



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**CLASIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DEL GRADO
DE METAMORFISMO DE CHOQUE DE TRES
CONDRITOS ORDINARIOS DEL DESIERTO DE
ATACAMA J3109, J657 y J302**

Memoria para optar al Título de Geóloga

Belén Ulloa González

Profesor Patrocinante:	Dra. Verónica Laura Olivero Clavijo
Profesional Guía:	Dra. Edith Millarca Valenzuela Picón
Profesores Comisión:	Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado
	Dra. Laura Beatriz Hernández Olguín

Concepción, 2017

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRUDUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	2
1.1.1. Objetivo general	2
1.1.2. Obejtivos específicos	2
1.2. Antecedentes generales	2
1.3. Fisiografía	2
1.4. Clima	3
1.4.1. Actual	3
1.4.2. Paleoclima	4
1.5. Metodología de trabajo	5
1.5.1. Etapa de gabinete	5
1.5.1.1. Descripción petrográfica	5
1.5.1.2. Análisis SEM	6
1.5.1.3. Análisis e integración de datos	7
1.6. Trabajos anteriores	7
1.7. Agradecimientos	8
2. MARCO TEÓRICO	10
2.1. Meteoritos condriticos	10
2.1.1. Conceptos generales	10
2.1.2. Clasificación	12
2.2. Condritos ordinarios	14
2.2.1. Clasificación	17
2.2.2. Mineralogía	19
2.2.3. Componentes principales	21
2.2.3.1. Cóndrulos	21
2.2.3.2. Matriz	21
2.2.3.3. Fe-Ni metálico y sulfuro de Fe	22
2.2.4. Procesos de meteorización	23
2.3. Metamorfismo de choque	25
3. RESULTADOS	30
3.1. Descripción microscópica integrada	30
3.1.1. Condrito J3109	30
3.1.1.1. Cóndrulos	30
3.1.1.2. Matriz	30
3.1.1.3. Mineralogía primaria	32
3.1.2. Condrito J657	32
3.1.2.1. Cóndrulos	32
3.1.2.2. Matriz	32
3.1.2.3. Mineralogía primaria	34
3.1.3. Condrito J302	35
3.1.3.1. Cóndrulos	35
3.1.3.2. Matriz	37

