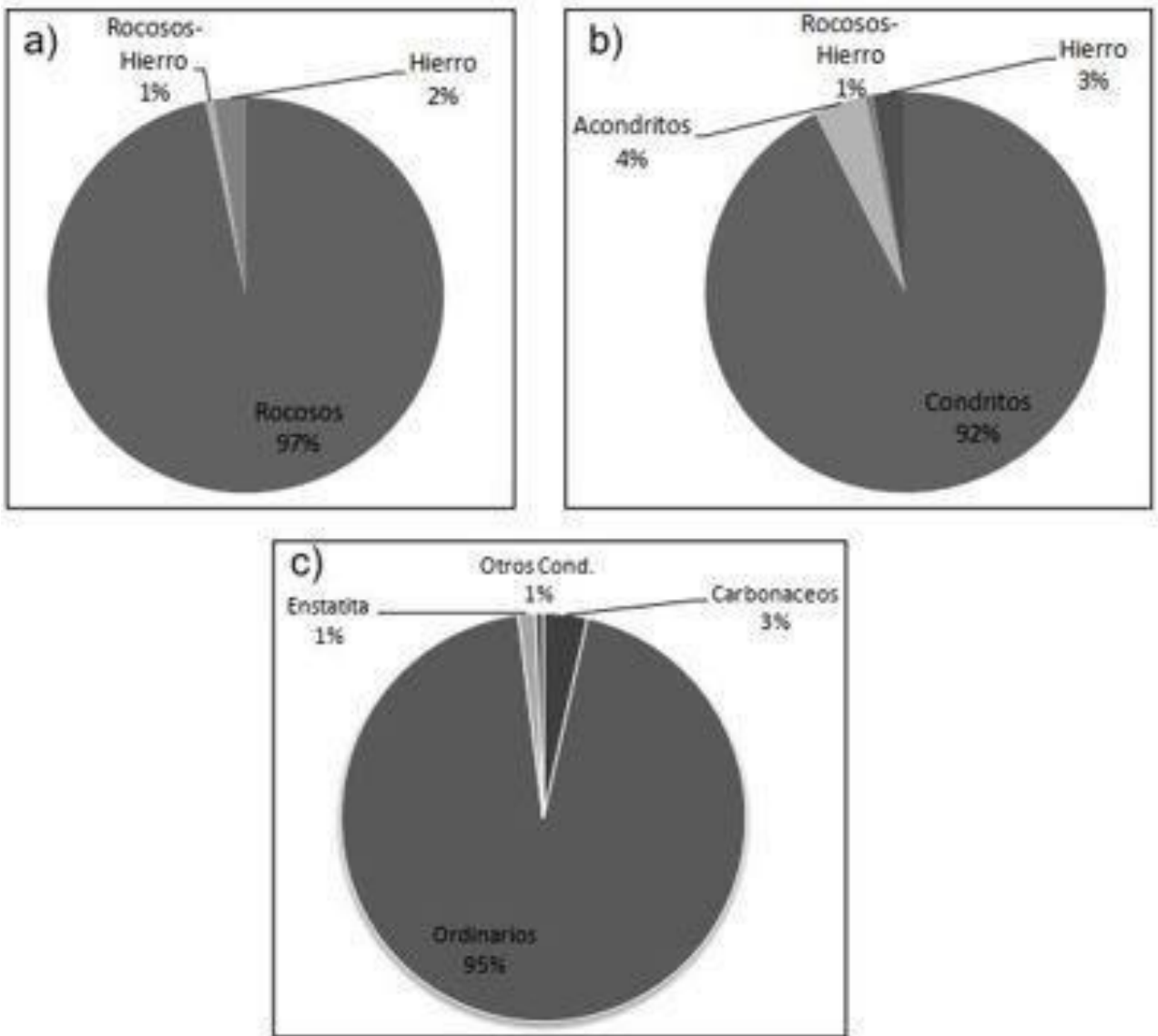


Figura 2.13: Porcentajes de los principales grupos de meteoritos: a) grupos mayores (Rocosos, Rocosos-Hierro y Hierro); b) Grupos mayores con Rocosos diferenciados en sus dos miembros principales (condritos y acondritos); c) Condritos divididos en sus diferentes clases: ordinarios, carbonáceos, enstatita, y otros (Rumuruti, Kakangari u otros muy minoritarios). Fuente figura: Valenzuela (2011).

2.3. Clasificación de meteoritos

Los meteoritos se clasifican en no diferenciados (condritos) y diferenciados; y dentro de cada una de estas clasificaciones se subdividen, en orden de jerarquía en clases, grupos y subgrupos (Weisberg et. al, 2006). Ver Fig. 2.14. En los condritos, una clase abarca grupos que comparten toda la química de la roca o propiedades de isótopo-O, un grupo incluye a condritos que proceden del mismo cuerpo parental asteroidal y un subgrupo engloba a condritos de un grupo que presentan diferencias sistemáticas respecto a otras muestras de este grupo (Weisberg et. al, 2006). Además, en condritos, un clan es un grupo de condritos que comparten una anomalía isotópica, abundancias de elementos refractarios litófilos y/o grafican en la misma línea de mezcla isotópica-O (Weisberg et. al, 2006). Por otra parte, los meteoritos también se clasifican como caídos (*falls*) si relacionan a un evento de caída y hallazgos (*finds*) si no pueden ser relacionados a estos eventos (Weisberg et. al, 2006).

Los meteoritos no diferenciados (los condritos) se clasifican en clases: carbonácea (la cual se subdivide en 8 grupos: CI, CM, CO, CV, CK, CR, CH y CB), ordinaria (se subdivide en 3 grupos: H, L y LL), de enstatita (subdividida en EH y EL), Rumuruti (R) y Kakangari (K) (Weisberg et. al, 2006). Ver Fig. 2.14. En los condritos de clase ordinaria los grupos H, L y LL se distinguen entre sí por su porcentaje de metales, tamaño de cóndrulos, abundancia siderófila y distintos estados de oxidación en el diagrama Urey-Craig (Weisberg et. al, 2006). Ver Tabla 2.2.

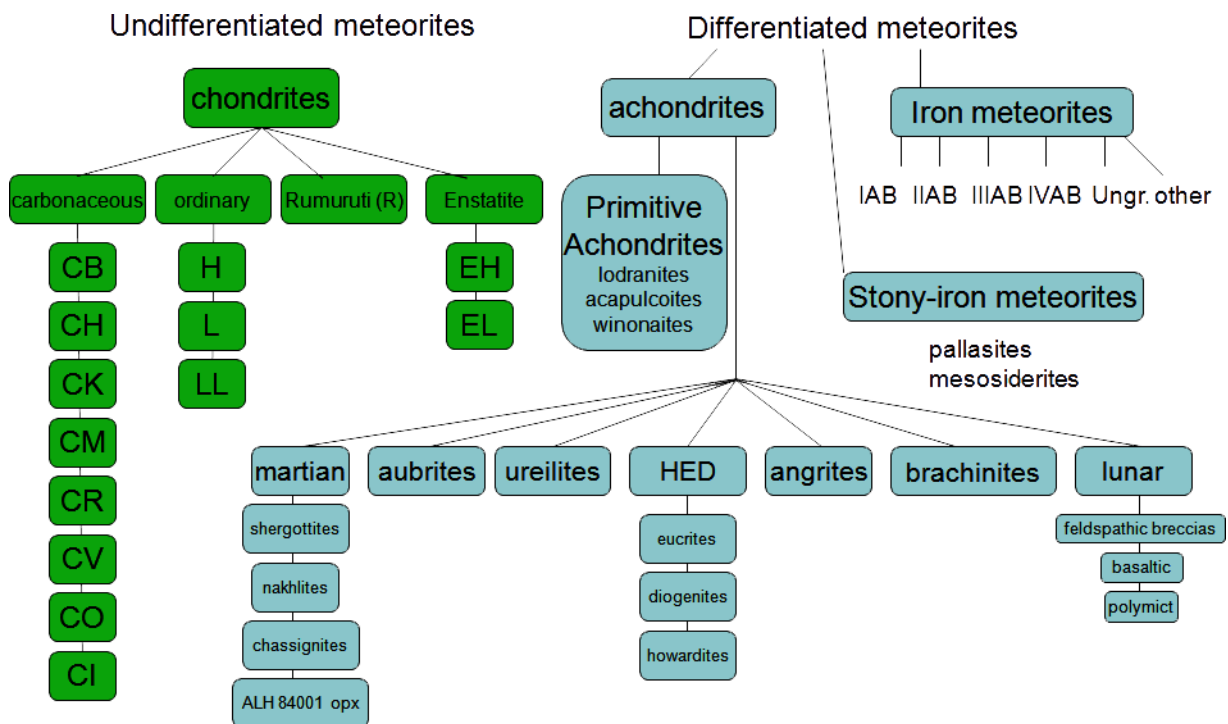


Figura 2.14: Diagrama de clasificación sistemática de meteoritos, indicando sus divisiones, clases, clanes, grupos y relaciones entre sí. Fuente figura: <https://curator.jsc.nasa.gov/education/classification.cfm>

Tabla 2.2: Tabla de características petrológicas promedio de la mayoría de los grupos de condritos ordinarios. * Abundancia de cóndrulos incluyendo fragmentos líticos y minerales. + Rango de composiciones. ** Datos para variedades equilibradas. Fuente figura: Tabla adaptada de Weisberg et.al (2006).

	H	L	LL
Abundancia de cóndrulos (vol %) *	60-80	60-80	60-80
Abundancia de matriz (vol %)	10-15	10-15	10-15
Abundancia de CAI-AOA (vol %)	<1	<1	<1
Abundancia de metal (vol %)	8	4	2
Diámetro promedio de cóndrulos (mm)	0.3	0.7	0.9
Composición de olivino (mol % Fa)	(16-20) +	(23-26) +	(27-32) +
	19.3**	25.2**	31.3**

2.4. Componentes condríticos

2.4.1. Inclusiones ricas en calcio y aluminio (CAIs)

Existen dos tipos de inclusiones refractarias: las inclusiones ricas en calcio y aluminio (CAIs) y los aglomerados ameboidales de olivino (Scott & Krot, 2007). Las CAIs son los objetos más antiguos en condritos (luego de los granos presolares), probablemente se formaron durante la fase más energética del disco protosolar y se componen de corindón, hibonita, grossita, perovskita, meilita, espínela, diópsido Al-Ti, anortita y forsterita; los cuales son predichos como condensado de gas de composición solar a temperatura 1200-1300 K y presión total 10-5 bar (Scott & Krot, 2007). Ver Fig. 2.15

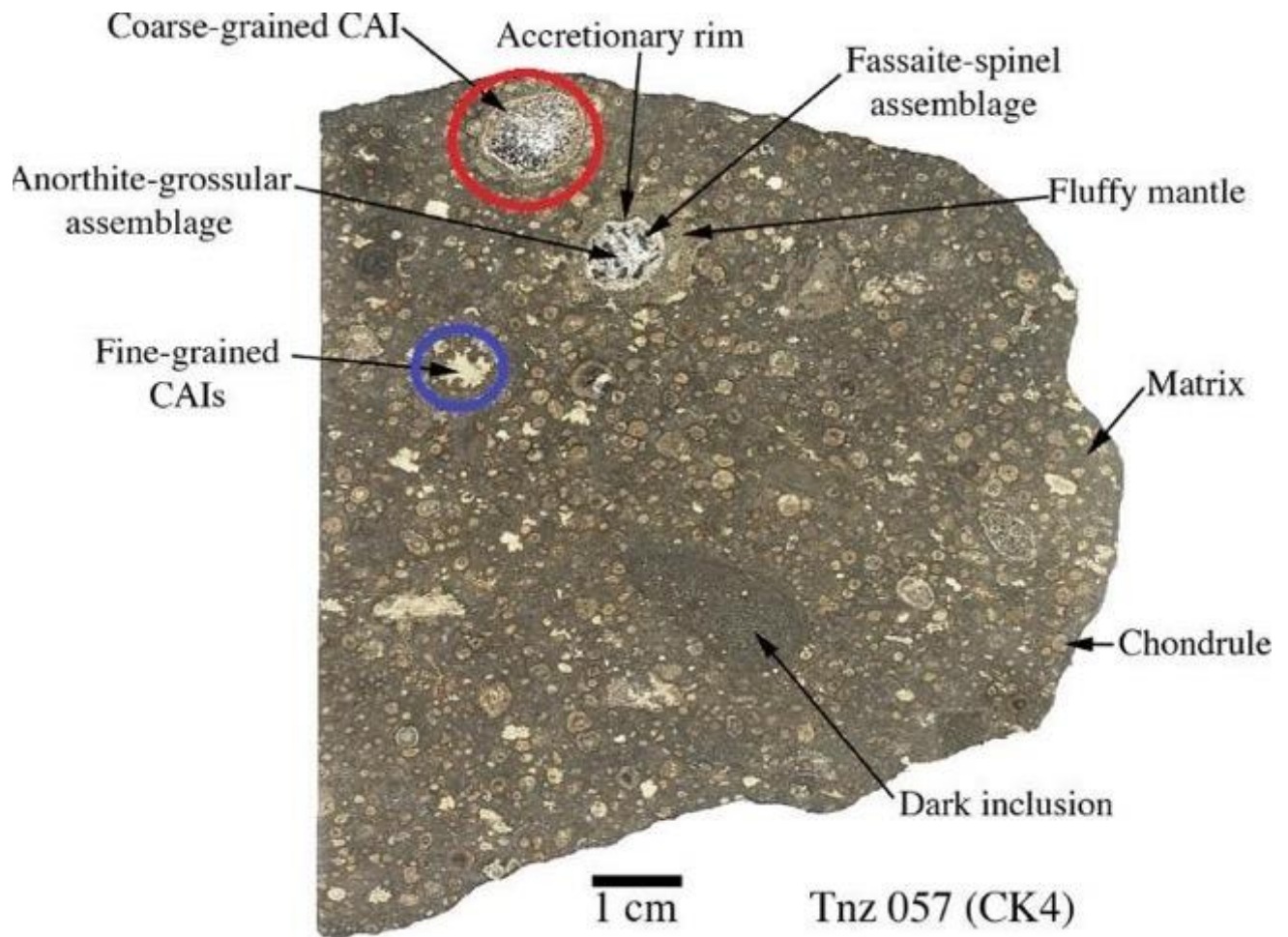


Figura 2.15: Imagen de sección Tnz 057 (CK4) bajo luz reflejada. En este corte se observan dos CAIs: una de grano grueso arriba (encerrada por círculo rojo) y una de grano fino un poco más abajo (encerrada por círculo azul). Fuente figura: Chaumard et. al (2014).

2.4.2. Bordes acrecionarios ricos en forsterita alrededor de CAIs

Tienen un rango de tamaño de grano de 5 a 20 μm y según estudios se formaron por acreción de condensados calientes en las regiones de formación del CAIs (Scott & Krot, 2007). Ver Fig. 2.16.

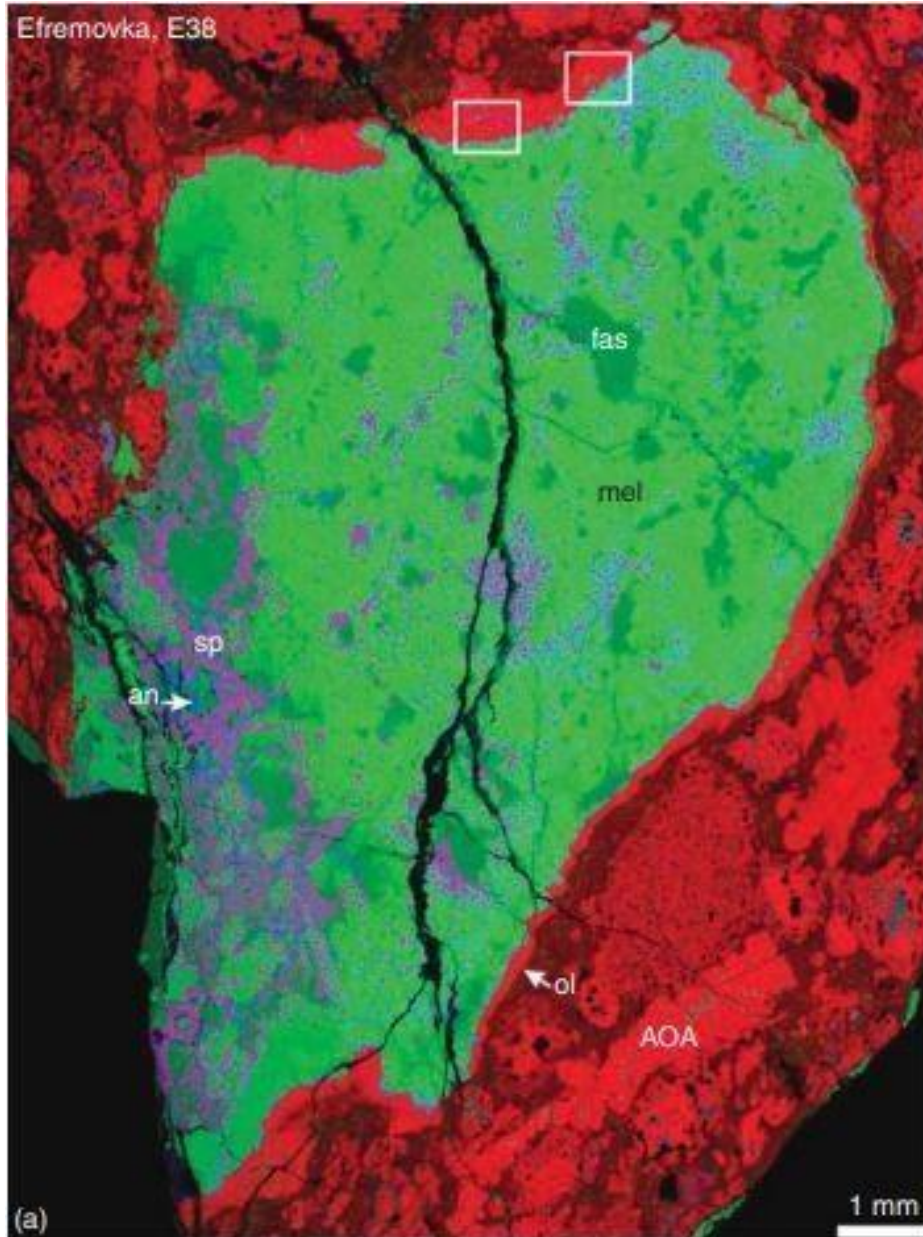


Figura 2.16: Mapa de rayos X de CAI tipo de Efremovska, en el que se observan elementos en 3 colores: al ka en azul, magnesio en rojo y calcio en verde. Bordes acrecionarios ricos en forsterita alrededor de CAI se observan encerrados por rectángulos blancos. Fuente figura: Scott & Krot (2007).

2.4.3. Agregados de olivino ameboidal (AOA)

Son objetos muy raros en condritos ordinarios (Weisberg et. al, 2006) y ocurren en bajo porcentaje en condritos carbonáceos tipo 2 y 3 (Scott & Krot, 2007). Son objetos irregulares de grano fino (5-20 μm) consistentes de forsterita ($\text{Fa} < 1-3$) anhedral de grano fino (1-20 μm), metal FeNi y componentes refractarios de aluminio, dióxido, espínela, anortita, y rara melilita, o CAIs de similar mineralogía (Scott & Krot, 2007). Se habrían originado en la región formadora de CAIs y se ha planteado que se formaron de forma contemporánea a bordes acrecionarios ricos en forsterita debido a similitudes mineralógicas y químicas entre AOA y estos bordes (Scott & Krot, 2007).

2.4.4. Cóndrulos

Son esferas milimétricas compuestas usualmente por olivino y piroxeno (ambos minerales bajos en calcio). En condritos ordinarios son de tamaño 450-550 μm (Friedrich et. al, 2015). Están dispuestos en vidrio feldespático o una matriz microcristalina y muchos cóndrulos de silicatos pobres FeO contienen granos metálicos FeNi frecuentemente alrededor de la periferia (Scott & Krot, 2007). Sus texturas son de dos tipos: porfídicas (con grandes cristales de olivino y/o piroxeno en una matriz vítrea de grano fino) y no porfídicas (con texturas de olivino barrado, piroxeno radial o criptocristalina) (Scott & Krot, 2007). A su vez los cóndrulos porfídicos se clasifican en: tipo I (pobre FeO, en condritos no metamorfoseados) y tipo II (rico en FeO) (Scott & Krot, 2007). Al mismo tiempo estos tipos I y II se subdividen en: A (rico en olivino: $> 90\%$ modal de olivino) y B (rico en piroxeno) (Scott & Krot, 2007). Además, los cóndrulos tipo I tienen silicatos más reducidos que los cóndrulos tipo (los cuales son más oxidados); donde en los tipos I los silicatos ferromagnesianos tienen una razón $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) < 0.05-0.1$ y tienden a contener gotas Fe-Ni, las cuales son menos abundantes en los cóndrulos tipo II (Scott, 2007). Ver Fig. 2.17

También se ha establecido la existencia de cóndrulos ricos en aluminio. Estos han sido definidos como objetos de texturas ígneas con más del 10 % wt de Al_2O_3 y parecen tener un origen diferente de los cóndrulos ferromagnesianos (Scott & Krot, 2007). Su mineralogía, composición química total, sistemas de isótopos de oxígeno y Al-Mg sugieren una relación entre CAIs y cóndrulos ricos en aluminio (Scott & Krot, 2007).

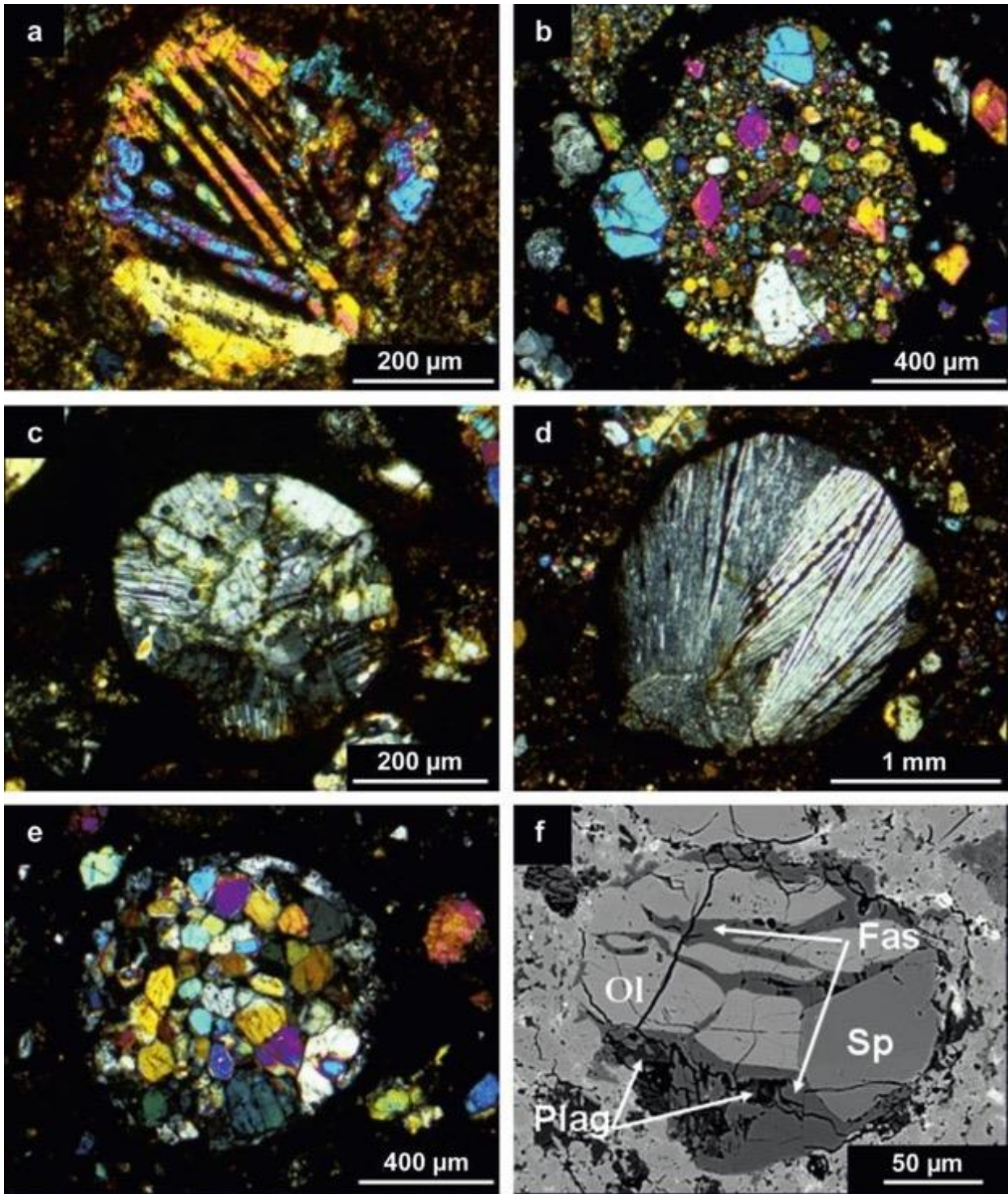


Figura 2.17: Microfotografías de cóndrulos de condritos R, bajo luz polarizada y nícoles cruzados: (a) Cóndrulo (no porfídico) de olivino barrado en Dar al Gani 013; (b) Cóndrulo porfídico de olivino en NWA 1476; (c) Cóndrulo porfídico de piroxeno en NWA 1476; (d) Cóndrulo (no porfídico) de piroxeno radial en Dar al Gani 013; (e) Cóndrulo porfídico de olivino-piroxeno en NWA 1476; (f) Imagen de microscopía electrónica de barrido de cóndrulo de condrito R: Fuente figura: Bischoff et. al (2013).

2.4.4.1. Texturas de cóndrulos

Los cóndrulos fueron clasificados, según sus texturas, por Gooding & Keil (1981) en los siguientes tipos:

1. Porfídica (P): Según Gooding & Keil (1981):

“Consisten en fenocristales de olivino y/o piroxeno bajo en calcio con cantidades accesorias de sulfidos y metales Ni-Fe suspendidos en una mesostasis de material vítreo a criptocristalino de composición feldespática. Los fenocristales van desde euhedral a anhedral, donde el tamaño de los fenocristales va desde aproximadamente la mitad del tamaño máximo de un cóndrulo a microlitos grandes y dendritos los cuales son componentes distintivos de la mesostasis. Aunque la razón modal olivino/- piroxeno parece variar continuamente entre cóndrulos porfídicos, la clasificación usada aquí arbitrariamente define a los cóndrulos porfídicos de olivino (PO) como aquellos que poseen razones 10/1 y a los cóndrulos porfídicos de piroxeno (PP) con razones 1/10. Los cóndrulos con razones intermedias entre esos límites están definidos como cóndrulos porfídicos de olivino-piroxeno (POP)” (Gooding & Keil, 1981, p.22).

Ver Fig. 2.18.

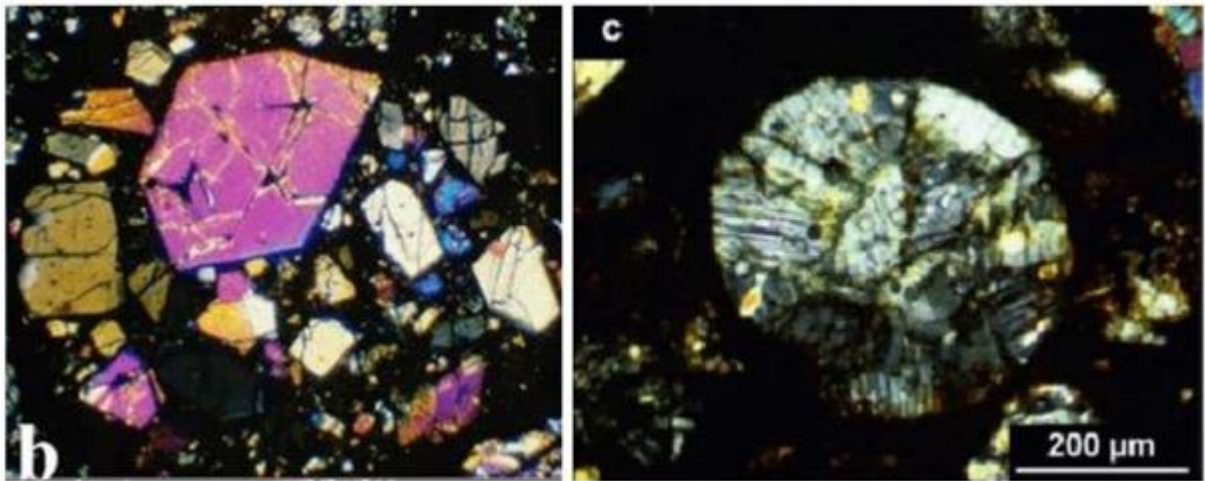


Figura 2.18: Hacia la izquierda: Cóndrulo de olivino porfídico bajo luz transmitida y nícoles cruzados. Diámetro promedio de cóndrulo 700 Pm (picometros). Fuente imagen: Krot et. al (2005). Hacia la derecha: Cóndrulo de piroxeno porfídico bajo luz transmitida y nícoles cruzados. Fuente imagen: Bischoff et. al (2013).

2. De olivino barrado (BO): De acuerdo con Gooding & Keil (1981):

“Podría ser considerado un caso especial de cóndrulos PO con fenocristales totalmente orientados. Sin embargo, la textura BO posee ciertos atributos que advierten su separación de otros cóndrulos porfídicos. En sección delgada, la estructura se manifiesta como uno o más sets de cristales de olivinos prismáticos fuertemente elongados, los cuales tienen orientación paralela y la mayoría exhibe extinción coincidente bajo luz transmitida polarizada. El espacio entre las barras de olivino es llenado con mesostasis, el cual es similar en estructura y composición a los observados en cóndrulos porfídicos ordinarios. El tamaño, espaciamiento y multiplicidad de las barras de olivino parecen tomar amplios rangos. A veces contienen cantidades menores de piroxeno, pero en una abundancia similar a la encontrada en cóndrulos PO” (Gooding & Keil, 1981, p.23).

Ver Fig. 2.19.

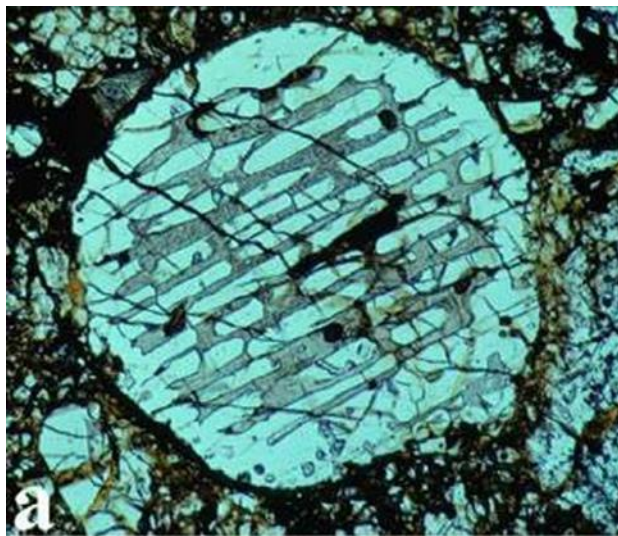


Figura 2.19: Cóndrulo de olivino barrado bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Diámetro promedio de cóndrulo 700 Pm (picometros). Fuente imagen: Hewins et. al (2005).

3. De piroxeno radial (RP): Conforme a Gooding & Keil (1981):

“Consiste en arreglos como abanicos de piroxeno bajo en calcio, los cuales radian desde puntos usualmente localizados cerca de la superficie de los cóndrulos. Cada cóndrulo puede poseer muchos de tales puntos, llevando a intersección e interferencia de los sets de abanicos. Aunque los abanicos radiales de piroxenos son el sello de los cóndrulos RP, los mismos cóndrulos pueden contener áreas granulares y menor olivino. Además, la mesostasis intersticial (menos abundante, pero similar a la de los cóndrulos porfídicos) casi siempre identificable” (Gooding & Keil, 1981, p.23).

Ver Fig. 2.20.

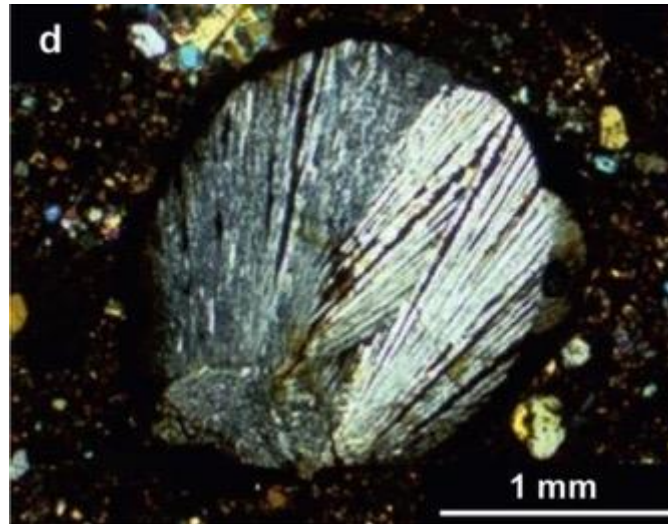


Figura 2.20: Cóndrulo de piroxeno radial bajo luz transmitida y nícoles cruzados. Fuente imagen: Bischoff et. al (2013).

4. Granular (G): Según Gooding & Keil (1981):

“Pueden consistir en piroxeno de grano fino (GP) u olivino y piroxeno (GOP). Los cóndrulos granulares que tienen solo olivino o manifiestan una fase cristalina dominante no han sido documentados con certeza. Todos los cóndrulos granulares que en lo sucesivo han sido etiquetados como GOP por conveniencia, son distinguidos por tamaño de grano pequeño y generalmente por cristales anhedrales. La mesoestasis es casi siempre identificable, bajo examinación asidua, aunque usualmente ocurre como parches similares en tamaño a los cristales y, por eso, difíciles de analizar confiablemente bajo microscopio electrónico. Cualitativamente, la mesoestasis parece ser material “feldespático” similar al que forma áreas de mesoestasis en otros cóndrulos” (Gooding & Keil, 1981, p.23).

Ver Fig. 2.21

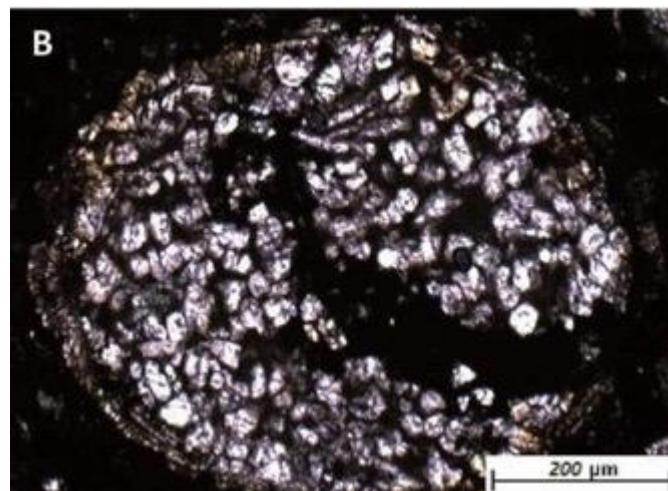


Figura 2.21: Cóndrulo granular de olivino y piroxeno (GOP) bajo luz transmitida y nícoles cruzados. Fuente imagen: Salaverry et. al (2017).

5. Criptocristalina (C): De acuerdo con Gooding & Keil (1981):

“Aunque usualmente carecen de estructura sistemática reconocible pueden exhibir composiciones de piroxeno (determinadas por análisis de microsonda) las cuales se traslapan con los cóndrulos RP. De hecho, algunos de los cóndrulos observados en sección delgada bajo luz transmitida polarizada exhiben ondas de extinción similares a las de los cóndrulos RP, indicando fuertemente relaciones texturales transicionales entre algunos cóndrulos C y RP” (Gooding & Keil, 1981, p.24).

Ver Fig. 2.22

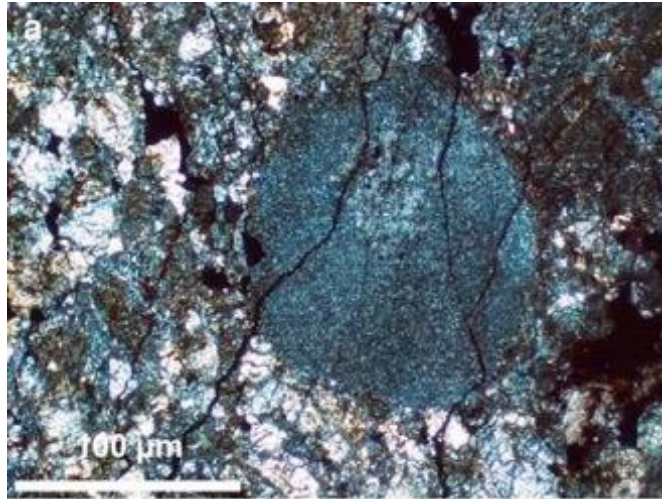


Figura 2.22: Cóndrulo criptocristalino bajo luz transmitida y nícoles cruzados. Fuente imagen: Rawas et. al (2009).

6. Metálica (M) Conforme a Gooding & Keil (1981):

“Probablemente el más raro tipo de cóndrulo, consistentemente principalmente de metal Ni-Fe, pero que usualmente contiene sulfidos accesorios a lo largo de fosfatos y/o fosfuros y óxidos (ej: magnetita) y ocasionalmente material silicático” (Gooding & Keil, 1981, p.24).

Se ha establecido que los cóndrulos se formaron en una región distinta a las de las CAIs (Scott, 2007) y se han planteado dos modelos principales para explicar su origen en la nebulosa solar (Scott, 2007; Varela et. al, 2005). Los cóndrulos se habrían generado en ambientes ricos en $^{17,18}\text{O}$ más oxidantes, con temperatura más bajas (1000 K) y presiones totales y parciales mayores de elementos formadores de minerales que las zonas de CAIs (Scott, 2007). Los modelos proponen que: a) Los cóndrulos se originaron a partir de fundido de sólidos preexistente (MSP: Melting Solid Precursors) durante un calentamiento breve y localizado y b) Los cóndrulos se generaron por condensación directa de gases de la nebulosa solar mediante líquidos y cristales (Varela, 2016).

2.4.4.2. Modelo de formación de cóndrulos por fundido de sólidos preexistentes

Este modelo plantea que la formación de cóndrulos fue un proceso repetitivo en la que los cóndrulos habrían crecido por colisión, refundido y sinterización. En este modelo, en un principio, se estableció que la generación de cóndrulos habría ocurrido en etapas consecutivas: primero se habrían originado esferas de polvo, luego estas habrían sido fundidas por un evento de calentamiento rápido y posteriormente este fundido habría cristalizado por enfriamiento (Scott, 2007; Varela et. al, 2005). En la actualidad se reconocen más pasos involucrados debido a la presencia de productos de colisión de cóndrulos total o parcialmente fundidos (como granos relictos, halos y compuestos de cóndrulos) en cóndrulos que permite deducir que los cóndrulos crecieron por colisión y refundido (Scott, 2007). En efecto, alrededor del 15 % de los cóndrulos tienen granos relictos que no cristalizaron *in situ* y son fragmentos de granos, otros cóndrulos o materiales refractarios; implicando que cóndrulos tipo I puedan contener fragmentos de cóndrulos tipo II, a pesar de que sus ambientes de formación sean diferentes, significando que la generación de cóndrulos es un proceso repetitivo con mezcla de materiales de diversas fuentes (Scott, 2007). Ver Fig. 2.23.

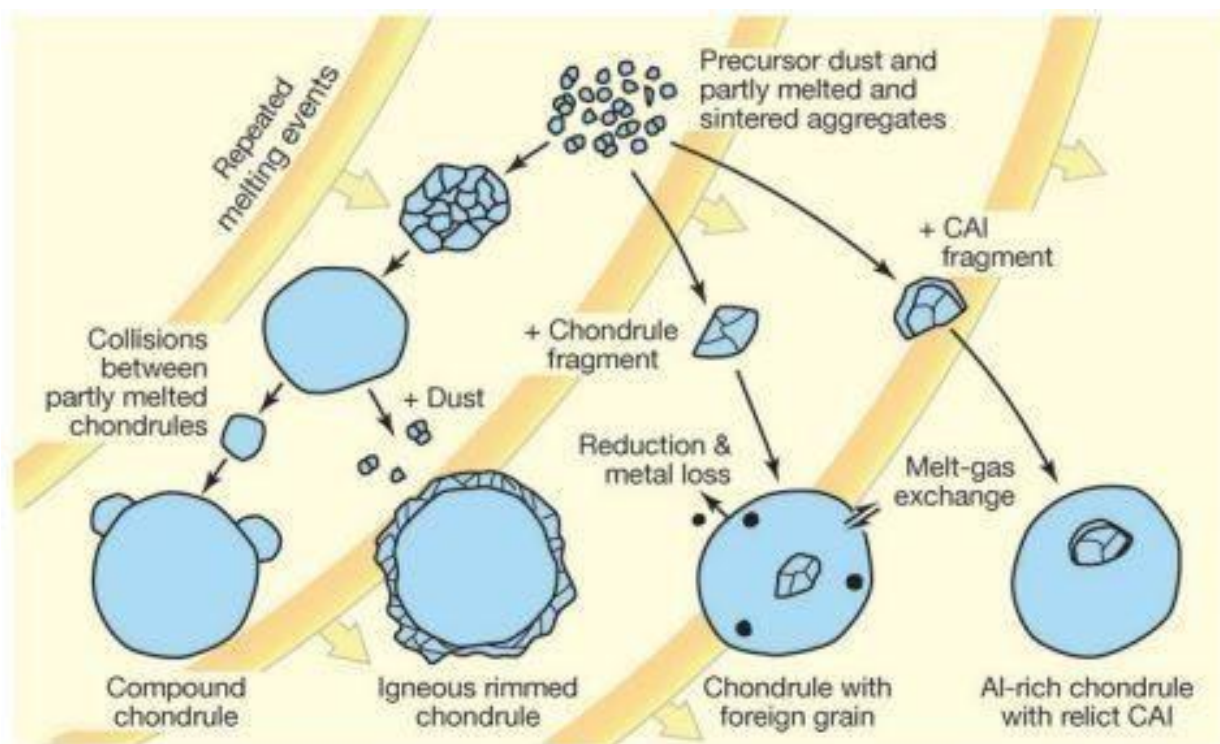


Figura 2.23: Esquema que ilustra procesos involucrados en la formación de cóndrulos: calentamiento y fundido de polvo; crecimiento por colisiones entre partículas sólidas, parcialmente fundidas y fundidas; e intercambio entre gas y fundido. Fuente figura: Scott (2007).

En este modelo (de fundido de sólido pre-existente), las texturas observadas en cóndrulos podrían explicarse por las temperaturas *peak* y las tasas de enfriamiento de estos cóndrulos (Jones et. al, 2018). Experimentos de cristalización dinámica han reproducido estas texturas:

las porfídicas fueron producidas cuando la temperatura *peak* está bajo la del *liquidus* (preservando múltiples sitios de nucleación) y las tasas de enfriamiento están entre 10-1000 °C/h (Jones et. al, 2018). Las no porfídicas fueron originadas cuando la temperatura *peak* excede a la del *liquidus* ligeramente (causando texturas barradas/dendríticas, donde la mayoría de los embriones de nucleación estarían destruidos) o significativamente (provocando texturas radiales, donde habría muy pocos o no habría sitios de nucleación) y las tasas de enfriamiento están entre 200-3000 °C/h (Jones et. al, 2018). Ver Fig. 2.24 y Fig. 2.25.

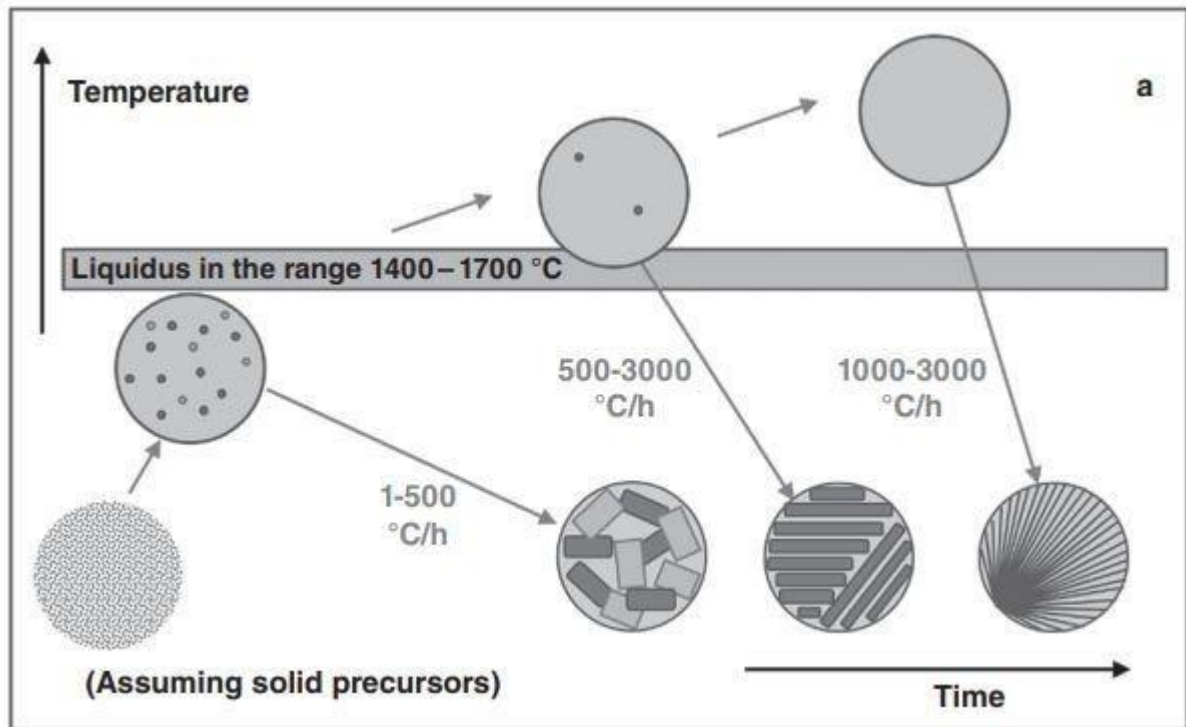


Figura 2.24: Esquema resumen de resultados experimentales de formación de cóndrulos por calentamiento y enfriamiento de precursores sólidos con tiempos cortos de temperatura *peak* (2 horas). Los círculos pequeños en los cóndrulos representan embriones de nucleación. En este esquema se muestran las máximas temperaturas *peak* relativa al *liquidus* para texturas (de izquierda a derecha): porfídicas, barradas y radiales. Fuente figura: Jones et. al (2018).

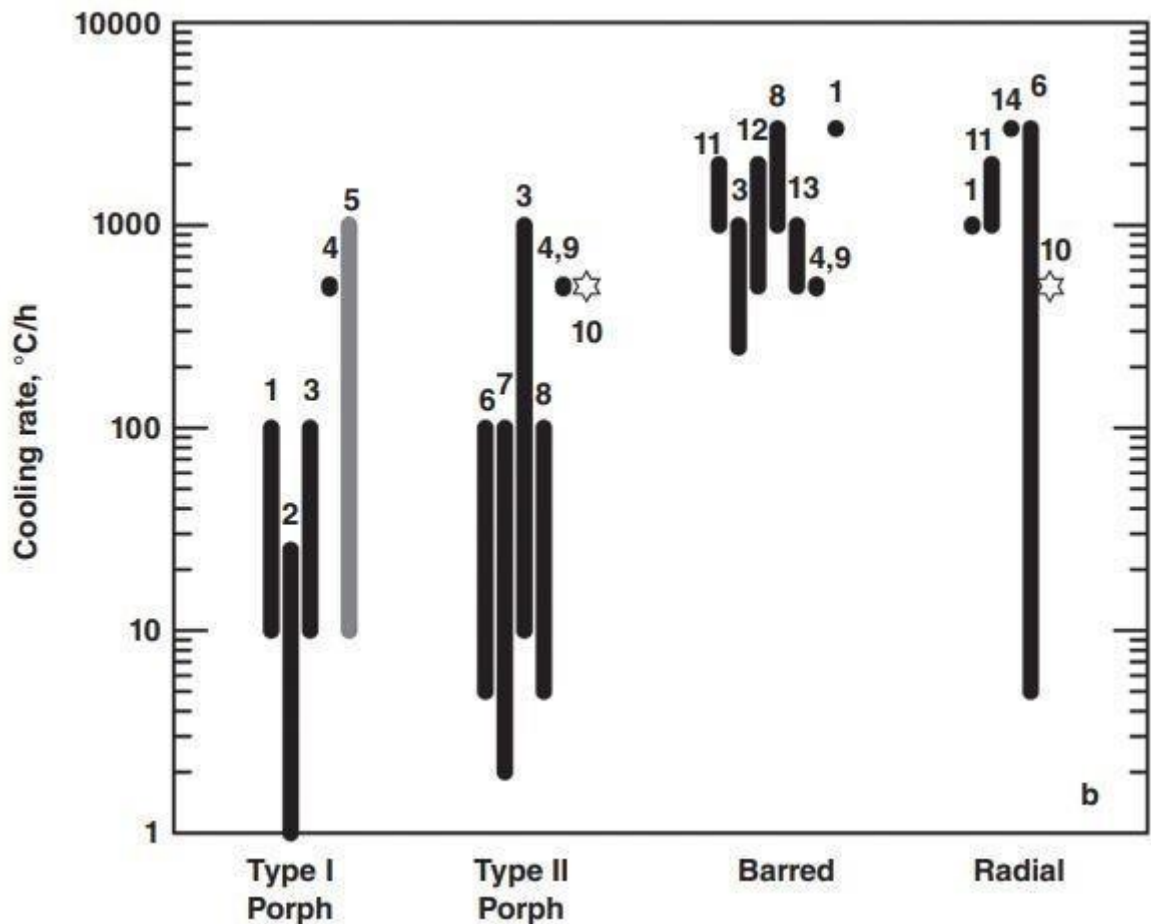


Figura 2.25: Resumen de rangos experimentales de tasas de enfriamiento que han reproducido texturas de cóndrulos. La mayoría de los experimentos fueron realizados sobre cóndrulos ferromagnesianos (excepto el de la barra gris), tuvieron tasas de enfriamiento lineales (excepto 2) y permanencia de temperatura *peak* menor a dos horas (excepto 5). Los experimentos están numerados sobre las barras y estos son:) DeHart and Lofgren, 1996; 2) Wick and Jones, 2012; 3) Radomsky and Hewins, 1990; 4) Connolly and Hewins, 1991; 5) Tronche, Hewins, and MacPherson, 2007; 6) Lofgren and Russell, 1986; 7) Jones and Lofgren, 1993; 8) Lofgren, 1989; 9) Connolly, Jones, and Hewins, 1998; 10) Connolly and Hewins, 1995; 11) Kennedy, Lofgren, and Wassenburg, 1993; 12) Lofgren and Lanier, 1990; 13) Tsuchiyama et al., 2004; 14) Hewins, Klein, and Fasano, 1981. Fuente figura: Jones et. al (2018).

2.4.4.3. Modelo de formación de cóndrulos por condensación de gas de la nebulosa solar

Este modelo plantea que los cóndrulos se habrían originado por cristalización (mediante enfriamiento) de líquido producido por condensación de gases en la nebulosa solar (Varela et. al, 2005). En este modelo habría ocurrido un proceso de crecimiento vapor-líquido-sólido

(VLS) de los cristales, tal que una capa líquida delgada habría sido un puente entre el vapor y el cristal en crecimiento, permitiendo la generación de una fase cristalina bien ordenada (Varela et. al, 2005). Para obtener esta interfaz líquida delgada es necesario que la presión total de gas sea más alta que la del modelo canónico de nebulosa solar, esta presión podría haber existido en regiones enriquecidas de polvo de la nebulosa solar (con razones polvo/gas ≈ 70 veces la razón convencional de la nebulosa solar) que permitirían presiones de oxígeno y de elementos formadores de roca fuesen mayores a los de la nebulosa convencional (Varela et. al, 2005). En este modelo, una vez que un líquido Si-Al-Ca es generado podría nuclear un cristal, el cual crecería ingresando elementos de la interfaz en su estructura cristalina (como Si, Mg y O), mientras dejaría otros elementos en esta capa líquida; los elementos ingresados para el crecimiento del cristal serían repuestos por condensación desde el vapor hasta el líquido y los elementos que no entrarían con facilidad a la estructura de cristales de olivino (elementos incompatibles como Ca, Al y REE) se concentrarían en la interfaz líquida (Varela et. al, 2005). Ver Fig. 2.26.

Además, este líquido de la interfaz estaría enriquecido en elementos traza (Varela et. al, 2005). El contenido de elementos traza en el líquido sería amortiguado por un equilibrio condensación- evaporación con el vapor y debido a que el vapor en esta etapa está sobresaturado en elementos refractarios es esperable que el líquido también este enriquecido en estos elementos (Varela et. al, 2005).

Según este modelo las inclusiones vítreas producidas durante el proceso de crecimiento de cristales serían remanentes de la interfaz líquida (Varela et. al, 2005). Estas inclusiones se podrían haber originado al adherirse líquido de la capa delgada en las imperfecciones de la superficie de crecimiento del cristal, el cual luego habría cristalizado a vidrio por enfriamiento rápido (*quenching*) producto del enfriamiento muy rápido del interior del cristal creciente por transferencia radiativa (Varela et. al, 2005).

Este modelo (de formación de cóndrulos por condensación de gas de nebulosa solar o Modelo de Condensación Líquida Primaria) también podría explicar las texturas observadas en cóndrulos (Varela & Kurat, 2009). Para explicar estas texturas este modelo solo considera dos parámetros: la cantidad de líquido disponible y las tasas de condensación/nucleación de cristales (Varela & Kurat, 2009). La cantidad de líquido disponible explicaría los cóndrulos PO y POP, tal que pequeñas cantidades de líquido generarían agregados irregulares de olivino (+/- piroxeno) que se pegarían entre sí propiciados por la tensión superficial del líquido; los cuales, al aumentar la cantidad de líquido disponible, producirían gotas redondeadas de *mush* cristal-líquido que darían origen a cóndrulos porfídicos (Varela & Kurat, 2009). Por otra parte, las tasas de condensación/nucleación de cristales explicaría los cóndrulos BO, RP y criptocristalinos, tal que cuando la condensación de líquido fuese más rápida que la nucleación de un cristal de olivino (o piroxeno), se podría producir un cóndrulo tamaño gota, el cual al sufrir un fuerte *undercooling* nuclearía un cristal homogénea o heterogéneamente (Varela & Kurat, 2009). Ver Fig. 2.27.

En este modelo, como ya fue mencionado, para que el líquido de la interfaz sea estable se necesitan altas presiones parciales, las cuales podrían estar dadas en regiones enriquecida de polvo (Varela et. al, 2005). De acuerdo con publicaciones los cóndrulos BO se podrían haber

formado en regiones de enriquecimiento de polvo ~ 700 sobre la composición solar y los cóndrulos dominados por piroxeno en regiones > 500 sobre la composición solar, por lo que ambos tipos de cóndrulos podrían compartir la misma zona nebular de nacimiento (Varela & Kurat, 2009). Si en estas regiones primero se originasen objetos ricos en olivino, el reservorio nebular se empobrecería progresivamente en elementos refractarios y enriquecería en Si; tal que luego este gas gradualmente sobresaturado en Si, durante el enfriamiento de nebulosa solar, produciría líquidos sobresaturados en Si capaces de originar piroxenos (Varela & Kurat, 2009).

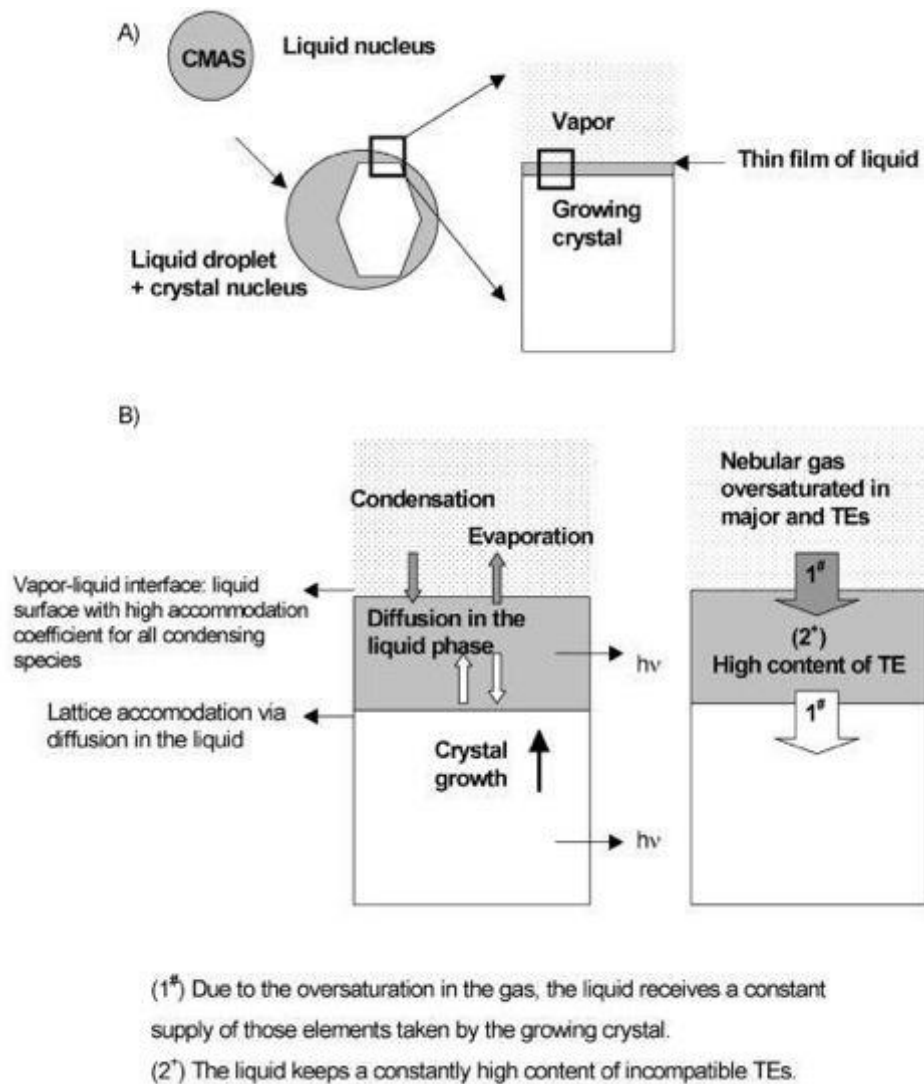


Figura 2.26: Esquema de proceso vapor-líquido-cristal de crecimiento de cristales. (A) Un núcleo inicial líquido de CMAS (Ca-Mg-Al-Si) nuclea un cristal en su interior, mediante la delgada interfaz de su borde la cual está en contacto con el vapor exterior sobresaturado en elementos condensables; (B) Detalle de la interfaz: donde se puede apreciar ingreso de elementos desde el vapor por condensación, los cuales primero se acomodan en un líquido (con alto coeficiente de acomodación para especies condensables) y luego difunden hasta incorporarse en la grilla del cristal, permitiendo así el crecimiento de este cristal. Fuente figura: Varela et. al (2005).

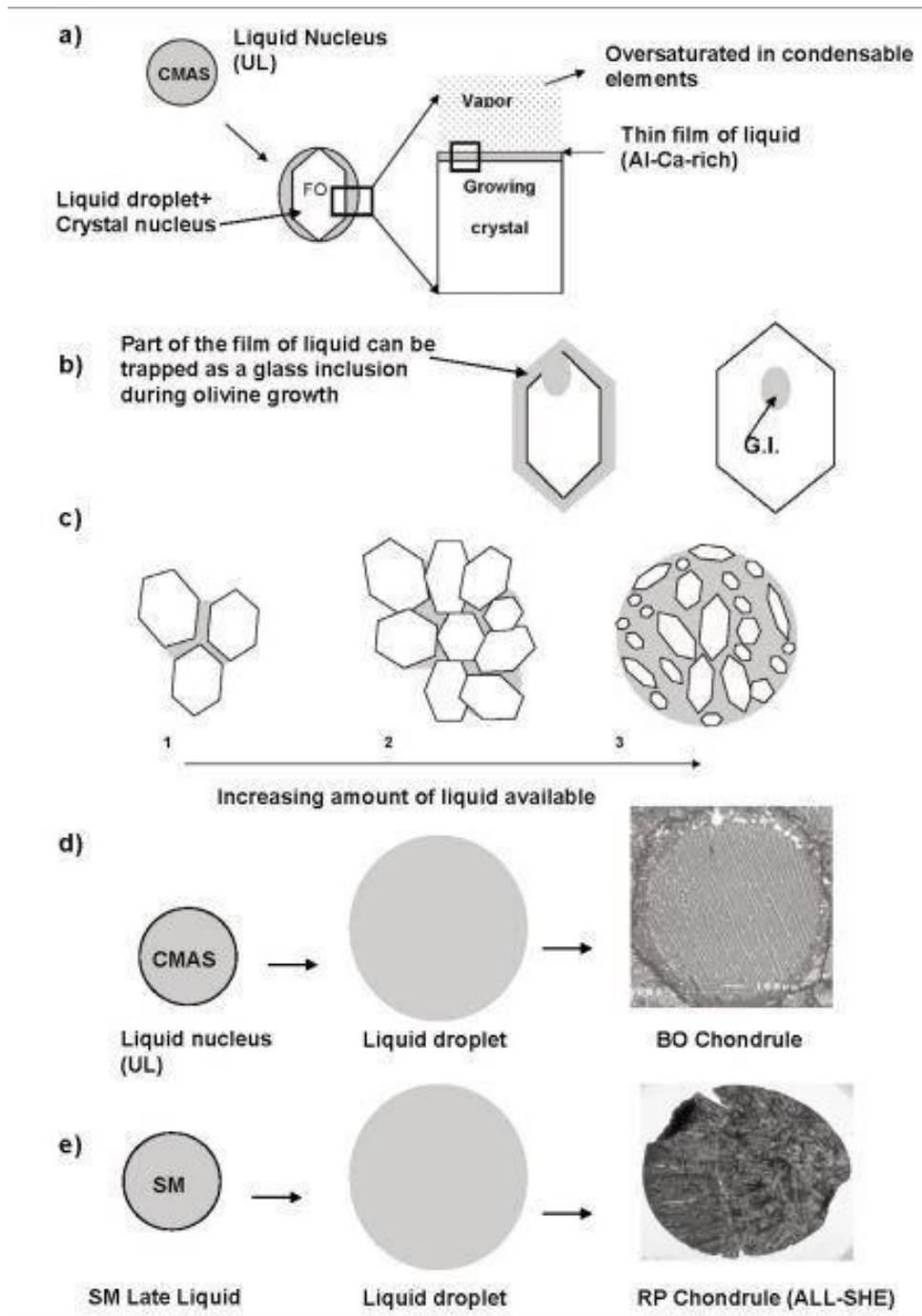


Figura 2.27: a) Esquema del Modelo de Condensación Líquida Primaria (explicado en la Fig. 2.26); b) Bosquejo de formación de inclusiones vítreas primarias como remanentes de interfaz líquida delgada; c) Bosquejo de formación de cóndrulos porfíricos a partir de agregados de olivino por aumento de líquido disponible (de c1 a c3); d) Formación de cóndrulos barrados de olivino a partir de núcleo CMAS que sufrió *undercooled*, no pudiendo nuclear olivino a tiempo; e) Formación de cóndrulos de piroxeno radial a partir de una gota líquida SM (líquido tardío de sílice-magnesio rico en Si y pobre en elementos refractarios) que sufrió *undercooled*, cristalizando de forma espontánea su primer núcleo de piroxeno. Fuente figura: Varela & Kurat (2009).

