



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

UNA RECONSTRUCCIÓN APROXIMADA DE LOS PROCESOS INICIALES QUE DIERON ORIGEN A LOS PRIMEROS CUERPOS CELESTES

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

NICOLÁS ALFREDO AMENGUAL MONDACA

PROFESOR GUÍA
DANIEL MONCADA DE LA ROSA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
MILLARCA VALENZUELA PICÓN
CLAUDIA CANNATELLI

SANTIAGO DE CHILE
2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL

TÍTULO DE: Geólogo

Por: Nicolás Alfredo Amengual Mondaca

Fecha: 01-04-2019

Prof. Guía: Daniel Moncada, PhD

UNA RECONSTRUCCIÓN APROXIMADA DE LOS PROCESOS INICIALES QUE DIERON ORIGEN A LOS PRIMEROS CUERPOS CELESTES

La caída de material extraterrestre es un hecho constante, que se da en lugares y momentos aleatorios alrededor de todo el mundo y cuyas características pueden variar notoriamente entre ellos. El desierto de Atacama debido a su muy bajo nivel de humedad y presencia de agua líquida, entre otras cosas, es un lugar destacado para la búsqueda y recolección de estas rocas, cuyo momento de llegada a nuestra superficie pudo ser hace un par de días como hace miles de años.

Los condritos son el tipo de meteorito más común, petrológicamente con varias similitudes con las rocas ultramáficas terrestres, sin embargo, su proceso de formación sería más complejo y a día de hoy mayormente incierto. Los modelos de formación planteados hasta hoy están basados en estudios centrados en un tipo particular de condrito (carbonáceo), cuyas dataciones entregan una edad levemente mayor que la de los condritos ordinarios, lo cual, sumado a sus diferencias de abundancias elementales, puede poner en cuestionamiento hasta qué punto el origen es compartido.

El estudio detallado aquí entrega toda la información petrográfica y químico-mineralógica que permite clasificar un conjunto de meteoritos hallados en el desierto de Atacama, que serán añadidos al repositorio chileno de meteoritos. Estos datos permiten corroborar que corresponden a dos grupos distintos de condrito ordinario (H y L), con distintos estados de choque en sus cuerpos parentales y sufrido distintos grados de meteorización.

MIAs fueron encontradas en algunos cóndrulos y fragmentos de olivino. Fases hijas como glóbulos de sulfuro cuyo contenido de azufre es mayor que los sulfuros externos son asociados a cambios post atrapamiento y fases entrampadas como cromita, reflejan la composición y condiciones del fundido que dio origen al mineral. La coexistencia de fases y abundancias químicas apoyan un régimen de formación tranquilo, dentro de una nebulosa solar en enfriamiento en la cual cada componente se mantiene dentro del sistema disponible para futuras reacciones. El desequilibrio entre la fase vítrea y el huésped correspondería a un intercambio de calcio y sodio <Ca-Na>, posible solo bajo ciertas condiciones de temperatura. Se plantea finalmente un proceso de condensación en equilibrio en un gas enriquecido 100 veces en composición solar y con una tasa de enfriamiento distinta a la del reservorio de condritos carbonáceos.

AGRADECIMIENTOS

Estoy terminando esto de la misma forma que empecé, en la mía, en la madrugada del día límite de entrega con la inspiración final que nadie sabe de dónde sale. Fino igual. En primer lugar, gracias al proyecto FONDECYT 111170210 que permitió el desarrollo logístico adecuado para esta investigación.

Empezar es difícil, pero vamos con lo más reciente. Profe Daniel, gracias por permitirme trabajar en esto, por su increíble disposición y poner calma e ideas cuando me veía perdido. Millarca, cuando supe que trabajaría contigo me emocione debo decir y más grato fue ver la increíble guía que eres, sobre todo gracias por tu valentía de ir haciendo crecer esta área de la geología. Profe Claudia, gracias por su buen recibimiento a cada una de mis dudas, sus ideas y claridad que me dejaron avanzar cuando me estaban encerrando.

Una vez lo dije creo, en un terreno, pero creo que vale repetirlo. Lo mejor que me pudo pasar fue haber entrado un año tarde a geología. La generación que me tocó fue y es más que notable, a cada uno@ de ustedes cabr@s: ¡son la raja! Sin duda lo mejor de la etapa universitaria. Una mención: Jipi, Cris, Tami gracias por cada momento, por las sendas partidas de Smash con la tía y en terreno, por el sauce del desierto, por el ratón en la carpa de la Tami, por los momentos otakus (etc.) y de corazón deseo (y se) que el éxito es parte de ustedes. Como no mencionar al loco Walter y al Cali, llegaron a mitad de la carrera, pero que no habría sido lo mismo sin ustedes, desde las frases fuera de contexto del Walter hasta los bailoteos del Cali. Gracias por esos días, y a día de hoy, hacerme sentir apañado y ser grandes amigos.

Los amigos de la vida, Jano, ¡gracias loco por toda esta vida de apañe!, nos queda mucho aún para seguir con weas. Herni, Chelín, por los ratos de risas y la chanchería, me ayudan a no entrar a la vida adulta aún. Bruno, Guido señores son de paaaana, su motivación, como logran hacer un panorama de todo, gracias por dejarme crecer con ustedes (los wnes aaltos). Los Koleos, que a veces parece que tomamos caminos distintos, pero que siempre hay algo para contar y el apoyo no cesa. Dani, gracias infinitas, en estos dos años has sido una compañera increíble de la cual he aprendido un montón, tu cariño y paciencia han sido una solución que es difícil de dimensionar, mereces mucho en esta vida.

Este es complejo, puede parecer corto, pero creo que es el más fuerte. A mi familia: papá, mamá, Haydee y Nancy (ya si, también el Coki y el Toño), son lo mejor que me pudo tocar en la vida. Nací en cuna de oro, quizás no en dinero, pero puedo decir que tengo lo más cercano a una vida perfecta, me gustaría algún día devolverles todo lo que ustedes me han permitido vivir. Recuerden que, si alguna vez están orgullosos de un logro “mio”, más de la mitad es en verdad suyo, yo solo soy el rostro visible.

Una última cosa, gracias a cada uno de los cabros con los que mochilié y conocí en ese mes intenso. Mi vida se remeció para bien y siempre se los agradeceré y los recordaré. Espero algún día encontrarlos de nuevo, pero más aún, espero que estén siendo felices como lo hago yo ahora. Un fuerte abrazo a cada uno de ustedes.

TABLA DE CONTENIDO

Índice de tablas	v
Índice de figuras.....	vii
Índice de Anexos A.....	xv
Índice de Anexos B.....	xvi
I. Introducción.....	1
1 Formulación del problema.....	1
2 Objetivos.....	2
2.1 Objetivo general	2
2.2 Objetivos específicos.....	2
2.3 Hipótesis de trabajo.....	2
3 Metodología.....	3
3.1 Campaña de terreno: Expedición de búsqueda de meteoritos.....	3
3.2 Características físicas y preparación de muestras: Peso, cortes y susceptibilidad magnética.....	4
3.3 Análisis petrográfico: Clasificación petrográfica y búsqueda de MIAs ...	4
3.4 Análisis químico mineralógico: Análisis puntuales mediante SEM-EDS y microsonda electrónica.....	5
3.5 Integración de datos: Clasificación química y diferenciación de procesos	6
4 Material de estudio	8
II. Marco teórico.....	9
5 Material extraterrestre.....	9
5.1 Clasificación de elementos: geoquímica y cosmoquímica.....	9
5.2 Flujo de material entrante.....	10
5.3 Clasificación de meteoritos: Condritos	11
5.4 Condritos ordinarios.....	21
6 Inclusiones vítreas	30
6.1 Cambios post atrapamiento: fases hijas	34
6.2 Inclusiones en condritos: estado del arte.....	36
7 Historia de formación	41
7.1 Modelos de origen.....	42
7.2 Procesos en cuerpos parentales	46
III. Resultados.....	48

8	Estudio macroscópico: características físicas.....	48
8.1	Petrografía y peso.....	48
8.2	Susceptibilidad magnética.....	49
9	Estudio microscópico: petrología.....	50
9.1	Descripción petrográfica.....	50
9.2	Efectos de meteorización.....	67
9.3	Evidencias de choque.....	74
9.4	Petrografía de inclusiones vítreas y mesostasis.....	79
10	Análisis puntual de elementos mayores: Microsonda electrónica.....	87
10.1	DM055 A2.....	87
10.2	JG143.....	88
11	Análisis puntual de elementos mayores: SEM-EDS.....	91
11.1	DM053 A1.....	91
11.2	DM053 A2.....	94
11.3	DM055 A2.....	98
11.4	JG124.....	99
11.5	JG143.....	102
11.6	JG151.....	107
11.7	MV023.....	108
11.8	MV025.....	112
IV.	Discusiones.....	116
12	Clasificación de muestras.....	116
12.1	Grupo y tipo petrológico.....	116
12.2	Grado de meteorización y metamorfismo de choque.....	122
12.3	Resumen.....	123
13	Agrupación por características comunes.....	125
14	Evidencias de origen y procesos primarios.....	125
15	Modelo de origen.....	129
V.	Conclusiones.....	131
	Bibliografía.....	133
	Anexos.....	138
A.	Mapas petrográficos.....	138
B.	Análisis SEM-EDS.....	143

Índice de tablas

Tabla 3.1: Composiciones normativas de fases minerales más esperadas en un condrito en wt. % de óxido. Valores con * son wt. %.....	7
Tabla 5.1: Temperatura aproximadas de condensación 50% a 10 Pa de los elementos más importantes de la nebulosa solar calculadas por Grossman (1972). En naranja temperaturas de elementos refractarios, celeste los elementos más abundantes en meteoritos y usados como referencia de clasificación y en gris los moderadamente volátiles. Modificado de Hutchison, 2004.....	10
Tabla 5.2: Criterios de definición de tipos petrológicos según Van Schmus y Wood (1967). *Desviación estándar de %mol de fayalita y/o ferrosilita dividido por el contenido medio de fayalita y/o ferrosilita.....	17
Tabla 5.3: Criterios usados para establecer el progresivo estado de choque de un meteorito (Stöffler et al., 1991).....	19
Tabla 5.4: Características de choque reportadas por Benett & McSween (1996) en Fe-Ni metálico y troilita y su correlación con la clasificación de Stöffler et al., 1991. Las fases mostraban esta característica según: barras grises= $\leq 10\%$ del total de todos los granos; barra negra= $>50\%$ del total de granos. Los números en la barra de plesita indican aumento de temperatura mínimo luego de ocurrido el choque. Extraído de Ulloa, 2017.	19
Tabla 5.5: Clasificación por grado de meteorización propuesto por Wlotzka (1993).....	21
Tabla 5.8: Porcentaje de minerales normativos en condritos ordinarios (Hutchison, 2004).	26
Tabla 6.1: Abundancias medias reportadas en las 14 inclusiones vítreas estudiadas en el condrito Murchison (C2) por Fuchs et al., 1973. La segunda fila corresponde a las abundancias reales, mientras que la tercera es el caso hipotético en que la fase espinela incluida en algunas fuese fase hija. Esto último fue descartado.....	37
Tabla 6.2: Abundancia de elementos mayores en wt %, medidas por microsonda electrónica, para dos inclusiones encontradas en olivino de Renazzo (Kurat et al., 1997).	37
Tabla 6.3: Composición de elementos mayores de inclusiones vítreas encontradas en condrito Renazzo, según su clasificación. Los valores se muestran en rangos y el valor entre paréntesis corresponde al promedio de 11 datos (Varela et al., 2001).	38
Tabla 6.4: Rango de composiciones en wt% obtenidas en inclusiones vítreas previo a calentamiento en condrito Allende CV3 (Varela, 2008).....	41
Tabla 8.1 : Peso completo de cada meteorito y de las muestras cortadas a cada uno con su respectivo código.....	49
Tabla 8.2: Promedio geométrico de la susceptibilidad magnética medida en los 3 ejes de cada muestra para representar de mejor manera la susceptibilidad de roca total con comportamiento anisotrópico.	50
Tabla 11.1: Abundancias mayores obtenidas en opacos más grandes expuestos en las inclusiones de DM053 A1.....	94
Tabla 11.2: Abundancias mayores de las distintas fases distinguidas en la inclusión de la figura 2.7. El punto 1 es representativo de la totalidad de la masa vítrea, exceptuando la zona más oscura del punto 5.....	97
Tabla 11.3: Abundancia de elementos mayores obtenidos en dos puntos de la inclusión vítrea de la figura 2.17. Punto 4 lejano a venas de choque.....	106

Tabla 11.4: Abundancia de elementos mayores obtenidos en las inclusiones y sólidos de la figura 2.18.....	106
Tabla 11.5: Abundancias de los componentes encontrados en la inclusión de la muestra MV023. Puntos 1 y 2 corresponden a la masa vítrea, 3 y 4 a fase de sulfuro, mientras que 5 y 6 a presunta cromita.	112
Tabla 11.6: Abundancias obtenidas para los puntos 5, 6 y 7 de la figura 2.20. Se consideran composiciones normativas de olivino, piroxeno y vidrio respectivamente.....	113
Tabla 12.1: Porcentajes de reemplazo del área total cubierta por opacos en cada muestra, junto al grado de meteorización correspondiente establecido por Wlotzka.	122
Tabla 12.2: Evidencias de choque de más alto impacto reportadas en cada muestra, junto al estado de choque correspondiente según los criterios establecidos por Sttöfler. Algunas muestras fueron complementadas con criterios establecidos por McSween.....	123
Tabla 12.3: Resumen de la clasificación final para cada muestra analizada. *Se eliminaron datos de enstatita normativa; ** se eliminó un dato de fayalita normativa.....	123
Tabla 12.4: Susceptibilidad magnética normalizada según volumen de metales y masa de la muestra.	124

Índice de figuras

Figura 5.1: Ilustración esquemática de los cuerpos parentales para los 3 principales tipos de meteoritos. Colores azul, rojo y amarillo representan composiciones primitivas. Extraído de Seong-Jae, 2010.	12
Figura 5.2: Comparación de abundancias en la fotosfera y condrito CI. 36 elementos coinciden dentro de un 10% de variabilidad. Elementos litófilos se muestran en azul, siderófilos en rojo y calcófilos en amarillo. Extraído de Palme et al., 2014.	13
Figura 5.3: Esquema representativo de la clasificación jerárquica de meteoritos.....	14
Figura 5.4: Porcentajes de abundancia para cada clase de condrito respecto del total de meteoritos en el repositorio mundial y en Chile. Fuente: Meteoritical Bulletin.	15
Figura 5.5: Abundancias elementales en distintos grupos de condritos expresados como razones de abundancia respecto a CI, ploteado en orden creciente de volatilidad. Elementos siderófilos muestran variación asociada primeramente al fraccionamiento metal-silicato. Extraído de Sears (2004)	15
Figura 5.6: Gráfico de tres isótopos de O incluyendo 13 grupos de condritos y el grupete Kakangari (K). La línea que atraviesa el grupo CV define la tendencia de minerales anhidros, cóndrulos de alta temperatura y CAIs. Modificado de Hutchison, 2004b....	16
Figura 5.7: Las abundancias de elementos litófilos total (más Sc y Zn) son muy similares en todos los condritos ordinarios. En la figura, estas están normalizadas a Mg y están deprimidas respecto a CI. H: amarillo, L: rojo, LL: negro. Modificado de Kallemeyn et al., 1989	25
Figura 5.8: Razón atómica Ca/Si versus Al/Si. Se observa una muy buena correlación entre elementos litófilos refractarios Al y Ca, donde también se puede distinguir un pequeño trend de enriquecimiento de LL a H en estos elementos. En los gráficos, en el área del círculo, negro: LL, rojo: L, amarillo: H (modificado de Hutchison, 2004).....	27
Figura 5.9: Abundancias de elementos litófilos refractarios en los tres grupos de condrito ordinario y los 4 tipos petrológicos en cada uno. No hay diferencias significativas en los patrones entre grupos (Kallemeyn et al., 1989).....	27
Figura 5.10: Gráfico de valores operacionales recomendados por el Nomenclature Committee para la clasificación de condritos ordinarios en base al porcentaje molar de fayalita y ferrosilita (Grossman y Rubin, 2002).....	28
Figura 5.11: Diagrama Urey-Craig mostrando la variabilidad de Fe metálico v/s Fe oxidado (silicatos y sulfuros) en distintos grupos de condritos dependientes de su estado de oxidación (Wurm, Trieroff, & Rauer, 2013)	29
Figura 5.12: Razón de abundancias de elementos siderófilos entre los tres grupos de condrito ordinario y CI, normalizadas a Mg. Existe un empobrecimiento de estos elementos en la secuencia H-L-LL, que va emparejándose con el aumento de volatilidad (Kallemeyn et al., 1989).....	30
Figura 6.1: Mecanismos de formación de inclusiones fluidas a escala (A) microscópica (McLimans, 1987) y (B) granular (Goldstein y Reynold, 1994). Los diagramas esquemáticos de la parte B, muestran posible formación de inclusiones primarias debido a (B.1) irregularidades por crecimiento, (B.2) irregularidades por disolución, (B.3) fractura, (B.4) insuficiencia o distribución heterogénea de nutrientes o (B.5) interrupción de crecimiento por una burbuja o sólido externo que se adhiere a la interfaz.	32

- Figura 6.2: Esquema de distribución de inclusiones de acuerdo con su origen y posibles morfologías por proceso de atrapamiento en un cristal de cuarzo zonado. A-D son primarias: A atrapado en una irregularidad; B y C a lo largo de una zona de crecimiento privilegiada atrapadas con una segunda fase (blanco, C es compuesta de dos fases); D atrapada en una hendidura posiblemente generada por disolución o desnutrición. La familia E es pseudosecundaria, formada en un tiempo indeterminado entre la zona gris y una posterior corrosión. F, G, H e I son primarias formadas al fondo de los pozos de corrosión del cuarzo previo (gris). J es similar a D. K es camino de inclusiones secundarias extendiéndose desde el margen externo hacia el núcleo, siendo posterior al crecimiento final del cristal. L es una imperfección que pudo albergar otra inclusión si el cristal hubiese seguido creciendo. M es el caso de fracturas tardías que rompen todo el cristal y se rellenan con un nuevo fluido, cambiando la composición de las inclusiones que atraviesan (F y G en este caso) (Audetat y Lowenstern, 2013). 33
- Figura 6.3: Esquema ilustrativo de la evolución postatrapamiento de un fundido silicatado (silicate-melt) en un clinopiroxeno (cpx) de Mt. Etna, dependiente de la tasa de enfriamiento. (A) Llenado de la cavidad con fundido, (B) enfriamiento rápido genera vidrio y una burbuja de contracción, (C) enfriamiento lento, el piroxeno crece en las paredes y cristaliza anfíbola (amph), (D) en el vidrio residual, la cristalización de clinopiroxeno, anfíbola y opacos (mag) lleva a la concentración de volátiles sobre el límite de solubilidad, formando minerales hijos en la burbuja, (E) vista general de la inclusión vítrea a temperatura ambiente, el vidrio residual tiene composición traquítica (Frezzotti, 2001). 35
- Figura 6.4: Esquema representativo de evidencias de cristalización de mineral huésped en las paredes de la inclusión. Las paredes originales estarían en X. Glóbulo de fase inmiscible (probablemente sulfuro) (A), burbuja (B) y dos minerales hijos nuclearon en las paredes (C y D). La capa de mineral huésped de grosor Y rodeo parcialmente estas fases hijas. Esta cristalización fue simultánea con parte del crecimiento de cristales hijos, pero D termino su desarrollo antes que las paredes. La interfaz X usualmente es invisible y otras burbujas (E) podrían nuclear en el fundido residual..... 36
- Figura 6.5: Abundancias elementales normalizadas a CI de dos inclusiones vítreas huésped en olivinos de condrito Renazzo (CR). Extraído de Kurat et al., 1997. 38
- Figura 6.6: Abundancia de elementos traza normalizadas a CI para inclusiones (a) ricas en Al, (b) pobres en Al y ricas en Na, incluyendo los olivinos hospedantes. Extraído de Varela et al., 2001) 39
- Figura 6.7: Abundancias normalizadas a CI de elementos traza en mesostasis, inclusiones vítreas cerradas y "neck inclusion" en condrito Kaba CV3. Extraído de Varela et al., 2005. 40
- Figura 7.1: Distribución de Al, Ca, Mg y Si entre las distintas fases condensadas en función de la temperatura. El área gris muestra la zona de estabilidad del líquido CMAS. Estos diagramas representan la estabilidad para (1) $P = 0.3$ atm y gas de composición solar y (2) $P = 10^{-3}$ atm con enriquecimiento 54x de polvo/gas respecto a la composición solar. Notar la coexistencia de forsterita y CMAS y los pequeños rangos de temperatura donde todo el Al y Ca son líquidos. Extraído de Yoneda & Grossman, 1995. 43
- Figura 7.2: Diagrama esquemático del modelo de vientos X para la formación de CAIs y cóndrulos. Las líneas de campo se doblan lo suficiente para conducir eléctricamente el gas hacia fuera o dentro de la región X, para luego ser repelida por los vientos X o acercarse a la estrella. Extraído de Shu et al., 2001..... 44

Figura 7.3: Representación esquemática del proceso vapor-líquido-sólido en el crecimiento cristalino. (A) Se muestra la gota de CMAS en donde nuclea un cristal y el detalle de las 3 fases envueltas. (B) Detalle del área rectangular en (a), donde los 4 principales pasos del proceso pueden distinguirse. 1* la sobresaturación del gas alimenta al líquido constantemente con los elementos tomados por el cristal. 2* el líquido se mantiene constantemente con alto contenido de elementos traza incompatibles. Extraído de Varela et al., 2005.....	46
Figura 8.1: Ejes de medición de susceptibilidad magnética. X: paralelo al plano de corte, Y: perpendicular al eje de corte, Z: eje más largo.	49
Figura 9.1: Microfotografía de los dos cóndrulos más prominentes de la muestra DM053 A1 y que corresponden a los tipos más abundantes: porfídico de piroxeno (A) y porfídico de olivino (B). En el PO se observa su aspecto de cúmulo por sobre un cuerpo individual.	52
Figura 9.2: Microfotografía de los cóndrulos representativos de la muestra DM053 A2. (A) cóndrulo más grande del corte PP mostrando las fracturas características de los piroxenos de este meteorito, (B) el único cóndrulo POP encontrado, rodeado de fragmentos de cóndrulo en distintos estados de recristalización.....	54
Figura 9.3: Microfotografía del único cúmulo de los cóndrulos bien reconocibles en la muestra DM055 A2. Son tipo PO, altamente fracturados con un leve mosaiquismo y pérdida de sus bordes.....	55
Figura 9.4: Microfotografías de los grupos de cóndrulos más comunes en la muestra JG124. (A) PP y RP suelen tener los tamaños más grandes, pero casi siempre acompañados de PO cercanos. (B) Los ricos en vidrio tienen un borde de olivino, pudiendo confundirse con cóndrulos tipo BO.....	57
Figura 9.5: Microfotografía de un cristal de troilita con pleocroísmo, común de la muestra JG124, donde también se puede encontrar troilita contenida completamente en kamacita.....	58
Figura 9.6: Microfotografía de los cóndrulos más comunes en la muestra JG143. (A) los cóndrulos PO son los más comunes, mientras que los PP han perdido bordes y los ricos en vidrio se identifican por su corona de olivino. (B) Cóndrulos PO son los mejor conservados y conservan sectores con mesostasis.	60
Figura 9.7: Microfotografías de las dos relaciones de contacto kamacita-troilita apreciables en JG143. (A) Troilita inmersa en kamacita, (B) kamacita inmersa en troilita.....	61
Figura 9.8: Microfotografías a un mismo punto de la matriz con alta tasa de recristalización en JG151. Son pocos los sectores visibles debido al oscurecimiento provocado por meteorización y cantidad de opacos. (A) es vista en luz reflejada, donde no se distinguen cuerpos individuales que no sea opacos y (B) es la misma zona, en donde se logran identificar relictos de cóndrulos.	63
Figura 9.9: Microfotografía del único cuerpo reconocible fielmente como un cóndrulo PO. Ha perdido redondez, posee varias fracturas y baja porción de vidrio.....	64
Figura 9.10: Microfotografía del cuerpo con aspecto de cóndrulo, particularidad de MV025, el cual consta en un círculo de centro vítreo (círculo rojo) con una corona irregular de piroxeno (círculo azul).....	66
Figura 9.11: Microfotografías de los conjuntos de cóndrulos mejor conservados en MV025. Poseen bordes bien definidos y buena cristalinidad que le dan una apariencia fácil de reconocer (color y textura). Las imágenes fueron tomadas en luz reflejada para mostrar la buena conservación de cóndrulos.	66

- Figura 9.12: Microfotografía de las evidencias de meteorización en DM053 A1. (A) venillas de fundido, (B) halos de óxido en kamacita y reemplazo intramineral en troilita. 68
- Figura 9.13: Microfotografías de los efectos de meteorización en DM053 A2. Las mayores manifestaciones de este proceso son (A) los halos de óxido que incluso llegan a reemplazar cristales en totalidad y (B) relleno parcial de venillas por óxidos y disolución. 69
- Figura 9.14: Microfotografía de un sector representativo en DM055 A2, la muestra más meteorizada. Casi no quedan opacos ya que han sido reemplazados por halos de óxido y reemplazo intramineral, llegando incluso a disolución. Las venillas están casi todas completamente rellenas por óxidos. 69
- Figura 9.15: Microfotografía de los únicos puntos con avance en meteorización en JG124, restringido a las orillas. (A) Las venillas más importantes están en los bordes y cercanas a ellas los opacos empiezan a oxidarse y reemplazarse mediante halos. (B) Algunas venillas de meteorización rellenas de óxidos se han acercado al centro, pero son pequeñas y no afectan mayormente a los cristales adyacentes..... 70
- Figura 9.16: Microfotografía de los efectos de meteorización en JG143. El avance es muy poco, (A) Las venillas están casi vacías, con delgadas capas de óxidos en las paredes, pero logran oxidar totalmente a opacos aledaños. (B) Hay un inicio de reemplazo intramineral en los contactos troilita-kamacita..... 71
- Figura 9.17: Microfotografía de los leves efectos de meteorización en JG151. Kamacita no presenta importantes halos de óxido, siendo restringido a cristales pequeños. Por otro lado, la troilita al ser más porosa empieza a reemplazarse por esos espacios, pero se presenta en una etapa inicial levemente apreciable..... 72
- Figura 9.18: Microfotografías en distintos puntos de MV023, el cual presenta múltiples estados de meteorización, permitiendo identificar cada uno de los mecanismos: (A)venillas rellenas de óxido, troilita con reemplazo intramineral y halos de óxido en kamacita; (B) Venilla rellena, venilla cercana hueca, reemplazo total de opacos y algunas disoluciones. 73
- Figura 9.19: Microfotografía de los opacos más importantes de MV025. La kamacita presenta variados niveles de reemplazo, teniendo cristales completamente oxidados y con disolución (A) y algunos sin halos de óxido (B). Las venillas están vacía o con relleno parcial en las paredes por óxidos de Fe. 74
- Figura 9.20: Microfotografía de las mayores evidencias de choque en DM053 A1. Las venillas de fundido son el elemento más común, siendo principalmente vidrio silicatado y algunos cristales de troilita conservados, pero mayormente oxidados. (A) Una venilla recta, con troilita reconocible en su interior aprovechando zonas de debilidad. (B) Pequeño enjambre de venas de choque mayormente con opacos reemplazados. 74
- Figura 9.21: Microfotografía de la única evidencia de choque clara encontrada en DM053 A2. Las venas de choque están repartidas a lo largo y ancho de todo el corte, muchas aprovechando zonas de debilidad como bordes de cóndrulo y conservan gran cantidad de sus opacos. Los enjambres con pequeños y menos numerosos en comparación a DM053 A1 75
- Figura 9.22: Microfotografía de las venas rellenas de DM055 A2. La alta densidad de poros se asocia a venas de fundido cuyos opacos han sido meteorizados completamente. En la imagen, la zona roja muestra el relleno de óxidos con porosidad en la zona central, lo cual es asociado a disolución y no a un relleno incompleto. La fractura interconectada muestra el cruce de dos venas de impacto y continuidad de ambas. 75

- Figura 9.23: Microfotografía de los efectos de choque en JG124, los cuales están restringidos casi en totalidad a las orillas. (A) Troilita pleocroica es el aspecto más común en el corte y fácil de distinguir por el gran tamaño de granos, además se observa un “intercrecimiento” troilita-kamacita asociado a su historia termal (B) Venas de fundido son escasas, con vidrio silicatado y troilita en su interior. Dominan fracturas irregulares. 76
- Figura 9.24: Microfotografía de una zona representativa del fracturamiento irregular de cóndrulos y fragmentos cristalinos encontrados en JG143, el cual parece haber tenido pocos y débiles impactos. 77
- Figura 9.25: Microfotografía de melt pockets encontrados en JG151. Son la evidencia de más fuerte de choque en JG151. En la imagen el melt pocket de la izquierda pertenece a una vena de choque macro, mientras que la de la derecha está en un sector matricial del corte. La totalidad de las troilitas presenta un aspecto burbujeante como las de la foto. 78
- Figura 9.26: Microfotografía de dos puntos representativos de las evidencias de choque en MV023. (A) La gran mayoría de las pocas troilitas conservadas presentan un leve pleocroísmo. En la imagen el contraste fue aumentado digitalmente para el reconocimiento gráfico. (B) Venas de choque son la evidencia de choque más común, estando con un alto nivel de meteorización que incluso llega a presentar porosidad producto de disolución. 78
- Figura 9.27: Microfotografía de las dos mayores evidencias de choque para MV025: (a) troilita pleocroica (se observan dos tonalidades) y con apariencia burbujeante y (b) enjambre de venas de impacto cuyos oxidos ya fueron reemplazados. 79
- Figura 9.28: Microfotografía a luz transmitida a una Inclusión abierta encontrada en cóndrulo PO. Posee cristales grandes de opacos y microcristales internos. Se encuentra rodeada de familias numerosas de inclusiones cercanas a 1 micrón. 80
- Figura 9.29: Microfotografía a luz transmitida a inclusiones de dos fases (opaco y sector vítreo) en fragmentos de olivino. Dada la incoherencia de sus proporciones, se trataría de atrapamiento heterogéneo. 81
- Figura 9.30: Microfotografía a luz transmitida de MIAs encontradas en un fragmento de cóndrulo PO en DM053 A2. En MIA 1 se observan inclusiones oscuras, con presunta burbuja y una inclusión ovalada. En MIA 2 dominan los opacos, probablemente sólidos previos, y dos inclusiones con aparente burbuja. 81
- Figura 9.31: Microfotografía a luz transmitida a un grupo de inclusiones y opacos inmersos en una masa vítrea. Las inclusiones presentan una fase opaca propia, similar en proporciones entre las dos lo que correspondería a un atrapamiento homogéneo. 82
- Figura 9.32: Microfotografía a luz reflejada a una MIA en un fragmento de cóndrulo PO en JG143. Todas tienen apariencia similar, exceptuando algunas que presentan una "cola", probablemente atribuible a una burbuja en sus límites. 82
- Figura 9.33: Microfotografía mediante SEM donde se comparan una inclusión oscura y fallos por pulido. La inclusión suele darse cerca de cristales de cromita. Se pueden apreciar distintos tonos de color y relieve. 83
- Figura 9.34: Microfotografía a luz transmitida a dos MIAs encontradas en un cóndrulo PO de JG143. La flecha roja indica la dirección de lineamiento de la MIA 1, en la cual el tamaño no permite identificar fases. La MIA 2 parece contener solo una fase (vidrio) y la variación de color se debería a nivel de exposición. 84

Figura 9.35: Microfotografía a luz transmitida a una inclusión "reloj de arena" en un fragmento de olivino en MV023. El círculo rojo marca el tamaño aproximado y la zona donde se encuentra el opaco de mayor tamaño, no visible al estar en otro plano de visión.	84
Figura 9.36: Microfotografía mediante SEM a mesostasis con fases opacas internas hallada en MV023. Por contraste de colores se identifican los dos tipos de opacos internos inmersos en vidrio.	85
Figura 9.37: Microfotografía a luz reflejada a múltiples inclusiones en cóndrulo PO. (A) Conjunto de pseudo inclusiones con cristales internos, que serían los responsables de las imperfecciones. (B) Se distingue la inclusión ovalada, con opacos en sus orillas que la dejan visible. En ambas fotos se observan los cuerpos oscuros (vidrio) rectangulares y triangulares, los cuales no están asociados a ninguna familia.	86
Figura 9.38: Microfotografía a luz reflejada a un conjunto de inclusiones, con la central y más grande estando recristalizada. La más pequeña, en la parte inferior de la imagen está en otro plano y no se alcanza a distinguir la burbuja, pero es similar a la superior derecha.	86
Figura 10.1: Área de medición puntual de microsonda en DM055 A2 y gráfico de las abundancias respectivas. Puntos no presentados en el gráfico son redundantes con los expuestos. Línea amarilla: olivino normativo, línea verde y negra: piroxeno normativo, línea azul: plagioclasa normativa.	88
Figura 10.2: Abundancias obtenidas para dos áreas distintas en JG143. Cada medición fue realizada en sectores con cristales identificables con microscopio óptico. Los puntos más representativos son expuestos. Línea amarilla: olivino normativo, línea verde: piroxeno normativo.	89
Figura 10.3: Zona 3 de medición con gran cantidad de cóndrulos en JG143. Los puntos cubren cóndrulos y fragmentos. La gráfica muestra los puntos más importantes. Línea amarilla: olivino normativo, línea verde: piroxeno normativo, línea negra: piroxeno rico en Ca.	90
Figura 11.1: Puntos de medición en dos zonas con cóndrulos bien definidos en DM053 A1. Los espectros adjuntos a (A) y (B) corresponden a piroxeno y olivino normativo respectivamente, definiendo cóndrulos PP y PO.	92
Figura 11.2: Contenido de fayalita en olivinos y ferrosilita en piroxenos bajos en Ca para DM053.	92
Figura 11.3: Perfil composicional del cristal de kamacita más grande en DM053 A1. Los puntos de enriquecimientos en Ni existen, pero no obedecen a ningún patrón.	93
Figura 11.4: Puntos de medición en cóndrulo de olivino con inclusiones. Los espectros mostrados corresponden a dos opacos expuestos de estas inclusiones, las cuales resultan ser ricas en S.	94
Figura 11.5: Puntos de medición en los dos cóndrulos más representativos de DM053 A2. (A) perfil de cóndrulo PP, con pequeño aporte cálcico. (B) Espectros de cóndrulo POP muestran olivino normativo y piroxeno con aporte cálcico.	95
Figura 11.6: Contenidos de fayalita en olivino y ferrosilita en piroxenos bajos en Ca de todos los cristales analizados con bajo nivel de contaminación externa.	96
Figura 11.7: Inclusiones con opacos internos inmersas en mesostasis en fragmento de olivino de DM053 A2. Puntos 1 y 5 corresponden a mesostasis, 2 al opaco de las inclusiones y 4 a la inclusión misma.	97

Figura 11.8: Puntos de medición en DM055 A2 en zonas de baja densidad de fracturas. Los puntos fueron elegidos aleatoriamente donde se identificaron relictos de cóndrulo El espectro 3 asociado a (A) muestra enriquecimiento en Al, Na y Ca pudiendo asociarse a “contaminación” por microcristales de plagioclasa, no apreciable en espectros de (B). El resto de exhibe espectros de abundancia normativa a olivino y/o piroxeno.	98
Figura 11.9: Contenidos de fayalita en olivino y ferrosilita en piroxenos bajos en Ca en DM055 A2. Todos los cristales analizados con bajo nivel de contaminación externa son expuestos aquí.	99
Figura 11.10: Mediciones puntuales a cóndrulos bien definidos en JG124. Los espectros muestran abundancias normativas de olivino y piroxeno, esperables por el tipo de cóndrulos descritos. Las abundancias de Cr y S se asocian a microcristales internos agregados al cóndrulo. Al y Ca son asociados a vidrio recristalizando a piroxeno. ..	100
Figura 11.11: Contenidos de fayalita en olivino y ferrosilita en piroxenos bajos en Ca en JG124. Mediciones con alto nivel de contaminación en composición normativa (Cr, S o Al en piroxenos, por ejemplo) fueron descartados.	101
Figura 11.12: Zona de estudio de comportamiento de metales en JG124. El cristal marcado con rojo corresponde a su totalidad en Fe, mientras que la flecha azul indica la dirección de enriquecimiento en Si de los cóndrulos.	101
Figura 11.13: Mediciones puntuales en zona de alta concentración de cóndrulos en JG143. Los espectros muestran las 3 abundancias más comunes del corte: (2) vidrio rico en Mg y Al, (6) piroxeno bajo en Ca y (7) olivino.	103
Figura 11.14: Contenidos de fayalita en olivino y ferrosilita en piroxenos bajos en Ca en JG143. Abundancias "contaminadas" por vidrio (enriquecimiento de Al o Mg no normativo) fueron descartados.	104
Figura 11.15: Zona de análisis con contactos nítidos de troilita y kamacita. En azul, troilita con aumento de S (indicado con la flecha) hacia la kamacita. En rojo, cristal de kamacita rodeado de cristales de troilita (sin borde de color).	104
Figura 11.16: Cristal de Fe metálico (marcado en rojo) y mesostasis (marcado en negro). El espectro corresponde al vidrio el cual es rico en Si y Al, teniendo pequeño aporte de S.	105
Figura 11.17: Encerrada en círculo negro, inclusión vítrea decrepitada sin fases hijas encontrada en cristal de olivino. Detalle de abundancias de puntos 4 y 5 en tabla adyacente.	106
Figura 11.18: Inclusión rica en C encontrada en cristal de olivino en JG143. Generalmente están cercanas a cristales de cromita (puntos 6 y 7).	106
Figura 11.19: Sectores elegidos para el análisis puntual en JG151. Solo se pueden apreciar relictos de cóndrulo. Los espectros muestran abundancias de Al, Ca y Na asociados a procesos de recristalización ya sea por desarrollo de plagioclasas o vidrio recristalizado.	107
Figura 11.20: Contenidos de fayalita en olivino y ferrosilita en piroxenos bajos en Ca en JG151. En este caso se consideraron todas las abundancias de piroxeno normativo con $Na+Ca < 10\%$ para evitar contaminación. Mismo caso para los olivinos, pero considerando solo Al.	108
Figura 11.21: Puntos de medición en zona con cristales distinguibles en MV023. Los puntos elegidos se encuentran lejos de venillas con óxido. Los espectros corresponden a abundancias normativas de (1) olivino y (3) piroxeno.	109

Figura 11.22: Contenidos de fayalita y en olivino y ferrosilita en piroxeno encontrados en MV023. Los contenidos de fayalita mostrados son solo en olivinos determinados por composiciones normativas sin ningún tipo de anomalía de Si.	110
Figura 11.23: Espectros obtenidos para la inclusión en cristal de olivino en MV023. (1) y (2) corresponden a mesostasis; (3) y (4) a sulfuro; (5) y (6) a posiblemente a cromita...	111
Figura 11.24: Puntos de medición en zona de alta concentración de cóndrulos y alta proporción de vidrio en MV025.	113
Figura 11.25: Interior de "cóndrulo" vítreo en donde se puede observar recristalización (cristales marcados en rojo). El espectro obtenido arroja abundancias correspondientes a enstatita.	113
Figura 11.26: Contenidos de fayalita en olivino y ferrosilita en piroxenos bajos en Ca en MV025. Las abundancias correspondientes a enstatita normativa fueron descartadas si estaban adyacentes a una porción de vidrio importante.	114
Figura 11.27: Inclusiones encontradas en MV025. Los espectros 1 y 2 muestran aquellas con contenido de C, mientras que 3 y 4 corresponden a las ricas en Cr.	115
Figura 12.1: Clasificación de condritos ordinarios según contenido de Fe en silicatos para las muestras en estudio acorde a las zonas establecidas por el Nomenclature Committee. Los puntos corresponden al promedio de fayalita y ferrosilita obtenido para cada muestra. Cuadro rojo: grupo H; cuadro azul: grupo L. Grupo LL está fuera de los valores del gráfico.	117
Figura 14.1: Interior de un cóndrulo PP con cristales de kamacita (rojo) y espinela rica en $MgCr_2O_4$ (azul).....	127
Figura 14.2Figura 14.3: Interior de un cóndrulo PP con cristales de kamacita (rojo) y espinela rica en $MgCr_2O_4$ (azul).	127
Figura 15.1: Zonas de estabilidad para elementos mayores según el enriquecimiento de la nebulosa solar igual a 100 veces la composición de condrito CI. Extraído de Ebel & Grossman (2000).	132

Índice de Anexos A

Figura A. 1: Mapa de corte de la muestra DM053 A1 con microfotografías con aumento 4x	138
Figura A. 2: Mapa de corte de la muestra DM053 A2 con microfotografías con aumento 4x	139
Figura A. 3: Mapa de corte de la muestra DM055 A2 con microfotografías con aumento 4x	139
Figura A. 4: Mapa de corte de la muestra JG124 con microfotografías con aumento 4x ..	140
Figura A. 5: Mapa de corte de la muestra JG143 con microfotografías con aumento 4x ..	141
Figura A. 6: Mapa de corte de la muestra JG151 con microfotografías con aumento 4x ..	141
Figura A. 7: Mapa de corte de la muestra MV023 con microfotografías con aumento 4x	142
Figura A. 8: Mapa de corte de la muestra MV025 con microfotografías con aumento 4x	142

Índice de Anexos B

Figura y tabla B. 1: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A1.	143
Figura y tabla B. 2: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A1	143
Figura y tabla B. 3: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A1	143
Figura y tabla B. 4: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 4 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A1	144
Figura y tabla B. 5: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A2	144
Figura y tabla B. 6: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 a menor escala junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A2	145
Figura y tabla B. 7: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A2	145
Figura y tabla B. 8: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A2	145
Figura y tabla B. 9: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 4 con inclusión, junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A2	146
Figura y tabla B. 10: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM055 A2	146
Figura y tabla B. 11: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM055 A2	146
Figura y tabla B. 12: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM055 A2	147
Figura y tabla B. 13: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG124	147
Figura y tabla B. 14: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG124	148
Figura y tabla B. 15: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG124	148
Figura y tabla B. 16: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 4 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG124	148
Figura y tabla B. 17: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG43	149
Figura y tabla B. 18: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG43	149
Figura y tabla B. 19: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG43	150
Figura y tabla B. 20: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 4 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG43	150
Figura y tabla B. 21: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 5 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG43	151

Figura y tabla B. 22: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG151	151
Figura y tabla B. 23: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG151	152
Figura y tabla B. 24: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG151	152
Figura y tabla B. 25: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV023	152
Figura y tabla B. 26: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en la mesostasis con opacos atrapados junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV023.....	153
Figura y tabla B. 27: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV023	153
Figura y tabla B. 28: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 4 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV023	154
Figura y tabla B. 29: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 5 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV023	154
Figura y tabla B. 30: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV025	154
Figura y tabla B. 31: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV025	155
Figura y tabla B. 32: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición a menor escala en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV025.....	155
Figura y tabla B. 33: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV025	155
Figura y tabla B. 34: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 4 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV025	156
Figura y tabla B. 35: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 5 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV025	156
Figura y tabla B. 36: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 6 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV025	156

I. Introducción

1 Formulación del problema

Somos conscientes de nuestro presente, nuestro lugar y tiempo. Tenemos ciertas certezas sobre el cómo funcionan las cosas y el universo al que pertenecemos actualmente, pero el inicio es un complejo enigma dado por el simple hecho de que solo somos testigos de un momento particular, solo viendo resultados de largos procesos que, hoy en día, solo son entendibles mediante simulaciones respaldadas por precisas observaciones de cuerpos y/o eventos que serían similares a nuestras cercanías.

Para tratar de entender, es bueno iniciar con lo ya conocido, de lo que somos testigos: el Sistema Solar. Teniendo esto como base, ¿dónde y cómo podemos buscar aquellos elementos que originaron la particularidad que es nuestro sistema? Aquellos cuerpos importantes que componen nuestro sistema generalmente son muy lejanos y difíciles de estudiar. Sin embargo, una importante fuente de información cae directamente a la Tierra: los meteoritos, más específicamente, los condritos. Estas rocas son las más antiguas conocidas y son el primer sólido importante creado en las etapas iniciales de nuestra estrella.

Los condritos son el grupo de meteoritos más grande en la actualidad. Estos, dependiendo su mineralogía, composición de roca total, isótopos de O y otros aspectos que definen su categoría, nos entregan valiosa información sobre el origen y evolución temprana del Sistema Solar e inclusive, la relación de nuestro sistema con otros vecindarios estelares. Si bien son un recurso bastante limitado, el territorio chileno es un lugar privilegiado en cuanto a hallazgos de meteoritos siendo muy destacado el desierto de Atacama en la II región por su alta densidad de caída y ambiente propicio para la conservación.

Desafortunadamente, el estudio de estos cuerpos primitivos se ve dificultado por las tasas de meteorización que alteran la mineralogía, texturas y composición, sin contabilizar las modificaciones que sufren durante su estadía en cuerpos parentales como metamorfismo o reequilibrio. Sin embargo, existe una forma de obtener información sobre los momentos iniciales de su formación, contexto composicional y/o ambiental, acudiendo al sistema cerrado que conllevan: inclusiones fluidas/vítreas. Estas inclusiones pueden contener distintas fases como vidrio, burbuja, cristales hijos o atrapados y que dependiendo su ocurrencia pueden darnos señales sobre distintas abundancias químicas o tasas de enfriamiento.

Este trabajo busca establecer condiciones y/o límites de abundancias elementales que darían origen a ciertos cuerpos rocosos del Sistema Solar. El desarrollo de esta línea base permitirá comprender las etapas iniciales de la nebulosa solar y en un segundo plano los minerales que más información pueden entregar para estudiar procesos primitivos gracias a su capacidad de mantener sistemas cerrados.

2 Objetivos

2.1 Objetivo general

- Proponer razones y/o relaciones de abundancia química relativas de elementos mayores que permitieron la formación de cóndrulos en condritos ordinarios.
- Determinar el modelo de formación de cóndrulos que mejor explique las evidencias químicas y petrográficas.

2.2 Objetivos específicos

- Caracterizar petrográficamente cada meteorito:
 - Identificar componentes, mineralogía dominante y texturas correspondientes
 - Diferenciar entre procesos primarios y secundarios de formación
- Caracterizar geoquímicamente la mineralogía dominante mejor conservada:
 - Establecer abundancias relativas de elementos mayores y su distribución en las fases presentes
 - Determinar abundancias primitivas y diferenciadas y definir procesos que produjeron estos cambios
- Caracterizar petrográfica y geoquímicamente inclusiones vítreas:
 - Identificar estado de equilibrio con el huésped
 - Identificar inmiscibilidad de fases
 - Determinar mineralogía normativa
- Clasificar química y petrológicamente los meteoritos hallados en la región de Antofagasta según la convención adoptada por el Comité de Nomenclatura de la Meteoritical Society.

2.3 Hipótesis de trabajo

Acorde a lo planteado anteriormente, cada componente de los meteoritos puede darnos importante información sobre las condiciones cosmoquímicas que debían estar presentes para su formación. El proceso de cristalización de las distintas fases que suelen encontrarse en los meteoritos está descrito mediante diversas simulaciones que proponen distintos medios enriquecidos en la nebulosa solar, pero bajo las mismas condiciones de borde que imponen las muestras al definir el producto final, vale decir, todas deben llegar a lo mismo.

Los modos de ocurrencia, tanto texturas como relaciones de contacto entre distintas fases, son producto de procesos de formación tanto en la condensación del gas nebular como en la acreción de cuerpos parentales. Las soluciones sólidas tanto en metales como en silicatos ayudan a distinguir procesos más evolucionados. Sin embargo, no puede estipularse una abundancia primitiva única dado que no hay seguridad si el proceso de formación de estos cuerpos es calmada o caótica. En este punto, el sistema cerrado que ofrecen las inclusiones vítreas son una importante fuente de información química del fundido que fue cristalizando el mineral que la contiene y que, dependiendo las fases presentes en ella, puede entregar información cualitativa de tasas de enfriamiento.

3 Metodología

3.1 Campaña de terreno: Expedición de búsqueda de meteoritos

En noviembre de 2017, se realizó una expedición a la II región de Antofagasta en los sectores de Taltal, Los Vientos y El Medano organizada por el Centre Européen De Recherche Et D'enseignement des Géosciences de L'Environnement (CEREGE), a cargo del Dr. Jérôme Gattacceca en colaboración de la Dra. Millarca Valenzuela y apoyo del Dr. Daniel Moncada, siendo un grupo de búsqueda de 19 personas en total para recuperar trozos de meteoritos.

Las sesiones de búsqueda iniciaban a las 8:00 horas para dirigirse a los sectores planeados por el Dr. Gattacceca, una vez allí se procedía de la siguiente manera:

1. Se dividían en 3 grupos: dos de 6 integrantes y uno de 7 integrantes.
2. En todos los grupos, cada persona se formaba en línea recta una al lado de la otra a 10 metros aproximadamente del integrante contiguo, tanto a la derecha como a la izquierda
3. Cada grupo tenía designado un jefe/a, el cual ayudaba a reconocer hallazgos y tomaba las decisiones correspondientes.
4. Se definía una dirección de caminata, en línea recta, la cual todos debían seguir a una velocidad similar y sin perder la distancia con el compañero de al lado. Los grupos no debían cruzarse entre sí.

No existía un tiempo predeterminado de búsqueda en cada caminata, ya que este se definía antes de empezar y dependía de la hora del día y el sector en el que se buscaba.

En caso de un presunto hallazgo, se procedía como sigue:

1. El jefe/a de grupo confirma la sospecha con examinación macroscópica: color, textura, peso. Si no cumple criterios, se descarta.
2. Superado el primer paso, se realiza una medición de susceptibilidad magnética con el instrumento SM30. Si no cumple este criterio, se descarta.

3. En caso de haber superado los dos puntos anteriores, se confirma que es un trozo de meteorito. Se anotan punto GPS y responsable del hallazgo, para luego guárdalo en una bolsa sellada junto con su número correlativo de muestra.

Llegado el momento del regreso no hay protocolo de formación a seguir hacia las camionetas. La búsqueda es libre y solo se sigue el protocolo de reconocimiento de hallazgo en caso de ser necesario.

3.2 Características físicas y preparación de muestras: Peso, cortes y susceptibilidad magnética

Del total de hallazgos realizados durante toda la expedición, 12 de ellos llegaron a esta etapa para ser estudiados. En primer lugar, cada roca es pesada para que al momento de cortarla se tenga documentado el peso original. Una vez hecho esto, se corta un trozo del meteorito con una sierra de 200 micras, mojándola con agua al momento del corte, luego se sumerge en alcohol para desplazar el agua y se deja secar naturalmente lejos de cualquier contaminación. El segmento de corte se elige dependiendo la facilidad para pasar la sierra y que el pedazo resultante no supere los 5 cm en su eje mayor para que a futuro pueda usarse en trabajo de microscopio. Se trabaja con la premisa de que el trozo es representativo del cuerpo total y de aquí en más solo se trabaja con este nuevo cuerpo. Para finalizar esta etapa, se pesan ambos fragmentos de cada meteorito para constatar la pérdida de material producto del corte.

Posteriormente, los nuevos fragmentos son llevados al laboratorio de paleomagnetismo del departamento de Geología de la Universidad de Chile, para medir su susceptibilidad magnética en dos instrumentos: Bartington MS2 y Kappabridge KLY-3. Dada la anisotropía de este parámetro, a cada muestra se le realiza la medición en 3 ejes principales definidos como sigue:

- Eje X: Perpendicular a la superficie del corte
- Eje Y: Paralelo a la superficie del corte
- Eje Z: Eje más largo del cuerpo

Las inspecciones macroscópicas señalaban que los meteoritos a estudiar corresponderían al tipo condrito ordinario, lo cual debía confirmarse con análisis microscópico.

Finalmente, todas las muestras son llevadas al laboratorio de cortes del departamento de Geología para preparar cortes de doble pulido con grosor de 100 micrones.

3.3 Análisis petrográfico: Clasificación petrográfica y búsqueda de MIAs

El análisis petrográfico fue hecho en su totalidad en el microscopio óptico del laboratorio de inclusiones fluidas del departamento de Geología, usando tanto luz

reflejada como transmitida y en general con un aumento de 4x, aunque en ocasiones fue necesario el 10x y el 40x para componentes más pequeños. Cada corte fue dividido en secciones de áreas similares que fueron descritas independientemente para cuantificar de manera más precisa los componentes y, acorde a lo observado, se sintetizó una descripción general que incluye los detalles más importantes de la muestra. Los criterios usados para la descripción petrográfica se basan en el curso “Clasificación de meteoritos” realizado en el mes de febrero del 2018 a cargo de la Dra. Millarca Valenzuela, los cuales se centran en:

- Cóndrulos: Tamaño, claridad de sus bordes, grado de recristalización interna y respecto a la matriz.
- Metales y sulfuros: Tamaño, grado de reemplazo de óxidos, forma y contacto con otros minerales.
- Plagioclasa: Tamaño de granos
- Matriz: Nivel de recristalización

Criterios basados en las clasificaciones definidas por Van Schmus & Wood, 1967, Stöffler et al, 1991 y F. Wlotzka, 1993.

Para la estimación de tamaños medios y área abarcada tanto por cóndrulos, metales y sulfuros, los que permite el cálculo de las proporciones de cada componente en el área total, se procedió en primer lugar a la construcción de un mapa del corte formando un collage usando microfotografías del microscopio con aumento 4x. Posteriormente, mediante Photoshop se le asignó un color plano a cada uno de los componentes más las zonas oxidadas, seleccionando todos los granos posibles en la resolución de la imagen. Con esta selección de colores, usando la herramienta imageJ se realizó una cuantificación del área total abarcada por la gama específica de colores y también de los granos que la componen, obteniendo una media de áreas discretas.

El análisis también incluyó la petrografía de inclusiones fluidas y vítreas, siendo estas últimas más probables de encontrar (Roedder, 1984a), para lo cual se usaron aumentos de 10x para su búsqueda y 40x y 100x para detallar sus estados, todo en luz transmitida y luego mediante luz reflejada se comprobaba si estas estaban expuestas y podían ser usadas para análisis SEM-EDS. Si bien la prioridad fue encontrar familias de inclusiones, aquellas “solitarias” o inclusiones muy lejanas entre si también fueron consideradas.

3.4 Análisis químico mineralógico: Análisis puntuales mediante SEM-EDS y microsonda electrónica

El análisis químico fue dividido en dos partes: una primera etapa de microsonda aplicable solo a dos muestras de interés con enfoque en su mineralogía para la clasificación acorde a la abundancia de Fe en olivino y piroxeno, y una segunda de SEM-EDS con enfoque mineralógico, también buscando clasificación de muestras faltantes, y en inclusiones vítreas expuestas.

El análisis mediante microsonda electrónica fue realizado por el instrumento JEOL JXA-8530F (EPMA) del Museo de Historia Natural de Londres a cargo de la profesora Sara Russell, a dos secciones de 100 μm , en áreas aleatorias donde pudiesen reconocerse cóndrulos. Los puntos de medición también fueron aleatorios, pero procurando que en el total se hayan hecho análisis de matriz, cóndrulos y fragmentos cristalinos en caso de haber.

El estudio mediante SEM se hizo con el instrumento FEI Quanta 250 para la generación de imágenes, el cual cuenta con un EDS para análisis químico semicuantitativo, perteneciente al Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, en el departamento de Geología de la Universidad de Chile. Los cortes pulidos fueron limpiados y analizados sin cubierta para evitar cualquier tipo de contaminación. En condiciones normales, el análisis se realiza en vacío ($7 \cdot 10^{-4}$ Pa) mediante un haz de electrones incidentes con una intensidad de corriente de 75 μA , voltaje de 20 kV y una apertura de 5 micrones. En primer lugar, los puntos de interés son los cóndrulos más representativos de cada corte, para la clasificación química, posteriormente las inclusiones (vitreas o sólidas) expuestas que se hayan encontrado, seguido de la matriz y/o fragmentos cristalinos y terminando con los metales y sulfuros que puedan mostrar enriquecimiento zonado de algún elemento (Ni fundamentalmente). El tiempo de exposición para los análisis puntuales por EDS fue de 15 segundos para minerales (ya sea cóndrulos, matriz, metales, etc.) y 30 segundos para las inclusiones (sólidas o vítreas).

3.5 Integración de datos: Clasificación química y diferenciación de procesos

Dos tipos de datos fueron necesarios de integrar: numéricos, tratados mediante planillas de Excel, y petrográficos, que fueron correlacionados con datos químicos para identificar mineralogía primitiva o secundaria.

En primer lugar, la susceptibilidad magnética fue la que requirió menos trabajo ya que solo es un parámetro de respaldo para discusiones petrológicas posteriores y trata de una propiedad intrínseca de la roca. Dado su carácter anisótropo, la susceptibilidad de la roca total fue calculada como el promedio geométrico de los tres ejes medidos.

Las abundancias elementales obtenidas por análisis cuantitativo (microsonda) y semicuantitativo (EDS), en % en peso de óxidos, fueron usadas en primer lugar para determinar mineralogía primaria de cristales mayores y menores, además de las inclusiones sólidas, según composiciones normativas de minerales esperables acorde a la bibliografía, detalladas en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1: Composiciones normativas de fases minerales más esperadas en un condrito en wt. % de óxido. Valores con * son wt. %.

	Fase	SiO	MgO	FeO	AlO	CaO	Otros
Olivino	forsterita	42.7	57.3				
	fayalita	29.5		70.5			
Piroxeno	ferrosilita	51.7	17.4	30.9			
	enstatita	59.9	40.1				
	diópsido	55.5	18.6			25.9	
	Kamacita			89.5*			10.6 (Ni)*
	Taenita			80*			20 (Ni)*
	Troilita			63.5*			36.5(S)*
	Cromita			32.1			67.9 (Cr)
	Plagioclasa	66.6			18.8	10.4	5.7 (Na)
	Ortoclasa	64.8			18.3		16.9 (K)

Posteriormente, para la clasificación química de los meteoritos, las abundancias obtenidas para olivinos y ortopiroxenos son separadas en proporciones catiónicas para determinar sus proporciones de fayalita y ferrosilita, respectivamente, según las ecuaciones 1, 2, 3 y 4. Posteriormente son ubicadas en un gráfico de clasificación, como lo sugiere la metodología otorgada por CEREGE y elaborada por el Dr. Jérôme Gattacceca.

$$Proporción\ aniónica = \sum \frac{(subíndice\ O)_i * wt.\% \text{ óxido}_i}{PM_i} \quad Ec. (3.1)$$

$$(Fe, Mg) = \frac{wt.\% \text{ óxido}}{PM(FeO, MgO)} * \frac{12}{Proporción\ aniónica} \quad Ec. (3.2)$$

$$Fa = \frac{Fe}{(Fe + Mg)} \quad Ec. (3.3)$$

$$Fs = \frac{Fe}{(Fe + Mg + Ca)} \quad Ec. (3.4)$$

Las abundancias registradas en las inclusiones vítreas fueron usadas para obtener mineralogía normativa mediante el cálculo de la norma CIPW.

La información obtenida por descripciones petrográficas respecto a zonaciones minerales y relaciones de contacto se usaron para discriminar entre abundancias prístinas o difusión y/o reequilibrio de fases por metamorfismo u otros procesos en cuerpos parentales o estadía terrestre. Las observaciones más importantes son el enriquecimiento en Ca en los piroxenos, presencia de vidrio rico en Si en contacto con olivino y enriquecimiento y posible zonación de Ni en sulfuros y metales que estén en contacto (y cómo es el contacto).

4 Material de estudio

Los objetos en estudio corresponden a un total de 7 meteoritos reconocidos en terreno, cuya primera inspección macroscópica los propone como tipo condrito ordinario. De estos 7 cuerpos, se extrajeron 8 muestras que fueron revisadas independientemente al momento de análisis petrológicos y químicos, para luego definir criterios de similitud que indicarían orígenes y procesos comunes o diferenciados.

Dado que son hallazgos nuevos, estos no están asociados a ningún otro meteorito reportado anteriormente y se consideran cuerpos independientes para el repositorio, cuyos códigos son:

1. DM053 A1
2. DM053 A2
3. DM055 A2
4. JG124
5. JG143
6. JG151
7. MV023
8. MV025

El estudio petrográfico finaliza enviando la clasificación realizada a cada meteorito al Nomenclature Committee de la Meteoritical Society, donde se le otorgará el nombre oficial, que en este caso serán asociados a las áreas donde se encontraron: El Médano y Los Vientos.

II. Marco teórico

5 Material extraterrestre

La Tierra, durante su órbita solar, se cruza constantemente con múltiples objetos sólidos de distintos tipos y tamaños. Cuando uno de ellos se acerca lo suficiente al área de influencia gravitacional terrestre y logra entrar a la atmósfera, durante la caída este se calienta, debido a la fricción generada, a tal punto que funde su superficie o el polvo que lo acompaña, produciendo incandescencia y aquel cuerpo luminoso que se distingue en el cielo se denomina meteorito. Una variación de este se da si llegase a brillar más que Venus en el cielo nocturno, momento en el cual pasa a denominarse bólido. En caso de que el sólido logre sobrevivir a esta entrada a la atmósfera, el trayecto de la caída y el impacto, el cuerpo restante que llegó a superficie terrestre recibe el nombre de meteorito.

5.1 Clasificación de elementos: geoquímica y cosmoquímica

En aspectos netamente geológicos, los elementos tienen distintas afinidades químicas que vienen determinadas por el ambiente en el que ocurren, ya sea en la Tierra o en meteoritos. Acorde a esto, se definen 4 grupos de elementos en base a su distribución entre fases minerales:

- Litófilos: afinidad por silicatos y/u óxidos (Na, Mg, Ca, Al)
- Siderófilos: afinidad con el Fe, pero se oxidan con menos facilidad que él y aparecen como metales (Ir, Ni, Cu)
- Calcófilos: afinidad por sulfuros (Fe, Cu, Zn)
- Atmófilos: presente como gases (gases nobles)

Sin embargo, para la historia geológica de los cuerpos iniciales del sistema solar esta definición necesita un complemento. Por conveniencia, los elementos tienen una segunda clasificación complementaria basada en la estabilidad en un gas de composición solar. La distribución de un elemento entre sólido y gas es controlado solo por la presión y temperatura del mismo gas. Basado en cálculos termodinámicos, Grossman (1972) estimó las temperaturas a las que varios elementos evaporan o condensan asumiendo una condensación en equilibrio (no se remueven especies condensadas del gas manteniéndose disponible para futuras reacciones) y que el proceso inicia cuando la presión de vapor es igual a la presión del gas. La Tabla 5.1 muestra las temperaturas aproximadas a las que el 50% de los átomos ha condensado para los elementos más importantes a una presión de 10 Pa. Dado que el Fe, Mg y Si son los elementos más comunes en los meteoritos y poseen temperatura de condensación muy parecida, se usan como principal referencia para la clasificación cosmoquímica la cual define los siguientes grupos:

- Refractarios: Temperatura de condensación mayor a la de Mg, Fe y Si (Al, Ti, Ca, Ni, REE)
- Moderadamente volátiles: Temperatura menor a la de Mg, Fe y Si, pero mayor a la de formación de sulfuros. Generalmente sustituyen otros elementos mayores (Cr, Mn, Au, K, Na)
- Altamente volátiles: Condensan posterior a los sulfuros (Pb, Hg, Cd)

Tabla 5.1: Temperatura aproximadas de condensación 50% a 10 Pa de los elementos más importantes de la nebulosa solar calculadas por Grossman (1972). En naranja temperaturas de elementos refractarios, celeste los elementos más abundantes en meteoritos y usados como referencia de clasificación y en gris los moderadamente volátiles. Modificado de Hutchison, 2004a.

Temperatura (K)	Siderófilos	Litófilos	Calcófilos
1820	Re, Os, W		
1650		Al	
1530		Ti, Ca	
1350	Ni, Co		
1330	Fe	Mg, Si	
1200	Au	Mn	
980		K, Na	
680			Inicia reacción $\text{H}_2\text{S} + \text{Fe metálico} \rightarrow \text{FeS} + \text{H}_2$
650			S

5.2 Flujo de material entrante

Los meteoritos que llegan a la Tierra tienen origen principalmente en el cinturón de asteroides ubicado entre Marte y Júpiter, donde los fuertes choques fragmentan estos cuerpos y desvían sus órbitas (Hutchison, 2004a; Vernazza et al., 2014). Este material es muy variado tanto en composición como en tamaño, siendo en su mayoría polvo interplanetario que no logra resistir la fricción atmosférica y las altas temperaturas que se alcanzan, perdiéndose en el camino. Aquellos que si logran alcanzar la superficie terrestre generan una corteza de fusión, la cual consiste en una costra oscura y vítrea de no más de 1 mm de espesor producto del rápido enfriamiento, conservando en buen estado su interior.

El flujo medio de material que entra a la Tierra es difícil de estimar dados los múltiples factores que inciden tanto en su ocurrencia como en las posibilidades de hallazgo o avistamiento, pero en años recientes estudios basados principalmente en la medición de abundancia de elementos o isótopos de origen extraterrestre en sedimentos marinos, han logrado acotar la masa que llega a la superficie y que incluso se apunta a que este flujo ha sido constante dentro de los últimos 80 millos de años (Peucker-Ehrenbrink, 1996). Hoy en día, la tasa de flujo de material entrante ha sido estimada y aceptada en 10^4 - 10^5 toneladas/año. Sin embargo, la conclusión más importante de estas estimaciones es que los meteoritos suficientemente grandes para identificarlos individualmente no superan el 1% del material capturado por la Tierra (Hutchison, 2004a).

Los meteoritos tienen una clasificación primaria que involucra el momento de su hallazgo: se denominan “caídos” si fueron recogidos tras verlos caer, mientras que los “encontrados” son aquellos que son recolectados en terreno, sin antecedentes de su caída y no hay certeza del tiempo que ha estado expuesto a la meteorización terrestre. Muchos cuerpos caen en los océanos, son muy pequeños o no logran ser encontrados antes que la meteorización los destruya, por lo que cada cuerpo recuperado es una invaluable fuente de información.

Actualmente, más de 60.000 meteoritos están oficialmente registrados con sus respectivos nombres, los que son dados respecto al lugar donde fueron recogidos, en la base de datos de la *Meteoritical Bulletin* perteneciente a la Meteoritical Society y constantemente se reciben nuevas muestras que esperan oficializarse.

5.3 Clasificación de meteoritos: Condritos

Una primera aproximación a la clasificación de meteoritos apunta a su petrología general: se denominan rocosos a aquellos meteoritos compuestos principalmente por silicatos, siderolitos a aquellos de proporciones similares de silicato-metal y sideritos a los de mayor porcentaje metálico. Sin embargo, esta clasificación es muy básica y no entrega mucha información sobre el origen, evolución y/o composición de la roca. Dado esto último, la clasificación aceptada actualmente se centra tanto en las características isotópicas y composicionales como en las descripciones petrográficas, lo cual logra en cierta manera unificar tipos de meteoritos que podrían tener historias en común.