3.1.3.3. Mineralogía primaria	38
3.1.4. Resumen	38
3.2. Evidencias de choque	39
3.2.1. Condrito J3109	39
3.2.2. Condrito J657	41
3.2.3. Condrito J302	43
3.2.4. Resumen	48
3.3. Meteorización terrestre	48
3.3.1. Venillas	49
3.3.1.1. Condrito J3109	49
3.3.1.2. Condrito J657	51
3.3.2. Halos alrededor de los minerales opacos	51
3.3.2.1. Condrito J3109	51
3.3.2.2. Condrito J657	51
3.3.2.3. Condrito J302	52
3.3.3. Intramineral	52
3.3.3.1. Condrito J3109	52
3.3.3.2. Condrito J657	52
3.3.3.3. Condrito J302	53
3.3.4. Grado de meteorización terrestre	53
3.3.5. Resumen	54
3.4. Susceptibilidad magnética	56
4. DISCUSIÓN	57
4.1. Clasificación del grupo químico y tipo petrológico	57
4.1.1. Grupo químico	57
4.1.2. Tipo petrológico	59
4.1.2.1. Condrito J3109	60
4.1.2.2. Condrito J657	61
4.1.2.3. Condrito J302	61
4.2. Análisis comparado de las evidencias de metamorfismo de choque con la descripción petrográfica y las mediciones semi-cuantitativas con EDS.....	62
4.2.1. Evidencias en los minerales silicatados	62
4.2.2. Evidencias en los minerales opacos	63
4.2.3. Estado de choque de los condritos	67
4.3. Análisis comparado del estado de choque con otros condritos de similares características	69
4.4. Condiciones del cuerpo parental	71
5. CONCLUSIONES	75
REFERENCIAS	78
ANEXO	
ANEXO 1 Ficha de descripción petrográfica de los condritos ordinarios	
ANEXO 2 Resultado de las mediciones puntuales semicuantitativas con EDS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa con la ubicación de El Médano	3
1. 2. Mapa con las principales morfoestructuras y ubicación del área de recolección de los meteoritos	4
2. 1. Número de meteoritos “caídos” respecto del total de meteoritos existente para cada grupo de meteoritos crondríticos	11
2. 2. Clasificación de los meteoritos condriticos	13
2. 3. Tipos petrológicos y alteraciones involucradas	14
2. 4. Abundancia de meteoritos clasificados en los tipos petrológico 1 al 6 para cada grupo de meteoritos	16
2. 5. Condiciones redox de los meteoritos condriticos	17
2. 6. Log χ en función del grado de meteorización terrestre (W)	20
2. 7. Resumen del tipo y abundancia relativa de las características de choque ..	28
3. 1. Fotomicrografías de microscopio óptico con ejemplos de cóndrulos en los condritos	31
3. 2. Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J3109 que exponen en detalle las mediciones con EDS en cristales de kamacita.....	33
3. 3. Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J657 con el detalle de las mediciones EDS en cristales de kamacita y silicatos	35
3. 4. Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J657 con las mediciones EDS en kamacita, taenita y silicatos	36
3. 5. Fotomicrografías de microscopio óptico que representan una misma sección del condrito J302	37
3. 6. Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J3109	40
3. 7. Fotomicrografías en microscopio óptico y luz reflejada de troilita policristalina del condrito J3109	40
3. 8. Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J3109 con las mediciones EDS en dos áreas distintas con gotas de fundido	41
3. 9. Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J657 con las mediciones EDS en dos gotas de fundido distintas	42
3. 10. Secciones del condrito J657	43
3. 11. Fotomicrografías en microscopio óptico y luz transmitida de olivinos del condrito J302	43
3. 12. Imágenes de electrones retrodispersados que permiten visualizar diferentes secciones del condrito J302 y sus evidencias de choque	44
3. 13. Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J302 con las mediciones EDS realizadas en un sector del grano opaco con textura tipo plesita entre troilita y kamacita	45
3. 14. Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J302 con granos que desarrollaron textura tipo plesita entre troilita y kamacita	46
3. 15. Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J302 con las mediciones EDS en distintas evidencias de metamorfismo de choque	47
3. 16. Fotomicrografías de microscopio óptico con luz reflejada y nicoles paralelos que ilustran los distintos dominios de meteorización	50

3.	17.	Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J302 con las mediciones EDS efectuadas en el dominio de meteorización intramineral	54
3.	18.	Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J302 con las mediciones EDS en los productos de meteorización	55
4.	1.	Diagrama de $\log \chi$ v/s W para la clasificación del grupo químico	58
4.	2.	Gráfico de puntos que compara contenidos de Ni (%) en cristales de kamacita en las gotas de fundido de los distintos condritos y el contenido promedio de Ni	64
4.	3.	Gráfico de puntos que compara contenidos de Ni (%) en la kamacita de la vena de fundido del condrito J302 y el contenido promedio de Ni	65
4.	4.	Gráfico de puntos que compara contenidos de Ni (%) en la kamacita y sus bordes de taenita presentes en la textura tipo plesita del condrito J302 y el contenido promedio de Ni de los cristales limpios	66
4.	5.	Esquema simplificado de un cráter formado producto de un impacto en un cuerpo parental con sus características morfológicas	73

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
2. 1. Resumen de los criterios para los tipos petrológicos	15
2. 2. Valores promedio de las propiedades de los condritos ordinarios equilibrados	18
2. 3. Composiciones elementales promedio (%) de los minerales presentes en los condritos ordinarios	20
2. 4. Porcentaje promedio de los distintos constituyentes de los condritos ordinarios	23
2. 5. Grado de meteorización terrestre (W)	24
2. 6. Resumen de los criterios empleados para establecer el estado de choque de un meteorito	27
3. 1. Resumen de los distintos componentes de los 3 condritos ordinarios	39
3. 2. Grado de meteorización (W) y valor de la susceptibilidad magnética ($\log \chi$) de cada condrito	56
4. 1. Resumen de otros casos de condritos tipo L con características de choque en los minerales opacos	70