2.4.5. Metal y troilita

Los condritos, además de estar compuestos por silicatos, contienen metales y sulfuros de hierro (troilita) (Scott & Krot, 2007). Estos metales son de dos tipos: granos compuestos de elementos refractarios (iridio, osmio, rutenio, molibdeno, tungsteno y renio; los cuales habrían condensado a lo largo de óxidos refractarios sobre 1600°K a 10^{-4} atm) y granos de hierro, cobalto y níquel (los cuales habrían condensado con forsterita y enstatita a $1350\text{-}1450^{\circ}\text{K}$); donde los más antiguos se asocian a CAIs y los menos antiguos a cóndrulos (usualmente tipo I o cóndrulos pobres en FeO) (Scott & Krot, 2007). Por otra parte, la troilita podría haber sido condensada por reacción de gas nebuloso con FeNi metálico bajo 650°K o haber cristalizado desde fundido Fe-Ni-S en cóndrulos durante procesos secundarios en asteroides (Scott & Krot, 2007). La mayoría de los granos metálicos de Fe, Ni y troilita fuera de los cóndrulos fueron probablemente perdidos desde cóndrulos cuando estos fueron fundidos; tal que los tamaños de los granos se correlacionan con el tamaño de cóndrulo, aunque probablemente hayan sido modificados después por la compactación por *shock* (Scott & Krot, 2007). Ver Fig.2.28.

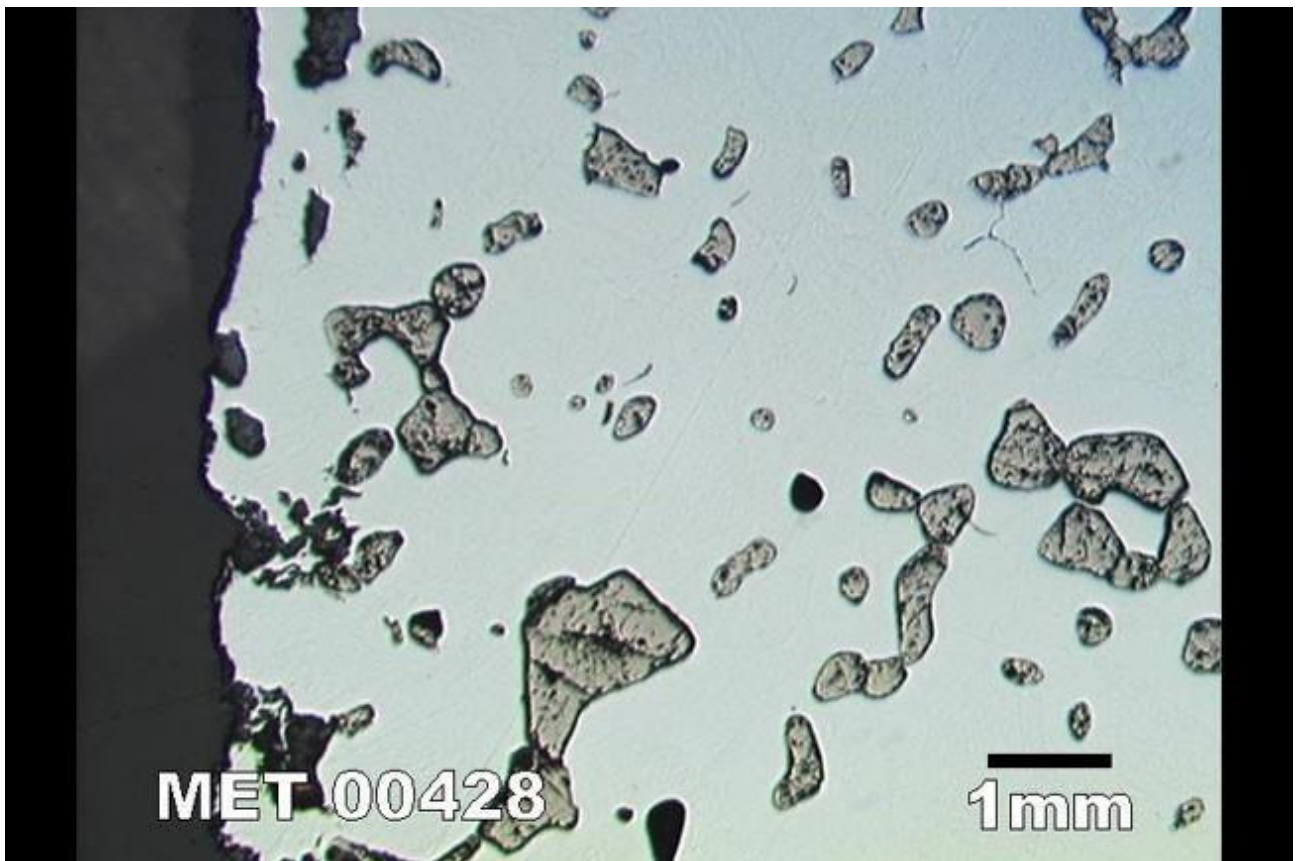


Figura 2.28: Microfotografía de superficie pulida de meteorito, bajo luz reflejada. Se observan abundantes inclusiones de troilita (mineral amarillo)
Fuente figura: <https://curator.jsc.nasa.gov/antmet/amn/amnsep01/met00428-ts.htm>

2.4.6. Matriz

Mezcla de granos de tamaño grano fino que circundan al resto de los componentes (Scott & Krot, 2007). Opaca ópticamente, con granos de tamaño 10 nm-5 μ m, bordea y rellena intersticios entre cóndrulos, CAIs y otros componentes; tiene composición condritica (aunque más rica en FeO que los cóndrulos); suele ser el 5-50 % vol en condritos; se constituyen de silicatos, óxidos, sulfidos, FeNi metálico y en condritos tipo 2: filosilicatos y carbonatos; también pueden contener granos presolares, fases de carbón, fases orgánicas y gases nobles (Scott & Krot, 2007). Ver Fig. 2.29. Se ha planteado que la mayoría de los minerales de la matriz son una mezcla de materiales presolares y condensados nebulares mezclados con fragmentos finos de cóndrulos que experimentaron alteración acuosa y metamorfismo (Scott & Krot, 2007).

Por otra parte, en la matriz de condritos menos alterados existen halos (Scott & Krot, 2007). Son similares química y mineralógicamente al material de la matriz intersticial (aunque sin material clástico y pueden ser de grano más fino), su composición es indistinguible entre halos de cóndrulos y CAIs, y el grosor del cóndrulo se correlaciona con el tamaño del cóndrulo y su grupo de condrito (Scott & Krot, 2007). Los halos fueron adquiridos después de sus componentes y antes de la litificación final de estos componentes; por lo que se ha planteado que se deben a acreción de polvo en la nebulosa solar o a procesos en regolitos asteroidales (Scott & Krot, 2007).

También en muchos condritos existen bultos milimétricos a submilimétricos (Scott & Krot, 2007). Son ricos en material matricial, se asemejan al material próximo a la matriz y probablemente son pedazos de halos o agregados de material intersticial; además bultos denominados “clastos oscuros” en matrices fuertemente alteradas tienen una mineralogía distintiva que permite suponer un origen distinto (Scott & Krot, 2007).

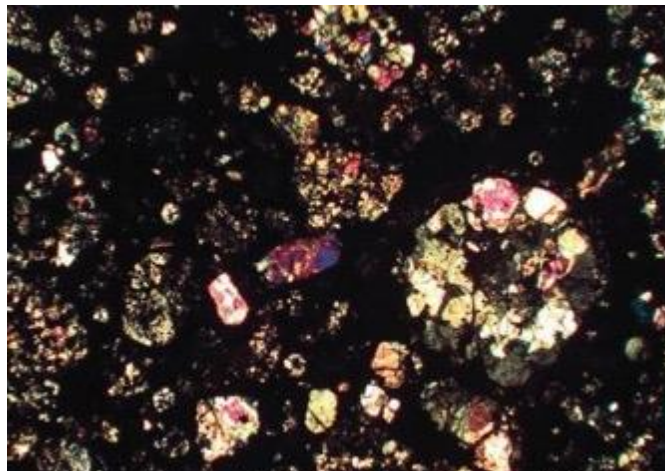


Figura 2.29: Sección delgada de condrito carbonáceo Dar al Gani 186, en la que se puede observar a una matriz de arcillas, óxidos y materia orgánica circundando a cóndrulos (silicatos esféricos). Fuente figura: Sephton (2006).

2.4. Procesos secundarios

2.4.1. Alteración acuosa

Existen evidencias irrefutables de que el agua estaba presente en el Sistema Solar temprano (Brearley, 2006). El agua jugó un rol importante en la evolución de la mineralogía y cosmoquímica de los meteoritos condriticos, por lo que estudiar sus ensamblajes minerales puede permitir restringir en tiempo y espacio los procesos de alteración acuosa que sufrieron estas rocas y el rol de los volátiles en la nebulosa solar y en los cuerpos parentales asteroidales (Brearley, 2006).

La alteración acuosa de meteoritos fue un proceso que ocurrió en ambientes asteroidales, donde el agua interactuó con las fases minerales primarias que componen a los cuerpos parentales asteroidales que originan a los condritos, produciendo así fases secundarias en estos cuerpos (Brearley, 2006). Aunque existen similitudes de la alteración acuosa sufrida por distintos grupos de condrito, también existen diferencias significativas que sugieren que las condiciones de alteración y disponibilidad de fluidos fue variada entre tipos de asteroides y asteroides individuales (Brearley, 2006). En efecto, existe una diversidad de ensamblajes minerales y estilos de alteración acuosa (Brearley, 2006). Ver Tabla 2.3. Las fases secundarias suelen ser minerales hidratados (como filosilicatos: arcillas y serpentinas), además de carbonatos, sulfatos, óxidos, haluros y oxihidróxidos (Brearley, 2006). Por otra parte, se suele identificar la alteración acuosa en condritos por la presencia de filosilicatos, pero se han observado condritos que evidencian alteración acuosa que no presentan fases hidras (filosilicatos) extendidas debido a que estos condritos sufrieron alteración acuosa a una temperatura mayor que la se forman los filosilicatos (Brearley, 2006).

Es un desafío estudiar los fluidos que originaron alteración acuosa porque estos evolucionaron durante el desarrollo de la alteración (Brearley, 2006). Al principio de la alteración el fluido habría estado en desequilibrio químico e isotópico con las fases sólidas, pero luego de manera progresiva la composición del fluido habría cambiado a medida que el sistema evolucionaba hacia el equilibrio (Brearley, 2006). Además, este fluido pudo ser distinto en diferentes regiones del mismo cuerpo parental (Brearley, 2006). Una oportunidad para enfrentar este desafío es el estudio de inclusiones fluidas, los cuales permitirían analizar la composición de fluidos asteroidales; un ejemplo de estos estudios son los que se realizaron en las inclusiones fluidas en halita de los condritos ordinarios equilibrados Monahans y Zag (Brearley, 2006).

Tabla 2.3: Tabla de fases de alteración encontradas en condritos carbonáceos y ordinarios (fases menores se muestran en cursiva). Fuente figura: tabla adaptada de Brearley (2006).

Condritos CI	Condritos CM	Condritos CR	Condritos CV	Condritos CO	Condritos ordinarios
Silicatos					
Serpentinas Fe-Mg Saponita (esmectita)	Serpentinas Fe-Mg Cronstedtitita <i>Clorita</i> <i>Saponita</i> <i>Vermiculita</i>	Serpentinas Fe-Mg Saponita	Serpentinas Fe-Mg Saponita <i>Anfibolita</i> <i>Biopiribol</i> <i>Talco</i> <i>Margarita</i> <i>Clintonita</i> <i>Muscovita</i> <i>Flogopita Na</i> <i>Montmorillonita</i> <i>Clorita</i> Fayalita Hedenbergita Diópsido Wollanstonita Andradita <i>Grosularia</i> <i>Monticellita</i> Kirschteinita Nefelina Sodalita	Serpentinas Fe-Mg <i>Clorita</i>	Esmectita
Carbonatos					
Calcita Dolomita Breunerita <i>Siderito</i>	Calcita Dolomita <i>Aragonito</i>	<i>Calcita</i>	<i>Calcita</i>		<i>Calcita</i>
Sulfatos					
Yeso Epsomita <i>Bloedita</i> <i>Bloedita</i> <i>Ni</i>	<i>Yeso</i> <i>Hemihidrato</i> <i>Anhidrita</i> Thenardita				

Tabla 2.4: Continuación de Tabla 2.3 de fases de alteración encontradas en condritos carbonáceos y ordinarios (fases menores se muestran en cursiva). Fuente figura: tabla adaptada de Brearley (2006).

Condritos CI	Condritos CM	Condritos CR	Condritos CV	Condritos CO	Condritos ordinarios
Sulfidos					
Pirrotina <i>Pentlandita</i> <i>Cubanita</i>	Pirrotina Pentlandita	Pirrotina Pentlandita	Pirrotina Pentlandita		Pirrotina Pentlandita
Óxidos					
Magnetita Ferrihidrita	<i>Magnetita</i>	Magnetita	Magnetita Ferrihidrita		<i>Maghemita</i>
Halidos					
	Halita Silvita				Halita
Hidróxidos					
	<i>Brucita</i>				
Elementos nativos					
<i>Azufre</i>					
Toquilinita					
	Toquilinita				

2.4.2. Metamorfismo termal

Los meteoritos pueden haber sufrido procesos de metamorfismo asociados a altas temperaturas (Huss et. al, 2006). Las fuentes de calor de este metamorfismo pueden provenir del paso de una onda de *shock*, compresión gravitacional, energía de colisiones, inducción electromagnética, eventos tipo FU-Orion y decaimiento radiactivo (Huss et. al, 2006). Por otra parte, este metamorfismo puede ser afectado por la presencia de agua, por lo que puede ser difícil distinguir el metamorfismo termal de la alteración acuosa (Huss et. al, 2006). Para distinguir estos procesos Van Schmus & Wood (1967) clasificaron a los condritos en 6 tipos petrológicos, donde los tipos 1 a 2 representarían grados de alteración acuosa alteración acuosa, los tipos 3-6 niveles de metamorfismo termal y 3 sería considerado sin metamorfosear (Van Schmus & Wood, 1967).

De todas las fuentes de calor mencionadas anteriormente las más probables son la energía de colisiones de asteroides y el decaimiento de radionúclidos (Huss et. al, 2006). La acreción fue un proceso que construyó asteroides desde pequeños planetesimales convirtiendo energía cinética en calor; la energía liberada por los impactos suaves (que permitieron a los asteroides crecer) fue muy pequeña para ser calor significativo en este proceso, pero los impactos de asteroides (ya formados) a velocidades más altas pudieron haber depositado suficiente energía (Huss et. al, 2006). Por otra parte, el decaimiento de dos radionúclidos de vida corta ^{26}Al y ^{60}Fe pudieron haber emanado la energía necesaria para generar metamorfismo termal (en los cuerpos parentales también estaban presentes otros radionúclidos, pero sus abundancias eran muy bajas para producir suficiente calor (^{41}Ca , ^{10}Be) o sus vidas medias y/o generación de calor eran muy bajas (^{53}Mn)) (Huss et. al, 2006).

Por último, es bueno aclarar que los condritos equilibrados son los condritos que han sufrido metamorfismo termal (tipo petrológico 4-6) y los condritos no equilibrados son los que no han sufrido metamorfismo termal (tipo petrológico 1-3) y se caracterizan por contener olivinos heterogéneos (Dodd et. al, 1967).

2.4.3. Metamorfismo de *shock*

El metamorfismo originado por el *shock* entre cuerpos se denomina metamorfismo de *shock* (Bischoff & Stöffler, 1992). Al producirse un *shock* entre cuerpos, se origina una onda de *shock* (denominada frentede *shock*) en estos sólidos que representa una discontinuidad en presión, densidad y energía que origina trabajo irreversible; este trabajo genera calor (calor desperdiciado), el cual puede aumentar con el incremento del *peak* de presión de *shock*, implicando que cualquier material pueda ser fundido (incluso vaporizado) si la presión de *shock* es alta (Bischoff & Stöffler, 1992). Por lo que en palabras más técnicas el metamorfismo de *shock* sería la deformación mecánica y transformación (subsólido y sólido-líquido-vapor) de rocas por compresión de ondas de *shock* sin movimiento relativo substancial de

constituyentes de rocas (Bischoff & Stöffler, 1992).

La manera en la que el frente de *shock* se propaga depende de las características del material en el que se difunde (Bischoff & Stöffler, 1992). Las ondas de *shock* al interactuar con los límites de granos y las superficies libres de las heterogeneidades de sólidos policristalinos (multifase y/o porosos) originan stress local y concentración de temperaturas (Bischoff & Stöffler, 1992). Estas heterogeneidades son: orientación cristalográfica de minerales respecto a estas ondas, diferencias de impedancia de *shock* de fases constituyentes (minerales, líquido, gas, vacío), tamaño y morfología de granos y porosidad (Bischoff & Stöffler, 1992). En efecto, el calor *post-shock* en materiales debido por estas ondas aumenta con la porosidad (Bischoff & Stöffler, 1992). Las temperaturas de *shock* y *post-shock* fueron obtenidas mediante promedios de datos de ecuaciones de estado de minerales comunes y rocas (Bischoff & Stöffler, 1992). Ver Fig. 2.30.

Existieron cinco etapas de *shock* involucrados en la evolución de los cuerpos parentales (Bischoff & Stöffler, 1992). Estas fases son: (a) Colisión de partículas de polvo o agregados de partículas durante la formación de un disco acrecionario en la nebulosa solar; (b) Colisión de partículas durante la acreción de planetesimales; (c) Colisión de planetesimales durante la acreción de cuerpos parentales de meteoritos; (d) Colisión interplanetaria de cuerpos parentales de meteoritos inmediatamente después de la acreción y (e) Colisiones tardías de cuerpos parentales de meteoritos y formación de meteoroides que cruzan la Tierra (Bischoff & Stöffler, 1992). En estos períodos las velocidades y los tamaños de los cuerpos colisionantes fueron distintos entre diferentes etapas y en una misma fase (Bischoff & Stöffler, 1992). Ver Fig. 2.31.

El metamorfismo de *shock* se relaciona con el proceso de brechización ocasionado durante colisiones de cuerpos en el espacio (Bischoff & Stöffler, 1992). Ambos procesos se producen y vinculan a eventos de impacto y craterización (Bischoff & Stöffler, 1992). Las brechas originadas durante estas colisiones se denominan “brechas de impacto”; y la formación de estas brechas involucran transporte de masa (balístico o no balístico) y usualmente contienen clastos sin y con *shock* (los cuales habrían sido agregados durante excavación de cráteres y depositación por eyección) (Bischoff & Stöffler, 1992).

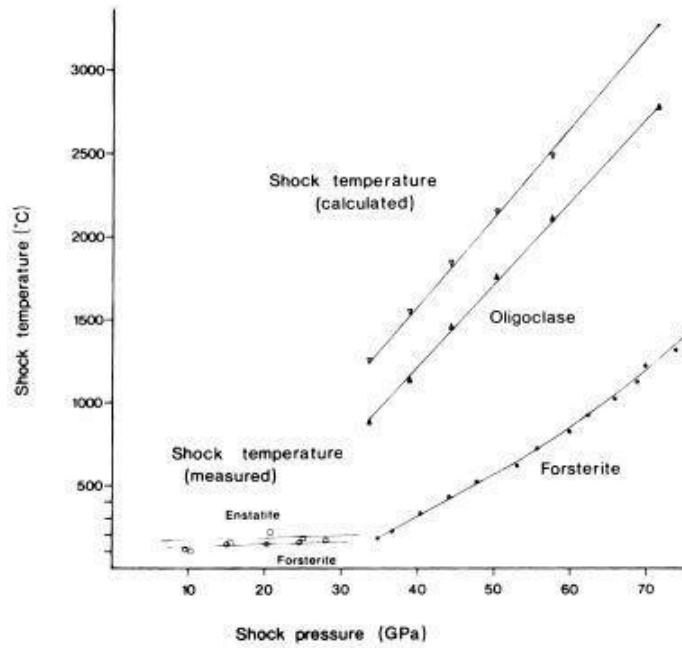


Figura 2.30: Temperaturas de *shock* para algunos minerales silicatados. Los 2 gráficos de la oligoclasa son originados por diferentes métodos de cálculo, tal que el gráfico más empinado es producido por regímenes de fases mezcladas. Fuente figura: Bischoff & Stöffler (1992).

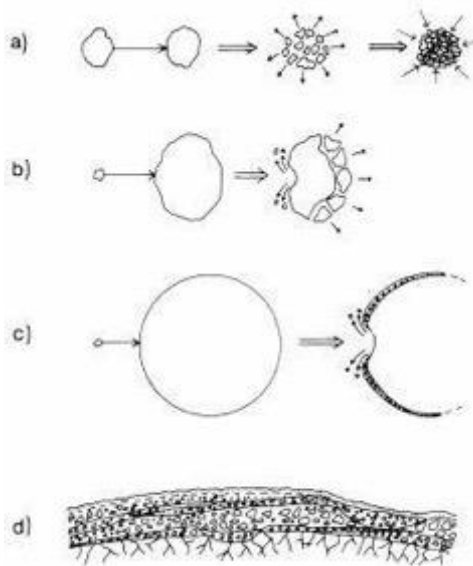


Figura 2.31: Efectos de colisiones interplanetarias a altas velocidades de impactadores y blancos con distintos tamaños de radio: a) Destrucción de los dos cuerpos y posible reacreción; b) Craterización de blanco y espalación de material de ambos cuerpos; c) Craterización de blanco y formación de regolitos sobre la superficie del blanco; d) Craterización y formación de regolitos y megaregolitos (superposición de cubiertas individuales eyectadas). Fuente figura: Bischoff & Stöffler (1992).

2.5. Procesos terciarios

2.5.1. Meteorización espacial

La meteorización espacial es la alteración gradual que sufren los materiales por el ambiente espacial (Pieters & Noble, 2016). Esta meteorización puede ser agrupada en dos categorías: i) impactos aleatorios de pequeñas partículas o debris encontradas a través del Sistema Solar o (ii) irradiación por radiación electromagnética o partículas atómicas del Sol, fuentes galácticas o magnetosfera (Pieters & Noble, 2016). Ver Fig. 2.32.

Los impactos producen alteraciones que dependen de los parámetros de impacto (energía, velocidad, objetivo, composición, geometría, etc.) y de cuánto se han repetido estos impactos (Pieters & Noble, 2016). La energía liberada por un impacto puede: producir polvo (al romper grandes partículas transformándolas en pequeñas); y fundir y vaporizar material de impacto (Pieters & Noble, 2016). Por otra parte, según el resto de los parámetros parte del impactor podría ser absorbido y mezclado con el huésped generando un producto combinado (Pieters & Noble, 2016). Las repeticiones de estos impactos revuelven y mezclan partículas de regolitos, las cuales habrían sido procesadas previamente por la meteorización espacial en diferentes profundidades como suelos (Pieters & Noble, 2016).

La irradiación altera la estructura cristalina de los granos de las superficies expuestas a este tipo de meteorización espacial (Pieters & Noble, 2016). Los vientos solares reordenan estas superficies por *sputtering* (extracción de átomos de la superficie por intercambio con iones que bombardean a los átomos de esta superficie) (Pieters & Noble, 2016). También la radiación solar UV los rayos cósmicos energéticos pueden dañar la estructura cristalina de los granos de la superficie más externa (Pieters & Noble, 2016). Del mismo modo un ciclo termal diurno ocurre producto de la insolación solar y la rotación de los cuerpos planetarios, el cual puede producir fatiga estructural y alteración de la composición de las superficies por pérdida de especies volátiles por calentamiento radiante o sublimación (Pieters & Noble, 2016). Ver Fig. 2.32.

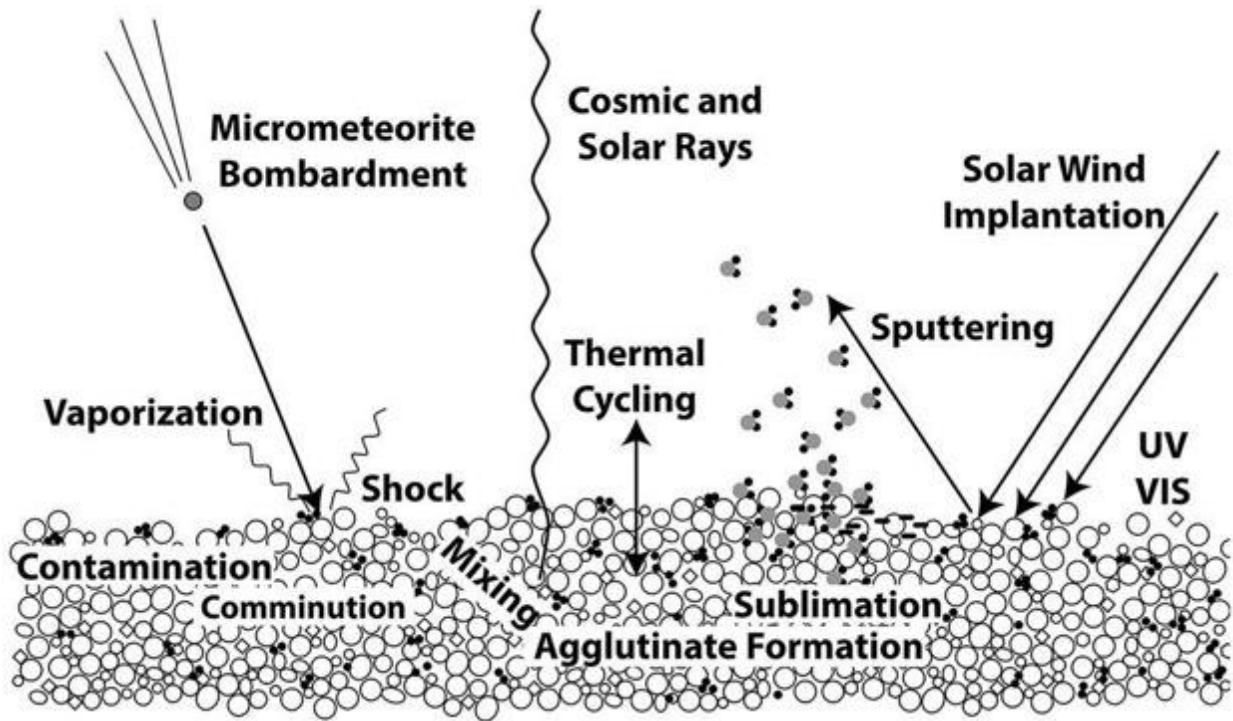


Figura 2.32: Meteorización espacial de cuerpos sin atmósfera. Estos cuerpos tienen suelos particulados y heterogéneos en composición. Los procesos sobre estas superficies estuvieron activos durante la historia del Sistema Solar y fueron más importantes en algunos ambientes de este sistema. Fuente figura: Pieters & Noble (2016).

2.5.2. Meteorización terrestre

La meteorización terrestre (de meteoritos) es la alteración de las fases minerales originales de estas rocas por la interacción con el medio terrestre (Bland et. al, 2006). En esta meteorización las fases originales son alteradas a fases más estables en condiciones de superficie terrestre (Bland et. al, 2006). Este tipo de meteorización y sus tasas dependen de los mismos factores que controlan la alteración de rocas terrestres: química de los fluidos de alteración, naturaleza de las reacciones en minerales y superficie de alteración (Bland et. al, 2006). En más particular, las condiciones microambientales en la roca (P_h , f_{O_2} de poros, f_{O_2} de aguas subterráneas, temperatura, drenaje y actividad microbiana) regulan las tasas de reacciones químicas junto con el clima (Bland et. al, 2006). Del mismo modo, la respuesta a la meteorización es controlada por la composición y estructura cristalina de los silicatos o aleaciones, los productos de oxidación secundaria, la porosidad, el fracturamiento y el tiempo de exposición de las muestras (Bland et. al, 2006).

La conservación de los meteoritos en la superficie terrestre es determinada por el clima (Bland et. al, 2006). En climas templados y tropicales la meteorización es rápida y en climas secos la meteorización química es más débil y lenta, lo que permite la acumulación de

meteoritos (Bland et. al, 2006). En desiertos con aridez como la del Desierto de Atacama, el grado de meteorización terrestre sería controlado por la porosidad inicial del meteorito, la cual dependería del estado de shock de esta roca (Valenzuela, 2011).

La meteorización terrestre altera a los minerales que componen a los meteoritos; en condritos ordinarios altera a metales, sulfuros de hierro y silicatos ferromagnesianos primarios según su susceptibilidad (Bland et. al, 2006). El orden de las susceptibilidades a la meteorización de minerales constituyentes de condritos ordinarios, de menor a mayor es: troilita (sulfuro de hierro), taenita, kamacita, silicatos, sulfidos y metal (Bland et. al, 2016). Los procesos y efectos de alteración son: aumento de componentes férricos mientras disminuyen minerales primarios en silicatos ferromagnesianos; formación de óxido “metálico” (Fe-Ni-S) por meteorización de metal primario Fe-Ni y troilita, y formación de óxido “siálico” (Fe-Ni-Al) por meteorización de minerales máficos (Bland et. al, 2016).

2.6. Inclusiones vítreas

Las inclusiones vítreas son pequeñas gotas de fundido silicático que fueron atrapadas en las irregularidades de un cristal (Cannatelli et. al, 2016). Tienen un tamaño 1-100 μm , se denominan MI por sus siglas en inglés (*Melt Inclusions*) y pueden contener cristales, vidrios y/o vapor (Cannatelli et. al, 2016). Estas MIs pueden ser categorizadas en primarias si son atrapadas durante el crecimiento del cristal huésped y en secundarias cuando son capturadas después del completo crecimiento del cristal hospedante en fracturas, mientras estas son reparadas (Cannatelli et. al, 2016). Un conjunto de MIs se designa MIA por sus siglas en inglés (*Melt Inclusions Assemblages*) (Cannatelli et. al, 2016; Bodnar & Student, 2006). Una MIA se compone por un grupo de MIs que fueron capturadas desde un fundido de igual composición al mismo tiempo y bajo las mismas condiciones de presión y temperatura (Cannatelli et. al, 2016; Bodnar & Student, 2006). Además, se asume que las MIs que conforman una MIA cumplen las siguientes reglas de Roedder (1984): 1) las MIs fueron aprisionadas como fases homogéneas; 2) las MIs son sistemas isocóricos y cerrados; 3) Nada es agregado o perdido en la inclusión después del atrapamiento Roedder (1984). Ver Fig. 2.33.

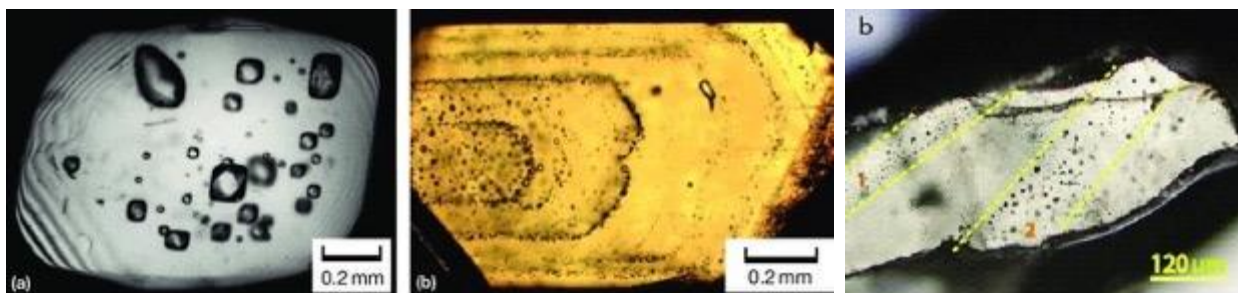


Figura 2.33: Ejemplos de inclusiones vítreas producidas por distintos procesos de atrapamiento, donde cada conjunto de MIs ubicadas en una misma región de crecimiento conforma a una MIA. A la izquierda: MIs primarias grandes y erráticamente dispersas en un fenocristal de cuarzo de la toba *Bishop* de California. Al centro: MIs primarias localizadas en distintas zonas de crecimiento de un fenocristal de clinopiroxeno de *White Island*, Nueva Zelanda. A la derecha: inclusiones vítreas secundarias alineadas preferencialmente en olivino de lava de *Batoke*, Camerún. Fuente figuras izquierda y centro: Audétat & Lowenstern (2013). Fuente figura derecha: Tchop et. al (2020).

Las inclusiones vítreas han sido estudiadas en materiales terrestres, lunares y condriticos; en el caso de las inclusiones vítreas en condritos estas han sido interpretadas de distintas maneras (Roedder 1984). Un modelo interpreta a las inclusiones vítreas en olivino como fundido parental atrapado en olivinos en cristalización pertenecientes a cóndrulos en formación; donde estos olivinos serían productos cristalizados de cóndrulos fundidos (Varela et. al, 2002). Otro modelo interpreta a las inclusiones vítreas en olivino como remanentes de un fundido que estuvo presente cuando los olivinos se formaron a partir de condensación de vapor (Varela et. al, 2002). Por otra parte, inclusiones vítreas en el condrito ordinario PAT91501 han sido consideradas como evidencias de fundido de impacto (Harvey & Roedder, 1994).

2.7. Cambios en las inclusiones después del atrapamiento

En la mayoría de las inclusiones han aparecido nuevas fases después de su atrapamiento (Roedder, 1984).

2.7.1. Cambios de fase – Fases hijas

Las nuevas fases formadas en inclusiones después de su atrapamiento se denominan fases hijas y si estas fases son cristales se designan cristales hijos (Roedder, 1984).

2.7.1.1. Cristalización en las paredes

En la mayoría de las soluciones sólidas la solubilidad disminuye a medida que desciende la temperatura, por lo que una solución sólida al enfriarse podría saturarse por disminución de la solubilidad (Roedder, 1984). Si una inclusión es atrapada a una alta temperatura y luego es enfriada, esta inclusión aminora su solubilidad; y si esta solubilidad desciende lo suficiente puede saturarse hasta cristalizar un mineral (Roedder, 1984). Usualmente esta cristalización ocurre en las paredes de la inclusión (Roedder, 1984).

2.7.1.2. Encogimiento e inmiscibilidad

Las inclusiones vítreas pueden contener burbujas de vapor en su interior (Roedder, 1984). Al enfriarse una inclusión vítrea (desde su temperatura de atrapamiento hasta temperatura ambiente) puede encogerse más que el mineral que la hospeda si el coeficiente volumétrico de expansión termal del fundido es mayor que la del mineral hospedante; luego si la presión en la inclusión cae bajo la presión de saturación del gas disuelto en el fundido, esta inclusión puede exsolver una burbuja de vapor (Roedder, 1984). Esta burbuja puede expandirse mientras la viscosidad del fundido sea lo suficientemente baja para permitirlo (y sabiendo que la viscosidad aumenta a medida que disminuye la temperatura, esta expansión solo podrá producirse mientras las temperaturas no sea tan bajas como para incrementar en demasía la viscosidad); además esta exsolución puede saturar el fundido en sulfuros de hierro propiciando la precipitación de glóbulos de estos sulfuros (Roedder, 1984). Ver Fig. 2.34.

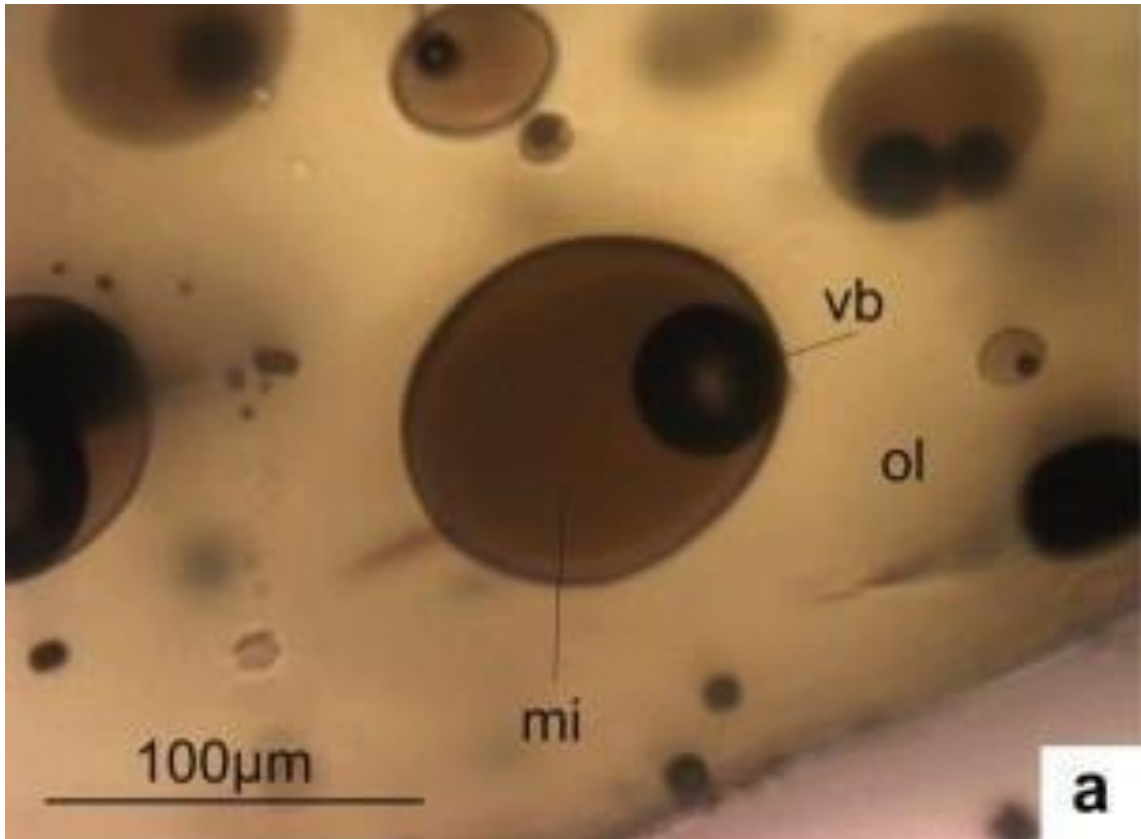


Figura 2.34: Ejemplo de inclusiones vítreas con burbuja. Estas están hospedadas en olivino y se observan bajo microscopio óptico y luz transmitida; donde ol: olivino, mi: inclusión vítrea y vb: burbuja de vapor. Fuente figura: Edmonds et. al (2013).

2.7.1.3. Minerales hijos

Como fue mencionado en sección 2.8.1.1 (“Cristalización en las paredes”) las inclusiones vítreas se pueden saturar durante el enfriamiento hasta cristalizar minerales en las paredes; cuando esta cristalización no ocurre en las paredes, los cristales generados se denominan cristales hijos (Roedder, 1984). Estos cristales hijos suelen originarse como múltiples cristales, donde la nucleación y crecimiento de estos cristales también suelen ser retrasados por las altas viscosidades del fundido silicático (Roedder, 1984). Esta demora origina tiempos de nucleación aleatorios para inclusiones de una misma MIA, lo que puede producir distintos tamaños de cristales hijos en una misma MIA (Roedder, 1984). Ver Fig.2.35.

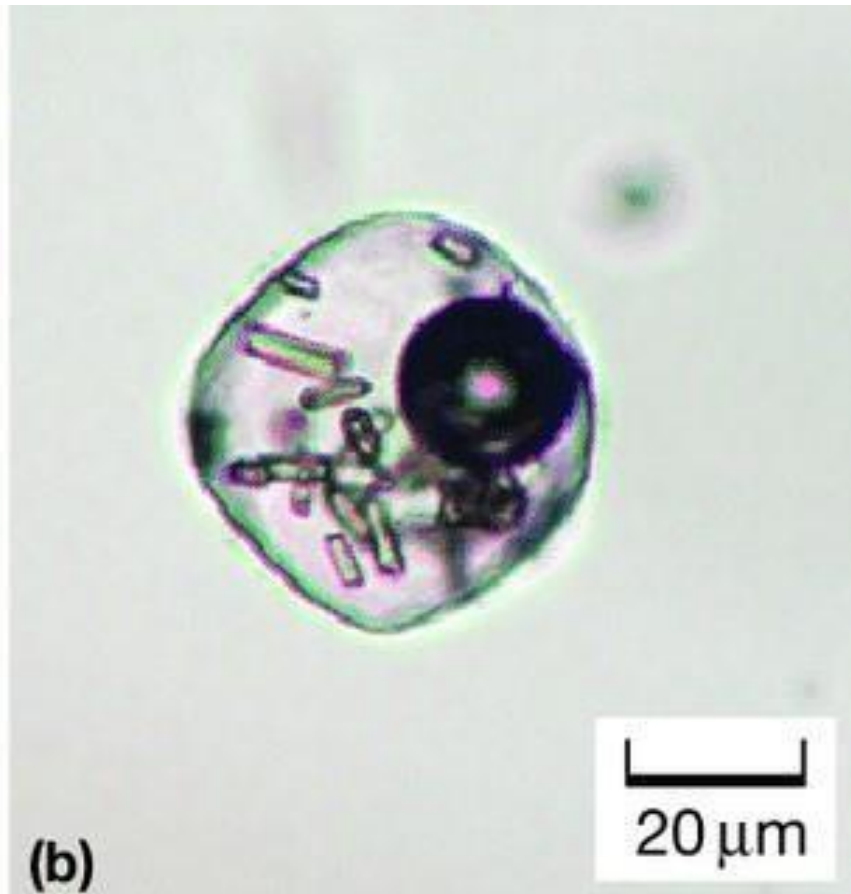


Figura 2.35: Ejemplo de inclusión vítrea con minerales hijos. Esta inclusión contiene cristales hijos aciculares y burbuja oscura, y proviene de la formación *Upper Bandelier Tuff* de Nuevo México. Fuente figura: Audétat et. al (2014).

2.7.2. Cambios físicos

2.7.2.1. Cambios en forma

2.7.2.1.1. *Necking down* de inclusiones homogéneas

La mayoría de las inclusiones cambia su forma después de su atrapamiento (Roedder, 1984). Al ser atrapadas, muchas inclusiones tienen áreas de superficie relativamente grandes y si el mineral huésped es totalmente soluble en el fundido, la alta energía de superficie de estos sistemas puede ser reducida, tal que se disuelvan algunas áreas y se depositen otras (Roedder, 1984). Este proceso de cristalización se denomina *necking down* y puede hacer que: en una fractura curvada los cristales de ambas caras se topen; las cavidades profundas se rellenen de material disuelto, lo que permite que inclusiones ameboidales se fusionen en

cavidades más ecuanter; y las inclusiones elongadas desarrollen bultos separados por cuellos delgados hasta ser selladas (Roedder, 1984). Ver Fig.2.37. El resultado final del *necking down* es la formación de muchas inclusiones pequeñas de volumen total igual a la inclusión original, pero con energía de superficie total menor, estas pueden ser esféricas (menor cantidad de superficie) o de cristales de caras negativas (energía de superficie más baja) (Roedder, 1984). Todas las inclusiones secundarias resultan por *necking down* (Roedder, 1984). Ver Fig.2.36 y Fig. 2.37.

2.7.2.2. Cambios en volumen

La segunda regla de Roedder (1984) establece que las inclusiones se comportan como un sistema isocórico (sin cambios de volumen), sin embargo, existen algunas excepciones que serán explicadas en esta sección. El cumplimiento de esta segunda regla es fundamental en geotermometría de inclusiones (Roedder, 1984).

2.7.2.2.1. Cambios reversibles

En las inclusiones pueden suceder algunos cambios reversibles. Estos cambios pueden ocurrir por los siguientes mecanismos: “1) *Cristalización en las paredes o en el fluido*; 2) *Contracción del mineral huésped (y minerales precipitados) durante el enfriamiento*; y 3) *cambios dilatacionales desde presiones internas y externas*” (Roedder, 1984, p. 68).

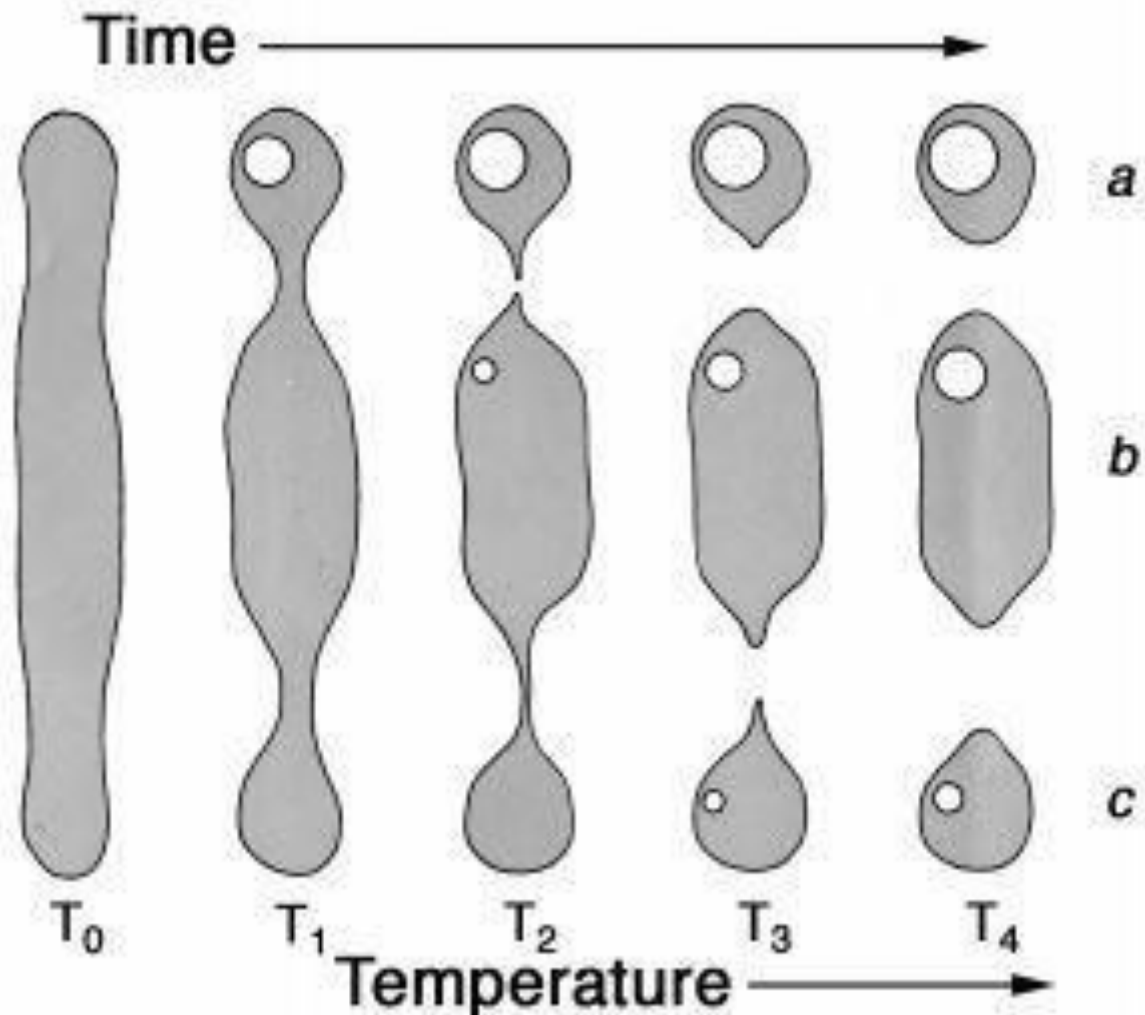


Figura 2.36: *Necking down* de inclusiones tubulares largas. La inclusión original, atrapada a la temperatura T_0 , durante un lento enfriamiento se divide en tres inclusiones separadas (a), (b) y (c) Fuente figura: Adaptación de Roedder (1962) por Bodnar (2003).

2.7.2.2.2. Cambios irreversibles

El mineral hospedante de inclusiones puede sufrir fracturas por distintos procesos post-atrapamiento (Roedder, 1984). Cuando el mineral huésped es cuarzo, al descender la temperatura se puede encoger desde su forma de alta temperatura (cuarzo beta) hasta su forma de baja temperatura (cuarzo alfa) a los 573°C ; comprimiendo a las inclusiones de vidrio rígido e incompresible hasta fracturarse (donde las fracturas usualmente son paralelas al eje c de este mineral y a veces perpendiculares a este eje) (Roedder, 1984). También el mineral huésped puede ser fracturado cuando la presión interna de las inclusiones es mayor que la presión exterior confinante, resultando en inclusiones vacías (decrepitadas) y fracturas en el mineral huésped (Roedder, 1984).

2.7.2.3. Filtración hacia el interior y exterior

Las inclusiones pueden sufrir procesos de filtración hacia el interior y exterior de estas, sin involucrar cambios de volumen (Roedder, 1984). Un ejemplo de este proceso es la filtración en una inclusión durante la deformación, la cual ocurre mientras se mantiene un gradiente de presión entre esta inclusión y su ambiente externo, y donde el movimiento del fluido puede seguir dos rutas: "(1) directamente a través de la estructura de cristal huésped o (2) vía varias pequeñas imperfecciones en el cristal tales como dislocaciones, o imperfecciones más grandes como fracturas" (Roedder, 1984, p. 75).

Otro ejemplo de filtración es la pérdida por difusión de hidrógeno fuera de las inclusiones, donde las tres fuentes principales de hidrógeno son las siguientes: "(1) Podría ser constituyente original en la inclusión; (2) Podría provenir de desproporción (reacción redox) de H_2O . Bajo ciertas temperaturas, algunas moléculas de H_2O son disociadas en H_2 y O_2 . Si el H_2 difunde, la desproporción podría efectivamente cesar una vez que la presión residual de O_2 aumente, pero si el O_2 puede ser usado en algunas reacciones locales, tales como oxidación de sulfuros a sulfatos, o de hierro ferroso a férrico, la desproporción puede continuar; (3) H_2 podría provenir de una reacción de metano y agua original ($CH_4 + 2H_2O \rightarrow CO_2 + 4H_2$)" (Roedder, 1984, p. 76).

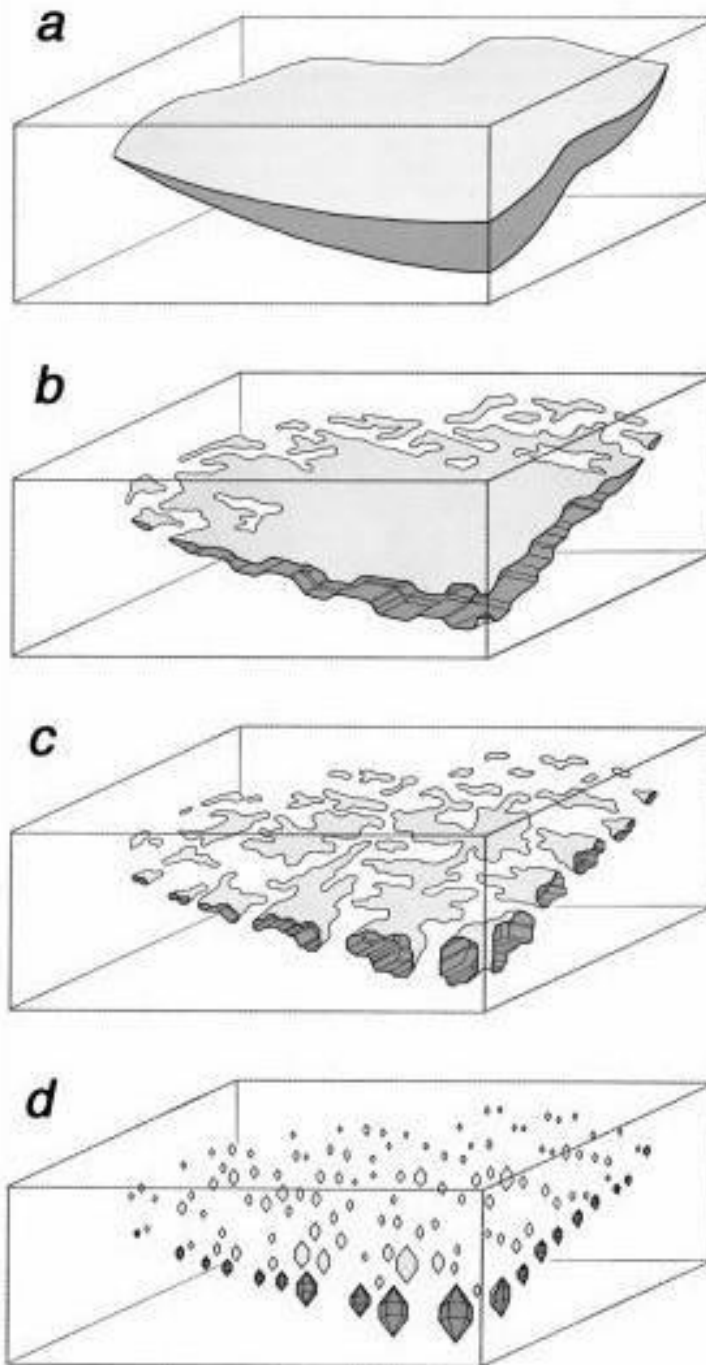


Figura 2.37: “Etapas de reparación (o Necking down) de una fractura en cristal de cuarzo, las cuales originan inclusiones secundarias. Durante estas etapas: al principio en la fractura ingresa un líquido (a) que disuelve material de las paredes y re-precipita material mineral que repara a la fractura produciendo pequeños bolsillos aislados de líquido (b); a medida que avanza la reparación se forman inclusiones (c), las cuales se vuelven más regulares en forma y maduran hasta generar un arreglo con numerosas inclusiones con forma de cristales negativos (d)”. Fuente figura: Adaptación de Roedder (1962) por Bodnar (2003).

2.8. Espectroscopía Raman

La espectroscopía Raman, de manera muy general y simplificada, es la respuesta de electrones excitados por luz monocromática incidente; esta respuesta es luz dispersada con una longitud de onda característica del mineral o la fase incidida (Pittarello et. al, 2015). “*Raman observó que al incidir luz monocromática de frecuencia (ν_0) sobre una muestra transparente, el espectro de la luz dispersada presentaba dos patrones de ondas características: una con la misma frecuencia de la luz incidente (línea de Rayleigh) y otra con frecuencia alterada ($\delta\nu_i$) denominada espectro Raman*” (Sharma & Egan, 2019, p.120). “*En particular, si el patrón con frecuencia alterada tiene una longitud de onda más larga que la luz incidente, la variación de su frecuencia será negativa ($-\delta\nu_i$) y se denominará espectro Raman-Stokes debido a su semejanza con el espectro de luminiscencia*” (Sharma & Egan, 2019, p. 120). “*Por otra parte, si el patrón de frecuencia alterada tiene una longitud de onda más corta que la luz incidente, la variación de su frecuencia será positiva ($+\delta\nu_i$) y se denominará espectro anti-Stokes Raman*” (Sharma & Egan, 2019, p. 120). La intensidad de estos espectros (Raman-Stokes y anti-Stokes Raman) depende de la temperatura de la muestra (Sharma & Egan, 2019).

2.8.1. *Peaks* Raman característicos de minerales o fases condríticas

El olivino presenta dos líneas Raman características. Estas líneas se observan alrededor de $837\text{-}858\text{ cm}^{-1}$ y $808\text{-}825\text{ cm}^{-1}$ (Mouri & Enami, 2008). Ver Fig.2.38.

Del mismo modo, el piroxeno muestra cinco regiones de *peaks* Raman, en los siguientes rangos de longitudes de onda: $800\text{-}1100\text{ cm}^{-1}$ (con un *peak* asimétrico alrededor de los 1000 cm^{-1}); $600\text{-}800\text{ cm}^{-1}$ (con un *peak* asimétrico o doble *peak* cerca de los 670 cm^{-1}); $300\text{-}450\text{ cm}^{-1}$; $450\text{-}600\text{ cm}^{-1}$ y bajo los 300 cm^{-1} (Wang et. al, 2001). Ver Fig.B.1.

Además, el feldespato presenta cinco grupos de *peaks* Raman, en los siguientes rangos de longitudes de ondas: $450\text{-}520\text{ cm}^{-1}$, $200\text{-}400\text{ cm}^{-1}$, bajo 200 cm^{-1} y $600\text{-}800\text{ cm}^{-1}$; tal que sus *peaks* característicos son dos o tres en los $450\text{-}515\text{ cm}^{-1}$ y su *peak* más fuerte se exhibe en los $505\text{-}515\text{ cm}^{-1}$ (Freeman et. al, 2008). Ver Fig. B.2.

Por otro lado, los óxidos Fe-Ti-Cr (cromita, magnetita, ulvöspinel, ilmenita, y sus respectivas mayores soluciones sólidas; sin considerar hematita) comparten espectros raman similares, donde se observa un *peak* mayor a $600\text{-}800\text{ cm}^{-1}$ y *peaks* menores a longitudes de onda más bajas; por lo que para distinguir entre estos óxidos se debe analizar las posiciones del *peak* mayor y los *peaks* menores (Wang et. al, 2004). Ver Fig.B.3

Por último, las moléculas de agua pura tienen tres bandas Raman: la de flexión a 1655 cm^{-1} , estiramiento simétrico a 3657 cm^{-1} y estiramiento asimétrico a 3756 cm^{-1} (Dubessy et. al, 2002). En particular, el agua líquida a temperatura ambiente exhibe dos de estas bandas: de flexión (débil) a 1645 cm^{-1} y estiramiento a $3000\text{-}38000\text{ cm}^{-1}$ (Dubessy et. al, 2002). Por otra parte, esta banda de estiramiento cambia según la concentración de sal disuelta en el agua, evidenciándose en: (1) aumento de la intensidad de la banda alrededor de los 3200 cm^{-1} ; (2) aumento de la intensidad máxima alrededor de 3450 cm^{-1} ; y (3) corrimiento pequeño hacia más altas frecuencias de la máxima intensidad en cada una de las bandas (Dubessy et. al, 2002).

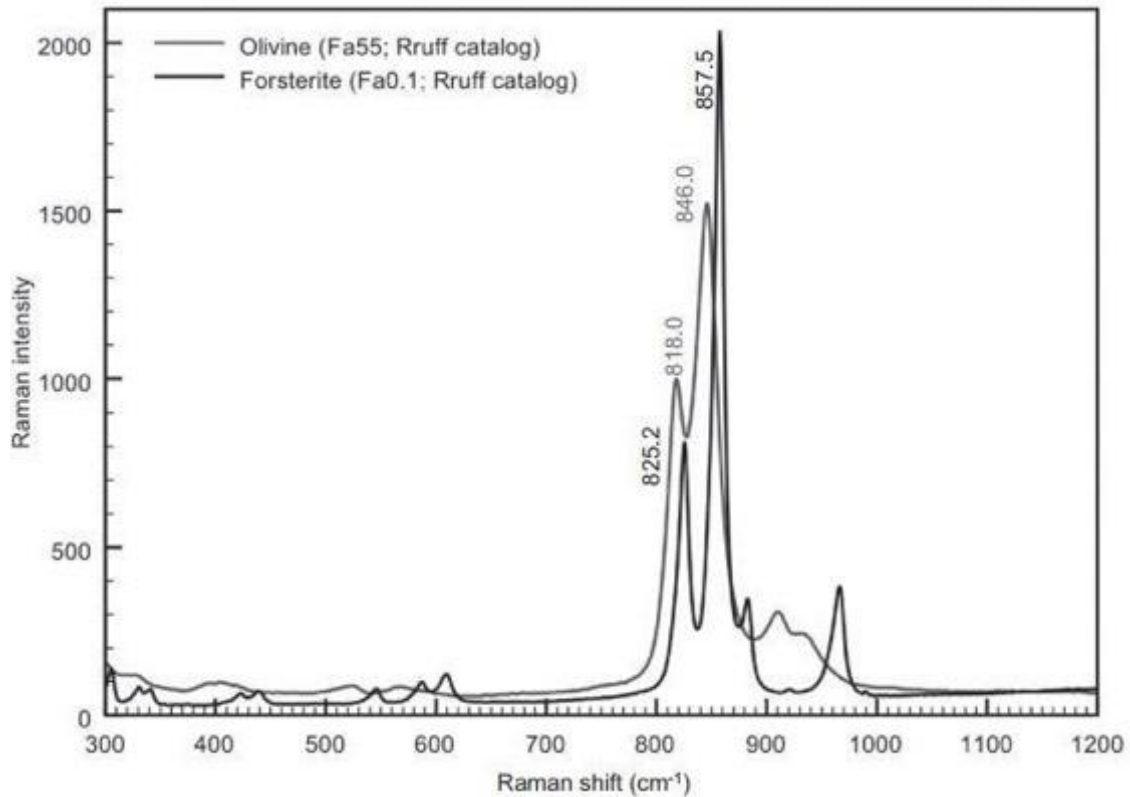


Figura 2.38: Espectros Raman de olivino. Datos obtenidos desde la base de datos RRUFF. Fuente figura: Pittarello et. al (2015).

2.8.2. Clasificación Raman de condritos ordinarios

Pitarello et. al (2015), basándose en publicaciones anteriores, propusieron a la espectroscopía Raman como una técnica alternativa para determinar los porcentajes de miembros finales de olivino y piroxeno en condritos ordinarios. Los condritos ordinarios se componen de olivino y piroxeno bajo en calcio; donde el olivino es una solución sólida entre los miembros finales forsterita (Fo: Mg_2SiO_4) y fayalita (Fa: Fe_2SiO_4), mientras que el piroxeno bajo en calcio es una solución sólida entre los miembros finales enstatita (En: $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) y ferrosilita (Fs: $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) (Pittarello et al., 2015). Ver Fig.2.39 y Fig.2.40. Estas distintas distribuciones de Fe y Mg en las estructuras de olivino y piroxeno, se refleja en las posiciones del *peak* del espectro Raman debido a los diferentes tamaños de estos iones (Pittarello et. al, 2015); por lo que algunos autores han propuesto correlaciones entre las

composiciones de estas soluciones sólidas (porcentajes de sus respectivos miembros finales) y las posiciones de sus respectivos *peaks* Raman. En particular Pittarello et. al (2015) propusieron algunas de estas correlaciones y las redefinieron en el rango de composiciones condriticas.

Del mismo la espectroscopía Raman posibilita la clasificación de condritos ordinarios, según su grupo químico (Pittarello et. al, 2015). Los porcentajes de los miembros finales de olivino y piroxeno en condritos ordinarios permiten determinar los grupos químicos de estas rocas. Los grupos químicos H, L y LL en condritos ordinarios pueden distinguirse por su contenido de fayalita (Fa) en olivino y ferrosilita (Fs) en piroxeno (Pittarello et.al, 2015). Estos contenidos pueden ser obtenidos mediante espectroscopía Raman; permitiendo que esta espectroscopía sea una técnica alternativa para clasificar condritos ordinarios en sus respectivos grupos químicos (H, L y LL) (Pittarello et. al, 2015).