En primer lugar, basándose en criterios texturales y de composición total, aparecen dos grandes categorías cuya distinción es fundamental: meteoritos condriticos y no condriticos o acondriticos. Los condriticos tienen una composición química primitiva, con abundancia cercanas a la composición solar, mientras que los no condriticos evidencian procesos de fusión, cristalización y otros eventos posteriores en sus cuerpos parentales que cambian su signatura química a una no solar (Hutchison, 2004a; Krot et al., 2014). Por esto mismo, a estas dos categorías también se les conoce como primitivos y diferenciados respectivamente. Existe una transición entre estos polos opuestos, los denominados acondriticos primitivos, los cuales son formados en cuerpos parentales diferenciados, evidenciados por sus texturas ígneas generadas por fusiones parciales y o completas, y que sin embargo mantienen una composición condritica primordial. La Figura 5.1 ilustra las diferencias y procesos de los cuerpos parentales de estos 3 tipos de meteoritos.

Características de los cuerpos parentales asociados a distintos tipos de meteoritos:

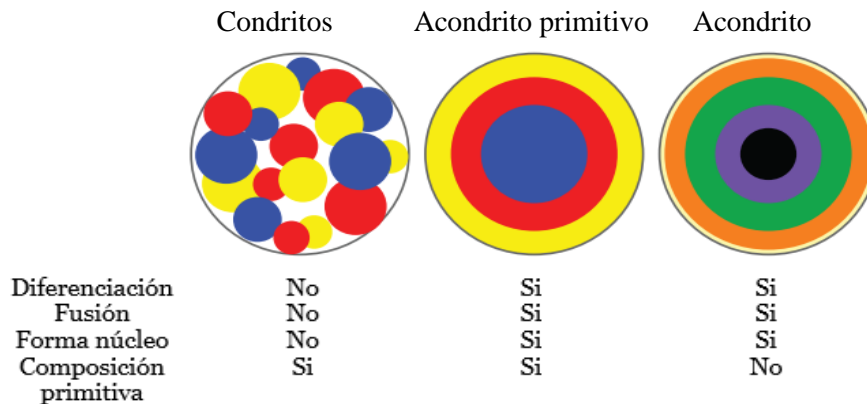


Figura 5.1: Ilustración esquemática de los cuerpos parentales para los 3 principales tipos de meteoritos. Colores azul, rojo y amarillo representan composiciones primitivas. Extraído de Seong-Jae, 2010.

De los dos tipos mencionados anteriormente, los condritos son por lejos los más numerosos y comunes en las múltiples colecciones. Se definen comúnmente como un aglomerado de silicatos, sulfuros y metal, con composición química total cercana a la solar menos volátiles y un tipo de textura que los diferencia de los otros tipos de meteoritos como también de todas las rocas terrestres y lunares conocidas, la cual consta básicamente de cóndrulos inmersos en una fina matriz. Si bien el término cóndrulo no está formalmente definido, en términos generales se describe como un cuerpo semiesférico, de tamaño milimétrico y compuesto de minerales ferromagnesianos como olivino y/o piroxeno y en muchos casos con mesostasis feldespática (Hutchison, 2004b; Scott & Krot, 2014). Definiciones más específicas apuntan a su tamaño menor a 1 mm y a su proceso de formación, que plantea una partícula ígnea silicatada que se fundió total o parcialmente (de ahí los distintos niveles de redondez) y que tuvo una alta tasa de enfriamiento antes y durante la acreción a su cuerpo parental (Hewins, 1997), sin embargo, esto es variable de autor en autor y no tiene injerencia en la petrografía ni en este tipo de clasificación.

Usando criterios químicos, mineralógicos, petrográficos y de isotopía de O, se definen grupos de condritos con el objetivo de entregar etiquetas descriptivas para cada tipo de meteorito con un origen o historia de formación común, que podría derivar del mismo asteroide o planetesimal, vale decir, que vengan de una misma “parcela” de la nebulosa solar. La convención taxonómica de los criterios mencionados divide a los meteoritos bajo los siguientes términos:

- Grupo: Cinco o más meteoritos cuya composición química de elementos mayores, isotopía de O, petrografía y mineralogía son muy similares o están fuertemente relacionadas.
- Grouplet: Solo de dos a cuatro meteoritos comparten criterios taxonómicos.

- Clases: Dos o más grupos que comparten propiedades químicas primarias.

Dado que uno de los criterios más fuertes en la clasificación es la abundancia química de elementos tanto mayores como menores, se debe trabajar con una referencia. Siendo la nebulosa la fuente de todos los cuerpos existentes en nuestro sistema, con el Sol el principal de todos ellos, las abundancias primitivas se focalizan en este cuerpo central. La determinación de las abundancias elementales en el Sol es posible mediante análisis cuantitativo de líneas de absorción de su fotosfera, la cual se asume es representativa de la composición total solar. Sin embargo, para estandarizar se requiere una muestra de los sólidos creados durante la formación del sistema y para ello se usa el condrito carbonáceo CI, el cual hoy en día es el tipo de meteorito que más asemeja su composición de roca total a las abundancias medias solares medidas, como se observa en la Figura 5.2. Si bien la composición del condrito CI demuestra ser primitiva producto de la similitud con las abundancias solares, textural y mineralógicamente no lo es, evidenciando procesos isoquímicos que debieron ocurrir en su cuerpo parental (Palme et al., 2014).

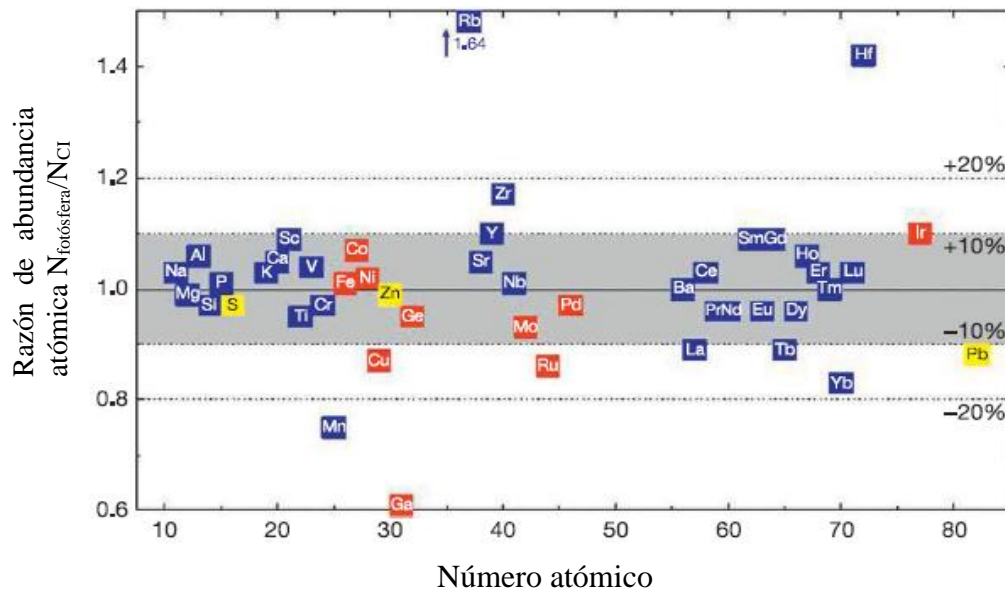


Figura 5.2: Comparación de abundancias en la fotosfera y condrito CI. 36 elementos coinciden dentro de un 10% de variabilidad. Elementos litófilos se muestran en azul, siderófilos en rojo y calcófilos en amarillo. Extraído de Palme et al., 2014.

5.3.1 Clasificación primaria

El entendimiento de como varían las características entre los condritos es esencial para su interpretación. Las variaciones que incluyen la naturaleza y proporciones de cóndrulos y matriz como lo son la química total y la isotopía de O, son aquellas que quedan definidas antes y/o durante la acumulación de material condrítico que formarán los cuerpos parentales y por tanto se denominan variaciones primarias. El estado de oxidación, reflejado en la distribución de Fe, también se considera variación primaria pero no es reflejo de todos los componentes de un condrito y por tanto es controversial usarlo como criterio de clasificación (A. Krot et al., 2014).

Son estas variaciones primarias con las que en la actualidad se han establecido 3 clases de condritos diferentes: carbonáceos, ordinarios y enstatita. Los detalles de la taxonomía pueden variar de autor en autor y, por tanto, los grouplets Kakagari y Rumuruti también pueden ser considerados como clases. Sin embargo, no entorpece la clasificación en general ya que los términos clase y grupo son netamente descriptivos (Doh & Yu, 2010; Hutchison, 2004c).

Consecutivamente hay definidos 15 grupos de condritos, de los cuales 13 se dividen en las 3 clases mayores como se presenta en la Figura 5.3:

- Carbonáceos: CI, CM, CO, CR, CB, CH, CV y CK
- Ordinarios: H, L y LL
- Enstatita: H y L

Los dos restantes corresponden a Kakangari y Rumuruti, que pese a ser muy similares a los ordinarios, posee una isotopía de O muy alta en el caso de Rumuruti y ser muy rico en metal en el caso de Kakangari (Doh & Yu, 2010). Los grupos de condritos carbonáceos reciben su nombre en base a un meteorito tipo, el más representativo y primer descrito (ejemplo: CI corresponde a carbonáceo tipo Ivuna y CM a tipo Mighei) mientras que, para los ordinarios y enstatita, se hace respecto a la abundancia de Fe.

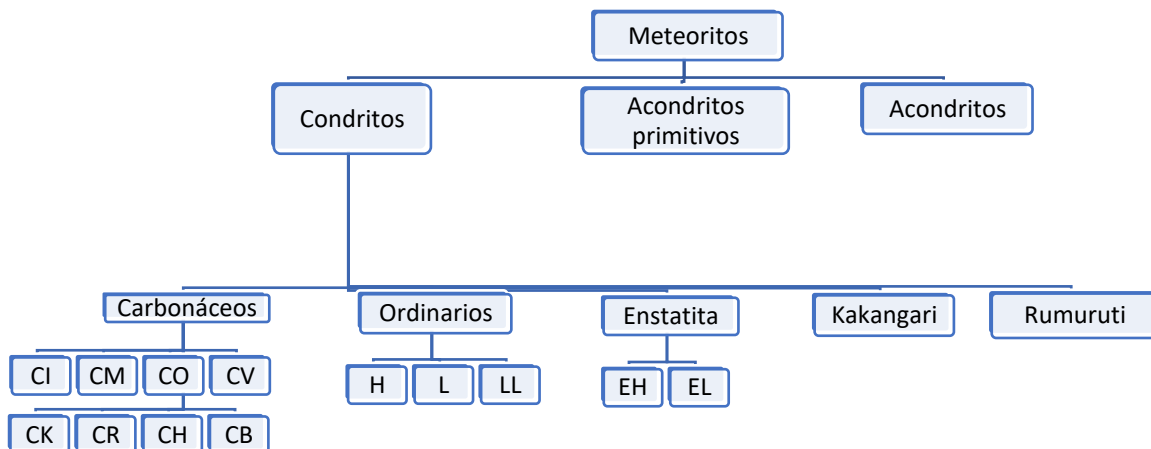


Figura 5.3: Esquema representativo de la clasificación jerárquica de meteoritos. Modificado de Krot et al., 2014

Por otro lado, la Figura 5.4 muestra el porcentaje de abundancia de los meteoritos más comunes respecto del repositorio mundial y en Chile:

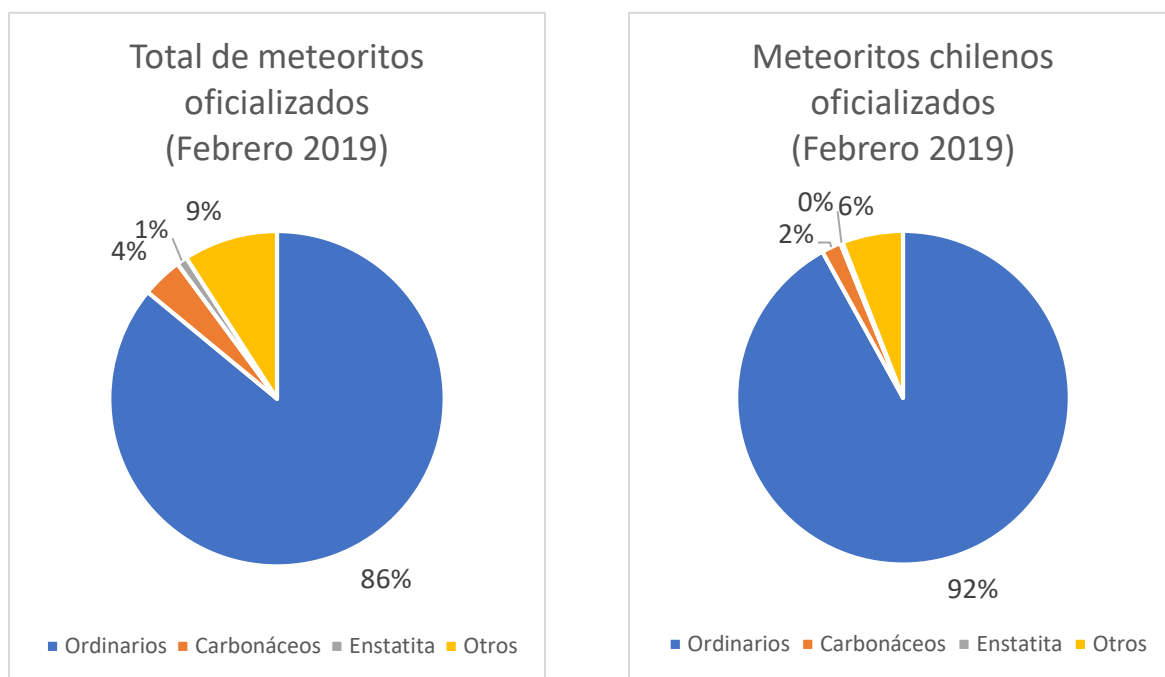


Figura 5.4: Porcentajes de abundancia para cada clase de condrito respecto del total de meteoritos en el repositorio mundial y en Chile. Fuente: Meteoritical Bulletin.

Cada grupo tiene un patrón de abundancias único y bien definido (Figura 5.5). Los carbonáceos se encuentran enriquecidos en elementos litófilos refractarios y deprimidos en volátiles, mientras que los ordinarios, Rumuruti y Kakangari son aproximadamente planos y enriquecidos en elementos litófilos. Finalmente, los condritos enstatita tienen la más baja abundancia de litófilos refractarios (Krot et al., 2014).

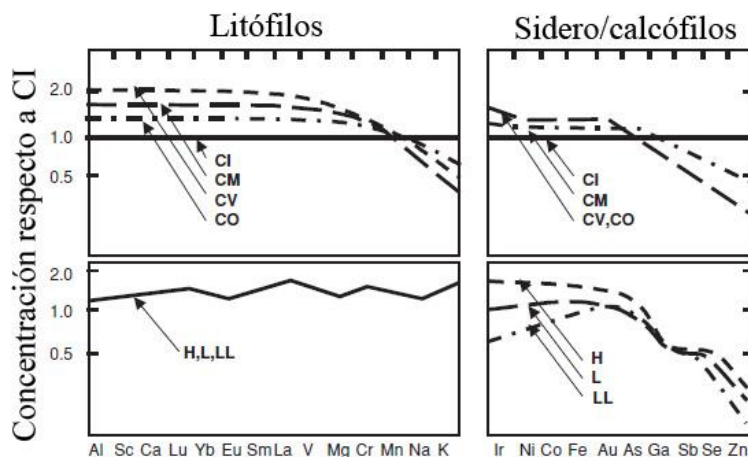


Figura 5.5: Abundancias elementales en distintos grupos de condritos expresados como razones de abundancia respecto a CI, ploteado en orden creciente de volatilidad. Elementos siderófilos muestran variación asociada primeramente al fraccionamiento metal-silicato. Extraído de Sears (2004)

Otra característica importante es la signatura isotópica de oxígeno, la cual se encuentra bien definida para cada clase. Los condritos son plotados en posiciones únicas específicas en un gráfico de tres isótopos de O, $\delta^{17}\text{O}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ y pese a que en algunos grupos hay sobreposición, estos están bien delimitados. Por ejemplo, los condritos carbonáceos caen por debajo de la línea de fraccionamiento terrestre (TFL por sus siglas en inglés) mientras que los ordinarios y enstatita están arriba o encima de ella como puede observarse en la Figura 5.6 (Krot et al., 2014).

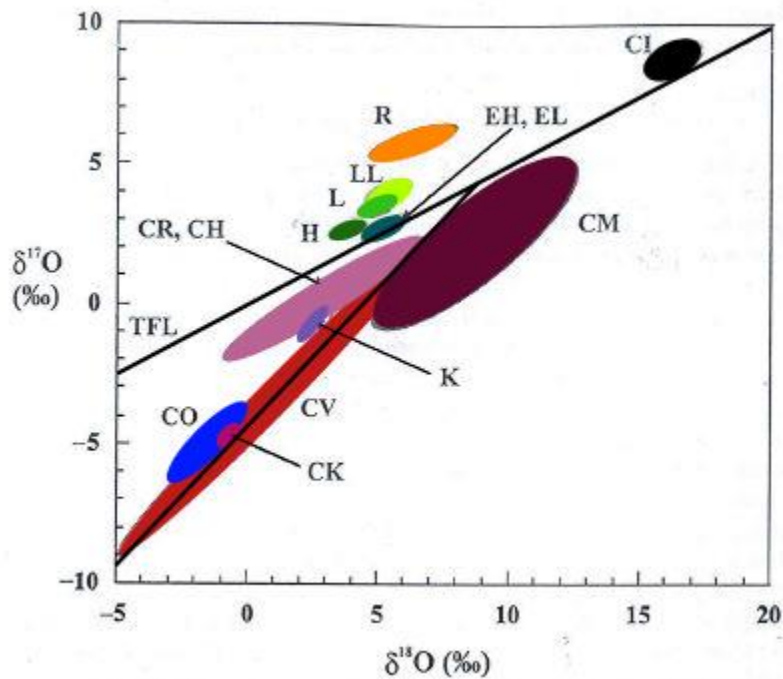


Figura 5.6: Gráfico de tres isótopos de O incluyendo 13 grupos de condritos y el grupete Kakangari (K). La línea que atraviesa el grupo CV define la tendencia de minerales anhidros, cóndrulos de alta temperatura y CAIs. Modificado de Hutchison, 2004b.

5.3.2 Clasificación secundaria

En los condritos, a lo largo de la vida de los cuerpos parentales, ocurren procesos que provocan variaciones texturales y sutiles cambios mineralógicos que reflejan metamorfismo termal o, en caso de ambientes ricos en agua, alteración acuosa. Pese a que puede haber una redistribución de H_2O y CO_2 , los cambios son esencialmente isoquímicos y posteriores a la formación del cuerpo parental, siendo así llamadas variaciones secundarias.

Para estas variaciones, Van Schmus & Wood (1967) plantearon un sistema de clasificación química-petroológica que apunta al grado de equilibrio experimentado por metamorfismo, reflejado en la textura y mineralogía, y que se define como tipos petrológicos. Este esquema plantea 6 tipos petrológicos, donde el tipo 3 es el más primitivo y menos afectado por metamorfismo, para luego evidenciar el nivel de los efectos de los procesos avanzando hacia los extremos (1 y 6). El nivel de alteración acuosa aumenta hacia el tipo 1, mientras que el metamorfismo termal lo hace hacia

el tipo 6. Respecto a este último, el incremento de la alteración termal produce un reequilibrio químico y recristalización textural, por lo que a los tipos 4, 5 y 6 se les conoce como condritos equilibrados.

Los criterios utilizados para definir cada tipo petrológico se detallan en la Tabla 5.2 y se centran en:

- Homogeneidad composicional de olivino y piroxeno: Mayor heterogeneidad entre fases, indica más desequilibrio y por tanto más primitivo.
- Fase de piroxeno: Presencia de ortopiroxeno indica recristalización progresiva.
- Presencia de feldespatos y vidrio ígneo: Feldespatos aparecen por recristalización por reconstitución de vidrio debido a metamorfismo.
- Fases metálicas y sulfuradas: Nivel de reemplazo por óxidos, deformación de cristales y abundancia de Fe sobre Ni indican procesos metamórficos.
- Textura y estado de condritos: Pérdida de redondez, engrosamiento de cristales y homogeneidad en la matriz evidencian metamorfismo.

Tabla 5.2: Criterios de definición de tipos petrológicos según Van Schmus y Wood (1967). *Desviación estándar de %mol de fayalita y/o ferrosilita dividido por el contenido medio de fayalita y/o ferrosilita

Criterio	Tipo petrológico					
	1	2	3	4	5	6
Homogeneidad composicional de olivino y piroxeno	-	> 5% desviación media		< 5% desviación media a uniformidad	Uniformes	
Estructura de piroxeno bajo en Ca	-	Predominantemente monoclinico		Monoclinico abundante	Predominante ortorrómbico	
Feldespatos secundario	-	Ausente		Agregado microcristalino	Granos intersticiales	
Vidrio ígneo	-	Limpio, primario e isotrópico		Nuboso	Ausente o muy escaso	
Minerales metálicos (contenido Ni)	-	(<20%) Taenita ausente o escasa		(>20%) Kamacita y taenita presente		
Minerales de sulfuro (contenido Ni)	-	> 0.5%		< 0.5%		
Estado textural de condritos	Sin condritos	Condritos bien definidos (redondeo), bordes claros		Bordes claros	Condritos reconocibles	Pobres y poco definidos
Matriz	Opaca, grano muy fino	Mayoritariamente opaca	Opaca	Microcristalina	Recristalizada	

5.3.3 Metamorfismo de choque

Las colisiones a altas velocidades en cuerpos parentales provocan varios cambios en las propiedades del material parental de los meteoritos que caen a la Tierra. Desde modificación en abundancia y distribución de elementos volátiles hasta cambios texturales producto del aumento repentino de presión y temperatura son los motivos por los cuales el metamorfismo de choque es una fuente de información importante para el estudio de la historia geológica de estos cuerpos.

Las ondas de choque en sólidos solo pueden ser producidas por rápidas aceleraciones del material en cuestión, como impactos hipersónicos, resultando en una compresión que se transmite mediante ondas que se propagan a velocidades supersónicas generando un involucramiento de la materia fluyendo detrás de la onda de choque, a una velocidad un poco menor. En este tipo de metamorfismo, se denomina equilibrio al estado final post-impacto al que llega la roca antes de la descompresión adiabática y por tanto no tiene un sentido fisicoquímico. Adicionalmente, la compresión provocada por el choque genera un aumento de entropía que, posterior a la descompresión adiabática a las condiciones de presión ambientales, dejan al cuerpo con una elevada temperatura que puede causar fusión o evaporación a presiones de choque muy altas. Sin embargo, el aumento de presión y temperatura no se reparte homogéneamente en el meteorito ya que la propagación de onda depende en estricto rigor de los límites elásticos dinámicos y/o de la transición de fases por las que pasa, que se ve influenciado por la porosidad, densidad de los cristales, policristalinidad, orientación respecto de la propagación de onda, etc., lo cual afecta en la impedancia mecánica de la roca. En el caso de los condritos, la presencia de metales lleva a un contraste de impedancias mucho mayor de lo que se puede encontrar en rocas terrestres o acondritos, provocando que haya sectores donde el aumento de presión y temperatura sea mucho más importante que en otros ante un choque de alto grado en área reducida (Stöffler et al., 1991).

Enfocándose en deformaciones mecánicas y transformación de fase, Stöffler et al. (1991) propone una clasificación de etapas progresivas de choque en 6 etapas (S1 a S6) enfocado en silicatos, dado que son las que poseen una mejor calibración de los efectos a distintas presiones. La Tabla 5.3 muestra los detalles de los criterios usados para cada etapa de choque, en donde se observa que las fases más importantes a considerar son olivino y plagioclasa.

Esta clasificación no considera minerales opacos ya que los efectos de los impactos no están bien acotados en el rango de presiones en la base de datos usada. Sin embargo, en un intento de establecer una conexión entre este esquema basado en silicatos y las fases opacas de importante presencia en condritos ordinarios, Bennett & McSween (1996) realizaron un estudio petrográfico y geoquímico de las características de choque de Fe-Ni metálico y troilita. A diferencia del esquema anterior, esta clasificación no está estandarizada y la propuesta mostrada en Tabla 5.4 son evidencias descritas posteriormente a la clasificación de Stöffler et al., 1991.

Tabla 5.3: Criterios usados para establecer el progresivo estado de choque de un meteorito (Stöffler et al., 1991)

Etapa de choque	Efectos resultantes de equilibrio del peak de presión		Efectos de excursiones locales de P-T
	Olivino	Plagioclasa	
S1 (Sin impacto)	Extinción recta, fracturas irregulares		Ninguno
S2 (Impacto muy débil)	Extinción ondulosa, fracturas irregulares		Ninguno
S3 (Impacto débil)	Fracturas planares, irregulares, extinción ondulosa	Extinción ondulosa	Venas de impacto opacas, formación incipiente de <i>melt pockets</i> , a veces interconectados
S4 (Impacto moderado)	Mosaiquismo (débil), fracturas planares	Extinción ondulosa, parcialmente isotrópico y deformación planar	<i>Melt pockets</i> , venas de impacto interconectadas, venas opacas
S5 (Impacto fuerte)	Mosaiquisimo (fuerte), fracturas planares y deformación planar	Maskelenita	Formación pervasiva de <i>melt pockets</i> , venas y diques, venas opacas
S6 (impacto muy fuerte)	Restringido a regiones en o cerca de zonas de fusión		Igual a S5
	Recristalización en estado sólido	Fusión por impacto (vidrio)	
Fusión por impacto	Fusión total de la roca		

Tabla 5.4: Características de choque reportadas por Benett & McSween (1996) en Fe-Ni metálico y troilita y su correlación con la clasificación de Stöffler et al., 1991. Las fases mostraban esta característica según: barras grises=<10% del total de todos los granos; barra negra=>50% del total de granos. Los números en la barra de plesita indican aumento de temperatura mínimo luego de ocurrido el choque. Extraído de Ulloa, 2017.

Características de choque		S1	S2	S3	S4	S5	S6
	Perfil de Ni normal en la taenita	[Barra gris]		[Barra gris]		[Barra gris]	[Barra gris]
	Perfil de Ni distorsionado en la taenita	[Barra gris]		[Barra gris]		[Barra gris]	[Barra gris]
	Kamacita policristalina	[Barra gris]		[Barra gris]		[Barra gris]	[Barra gris]
	Troilita con burbujas	[Barra gris]		[Barra gris]		[Barra gris]	[Barra gris]
	Troilita policristalina	[Barra gris]		[Barra gris]		[Barra gris]	[Barra gris]
	Troilita cortada	[Barra gris]		[Barra gris]		[Barra gris]	[Barra gris]
	Plesita	[Barra gris]		[Barra gris]		[Barra gris]	[Barra gris]
	Gotas de fundido de Fe-Ni metálico y sulfuro	[Barra gris]		[Barra gris]		[Barra gris]	[Barra gris]
	Venas de fundido polimineral	[Barra gris]		[Barra gris]		[Barra gris]	[Barra gris]

A nivel textural, las evidencias de choque que muestran las fases opacas se pueden identificar como: venas de fundido, de choque, gotas de fundido o *melt droplets*, bolsillos de fundido o *melt pockets* y textura tipo plesita (kamacita-troilita). Las venas de fundido son grietas preexistentes o que son formadas por el impacto, y que son rellenas por material del condrito que se fundió, que pueden ser silicatos, metal o sulfuro y por tanto el relleno puede ser una mezcla de los 3 o tener predominancia de alguna de ellas (en el caso de silicatos, se presenta como vidrio). El caso mixto comúnmente presenta una matriz vítrea con gotas de metal y/o troilita en su interior dada la inmiscibilidad entre estos componentes. Aquellas venas de poca longitud y ancho, de forma rectilínea y generalmente anastomosada son denominadas venas de choque. Por otro lado, las gotas de fundido (*melt droplets*) son pequeñas gotas de unos cuantos micrones compuestas de metal y/o troilita que suelen encontrarse en vidrio silicatado y que en su conjunto se les conoce como bolsillos de fundido o *melt pockets*. Finalmente, la plesita por definición es una textura de mezcla producto de la exsolución entre kamacita y taenita tras el enfriamiento desde altas temperaturas. Sin embargo, los efectos de choque en condritos ordinarios muestran esta textura entre kamacita y troilita, formada por condiciones de eutéctico en el sistema Fe-S (Bennett & McSween, 1996). Si bien en estricto rigor esta asociación metal-troilita no es plesita, se le nombra de esta manera para simplificar.

5.3.4 Clasificación terciaria: procesos de meteorización

El cambio en las condiciones ambientales a las que está expuesto el meteorito una vez llegado a la Tierra, provoca un proceso de alteración que afectará principalmente a aquellos minerales ricos en Fe, transformándolos en arcillas, óxidos y/o hidróxidos de Fe.

La exposición a una mayor fugacidad de O, porcentaje de humedad, temperatura, entre otros factores son los principales controladores del avance de la meteorización. En el caso del desierto de Atacama, Valenzuela (2011) establece la porosidad del meteorito y el estadio climático al momento de la caída como los criterios más importantes que controlan el avance de la meteorización de estos cuerpos. Por tanto, los climas secos y fríos son los más favorables para la conservación de meteoritos ya que la meteorización terrestre es mucho más lenta (Lee & Bland, 2004), por lo cual la Antártica es uno de los sectores más privilegiados para el hallazgo de meteoritos, seguido de desiertos calientes como el desierto de Atacama.

Si bien el ambiente es el principal influyente de este proceso, la rapidez o simplicidad con la que puede avanzar va a depender del estado físico del meteorito: fracturamiento, porosidad y estado de choque, además de la composición y estructura mineral que puede ser inestable a ciertas condiciones terrestres. La meteorización inicia desde la superficie del meteorito hacia el centro, por lo que es esperable que los minerales exteriores presenten un grado de avance mayor al resto.

Mediante un estudio a los procesos de meteorización en condritos ordinarios del desierto de Atacama, Valenzuela (2011) propone tres dominios de afección: (1) venillas de minerales opacos, posiblemente asociado a venillas producto de choques como a aquellas correspondientes a la caída del meteorito, por relleno de fracturas

preexistentes, (2) formación de halos de óxido alrededor de granos de Fe-Ni metálico, y (3) intramineral, siendo principalmente en los granos de troilita. En el primer caso, las venillas se desarrollan principalmente en los bordes de la roca (al estar más expuesta) siendo en las grietas preexistentes el dominio de los productos de meteorización, las cuales si están vacías se irán rellenando de forma gradual por los productos de la meteorización, como también pueden sufrir un reemplazo por óxidos de Fe en aquellas que fueron rellenas por kamacita y/o troilita alojada por efecto del metamorfismo de choque. Por otro lado, los halos de óxido en los minerales opacos son más característicos del Fe-Ni metálico, aunque no es raro verlo en troilita, y el dominio suele ser heterogéneo entre los distintos puntos del condrito pudiendo encontrarse cristales con anillos poco importantes hasta cristales con reemplazo total. Finalmente, el desarrollo intramineral está asociada a lineamientos, en donde la meteorización inicial al interior del mineral depositando óxidos de Fe desde el centro hacia los bordes, siendo este tipo de reemplazo común en troilitas y granos de textura tipo plesita (Ulloa, 2017; Valenzuela, 2003).

En un inicio, el nivel de meteorización se catalogaba en bajo, moderado o avanzado solo a escala de muestra de mano hasta que Wlotzka (1993) estableció una escala de medición usando como parámetro el nivel de reemplazo de ciertos minerales por óxidos y/o arcillas. Esta clasificación se realiza en secciones pulidas y la escala se divide en 7 estados progresivos W0-W6, iniciando en un estado sin oxidación visible hasta un reemplazo masivo de silicatos, como se detalla en la Tabla 5.5.

Tabla 5.5: Clasificación por grado de meteorización propuesto por Wlotzka (1993).

Grado de meteorización	Criterios
W0	Sin oxidación visible de metal o sulfuro. Puede haber manchones de limonita.
W1	Bordes de óxido menores rodeando metal y troilita
W2	Oxidación moderada de metal y troilita (20-60% afectado)
W3	Avanzada oxidación de metal y troilita (reemplazo de 60-95%)
W4	Oxidación casi completa (>95%) de metales y troilita, pero sin alteración de silicatos
W5	Inicio de alteración de silicatos, principalmente desde fracturas
W6	Reemplazo masivo de silicatos por arcillas y óxidos

5.4 Condritos ordinarios

Como se mencionó anteriormente, los condritos son un aglomerado de fases silicatadas, sulfuros y metales, los cuales en sus abundancias no volátiles de roca total son muy parecidas a la de la fotosfera solar y al ser las rocas más antiguas conocidas, se plantea que sus componentes se formaron durante el nacimiento del sistema solar. Los condritos son en general rocas ultramáficas en composición, consistiendo mayoritariamente en Fe, Si, Mg y O, distribuidos en distintas fases de alta y baja temperatura.

Los condritos son tan diversos en su mineralogía y texturas que no es posible describir un condrito típico, sin embargo, tienen componentes comunes que varían en

sus proporciones presentes que pueden agruparse en 4 principales: inclusiones calcoalumínicas (CAIs), Fe-Ni metálico y sulfuro, cóndrulos y matriz.

5.4.1 Componentes

1.1.1.1. Inclusiones calco-alumínicas - CAIs:

Consiste en un conjunto mineral irregular, cuya textura interna sugiere una mezcla de objetos fundidos parcial y totalmente. Se compone predominantemente por óxidos y silicatos ricos en Al, Ti y Ca y pobres en Fe estables a altas temperaturas, siendo los más comunes corindón, espinela, hibonita, perovskita y espinela, además de incluir otras fases calcoaluminosas menores que habrían condensado a temperaturas sobre los 1200K y a presiones menores a 10^{-3} bar (Ebel & Grossman, 2000). Son el componente más antiguo y probablemente formado en la etapa más energética de la evolución del disco protosolar. Se presentan en todos los tipos de condritos (excepto CI); siendo más comunes y distinguibles en condritos carbonáceos, con el tipo CV el que muestra mayor variedad, mientras que en los ordinarios son más raros y tienden a ser más ricos en Al. Dado que son fases de alta temperatura, estas se describen en condritos de tipo petrológico 2 o 3 donde aún logran conservarse y no se han perdido por alteración o metamorfismo.

1.1.1.2. Fe-Ni metálico y sulfuro:

Pese a ser minerales completamente distintos y por tanto el comportamiento del Fe es muy variable entre los dos, es común que petrográficamente estas fases se encuentren en conjunto y sus abundancias de Fe-Ni están condicionadas respecto a la presencia de la otra, además caracterizan al tipo de condrito en que se encuentran en cuanto a su contenido de Ni (Nagahara, 1979). Por esto mismo, se tratan como un solo componente, aunque en estricto rigor no lo sean.

La fase metálica viene representada principalmente por kamacita-taenita, y suele estar asociada a los cóndrulos iniciales pobres en Fe (Scott & Krot, 2014), sin embargo, las subsecuentes reacciones en cuerpos parentales de baja temperatura impiden que se preserve bien la historia de formación dada la oxidación o el metamorfismo termal que provoca exsolución de kamacita en taenita. Los granos de taenita son comúnmente más grandes y abundantes en condritos LL, disminuyendo paulatinamente hacia los tipos H siendo la kamacita y la plesita las que ganan mayor importancia, lo cual se condice con la regla de Prior: si un condrito es pobre en metal, estos metales son ricos en Ni y las fases ferromagnesianas silicatadas asociadas son ricas en Fe.

Los granos de kamacita suelen darse como cristales simples, de color blanco y muchas veces exhiben líneas de Neumann en forma de nódulos o bultos que con el aumento del tipo petrológico (metamorfismo termal) va tomando forma ameboide. Su composición es heterogénea, siendo más rico en Ni hacia su centro. Al contrario de su par metálico, la taenita es más rica en Ni en sus bordes que en su centro. Entre

ambas fases, comúnmente representan entre un 8-20% en peso de un condrito ordinario (Wood, 1967).

La fase de sulfuro se da como troilita, siendo menos abundante que las fases metálicas y representando no más de un 6% en peso en condritos ordinarios. Son cristales más pequeños, de color crema con leve tinte marrón formando nódulos, pero que a diferencia del metal este no se deforma mayormente por metamorfismo.

La coexistencia petrográfica entre sulfuros y metales son fáciles de identificar ya que es común encontrarlas en contacto. Poco claro es si esta relación corresponde a paragénesis, a una secuencia de condensación o algún otro proceso ya que no siempre se observan en conjunto, y el tema se complejiza al considerar la alta movilidad del S. Sin embargo, se ha reportado una relación composicional entre granos en contacto: Nagahara (1979) reportó zonaciones composicionales en granos metálicos similares a las presentadas por Wood (1967), pero que presentan un mayor enriquecimiento y arcos más grandes en zonas de contacto con troilita.

Tanto los metales como los sulfuros son las fases en las que primero se evidencian efectos de metamorfismo y meteorización terrestre. El metamorfismo produce la movilidad de elementos que puede provocar variación de fases o contactos entre ellos, además de deformar los granos, mientras que la meteorización se refleja principalmente en la oxidación. Dado que los condritos ordinarios se formarían en ambientes reductores, conteniendo Fe^0 y Fe^{+2} , el ambiente terrestre produce rastro de óxidos e hidróxidos de Fe. Para los granos metálicos de Fe-Ni, las etapas iniciales de meteorización se forma un borde grisáceo, discontinuo que progresivamente se engruesa y conecta dándole continuidad. La troilita se oxida a una tasa muy similar a la del metal, pero su reemplazo se da de forma irregular, dejando volúmenes rectilíneos que quedan contiguos a la troilita restante. Este reemplazo irregular, que paulatinamente forma lineamientos, podría corresponder a una partición {0001} (Lee & Bland, 2004).

1.1.1.3. Cóndrulos:

El término frecuentemente se restringe a un cuerpo semiesférico silicatado, de tamaño milimétrico (variable, pero generalmente se asume menor a 2 mm), compuesto de los minerales ferromagnesianos olivino y/o piroxeno bajo en Ca y pudiendo contener variables cantidades de Fe-Ni metálico, sulfuro y mesostasis. Corresponden a partículas ígneas, que fueron fundidas total o parcialmente antes o durante el proceso de acreción que llevo a la formación de condritos, inmersas en vidrio feldespático o matriz microcristalina. Es el componente característico de los condritos, pese a que en algunos grupos no esté tan presente texturalmente, pero si su signatura química (Scott & Krot, 2014). Los cóndrulos son muy diversos en sus propiedades y con intención de lograr entender estos objetos, son variados los esquemas de clasificación que se han propuesto para agrupar características comunes. Actualmente existen clasificaciones texturales que han dado paso y se han complementado con criterios mineralógicos-composicionales. En una primera aproximación, los cóndrulos pueden ser porfídicos, si hay cristales reconocibles

individualmente, o no porfídicos. En el primer grupo se pueden reconocer los siguientes tipos (Hutchison, 2004b; Sears, 2004):

- Olivino porfídico (PO): razón olivino/piroxeno > 10
- Piroxeno porfídico (PP): razón olivino/piroxeno < 0.1
- Porfídico de olivino-piroxeno (POP): razones olivino/piroxeno intermedias
- Olivino barrado (BO): olivino "esquelético" con cristalitas subparalelos con un marco circular.
- Poikilitico: fenocristales de piroxeno conteniendo granos de olivino redondeado. Estos últimos comúnmente están cercanos al centro del cóndrulo.

Por otro lado, los cóndrulos no porfídicos pueden ser tipo:

- Piroxeno radial (RP): cristales fibrosos de piroxeno pobre en Ca, en dirección radial desde puntos cercanos al margen
- Olivino granular (GO): es un agregado de granos o fragmentos de minerales silicatados, poco común, rico en olivino e irregular. Muy poca mesostasis y cuando esta pasa a tomar un papel más importante, el cóndrulo empieza a pasar a PO o POP.
- Granular olivino-piroxeno (GOP): granos de piroxeno dentro del mosaico de olivino granular
- Criptocristalino (C): material submicroscópico rico en piroxeno
- Ricos en vidrio: ocurren en condritos ordinarios y contienen entre el 50 y 90% del volumen de vidrio o mesostasis microcristalina.

1.1.1.4. Matriz:

Una mezcla de granos minerales de tamaño micrométrico, muchas veces opacos, que rodea a los cóndrulos, CAIs y otros cuerpos mayores ópticamente identificables, relleno los intersticios entre ellos es lo que se define como matriz. La matriz generalmente se distingue de los cóndrulos y otros cuerpos por su textura y formas irregulares, junto a tamaños muy inferiores a la media del resto de los componentes, asumiéndolo generalmente por debajo de los 100 μm , sin embargo, el criterio de tamaño es arbitrario. Minerales encontrados en ella incluye olivinos ricos en Fe, piroxenos pobres y ricos en Ca y otros silicatos tanto amorfos como cristalinos, óxidos, sulfuros ricos en Ni, metales y en menor cantidad carbonatos, además de ser mucho más rica en FeO que los cóndrulos. Serpentina, arcillas, magnetita y otros óxidos Fe^{+3} son productos secundarios, consecuentes de alteración acuosa. En condritos ordinarios, la matriz es relativamente homogénea y aquella que está alrededor del cóndrulo no difiere de la matriz intercóndrulo. Es considerado un componente de baja temperatura y es muy susceptible a procesos de alteración en cuerpos parentales (Hutchison, 2004b; Scott & Krot, 2014).

Las características químicas de la matriz son difíciles de establecer dado los subsecuentes procesos geoquímicos que toman lugar en los cuerpos parentales, sin embargo, se ha determinado que el 75% wt está compuesto de óxidos de Fe, Mg y Si. Pese a no haber claridad respecto a su origen, se ha demostrado la complementariedad

cóndrulo-matriz al momento de la composición total que caracteriza a este tipo de meteorito: por ejemplo, los condritos H tienen una razón media Fe/Mg de 1.95 (idéntica a CI). Más de la mitad del total del Fe está en los metales, mientras que cerca del 40% se reparte en silicatos (cóndrulos predominantemente) y sulfuros, mientras que elementos litófilos no volátiles están deprimidos en ellos. Aun así, composiciones totales llegan a razones solares, dando evidencia de que todo debió formarse en un único reservorio condrítico (Palme et al., 2015).

5.4.2 Petrología y química

Tal como lo sugiere su nombre, los condritos ordinarios son el tipo de meteorito no diferenciado más común en los repositorios a nivel mundial. Esta clase varía amplia y discontinuamente en su contenido de Fe. Basados en esta variación, se dividen en tres grupos denominados H (high iron), L (low iron) y LL (very low iron), caracterizados por la disminución de Fe total y aumento de FeO en los silicatos en orden respectivo. El Fe presente en sulfuros es casi uniforme y no juega un rol en esta clasificación (Hutchison, 2004d). Las características que reúnen a estos tres grupos para formar la clase condrito ordinario se pueden sintetizar en:

- Isotopía de O ubicada sobre la línea de fraccionamiento terrestre (Figura 5.6)
- Gran abundancia de cóndrulos, siendo comunes los ricos en Fe (tipo II) y raros los ricos en Al
- Escasez de CAIs
- Deprimidos en elementos litófilos (Figura 5.7)
- Razón atómica Mg/Si entre 0.96 y 0.92, siendo menor a los carbonáceos y mayor al tipo enstatita

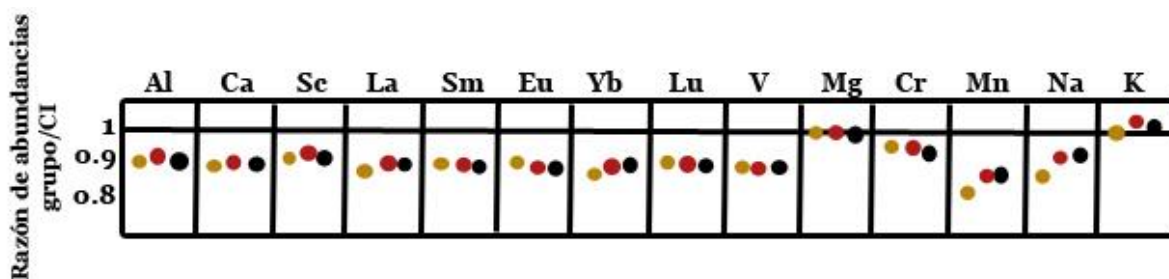


Figura 5.7: Las abundancias de elementos litófilos total (más Sc y Zn) son muy similares en todos los condritos ordinarios. En la figura, estas están normalizadas a Mg y están deprimidas respecto a CI. H: amarillo, L: rojo, LL: negro. Modificado de Kallemeyn et al., 1989

La mineralogía principal de un condrito ordinario no difiere mucho de lo que puede encontrarse en la Tierra. Silicatos, metales, sulfuros y óxidos son las fases minerales mayores y menores en esta clase, con fosfatos y carburos a veces presentes como accesorios. En condritos primitivos (tipo petrológico 3), las fases silicatadas principales son olivino y piroxeno bajo en Ca tanto en matriz como en cóndrulos,

sumado a estos últimos plagioclasa cálcica, vidrio ígneo (mesostasis) y menor pigeonita y augita. Con el aumento del metamorfismo termal empieza a aparecer diópsido y plagioclasa sódica reemplazando el vidrio en los cóndrulos principalmente. El incremento en el estado de oxidación provoca un aumento de la razón (FeO+MgO)/SiO₂ por oxidación de metales, favoreciendo la producción de olivino.

Tabla 5.6: Porcentaje de minerales normativos en condritos ordinarios (Hutchison, 2004e).

Mineral	Vol% modal y composición		
	H	L	LL
Olivino	38(Fo84-80)	48(Fo78-74)	58(Fo73-68)
Px bajo en Ca	28Fs85-82	24Fs81-78	16Fs78-74
Augita/diopsido	6	6	6
Feldespato	10An12Ab82	10An10Ab84	10An10Ab86
Cromita	<1	<1	<1
Fosfato	<1	<1	<1
Metal	10	<5	2
Troilita	5	5	5

Las fases metálicas son kamacita, taenita y rara vez tetraenita, el sulfuro mayor es la troilita y la cromita el óxido dominante, a veces acompañado de ilmenita y/o rutilo. Las fases accesorias suelen ser clorapatito y merrilita por el lado de los fosfatos y cohenita por los carburos (Rubin, 1997). Esta mineralogía, detallada en la Tabla 5.6, generalmente corresponde muy cercanamente a la mineralogía modal, simplificando la petrografía, pero camuflando los procesos metamórficos que solo quedan reflejados en las variaciones composicionales o cambios de fases de estos minerales.

La abundancia de elementos litófilos refractarios es muy similar entre los tres grupos, como lo son las razones Mg/Si y (Ca, Al, Ti)/Mg e incluida una relación casi lineal entre Al y Ca, bien delimitada y alejada del resto de los condritos como se ve en la Figura 5.8. Esto también se ve reflejado en otros elementos de propiedades similares, por lo que se plantea un fraccionamiento de elementos litófilos, el cual no está claro si ocurre antes o durante la acreción de material condritico (Hutchison, 2004c). Esta signature sería independiente del grado petrológico, tratándose de una característica adquirida durante el proceso de acreción y con metamorfismo termal isoquímico con material inicial común en el cuerpo parental (Figura 5.9) (Kallemeyn et al., 1989).

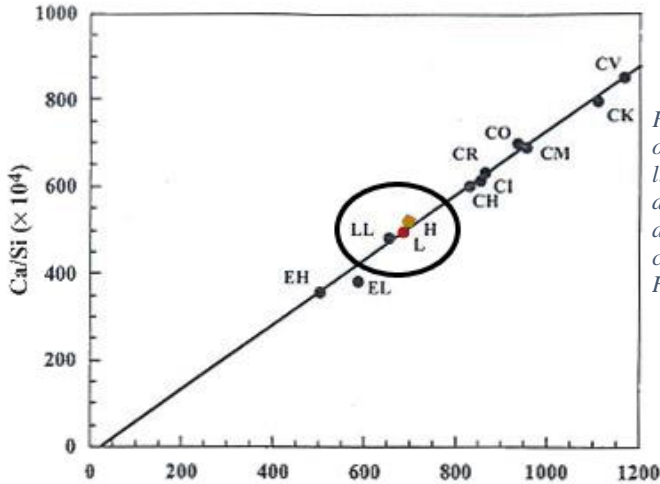


Figura 5.8: Razón atómica Ca/Si versus Al/Si. Se observa una muy buena correlación entre elementos litófilos refractarios Al y Ca, donde también se puede distinguir un pequeño trend de enriquecimiento de LL a H en estos elementos. En los gráficos, en el área del círculo, negro: LL, rojo: L, amarillo: H (modificado de Hutchison, 2004d).

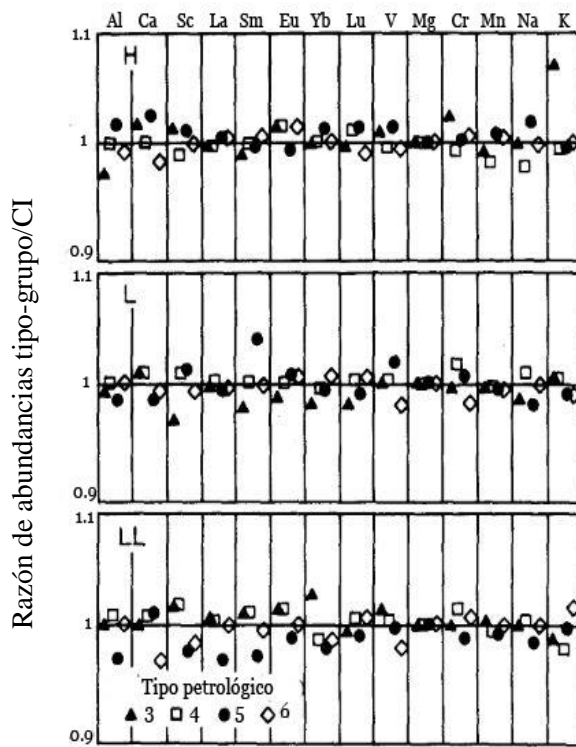


Figura 5.9: Abundancias de elementos litófilos refractarios en los tres grupos de condrito ordinario y los 4 tipos petrológicos en cada uno. No hay diferencias significativas en los patrones entre grupos (Kallemeyn et al., 1989).

1.1.1.5. Variaciones intergrupales

La amplia y discontinua variabilidad de FeO que presenta la base de datos de condritos ordinarios es la principal herramienta de clasificación de este tipo de meteorito. Dado que el contenido de Fe en silicatos no se ve afectado por el grado de metamorfismo y a que la mineralogía principal de estos condritos es ferromagnesiana, se estableció una clasificación en base a la proporción molar (mol%) de olivino y piroxeno (en sus fases ricas en Fe: fayalita (fa) y ferrosilita (fs)) aprovechando que la razón de Fe entre estas dos fases coexistentes es casi constante (Keil & Fredriksson, 1964), definiendo así los grupos H, L y LL, cuyos campos de clasificación se observan en la Figura 5.10 (Grossman & Rubin, 2002).

Consecuentemente, se ha demostrado que entre los grupos existen diferencias en las abundancias de elementos siderófilos y en la razón Fe/Si, llamado fraccionamiento metal-silicato, evidenciando distintas condiciones redox entre ellos durante su formación, siendo H el más reducido y LL el más oxidado, como se demuestra en la distribución de las fases de Fe en la Figura 5.11 (Kong & Ebihara, 1997). Esto trae como consecuencia variaciones en la cantidad de Fe-Ni metálico presente en cada roca y por tanto también en sus propiedades magnéticas.

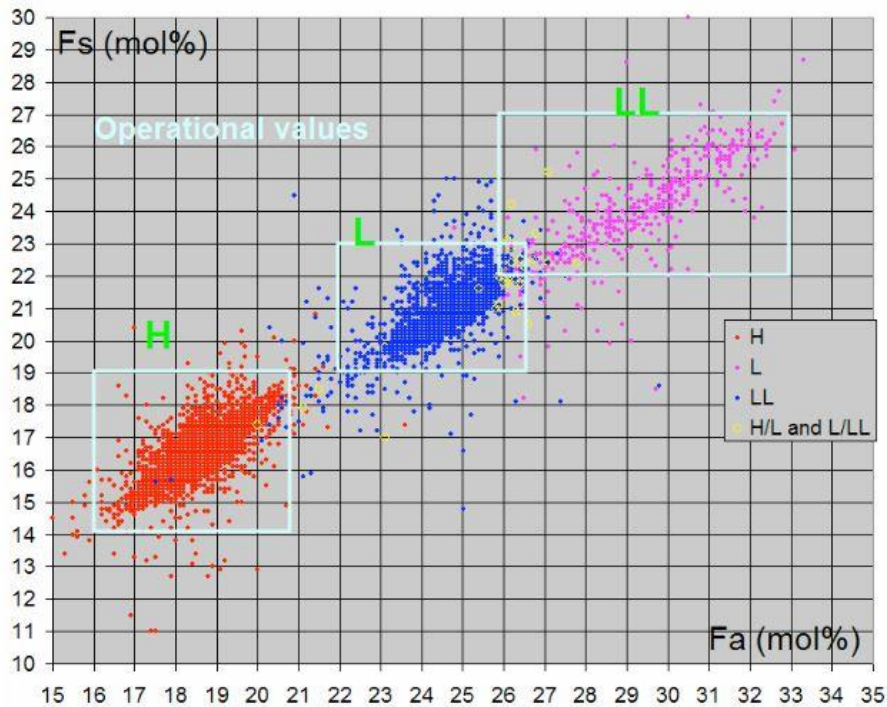


Figura 5.10: Gráfico de valores operacionales recomendados por el Nomenclature Committee para la clasificación de condritos ordinarios en base al porcentaje molar de fayalita y ferrosilita (Grossman y Rubin, 2002).

La susceptibilidad magnética de bajo campo corresponde a la tasa de magnetización inducida a un material ante un campo magnético aplicado (<1 mT), dependiente de la capacidad del material a responder a ese campo. La aleación Fe-Ni es la fase más fuerte magnéticamente presente en condritos (siendo más fuerte la kamacita que la taenita) y, por tanto, es la responsable del remanente total del cuerpo y de la mayoría de la susceptibilidad magnética de este. Este último parámetro de roca total, adimensional, logra evidenciar ambientes de oxidación constantes para condritos L y reducidos para condritos H, mientras que valores anómalos son indicio de alto metamorfismo que incrementa la presencia de tetraenita, menos magnético que la taenita. A grandes rasgos, el aumento en la susceptibilidad magnética corresponde a un aumento en el contenido de metal, seguido de reducción de metamorfismo (Rochette, 2003).

Estas condiciones redox se ven reflejadas en la fugacidad de O, la cual durante la formación de estos cuerpos también deja una signatura isotópica característica en cada grupo. Si bien los tres grupos en un gráfico de tres isótopos δ^{17} versus δ^{18} están por encima de la línea de fraccionamiento terrestre, hay un enriquecimiento tanto de O^{17} como de O^{18} de H a LL, con leve superposición, pero con zonas bien limitadas. El aumento de las condiciones oxidantes lleva consigo la disminución de las fases metálicas, pasando inicialmente a fases silicatadas y luego a óxidos, y el aumento de la razón taenita/kamacita, disminuyendo así la susceptibilidad magnética descrita anteriormente.

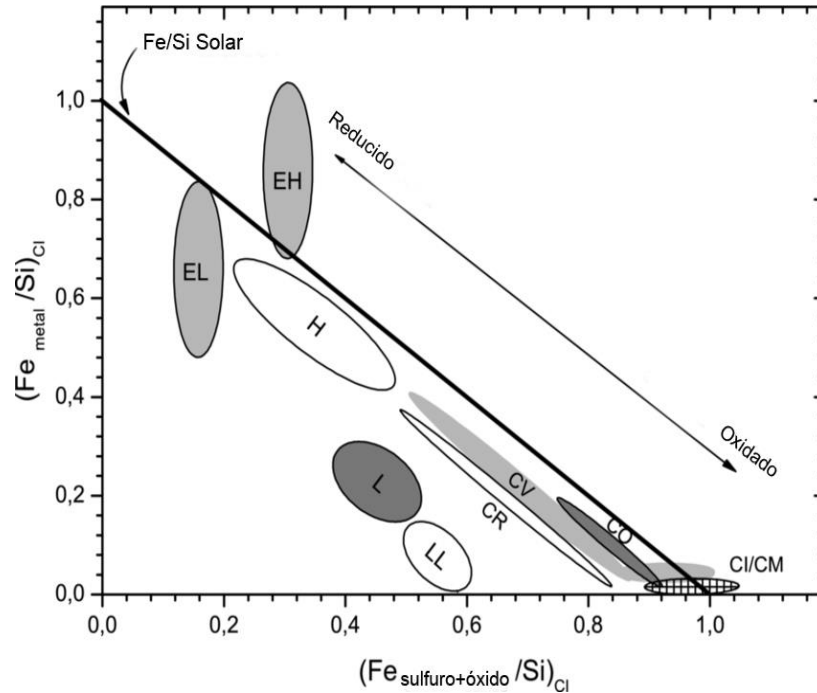


Figura 5.11: Diagrama Urey-Craig mostrando la variabilidad de Fe metálico v/s Fe oxidado (silicatos y sulfuros) en distintos grupos de condritos dependientes de su estado de oxidación (Wurm, Trieloff, & Rauer, 2013)

Dado que los elementos litófilos son en general similares, mostrando un patrón plano y casi traslapado entre los grupos, las diferencias entre las abundancias de elementos siderófilos cobran mayor importancia, como queda demostrado en la Figura 5.12. La temperatura de condensación del Fe es muy cercana a la del Ni y Co, por lo que podría esperarse que estos también fuesen elementos comunes. Sin embargo, una gran porción del Fe debió ser oxidada en la nebulosa, mientras el Co permaneció fuertemente siderófilo y se mantuvo casi completamente en las fases metálicas. Dado esto último, y a las diferentes condiciones oxidantes planteadas anteriormente entre los 3 grupos de condritos, existe una disminución a razón de 5% en la relación Co/Ni en la secuencia H-L-LL. Ocurre análogamente con el Os e Ir, implicando que el Co es más refractario que el Ni (Kallemeyn et al., 1989; Wurm et al., 2013). Adicionalmente, el grupo H muestra un patrón de estos elementos muy similar a los condritos carbonáceos, sugiriendo dos posibles escenarios: (1) fue formado antes que los grupos L y LL incorporando mayor cantidad de elementos de

alta temperatura o (2) fue separado de la nebulosa a mayor temperatura que L y LL (Wasson & Kallemeyn, 1988).

En consecuencia, las diferencias expuestas y al hecho de que no se ha encontrado evidencia de posibles mezclas intergrupos hasta ahora, se plantea y acepta que los tres grupos provienen de al menos 3 cuerpos parentales distintos.

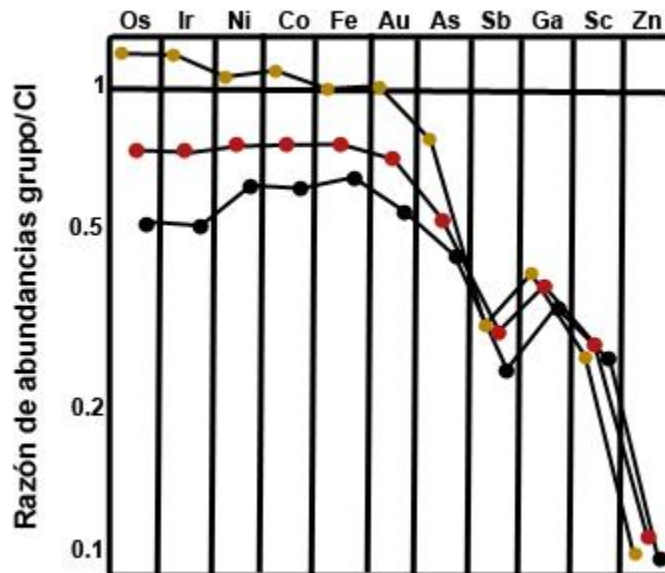


Figura 5.12: Razón de abundancias de elementos siderófilos entre los tres grupos de condrito ordinario y CI, normalizadas a Mg. Existe un empobrecimiento de estos elementos en la secuencia H-L-LL, que va emparejándose con el aumento de volatilidad (Kallemeyn et al., 1989).

6 Inclusiones vítreas

Durante el crecimiento cristalino, pequeñas gotas del fundido que está dando origen al nuevo mineral pueden quedar atrapadas en las imperfecciones de este, las cuales luego son selladas con el crecimiento circundante del huésped. Estos atrapamientos, cuyas dimensiones no suelen superar los 100 μm en su eje más largo, son las denominadas inclusiones fluidas, las cuales a temperatura ambiente pueden consistir en vidrio \pm una o más burbujas \pm cristales hijos, condiciones bajo las cuales pasan a ser llamadas inclusiones vítreas. La observación del tamaño, o más generalmente, la presencia de burbuja es importante ya que depende principalmente de la tasa de enfriamiento, composición del fundido y el contenido de volátiles de la inclusión (Roedder, 1984b). Estos micro sistemas ofrecen muchas ventajas en comparación a una muestra de roca completa: pueden registrar concentraciones prístinas de volátiles o metales generalmente perdidos por desgasificación o fraccionamiento, una ventana temporal más detallada a procesos magmáticos ya que son “fotos” de un momento determinado y no se ven afectadas por alteración mientras

el cristal huésped se mantenga estable. El término “fluido” hace referencia a la fase en que fue atrapado y “vítrea” al estado de observación del sistema (Roedder, 1984b).

Para trabajarlas, tres principios fundamentales denominados “las reglas de Roedder” (Goldstein & Reynolds, 1994) aseguran que esta información es válida y corresponde justamente al fundido que cristalizó (o depositó según corresponda) o modificó al mineral huésped:

1. La inclusión fue atrapada en una sola fase homogénea
2. La inclusión constituye un sistema isocórico tras el atrapamiento
3. Luego del atrapamiento, nada es añadido o removido de la inclusión, vale decir, se comporta como sistema cerrado

Los mecanismos mediante los cuales son atrapados estos fluidos no están muy claros. El primer acercamiento para entender su origen se centra en el crecimiento del cristal, a nivel molecular: el crecimiento de los cristales está mayormente controlado por la reacción con la interfase líquido-sólido, vale decir, la adición de moléculas sobre la superficie en desarrollo (Goldstein & Reynolds, 1994). Durante esta ubicación de moléculas existen distintos tipos de sitios en donde pueden adherirse, los cuales se muestran en la Figura 6.1. Las reentradas son los sitios que ofrecen mayor estabilidad dado que el número de enlaces entre la molécula entrante y el cuerpo receptor es el mayor posible, seguido de las esquinas y los bordes. Sin embargo, inversamente a la estabilidad, la superficie es el lugar donde mayor probabilidad hay de adhesión y las reentradas, la de menor. Por tanto, el crecimiento cristalino se da principalmente por el avance de los bordes que, a la vez, es común ver que tiene un control cristalográfico como es el caso de la calcita y al momento en que una imperfección queda sellada, forman una inclusión. La imperfección puede darse por cambios repentinos de la saturación del magma/fluido que está formando el cristal o por un simple juego probabilístico de entrada de nuevas moléculas (Goldstein & Reynolds, 1994; McLimans, 1987). Son muchos los posibles huéspedes, ubicaciones, formas o fases presentes en una inclusión producto de los variados procesos que pudieron formarlas, por lo que la metodología de clasificación aceptada actualmente fue planteada por Roedder (1984a), de carácter petrográfico y centrada netamente en la génesis temporal: primaria, secundaria o pseudosecundaria (Figura 6.2).

Luego, a una escala ya a nivel del grano, la gama de posibles mecanismos que originan las imperfecciones durante el crecimiento cristalino aumenta y el comportamiento de procesos magmáticos, tanto contemporáneos como posteriores a la formación cristalina, toman mayor relevancia (Figura 6.1B)

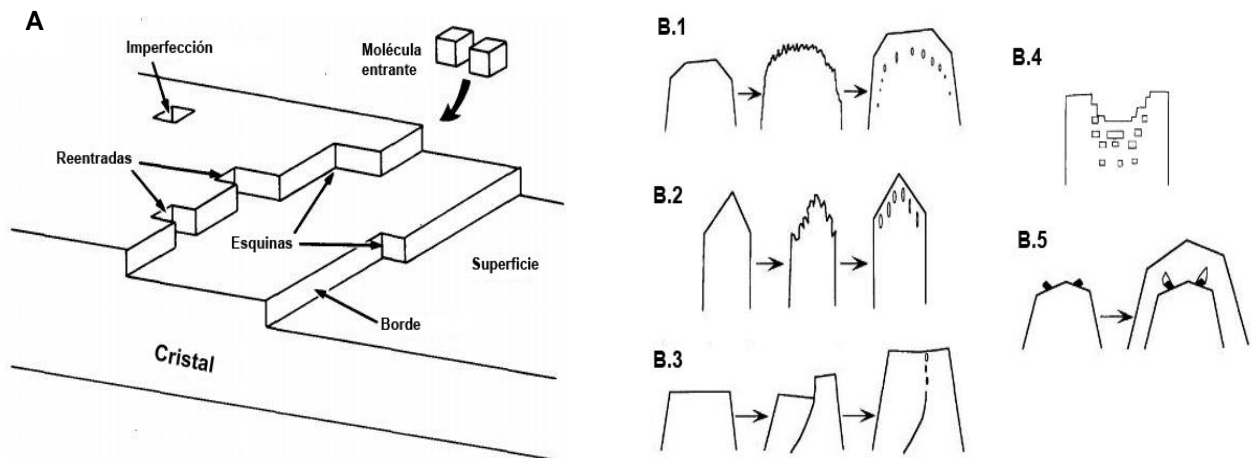


Figura 6.1: Mecanismos de formación de inclusiones fluidas a escala (A) microscópica (McLimans, 1987) y (B) granular (Goldstein y Reynold, 1994). Los diagramas esquemáticos de la parte B, muestran posible formación de inclusiones primarias debido a (B.1) irregularidades por crecimiento, (B.2) irregularidades por disolución, (B.3) fractura, (B.4) insuficiencia o distribución heterogénea de nutrientes o (B.5) interrupción de crecimiento por una burbuja o sólido externo que se adhiere a la interfaz.

Las inclusiones primarias corresponden a aquellas que se produjeron durante el crecimiento del cristal, producto de las imperfecciones propias de la cristalización. Los mecanismos de atrapamiento de estas inclusiones no están claros ya que cualquier proceso que interrumpa el delicado crecimiento puede causar el atrapamiento. Dependiendo del proceso de formación, se han descrito distintos mecanismos en los que se involucran tasas de enfriamiento, disoluciones, crecimiento irregular, etc. y que están ilustrados en la Figura 6.1. El mecanismo más común correspondería a una hendidura o hueco en las caras de crecimiento producida por la adhesión de una burbuja o grano mineral, que luego fue encerrado con un poco de fundido cuando el huésped siguió creciendo (Figura 6.1) (Audétat & Lowenstern, 2013; Roedder, 1984a). Otra teoría apunta al déficit, o más específicamente, a la distribución no uniforme de los nutrientes necesarios para el desarrollo cristalino en cierto tiempo o espacio, provocando que, en un momento de rápido crecimiento, este sea dendrítico o poroso. Generalmente este último proceso sería el responsable de inclusiones más grandes y es más frecuente en magmas silicatados formando olivino o leucita (Roedder, 1984a). Independiente del mecanismo que las formó, que son básicamente “accidentes” durante el crecimiento, las inclusiones primarias se reconocen por su aleatoria distribución en el cristal y generalmente orientada en dirección al crecimiento.