RESUMEN

Esta Memoria de Título tiene como objetivo general el llevar a cabo la clasificación petrológica y análisis del grado de metamorfismo de choque de 3 condritos (J3109, J657 y J302) previamente descritos como condritos ordinarios, los cuales fueron recolectados en el Desierto de Atacama, específicamente en el sector de El Médano, en la región de Antofagasta. Esta área se caracteriza por un clima de aridez que ayuda a la preservación de las muestras a lo largo del tiempo, limitando la acción de la meteorización terrestre sobre ellas. La metodología de estudio involucra un análisis petrográfico integrado a diversas escalas (microscopía óptica, SEM y EDS) de las briquetas pulidas de los condritos para reconocer los componentes y texturas presentes, su composición elemental, y evidencias de metamorfismo de choque.

En cuanto sus componentes principales, los condritos tienen un bajo porcentaje de cóndrulos y un alto porcentaje de matriz, mientras que la mineralogía primaria se caracteriza por proporciones variables de silicatos como olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Estos minerales solo fueron observados en el condrito J302 porque es la única muestra que posee un corte pulido transparente, mientras que para los otros condritos la presencia de silicatos se reconoció por las mediciones puntuales semicuantitativas con EDS. En cuanto a los minerales opacos existe kamacita, troilita y cromita, siendo la kamacita el opaco más abundante y de mayor tamaño.

Las evidencias de choque son comunes a los tres condritos. Todos presentan gotas de fundido, bolsillos de fundido, venas de choque, venas de fundido de troilita kamacita, troilita policristalina y textura tipo plesita entre troilita y kamacita. Sin embargo, la principal diferencia radica en que los condritos J3109 y J657 exhiben las mismas evidencias de metamorfismo de choque pero en un menor grado que el condrito J302, que muestra un mayor desarrollo y abundancia de los caracteres mencionados.

Todas las muestras fueron afectadas en mayor o menor medida por la meteorización terrestre, la cual actúa sobre los condritos en 3 dominios distintos. El condrito J3109 destaca por tener un amplio desarrollo del dominio de reemplazo en venillas. En el condrito J657 predominan los dominios de reemplazo en halos alrededor de los minerales opacos e intramineral. Por último, el condrito J302 tiene el menor grado de reemplazo y su principal dominio de meteorización es el intramineral. En cuanto a la meteorización de los silicatos, ésta es reducida y se desarrolla principalmente en los bordes de cada condrito. Con lo anterior, se determinó el grado de meteorización para cada muestra, el cual es W2 para los condritos J3109 y J657, y W1 para el condrito J302.

Los resultados petrográficos mencionados, el grado de meteorización terrestre y el valor de la susceptibilidad magnética ($\log\chi$), combinados con el diagrama de clasificación de Rochette y otros (2012), permiten obtener la clasificación del grupo químico y tipo petrológico de cada condrito, que corresponde a L5 para el condrito J3109 y L6 para los condritos J657 y J302.

En relación al estado de choque, los condritos J3109 y J657 de los que sólo se poseen briquetas pulidas, son clasificados como S3 con la clasificación de Bennett y McSween (1996). Por otro lado, en el condrito J302 se observaron olivinos con sets de fracturas planares y extinción ondulosa, lo que junto a la gran cantidad de material fundido presente en la muestra, con áreas completamente oscurecidas por la abundante presencia de minerales opacos fundidos, permitió concluir que corresponde a una brecha de impacto de un condrito L6 con un estado de choque $\geq$ a S3 según la clasificación de Stöffler y otros (1991).