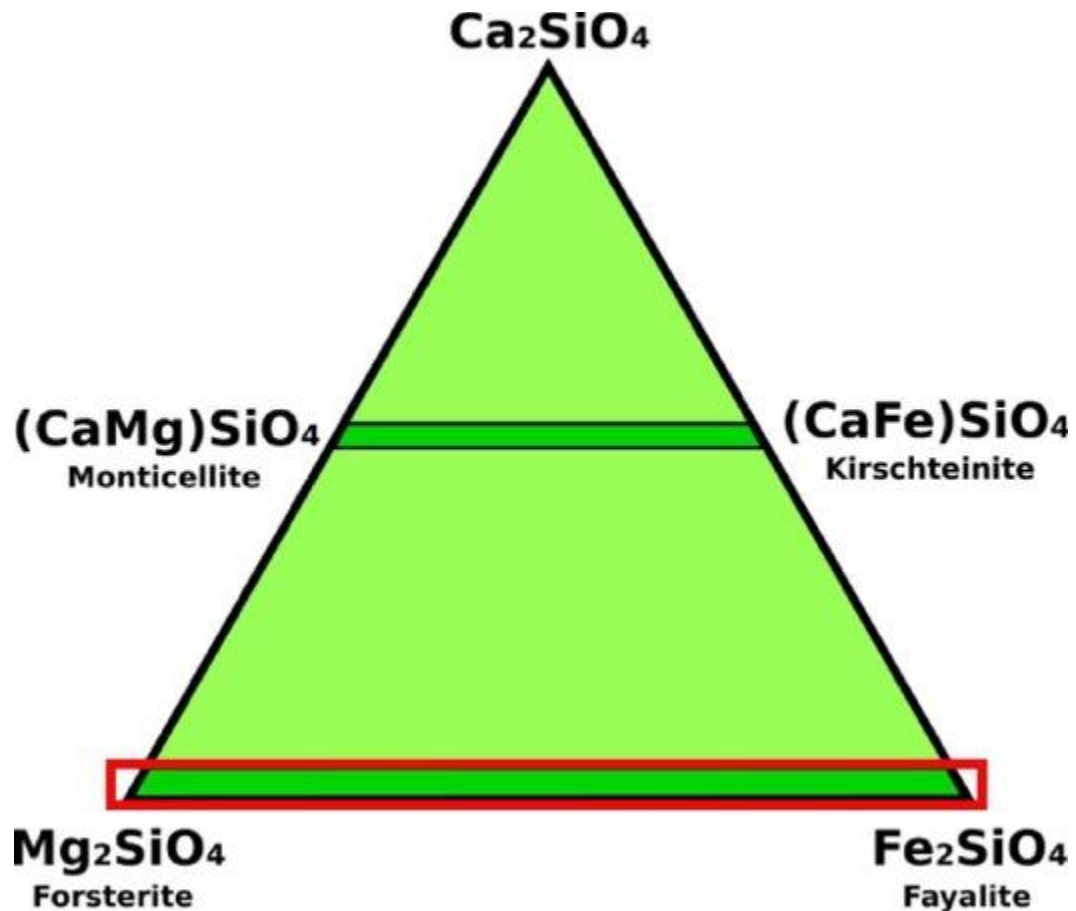


Figura 2.39: Diagrama ternario del grupo del olivino, donde en el triángulo mostrado el vértice inferior izquierdo es Forsterita, el vértice inferior derecho es Fayalita y el vértice superior es Calciolivino. La composición de olivinos (bajos en calcio) caen dentro del rectángulo verde oscuro inferior (encerrado por un rectángulo rojo) y son soluciones sólidas entre Forsterita y Fayalita. Fuente figura: modificado desde <https://www.alexstrekeisen.it/english/vulc/olivine.php>

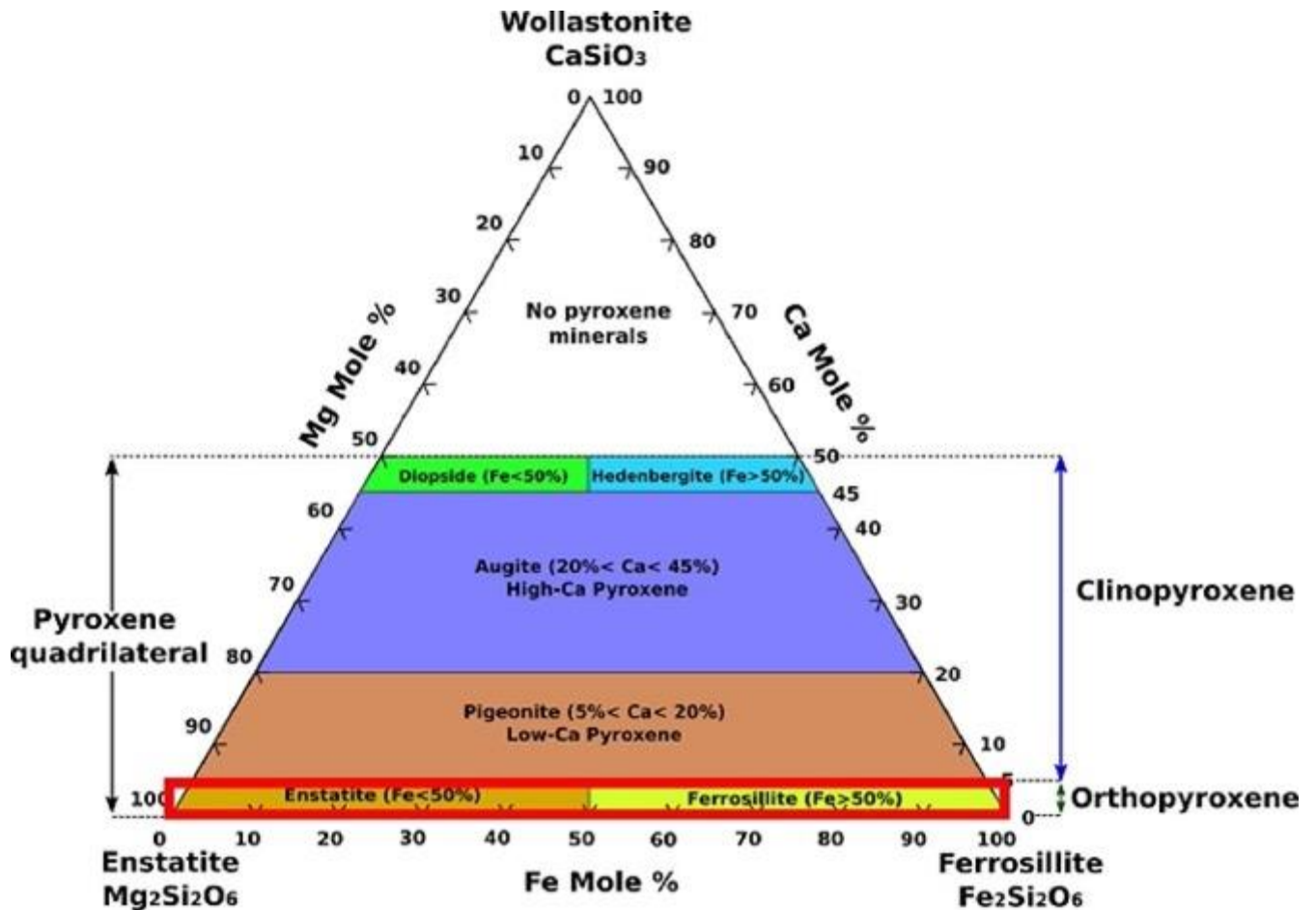


Figura 2.40: Diagrama ternario del grupo de los piroxenos., tal que en el triángulo mostrado el vértice inferior izquierdo es Enstatita, el vértice inferior derecho es Ferrosilita y el vértice superior es Wollanstonita. La composición de los piroxenos cae dentro del cuadrilátero inferior coloreado (por lo que en el triángulo superior blanco no corresponde a piroxenos). La composición de piroxenos (bajos en calcio) caen dentro de los rectángulos naranja y amarillo (encerrados por un rectángulo rojo) y son soluciones sólidas entre Enstatita y Ferrosilita. Fuente figura: modificado desde

<https://www.alexstrekeisen.it/english/pluto/pyroxene.php>

Como fue mencionado con anterioridad, se han descubierto correlaciones entre las composiciones de olivino y sus *peaks* Raman característicos. El espectro Raman del olivino presenta dos *peaks* Raman mayores, los cuales en este texto serán denominados “Peak A” y “Peak B”. El “Peak A” está en el rango de los 814-824 cm⁻¹ y el “Peak B” en los 836-857 cm⁻¹; y los límites de estos rangos corresponden a los miembros finales de olivino: fayalita y forsterita (Pittarello et. al, 2015). Del mismo modo, composiciones intermedias de olivino entre estos miembros finales presentan corrimiento de estos *peaks* característicos; por lo que el corrimiento de estos *peaks* parece tener una correlación lineal con la composición de olivino (Pittarello et. al, 2015). En efecto, en Pittarello et. al (2015) para todo el rango de contenido de fayalita, esta correlación ha sido extrapolada a partir de estos *peaks* (“Peak A” y “Peak B”),

obteniendo curvas de correlación mejor ajustadas que expresan la correlación entre el porcentaje de fayalita y los *peaks* A y B (Pittarello et. al, 2015). Estas curvas se expresan en las ecuaciones 2.1 y 2.2, donde X_A corresponde al “Peak A”, X_B al “Peak B” y %Fa al porcentaje de fayalita:

$$\%Fa \text{ mole} = -9.13 * X_A + 7524 \quad (2.1)$$

$$\%Fa \text{ mole} = -4.70 * X_B + 4025 \quad (2.2)$$

También en Pittarello et. al (2015) se afinaron estas correlaciones para condritos ordinarios encontrados en la Antártica. Estas rocas presentaron contenidos de fayalita restringidos entre 0-50 mole %, tal que en este rango las correlaciones anteriores encajaron para el “Peak A”, pero resultaron desviadas de linealidad para el “Peak B” (Pittarello et. al, 2015). Por lo anterior, en Pittarello et. al (2015), se propuso una correlación diferente, para el rango de estos condritos, para el “Peak B”; correlación expresada en la ecuación 2.3:

$$\%Fa \text{ mole} = -4.55 * X_A + 3899.7 \quad (2.3)$$

Por todo lo anterior, las ecuaciones 2.1 y 2.3 pueden ser usadas para estimar el contenido de fayalita de condritos H, L y LL, según sus *peaks* Raman de olivino (Pittarello et. al, 2015).

Por otra parte, como también fue comentado, se han descubierto correlaciones entre las composiciones de piroxeno bajo en calcio y sus *peaks* Raman característicos (Pittarello et. al, 2015). El espectro Raman del piroxeno bajo en calcio presenta tres *peaks* principales, los cuales se denominarán, en esta sección del texto: “Peak a”, “Peak b” y “Peak c”. El “Peak a” está en el rango de 312-341 cm^{-1} , el “Peak b” en 660-684 cm^{-1} y el “Peak c” en 990-1011 cm^{-1} ; y los límites de estos rangos corresponden a los miembros finales del piroxeno bajo en calcio: enstatita (En) y Ferrosilita (Fs) (Pittarello et. al, 2015). En efecto, en Pittarello et. al (2015) se establecieron correlaciones entre las composiciones de piroxeno bajo en calcio (expresadas por su porcentaje de ferrosilita) y las posiciones de sus *peaks* Raman. Estas correlaciones se formulan en las siguientes curvas mejor ajustadas, donde %Fs mole es el porcentaje de ferrosilita en el piroxeno bajo en calcio, y X_a , X_b y X_c son las posiciones de los *peaks* Raman “Peak a”, “Peak b” y “Peak c”, respectivamente:

$$\%Fs \text{ mole} = -2.58 * X_a + 891 \quad (2.4)$$

$$\%Fs \quad mole = -3.08 * X_b + 2116 \quad (2.5)$$

$$\%Fs \quad mole = -3.44 * X_c + 3479 \quad (2.6)$$

Del mismo modo, en Pittarello et. al (2015) al corregir las ecuaciones anteriores (dadas para piroxeno bajo en calcio) en el rango de composición de condritos ordinarios, se obtuvieron las siguientes ecuaciones:

$$\%Fs \quad mole = -2.66 * X_a + 918 \quad (2.7)$$

$$\%Fs \quad mole = -3.08 * X_b + 2116 \quad (2.8)$$

$$\%Fs \quad mole = -3.43 * X_c + 3479 \quad (2.9)$$

Estas últimas ecuaciones son las utilizadas para estimar las posiciones de los *peaks* Raman de piroxeno bajo en calcio esperados en condritos H, L y LL (Pittarello et. al, 2015).

2.9. Espectroscopía de absorbancia de condritos ordinarios

En general, la radiación electromagnética (como la luz), durante su trayectoria y al pasar de un medio a otro, puede sufrir transmisión, reflexión, dispersión y/o absorción por el nuevo medio (Larrosa, 2020). Ver Fig. 2.41. La absorbancia es la proporción de esta radiación que es absorbida por un medio respecto a la radiación original; y depende de la frecuencia de la radiación y la estructura de las moléculas irradiadas (Ghandehari et. al, 2008). Del mismo modo, la espectroscopía de absorbancia es la medición de la radiación electromagnética que es absorbida por átomos, moléculas y otras entidades químicas (Ghandehari et. al, 2008); y se observa como un gráfico que muestra la absorbancia de un material respecto a la longitud de onda de la radiación incidente sobre ese material. En particular, la espectroscopía de absorbancia infrarroja es utilizada como una técnica no destructiva para identificar minerales (Müller et. al, 2008).

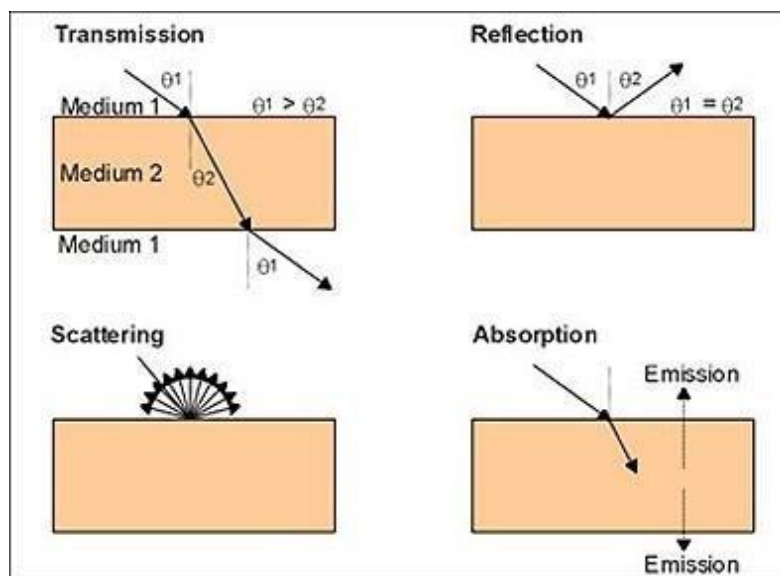


Figura 2.41: Posibles interacciones de la luz al pasar de un medio a otro: transmisión, reflexión, dispersión y absorción. Fuente figura: Larrosa (2020).

Por otra parte, los condritos ordinarios de diferentes grupos químicos (H, L y LL) presentan entre sí características similares, por lo que para distinguirlos se deben observar detalles particulares de estas rocas (Batalla, 2020). Por ejemplo, los espectros de absorbancia infrarroja de condritos ordinarios de distintos grupos químicos exhiben formas generales semejantes, donde los *peaks* y bandas de estos espectros corresponden a los mismos minerales condriticos mayoritarios (olivino, piroxeno y plagioclasa; ver Tabla 2.5 y Tabla 2.6) (Batalla, 2020). Ver Fig. 2.42.

En Batalla (2020) se midieron espectros de absorbancia infrarroja de los condritos ordinarios señalados en la Tabla 2.7, obteniendo para condritos ordinarios grupo H los espectros

mostrados en la Fig. 2.43 y para condritos ordinarios grupos L y LL los espectros dispuestos en la Fig. 2.44. En estos espectros se pueden observar leves corrimientos de las bandas correlacionados a la composición (en particular a la cantidad de Fe) de los minerales (principalmente olivino y piroxeno de composiciones intermedias) (Batalla, 2020).

Tabla 2.5: Tabla de *peaks* de absorción de minerales condriticos en condritos ordinarios H observados por Batalla (2020), los cuales se encuentran respaldados por literatura señalada en columna "Referencia". Las bandas de agua (OH) se refieren a la absorbancia de enlaces OH.

Mineral	<i>Peaks</i> de absorción (μm)	Referencia
Bandas de agua (OH)	2.9 y 6.1	Gibb & Whittet (2002); Bowey & Hofmeister (2005)
Olivino	10.2, 11.3, 11.9 y 19.9	Koike et al. (2003); Hofmeister & Pitman (2007); Pitman et al. (2010)
Piroxeno	9.5, 10.3, 10.7 15.7 18.6 y 19.8	Koike et al (2003); Chihara et al. (2002); Bowey et al. (2007)
Feldespato	8.7, 9.9, 10.9, 16.0, 17.2 y 18.5	Chihara & Koike (2017)

Tabla 2.6: Tabla de *peaks* de absorción de minerales condriticos en condritos ordinarios L-LL observados por Batalla (2020), los cuales se encuentran respaldados por literatura señalada en columna "Referencia". Las bandas de agua (OH) se refieren a la absorbancia de enlaces OH.

Mineral	<i>Peaks</i> de absorción (μm)	Referencia
Bandas de agua (OH)	2.9 y 6.1	Gibb & Whittet (2002); Bowey & Hofmeister (2005)
Olivino	10.2, 11.9 y 20.1	Koike et al. (2003); Hofmeister & Pitman (2007); Pitman et al. (2010)
Piroxeno	9.5, 10.3, 10.7 15.7 y 18.6	Koike et al (2003); Chihara et al. (2002); Bowey et al. (2007)
Feldespato	9.9, 10.9, 16.0, 17.2 y 18.5	Chihara & Koike (2017)

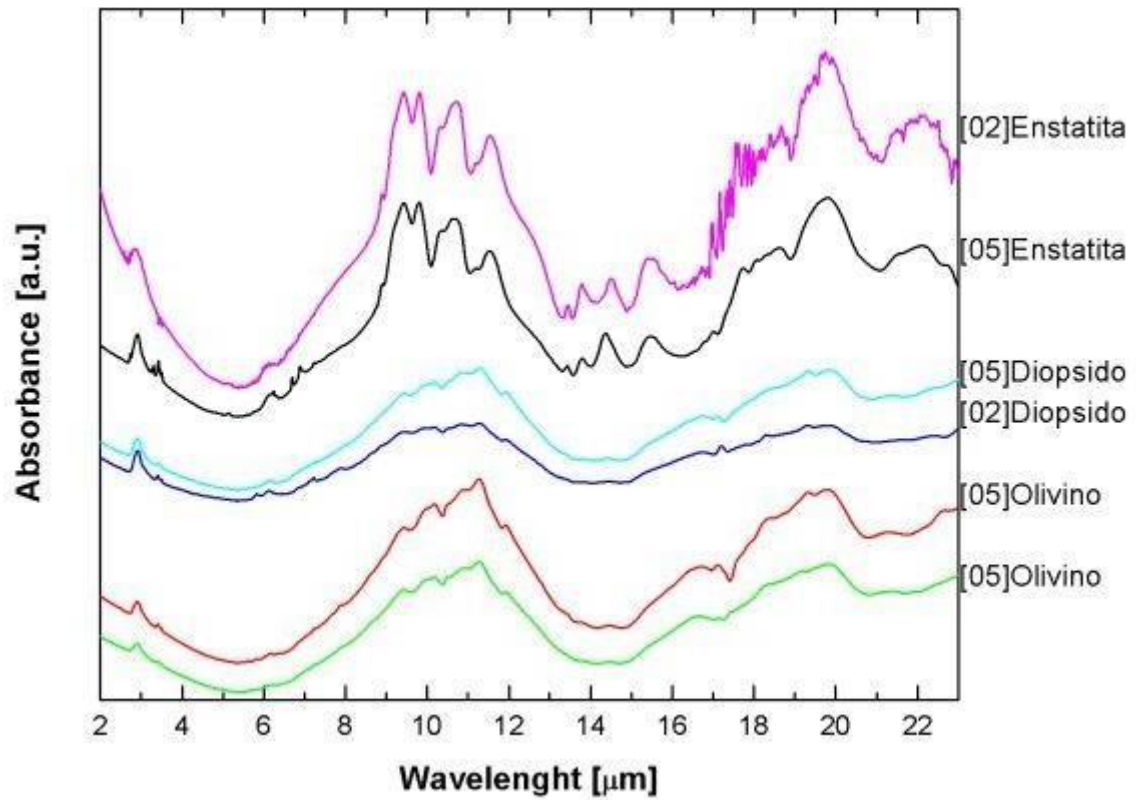


Figura 2.42: Gráficos de espectros infrarrojos de minerales puros de olivino, enstatita y diópsido. Todos los gráficos se plotearon a partir del mismo tamaño de partícula (menos de $38 \mu\text{m}$) y solo se variaron las concentraciones, tal que [02] representa el 2 % y [05] al 0,5 %. Para una mejor observación de los espectros, se normalizaron los datos al máximo en el intervalo de $8\text{-}12\mu\text{m}$ y corrió el eje vertical. Fuente figura: Batalla (2020).

Tabla 2.7: Clasificación de condritos ordinarios a los que se les midió el espectro (infrarrojo) de absorbancia en Batalla (2020). Fuente tabla: Batalla (2020).

Nombre de meteorito	Grupo de condrito ordinario	Tipo petroológico	Estado de meteorización (W)	Estado de <i>shock</i> (s)
La Yesera 01	H	-	-	-
Rencoret	H	6	W3	S3
Chile M1	H	5	W3	S2
San Juan 02	H	6	W3	S1
Imilac	H	5	W1	S4
Cobija	H	-	-	-
Pampa G	L	5	W3	S2
La Yesera 03	L	-	-	-
Chile M7	L	6	W4	S3
Pampa C	L	-	-	-
La Yesera 02	LL	5	W2	S2
Chile M8	L	4	W4	S3
Pampa A	L	-	-	-
La Yesera 04	L	-	-	-
San Juan 01	L	-	-	-
Pampa D	L	5	W 2/3	S2
Chile M4	L	6	W 4/5	S3
Chile M9	L	6	W3	S2
Pampa B	L	4/5	W3	S4
Lutschaunig	L	6	W1	-

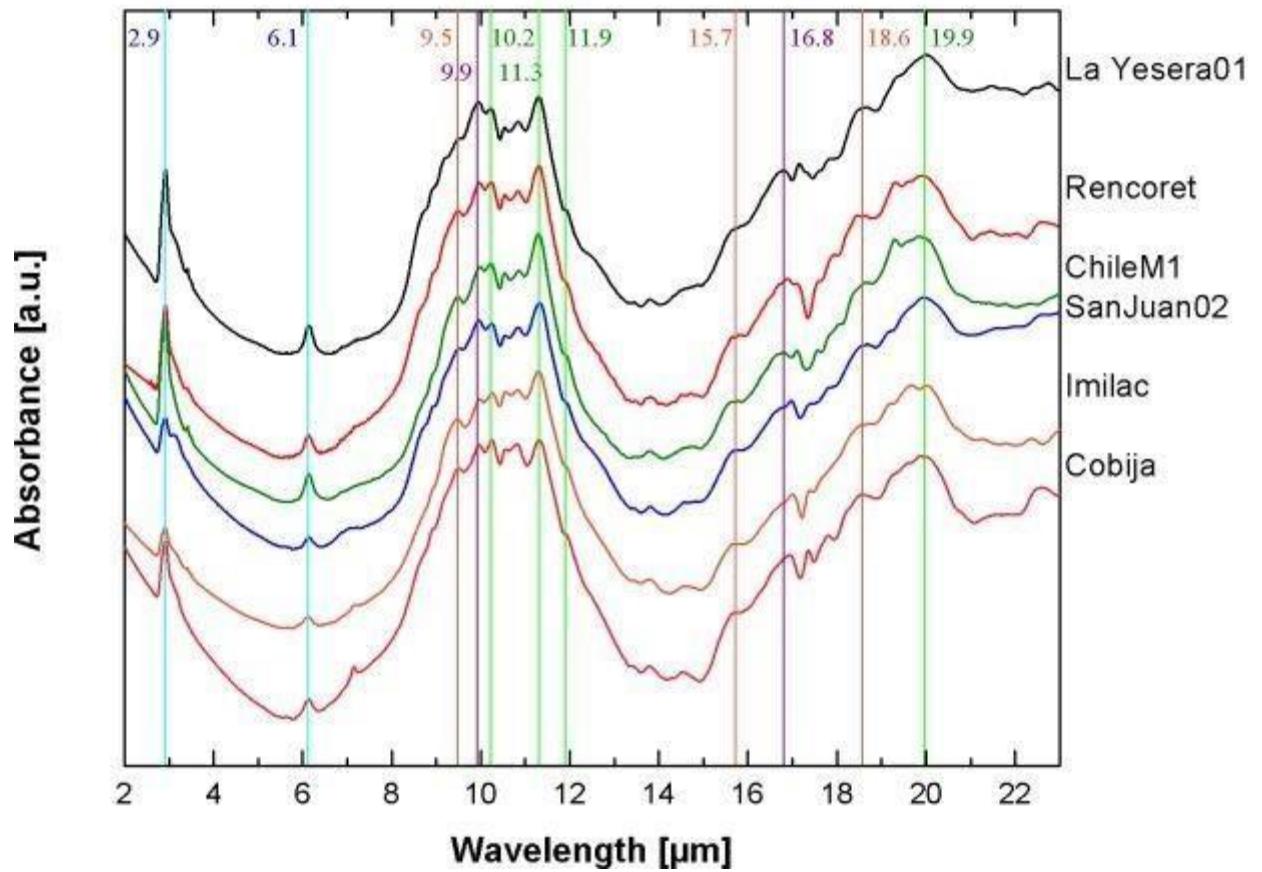


Figura 2.43: Espectros infrarrojos de condritos ordinarios de grupo H. Para una mejor observación de estos espectros, los datos se normalizaron al máximo en el rango de 8-12 μm y se corrió el eje vertical en 0.2. Las líneas verticales del gráfico representan a las bandas de absorción características de minerales, donde las: celestes representan a las bandas de agua (OH), las verdes al olivino, las naranjas al piroxeno y las moradas al feldespato. Fuente figura: Batalla (2020).

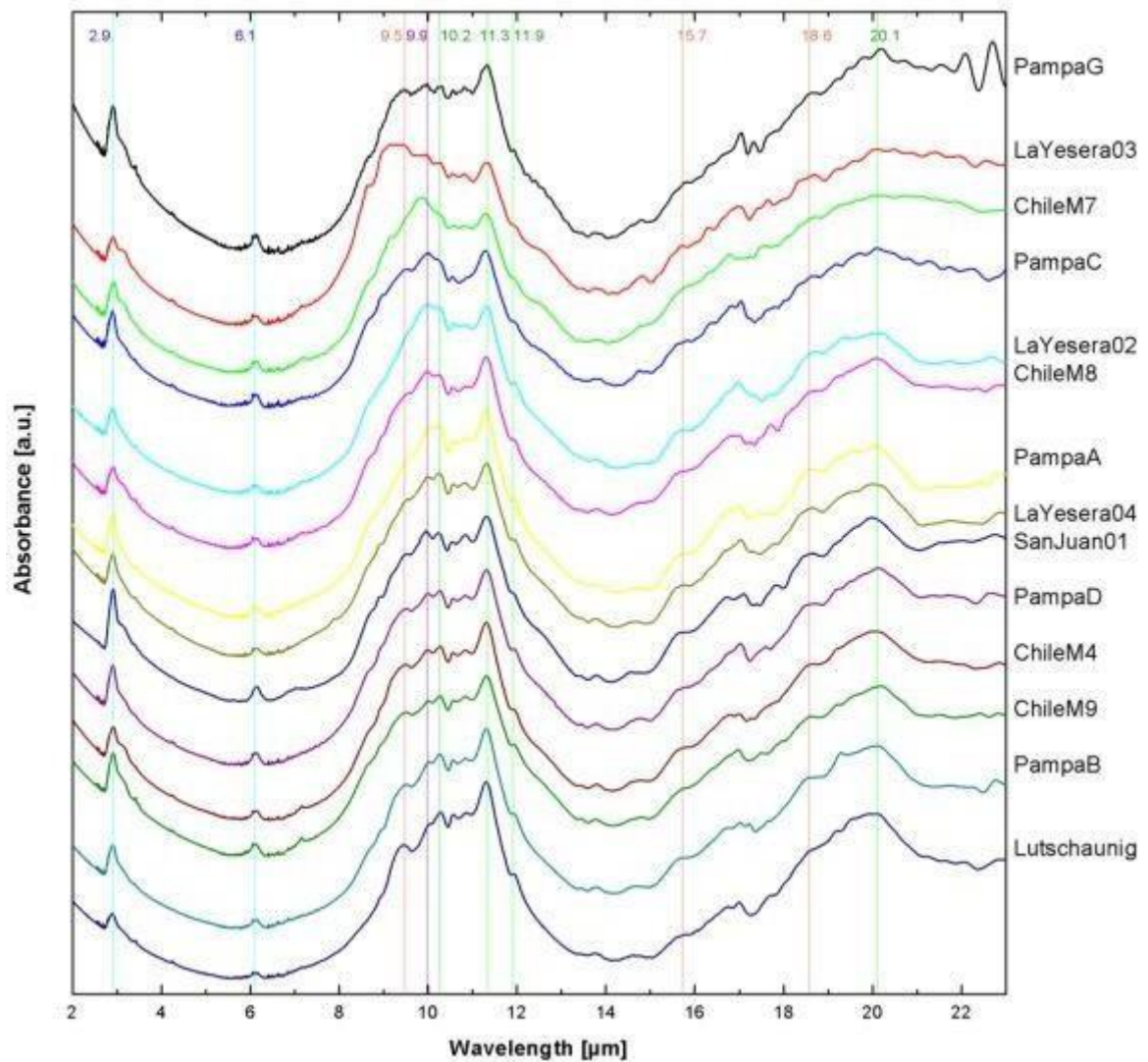


Figura 2.44: Espectros infrarrojos de condritos ordinarios de grupos L y LL. Para una mejor observación de estos espectros, los datos se normalizaron al máximo en el rango de 8-12 μm y se corrió el eje vertical en 0.2. Las líneas verticales del gráfico representan a las bandas de absorción características de minerales, donde las: celestes representan a las bandas de agua (OH), las verdes al olivino, las naranjas al piroxeno y las moradas al feldespato. Fuente figura: Batalla (2020).

Capítulo 3

Metodología

3.1. Búsqueda y recolección de meteoritos en terreno

Existen regiones terrestres que poseen características climáticas y geomorfológicas que permiten la preservación y acumulación de meteoritos, una de las más importantes es el Desierto de Atacama (Muñoz et. al, 2007). Estas características se basan en las condiciones de aridez de estas zonas (tanto de desiertos “calientes” como el Desierto de Atacama y “fríos” como los existentes en la Antártica) que permiten que los procesos de meteorización terrestres sean lentos, posibilitando así la acumulación de meteoritos en estas áreas (Muñoz et. al 2007). En particular, el Desierto de Atacama es uno de los lugares más áridos de la Tierra y abarca sectores semi-áridos, áridos e hiper-áridos (Muñoz et. al, 2007). Esta aridez, según datos paleoclimáticos, se mantendría desde el Mioceno medio y habría sufrido ligeros cambios de los límites de los distintos sectores de aridez y en la tasa promedio seco/húmedo (Muñoz et.al, 2007). Por otra parte, en los tiempos más recientes las precipitaciones regionales estarían dadas por lluvias estacionales en Los Andes (<2800 m) y la influencia de la niebla costera en el margen oeste (<1000 m) (Muñoz et. al, 2007).

El Desierto de Atacama chileno se divide en cinco unidades morfotectónicas con distintos grados de aridez (Muñoz et. al, 2007). Este desierto se extiende desde el borde Sur de Perú (18°S) y Copiapó (30°S) en Chile, entre los Andes centrales occidentales y la costa del Pacífico (Muñoz et. al, 2007). Sus cinco unidades morfotectónicas en Chile, de oeste a este, son: (1) Cordillera de la Costa (CR), (2) Depresión Central (CD), (3) Cordillera de Domeyko (DR), (4) Cuenca-Preandina (PB) y (5) Andes Occidentales (WA); ver Fig. 3.1 (Muñoz et. al, 2007). La Cordillera de la Costa (CR) presenta condiciones áridas influenciadas por neblina costera (la cual puede penetrar 1 km hacia el interior, bajo condiciones topográficas favorables), precipitaciones de niebla marina y lluvias ocasionales de invierno (Muñoz et. al, 2007). Por otra parte, la Depresión Central (CD) (localizada entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera de Domeyko) exhibe condiciones de hiperáridas, con precipitaciones menores a 10

mm/año que no permiten la existencia de plantas vasculares (Muñoz et. al, 2007). De otro modo, la Cuenca Pre-Andina (PB) muestra condiciones semiáridas con presencia de flora xerófila escasa (Muñoz et. al, 2007).

En desiertos con el nivel de aridez del Desierto de Atacama, la intensidad de la meteorización terrestre de un meteorito depende de la porosidad inicial de estas rocas. Esta porosidad inicial se relaciona al estado de *shock* que ha sufrido el meteorito y junto con la disponibilidad de humedad durante el evento de caída, permiten que las tasas de meteorización de un meteorito sean altas al principio (Valenzuela, 2011). En este período inicial predominará la tasa de meteorización originada por la alteración de Fe-Ni (mineral más reactivo a meteorización) y en menor grado las tasas producidas por las especies con Fe²⁺ (troilita y silicatos ferromagnesianos) (Valenzuela, 2011).

El curso de “Fluidos Planetarios” del Departamento de Geología de la Universidad de Chile realizó una expedición de búsqueda y recolección de meteoritos, en las inmediaciones de Taltal (Desierto de Atacama, Región de Antofagasta), entre el 31 de marzo y el 6 de abril del año 2019; ver Fig. 3.2. Durante esta salida se encontraron más de 60 fragmentos de meteoritos correspondientes a hallazgos (*finds*), los cuales fueron localizados sobre la morfoestructura más árida del Desierto de Atacama: la Depresión Central (ver Fig. 3.3). Estas rocas pasaron a formar parte del repositorio del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y 6 de estas muestras fueron objetos de estudio de esta tesis (nombrándose en esta investigación: “Catalina 1”, “Catalina 11”, “Catalina 15”, “Catalina 18”, “Catalina 27” y “Los Vientos 357”).

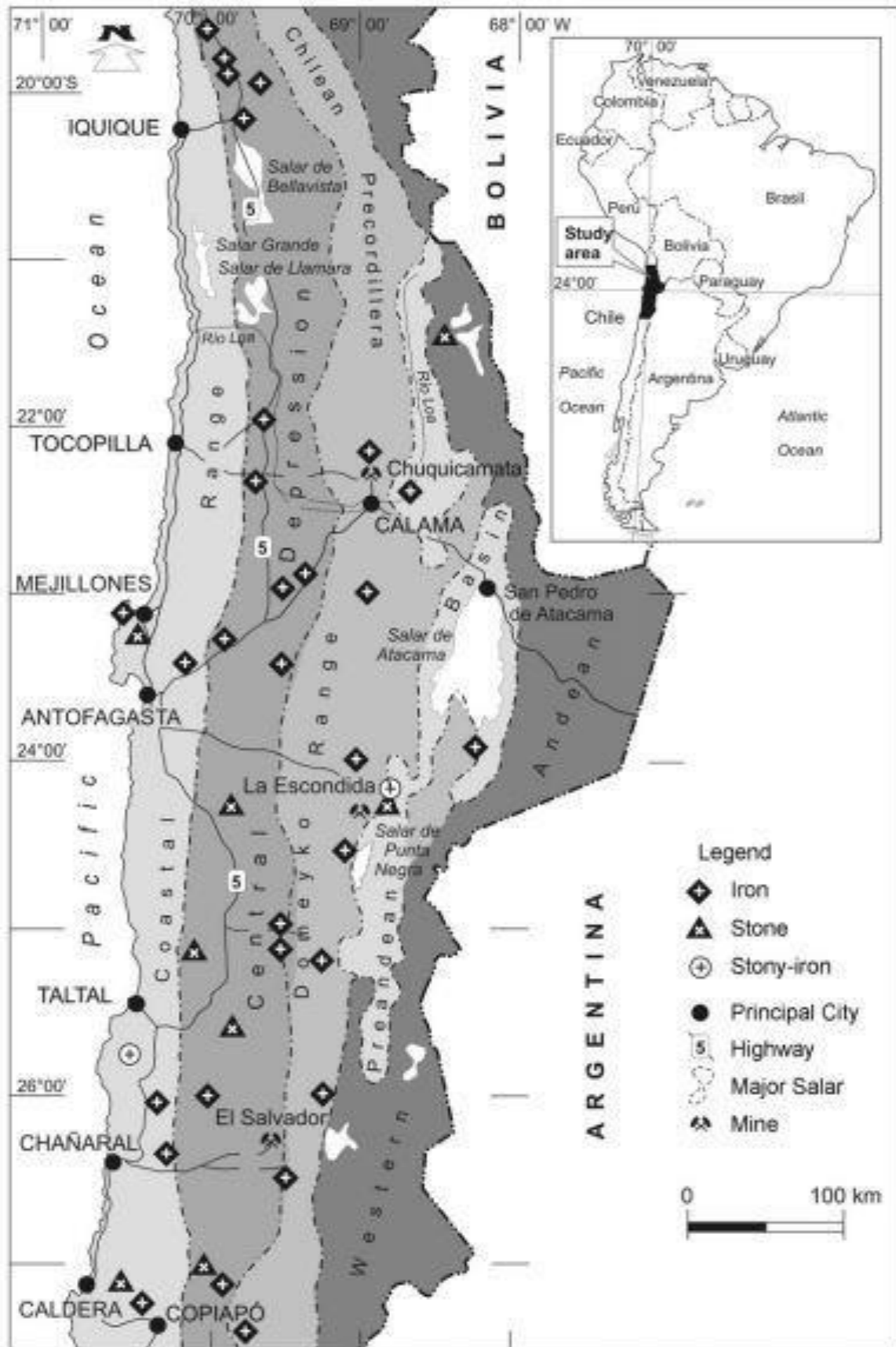


Figura 3.1: Distribución de meteoritos hallados (*finds*) sobre unidades morfotectónicas del Desierto de Atacama chileno. Fuente figura: Muñoz et. al (2007).



Figura 3.2: Fotografías de expedición de búsqueda y recolección de meteoritos realizada por el curso de “Fluidos de Sistemas Planetarios” del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, en las inmediaciones de Taltal, entre el 31 de marzo y 6 de abril del año de 2019. A la izquierda: fotografía del paisaje de la zona de expedición. A la derecha: fotografía del proceso de búsqueda y recolección de meteoritos. Fuente figura: Departamento de Geología de la Universidad de Chile (<http://geologia.uchile.cl/fotos/152863/expedicion-encuentra-mas-60-fragmentos-de-meteoritos>).

Zona de hallazgos:Taltal

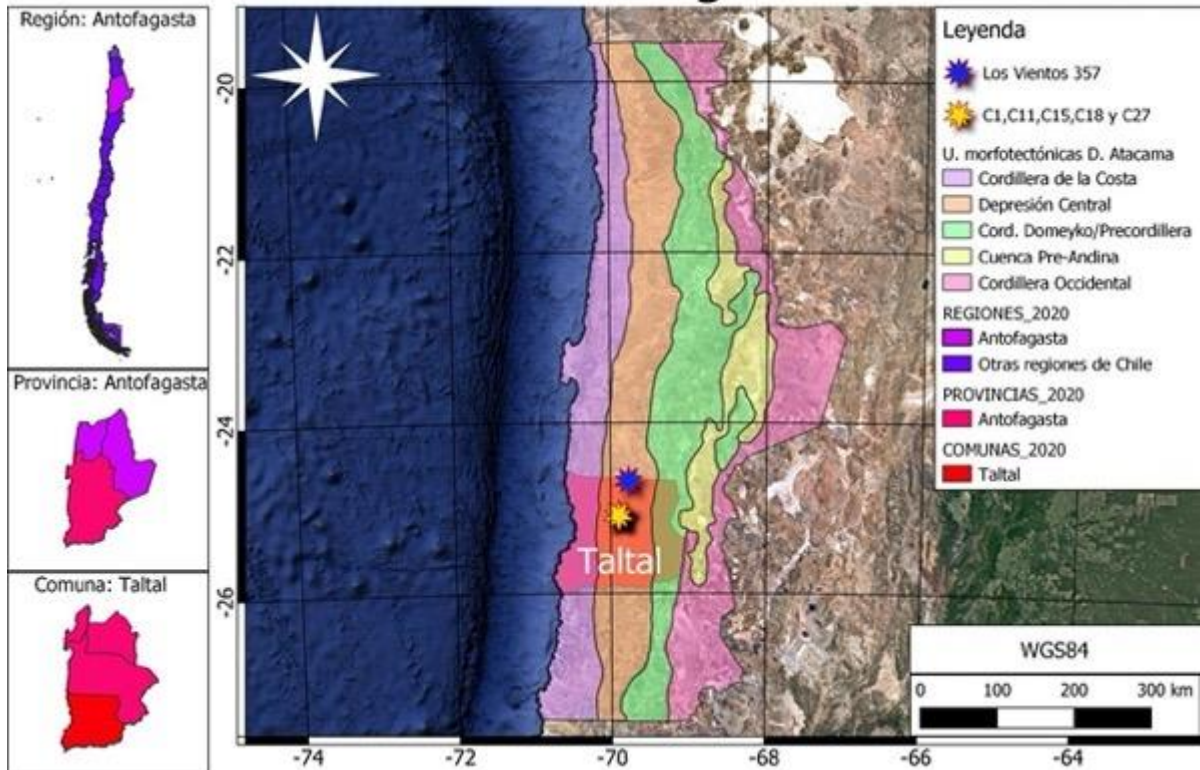


Figura 3.3: Zona de hallazgos de meteoritos durante expedición (inmediaciones de Taltal), respecto a unidades morfoestructónicas del Desierto de Atacama chileno. Muestras fueron halladas en las inmediaciones de Taltal sobre la unidad morfoestructónica del Desierto de Atacama de la Depresión Central; la cual corresponde a una región de condiciones hiperáridas que producen lentos procesos de meteorización terrestre, los cuales, a su vez, permiten preservación y acumulación de meteoritos en esta región. En este mapa la ubicación de las piezas (señaladas con una estrella) “Catalina 1”, “Catalina 11”, “Catalina 15” y “Catalina 18”, se traslapan con la de “Catalina 27”. Fuente figura: mapa de elaboración propia con unidades morfoestructónicas de Muñoz et. al (2007) (mostradas en Fig. 3.2) dispuestas sobre este mapa.

3.2. Caracterización de meteoritos

3.2.1. Descripción petrológica general

En la investigación desarrollada, se observaron bajo microscopio óptico del Departamento de Geología de la Universidad de Chile (ver Fig.3.4) secciones dobles pulidas de las rocas de estudio; para determinar en estas piezas: textura general, componentes (% en volumen cóndrulos, % en volumen matriz, tamaño, forma, etc.), mineralogía primaria (% en volumen, tamaño, forma, etc.), mineralogía secundaria (% en volumen, tamaño, forma, etc.) y textura de cóndrulos.



Figura 3.4: Microscopio petrográfico con cámara integrada del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Fuente figura: <http://www.geologia.uchile.cl/investigacion/laboratorios-de-investigacion/laboratorio-de-microscopia-optica>

3.2.2. Texturas de cóndrulos

Para describir las texturas de los cóndrulos se utilizó la clasificación de cóndrulos basada en texturas dada por Gooding & Keil (1981). Ver sección 2.4.4.1.

3.3. Clasificación de meteoritos

Para clasificar las muestras de condritos ordinarios se estableció la siguiente secuencia de pasos para cada muestra: definición de estado de meteorización terrestre, determinación de susceptibilidad magnética, establecimiento de tipo petrológico y diagnóstico de estado de *shock*. Mediante los resultados de susceptibilidad magnética y estado de meteorización terrestre se estimó la clasificación de cada pieza de estudio, en alguno de los grupos H, L o LL.

3.3.1. Meteorización terrestre

Wlotzka (1993) estableció una escala de los efectos de meteorización observables bajo microscopio óptico en secciones delgadas doble pulidas de condritos ordinarios. Ver Tabla 3.1. Estos efectos gradualmente llevan a la desintegración de los meteoritos y primero afectan a los granos de metal, luego a la troilita y finalmente a los silicatos; además permiten estimar la edad terrestre (tiempo en la Tierra desde su caída) y la tasa de caída de estas rocas (Wlotzka, 1993). Por ejemplo, en Roosevelt County (New México) se ha descubierto una correlación entre el estado de meteorización y la edad terrestre de meteoritos encontrados (*finds*) de: W2 de 5,000- 15,000 años, W3 15,000-30,000 años, W4 20,000-35,000 años, W5 y W6 de 30,000 a más de 45,000 años (Wlotzka, 1993); edades similares a estas también se han encontrado en el Sahara de Libia y Algeria (Wlotzka, 1993). A pesar de lo anterior, en meteoritos del área de San Juan en la Depresión Central del Desierto de Atacama de Chile, no se han encontrado correlaciones entre la edad terrestre de estas rocas y sus estados de meteorización, posiblemente debido a que la erosión eólica predomina sobre la meteorización química en este sector (Gattacceca et. al, 2011). En este desierto (Desierto de Atacama) las edades terrestres más antiguas han alcanzado más de 2 Ma en el sector El Médano (Drouard et. al, 2019). Por otra parte, los estados progresivos de meteorización resumidos en la Tabla 3.1, se observan bajo microscopio óptico y luz reflejada como las imágenes mostradas en la Fig.3.5 (ver tabla y figura).

Durante la investigación realizada se observaron, bajo microscopio óptico (ver Fig.3.4) y luz reflejada, cortes doblemente pulidos de las muestras de estudio y luego se compararon estas observaciones con los criterios petrológicos de meteorización terrestre mostrados en la Tabla 3.1; con el fin de determinar los estados de meteorización terrestre de estas piezas.

Tabla 3.1: Estados de meteorización terrestre progresiva de condritos ordinarios, según Wlotzka (1993).

Estado de meteorización	Descripción
W0	No visible oxidación de metales o sulfidos. Una pátina de limonita puede distinguirse a luz transmitida. Las muestras frescas son de este grado, aunque algunas pueden ser W1 (Wlotzka, 1993, p.1). Ver Fig.3.5 a).
W1	Moderados halos de óxido alrededor del metal y la troilita; menores venillas oxidadas (Wlotzka, 1993, p.1). Ver Fig.3.5 b).
W2	Moderada oxidación de metal, alrededor de 20-60 % siendo afectado. Venillas más o menos masivas con óxidos de hierro pueden ser encontradas. Estas venillas se forman independiente del estado de meteorización, aparentemente en fracturas se forman por fuerzas mecánicas y también frecuentemente son rellenadas con carbonatos (Wlotzka, 1993, p.1). Ver Fig.3.5 c).
W3	Fuerte oxidación de metal y troilita, 60-95 % siendo reemplazado (Wlotzka,1993, p.1). Ver Fig.3.5 d).
W4	Oxidación completa de metal y troilita (>95 %), pero no alteración de silicatos (Wlotzka, 1993, p.1). Ver Fig.3.5 g).
W5	Empezando alteración de silicatos máficos, principalmente a lo largo de fracturas. La alteración primero afecta a los olivinos, empieza dentro del grano no desde los halos (Wlotzka, 1993, p.1).
W6	Reemplazo masivo de silicatos por minerales de arcillas y óxidos. Cóndrulos han sido encontrado intactos, donde los olivinos fueron completamente reemplazados minerales de arcilla y óxidos de hierro, con la mesoestasis feldespática sin afectar (Wlotzka, 1993, p.1).

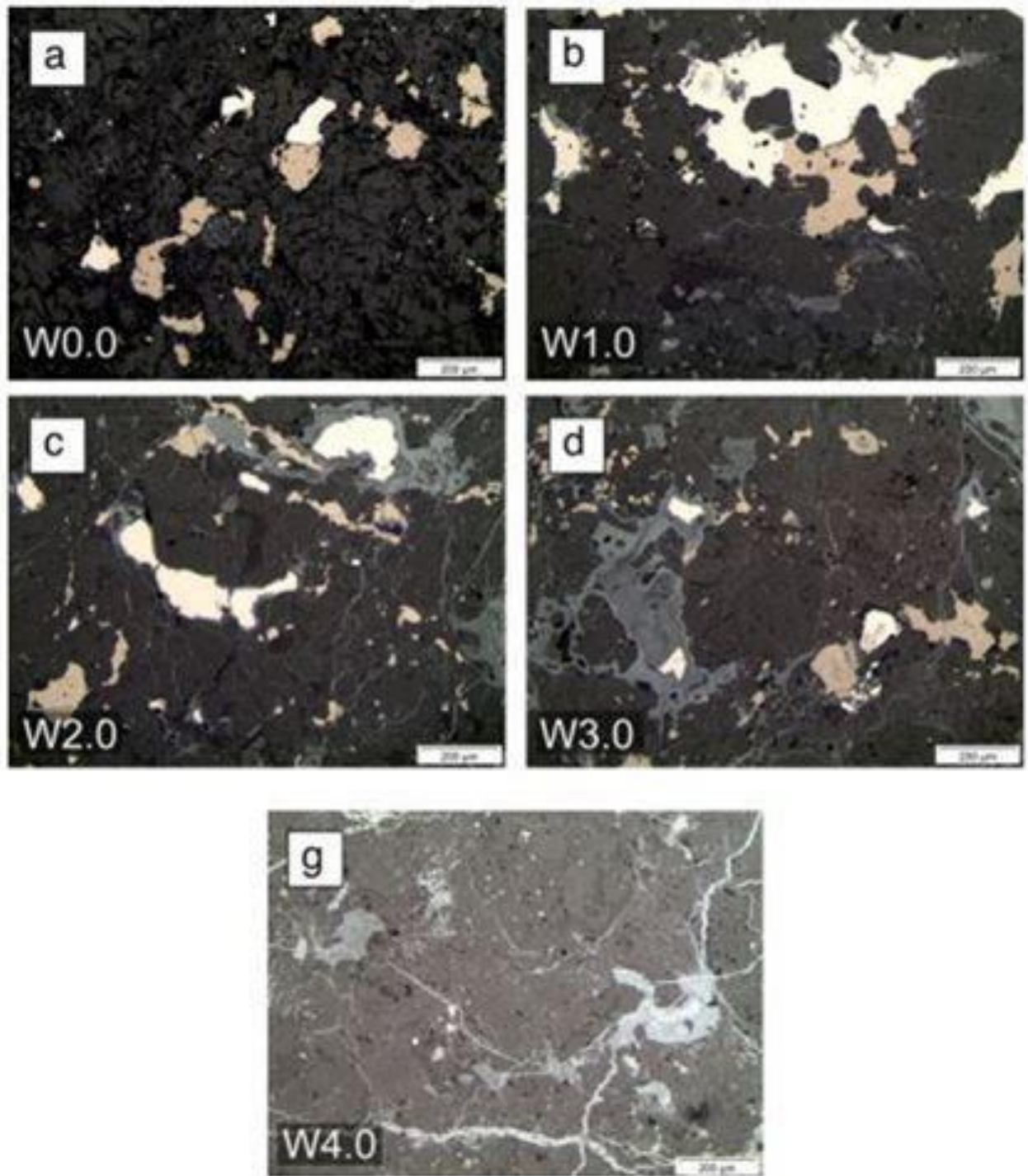


Figura 3.6: Microfotografías de la luz reflejada de condritos ordinarios de Oman que muestran ejemplos de varios estados de meteorización terrestre. Obsérvese la transformación continua de los metales Fe-Ni (blanco) y troilita (amarillo) en óxidos grises e hidróxidos de hierro, así como el aumento de venillas con (oxi)hidróxidos de hierro. a) Estado de meteorización W0; b) Estado de meteorización W1; c) Estado de meteorización W2; d) Estado de meteorización W3 y g) Estado de meteorización W4. Fuente figura: Zurfluh et. al (2016).

3.3.2. Susceptibilidad magnética

En Rochette et. al (2012) se estableció una metodología para clasificar meteoritos basada en la susceptibilidad magnética de estas rocas. Esta clasificación basada en susceptibilidad ha sido propuesta para condritos ordinarios, condritos no ordinarios, acondritos (excepto meteoritos lunares) y material lunar y no resulta en materiales reseteados de su magnetización natural (Rochette et. al, 2012).

La susceptibilidad magnética normalizada en masa (χ en m^3/Kg) de un objeto es la capacidad de una muestra para adquirir magnetización en un campo inducido y es proporcional a las fases magnéticas de esta pieza. En particular en meteoritos es proporcional a sus fases magnéticas ferromagnesianas primarias como Fe-Ni, schreibersita, cohenita, magnetita y pirrotina (Rochette et. al, 2012).

Para conseguir esta metodología, en Rochette et. al (2012) se construyó una base de datos de mediciones de $\log \chi$ (logaritmo de la susceptibilidad magnética normalizada en masa) de fragmentos de meteoritos. En este trabajo las mediciones de $\log \chi$ se obtuvieron de mediciones directas o publicaciones anteriores basadas en seis mil fragmentos de meteoritos provenientes de 40 colecciones de meteoritos de distintos países; donde el análisis de múltiples meteoritos (y de distintas piezas de meteoritos individuales) permitió determinar la dispersión $\log \chi$ en cada grupo de meteoritos (Rochette et. al, 2021). Ver Fig. 3.6. En específico, en condritos ordinarios frescos la clasificación de sus grupos mediante su $\log \chi$ resultó bien debido a que sus rangos de contenido de metal son estrechos y distintivos para L, LL y H (con pocos casos intermedios, designados L/LL y H/L); en cambio en meteoritos que han sufrido meteorización terrestre esta clasificación se complicó debido a que la meteorización oxida al metal, disminuyendo el $\log \chi$ de estas rocas (Rochette et. al, 2012). Por otra parte, Rochette (2003), a partir de una base de datos de meteoritos del Sahara, estimó un descenso en 0.1-0.2 de $\log \chi$ por cada aumento en el estado de meteorización (definido por Wlotzka (1993)). Por lo tanto, para clasificar condritos ordinarios con esta metodología, se debe normalizar el $\log \chi$ de estas rocas por su estado de meteorización (Rochette et. al, 2012).

En esta investigación se realizó la medición de susceptibilidad magnética en los 3 ejes cartesianos (x, y, z) de cada meteorito de estudio, en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile (ver Fig. 3.7); mediante los equipos Bartington MS2 y Kappabridge KLY-3. Después de medir las susceptibilidades magnéticas de los condritos ordinarios de análisis, se promediaron las mediciones realizadas de cada roca, en los 3 ejes cartesianos para obtener un valor promedio de susceptibilidad magnética para cada pieza. Con posterioridad, se masaron las muestras de estudio mediante una balanza y se calculó su volumen mediante Silica Gel; para luego normalizar en masa las susceptibilidades magnéticas promedio calculadas. Finalmente se calculó el logaritmo de cada uno de estos promedios normalizados en masa, para después observar en que campo caían estos logaritmos, según el diagrama de la Fig. 3.8 (después de obtener el estado de meteorización de cada muestra de estudio, según Wlotzka (1993)) para así determinar el grupo de meteorito al que podría corresponder cada muestra.

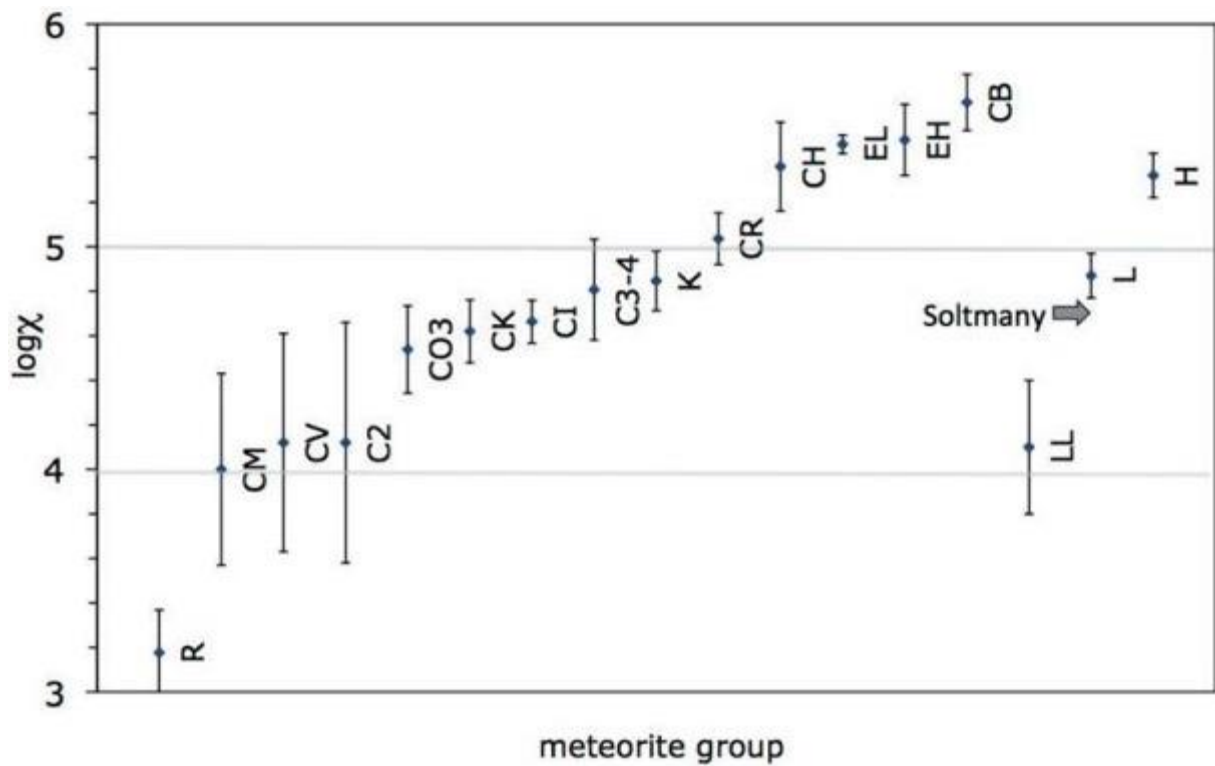


Figura 3.7: Log χ promedio, con su respectiva desviación standard, de diferentes grupos de condritos. Fuente figura: (Rochette et. al, 2012).

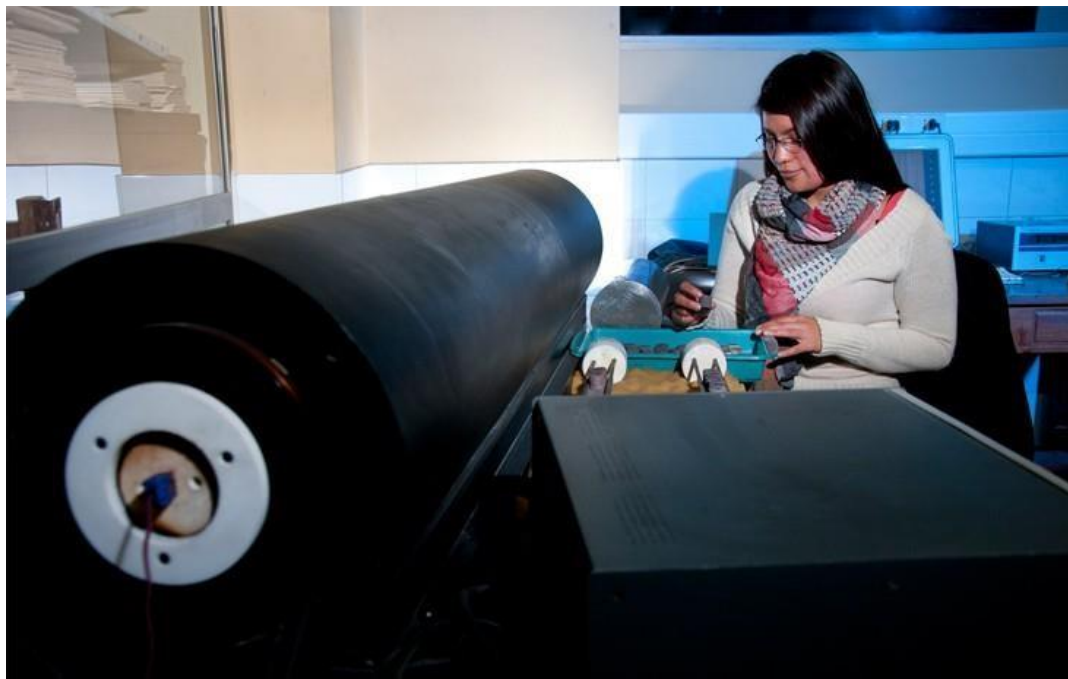


Figura 3.8: Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Fuente figura: <http://geologia.uchile.cl/investigacion/laboratorios-de-investigacion/laboratorio-de-paleomagnetismo>

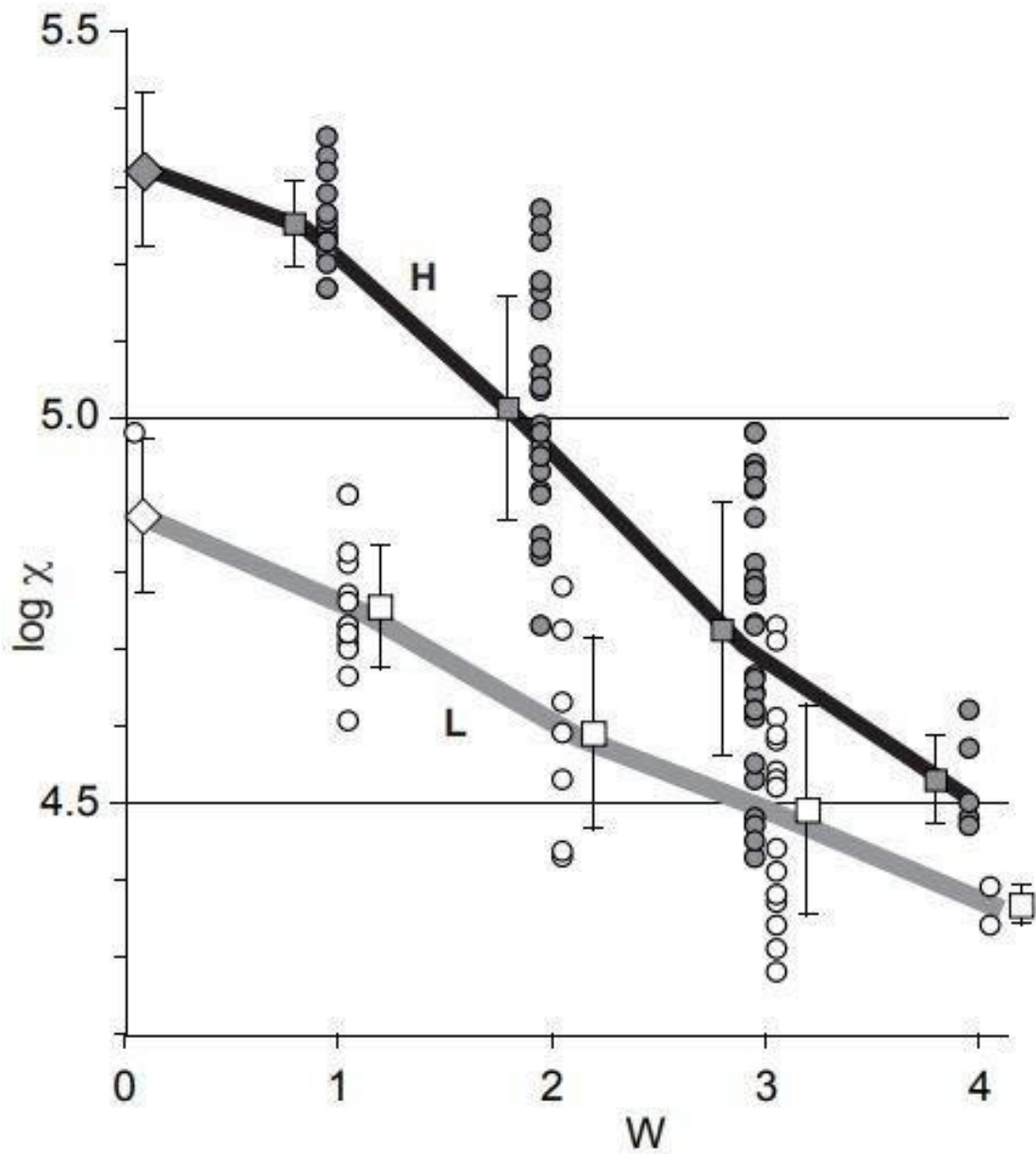


Figura 3.9: $\log \chi$ (logaritmo de la susceptibilidad magnética normalizada en masa) respecto al estado de meteorización (W) de 110 condritos ordinarios hallados (*finds*) en el desierto de Atacama. Los círculos son mediciones de meteoritos individuales (negro = H y blanco = L); los cuadrados son los promedios de cada estado de meteorización asociado a su desviación estándar (grises = H y blancos = L); y los rombos son los promedios de meteoritos caídos (*falls*). Fuente figura: Rochette et. al (2012).

3.3.3. Tipo petrológico

El tipo petrológico es una subdivisión, según características petrológicas, de meteoritos condriticos; tal que estas características se explican por procesos metamórficos de alteración acuosa o metamorfismo termal. De acuerdo con Van Schmus & Wood (1967) estos procesos metamórficos pueden determinarse por la observación de los siguientes criterios petrológicos:

- Homogeneidad de composiciones minerales de silicatos:

“Cristales de olivino y piroxeno heterogéneo indican un alto grado de desequilibrio y pueden tender a ser más homogéneos en composición con grados progresivos de equilibrio. El grado de homogeneidad está dado por la medición del contenido de FeO en un número grande de granos de olivino seleccionados al azar en un condrito y de este modo obtener una “desviación porcentual promedio” de la composición de olivino y piroxeno” (Van Schmus & Wood, 1967, p.753).