Las inclusiones secundarias son las que fueron creadas posterior al crecimiento mineral, donde algún fluido no correspondiente a la formación selló microfracturas o deformaciones en las zonas de crecimiento de una fase cristalina. El fluido al entrar en la nueva cavidad queda atrapado por una subsecuente precipitación y/o recristalización producto de la supersaturación de la solución respecto del mineral precipitado. El proceso ocurre en pos de reducir la alta energía superficial, se denomina “necking down” o estrangulamiento y no requiere del transporte de nuevos iones externos a la microfractura que está siendo rellenada. Dado que los índices de

Miller del cristal huésped difieren de las caras de las fracturas, pueden producirse inclusiones con caras cristalinas negativas. La formación de este tipo de inclusiones estaría restringida a magmas de baja viscosidad, y por tanto de alta temperatura ($>1000^{\circ}\text{C}$), que pudiesen fluir dentro de las fracturas. En general, inclusiones vítreas secundarias son muy raras y las reportadas se dan en xenolitos mantélicos y meteoritos (Audétat & Lowenstern, 2013; Roedder, 1984a).

Finalmente, las inclusiones pseudosecundarias se generan cuando el cristal se fractura durante su crecimiento y el fundido, en lugar de quedar atrapado en una imperfección de crecimiento como una inclusión primaria, entra por esta apertura sellando la zona y formando inclusiones hacia el centro del mineral. Dado que es muy probable que el fundido haya ido cambiando su composición en el recorrido entre el núcleo y la corona del mineral, generalmente este tipo de inclusiones no son consideradas para la reconstrucción de historia magmática por no poder asegurar su contexto de formación. Sin embargo, es relativamente fácil de reconocerlas: si la fractura sellada puede ser trazada dentro y hacia fuera del cristal con un abrupto final, en la cara de un nuevo crecimiento cristalino, corresponde a un proceso pseudosecundario (Roedder, 1984a).

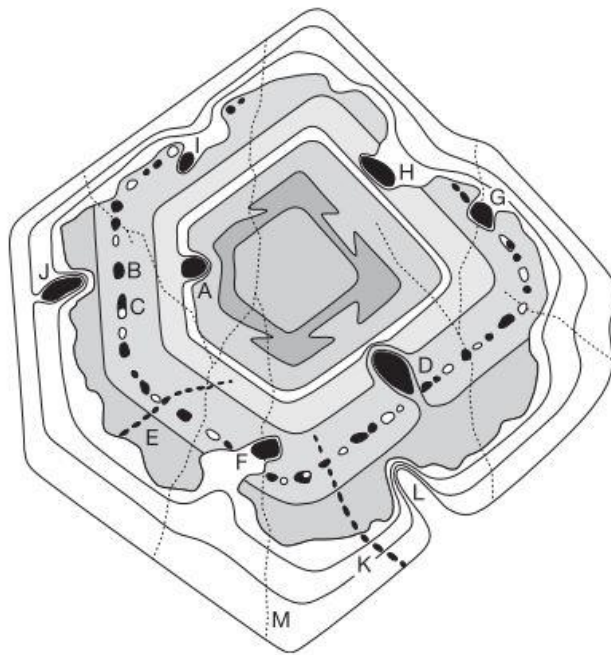


Figura 6.2: Esquema de distribución de inclusiones de acuerdo con su origen y posibles morfologías por proceso de atrapamiento en un cristal de cuarzo zonado. A-D son primarias: A atrapado en una irregularidad; B y C a lo largo de una zona de crecimiento privilegiada atrapadas con una segunda fase (blanco, C es compuesta de dos fases); D atrapada en una hendidura posiblemente generada por disolución o desnutrición. La familia E es pseudosecundaria, formada en un tiempo indeterminado entre la zona gris y una posterior corrosión. F, G, H e I son primarias formadas al fondo de los pozos de corrosión del cuarzo previo (gris). J es similar a D. K es camino de inclusiones secundarias extendiéndose desde el margen externo hacia el núcleo, siendo posterior al crecimiento final del cristal. L es una imperfección que pudo albergar otra inclusión si el cristal hubiese seguido creciendo. M es el caso de fracturas tardías que rompen todo el cristal y se rellenan con un nuevo fluido, cambiando la composición de las inclusiones que atraviesan (F y G en este caso) (Audetat y Lowenstern, 2013).

6.1 Cambios post atrapamiento: fases hijas

Uno de los principios que sustenta el estudio de inclusiones vítreas es que el fluido es atrapado en una sola fase homogénea. Sin embargo, esto no implica que esto se mantenga así al enfriarse, como puede ser el caso de saturación en ciertos elementos. Tras el atrapamiento del fundido, el enfriamiento desde temperaturas magmáticas provoca una variedad de cambios físicos en la inclusión, ya sea en las fases o en la naturaleza física de la inclusión. Un caso común es la formación de una burbuja de contracción, la cual no es una fase hija al no ser producto de evolución del fundido, sino que es formada por la mayor contracción del fundido en enfriamiento en comparación al cristal que la contiene. Los procesos más importantes se pueden sintetizar en separación de fases, cristalización y desvitrificación. Sin embargo, la nucleación no siempre ocurre por distintas razones: (1) ausencia de un núcleo para nucleación heterogénea, (2) probabilidad estadística de nucleación homogénea en tan pequeños sistemas, (3) energía superficial para una burbuja con tan pequeño radio podría ser tan alta que el estado de menor energía podría quedar en el fundido, estirado a una densidad menor sin contraerse (Roedder, 1984b). Mientras más viscoso sea el fundido y rápido el enfriamiento, menos probabilidad hay de la nucleación. La desvitrificación es relativamente simple, en donde el vidrio resultante forma microlitos tras una reorganización parcial por cambios de temperatura, mientras que la cristalización es más compleja.

Durante el enfriamiento natural de la inclusión, el fundido empieza a cristalizar en las paredes del huésped, la misma fase, independiente del estado de saturación del fundido. Esto se describe como un proceso no equilibrado, producto de la nucleación heterogénea en las paredes. En ciertos minerales con un amplio abanico composicional, como el olivino o la plagioclasa, esto puede traer complejidades al momento del análisis de abundancias (Audétat & Lowenstern, 2013). La composición del precipitado en el huésped y el fundido residual cambian, y el gradiente composicional en el cristal tiende a nivelarse por difusión. Por ejemplo, en el caso de inclusiones en olivino, el alto valor de D_{Mg}^{ol} comparado con D_{Fe}^{ol} lleva a un rápido incremento en la razón Fe/Mg en el fundido residual y por tanto una precipitación de olivino más rico en Fe en las paredes. El Fe en esta nueva capa de olivino se difunde hacia alrededor, donde el olivino es más rico en Mg, resultando en una inclusión más pobre en Fe (Audétat & Lowenstern, 2013; Frezzotti, 2001). Este mecanismo de difusión sólida hace que el H sea la pérdida más común en todos los cristales y el Fe en minerales ferromagnesianos. La pérdida de 1% wt de H puede llevar al aumento de la fugacidad de O en una unidad logarítmica, al igual que la pérdida de 1.4% wt de Fe (solo se difunde Fe^{+2}) y, por tanto, resulta en la oxidación del fundido conllevando posibles fases inmiscibles. El proceso de cristalización no solo incluye interacción con el huésped, sino que también la aparición de minerales hijos, lo cual ocurre cuando hay saturación respecto a una fase sólida distinta al huésped junto a una tasa de enfriamiento lenta, ya que en caso contrario pasa a formarse vidrio (Audétat & Lowenstern, 2013). La Figura 6.3 muestra un esquema

de la evolución de una inclusión en un clinopiroxeno, el cual desarrolla distintas fases hijas por un lento enfriamiento y distintos estados de saturación.

Dos procesos pueden llegar a producirse internamente sin tener mayor interacción directa con el huésped: contracción e inmiscibilidad (Frezzotti, 2001). El primer caso incluye el proceso de formación de burbuja detallado anteriormente, donde el coeficiente de expansión termal del fundido es mayor a la del mineral huésped, por lo que, al momento de enfriarse, el volumen del contenedor de la inclusión se contrae menos que el fluido interno. Cuando la presión en la inclusión cae por debajo de la presión de vapor, se forma una burbuja separando al fluido en dos fases. Esta burbuja, para el caso de las inclusiones fundidas, suelen ser muy pequeñas ocupando un bajo porcentaje de volumen y crecerá hasta donde lo permita la viscosidad del fundido a determinadas temperaturas. Caso aparte, si el coeficiente de expansión termal del vidrio formado por rápido enfriamiento es mayor al del huésped, esto pondrá en tensión al cristal y podría decrepitarse (Roedder, 1984).

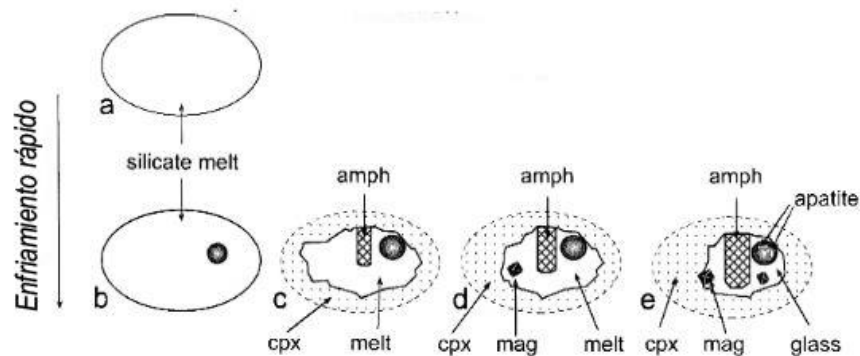


Figura 6.3: Esquema ilustrativo de la evolución posttrampamiento de un fundido silicatado (silicate-melt) en un clinopiroxeno (cpx) de Mt. Etna, dependiendo de la tasa de enfriamiento. (A) Llenado de la cavidad con fundido, (B) enfriamiento rápido genera vidrio y una burbuja de contracción, (C) enfriamiento lento, el piroxeno crece en las paredes y cristaliza anfíbola (amph), (D) en el vidrio residual, la cristalización de clinopiroxeno, anfíbola y opacos (mag) lleva a la concentración de volátiles sobre el límite de solubilidad, formando minerales hijos en la burbuja, (E) vista general de la inclusión vítrea a temperatura ambiente, el vidrio residual tiene composición traquítica (Frezzotti, 2001).

El caso de la inmiscibilidad, si bien también puede producir burbuja por saturación de volátiles, es un proceso más largo y con mayores consecuencias internas en el sistema. La sobresaturación in situ y posterior exsolución de volátiles producto de sobrecalentamientos o descompresión, puede conllevar a la cristalización de minerales hijos (carbonatos o sulfuros, por ejemplo) y si el fundido es rico en agua y la descompresión muy rápida, la presión de la nueva fase acuosa puede ser suficientemente alta como para causar decrepitación. Puede ocurrir también el caso inverso, donde la sobresaturación de ciertos elementos conlleve a la cristalización de un mineral hijo ocurriendo algo parecido a un “boiling” en cámara magmática (Frezzotti, 2001). El proceso de enfriamiento dentro de la inclusión puede producir otro tipo de inmiscibilidad, impulsando la oxidación del fundido llevando a composiciones inestables que producen a una desmezcla, siendo las más comunes las saturaciones en fundidos ricos en Fe y S, ya que este último, en su estado reducido

pierde solubilidad con el aumento de $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ y una concentración de Fe constante. Posteriores cristalizaciones siguen siendo posibles tras la desmezcla (Audétat & Lowenstern, 2013; Frezzotti, 2001; Roedder, 1984a). Todos estos cambios no son excluyentes entre sí y es muy común que ocurran simultáneamente, aparentando incluso, por ejemplo, burbujas “fuera” de la inclusión al quedar atrapadas en la cristalización de las paredes (Figura 6.4).

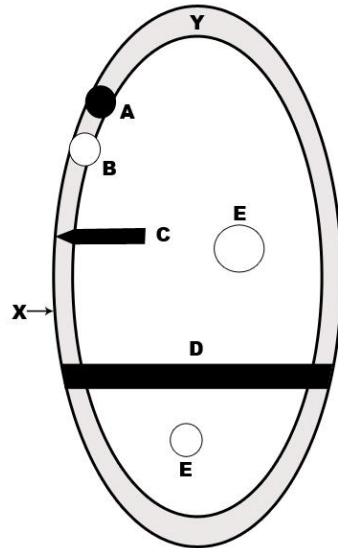


Figura 6.4: Esquema representativo de evidencias de cristalización de mineral huésped en las paredes de la inclusión. Las paredes originales estarían en X. Glóbulo de fase inmisible (probablemente sulfuro) (A), burbuja (B) y dos minerales hijos nuclearon en las paredes (C y D). La capa de mineral huésped de grosor Y rodeo parcialmente estas fases hijas. Esta cristalización fue simultánea con parte del crecimiento de cristales hijos, pero D terminó su desarrollo antes que las paredes. La interfaz X usualmente es invisible y otras burbujas (E) podrían nuclear en el fundido residual.

6.2 Inclusiones en condritos: estado del arte

El estudio de inclusiones en condritos, y en meteoritos en general, ha sido limitado ya que en sus primeras etapas no despertó mucho interés en la comunidad. El primer estudio acabado en donde se hace fuerte mención a inclusiones vítreas fue realizado por Fuchs, Olsen, & Jensen (1973), en donde se describió química y mineralógicamente el meteorito Murchison, tipo C2. Las inclusiones vistas aquí fueron encontradas en cristales de olivino (Fo_{99-100}) y fueron divididas como ricas en Ca y ricas en Al, siendo uniformes individualmente en su composición. Las inclusiones eran bajas en álcalis y pese a las diferencias en la clasificación dada, en promedio todas mostraban una relación Ca/Al similar (1.13) y cercana a la razón condrítica (1.09). Las conclusiones más importantes de este primer estudio planteaban dos fuentes de origen distintas, que ambos tipos de inclusiones son condensados primarios de un gas nebular y que estas inclusiones no estaban en equilibrio con el olivino a temperatura liquidus y por tanto no representa el fundido del cual se formó este cristal.

Pese a que la caracterización de las inclusiones en Murchison no fue muy profunda, sí permitió ser un buen precedente para estudios posteriores. Roedder (1984) plantea este meteorito como un caso ejemplar en donde pueden observarse la

gran mayoría de características comunes (conocidas hasta ese momento) de las inclusiones extraterrestres. En primer lugar, mantuvo la idea de que son condensados de alta temperatura, primitivos y que son provenientes de un proceso de dos etapas desde un fundido rico en fases gaseosas que fue dando las variaciones de Ca y Al. En general, no hay cristales hijos, pero las inclusiones sólidas de espinela pueden llevar a confusión, sin embargo, se consideran como un cristal previo. También es posible encontrar esférulas de Fe metálico o sulfuro. La Tabla 6.1 muestra las abundancias promedio de las 14 inclusiones reportadas por Fuchs et al (1973), cuya mineralogía normativa tras el cálculo de la norma CIPW resulta en 60% anortita, 27% diópsido y 13% sílice (wt. %), además, el recalcu de abundancias correspondiente a la inclusión original en caso de que la espinela fuese cristal hijo. Esta última no se observó en ninguna inclusión sin espinela, por lo que se descarta como fase hija. Estas abundancias (sin espinela) han sido reportadas en otros meteoritos carbonáceos (Roedder, 1984).

Tabla 6.1: Abundancias medias reportadas en las 14 inclusiones vítreas estudiadas en el condrito Murchison (C2) por Fuchs et al., 1973. La segunda fila corresponde a las abundancias reales, mientras que la tercera es el caso hipotético en que la fase espinela incluida en algunas fuese fase hija. Esto último fue descartado.

Elemento	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃
Wt. % óxido	52.1	18.1	21.6	1.3	4.2	0.03	0.05	0.3	0.8	0.2
Caso espinela	32.1	11.8	40.7	0.4	13.7	0.03	0.05	0.3	0.7	1.1

Actualmente, los trabajos más desarrollados en inclusiones están focalizados en descubrir el mecanismo de formación de cóndrulos. Kurat, Varela, Hoppe, & Clocchiatti (1997) entregaron un gran precedente mediante el análisis de inclusiones vítreas en olivinos del condrito CR (Renazzo), las cuales eran netamente vidrio y algunas pocas con burbuja (<10% en volumen). El primer olivino hospedante era pobre en Fe (Fo₉₉) y rico en CaO y Al₂O₃ (0.42 y 0.2 wt. % respectivamente), cuyas dos inclusiones analizadas eran homogéneas en composición y su química se detalla en la Tabla 6.2.

Tabla 6.2: Abundancia de elementos mayores en wt %, medidas por microsonda electrónica, para dos inclusiones encontradas en olivino de Renazzo (Kurat et al., 1997).

SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃
41.5	27.7	22	3.5	0.74	1.32	0.3	0.28	0.16

Adicionalmente, dos inclusiones encontradas en un olivino pobre en elementos refractarios incompatibles mostraron un enriquecimiento en elementos refractarios litófilos, como se muestra en la Figura 6.5. Además, se evidenció que la matriz intercóndrulos se veía emparentada con las inclusiones, independiente del tamaño, una composición no fraccionada y rica en elementos refractarios, sin embargo, las inclusiones se veían deprimidas en elementos refractarios más volátiles que el Sc, indicando fraccionamiento por vapor. La conclusión más importante

destaca que las inclusiones no representan el fundido del cual se originó el olivino, en un sentido petrológico terrestre, sino que sería un fundido que ayudó al crecimiento a partir de una fase de vapor (Kurat, Varela, Hoppe, & Clocchiatti, 1997b).

El hilo de este estudio fue profundizado por Varela, Kurat, Hoppe, & Brandstätter (2002), en donde nuevamente se encontraron inclusiones vítreas en olivinos de Renazzo, con la diferencia de que esta vez consistían en vidrio (mayoritariamente con burbuja de contracción), vidrio con glóbulo de metal (Fe: 86 – Ni: 12,6 wt. %), vidrio con cristal de espinela o vidrio pardusco en proceso de desvitrificación. Químicamente, las inclusiones mostraban una composición homogénea y se dividieron en dos grupos: ricas en Al y pobres en Al (o ricas en Si), cuyas abundancias medias se detallan en Tabla 6.3. Se definió adicionalmente un subgrupo de las ricas en Al, las ricas en Na (y pobres en Ca).

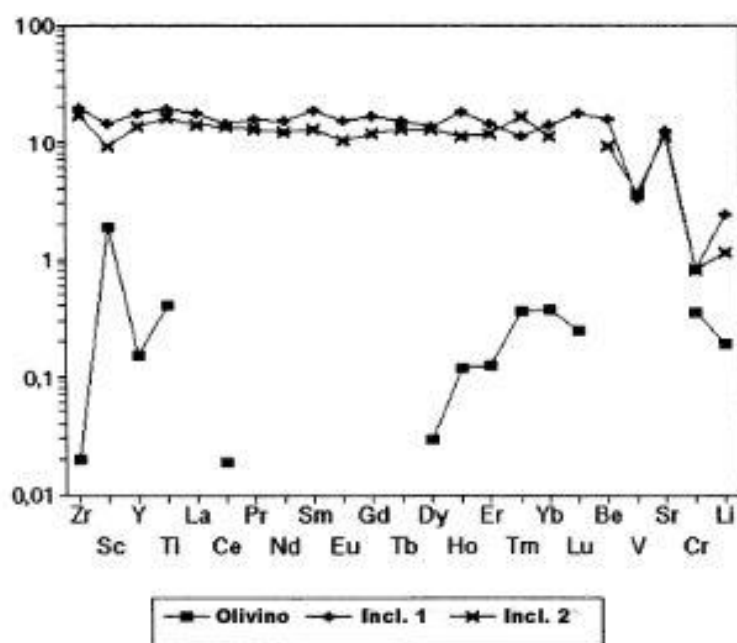


Figura 6.5: Abundancias elementales normalizadas a CI de dos inclusiones vítreas huésped en olivinos de condrito Renazzo (CR). Extraído de Kurat et al., 1997.

Tabla 6.3: Composición de elementos mayores de inclusiones vítreas encontradas en condrito Renazzo, según su clasificación. Los valores se muestran en rangos y el valor entre paréntesis corresponde al promedio de 11 datos (Varela et al., 2001).

Grupo (wt. %)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	MgO
Rico en Al	39-52 (44.2)	22.7-28.8 (27)	15-26 (21.7)	0.8-1.8 (1.3)	3.3-4.9 (4)
Pobre en Al	>55 (59)	<21 (18.9)	6.7-19 (15.7)	0.2-1.4 (0.8)	2-7.2 (3.2)
Rico en Na	46-55	23.8-29.6	0.9-8.5	0.2-2	4.5-14.7

Respecto a elementos traza refractarios (Figura 6.6), las inclusiones ricas en Al están enriquecidas en un factor entre 10 y 20 respecto a CI, mostrando patrones de no fraccionamiento. Inclusiones pobres en Al muestran un comportamiento muy similar, exceptuando una que muestra un fraccionamiento con REE que aumenta desde LREE a HREE, además de una fuerte anomalía negativa de Eu, además de estar ambas inclusiones deprimidas en V y Cr. Finalmente, las ricas en Na se comportan casi igual que las ricas en Al, pero están deprimidas en Ti, Eu, V y Cr respecto a elementos refractarios litófilos.

Las conclusiones más importantes incluyen que: vidrios ricos en Al son de origen nebular dado su no fraccionamiento de elementos litófilos refractarios, vidrios pobres en Al serían posteriores a la remoción de fases refractarias desde el gas previo que dio origen al olivino y a la inclusión, dado su leve fraccionamiento y anomalías de Eu y Ti. Respecto a las inclusiones ricas en Na, estas tendrían historia similar a las pobres en Al, pero su similitud con las ricas en Al podría indicar un intercambio de Ca por Na con el vapor del ambiente. Finalmente, las inclusiones serían representantes del líquido que facilitó el crecimiento del olivino desde el vapor mediante el proceso VLS.

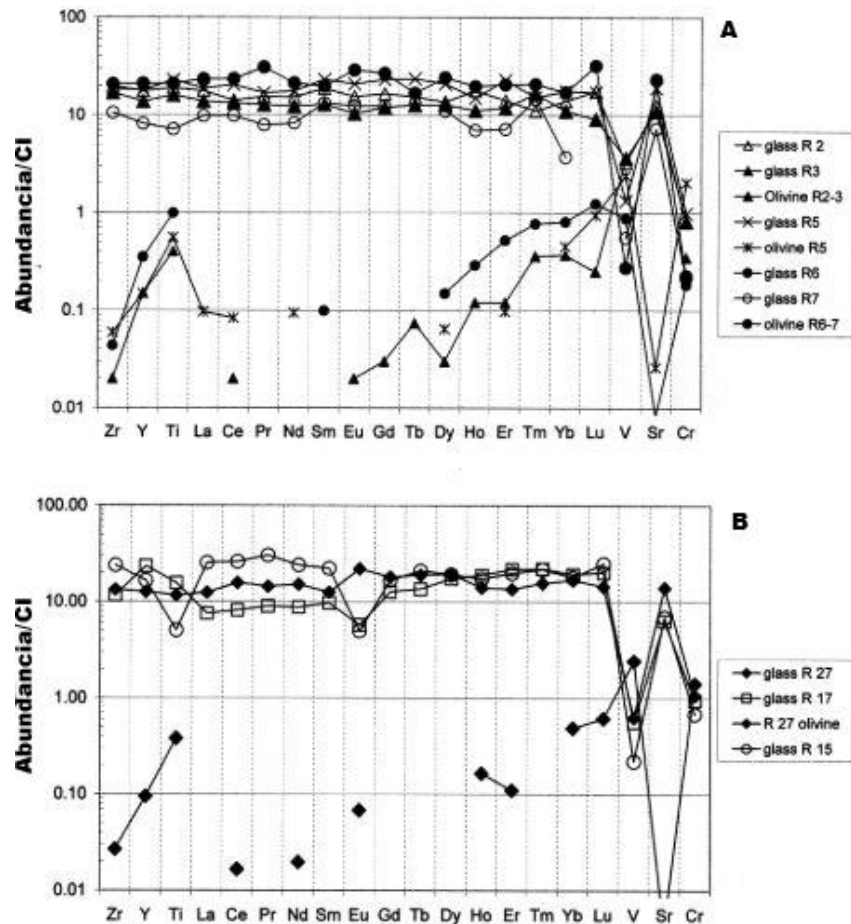


Figura 6.6: Abundancia de elementos traza normalizadas a CI para inclusiones (a) ricas en Al, (b) pobres en Al y ricas en Na, incluyendo los olivinos hospedantes. Extraído de Varela et al., 2001)

Siguiendo una línea similar, Varela, Kurat, & Zinner (2005) realizaron análisis en inclusiones cerradas, con fracturas y en contacto con mesostasis en el condrito Kaba (CV3), buscando la relación temporal que habría entre las inclusiones en olivino y la mesostasis del agregado, que parecieran ser contemporáneas entre sí, pese a que las inclusiones fueron formadas durante el crecimiento del olivino y la mesostasis durante el agregado de estos cristales. Las inclusiones cerradas mostraron una razón condrítica de Ca/Al y eran ricas en Si, Al y Ca, pero empobrecidas en Na₂O, características compartidas con aquellas inclusiones en contacto con fracturas, exceptuando Na y Ca. Elementos traza en inclusiones cerradas estaban altamente enriquecidos, teniendo un patrón similar a la mesostasis y a inclusiones abiertas, como puede apreciarse en la Figura 6.7. Los patrones son muy parecidos a los obtenidos en el trabajo de Varela et al. 2002. La información adquirida permitió plantear un fraccionamiento por vapor y un origen común para todos los vidrios, además de reforzar la condensación como mecanismo de formación, permitiendo la propuesta de un modelo en el cual el fundido cumple un rol de buffer químico, mediante mecanismo VLS.

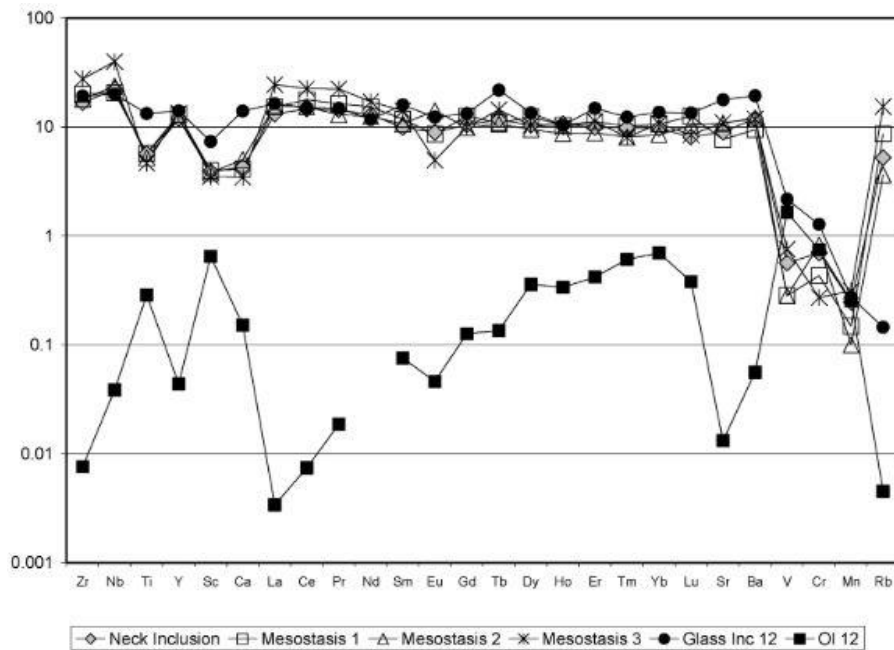


Figura 6.7: Abundancias normalizadas a CI de elementos traza en mesostasis, inclusiones vitreas cerradas y "neck inclusion" en condrito Kaba CV3. Extraído de Varela et al., 2005.

Posteriormente, se realizaron experimentos de microtermometría en el condrito de Allende (CV3), calentando las inclusiones para ver el comportamiento de los elementos incompatibles Al, Ca y Na con respecto al huésped. Como se vio anteriormente, las inclusiones pueden ser ricas en Si, Al y Ca, mientras que la mesostasis y las inclusiones abiertas lo son en Na, con una razón subcondrítica de Ca/Al. La composición media de los vidrios en experimento se detalla en la Tabla 6.4, cuya mineralogía normativa según la norma CIPW resulta en: plagioclasa

(68.13%), ortoclasa (0.83%), nefelina (10.82%), dióxido (10.81%), wollastonia (9.19%), ilmenita (1.77%) y apatito (0.35). Esto sería consecuencia de intercambio Ca-Na con el vapor, manteniendo el contenido de Al_2O_3 original. Aquí se logró demostrar que el intercambio de Ca entre el gas y la fase condensada puede ocurrir en un corto periodo de tiempo, a temperatura sub-solidus, lo cual sería de comportamiento similar para el mecanismo de enriquecimiento en álcalis de las inclusiones (Varela, 2008).

Tabla 6.4: Rango de composiciones en wt% obtenidas en inclusiones vítreas previo a calentamiento en condrito Allende CV3 (Varela, 2008)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
42.9-55.9	0-1.64	19.3-30.8	0-4.15	0.31-3.45	1.5-24	0.55-14.8	0-0.96

7 Historia de formación

Siendo los cóndrulos el principal componente de los meteoritos tipo condrito (sobre todo la clase ordinario), las teorías de formación de estos cuerpos primitivos se centran en los modelos que podrían explicar estas particulares masas silicatadas. La información para desarrollar estas teorías se basa principalmente en observaciones de objetos estelares jóvenes (YSO por sus siglas en inglés), con sus respectivos discos nebulares y distintas etapas encontradas, y los 13 grupos de condritos descubiertos a la fecha. En concreto se puede tener información acerca de razones elementales de gas y estrellas, temperaturas en las nebulosas, dinámica de las protoestrellas, entre otras cosas. Si bien son múltiples las teorías de formación, estas se pueden sintetizar en dos principales corrientes de pensamiento:

1. Condensación sistemática y en equilibrio en sistemas enriquecidos
2. Fusión y reciclamiento de sólidos preexistentes (principalmente granos presolares) por ráfagas de radiación

Previo a llegar directamente a la formación de cóndrulos, los mecanismos propuestos deben ser capaces de explicar los 3 fraccionamientos apreciables en condritos: fraccionamiento Mg/Si, elementos refractarios litófilos y metal-silicato, los cuales son aceptados como procesos netamente cosmoquímicos (Hutchison, 2004e), y que las abundancias iniciales lleven a un primer sólido de composición condritica, idealmente similar a CI.

7.1 Modelos de origen

Los modelos presentados a continuación no son excluyentes y cualquier variación híbrida ha sido aceptada como posible, ya que cada una posee sus propias debilidades y fortalezas. Ambas corrientes de pensamiento parten desde un mismo punto: la nebulosa solar y el disco de acreción asociado a la protoestrella.

7.1.1 Formación de condritos I: Condensación

El modelo de condensación fue propuesto inicialmente por Wood (1962) con la intención de explicar la particular estructura de los cóndrulos, en base al contenido de Fe calculado en un fundido silicatado de composición solar. Si bien no hacía mucho hincapié en los comportamientos químicos de los elementos, presentó evidencia de que los cóndrulos son cuerpos originales de un condensado (desde un estado líquido) de la nebulosa solar y no producto de eventos en cuerpos parentales, argumentando que:

- Los cóndrulos en condrito primitivos están altamente reducidos
- Los cóndrulos son más viejos que el condrito en su conjunto
- Eventos ígneos propuestos para su formación son incoherentes con el contenido volátil

La propuesta de Wood (1962) presentaba varios problemas: condiciones P-T poco probables, inestabilidades líquidas, procesos de fraccionamiento poco respaldados, entre otros puntos menores. Sin embargo, fue un buen primer paso para construir la teoría.

Este modelo se basa principalmente en un enfriamiento constante, ocasionalmente interrumpido por ráfagas de radiación en la etapa T Tauri del Sol, donde distintas fases van condensando en equilibrio con el gas y, por tanto, están disponibles para futuras reacciones. El enfriamiento es paulatino y lento, lo que permite el desarrollo de aleaciones y soluciones sólidas mediante equilibrio difusional (Larimer, 1967), lo cual lograría acotar el rango de temperatura del fraccionamiento metal-silicato a $>680^\circ\text{K}$ para luego pasar a la formación de FeS producto del aumento de la fugacidad de O con el enfriamiento. Respecto al fraccionamiento Mg/Si y litófilos refractarios, la propuesta más simple es la pérdida de condensados refractarios, probablemente por asentamiento gravitacional hacia el plano medio de la nebulosa, apoyado por el aumento en la diferencia de temperatura de condensación entre Fe y silicatos de Mg, lo cual facilita esta separación (L. Grossman, 1972; Larimer & Anders, 1967).

La estabilidad líquida fue uno de los mayores problemas en el fundamento de este mecanismo de formación ya que consideraban fundidos de composición forsterítica necesitando condiciones P-T no concebibles en una nebulosa solar (debido a que los cálculos de condensación se hacían por componentes individuales y no como sistema), hasta que Yoneda I & Grossman (1995) lograron calcular

condiciones de estabilidad para soluciones líquidas del sistema CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS) mediante un modelo no ideal. Sus cálculos consideraron una condensación en equilibrio, explorando la relación de estabilidad vapor-sólido-líquido como función de la presión y temperatura en un gas de composición solar, considerando también distintas razones de enriquecimiento polvo/gas. Lograron demostrar que los efectos coligativos de CaO y Al₂O₃ permiten que el líquido CMAS sea estable a al menos $5 \cdot 10^{-2}$ atm en gases de composición solar. La Figura 7.1 muestra la distribución de estos 4 compuestos en distintas fases en función de la temperatura en un gas y su similitud con el enriquecimiento en polvo/gas. Se aprecia por ejemplo el amplio rango de equilibrio de la forsterita con el líquido condensado, pudiendo ser posible los procesos de difusión previa a la pérdida y/o ganancia de material en el reservorio.

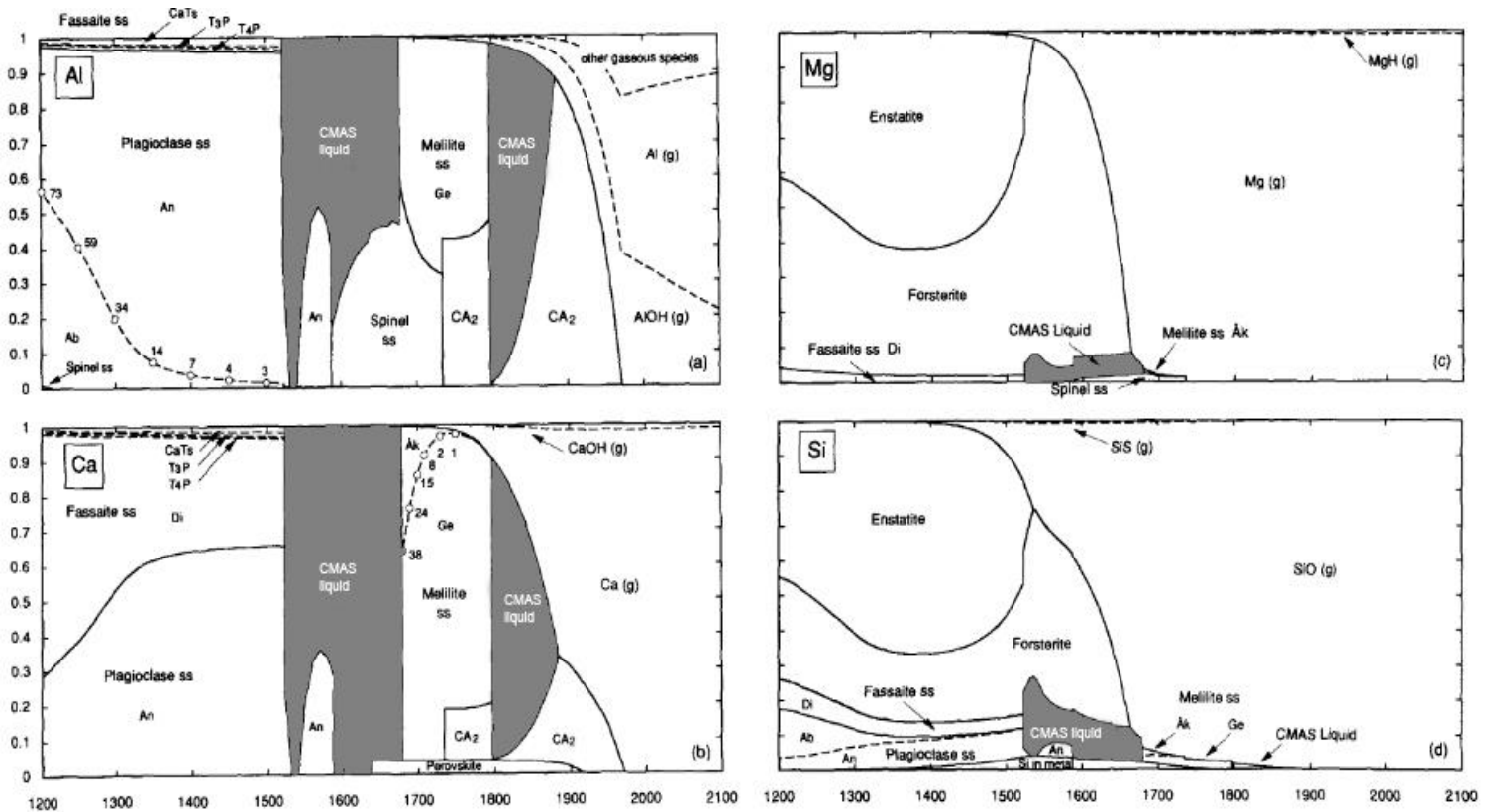


Figura 7.1: Distribución de Al, Ca, Mg y Si entre las distintas fases condensadas en función de la temperatura. El área gris muestra la zona de estabilidad del líquido CMAS. Estos diagramas representan la estabilidad para (1) $P = 0.3$ atm y gas de composición solar y (2) $P = 10^{-3}$ atm con enriquecimiento $54x$ de polvo/gas respecto a la composición solar. Notar la coexistencia de forsterita y CMAS y los pequeños rangos de temperatura donde todo el Al y Ca son líquidos. Extraído de Yoneda & Grossman, 1995.

Complementando la simulación del sistema CMAS, Ebel & Grossman (2000) ampliaron la simulación a distintos factores de enriquecimiento del gas nebular con énfasis particular en la fugacidad de O para ver la distribución de Fe (sistema Fe-CMAS) llegando a demostrar que, a 1310 K, 10^{-3} atm y un enriquecimiento de 560x

respecto del sol, la distribución de Fe entre metales, silicatos y sulfuros coincide con lo observable en condritos H. Sin embargo, esta condensación en equilibrio no logra abarcar toda la gama de composiciones en cóndrulos, por lo que se vuelve a plantear la separación de condensados con reacciones incompletas.

En síntesis, la teoría de la condensación se fomenta en el principio de reacciones en equilibrio por enfriamiento paulatino, con fases líquidas estables en ciertos rangos de temperatura, procesos de fraccionamiento sustentados por cambios en las condiciones de oxidación y/o remoción de material y muestra funcionalidad en sistemas enriquecidos en composición solar lo cual presenta dos ventajas: (1) condensación a temperaturas mayores permite estabilidad de fundido y (2) los niveles de oxidación permite que una importante fracción de Fe entre a minerales ferromagnesianos (Davis & Richter, 2014).

7.1.2 Formación de condritos II: Vientos X

El mecanismo de este modelo consiste básicamente en vientos impulsados magneto centrífugamente y flujos tipo embudo inducidos por estrés magnético, denominados vientos X. La Figura 7.2 muestra un diagrama esquemático de la interacción magnética entre una estrella en formación y el disco de acreción, donde se pueden ver los flujos tipo embudo.

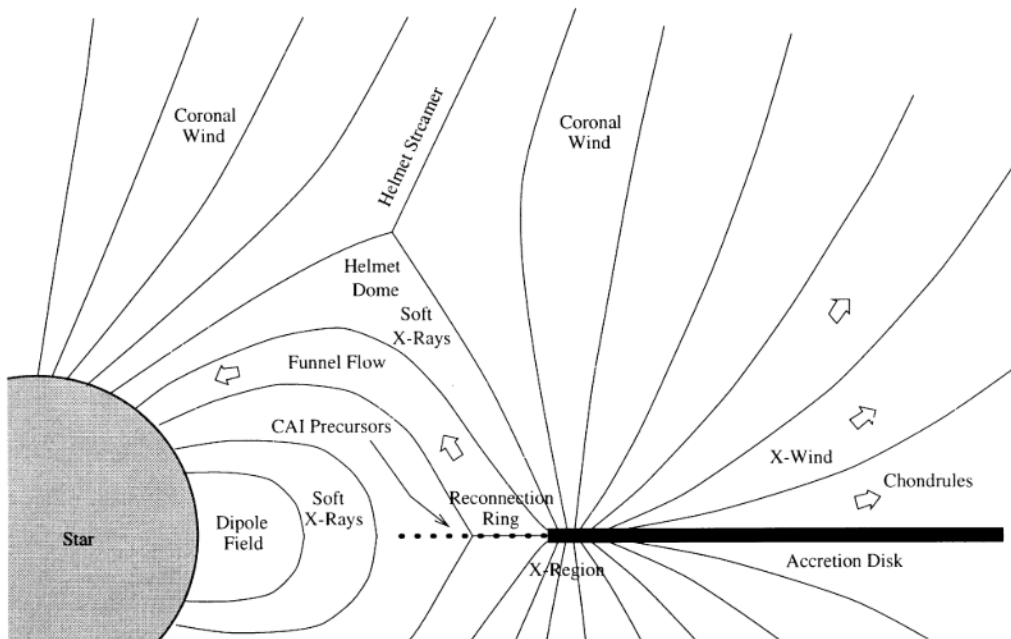


Figura 7.2: Diagrama esquemático del modelo de vientos X para la formación de CAIs y cóndrulos. Las líneas de campo se doblan lo suficiente para conducir eléctricamente el gas hacia fuera o dentro de la región X, para luego ser repelida por los vientos X o acercarse a la estrella. Extraído de Shu et al., 2001.

Las llamaradas provocadas por el estrés magnético enhebrando la estrella con el borde interno del disco, funden total o parcialmente los sólidos presentes en la zona de transición entre la base del flujo de embudo y el anillo de reconexión, donde el material pasa nuevamente a formar parte del disco de acreción. El material llevado por estas corrientes sería de composición primitiva (similar a CI) y la mezcla de diferentes porciones de ellos en distintos lugares del disco de acreción serían los responsables de las variaciones químicas tanto de CAIs como de cóndrulos y los grupos de condritos en general, controlados por las densidades y las temperaturas de fusión (Shu, Shang, Gounelle, Glassgold, & Lee, 2001). Respecto a los procesos de fraccionamiento, la eficiencia en cuanto a la producción de CAIs por los vientos X sería el culpable del empobrecimiento de elementos refractarios. Sin embargo, la mayor problemática de este modelo es la inestabilidad de la fase líquida debido a la baja presión de vapor, trayendo como consecuencia que las gotas de fundido tiendan a evaporarse (Shu, Shang, & Lee, 1996).

7.1.3 Formación de cóndrulos

El mecanismo de formación de cóndrulos toma como base el modelo de condensación para el origen de condritos, dado que es aquel que mejor respaldo tiene explicando los procesos de fraccionamiento y petroquímica general de los meteoritos con los datos y observaciones actuales. Si bien esto está enfocado a cóndrulos, también es aplicable a la mineralogía mayoritaria de los condritos (olivino y piroxeno).

Respaldado por los cálculos de Yoneda & Grossman (1995) donde se demuestra que las fases líquidas refractarias (CMAS) puede estar en equilibrio con forsterita, el modelo propuesto considera básicamente un cristal con una capa de fundido que facilita su crecimiento cumpliendo una función similar a la epitaxia en fase líquida, como se ilustra en la Figura 7.3 (Kurat et al., 1997a). Para el desarrollo de esta delgada interfaz líquida, es necesaria una presión total mayor al modelo canónico de la nebulosa solar, pero una vez que el líquido Si-Al-Ca se forma el cristal puede nuclear en él. El cristal continuara entonces creciente tomando aquellos elementos que entran en su estructura (Si o Mg, por ejemplo) dejando todo el resto en la capa líquida, la cual se va reabasteciendo por condensación del vapor. La función más importante de esta capa es acomodar las especies condensadas sin discriminación y alimentar al cristal en desarrollo con los elementos necesarios, lo cual también enriquecerá al líquido en elementos incompatibles como Ca, Al y REE.

El mecanismo aquí planteado está dominado por procesos netamente cosmoquímicos. Variaciones en elementos alcalinos (K, Rb, Na) en vidrios remanentes son evidencias de procesos secundarios, generalmente reemplazando Ca, que toman lugar cuando la nebulosa llega a temperaturas sub-solidus, ampliando la gama composicional de los cóndrulos finales (Varela & Zinner, 2018).

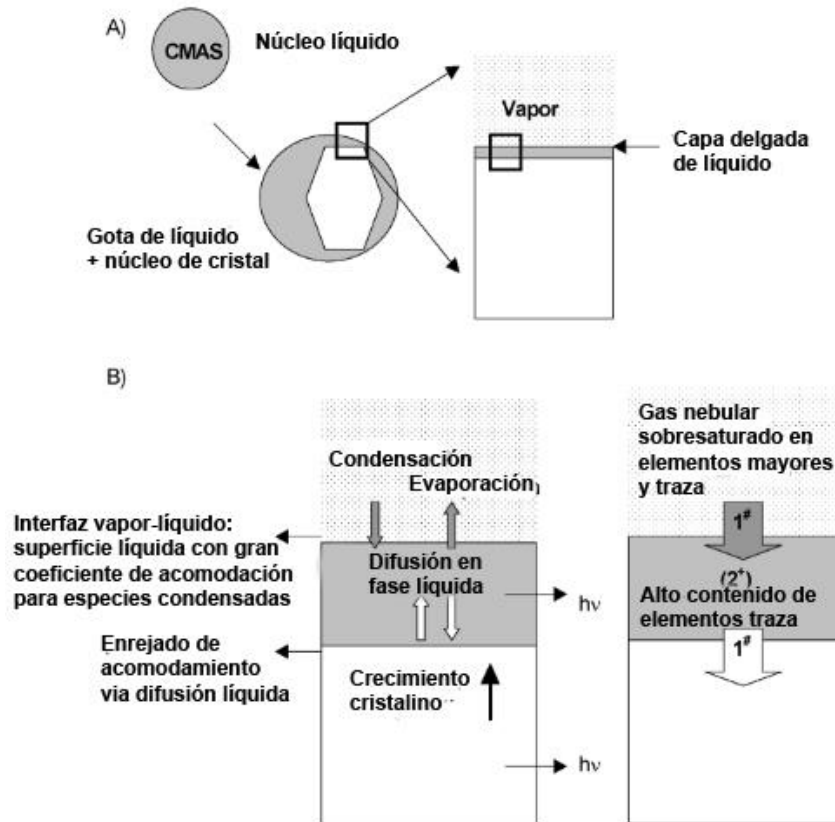


Figura 7.3: Representación esquemática del proceso vapor-líquido-sólido en el crecimiento cristalino. (A) Se muestra la gota de CMAS en donde nuclea un cristal y el detalle de las 3 fases envueltas. (B) Detalle del área rectangular en (a), donde los 4 principales pasos del proceso pueden distinguirse. 1* la sobresaturación del gas alimenta al líquido constantemente con los elementos tomados por el cristal. 2* el líquido se mantiene constantemente con alto contenido de elementos traza incompatibles. Extraído de Varela et al., 2005.

7.2 Procesos en cuerpos parentales

Actualmente no existe un consenso sobre si el proceso de acreción de los cuerpos parentales de los condritos fue de baja o alta temperatura. (Hutchison, 2004e) propone una acreción a temperaturas cercanas a los 1000°K , por debajo del punto cotéctico Fe-FeS para el caso de condritos ordinarios tipo 3 y que los tipos 4, 5 y 6 son producto de un recocido térmico. Sin embargo, el descubrimiento de ^{26}Al y ^{50}Fe como isótopos originales “vivos” en algunos meteoritos diferenciados evita la necesidad de una acreción caliente, ya que estos isótopos calientan internamente el cuerpo parental. Sin embargo, este aspecto sigue en debate ya que depende de si todos los condritos ordinarios son brechas fragmentales post-metamórficas o no.

Dado que los condritos son cuerpos primitivos, sus cuerpos parentales no sufrieron más que procesos de metamorfismo termal poco avanzado y/o de choque (sección 5.3.3). Respecto al primero, en términos geológicos podemos dividir el

metamorfismo de los tipos petrológicos como retrógrado para 1 y 2, dominados ampliamente por condritos carbonáceos, mientras que 4, 5 y 6 corresponderían a metamorfismo prógrado que es lo común en condritos ordinarios. La diferencia vendría dada en los asteroides originales, siendo ricos y pobres en agua respectivamente.

El metamorfismo observado en condritos ordinarios, aparte del peak de temperatura que genera los distintos tipos petrológicos, requiere ciertas condiciones redox que da paso a las diferencias más geoquímicas, principalmente la distribución de Fe. Gastineau-Lyons, McSween, & Gaffey (2002) indicaron que el metamorfismo ocurrió bajo condiciones oxidantes, pero no determinó el agente, mientras que Brett & Sato (1984) sugieren que los condritos ordinarios fueron progresivamente siendo reducidos por grafito dentro de sus cuerpos parentales a presiones de 3 a 20 bar. Sin embargo, estos plantearon un modelo en que la fugacidad de O es inversa a la temperatura, vale decir, el interior del cuerpo parental estaría más reducido, lo cual fue contra argumentado por McSween & Labotka (1993), quienes analizando composiciones de olivino, piroxeno y metales en distintos grados metamórficos, indican que el Fe metálico sufrió oxidación durante el calentamiento siendo posiblemente agua el factor oxidante que reaccionó a distintas tasas por factores térmicos o composicionales del fluido. El agente oxidante es poco claro en muchos de estos modelos, pero todos apuntan al agua ya sea por hielo o gases adsorbidos, inmerso en un sistema C-O-H que también daría origen a carburos, muchas veces asociados a magnetita (A. N. Krot et al., 1997).

Se concluye comúnmente que los cuerpos parentales de los condritos ordinarios poseen una “estructura” interna zonada, en donde los tipos petrológicos más altos están en profundidad, calentados por radiación (^{26}Al). El modelo concuerda con las tasas de enfriamiento calculadas para los condritos H, mientras que para los L y LL serían escombros formados por disrupción colisional y reensamblaje gravitacional, dando una distribución aleatoria de los tipos petrológicos (Hutchison, 2004e).

III. Resultados

8 Estudio macroscópico: características físicas

El análisis macroscópico se dividió en dos partes: antes y después de la reducción del cuerpo para la fabricación de cortes de doble pulido. La información adquirida en esta etapa tiene fines netamente contextualizantes, los cuales luego se correlacionan con los análisis microscópicos para dar mayor robustez a las posteriores discusiones.

8.1 Petrografía y peso

Las características comunes entre los 8 meteoritos en estudio incluyen una corteza de fusión de tono marrón oscuro, mayoritariamente lisa con pocos sectores con hendiduras producto de la erosión por viento. Los sectores expuestos, probablemente por la ruptura al momento del impacto, no logran mostrar muy bien la textura interna al verse afectados por erosión y meteorización, pero logra distinguirse un aspecto clástico, granular y con pequeños cóndrulos (<2 mm). Los opacos son los que más destacan, de grano pequeño menor a 1 mm en su mayoría y generalmente mostrando oxidación en avance con tonos anaranjados.

Tonos blancos y grises destacan en algunos meteoritos, los cuales corresponden a efectos de meteorización y agregados de otros cuerpos, aumentando la presencia de arcillas solamente en superficie, mientras que internamente no se ven afectados. Algunas poseen grietas de impacto, sobre todo la muestra JG151, las cuales están rellenas de óxidos negros, pero no se distinguen alteraciones más avanzadas.

Los meteoritos fueron pesados dos veces: el cuerpo completo y luego los dos trozos resultantes después de sacarle una muestra para corte. Con esto queda registro de la pérdida de material producto del corte. La muestra sacada de cada meteorito se considera representativa del cuerpo completo tanto en sus propiedades macro como microscópicas. La Tabla 8.1 detalla la masa total de cada cuerpo y la masa de la muestra sacada para corte de doble pulido. De aquí en adelante, se trabaja solo con las muestras y el resto de los cuerpos pasan al repositorio del SERNAGEOMIN.

La petrografía macroscópica de las muestras no difiere mucho en textura respecto al cuerpo mayor, donde el aspecto granular y clástico sigue dominando. Sin embargo, la matriz es más oscura, con un tono más grisáceo y sin las arcillas que estaban en algunas muestras, además de poder distinguir más fácilmente los cóndrulos más grandes. Respecto a los metales, estos son variables en cantidad, pero son fácilmente reconocibles por su brillo estando repartidos casi homogéneamente en cada muestra.

Tabla 8.1 : Peso completo de cada meteorito y de las muestras cortadas a cada uno con su respectivo código.

MUESTRA	MASA		
	Código	Nº de cortes	Peso completo (gr)
DM053	2	72.7 (c) + 63.5	3.3(A1) - 0.4(A2)
DM055	2	22,1	0.93(A1) - 1.1(A2)
JG124	1	3040	16
JG143	1	45,9	5,5
JG151	1	390	11
MV023	1	90	3,3
MV025	1	100	4

8.2 Susceptibilidad magnética

Cada una de las 8 muestras finales fue sometida a la medición de susceptibilidad magnética volumétrica. Dado que cada grano mineral hace su contribución individual al cuerpo total y este aporte varía acorde a la orientación y las direcciones preferenciales de magnetización de cada mineral respecto al campo inducido, se definieron 3 ejes de medición perpendiculares al campo y cuyo ejemplo se puede ver en la Figura 8.1.

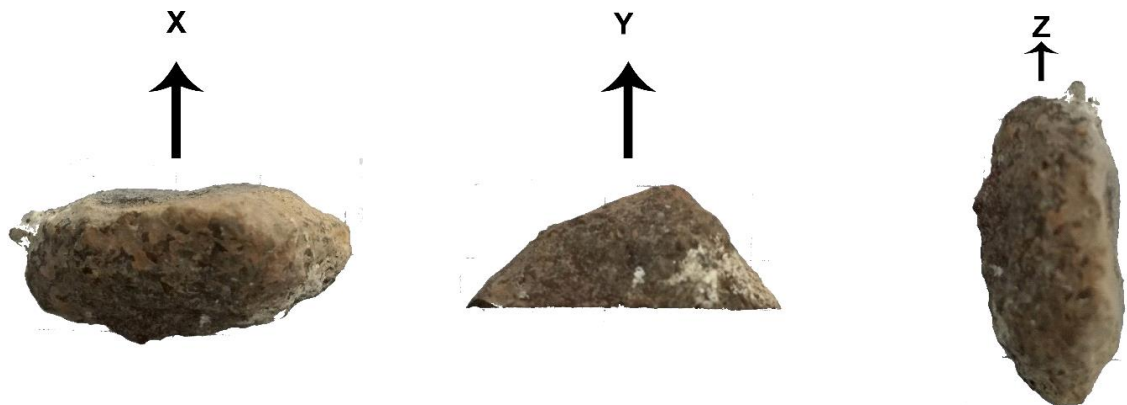


Figura 8.1: Ejes de medición de susceptibilidad magnética. X: paralelo al plano de corte, Y: perpendicular al eje de corte, Z: eje más largo.

No todos lograron ser medidos en Kappabridge KLY-3 debido a que sus dimensiones no lo permitían, mientras que algunos cuerpos medidos en Bartington tenían valores superiores al límite de detección del instrumento y por tanto se hacían mediciones a medio cuerpo, dejando la otra mitad fuera de la plataforma de medición. Todos los fragmentos mostraron anisotropía, en distintos niveles. La Tabla 8.2 muestra el resultado del promedio geométrico entre los tres ejes medidos en Kappabridge KLY-3 y Bartington para cada fragmento.

Subcódigo	Masa (g)	SM TOTAL $\log\chi$		
		Bartington	Bartington/2	Kappabridge
DM053 A1	3,3	3.3742		3.4871
DM053 A2	0,4	2.5027		
DM055 A2	1,1	2.4483		2.4828
JG124	16	3.3888	3.6997	
JG143	5,5	3.9135	3.5863	
JG151	390	3.7325	3.2369	
MV023	90	3.0736		3.0969
MV025	100	3.4888		3.5682

Tabla 8.2: Promedio geométrico de la susceptibilidad magnética medida en los 3 ejes de cada muestra para representar de mejor manera la susceptibilidad de roca total con comportamiento anisotrópico.

9 Estudio microscópico: petrología

Una vez realizados los análisis macroscópicos, las muestras fueron enviadas al laboratorio de cortes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, donde se realizarían cortes de doble pulido con grosor de 100 μm para descripción y análisis petrográfico y posteriormente análisis SEM-EDS. Adicionalmente, abundancias en algunos puntos de dos muestras pudieron ser medidas en la microsonda electrónica del Museo de Historia Natural de Londres.

9.1 Descripción petrográfica

Realizada principalmente a luz reflejada para la descripción de metales, sulfuros y otros opacos, además de describir aspectos que evidencien procesos de metamorfismo y/o meteorización. La descripción a luz transmitida se centró en los niveles de recristalización de la matriz, donde los opacos se han ido perdiendo y los cóndrulos perdieron bordes y por tanto a luz reflejada son más difíciles de distinguir. Además, en este último punto respecto a los cóndrulos, la luz transmitida permitió identificarlos individualmente de mejor manera, marcando sus puntos cristalinos y vítreos, evidenciando también la mesostasis cuando esta está presente.

La descripción se centra en los componentes principales de cada condrito, los cuales incluyen mineralogía principal (cóndrulos, metales y sulfuros), secundaria (óxidos y plagioclasa) y matriz, lo cual se considerará como todo material inferior a 0,1 mm en su eje mayor, que no esté asociado a un cuerpo mayor y/o presente una morfología irregular. El grosor del corte no permite diferenciar fases mediante luz transmitida, ya que no se distinguían hábitos, texturas, colores o pleocroísmo en silicatos y por tanto solo se utilizó para hacer mención del nivel de recristalización de matriz y cóndrulos, además de ayudar a encontrar y delimitar estos últimos cuerpos que no siempre están completos y puede haber fragmentos dispersos en la matriz. Dado esto, la descripción se realizó principalmente a luz reflejada.

La textura y forma, tanto general como particular de cada componente, el avance de la recristalización y oxidación, además de los tamaños y la proporción dentro del corte de cada componente son los focos de esta descripción, que permitirán caracterizar aspectos primarios del meteorito junto con efectos de metamorfismo y/o meteorización.

9.1.1 DM053 A1

Cóndrulos: Pese a tener textura condritica, la presencia de cóndrulos no es predominante siendo un aproximado del 25% del total del área. Sus tamaños varían entre los 0,3 a 0,6 mm de diámetro con una media cercana a los 0,5 mm, habiendo dos cuerpos particulares de 1 mm y un pequeño grupo no mayor a 0,2 mm, cuya apariencia sugiere que son fragmentos de cuerpos anteriores. Los cuerpos más grandes poseen una forma bien redondeada, mientras que con menor tamaño adquieren un poco de irregularidad y forma levemente alargada. La pérdida de los bordes es evidente en algunos cuerpos y son distinguibles por la silueta formada por los metales adyacentes. Los cóndrulos mayores (>0,5 mm de diámetro) poseen un particular patrón de fracturas semejante al clivaje de piroxenos. El vidrio interno o mesostasis es proporcionalmente bajo, estando presente mayormente en cóndrulos de olivino y ocupando menos del 10% del total de cada cuerpo. Junto a esto, la recristalización está en una etapa inicial en donde se ha perdido cierto individualismo entre cristales del mismo cóndrulo y ciertos sectores ya se muestran como una sola fase. Sin embargo, aún se distinguen de la matriz, pese a tener límites débiles.

Tipos de cóndrulos observados (Figura 9.1):

- ✓ PO: Comprenden cerca del 70% del total de cóndrulos, sus tamaños son cercanos al promedio y tienen buen redondeamiento. El cóndrulo más grande del corte corresponde a este tipo, mostrando múltiples cristales inmersos en vidrio. Casi todos presentan mesostasis y en caso de no tener (o estar en un porcentaje muy bajo <1%), se encuentran muy fracturados. Muchos se dan en cúmulos.
- ✓ PP: Si bien son un 30% del total, son los cóndrulos más grandes (exceptuando uno) y se identifican por tener una apariencia levemente cuadrada y un clivaje notorio. No presentan mesostasis.
- ✓ BO: Solo fueron encontrados 2, cercanos entre ellos y de diámetro aproximado de 0,3 mm.

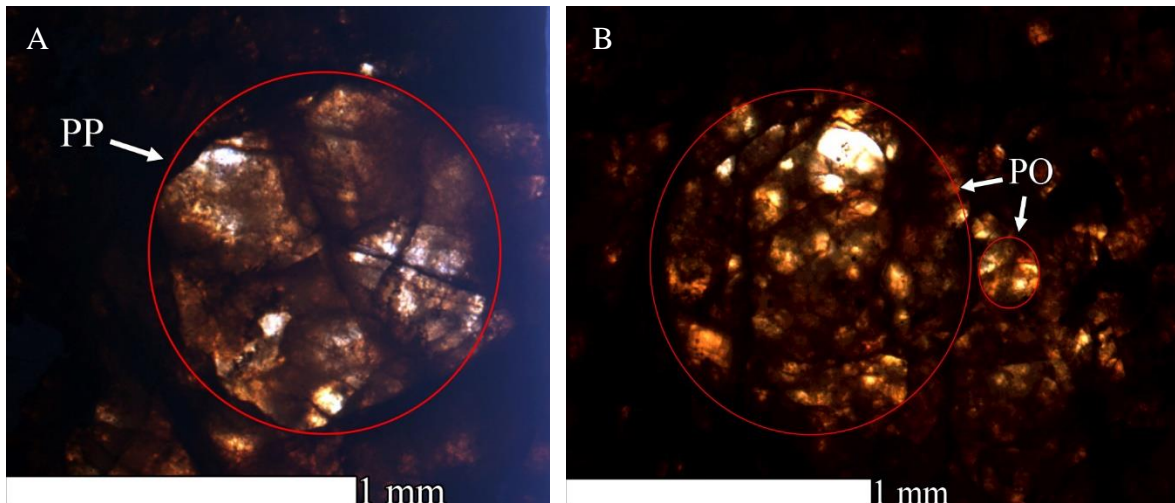


Figura 9.1: Microfotografía de los dos cóndrulos más prominentes de la muestra DM053 A1 y que corresponden a los tipos más abundantes: porfídico de piroxeno (A) y porfídico de olivino (B). En el PO se observa su aspecto de cúmulo por sobre un cuerpo individual.

- **Metales y sulfuros:** Los cristales de kamacita van predominantemente de 0,2 a 0,5 mm en su eje más largo, pero con una superficie media de $4,3 \cdot 10^{-4} \text{ mm}^2$, abarcando cerca del 3% total del área. Se encuentra repartida homogéneamente en todo el corte, siendo mayoritariamente subhedral, sin embargo, a mayor tamaño van teniendo una forma mejor definida siendo casi euhedrales. El reemplazo por óxidos de Fe es considerable en las orillas del corte, reemplazando casi en su totalidad a los cristales más pequeños ($<0,3 \text{ mm}$), mientras que aquellos más grandes se ven deformados, pero con un halo no superior al 20% del área total del cristal, al contrario de la parte central donde el reemplazo es mínimo y los halos de óxido casi no están presentes. Por otro lado, la troilita en promedio no supera los 0,2 mm en su eje más largo, poseen un área media de $1,21 \cdot 10^{-4}$ y abarcan el 1,5% del área del corte. Son cristales subhedralmente con mayor presencia en el centro que en los bordes. Muchos presentan un aspecto “poroso” producto de los pequeños silicatos ($<0,1 \text{ mm}$) que tienen en su interior, mientras que aquellos que están empezando a ser reemplazadas presentan su textura típica de rasguño siguiendo los ejes cristalográficos. La presencia de cromita es baja ($<1\%$) y son cristales pequeños no mayores a 0,1 mm, muchas veces en contacto con la kamacita. El contacto metal-sulfuro se da poco y no se ve alguna correlación petrográfica entre ellos.
- **Matriz:** Ocupando un 60% del total del corte, presenta una textura porfidoblástica dada por los cóndrulos que en su mayoría son de diámetro $>0,3 \text{ mm}$. La matriz está en una etapa inicial (pero evidente) de recristalización donde si bien son pocos los silicatos que logran distinguirse bien no superan los 0,1 mm largo en su eje más largo y son anhedralmente, estos cristales poseen tenues límites con su entorno y no se observan contactos de equilibrio. Sin embargo, internamente cada cristal tiene apariencia homogénea. La kamacita y troilita se presentan de manera casi similar en la matriz, con tamaños no superiores a los 70 μm en su mayoría y mostrando un reemplazo de óxido avanzado en las orillas del corte. La troilita matricial se concentra mayormente en los contornos de los cóndrulos y pierde concentración a los bordes, caso contrario

a la kamacita que es más homogénea. La presencia de venillas es poco importante, estando en su mayoría rellenas por opacos y pese a casi cruzar longitudinalmente el corte, estas no superan los 50 μm de ancho en su parte más gruesa. La porosidad es más relevante, teniendo en promedio un ancho cercano a los 0,1 mm y teniendo mayor presencia en las zonas más oxidadas del corte, sin embargo, corresponde a menos del 1% del total del área del corte. Finalmente, la plagioclasa se encuentra en muy baja proporción, siendo difícil de distinguir, menor al 1% del área total con muchos cristales inconexos inferiores a los 30 μm y concentrándose mayormente en las orillas.

9.1.2 DM053 A2

- **Cóndrulos:** Su presencia es notoria y muchos son fáciles de reconocer dados sus bordes bien marcados y siluetas formadas por metales-sulfuros. Sus diámetros van de 0,2 a 0,5 mm, con un promedio cercano a los 0,4 mm, incluyendo aquellos fragmentos bien conservados pero que perdieron su forma esférica. Corresponden a un 35% del total del corte, destacando uno en particular de 1 mm de diámetro, con límites claros y buen redondeamiento. Todos presentan fracturas internas, algunos con el patrón de clivaje de piroxenos, pero mayoritariamente irregular como suele ser para el olivino, sin embargo, muchos están afectados por rupturas producto de la preparación del corte. La mesostasis no es importante en proporciones, siendo menor al 5% en todos los cóndrulos e incluso en los más pequeños (0,2-0,3 mm) casi no presenta vidrio. Destaca un cóndrulo de 0,5 mm de diámetro que presenta un borde aparentemente diferente de su núcleo.