Con el análisis realizado se pueden deducir algunas condiciones generales del cuerpo parental que originó los condritos y la brecha de fundido. Se infiere que el cuerpo parental está compuesto por componentes de alta temperatura que son cóndrulos, granos de Fe-Ni metálico y sulfuro de Fe, rodeados de una matriz. Como este cuerpo experimentó un alto grado de metamorfismo termal, asociado a un tipo petrológico 5 a 6, los cóndrulos no están bien delineados, las plagioclasas desarrollaron un mayor tamaño, los granos de Fe-Ni metálico tienen formas que tienden a ser euhedrales y la matriz se encuentra recrystalizada. En general se estima que los efectos anteriores ocurrieron porque el cuerpo parental aumentó su temperatura entre los 500°C y los 1.000°C. Paralelo o después del proceso termal el cuerpo parental sufrió múltiples colisiones que generaron presiones de entre 15 a 20 GPa y que incrementaron la temperatura del cuerpo en por lo menos 100°C, lo que además produjo la fusión de algunos materiales que permitieron la formación de la brecha de fundido en el caso de la muestra J302.

Fragmentos del cuerpo parental cayeron a la superficie terrestre donde fueron afectados incipientemente por la meteorización terrestre, siendo la brecha de fundido J302 la que tenía menos signos de alteración y la suposición de que su tiempo de permanencia en la tierra es menor que el de los condritos J3109 y J657 que estaban más alterados.

1. INTRODUCCIÓN

El espacio exterior cercano, en la vecindad del Sistema Solar, ha provisto una gran diversidad de material de estudio, ya sea a través de misiones espaciales o aquel que cae en nuestro planeta. Esto ha sustentado el progreso científico a través de las distintas ramas de las ciencias planetarias en un intento de lograr un enfoque multidisciplinario que permita una mejor comprensión del origen del Sistema Solar y en particular de nuestro planeta, la Tierra. Uno de aquellos materiales corresponde a los meteoritos que caen constantemente a la superficie terrestre, permitiendo su recolección y análisis con el fin de extraer la información que contienen acerca de las primeras etapas de la formación del Sistema Solar.

Los meteoritos corresponden a fragmentos de cuerpos parentales de tipo asteroidal que se formaron en las etapas iniciales del Sistema Solar. Dentro de los múltiples procesos que afectan a los asteroides durante su formación y permanencia en el espacio exterior cercano, están las colisiones con otros cuerpos de diversas dimensiones. Estos choques involucran una gran cantidad de energía, ya que son colisiones entre cuerpos de decenas hasta centenas de kilómetros de diámetro, por lo que generan cambios físicos y químicos en el cuerpo parental. En su conjunto, dichas modificaciones se conocen como metamorfismo de choque. Las marcas impresas en los minerales por este metamorfismo pueden ser analizadas al caer el meteorito a la superficie terrestre y por ende permiten deducir las condiciones del cuerpo parental durante su evolución.

Chile presenta una importante zona de acumulación de meteoritos en el Desierto de Atacama debido a las condiciones de aridez imperantes, las que permiten conservar el material durante miles de años sin ser alterado fuertemente por el clima.

Mediante campañas de búsqueda en la región de Antofagasta se han obtenido gran cantidad de meteoritos, 3 de los cuales serán analizados en esta Memoria de Título con el fin de llevar a cabo su clasificación y caracterización del grado de metamorfismo de choque al cual se vieron expuestos mientras eran parte de sus cuerpos parentales.

Este estudio cuenta con el financiamiento del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción y el material fue recolectado en 2 expediciones financiadas por el proyecto FONDECYT N° 3140562 y el Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) de Francia.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo general

Realizar la clasificación petrológica y análisis del grado de metamorfismo de choque de 3 meteoritos previamente descritos como condritos ordinarios.

1.1.2. Objetivos específicos

- a) Caracterizar petrográficamente los condritos ordinarios para obtener el grado de meteorización terrestre.
- b) Utilizar los datos de meteorización terrestre, susceptibilidad magnética y petrografía para clasificar el grupo químico y tipo petrológico al cual pertenecen los condritos ordinarios.
- c) Describir en detalle el estado de metamorfismo de choque de cada meteorito a través del análisis de los distintos parámetros petrográficos y químicos discriminantes presentes en las muestras para realizar la clasificación del estado de choque de cada condrito.