- Piroxeno:

“La razón de piroxeno monoclinico bajo en Ca respecto a piroxeno ortorrómbico en condritos se relaciona con una progresiva recristalización de un condrito. El estado monoclinico del piroxeno es el producto natural del quenching necesario para producir cóndrulos y el piroxeno ortopiroxeno puede representar la inversión de un estado monoclinico estable bajo condiciones de alta temperatura (metamorfismo), aunque no es la única interpretación” (Van Schmus & Wood, 1967, p.753-754).

- Feldespato:

“Se ha notado que los condritos recristalizados contienen granos de feldespato en sección delgada. Este feldespato es el principal producto de reconstitución metamórfica de vidrio primario o materiales microcristalinos en cóndrulos” (Van Schmus & Wood, 1967, p.754).

- Vidrio ígneo:

“Vidrio es encontrado en algunos cóndrulos de condritos sin metamorfosear (aparentemente) o pequeñamente metamorfoseadas; es evidencia de estado de quenched de esos cóndrulos. El vidrio primario es ausente en condritos más recristalizados” (Van Schmus & Wood, 1967, p.754).

- Minerales metálicos:

“El metal en la mayoría de los condritos está particionado en kamacita (4-7 % Ni) y taenita (30-55 % Ni). Ese contenido de Ni es estable a los 400-550 °C de acuerdo con el diagrama de fase Fe-Ni y fueron establecidos durante enfriamiento después de metamorfismo. Otros condritos se creen sin metamorfosear en la base de alto contenido de C y H₂O y que parecen solo contener kamacita (aunque la ausencia de taenita no es un único criterio)” (Van Schmus & Wood, 1967, p.754).

· **Minerales sulfidos:**

“Los condritos aparentemente sin metamorfosear contienen minerales sulfidos ricos en Ni (troilita, 1-3 % Ni; pentlandita, sobre un 45 % Ni), los cuales están fuera del equilibrio con la kamacita presente. Los ensamblajes (kamacita-taenita-troilita, taenita-pentlandita-troelita) están presentes en otros condritos metamorfoseados. Los minerales sulfidos pueden ser un criterio más útil de equilibrio termal que la ausencia aparente de taenita en el caso de condritos pobres en metal” (Van Schmus & Wood, 1967, p.754).

· **Texturas:**

“El metamorfismo puede causar engrosamiento y homogenización de las texturas y se ha reconocido que la mayoría de los condritos han experimentado alguna recristalización termal. Condritos sin metamorfosear contienen formas de cóndrulos delineados envueltos en una matriz opaca y negra. En condritos altamente metamorfoseados la matriz es clara y fundida con cóndrulos, los cuales apenas se reconocen como tal. Todos los estados intermedios entre esos dos pueden ser encontrados” (Van Schmus & Wood, 1967, p.754).

· **Contenido de C y H₂O:**

“Carbón y H₂O pueden ser expulsados de un condrito (como CH₄, CO, CO₂ y gases H₂O si una temperatura suficientemente alta es lograda el sistema se abre” (Van Schmus & Wood, 1967, p.754-755).

Los criterios del párrafo anterior son usados por Van Schmus & Wood (1967) para definir seis grupos petrológicos en los condritos:

1. **Tipo 1:**

“Características diagnósticas es la ausencia de cóndrulos y alto contenido de volátiles. Consiste completamente en material de grano fino” (Van Schmus & Wood, 1967, p.755).

2. **Tipo 2:**

“Olivino y piroxeno de composición variable, gran razón relativa matriz: cóndrulo (no relacionada a metamorfismo o grado de equilibrio), gran cantidad de clinopiroxeno relativo a ortopiroxeno, vidrio ígneo con cóndrulos, presencia de Ni en fases sulfidas, presencia de contenidos de agua y carbón moderadas y desequilibrio de fases sulfidas” (Van Schmus & Wood, 1967, p.755).

Ver Fig. 3.9.

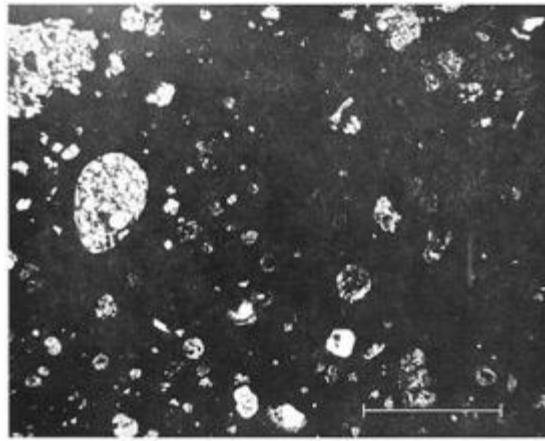


Figura 3.10: Fotografía de sección delgada de condrito Murray (tipo C2), en donde se puede observar textura representativa de condrito tipo petrológico 2. Escala de barra: 1mm. Fuente figura: Van Schmus & Wood (1967).

2. Tipo 3:

“Gran variabilidad de composición de olivinos y piroxenos (>5 % desviación en composición de olivino), presencia de vidrio ígneo en cóndrulos, cóndrulos y textura condritica bien definida, ausencia (<0.5 %) de fases de Ni de sulfidos, clinopiroxeno mayor a ortopiroxeno y significativo contenido de carbón (0.2-1.0 %). El vidrio isotrópico primario se correlaciona bien con la heterogeneidad de olivino y se puede utilizar para diagnosticar la variabilidad de olivino (la propiedad más diagnóstica de este tipo petrológico)” (Van Schmus & Wood, 1967, p.755).

Ver Fig. 3.10.

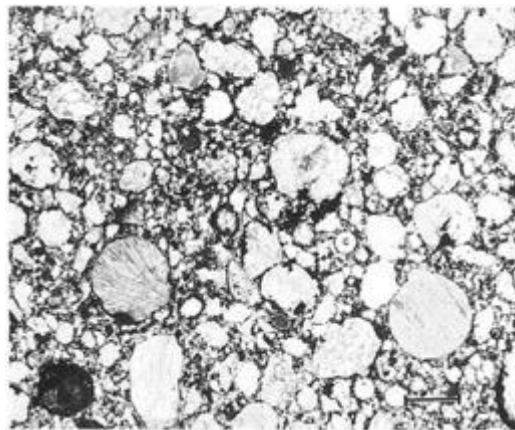


Figura 3.12: Fotografía de sección delgada de condrito Bishunpur (tipo L3), en donde se puede observar textura representativa de condrito tipo petrológico 3. Escala de barra: 1mm. Fuente figura: Van Schmus & Wood (1967).

3. Tipo 4:

“Cóndrulos bien definidos con una tendencia notable hacia la recristalización, vidrio ígneo (birrefringente, turbido) puede estar presente, olivino y piroxeno son usualmente uniforme en composición, pero puede ser variable en una desviación de alrededor de un 5 %, clinopiroxeno es usualmente más abundante que el ortopiroxeno y bajo contenido de carbón. La mayor cantidad de clinopiroxeno (aproximadamente 20 % del piroxeno total) es la característica más importante para distinguir el tipo 4 del tipo 5” (Van Schmus & Wood, 1967, p.756).

Ver Fig. 3.11.

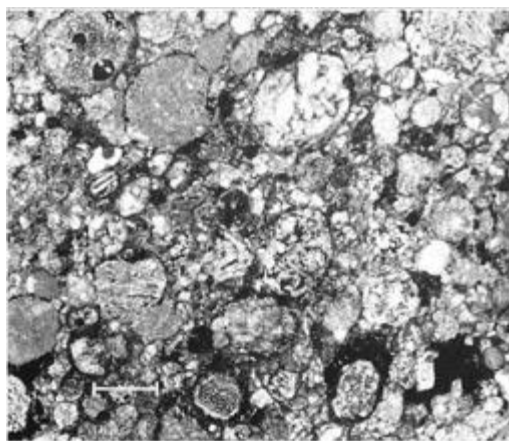


Figura 3.14: Fotografía de sección delgada de condrito Cynthiana (tipo L4), en donde se puede observar textura representativa de condrito tipo petrológico 4. Escala de barra: 1mm. Fuente figura: Van Schmus & Wood (1967).

4. Tipo 5:

“Estos condritos no han sido expuestos a temperaturas extremas. Condritos que tienen olivino y piroxeno en composición uniforme (en donde el piroxeno es ortopiroxeno con menor clinopiroxeno) y las texturas de los cóndrulos son todavía discernibles, aunque no están claramente delineadas. Su principal criterio de diagnóstico es la ausencia de los clinopiroxenos y plagioclasas bien desarrolladas” (Van Schmus & Wood, 1967, p.756).

Ver Fig. 3.12.

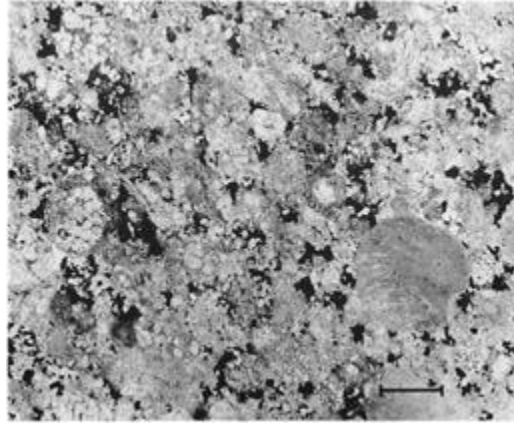


Figura 3.16: Fotografía de sección delgada de condrito Shelburne (tipo L5), en donde se puede observar textura representativa de condrito tipo petrológico 5. Escala de barra: 1mm. Fuente figura: Van Schmus & Wood (1967).

5. Tipo 6:

“Los condritos más recristalizados. Muestran obliteración completa a extensiva de las texturas primarias, evidencia extensiva de recristalización de los cristales de olivino y piroxeno original, desarrollo de plagioclasa bueno a excelente. Esta plagioclasa es el principal criterio de reconocimiento. Están generalmente intersticiales al olivino y piroxeno” (Van Schmus & Wood, 1967, p.756).

Ver Fig. 3.13

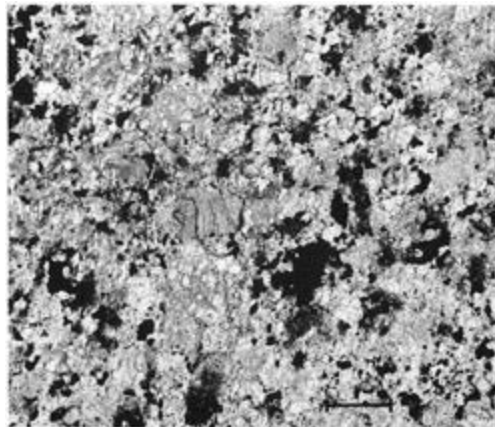


Figura 3.17 : Fotografía de sección delgada de condrito Peace River (tipo L6), en donde se puede observar textura representativa de condrito tipo petrológico 6. Escala de barra: 1mm. Fuente figura: Van Schmus & Wood (1967).

Los seis tipos petrológicos de los condritos están resumidos en las tablas 3.2 y 3.3. Los tipos 1 y 2 fueron originados por alteración acuosa a bajas temperaturas (posiblemente en pequeños asteroides que no sufrieron calentamiento radiactivo significativo); el tipo 3 se considera el más prístino y se estima como producto de poca alteración acuosa y/o metamorfismo termal; los tipos 3 a 6 fueron generados por metamorfismo termal (posiblemente por calentamiento de cuerpo parental *in-situ*) (Trigo-Rodríguez & Blum, 2009). La alteración acuosa aumenta a medida que disminuye el tipo petrológico (desde el tipo 2 hasta el tipo 1) y el metamorfismo termal aumenta a medida que aumenta el tipo petrológico (desde el tipo 3 hasta el tipo 6) (Russell et. al, 2018). Ver Fig. 3.14. Por otra parte, a los condritos ordinarios de tipo petrológico 4 a 6 se les denomina “equilibrados” mientras que a los de tipo 3 a 1 se les denomina “no equilibrados” (Kessel et. al, 2007; Quirico et. al, 2003).

Usando parámetros químicos y petrológicos se puede definir una grilla (ver Tabla 3.4) para clasificar meteoritos según grupo químico y tipo petrológico.

En esta investigación, se buscaron los criterios petrológicos que indican tipo petrológico (Tabla 3.2 y Tabla 3.3) en las secciones doblemente pulidas de los condritos de estudio, mediante observación de estas piezas bajo microscopio óptico (ver Fig. 3.4) y luz transmitida, con el fin de clasificar a estas muestras en su respectivo tipo petrológico.

Tabla 3.2: Tabla resumen de criterios petrológicos para determinar tipo petrológico de condrito. Fuente de figura: Tabla adaptada de Van Schmus & Wood (1967).

	Tipo petrológico					
	1	2	3	4	5	6
(i) Homogeneidad de composiciones de olivino y piroxeno	-	Más grande que un 5 % de desviación promedio		Menos de un 5 % de desviación promedio a uniforme	Uniforme	
(ii) Estado estructural de piroxeno bajo en Ca	-	Predominante monoclinico		Abundantes cristales monoclinicos	Ortorrómico	
(iii) Grado de desarrollo de feldespato secundario	-	Ausente		Predominante como agregados microcristalinos	Granos claros intersticiales	
(iv) Vidrio ígneo	-	Vidrio primario claro isotrópico; abundancia variable		Túrbido si está presente	Ausente	
(v) Minerales metálicos (máximo contenido Ni)	-	< (20 %) Taenita ausente o muy menor	Kamacita y taenita presente (> 20 %)			
(vi) Minerales sulfidos (contenido promedio Ni)	-	> 0.5 %	< 0.5 %			
(vii) Textura general	No cóndrulos	Cóndrulos muy claramente definidos		Cóndrulos bien definidos	Cóndrulos fácilmente delineados	Cóndrulos pobremente definidos

Tabla 3.3: Continuación de Tabla 3.2

	Tipo petrológico					
	1	2	3	4	5	6
(viii) Textura de matriz	Toda de grano fino, opaca	Mucha matriz opaca	Matriz opaca	Matriz transparente microcristalina	Matriz recristalizada	
(ix) Contenido total de carbón	~ 2.8 %	0.6-2.8 %	0.2-1.0 %	< .2 %		
(x) Contenido total de agua	~ 20 %	4-18 %	< 2 %			

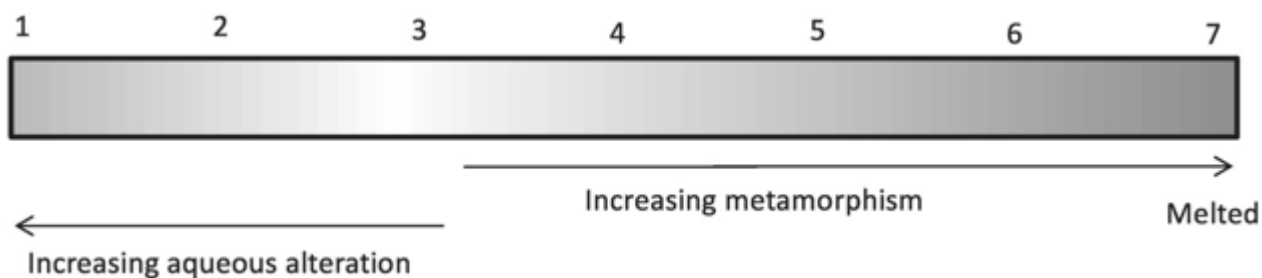


Figura 3.19: Los condritos se clasifican con un número (1-7) para indicar los procesos secundarios que han sufrido (Van Schmus & Wood, 1967); Weisberget. al, 2006). Debido a que los tipos 7 han sido fundidos completamente, dejan de ser condritos (Russell et. al, 2018); por lo que ese tipo no fue considerado en esta tesis. La alteración acuosa aumenta al disminuir el tipo petrológico de tipo 2 a tipo 1; mientras que el metamorfismo termal crece al aumentar el tipo petrológico de tipo 3 a tipo 6 (Russell et. al, 2018). Por otra parte, los condritos tipo 3 son los que más conservan la petrografía, mineralogía y química original (Russell et. al, 2018). Fuente figura: Russell et. al (2018).

Tabla 3.4: Tabla de clasificación de meteoritos según su grupo químico y tipo petrológico. Fuente de figura: Tabla adaptada de Van Schmus & Wood (1967).

Grupo químico	Tipo petrológico					
	1	2	3	4	5	6
E	E1	E2	E3	E4	E5	E6
C	C1	C2	C3	C4	C5	C6
H	H1	H2	H3	H4	H5	H6
L	L1	L2	L3	L4	L5	L6
LL	LL1	LL2	LL3	LL4	LL5	LL6

3.3.4. Estado de *shock*

En Stöffler et. al (1991) es propuesta una clasificación petrográfica de estados de metamorfismo de *shock* en condritos ordinarios; en donde se definen 6 estados de *shock* (S1 a S6) basados en los efectos de *shock* observados, mediante microscopía de sección delgada, en olivino y plagioclasa. Estos efectos son: en S1 (sin *shock*) forma óptica de extinción del olivino; en S2 (*shock* es muy débil) extinción ondulosa del olivino; en S3 (*shock* débil) fracturas planares del olivino; en S4 (*shock* moderado) mosaicismo en olivino; S5 (*shock* fuerte) deformación planar de olivino e isotropización de plagioclasa en maskelinita y S6 (*shock* muy fuerte) recristalización de olivino con posibles cambios de fase (como ringwoodita; ver Fig. 3.15) (Stöffler et.al, 1991). Un poco más adelante en el texto se explicarán estos efectos; los cuales se muestran resumidos en la Tabla 3.5 y la Tabla 3.6.

Otros efectos de *shock* observables son la presencia de fundidos. En estados S3 a S6 aparecen fundidos localizados y en S6 estos fundidos son adyacentes a los efectos S6 (Stöffler et. al, 1991). Estos fundidos se pueden evidenciar como: a) venas de fundido opacas (venas de *shock*); b) *melt pockets* con venas de fundido interconectadas; c) diques fundidos y d) depósitos de troilita y/o metal en fracturas (Stöffler et. al, 1991).

A su vez, a partir de experimentos de *shock* en rocas, se han establecido rangos de presión para las transiciones entre cada estado de *shock*. Los resultados de estas experiencias indicaron que: S1/S2, S2/S3, S3/S4, S4/S5 y S5/S6 ocurren a < 5, 5-10, 15-20, 30-35 y 45-55 Gpa, respectivamente; y la formación de rocas fundidas de impacto o brechas fundidas sucede a los 75-90 Gpa (Stöffler et. al, 1991).

Por otra parte, microestructuras de metal FeNi y troilita originadas por la historia termal *post-shock* en condritos ordinarios pueden arrojar información acerca del estado de *shock* sufrido por estas rocas. Esta relación entre la historia termal *post-shock* registrada en minerales opacos (metal FeNi y troilita) y el estado de *shock* observado en silicatos (determinación de estado de *shock* de Stöffler et.al (1991)) fue planteada por Bennet & McSween (1993) basándose en el estudio petrográfico y geoquímico de 22 condritos ordinarios L. Este grupo de condritos ordinarios L fue escogido en Bennet & McSween (1993) debido a su alto porcentaje de muestras shockeadas y sus historias de impactos intensas y complejas reveladas por sus bajas edades de retención de gases y sus edades radiométricas reseteadas. Los efectos de *shock* presentados en Bennett & McSween (1996) se explican con algo más de detalle más adelante y se muestran resumidas en la Fig. 3.17.

En esta investigación para determinar el estado de *shock* de las muestras de estudio se siguieron las instrucciones de Stöffler et. al (1991). Estas indicaciones recomiendan: observar secciones delgadas (de preferencia doble pulidas) de grosor estándar bajo microscopio óptico (polarizante equipado con luz transmitida y reflejada) primero a baja magnificación para buscar evidencias de *shock* iguales o sobre S3 (como venas opacas de *shock*, venas irregulares de fundido, *melt pockets* y diques de fundido); luego inspeccionar al azar 10 a 20 olivinos de los

más grandes (mínimo entre 50 y 100 μm de radio) y con altos colores de interferencia para hallar características petrográficas que indiquen estado de *shock* en olivino (como extinción recta u ondulosa, set de fracturas planares paralelas y/o mosaicismo); también revisar si existen características petrográficas en plagioclasa que señalen estado de *shock* (como extinción ondulosa, deformación planar o vidrio diaplético); además de chequear que en regiones que demuestren estado de *shock* igual o mayor a S3, la presencia de olivino con texturas de recristalización y/o ringwoodita; a su vez observar si toda la roca tiene textura ígnea de roca de impacto fundido (reflejada en olivino y piroxeno euhedral y mesostasis de feldespatos con gotas de Fe-Ni metálico y troilita, que indican cristalización desde un líquido); por último examinar si existen cóndrulos y minerales relictos y/o clastos líticos en una matriz ígnea que muestre que la roca es una brecha de impacto fundida (Stöffler et. al, 1991).

Del mismo modo en esta investigación se siguieron las recomendaciones de Stöffler et. al (1991) acerca de las magnificaciones de los objetivos del microscopio para identificar estados de *shock* en condritos. En esta publicación se sugiere para: extinción ondulatoria y mosaicismo de olivino, objetivos 20X; fracturas planares en olivino, objetivos 20X o 40X y para características de deformación planar en olivino o plagioclasa objetivos 40X o 50X (Stöffler et. al, 1991).

Por otra parte, los granos minerales de un mismo condrito ordinario presentan características de más de un estado de *shock* debido a la heterogeneidad inherente a la compresión de rocas policristalinas (Stöffler et. al, 1991); por lo que para determinar el estado de *shock* de un condrito ordinario es necesario seguir una metodología apropiada para evitar confusiones sobre su estado de *shock*. En esta investigación, se siguió la metodología planteada por Stöffler et. al (1991) en donde se recomienda escoger el estado de *shock* más alto observado en al menos el 25 % de los granos y para estados de *shock* S5 al menos el 75 % de granos de plagioclasa convertidos en maskelinita.

Siguiendo las recomendaciones anteriores propuestas por Stöffler et. al (1991) y buscando criterios petrográficos indicativos de estado de *shock* planteados en Stöffler et. al (1991) y Bennett & McSween (1996), se determinaron los estados de *shock* de las muestras de estudio en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile (ver Fig. 3.4).

Los efectos de *shock* de Stöffler et. al (1991) y Bennett & McSween (1996), que pueden observarse en secciones delgadas bajo microscopio óptico, se detallan a continuación:

1. Efectos de *shock* en olivino: Los efectos más débiles de *shock* son las fracturas irregulares no planares orientadas al azar y la extinción ondulatoria. Las fracturas irregulares no son un efecto inequívoco de *shock*, aunque pueden ser inducidas por este y siempre acompañan a la extinción ondulatoria (Stöffler et. al, 1991).

Al aumentar la presión de *shock* hasta presiones moderadas, el olivino con extinción ondulatoria presenta sets de fracturas planares paralelas con espaciamentos de decenas

de micrones (ver Fig. 3.15) con orientaciones cristalográficas paralelas a pinacoides, prismas y dipirámides (Stöffler et. al, 1991).

Luego al subir esta presión de *shock* moderada hasta a una determinada presión, el olivino con fracturas planares exhibe una apariencia de mosaico (ver Fig. 3.15). Este mosaicismo se observa cuando un solo cristal despliega numerosos dominios, aproximadamente ecuanes y de pocos pm, los cuales difieren de su posición de extinción por más de 3° a 5° de rotación, tal que múltiples dominios pueden estar superpuestos (Stöffler et. al, 1991). La intensidad del mosaicismo (número y desorientación de dominios) aumenta al aumentar la presión de *shock* (Stöffler et. al, 1991).

A mayores presiones de *shock* que las anteriores el olivino puede recrystalizar en estado sólido o fundirse si estas presiones son aún más altas. Este olivino recrystalizado es de textura policristalina de grano fino, sin fracturas planares y características de deformación y está acompañado de una tinción amarilla-amarronada en la zona de recrystalización; tal que el remanente no recrystalizado de un grano de olivino parcialmente recrystalizado presenta fuerte mosaicismo, fracturas planares y características de deformación planar (Stöffler et. al, 1991). Por otra parte, el olivino fundido es adyacente a las regiones de olivino recrystalizado y suele mezclarse con otros minerales fundidos por *shock* (como metal, troilita, plagioclasa y piroxeno) para formar materiales policristalinos de grano muy fino con cristales de pocos pm (Stöffler et. al, 1991). Este fundido también puede originar un polimorfo de olivino de alta presión, ringwoodita, que consiste en agregados policristalinos de cristales azules isotrópicos localizados alrededor de olivino recrystalizado (Stöffler et. al, 1991). Ver Fig. 3.15.

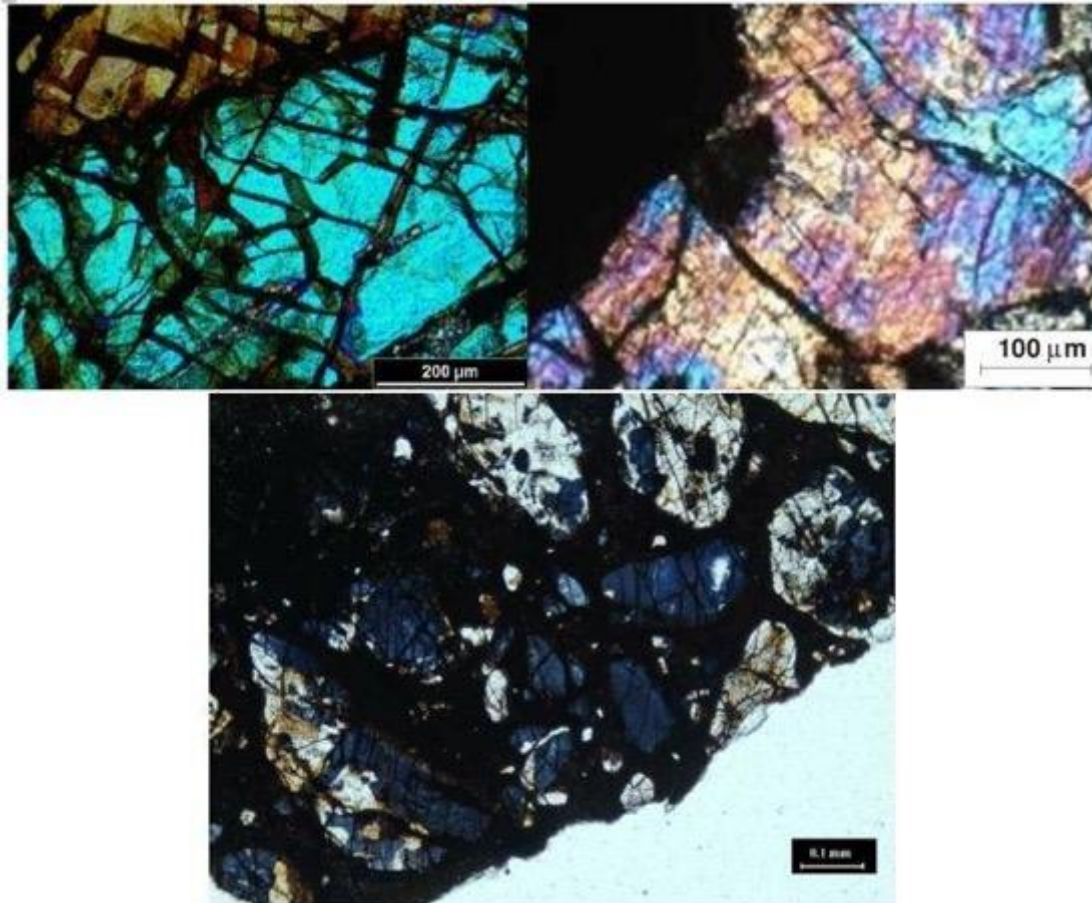


Figura 3.20: Imágenes en sección delgada bajo microscopio óptico y nícoles cruzados. Izquierda superior: fracturas planares en olivino de condrito ordinario L5/6 Claromecó con estado de shock S3. Fuente figura: Vergara et. al (2016). Derecha superior: mosaicismo débil en olivino. Fuente figura: Gyollai et. al (2009). Centro inferior: Ringwoodita policristalina (mineral azulado de relieve alto). Fuente figura: Nagy et. al (2011).

2. Efectos de *shock* en plagioclasa: Estos efectos solo pueden ser detectados en condritos ordinarios de alto tipo petrológico y alto estado de *shock* (Stöffler et. al, 1991). En particular, estos efectos se pueden distinguir en tipos petrológicos 5 a 6 con alto estado de *shock* debido a que las plagioclasas alcanzan suficiente tamaño para ser reconocidas por medios ópticos en esos tipos petrológicos. Además, de todos los procesos deformacionales de la plagioclasa solo la transformación de la plagioclasa en maskelinita puede ser identificada en microscopio óptico debido a que la isotropía de la maskelinita es discernible bajo este instrumento (Stöffler et. al, 1991). Ver Fig. 3.16. Los procesos deformacionales de la plagioclasa de menor a mayor intensidad de estado de *shock* son: extinción ondulosa a *shock* bajo; mosaicismo; deformación planar e isotropización parcial a *shock* moderado; transformación completa a vidrio diaplético (maskelinita) a *shock* alto; y fundición y formación de vidrio normal a *shock* más alto (Stöffler et. al, 1991).

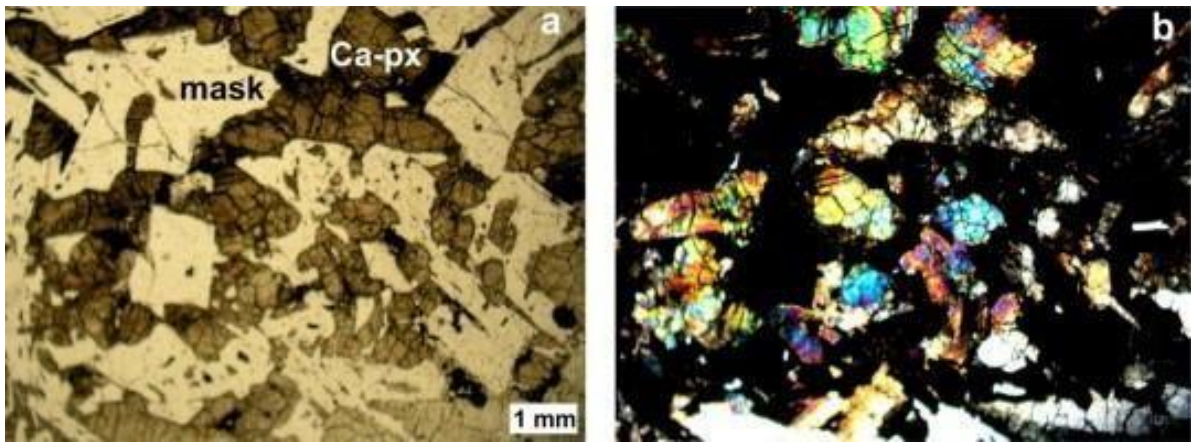


Figura 3.21: Maskelinita (mask) y piroxeno-Ca (Ca-px) en shergottita Los Angeles. a) Bajo luz transmitida y n oculos paralelos: la maskelinita se observa clara y el piroxeno-Ca se muestra marrón-amarillento a gris; b) Misma región de a), pero observada bajo n oculos cruzados: maskelinita se observa negra (por ser un mineral isotrópico) y el piroxeno-Ca se muestra amarillo, verde y azul (por ser un mineral birrefringente). Imágenes a) y b) tienen la misma escala. Fuente figura: Rubin (2015).

3. Fundido localizado inducido por *shock*: Es una mezcla de fundidos provenientes de múltiples minerales. Se origina por fundido total simultáneo de granos minerales coexistentes en condritos ordinarios, tales como olivino, piroxeno, plagioclasa, metal y troilita (St ffler et. al, 1991). Estos fundidos se originan por impacto, en dos etapas consecutivas separadas por milisegundos-segundos; tal que el primer fundido (denominado fundido friccional) es producido por el *peak* de *shock*, mientras que el segundo fundido (denominado fundido intrusivo) es generado por la dilatación del material comprimido durante el *shock* debido a la liberación de la presión *post-shock* (St ffler et. al, 1991). Por sus características observables macroscópicamente y bajo microscopio óptico se clasifican en los siguientes tipos: (1) *shock veins*; (2) *melt pockets* y venas irregulares interconectadas; (3) diques de fundido y (4) *shock blackening* (St ffler et. al, 1991).

Las *shock veins* son venas opacas y delgadas de material policristalino. Este material generalmente es de textura afanítica y se componen de vidrio fino de silicatos o de cristales de silicatos y opacos (troilita y metal) de tamaño sub- μm (St ffler et. al, 1991). Una de estas venas usualmente se ramifica en más venas las cuales luego confluyen en otra vena principal o continúan en diferentes direcciones en ángulos oblicuos (St ffler et. al, 1991). Se originan a bajos estados de *shock* en condritos ordinarios (en donde el olivino solo exhibe fracturas planares y extinción ondulatoria), corresponden a fundido friccional y a medida que aumenta el estado de *shock* en estas rocas aumenta la abundancia y complejidad geométrica de estas venas hasta agrandarse en *melt pockets* por uniones triples de venas (St ffler et. al, 1991).

En un estado de *shock* mayor que el de las *shock veins* se observan *melt pockets* y venas irregulares interconectadas. Estos coexisten con las *shock veins* y consisten en intercrecimientos macroscópicos de silicatos, sulfidos y granos de metal en matriz afanítica; tal que estos intercrecimientos forman redes de complejas ramas con bordes irregulares, en torno a constituyentes condr ticos como cristales individuales de olivino,

granos de metal o agregados minerales (Stöffler et. al, 1991). Estas redes son señal de fundición *in-situ* de material huésped, donde el olivino puede exhibir características de *shock* como fracturas planares, extinción ondulatoria, mosaicismo débil o recristalización sólida (Stöffler et. al, 1991).

Los diques de fundido son fundidos intrusivos que evolucionan desde venas opacas finas y pequeñas (Stöffler et.al, 1991). Estos diques agrandan estas venas opacas con abundante volumen de fundido intrusivo y pueden tener límites discordantes con estas venas preexistentes (Stöffler et. al, 1991). Sus grosores van desde centímetros a decímetros, con textura de cristalización de grano grueso, bandeamiento de flujo y con clastos angulares del condrito huésped (Stöffler et. al, 1991).

El *shock blackening* o ennegrecimiento de *shock* es el relleno de fracturas por minerales opacos (troilita y metales), en entornos próximos a fundidos mezclados (Stöffler et. al, 1991). Fracturas preexistentes (posiblemente formadas por relajación de stress después del precursor elástico de la onda de *shock*) habrían sido inyectadas por fundido de troilita y/o metales provenientes de zonas de fundido local (Stöffler et. al, 1991). Estos rellenos serían mayoritariamente de menos de uno o dos μm de grosor y también podrían recubrir (como rellenos de troilita principalmente) a fracturas planares e irregulares de olivino en cercanías de zonas de fundido, cuando el estado de *shock* del olivino exhibiese mosaicismo y deformación planar (Stöffler et. al, 1991).

4. Disrupción de granos de taenita composicionalmente zonada. Según Bennett & McSween (1996):

“Cuando los granos de taenita se enfrían lentamente $< 400\text{ }^{\circ}\text{C}$ un perfil de Ni en forma de M es originado por difusión de Ni hacia el centro del grano. Durante la difusión de Ni, kamacita baja en Ni nuclea y crece hacia adentro a lo largo de los bordes de los granos de taenita” (Bennett & McSween, 1996, p.256).

Ver Fig. 3.17.

5. Kamacita-Or policristalina De acuerdo con Bennett & McSween (1996):

“Kamacita con límites de granos equiaxiales (intersecciones de 120°), podrían haberse formado por recocido de kamacita fuertemente shockeada con una ϵ -estructura original” (Bennett & McSween, 1996, p.256).

Ver Fig. 3.17.

6. “Troilita burbujeante” Conforme a Bennett & McSween (1996):

“Una mezcla de metal FeNi de grano fino y troilita. Esta característica originalmente era considerada evidencia de fundido eutéctico a temperaturas > 988 °C, aunque se ha teorizado que la troilita burbujeante se forma por altas tasas de enfriamiento (106 °C/s) con una temperatura peak de shock creciente entre los 100 °C-600 °C” (Bennett & McSween, 1996, p.256-257).

Ver Fig. 3.17.

7. Troilita policristalina Según Bennett & McSween (1996):

“En una serie de experimentos de shock con carga se determinó que la troilita era esencialmente monocristalina bajo los 10 GPa, se maclaba entre 10 GPa-20 GPa, y era policristalina (con intersecciones de límites de granos en 120 °) entre los 35-60 GPa. La troilita policristalina parece ser un indicador sensible a aumentos de presión post-shock” (Bennett & McSween, 1996, p.257).

Ver Fig. 3.17.

8. Troilita cizallada De acuerdo con Bennett & McSween (1996):

” Aparentemente una forma de troilita policristalina consiste en subgranos con límites de granos elongados paralelos que se intersectan en ángulos de 120 °. La troilita cizallada ocurre con troilita policristalina en meteoritos en alto estado de shock (sobre estado S4)” (Bennett & McSween, 1996, p.257).

Ver Fig. 3.17.

9. Plesita Conforme a Bennett & McSween (1996):

“Mezcla de kamacita o martensita o taenita produce producida directa o indirectamente por descomposición de taenita. Tres formas de plesita fueron notadas en la investigación general de características microtexturales en metales FeNi de condritos ordinarios L: plesita sin zonación, plesita de grano

fino perlítico y plesita de grano grueso perlítico. La plesita sin zonación y la plesita de grano fino perlítico fueron observadas solo en condritos L de bajo estado de shock (bajo S4); mientras que la plesita de grano grueso perlítica fue interpretada como indicador de altos niveles de metamorfismo de shock” (Bennett & McSween, 1996, p.257).

Ver Fig. 3.17.

10. Gotas fundidas de metal-sulfido Según Bennett & McSween (1996):

“Esferoides de metal FeNi y troilita de 1-100 μm que se forman adyacentes a granos grandes de fases opacas y con melt pockets de silicatos y diques fundidos. La presencia de estas características indica fundido parcial en o sobre los 950 $^{\circ}\text{C}$ ” (Bennett & McSween, 1996, p.257).

Ver Fig. 3.17.

11. Venas de fundido polimineral De acuerdo con Bennett & McSween (1996):

“El shock induce fundido localizado de metal FeNi, troilita, y silicatos que forman pequeñas venas curvadas, las cuales podrían ramificarse en otras venas o interconectarse a pequeños melt pockets formados por fundido in situ” (Bennett & McSween, 1996, p.257).

Ver Fig. 3.17.

Tabla 3.5: Estados progresivos de metamorfismo de *shock* en condritos ordinarios, basados en los efectos de *shock* sobre olivino y plagioclasa. La temperatura *post-shock* es el aumento de temperatura, respecto a la temperatura *pre-shock*, debido a la liberación de presión. Fuente tabla: Tabla adaptada de Stöffler et. al (1991).

Estado de <i>shock</i>	Efectos resultantes del equilibrio de la presión de <i>shock peak</i>		Efectos resultantes de excursiones locales P-T	Presión de <i>shock</i> Gpa	Aumento de la temperatura <i>post-shock</i> °C	Aumento mínimo de la temperatura estimada °C
	Olivino	Plagioclasa				
Sin <i>shock</i> S1	Extinción óptica fuerte, fracturas irregulares		Ninguno	<4-5	10-20	10
<i>Shock</i> muy débil S2	Extinción ondulosa, fracturas irregulares		Ninguno	5-10	20-50	20
<i>Shock</i> débil S3	Fracturas planares, extinción ondulosa, fracturas irregulares	Extinción ondulatoria	Venas de <i>shock</i> opacas, formación incipiente de <i>melt pockets</i> , a veces interconectadas	15-20	100-150	100
<i>Shock</i> moderado S4	Mosaicismo (débil), fracturas planares	Extinción ondulosa, parcialmente isotrópico, características de deformación planar	<i>Melt pockets</i> , venas de fundido interconectadas, venas de <i>shock</i> opacas	30-35	250-350	300
<i>Shock</i> fuerte S5	Mosaicismo (fuerte), fracturas planares + características de deformación planar	Maskelinita	Formación pervasiva de <i>Melt pockets</i> , venas y diques; venas de <i>shock</i> opacas	45-55	600-850	600

Tabla 3.6: Continuación Tabla 3.5.

Estado de <i>shock</i>	Efectos resultantes del equilibrio de la presión de <i>shock peak</i>		Efectos resultantes de excursiones locales P-T	Presión de <i>shock</i> Gpa	Aumento de la temperatura post- <i>shock</i> °C	Aumento mínimo de la temperatura estimada °C
	Olivino	Plagioclasa				
<i>Shock</i> muy fuerte	Restringido a regiones locales o cerca de zonas fundidas					
fuerte S6	Recristalización en estado sólido y tinción, ringwoodita, fundido	Fundido de <i>shock</i> (vidrio normal)	Como en el estado S5	75-90	1500-1750	1500
Totalmente fundido	Fundido total de la roca (rocas fundidas de impacto y brechas fundidas)					










SHOCK FEATURES		S1	S2	S3	S4	S5	S6
	Normal Ni Profile in Taenite	████████████████████				██████████	
	Disturbed Ni Profile in Taenite	████████████████████				██████████	
	Polycrystalline Kamacite				██████████	██████████	
	Fizzed Troilite		████████████████████			██████████	
	Polycrystalline Troilite			████████████████████		██████████	
	Sheared Troilite				████████████████████		
	Plessite		██████████	475		525	600
	Metal - Sulfide Melt Drops				████████████████████		
	Polymineralic melt veins				████████████████████		

Figura 3.22: Resumen de características de metamorfismo de *shock* observadas en metales FeNi y troilita de 22 condritos ordinarios L estudiados por Bennett & McSween (1996). Fuente figura: Bennett & McSween (1996).

3.4. Análisis de inclusiones vítreas

En la investigación realizada, se examinaron inclusiones vítreas; mediante dos etapas consecutivas: petrografía de inclusiones vítreas en el Laboratorio de Inclusiones Fluidas y Vítreas del Departamento de Geología de la Universidad de Chile (ver Fig. 3.18) y espectroscopía Raman en el Laboratorio Raman del Departamento de Geología de la Universidad de Chile (ver Fig.3.19 y Fig.3.20.). La petrografía de inclusiones permitió caracterizar las inclusiones en primarias o secundarias y estimar fases (líquidas, gaseosas y/o sólidas) existentes en estas inclusiones (mediante la observación de presencia o ausencia de burbujas y/o cristales en su interior). Por otra parte, la espectroscopía Raman proporcionó la composición de las inclusiones analizadas bajo este método.



Figura 3.23: Laboratorio de Fluidos en Sistemas Planetarios del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Fuente figura: <https://www.cec.uchile.cl/~planetaryfluids/#facilities>

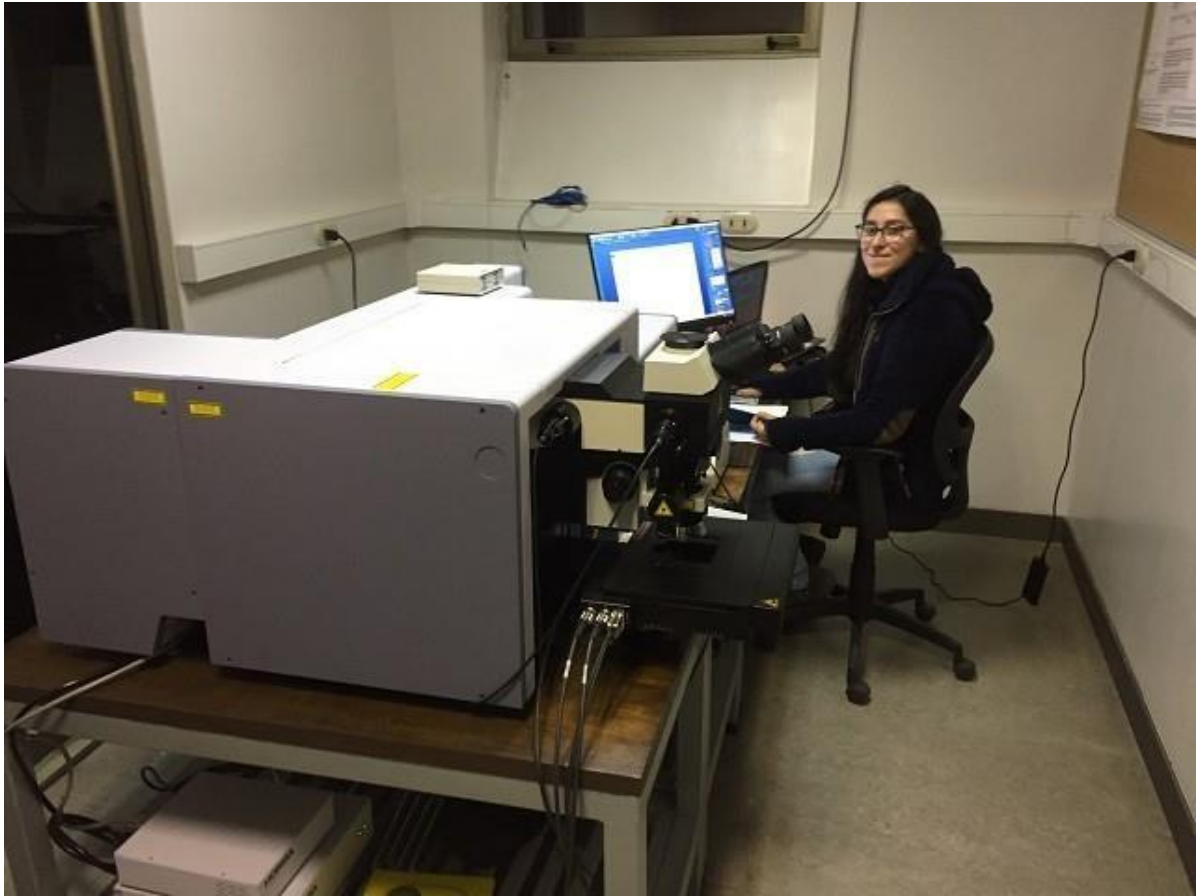


Figura 3.24: Laboratorio de espectroscopía Raman, Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Fuente figura: <http://www.geologia.uchile.cl/investigacion/laboratorios-de-investigacion/laboratorio-raman>

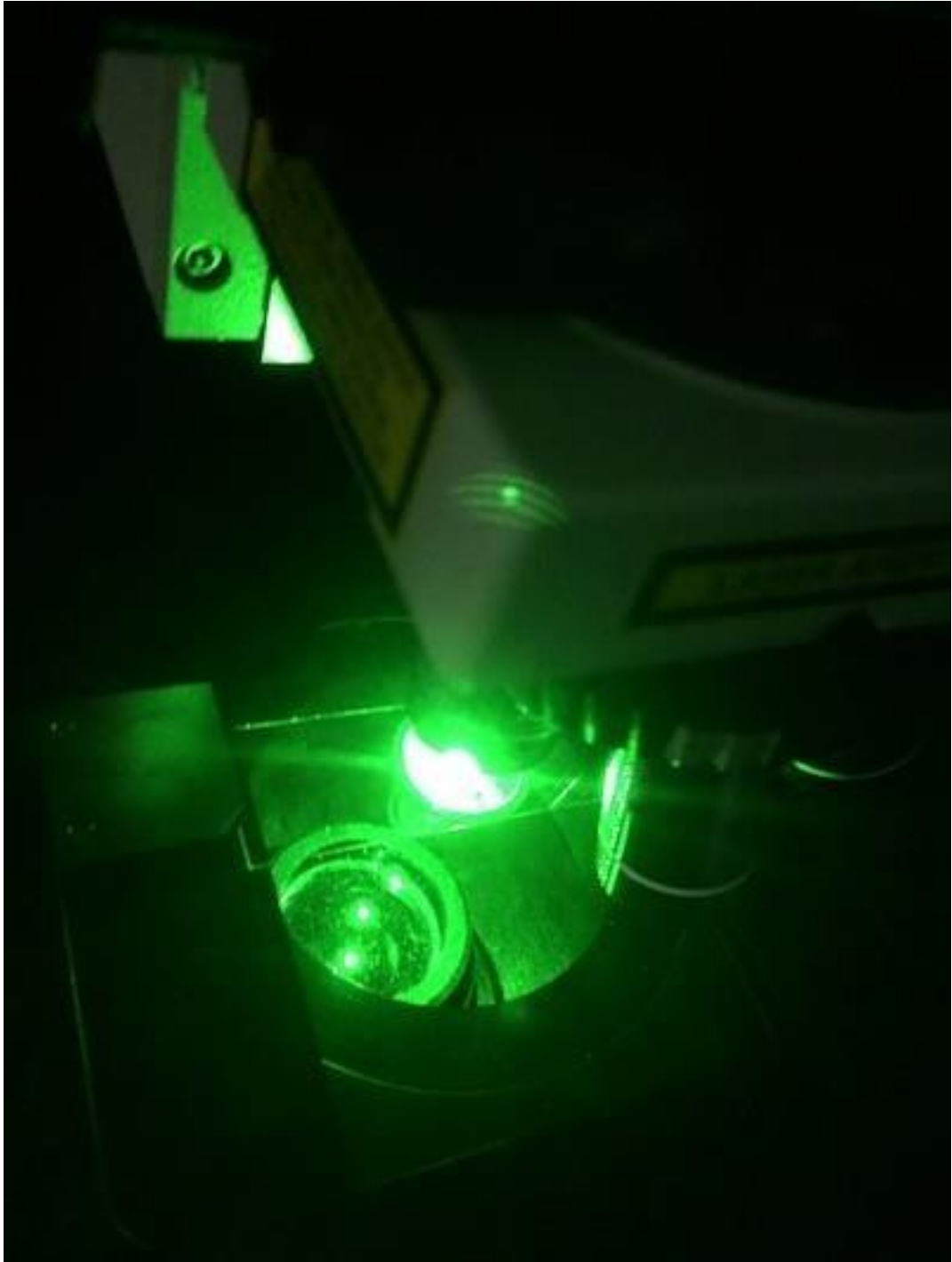


Figura 3.25: Láser de Laboratorio de espectroscopia Raman, Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Fuente figura: https://www.cec.uchile.cl/~planeta_ryfluids/#facilities

3.4.1. Secciones de muestras y petrografía

En la investigación desarrollada se realizó un estudio de inclusiones vítreas, para lo cual se usaron secciones dobles pulidas (30 μm de grosor) de las muestras de estudio. En estas secciones, bajo microscopio óptico, se identificaron MIAs y se les realizaron descripciones petrográficas detallando tamaño, forma, apariencia (ej: presencia o ausencia de burbuja, minerales hijos o co-atrapados, etc.). En caso de observar en inclusiones señales de fuga o decrepitación, las inclusiones afectadas fueron descartadas del estudio. Este estudio de inclusiones vítreas se desarrolló en el Laboratorio de Inclusiones Fluidas y Vítreas del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

3.4.2. Espectroscopía Raman de inclusiones vítreas

La espectroscopía Raman es una técnica no destructiva, la cual sólo requiere de una sección pulida de la muestra, tiene una pequeña resolución espacial (1-2 μm) (que permite analizar un gran número de MIs en un único cristal huésped). En la investigación desarrollada, luego de la etapa de descripción petrográfica se efectuó espectroscopía Raman sobre MIs de MIAs seleccionadas en las secciones dobles pulidas de las muestras de estudio, con el fin de identificar minerales (e hipotéticos volátiles) presentes en estas inclusiones vítreas. Para conseguir el propósito anterior, se utilizó el espectrómetro Raman (Lab-RAM) del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, en el que se usó un láser de 532 nm (ver Fig.3.20).

3.5. Análisis de espectroscopía de absorbanza

En la investigación efectuada se obtuvieron espectros de absorbanza de las rocas de estudio en el Laboratorio de Polvo Cósmico del Núcleo de Astronomía de la Universidad Diego Portales (ver Fig. 3.21), con el fin de descubrir evidencias de volátiles en estas muestras.



Figura 3.26: Espectrómetro FT-IR Bruker Vertex 80v, perteneciente al laboratorio de Polvo cósmico del Núcleo de Astronomía de la Universidad Diego Portales. Fuente figura: Batalla (2020).

Capítulo 4

Resultados

4.1. Caracterización y clasificación de meteoritos

4.1.1. Muestra: “Los Vientos 357”

4.1.1.1. Estado de meteorización (W)

En esta muestra se puede distinguir a luz transmitida una pátina de limonita y a luz reflejada kamacita y troilita oxidada en ~ 80 % y venillas más o menos masivas con óxidos de hierro son encontradas (ver Fig.A.15); por lo tanto, según la escala de meteorización progresiva de Wlotzka (1993), se establece que el estado de meteorización de esta muestra (“Los Vientos 357”) es W3.

4.1.1.2. Grupo de condrito ordinario (H, L o LL)

Al plotear el promedio de susceptibilidad magnética normalizada en masa (4.79, ver Tabla A.2) respecto al estado de meteorización (W3) de esta muestra sobre el gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) (ver Fig. 3.8), se puede observar que este punto cae en el campo del grupo H de condritos ordinarios (ver círculo rojo en Fig. 4.1). Por lo tanto, se clasifica esta muestra (“Los Vientos 357”) como condrito ordinario H.

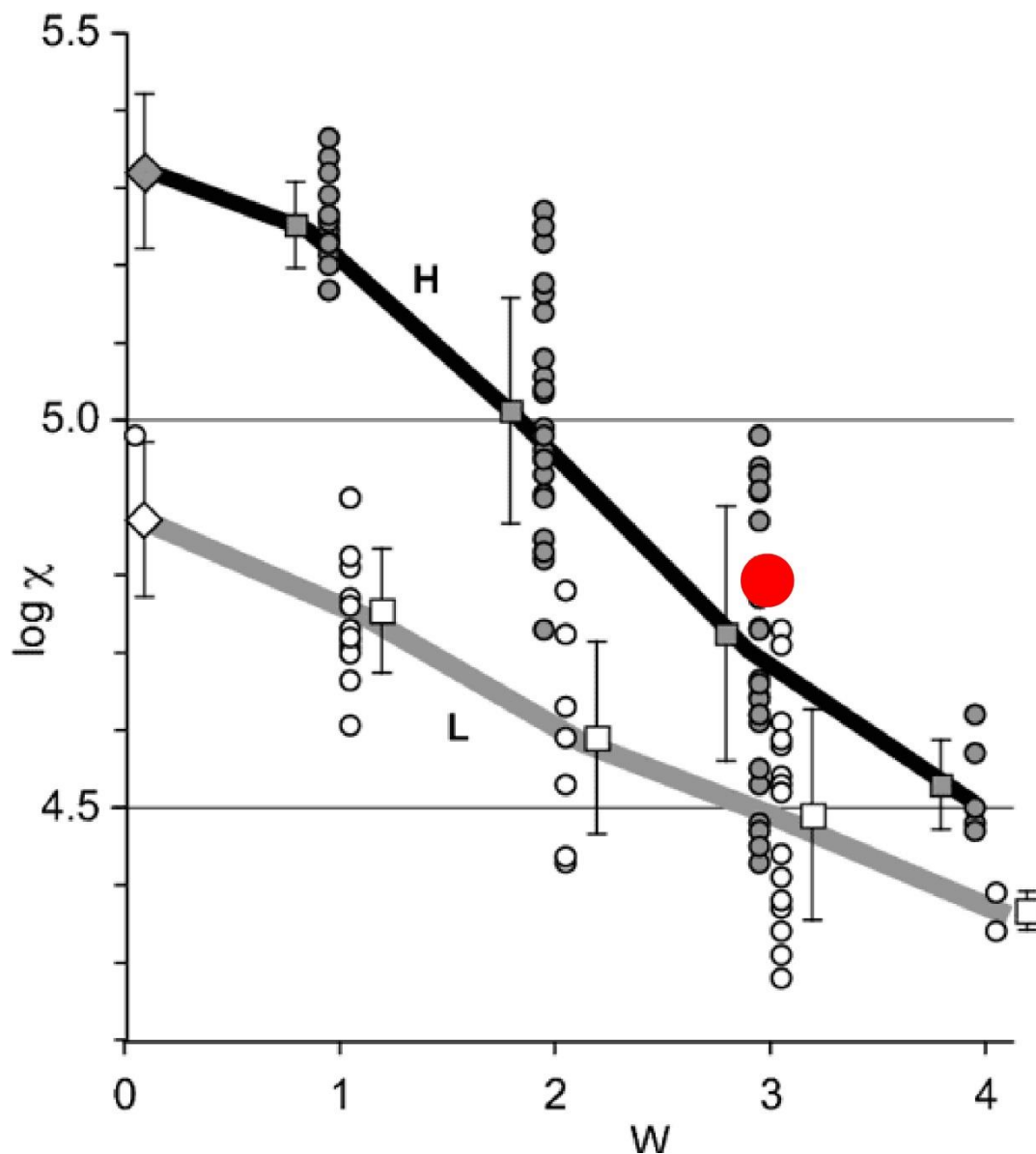


Figura 4.1: $\log \chi$ (logaritmo de la susceptibilidad magnética normalizada en masa) respecto al grado de meteorización (W) de 110 condritos ordinarios hallados (*finds*) en el desierto de Atacama. Los círculos son mediciones de meteoritos individuales (negro = H y blanco = L); los cuadrados son los promedios de cada grado de meteorización asociado a su desviación estándar (grises = H y blancos = L); y los rombos son los promedios de meteoritos caídos (*falls*). Círculo rojo corresponde a condrito ordinario “Los Vientos 357” Fuente figura: Gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) editado para indicar a que grupo pertenecería el condrito ordinario Los Vientos 357, según Rochette et al (2012).

4.1.1.3. Tipo petrológico

En esta muestra se observa obliteración extensiva de las texturas primarias (Ver fig. A.3), matriz recristalizada y el desarrollo de granos de feldespato secundario claros e intersticiales. Por lo tanto, según los grupos petrológicos definidos por Van Schmus & Wood (1967), el tipo petrológico de esta muestra (“Los Vientos 357”) es tipo 6.

4.1.1.4. Estado de *shock* (S)

En esta sección delgada se observa olivino con fracturas planares mayoritarias, algunas fracturas irregulares (ver Fig. A.16) y mosaicismo débil (se observa en un cristal de olivino distintos dominios de extinción delimitados por fracturas planares paralelas). No se observa maskelinita. Tampoco se observan las características de *shock* en opacos señalados Bennett & McSween (1996). Por lo tanto, según los criterios petrológicos dados por Stöffler et. al (1991) y Bennett & McSween (1996) para determinar estado de *shock*, la muestra “Los Vientos 357” tiene un estado de *shock* S4.

4.1.1.5. Clasificación publicada en el Meteoritical Bulletin

La muestra “Los Vientos 357” fue clasificada por Jérôme Gattacceca como H6 W3 y publicada como tal en el Meteoritical Bulletin n° 109 (enlace a publicación: <https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php?code=71087>). Esta clasificación coincide con la obtenida en esta investigación, para el condrito ordinario “Los Vientos 357”.

4.1.1.6. Resumen clasificación de muestra

Tabla 4.1: Tabla resumen clasificación de muestra “Los Vientos 357”.

Muestra	Nombre de sección delgada	Log susceptibilidad magnética	Estado de meteorización (W)	Grupo condrito ordinario	Tipo petrológico	Estado de <i>shock</i> (S)
Los Vientos 357	Mutante	4.79	W3	H	6	S4

4.1.2. Muestra: “Catalina 1”

4.1.2.1. Estado de meteorización (W)

En esta muestra se puede distinguir a luz transmitida una pátina de limonita y a luz reflejada kamacita y troilita oxidada en ~ 30 % y venillas menores oxidadas (ver Fig.A.28); por lo tanto, según la escala de meteorización progresiva de Wlotzka (1993), se establece que el estado de meteorización de esta muestra (“Catalina 1”) es W2.

4.1.2.2. Grupo de condrito ordinario (H, L o LL)

Al plotear el promedio de susceptibilidad magnética normalizada en masa (4.73, ver Tabla A.2) respecto al estado de meteorización (W2) de esta muestra sobre el gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) (ver Fig. 3.8), se puede observar que este punto cae entre los campos de los grupos H y L de condritos ordinarios (ver círculo rojo en Fig. 4.2). Por lo tanto, se clasifica esta muestra (“Catalina 1”) como condrito ordinario H/L.

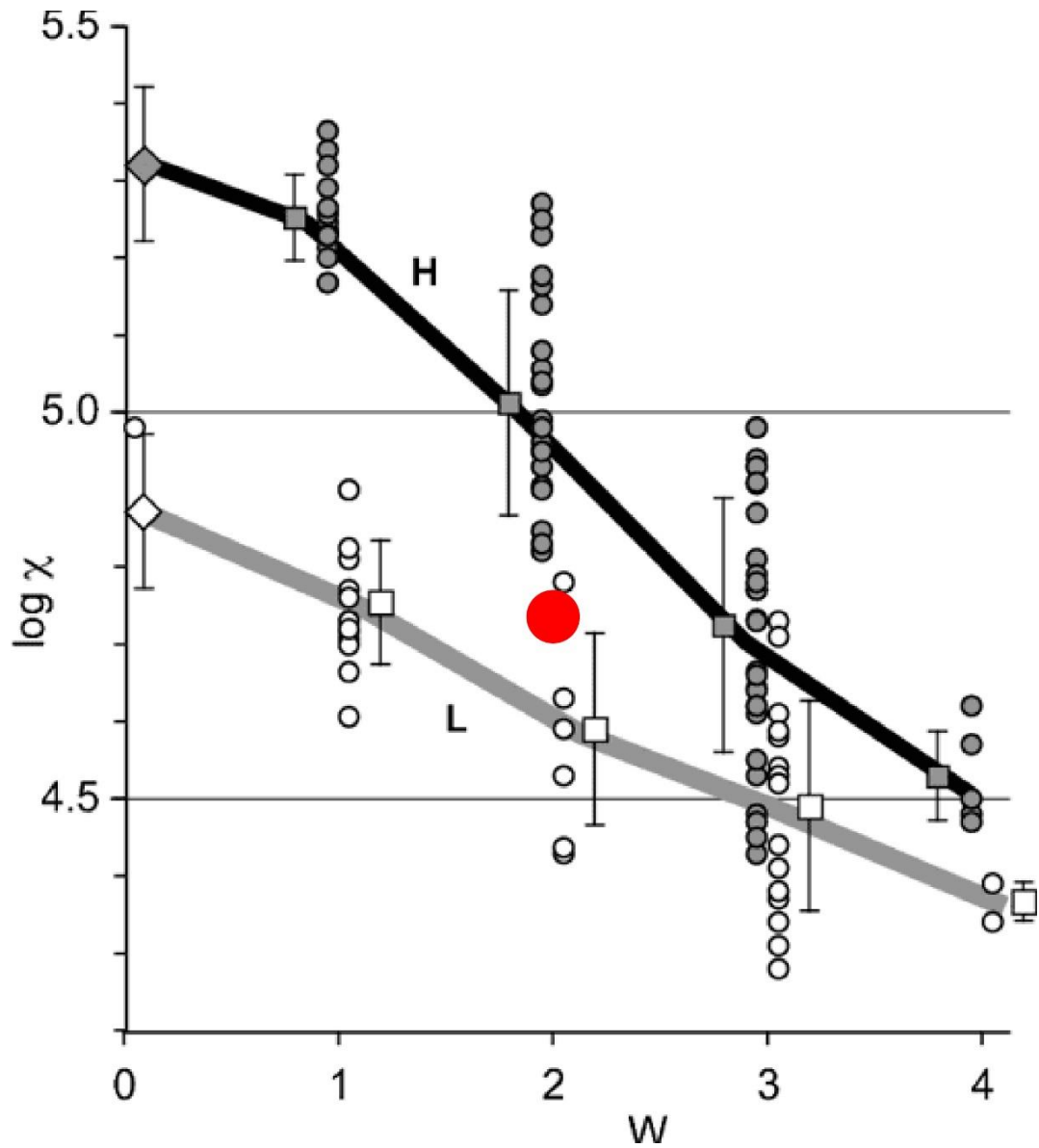


Figura 4.2: $\log \chi$ en función del estado de meteorización de 110 condritos hallados en el desierto de Atacama. Los círculos son mediciones de meteoritos individuales (grises=H y blancos=L). Los cuadrados son valores promedios para cada estado de meteorización asociado con su desviación estándar (grises=H y blancos=L). Los diamantes denotan valores promedios para meteoritos caídos. Círculo rojo corresponde a condrito ordinario "Catalina 1". Fuente figura: Gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) editado para indicar a que grupo pertenecería el condrito ordinario "Catalina 1", según Rochette et al (2012).