Tipos de cóndrulos observados (Figura 9.2):

- ✓ PO: El más común siendo un 80% del total de cóndrulos, pero también de los más pequeños (inferior al promedio). Sus límites son claros pero su redondeamiento se ha perdido levemente por fracturas, pareciendo más fragmentos que cuerpos originales.
- ✓ PP: El cóndrulo más grande del corte pertenece a este tipo. Son cerca del 15%, siendo levemente superiores al tamaño promedio, pero con formas más alargadas y mayormente reconocibles por su clivaje interno. Sus límites y redondeamientos son mejores que los PO.
- ✓ POP: Solo se encontró uno, cercano a los 0,3 mm de diámetro. Posee dos cristales grandes de piroxeno que ocupan poco menos del 30% del cóndrulo, 65% es ocupado por pequeños cristales de olivino y el resto es vidrio.

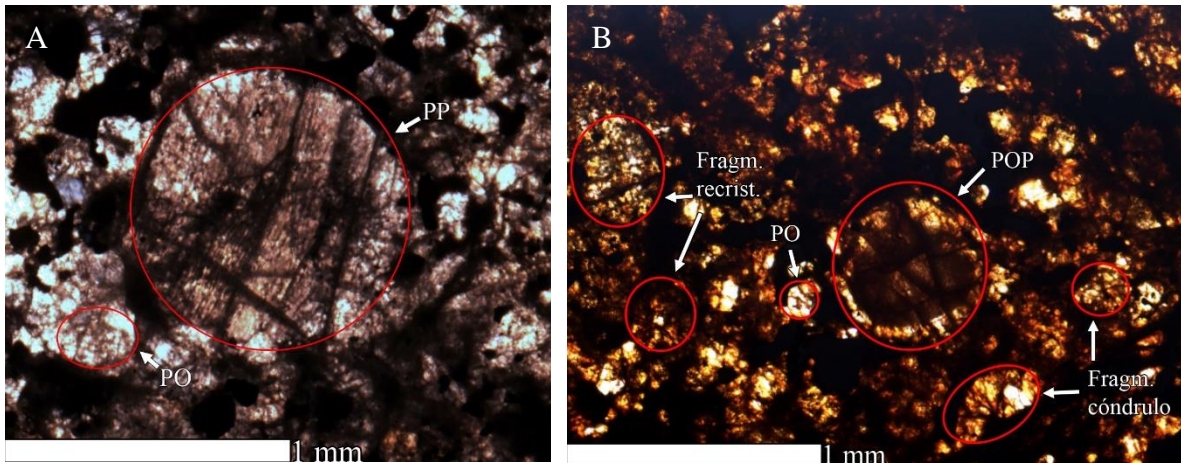


Figura 9.2: Microfotografía de los cóndrulos representativos de la muestra DM053 A2. (A) cóndrulo más grande del corte PP mostrando las fracturas características de los piroxenos de este meteorito, (B) el único cóndrulo POP encontrado, rodeado de fragmentos de cóndrulo en distintos estados de recristalización.

- Metales y sulfuros:** Los cristales de kamacita son subhedrales, con un tamaño que varía entre 0,1 y 0,3 mm en su eje más largo y una superficie media de $4,3 \cdot 10^{-4} \text{ mm}^2$. Corresponde a un 2,5% del área total del corte y están mayormente presentes en las zonas cercanas a los cóndrulos de mayor tamaño, donde también alcanzan sus más grandes dimensiones. El reemplazo por óxidos es notorio y se muestran con cierta homogeneidad en el corte, acabando con los cristales de menor tamaño (0,1 mm o menor) y dejando un halo en los más grandes, siendo este inversamente proporcional al tamaño del cristal, pero mostrando un reemplazo medio del 10-15% del área total del grano. Por otro lado, la troilita se distribuye homogéneamente, con cristales subhedrales y teniendo un tamaño medio de 0,1 mm en su eje más largo y una superficie media de $1,3 \cdot 10^{-4} \text{ mm}^2$, pero estando con un desgaste más avanzado. Muchos granos se ven reemplazados casi en totalidad, evidenciado por la textura rasgada de algunos cristales de los que ven ocupado cerca del 80% de su área con esta fase opaca. Aquellos que se conservan bien, mantienen un pequeño aspecto poroso por los silicatos internos. No se observa alguna relación petrográfica metal-sulfuro y el contacto entre ellos es solo ocasional.
- Matriz:** Corresponde al 55% del área total del corte. Forma una textura porfidoblástica producto de los cóndrulos bien delimitados respecto a los otros componentes. La recristalización está poco avanzada, pudiendo aún reconocerse individualmente algunos cristales pequeños menores a 0,1 mm y muchos silicatos amorfos entre 0,1 y 0,2 mm. La matriz tiene una apariencia brechosa, con muchos fragmentos que parecen corresponder a fases ferromagnesianas, sin añadidos exóticos, relictos de cuerpos anteriores que fueron fragmentados. El porcentaje de vidrio es bajo, siendo no mayor al 10% del total de la matriz. La troilita es el segundo componente de mayor relevancia en la matriz, distribuyéndose homogéneamente, pero con una alta porción reemplazada. Las venillas son pocas, estando en su totalidad rellenas con opacos y no superando los 80 μm en su zona más gruesa. Se observa que en ciertos puntos algunas venillas rellenas vuelven a estar huecas y esta hendidura se

sale de la venilla principal, sugiriendo un segundo proceso de choques o rupturas que aprovecharon los puntos de debilidad. La porosidad es baja, siendo menor al 1% del área con agujeros que no superan los 0,1 mm de diámetro, con los más regulares posiblemente por efecto de disolución, pero mayormente al ser irregulares corresponden a efecto de choque o esfuerzo aplicados. Finalmente, la plagioclasa es poco relevante, mostrando cristales inconexos no superiores a los 0,02 mm y cubriendo un área menor al 1% del corte.

9.1.3 DM055 A2

- **Cóndrulos:** Difíciles de identificar, con bordes casi indistinguibles y forma levemente ovalada. Aquellos distinguibles lo son por la silueta formada por fases opacas. Muchos están atravesados por venillas rellenas, no hay vidrio o mesostasis apreciable e internamente la mayoría de los cóndrulos se presentan como un solo cuerpo, sin mostrar cristales independientes evidenciando una avanzada recristalización. Dada su precaria conservación, es difícil medir sus tamaños originales, pero se puede estimar entre los 0,2 y 0,6 mm con un promedio de 0,4 mm de diámetro, siendo los más grandes aquellos que han perdido su redondez al mezclarse con otro cuerpo adyacente o parte de la matriz. No presentan fracturamiento o algún clivaje interno.

Tipos de cóndrulos (Figura 9.3):

- ✓ PO: Se trataría de al menos el 90% del total de cóndrulos. Presenta ciertas fracturas irregulares que permiten distinguirlos y su tono gris más plano que el entorno.
- ✓ PP: No son más del 10%. Se identifican por su superficie más sucia que el resto de los cóndrulos.

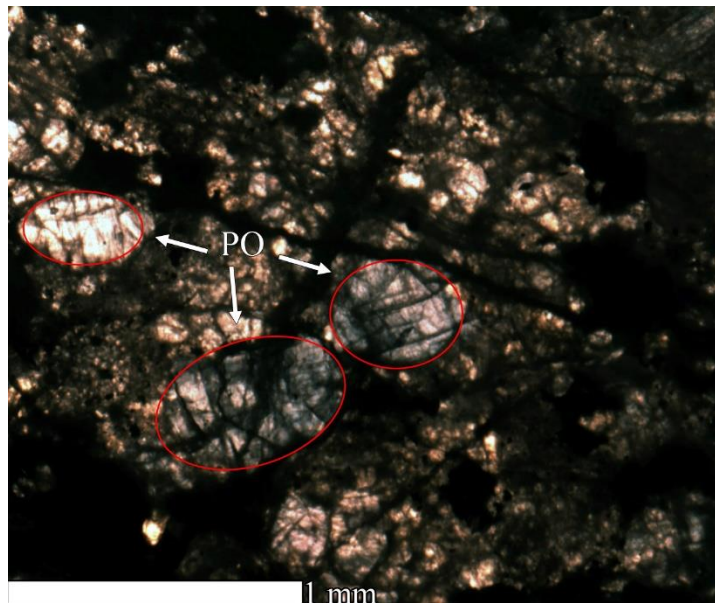


Figura 9.3: Microfotografía del único cúmulo de los cóndrulos bien reconocibles en la muestra DM055 A2. Son tipo PO, altamente fracturados con un leve mosaiquismo y pérdida de sus bordes.

- **Metales y sulfuros:** La oxidación y el reemplazo es muy avanzado. Al menos el 80% de las fases sulfuradas y metálicas de Fe se encuentran reemplazadas. Los cristales sobrevivientes no superan los 0,1 mm de largo, siendo mayoritariamente de troilita, pero con su típica textura de reemplazo predominante. Las siluetas sugieren cristales anhedrales a subhedrales, pudiendo llegar cerca de los 0,5 mm. Se ven repartidos homogéneamente en la matriz, pero nula presencia en los cóndrulos. Entre ambas fases no cubren más del 0,5% total del corte y solo fue posible estimar la superficie media de la troilita en 0,2 mm² dado lo pequeño y poco abundante de la kamacita.
- **Matriz:** Tratándose de más del 65% del total del corte, presenta una textura granoblástica media a fina dada por cristales cercanos a los 0,08 mm de diámetro en promedio, con un alto porcentaje de opacos producto de los óxidos, y una alta densidad de venillas que la caracterizan. La recristalización está en etapas avanzadas y no se aprecia mesostasis. Se compone principalmente de silicatos (presuntamente ferromagnesianos) y óxidos que reemplazaron metales, rellenan venillas y se concentran en torno a ellas. La porosidad es notoria, mayormente atribuible a disolución, pero se distribuye heterogéneamente, cubriendo poco menos del 1% del área total con agujeros cercanos a los 0,1 mm de diámetro. La plagioclasa pese a ser difícil de diferenciar en un principio, tiene una presencia considerable, con muchos cristales inconexos de alrededor 0,01 mm, pero con ciertos cuerpos rondando los 0,05-0,06 mm. Estos cristales más grandes están ubicados en puntos con más fracturas y tienden a estar en los bordes.

9.1.4 JG124

- **Cóndrulos:** Destacan muy fácilmente gracias a sus bordes muy bien marcados y tamaños considerables, con un diámetro medio de 0,6 mm pero que se da en un rango que va de los 0,3 a 1 mm. Se dan en cúmulos, siendo fácil encontrar parejas o grupos de 3 o 4 cóndrulos pegados o muy juntos. Abarcan un 45% del área del corte, no muestran fracturas internas pero unos pocos tienen delgadas fracturas en su contorno. Aquellos notoriamente alargados corresponden a fragmentos que fueron acretados inmediatamente ya que no presentan indicios de recristalización o procesos secundarios. Están muy bien redondeados y las fases metálicas les generan una silueta que los marcan aún más, ya que la porción que entra al cóndrulo es muy poca. Las cantidades de mesostasis son variables, yendo desde un 5% a un 25% en los cóndrulos porfídicos. No hay indicios de recristalización importante, se conservan texturas y es fácil distinguir individualmente dentro de cada cóndrulo porfídico.

Tipos de cóndrulos (Figura 9.4):

- ✓ PO: Si bien están redondeados, su superficie mayoritariamente es la más “irregular”. Son aproximadamente el 80% del total de cóndrulos y mientras más pequeños son más numeroso es el cúmulo en el que se encuentra.

- ✓ PP: Se presentan en tamaños cercanos al promedio, con un aspecto más “sucio” en comparación a PO, haciéndose fácil de reconocerlos ya que suelen darse muy cerca pero nunca juntos. Constituyen aproximadamente el 10% de los cóndrulos.
- ✓ POP: Se dan muy poco, menos del 5% del total de cóndrulos. Son los menos redondeados y de los pocos que podrían presentar un nivel de recristalización, siendo identificables solo a luz transmitida contrastando brillos y colores.
- ✓ RP: Se dan en menor cantidad que los POP, pero su tamaño es levemente mayor al promedio. Si bien tienen bordes bien marcados, tienen una forma más ovalada en comparación al resto.
- ✓ BO: Son los más irregulares, ya que se encuentran como fragmentos y no como cuerpo completo. No representan más del 1% de cóndrulos, pero conservan muy bien su textura particular.
- ✓ Ricos en vidrio: Son aproximadamente el 5% del total de cóndrulos, son los de mejor redondeo y bordes más marcados. Poseen notorias fracturas en su contorno y son los que más proceso de recristalización presentan, mostrando microcristales en algunos puntos.

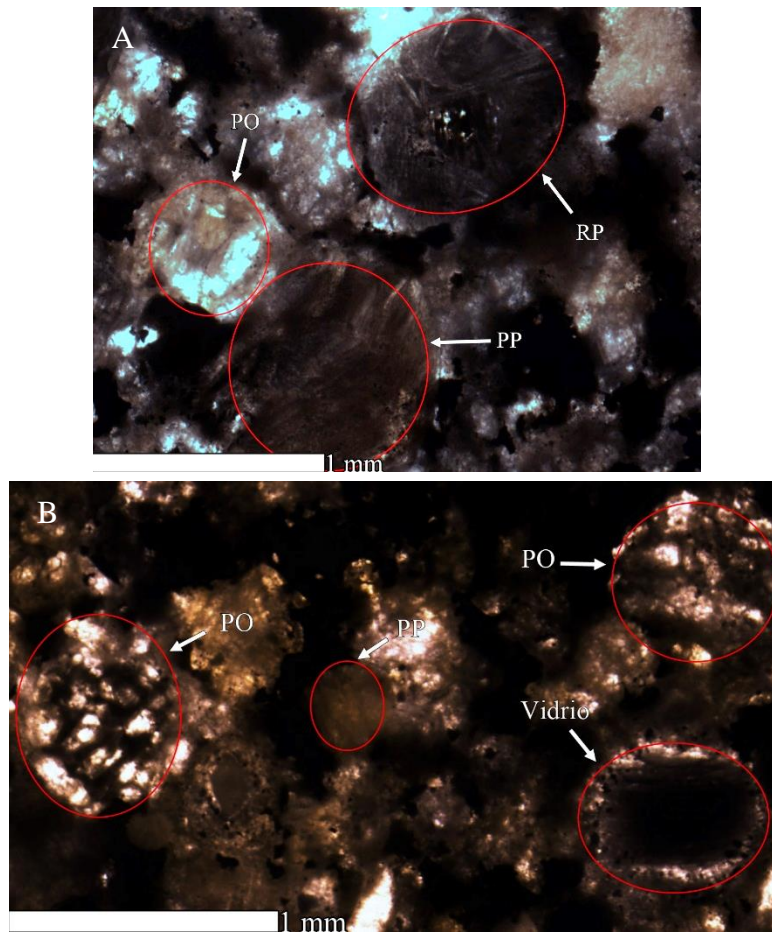


Figura 9.4: Microfotografías de los grupos de cóndrulos más comunes en la muestra JG124. (A) PP y RP suelen tener los tamaños más grandes, pero casi siempre acompañados de PO cercanos. (B) Los ricos en vidrio tienen un borde de olivino, pudiendo confundirse con cóndrulos tipo BO.

- Metales y sulfuros:** La kamacita ocupa un 5% del área total, midiendo entre 0,1 a 0,3 mm en su eje más largo y cubriendo una superficie media de $5 \times 10^{-4} \text{ mm}^2$. Está repartida homogéneamente en todo el corte, mostrando predominantemente cristales subhedrales que pasan ligeramente a anhedrales con el aumento de tamaño, más aun, se observa una tendencia proporcional entre el tamaño del grano de kamacita con la cantidad de silicatos que estos encierran. El reemplazo por óxidos de Fe es muy bajo, estando presente casi en su totalidad en las orillas y vecindades de las fracturas de la muestra. Se observan halos gruesos y algunos cristales pequeños reemplazados en totalidad. Sin embargo, este reemplazo no representa más del 10% del total de granos metálicos que están muy bien conservados al centro. Por el lado de la troilita, esta se conserva mejor que la kamacita tanto en las orillas como cerca de fracturas. Repartida homogéneamente en todo el corte, cubren cerca del 3% del corte con una superficie media de $2,2 \times 10^{-4} \text{ mm}^2$ con ejes mayores entre 0,1 y 0,2 mm. Son cristales subhedrales, una baja porción de ellos muestra reemplazo por óxidos (<5%) pero presentan muchos microcristales de silicatos en su interior. En granos de mayor tamaño es posible identificar con facilidad un nivel bajo pero evidente de pleocroísmo. El contacto kamacita-troilita se da mucho, incluso mostrando granos de troilita rodeados en su totalidad por kamacita (Figura 9.5). Sin embargo, no se observa ningún patrón que relaciones tamaños o proporciones cuando están cerca.

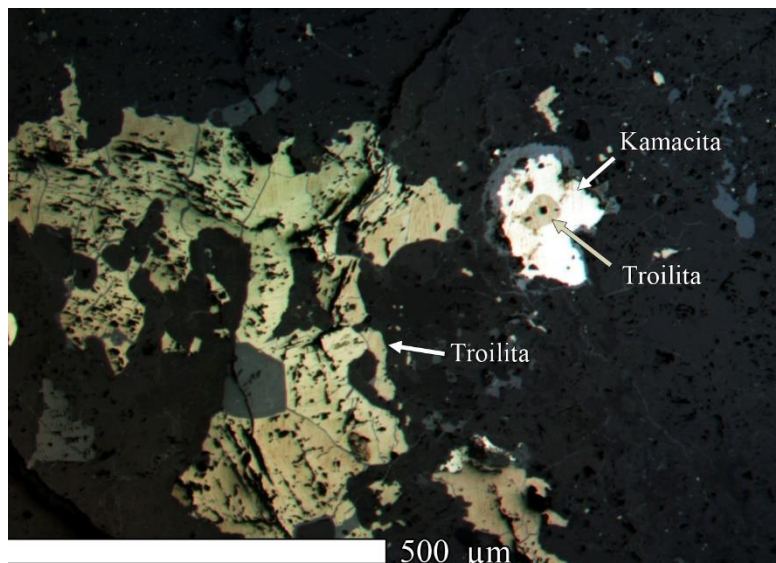


Figura 9.5: Microfotografía de un cristal de troilita con pleocroísmo, común de la muestra JG124, donde también se puede encontrar troilita contenida completamente en kamacita.

- Matriz:** Textura porfidoblástica. Es mayormente vítrea, con agregados de troilita y en menor porción de kamacita ambos de tamaños no superiores a los 50 μm , además de pequeños fragmentos cristalinos irregulares principalmente de olivino. No se observan evidencias de recristalización ya que los sectores vítreos no muestran microcristales ni algún tipo de desvitrificación. Tiene pocas venillas, las cuales se pueden distinguir en 4 dominios: dos paralelas entre sí y transversales a la roca pasando por el centro y el costado delgado del corte, una paralela al lado de dirección diagonal del corte (parte más delgada) y el otro en las equinas, que es más asociado

a fracturas minerales ya que no cruzan el corte y se interrumpen repentinamente. En promedio su apertura es de 80 μm , llegando a los 0,1 mm en algunos puntos y en otros cercanos a los 50 μm . La mayor porción está hueca, siendo las partes rellenas con óxidos las más delgadas. La porosidad es muy baja, mostrando muy pocos agujeros, pero de dimensiones considerables, llegando a los 0,2 mm aproximadamente como máximo, pero con una media de 0,1 mm y se asocia a consecuencias de fracturamiento ya que están muy cercanos a las zonas de fracturas. Entre venillas y porosidad no abarcan más del 1% del área total. Respecto a la plagioclasa, esta es casi despreciable, mostrando muchos cristales inconexos y con tamaños no superiores a los 20 μm en las orillas, ya que en el centro y lejos de las fracturas no se encontraron.

9.1.5 JG143

- **Cóndrulos:** Son fáciles de distinguir por su buen redondeamiento pese a no tener bordes muy claros, pero se ven destacados por el contorno formados por los metales. Abarcan un 45% del área total del corte, con diámetros que van de los 0,2 a 1 mm y un promedio cercano a los 0,5 mm. Tienen poco fracturamiento interno y baja proporción de vidrio (<15%). Internamente poseen pocos opacos, siendo mayormente troilita con granos inferiores a 0,1 mm. Internamente evidencian una recristalización en etapa inicial en la que aún se logran distinguir cristales independientes, pero este nivel de recristalización es desigual entre cóndrulos. Se observan muchos cúmulos, con poca separación matricial entre ellos, pero sin llegar a estar en contacto.

Tipos de cóndrulos (Figura 9.6):

- ✓ PO: corresponden al 90% del total de cóndrulos. Poseen distintas proporciones de mesostasis, pero siempre menor al 20%.
- ✓ PP: son el 10% de los cóndrulos. Algunos presentan clivaje interno, poseen muy poca mesostasis (<5%) y suelen estar en o sobre el promedio de tamaño.
- ✓ Ricos en vidrio: Se encontraron 2, de tamaño similar (0,4 mm de diámetro) y destacados por su casi perfecto redondeamiento. Es donde más notoria es la recristalización ya que se observan microcristales posiblemente de piroxeno.

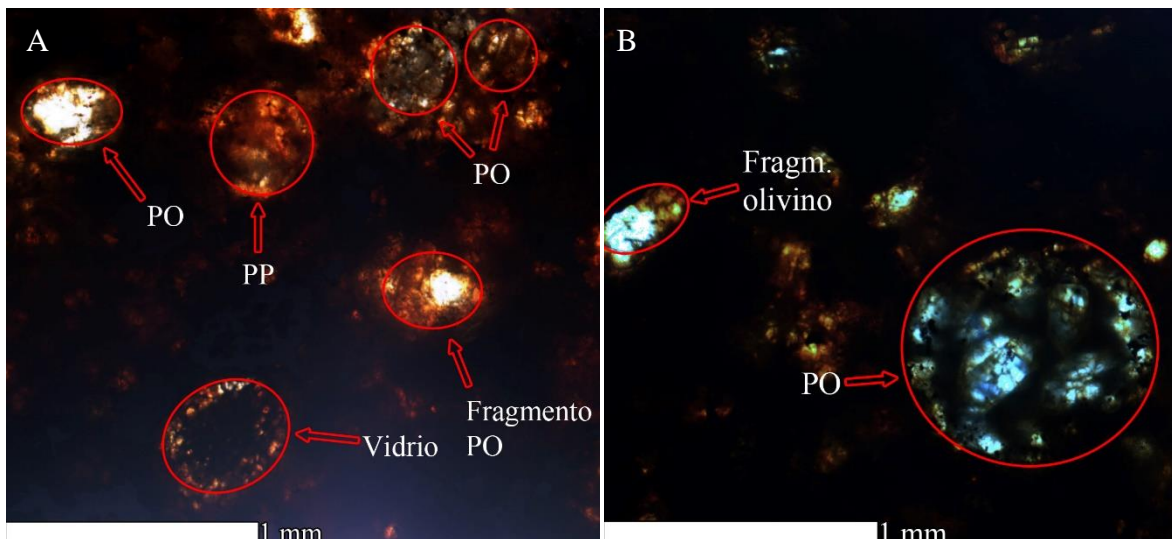


Figura 9.6: Microfotografía de los cóndrulos más comunes en la muestra JG143. (A) los cóndrulos PO son los más comunes, mientras que los PP han perdido bordes y los ricos en vidrio se identifican por su corona de olivino. (B) Cóndrulos PO son los mejor conservados y conservan sectores con mesostasis.

- Metales y sulfuros:** Los cristales de kamacita son en general grandes, no bajando de los 0,3 mm en su eje más largo (algunos llegando a 1 mm casi) y teniendo una superficie promedio de 0,001 mm², lo cual les permite abarcar el 4% del área total del corte. Se presenta principalmente como cristales subhedrales, en su mayoría continuos y una pequeña porción ($\leq 30\%$) contienen silicatos. Si distribución es más bien homogénea, exceptuando una esquina del corte donde hay un cumulo más denso de cóndrulos que el promedio de todo el cuerpo. Respecto a la troilita, esta es notoriamente más pequeña que la kamacita, moviéndose entre los 0,2 y 0,4 mm en su eje más largo como máximo, teniendo una superficie media de $2,8 \cdot 10^{-3}$ con la que cubre poco menos del 3% del corte. Sus cristales son subhedrales y pese a que contienen menos silicatos que la kamacita, son más discontinuos por fracturas. Ambas fases están muy bien conservadas, con un reemplazo de óxidos limitado casi en su totalidad a las orillas, mostrando la textura rasgada para la troilita y halos no muy gruesos para cristales grandes ($>0,4$ mm) de kamacita mientras que los más pequeños se reemplazan casi totalmente, sin embargo, en la parte central el reemplazo es casi nulo para ambos. El contacto kamacita-troilita es considerable, casi no hay zonas donde no haya coexistencia entre ambas, aunque no estén directamente tocándose todos los granos. Es común encontrar troilita contenida en kamacita y viceversa para los granos más grandes y continuos de troilita (Figura 9.7)

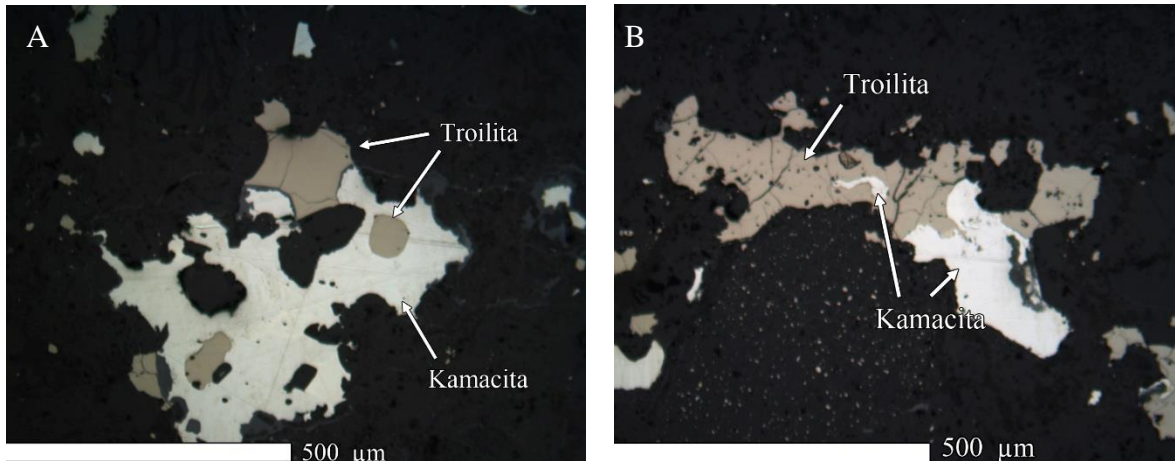


Figura 9.7: Microfotografías de las dos relaciones de contacto kamacita-troilita apreciables en JG143. (A) Troilita inmersa en kamacita, (B) kamacita inmersa en troilita.

- Matriz:** Se muestra con una textura porfidoblástica dada por el gran dominio de cóndrulos, en donde el proceso de recristalización está en una etapa inicial evidenciada por el dominio de zonas vítreas y opacas con poca homogeneidad pero que en ciertos puntos va mezclándose con los bordes de los cóndrulos más pequeños. La kamacita matricial es muy poca dándole dominio a la troilita con granos cercanos a los 80 µm estando más concentrada en los contornos de los cóndrulos. Venillas de impacto no tiene relevancia en esta muestra, estando limitadas a los bordes, casi sin relleno de óxidos y con un grosor medio de 70 µm aproximadamente. Por otro lado, la porosidad es casi en su totalidad primaria (original del meteorito), con agujeros del orden de 50 µm en su mayoría y presentes cerca de los cóndrulos, exceptuando algunos asociados a impacto o disolución que llegan a los 0,1 mm y son contiguos a las fracturas. Sin embargo, al igual que las venillas, esta es de muy baja abundancia siendo entre las dos menores al 0,5% del total del área. Finalmente, la plagioclasa es mínima, con cristales no mayores a 30 µm, y si bien su presencia es evidente, su aparición está en etapa inicial con distribución heterogénea y cristales inconexos.

9.1.6 JG151

- Cóndrulos:** Solo quedan relictos, siendo muy difíciles de identificar. Han perdido casi en totalidad sus bordes, quedando solo como muestra de su presencia las fracturas internas y algunas “sombras” dejadas por los metales. Pese a estar avanzados en recristalización, se pueden proponer dos fases iniciales basados en color y textura. Algunos cuerpos puntuales permiten identificar sus cristales internos de forma independiente. Aquellos cóndrulos aun levemente identificables tienen diámetros de 0,5 a 1 mm, pero estos pueden haber sido mucho menores ya que probablemente son producto de la mezcla de dos cuerpos que han perdido sus bordes. Bajo este criterio, el diámetro medio sería cercano a los 0,9 mm abarcando un 13% del área total. Los cóndrulos no presentan vidrio interno, evidenciando la avanzada recristalización.

Tipos de cóndrulos:

- ✓ PO: Corresponderían a un 85% del total de cóndrulos
 - ✓ PP: Identificables por el aspecto más sucio y algunas fracturas de clivaje. Serían el 15% del total de cóndrulos
-
- **Metales y sulfuros:** Llamam mucho la atención dos puntos: (1) “bajo” reemplazo por óxido pese al fracturamiento y la recristalización; y (2) la similitud en abundancia entre kamacita y troilita (aparentemente “secundaria”). La kamacita es de cristales grandes, que pese a estar en una media de 0,3-0,4 mm, tiene muchos cristales cercanos a 1 mm en su eje más largo, con una superficie media de $6,4 \cdot 10^{-4} \text{ mm}^2$ y abarca el 1,8% del corte. Los cristales son mayormente subhedrales y los más pequeños tienden a ser euhedrales. Son en general continuos, con muy pocas grietas o agujeros. La troilita “secundaria” está más desgastada, mostrando muchos agujeros, pero muy poco reemplazo. Su tamaño medio es cercano a los 0,1 mm, pero esto es solo producto de muchos cristales de tamaño del orden de 0,02-0,05 mm, ya que también son comunes aquellos de 0,5-0,6 mm. Abarcan el 1,6% del total de la muestra con una superficie media de $1,7 \cdot 10^{-4} \text{ mm}^2$. La ocurrencia de ambas fases es errática, pero se concentran mucho más en la matriz y casi nada en cóndrulos. La incerteza de que se trate de troilita secundaria o no, es dado que se encuentra en algunas fracturas y a veces rodeando kamacita, indicando ser posterior a esta. Además, los cristales más diseminados están dentro de las grietas de impacto rellenadas de opacos.
 - **Matriz:** Tiene una apariencia brechosa, tanto por efecto de choque como ruptura de cristales por culpa del proceso de corte y pulido. Dado su nivel de recristalización, se le asigna una textura granoblástica fina, con un bajo nivel de vidrio y de tamaño de grano casi homogénea (Figura 9.8). La particularidad de esta muestra es el alto porcentaje de venillas de impacto rellenas de óxidos y microcristales de troilita, mejor apreciables a nivel macroscópico, ocupando cerca del 15% del total del corte, con anchos que van desde los 0,5 a 2 mm de separación. Existen también venillas de escala microscópica, con anchos de 0,1 a 0,4 mm aproximadamente, pero que no se encuentran rellenas y están siguen la forma del corte por las orillas y a veces haciéndose presentes con ramificaciones hacia el centro, a diferencia de las anteriores que eran transversales. La porosidad tiene menos relevancia, siendo menor al 1% con agujeros del orden de 0,2 mm y asociada más a efectos de meteorización y fracturamiento, ya que se concentra cerca de las venillas. Respecto a la plagioclasa, esta es relativamente abundante, presente tanto en cóndrulos como en matriz de forma casi homogénea producto probablemente de la recristalización. Son “pocos” cristales dado que hubo gran conexión entre cristales pequeños precursores. El tamaño medio de estos cristales se encuentra entre los 0,04 y 0,05 mm, algunos incluso llegando a los 0,1 mm.

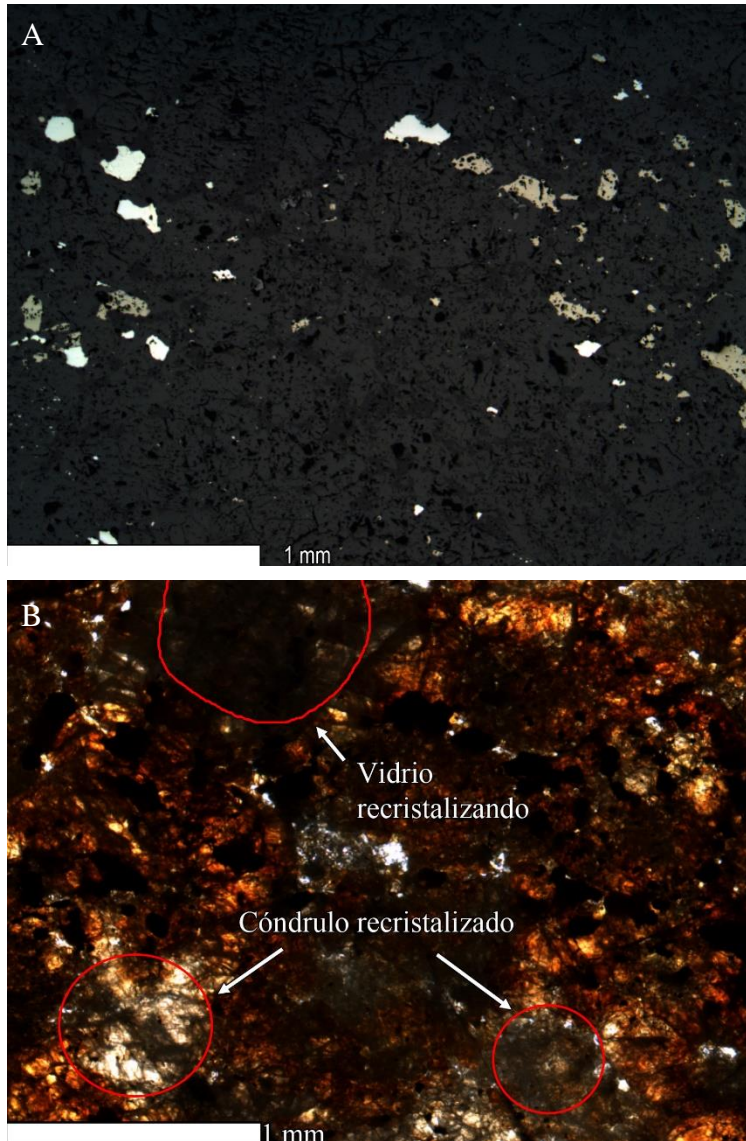


Figura 9.8: Microfotografías a un mismo punto de la matriz con alta tasa de recristalización en JG151. Son pocos los sectores visibles debido al oscurecimiento provocado por meteorización y cantidad de opacos. (A) es vista en luz reflejada, donde no se distinguen cuerpos individuales que no sea opacos y (B) es la misma zona, en donde se logran identificar relictos de cóndrulos.

9.1.7 MV023

- **Cóndrulos:** Sus bordes están pobremente definidos, algunos los han perdido casi en totalidad, pero pueden identificarse por la silueta formada por los metales. Muchos están atravesados por pequeñas venillas de óxido y los pocos metales internos están reemplazados. Pese a estar perdiendo bordes, la recristalización interna no es muy avanzada, pero es notoria con pocos cristales individuales reconocibles y baja porción de vidrio (<5%). Los cóndrulos mejor conservados van de 0,2 a 0,5 mm de diámetro, con un promedio de 0,4 mm y abarcan un 30% del área total del corte. Se encontró

un cóndrulo de 1 mm de diámetro, pero dado su bajo redondeamiento se cree que puede ser un cumulo con recristalización más avanzada que el resto. Existen fragmentos un poco más ovaladas, aún en desequilibrio y son los más fáciles de reconocer.

Tipos de cóndrulos:

- ✓ PO: Corresponden al 95% del total de cóndrulos identificables. Su porción de vidrio es muy baja (<5%) y suelen tener pocos pero grandes cristales de olivino. Están comúnmente fracturados o son fragmentos de un cuerpo anterior (Figura 9.9)
- ✓ PP: Son el 5% restante de cóndrulos reconocibles. En ellos es más evidente la recristalización, con nulo vidrio ígneo y cristales grandes visualmente homogéneos.

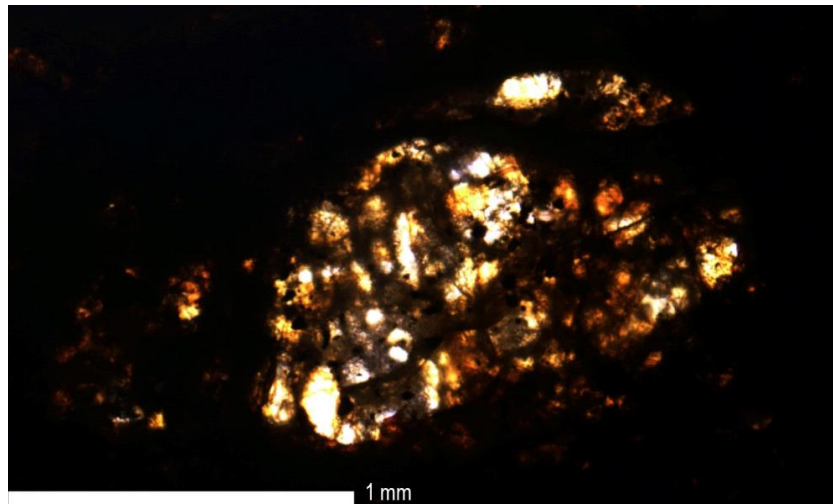


Figura 9.9: Microfotografía del único cuerpo reconocible fielmente como un cóndrulo PO. Ha perdido redondez, posee varias fracturas y baja porción de vidrio.

- **Metales y sulfuros:** El reemplazo tanto de metales como de sulfuros es avanzado. De las porciones no reemplazadas, tanto kamacita con troilita tienen un tamaño similar (0,1 a 0,2 mm, siendo más común el sulfuro con cristales grandes) cubriendo un 0,8% y 0,9% total del corte respectivamente. Además, poseen una superficie media de $1,94 \cdot 10^{-4}$ y $2,44 \cdot 10^{-4} \text{ mm}^2$ en el mismo orden, evidenciando la mayor abundancia del sulfuro. Sin embargo, considerando cristales originales, la kamacita podría ir de 0,1 a 0,4 mm y la troilita entre 0,1 y 0,3 mm en sus ejes más largos y la kamacita podría ser más abundante. De los cristales conservados, estos se presentan de forma subhedral y con halos de reemplazo gruesos. Pese a que ambas fases se concentran más en la matriz, son los cristales más pequeños los que generan las siluetas de los cóndrulos.

- **Matriz:** La matriz está casi en su totalidad recristalizada, pero conserva ciertos fragmentos irregulares y heterogeneidad en su textura, por lo que se asigna como granoblástico de grano medio. Además, esta recristalización es desigual ya que hay zonas ricas en vidrio y otras más densas en cristales que son difíciles de identificar individualmente. Las venillas de impacto son considerables, tanto en su ancho que va entre los 0,1 y 0,3 mm como en su distribución presente en todo el corte. El dominio principal es a lo largo del eje más extenso del corte, atravesando entre 1/4 a 1/2 del largo total hasta que se interrumpen abruptamente por relictos de cóndrulos, sin embargo, a veces también los atraviesan. Al menos el 70% de ellas están rellenas de óxidos de Fe y las que no lo están suelen ser las más gruesas. Se puede apreciar tanto porosidad primaria principalmente en la interna de los cóndrulos, como secundaria cercana a las fracturas y en metales oxidados más grandes. Las aperturas van de 0,08 a 0,15 mm y se reparten homogéneamente. La plagioclasa cuesta divisarla ya que distrae el color de los óxidos tan abundantes, sin embargo, muestra avance en su desarrollo con cristales de tamaño medio cercano a los 50 μm , algunos llegando casi a los 0,1 mm. Son pocos los cristales inconexos menores a 20 μm . Aquellos de mayor tamaño son cercanos las zonas más densas de vetillas con relleno de óxido.

9.1.8 MV025

- **Cóndrulos:** Buen redondeamiento, límites claros, colores y fracturas internas características permiten que los cóndrulos de esta muestra sean muy fáciles de distinguir. El rango de tamaños va entre los 0,1 y 0,9 mm de diámetro, con un promedio cercano a los 0,7 mm y cubren el 40% del área total. La recristalización interna es poco importante, teniendo porciones de vidrio cercanas al 30% en algunos casos. Sus contenidos de metales y sulfuros son casi nulos, pero las densidades de fracturas internas son altas en muchos de ellos.

Tipos de cóndrulos:

- ✓ PO: Aproximadamente el 50% del total de cóndrulos. Muestran buena cristalinidad, siendo fácil identificar cada cristal de olivino, que suelen estar inmersos en una masa vítrea que ocupa entre el 10 y 30% total del cóndrulo. Son los que mayor porosidad presentan (Figura 9.11).
- ✓ PP: ocupan el 40% del total de cóndrulos. Algunos poseen el clivaje típico de piroxeno mientras que otros se identifican por su aspecto más sucio. Suelen ser menos redondeados, tomando una forma más ovalada.
- ✓ Ricos en vidrio y BO: Son el 10% restante, siendo los que límites más claros presentan. Destaca uno en particular, con un tono más oscuro que el entorno y con muchas fracturas. Este presenta un halo de piroxeno e internamente se observan microlitos que presuntamente también serían piroxenos (Figura 9.10). Los BO son están por debajo del diámetro medio, pero se reconocen por su textura.

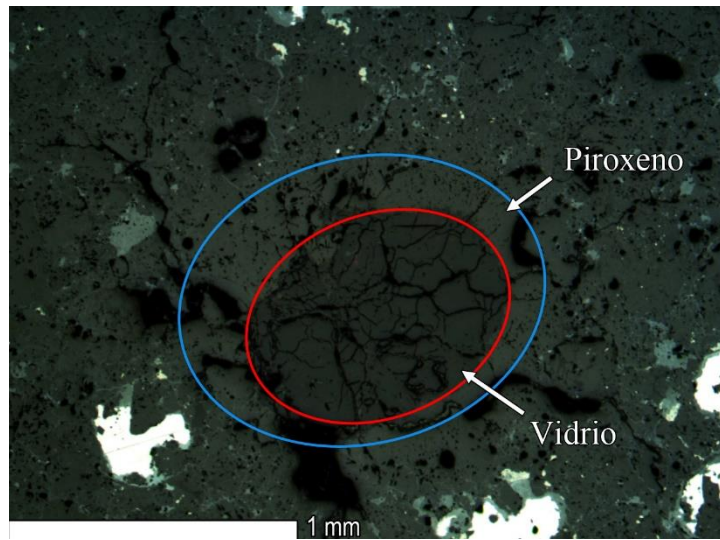


Figura 9.10: Microfotografía del cuerpo con aspecto de cóndrulo, particularidad de MV025, el cual consta en un círculo de centro vítreo (círculo rojo) con una corona irregular de piroxeno (círculo azul).

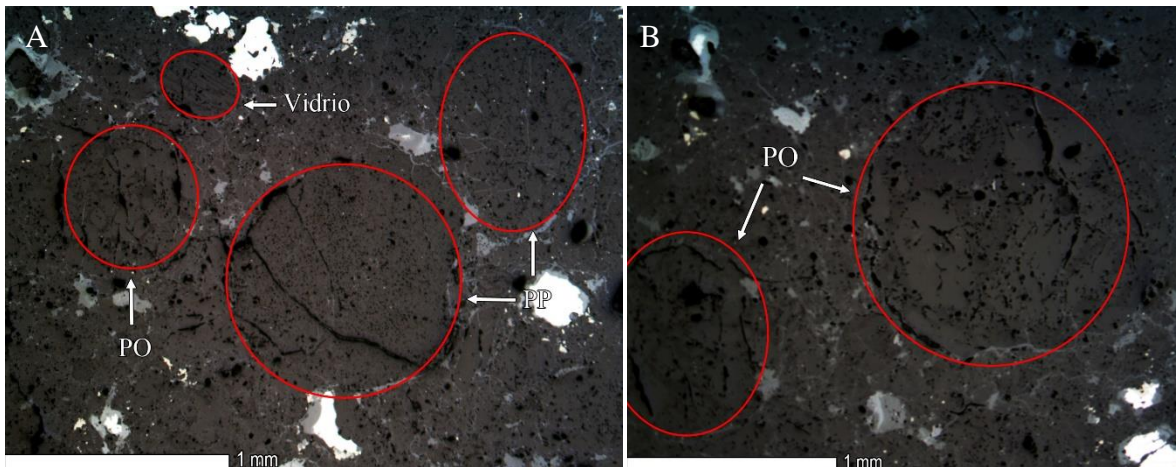


Figura 9.11: Microfotografías de los conjuntos de cóndrulos mejor conservados en MV025. Poseen bordes bien definidos y buena cristalinidad que le dan una apariencia fácil de reconocer (color y textura). Las imágenes fueron tomadas en luz reflejada para mostrar la buena conservación de cóndrulos.

- **Metales y sulfuros:** Los cristales de kamacita van de 0,2 a 0,5 mm en su eje más largo, de forma subhedral y abarcan el 3% total del corte con una superficie media de 0,002 mm². Si bien hay cristales totalmente reemplazados por óxidos, aquellos conservados y de mayor tamaño muestran un halo muy delgado que se va engrosando mientras más chico sea el cristal. El contenido de silicatos es irregular, siendo casi nulo en algunos cristales y muy denso en otros. La distribución es relativamente heterogénea, siendo la parte central la que posee menos cristales. Para el caso de la troilita, esta es muy poco abundante, abarcando el 0,3% total del corte, con 0,1 a 0,2 mm de largo en su eje mayor y una superficie media de $4,9 \cdot 10^{-5}$ mm². Son cristales

subhedrales y debido a su pequeño tamaño no se distingue alguna textura de reemplazo, pero si halos gruesos, por tanto, es muy probable que gran parte de las fases ya oxidadas completamente hayan correspondido a troilita.

- **Matriz:** La matriz es mayormente vítrea, con pocos fragmentos cristalinos distinguibles de olivino y algunos puntos que parecieran cristalizar a piroxeno. Se le asigna una textura porfidoblástica dada la alta densidad de cóndrulos inmersos en esta masa vítrea, en donde no se observan cristales menores. Las vetillas observables no logran atravesar todo el corte y suelen interrumpirse en los límites de los cóndrulos, los cuales tienen sus propias fracturas. En general tienen un ancho cercano a los 0,1 mm, pero varían en un rango que se mueve entre los 70 μm y 0,1 mm. Se estima que solo el 30% de ellas están rellenas con óxidos y no completamente. Respecto a la porosidad, aquella observable se asocia a porosidad primaria en un 15% ya que no hay fuertes indicios de meteorización que conlleven a disolución y el restante 85% como consecuencia del fracturamiento, que se dan en puntos de mayor densidad de vetillas. Los tamaños de estos agujeros van de 0,05 a 0,1 mm y 0,05 a 0,2 mm respectivamente. Entre vetillas huecas, rellenas y porosidad ocupan el 0,5% del total del corte. Finalmente, la plagioclasa cuesta diferenciarla por la gran cantidad de mesostasis en el corte, pero en las orillas es donde mayor abundancia hay. Si bien su presencia es considerable, sus cristales son inconexos y no superan los 50 μm , teniendo un tamaño medio aproximado de 30 μm . Se presenta casi con homogeneidad entre cóndrulos y matriz.

9.2 Efectos de meteorización

El nivel de meteorización de los meteoritos es también usado como un criterio de clasificación, el cual se centra en el estado de conservación y el avance de oxidación de las fases opacas: kamacita (taenita) y troilita.

Para la descripción de estas características se utilizó luz reflejada y un aumento de 4x en el microscopio, estudiando el nivel de reemplazo de los opacos por halos de óxido o reemplazo intramineral y la distribución y relleno de venillas que facilitan de cierta forma el proceso hacia el interior del meteorito. No hubo diferenciación entre opacos pertenecientes a la matriz o a los cóndrulos. Al hablar del total de opacos reemplazados se hace referencia al área ocupada por los óxidos de Fe que están reemplazando respecto al área total ocupada por los opacos originales (kamacita y troilita sin reemplazo).

9.2.1 DM053 A1

Las venillas de meteorización están presentes en todo el corte, con un grosor más o menos constante que no supera los 50 μm en su parte más gruesa. La gran mayoría de ellas están rellenas, siendo solo una familia de venillas de mayor grosor (50 μm aproximadamente en toda su extensión) que se encuentran vacías, y atraviesan longitudinalmente el corte, siendo casi perpendiculares a los bordes. Los rellenos son en su totalidad de óxidos de Fe.

El reemplazo de metales y sulfuros por óxidos se da como halos en la kamacita e intramineral en la mayoría de la troilita, como se puede observar en la Figura 9.12. Los metales reemplazados en su totalidad están mayormente ubicados cerca de vetillas rellenas, siendo incluso mayores en cantidad que los ubicados a la orilla del corte.

La presencia efectos de meteorización se presentan de manera heterogénea en la muestra, siendo las zonas más oxidadas las cercanas a las orillas y vetillas, teniendo una media de casi el 80% del total de opacos reemplazados. Sin embargo, estas áreas son pequeñas y más hacia el centro la media baja a un 30% aproximadamente, mientras que los silicatos no se ven afectados por algún tipo de alteración, por lo que la estimación de reemplazo total es cercana al 60%.

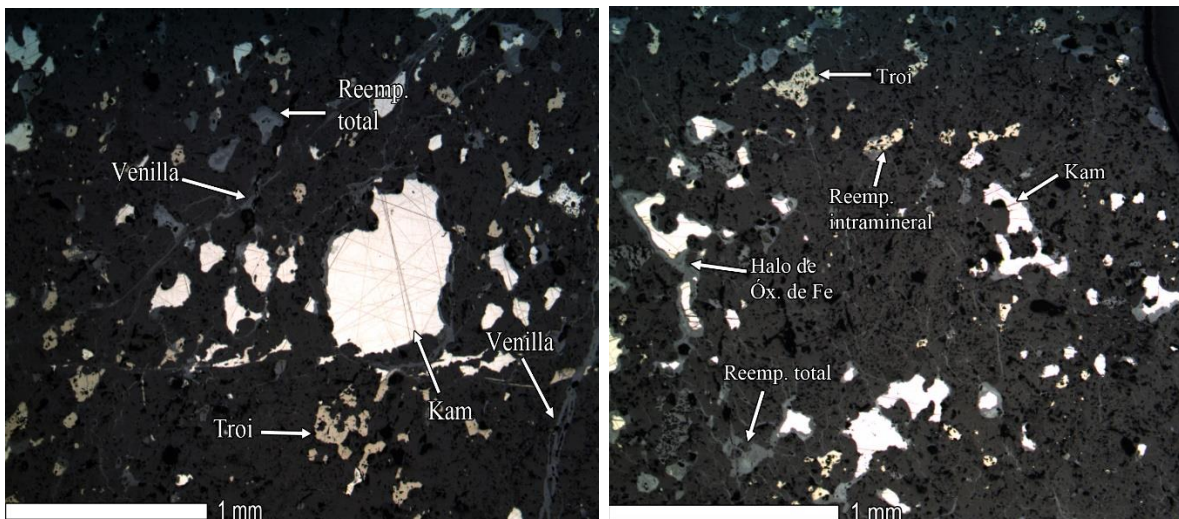


Figura 9.12: Microfotografía de las evidencias de meteorización en DM053 A1. (A) vetillas de fundido, (B) halos de óxido en kamacita y reemplazo intramineral en troilita.

9.2.2 DM053 A2

Pese a pertenecer al mismo cuerpo que la muestra anterior, los efectos de meteorización aquí varían ligeramente. En primer lugar, la cantidad de vetillas rellenas en su totalidad disminuye y son levemente más notorios los huecos, sin embargo, siguen predominando las selladas. El reemplazo de troilita sigue siendo predominantemente intramineral, mientras que los cristales reemplazados en su totalidad empiezan a presentar disolución, como se ve en la Figura 9.13.

El grosor de vetillas se mueve entre los 10 y 60 μm , siendo las más delgadas las que poseen más relleno. Los efectos de meteorización son más homogéneos que en DM053 A1, principalmente debido a la mayor cantidad de fracturas, reemplazando cerca del 70% del total de opacos en las orillas y un 50% más al centro.

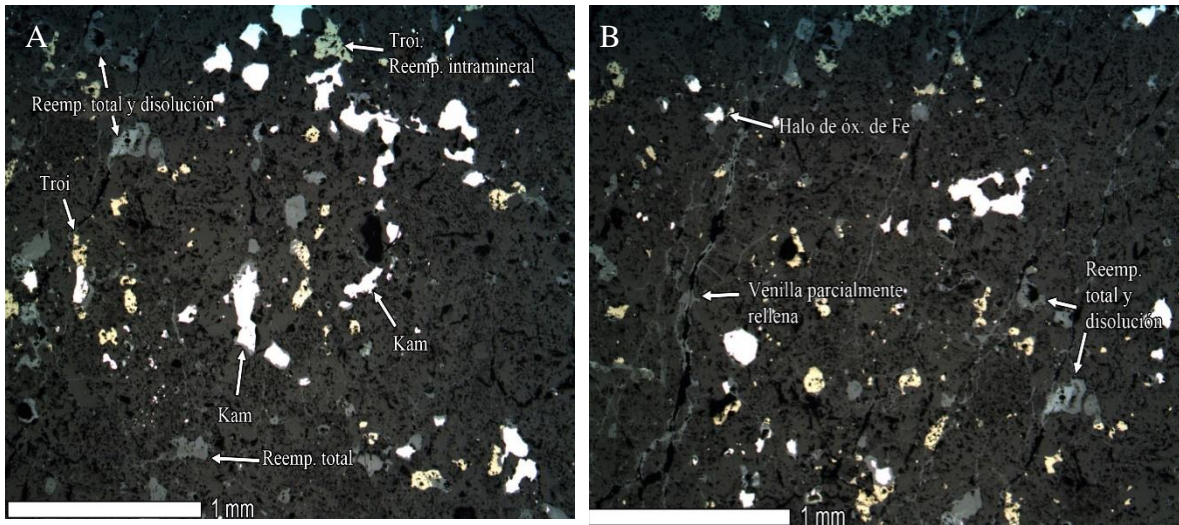


Figura 9.13: Microfotografías de los efectos de meteorización en DM053 A2. Las mayores manifestaciones de este proceso son (A) los halos de óxido que incluso llegan a reemplazar cristales en totalidad y (B) relleno parcial de venillas por óxidos y disolución.

9.2.3 DM055 A2

Es la muestra con mayor evidencia de meteorización. Casi la totalidad de opacos está reemplazada, el grosor de las venillas va de los 10 a 80 μm y están rellenas en su totalidad con óxidos de Fe. Los opacos que aún sobreviven poseen gruesos halos de óxido y la mayoría reemplazo intramineral también, mientras que algunos ya totalmente reemplazados empiezan a sufrir disolución generando porosidad secundaria como lo muestra la Figura 9.14.

Los efectos son homogéneos en toda el área y se atribuyen a la gran densidad de venillas que presenta el meteorito. Los cristales de olivino que logran reconocerse presentan sets de fracturas planares e irregulares (Figura 9.3).

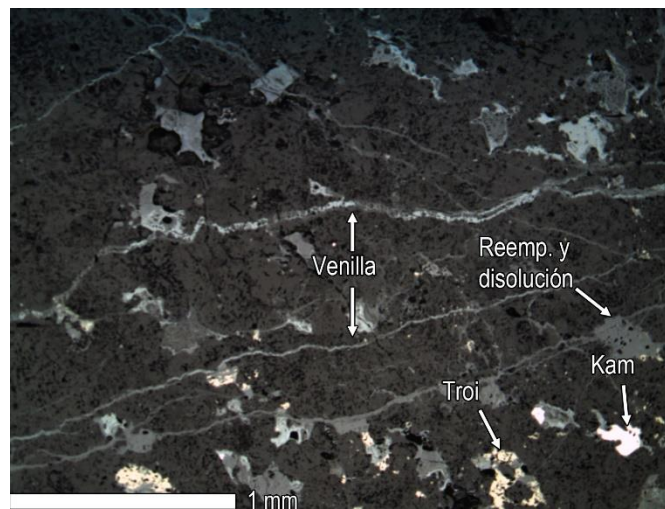


Figura 9.14: Microfotografía de un sector representativo en DM055 A2, la muestra más meteorizada. Casi no quedan opacos ya que han sido reemplazados por halos de óxido y reemplazo intramineral, llegando incluso a disolución. Las venillas están casi todas completamente rellenas por óxidos.

9.2.4 JG124

Es de los que mejor se conserva. Posee pocas venillas, las cuales en su mayoría se encuentran en las orillas no superando los 20 μm de espesor en general, pero en algunos puntos llegando a los 80 μm los cuales son los que no poseen rellenos. Las venillas en las orillas están rellenas por óxidos de Fe, pero en aquellas localizadas más al centro también presentan troilita subordinada con indicios de oxidación y en mucha menor medida kamacita.

El reemplazo se da por halos de óxido, incluso en troilita, dado el gran tamaño de cristales y su gran continuidad que puede observarse en la Figura 9.15.

Si bien hay opacos pequeños en las orillas reemplazados totalmente, los halos más gruesos encontrados en sectores más centralizados no superan el 10 o 15% del total del cristal.

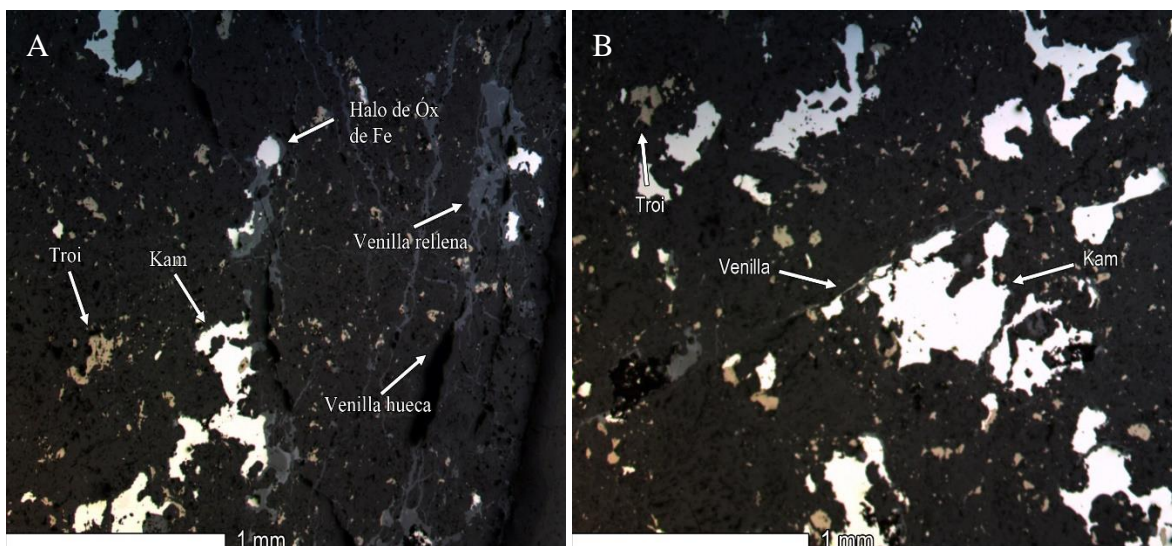


Figura 9.15: Microfotografía de los únicos puntos con avance en meteorización en JG124, restringido a las orillas. (A) Las venillas más importantes están en los bordes y cercanas a ellas los opacos empiezan a oxidarse y reemplazarse mediante halos. (B) Algunas venillas de meteorización rellenas de óxidos se han acercado al centro, pero son pequeñas y no afectan mayormente a los cristales adyacentes.

9.2.5 JG143

Muy pocas venillas, casi en su totalidad paralelas y apegadas a las orillas en el eje más largo de la muestra. Están casi completamente huecas con pocos indicios de relleno de óxidos de Fe en las paredes de las aberturas, siendo más gruesas en comparación al resto de las muestras teniendo un grosor de entre 50 y 80 μm .

El reemplazo es principalmente mediante halos de óxido, aunque en los contactos kamacita-troilita es fácil encontrar e identificar una delgada línea de óxido evidenciando reemplazo intramineral, cosa que no se da en los granos de kamacita, pero si en muchos de troilita. Vale resaltar que este reemplazo intramineral es inicial y solo tiene un par de micrones de grosor, sin extenderse notoriamente hacia los bordes, mientras que los halos de reemplazos son más irregulares y no es común que

rodeen todo el cristal, entrando desde un solo lado y acaparando entre un 10 y un 20% del total del cristal.

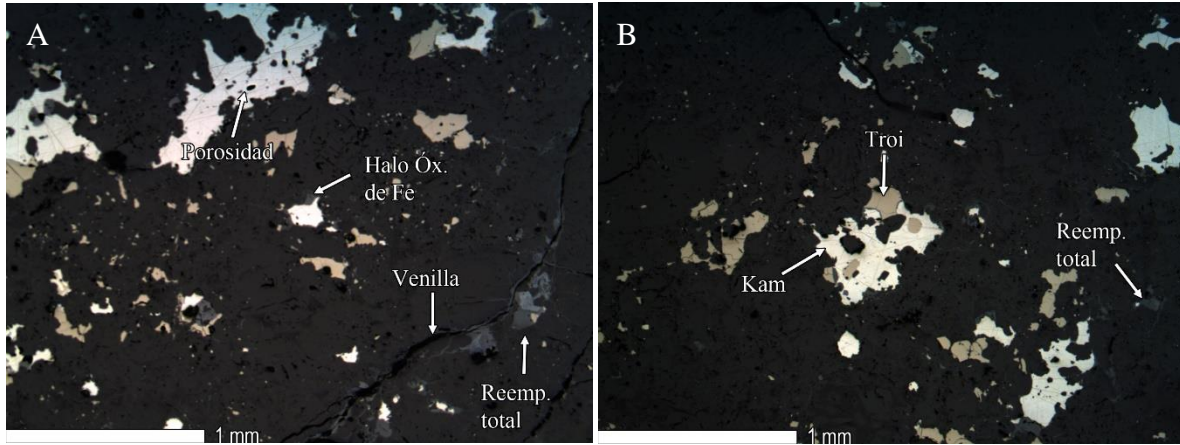


Figura 9.16: Microfotografía de los efectos de meteorización en JG143. El avance es muy poco, (A) Las venillas están casi vacías, con delgadas capas de óxidos en las paredes, pero logran oxidar totalmente a opacos aledaños. (B) Hay un inicio de reemplazo intramineral en los contactos troilita-kamacita.

Pese a su buena conservación, cerca de las fracturas existen opacos reemplazados en su totalidad, mayormente los que entraron en contacto con ella (Figura 9.16), pero al ser zonas muy pequeñas no toman gran importancia. Los efectos de meteorización son muy bajos y en promedio el reemplazo difícilmente supera el 15% de opacos.

9.2.6 JG151

Pese a su apariencia desgastada, la meteorización no ha afectado mucho a esta muestra. Inclusive pese a estar llena de fracturas discontinuas, de largos que van de los 0,5 mm hasta la mitad del corte algunas, estas están casi huecas con solo pequeños rastros de óxidos de Fe en sus paredes. Aquellas venillas que van hacia el centro tienen formas sinuosas, de grosores variables de 10 a 70 μm aproximadamente, mientras que aquellas que se van por las orillas son semirectas y de grosores no superiores a los 40 μm .

Son pocos los cristales de kamacita que presentan halos apreciables o de importancia, siendo los más pequeños los que evidencian que la meteorización ya inició con halos delgados. Por otro lado, la troilita evidencia mayores efectos al presentar reemplazo intramineral iniciando mayormente en las porosidades de sus cristales (Figura 9.17: Microfotografía de los leves efectos de meteorización en JG151. Kamacita no presenta importantes halos de óxido, siendo restringido a cristales pequeños. Por otro lado, la troilita al ser más porosa empieza a reemplazarse por esos espacios, pero se presenta en una etapa inicial levemente apreciable.), sin embargo, no logran tomar gran relevancia en el área total de los cristales.

Existen opacos reemplazados en su totalidad en las áreas de mayor densidad de venillas, pero se trata de cristales bajo la media de tamaño y en zonas muy localizadas. El reemplazo del área total de opacos no supera el 30%, proporción que

no varía significativamente si consideramos los *melt pockets* presentes en algunos sectores.

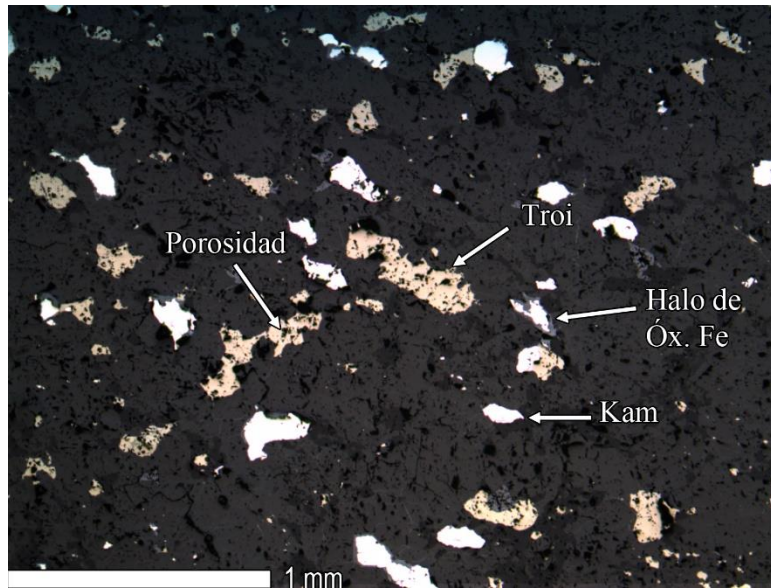


Figura 9.17: Microfotografía de los leves efectos de meteorización en JG151. Kamacita no presenta importantes halos de óxido, siendo restringido a cristales pequeños. Por otro lado, la troilita al ser más porosa empieza a reemplazarse por esos espacios, pero se presenta en una etapa inicial levemente apreciable.

9.2.7 MV023

La particularidad de esta muestra es que se pueden apreciar de cierta manera todas las etapas y formas del proceso de meteorización. Partiendo por las venillas, estas se dan de variadas formas, teniendo grosores que van de los 10 μm a los casi 80 μm con distintos niveles de relleno, siendo las más gruesas rellenas parcialmente o casi huecas y las más delgadas totalmente rellenas, todo con óxido de Fe. Las venillas más pequeñas (<40 μm de ancho) son semiparalelas al eje más largo del corte, mientras que las más grandes no muestran dirección preferencial.

Los cristales de kamacita se reemplazan mediante halos de óxido y la troilita mayormente como reemplazo intramineral (Figura 9.18). Dada la alta densidad de venillas, no hay una zona que conserve mejor a los opacos que otra, siendo la meteorización un proceso homogéneo en toda el área. En algunos puntos de completo reemplazo del opaco hay porosidad secundaria por efecto de disolución, sin embargo, esto no se da de forma tan común y se restringe a zonas cercanas a las venillas más gruesas y con relleno parcial.