4.1.2.3. Tipo petrológico

La textura de los cóndrulos de esta muestra se observa discernible, aunque no claramente delineada (Ver fig.A.17). La matriz está recristalizada. Predomina el ortopiroxeno respecto al clinopiroxeno y hay ausencia de plagioclasas bien desarrolladas. El feldespato secundario está predominantemente como agregado microcristalino. Por lo tanto, según los grupos petrológicos definidos por Van Schmus & Wood (1967), el tipo petrológico de esta muestra (“Catalina 1”) es tipo 5.

4.1.2.4. Estado de *shock* (S)

En esta sección delgada se observa olivino con fracturas irregulares, fracturas planares (ver Fig. A.29) y extinción ondulosa. No se observa maskelinita. Tampoco se observan las características de *shock* en opacos señalados Bennett & McSween (1996). Por lo tanto, según los criterios petrológicos dados por Stöffler et. al (1991) y Bennett & McSween (1996) para determinar estado de *shock*, la muestra “Catalina 1” tiene un estado de *shock* S3.

4.1.2.5. Resumen clasificación de muestra

Tabla 4.2: Tabla resumen clasificación de muestra “Catalina 1”.

Muestra	Nombre de sección delgada	Log susceptibilidad magnética	Estado de meteorización (W)	Grupo condrito ordinario	Tipo petrológico	Estado de <i>shock</i> (S)
Catalina 1	C-1	4.73	W2	H/L	5	S3

4.1.3. Muestra: “Catalina 11”

4.1.3.1. Estado de meteorización (W)

En esta muestra se puede distinguir a luz transmitida una pátina de limonita y a luz reflejada kamacita y troilita oxidada en ≤ 20 % y venillas menores oxidadas (ver Fig.A.34); por lo tanto, según la escala de meteorización progresiva de Wlotzka (1993), se establece que el estado de meteorización de esta muestra (“Catalina 11”) es W1.

4.1.3.2. Grupo de condrito ordinario (H, L o LL)

Al plotear el promedio de susceptibilidad magnética normalizada en masa (4.29, ver Tabla A.2) respecto al estado de meteorización (W1) de esta muestra sobre el gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) (ver Fig. 3.8), se puede observar que este punto cae en el campo del grupo LL de condritos ordinarios (ver círculo rojo en Fig. 4.3). Por lo tanto, se clasifica esta muestra (“Catalina 11”) como condrito ordinario LL.

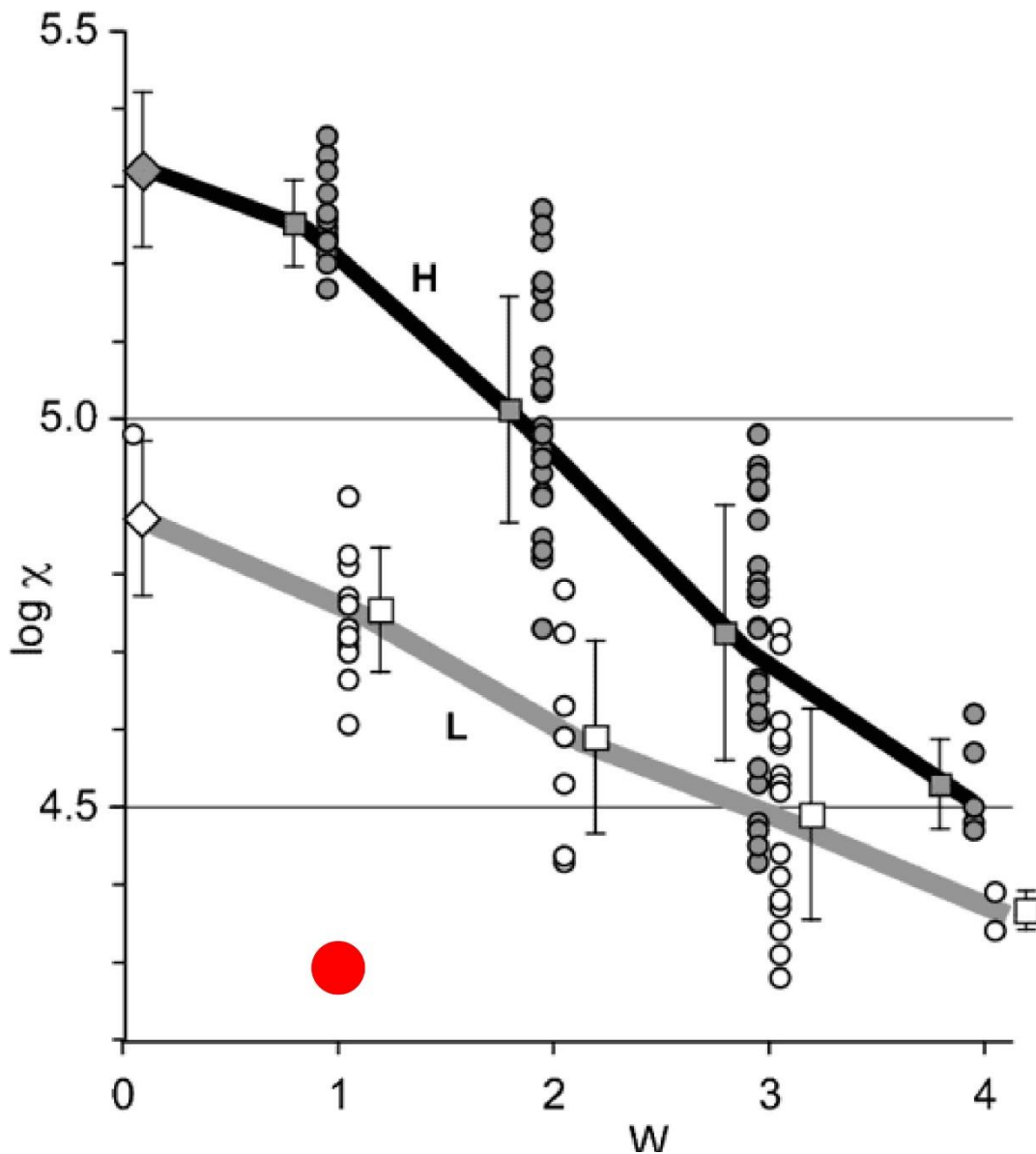


Figura 4.3: $\log \chi$ en función del estado de meteorización de 110 condritos hallados en el desierto de Atacama. Los círculos son mediciones de meteoritos individuales (grises=H y blancos=L). Los cuadrados son valores promedios para cada estado de meteorización asociado con su desviación estándar (grises=H y blancos=L). Los diamantes denotan valores promedios para meteoritos caídos. Círculo rojo corresponde a condrito ordinario "Catalina 11". Fuente figura: Gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) editado para indicar a que grupo pertenecería el condrito ordinario "Catalina 11" según Rochette et al (2012).

4.1.3.3. Tipo petrológico

En esta muestra se observa obliteración extensiva de las texturas primarias (Ver fig.A.30), matriz recristalizada y el desarrollo de granos de feldespato secundario claros e intersticiales. Por lo tanto, según los grupos petrológicos definidos por Van Schmus & Wood (1967), el tipo petrológico de esta muestra (“Catalina 11”) es tipo 6.

4.1.3.4. Estado de *shock* (S)

En esta sección delgada se observa olivino con fracturas mayoritariamente irregulares y unas pocas fracturas planares de espesor y tamaño pequeño en comparación a las fracturas irregulares. No se observa maskelinita. Tampoco se observan las características de *shock* en opacos señalados Bennett & McSween (1996). Por lo tanto, según los criterios petrológicos dados por Stöffler et. al (1991) y Bennett & McSween (1996) para determinar estado de *shock*, la muestra “Catalina 11” tiene un estado de *shock* S2.

4.1.3.5. Resumen clasificación de muestra

Tabla 4.3: Tabla resumen clasificación de muestra “Catalina 11”.

Muestra	Nombre de sección delgada	Log susceptibilidad magnética	Estado de meteorización (W)	Grupo condrito ordinario	Tipo petrológico	Estado de <i>shock</i> (S)
Catalina 11	C-11	4.29	W1	LL	6	S2

4.1.4. Muestra: “Catalina 15”

4.1.4.1. Estado de meteorización (W)

En esta muestra se puede distinguir a luz transmitida una pátina de limonita y a luz reflejada kamacita y troilita oxidada en ~ 30 % y venillas menores oxidadas (ver Fig.A.44); por lo tanto, según la escala de meteorización progresiva de Wlotzka (1993), se establece que el estado de meteorización de esta muestra (“Catalina 15”) es W2.

4.1.4.2. Grupo de condrito ordinario (H, L o LL)

Al plotear el promedio de susceptibilidad magnética normalizada en masa (4.01, ver Tabla A.2) respecto al estado de meteorización (W2) de esta muestra sobre el gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) (ver Fig. 3.8), se puede observar que este punto cae en el campo del grupo LL de condritos ordinarios (ver círculo rojo en Fig. 4.4). Por lo tanto, se clasifica esta muestra (“Catalina 15”) como condrito ordinario LL.

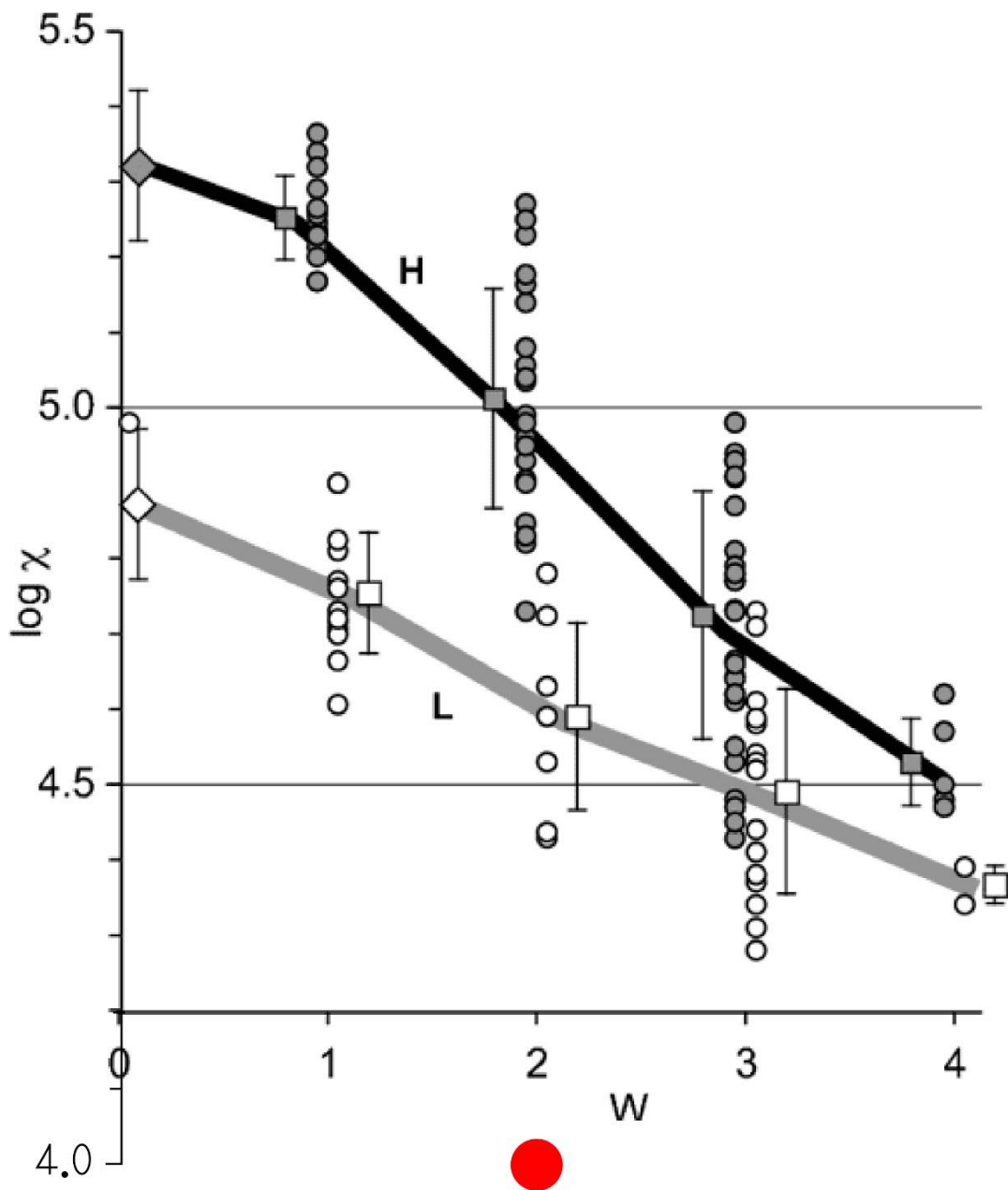


Figura 4.4: $\log \chi$ en función del estado de meteorización de 110 condritos hallados en el desierto de Atacama. Los círculos son mediciones de meteoritos individuales (grises=H y blancos=L). Los cuadrados son valores promedios para cada estado de meteorización asociado con su desviación estándar (grises=H y blancos=L). Los diamantes denotan valores promedios para meteoritos caídos. Círculo rojo corresponde a condrito ordinario "Catalina 15". Fuente figura: Gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) editado para indicar a que grupo pertenecería el condrito ordinario "Catalina 15", según Rochette et al (2012).

4.1.4.3. Tipo petrológico

Los cóndrulos de esta muestra se observan bien definidos y el clinopiroxeno es más abundante que el ortopiroxeno (ver Fig.A.35). El feldespatos secundario está predominantemente como agregados microcristalinos. Por lo tanto, según los grupos petrológicos definidos por Van Schmus & Wood (1967), el tipo petrológico de esta muestra (“Catalina 15”) es tipo 4.

4.1.4.4. Estado de *shock* (S)

En esta sección delgada se observa olivino con fracturas irregulares y planares (ver Fig. A.45). No se observa maskelinita. Tampoco se observan las características de *shock* en opacos señalados Bennett & McSween (1996). Por lo tanto, según los criterios petrológicos dados por Stöffler et. al (1991) y Bennett & McSween (1996) para determinar estado de *shock*, la muestra “Catalina 15” tiene un estado de *shock* S3.

4.1.4.5. Resumen clasificación de muestra

Tabla 4.4: Tabla resumen clasificación de muestra “Catalina 15”.

Muestra	Nombre de sección delgada	Log susceptibilidad magnética	Estado de meteorización (W)	Grupo condrito ordinario	Tipo petrológico	Estado de <i>shock</i> (S)
Catalina 15	C-15	4.01	W2	LL	4	S3

4.1.5. Muestra: “Catalina 18”

4.1.5.1. Estado de meteorización (W)

En esta muestra se puede distinguir a luz transmitida una pátina de limonita y a luz reflejada kamacita y troilita oxidada en ~ 40 % y venillas menores oxidadas (ver Fig.A.52); por lo tanto, según la escala de meteorización progresiva de Wlotzka (1993), se establece que el estado de meteorización de esta muestra (“Catalina 18”) es W2.

4.1.5.2. Grupo de condrito ordinario (H, L o LL)

Al plotear el promedio de susceptibilidad magnética normalizada en masa (3.94, ver Tabla A.2) respecto al estado de meteorización (W2) de esta muestra sobre el gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) (ver Fig. 3.8), se puede observar que este punto cae en el campo del grupo LL de condritos ordinarios (ver círculo rojo en Fig. 4.5). Por lo tanto, se clasifica esta muestra (“Catalina 18”) como condrito ordinario LL.

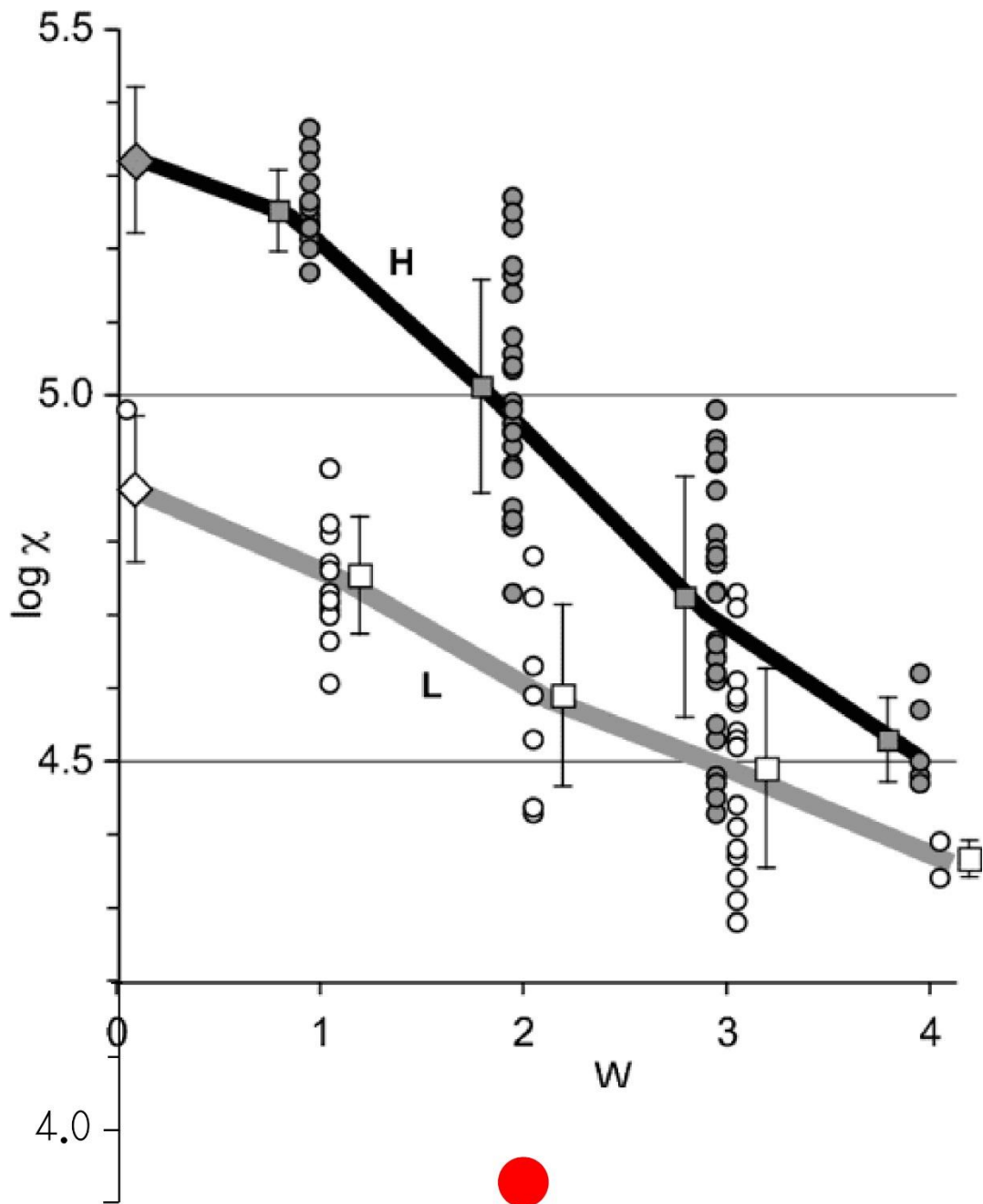


Figura 4.5: $\log \chi$ en función del estado de meteorización de 110 condritos hallados en el desierto de Atacama. Los círculos son mediciones de meteoritos individuales (grises=H y blancos=L). Los cuadrados son valores promedios para cada estado de meteorización asociado con su desviación estándar (grises=H y blancos=L). Los diamantes denotan valores promedios para meteoritos caídos. Círculo rojo corresponde a condrito ordinario "Catalina 18". Fuente figura: Gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) editado para indicar a que grupo pertenecería el condrito ordinario "Catalina 18", según Rochette et al (2012).

4.1.5.3. Tipo petrológico

La textura de los cóndrulos de esta muestra se observa discernible, aunque no claramente delineada (Ver fig.A.46). La matriz está recristalizada. Predomina el ortopiroxeno respecto al clinopiroxeno y hay ausencia de plagioclasas bien desarrolladas. El feldespatos secundario está predominantemente como agregado microcristalino. Por lo tanto, según los grupos petrológicos definidos por Van Schmus & Wood (1967), el tipo petrológico de esta muestra (“Catalina 18”) es tipo 5.

4.1.5.4. Estado de *shock* (S)

En esta sección delgada se observa olivino con fracturas mayoritariamente planares (ver Fig. A.53), algunas fracturas irregulares, extinción ondulosa y mosaicismo en algunos pocos cristales. No se observa maskelinita. Tampoco se observan las características de *shock* en opacos señalados Bennett & McSween (1996). Por lo tanto, según los criterios petrológicos dados por Stöffler et. al (1991) y Bennett & McSween (1996) para determinar estado de *shock*, la muestra “Catalina 18” tiene un estado de *shock* S3.

4.1.5.5. Resumen clasificación de muestra

Tabla 4.5: Tabla resumen clasificación de muestra “Catalina 18”.

Muestra	Nombre de sección delgada	Log susceptibilidad magnética	Estado de meteorización (W)	Grupo condrito ordinario	Tipo petrológico	Estado de <i>shock</i> (S)
Catalina 18	C-18	3.94	W2	LL	5	S3

4.1.6. Muestra: “Catalina 27”

4.1.6.1. Estado de meteorización (W)

En esta muestra se puede distinguir a luz transmitida una pátina de limonita y a luz reflejada kamacita y troilita oxidada en ~ 40 % y venillas oxidadas (ver Fig.A.61); por lo tanto, según la escala de meteorización progresiva de Wlotzka (1993), se establece que el estado de meteorización de esta muestra (“Catalina 27”) es W2.

4.1.6.2. Grupo de condrito ordinario (H, L o LL)

Al plotear el promedio de susceptibilidad magnética normalizada en masa (3.72, ver Tabla A.2) respecto al estado de meteorización (W2) de esta muestra sobre el gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) (ver Fig. 3.8.), se puede observar que este punto cae en el campo del grupo LL de condritos ordinarios (ver círculo rojo en Fig. 4.6). Por lo tanto, se clasifica esta muestra (“Catalina 27”) como condrito ordinario LL.

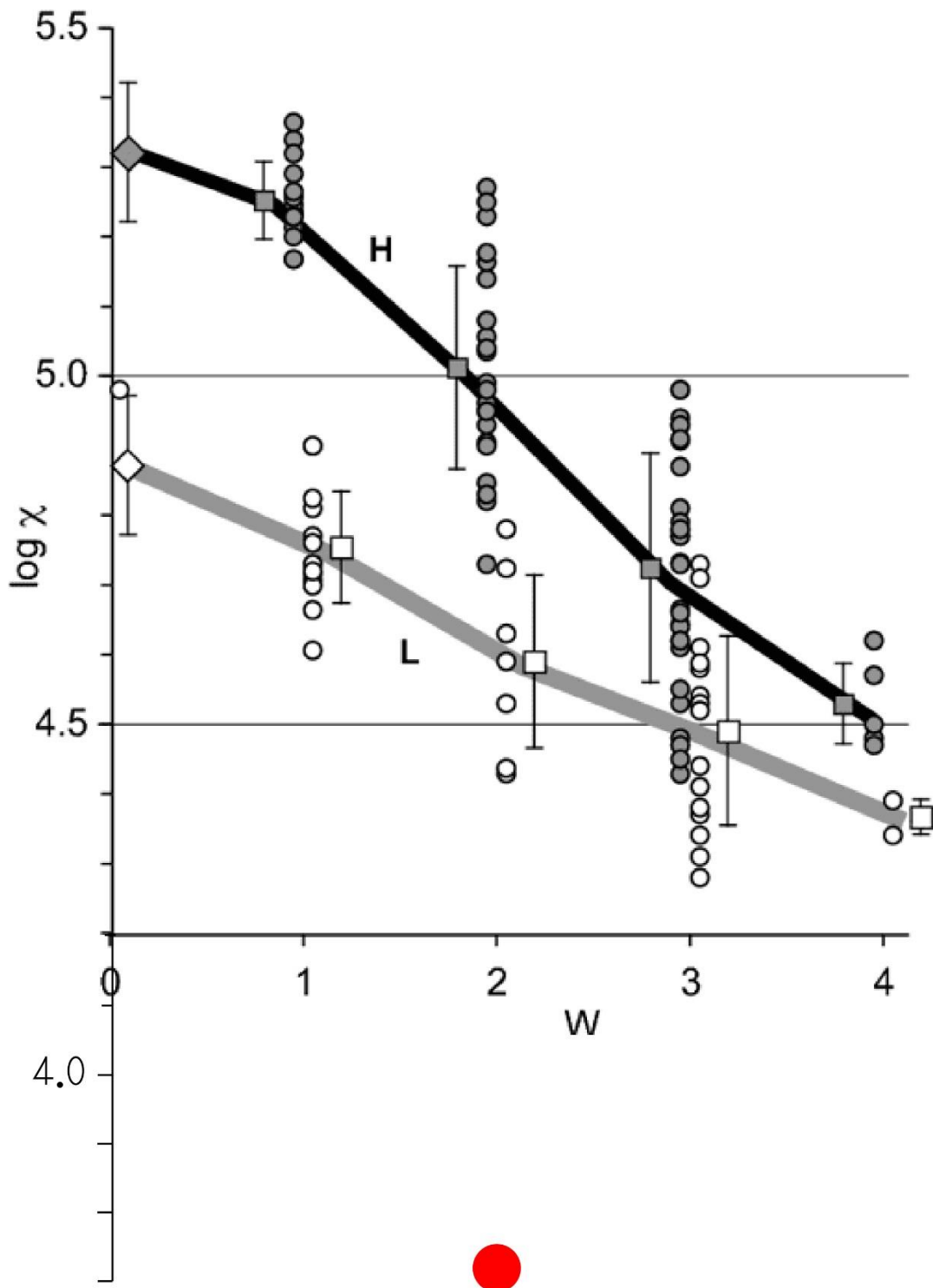


Figura 4.6: $\log \chi$ en función del estado de meteorización de 110 condritos hallados en el desierto de Atacama. Los círculos son mediciones de meteoritos individuales (grises=H y blancos=L). Los cuadrados son valores promedios para cada estado de meteorización asociado con su desviación estándar (grises=H y blancos=L). Los diamantes denotan valores promedios para meteoritos caídos. Círculo rojo corresponde a condrito ordinario “Catalina 27”. Fuente figura: Gráfico mostrado en Rochette et. al (2012) editado para indicar a que grupo pertenecería el condrito ordinario “Catalina 272, según Rochette et al (2012).

4.1.6.3. Tipo petrológico

La textura de los cóndrulos de esta muestra se observa discernible, aunque no claramente delineada (Ver fig.A.54). La matriz está recristalizada. Predomina el ortopiroxeno respecto al clinopiroxeno y hay ausencia de plagioclasas bien desarrolladas. El feldespatos secundario está predominantemente como agregado microcristalino. Por lo tanto, según los grupos petrológicos definidos por Van Schmus & Wood (1967), el tipo petrológico de esta muestra (“Catalina 27”) es tipo 5.

4.1.6.4. Estado de *shock* (S)

En esta sección delgada se observa olivino con fracturas planares (ver Fig.A.62) y extinción ondulosa. No se observa maskelinita. Tampoco se observan las características de *shock* en opacos señalados Bennett & McSween (1996). Por lo tanto, según los criterios petrológicos dados por Stöffler et. al (1991) y Bennett & McSween (1996) para determinar estado de *shock*, la muestra “Catalina 27” tiene un estado de *shock* S3.

4.1.6.5. Resumen clasificación de muestra

Tabla 4.6: Tabla resumen clasificación de muestra “Catalina 27”.

Muestra	Nombre de sección delgada	Log susceptibilidad magnética	Estado de meteorización (W)	Grupo condrito ordinario	Tipo petrológico	Estado de <i>shock</i> (S)
Catalina 27	C-27	3.72	W2	LL	5	S3

4.1.7. Resumen clasificación de muestras de estudio

Tabla 4.7: Tabla resumen clasificación de muestras de estudio.

Muestra	Nombre de sección delgada	Log susceptibilidad magnética	Estado de meteorización (W)	Grupo condrito ordinario	Tipo petrológico	Estado de <i>shock</i> (S)
Los Vientos 357	Mutante	4.79	W3	H	6	S4
Catalina 1	C-1	4.73	W2	H/L	5	S3
Catalina 11	C-11	4.29	W1	LL	6	S2
Catalina 15	C-15	4.01	W2	LL	4	S3
Catalina 18	C-18	3.94	W2	LL	5	S3
Catalina 27	C-27	3.72	W2	LL	5	S3

4.2. Inclusiones vítreas

Al observar las secciones delgadas de las rocas de estudio bajo microscopio óptico, solo se encontraron inclusiones vítreas (no se encontraron inclusiones fluidas) en las secciones delgadas de las muestras “Los Vientos 357” y “Catalina 18”.

4.2.1. Petrografía de inclusiones vítreas

4.2.1.1. Muestra: “Los Vientos 357”

1. Cristal de olivino en cóndrulo criptocristalino

Tabla 4.8: Inclusiones vítreas en cristal de olivino en cóndrulo criptocristalino de olivino en condrito ordinario “Los Vientos 357”.

Tipo	Descripción	Figura
MIA primaria	Inclusiones subredondeadas de radio promedio $\sim 6-1 \mu\text{m}$ y rectangulares de lado largo de $\sim 13-3 \mu\text{m}$ y lado corto de $\sim 8-3 \mu\text{m}$. No se observan burbujas y/o cristales hijos.	Ver figura 4.7

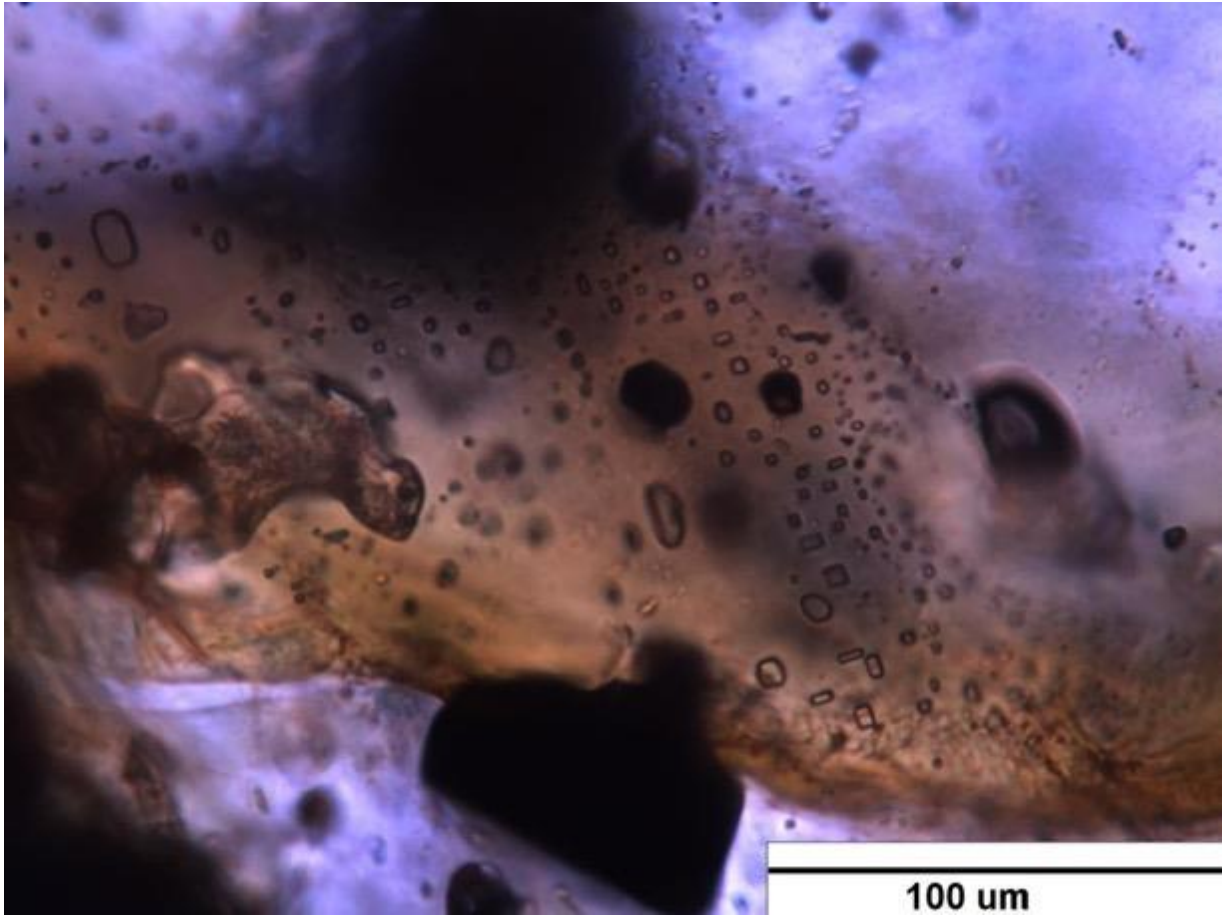


Figura 4.7: MIA primaria en cóndrulo criptocristalino; observada bajo microscopio óptico, objetivo 100X y nícoles paralelos.

4.2.1.2. Muestra: “Catalina 18”

1. Cristal de olivino en cóndrulo porfídico de olivino

Tabla 4.9: Inclusiones vítreas en cristal de olivino en cóndrulo porfídico de olivino de condrito ordinario “Catalina 18”.

Tipo	Descripción	Figura
MIA Secundaria	Inclusiones redondeadas a subredondeadas de ~ 6 a $2 \mu\text{m}$ de radio promedio. No se observan burbujas y/o cristales hijos.	MIA encerrada por elipse roja en Fig. 4.8

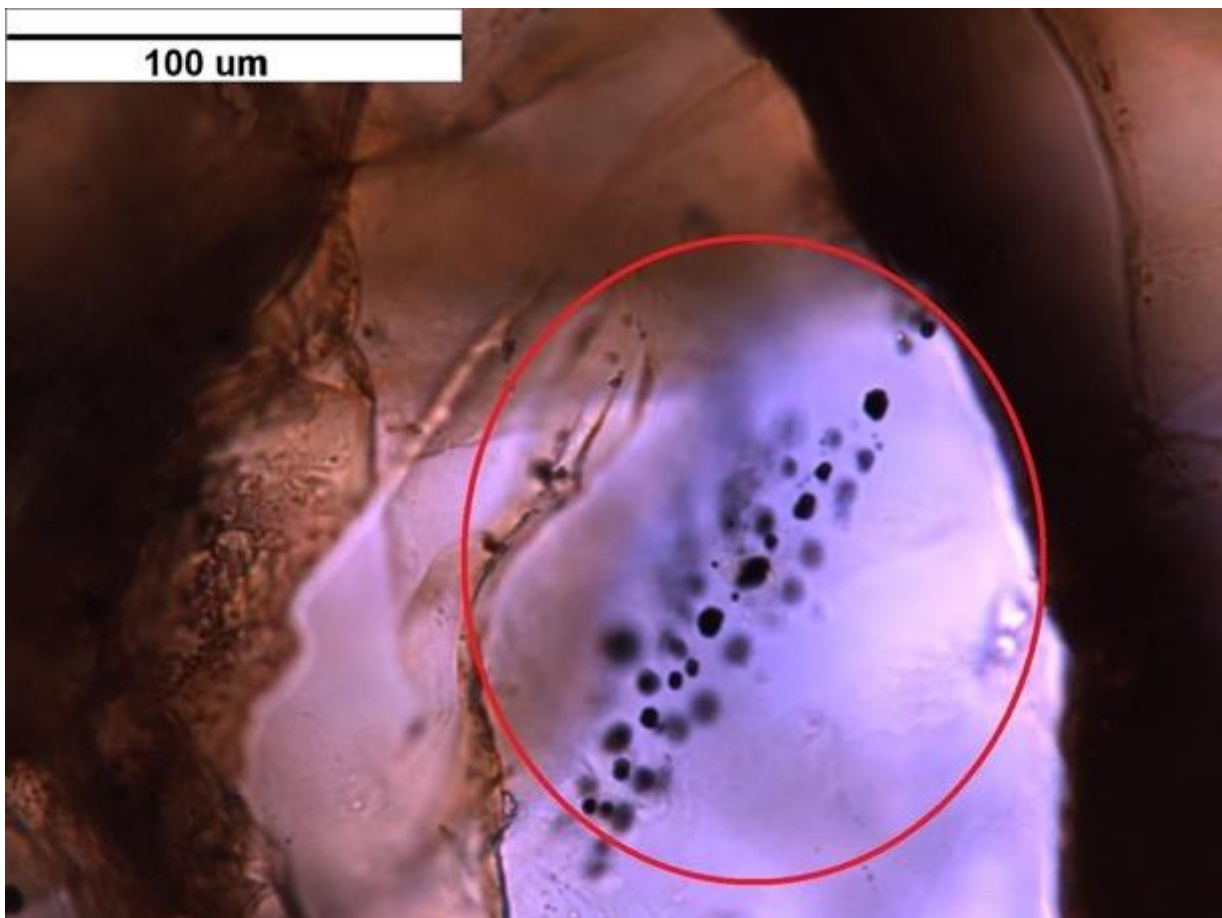


Figura 4.8: MIA secundaria (encerradas por elipse roja) en olivino de cóndrulo porfídico de olivino; observadas bajo microscopio óptico, objetivo 100X y nícoles paralelos.

4.2.2. Espectroscopía Raman

4.2.2.1 Muestra: “Los Vientos 357”

En esta muestra se descubrió una MIA (la cual fue descrita en la Tabla 4.8), a la cual se le analizó una inclusión vítrea (“Melt”) junto su respectivo huésped (“Host”), mediante espectroscopía Raman. Los resultados de este análisis mostraron que entre los 0-1200 cm^{-1} : el huésped “Host” presenta los 2 *peaks* característicos del olivino (a los 821.42 y 852.92 cm^{-1}) y manifiesta 3 *peaks* característicos de piroxeno (un *peak* entre los 450-300 cm^{-1} : a los 340.08 cm^{-1} ; un doblete en torno a los 670 cm^{-1} : a los 661.35 y 682.03 cm^{-1} ; y un fuerte *peak* en torno a los 1000 cm^{-1} : a los 1008.24 cm^{-1}), ver Fig.4.9; la inclusión vítrea “Melt” también exhibe estos 2 *peaks* de olivino (a los 821.42 y 853.39 cm^{-1}), además expone 5 *peaks* de feldespato (a los 164.01, 286.63, 410.49, 478.66 y 509.68 cm^{-1}) y parece heredar una señal general de olivino similar a la de su huésped, ver Fig.4.10. Todas estas firmas se pueden observar en conjunto en la Fig. 4.11, donde se puede apreciar con mayor claridad la posible herencia de señal de olivino entre el huésped “Host” y la inclusión vítrea “Melt”.

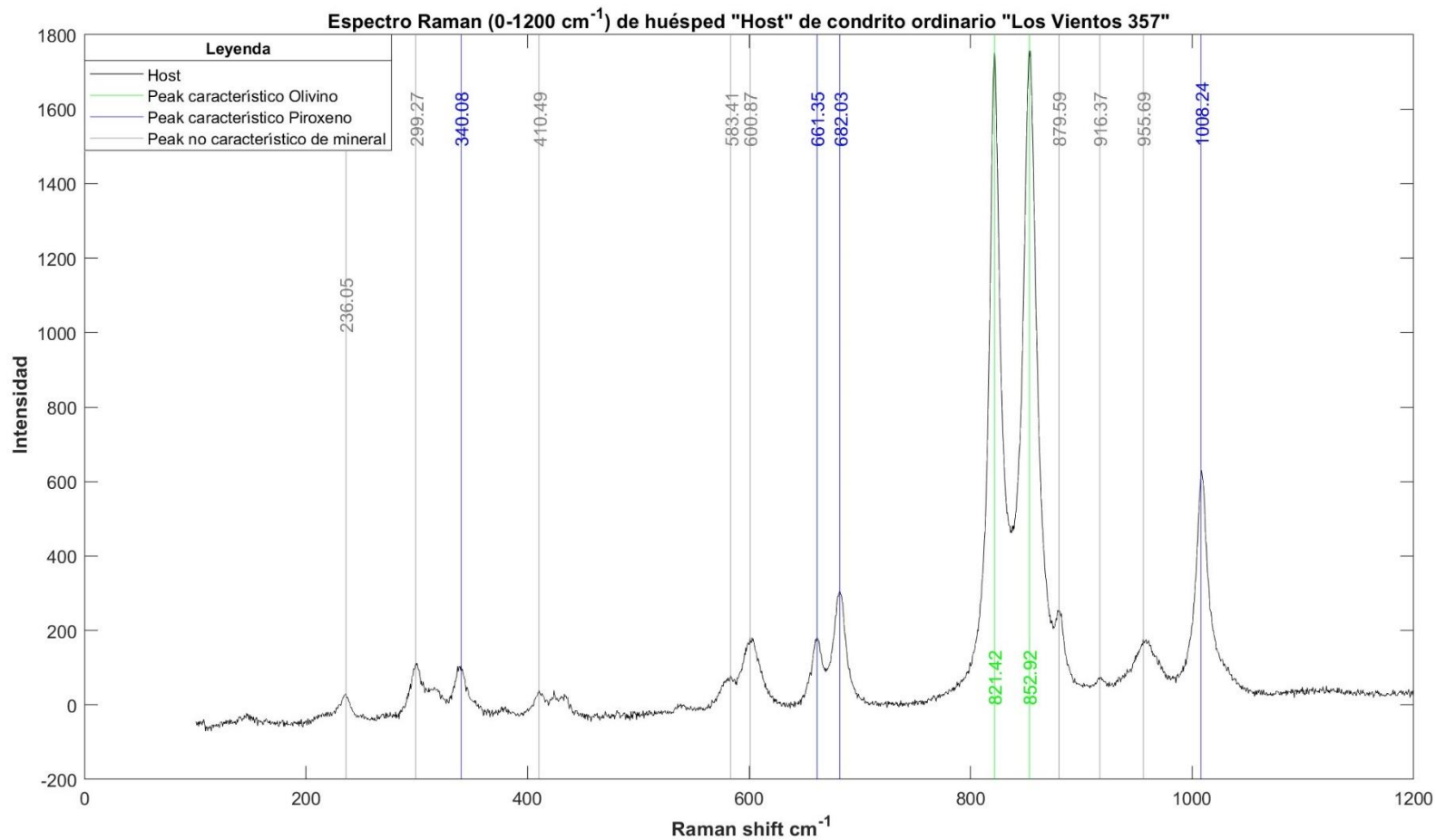


Figura 4.9: Espectro Raman (0-1200 cm^{-1}) de huésped "Host" de condrito ordinario "Los Vientos 357".

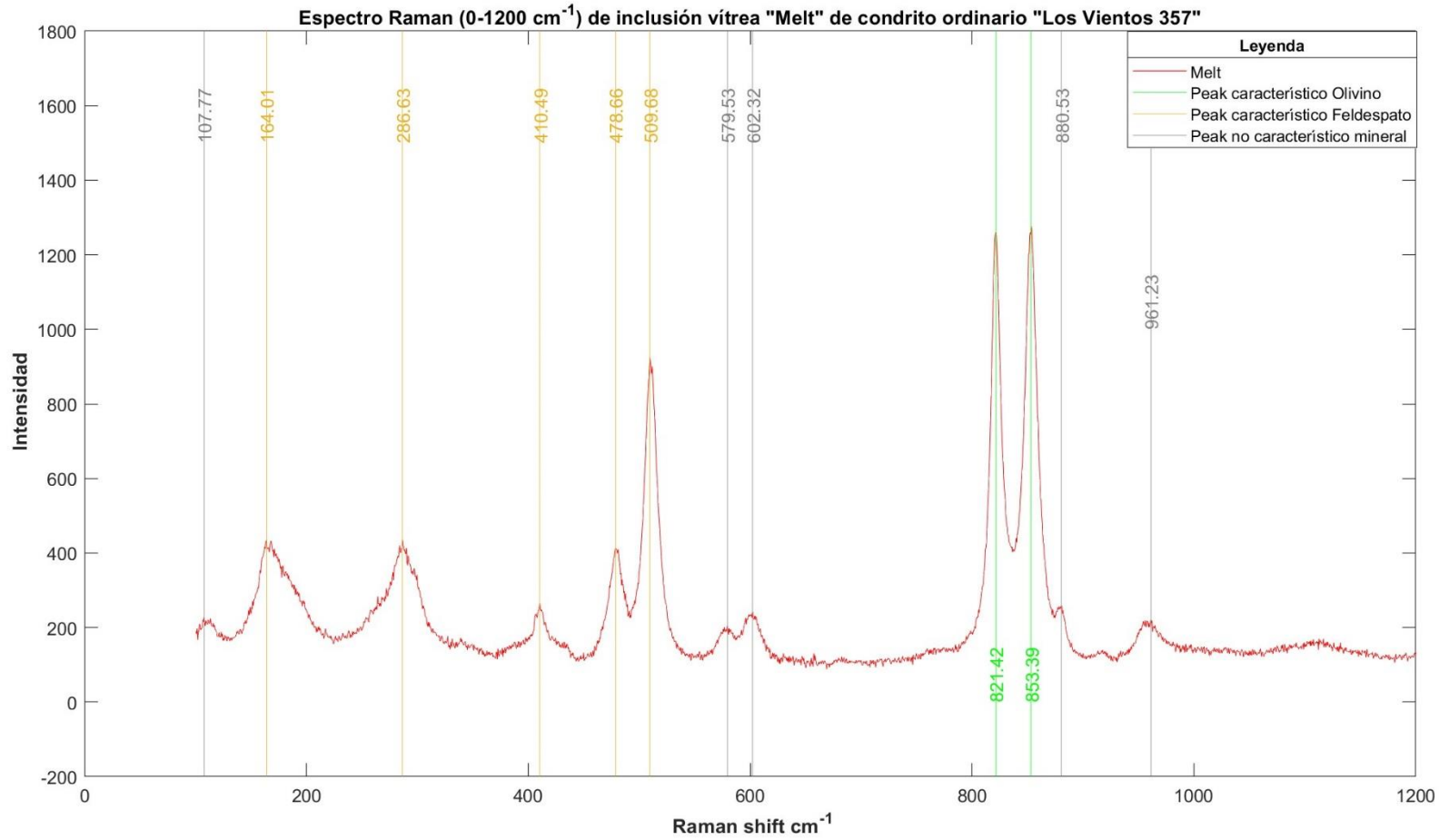


Figura 4.10: Espectro Raman (0-1200 cm^{-1}) de inclusión vítrea "Melt₁" de condrito ordinario "Los Vientos 357".

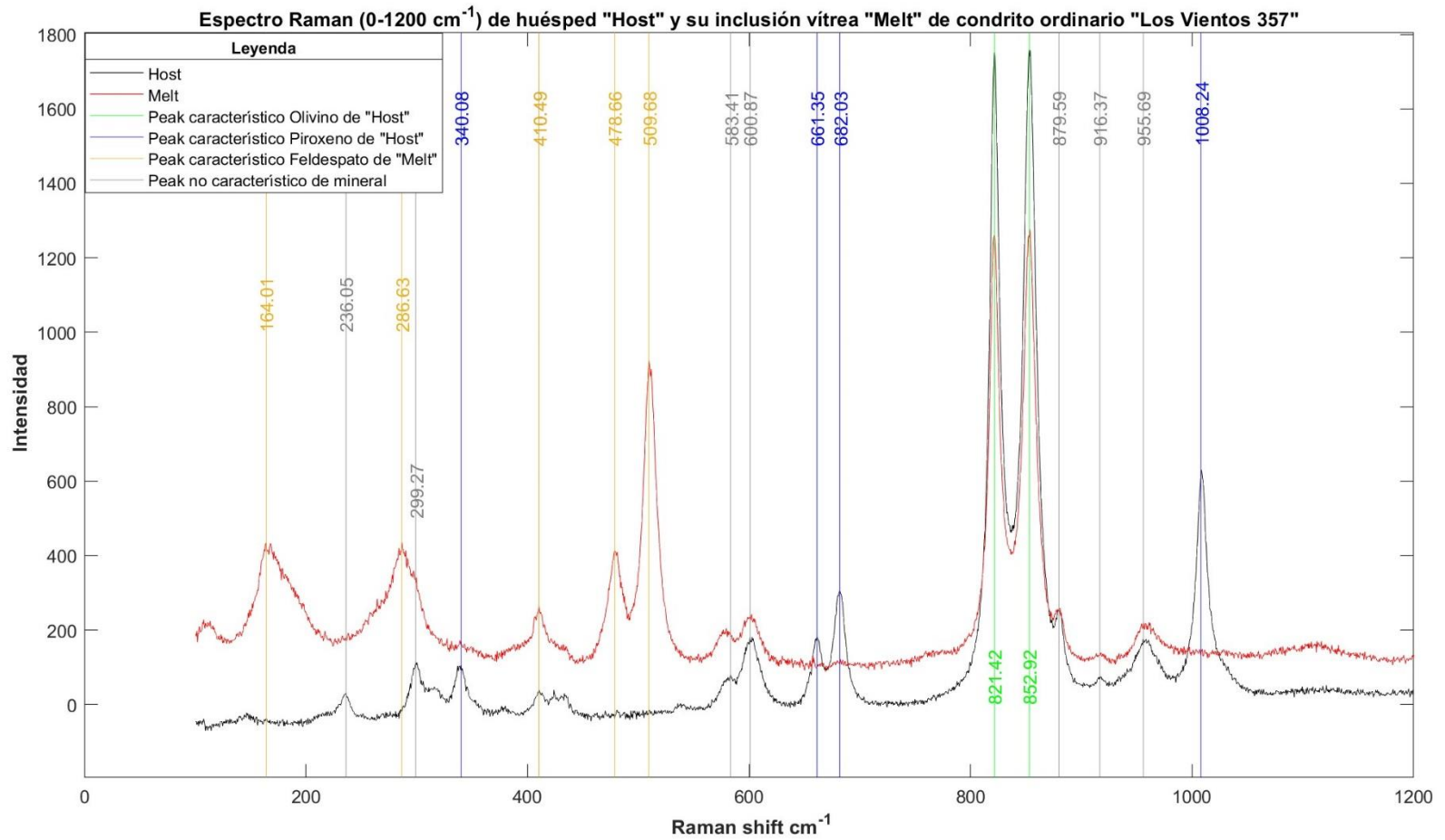


Figura 4.11: Espectro Raman (0-1200 cm^{-1}) de huésped "Host" y su inclusión vítrea "Melt" de condrito ordinario "Los Vientos 357".

4.2.2.2 Muestra: “Catalina 18”

En esta muestra se descubrió una MIA (la cual fue descrita en la Tabla 4.9), a la cual se le analizaron dos inclusiones vítreas (“Melt1” y “Melt2”) junto su respectivo huésped (“Host”), mediante espectroscopía Raman. Los resultados de este análisis mostraron que entre los 0-1200 cm^{-1} : el huésped “Host” presenta los 2 *peaks* característicos del olivino (a los 820.46 y 851.45 cm^{-1}), ver Fig.4.13; la inclusión vítrea “Melt1” también exhibe estos 2 *peaks* de olivino (a los 820.93 y 852.38 cm^{-1}) y parece heredar una señal general de olivino similar a la de su huésped, ver Fig.4.14; la inclusión vítrea “Melt2” también enseña los 2 *peaks* de olivino (a los 820.95 y 851.51 cm^{-1}) y un *peak* característico de óxido Fe-Ti-Cr (a los 677.71 cm^{-1} , el cual es magnetita o solución sólida de magnetita y ulvöspinela, ver Fig.4.15 y Fig.B.3). Todas estas signatures se pueden observar en conjunto en la Fig. 4.16, donde se puede apreciar con mayor claridad la posible herencia de señal de olivino entre el huésped “Host” y la inclusión vítrea “Melt 1”. Por otra parte, estos mismos resultados indican que entre los 2500-4000 cm^{-1} , para las dos respectivas inclusiones mencionadas y su huésped, no se advierten *peaks* característicos que permitan distinguir minerales o fases (ver Fig.4.17).

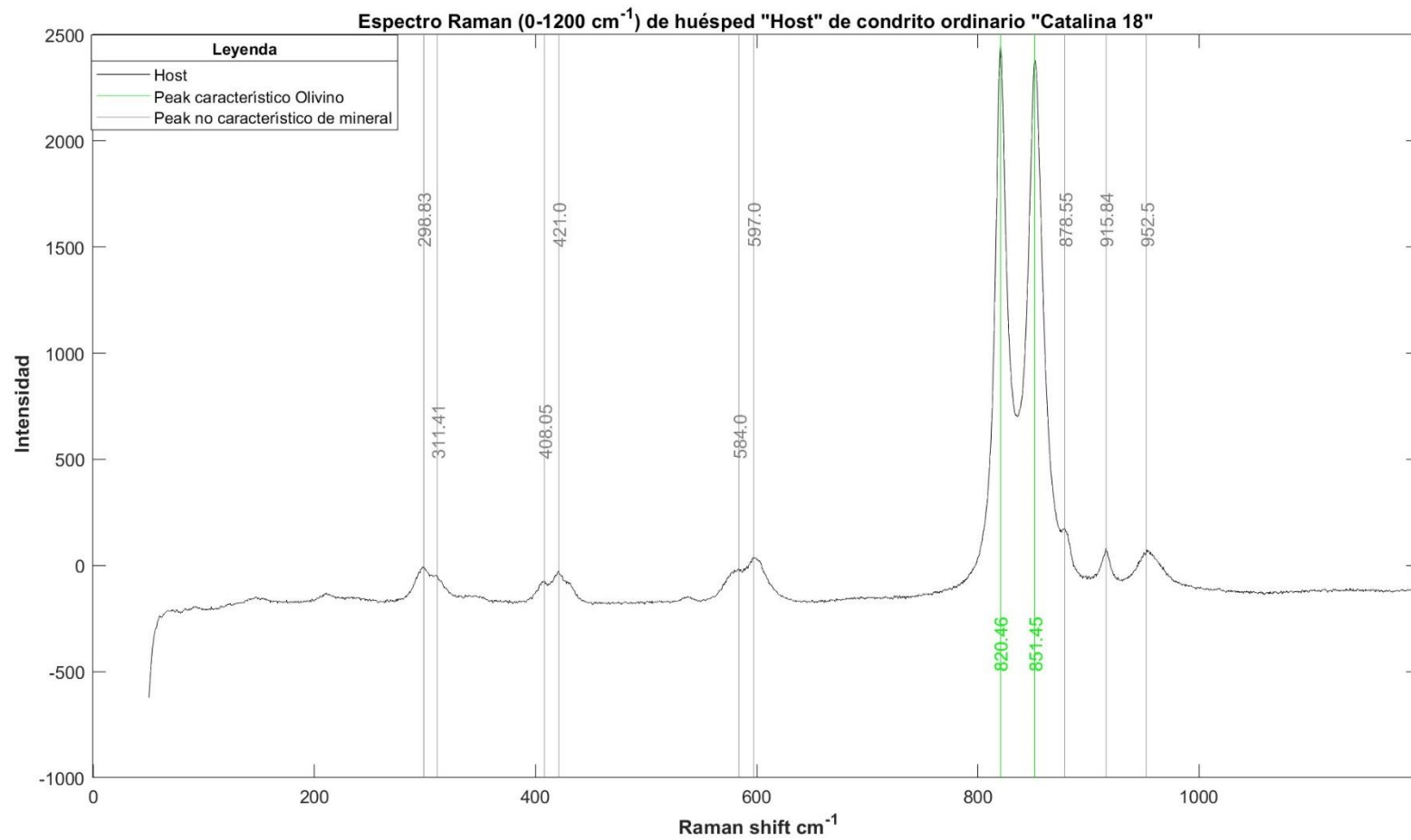


Figura 4.12: Espectro Raman (0-1200 cm^{-1}) de huésped "Host" de condrito ordinario "Catalina 18".

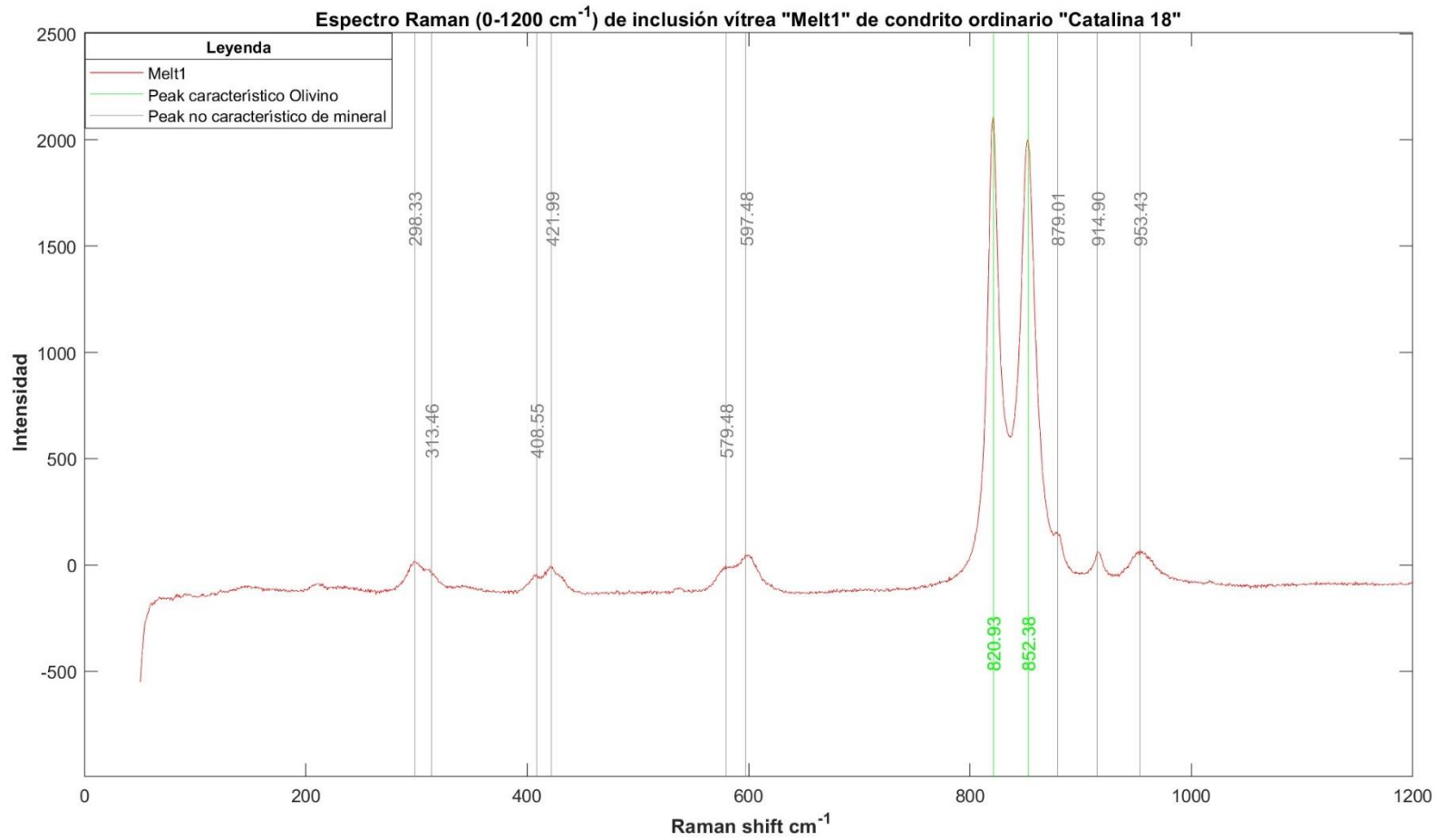


Figura 4.13: Espectro Raman (0-1200 cm^{-1}) de inclusión vítrea "Melt1" de condrito ordinario "Catalina 18".

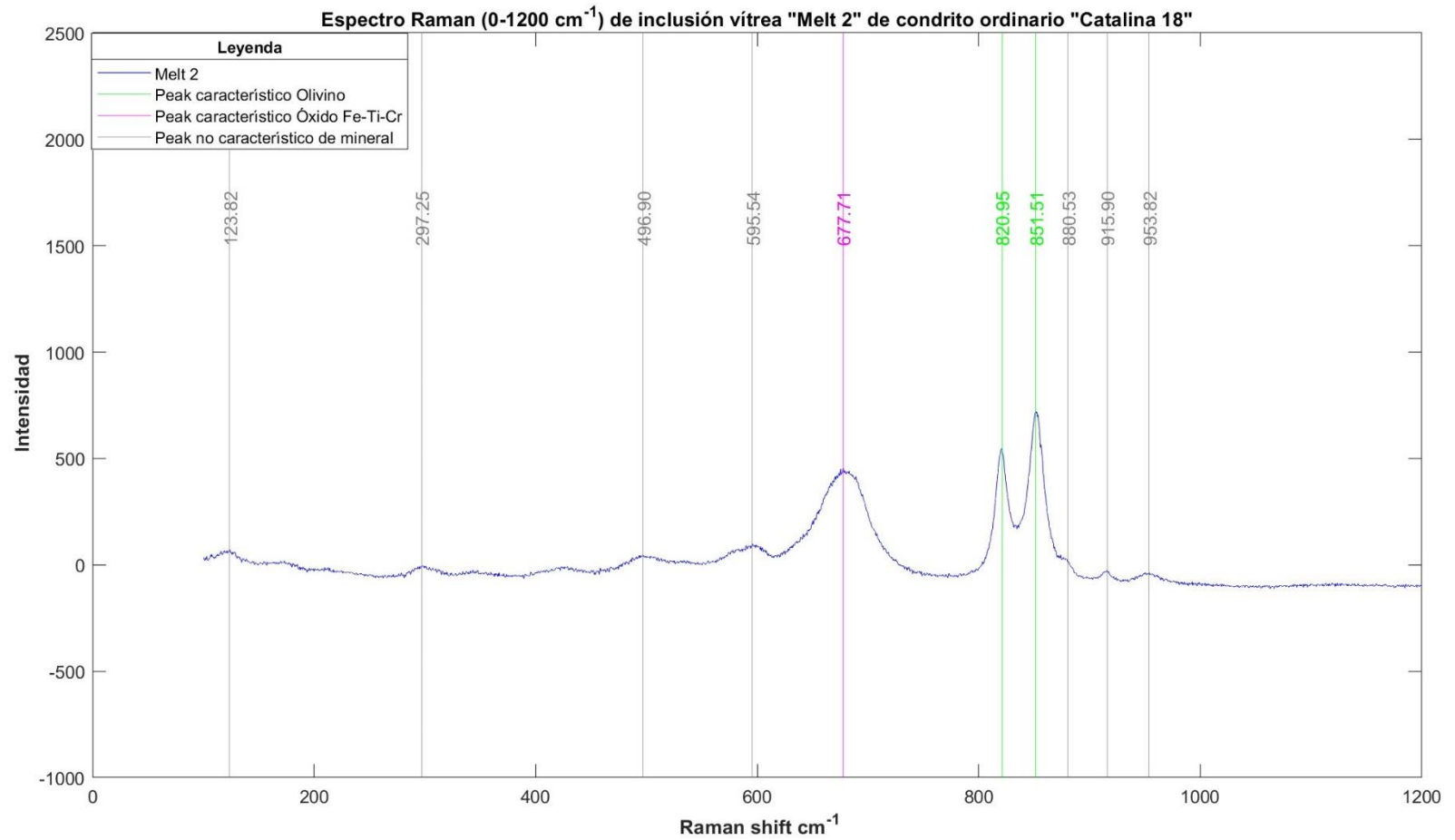


Figura 4.14: Espectro Raman (0-1200 cm^{-1}) de inclusión vítrea "Melt2" de condrito ordinario "Catalina 18".

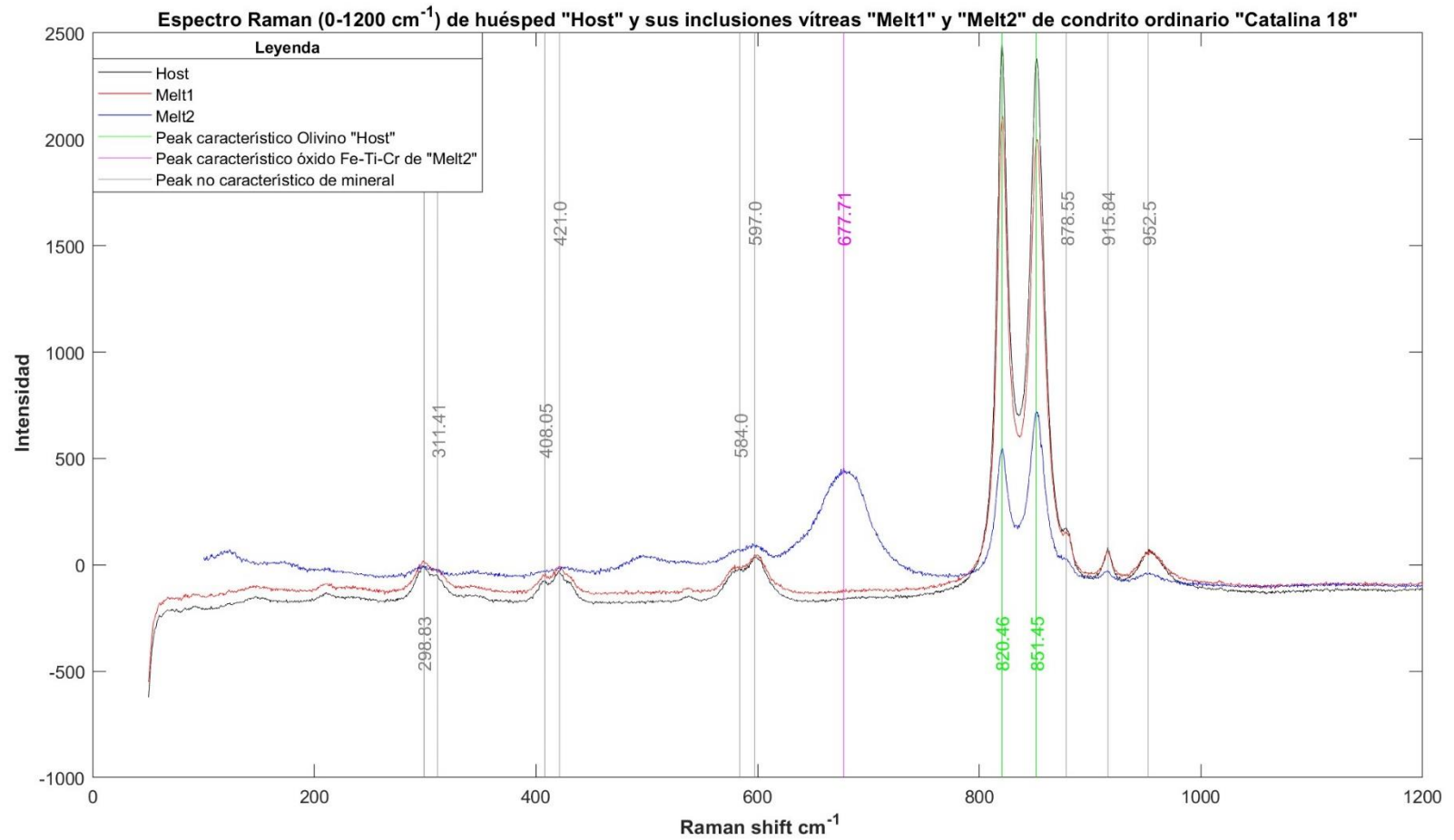


Figura 4.15: Espectro Raman (0-1200 cm^{-1}) de "Host", "Melt1" y "Melt2" de condrito ordinario "Catalina 18".

4.3. Espectros infrarrojos de absorbancia

4.3.1. Muestra: “Catalina 1”

En el espectro infrarrojo de absorbancia medido respecto a longitud de onda para la muestra “Catalina 1” se puede observar las bandas de absorción características de: agua (2.9 y 6.1 μm), olivino (10.2, 11.3, 11.9 y 19.9 μm), piroxeno (9.5, 15.7 y 18.6 μm) y feldespato (9.9 y 16.8 μm). Este espectro con sus respectivas bandas de absorción se puede apreciar en la Fig. 4.18, en donde las bandas de absorción son representadas por líneas verticales: azules para el agua, verdes para el olivino, naranjas para el piroxeno y magenta para el feldespato.

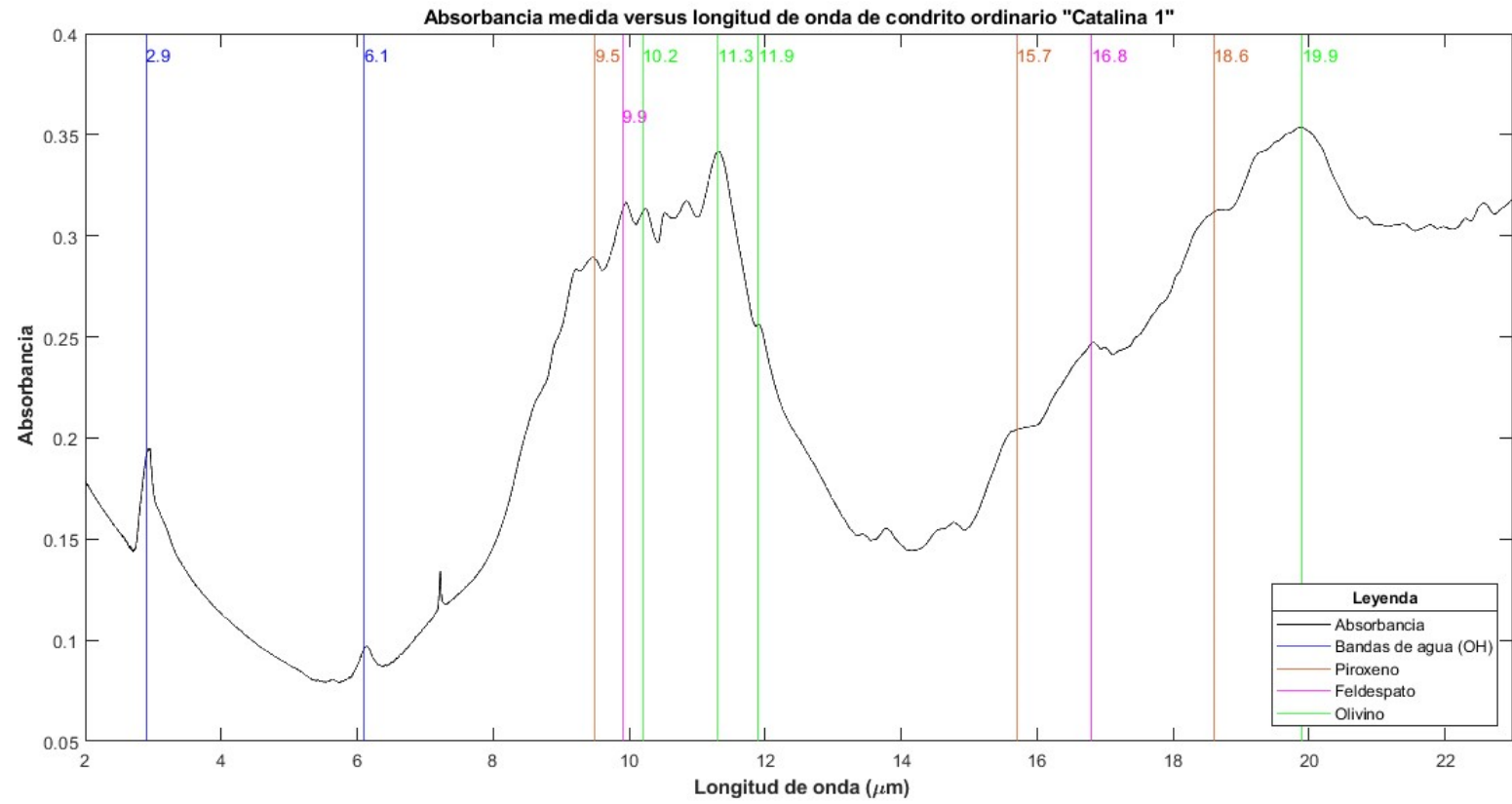


Figura 4.16: Absorbancia versus longitud de onda de muestra "Catalina 1".

Capítulo 5

Discusiones

5.1. Clasificación de condritos ordinarios

Clasificar secciones delgadas de muestras de rocas, en base a criterios petrográficos y bajo microscopio óptico, suele ser un desafío para quien clasifica debido a que una buena observación petrográfica demanda un mínimo nivel de pericia, experiencia, competencia y/o habilidad para reconocer texturas, componentes y minerales (en su mineralogía, porcentajes relativos, tamaños, formas, hábitos, etc.). Este desafío posiblemente aumente al intentar clasificar rocas alteradas y/o meteorizadas o peor aún (como en esta investigación) rocas provenientes del espacio exterior (las cuales probablemente también han sufrido procesos de alteración en el espacio y meteorización terrestre). Afortunadamente existen criterios petrográficos bien establecidos y reconocibles que permiten efectuar clasificaciones apropiadas de material extraterrestre condritico (ver sección 3.3).

En el caso de la determinación de meteorización terrestre (W), según Wlotzka (1993), cada estado de meteorización tiene características petrológicas bien delimitadas y diferenciadas de otros estados, lo cual dificulta la aparición de incertidumbres acerca del estado de meteorización de una muestra (esto se puede observar de forma gráfica en la Fig.3.5, en donde se pueden apreciar las diferencias del porcentaje de oxidación de metales y sulfidos entre los estados de meteorización W0, W1, W2, W3 y W4). Por otra parte, en el caso del establecimiento del tipo petrológico, según Van Schmus & Wood (1967), solo basta observar, al principio, la textura de una muestra para empezar a intuir su posible tipo petrológico; intuición que luego puede ser corroborada por la observación de otros criterios petrológicos que sean concordantes con el tipo petrológico intuido (evitando así posibles confusiones entre distintos tipos petrológicos, disminuyendo así la incertidumbre acerca del tipo petrológico de una muestra). Por otro lado, en el caso del discernimiento del grupo, según Rochette et. al (2012), bastaría con realizar apropiadamente la medición de la susceptibilidad magnética y la clasificación de la meteorización (según Wlotzka (1993)) de las muestras de estudio, para tener poca incertidumbre acerca del grupo de estas muestras. Por último, en el caso del estado de *shock*, es posible que exista una mayor incertidumbre sobre este estado debido a que, como fue mencionado por Stöffler et. al (1991): los granos minerales de un mismo condrito ordinario

presentan características de más de un estado de *shock* debido a la heterogeneidad inherente a la compresión de rocas policristalinas (Stöffler et. al, 1991); lo cual podría originar observaciones disímiles en una misma muestra acerca de su estado de *shock*, lo que a su vez produciría un grado de incertidumbre sobre ese estado.

Por otra parte, respecto a los resultados obtenidos de la clasificación de los condritos de estudio, se puede notar que, en general, a medida que aumenta el estado de *shock* (S) de una muestra aumenta su estado de meteorización (W), ver Fig.5.1; coincidiendo con lo planteado por Valenzuela (2011), en donde señala que en desiertos con aridez como la de Atacama, el estado de meteorización de un meteorito depende de su porosidad inicial dada por su estado de *shock*.



Figura 5.1: Estado de *shock* (S) versus meteorización (W) de condritos ordinarios de estudio.

5.2. Clasificación Raman de condritos ordinarios analizados bajo esta técnica

1. Muestra: “Los Vientos 357”

Los condritos ordinarios se componen de olivino y piroxeno bajo en calcio; donde el olivino es una solución sólida entre los miembros finales forsterita (Fo: Mg_2SiO_4) y fayalita (Fa: Fe_2SiO_4), mientras que el piroxeno bajo en calcio es una solución sólida entre los miembros finales enstatita (En: $Mg_2Si_2O_6$) y ferrosilita (Fs: $Fe_2Si_2O_6$). Al calcular los porcentajes de Fayalita (Fa) (en olivino de esta muestra, identificado mediante espectroscopía Raman) y Ferrosilita (Fs) (en piroxeno de esta pieza, detectado también a través de espectroscopía Raman); usando las ecuaciones planteadas por Pittarello et. al (2015) y los *peaks* de estos minerales (olivino y piroxeno) de los componentes analizados bajo espectroscopía Raman (huésped “Host” e inclusión vítrea “Melt”), se puede obtener la Tabla 5.1; en donde se puede observar que: el “Host” presenta una composición $\sim Fa_{20}$ y Fs_{16} , mientras que el “Melt” exhibe una composición $\sim Fa_{19}$.

Tabla 5.1: Resumen de los porcentajes de Fa o Fs calculados mediante las ecuaciones de Pittarello et. al (2015) para los *peaks* Raman medidos en el huésped “Host” y la inclusión vítrea “Melt” de la muestra “Los Vientos 357”.

Componente	Mineral	Peaks Raman utilizados	Ecuaciones utilizadas	% Calculado	Fa o Fs
“Host”	Olivino	821.42 y 852.92 cm^{-1}	Ecuaciones 2.1 y 2.2	% Fa=20.363	$\sim Fa_{20}$
”Host”	Piroxeno	340.08, 682.03 y 1008.24 cm^{-1}	Ecuaciones 2.7, 2.8 y 2.9	% Fs=16.497	$\sim Fs_{16}$
”Melt”	Olivino	821.42 y 853.39 cm^{-1}	Ecuaciones 2.1 y 2.2	% Fa=19.258	$\sim Fa_{19}$

Luego, al plotear la composición calculada (según Pittarello et.al, 2015) del mineral huésped “Host” (de $\sim Fa_{20}$ y $\sim Fs_{16}$) en un gráfico %Fs versus %Fa con las regiones de grupos químicos de condritos ordinarios (H, L y LL) dispuestas sobre este diagrama, se obtiene que la composición del huésped “Host” cae sobre la región de condritos H (ver estrella roja en Fig. 5.2); coincidiendo con la clasificación realizada sobre esta muestra, según susceptibilidad magnética (Rochette et. al, 2012) y meteorización terrestre (Wlotzka, 1993) (la cual clasificó a “Los Vientos 357” como un condrito ordinario H; ver Tabla 4.7).

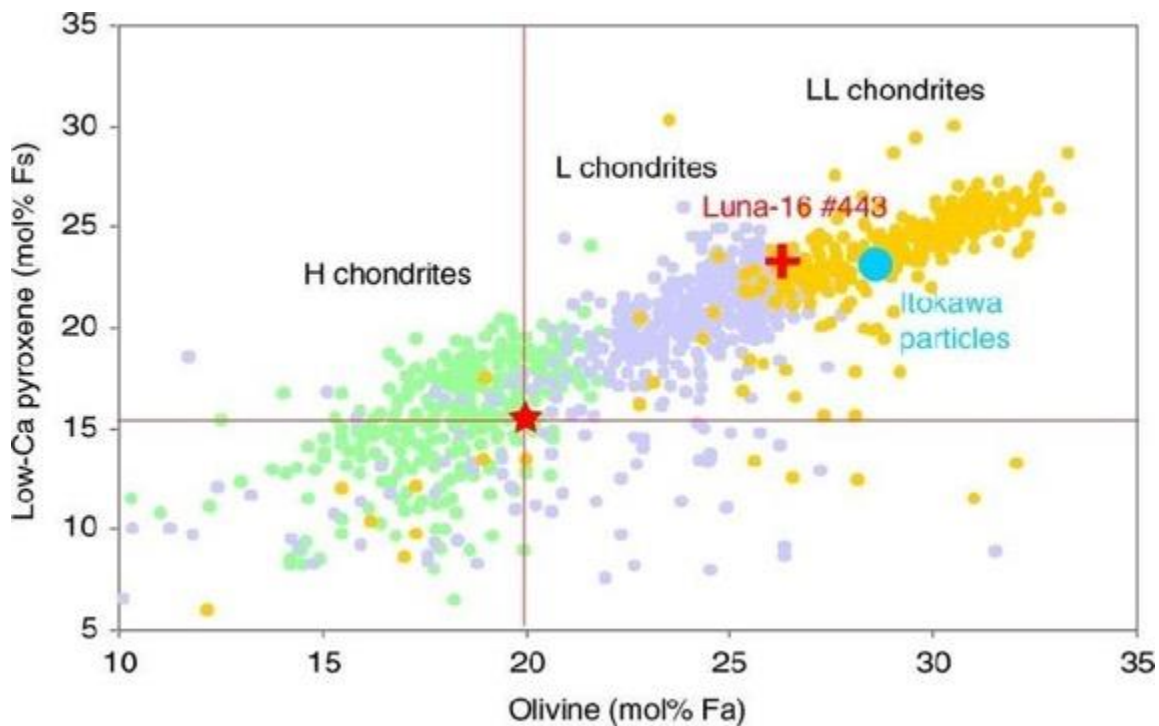


Figura 5.2: Gráfico Olivino (mol % Fa) versus Piroxeno bajo en Ca (mol % Fs) con regiones de grupos químicos (H, L y LL) de condritos ordinarios ploteados sobre este diagrama. La cruz roja corresponde a la composición de la Luna y el punto calipso a la composición de partículas del asteroide Itokawa. Fuente figura: Demidova et. al (2020) modificado para mostrar composición y región en la que cae el huésped “Host” de la muestra “Los Vientos 357”.

2. Muestra: “Catalina 18”

Al calcular los porcentajes de Fayalita (Fa) (en olivino de esta muestra, identificado mediante espectroscopía Raman); usando las ecuaciones planteadas por Pittarello et. al (2015) y los *peaks* de este mineral (olivino) de los componentes analizados bajo espectroscopía Raman (huésped “Host” e inclusiones vítreas “Melt1” y “Melt2”), se puede obtener la Tabla 5.2. En donde se puede observar que: el “Host” presenta una composición $\sim Fa_{28}$, mientras que “Melt1” exhibe una composición $\sim Fa_{24}$ y “Melt2” $\sim Fa_{26}$.

Tabla 5.2: Resumen de los porcentajes de Fa calculados mediante las ecuaciones de Pittarello et. al (2015) para los *peaks* Raman medidos en el huésped “Host 18” y las inclusiones vítreas “Melt1” y “Melt2” de la muestra “Catalina 18”.

Componente	Mineral	Peaks Raman utilizados	Ecuaciones utilizadas	% Calculado	Fa o Fs
“Host”	Olivino	820.46 y 851.45 cm^{-1}	Ecuaciones 2.1 y 2.2	% Fa=28.216	$\sim Fa_{28}$
“Melt1”	Olivino	820.93 y 852.38 cm^{-1}	Ecuaciones 2.1 y 2.2	% Fa=23.864	$\sim Fa_{24}$
“Melt2”	Olivino	820.95 y 851.51 cm^{-1}	Ecuaciones 2.1 y 2.2	% Fa=25.817	$\sim Fa_{26}$

Luego al plotear la composición calculada (según Pittarello et.al, 2015) del mineral huésped “Host” (de $\sim Fa_{28}$) en un gráfico %Fs versus %Fa con las regiones de grupos químicos de condritos ordinarios (H, L y LL) dispuestas sobre este diagrama, se obtiene que la composición del huésped “Host” se representa por una línea vertical que cae en su totalidad sobre la región de condritos LL (ver línea vertical roja en Fig. 3); coincidiendo con la clasificación realizada sobre esta muestra, según susceptibilidad magnética (Rochette et. al, 2012) y meteorización terrestre (Wlotzka, 1993) (la cual clasificó a “Catalina 18” como un condrito ordinario LL; ver Tabla 4.7).

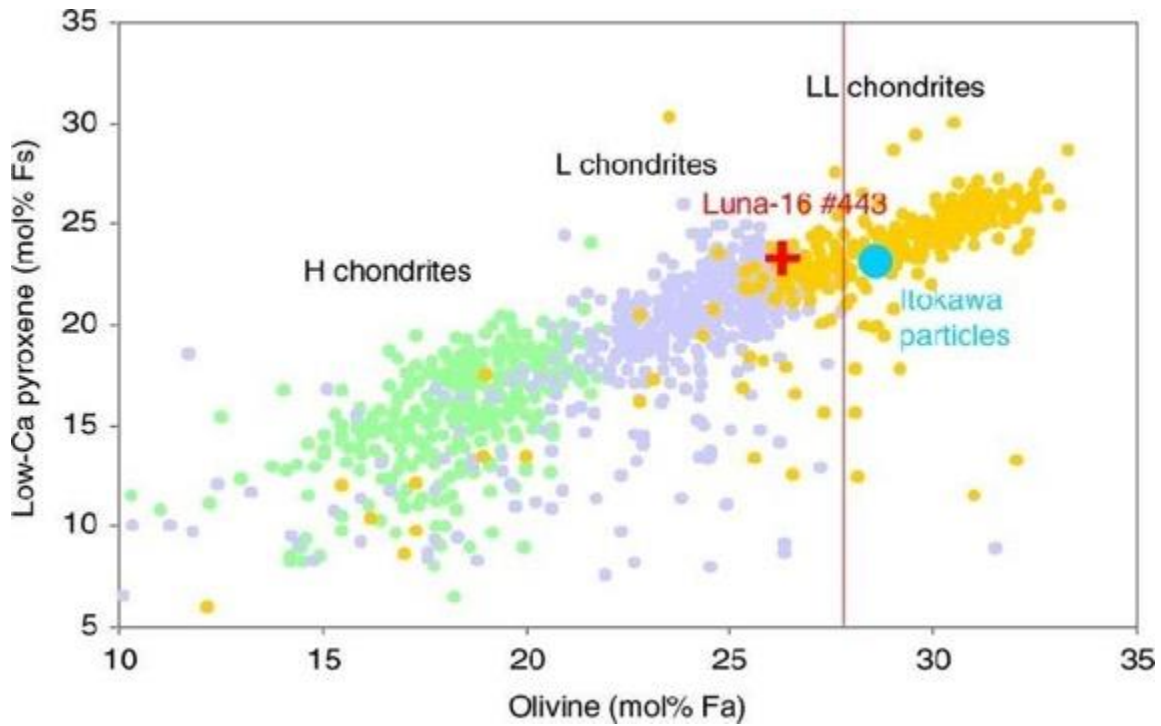


Figura 5.3: Gráfico Olivino (mol % Fa) versus Piroxeno bajo en Ca (mol % Fs) con regiones de grupos químicos (H, L y LL) de condritos ordinarios ploteados sobre este diagrama. La cruz roja corresponde a la composición de la Luna y el punto calipso a la composición de partículas del asteroide Itokawa. Fuente figura: Demidova et. al (2020) modificado para mostrar composición y región en la que cae el huésped “Host” de la muestra “Los Vientos 357”.

Debido a la coincidencia entre los resultados entre la clasificación Raman (Pittarello et. al, 2015) y la clasificación mediante susceptibilidad magnética (Rochette et.al, 2012) y meteorización de condritos ordinarios (Wlotzka, 1993); se puede proponer o recomendar a esta clasificación Raman como una metodología alternativa o complementaria para clasificar condritos ordinarios en su respectivo grupo químico (H, L o LL).

5.3. Análisis de inclusiones vítreas

1. Muestra: “Los Vientos 357”

En esta muestra se descubrió que el mineral huésped “Host” estudiado bajo espectroscopía Raman se compone de olivino y piroxeno; mientras que su inclusión vítrea “Melt” se compone de olivino y feldespato. El primer *peak* Raman característico del olivino (821.42 cm^{-1}) es el mismo para el mineral huésped y su inclusión vítrea; pero el segundo *peak* Raman característico del olivino no es el mismo para huésped y su inclusión. Al considerar las composiciones de olivino calculadas, según Pittarello et. al (2015), se tiene que el “Host” tiene una composición $\sim Fa_{20}$ y el “Melt” $\sim Fa_{19}$; por lo que tendrían composiciones más o menos similares, aunque ligeramente más fayalíticas en el huésped. Esta similitud en composición puede permitir suponer que esta inclusión vítrea pudo haber incorporado o heredado de su huésped el olivino que contiene (lo cual también podría deducirse al comparar sus firmas gráficas mostradas en las Fig.4.9, Fig.4.10, Fig.4.11 y Fig.4.12. Por otra parte, al recordar que esta pieza fue clasificada de alto tipo petrológico (tipo petrológico 6); se podría relacionar el origen del feldespato en la inclusión vítrea a fundido feldespático producido durante el proceso de metamorfismo termal sufrido por esta roca. De esta manera, gotas de fundido feldespático podrían haber sido atrapadas en las irregularidades cristalinas del cóndrulo huésped, mientras este cóndrulo simultáneamente recrystalizaba producto del metamorfismo termal de la roca.

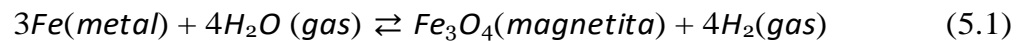
Por otra parte, McSween & Labotka (1993) plantearon que durante el metamorfismo termal de condritos ordinarios hubo una oxidación progresiva, la cual fue originada por interacción de estas rocas con pequeñas cantidades de vapor oxidante producidos por calentamiento de hielo inicialmente acretado en asteroides parentales; proponiendo además que con este aumento de temperatura la reacción continua Olivino= Piroxeno bajo en $Ca + Fe + O_2$ corrió su equilibrio hacia la derecha, volviendo más magnesiano al olivino y reduciendo el componente fayalítico de este mineral a metal y ferrosilita. Estas ideas, permitirían explicar la presencia de piroxeno (de composición Fs_{16} según lo calculado mediante Pittarello et. al (2015)) junto a olivino en el huésped; a pesar de que no se observó metal en los *peaks* Raman del huésped (el cual pudo haber difundido hacia el exterior del cóndrulo).

2. Muestra: “Catalina 18”

En esta muestra se encontró que el mineral huésped “Host” estudiado bajo espectroscopía Raman y sus inclusiones vítreas secundarias “Melt1” y “Melt2” se componen de olivino; donde “Melt2” además se constituye de óxido Fe-Ti-Cr (magnetita o solución sólida de magnetita y ulvöspinela). El huésped y sus inclusiones exhiben primeros *peaks* Raman de olivino distintos entre sí. Los segundos *peaks* Raman de olivino también son diferentes entre sí. Al considerar las composiciones de olivino calculadas, según Pittarello et. al (2015), se tiene que el “Host” tiene una composición $\sim Fa_{28}$, el “Melt1” $\sim Fa_{24}$ y el “Melt2” $\sim Fa_{26}$; implicando que el huésped es más fayalítico que sus inclusiones. A pesar de las diferencias en los *peaks* de olivino entre el “Host” y “Melt1”, al comparar sus firmas graficadas, se puede observar una posible herencia de señal entre el huésped y esta

inclusión (ver Fig. 4.13, Fig.4.14, Fig.4.16 y Fig.4.17), implicando que es posible que esta inclusión vítrea se haya originado a partir de material de su huésped. Por otra parte, al comparar las señales del huésped y su inclusión vítrea “Melt2” se pueden notar ciertas similitudes que permiten inferir que esta inclusión fue generada en parte desde componentes del “Host” y en parte desde un fundido de óxido Fe-Ti-Cr (magnetita o solución sólida de magnetita y ulvöspinela). En condritos ordinarios, la magnetita no es una fase usual, aunque se ha observado en condritos ordinarios de tipo petrológico 3 acompañando a cóndrulos, bordes de cóndrulos y a carburos en la matriz (Riebe, 2009).

La magnetita se origina por oxidación de granos metálicos preexistentes, según la ecuación 5.1 (Hong & Fegley, 1998). Cálculos de condensación en la nebulosa solar predicen formación de magnetita a ~ 400 K por reacciones de aleaciones de Fe con agua; por otra parte, morfologías de magnetita y ensamblajes minerales observados en condritos permiten suponer que la magnetita de estas rocas fue originada por alteraciones acuosas de baja temperatura en los cuerpos parentales (Hong & Fegley, 1998). Estos múltiples orígenes de la magnetita se evidencian por diferentes morfologías de magnetita y ensamblajes minerales en condritos distintos o en un mismo condrito como el Orgueil (Hong & Fegley, 1998). Ecuación de formación de magnetita por oxidación de Fe:



Si en la nebulosa solar se hubiese producido magnetita según la reacción de la ecuación 5.1, durante el tiempo de vida nebular de (0.1-10 Ma) y a bajas temperaturas, sería poco probable que magnetita meteorítica se hubiese formado; pero si esta reacción se aplicase durante un tiempo mayor al del tiempo de vida nebular algo de magnetita meteorítica podría haberse originado en la nebulosa solar (Hong & Fegley, 1998).

Debido a que es poco probable que la reacción de la ecuación 5.1 produzca magnetita en condritos durante el tiempo de vida de la nebulosa solar, es más probable que la magnetita en condritos se haya originado por alteración acuosa de cuerpos parentales asteroidales. Incluso quizás exista la posibilidad de que exista magnetita que se forme debido a la oxidación durante metamorfismo termal (oxidación propuesta por McSween & Labotka, 1993) sobre hierro, reacción que podría tener su cinética de reacción acelerada debido a las altas temperaturas de metamorfismo termal (en el caso de la magnetita detectada, su condrito es de alto tipo petrológico (5)).

Cualquiera sea el mecanismo de formación de magnetita en condritos ordinarios y debido a que se origina a partir de la reacción de oxidación indicada en la ecuación 5.1, se puede inferir existencia de volátiles (agua) durante la producción de esta magnetita.

5.4. Espectros de absorbanca

En la muestra analizada, “Catalina 1” se observaron *peaks* de absorbanca de bandas de agua (OH) y minerales condriticos (olivino, piroxeno y feldespato); lo cual coincide con los *peaks* de condritos ordinarios publicados en Batalla (2020). Estas bandas de agua (OH) pueden corresponder a agua, minerales hidratados o minerales que tengan enlaces (OH) en su estructura mineral. Es interesante notar que estas bandas se detectan en un condrito ordinario de alto tipo petrológico (5) que evidencia metamorfismo termal y no alteración acuosa (alteración que sí podría originar minerales hidratados como filosilicatos con enlaces (OH)).

Capítulo 6

Conclusiones

En primer lugar, se puede concluir que pueda que exista una mayor incertidumbre acerca del estado de *shock* de las muestras de estudio debido a que tal como fue mencionado por Stöffler et. al (1991): los granos minerales de un mismo condrito ordinario presentan características de más de un estado de *shock* debido a la heterogeneidad inherente a la compresión de rocas policristalinas. Además, se puede concluir que, en las rocas de estudio, en general, a medida que aumentó el estado de *shock* (S) se incrementó su estado de meteorización (W), coincidiendo con lo planteado por Valenzuela (2011), en donde señaló que en desiertos con aridez como la de Atacama, el estado de meteorización de un meteorito depende de su porosidad inicial dada por su estado de *shock*. Por otra parte, se puede concluir que la clasificación de condritos ordinarios mediante espectroscopía Raman (realizada solo en algunas muestras) concordó con la obtenida a través de susceptibilidad magnética y estado de meteorización en estas mismas piezas. Debido a lo anterior, se recomienda a la clasificación Raman de condritos ordinarios como una metodología alternativa o complementaria a la clasificación mediante susceptibilidad magnética y estado de meteorización, o microsonda.

También se puede concluir que la clasificación obtenida de las muestras fue en: “Los Vientos 357” H6 W3 S4; “Catalina 1” H/L5 W3 S3; “Catalina 11” LL6 W1 S2; “Catalina 15” LL4 W2 S3; “Catalina 18” LL5 W2 S3 y “Catalina 27” LL5 W2 S3.

A pesar de que no se encontraron volátiles en los espectros Raman de las inclusiones vítreas analizadas, sí se hallaron pruebas indirectas de posible influencia acuosa en algunas piezas examinadas: la oxidación de olivino, detectada mediante espectroscopía Raman, en “Los Vientos 357”; la presencia de magnetita, descubierta también a través de espectroscopía Raman, en “Catalina 18” y el hallazgo de enlaces de agua (OH), encontrado por medio de absorbancia infrarroja, en “Catalina 1”. Por otra parte, la oxidación detectada podría ser una nueva evidencia para confirmar que el metamorfismo termal de condritos ordinarios puede ser, en algunos casos, un evento oxidante influenciado por interacción acuosa.

Bibliografía

- Aguilera, J. M., & Larraín, F. (2021). Natural laboratories in emerging countries and comparative advantages in science: Evidence from Chile. *Review of Policy Research*, 38, 732– 753.
- Aléon, J. (2010). Meteorites and the physico-chemical conditions in the early solar nebula. *EAS Publications Series*. 41. 253 - 300. 10.1051/eas/1041020.
- Audétat A. & Lowenstern J. (2013). Melt Inclusions. *Treatise on Geochemistry: Second Edition*. 13. 143-173.
- Batalla, G. (2020). Estudio del espectro infrarrojo de meteoritos y aplicación en observaciones astronómicas. Memoria para optar al título de geóloga. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.
- Bennett, M. E., III & McSween, H. Y., Jr. (1996). Shock features in iron-nickel metal and troilite of L-group ordinary chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, Volume 31, Issue 2, pp. 255-264.
- Bischoff, A.& Stöffler, D. (1992). Shock metamorphism as a fundamental process in the evolution of planetary bodies: Information from meteorites. *European Journal of Mineralogy* Volume 4 Number 4, p. 707 – 756.
- Bischoff, A., Vogel, N. & Roszjar, J. (2013). The Rumuruti chondrite group. *Chem. Erde*. 37. 101-133.
- Bland P. A. (2001). Quantification of meteorite infall rates from accumulations in deserts and meteorite accumulations on Mars. In *Accretion of Extraterrestrial Matter throughout Earth's History* (B. PeuckerEhrenbrink y B. Schmitz, eds.), pp. 267–303. Kluwer, New York.
- Bland, P., Zolensky, M., Benedix, G. & Sephton, M. (2006). Weathering of chondritic meteorites.
- Bodnar, R.J. (2003). Reequilibration of fluid inclusions. *Fluid inclusions: analysis and interpretation*. Mineralogical Association of Canada. 32. 213-230.
- Bodnar, R. & Student, J. (2006). Melt inclusions in plutonic rocks: petrography and microthermometry. *Mineralogical Association of Canada Short Course*. 36. 165-188.
- Bowey J. E. & Hofmeister A. M. (2005). Overtones of silicate and aluminate minerals and the 5–8 μm ice bands of deeply embedded objects. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 358(4), 1383-1393.
- Brearley A. J. (2006) Meteorites and the Early Solar System II, D. S. Lauretta & H.

- Y. McSween Jr. (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 943 pp., p.584-624.
- Bruce H. Reflectance Methods and Application (2017). Encyclopedia of Spe Pages 931-935.
- Busso, M., Gallino, R. & Wasserburg, G.J. (1999). Nucleosynthesis in asymptotic giant branch stars: Relevance for galactic enrichment and solar system formation. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 37, 239-309.
- Cannatelli C., Doherty A., Esposito R., Lima A. & De Vivo B. (2016). Understanding a volcano through a droplet: A melt inclusion approach. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. 171. Pp 4-19.
- Chaumard, N., Devouard, B., Bouvier, A. & Wadhwa, M. (2014). Metamorphosed calcium-aluminum-rich inclusions in CK carbonaceous chondrites. *Meteorit Planet Sci*, 49: 419-452.
- Chihara H. & Koike C. (2017). Infrared absorption spectra of plagioclase feldspar: Dependencies of composition and temperature. *Planetary and Space Science*, 149, 94- 99.
- Connolly, H. C. Jr. & Hewins, R. H. (1991). The influence of bulk composition and Dynamic melting conditions on olivine chondrule textures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2943–2950.
- Connolly, H. C. Jr. & Hewins, R. H. (1995). Chondrules as products of dust collisions with totally molten droplets within dust-rich nebular environment: An experimental investigation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 3231–3246.
- Connolly, H. C. Jr., Jones, B. D. & Hewins, R. H. (1998). The flash melting of chondrules: An experimental investigation into the melting history and physical nature of chondrule precursors *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 2725–2735.
- Court R., Sephton M., Parnell J. & Gilmour I. (2007). Raman spectroscopy of irradiated organic matter. *Geochimica et cosmochimica Acta*. Vol. 71. Pp 2547-2568.
- DeHart, J. M. & Lofgren, G. E. (1996). Experimental studies of group A1 chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 2233–2242.
- DeMeo, F. E. & Carry, B. (2014). Solar System evolution from compositional mapping of the asteroid belt. *Nature*, 505(7485), 629–634.
- Demidova, S., Whitehouse M., Merle R., Nemchin A., Kenny G., Brandstätter, F., Ntaflou, T. & Dobryden I. (2022). A micrometeorite from a stony asteroid identified in Luna 16 soil. *Nature Astronomy*. 6. 1-8. 10.
- Dodd R., Van Schmus W. & Koffman D. (1967). A survey of the unequilibrated ordinary chondrites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 31, Issue 6, Pages 921-951.
- Dubessy J, Lhomme T, Boiron M-C, Rull F. (2002). Determination of Chlorinity in Aqueous Fluids Using Raman Spectroscopy of the Stretching Band of Water at Room Temperature: Application to Fluid Inclusions. *Applied Spectroscopy*. 56(1):99-106.
- Dyl K., Bischoff A., Ziegler, K., Young E., Wimmer K. & Bland P. (2012). Early Solar

System hydrothermal activity in chondritic asteroids on 1–10-year timescales. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. Vol.109. Pp 18306-18311.

Drouard A., Gattacceca J., Hutzler A., Rochette P., Braucher R., Boursier D., ASTER Team, Gounelle M., Morbidelli A., Debaille V., Van Ginneken M., Valenzuela M., Quesnel Y. & Martinez R. (2019). The meteorite flux of the past 2 m.y. recorded in the Atacama Desert. *Geology* 47 (7): 673–676.

Ebel, D.S. (2006). Condensation of rocky material in astrophysical environments. In *Meteorites and the Early Solar System II*, (D. Lauretta et al., eds.) University Arizona, Tucson. p. 253-277, + four color plates.

Edmonds M., Sides I.R., Swanson D., Werner C., Martin R., Mather T., Herd R., Mead M., Sawyer G., Roberts T., Sutton A. & Elias T. (2013). Magma storage, transport and degassing during the 2008–10 summit eruption at Kilauea Volcano, Hawai'i. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 123. 284-301.

Farley K. A. (2001). Extraterrestrial helium in seafloor sediments: identification, characteristics, and accretion rate over geologic time. In Peucker-Ehrenbrink, B. y Schmitz, B., eds., *Accretion of extraterrestrial matter throughout Earth 's History*, pp. 179-204. New York: Kluwer Academic/Plenum.

Freeman J., Wang A., Kuebler K., Jolliff B. & Haskin L. (2008). Characterization of natural feldspars by Raman spectroscopy for future planetary exploration. *The Canadian Mineralogist*. 46. 1477-1500. 10.3749/canmin.46.6.1477.

Friedrich J., Weisberg M., Ebel D., Biltz A., Corbett B., Iotzov I., Khan W., Wolman M. (2015). Chondrule size and related physical properties: A compilation and evaluation of current data across all meteorite groups. *Geochemistry*. Volume 75. Issue 4. Pages 419-443.

Gattacceca, J., Valenzuela, M., Uehara, M. Jull, A., Giscard, M., Rochette, P., Braucher, R., Suavet, C., Gounelle, M., Morata, D., Munayco, P., Bourot-Denise, M., Boursier, D. & Demory, F. (2011). The densest meteorite collection area in hot deserts: The San Juan meteorite field (Atacama Desert, Chile). *Meteoritics & Planetary Science*. 46.

Gibb, E. L. & Whittet D. C. B. (2002). The 6 micron feature in protostars: evidence for organic refractory material. *The Astrophysical Journal Letters*, 566(2), L113.

Gooding J.L. & Keil K. (1981). Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation. *Meteoritics*, 16: 17-43.

Gyollai, I., Fürj, J., Berczi, S., Gucsik A., Nagy, S. & Veres, M. (2009). Petrographic study of thermal and shock metamorphism in Mezomadaras, Knyahinya and Mocs chondrites. 40. *Lunar and Planetary Science Conference*. 40.

Ghandehari, M., Kostarelos, K., Cheng, K., Vimer, C. & Yoon S. (2008). Near- Infrared Spectroscopy for In Situ Monitoring of Geoenvironment. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering - J GEOTECH GEOENVIRON ENG*. 134. 10.1061/(ASCE)1090-0241(2008)134:4(487).

Gomes, R., Levison, H., Tsiganis, K. & Morbidelli A. (2005). Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets. *Nature* 435, 466–469.

Halliday I. (2001). The present-day flux of meteorites to the Earth. In *Accretion of Ex-*

- traterrestrial Matter Throughout Earth's History (B. Peucker-Ehrenbrink and B. Schmitz, eds.), pp. 305–318. Kluwer, New York.
- Hamis A., Kesraoui M., Abdelhak B., Fuchs Y. & Marignac C. (2021). Beryl occurrences in the granitic complex of Guerioune, Laouni, Southeastern Algeria: electron microprobe, infrared spectroscopy, and fluid inclusions data. *Arabian Journal of Geosciences*. 14.
- Harvey R. & Roedder E. (1994). Melt Inclusions in PAT91501: Evidence for Crystallization from an-L-Chondrite Impact Melt. Abstracts of the 25th Lunar and Planetary Science Conference. Pp 513.
- Hewins, R. H., Klein, L. C. & Fasano, B. V. (1981). Conditions of formation of pyroxene excentroradial chondrules. Proceedings of the 12th Lunar and Planetary Science Conference, 448–450. Houston, TX: Lunar and Planetary Institute.
- Hewins, R., Connolly H., Lofgren, G. & Libourel, G. (2005). Experimental Constraints on Chondrule Formation. *Chondrites and the Protoplanetary Disk*. 341. 286.
- Hofmeister A. M. & Pitman K. M. (2007). Evidence for kinks in structural and thermodynamic properties across the forsterite–fayalite binary from thin-film IR absorption spectra. *Physics and Chemistry of Minerals*, 34(5), 319-333.
- Hong Y. & Fegley B.JR.(1998). Experimental studies of magnetite formation in the solar nebula. *Meteoritics & Planetary Science*, 33: 1101-1112.
- Huss, G., Rubin, Alan & Grossman, J. (2006). Thermal Metamorphism in Chondrites. *Meteorites and the Early Solar System II*.
- Holtstam D., Andersson U.B., Broman C. et al. (2014). Origin of REE mineralization in the Bastnäs-type Fe-REE-(Cu-Mo-Bi-Au) deposits, Bergslagen, Sweden. *MinerDeposita* 49, 933–966.
- Hutchison, R. (2004). *Meteorites. A Petrologic, Chemical and Isotopic Synthesis*. Cambridge Planetary Science Series. xiii+506 pp. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press.
- Jones, R. H. & Lofgren, G. E. (1993). A comparison of FeO-rich, porphyritic olivine chondrules in unequilibrated chondrites and experimental analogues. *Meteoritics*, 28, 213–221.
- Jones, R., Villeneuve, J. & Libourel, G. (2018). Thermal Histories of Chondrules: Petrologic Observations and Experimental Constraints. *Chondrules: Records of Protoplanetary Disk Processes* (Cambridge Planetary Science, pp. 57-90). Cambridge: Cambridge University Press.
- Kaeter, D., Ziemann, M.A., Böttger, U., Weber, I., Hecht, L., Voropaev, S.A., Korochantsev, A.V. & Kocherov, A.V. (2018). The Chelyabinsk meteorite: New insights from a comprehensive electron microscopy and Raman spectroscopy study with evidence for graphite in olivine of ordinary chondrites. *Meteorit Planet Sci*, 53: 416-432.
- Kennedy, A. K., Lofgren, G. E. & Wasserburg, G. J. (1993). An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrules: Equilibrium values and kinetic effects. *Earth and Planetary Science Letters*, 115, 177–195.

- Kessel R., Beckett J. & Stolper E. (2007). The thermal history of equilibrated ordinary chondrites and the relationship between textural maturity and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 71, Issue 7, Pages 1855-1881.
- Koike C., Chihara H., Tsuchiyama A., Suto H., Sogawa H. & Okuda H. (2003). Compositional dependence of infrared absorption spectra of crystalline silicate-II. Natural and synthetic olivines. *Astronomy & Astrophysics*, 399(3), 1101-1107.
- Kress M., Tielens A. & Frenklach M. (2010). The ‘soot line’: Destruction of presolar polycyclic aromatic hydrocarbons in the terrestrial planet-forming region of disks. *Advances in Space Research*. Volume 46. Issue 1. Pages 44-49.
- Kruijer T., Kleine T. & Borg L. (2019). The great isotopic dichotomy of the early Solar System. *Nature Astronomy*. 4. 1-9.
- Lambrecht G. & Diamond L. W. (2014). Morphological ripening of fluid inclusions and coupled zone-refining in quartz crystals revealed by cathodoluminescence imaging: Implications for CL-petrography, fluid inclusion analysis and trace-element geothermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Volume 141. Pages 381-406.
- Larrosa, J. (2000). Un Resumen sobre Aspectos Fundamentales de la Teledetección y sus Aplicaciones. Universidad Nacional del Sur, Argentina.
- Lissauer J. (1993). Planet Formation. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics* 31:1, 129-172.
- Lofgren G. E. & Russell, W. J. (1986). Dynamic crystallization of chondrule melts of porphyritic and radial pyroxene composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 1715–1726.
- Lofgren, G. E. (1989). Dynamic crystallization of chondrule melts of porphyritic olivine composition: Textures experimental and natural. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 461–470.
- Lofgren G. E. & Lanier A. B. (1990). Dynamic crystallization study of barred olivine chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 3537–3551.
- Love S. G. & Brownlee D. E. (1993). A direct measurement of the terrestrial mass accretion rate of cosmic dust. *Science* 22 October 1993: Vol. 262 no. 5133 pp. 550-553
- Martínez M., Moyano-Campero C., Trigo-Rodríguez J., Azcárate j. & Llorca J. (2017). Asteroid Mining: Mineral Resources in Undifferentiated Bodies from the Chemical Composition of Carbonaceous Chondrites.
- Marvin U. B. (1983). The discovery and initial characterization of Allan Hills 81005: The first lunar meteorite. *Geophysical Research Letters*, 10, 775–778.
- McSween, H. & Labotka, T. (1993). Oxidation during metamorphism of the ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Volume 57. Issue 5. Pages 1105- 1114.
- Mezger, K., Schönbächler, M. & Bouvier, A. (2020). Accretion of the Earth—Missing Components? *Space Science Reviews*. 216.
- Montmerle T., Augereau JC., Chaussidon M., Gounelle M., Marty B. & Morbidelli A. (2006) Solar System Formation and Early Evolution: The First 100 Million Years. In:

- Gargaud M. et al. (eds) *From Suns to Life: A Chronological Approach to the History of Life on Earth*. Springer.
- Morbidelli, A., Levison, H., Tsiganis, K. & Gomes R. (2005). Chaotic capture of Jupiter's Trojan asteroids in the early Solar System. *Nature* **435**, 462–465.
- Morbidelli A., Bitsch B., Crida A., Gounelle M., Guillot T., Jacobson S., Johansen A., Lambrechts M. & Lega E. (2016). Fossilized condensation lines in the Solar System protoplanetary disk. *Icarus*, Volume 267, Pages 368-376.
- Muñoz C., Guerra n., Martínez-Frías J., Lunar R. & Cerda J. (2007). The Atacama Desert: A preferential arid region for the recovery of meteorites—Find location features and strewnfield distribution patterns. *Journal of Arid Environments*. Volume 71. Issue 2, 2007. Pages 188-200.
- Mouri T. & Enami M. (2008). Raman spectroscopic study of olivine-group minerals. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences - J MINER PETROL SCI*. 103. 100-104. 10.2465/jmps.071015.
- Nagy S., Gyollai I., Józsa, S. & Berczi, S. (2011). Observation of Colouration of Ringwoodite in the NWA 5011 L5-6 Chondrite. *Lunar and Planetary Science Conference*.42.
- Nomoto, K., Kobayashi, C. & Tominaga, N. (2012). Nucleosynthesis of the Elements in Stars and Chemical Enrichment of Galaxies. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*. 51. 10.1146/annurev-astro-082812-140956.
- Peuker-Ehrenbrink B. (2001). Iridium and osmium as tracers of extraterrestrial matter in marine sediments. In Peuker-Ehrenbrink, B. y Schmitz, B., eds., *Accretion of extraterrestrial matter throughout Earth 's History*, pp. 179-204. New York: Kluwer Academic/Plenum.
- Palme, H. & Jones, A. (2005). *Meteorites, Comets and Planets: Treatise on Geochemistry*, Volume 1. Edited by A. M. Davis. Executive Editors: H. D. Holland and K. K. Turekian. Elsevier B. V., Amsterdam, The Netherlands, p.41.
- Pieters, C. & Noble, S. (2016). Space weathering on airless bodies, *J. Geophys. Res. Planets*, 121, 1865– 1884.
- Pino T., Chabot M., Béroff K., Godard M., Fernandez-Villoria F., Le C., Breuer L., Herder M., Wucher A., Bender M., Severin D., Trautmann C. & Dartois E. (2019). Release of large polycyclic aromatic hydrocarbons and fullerenes by cosmic rays from interstellar dust. Swift heavy ion irradiations of interstellar carbonaceous dust analogue. *Astronomy & Astrophysics*. Vol.623. A134. Pp 1-6.
- Pitman K. M., Dijkstra C., Hofmeister A. M. & Speck A. K. (2010). Infrared laboratory absorbance spectra of olivine: using classical dispersion analysis to extract peak parameters. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 406(1), 460-481.
- Pittarello, L., Baert, K., Vinciane, D. & Claeys P. (2015). Screening and classification of ordinary chondrites by Raman spectroscopy. *Meteoritics & planetary science*. 50. 1718-1732.
- Radomsky, P. M. & Hewins, R. H. (1990). Formation conditions of pyroxene-olivine and magnesian olivine chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 3475–3490.
- Rawas A. A., Gismelseed A., Al-Kathiri A., Elzain M., Yousif A.A., Al-kathiri S., Widatallah H.M. & Abdalla S. (2009). Characterization of Maghsail meteorite from Oman by Mössbauer spectroscopy, X-ray diffraction and petrographic microscopy. *Hyperfine*

Interactions. 186.

Riebe, M. (2009). Spinel group minerals in carbonaceous and ordinary chondrites. Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet, Nr. 250, 29pp. 15 ECTS.

Rivkin A. S., Trilling D. E., Thomas C. A., DeMeo F., Spahr T. B. & Binzel R. P. (2007). Composition of the L5 Mars Trojans: Neighbors, not siblings. *Icarus*, 192, 434–441.

Rochette P., Sagnotti L., Bourot-Denise M., Consolmagno G., Folco L., Gattacceca J., Osete M.L. & Pesonen L. (2003). Magnetic classification of stony meteorites: 1. Ordinary chondrites. *Meteoritics & Planet. Sci.*, 38, 251–268.

Rochette P., Gattacceca J. & Lewandowski M. (2012). Magnetic classification of meteorites and application to the Soltmany fall. *Meteorites*. Vol. 2. Nos. 1–2. Pp 67–71.

Roedder, E. (1962). Ancient fluids in crystals. *Scientific American*. 207, no. 4, 38-47.

Roedder E. (1984). Fluid inclusions. *Reviews in mineralogy*. Vol. 12.

Rubin, A. E. (2015). Maskelynite in asteroidal, lunar and planetary basaltic meteorites: An indicator of shock pressure during impact ejection from their parent bodies. *Icarus*, 257, 221–229.

Russell, S., Connolly, H. & Krot, A. (2018). Chondrules: Records of Protoplanetary Disk Processes (Cambridge Planetary Science, pp. 1-8). Cambridge: Cambridge University Press.

Ruth C. (2009). Where Do Chemical Elements Come From? *ChemMatters*. American Chemical Society.

Salaverry, R.N., Zucolotto, M.E., Mendes, J.C., Keil, K., Gattacceca, J. & Vasques, F. (2017). The Buritizal meteorite: classification of a new Brazilian chondrite.

Scott E.R.D (2007). *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35:1, 577-620.

Scott, E. R. D. & Krot, A. N. (2007). Chondrites and Their Components. *Treatise on Geochemistry*, 1–72.

Sephton, M. (2006). Organic matter in carbonaceous meteorites: Past, present and future research. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*. 363. 2729-42.

Sharma, S., & Egan, M. (2019). Raman Spectroscopy: Theory and Laboratory Spectra of Geologic Materials. In J. Bishop, J. Bell III, & J. Moersch (Eds.), *Remote Compositional Analysis: Techniques for Understanding Spectroscopy, Mineralogy, and Geochemistry of Planetary Surfaces* (Cambridge Planetary Science, pp. 120-146). Cambridge: Cambridge University Press.

Stöffler D., Keil J. & Scott E. (1991). Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 55. Pp 3845-3867.

Tchop J., Nguet P., Ntieche B., Metang V., Dili-Rake J., Teitchou I., Auwera J., Ekodeck G. & Nkoumbou C. (2020). New Data on the Genesis and Evolution of the Primitive Magmas of Mount Cameroon: Contribution of Melt Inclusions. *Journal of Geological Research*.

Trigo-Rodriguez J. & Blum J. (2009). The Effect of Aqueous Alteration and Metamorphism in the Survival of Presolar Silicate Grains in Chondrites. *Publications of the*

Astronomical Society of Australia. Vol. 26. Pp 289–296.

Tronche, E. J., Hewins, R. H. & MacPherson, G. J. (2007). Formation conditions of aluminum-rich chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 3361–3381.

Tronche É., Reinhardt P., Mostefaoui S., Guilhaumou N. & Robert F. (2007). Melt inclusions in olivine crystals from chondrules: New insights from nanoscale concentration profiles in the Semarkona chondrite. *Comptes rendus – Géoscience*. Vol.339. Pp.667-673.

Tsiganis, K., Gomes, R., Morbidelli, A. & Levison H. (2005). Origin of the orbital architecture of the giant planets of the Solar System. *Nature* 435, 459–461 (2005)

Tsuchiyama, A., Osada, Y., Nakano, T. & Uesugi, K. (2004). Experimental reproduction of classic barred olivine chondrules: Open-system behavior of chondrule formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 653–672.

Urey H. & Craig H. (1953). The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Volume Issues 1–2. Pages 36-82.

Valenzuela, M. (2011). Procesos de meteorización en condritos ordinarios del Desierto de Atacama, Norte de Chile: Nuevos antecedentes sobre meteorización del material extraterrestre en ambientes desérticos. Tesis para optar al grado de doctor en ciencias mención geología. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.

Van Kooten, E. M. M. E., Wielandt, D., Schiller, M., Nagashima, K., Thomen, A., Larsen, K. K., Olsen, M. B., Nordlund, Å., Krot, A. N. & Bizzarro, M. (2016) Isotopic Evidence for Primordial Molecular Cloud Material in Metal-rich Carbonaceous Chondrites, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 113(8), p. 2011-2016.

Van Schmus W. & Wood J. (1967). A chemical-petrologic classification of the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 31. Pp 747-765.

Varela M., Kurat G., Hoppe P. & Brandstätter F. (2002). Chemistry of glass inclusions in olivines of the CR chondrites Renazzo, Acfer 182 and El Djouf 001. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 66. No. 9. Pp 1663–1679.

Varela M., Kurat G. & Ntaflos T. (2005). A liquid-supported condensation of major minerals in the solar nebula: Evidence from glasses in the Kaba (CV3) chondrite. *Icarus*.178. 553-569.

Varela M. E & Kurat G. (2009). Glasses in meteorites and the Primary Liquid Condensation Model. *MITT.ÖSTERR.MINER.GES.* 155. 279-320.

Varela, M. E. (2016). Glasses in chondrules: understanding the role of liquids during the chondrule formation process. 47th Lunar and Planetary Science Conference.

Vergara, A., Trigo-Rodríguez, J., Reche, J., Bischoff, A., Ebert, S., Acevedo, R., Martínez, M. & Laubenstein, M. (2016). Claromecó L5/6 chondrite: a large and moderately weathered argentinian find. Conference: 47th Lunar and Planetary Science Conference.

Walsh, K., Morbidelli, A. & Raymond, S. et al. (2011). A low mass for Mars from Jupiter's early gas-driven migration. *Nature* 475, 206–209.

Wang A., Jolliff B., Haskin L., Kuebler K. & Viskupic K. (2001). Characterization and comparison of structural and compositional features of planetary quadrilateral pyroxenes by Raman spectroscopy. *American Mineralogist*. 86. 10.2138/am-2001-0703.

Wang A., Kuebler K., Jolliff B., Haskin L. (2004) Raman spectroscopy of Fe-Ti-Cr- oxides,

case study: Martian meteorite EETA79001. *American Mineralogist*. 89 (5-6): 665–680.

Weisberg M., McCoy T. & Krot A. (2006). Systematics and Evaluation of Meteorite Classification. *Meteorites and the Early Solar System II*, D. S. Lauretta and H. Y. McSween Jr. (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 943 pp., p.19-52.

Wick, M. & Jones, R. H. (2012). Formation conditions of plagioclase-bearing type I chondrules in CO chondrites: A study of natural samples and experimental analogs. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 98, 140–159.

Wlotzka F. (1993). A Weathering Scale for the Ordinary Chondrites. *Meteoritics*. Vol. 28. no. 3. Pp 460-460.

Yoshizaki T., Ash R., Lipella M., Yokoyama T. & McDonough W. (2021). Variable refractory lithophile element compositions of planetary building blocks: Insights from components of enstatite chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 308.

Zenobi R., Philippoz J., Zare R., Wing M., Bada J. & Marti K. (1992). Organic compounds in the Forest Vale, H4 ordinary chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Volume 56. Issue 7.

Zolensky M., Bland P., Brown P. & Halliday I. (2006). Flux of Extraterrestrial Materials. *Meteorites and the Early Solar System II*.

Zolensky M., Bodnar R., Yurimoto H., Itoh S., Fries M., Steele M., Chan Q., Tsuchiyama A. Kebukawa Y. & Ito M. (2017). The search for and analysis of direct samples of early Solar System aqueous fluids. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, Vol. 375. Issue 2094. Id.20150386.

Zurfluh F.J., Hofmann B.A., Gnos E., Eggenberger U. & Jull A.J.T. (2016). Weathering of ordinary chondrites from Oman: Correlation of weathering parameters with ¹⁴C terrestrial ages and a refined weathering scale. *Meteorit Planet Sci*, 51: 1685-1700.

Anexo A

Resultados

A.1. Secciones delgadas utilizadas durante la petrografía y espectroscopia Raman



(a) Los Vientos 357

(b) Catalina 1

(c) Catalina 11

Figura A.1: Secciones delgadas utilizadas durante la investigación etiquetadas con el nombre de su roca.



(a) Catalina
15

(b) Catalina
18

(c) Catalina
27

Figura A.2: Secciones delgadas utilizadas durante la investigación etiquetadas con el nombre de su roca.

A.2. Coordenadas UTM de muestras de estudio

Tabla A.1: Tabla de coordenadas UTM de las muestras de estudio. Datum WGS84 Huso 19S.

Nombre muestra	Código muestra	Coordenada Este	Coordenada Norte
Catalina 1	C-1	410890	7225074
Catalina 11	C-11	409437	7224994
Catalina 15	C-15	409407	7224868
Catalina 18	C-18	409184	7224872
Catalina 27	C-27	409248	7224932
Los Vientos 357	Mutante	422437	7269899

A.3. Susceptibilidades magnéticas

Tabla A.1: Tabla que presenta, los logaritmos de las susceptibilidades magnéticas normalizadas en masa ($\text{Log}(\chi)$) de condritos ordinarios de estudio. Muestras demarcadas dentro de fila celeste; también indican su masa, volumen y densidad en su respectiva fila. Para estas últimas piezas, $\text{Log}(\chi)$ - KB y $\text{Log}(\chi)$ -S corresponden a los logaritmos de las susceptibilidades magnéticas (normalizadas en masa) medidas por los equipos Kappabridge KLY-3 y Bartington MS2, respectivamente; y $\text{Log}(\chi)$ al promedio de los logaritmos anteriores para cada una de estas muestras. La fila rosa delimita a condrito “Los vientos 357”, en donde el valor señalado por columna $\text{Log}(\chi)$ es la susceptibilidad magnética normalizada en masa de este meteorito medida por Jérôme Gattacceca:

<https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php?code=71087>

Nombre muestra	Código muestra	Masa (g)	Volumen (cm ³)	Densidad (g/cm ³)	$\text{Log}(\chi)$ -KB	$\text{Log}(\chi)$ -S	$\text{Log}(\chi)$ -promedio
Catalina 1	C-1	4.9	2.18	2.25	4.90	4.55	4.73
Catalina 11	C-11	12.9	3.64	3.54	4.03	4.54	4.29
Catalina 15	C-15	1.1	0.50	2.20	4.27	3.75	4.01
Catalina 18	C-18	8.8	3.00	2.93	3.94	3.94	3.94
Catalina 27	C-27	2.5	1.00	2.50	3.72	3.72	3.72
Los Vientos 357	Mutante	-	-	-	-	-	4.79

A.4. Caracterización y clasificación de meteoritos

A.4.1. Muestra: “Los Vientos 357”

A.4.1.1. Descripción petrológica general

Tabla A.2: Descripción petrológica general de muestra “Los Vientos 357”.

Nombre de la sección delgada	Mutante
Aspecto general de la muestra	Se observa textura condritica, aunque también se aprecia obliteración extensiva de las texturas primarias y matriz recristalizada. presencia de fracturas, venillas y pátina de óxidos. Venillas rellenas de óxidos de largo ~0.2-16 mm
Componentes	
Cóndrulos	~ 70 % de volumen. Tamaños: ~ 0.1-0.8 mm de radio. Definidos a irregularmente definidos. Cóndrulos preservados: PO (~ 20 %, ~ 0.3-0.8 mm), PP (~ 15 %, ~ 0.8 mm), POP (~ 15 %, ~ 0.3-0.8 mm), BO (30 %, ~ 0.3-0.5 mm), RP (~ 10 %, ~ 0.3-0.8 mm) y C (~ 10 %, ~0.1-0.3 mm).
Matriz	~ 30 % de volumen. Textura granoblástica inequigranular. Cristales de feldespato (~ 60 %, criptocristalinos) y olivino anhedral (~ 40, 0.2 mm). Venillas de óxidos en la matriz alrededor de algunos cóndrulos.
Mineralogía primaria	~ 18 % olivino, ~ 18 % piroxeno, ~ 24 % feldespato, ~ 20 % kamacita y ~ 20 % troilita. Olivino: ~ 0.2-1 mm; piroxeno: ~ 0.1-0.4 mm; kamacita < 0.5 mm; troilita: < 0.3 mm. Olivino y piroxeno: subhedral y prismático. Kamacita y troilita: anhedral. Olivino: ~ 50 % en cóndrulos y ~ 50 % en matriz.; piroxeno: ~ 100 % en cóndrulos; feldespato: ~ 20 % en cóndrulos y ~ 80 % en matriz; kamacita: ~ 10 % en cóndrulos y ~ 90 % en matriz; troilita: ~ 40 % en cóndrulos y ~ 60 % en matriz
Mineralogía secundaria	Óxidos afectan a ~ 80 % de kamacita y troilita ; en fracturas ~ 20 mm, ~ 0.5-8 mm en venillas y ~ 0.5 mm disseminada. También óxidos ~ 10 % en cóndrulos, ~ 40 % en matriz, ~ 20 % en vetillas y ~ 30 % en fracturas.

A.4.1.2. Textura general de la muestra

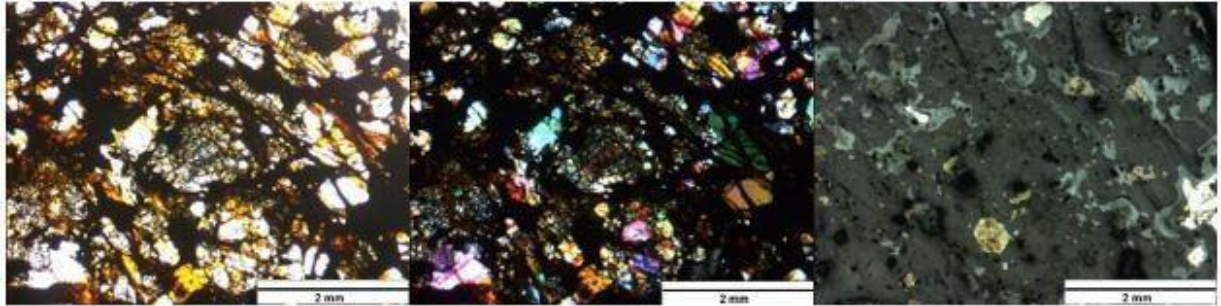


Figura A.3: Textura general de la muestra bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: luz reflejada y nícoles cruzados.