La meteorización está en una etapa avanzada, en la cual pareciera tener mayor sobrevivencia los cristales de troilita, que ya lleva cubierto al menos el 80% del área total de opacos y pese a que muchas venillas atraviesan cóndrulos, no se observa alteración de silicatos.

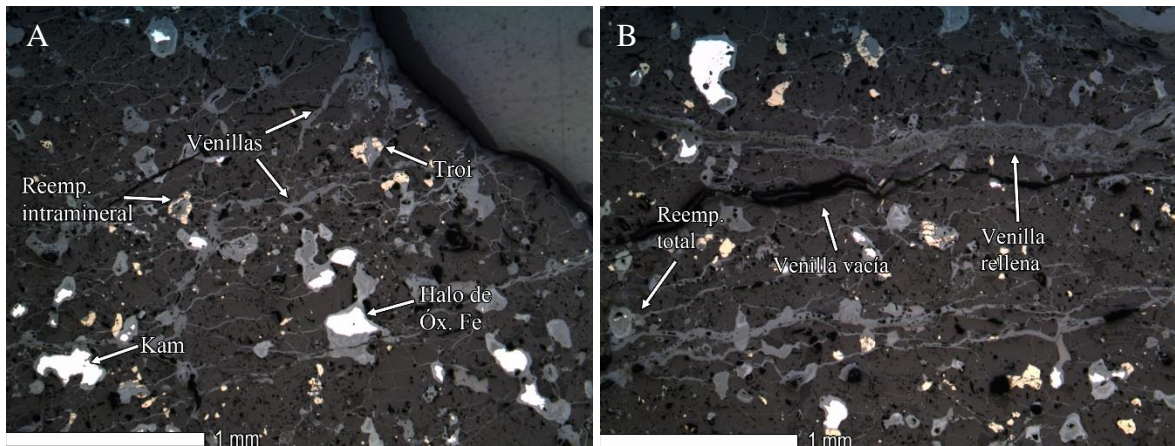


Figura 9.18: Microfotografías en distintos puntos de MV023, el cual presenta múltiples estados de meteorización, permitiendo identificar cada uno de los mecanismos: (A) venillas rellenas de óxido, troilita con reemplazo intramineral y halos de óxido en kamacita; (B) Venilla rellena, venilla cercana hueca, reemplazo total de opacos y algunas disoluciones.

9.2.8 MV025

Esta muestra caracterizada por su gran cantidad y buena definición de cóndrulos se encuentra en una etapa inicial de meteorización, con una baja porción de óxidos de Fe. No presenta venillas importantes ya que las principales fracturas del corte son fracturas internas de los cóndrulos, que no pasan más de 1 mm hacia la matriz. Existen algunas fracturas que habrían aprovechado los puntos de debilidad en la interfaz matriz-cóndrulo y crecieron por allí, alcanzado grosores de entre 30 y 40 μm , y solo algunas están rellenas parcialmente, el resto casi totalmente huecas.

Pese al bajo fracturamiento, el proceso de meteorización se ve repartido homogéneamente en el corte, pero muy desigual en el nivel de afección de cada grano, es decir, encontrar un opaco casi sin halo de óxido puede estar fácilmente rodeado por opacos completamente reemplazados, como se observa en la Figura 9.19.

Casi todos los opacos estarían siendo reemplazados por halos de óxido de Fe, exceptuando unos pocos cristales de troilita que lo hacen mediante reemplazo intramineral, pero dados sus pequeños tamaños es difícil de determinar. Los silicatos no se ven afectados, mientras que el óxido está abarcando entre un 50 y un 60% del área total de opacos.

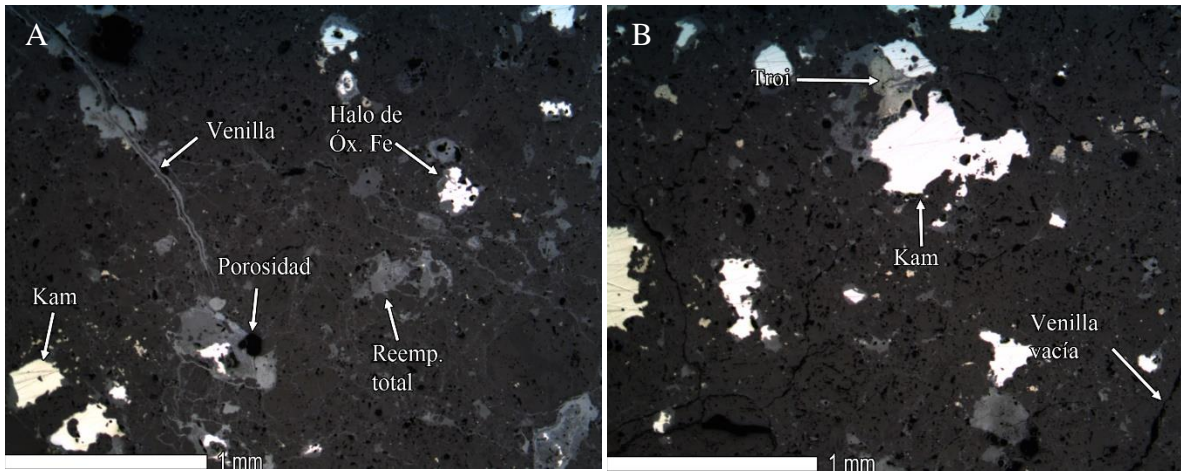


Figura 9.19: Microfotografía de los opacos más importantes de MV025. La kamacita presenta variados niveles de reemplazo, teniendo cristales completamente oxidados y con disolución (A) y algunos sin halos de óxido (B). Las venillas están vacías o con relleno parcial en las paredes por óxidos de Fe.

9.3 Evidencias de choque

9.3.1 DM053 A1

El metamorfismo de choque en esta muestra está evidenciado principalmente por las venas de fundido, las cuales son de grosor micrométrico ($<10 \mu\text{m}$) y rellenas principalmente por vidrio silicatado y troilita en menor cantidad, la cual en muchos puntos se pierde por estar en avanzada oxidación (Figura 9.20). Las venillas son semirectas y rodean a los cóndrulos (rara vez los atraviesan). El fracturamiento de fragmentos cristalinos es completamente irregular.

Algunos cúmulos de opacos pueden confundirse con *melt pockets*, pero sus formas irregulares y nulo patrón tanto de acumulación o dirección los evidencia como opacos matriciales. La troilita no presenta policristalinidad ni pleocroismo.

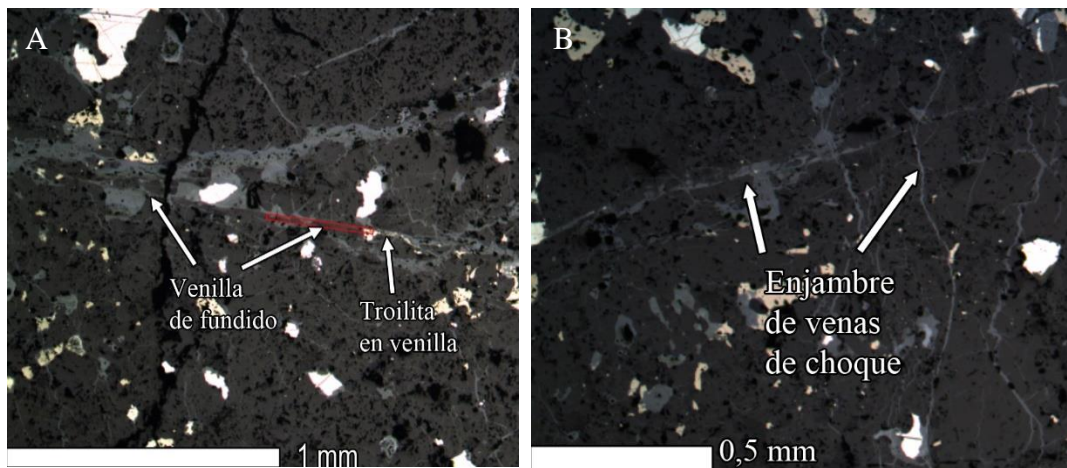


Figura 9.20: Microfotografía de las mayores evidencias de choque en DM053 A1. Las venillas de fundido son el elemento más común, siendo principalmente vidrio silicatado y algunos cristales de troilita conservados, pero mayormente oxidados. (A) Una venilla recta, con troilita reconocible en su interior aprovechando zonas de debilidad. (B) Pequeño enjambre de venas de choque mayormente con opacos reemplazados.

9.3.2 DM053 A2

Los efectos de choque en esta muestra son muy similares a la anterior, como sería esperable al tratarse del mismo meteorito lo que también indicaría que este proceso fue sufrido por gran parte del cuerpo en intensidades similares.

Las venas de fundido toman mayor relevancia al igual que su relleno de troilita, el cual se preserva mejor y su presencia tomar mayor importancia en la masa de vidrio silicatado como puede verse en la Figura 9.21 Algunos cristales grandes de troilita presentan un leve pleocroísmo de difícil reconocimiento.

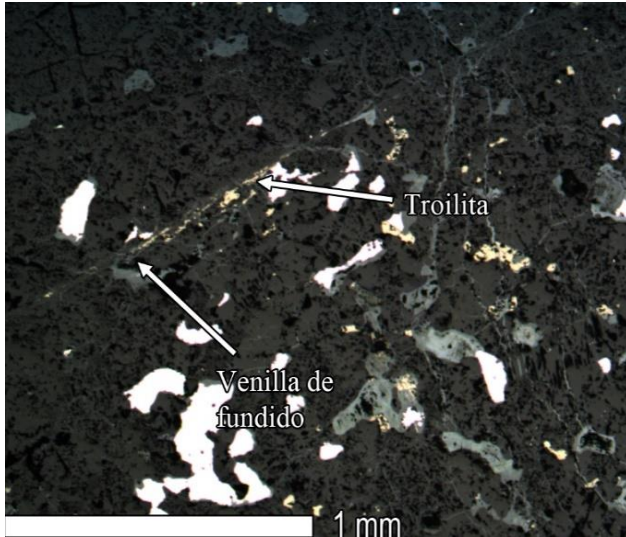


Figura 9.21: Microfotografía de la única evidencia de choque clara encontrada en DM053 A2. Las venas de choque están repartidas a lo largo y ancho de todo el corte, muchas aprovechando zonas de debilidad como bordes de cóndrulo y conservan gran cantidad de sus opacos. Los enjambres con pequeños y menos numerosos en comparación a DM053 A1

9.3.3 DM055 A2

Dado el alto nivel de meteorización de esta muestra, no es posible identificar *melt droplets* ni troilita policristalina o pleocroica y queda solo fijarse en las venillas de choque. Estas son de grosor considerable, estando entre los 20 y 50 μm , rellenas por óxidos, alcanzando en ciertos sectores hasta un 80% del relleno o en ocasiones huecas por disolución, generando porosidad secundaria (Figura 9.22). En su gran mayoría las venas están interconectadas llegando a longitudes que atraviesan casi la totalidad del área. Los cóndrulos de olivino que aún son reconocibles presentan mosaiquismo en etapa inicial de desarrollo (Figura 9.3).

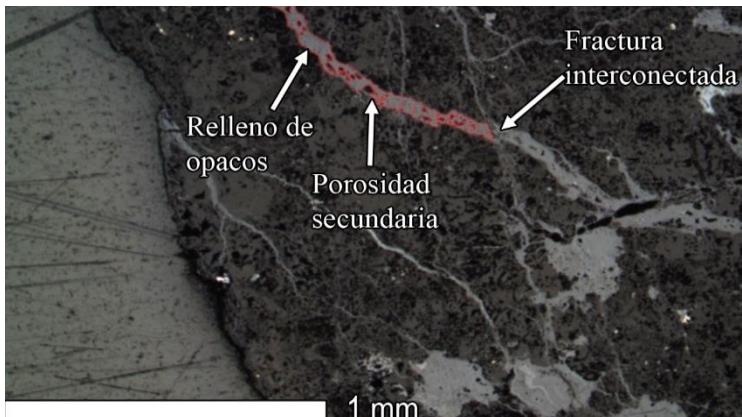


Figura 9.22: Microfotografía de las venas rellenas de DM055 A2. La alta densidad de poros se asocia a venas de fundido cuyos opacos han sido meteorizados completamente. En la imagen, la zona roja muestra el relleno de óxidos con porosidad en la zona central, lo cual es asociado a disolución y no a un relleno incompleto. La fractura interconectada muestra el cruce de dos venas de impacto y continuidad de ambas.

9.3.4 JG124

Las evidencias de choque en este meteorito son muy sutiles, pero identificables con cierta facilidad. En primer lugar, los cristales mejor conservados de troilita y casi en su totalidad muestran un leve pleocroismo a luz reflejada, resaltado en los cristales cercanos a las orillas. Adicionalmente, cercanos a estos granos con pleocroismo, se observa en ciertos sectores de cristales grandes de kamacita en los que ha ido internándose la troilita aparentando un intercrecimiento (Figura 9.23)

Las venas de choque son escasas, siendo muy delgadas ($<10\ \mu\text{m}$) y con troilita bien conservada en su interior inmersa en vidrio silicatado y pequeños granos de kamacita que acompañan en algunos puntos. Pese a su baja cantidad, son de gran extensión superando 1 mm de largo.

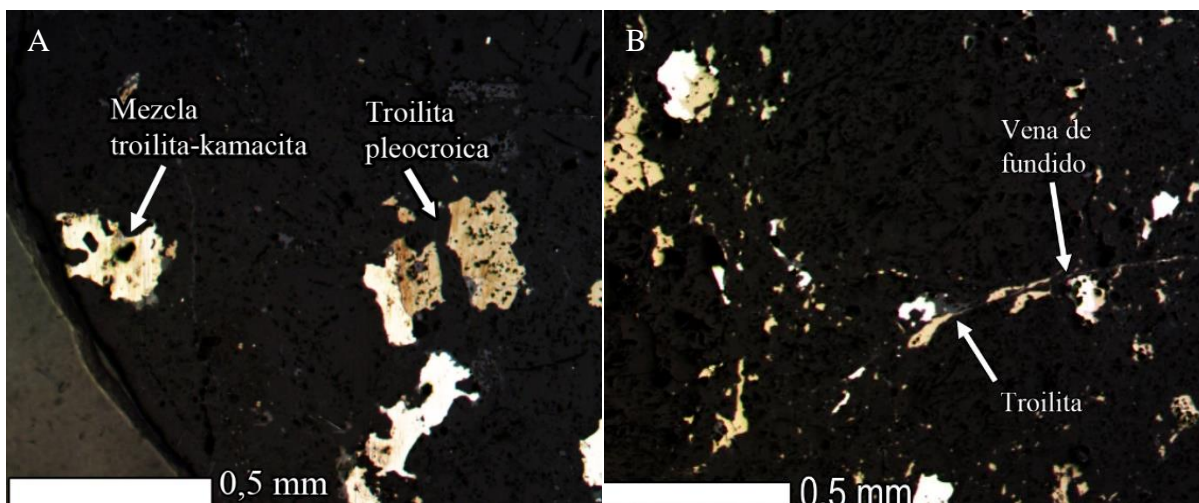


Figura 9.23: Microfotografía de los efectos de choque en JG124, los cuales están restringidos casi en totalidad a las orillas. (A) Troilita pleocroica es el aspecto más común en el corte y fácil de distinguir por el gran tamaño de granos, además se observa un “intercrecimiento” troilita-kamacita asociado a su historia termal (B) Venas de fundido son escasas, con vidrio silicatado y troilita en su interior. Dominan fracturas irregulares.

9.3.5 JG143

Son pocas las evidencias de choque apreciables en este corte. No se encontraron texturas tipo plesita ni troilita policristalina o pleocroica. Las venillas están rellenas por óxidos y su forma irregular dan a entender que su desarrollo es más producto de meteorización que previos choques y opacos ingresados como fundido. Las venas de choque son pocas, siendo más frecuentes en cóndrulos que en matriz. Los olivinos presentan gran densidad de fracturas irregulares (Figura 9.24), que mayormente están limitadas al contorno del cóndrulo del fragmento cristalino. No presentan ningún tipo de relleno.

Por otro lado, las troilitas están casi pristinas y se presentan en tamaños seriados, a veces confundible con *melt droplets* si es revisado con descuido.

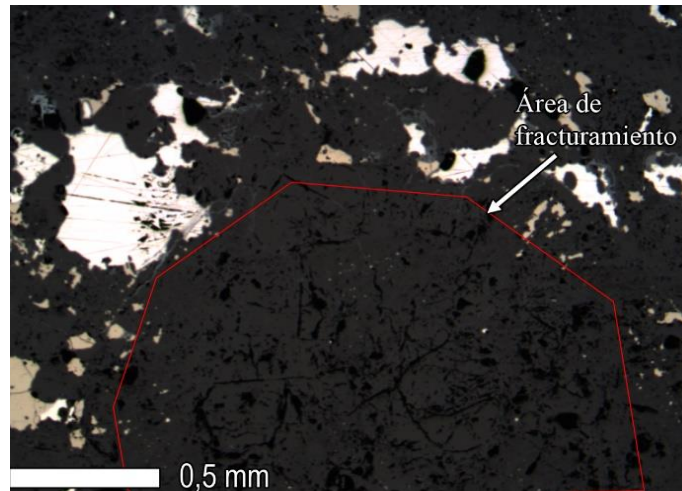


Figura 9.24: Microfotografía de una zona representativa del fracturamiento irregular de cóndrulos y fragmentos cristalinos encontrados en JG143, el cual parece haber tenido pocos y débiles impactos.

9.3.6 JG151

Los efectos de choque se muestran notoriamente a lo largo y ancho de la muestra, principalmente las venas de fundido las cuales incluso a muestra de mano son posibles de observar como venas oscuras, dando un aspecto brechizado, y mediante gotas de fundido de troilita.

Las venas de fundido son anchas, estando entre los 0,2 y 0,8 mm de grosor, rellenas completamente por vidrio silicatado junto con microgotas de troilita diseminada y pequeños granos de kamacita más ajustados a las paredes. Son venas extensas, con dos direcciones preferenciales: una paralela a una orilla del corte y otra perpendicular que atraviesa toda el área. Los cristales de troilita previos que se encuentran cercanos a estas venas muestran una textura porosa, mientras que la kamacita no refleja algún cambio significativo y no hay evidencia de textura tipo plesita.

El desarrollo de *melt pockets* es notorio, con grupos numerosos y gotas cercanas a los 10 μm de diámetro aproximadamente principalmente de troilita, pero se pueden apreciar algunos de kamacita (Figura 9.25). La mayoría se ubica en las venas opacas mayores, pero algunos *melt droplets* se desarrollan en las zonas originales de la matriz. Aquellas fracturas cercanas a los *melt pockets*, se ven rellenas con troilita. La gran cantidad de opacos asociados a estas evidencias generan un oscurecimiento o *blackening* en la muestra al ser visto con luz transmitida. La troilita fuera de las venas de choque muestra un aspecto poroso, muy pocos cristales con pleocroismo

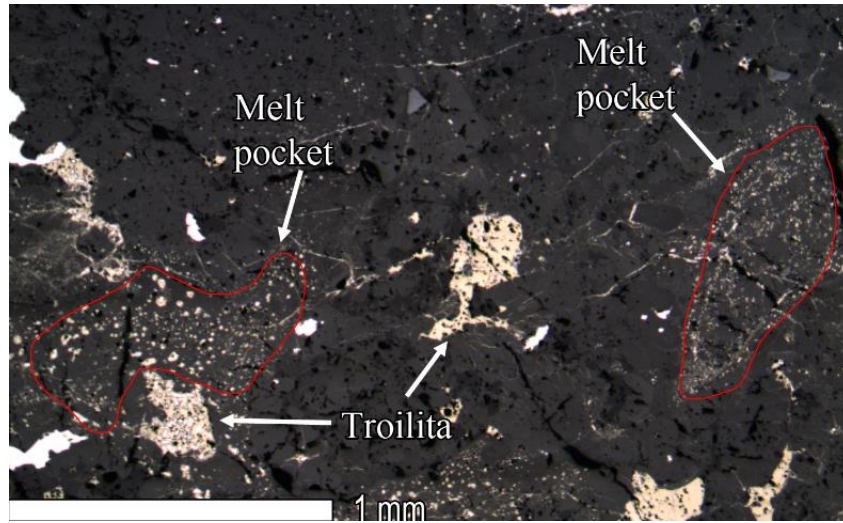


Figura 9.25: Microfotografía de melt pockets encontrados en JG151. Son la evidencia de más fuerte de choque en JG151. En la imagen el melt pocket de la izquierda pertenece a una vena de choque macro, mientras que la de la derecha está en un sector matricial del corte. La totalidad de las troilitas presenta un aspecto burbujeante como las de la foto.

9.3.7 MV023

Evidencias de choque en opacos son difíciles de identificar en este meteorito debido a su avanzada meteorización y son pocos los sectores bien conservados

Las venas de choque están presentes en toda el área, alineadas paralelas al eje más largo del corte, y rellenas mayormente de óxidos, mientras que otros puntos se mantienen huecos. La troilita y kamacita contenidas están casi totalmente reemplazadas por óxido (Figura 9.26). Los grosores para ambos casos son variables, yendo desde los 10 a los 80 μm aproximadamente, con las más gruesas rellenas de óxido.

La troilita presenta un pleocroísmo muy leve, de difícil reconocimiento debido al alto reemplazo y al pequeño tamaño de los cristales

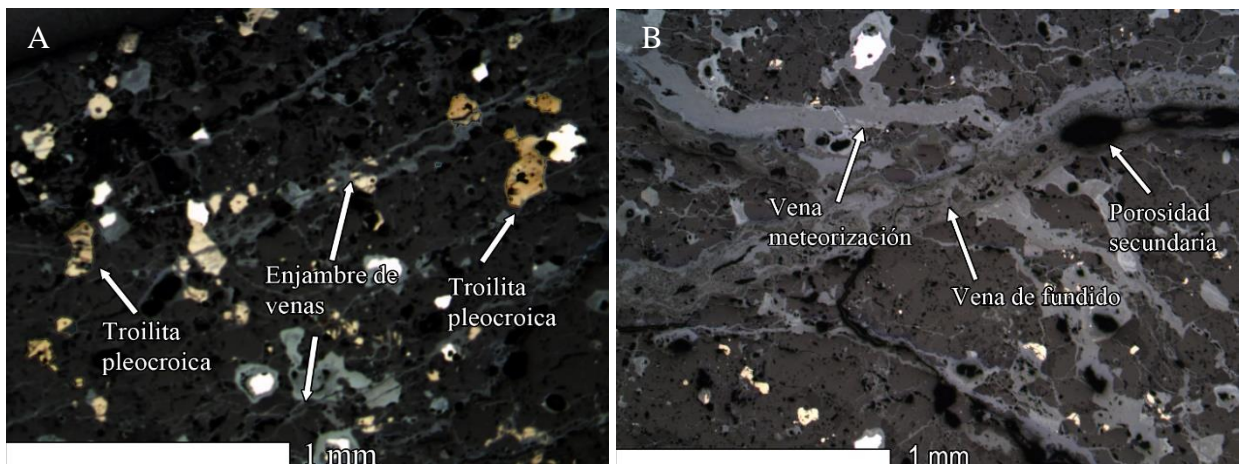


Figura 9.26: Microfotografía de dos puntos representativos de las evidencias de choque en MV023. (A) La gran mayoría de las pocas troilitas conservadas presentan un leve pleocroísmo. En la imagen el contraste fue aumentado digitalmente para el reconocimiento gráfico. (B) Venas de choque son la evidencia de choque más común, estando con un alto nivel de meteorización que incluso llega a presentar porosidad producto de disolución.

9.3.8 MV025

Pocos efectos de choque se presentan, siendo prácticamente solo venas de choque, muchas vacías y que ligeramente se han ido rellenando por óxidos (Figura 9.27). La gran mayoría de los pocos cristales de troilita presentes muestran textura “burbujeante” y el pleocroismo es notorio.

Las venas de choque, de grosores que van desde los 20 a los 50 μm , están mayormente presentes en los cóndrulos, pero se extienden largamente hacia la matriz, generalmente truncándose en el borde de otro cóndrulo, aunque en ocasiones también entra al nuevo cristal. Los enjambres están repartidos heterogéneamente en el corte, pero su presencia en general es considerable.

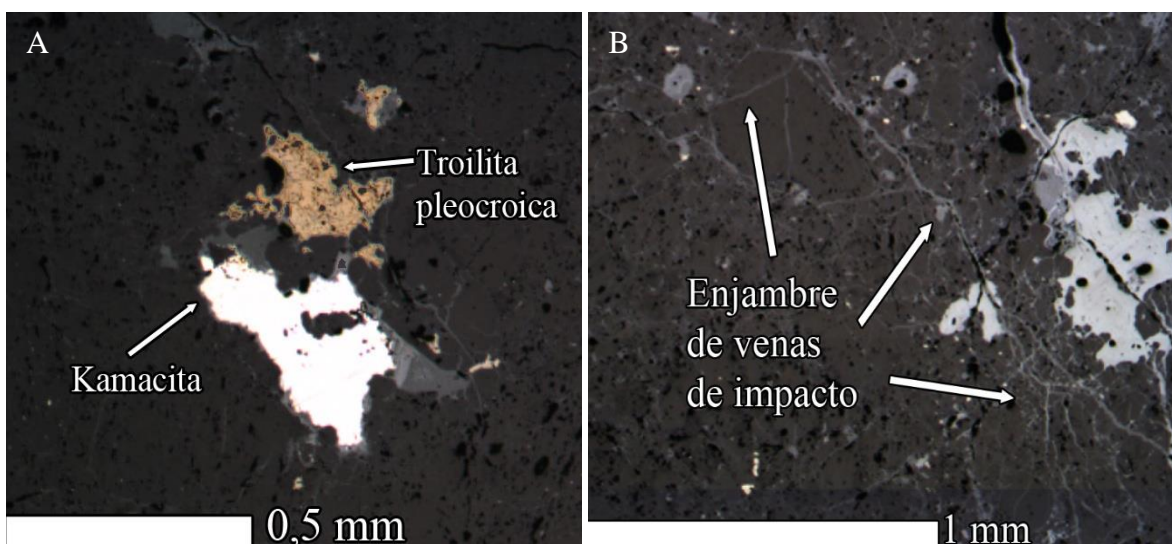


Figura 9.27: Microfotografía de las dos mayores evidencias de choque para MV025: (a) troilita pleocroica (se observan dos tonalidades) y con apariencia burbujeante y (b) enjambre de venas de impacto cuyos óxidos ya fueron reemplazados.

9.4 Petrografía de inclusiones vítreas y mesostasis

Acorde a las observaciones entregadas por Roedder (1984a) y M. E. Varela (2015) donde se plantea el olivino como buen mineral huésped, la búsqueda de inclusiones se centró en cóndrulos, sus relictos y/o fragmentos cristalinos de esta mineralogía donde se esperaban mayor cantidad y con un tamaño que permitiría distinguir sus características. Luego de la descripción petrográfica de las 8 muestras, fueron seleccionadas 5 candidatas que mostraban buena cristalinidad, y poca alteración y fracturas por lo que se plantea la hipótesis de que era más factible la conservación de inclusiones. Las muestras seleccionadas fueron: DM053 A1, DM053 A2, JG143, MV023 y MV025. Se hace mención de su tamaño, densidad poblacional y fases distinguibles.

9.4.1 DM053 A1

- i. Figura 9.28. Inclusión vítrea semi rectangular, de 40x20 μm . Posee opacos dentro, en las orillas y ligeramente fuera de sus límites, con formas semicirculares que diámetro 15 μm y aparentemente de mineralogía similar, sin mostrar variaciones en color o textura. Internamente posee otros cristales de mineralogía indeterminada, no superiores a 5 μm de diámetro y ubicados en la parte inferior y central de la inclusión. El sistema está abierto, mostrando un “canal” en forma de embudo que lo conecta con los límites del cristal de olivino, sin embargo, un opaco parece bloquear la parte angosta cerrando parcialmente la inclusión. A un costado de ella se encuentra una familia de inclusiones cuyo tamaño no permite identificar fases y se clasifican como secundarias por su lineamiento no acorde al crecimiento del cristal.

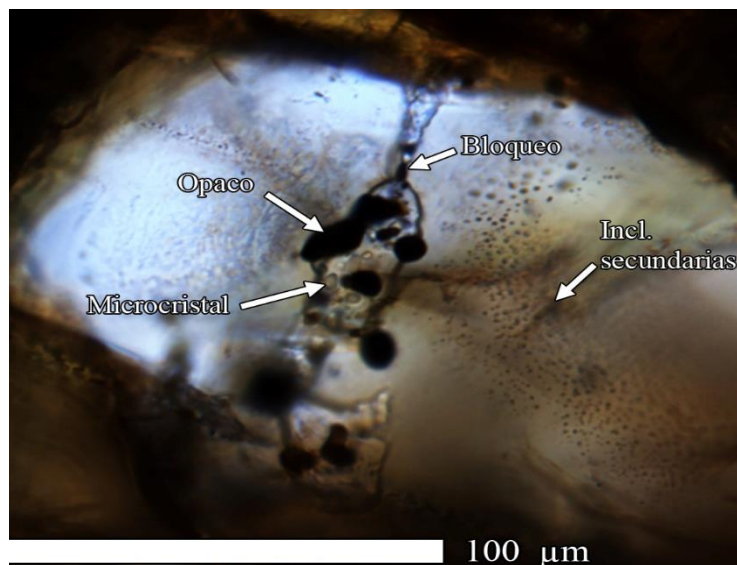


Figura 9.28: Microfotografía a luz transmitida a una Inclusión abierta encontrada en cóndrulo PO. Posee cristales grandes de opacos y microcristales internos. Se encuentra rodeada de familias numerosas de inclusiones cercanas a 1 micrón.

- ii. Figura 9.29. Inclusiones ovaladas con semiejes de 5 y 2 μm aproximadamente. Muestran dos fases (vidrio y opaco, probablemente sulfuro) que se dan en dos proporciones: vidrio/opaco = 3/1 (pobre en vidrio) y 1/2 (rica en vidrio), por lo que se proponen dos MIAs acorde a estas proporciones. En total se contabilizan 18 inclusiones en un área de 50x10 μm , en la que la MIA pobre en vidrio es más numerosa, siendo aproximadamente tres veces a las ricas en vidrio. No se observa decrepitación ni fracturas cercanas, por lo que los sistemas son cerrados. Las inclusiones se encuentran parcialmente expuestas.

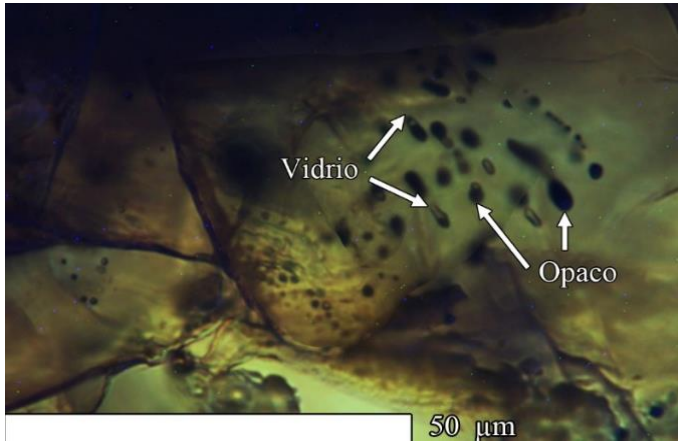


Figura 9.29: Microfotografía a luz transmitida a inclusiones de dos fases (opaco y sector vítreo) en fragmentos de olivino. Dada la incoherencia de sus proporciones, se trataría de atrapamiento heterogéneo.

9.4.2 DM053 A2

- i. Figura 9.30. Se identifican dos MIAs en fragmento de cóndrulo, separados en dos áreas. La primera MIA está en un área de 25x30 µm, consta netamente de vidrio, con orillas oscuras y centro más claro, siendo 4 en total de diámetro aproximado 5 µm las dos mayores y las dos menores de 3 µm. Con el cambio de enfoque pareciera mostrar una burbuja en la orilla para el caso de las más grandes, pero dados los bordes oscuros es confundible. Existe una quinta “inclusión” de forma ovalada con largo de 7 µm y que muestra una única fase vítrea, sin embargo, su extraña pero perfecta forma hace dudar de su naturaleza. Por otro lado, la segunda MIA está en un espacio más fragmentado, de dimensiones 20x40 µm y con muchas inclusiones sólidas. Son en total 3 inclusiones de fase vítrea, de diámetro 5 a 6 µm con una fase opaca circular que sobresale levemente de los límites de la inclusión, la cual debido a su gran tamaño (aprox. 3 µm de diámetro) se descarta como burbuja. El área presenta microfracturas, pero ninguna atraviesa alguna de las inclusiones de ninguna de las dos MIAs, por lo que se consideran como sistema cerrado.

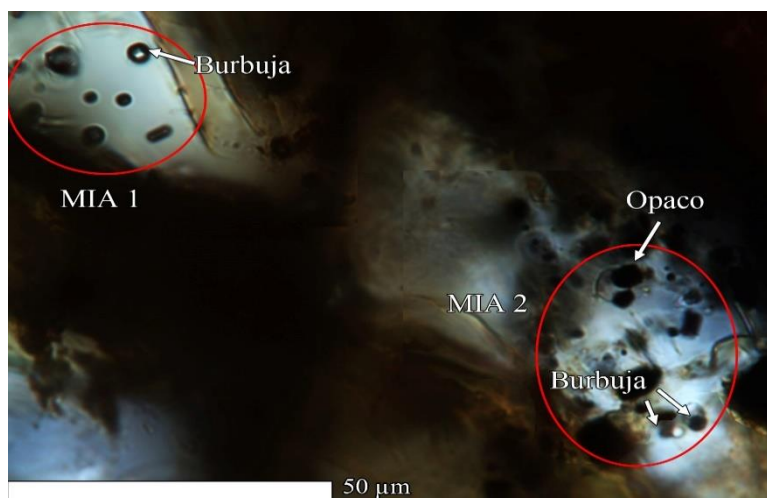


Figura 9.30: Microfotografía a luz transmitida de MIAs encontradas en un fragmento de cóndrulo PO en DM053 A2. En MIA 1 se observan inclusiones oscuras, con presunta burbuja y una inclusión ovalada. En MIA 2 dominan los opacos, probablemente sólidos previos, y dos inclusiones con aparente burbuja.

- ii. Figura 9.31. Pequeño cúmulo de 3 inclusiones de diámetro cercano a los 5 μm inmersos en una mezcla de olivino y vidrio, dando un aspecto de inclusión irregular, de diámetro cercano a los 20 μm . Las inclusiones muestran un aspecto vítreo con una burbuja cada una que ocupa cerca del 10% en volumen de su respectivo sistema, sin embargo, se encuentra en el límite y levemente fuera de él. El sistema “mayor” correspondiente a la mesostasis muestra opacos y una pequeña fractura que la atraviesa en una esquina lejos de las inclusiones. La totalidad de la inclusión se encuentra expuesta. Cercano al sistema hay un cúmulo de aparentes inclusiones sólidas, las cuales no están expuestas y se desconoce su naturaleza.

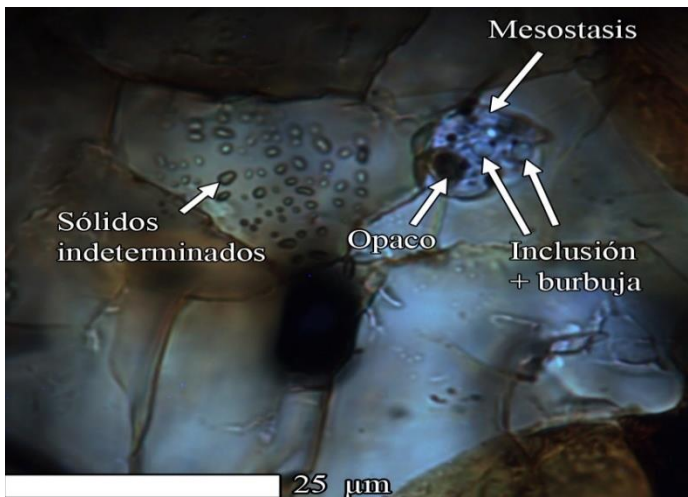


Figura 9.31: Microfotografía a luz transmitida a un grupo de inclusiones y opacos inmersos en una masa vítrea. Las inclusiones presentan una fase opaca propia, similar en proporciones entre las dos lo que correspondería a un atrapamiento homogéneo.

9.4.3 JG143

- i. Figura 9.32. Se encontró la MIA más numerosa de todas las identificables, mostrando en un área de 50x50 μm , alrededor de 50 inclusiones mostrando fases similares. Sus diámetros varían de 1 a casi 7 μm , con un borde oscuro y un centro más claro dependiendo el enfoque. Algunas inclusiones (aproximadamente el 10%) muestran una especie de “cola” que podría tratarse de una burbuja que intentó escapar o quedó en borde de recristalización. No hay fracturas cercanas por lo que corresponden a sistemas cerrados. Ninguna de las inclusiones se encuentra expuesta.

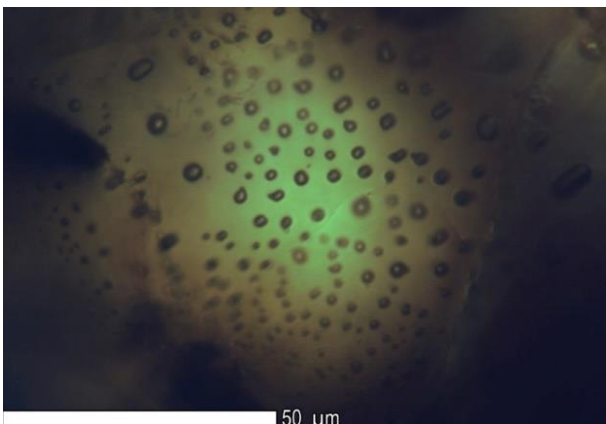


Figura 9.32: Microfotografía a luz reflejada a una MIA en un fragmento de cóndrulo PO en JG143. Todas tienen apariencia similar, exceptuando algunas que presentan una “cola”, probablemente atribuible a una burbuja en sus límites.

- ii. Un tipo particular de inclusiones fueron encontradas en distintos cristales de olivino de esta muestra, las cuales por microscopía óptica pasan desapercibidas ya que son fáciles de confundir con porosidad o desperfectos de pulido, por lo que su caracterización fue hecha mediante BSED en SEM. Las inclusiones van entre los 5 y 15 μm aproximadamente y de tonalidades negras. Se diferencian de los fallos de pulido al no tener relieve (plano), suelen ser solitarias, cercanas a cristales de cromita y bordes suavizados, contrario a los fallos de pulido que toman colores mucho más oscuros, tiene relieve negativo, se dan en grupos, su aparición es aleatoria y sus bordes son puntiagudos e irregulares. La Figura 9.33 muestra los dos tipos de inclusión, donde se puede apreciar el contraste de colores, relieve y bordes.

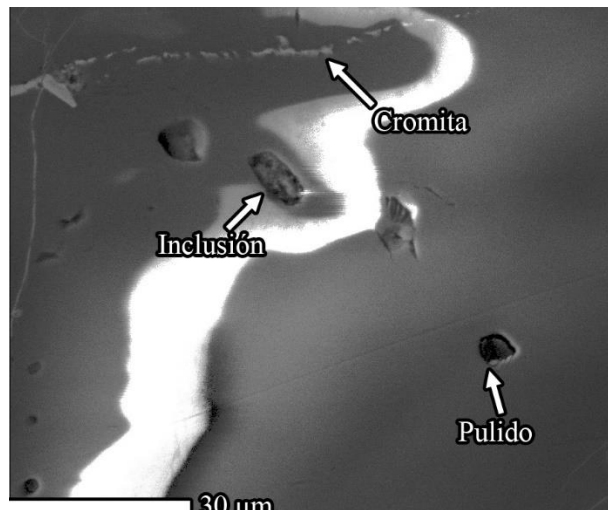


Figura 9.33: Microfotografía mediante SEM donde se comparan una inclusión oscura y fallos por pulido. La inclusión suele darse cerca de cristales de cromita. Se pueden apreciar distintos tonos de color y relieve.

- iii. Figura 9.34. En un área de $50 \times 20 \mu\text{m}$ aproximadamente, se encuentran dos MIAs, diferenciadas en este caso por su orientación. La primera consiste en inclusiones muy pequeñas $< 2 \mu\text{m}$ de diámetro alineadas en dirección transversal al cristal y se interrumpe repentinamente, muestran una única fase distinguible, oscura, aunque algunas que son de mayor tamaño parecieran tener burbuja. La otra MIA muestra inclusiones de 3 a 7 μm aproximadamente, distribuidas aleatoriamente. Muestran variaciones de tonos muy oscuros a semitransparente, probablemente por grosor y algunas parecieran tener cristales en las orillas, pero no es muy evidente y podrí tratarse de contrastes de enfoque. El área está muy fracturada, pero solo una baja porción de cada MIA es atravesada por alguna discontinuidad.

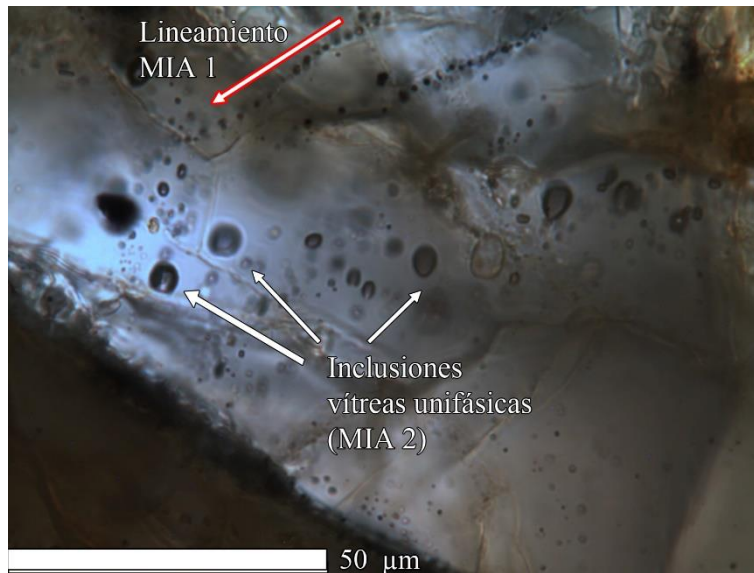


Figura 9.34: Microfotografía a luz transmitida a dos MIAs encontradas en un cóndrulo PO de JG143. La flecha roja indica la dirección de lineamiento de la MIA 1, en la cual el tamaño no permite identificar fases. La MIA 2 parece contener solo una fase (vidrio) y la variación de color se debería a nivel de exposición.

9.4.4 MV023

- i. Figura 9.35. Inclusión con forma de reloj de arena con un largo de 50 μm , ancho de 40 μm en su parte más amplia y 10 μm en la más angosta. Se observan cristales tanto opacos como transparentes más cercanos a las orillas y de diámetros que van de los 5 a 10 μm . Destaca un cuerpo de 20 μm aproximadamente, dentro de la inclusión de tono marrón e irregular, probablemente un sólido previo. Los cristales internos ocupan cerca del 25% del volumen de la inclusión, el cual aumenta al 60% si se considera el cristal mayor. Pese a que no pasan fracturas y no muestra decrepitación, la distribución de cristales no es homogénea y la forma de la inclusión misma es irregular, por lo que si contenido también podría estar distribuido heterogéneamente pese a ser sistema cerrado. No se encuentra expuesta.

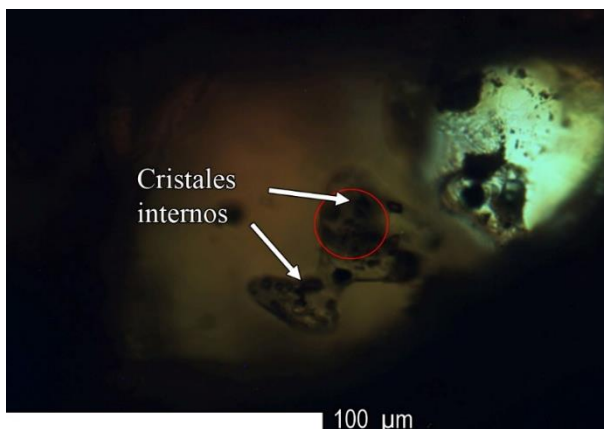


Figura 9.35: Microfotografía a luz transmitida a una inclusión "reloj de arena" en un fragmento de olivino en MV023. El círculo rojo marca el tamaño aproximado y la zona donde se encuentra el opaco de mayor tamaño, no visible al estar en otro plano de visión.

- ii. Figura 9.36. Mesostasis de forma ovalada, de $15 \times 10 \mu\text{m}$, mostrando 4 fases opacas y una más triangular ocupando un 15% del volumen. Por tonalidades, las fases opacas serían de dos tipos distintos, no identificables por microscopía óptica. A excepción de una, todas están cercanas a las paredes y la triangular crece hacia el centro de la inclusión. Se distingue una fase opaca muy cerca de los límites, pero totalmente fuera de la inclusión. No se observa burbuja ni fracturas. Es confuso si su naturaleza es de fases hijas o sólidos atrapados.

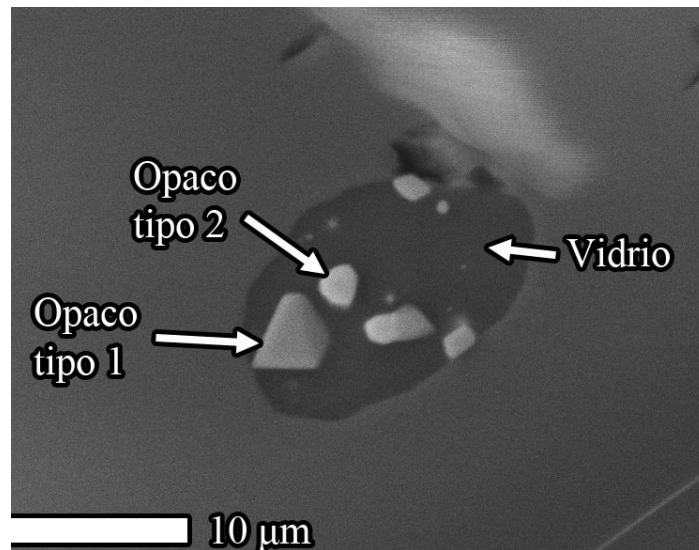


Figura 9.36: Microfotografía mediante SEM a mesostasis con fases opacas internas hallada en MV023. Por contraste de colores se identifican los dos tipos de opacos internos inmersos en vidrio.

9.4.5 MV025

- i. Figura 9.37. Múltiples inclusiones irregulares, de forma alargada que va de los 5 a los $10 \mu\text{m}$, de color marrón suave y que muestran dos fases: una vítrea y un cristal que más parece previo que hijo. Existe una aparente inclusión mayor, ovalada de diámetro $30 \mu\text{m}$ pero que aparenta estar en un segundo plano respecto al resto. Se observa transparente y su silueta está marcada por metales internos que no logran ocupar más del 5% total del volumen. Además, se identifican dos cuerpos grises, de forma rectangular y triangular, catalogadas como vidrio, pero se desconoce su naturaleza pudiendo tratarse también de una inclusión sólida. No se observan fracturas que atraviesen las inclusiones ni decrepitación.

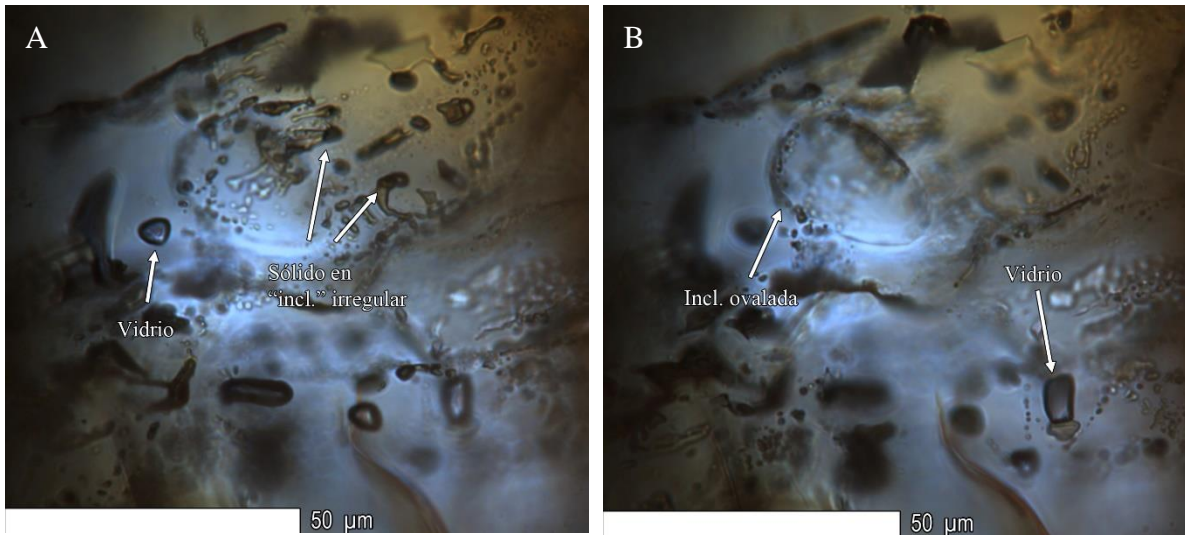


Figura 9.37: Microfotografía a luz reflejada a multiples inclusiones en cóndrulo PO. (A) Conjunto de pseudo inclusiones con cristales internos, que serían los responsables de las imperfecciones. (B) Se distingue la inclusión ovalada, con opacos en sus orillas que la dejan visible. En ambas fotos se observan los cuerpos oscuros (vidrio) rectangulares y triangulares, los cuales no están asociados a ninguna familia.

- ii. Figura 9.38. Conjunto de 3 inclusiones, que no pueden identificarse como MIAs ya que tienen fases hijas distintas. La más grande, de forma semirectangular 25x5 µm muestra múltiples cristales internos que ocupan un 50% del volumen total y un opaco mayor que ocupa un 40% del total, el resto sería vidrio. Por otro lado, existen dos inclusiones de 5 µm de diámetro más cercanas a la orilla del cristal, en lados opuestos, que muestran una fase vítrea y una burbuja en la orilla ocupando un 20% del volumen total. No hay evidencia de decrepitación ni fracturas que atraviesen las inclusiones. No hay ningún tipo de exposición a la superficie.



Figura 9.38: Microfotografía a luz reflejada a un conjunto de inclusiones, con la central y más grande estando recristalizada. La más pequeña, en la parte inferior de la imagen está en otro plano y no se alcanza a distinguir la burbuja, pero es similar a la superior derecha.

10 Análisis puntual de elementos mayores: Microsonda electrónica

Dos muestras que poseen características petrográficas particulares y mostraban ser buenas candidatas para contener inclusiones provechosas, fueron analizadas mediante microsonda electrónica en lugares pseudo aleatorios, buscando cubrir tanto cóndrulos y fragmentos de ellos, como matriz para tener un acercamiento a la naturaleza del meteorito. Por tanto, no hubo transectas intraminerales buscando zonaciones ni interés en elementos originados como variaciones secundarias o terciarias (óxidos, plagioclasa, etc). Las muestras escogidas corresponden a DM055 A2 y JG143. Los datos integrados para las fases de fayalita y ferrosilita se muestran en la siguiente sección.

10.1 DM055 A2

En esta muestra se analizó solo un área, la cual mostraba cristales bien distinguibles, fragmentos de cóndrulos y poca evidencia de meteorización y efectos de metamorfismo, considerando solo las venillas rellenas. Los puntos son aleatorios, solo muestreando fragmentos cristalinos sin pinchar óxidos, metales ni sulfuros. La Figura 10.1 muestra las abundancias en %wt de óxidos de los principales elementos en cada punto con los cuales se determina la mineralogía correspondiente: SiO₂, Na₂O, FeO, MgO, Al₂O₃ y CaO, el porcentaje restante corresponde a elementos menores y trazas que no inciden en el análisis (Ti, V, Cr, etc.). Acorde al contenido en Si de cada punto, se pueden apreciar dos grupos o dominios, los cuales corresponden a piroxeno (49-61% de Si) y olivino (25-45% de Si) que luego varían en sus contenidos de Fe y Mg (que determinan las fases correspondientes) para finalmente tener contenidos similares de elementos menores. La línea negra debe su particularidad al contenido de Ca, lo que se debe a una fase de piroxeno distinta a la mayoría, mientras que la línea azul es asociada a presencia de plagioclasas por su alto contenido de Si y Al.

Las tendencias observadas, ilustradas por los puntos más representativos del total de datos, muestran poca variabilidad mineralógica, pero con un amplio rango de abundancia de Fe y Mg, elementos base para la clasificación petrológica de los condritos ordinarios.

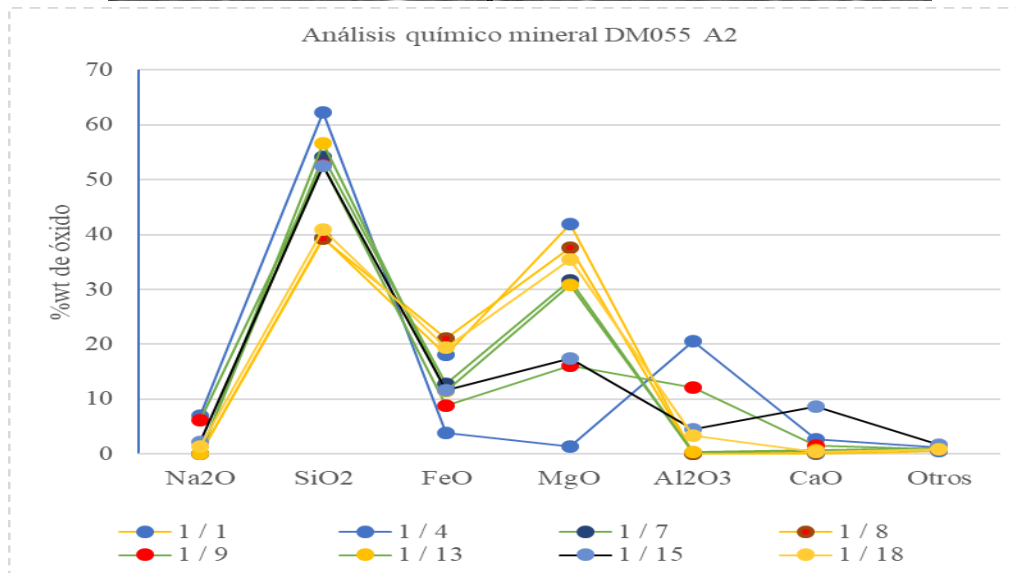
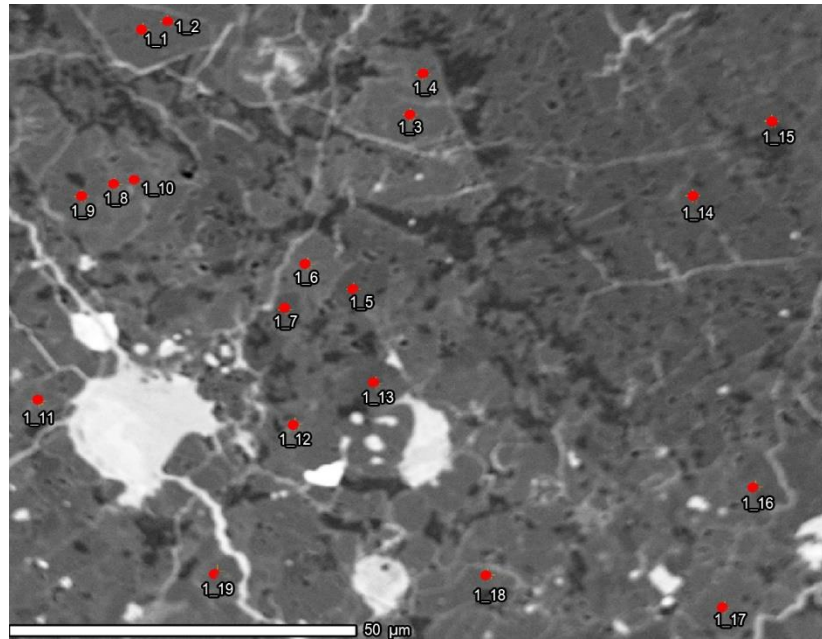


Figura 10.1: Área de medición puntual de microsonda en DM055 A2 y gráfico de las abundancias respectivas. Puntos no presentados en el gráfico son redundantes con los expuestos. Línea amarilla: olivino normativo, línea verde y negra: piroxeno normativo, línea azul: plagioclasa normativa.

10.2 JG143

Tres zonas distintas fueron escogidas para esta muestra, cada una con una particularidad textural: (1) cóndrulo grande y bien definido, (2) apariencia más brechosa con varios pero pequeños fragmentos de cóndrulos y (3) cúmulo de cóndrulos y fragmentos con distintos colores y texturas internas.

El área 1 y 2 mostraron abundancias similares entre ellos (Figura 10.2), teniendo dominios similares a los vistos para la muestra DM053 A1 que evidencian la presencia de olivino y piroxeno, pero sin mostrar alguna mineralogía particular por

enriquecimiento de Si o Ca como lo era en el caso anterior. La diferencia entre ambas es la proporción entre estos dos minerales, siendo mucho más abundante el olivino en el área 1 (solo dos puntos encontraron piroxeno) mientras que en el área 2 se encuentran con casi igual frecuencia e incluso los piroxenos tienen un rango acotado de Fe-Mg.

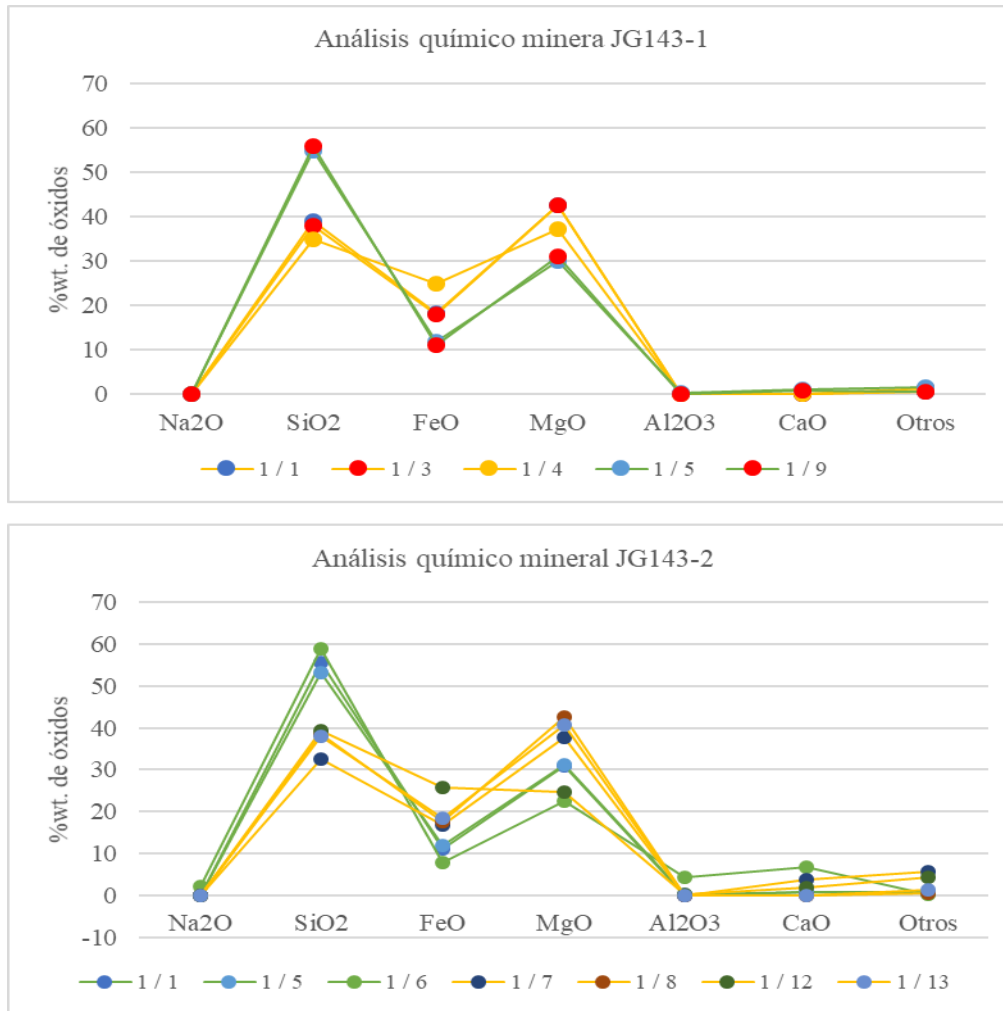


Figura 10.2: Abundancias obtenidas para dos áreas distintas en JG143. Cada medición fue realizada en sectores con cristales identificables con microscopio óptico. Los puntos más representativos son expuestos. Línea amarilla: olivino normativo, línea verde: piroxeno normativo.

Por otro lado, el área 3 si bien muestra nuevamente los dominios de olivino y piroxeno, la variabilidad dentro de los piroxenos es mucho mayor (Figura 10.3). En primer lugar, por las abundancias de Fe, que se condice con las diferencias en Mg (pese a ser proporcionales, los órdenes de diferencia de Mg son mayores). Adicionalmente, aparecen dos fases particulares: una rica en Al y otra rica en Ca, siendo esta última un punto de atención ya que sería de una fase de piroxeno menos común pero esperable en el meteorito. Por el lado de los olivinos, las abundancias son

relativamente monótonas, teniendo muy pequeñas variaciones de Fe-Mg entre ellos y estando más enriquecidos en elementos menores que los piroxenos.

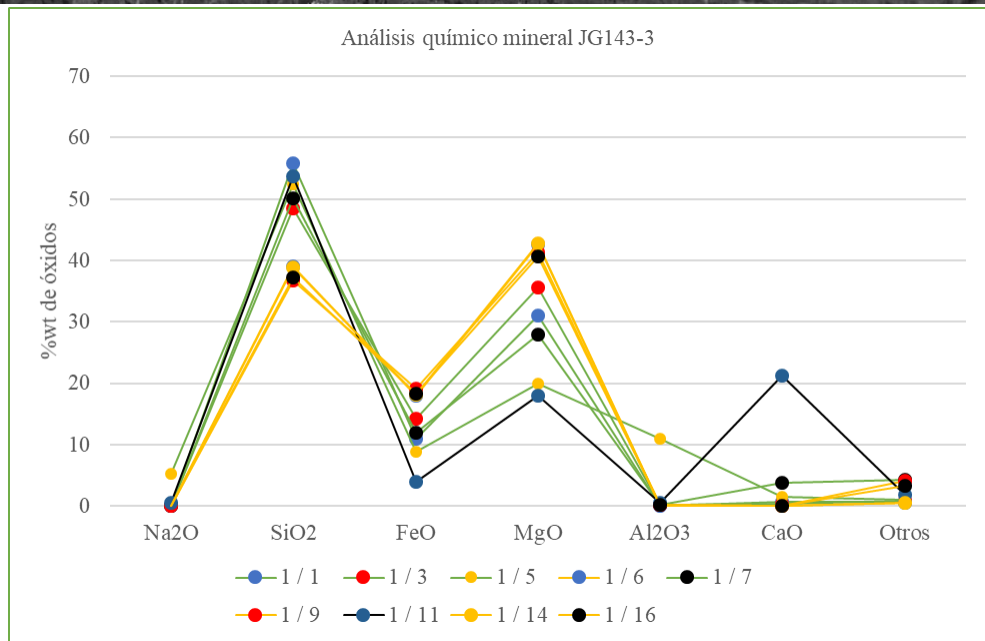
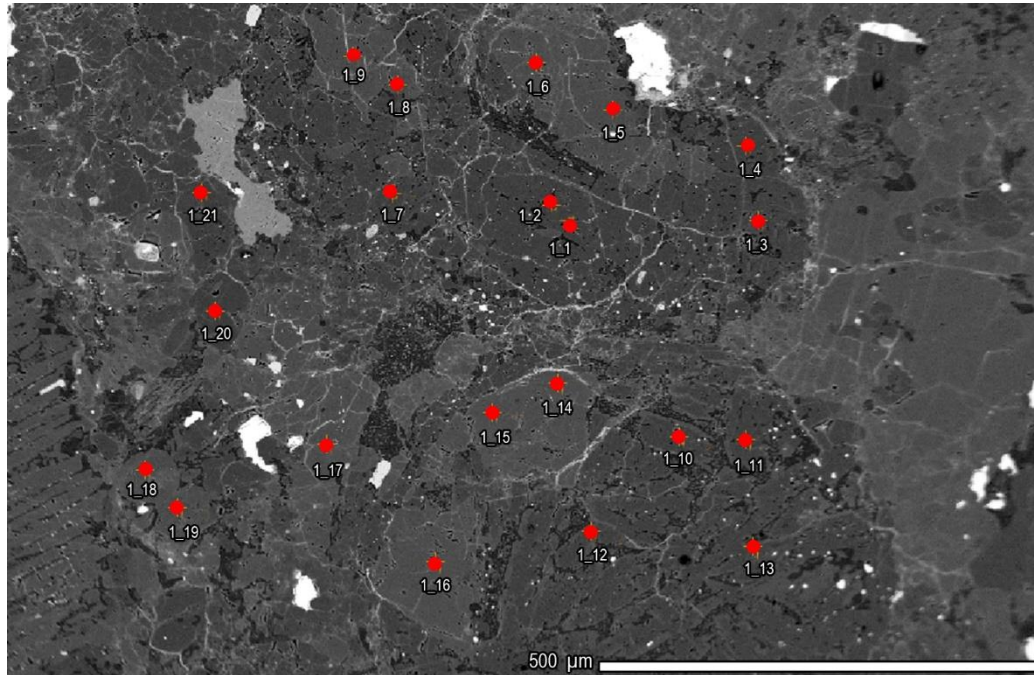


Figura 10.3: Zona 3 de medición con gran cantidad de cóndrulos en JG143. Los puntos cubren cóndrulos y fragmentos. La gráfica muestra los puntos más importantes. Línea amarilla: olivino normativo, línea verde: piroxeno normativo, línea negra: piroxeno rico en Ca.

11 Análisis puntual de elementos mayores: SEM-EDS

Los análisis químicos puntuales mediante SEM-EDS a los cristales reconocidos en las descripciones petrográficas fueron realizados a los 8 cortes cubriendo cóndrulos y matriz principalmente enfocado en las abundancias de Fe y Mg de las fases ferromagnesianas y en la posibilidad de encontrar fragmentos cristalinos de otras especies (apatito, ortoclasa, carbonato, etc). El análisis de metales y sulfuros se realizó en meteoritos que mostrasen relaciones de contacto o granos de cierta particularidad (gran tamaño, intercrecimiento kamacita-troilita, etc.), que corresponden a las muestras DM053 A1 y A2, JG124 y JG143, para finalmente proceder de igual manera con las inclusiones vítreas y/o sólidas expuestas encontradas en las muestras DM053A1 y A2, JG143, MV023 y MV025.

11.1 DM053 A1

11.1.1 Cóndrulos y matriz

La muestra no presentó fragmentos cristalinos exóticos, el conjunto de cóndrulos y matriz se encuentra compuesto en un 90% de minerales olivino y piroxeno con distintos niveles de Fe y Mg, mientras que el restante 10% es cubierto por vidrio, metales y sulfuros menores y plagioclasa. La Figura 11.1 muestra las zonas en las que se encuentran los dos cóndrulos más característicos del corte, un PO y un PP, que también tienen adjuntos los respectivos espectros que muestran sus abundancias relativas.