A.4.1.3. Principales cóndrulos observados

1. Cóndrulo porfídico de olivino (PO)

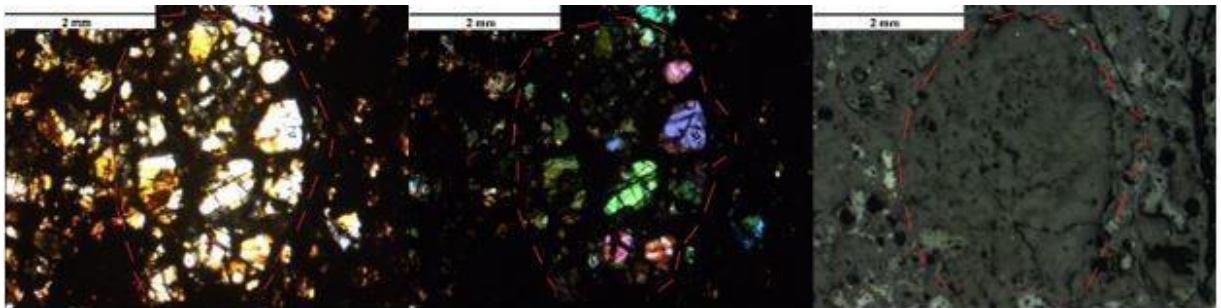


Figura A.4: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

2. Cóndrulo porfídico de olivino (PO)

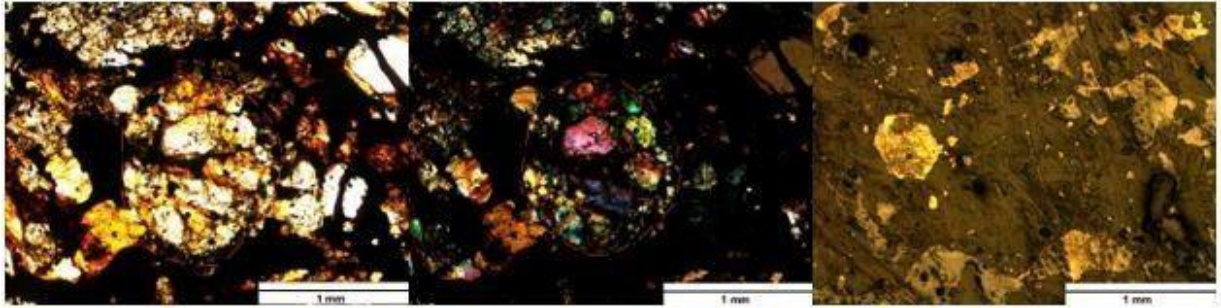


Figura A.20: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

3. Cóndrulo porfídico de olivino y piroxeno (POP)

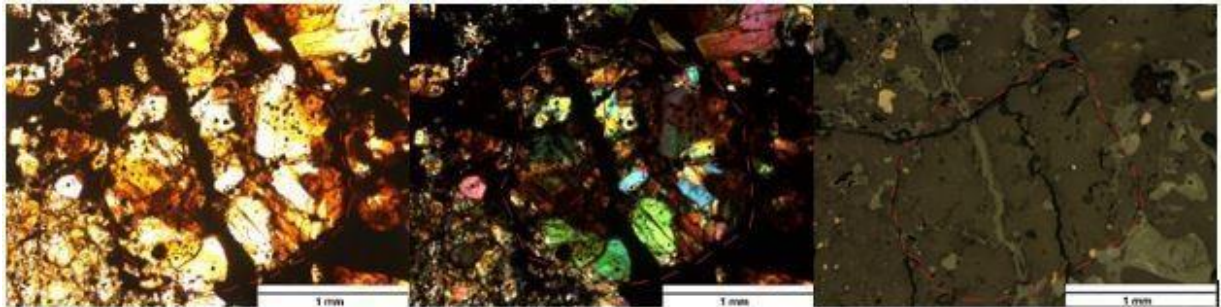


Figura A.21: Cóndrulo porfídico de olivino y piroxeno observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

4. Cóndrulo porfídico de olivino piroxeno (POP)

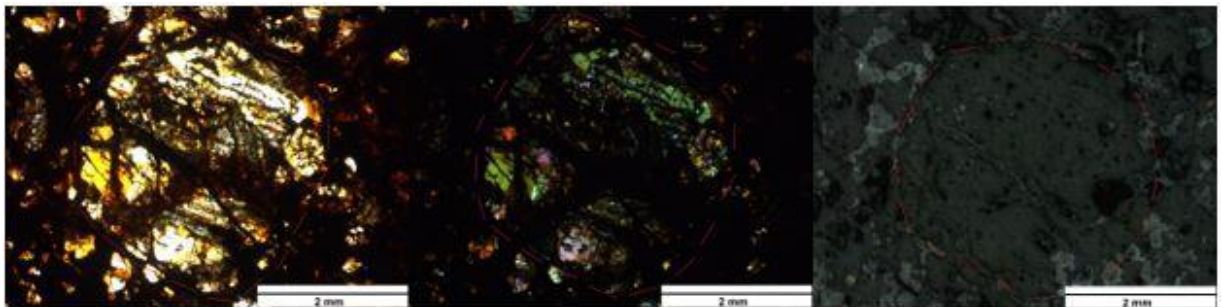


Figura A.22: Cóndrulo porfídico de olivino y piroxeno observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo, luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

5. Cóndrulo de olivino barrado (BO)

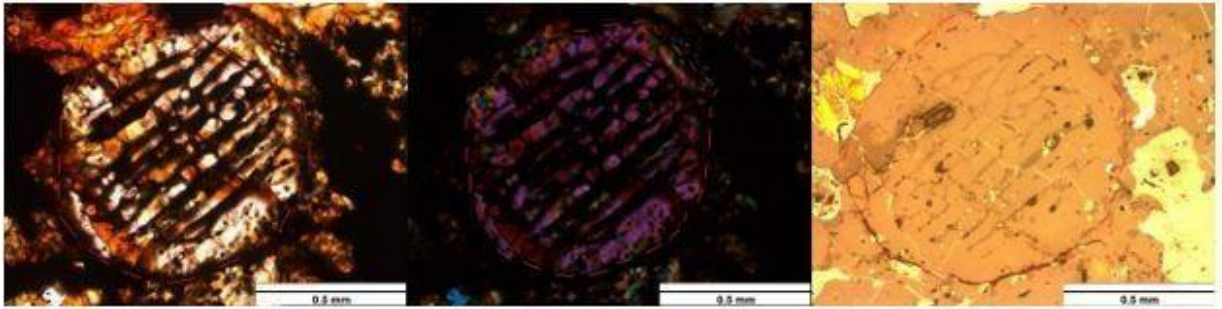


Figura A.23: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico, luz transmitida, y objetivo 20X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz transmitida y nícoles paralelos.

6. Cóndrulo de olivino barrado (BO)

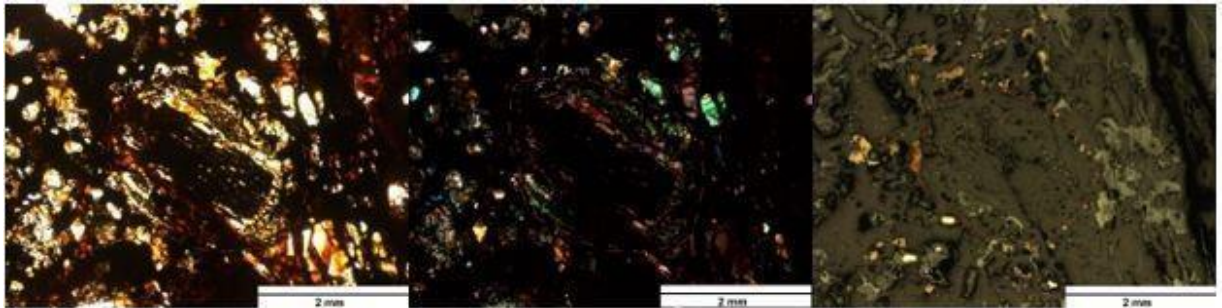


Figura A.24: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

7. Cóndrulo de olivino barrado (BO)

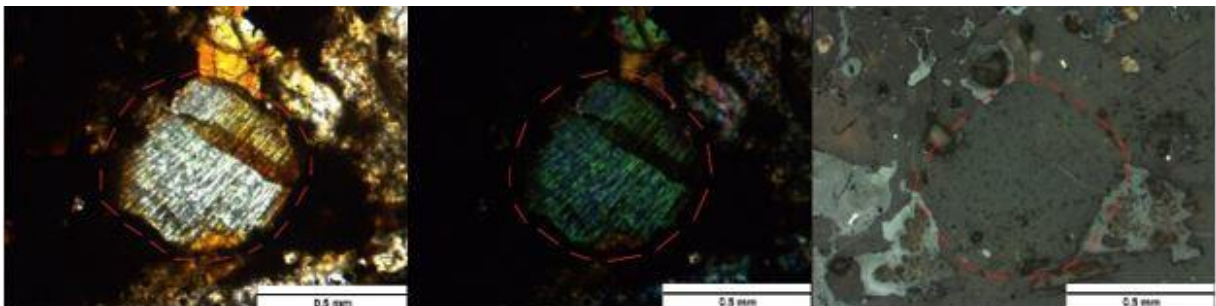


Figura A.25: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 20X. A la derecha: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

8. Cóndrulo relicto de olivino barrado (BO)

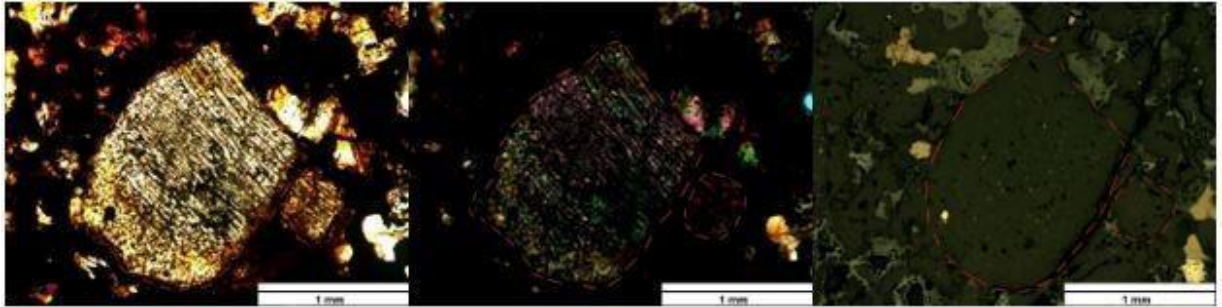


Figura A.26: Cóndrulo de piroxeno radial observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

9. Cóndrulo criptocristalino de olivino (C)

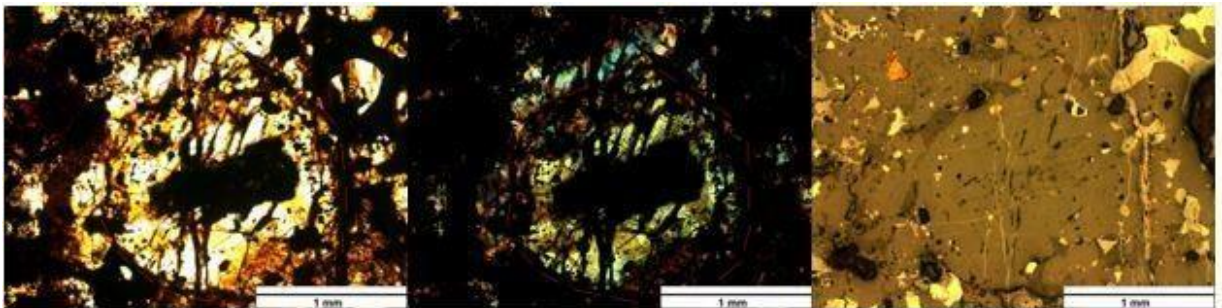


Figura A.27: Cóndrulo criptocristalino de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

10. Cóndrulos criptocristalinos de piroxeno (C)

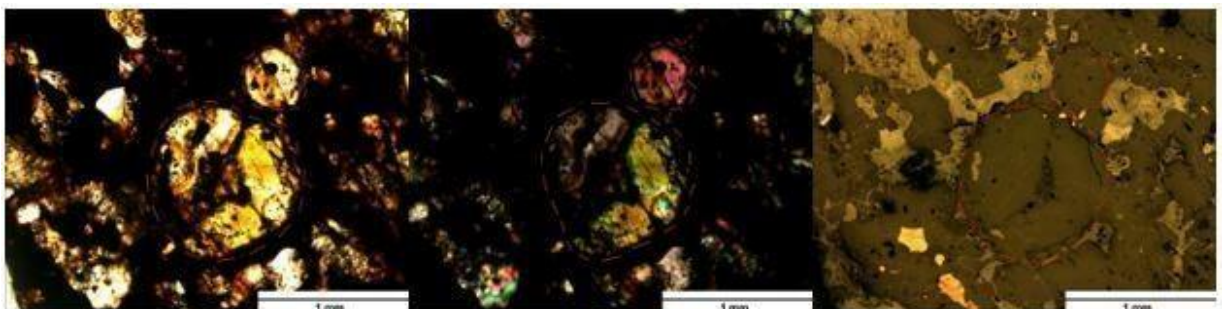


Figura A.28 Cóndrulo de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

11. Cóndrulo criptocristalino de piroxeno (C)

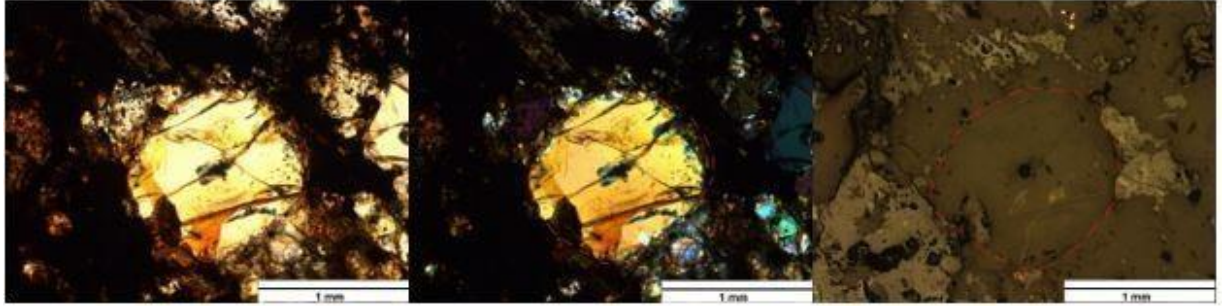


Figura A.29 Cóndrulo de piroxeno observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

A.4.1.4. Minerales opacos

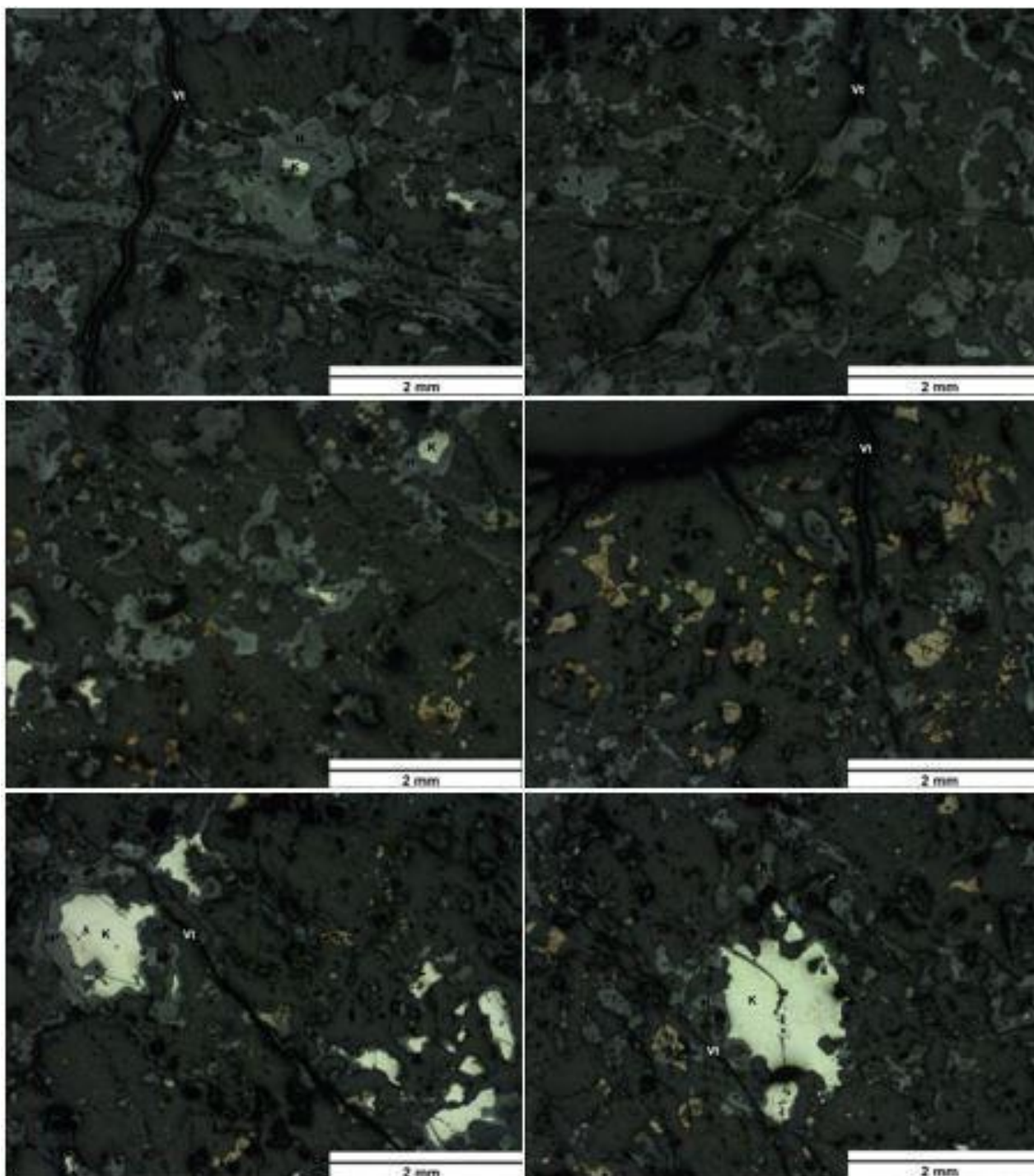


Figura A.30: Minerales opacos bajo microscopio óptico, luz reflejada, nícoles cruzados y objetivo de 5X. Kamacita se observa como un mineral blanquecino (K); troilita se observa como mineral amarillento (Tr) y óxidos de hierro se observan como mineralogía oscura (H).

A.4.1.5. Estado de *shock* en olivino

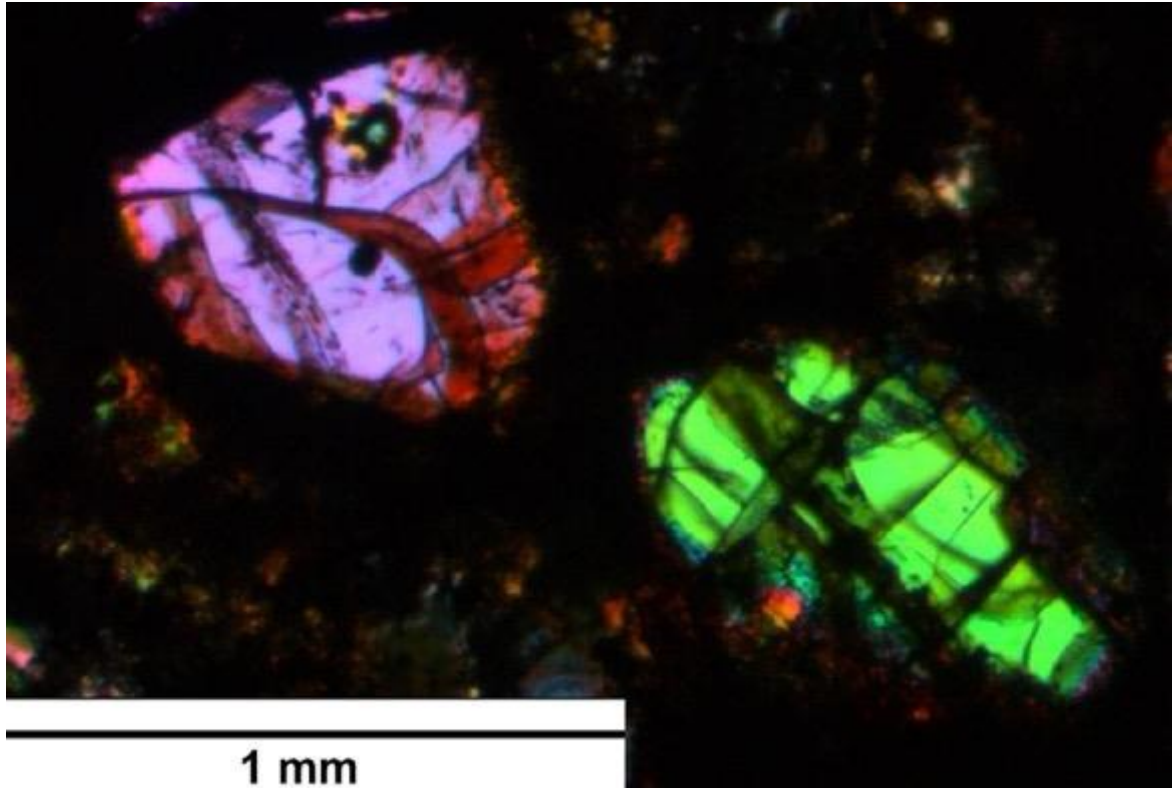


Figura A.31: Ejemplo de fracturas irregulares y fracturas planares en olivino producto de metamorfismo de *shock* observadas bajo microscopio óptico en muestra “Los Vientos 357”. La fotografía se tomó bajo nicoles cruzados y objetivo de 5X, donde luego la zona de interés de foto original se recortó a mayor escala. En este ejemplo se observan cristales de olivino de cóndrulo porfídico de olivino, tal que se pueden apreciar fracturas irregulares (en cristal rosa) y fracturas planares (en cristal verde).

A.4.2. Muestra: “Catalina 1”

A.4.2.1. Descripción petrológica general

Tabla A.3: Descripción petrológica general de muestra “Catalina 1”.

Nombre de la sección delgada	C1
Aspecto general de la muestra	Se observa textura condritica con cóndrulos discernibles, aunque no claramente delineados. También se observa pátina de limonita. Los colores de interferencia se suelen observar enmascarados por presencia de pátina de limonita. Se observan pequeñas fracturas ~ 0.2-3 mm y pequeñas venillas ~ 0.2-3 mm rellenas de óxidos.
Componentes	
Cóndrulos	~ 70 % volumen. Tamaños: ~ 0.1- 0.3 mm de radio. Definidos a irregularmente definidos. Subredondeados. Cóndrulos preservados: PO (~12 %, ~ 0.3 mm), PP (~ 6 %, ~ 0.1-0.2 mm), POP (~ 12 %, ~ 0.2-0.3 mm), BO (~ 40 %, ~ 0.1-0.3 mm), RP (~ 50 %, ~ 0.3 mm), G (~ 5 %, ~ 0.1 mm) y C (~ 20 %, ~ 0.3 mm).
Matriz	~ 30 % volumen. Textura granoblástica equigranular. Cristales de feldespato (~ 60 %, criptocristalino) y piroxeno (~ 40 %, criptocristalino). Presencia de venillas rellenas de óxidos y opacos (kamacita y troilita). Óxidos diseminados en matriz.
Mineralogía primaria	Olivino: ~ 21 %; piroxeno: ~ 20 % piroxeno; feldespato: ~ 20 %; kamacita: ~ 28 % y troilita: ~ 12 %. Subhedral: olivino y piroxeno. Anhedral: kamacita y troilita. Olivino: ~ 0.1-0.7 mm; piroxeno: ~ 1mm- criptocristalino; kamacita: ~ 0.5-0.1 mm y troilita: ~ 0.25- 0.5 mm. Olivino: ~ 100 % cóndrulos; piroxeno: ~ 43 % cóndrulo y ~ 57 % matriz; kamacita: ~ 10 % cóndrulo y ~ 90 % matriz; troilita: ~ 10 % cóndrulo y ~ 90 % matriz.
Mineralogía secundaria	Óxidos afectan a ~ 30 % de kamacita y troilita.

A.4.2.2. Textura general de la muestra

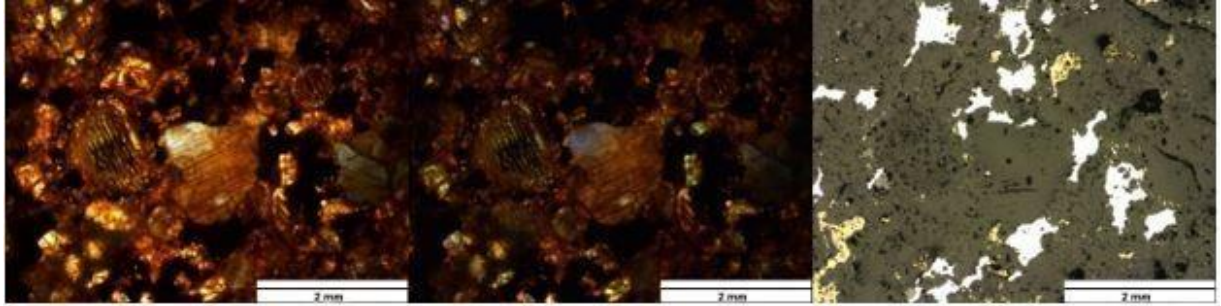


Figura A.32: Textura general de la muestra bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

A.4.2.3. Principales cóndrulos observados

1. Cóndrulo porfídico de olivino (PO)

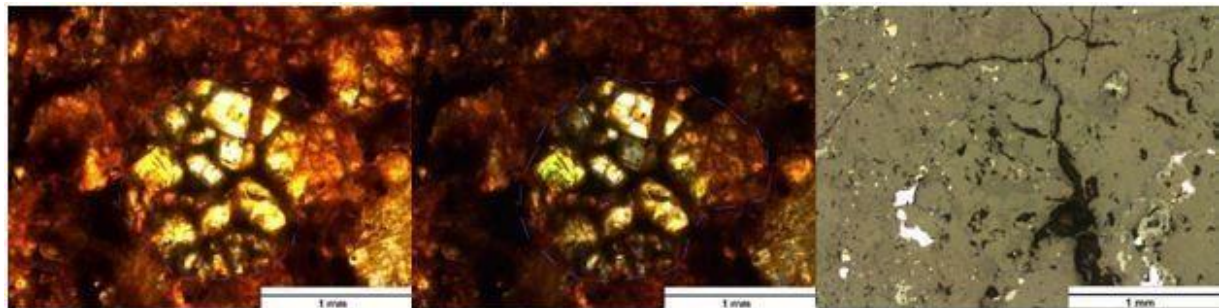


Figura A.33: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

2. Cóndrulo porfídico de olivino (PO)

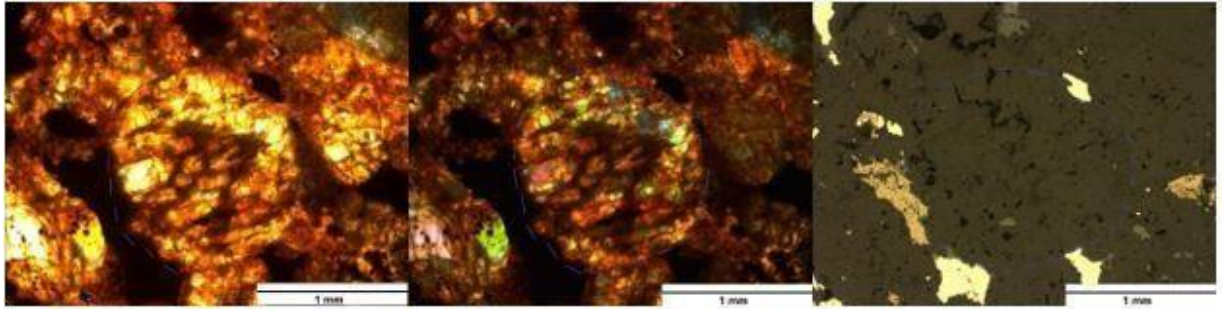


Figura A.34: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

3. Cóndrulo de olivino barrado (BO)

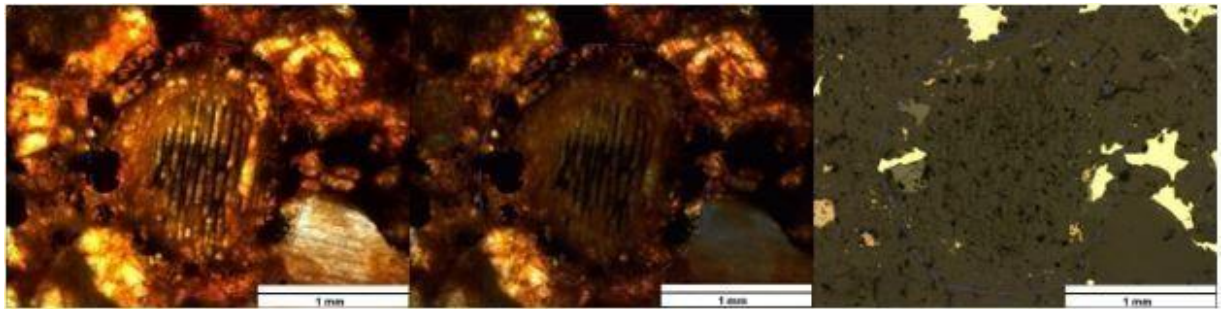


Figura A.35: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

4. Cóndrulo de olivino barrado (BO)

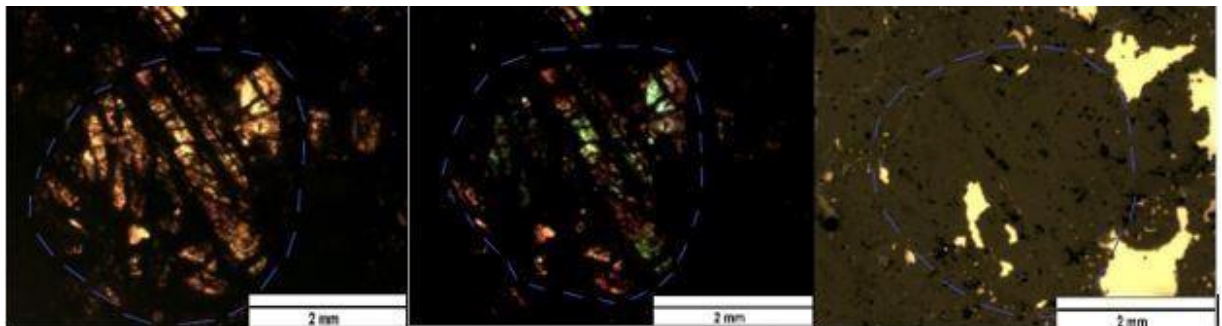


Figura A.36: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

5. Cóndrulo de olivino barrado (BO)

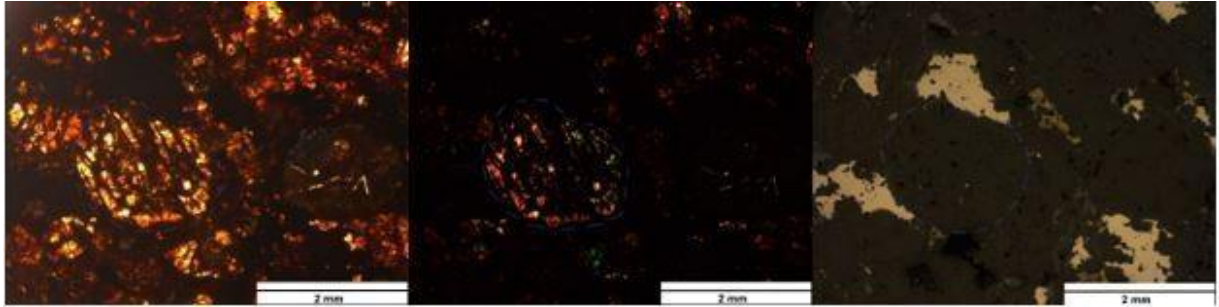


Figura A.38: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

6. Cóndrulo de olivino barrado (BO)

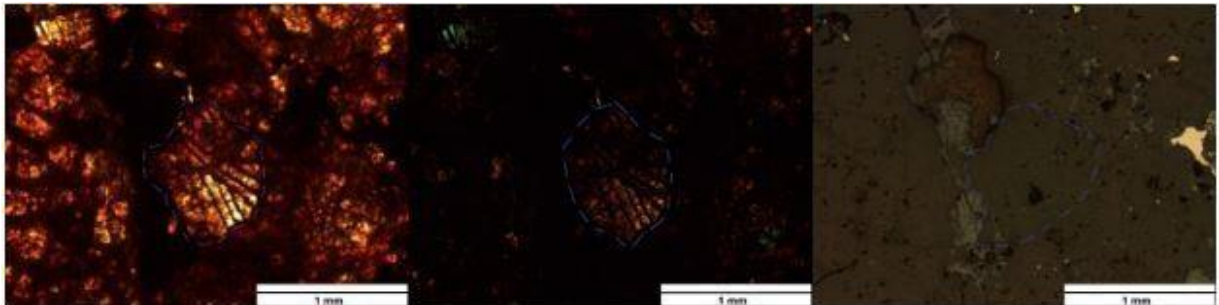


Figura A.39: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

7. Cóndrulo granular de piroxeno (GP)

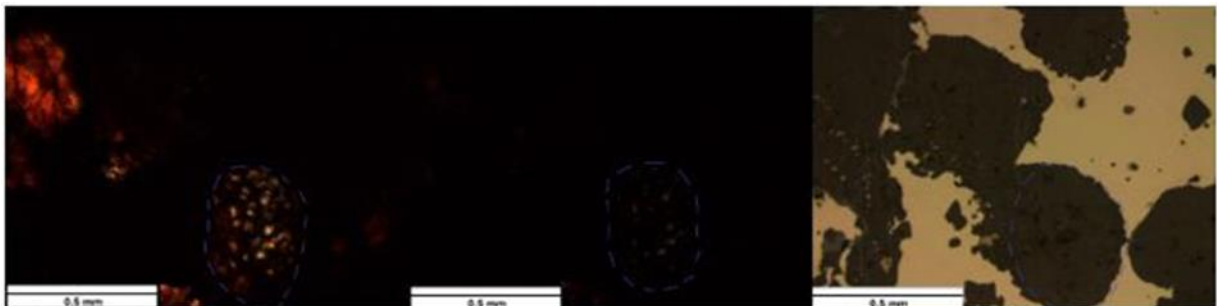


Figura A.40: Cóndrulo granular de piroxeno bajo microscopio óptico, luz transmitida, nícoles paralelos y objetivo 20X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

8. Cóndrulo criptocristalino de olivino (CO)

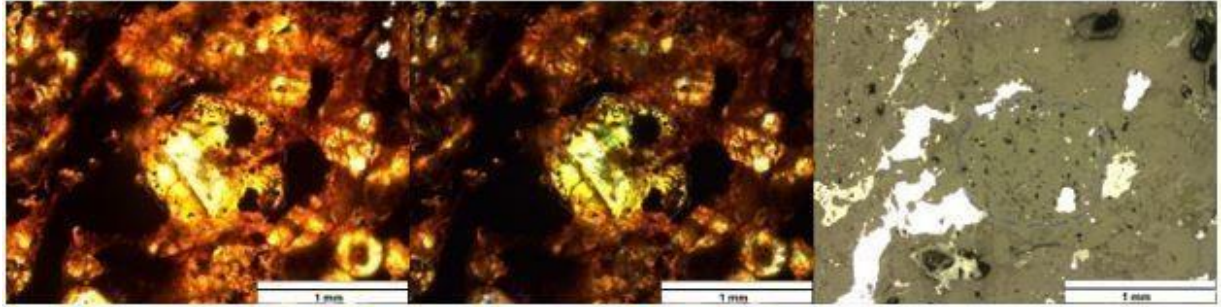


Figura A.41: Cóndrulo criptocristalino de olivino bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

9. Cóndrulo criptocristalino de piroxeno (CP)

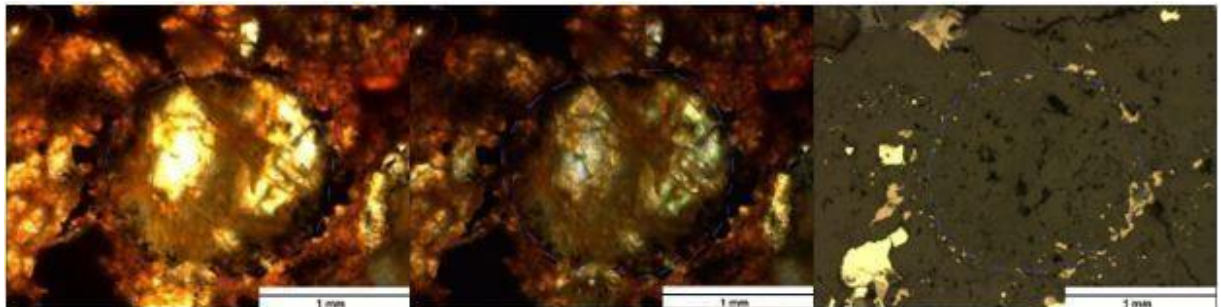


Figura A.42: Cóndrulo criptocristalino de piroxeno bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

10. Cóndrulo criptocristalino de piroxeno (CP)

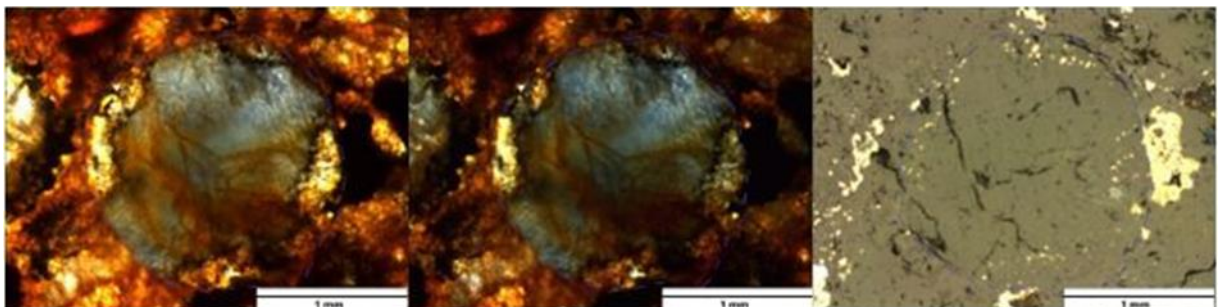


Figura A.43: Cóndrulo criptocristalino de piroxeno bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz reflejada y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

A.4.2.4. Minerales opacos

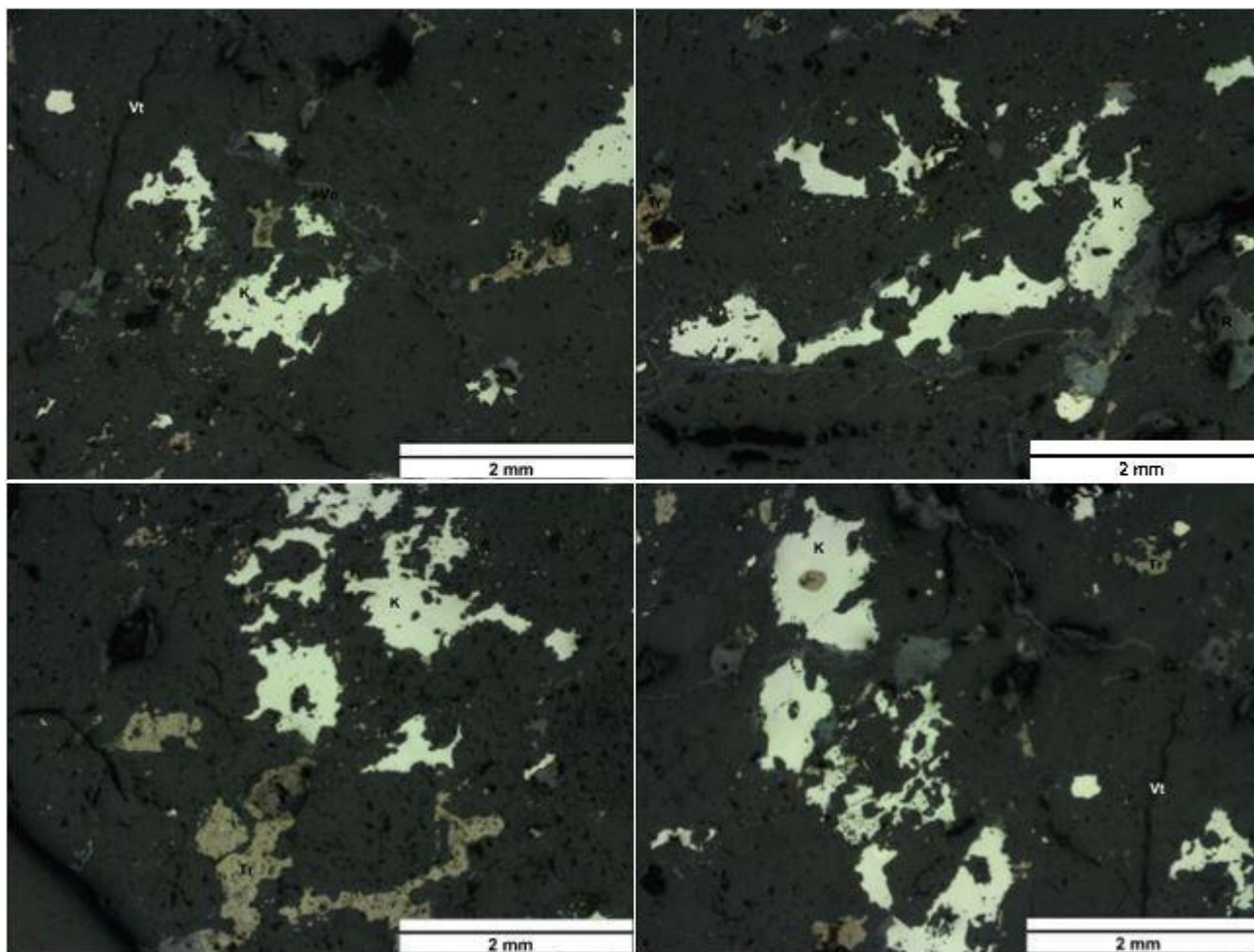


Figura A.44: Minerales opacos bajo microscopio óptico, luz reflejada, nicoles cruzados y objetivo 5X. Kamacita se observa como un mineral blanquecino (K); troilita se observa como mineral amarillento (Tr) y óxidos de hierro se observan como mineralogía oscura (H).

A.4.2.5. Estado de *shock* en olivino

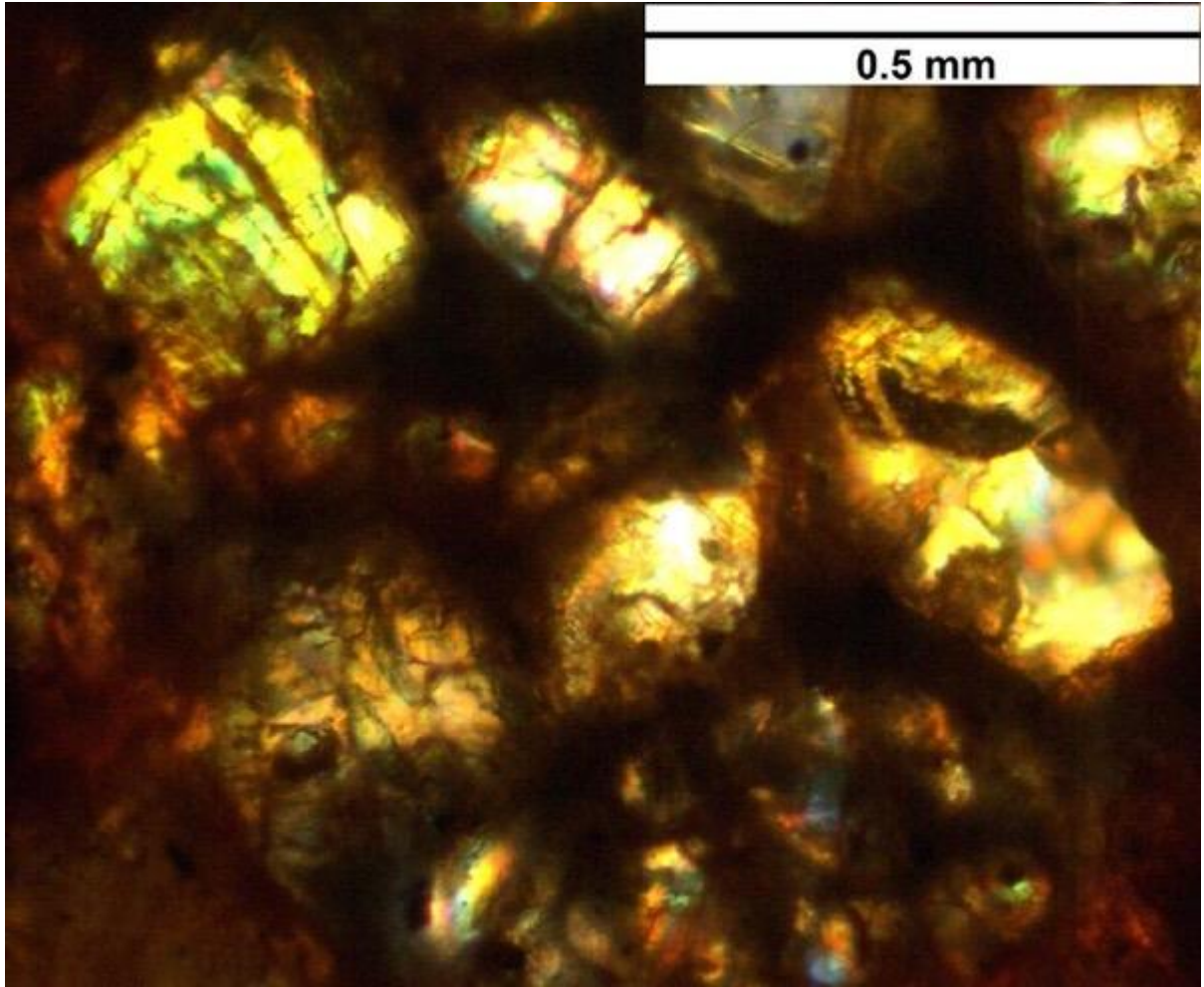


Figura A.45: Ejemplo de fracturas irregulares y fracturas planares en olivino producto de metamorfismo de *shock* observadas bajo microscopio óptico en muestra “Catalina 1”. La fotografía se tomó bajo nícoles cruzados y objetivo de 10X, donde luego la zona de interés de foto original se recortó a mayor escala. En este ejemplo se observan cristales de olivino de cóndrulo porfídico de olivino, tal que se pueden apreciar fracturas irregulares y fracturas planares en distintos cristales subhedrales de olivino.

A.4.3. Muestra: “Catalina 11”

A.4.3.1. Descripción petrológica general

Tabla A.4: Descripción petrológica general de muestra “Catalina 11”.

Nombre de la sección delgada	C-11
Aspecto general de la muestra	Se observa textura condritica, aunque también se aprecia obliteración extensiva de las texturas primarias y matriz recristalizada. Presencia de fracturas, venillas y pátina de limonita. Fracturas en cóndrulos y matriz. También venillas rellenas de óxido de tamaño ~ 0.25-12 mm.
Componentes	
Cóndrulos	~ 60 % en volumen Redondeados a subredondeados. Tamaño: ~ 0.1-0.3 mm. Definidos a irregularmente definidos. Cóndrulos preservados: PO (~ 29 %, ~ 0.1-0.3 mm), PP (~ 67 %, ~ 0.1-0.3 mm) y BO (~ 5 %, ~ 0.1 mm).
Matriz	Cubierta casi totalmente por pátina de limonita. ~ 40 % volumen. Textura granoblástica inequigranular. Cristales de feldespato (~ 50 %, criptocristalinos), olivino subhedral (~ 30 %, ~ 0.1-0.4 mm) y piroxeno subhedral (~ 20 %, < 0.3 mm). Presencia de venillas alrededor de cóndrulos y cortando a matriz, rellenas de óxidos. Opacos diseminados por todo el corte (kamacita y troilita) y al- rededor de cóndrulos (troilita).
Mineralogía primaria	~ 21 % olivino, ~ 14 % piroxeno, ~ 35 % feldespato, ~ 21 % kamacita y ~ 9 % troilita. Olivino: ~ 0.1-0.4 mm; piroxeno: < 0.2 mm; troilita: < 0.4 mm; kamacita: < 0.7 mm. Olivino: ~ 50 % en cóndrulos y ~ 50 % en matriz; piroxeno: ~ 50 % en cóndrulos y ~ 50 % matriz; feldespato: ~ 20 % en cóndrulos y ~ 80 % en matriz; kamacita: ~ 5 % en cóndrulos y ~ 95 % en matriz; troilita: en ~ 5 % en cóndrulos y ~ 95 % en matriz; Olivino y piroxeno prismáticos y subhedrales; troilita y kamacita anhedrales.
Mineralogía secundaria	Red de venillas rellenas de óxidos de tamaño máximo ~ 0.2-24 mm. Óxidos: en ~ 5 % en cóndrulos y ~ 95 % en matriz. Óxidos afectan a ≤ 20 % de kamacita y troilita.

A.4.3.2. Textura general de la muestra

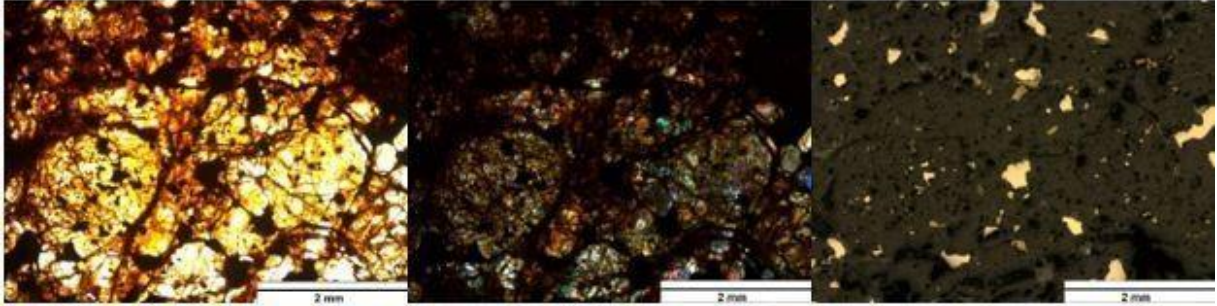


Figura A.46: Textura general de la muestra bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: luz reflejada y nícoles cruzados.

A.4.3.3. Principales cóndrulos observados

1. Cóndrulo porfídico de piroxeno (PP)

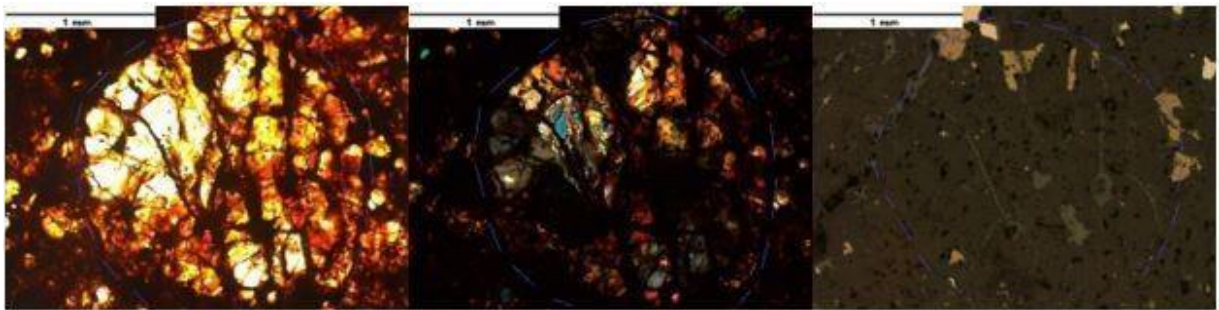


Figura A.47: Cóndrulo porfídico de piroxeno observado bajo microscopio y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

2. Cóndrulo de olivino barrado (BO)

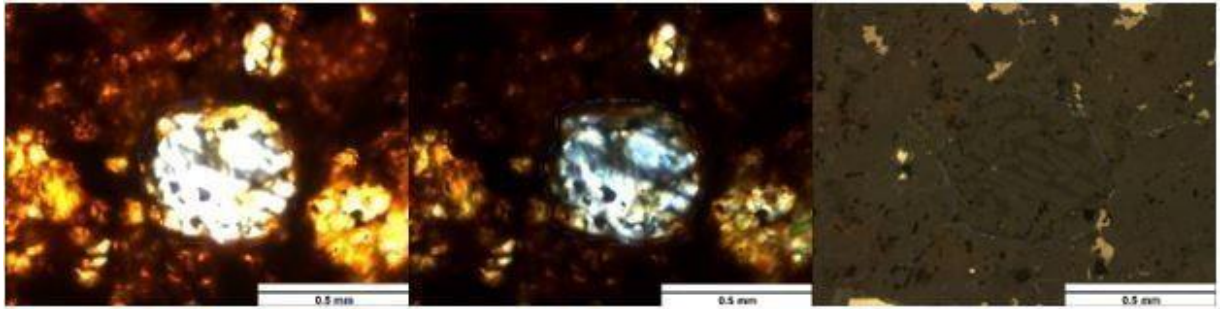


Figura A.48: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 20X. A la derecha: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

3. Cóndrulo de olivino barrado (BO)

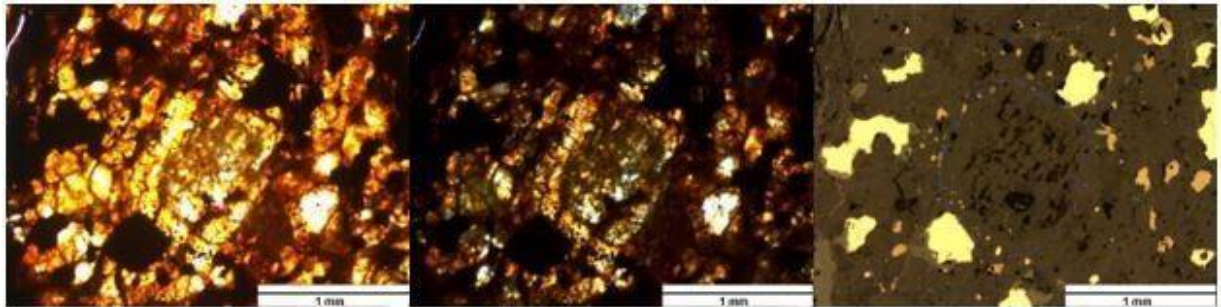


Figura A.49: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la derecha: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

A.4.3.4. Minerales opacos

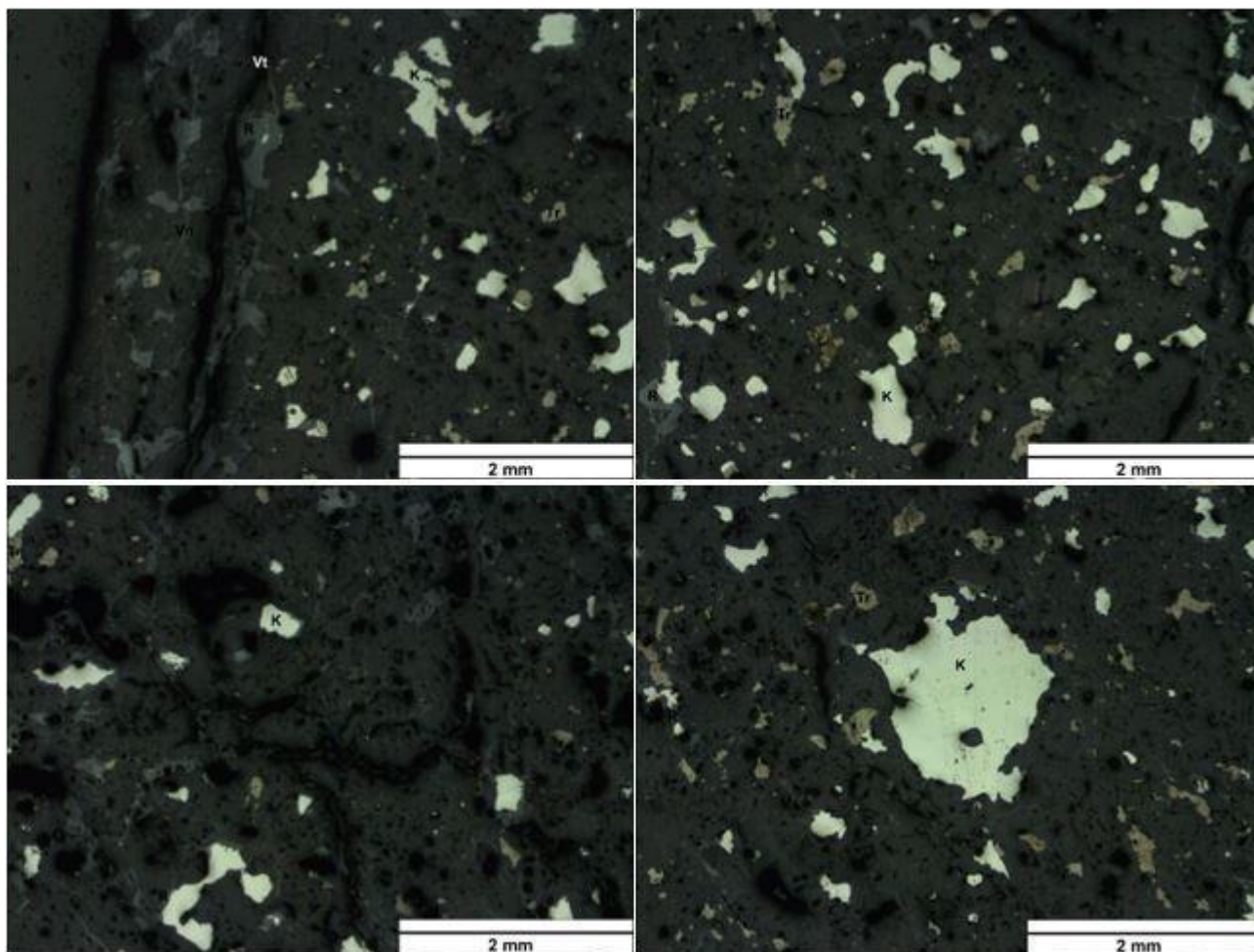


Figura A.50: Minerales opacos bajo microscopio óptico, luz reflejada, nicoles cruzados y objetivo 5X. Kamacita se observa como un mineral blanquecino (K); troilita se observa como mineral amarillento (Tr) y óxidos de hierro se observan como mineralogía oscura (H).

A.4.4. Muestra: “Catalina 15”

A.4.4.1. Descripción petrológica general

Tabla A.5: Descripción petrológica general de muestra “Catalina 15”.

Nombre de la sección delgada	C-15
Aspecto general de la muestra	Se observa textura condritica con cóndrulos bien definidos, venillas rellenas de óxido de ~ 1 mm de largo y pátina de limonita.
Componentes	
Cóndrulos	~ 70 % de volumen. Tamaños: ~ 0.1-0.8 mm de radio. Bien definidos a irregularmente definidos. Redondeados a subredondeados. Cóndrulos preservados: PO (~ 12 %, ~ 0.3-0.8 mm), PP (~ 4 %, ~ 0.2 mm), POP (~ 24 %, ~ 0.2-0.5 mm), BO (~ 20 %, ~ 0.2-0.25 mm), RP (~ 10 %, ~ 0.5 mm), G (~ 20 %, ~ 0.1 mm) y C (~ 10 %, ~ 0.2 mm).
Matriz	~ 30 % de volumen. Textura granoblástica inequigranular con pátina de limonita. Cristales de feldespato (~ 50 %, criptocristalino), piroxeno subhedral-anhedral (~ 30 %, ~ 0.2-0.3 mm) y olivino subhedral-anhedral (~ 20 %, ~ 0.2-0.3 mm). Opacos (kamacita y troilita) y opacos oxidados alrededor de cóndrulos.
Mineralogía primaria	~ 29 %, olivino, ~ 21 % piroxeno, ~ 20 % feldespato, ~ 21 % kamacita, ~ 9 % troilita. Olivino: ~ 0.1- 0.5 mm; piroxeno: ~ 0.2-0.4 mm; kamacita < 0.6 mm; troilita: < 0.4 mm. Olivino y piroxeno: subhedral y prismático. Kamacita, cromita y troilita: anhedral. Olivino: ~ 71 % en cóndrulos y ~ 29 % en matriz.; piroxeno: ~ 50 % en cóndrulos y ~ 50 % en matriz; feldespato: ~ 29 % en cóndrulos y ~ 71 % en matriz; kamacita: ~ 5 % en cóndrulos y ~ 95 % en matriz; troilita: ~ 10 % en cóndrulos y ~ 90 % en matriz.
Mineralogía secundaria	Óxidos afectan a ~ 30 % de kamacita y troilita.

A.4.4.2. Textura general de la muestra

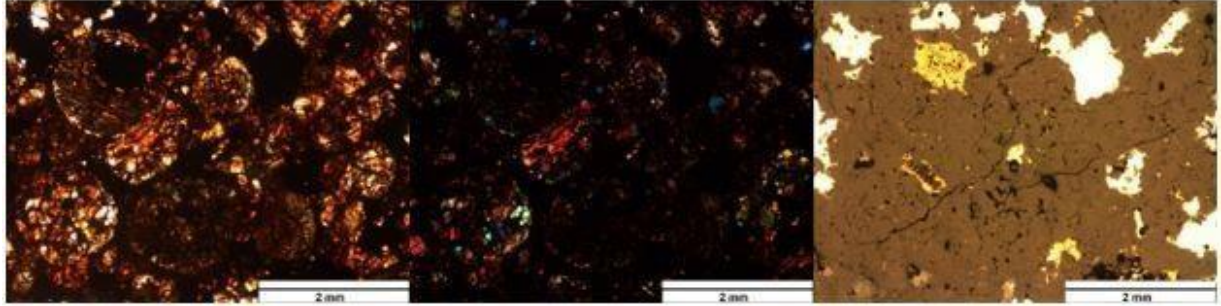


Figura A.51: Textura general de la muestra bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

A.4.4.3. Principales cóndrulos observados

1. Cóndrulo porfídico de olivino (PO)

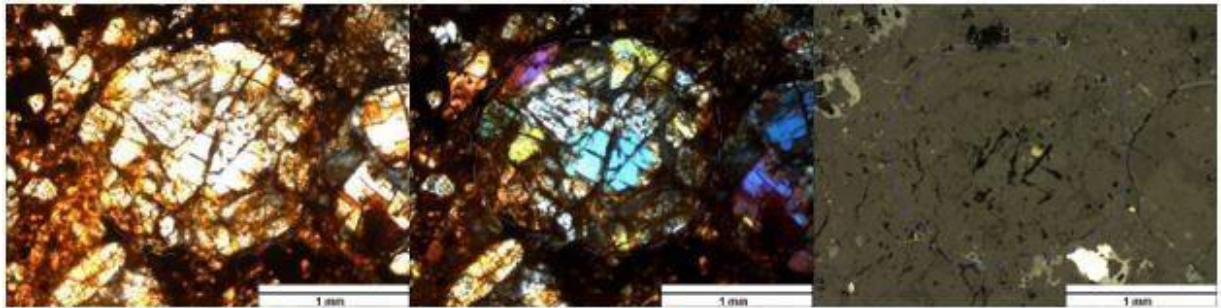


Figura A.52: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz transmitida y nícoles cruzados.