La frecuencia de piroxenos es levemente mayor a la de olivinos, principalmente por las zonas ricas en vidrio que han estado recristalizando a este mineral. La Figura 11.2 muestra la proporción de ferrosilita y fayalita contenidas en las fases anteriormente mencionadas. La dispersión es baja, pudiendo acotarse en rangos máximos de 5% tanto para los olivinos (13-17%) como para los piroxenos (11-16%), exceptuando tres outliers para este último, que coinciden con aquellos que han sufrido reemplazo de Si por Al y empiezan a mostrar leve enriquecimiento en Ca y un poco menos de Na. Son estos piroxenos los que son asociados a procesos de recristalización, posiblemente desde un vidrio ígneo desde dónde el álcali logra entrar.

Cóndrulos y matriz mostraron naturaleza similar, sin fragmentos cristalinos fuera de lo esperado, como apatito o augita, pero los piroxenos muestran distintos niveles de reemplazo de Si por Al llegando incluso a un 12% en wt. Óxido de este último, seguido de distintos niveles de contenido de Ca y Na. El punto 5 de la Figura 11.1 corresponde al único punto donde se reportó un piroxeno rico en Ca, que justamente corresponde a una zona descrita como rica en vidrio de un cóndrulo PO. Los olivinos se presentan más homogéneamente, pese a que se encontraron algunos con Ca, pero no mayor al 2% wt. De óxido, probablemente debido a algún tipo de contaminación por la apertura de la medición. Algunas mediciones quedaron inválidas por no presentar abundancias normativas que pudiesen ser asociadas a algún

mineral esperable, pero debido a que estas solían mostrar cantidades de Al >5%, Na+Ca >10% y Fe+Mg <15% fueron asociadas a intercepción con plagioclasa.

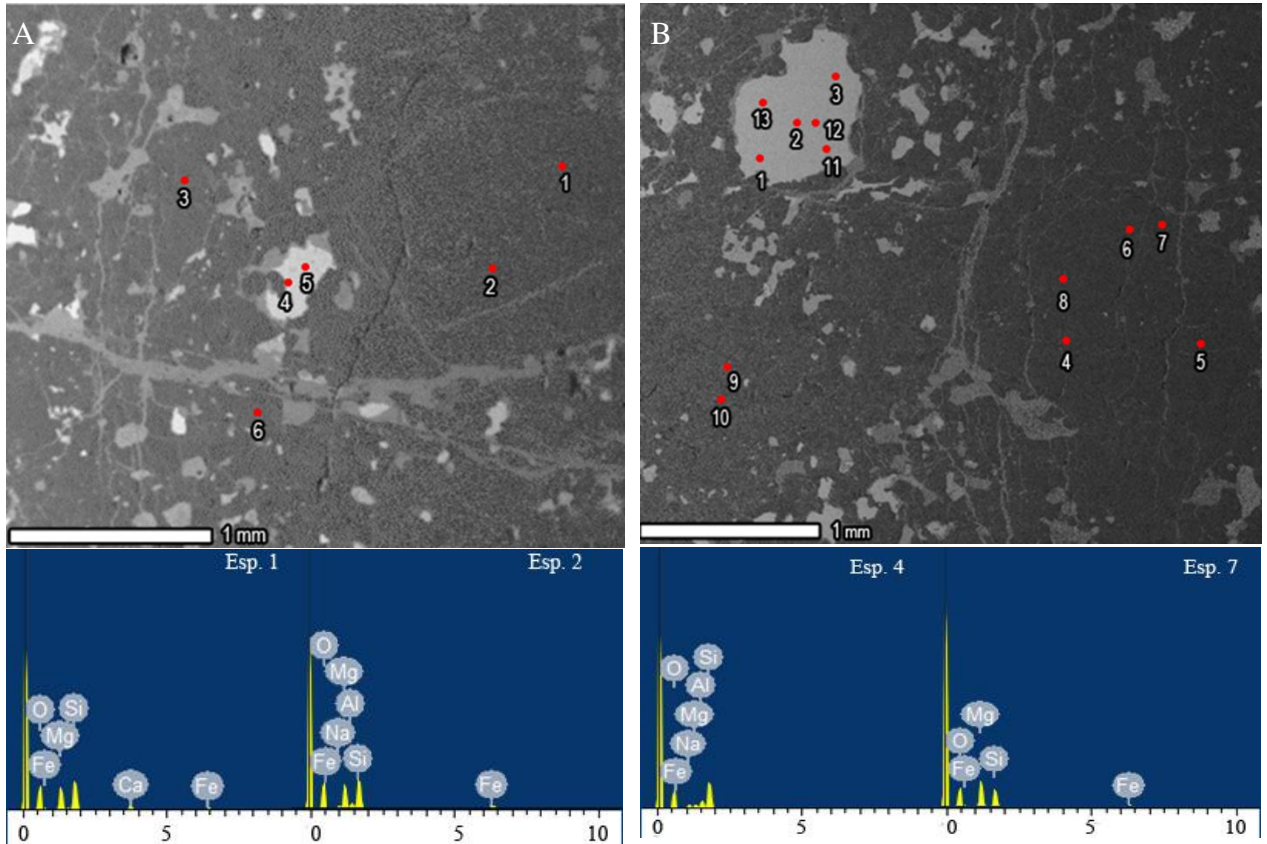


Figura 11.1: Puntos de medición en dos zonas con cóndrulos bien definidos en DM053 A1. Los espectros adjuntos a (A) y (B) corresponden a piroxeno y olivino normativo respectivamente, definiendo cóndrulos PP y PO.

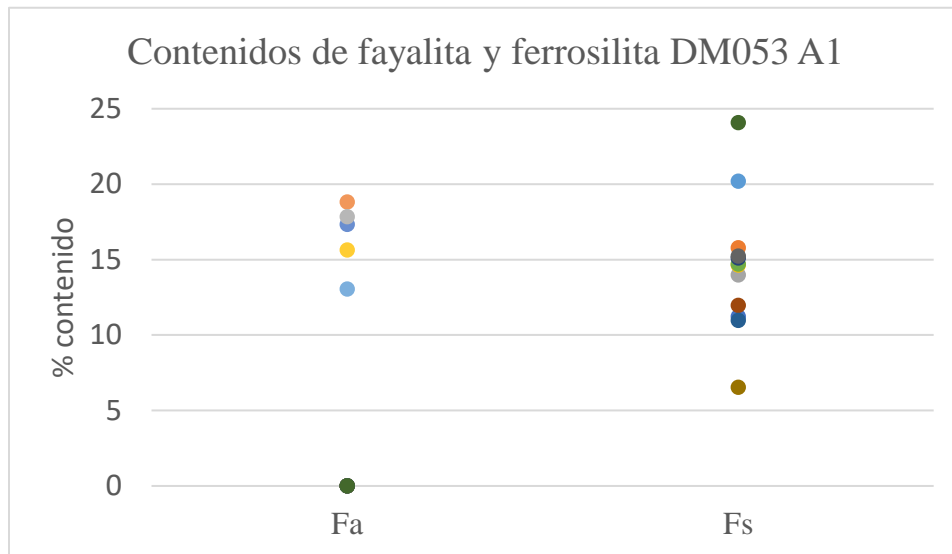


Figura 11.2: Contenido de fayalita en olivinos y ferrosilita en piroxenos bajos en Ca para DM053.

11.1.2 Metales y sulfuros

Pese a mostrar un notorio reemplazo de óxidos, los cristales de kamacita bien conservados fueron objeto de interés debido a su gran tamaño y a que lo de apariencia más pristinas estaban cerca de los cóndrulos mejor conservados. La Figura 11.3 muestra la transecta realizada al mayor cristal de kamacita y a una zona de cúmulo de cóndrulos con metales circundantes con bajo nivel de reemplazo.

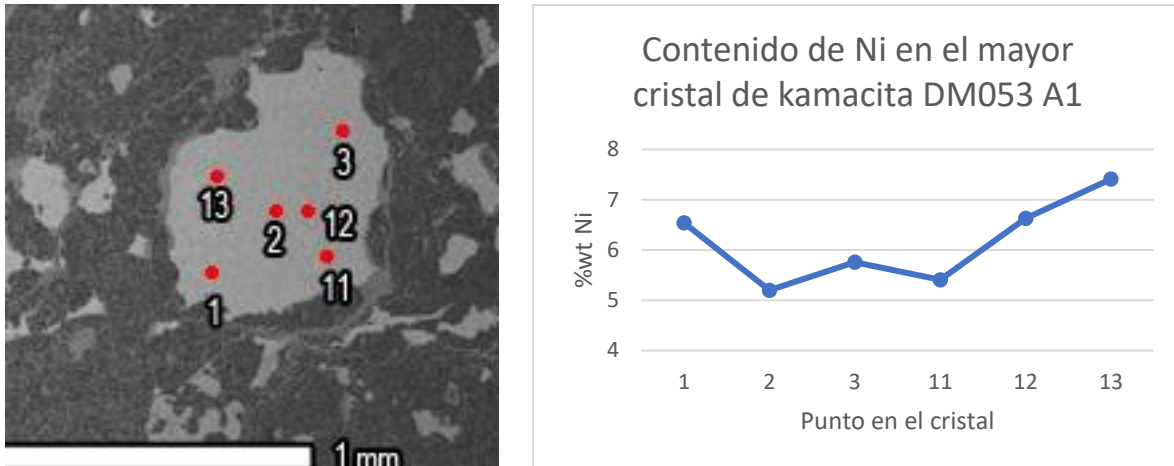


Figura 11.3: Perfil composicional del cristal de kamacita más grande en DM053 A1. Los puntos de enriquecimientos en Ni existen, pero no obedecen a ningún patrón.

El grano de metal no muestra ningún tipo de zonación o patrón de abundancias, pero su nivel de heterogeneidad es considerable, incluso mostrando un ascenso casi lineal en una dirección y una silueta de parábola hacia la otra. El resto de los granos bien conservados en el corte mostraron abundancias similares, sin zonaciones ni enriquecimientos de Ni de importancia, más aún, ningún grano mostró un valor mayor al 10% de este último elemento. Dado que tampoco hay texturas particulares, serían todos los granos de origen similar tanto de proceso como de temporalidad.

Adicionalmente, los sulfuros no presentaron texturas ni contactos particulares, como tampoco algún tipo de pleocroismo o zonación visible, lo cual fue confirmado con el análisis donde la media composicional de esta fase mostró un rango de 53-56 % wt. De S y ningún tipo de enriquecimiento en Ni.

11.1.3 Inclusiones y mesostasis

La muestra posee solo un grupo de inclusiones a nivel de superficie a las que puede aplicarse el análisis EDS y no se encontró puntos de mesostasis que no muestren avance en su recrystalización. Las MIAs descritas en 9.4.1 mostraban dos fases, en donde el opaco se encuentra en completa exposición dentro de un cóndrulo de piroxeno pobre en Fe, teniendo un rango de composición Fs_{6-11} . Los opacos

corresponden casi en su totalidad a sulfuro y se reportó abundancia de Cr en el punto 3 de la Figura 11.4.

El pequeño tamaño de las inclusiones produjo contaminación en las mediciones al solaparse con abundancias del huésped, pero gracias a que el cristal es bajo en Fe, una renormalización de los valores descartando Si y Mg permitió un cálculo aproximado de las composiciones originales, lo que dio como resultado que estos sulfuros presentan mayor cantidad de S que aquellos pertenecientes a la troilita en la matriz o cóndrulos, superándolo en un 10-15 wt% al menos en los puntos 1 y 3, cuyas abundancias originales se detallan en la Tabla 11.1:

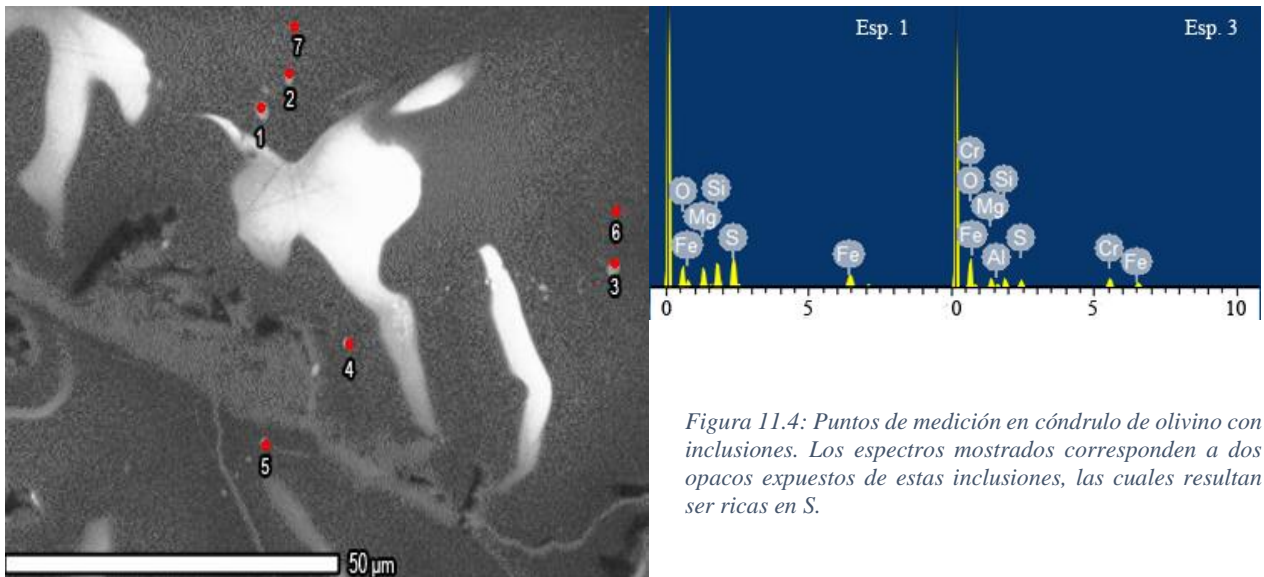


Figura 11.4: Puntos de medición en cóndrulo de olivino con inclusiones. Los espectros mostrados corresponden a dos opacos expuestos de estas inclusiones, las cuales resultan ser ricas en S.

Tabla 11.1: Abundancias mayores obtenidas en opacos más grandes expuestos en las inclusiones de DM053 A1.

Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	S	Cr
1	22,33		26,99	15,4	35,28	
3	14,67	5,25	21,31	14,58	14,93	29,26

11.2 DM053 A2

11.2.1 Cóndrulos y matriz

Pese a tratarse del mismo meteorito de la muestra DM053 A1, este corte presenta una proporción más equiparada de olivino y piroxeno, siendo principalmente evidenciada por los cóndrulos POP que se encontraron aquí. No se encontraron fragmentos cristalinos exóticos que estén fuera de la mineralogía normativa esperada, pero los fragmentos de cóndrulos son más importantes en comparación al corte anterior tanto en tamaño como en abundancia, manteniendo el predominio de minerales ferromagnesianos tanto en matriz como en cóndrulos. Sin embargo, los

piroxenos ricos en Ca aumentaron y están presentes en los cóndrulos más grandes, como lo demuestran los espectros de la Figura 11.5, pero siguen siendo mucho menores a los piroxenos bajos en Ca.

En los cóndrulos más grandes y mejor conservados, se reportó abundancia de Cr que no se dio en ningún otro punto de matriz o cóndrulos de olivino, restringido mayormente a cóndrulos PP, por lo que podría tratarse de fases de igual temporalidad.

Como se mencionó anteriormente, las proporciones de olivino y piroxeno son más equiparadas, debido principalmente a que los fragmentos de cóndrulos encontrados son PO y los cóndrulos mejor conservados son POP, dejando a los piroxenos más rezagados. La Figura 11.6 muestra las proporciones de fayalita y ferrosilita para las correspondientes fases, descartando a los piroxenos ricos en Ca, en donde se puede apreciar un rango de contenido de Fe en un rango más amplio que en la muestra anterior, cercano a un 10% (más dos outliers).

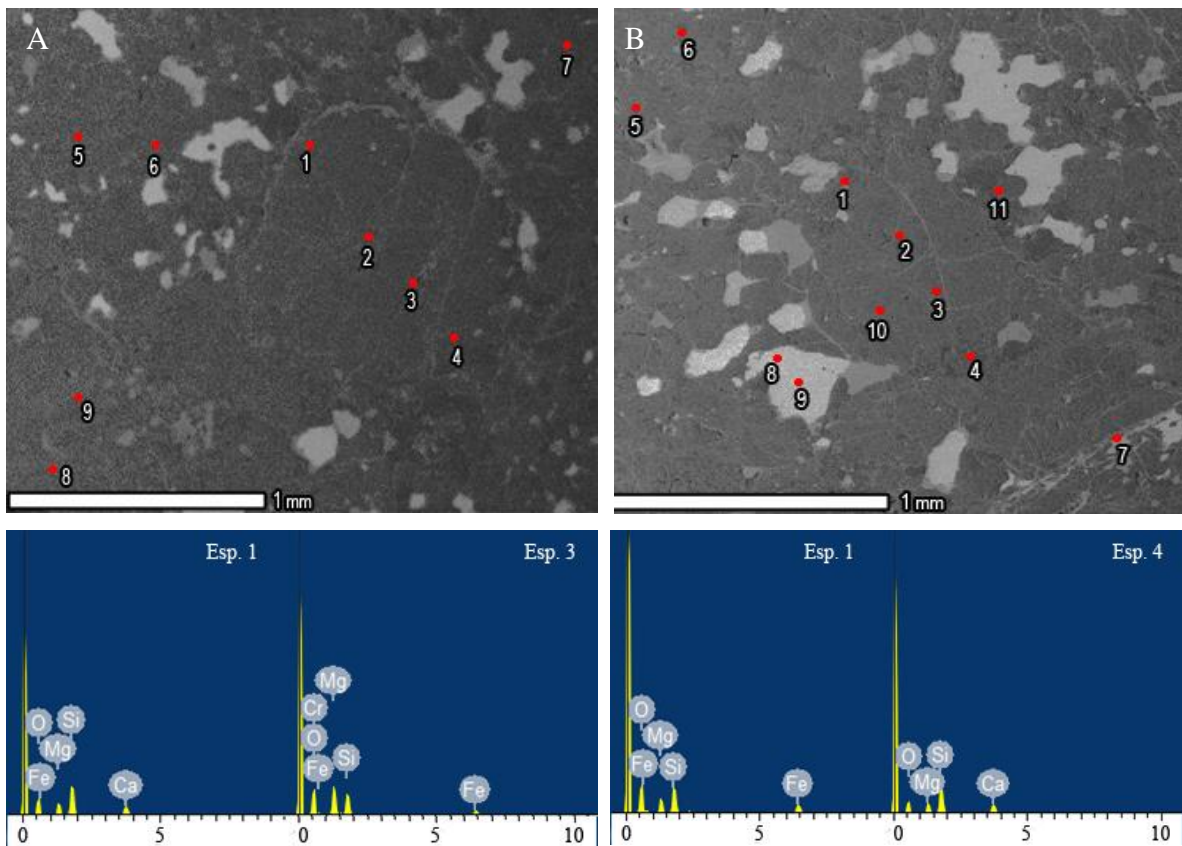


Figura 11.5: Puntos de medición en los dos cóndrulos más representativos de DM053 A2. (A) perfil de cóndrulo PP, con pequeño aporte cálcico. (B) Espectros de cóndrulo POP muestran olivino normativo y piroxeno con aporte cálcico.

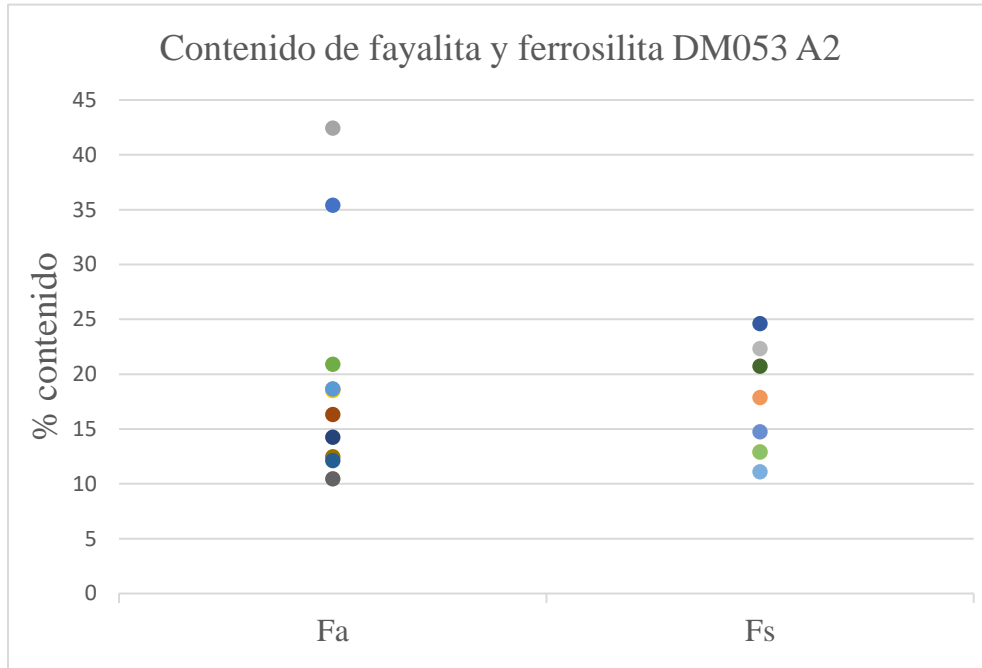


Figura 11.6: Contenidos de fayalita en olivino y ferrosilita en piroxenos bajos en Ca de todos los cristales analizados con bajo nivel de contaminación externa.

11.2.2 Inclusiones y mesostasis

La inclusión descrita en 9.4.2 se encuentra expuesta en su totalidad, conteniendo distintas fases aparentemente tanto hijas como atrapadas preexistentes, que incluye opacos y vidrio. La mesostasis en las que están inmersas las inclusiones fue “abierta” por una fractura que llega cerca de la mitad del sistema.

En la Figura 11.7 se distinguen las fases que están contenidas en este vidrio y la inclusión que se mantiene cerrada, mientras que la Tabla 11.2 muestra las abundancias de los puntos internos. Los sectores grises (punto 4) corresponden a vidrio en recristalización pasando a una fase ferromagnésiana rica en Ca y Na, los opacos (punto 2) no muestran claridad en cuanto a su mineralogía ya que presentan altas abundancias de C y S, pero al igual que los puntos grises posee Na y Al. Pese a que los opacos internos se asemejan mucho a los opacos del huésped (punto 3), estos son muy distintos difiriendo fuertemente en contenidos de Al, Ca, Na y Mg por lo que se descarta que tengan un origen similar. Por otro lado, el punto 5 correspondería a una inclusión vítrea en proceso de recristalización menos avanzado que el punto 4 (con el que aparenta estar en contacto), siendo más rico en Na, Ca y Al pero muy bajo en Mg. Finalmente, la mesostasis circundante es el único punto (punto 1) donde se observa abundancia de K, no contiene Fe o Mg y es donde mayor cantidad de Si hay, lo cual se contradice con su huésped que consta de un olivino de fase mayormente forsterítica (Fo88) por lo que se reafirma como posterior al cristal huésped.

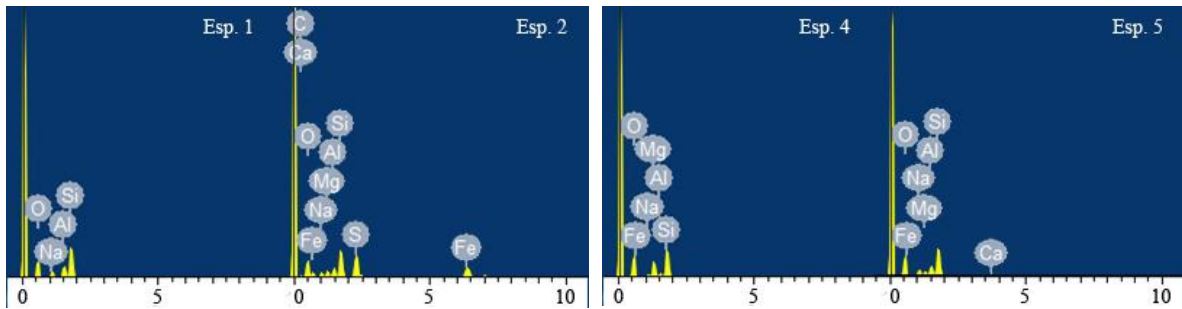
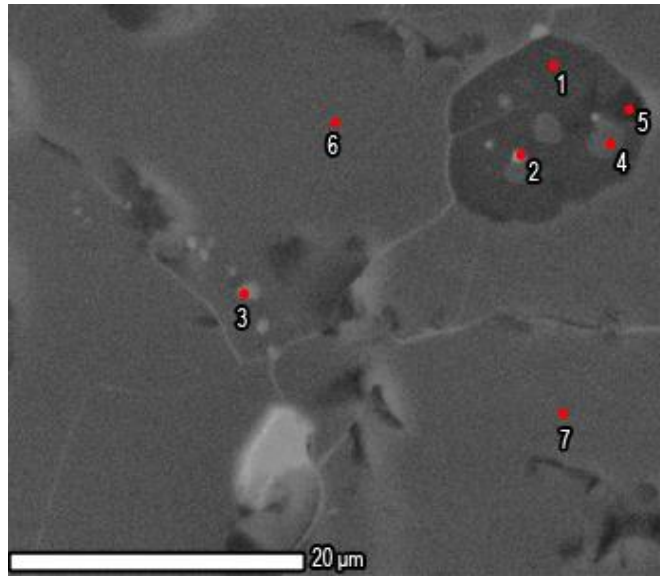


Figura 11.7: Inclusiones con opacos internos inmersas en mesostasis en fragmento de olivino de DM053 A2. Puntos 1 y 5 corresponden a mesostasis, 2 al opaco de las inclusiones y 4 a la inclusión misma.

Tabla 11.2: Abundancias mayores de las distintas fases distinguidas en la inclusión de la figura 2.7. El punto 1 es representativo de la totalidad de la masa vítrea, exceptuando la zona más oscura del punto 5.

Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	S	Cr	C
1	66,7	19,68			2,36	9,66	1,6			
2	19,39	5,05	17,14	3,47	0,64	3,01		21,47		29,82
3	15,8		13,95	20,56					16,74	32,95
4	58,82	6,11	6,71	24,67	1,06	2,63				
5	59,31	18,28	4,32	5,13	3,19	9,77				

La norma CIPW para el punto 1 entrega mineralogía normativa de plagioclasa (87,35%), ortoclasa (9,46%), wollastonita (2,55) y sílice (0,65), mientras que el punto 5 da plagioclasa (69,22%), nefelina (10,55%), diópsido (7,99%) y olivino (12,25%).

11.3 DM055 A2

11.3.1 Cóndrulo y matriz

Petrográficamente es difícil diferenciar la mineralogía de esta muestra debido a la alta tasa de recrystalización, metamorfismo y meteorización que ha hecho perder texturas, bordes de cóndrulos y entrega planos más homogéneos que dificultan la diferenciación por color.

Los análisis químico-mineralógicos puntuales corroboran la presencia de los tres tipos de cóndrulos mencionados en la sección 9.1.3. Además, cabe mencionar que el contenido en Si de ambos minerales está más acotado que en las muestras anteriores, siendo de 52-57 %wt. De óxido para los piroxenos pobres en Ca y de 38-43 %wt. De óxido para los olivinos.

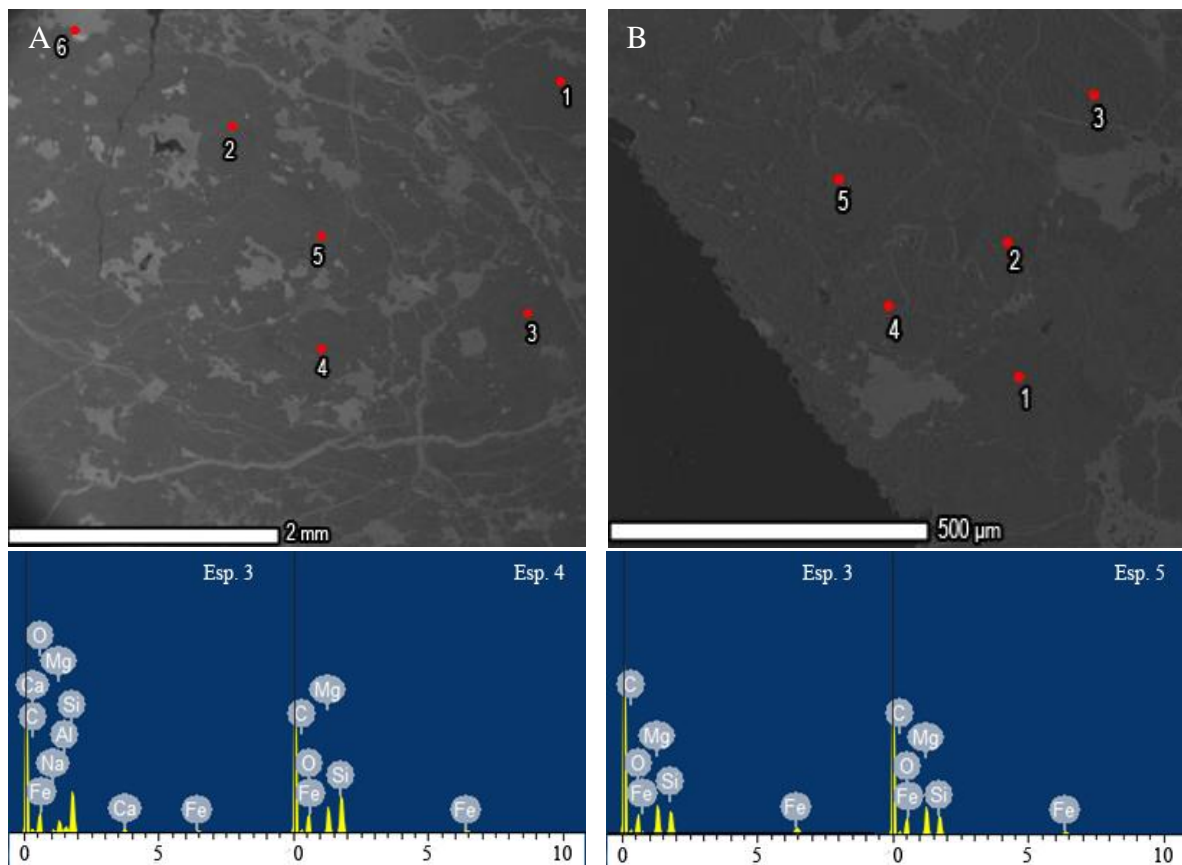


Figura 11.8: Puntos de medición en DM055 A2 en zonas de baja densidad de fracturas. Los puntos fueron elegidos aleatoriamente donde se identificaron relictos de cóndrulo. El espectro 3 asociado a (A) muestra enriquecimiento en Al, Na y Ca pudiendo asociarse a “contaminación” por microcristales de plagioclasa, no apreciable en espectros de (B). El resto de exhibe espectros de abundancia normativa a olivino y/o piroxeno.

La Figura 11.8 muestra dos zonas: una rica en piroxenos y otra en olivinos. Los piroxenos en su gran mayoría son bajos en Ca, pero se reporta un paulatino enriquecimiento en Ca, Na y leve reemplazo Si-Al en distintos piroxenos, que parece ser aleatorio, ya que no hay correlación con cercanía a venillas de choque o de que

esté asociado a un cúmulo exclusivo de cóndrulos. Posiblemente, fueron cóndrulos y fragmentos ricos en vidrio que recrystalizaron a esta nueva fase ferromagnésiana. Los olivinos tienen un comportamiento muy distinto, donde las composiciones no presentan ninguna anomalía y son muy parecidas entre ellos con niveles de Fa_{20-25} (Figura 11.9) y una dispersión muy baja, exceptuando unos outliers que coincidentemente son los que reportaron abundancias de Ca (<3 %wt. Óxido) y Al (<5 %wt. Óxido), las cuales fueron asociadas a contaminación por no presentar similitudes en puntos cercanos.

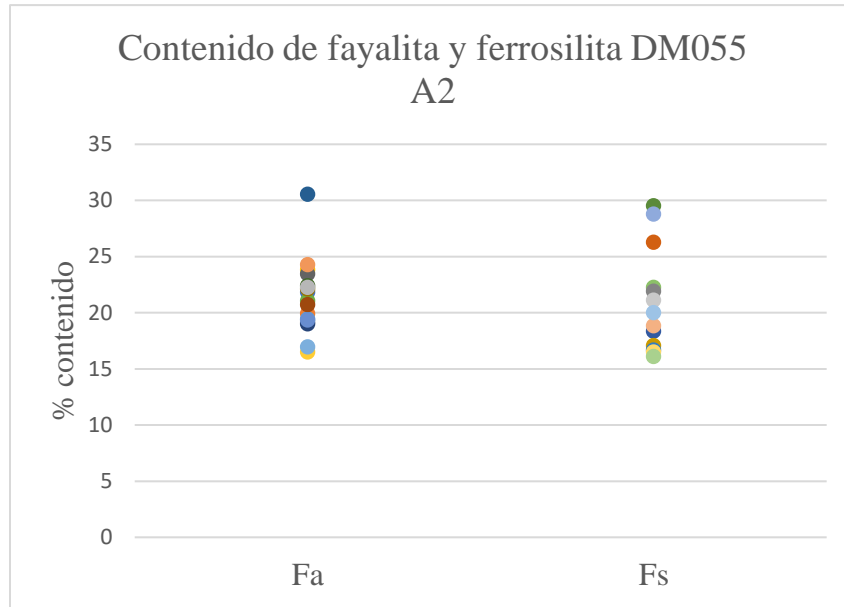


Figura 11.9: Contenidos de fayalita en olivino y ferrosilita en piroxenos bajos en Ca en DM055 A2. Todos los cristales analizados con bajo nivel de contaminación externa son expuestos aquí.

11.4 JG124

11.4.1 Cóndrulos y matriz

Es el meteorito que mayor variabilidad de cóndrulos presentó, pese a que los minerales son los mismos de siempre, las texturas son variadas mientras que la matriz se presentó mayormente como vidrio rico en Si y Mg con un aporte no despreciable de Ca. La Figura 11.10 muestra distintos puntos de medición abarcando al menos un cóndrulo de cada tipo y el espectro de los casos particulares. Los cóndrulos PO, PP, POP mantienen abundancias normativas normales, con niveles dispersos de fayalita y ferrosilita, pero con nula o muy baja contaminación de Ca o Al. El caso de los cóndrulos RP y BO fueron más complejos ya que el solapamiento entre el vidrio y el mineral era muy probable. Con intención de obtener abundancias primitivas, lo menos afectadas posible por recrystalización o efectos de metamorfismo, los puntos de medición fueron aplicados de la mitad del radio hacia dentro, en donde mejor cristalinidad se observe. El primer caso (punto 3) mostró niveles de Al, Fe y Mg

parecidos ($\approx 10\%$ wt. Óxido) y aporte de Ca y Na, mientras que para el segundo (punto 2) hubo abundancias no despreciables de Al, Ca, S y Cr, que fueron asociadas también a posible contaminación por microcristales ya que se reportó solo en uno de los cóndrulos BO.

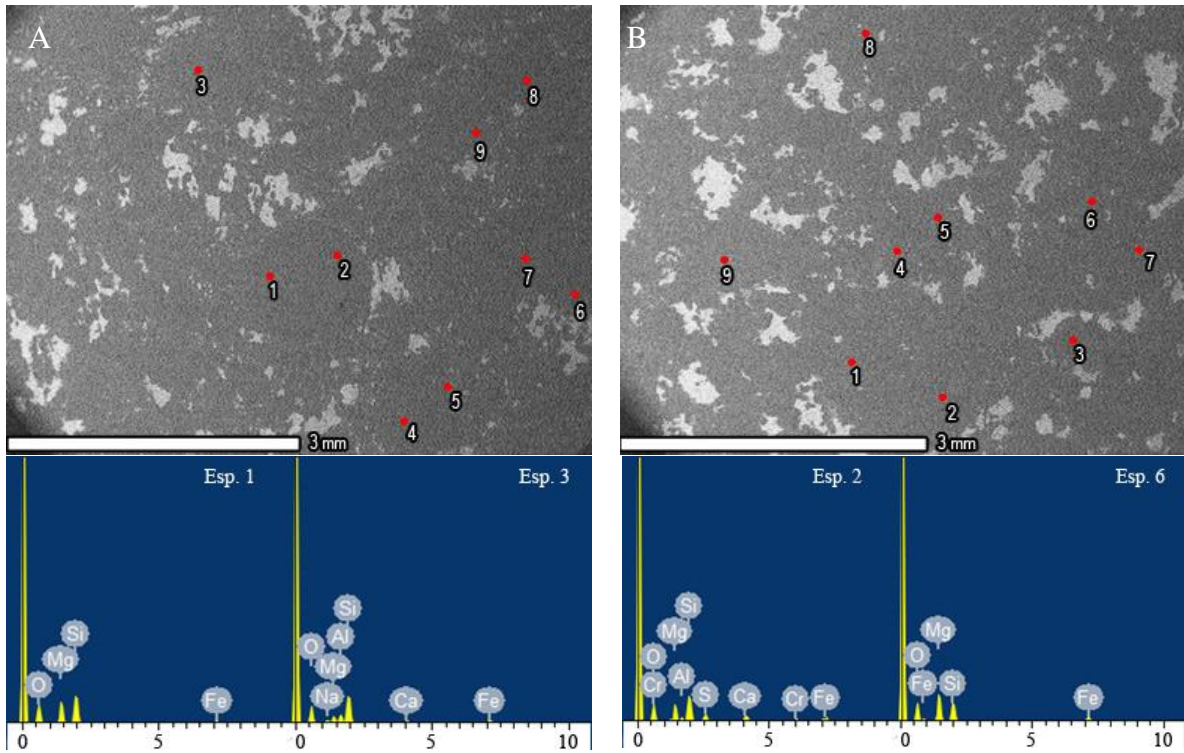


Figura 11.10: Mediciones puntuales a cóndrulos bien definidos en JG124. Los espectros muestran abundancias normativas de olivino y piroxeno, esperables por el tipo de cóndrulos descritos. Las abundancias de Cr y S se asocian a microcristales internos agregados al cóndrulo. Al y Ca son asociados a vidrio recristalizando a piroxeno.

Por otro lado, los olivinos poseen una alta dispersión en su contenido de Fe, y por tanto su proporción de fayalita, pero se puede agrupar en un rango de 15-25% en donde están contenidos la gran mayoría. El caso de los piroxenos pobres en Ca es peor, donde no es posible tomar un rango composicional pequeño que abarque la gran mayoría de los cristales, como lo demuestra la Figura 11.11. La dispersión es alta y la cantidad de datos son menores en comparación a los olivinos producto de que los cóndrulos de esta mineralogía son menos numerosos.

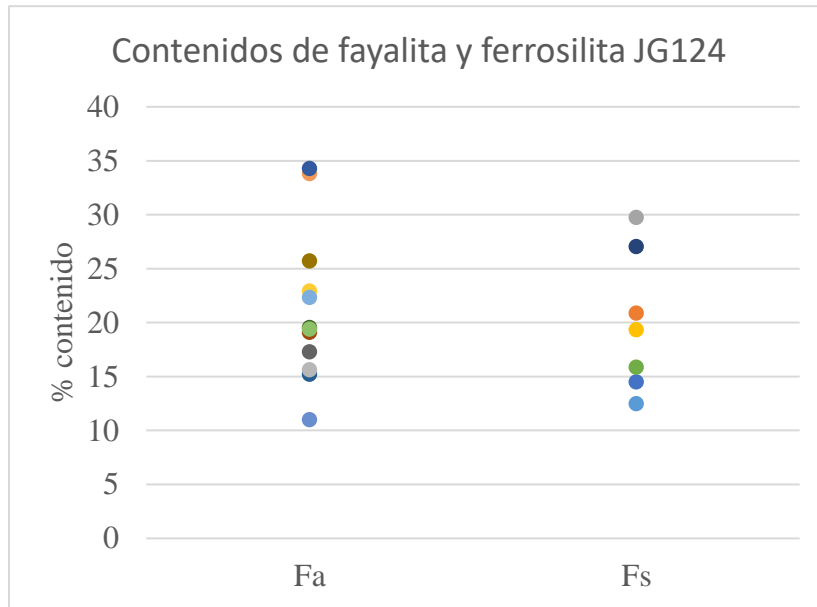


Figura 11.11: Contenidos de fayalita en olivino y ferrosilita en piroxenos bajos en Ca en JG124. Mediciones con alto nivel de contaminación en composición normativa (Cr, S o Al en piroxenos, por ejemplo) fueron descartados.

11.4.2 Metales y sulfuros

Es el meteorito que presenta mayor proporción de metales y troilita respecto al área total del corte. El estado de conservación es bueno y el reemplazo por óxido está en una etapa inicial que no logra tomar mayor importancia en los componentes de la muestra. Sin embargo, dos puntos llamaron en este corte: troilita inmersa en metal y el notorio pleocroísmo de este.

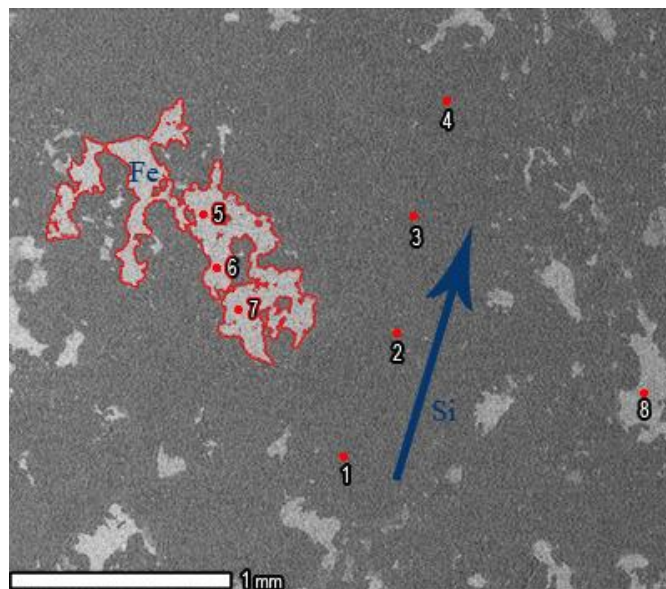


Figura 11.12: Zona de estudio de comportamiento de metales en JG124. El cristal marcado con rojo corresponde a su totalidad en Fe, mientras que la flecha azul indica la dirección de enriquecimiento en Si de los cóndrulos.

Los análisis puntuales no arrojaron ninguna composición anómala para los sulfuros, ni aislados ni inmersos en metal, estando dentro de un rango de 45-55% wt. De óxido de S. Sin embargo, los metales mostraron una particular correlación respecto a los cóndrulos cercanos que tienen cerca. La Figura 11.12 muestra una serie de puntos (5 a 6) que recorren el metal contínuo, adyacente a un cúmulo de cóndrulos y fragmentos que presentan un trend de aumento de Si de 1 a 4. La particularidad se da en que el metal estaría compuesto en un 100% de Fe, mientras que el punto 8 que petrográficamente presenta varios microcristales de troilita a su alrededor muestra un enriquecimiento de Ni (<10 % wt.). Este comportamiento se reportó en dos áreas similares, cercanos a cúmulos de cóndrulos pequeños pobres en vidrio, pero con distintos contenidos de olivino y piroxeno.

11.5 JG143

11.5.1 Cóndrulos y matriz

El bajo nivel de recristalización de los cóndrulos facilita el reconocimiento mineralógico de su contenido, en donde hay un claro dominio de los olivinos con una considerable porción de vidrio, en contra parte de los ricos en piroxeno que tienen menor cantidad de mesostasis. En lo que consta a la matriz, esta es principalmente de olivino y secundada por vidrio, con muy poco aporte de piroxenos, pudiéndosele atribuir incluso a que sea mayormente producto de recristalización de la mesostasis y no cristales formados durante la acreción de esta matriz. Los cóndrulos de vidrio son ricos en Si y Mg, mostrando en un segundo plano Al solo en algunos puntos, como puede apreciarse en la Figura 11.13. Pese a que el vidrio mostraba ser un aporte de Al, no se reportaron piroxenos que mostrasen un reemplazo de Si por Al considerable, más aun, solo se encontraron dos casos de piroxeno rico en Ca, pudiendo dar indicio de que estos son mayormente de origen nebular en lugar de recristalización.

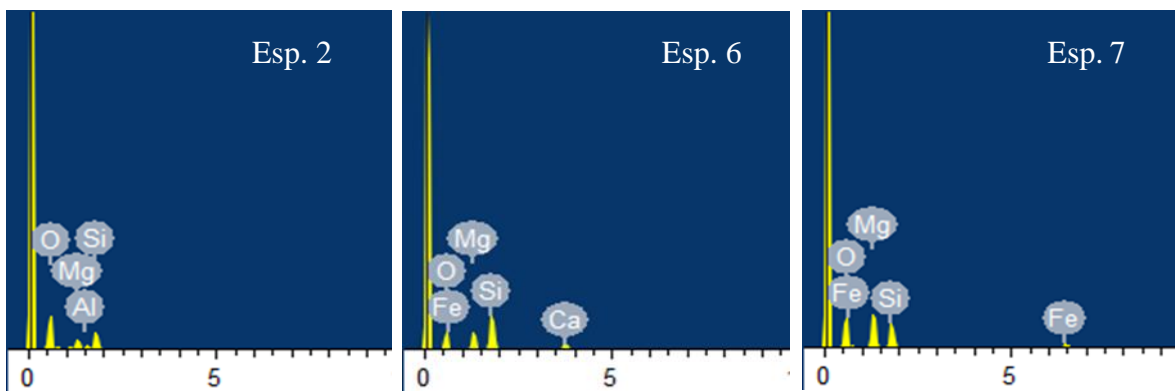
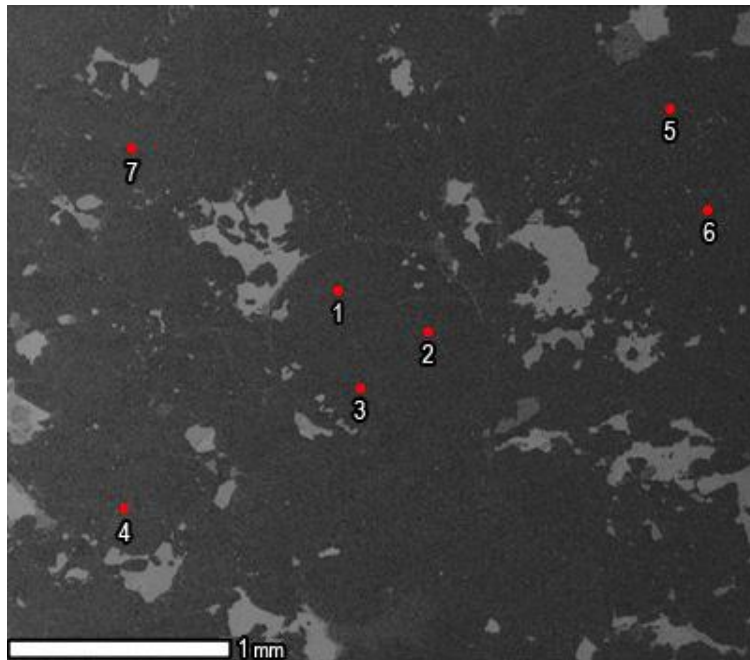


Figura 11.13: Mediciones puntuales en zona de alta concentración de cóndrulos en JG143. Los espectros muestran las 3 abundancias más comunes del corte: (2) vidrio rico en Mg y Al, (6) piroxeno bajo en Ca y (7) olivino.

Por otra parte, los piroxenos mostraron un rango bien acotado de ferrosilita concentrándose entre el 15 y 18% casi en su totalidad, como puede apreciarse en la Figura 11.14. En contra parte, los olivinos mostraron una mayor dispersión incluso siendo encontrado un cristal Fe_{100} , sin embargo, fue un caso muy aislado y los contenidos de fayalita se puede dividir en dominios cercanos al 12% y otro al 20%.

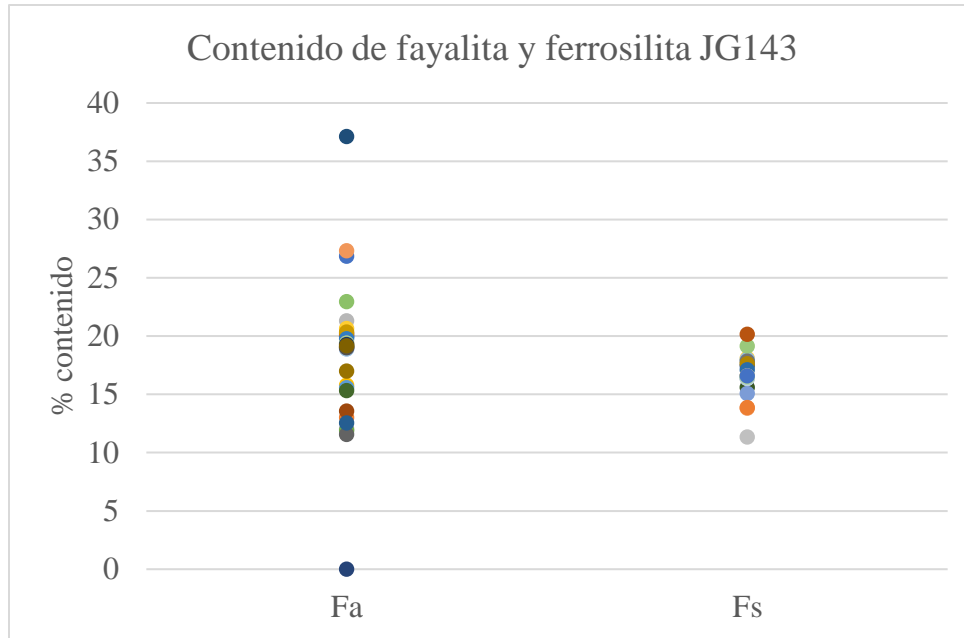


Figura 11.14: Contenidos de fayalita en olivino y ferrosilita en piroxenos bajos en Ca en JG143. Abundancias "contaminadas" por vidrio (enriquecimiento de Al o Mg no normativo) fueron descartados.

11.5.2 Metales y sulfuros

La coexistencia y contacto kamacita-troilita es importante dentro de todo el corte, donde no se muestran zonas más ricas en una fase que en otra. Por el lado del metal, no se observaron enriquecimientos particulares, pero la troilita presentaba un leve aumento en su contenido de S hacia los contactos con kamacita. La Figura 11.15 muestra un cristal de troilita (azul) en contacto con kamacita en donde se encontró este enriquecimiento (punto 8) y un cristal de kamacita (rojo) en contacto con microcristales de troilita. A los granos de metal inmersos en troilita y viceversa no fue posible encontrarles algún trend de enriquecimiento dado su pequeño tamaño, pero puntualmente no presentaban abundancias particulares.

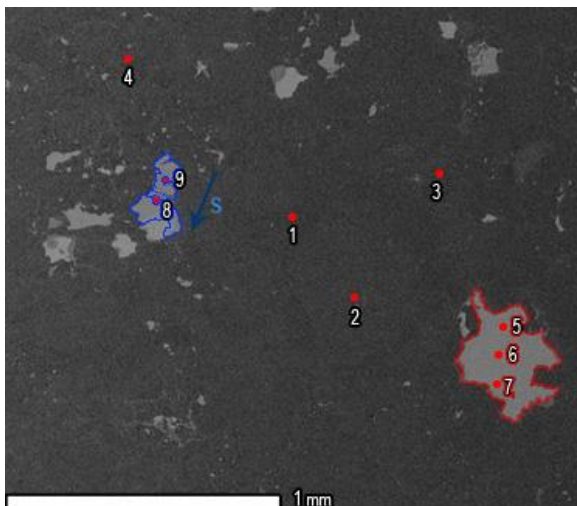


Figura 11.15: Zona de análisis con contactos nítidos de troilita y kamacita. En azul, troilita con aumento de S (indicado con la flecha) hacia la kamacita. En rojo, cristal de kamacita rodeado de cristales de troilita (sin borde de color).

Los contenidos de Ni por parte de la kamacita variaba en un pequeño rango de 5-8 % wt. lo cual es el rango normal esperable, mientras que la troilita iba de los 50-60 % wt de S, alcanzando su máximo en los puntos cercanos al metal. Sin embargo, se encontraron microcristales de metales de 100 % wt de Fe, los cuales estaban inmersos en olivinos, cercanos a mesostasis con S y sin troilita cercana, como se ve en el caso de la Figura 11.16.

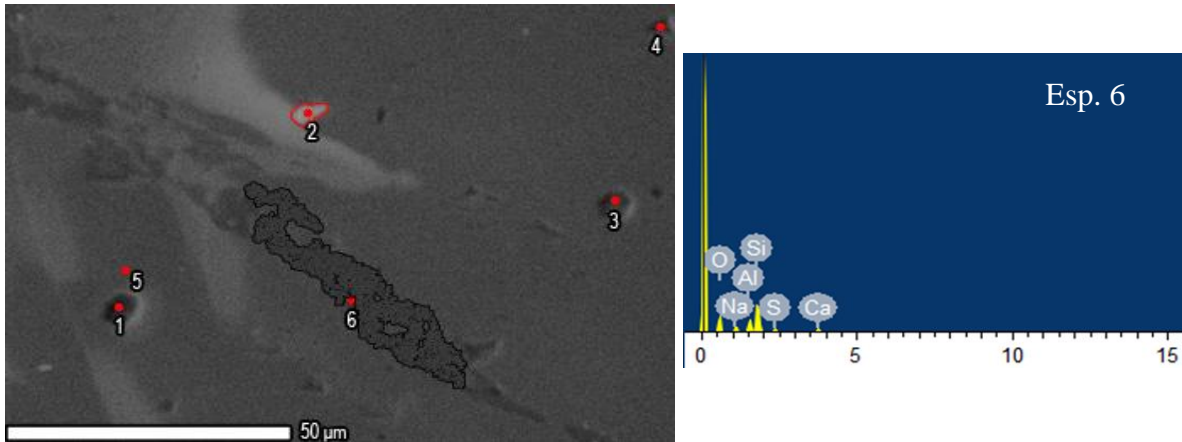


Figura 11.16: Cristal de Fe metálico (marcado en rojo) y mesostasis (marcado en negro). El espectro corresponde al vidrio el cual es rico en Si y Al, teniendo pequeño aporte de S.

11.5.3 Inclusiones y mesostasis

Dos casos son tratados en esta muestra. En primer lugar, se encontró una inclusión vítrea abierta por decrepitación y posterior paso de venas de choque, probablemente aprovechando esa zona de debilidad. La inclusión es netamente vidrio, sin fases hijas ni sólidos previos y se encuentra en un olivino Fo₈₅. La Figura 11.17 muestra los dos puntos analizados, siendo el 4 lejano a la zona de fracturas y el punto 5 en la cercanía de estas. Las abundancias son muy similares, con alto contenido de Si y Al principalmente como puede verse en detalle en la Tabla 11.3

Por otro lado, y más común de encontrar en esta muestra son pequeños agregados de carbono mencionados en la sección 9.4.3, normalmente encontradas en olivinos Fo₈₇₋₈₉. En ellas se encontraron zonas con importantes aportes de C, en las cuales hay cantidades no menores de Ca (<20% wt. óxido) y variadas de Si y Mg en menor cantidad. En gran parte de este tipo de inclusiones parecen haber cristales internos ricos en S, pero al no haber peaks de Fe en los análisis no son asociados en primera instancia a troilita. La Figura 11.18 muestra el ejemplo más claro de este tipo de inclusión y la Tabla 11.4 las abundancias correspondientes.

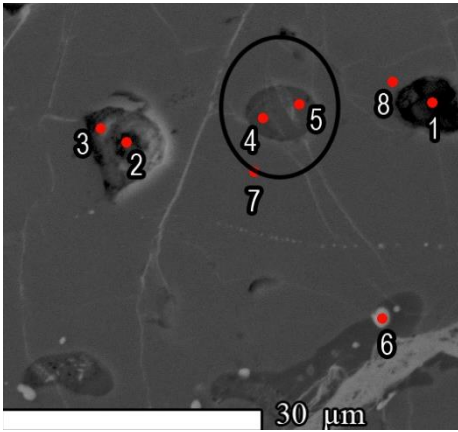


Tabla 11.3: Abundancia de elementos mayores obtenidos en dos puntos de la inclusión vítrea de la figura 2.17. Punto 4 lejano a venas de choque.

Pto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Na	K	S
4	59,45	11,97	14,19	2,77	2,04	7,2	2,37
5	62,99	12,68	8,22	5,12	2,73	8,26	

Figura 11.17: Encerrada en círculo negro, inclusión vítrea decrepitada sin fases hijas encontrada en cristal de olivino. Detalle de abundancias de puntos 4 y 5 en tabla adyacente.

La norma CIPW de la inclusión mencionada entrega una mineralogía normativa de ortoclasa (42,55%), hiperstena (28,08%), plagioclasa (17,26%), cuarzo (6,25%), pirita (5,03%) y corindón (0,82%).

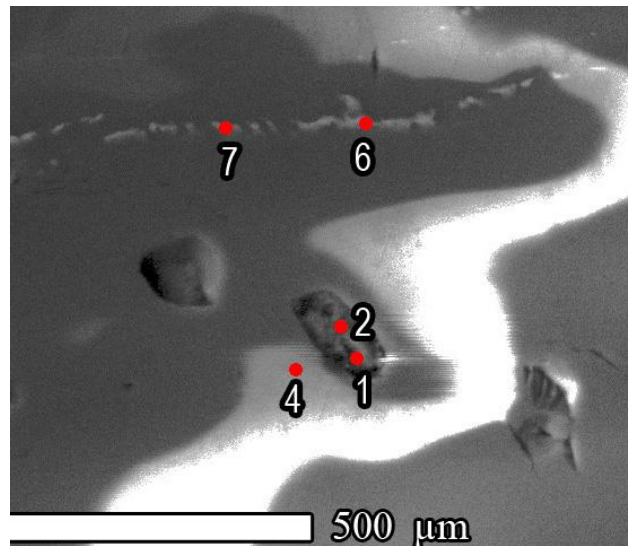


Figura 11.18: Inclusión rica en C encontrada en cristal de olivino en JG143. Generalmente están cercanas a cristales de cromita (puntos 6 y 7).

Tabla 11.4: Abundancia de elementos mayores obtenidos en las inclusiones y sólidos de la figura 2.18.

Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	S	Cr	C
1	1,61	0,74		1,91	12,64	20,66		62,43
2		0,86			18,08	26,24		54,81
6	20,92		11,29	27,29			12,73	27,78

11.6 JG151

11.6.1 Cóndrulos y matriz

Como se presentó en la sección 9.1.6 y se aprecia en la Figura 11.19, el meteorito no presenta cóndrulos definidos y son principalmente relictos. Dado esto, no se hizo alguna diferenciación entre cóndrulos y matriz para esta muestra y los puntos de análisis fueron relativamente aleatorios, buscando cualquier punto “limpio” que no presente gran concentración de óxidos, *melt pockets* u otros productos derivados de metamorfismo o meteorización.

La mineralogía está dominada en porciones muy parecidas para olivino y piroxeno, pero este último presenta varias zonas enriquecidas en Ca y/o Na, además de reemplazo de Si por Al. No fueron encontrados dominios de alguna mineralogía específica, teniendo una distribución relativamente homogénea. No se encontraron diferencias entre lo que serían los relictos de cóndrulo y la matriz, como tampoco fueron hallados fragmentos cristalinos exóticos o fuera de lo esperado para un condrito ordinario.

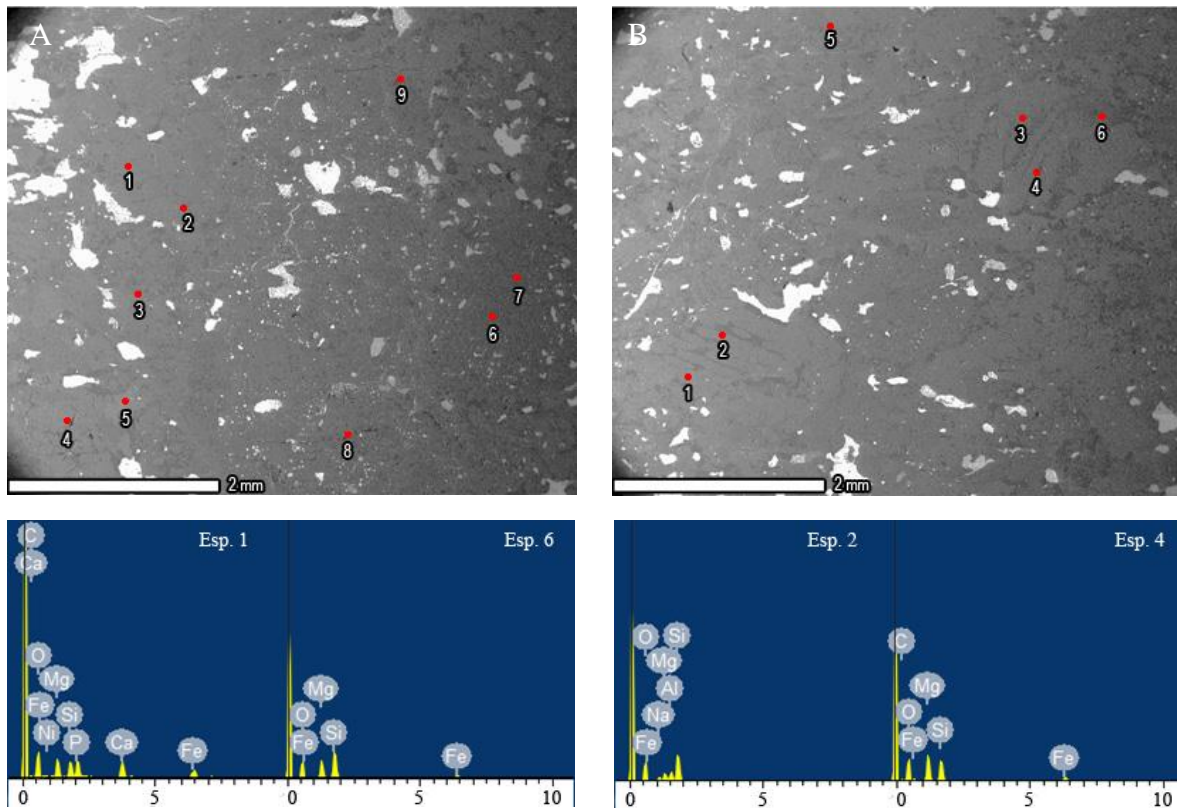


Figura 11.19: Sectores elegidos para el análisis puntual en JG151. Solo se pueden apreciar relictos de cóndrulo. Los espectros muestran abundancias de Al, Ca y Na asociados a procesos de recristalización ya sea por desarrollo de plagioclasas o vidrio recristalizado.

Dado que los piroxenos ricos en Ca son un poco más abundantes en este meteorito que en el resto en estudio, son pocos aquellos usados para el cálculo de ferrosilita. Estos mismo muestran gran dispersión, siendo difícil atribuir un grupo

dominante con un rango composicional pequeño, como puede verse en la Figura 11.20. Algo similar ocurre con los olivinos, los cuales en promedio contienen mucho más Fe, pero también poseen una muy alta dispersión que no permite definir un dominio. Sin embargo, a diferencia de otros cortes, no se encontraron cristales de olivino “contaminados” con Ca.

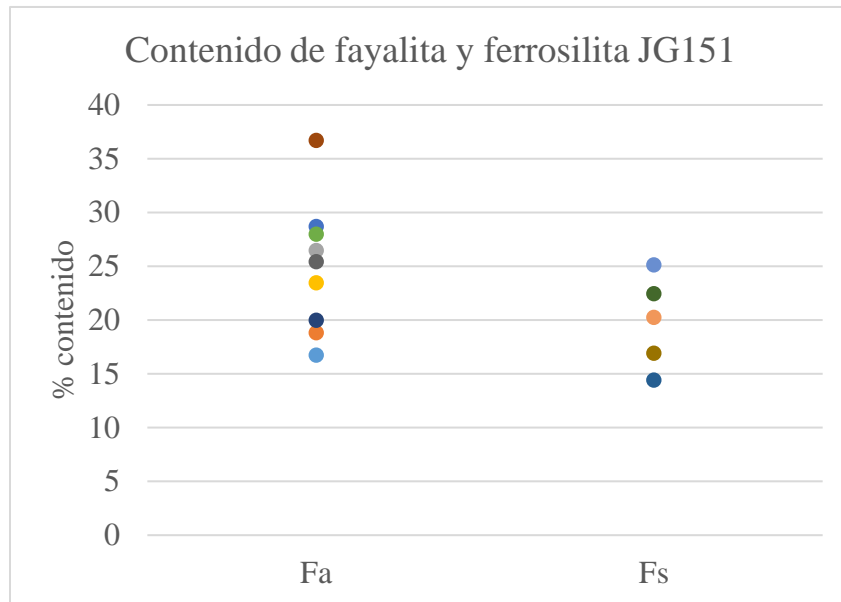


Figura 11.20: Contenidos de fayalita en olivino y ferrosilita en piroxenos bajos en Ca en JG151. En este caso se consideraron todas las abundancias de piroxeno normativo con $Na+Ca < 10\%$ para evitar contaminación. Mismo caso para los olivinos, pero considerando solo Al.

11.7 MV023

11.7.1 Cóndrulos y matriz

Coincidente con la descripción dada en la sección 9.1.7, los análisis puntuales arrojaron casi en su totalidad abundancias normativas correspondientes a olivino. La mayor parte de piroxenos encontrados no parecían ser parte de un cóndrulo, sino que un fragmento cristalino. Dada la alta tasa de meteorización y venillas de la muestra la distinción entre cóndrulos y matriz es compleja y no se hace mención en este caso, manteniendo el enfoque solo en lugares donde no hubiera efecto de estos procesos terciarios.

La Figura 11.21 muestra una zona representativa del corte. El punto 1 corresponde a un cóndrulo PO, el cual es ligeramente más rico en Si de lo esperable para un olivino más rico en Mg que en Fe, abundancia repetible en el punto 4 y otras zonas del corte fuera de la imagen. Por otro lado, el punto 3 es el único espectro que entregó una abundancia normativa correspondiente a piroxeno en la zona, donde se puede observar lo mencionado anteriormente que petrográficamente no define un cóndrulo (por su apariencia sin redondeamiento ni bordes observables).

Las abundancias asociadas a olivino normativo en general presentan una concentración de sílice levemente superior a lo esperado y comparado al resto de las muestras (aproximadamente un 2% wt. óxido) pero estando dentro de un rango aceptable para ser considerado olivino. Los pocos piroxenos encontrados no mostraron reemplazo de Si por Al y aquellos ricos en Ca eran fragmentos pequeños rodeados de venillas gruesas de óxido, teniendo una presencia casi despreciable.