2. Cóndrulo porfídico de olivino (PO)

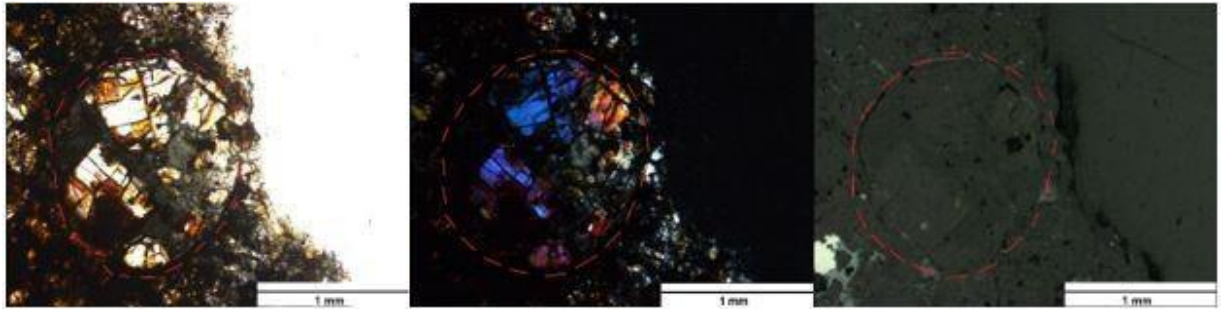


Figura A.53: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

3. Cóndrulo porfídico de olivino (PO)

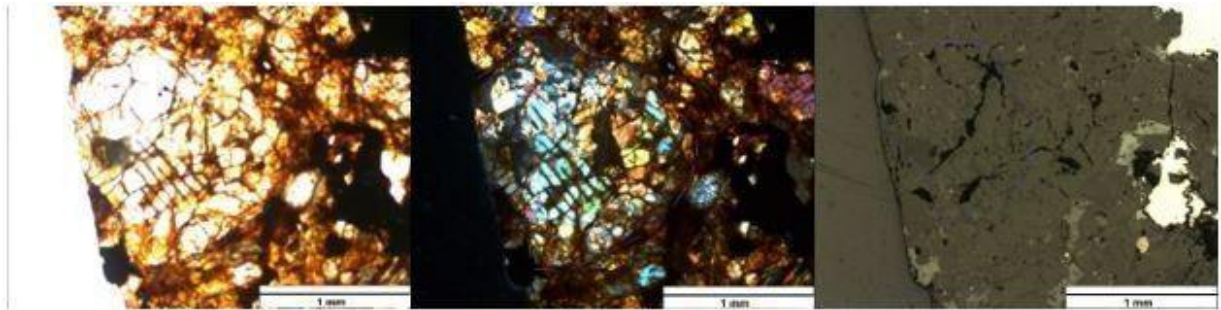


Figura A.54: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

4. Cóndrulo porfídico de piroxeno (PP)

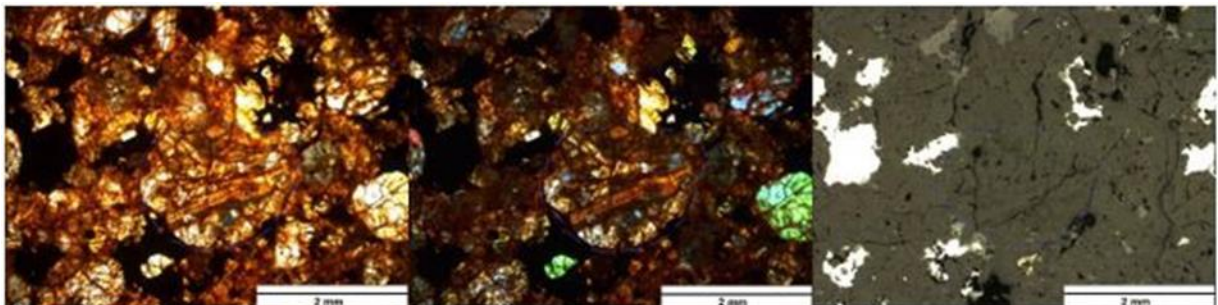


Figura A.55: Cóndrulo porfídico de piroxeno observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

5. Cóndrulo porfídico de olivino y piroxeno (POP)

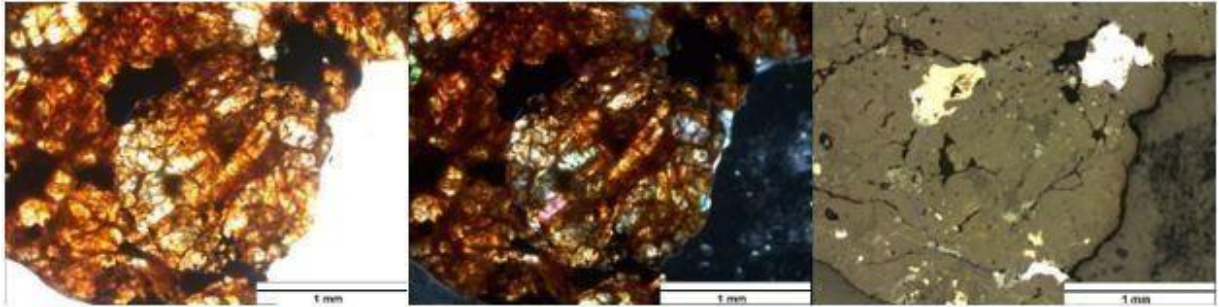


Figura A.56: Cóndrulo porfídico de olivino y piroxeno observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

6. Cóndrulo porfídico de olivino barrado (BO)

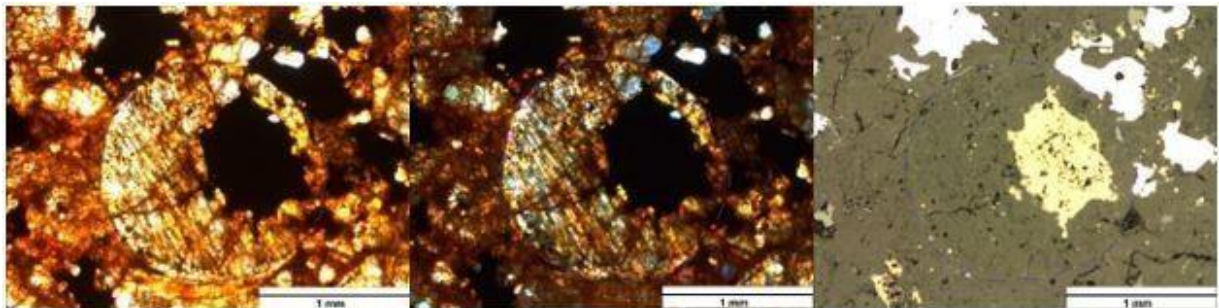


Figura A.57: Cóndrulo de olivino barrado observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

7. Cóndrulo granular de olivino y piroxeno (GOP)

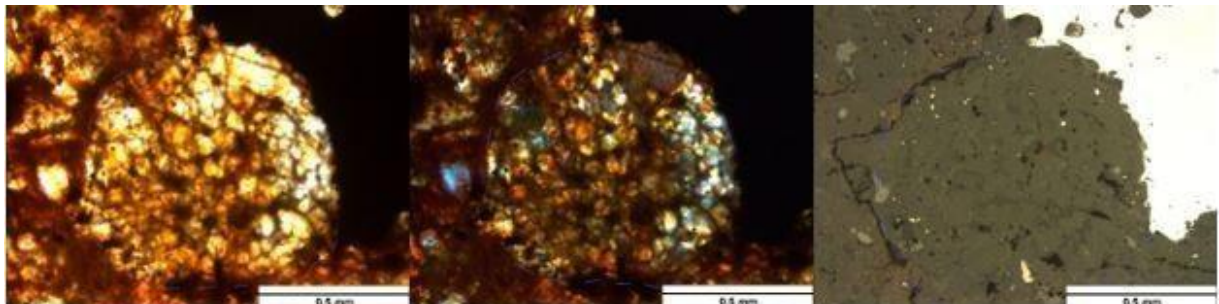


Figura A.58: Cóndrulo granular de olivino y piroxeno observado bajo microscopio óptico y objetivo 20X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

8. Cóndrulos granulares de olivino y piroxeno (GOP)

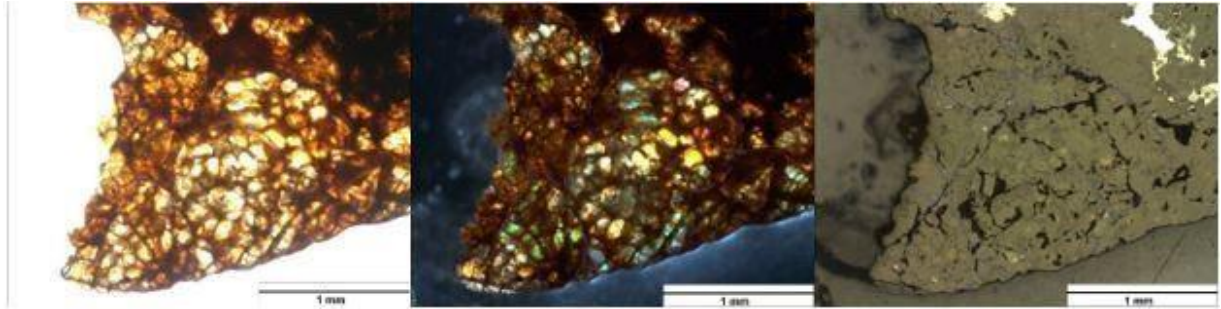


Figura A.59: Cóndrulos granulares de olivino y piroxeno observados bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

A.4.4.4. Minerales opacos

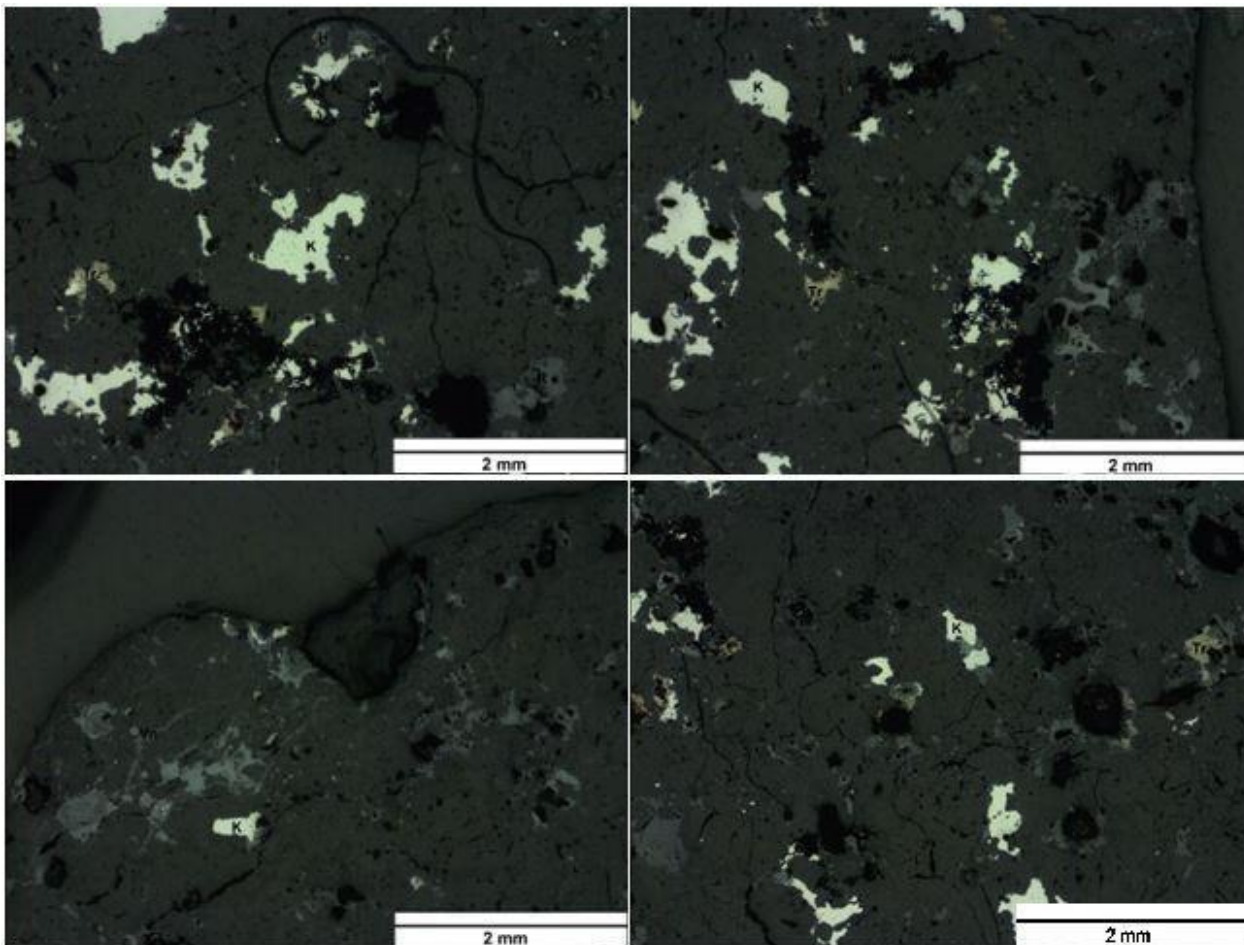


Figura A.60: Minerales opacos bajo microscopio óptico, luz reflejada, nícoles cruzados y objetivo 5X. Kamacita se observa como un mineral blanquecino (K); troilita se observa como mineral amarillento (Tr) y óxidos de hierro se observan como mineralología oscura (H).

A.4.4.5. Estado de *shock* en olivino

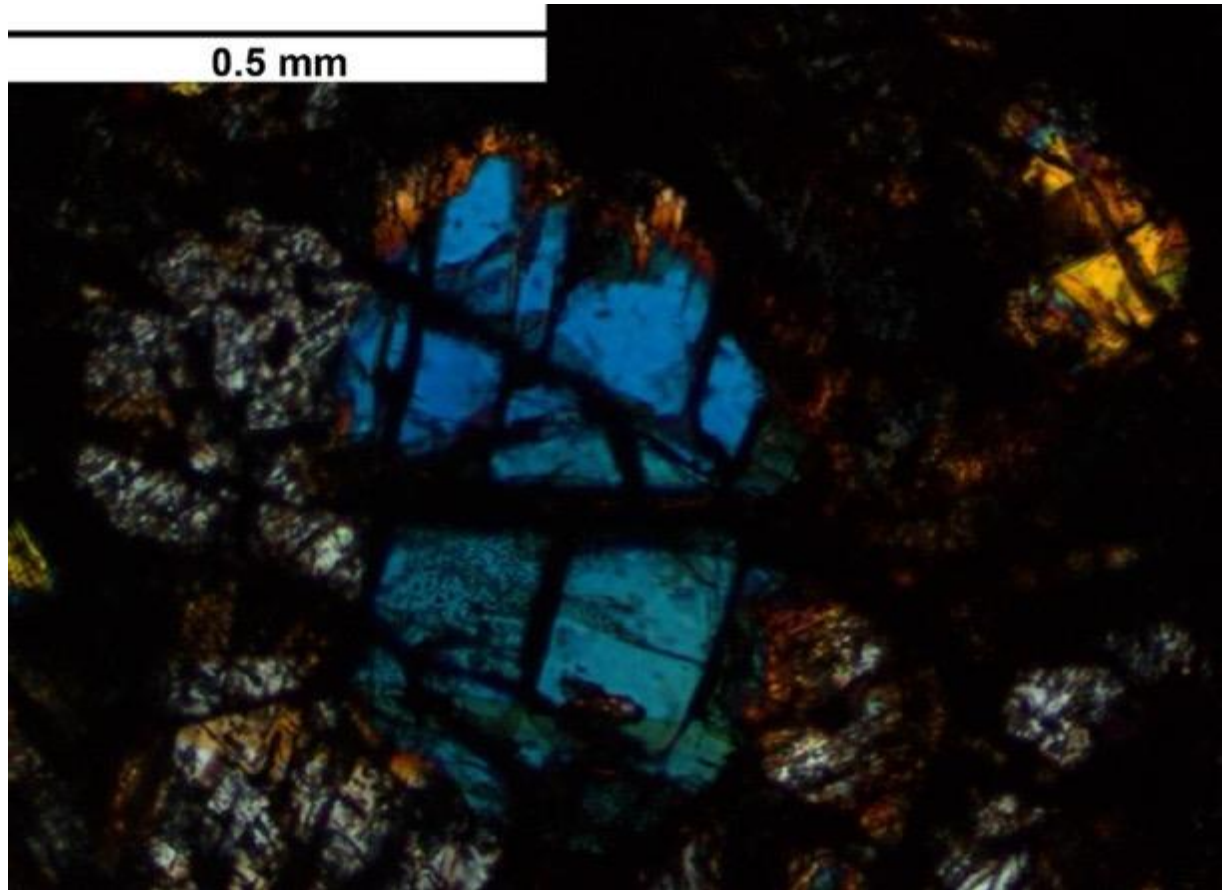


Figura A.61: En cristales de olivino de cóndrulo porfídico de olivino de muestra “Catalina 15” se pueden observar fracturas planares (cristal azul y amarillo).

A.4.5. Muestra: “Catalina 18”

A.4.5.1. Descripción petrológica general

Tabla A.6: Descripción petrológica general de muestra “Catalina 18”.

Nombre de la sección delgada	C-18
Aspecto general de la muestra	Se observa textura condritica con cóndrulos algo obliterados, presencia de venillas y pátina de limonita. Venillas diseminadas rellenas de óxidos de ~ 0.3 mm de largo.
Componentes	
Cóndrulos	~ 60 % de volumen. En general, irregularmente definidos. Redondeados a subredondeados. Tamaños: ~ 0.2-0.8 mm de radio. Cóndrulos preservados: PO (~ 50 %, ~ 0.8-0.2 mm), BO (~ 10 %, ~ 0.2 mm) y RP (~ 40 %, ~ 0.8-0.2mm).
Matriz	~ 40 % de volumen. Textura granoblástica inequigranular con pátina de limonita. Cristales de feldespato (~50 %, criptocristalino), piroxeno subhedral-anhedral (~30 %, 0.2 mm) y olivino (~ 20 %, ~ 0.3-0.1 mm). Venillas de óxidos pequeñas. También opacos oxidados alrededor de cóndrulos.
Mineralogía primaria	~ 27 %, olivino, ~ 21 % piroxeno, ~ 22 % feldespato, ~ 18 % kamacita, ~ 12 % troilita. Olivino: ~ 0.2-1 mm; piroxeno: ~ 0.2-mm; kamacita < 0.5 mm; troilita: < 0.3 mm; cromita: < 0.4 mm. Olivino y piroxeno: subhedral y prismático. Kamacita, cromita y troilita: anhedral. Olivino: ~ 80 % en cóndrulos y ~ 20 % en matriz.; piroxeno: ~ 70 % en cóndrulos y ~ 30 % en matriz; kamacita: ~ 5 % en cóndrulos y ~ 95 % en matriz; troilita: ~ 5 % en cóndrulos y ~ 95 % en matriz.
Mineralogía secundaria	Óxidos afectan a ~ 40 % de kamacita y troilita.

A.4.5.2. Textura general de la muestra

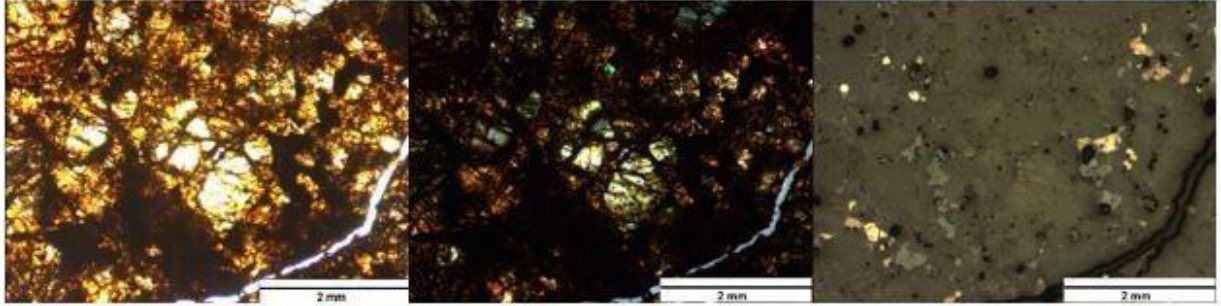


Figura A.62: Textura general de la muestra bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: luz reflejada y nícoles cruzados.

A.4.5.3. Principales cóndrulos observados

1. Cóndrulo porfídico de olivino (PO)

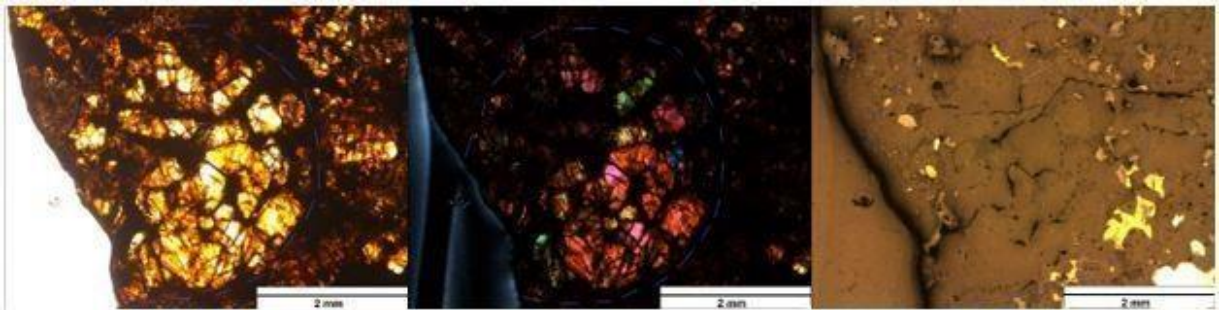


Figura A.63: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

2. Cóndrulo porfídico de olivino (PO)

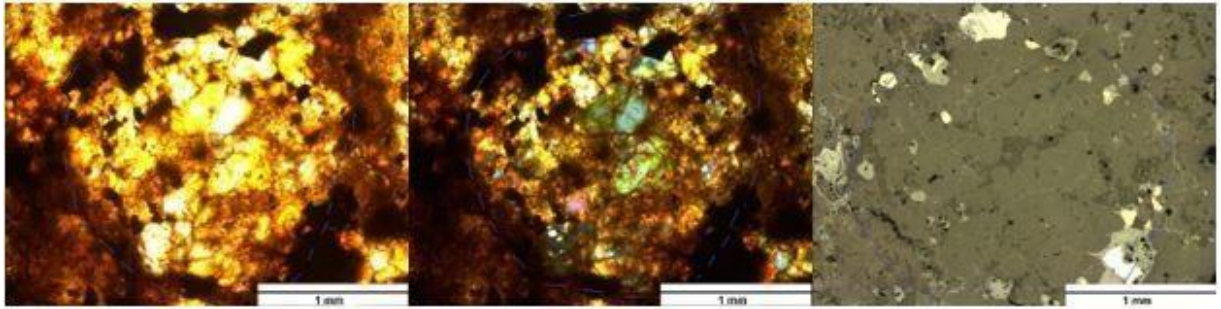


Figura A.64: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

3. Cóndrulo de olivino barrado (BO)

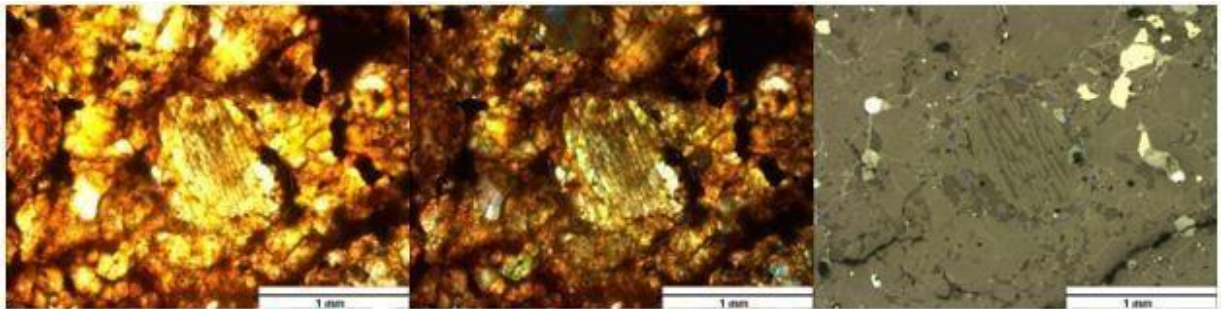


Figura A.65: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

4. Cóndrulo de piroxeno radial (RP)

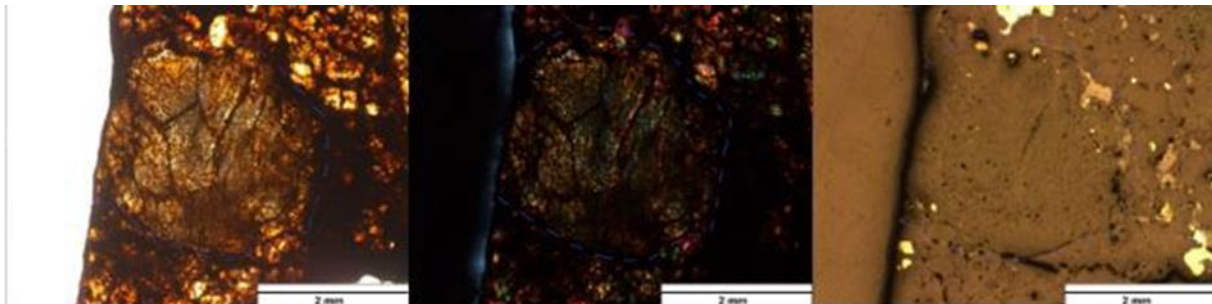


Figura A.66: Cóndrulo de piroxeno radial observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

5. Cóndrulo granular de olivino y piroxeno (GOP)

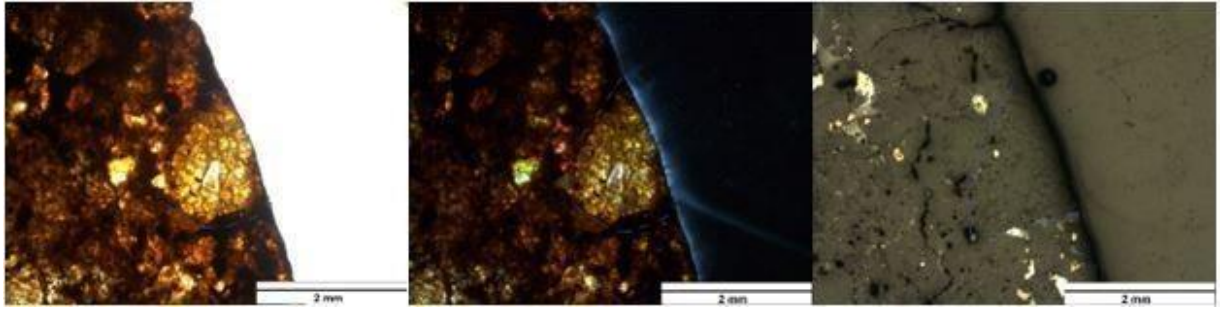


Figura A.67: Cóndrulo granular de olivino y piroxeno observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

A.4.5.4. Minerales opacos

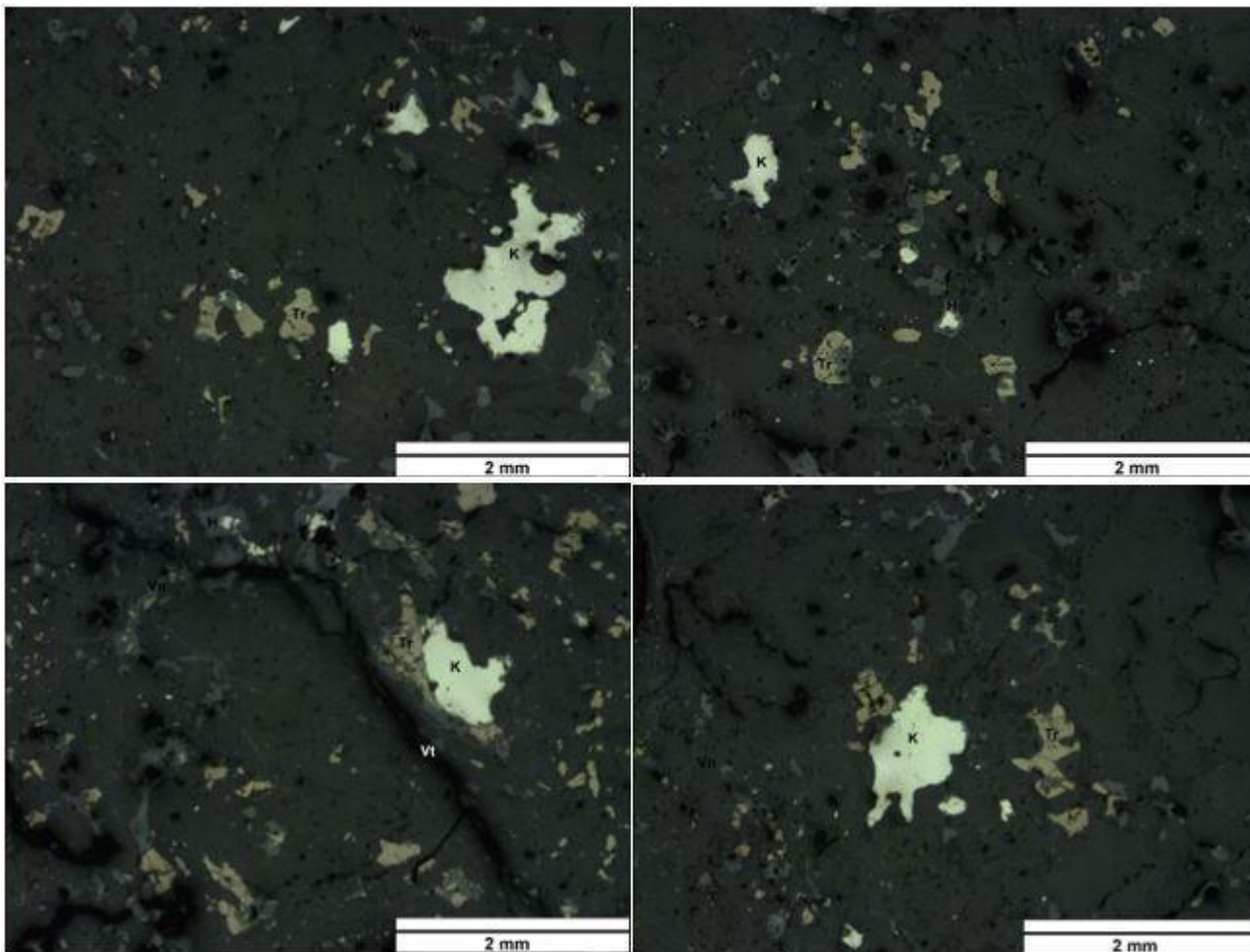


Figura A.68: Minerales opacos bajo microscopio óptico, luz reflejada, nicoles cruzados y objetivo 5X. Kamacita se observa como un mineral blanquecino (K); troilita se observa como mineral amarillento (Tr) y óxidos de hierro se observan como mineralogía oscura (H).

A.4.5.5. Estado de *shock* en olivino

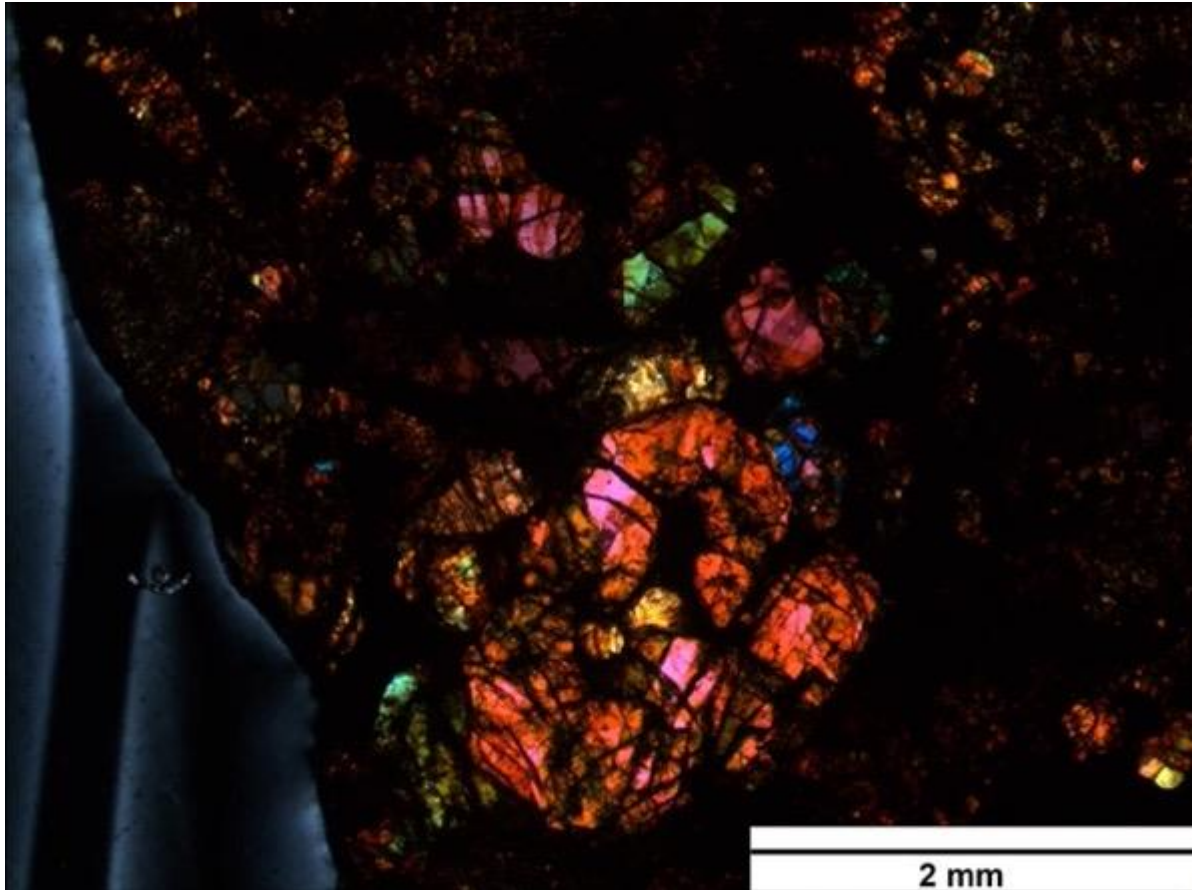


Figura A.69: En cóndrulo porfídico de olivino de muestra “Catalina 18” se pueden observar cristales de olivino con fracturas planares e irregulares.

A.4.6. Muestra: “Catalina 27”

A.4.6.1. Descripción petrológica general

Tabla A.7: Descripción petrológica general de muestra “Catalina 27”.

Nombre de la sección delgada	C-27
Aspecto general de la muestra	Se observa textura condritica con cóndrulos discernibles, pero no claramente delineados. Venillas rellenas de óxido de ~ 0.5-3 mm de largo y pátina de limonita
Componentes	
Cóndrulos	~ 70 % de volumen. Tamaños: ~ 0.1-0.3 mm de radio. Definidos a irregularmente definidos. Redondeados a subredondeados. Cóndrulos preservados: PO (~ 10 %, ~ 0.2-0.3 mm), PP (~ 30 %, ~ 0.2-0.5mm), POP (~ 60 %, ~ 0.2-1 mm), BO (~ 20 %, ~ 0.2-0.3mm) y RP (~ 30 %, ~ 0.3 mm).
Matriz	~ 30 % de volumen. Textura granoblástica inequigranular con pátina de limonita. Cristales de feldespato (~ 30 %, criptocristalino) y piroxeno subhedral-anhedral (~ 70 %, ~ 0.2-0.3 mm). Opacos (kamacita y troilita) en la matriz y algunos alrededores de cóndrulos. También vetillas rellenas de óxidos enmatriz.
Mineralogía primaria	~ 25 %, olivino, ~ 29 % piroxeno, ~ 16 % feldespato, ~ 21 % kamacita, ~ 9 % troilita. Olivino: ~ 0.1- 0.3 mm; piroxeno: ~ 0.2-0.3 mm; kamacita < 0.6 mm; troilita: < 0.5 mm. Olivino y piroxeno: subhedral y prismático. Kamacita y troilita: anhedral. Olivino: ~ 100 % en cóndrulos; piroxeno: ~ 30 % en cóndrulos y ~ 70 % en matriz; feldespato: ~ 40 % en cóndrulos y ~ 60 % en matriz; kamacita: ~ 5 % en cóndrulos y ~ 95 % en matriz; troilita: ~ 5 % en cóndrulos y ~ 95 % en matriz.
Mineralogía secundaria	Óxidos afectan a ~ 40 % de kamacita y troilita.

A.4.6.2. Textura general de la muestra

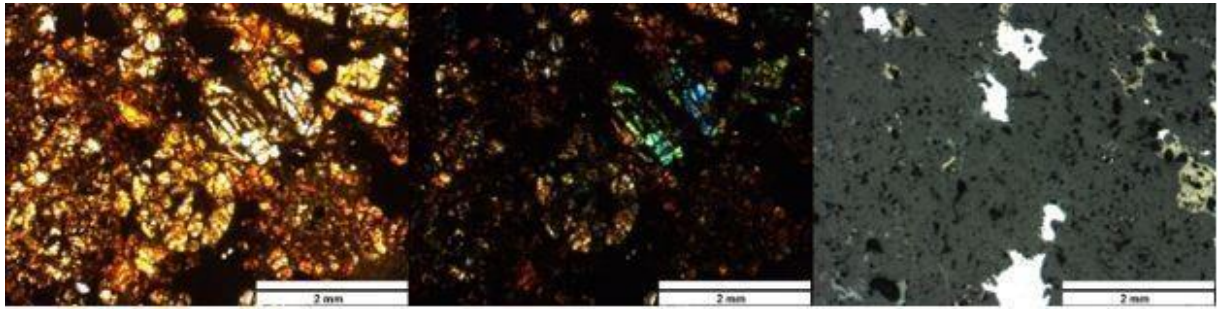


Figura A.70: Textura general de la muestra bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: luz reflejada y nícoles cruzados.

A.4.6.3. Principales cóndrulos observados

1. Cóndrulo porfídico de olivino (PO)

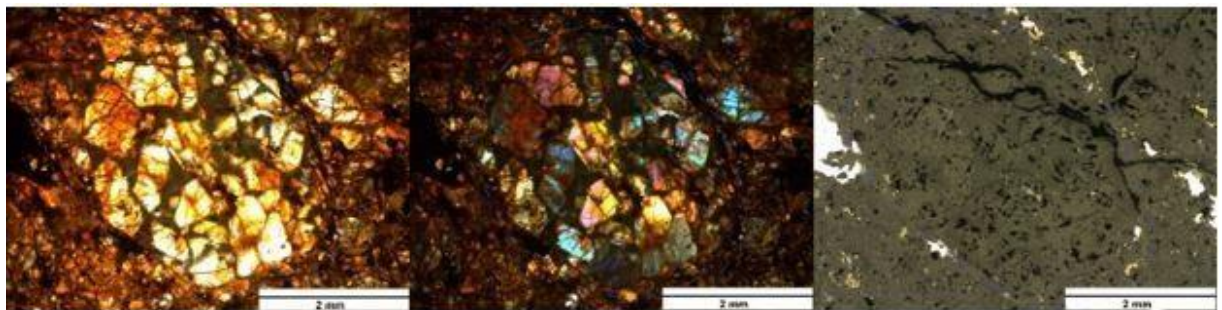


Figura A.71: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la derecha: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

2. Cóndrulo porfídico de olivino (PO)

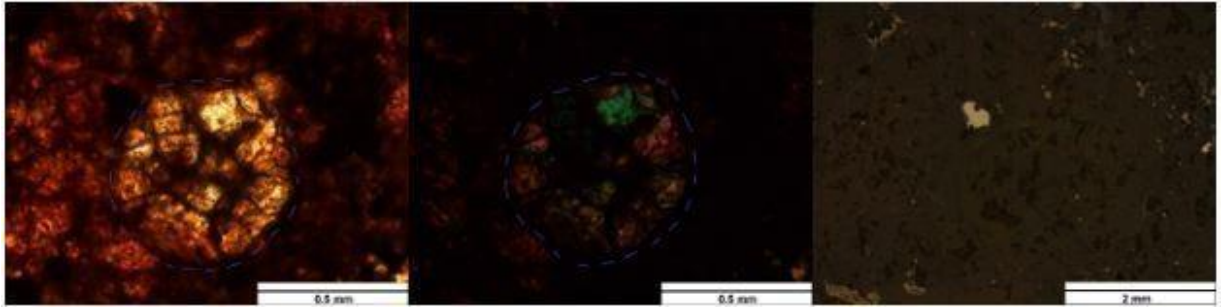


Figura A.72: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 20X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

3. Cóndrulo porfídico de olivino (PO) y cóndrulo porfídico de piroxeno (PP)

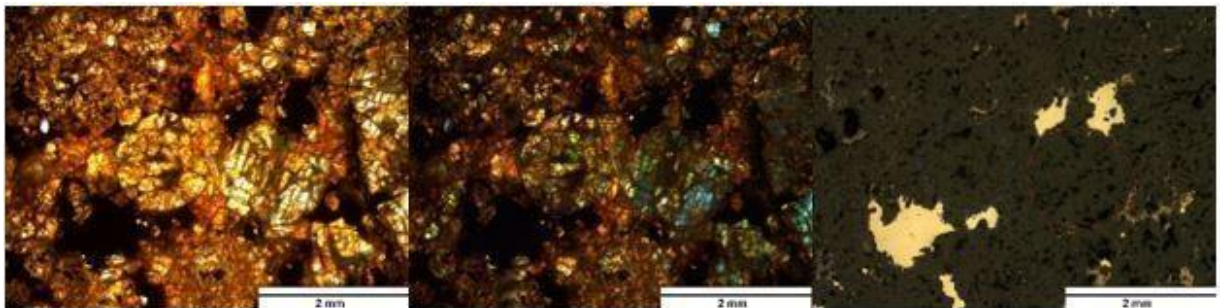


Figura A.73: Cóndrulo porfídico de olivino (delimitado por línea punteada azul) y cóndrulo porfídico de piroxeno (delimitado por línea punteada roja). A la derecha: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la izquierda: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

4. Cóndrulo porfídico de piroxeno (PP)

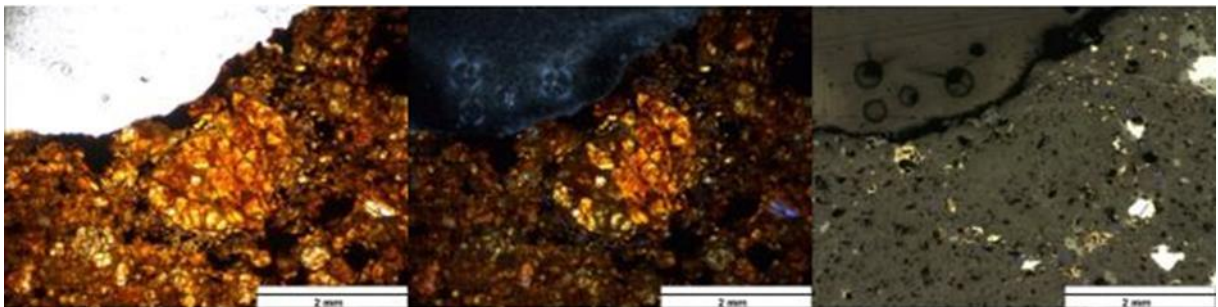


Figura A.74: Cóndrulo porfídico de olivino observado bajo microscopio óptico y objetivo 5X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

5. Cóndrulo de olivino barrado (BO)

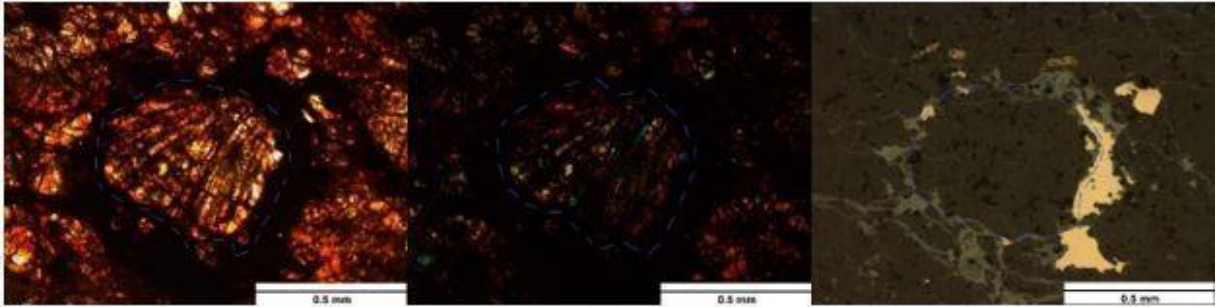


Figura A.75: Cóndrulo de olivino barrado, observado bajo microscopio óptico y objetivo 20X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles paralelos.

6. Cóndrulo de piroxeno radial (RP)

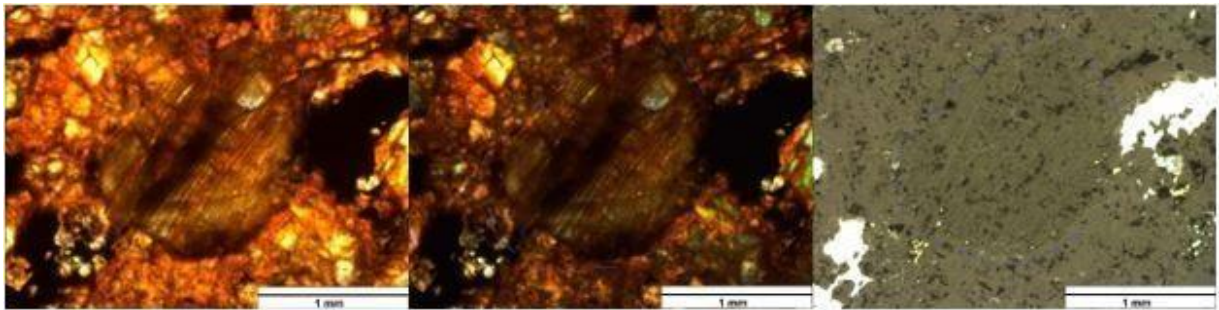


Figura A.76: Cóndrulo de piroxeno radial observado bajo microscopio óptico y objetivo 10X. A la izquierda: bajo luz transmitida y nícoles paralelos. Al centro: bajo luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha: bajo luz reflejada y nícoles cruzados.

A.4.6.4. Minerales opacos

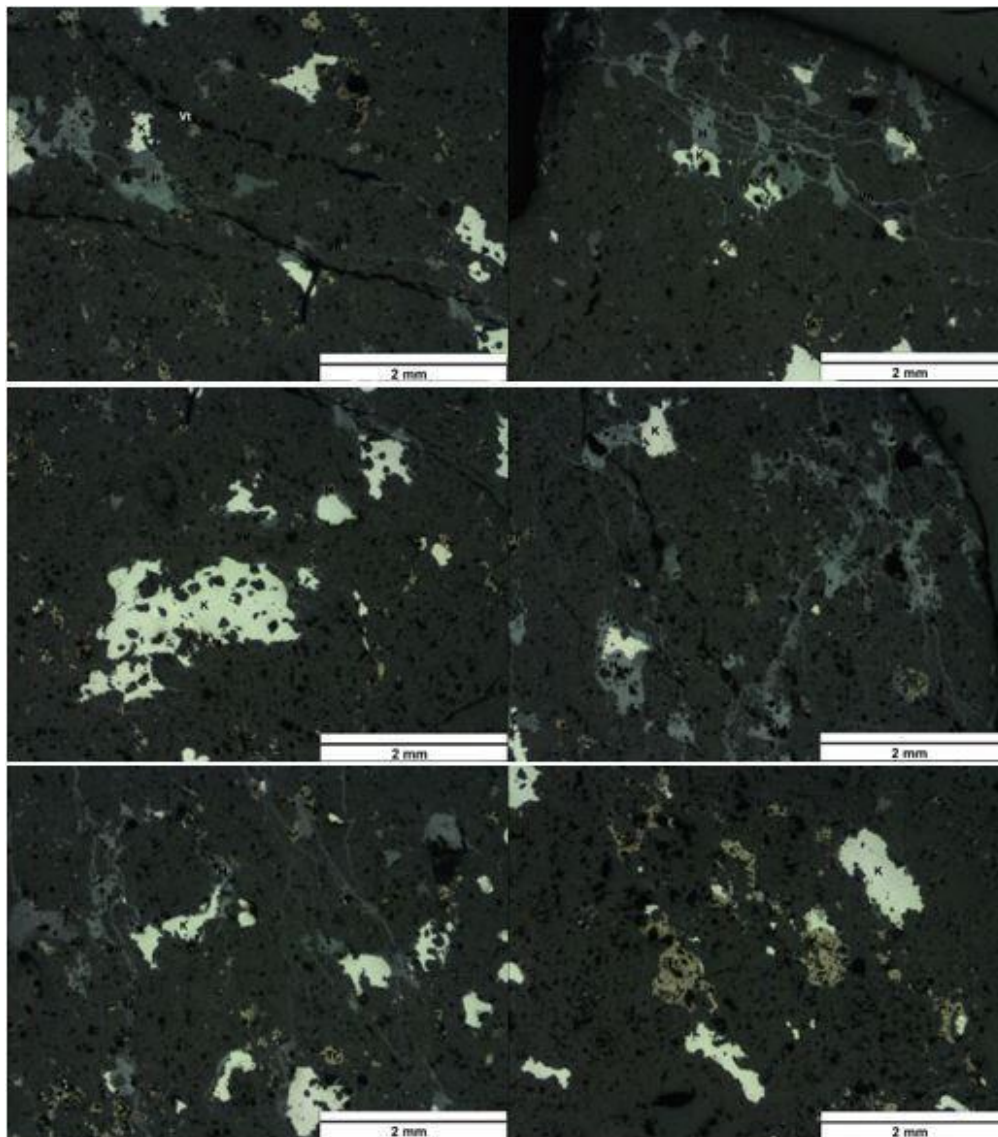


Figura A.77: Minerales opacos bajo microscopio óptico, luz reflejada, nícoles cruzados y objetivo 5X. Kamacita se observa como un mineral blanquecino (K); troilita se observa como mineral amarillento (Tr) y óxidos de hierro se observan como mineralogía oscura (H).

A.4.6.5. Estado de *shock* en olivino

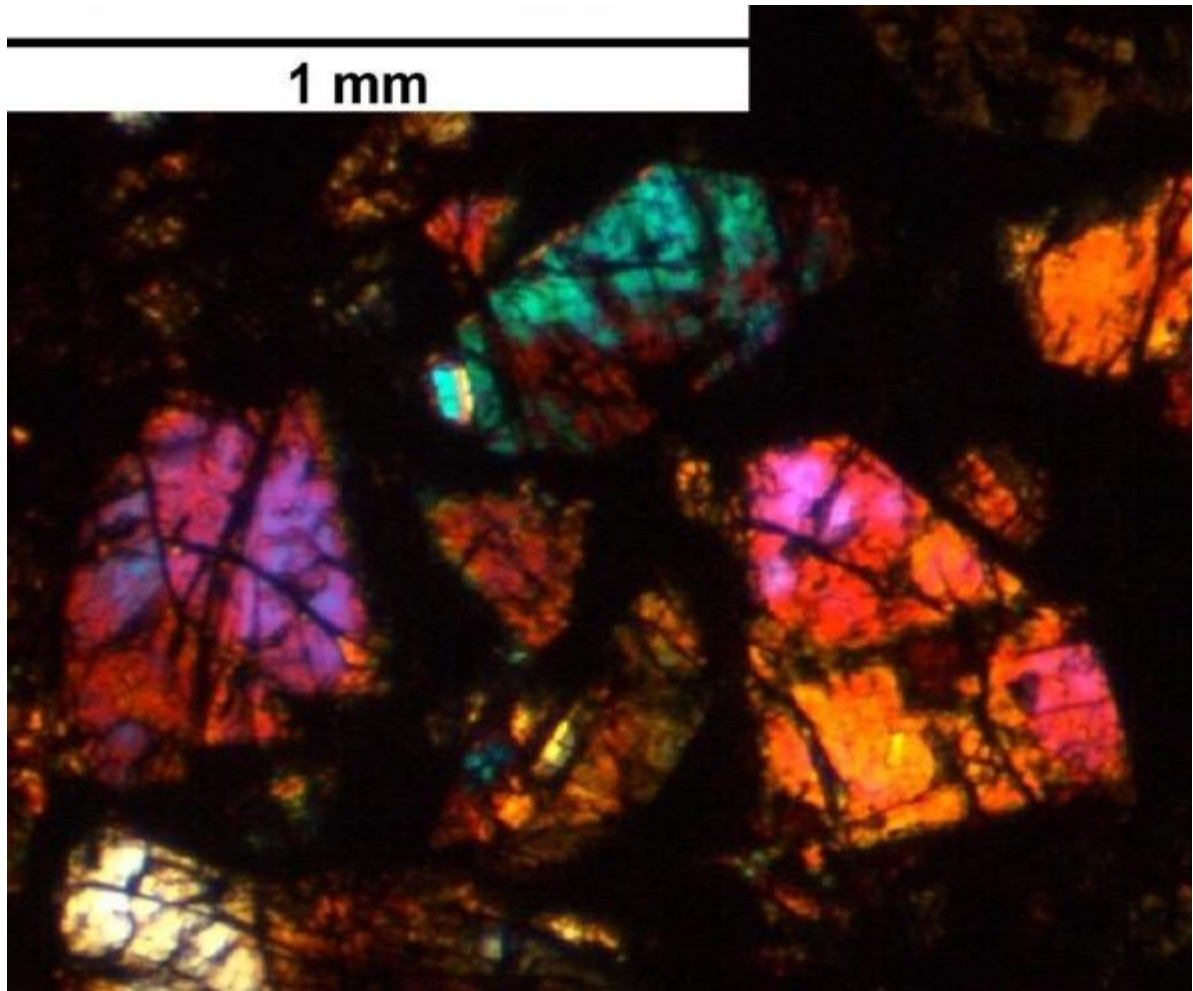


Figura A.78: En cristales de olivino de cóndrulo porfídico de olivino de muestra "Catalina 27" se pueden observar fracturas planares (en cristales rosa, verde y amarillentos).

Anexo B

Marco teórico

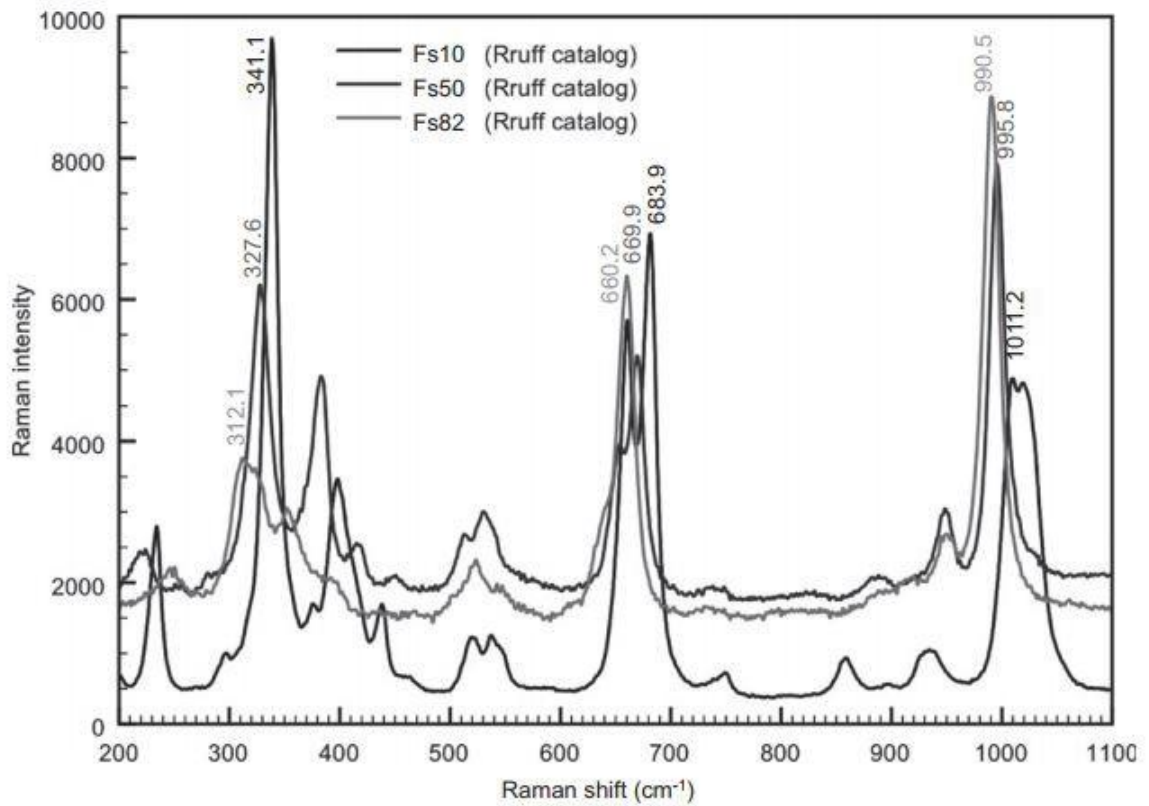


Figura B.1: Espectros Raman de piroxeno bajo en Ca. Datos obtenidos desde la base de datos RRUFF. Fuente figura: Pittarello et. al (2015).

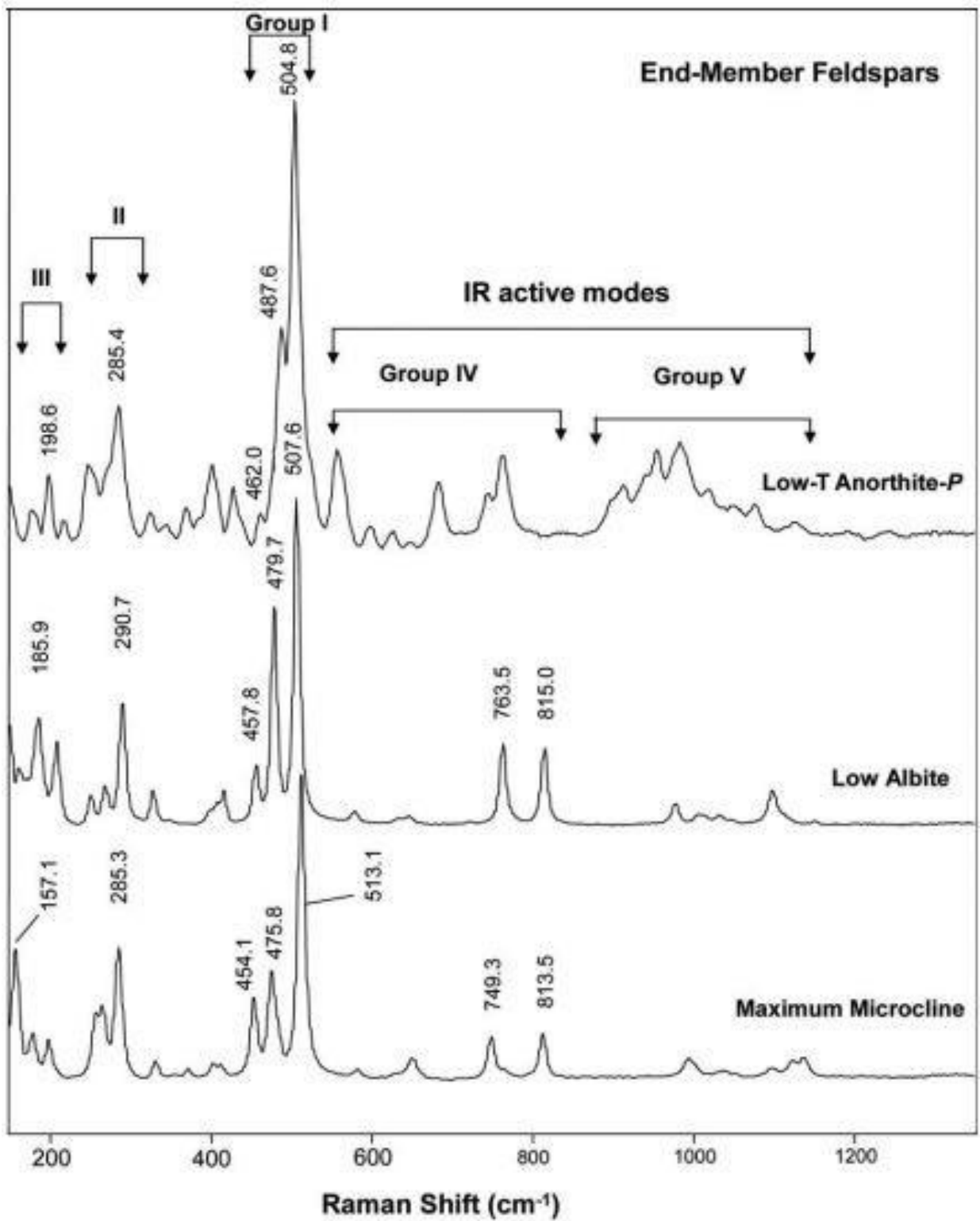


Figura B.2: Espectros Raman de miembros finales de baja temperatura de feldespato: microclina, albita y anortita. Fuente figura: Freeman et. al (2008).

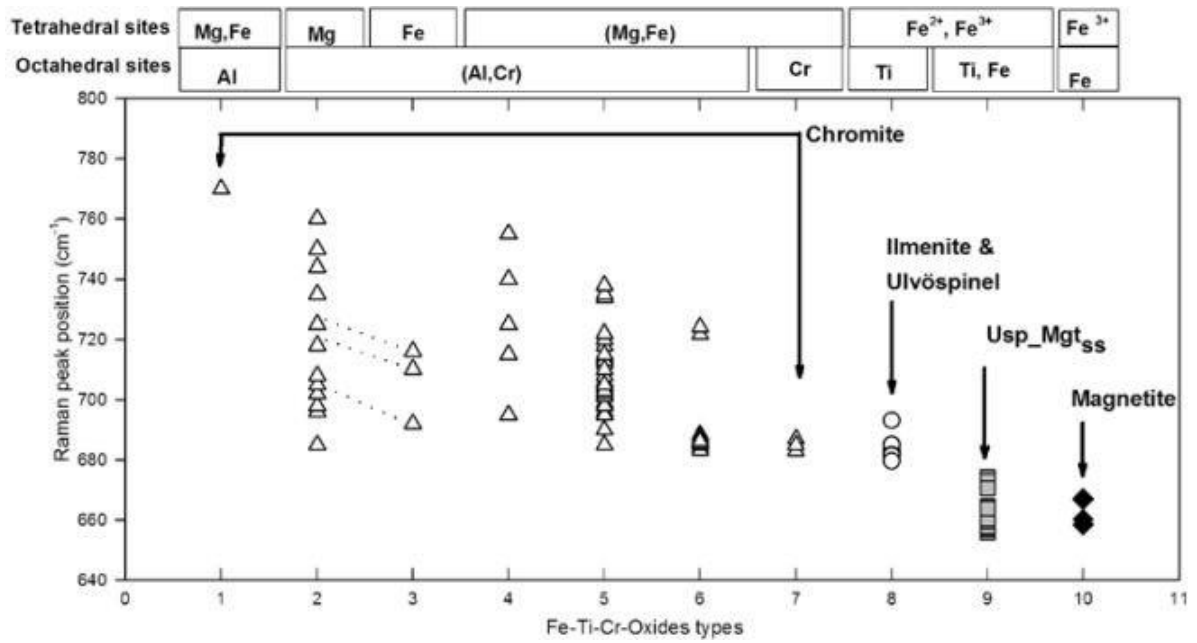


Figura B.3: Posiciones de principales *peaks* Raman de cromita, ilmenita, ulvöspinel, magnetita y sus soluciones sólidas, respecto a sus cationes octahedrales y tetrahedrales. Fuente figura: Wang et. al (2004).