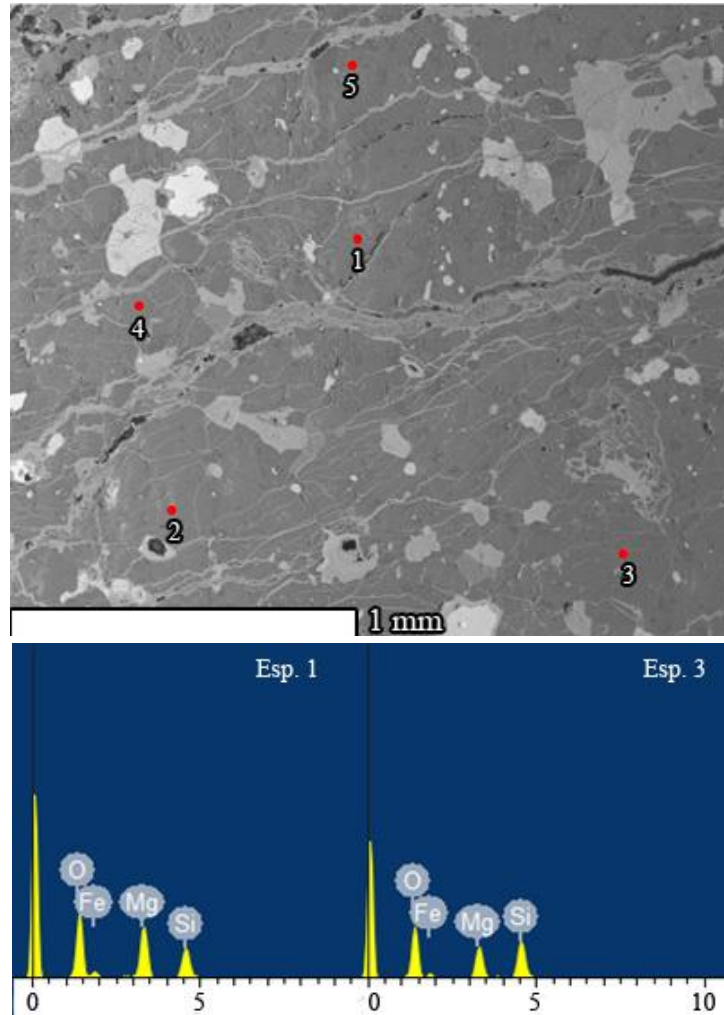


Figura 11.21: Puntos de medición en zona con cristales distinguibles en MV023. Los puntos elegidos se encuentran lejos de venillas con óxido. Los espectros corresponden a abundancias normativas de (1) olivino y (3) piroxeno.

Respecto a los contenidos de Fe, los piroxenos encontrados mantienen un rango composicional parecido de entre 10 y 15% de contenido de ferrosilita, que pese a ser pocos datos pueden considerarse aceptables por el bajo nivel de contaminación por otros elementos y una dispersión baja de datos. Por otro lado, los olivinos muestran un comportamiento más complejo principalmente atribuible a lo mencionado anteriormente respecto a sus contenidos de Si, la dispersión de su contenido de Fe es alta. La Figura 11.22 muestra las porciones de fayalita (y

ferrosilita) solo en los casos en los que las abundancias no mostrasen un enriquecimiento en Si, vale decir, no superior a 45 %wt. óxido de Si ya que puede haber factores de contaminación o mediciones erróneas por la alta tasa de contaminación o recristalización.

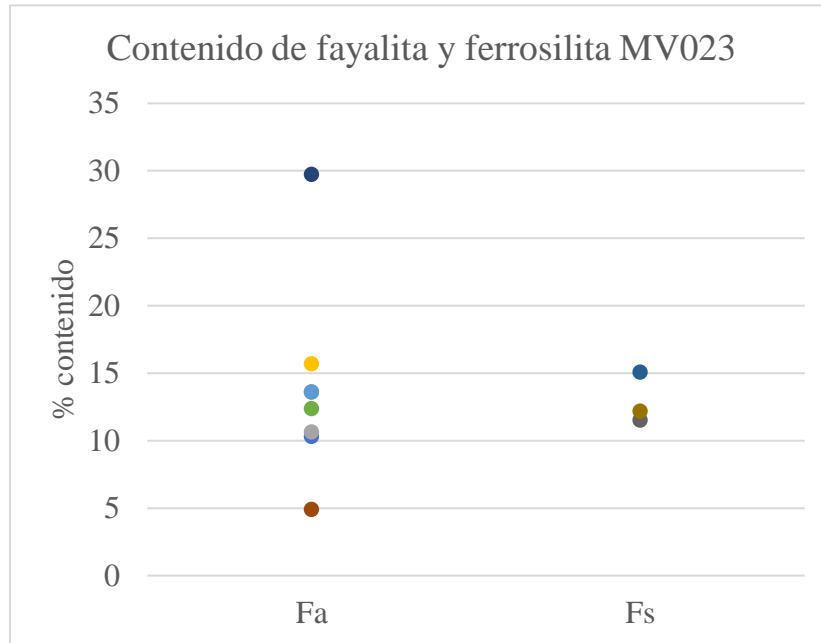


Figura 11.22: Contenidos de fayalita y en olivino y ferrosilita en piroxeno encontrados en MV023. Los contenidos de fayalita mostrados son solo en olivinos determinados por composiciones normativas sin ningún tipo de anomalía de Si.

11.7.2 Inclusiones y mesostasis

Una sola inclusión fue encontrada en exposición en esta muestra, cuyos detalles fueron mencionados en la sección 9.4.4. Dentro de un cristal de olivino de Fo_{87} , la inclusión consta de una masa vítrea rica en Si y Al, con porciones variables de Ca, Na y K. Los opacos pueden dividirse en dos grupos: ricos en S y ricos en Cr.

En la Figura 11.23 se pueden apreciar los 3 componentes principales de la inclusión, mientras que en la Tabla 11.5 las abundancias obtenidas para cada una de estas fases: vidrio (puntos 1 y 2), opacos ricos en S (puntos 3 y 4) y opacos ricos en Cr (puntos 5 y 6). Los opacos ricos en Cr parecen haber nucleado en las paredes, mientras que aquellos ricos en S pueden ser producto de inmiscibilidad ya que están más centralizadas y dado su contenido de Si y Al no se proponen como troilita previa. Ambos grupos de opacos tienen como elemento secundario mayor el Fe, siendo más importante en aquellas ricas en S, pero el resto de los elementos (Si, Al, Mg) varían sin ningún patrón aparente.

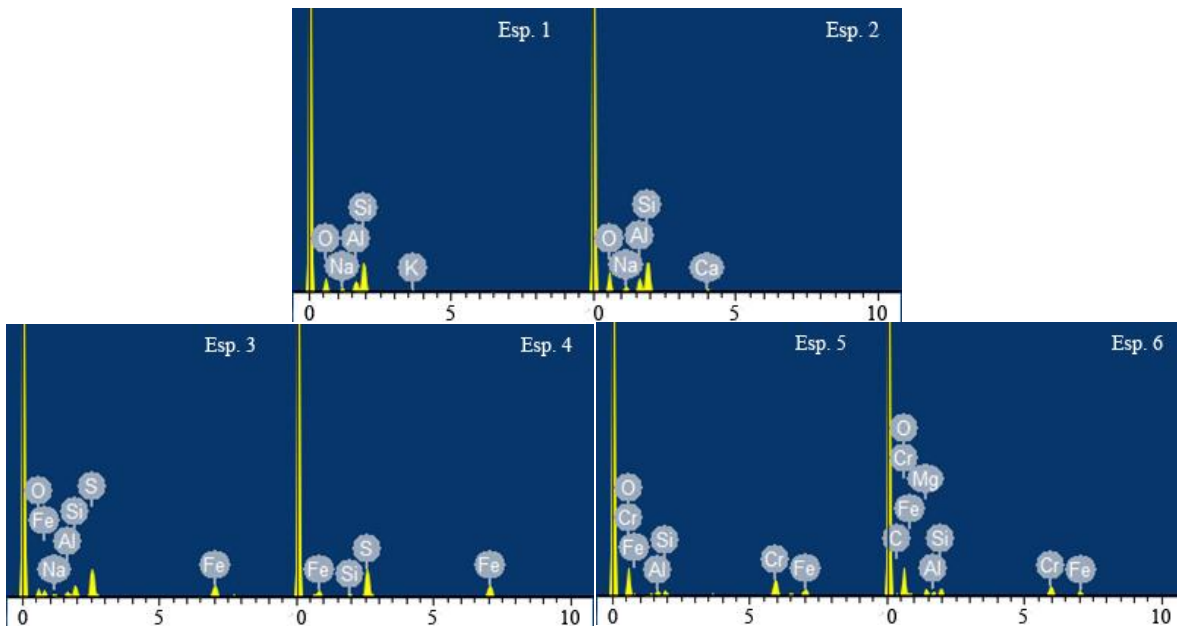
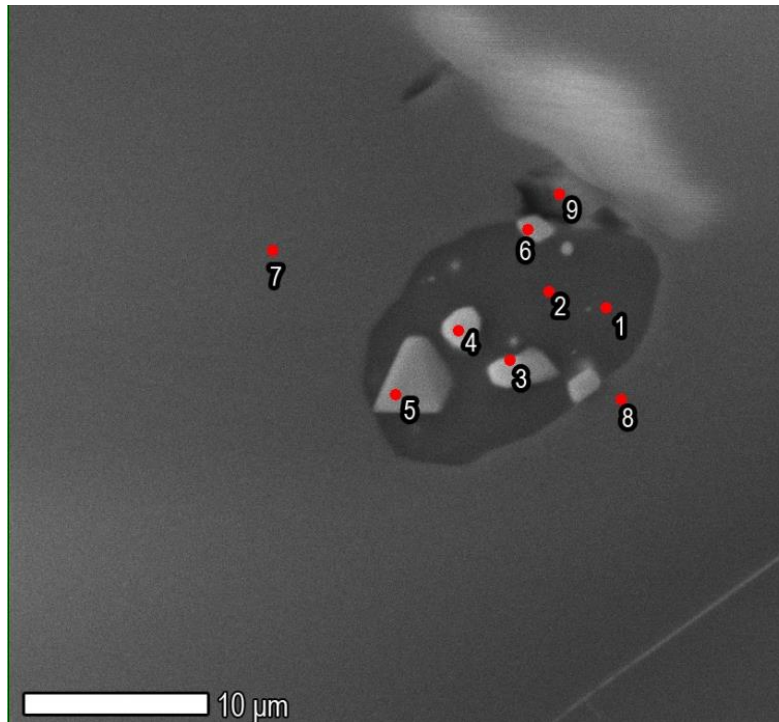


Figura 11.23: Espectros obtenidos para la inclusión en cristal de olivino en MV023. (1) y (2) corresponden a mesostasis; (3) y (4) a sulfuro; (5) y (6) a posiblemente a cromita.

Una particularidad ocurrida en el punto 6, el cual fue medido reiteradas veces en distintos sectores del opaco, es la abundancia no menor de C (25 %wt. óxido) el cual en un principio es asociado a la imperfección del pulido adjunta a ese sector, sin embargo, el punto 9 no arrojó C en su composición.

Tabla 11.5: Abundancias de los componentes encontrados en la inclusión de la muestra MV023. Puntos 1 y 2 corresponden a la masa vítrea, 3 y 4 a fase de sulfuro, mientras que 5 y 6 a presunta cromita.

Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	S	Cr	C
1	68,9	19,35				7,92	3,83			
2	64,29	20,26			4,05	9,87	1,53			
3	13,14	4,72	32,52			2,77		46,85		
4	3,71		40,66					55,63		
5	7,51	9,49	26,98						56,02	
6	9,59	4,97	14,89	9,51					25,19	35,86

La composición entre los puntos 1 y 2 es muy similar, exceptuando la composición de Ca, elemento que en el mapa de análisis mediante EDS se mostró casi homogéneamente en el área vítrea (al igual que el resto de los elementos), por tanto, la norma CIPW se realizó con una composición media entre los puntos antes mencionados, entregando una mineralogía normativa compuesta de plagioclasa (81,05%), ortoclasa (15,84%), wollastonita (1,62%) y sílice (1,06%).

11.8 MV025

11.8.1 Cóndrulos y matriz

Al igual como se describió en la sección 9.1.8, la mineralogía principal de la muestra es de olivino, tanto en cóndrulos como en fragmentos de la matriz. Sin embargo, pese a tener una mineralogía clara, la cantidad de vidrio en la matriz y dentro de los cóndrulos complica los análisis que puedan determinar la fase presente. Un ejemplo ilustrativo del caso y encontrado en un cóndrulo PP del corte se muestra en la Figura 11.24 y la Tabla 11.6 en donde el punto 5 corresponde a un olivino, el punto 6 sería En_{100} pero en el punto 7 se trataría de vidrio “enriquecido” con Mg, ya que la abundancia de Si es muy alta para corresponder a una fase de piroxeno.

El proceso de recristalización del vidrio es evidenciado en el cóndrulo vítreo detallado en la descripción petrográfica, el cual presenta un “núcleo” de sílice, en donde empiezan a desarrollarse cristales de enstatita normativa, como se ve en la Figura 11.25.

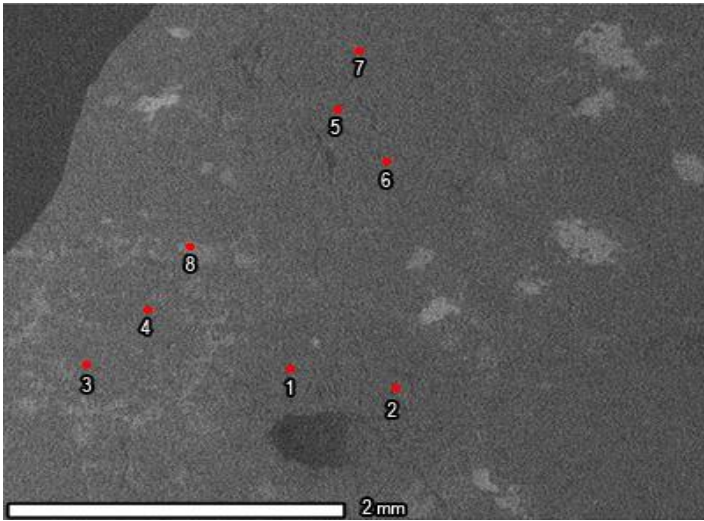


Figura 11.24: Puntos de medición en zona de alta concentración de cóndrulos y alta proporción de vidrio en MV025.

	SiO ₂	FeO	MgO
5	43,85	18,74	37,41
6	62,18	0	37,82
7	72,13	0	27,87

Tabla 11.6: Abundancias obtenidas para los puntos 5, 6 y 7 de la figura 2.20. Se consideran composiciones normativas de olivino, piroxeno y vidrio respectivamente.

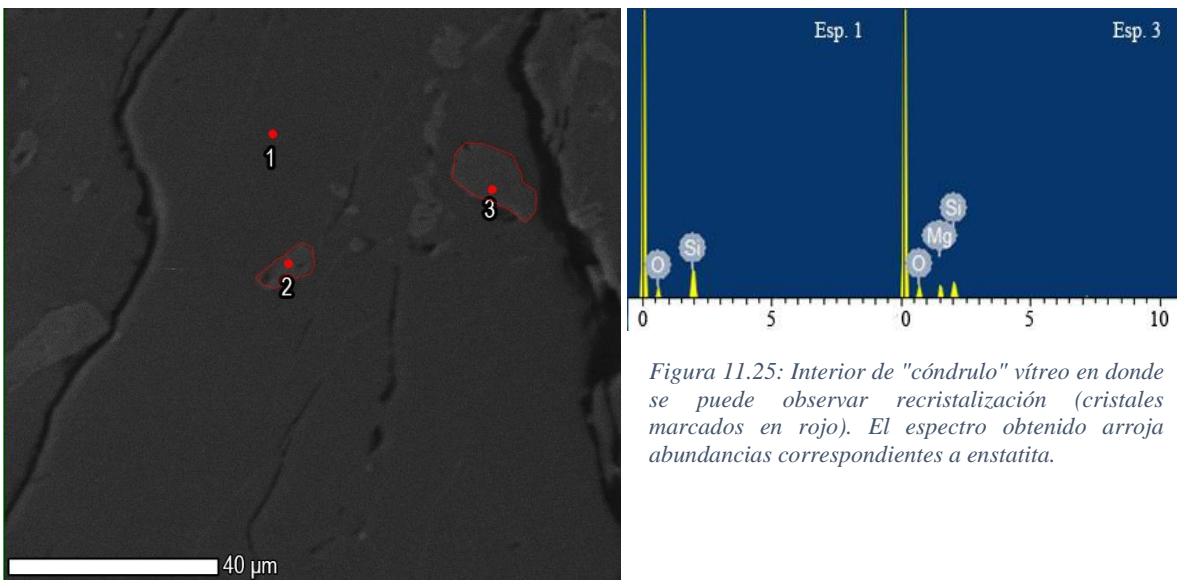


Figura 11.25: Interior de "cóndrulo" vítreo en donde se puede observar recristalización (cristales marcados en rojo). El espectro obtenido arroja abundancias correspondientes a enstatita.

Dado que estos procesos de recristalización están en etapa inicial, la composición de piroxenos es complicada de estudiar principalmente en su contenido de Fe, el cual se vio casi ausente. La Figura 11.26 muestra el contenido de ferrosilita obtenido para los puntos en donde la descripción petrográfica y los análisis concuerdan en que hay una fase bien formada de piroxeno. No se encontraron piroxenos ricos en Ca, pero si algunos con reemplazo de Al, mientras que los olivinos no mostraron ninguna anomalía, pero si casos extremos de Fa₁₀₀ (2 puntos), pero dados los pocos casos y a que la complejidad estaba centrada en el Mg, al momento se asumieron mineralógicamente correctos, sin embargo, no fueron mostrados en la Figura 11.26 para no desvirtuar el cúmulo de datos.

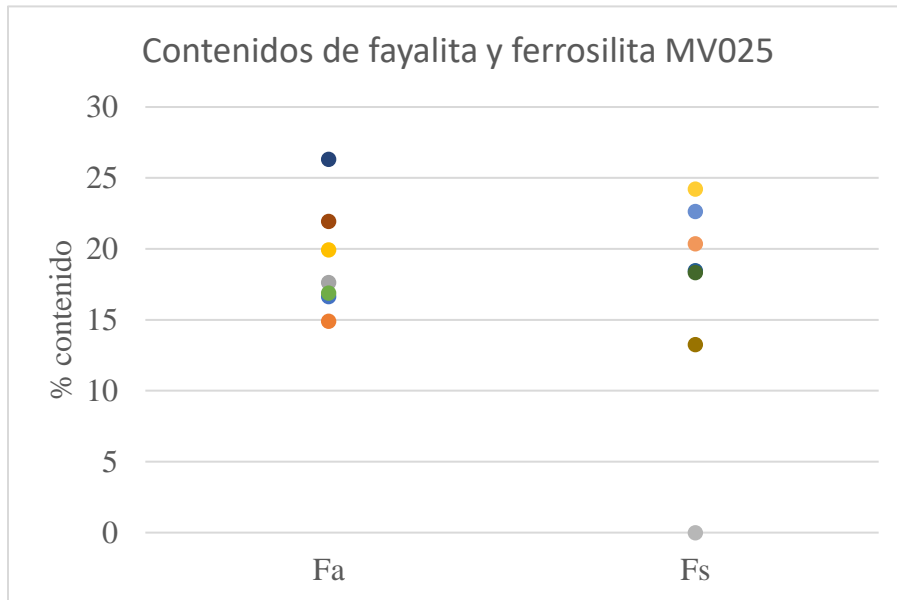


Figura 11.26: Contenidos de fayalita en olivino y ferrosilita en piroxenos bajos en Ca en MV025. Las abundancias correspondientes a enstatita normativa fueron descartadas si estaban adyacentes a una porción de vidrio importante.

11.8.2 Inclusiones y mesostasis

Del grupo de inclusiones descritas en la sección 9.4.5, solo una pequeña porción está expuesta y corresponde principalmente a los opacos en las orillas de la inclusión ovalada a la que se hizo mención.

El huésped corresponde a un piroxeno En_{87} en el cual se encontraron dos tipos de inclusiones: carbonosas, muy similares a las encontradas en JG143, y opacos con Cr, dando la forma ovalada a la inclusión. La Figura 11.27 muestra todas las inclusiones analizadas, donde los opacos tienen un tono más claro y forma alargada, mientras que las dos inclusiones carbonosas encontradas son mucho más oscuras que su entorno. Los opacos (puntos 3 y 4) pese a que se identifican por su contenido de Cr, su abundancia es muy diferente y comparten solo el Si en ese aspecto (aproximadamente 30 %wt. óxido). Ambos poseen Fe y Mg en su estructura en distintas porciones, pero aquellos cristales que se ven empobrecidos en Cr están enriquecidos en Al.

De las inclusiones con C, la más pequeña tiene una apariencia de poco grosor, más amorfa, con límites difusos y mostró solo contenido de C y un pequeño aporte de Si (<1 %wt. óxido). Por otro lado, la mayor y mejor marcada inclusión mostró puntos de C puro y otros con importante contenido de Si y Al (acompañado de porciones menores de Mg), las cuales son descartadas como contaminación del huésped ya que no coincide con su composición.

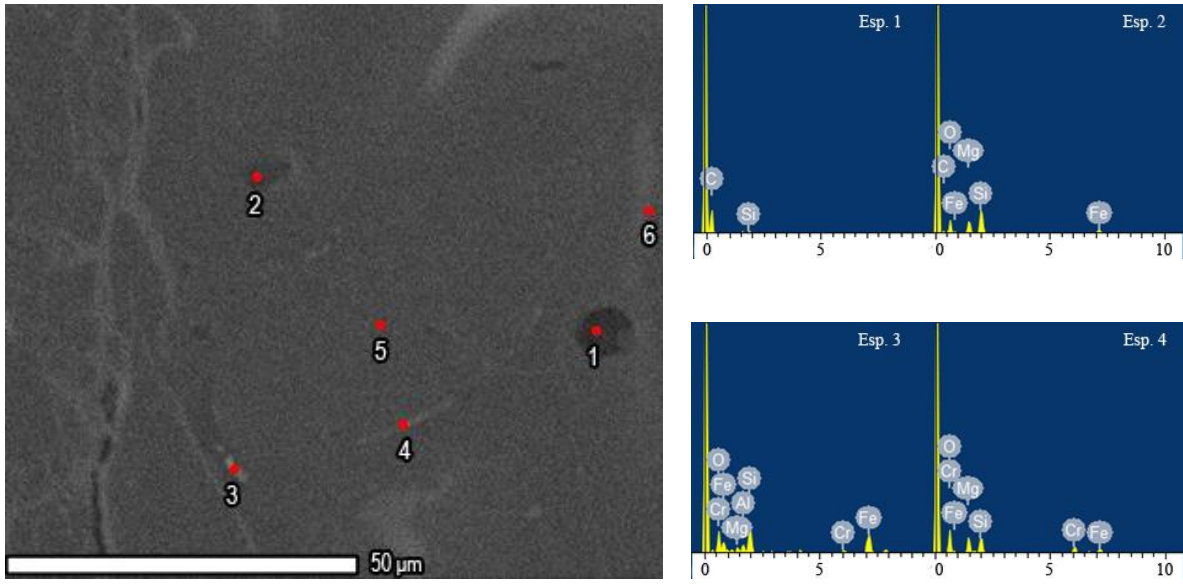


Figura 11.27: Inclusiones encontradas en MV025. Los espectros 1 y 2 muestran aquellas con contenido de C, mientras que 3 y 4 corresponden a las ricas en Cr.

Las inclusiones carbonosas fueron igual de heterogéneas que las ricas en Cr. La más pequeña tiene una apariencia de poco grosor, más amorfa, con límites difusos y mostró solo contenido solo de C y un pequeño aporte de Si (<1 %wt. óxido). Por otro lado, la mayor y mejor marcada inclusión mostró puntos de C puro y otros con importante contenido de Si y Al (acompañado de porciones menores de Mg), las cuales son descartadas como contaminación del huésped ya que no coincide con su composición. Esta variabilidad no pertenece a ningún mineral normativo y lamentablemente no hay visibilidad para determinar si posee cristales internos.

IV. Discusiones

Primeramente, es importante contextualizar en un plano general todos los datos obtenidos de los meteoritos estudiados. Las descripciones macroscópicas y petrográficas son contundentes al mencionar que las muestras poseen textura condritica pese a que no todas conservan bien sus cóndrulos, pero si se identifican sus relictos, siendo una porción importante del área total de los cortes. Seguido de ello, la mineralogía dominante en todos ellos eran olivino y piroxeno (en distintas proporciones) tanto en cóndrulos como en matriz, mientras que kamacita y troilita son los opacos principales. No se identificaron CAIs. Los análisis puntuales mineralógicos arrojan que los piroxenos son casi en su totalidad pobres en Ca con muy variadas proporciones de enstatita y ferrosilita, mientras que la mesostasis en cóndrulos posee composiciones feldespáticas mayormente. Considerando estos criterios, se comprueba la hipótesis inicial que clasifica a todos los meteoritos en estudio como condrito ordinario.

12 Clasificación de muestras

Corroborado el primer orden de clasificación de las muestras de este estudio como condritos ordinarios, el segundo orden de clasificación corresponde a la asignación de grupo y tipo petrológico, para luego pasar al tercer orden que hace referencia a los procesos de choque y meteorización.

12.1 Grupo y tipo petrológico

El grupo de cada muestra es asignado en base al contenido de Fe en olivino y piroxeno en Ca, siendo respectivamente las porciones de fayalita y ferrosilita los valores usados por el *Nomenclature Committee* de la Meteoritical Society.

La Figura 12.1 muestra los promedios de los valores de estas dos fases para cada una de las muestras estudiadas. En ella se aprecian 5 muestras que caen holgadamente en un rango de clasificación establecido: cuatro corresponden a grupo H y un a grupo L, mientras que dos de ellas están en un rango de transición H/L y una está más empobrecida de Fe en sus silicatos de lo que se encuentra estandarizado por el *Nomenclature Committee*, por lo que para su asignación de grupo son requeridos criterios adicionales.

Según el sistema de clasificación planteado por Van Schmus y Wood (detallado en sección 5.4.2), los criterios usados para asignar el tipo petrológico en este estudio son: homogeneidad composicional de olivino y piroxeno (desviación media estándar de Fe), feldespato secundario y estado textural de cóndrulos y matriz.

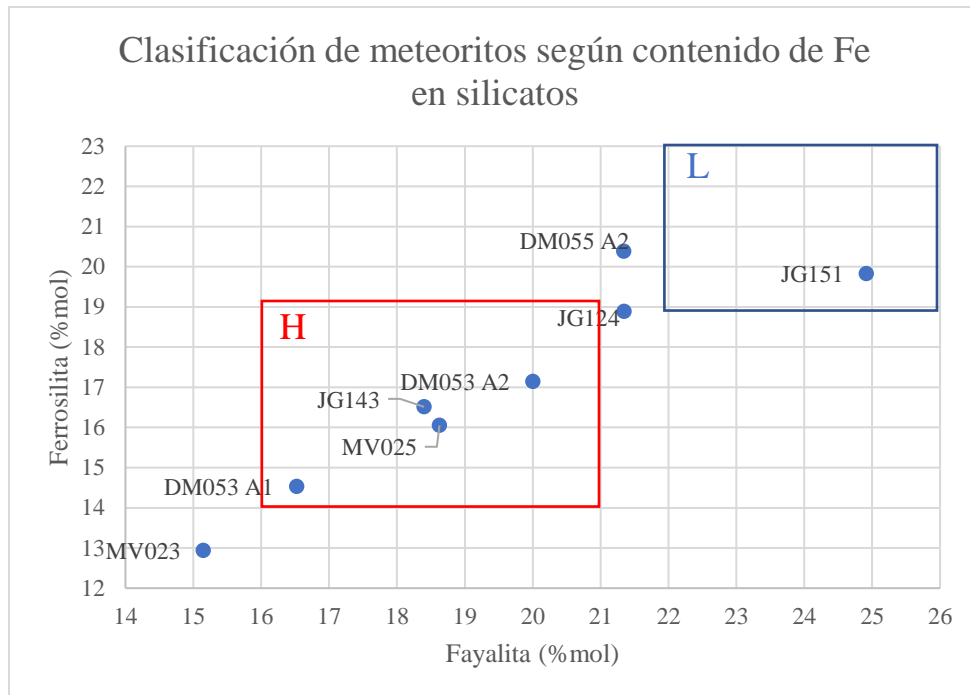


Figura 12.1: Clasificación de condritos ordinarios según contenido de Fe en silicatos para las muestras en estudio acorde a las zonas establecidas por el Nomenclature Committee. Los puntos corresponden al promedio de fayalita y ferrosilita obtenido para cada muestra. Cuadro rojo: grupo H; cuadro azul: grupo L. Grupo LL está fuera de los valores del gráfico.

DM053 A1

La desviación estándar de las porciones molares de fayalita y ferrosilita son de 2,26 y 4,47 respectivamente, mediciones en las cuales no se presentó ningún outlier y por tanto el valor se considera aceptable. El desarrollo de plagioclasa es precario, siendo los cristales más grandes no mayores a 30 μm . Los cóndrulos, por otro lado, son reconocibles y en algunos es posible trazar sus límites, sin embargo, en la mayoría de los casos sus bordes son difusos. Respecto a la matriz, esta se describió como microcristalina, pero con zonas con un evidente avance de recrystalización en donde la matriz ha dejado de ser opaca y los cristales ya no son identificables individualmente, ni se observan fragmentos cristalinos exóticos respecto del resto.

El nivel más bajo de metamorfismo es representado por el desarrollo de feldespatos, el cual propone un tipo petrológico 4 al estar presentes, pero con bajo desarrollo, mientras que la homogeneidad composicional y el estado de la matriz son más cercanos a un tipo 5, aparentemente estando en un proceso de transición. Finalmente, el estado de los cóndrulos y opacos es el que mayor estado de metamorfismo evidencian: los primeros siguen siendo reconocibles, pero con bordes difusos y algunos perdidos, mostrando un tipo petrológico 5 alto, mientras que los opacos presentan pocas extensiones irregulares y algunos sectores son granos macizos, lo cual se plantea como una recrystalización de estos minerales, evidenciando un tipo petrológico 6 inicial.

DM053 A2

La desviación estándar de fayalita y ferrosilita en este corte es de 10,02 y 4,99 respectivamente, sin embargo, para el caso de la fayalita se encontraron dos outliers que aumentaron considerablemente este valor, que al ser retirados lo disminuye a 3,64. Para poder respaldar este último resultado como correcto, debemos considerar el espacio muestral de los olivinos, el cual sigue siendo holgado una vez retirados los outliers. Además, al tratarse del mismo meteorito que la muestra DM053 A1, se esperaría que sus desviaciones medias fuesen parecidas, cosa que ocurre para el caso de la ferrosilita y que se acerca lo suficiente para la fayalita cuando se retiran estas abundancias anómalas. Por tanto, la desviación correspondiente a 3,64 para fayalita es considerada aceptable. La plagioclasa se presenta de forma similar al corte anterior (DM053 A1). Los cóndrulos en este corte parecen tener más nitidez en sus límites, pero la vista general es engañosa producto de los dos cóndrulos mayores mencionados en la descripción petrográfica. En concreto, en general los cóndrulos son fácilmente reconocibles pero sus bordes son medianamente difusos, complejizado también en parte por la cantidad de fracturas y fragmentos de cóndrulos que posee esta área y que no son posible de delimitar con completa exactitud. Finalmente, la matriz presenta muchos sectores microcristalinos, de aspecto heterogéneo y pobre en opacos. Tampoco hay fragmentos exóticos, pero si silicatos amorfos pequeños.

Acorde a sus características, el desarrollo de feldespatos secundario está presente, pero a un nivel muy bajo, lo cual correspondería a un tipo petrológico 4. Por otro lado, la homogeneidad composicional es cercana al 5% para piroxenos, correspondiente al valor umbral entre los tipos petrológicos 4 y 5, pero dada la claridad para los olivinos, este criterio se plantea como indicio de tipo 5 (el valor del 10% para olivinos es descartado por las razones mencionadas anteriormente). La matriz presenta principalmente silicatos amorfos microcristalinos, pero muy sectorizado, mientras que en otros puntos sea ha perdido heterogeneidad, por lo que se plantea como una transición entre tipos petrológicos 4 y 5. El estado de cóndrulos es bueno, pero no óptimo con bordes difusos, pero siendo reconocibles como cuerpos “independientes” de la matriz (tanto los completos como los fragmentos, por tanto, se le asigna un tipo petrológico 5. Finalmente, el estado de opacos es heterogéneo, habiendo grupos con formas irregulares, con extensiones como “brazos” y otro que desarrollan un cristal más macizo, mostrando una recristalización en etapa inicial y por tanto puede ser atribuido a un tipo petrológico 5 alto o 6 bajo. Como era de esperar, lo planteado aquí coincide fuertemente con lo analizado para la muestra DM053 A1 que pertenece al mismo meteorito encontrado.

DM055 A2

Es una de las muestras con mayor cantidad de datos sobre el contenido de los olivinos y piroxenos, no presentan outliers y por tanto pueden considerarse datos aceptables, teniendo una desviación estándar de 3,26 para la fayalita y 4,15 para la ferrosilita. La plagioclasa se encuentra en una etapa de desarrollo avanzado reportándose tanto en matriz como en cóndrulos, en zonas ricas en vidrio, con cristales de hasta 0,06 mm en su eje más largo. Respecto a los cóndrulos, estos fueron descritos como cuerpos difíciles de identificar ya prácticamente sin bordes y pérdida

de redondeamiento, pese a que no son calificados como “relictos” ya que destacan respecto a la matriz por sus cristales más desarrollados, han perdido su vidrio interno y son complicados de delimitar respecto de otro cóndrulo. Finalmente, la matriz esta casi en su totalidad recrystalizada, con cristales homogéneos y de gran tamaño que permiten su reconocimiento individual, además no presenta mesostasis.

El conjunto de criterios analizados presume un meteorito que ha sufrido metamorfismo de alta intensidad. Acorde a la homogeneidad de Fe en olivinos y piroxenos, corresponde a un tipo 4, lo cual contrasta bastante con la presencia importante de feldespato potásico cuyos cristales proponen un tipo petrológico de al menos 5 en transición a 6. La matriz recrystalizada es otro aspecto que apunta a un tipo petrológico alto, ya que no se encontraron zonas microcristalinas correspondería a un tipo 5 en transición a 6 nuevamente. Por último, la ausencia de cóndrulos bien conservados, sin límites claros y algunos pobremente reconocibles apuntan a un proceso metamórfico avanzado, correspondiente a un tipo petrológico 6.

JG124

La homogeneidad composicional de esta muestra arroja valores de desviación estándar 7,08 para olivino y 6,44 para ferrosilita. La plagioclasa se reportó como microcristales en una etapa inicial de desarrollo, limitado a las orillas y en zonas ricas en vidrio fuera de cóndrulos. Los cóndrulos por su lado están muy bien definidos, presentan un buen redondeamiento y en su mayoría presentan límites claros, incluidos los fragmentos, solo los cóndrulos de tamaño muy por debajo del promedio han perdido definición. La matriz es más compleja en su estado ya que, si bien es mayormente opaca, cerca de los cóndrulos más pequeños presenta zonas microcristalinas un tanto nubosas, cubriendo distintas porciones de cada sector.

Los criterios que representan el nivel más bajo de tipo petrológico son las desviaciones estándar de composición olivino y piroxeno, siendo mayores a 5% mostrando un relativo alto nivel de heterogeneidad entre sus fases y el precario desarrollo de feldespato potásico que se encuentra casi ausente, evidenciando entre ambos criterios un tipo petrológico 3. Sin embargo, la conservación casi perfecta de los cóndrulos no es igual para todos, encontrándose varios grupos pequeños que muestran una ligera pérdida en sus bordes pese a que aún son fáciles de delimitar, mientras que por el lado de la matriz los sectores microcristalinos evidencian leve metamorfismo en la matriz al recrystalizar ligeramente las áreas opacas ricas en vidrio dando un aspecto nuboso. Por tanto, estos dos puntos finales son considerados evidencia de tipo petrológico 4 en su etapa inicial.

JG143

Un gran contraste en la homogeneidad composicional entre olivinos y piroxenos presenta esta muestra. Las desviaciones estándar entregan un valor de 5,79 para fayalita (presentando solo un outlier, que al ser eliminado baja su valor a 4,83) y 1,91 para ferrosilita. La plagioclasa está presente, pero como un agregado microcristalino irregular, de solo unos pequeños micrones de largo en sus ejes

mayores, mostrando un desarrollo en etapa inicial. Por el lado de los cóndrulos, si bien son reconocibles fácilmente, su estado de conservación es variado. Se presentan cóndrulos con límites claros y buen redondeamiento, mientras que otros poseen bordes difusos y una leve pérdida de su forma al entrar en “contacto” con otro cóndrulo. Finalmente, la matriz está en un proceso inicial de recristalización en el cual aún se encuentran muchas zonas opacas, pero predominan los sectores de aspecto nuboso, microcristalino.

Esta muestra presenta un problema, ya que dentro de un mismo criterio de clasificación hay fuertes contrastes al tipo petrológico que se le puede asignar. En primer lugar, la homogeneidad composicional de olivinos propone un tipo petrológico 4 (terminando la transición desde 3), mientras que para los piroxenos es más cercano a tipo 5 ya que la baja desviación estándar evidencia cercanía a la uniformidad composicional. La plagioclasa por otro lado presenta un aspecto de tipo petrológico 4, ya que su agregado microcristalino es inconexo y pequeño. El caso de los cóndrulos y la matriz: respecto al primero, fueron encontrados cóndrulos con límites claros, buen redondeamiento y bordes nítidos, mientras que también hubo un numeroso grupo que poseían límites difusos y perdieron un poco de forma, pero se mantenían reconocibles pudiéndose atribuir a un tipo 4, pero que está cercano al límite del tipo 5, mientras que por el lado de la matriz, esta presenta zonas opacas y otras notoriamente microcristalinas, siendo característicos de tipo petrológico 3 y 4 respectivamente. Finalmente, el estado de cristalinidad de los opacos ayuda a dilucidar mejor la condición del corte, ya que se forman cristales muy grandes, pero con un aspecto tipo “pulpo” debido a las extensiones irregulares a su alrededor provenientes del mismo cristal, en muchos casos dando un aspecto a los cristales más pequeños. Esto se atribuye a una etapa de maleabilidad de estos opacos, recristalización incompleta, asociada a un tipo petrológico 4 alto o 5 bajo.

JG151

Las desviaciones estándar obtenidas para fayalita y ferrosilita analizados en este corte son 6,07 y 4,26 respectivamente. Los datos de fayalita presentan un outlier, el cual al ser removido modifica su desviación estándar a 4,46. La plagioclasa está presente en los cóndrulos identificables y en matriz, con cristales de tamaño considerable que han logrado conectarse. La descripción de los cóndrulos es tajante: solo quedan relictos, perdiendo casi la totalidad de sus bordes y sin vidrio interno. Por la cantidad de vetillas de choque, la matriz es difícil de describir, pero se describió como brechosa, con una alta tasa de recristalización y muy pequeñas zonas con vidrio restante.

Esta muestra es la que presente mayor unanimidad entre sus criterios de clasificación. Solo la homogeneidad composicional de olivino y piroxeno podría entrar en discordia, ya que sus valores arrojan un tipo petrológico 4 (incluso 3 si se considera el outlier), pero esto puede estar sesgado ya que la matriz no pudo estudiarse dado su alto contenido de opacos y óxidos, por lo que se buscaron los cóndrulo más reconocibles y por tanto mejor conservados del corte, dando como resultado los valores más “primitivos” que pueden rescatarse del meteorito, y aún así están en

condiciones límites. La matriz recristalizada casi en totalidad, los cóndrulos presentes como relictos y el desarrollo notorio de plagioclasa son aspectos característicos de un tipo petrológico 6.

MV023

Esta muestra es más difícil de analizar debido a la alta densidad de venillas rellenas con óxido que posee y a sectores vítreos que conllevaron cierto nivel de contaminación en los análisis puntuales. Sobre esto último, las desviaciones estándar obtenidas para fayalita y ferrosilita son de 3,48 y 1,89 respectivamente, calculados en base a abundancias coherentes para minerales normativos detallados en la metodología (por ejemplo, se descartó un olivino de $\text{SiO}_2 = 29\%$ con 40% de MgO, cuando debería esperarse un 100% de fayalita). La plagioclasa muestra gran avance en su desarrollo con cristales mayormente conectados y tamaños acercándose a los 0,1 mm en su eje mayor. Los cóndrulos están pobremente definidos, pese a que aun son levemente reconocibles, han perdido casi en totalidad sus bordes y poseen una baja porción de vidrio. Por otro lado, la matriz se presenta casi en su totalidad recristalizada, sin sectores opacos que no estén asociados a venas de óxido, y posee fragmentos cristalinos de distintos tamaños.

Las anomalías en las abundancias elementales analizadas son asociadas sectores vítreos en recristalización dentro de cóndrulos, lo cual limitó el número de datos a tratar. Sin embargo, con los valores considerados el tipo petrológico asociado corresponde a 4, en transición a 5 debido a la poca variabilidad de los piroxenos. Por el lado de las plagioclasas, su importante presencia es indicio de tipo petrológico 6. Los cóndrulos pobremente definidos en su mayoría, con límites poco claros y una matriz casi totalmente recristalizada proponen que el meteorito estaría entrando a un tipo petrológico 6.

MV025

Es la muestra con mayor cantidad de outliers, con dos casos de cristales de Fa_{100} y En_{100} . Sin considerar estos outliers, los valores de desviación estándar son de 4,23 fayalita y 5,52 para ferrosilita. La plagioclasa está en etapa inicial de cristalización, pero limitada a las orillas del corte con microcristales inconexos. Los cóndrulos tienen buen redondeamiento y en su mayoría poseen límites claros, aunque los más pequeños (lejanos al tamaño promedio) han perdido cierta nitidez, sin embargo, son todos fáciles de reconocer. La matriz es mayormente opaca, con muchas zonas vítreas y algunas con aspecto nuboso que pareciera iniciar una recristalización.

El criterio de homogeneidad composicional es discutible en esta muestra debido a los outliers mencionados anteriormente. La problemática recae principalmente en el hecho de que cada fase es mucho más rica en un elemento que en el otro, vale decir, Fe para los olivinos y Mg para los piroxenos, pudiendo incluso tratarse de fragmentos de distinto origen, probablemente formados en zonas y mediante procesos distintos que luego fueron acretados al mismo cuerpo parental. Pese a esto, si consideramos los valores mencionados al inicio, el tipo petrológico que

se le asignaría sería 3 en transición a 4, lo cual bajaría tajantemente a tipo 3 si integramos todos los datos ya que la dispersión aumenta. La plagioclasa está en precario desarrollo, pero sigue estando presente con microcristales por lo que podría considerarse una transición de tipo 3 a 4. Los cóndrulos todos identificables con facilidad, con límites claros, pero no todos están con buena definición, sobre todo los más pequeños, por tanto, correspondería a tipo petrológico 4. Finalmente, la matriz mayormente opaca, pero con zonas nubosas son indicios de alteración a su estado inicial, con metamorfismo leve que inició la formación de microcristales, proceso asociable a un tipo petrológico 4 en su etapa inicial.

12.2 Grado de meteorización y metamorfismo de choque

A diferencia de la clasificación por grupo y tipo petrológico, el grado de meteorización planteado por Wlotzka (1993) y detallado en la sección 5.3.3 es un cálculo casi directo del porcentaje promedio de reemplazo de metales y sulfuros en la muestra y por tanto los estados de transición casi no son mencionados por la robustez de cada grado. Algo similar ocurre con el metamorfismo de choque planteado por Stöffler, cuya clasificación se basa en la presencia o ausencia de ciertas características, dejando casi sin peso la interpretación. Esta última solo toma importancia si es complementada por la clasificación de McSween cuyos rangos de presencia de características de choque es más amplio.

La Tabla 12.1 muestra el porcentaje de reemplazo de óxidos estimado para cada muestra según lo descrito en la sección 9.2 junto al grado de meteorización correspondiente:

Tabla 12.1: Porcentajes de reemplazo del área total cubierta por opacos en cada muestra, junto al grado de meteorización correspondiente establecido por Wlotzka.

Muestra	% de reemplazo	Grado de meteorización
DM053 A1	60%	W2
DM053 A2	65%	W3
DM055 A2	>95%	W4
JG124	10%	W1
JG143	15%	W1
JG151	30%	W2
MV023	85%	W3
MV025	55%	W2

Ya que las muestras DM053 A1 y DM053 A2 pertenecen al mismo meteorito, para su clasificación se calculó un promedio ponderado acorde a las áreas de cada muestra. Con esto, la muestra DM053 A2 es aproximadamente 0,3 veces el área total de DM053 A1, por lo que el porcentaje de reemplazo en conjunto sería de 62% aproximadamente, correspondiendo a un grado de meteorización W2.

Para el caso del metamorfismo de choque, la Tabla 12.2 menciona cada uno de los efectos resultantes más importantes y de más alto impacto reportados para cada muestra junto a la etapa correspondiente:

Tabla 12.2: Evidencias de choque de más alto impacto reportadas en cada muestra, junto al estado de choque correspondiente según los criterios establecidos por Stöffler. Algunas muestras fueron complementadas con criterios establecidos por McSween.

Muestra	Evidencias	Etapa de choque
DM053 A1	Venas de impacto opacas	S3
DM053 A2	Venas de impacto opacas	S3
DM055 A2	Venas de impacto interconectadas	S3→S4
JG124	Troilita pleocroica	≤S2
JG143	Fracturamiento irregular	≤S2
JG151	<i>Melt pockets</i> en formación y troilita burbujeante	S5
MV023	Troilita pleocroica y venas de impacto	S3→S4
MV025	Venas de impacto y troilita burbujeante	S3→S4

En las muestras en las que se establece un rango en lugar de una etapa específica de choque es debido a que se usó un criterio de Benett & McSween (1996) para determinar el estado más adecuado o a que debido a dificultades petrográficas, como mezcla de venas de impacto y de meteorización, pueden generar confusión al determinar las evidencias correctas.

12.3 Resumen

Para entregar la clasificación final de cada meteorito es necesario enfatizar respecto al tipo petrológico que la asignación del tipo se hace respecto al criterio de más alto metamorfismo, por ejemplo, si en una muestra el desarrollo de feldespatos potásicos fue catalogado como tipo 3, pero los cóndrulos como tipo 5, al meteorito se le asigna el tipo petrológico 5 ya que incorpora el proceso total que sufrió la muestra independiente del nivel de afectación que tuvo cada componente.

Tabla 12.3: Resumen de la clasificación final para cada muestra analizada. *Se eliminaron datos de enstatita normativa; ** se eliminó un dato de fayalita normativa.

Muestra	Grupo y tipo petrológico	Grado de meteorización	Estado de choque
DM053 A1	H6	W2	S3
DM053 A2	H6	W3	S3
DM055 A2	L6	W4	S4
JG124	H4*	W1	S3
JG143	H5**	W1	S3
JG151	L6	W2	S5
MV023	H6	W3	S4
MV025	H4*	W2	S2

La asignación de grupo químico fue hecha acorde a la zona del gráfico Fa v/s Fs en la que cayó cada muestra. Ya que esta clasificación está basada en el fraccionamiento metal-silicato en donde se plantea que la porción de Fe que no logró formar fases metálicas entró a los silicatos, dependiendo de las condiciones redox, se hizo uso de la susceptibilidad magnética como criterio complementario de clasificación, el cual depende mayormente del contenido de kamacita. Dadas las diferencias de masa entre las muestras en estudio, se generó un ponderador que normalice respecto al volumen de kamacita por gramaje de muestra. El ponderador fue calculado como sigue:

$$Vol. kamacita = \frac{\text{Área kamacita} * 0,1 [mm]}{(1 - \text{grado meteorización})}$$

$$N = \frac{Vol. kamacita}{Masa muestra}$$

El área de la kamacita es la obtenida mediante lo calculado por ImageJ, el 0,1 corresponde al grosor del corte pulido (considera forma constante del grano en esa extensión) y el grado de meteorización corresponde al reemplazo estimado para la clasificación del grado de meteorización en escala de 0 a 1, para considerar lo que sería la masa original del metal, ya que el reemplazo de óxidos disminuye la susceptibilidad magnética. Calculado el ponderador, este es multiplicado por los valores de susceptibilidad obtenidos entregando los siguientes resultados:

Tabla 12.4: Susceptibilidad magnética normalizada según volumen de metales y masa de la muestra.

Muestra	Susceptibilidad normalizada
DM053 A1	11,93
DM053 A2	24,68
DM055 A2	3,53
JG124	8,19
JG143	9,24
JG151	4,59
MV023	5,53
MV025	19,36

No se busca una tendencia, sino que un valor discriminador. Considerando las muestras fielmente clasificadas, podemos observar que aquellas que caen dentro del grupo H obtienen valores sobre 8, mientras que la única clasificada con total seguridad en el grupo L tiene un valor de 4,59. Observando la muestra MV023, la cual posee muy poco Fe en sus silicatos y la primera intuición es clasificarla como grupo H, su valor es de 5,53. Comparándolo con el único L (JG151), el valor discriminatorio será 5. Dado esto, las muestras MV023 y JG124 son clasificadas como grupo H, mientras que DM055 A2 como grupo L.

13 Agrupación por características comunes

Con intención de describir un proceso de formación generalizado, se busca establecer características comunes entre las muestras estudiadas que presenten evidencias de su historia geológica previo a la entrada a la Tierra. De aquí en adelante las muestras DM053 A1 y DM053 A2 serán mencionadas simplemente como DM053, ya que ambas provienen del mismo meteorito hallado. El grado de meteorización no es considerado un criterio de familiarización ya que es dependiente del tiempo de residencia en la Tierra (entre otros aspectos físicos particulares), al igual que el estado de choque producto de que su efecto es heterogéneo en la roca.

Son dos aspectos principales que son foco de interés para desentrañar distintas aristas en el proceso de formación. En primer lugar, el grupo químico asignado en la sección anterior es el mejor criterio para establecer la naturaleza del meteorito, el cual entrega información respecto a las abundancias de elementos litófilos y siderófilos (característica independiente del tipo petrológico) y al estado redox del ambiente en que se formaron sus componentes principales. Las muestras son agrupadas como:

- Grupo 1: DM053, JG124, JG143, MV023, MV025
- Grupo 2: DM055 A2, JG151

El segundo aspecto es una particularidad presente en algunas muestras, el cual consiste en el hallazgo de una pseudo asociación Cr-S. Específicamente, se presentaron cúmulos de cristales de cromita en zonas con glóbulos ricos en S a su alrededor, los cuales se observaban como opacos en el microscopio óptico. Al ser encontrado en más de un corte y que se presentaba de maneras similares, será utilizado como segundo criterio de agrupación. Esta característica se reportó en DM053 (menos frecuente), JG143 y MV023.

El meteorito JG124 destaca del resto dada su gran variabilidad de cóndrulos, de gran tamaño y mezclados en distinta proporción, mientras que MV025 lo hace por la gran porción de vidrio en sus cóndrulos y matriz y la aparente recristalización de este a En_{100} . Dado que son aspectos puntuales, no fueron criterio de agrupación y serán discutidos de manera separada.

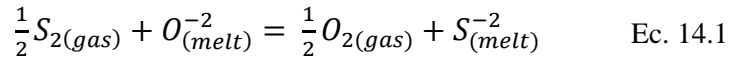
14 Evidencias de origen y procesos primarios

Al encontrarnos con muestras de meteorito tipo condrito ordinario, son dos aristas las que serán analizadas para entender el origen y los procesos que dan paso a la naturaleza de estos cuerpos: mecanismo de formación de cóndrulos y estado redox del ambiente.

El modelo de condensación y los vientos solares (o vientos X) son los dos mecanismos de formación que mayor fuerza han tomado, pero distintas evidencias en los componentes de los condritos contraponen estas dos visiones y refuerzan una de ellas. A continuación, distintas particularidades reportadas en algunos de los meteoritos estudiados dan pistas sobre el mecanismo que mejor explica su origen.

En el grupo H (exceptuando JG124 y MV025) se encontraron masas vítreas, mencionadas como mesostasis, las cuales contenían cristales o fases opacas internas de distinta naturaleza, pero que consistían principalmente en cristales de Cr y glóbulos de S, siendo el caso más claro la inclusión de MV023 descrito en la sección 11.7.2. El Cr a altas temperaturas tiende a asociarse a fases metálicas de las que posteriormente con el descenso de temperatura exsuelve para formar óxidos, momento en el cual no hay fases estables de S por lo que se mantiene gaseoso, dando a entender que estos cristales de cromita son fases previas entrampadas, que se mantuvieron en equilibrio con el fundido, y las cuales pudieron influir en las condiciones de solubilidad de los sulfuros.

El análisis químico puntual en la masa vítrea entregó composiciones pobres en Fe y Mg, nulas en estricto rigor, lo cual es atribuido a errores de medición del instrumento producto de su baja concentración, como son los casos de los vidrios reportados por M. E. Varela (2008), donde ninguno superaba el 1% en peso en promedio. Sin embargo, específicamente la “ausencia” de Fe también puede atribuirse a la influencia de cromita y cr-espinela como sigue: los cristales de Cr corresponden a fases previas a la mesostasis, las cuales al ir consumiendo el Fe⁺² en las reacciones equilibradas fueron aumentando el estado de oxidación del sistema. Esta disminución de la razón Fe⁺²/(Fe⁺²+Fe⁺³) conlleva la disminución de la solubilidad del S, el cual logra entrar al fundido mediante la reacción (Haughton et al., 1974):



Haughton (1974) plantea el FeO como el principal control composicional en la solubilidad del S en magmas máficos, óxido que se deprime localmente con la cristalización de cromita, lo cual explica porque los glóbulos de sulfuro más desarrollados se encuentran en contacto con cromita. Bajo este mismo concepto, la separación de fases como el piroxeno que está empobrecido en FeO, enriquece el fundido en este mismo aumentando la solubilidad del S y deteniendo su precipitado. La baja presencia de sulfuros en cóndrulos PP y la ocurrencia de Cr-espinelas coincide con lo planteado por Haughton (1974) sobre la relación entre estas fases.

La ausencia de Mg se atribuye en parte a errores de medición y otro poco a difusión del vidrio al huésped, el cual también enriqueció el vidrio en Fe, provocando la precipitación de olivino más rico en fayalita en las orillas que consecuentemente enriquece en sílice la inclusión.

Si bien no todas las inclusiones presentan cristales de cromita internos, la totalidad de burbujas de sulfuro están fuertemente enriquecidas en S, con cerca de un 15% wt. superior a la composición normativa de la troilita evidenciando el proceso de inmiscibilidad mencionado anteriormente, además que una importante porción muestra la coexistencia cromita-sulfuro.

Las inclusiones cerradas con glóbulos de sulfuro, como las descritas en 9.4.1, son asociadas a procesos de inmiscibilidad por descenso de temperatura y saturación

en S mediante la ecuación 14.1. Esa inmiscibilidad sería de los eventos finales de formación de condritos H, ya que las reacciones enriquecen en O el gas circundante dando paso a la formación de silicatos más ricos en FeO. Los factores incidentes en este paso de formación de cuerpos tipo H a tipo L es detallado más adelante, cuando se consideran condiciones redox del ambiente.

Por otro lado, cristales ricos en Cr también fueron reportados como agregados cristalinos en piroxenos, pero no específicamente como cromita. El caso base es el mostrado en la Figura 14.1, al centro de un cóndrulo PP que contiene zonas de augita normativa. Los puntos marcados con azul corresponden a aleaciones metálicas (kamacita principalmente), mientras que el resto corresponde a cristales de Cr con aporte de Al, Mg y en algunos casos una menor cantidad de Ti. Esto correspondería a una reacción incompleta de espinela rica en magnesiocromita, similares a las reportadas por Frank Wlotzka (2005), que inició cuando el Cr de las fases metálicas reacciona con la plagioclasa y el piroxeno rico en Mg con el aumento de la oxidación y disminución de temperatura.

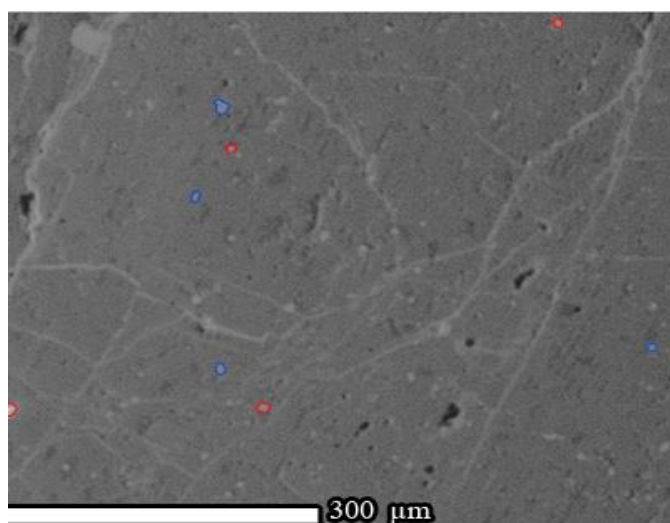


Figura 14.1: Interior de un cóndrulo PP con cristales de kamacita (rojo) y espinela rica en $MgCr_2O_4$ (azul).

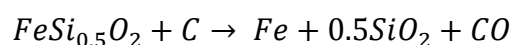
Tres características importantes fueron obtenidas de los vidrios analizados: poseen una razón subcondrítica de CaO/Al_2O_3 , son ricos en Na y exponen una correlación negativa entre $(FeO+MgO)$ y Al_2O_3 , lo que permite ciertos puntos de comparación con las inclusiones y mesostasis encontradas en Allende (CV3) por M. E. Varela (2008), ya que poseen esas mismas cualidades. Sus experimentos de microtermometría permitieron explicar que estas características son producto del intercambio Ca-Na con la fase vapor sin alterar las concentraciones de Al_2O_3 , proceso que ocurre a bajas temperaturas. Sin embargo, la norma CIPW obtenida para los vidrios de las muestras analizadas en este estudio entrega una mineralogía normativa que posee sílice (<1% wt.) mientras que en otros casos olivino (1-5% wt.), muy pocas conteniendo diópsido y además la razón CaO/Al_2O_3 es inferior a las reportadas por Varela (2008). Estas diferencias son atribuidas a diferencias en reservorio con el antes

mencionado meteorito Allende, donde la tasa de enfriamiento debió diferir notoriamente. Vidrio con olivino normativo inmerso en olivino no debiese ocurrir después de la cristalización por lo que la mesostasis estaría en desequilibrio con su huésped. Tomando el caso del sistema encontrado en DM053, donde cuerpos mostraron ser olivino normativo (4 y 5) con abundancias de SiO₂ similares, en una masa vítrea de cuarzo normativo, pero en contacto con el huésped. El punto 4 posee 1,06% de olivino y mostró una relación CaO/Na₂O = 0,403 mientras que el punto 5 con 12,2% de olivino posee una relación de CaO/Na₂O = 0,326, mostrando la influencia del reemplazo Ca-Na respecto al equilibrio del vidrio con su huésped, de la misma manera que fue reportado por M. E. Varela (2005). Respecto a la razón CaO/Al₂O₃, los valores más bajos serían producto de un reemplazo mucho mayor, idea que nace al calcular la razón (CaO+Na₂O) /Al₂O₃ que si muestra razones subcondríticas. El mayor nivel de reemplazo mencionado sería producto de un enfriamiento más lento que permitió mayor tiempo de reacción o a una mayor disponibilidad de Na en el gas, comparado con la formación de Allende.

El pseudo cóndrulos del meteorito MV025 de sílice pura con zonas recrystalizando a piroxeno rico en Mg contendría errores de medición por problemas del corte o sobreposición de espectros que no lograron reconocerse. La dicotomía observada en este meteorito en particular (olivino Fa₁₀₀ y piroxeno En₁₀₀) queda fuera del alcance de este estudio, dado que solo se tienen abundancias semicuantitativas y se asigna la fase mineral en base a composiciones normativas, por lo que es difícil diferenciar entre vidrio en recrystalización y vidrio rico en Mg. Sin embargo, esto es posible evidencia de un cambio repentino y probablemente abrupto en la tasa enfriamiento, el cual produzca una masa vítrea pero que posteriormente pueda cristalizar (al menos) piroxeno en alguna etapa de formación de cóndrulos, que posteriormente podría reequilibrarse por reacciones químicas en lugar de metamorfismo termal, y de paso la formación de mesostasis expuesta a mayor tiempo de reacción con el gas.

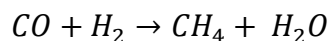
En lo que respecta al estado redox, son pocos los aspectos al alcance que logren dilucidar el ambiente de formación, ya que solo se tiene información comparativa: el grupo H se formó en condiciones más reducidas que el grupo L/LL. El conocimiento sobre la fugacidad de oxígeno pareciera ser el criterio principal para comparar estos dos ambientes, sin embargo, la posibilidad de un agente reductor durante la formación del grupo H que posteriormente fue desapareciendo permitiendo la formación del grupo L también es tema de debate.

Como se mencionó en la sección anterior, algunas muestras del grupo 1 presentaron zonas con leves abundancias de C sin presentar un cristal o manifestación sólida visible a microscopio óptico. Algunos puntos vítreos mencionados en los análisis químicos fueron las zonas de mayor cantidad de C, los cuales mayormente estaban acompañados de glóbulos ricos en S y cercanos a cristales de cromita. ¿Cuál es el rol específico que cumpliría este carbono? la presencia de carbono en olivinos pobres en Fe podría ser producto de la reacción de este C gaseoso en contacto con las primeras moléculas de olivino rico en Fe (Brearley, 1990):



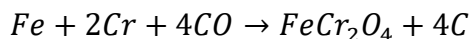
Ya que en la práctica la formación de SiO₂ es poco probable, la formación de piroxeno rico en Mg sería la opción por seguir. Las simulaciones realizadas por Grossman (1972) respaldaron la ocurrencia de reacciones Fischer-Tropsch (FT) para la producción de agua y metano a partir del óxido de carbono producido en la reacción anterior, las cuales tiene a la aleación Fe-Ni como uno de sus mejores catalizadores. Sin embargo, la muestra no presenta carburos bien desarrollados, lo cual puede ser explicado con reacciones que no fueron eficientes dada las bajas presiones a las que estas ocurrían. Además, una alta razón H₂/CO es desfavorable para el proceso gracias a que el H fácilmente genera quimisorción removiendo O y C de los carburos producidos (Brearley, 1990).

Si el caso se cumpliera, el C entraría en función como agente secundario, entrando luego de la aparición de los primeros metales y silicatos, generando CO a partir del desequilibrio con forsteritas iniciales. Esta reacción disminuye la relación H₂/CO facilitando la reacción FT (Grossman, 1972):



La cual paulatinamente fue aumentando la capacidad de oxidación del medio al aumentar los agentes oxidantes y disminuyendo la tasa de producción de CO. El proceso pierde eficiencia con la disminución de la temperatura, cuando la formación de FeS disminuye la proporción de metales y la catálisis pierde efecto. Las reacciones de por sí son complejas, por lo que pese a ser el C un agente importante para la diferenciación entre condritos H y L, esta toma un rol secundario respecto a la fugacidad de O del ambiente.

Las abundancias de C en inclusiones y mesostasis corresponderían a relictos de “carburos” incompletos, donde la aparición de S interrumpió terminalmente las reacciones FT. Por otro lado, la cromita generalmente adyacente a estas zonas con C correspondería al remanente de las últimas “renovaciones” de C gaseoso, ya que sería partícipe de la reacción inversa a las reacciones FT, es decir, generando C a partir de CO gracias a la desproporción del Cr y Fe según la reacción planteada por Lewis, Gros & Anders (1977):



15 Modelo de origen

Las evidencias planteadas corresponden a resultados de procesos de equilibrio químico, ya sea dependiente de solubilidad, temperatura, oxidación, etc. las cuales podrían plantearse dentro de un sistema que no sufra ningún tipo de diferenciación importante y que permita la interacción constante de sus componentes para que lleguen a ese estado de equilibrio.

El punto principal por considerar es la condición de equilibrio y la disponibilidad de componentes para constantes reacciones, siendo la relación Cr-S la más destacada en este trabajo, precedido de etapas sucesivas de alimentación de elementos necesarios según la aparición paulatina de las fases estudiadas. Frente a esto, el modelo de condensación planteado inicialmente por Grossman (1972) y

posteriormente desarrollado por Yoneda & Grossman (1995) y Ebel & Grossman (2000) es el que cumple todas las condiciones analizadas en la sección anterior. Las fases condensan paulatinamente dependientes de su carácter refractario y estas fases sólidas quedan disponibles para futuras reacciones que incluso pueden cambiar las condiciones de estabilidad de fases posteriores, siendo gran prueba de ello los cristales de espinela de baja temperatura inmersos en cóndrulos PP, también encontrados (en menor cantidad) en fragmentos de piroxenos y sobre todo la influencia de cromita en la inmiscibilidad de sulfuros.

La composición del fundido analizado en el vidrio de las inclusiones poseía estabilidad en las condiciones reductoras en las que se encontraba, pero la estancia de fases previas oxidantes modificó las condiciones del fundido, que tras otros cambios post atrapamiento (como descenso de temperatura) permitieron la inmiscibilidad de S. Esto indica la coexistencia de estos dos elementos al momento de su atrapamiento, situación poco probable siguiendo el modelo de vientos X en donde la diferencia de peso molecular y por sobre todo la volatilidad no habrían permitido su convivencia.

La presencia de una fase fundida influyente durante la condensación es apoyada por el enriquecimiento en Na a costa de Ca mostrado en la mesostasis, en donde se ha demostrado experimentalmente que corresponde a una reacción subsolidus de baja temperatura. El líquido sería un soporte para el proceso de formación e intercambio Ca-Na, correlacionado al modelo VLS planteado por M. E. Varela (2005).

V. Conclusiones

Los 7 meteoritos encontrados durante la expedición de búsqueda realizada el 2017 en el desierto de Atacama y objetos de este estudio, corresponden al tipo condrito ordinario, los cuales acorde a los criterios establecidos por el *Nomenclature Committee* de la Meteoritical Society 5 de ellos pertenecen al grupo H y los otros 2 al grupo L, según su contenido de fayalita y ferrosilita. Cada uno de ellos paso por distintos procesos de metamorfismo de choque asociados a su periodo en el cinturón de asteroides donde la tasa de impacto es mayor y el choque al entrar a la Tierra no influye mayormente, mientras que la meteorización indica el tiempo de estadía en la Tierra, considerando que todas las muestras se mantuvieron en un mismo ambiente, un mayor grado de meteorización implica mayor antigüedad en la superficie terrestre. Ambas características presentan manifestaciones petrográficas que se dan en distintos niveles, afectando en primer lugar a la matriz y posteriormente a los cóndrulos si el avance de estos procesos es alto.

La influencia de minerales de Cr sobre el S observada en las inclusiones y mesostasis, pese a su diferencia de volatilidad demuestra un proceso de enfriamiento en ocasiones fluctuantes que permita la formación de vidrio y posteriormente más lento en comparación al reservorio de condritos carbonáceos, en donde la cromita está disponible en el sistema hasta presiones y temperaturas donde el S toma un carácter siderófilo, tomando prioridad la formación de sulfuros. Esta misma cromita al formar espinela de baja temperatura en piroxenos evidencia la disponibilidad de cada sólida para futuras reacciones y no la separación de estas una vez condensadas.

Las inclusiones ricas en vidrio encontradas en cóndrulos y fragmentos de cóndrulos poseen una razón $(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ subcondrítica a condrítica. La correlación negativa entre CaO y Na_2O coincide con el intercambio entre el gas y otra fase fundida a temperatura subsolidus demostrada en el condrito Allende CV3 mediante experimentos de calentamiento, pero la mayor complementariedad $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ indica un periodo de intercambio mayor probablemente debido a una tasa de enfriamiento más lenta en comparación a los condritos carbonáceos.

El modelo de condensación es el más ad hoc a las evidencias aquí expuestas, en donde la formación de los cóndrulos estuvo auxiliada por una capa de fundido que provee los nutrientes necesarios para la formación del cristal, quedando empobrecida en aquellos nutrientes, siendo Fe y Mg los más empobrecidos en el alcance de este estudio. La formación de esta capa líquida está condicionada por la temperatura, presión y composición de la nebulosa solar. La estabilidad de esta fase fundida fue estimada mediante cálculos termodinámicos por Ebel & Grossman (2000) que plantea diversos niveles de enriquecimiento donde un fundido puede tener amplias zonas de diversidad. Basándose en ello, este trabajo plantea un nivel de enriquecimiento igual a 100 veces la composición de condrito CI, acompañado de una presión de 10^{-3} como es lo aceptado para una nebulosa que da origen a una estrella como el Sol, manteniendo los campos de estabilidad presentados en la Figura 15.1, con la diferencia de que aquí no se considera un enriquecimiento de oxígeno del sistema que permita la formación más temprana de fayalita, más bien la fayalita es considerada

como uno de los silicatos finales en la formación de condritos H cuando el sulfuro entra al fundido y hay deficiencia de agentes reductores.

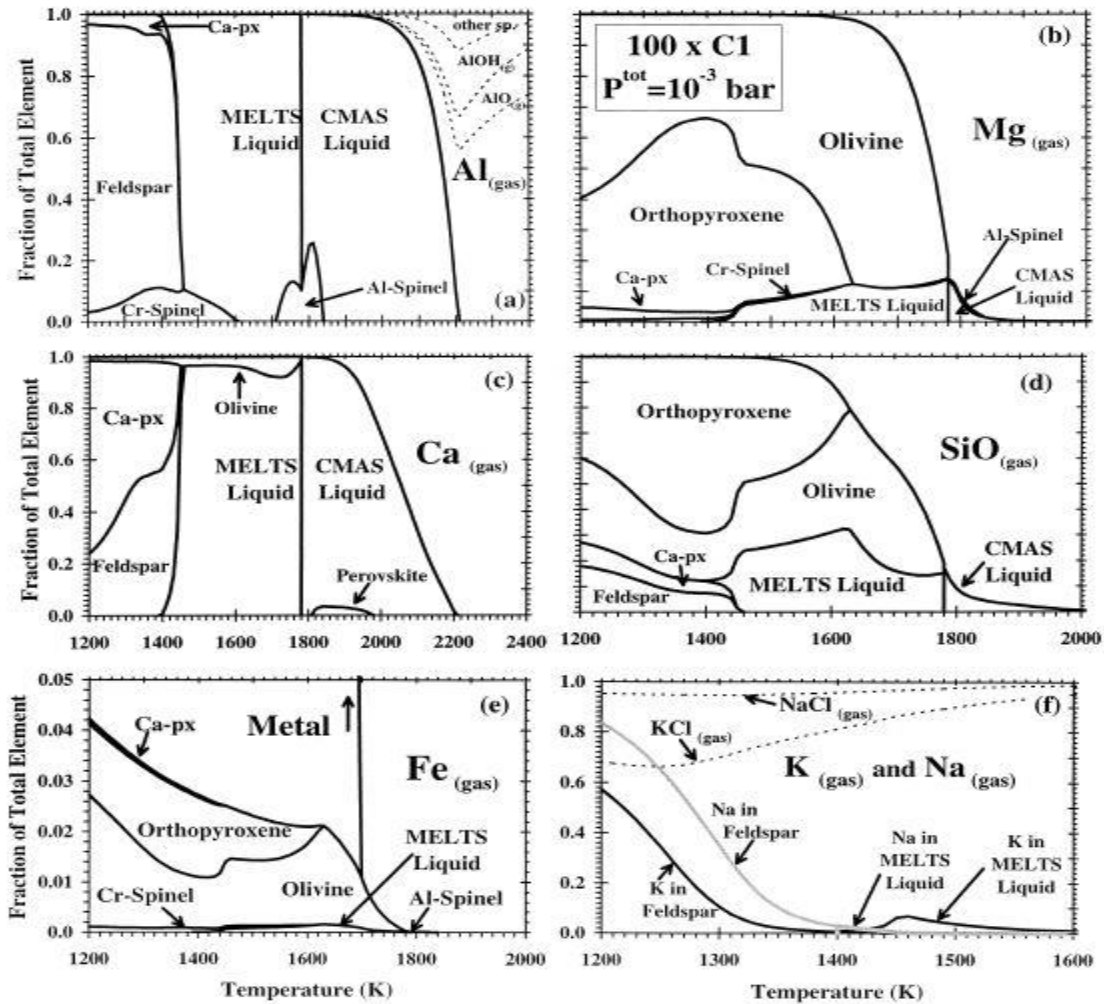


Figura 15.1: Zonas de estabilidad para elementos mayores según el enriquecimiento de la nebulosa solar igual a 100 veces la composición de condrito CI. Extraído de Ebel & Grossman (2000).

Este nivel de enriquecimiento y presión fueron elegidos por la estabilidad de Cr-espinela en contacto con piroxeno y en fundido que luego puede formar cromita con la exsolución por descenso de temperatura, además de la mayor concentración de Na como gas en condiciones donde el Ca está como fundido entrando al olivino (1600K aproximadamente), quitando paso a la formación temprana de albita. Permite además un amplio rango de temperatura de coexistencia olivino-fundido en donde el Fe se concentra mayormente en los metales.

Bibliografía

- Audétat, A., & Lowenstern, J. B. (2013). Melt Inclusions. In *Treatise on Geochemistry: Second Edition* (Vol. 13, pp. 143–173). <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01106-2>
- Bennett, M. E., & McSween, H. Y. (1996). Shock features in iron-nickel metal and troilite of L-group ordinary chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*, *31*(2), 255–264. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1996.tb02021.x>
- Brearley, A. J. (1990). Carbon-rich aggregates in type 3 ordinary chondrites: Characterization, origins, and thermal history. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *54*(3), 831–850. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90377-W](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90377-W)
- Brett, R., & Sato, M. (1984). Intrinsic oxygen fugacity measurements on seven chondrites, a pallasite, and a tektite and the redox state of meteorite parent bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *48*(1), 111–120. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90353-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90353-3)
- Davis, A., & Richter, F. (2014). Condensation and Evaporation of Solar System Material. In H. D. Holland, K. K. Turekian, & A. M. Davids (Eds.), *Treatise on Geochemistry: Second Edition* (2nd ed.). Elsevier Ltd.
- Doh, S. J., & Yu, Y. (2010). Meteorites: Rocks from the outer space. *Journal of the Korean Astronomical Society*, *43*(6), 183–190. <https://doi.org/10.5303/JKAS.2010.43.6.183>
- Ebel, D., & Grossman, L. (2000). Condensation in dust-enriched systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *64*(2), 339–366.
- Frezzotti, M. L. (2001). Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: Applications to petrology. *Lithos*, *55*(1–4), 273–299. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00048-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00048-7)
- Fuchs, L. H., Olsen, E., & Jensen, K. J. (1973). Composition of the Murchison (C2) Meteorite, (10). <https://doi.org/10.5479/si.00810274.10.1>
- Gastineau-Lyons, H. K., McSween, H. Y., & Gaffey, M. J. (2002). A critical evaluation of oxidation versus reduction during metamorphism of L and LL group chondrites, and implications for asteroid spectroscopy. *Meteoritics and Planetary Science*, *37*(1), 75–89. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2002.tb00796.x>
- Goldstein, R. H., & Reynolds, T. J. (1994). *Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals*. <https://doi.org/10.2110/scn.94.31>
- Grossman, J., & Rubin, A. E. (2002). White paper report for the Nomenclature Committee on the composition of olivine and pyroxene in equilibrated ordinary chondrites. *Mycological Research*, *106*(11), 1323–1330.
- Grossman, L. (1972). Condensation in the primitive solar nebula. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *38*(1960). [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(72\)90078-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(72)90078-6)
- Haughton, D. R., Roeder, P. L., & Skinner, B. J. (1974). Solubility of Sulfur in Mafic Magmas Cs Sm.

- Hewins, R. H. (1997). Chondrules. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25, 61–83.
- Hutchison, R. (2004a). Introduction. In Cambridge University Press (Ed.), *Meteorites: A Petrologic, Chemical and Isotopic Synthesis* (1st ed., pp. 1–17). Cambridge Planetary Science.
- Hutchison, R. (2004b). Parent body processes and petrogenetic associations. In C. U. Press (Ed.), *Meteorites: A Petrologic, Chemical and Isotopic Synthesis* (1st ed., pp. 364–419). Cambridge Planetary Science.
- Hutchison, R. (2004c). Petrography of the chondrites II: non-carbonaceous chondrites. In C. U. Press (Ed.), *Meteorites: A Petrologic, Chemical and Isotopic Synthesis* (1st ed., pp. 127–151). Cambridge Planetary Science.
- Hutchison, R. (2004d). The chondrites: chemistry and classification. In C. U. Press (Ed.), *Meteorites: A Petrologic, Chemical and Isotopic Synthesis* (1st ed., pp. 18–52). Cambridge Planetary Science.
- Hutchison, R. (2004e). The components of chondrites. In C. U. Press (Ed.), *Meteorites: A Petrologic, Chemical and Isotopic Synthesis* (1st ed., pp. 53–95). Cambridge Planetary Science.
- Kallemeyn, G. W., Rubin, A. E., Wang, D., & Wasson, J. T. (1989). Ordinary Chondrites: Bulk compositions, classification, lithophile-element fractionations, and composition-petrographic type relationships, 53, 2747–2767.
- Keil, K., & Fredriksson, K. (1964). The iron, magnesium, and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites. *Journal of Geophysical Research*, 69(16), 3487–3515. <https://doi.org/10.1029/JZ069i016p03487>
- Kong, P., & Ebihara, M. (1997). The origin and nebular history of the metal phase of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(11), 2317–2329. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00087-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00087-2)
- Krot, A., Keil, K., Scott, E., Goodrich, C., & Weisberg, M. (2014). Classification of Meteorites and Their Genetic Relationship. In H. D. Holland, K. K. Turekian, & A. M. Davids (Eds.), *Treatise on Geochemistry: Second Edition* (2nd ed., pp. 1–64). Elsevier Ltd.
- Krot, A. N., Zolensky, M. E., Wasson, J. T., Scott, E. R. D., Neil, K., & Ohsumi, K. (1997). Carbide-magnetite assemblages in type-3 ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(1), 219–237.
- Kurat, G., Varela, M. E., Hoppe, P., & Clochiatti, R. (1997a). Glass inclusions in Renazzo olivine: Condensates from the Solar Nebula? *Meteoritics & Planetary Science*, 32(4), 1.
- Kurat, G., Varela, M. E., Hoppe, P., & Clochiatti, R. (1997b). Glass inclusions in Renazzo olivine: Condensates from the solar nebula? *Meteoritics & Planetary Science*, 32(4), A76.

- Larimer, J. W. (1967). Chemical fractionations in meteorites-I. Condensation of the elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(8), 1215–1238. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(67\)80013-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(67)80013-9)
- Larimer, J. W., & Anders, E. (1967). Chemical fractionations in meteorites-II. Abundance patterns and their interpretation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(8), 1239–1270. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(67\)80014-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(67)80014-0)
- Lee, M. R., & Bland, P. A. (2004). Mechanisms of weathering of meteorites recovered from hot and cold deserts and the formation of phyllosilicates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(4), 893–916. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(03\)00486-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00486-1)
- Lewis, R. S., Gros, J., & Anders, E. (1977). Isotopic anomalies of noble gases in meteorites and their origins: 2. Separated minerals from Allende. *Journal of Geophysical Research*, 82(5), 779–792. <https://doi.org/10.1029/jb082i005p00779>
- McLimans, R. K. (1987). The application of fluid inclusions to migration of oil and diagenesis in petroleum reservoirs. *Applied Geochemistry*, 2(11–13), 585–603. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(87\)90011-4](https://doi.org/10.1016/0883-2927(87)90011-4)
- McSween, H. Y., & Labotka, T. C. (1993). Oxidation during metamorphism of the ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(5), 1105–1114. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90044-W](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90044-W)
- Nagahara, H. (1979). Petrological study of Ni-Fe metal in some ordinary chondrites. *Memoirs of National Institute of Polar Research*, (Special issue 15), 111–122.
- Palme, H., Hezel, D. C., & Ebel, D. S. (2015). The origin of chondrules: Constraints from matrix composition and matrix-chondrule complementarity. *Earth and Planetary Science Letters*, 411, 11–19. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.11.033>
- Palme, H., Lodders, K., & Jones, A. (2014). Solar System Abundances of the Elements. In H. D. Holland, K. K. Turekian, & A. Davids (Eds.), *Treatise on Geochemistry: Second Edition* (2nd ed., pp. 14–36). Elsevier Ltd.
- Peucker-Ehrenbrink, B. (1996). Accretion of extraterrestrial matter during the last 80 million years and its effect on the marine osmium isotope record. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(17), 3187–3196. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00161-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00161-5)
- Rochette, P. (2003). Magnetic classification of stony meteorites: 1. Ordinary chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 38(2), 251–268. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2003.tb00263.x>
- Roedder, E. (1984a). *Fluid inclusions*. (P. H. Ribbe, Ed.), *Reviews in Mineralogy* (Vol. 12). Mineralogical Society of America.
- Roedder, E. (1984b). Occurrence and significance of magmatic inclusions and silicate liquid immiscibility. *Acta Geologica Polonica*, 34(1), 139–178.
- Rubin, A. E. (1997). Mineralogy of meteorite groups. *Meteoritics & Planetary Science*, 32, 231–247.
- Scott, E., & Krot, A. (2014). Chondrites and Their Components. In H. D. Holland, K. K.

- Turekian, & A. M. Davids (Eds.), *Treatise on Geochemistry: Second Edition* (2nd ed., pp. 65–137). Elsevier Ltd.
- Sears, D. (2004). *The Origin of Chondrules and Chondrites*. Cambridge Planetary Science. <https://doi.org/10.15713/ins.mmj.3>
- Shu, F. H., Shang, H., Gounelle, M., Glassgold, A. E., & Lee, T. (2001). The origin of chondrules and refractory inclusions in chondritic meteorites. *The Astrophysical Journal*, 20(1986).
- Shu, F. H., Shang, H., & Lee, T. (1996). Toward an Astrophysical Theory of Chondrites. *Science*, 271(5255), 1545–1552.
- Stöffler, D., Keil, K., & Edward R.D, S. (1991). Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(12), 3845–3867. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90078-J](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90078-J)
- Ulloa, B. (2017). *Clasificación y caracterización del grado de metamorfismo de choque de tres condritos ordinarios del desierto de Atacama J3109, J657 y J302*. Universidad de Concepción.
- Valenzuela, E. M. (2003). *Caracterización meteorito Paposo*. Universidad de Chile.
- Valenzuela, E. M. (2011). *Procesos de Meteorización en Condritos Ordinarios del Desierto de Atacama, Norte de Chile: Nuevos Antecedentes sobre Meteorización de Material Extraterrestre en Ambientes Desérticos*. Universidad de Chile. Retrieved from <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/102591>
- Van Schmus, W. R., & Wood, J. A. (1967). A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(5), 747–765. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(67\)80030-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(67)80030-9)
- Varela, M. E. (2008). Heating experiments on glass inclusions in Allende (CV3) olivines: Clues to the formation conditions of chondrules? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(13), 3170–3183. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.04.018>
- Varela, M. E., 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*, 66(9), 1663–1679.
- Varela, M. E., Kurat, G., & Zinner, E. (2005). A liquid-supported condensation of major minerals in the solar nebula: Evidence from glasses in the Kaba (CV3) chondrite. *Icarus*, 178(2), 553–569. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2005.05.001>
- Varela, M. E., & Zinner, E. (2018). Unraveling the role of liquids during chondrule formation processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 221, 358–378. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.03.038>
- Vernazza, P., Zanda, B., Binzel, R. P., Hiroi, T., Demeo, F. E., Birlan, M., ... Lockhart, M. (2014). Multiple and fast: The accretion of ordinary chondrite parent bodies. *Astrophysical Journal*, 791(2). <https://doi.org/10.1088/0004-637X/791/2/120>
- Wasson, J. T., & Kallemeyn, G. W. (1988). Compositions of chondrites, 325(1587), 535–

544.

- Wlotzka, F. (1993). A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*.
- Wlotzka, Frank. (2005). Cr spinel and chromite as petrogenetic indicators in ordinary chondrites : Equilibration temperatures of petrologic types 3 . 7 to 6, *1702(11)*, 1673–1702.
- Wood, J. A. (1962). Chondrules and the origin of the terrestrial planets. *Nature*, *196*, 952–953.
- Wood, J. A. (1967). Chondrites: Their metallic minerals, thermal histories, and parent planets. *Icarus*, *6(1–3)*, 1–49. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(67\)90002-4](https://doi.org/10.1016/0019-1035(67)90002-4)
- Wurm, G., Tieloff, M., & Rauer, H. (2013). Photophoretic separation of metals and silicates: The formation of Mercury-like planets and metal depletion in chondrites. *The Astrophysical Journal*, *769(78)*, 7. <https://doi.org/10.1088/0004-637X/769/1/78>
- Yoneda I, S., & Grossman, L. (1995). Condensation of CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ liquids from cosmic gases. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *59(16)*, 3413. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00214-K](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00214-K)

Anexos

A. Mapas petrográficos

DM053 A1

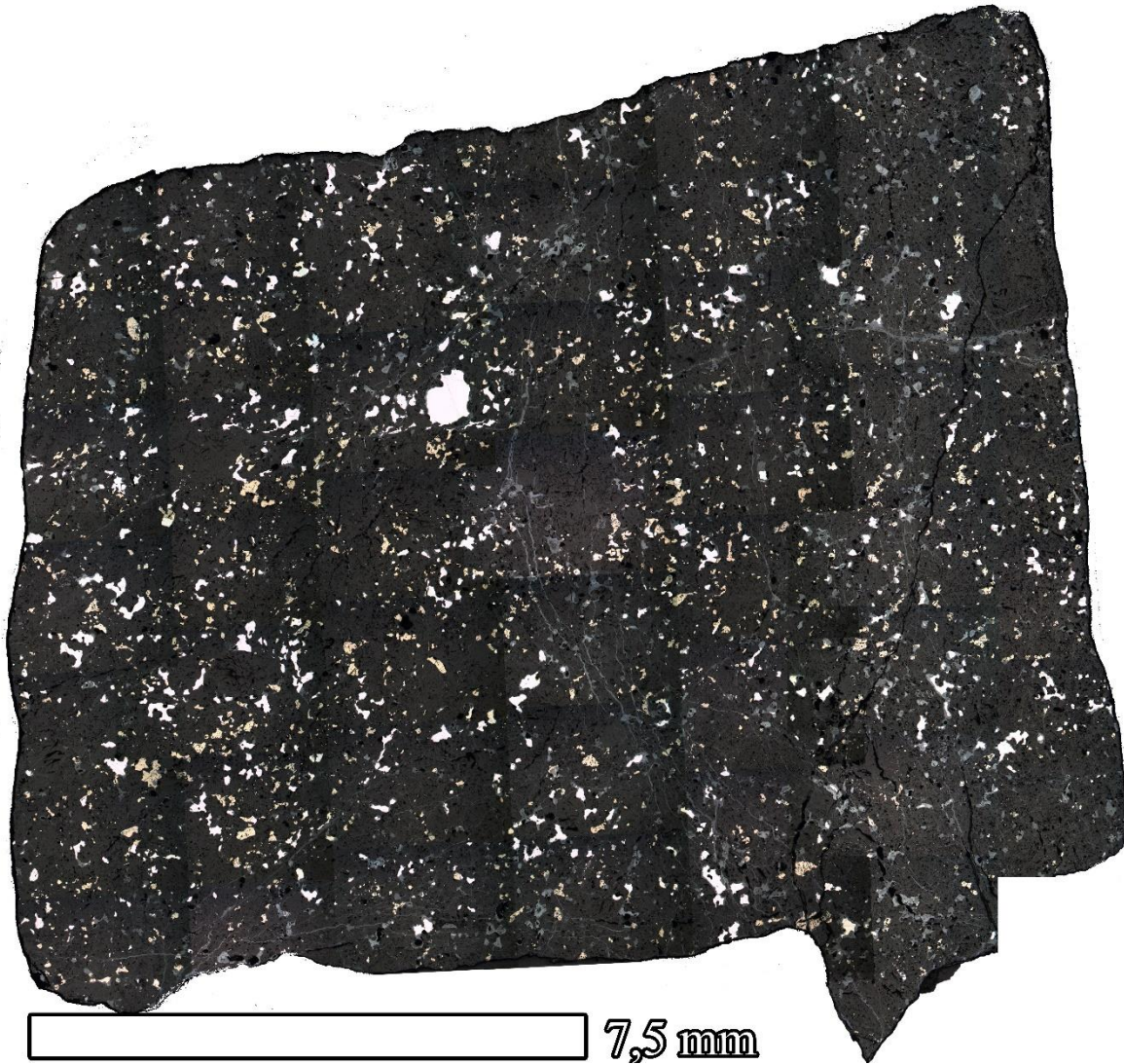


Figura A. 1: Mapa de corte de la muestra DM053 A1 con microfotografías con aumento 4x

DM053 A2



Figura A. 2: Mapa de corte de la muestra DM053 A2 con microfotografías con aumento 4x

DM055 A2



Figura A. 3: Mapa de corte de la muestra DM055 A2 con microfotografías con aumento 4x

JG124

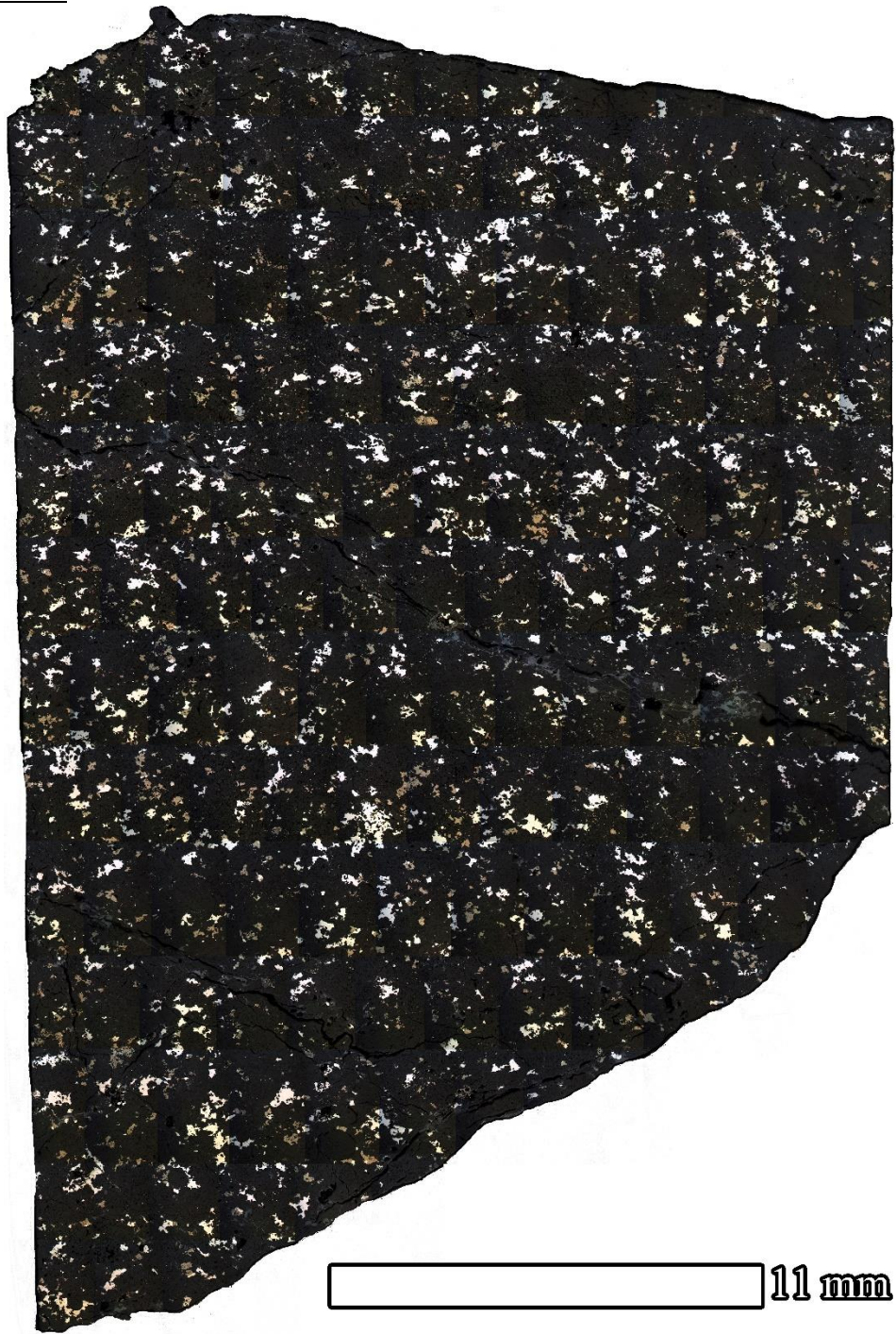


Figura A. 4: Mapa de corte de la muestra JG124 con microfotografías con aumento 4x

JG143



Figura A. 5: Mapa de corte de la muestra JG143 con microfotografías con aumento 4x

JG151

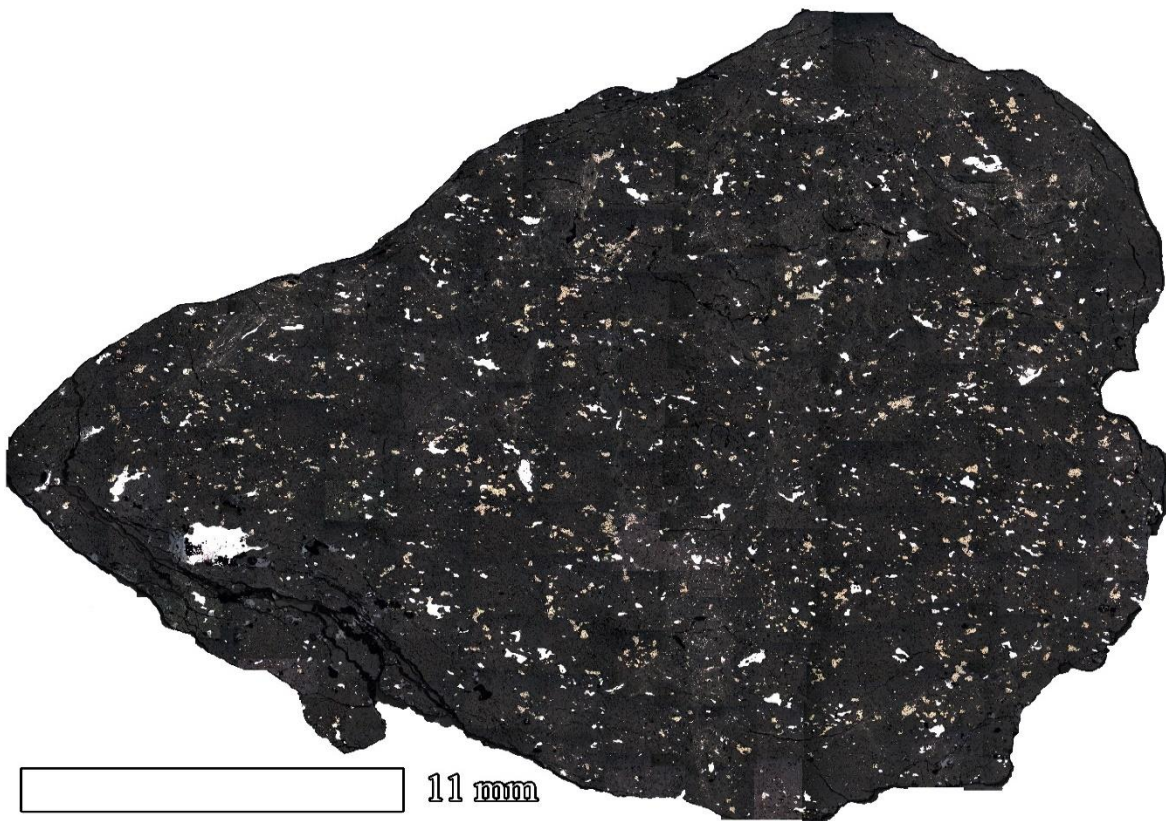


Figura A. 6: Mapa de corte de la muestra JG151 con microfotografías con aumento 4x

MV023



Figura A. 7: Mapa de corte de la muestra MV023 con microfotografías con aumento 4x

MV025

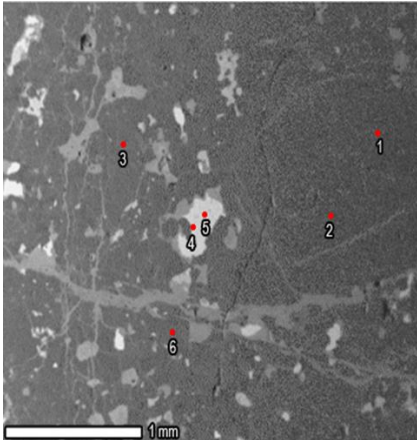


Figura A. 8: Mapa de corte de la muestra MV025 con microfotografías con aumento 4x

B. Análisis SEM-EDS

DM053 A1

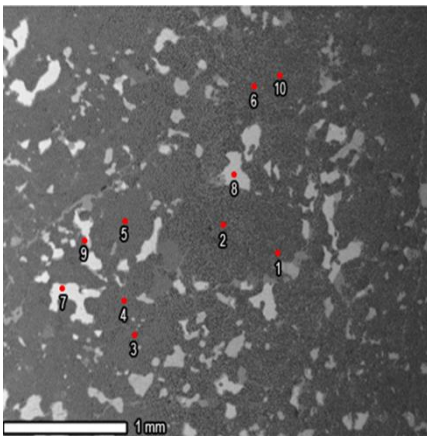
Sitio1



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	Ni	C
1	38,6	1,72	6,4	24,25	5,81			23,22
2	50,45	6,63	10,11	30,27		2,53		
3	45,72	7,48	18,38	24,46	1,06	2,9		
4			94,32				5,68	
5			94,9				5,1	
6	39,45		16,46	44,09				

Figura y tabla B. 1: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A1.

Sitio2



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	Ni	S
1	60,42		8,89	30,69				
2	59,26	4,83	8,32	26,34	1,25			
3	59,86	12,39	5,99	7,53	8	6,23		
4	59,24		9,58	31,18				
5	40,02		17,53	42,45				
6	41,11	4,74	20,7	22,4	6,55	2,24	2,26	
7			94,29				5,71	
8			95,27				4,73	
9			44,96					55,04
10	40,47		16,03	41,46	2,04			

Figura y tabla B. 2: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A1

Sitio3



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	S	Cr
1	22,33		26,99	15,4	35,28	
2	55,25		9,63	30,4	4,72	
3	14,67	5,25	21,31	14,58	14,93	29,26
4	59,25		7,95	32,8		
5	57,84		9,67	30,22	2,27	
6	60,65		4,36	34,98		
7	59,91		7,21	32,87		

Figura y tabla B. 3: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A1

Sitio4

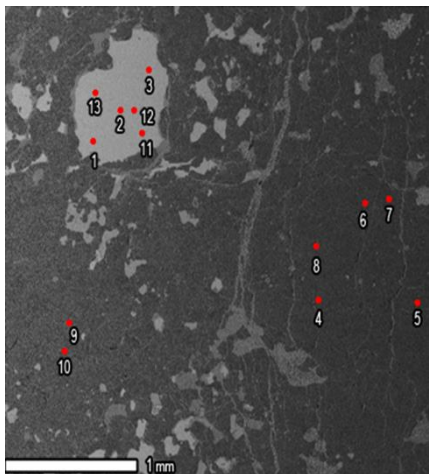


Figura y tabla B. 4: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 4 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A1

Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	Ni	C
1			93,46				6,54	
2			94,8				5,2	
3			94,24				5,76	
4	61,18	14,95	5,48	7,86	2,56	7,96		
5	59,51		2,7	18,56	19,23			
6	42,49		14,27	43,24				
7	26,52		8,33	31,18				33,98
8	41,3		13,72	44,98				
9	66,61	20,35	3,41		1,99	7,65		
10	46,2	4,57	15,59	31,23		2,41		
11			94,59				5,41	
12			93,37				6,63	
13			92,59				7,41	

DM053 A2

Sitio1

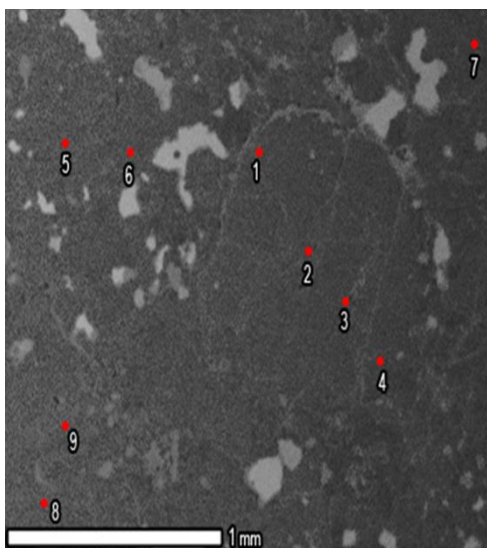
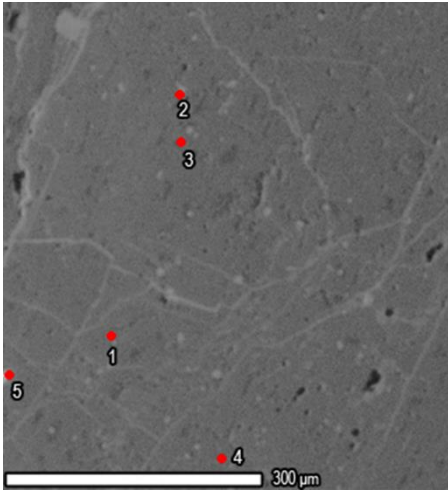


Figura y tabla B. 5: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A2

Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	Cr	C
1	56,5		6,66	18,06	18,79			
2	46,17	2,51	14,88	28,42	6,38	1,64		
3	39,15		16,51	40,51			3,83	
4	54,2		7,51	25,86	12,43			
5	53,05		14,92	32,03				
6	55,6	2,78	9,58	18,47	13,58			
7	43,04		2,88	13,92	15,53			24,63
8	60,12		9,39	30,5				
9	57,48		11,87	30,64				

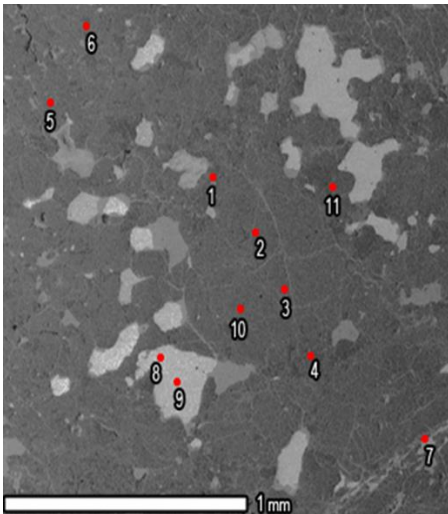
Sitio1 (interior)



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ni	Ti	Cr
1	23,63		25,39	26			24,98
2	16,23	5,44	25,88	19,59			32,85
3		8,9	29,6	3,69			57,81
4		7,27	29,51	3,92		2,2	57,11
5			82,58		17,42		

Figura y tabla B. 6: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 a menor escala junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A2

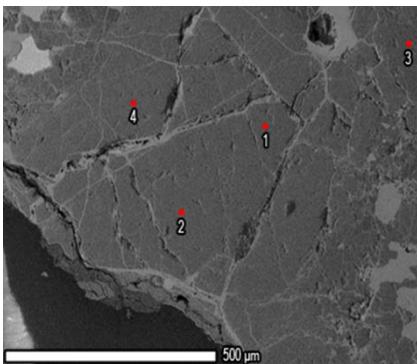
Sitio2



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Ni	S
1	46,19		30,55	23,26					
2	42,33		16,61	41,06					
3	44,08		16,22	39,69					
4	59,46		3,19	17,21	20,14				
5	58,54		14,05	27,41					
6	65,99	19,59	2,18		2,62	8,39	1,23		
7			45,04						54,96
8			94,02					5,98	
9			95,92					4,08	
10	38,38		19,73	41,9					
11	59,34		8,5	32,16					

Figura y tabla B. 7: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A2

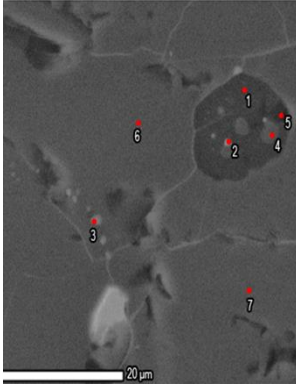
Sitio3



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg
1	42,01		13,24	44,75
2	43,82		14,48	41,7
3	60,92		7,1	31,97
4	45,46		9,38	45,16

Figura y tabla B. 8: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A2

Sitio4 (inclusión)

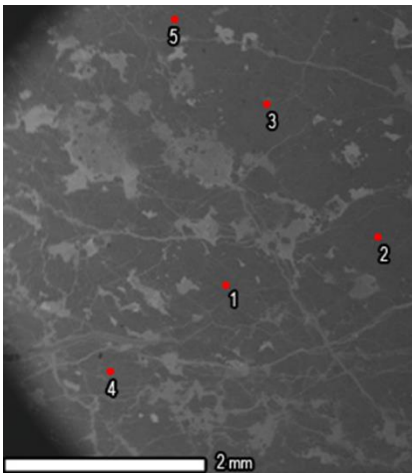


Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	S	Cr	C
1	66,7	19,68			2,36	9,66	1,6			
2	19,39	5,05	17,14	3,47	0,64	3,01		21,47		29,82
3	15,8		13,95	20,56					16,74	32,95
4	58,82	6,11	6,71	24,67	1,06	2,63				
5	59,31	18,28	4,32	5,13	3,19	9,77				
6	42,78		11,59	45,63						
7	42,99		11,23	45,78						

Figura y tabla B. 9: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 4 con inclusión, junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM053 A2

DM055 A2

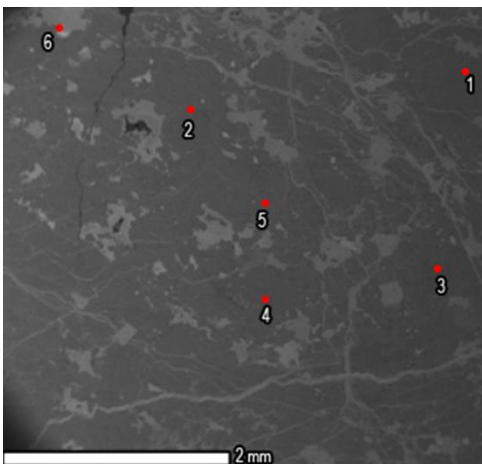
Sitio 1



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na
1	54,03	1,87	13,91	17,3	12,9	
2	50,6		20,73	25,44	3,23	
3	38,55		20,65	40,8		
4	43,13		23,5	29,99	3,38	
5	53,48	4,62	16,42	21,31	2,08	2,09

Figura y tabla B. 10: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM055 A2

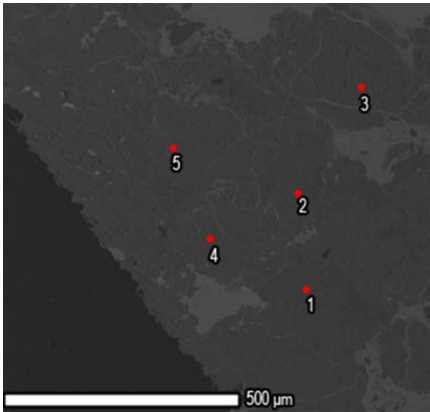
Sitio2



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	Ni
1	43,91	4,03	17,32	33,69	1,04		
2	58,32		11,53	25,44	3,35	1,36	
3	59,18	7,35	9,06	15,59	4,74	4,06	
4	58,35		10,84	30,81			
5	41,76		17,44	40,8			
6	2,11		92,23				5,65

Figura y tabla B. 11: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM055 A2

Sitio3

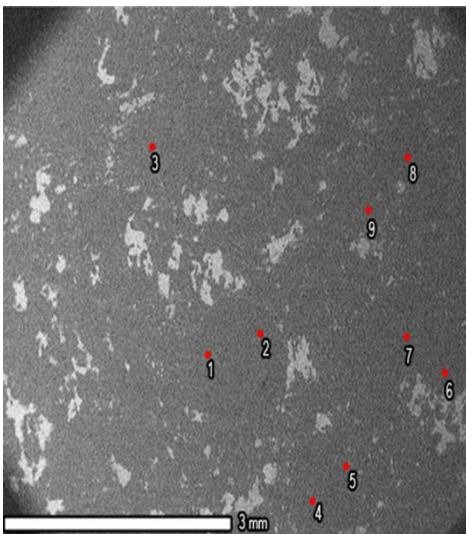


Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na
1	64,92	18,47	4,1	2,53	2,26	7,72
2	41,03		21,45	37,52		
3	40,43		20,13	39,44		
4	41,11		15,33	43,55		
5	41,38		15,63	42,99		

Figura y tabla B. 12: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en DM055 A2

JG124

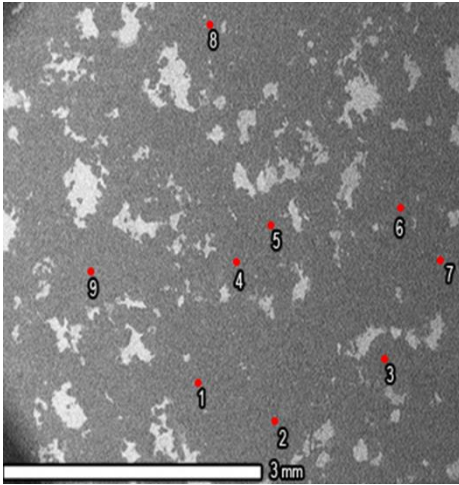
Sitio1



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na
1	57,49		9,86	32,65		
2	61,23			21,93	16,84	
3	58,61	12,78	10,82	10,23	3,12	4,44
4	65,71	12,35		7,98	8,76	5,2
5	40,68		17,57	41,76		
6	52,19		14,76	27,23	5,81	
7	61,27	8,43	5,95	12,57	11,78	
8	62,81	4,69	6,85	25,66		
9	55,45		19,16	25,39		

Figura y tabla B. 13: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG124

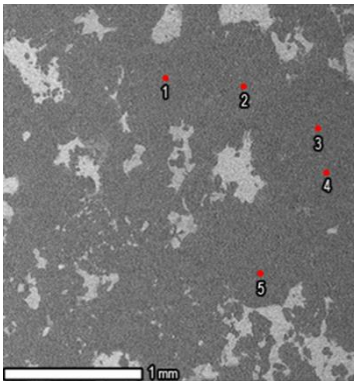
Sitio2



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	S	Cr
1	62,02		7,03	30,94			
2	39,81	3,63	10,13	21,58	7,78	11,43	5,64
3	45,98		9,23	44,79			
4	62,57			37,43			
5	62,29			19,44	18,27		
6	40,47		16,15	43,38			
7	38,88		22,15	35,92	3,05		
8	57,12		12,83	30,05			
9	42,57		13,9	43,54			

Figura y tabla B. 14: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG124

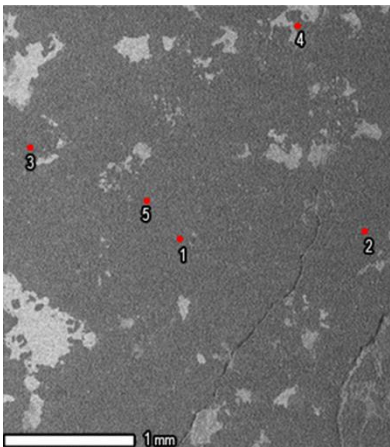
Sitio3



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na
1	59,86	13,37	10,34	7,03	4,75	4,65
2	42,91		17,25	39,84		
3	64,06	12,23		6,02	10,26	7,42
4	58,61		8,39	33		
5	46,72		9,62	43,67		

Figura y tabla B. 15: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG124

Sitio4

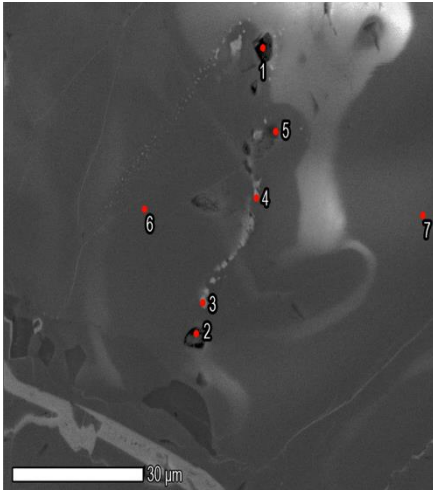


Punto/ox%	Si	Fe	Mg
1	42,61	19,43	37,96
2	43,94	16,81	39,25
3	63,19	11,7	25,11
4	53,65	18,43	27,92
5	32,35	32,59	35,06

Figura y tabla B. 16: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 4 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG124

JG143

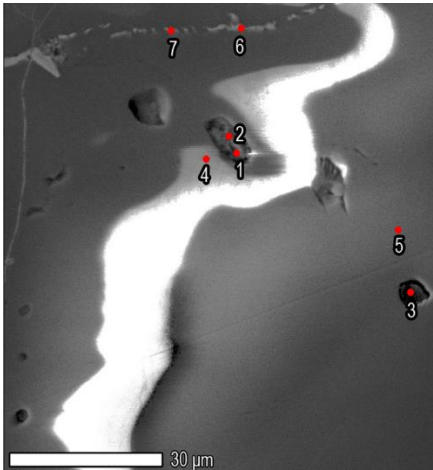
Sitio1



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Cr	C
1	6,53	3,73	4,63	5,38			79,74
2	22,76	4,7	10,6	15,15			46,79
3	29,27		21,02	29,32		20,4	
4	36,27		17,34	37,92		8,47	
5	39,07		23,08	35,29	2,56		
6	41,77		12,26	45,97			
7	41,47		11,46	47,07			

Figura y tabla B. 17: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG43

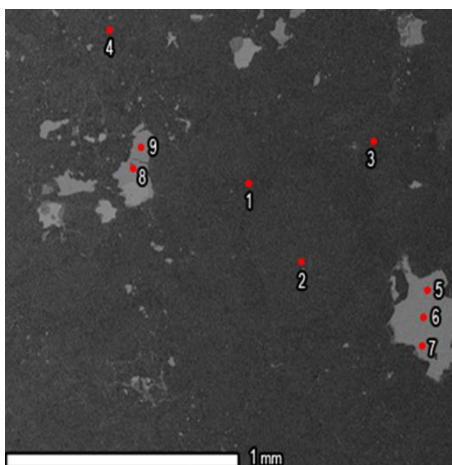
Sitio2



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	S	Cr	C
1	1,61	0,74		1,91	12,64	20,66		62,43
2		0,86			18,08	26,24		54,81
3	1,39	4,4	1,32	2,05				90,84
4	41,08		11,41	47,52				
5	44,92			55,08				
6	20,92		11,29	27,29			12,73	27,78
7	28,18		19,17	36,1			16,54	

Figura y tabla B. 18: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG43

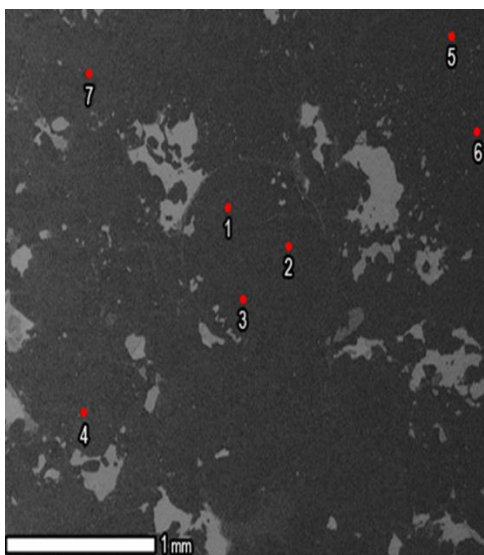
Sitio3



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	Ni	S
1	54,71	17,91			7,86	8,91		10,61
2	45,03			54,97				
3	42,34		15,41	42,24				
4	60,43		9,8	29,77				
5			94,15				5,85	
6			93,27				6,73	
7			100					
8			45,88					54,12
9			41,49					58,51

Figura y tabla B. 19: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG43

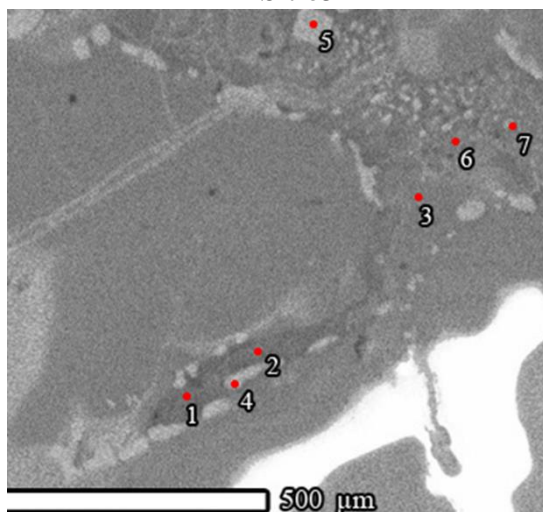
Sitio4



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na
1	61,98			38,02		
2	63,61	11,7		24,69		
3	65,67	14,21		12,74		7,38
4	41,18		11,97	46,85		
5	58,39		4,91	18,49	6,35	4,25
6	58,02		7,29	25,3	9,38	
7	41,63		14,23	44,14		

Figura y tabla B. 20: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 4 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG43

Sitio5



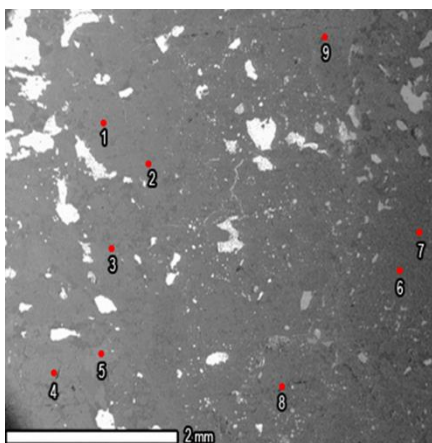
Punto/wt%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	S	Ti	Cr	C	O
1	24,8	8,86	0,64		1,47	6,21	0,63	0,34		0,35	4,38	52,31
2	21,8	7,42	4,27	0,95	1,72	5,07	0,61	0,77		0,41	4,71	52,28
3	15,95		7,9	22,71							4,6	48,83
4*	7,94	3,32	12,49	8,27		0,58			0,56	18,14	4,27	43,71
5**	0,54	3,6	17,23	2,27					0,9	29,5	3,51	41,85
6	21,19	8,44	2,7	0,36	1,85	5,36	0,46	0,74		4,25	3,6	51,06
7	22,02	8,08	7,04		1,2	5,22	0,43			2,63		53,36

*Mn = 0,72; **V = 0,6

Figura y tabla B. 21: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 5 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG43

JG151

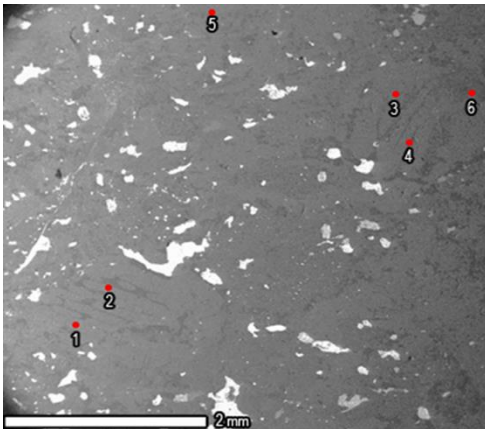
Sitio1



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	P	Ni
1	12,04		12,51	13,22	11,18		15,09	3,08
2	6,14			5,87	26,43		25,38	
3	29,74		15,84	22,09				
4	25,83		11,04	26,74				
5			1,71	2,97	28,7		35,61	
6	37,2		7,4	20,4				
7	39,69		6,28	20,94				
8	39,21		23,75	37,03				
9	63,85	16,05		5,35	7,77	6,98		

Figura y tabla B. 22: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG151

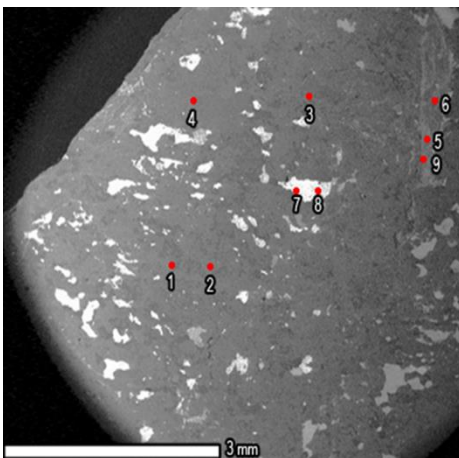
Sitio2



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	C
1	41,34		20,73	37,93			
2	40,31	10,54	5,18	9,14	1,25	4,69	28,89
3	34,18		2,32	11,87	11,83		39,79
4	24,63		9,38	26,17			39,38
5	33,78		11,72	19,6			34,9
6	39,38		9,21	20,36			31,05

Figura y tabla B. 23: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG151

Sitio3

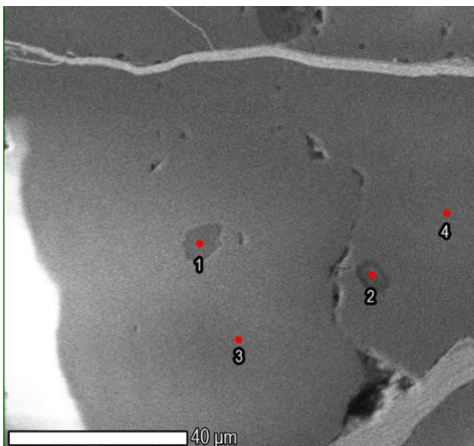


Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Ni	S	C
1	38,66		25,09	36,25				
2	25,76		12,87	28,93				32,44
3	41,74		29,59	28,66				
4	41,63		22,06	36,31				
5	17,04		16,64	5,97	6,22		21,82	30,76
6	18,71	1,96	22,02	8,75	3,12		14,55	30,9
7			69,86			30,14		
8			76,6			4,68		18,72
9	23,12		17,67	11,64	5,12		14,81	27,64

Figura y tabla B. 24: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en JG151

MV023

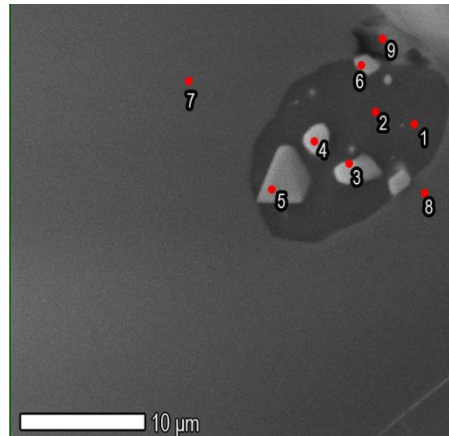
Sitio1



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	C
1	31,77	13,23				8,67	46,33
2	62,14	12,19	4,91	12,51	1,44	6,81	
3	41,16		10,01	48,83			
4	44,75		12,12	43,13			

Figura y tabla B. 25: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV023

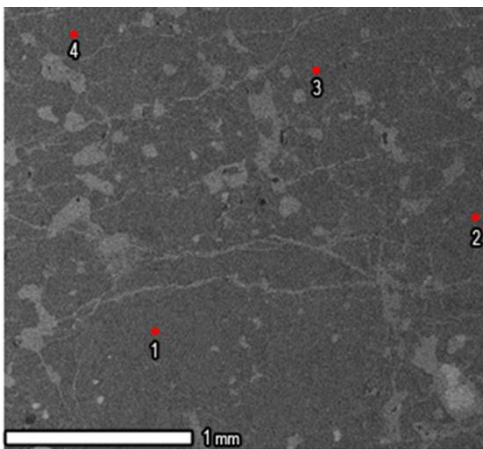
Sitio2



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	S	Cr	C
1	68,9	19,35				7,92	3,83			
2	64,29	20,26			4,05	9,87	1,53			
3	13,14	4,72	32,52			2,77		46,85		
4	3,71		40,66					55,63		
5	7,51	9,49	26,98						56,02	
6	9,59	4,97	14,89	9,51					25,19	35,86
7	45,13		9,62	45,25						
8	44,09		13,94	41,97						
9	41,21		12,89	45,9						

Figura y tabla B. 26: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en la mesostasis con opacos entrampados junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV023

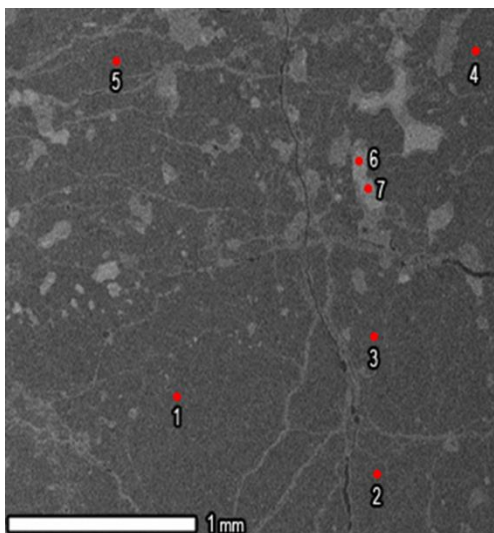
Sitio3



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Na
1	71,96	17,72			10,32
2	42,8		11,51	45,69	
3	29,32		30,39	40,28	
4	58,44		7,83	33,73	

Figura y tabla B. 27: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV023

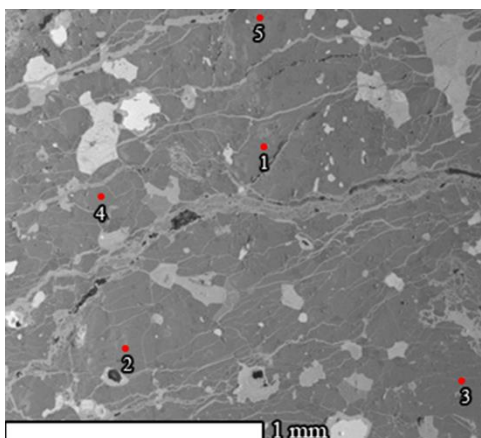
Sitio4



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Cr	C
1	0,79					99,21
2	26,26		8,05	12,76		52,93
3	31,18	8,94	49,24	7,08	3,56	
4	34,2		16,92	29,32	19,56	
5	40,29		15,66	44,04		
6	59,35		8,71	31,95		

Figura y tabla B. 28: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 4 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV023

Sitio5

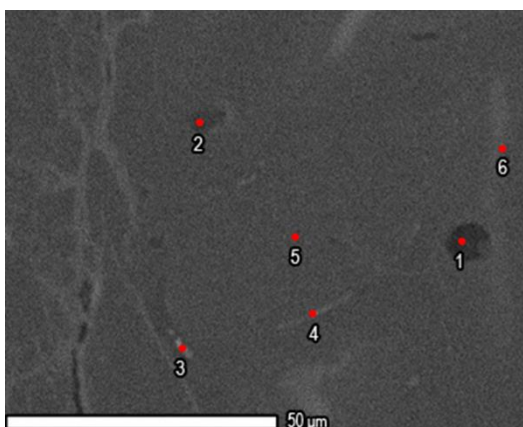


Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na
1	64,73			20,22	15,05	
2	65,53	16,64		6,04		11,79
3	59,16			19,75	21,09	
4	58,41		8,26	33,34		
5	72,65	19,31				8,03
6			100			
7			100			

Figura y tabla B. 29: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 5 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV023

MV025

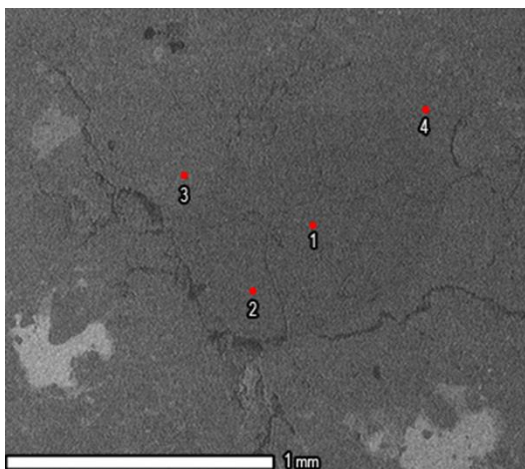
Sitio1



Punto/ox%	Si	Fe	Mg	C
1	45,27	7,65	47,08	
2	33,56		37,28	29,16
3	58,08	10,08	31,84	
4	44		56	
5	20,09		25,33	54,58

Figura y tabla B. 30: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 1 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV025

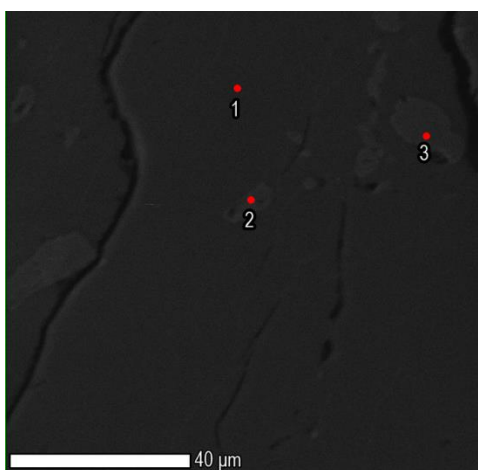
Sitio2



Punto/ox%	Si	Mg	Ca
1	100		
2	100		
3	62,45	16,54	21,02
4	63,41	32,39	4,2

Figura y tabla B. 31: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV025

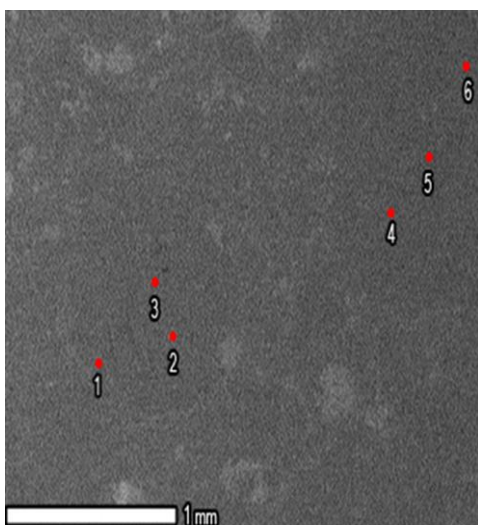
Sitio2 (interior)



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg
1	100			
2	62,53			37,47
3	61,83			38,17

Figura y tabla B. 32: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición a menor escala en Sitio 2 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV025

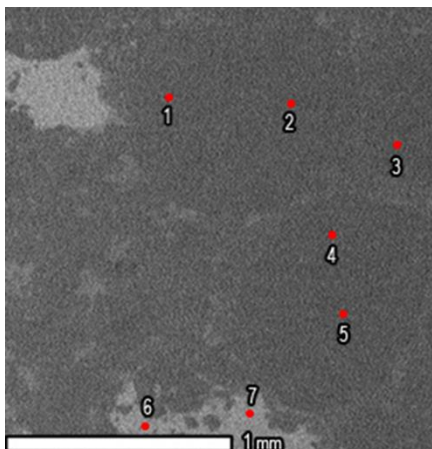
Sitio3



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg
1	39,72		14,34	45,94
2	42,16		15,98	41,87
3	54,72	13,58		31,71
4	37,2		19,3	43,51
5	25,03		74,97	
6	43,27		15,08	41,65

Figura y tabla B. 33: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 3 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV025

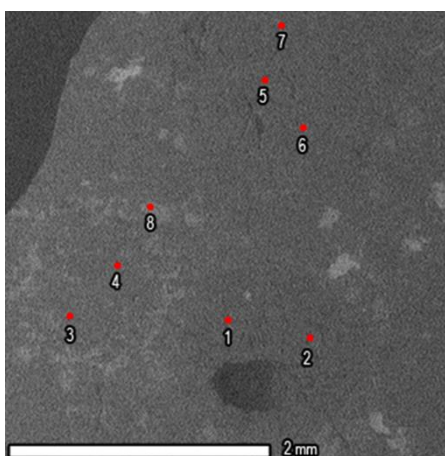
Sitio4



Punto/ox%	Si	Fe	Mg
1	73,47		26,53
2	71,39		28,61
3	55,8	12,71	31,49
4	69,14		30,86
5	58,2	11,95	29,85
6		100	
7		100	

Figura y tabla B. 34: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 4 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV025

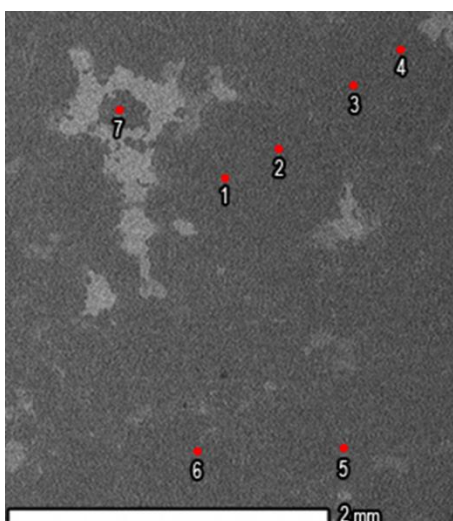
Sitio5



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na
1	65,77	19,26			6,28	8,7
2	71,62	19,71				8,67
3	39,03		23,71	37,26		
4	48,6	9,84	18,49	23,07		
5	43,85		18,74	37,41		
6	62,18			37,82		
7	72,13			27,87		
8			100			

Figura y tabla B. 35: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 5 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV025

Sitio6



Punto/ox%	Si	Al	Fe	Mg
1	58,97		14,06	26,96
2	59,16		12,79	28,05
3	62,77			37,23
4	72,66	17,05		10,3
5	61,69	14,33	23,98	
6	35,63		64,37	
7	50,42		17,99	31,59

Figura y tabla B. 36: Microfotografía mediante SEM de los puntos de medición en Sitio 6 junto a las abundancias elementales obtenidas mediante EDS en MV025