1.2. ANTECEDENTES GENERALES

El material de estudio se obtuvo gracias a diversas expediciones de recolección de meteoritos en el sector de El Médano, ubicado al norte de la ciudad de Taltal, en la región de Antofagasta (Figura 1.1). Las zonas en las que se efectuaron las expediciones se caracterizan por ser relativamente planas, con una altitud que varía entre los 1.950 y los 2.400 m s.n.m., donde se recolectaron en conjunto 213 meteoritos (Hutzler y otros, 2016). Dos de las muestras seleccionadas, las J302 y J3109, fueron encontradas en noviembre del 2013, mientras que la tercera muestra, la J657 corresponde a una expedición efectuada en noviembre del 2015.

Las muestras fueron trasladadas al Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) en Francia, lugar donde se montaron en briquetas y se les practicaron los análisis de susceptibilidad magnética.

1.3. FISIOGRAFÍA

La zona de El Médano fisiográficamente corresponde a la superposición de dos unidades geomorfológicas, la Cordillera de la Costa y la Depresión Intermedia (Muñoz y otros, 2007). La primera se caracteriza por un alto relieve y un fallamiento activo a lo largo de estructuras como la

Falla de Atacama que contrasta con las superficies suaves y endurecidas hacia el interior (Clarke, 2006) en la Depresión Intermedia. Las unidades mencionadas y su disposición espacial se ilustran en la Figura 1.2.

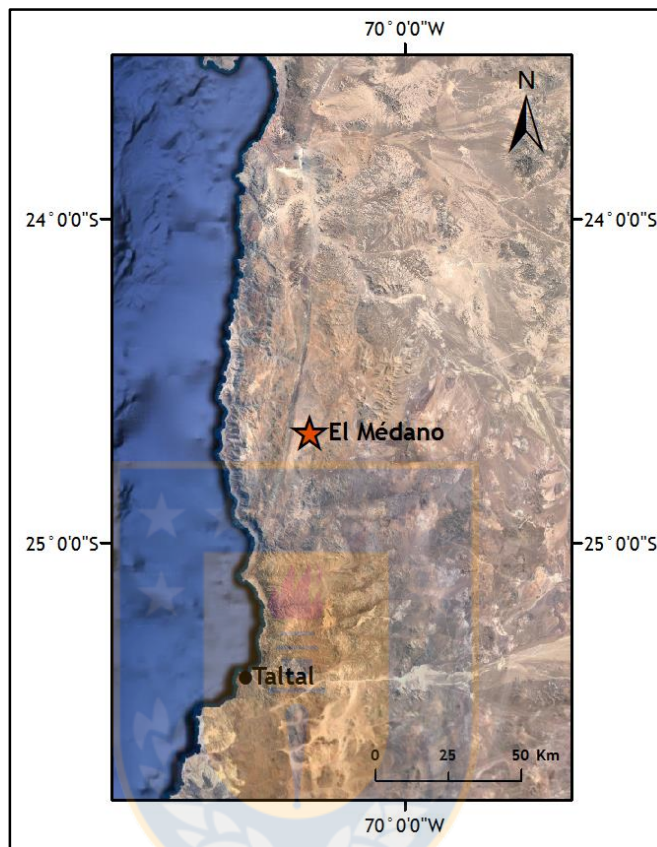


Figura 1.1: Mapa con la ubicación de El Médano, lugar donde fueron recolectados los meteoritos.

1.4. CLIMA

1.4.1 Actual

La Cordillera de la Costa al estar influenciada por la neblina costera se le reconoce como una zona semiárida, mientras que la Depresión Intermedia corresponde a una zona hiperárida. Esto ocurre porque hacia el oeste la Depresión Intermedia está protegida de la influencia de la neblina costera por la Cordillera de la Costa (<1.000 m) y de las lluvias estacionales por la presencia de la Cordillera de los Andes al este (>2.800 m) (Muñoz y otros, 2007). Por lo anterior, la Depresión Intermedia tiene precipitaciones que son menores a 10 mm/año y las lluvias medibles (1 mm o más) son poco frecuentes, una vez cada 5 a 20 años (Goudie y otros, 2002 en Muñoz y otros, 2007).

Así, el clima imperante es catalogado como un clima desértico costero, caracterizado por el desarrollo de una abundante nubosidad baja, coloquialmente conocida como camanchaca. Las temperaturas medias diarias fluctúan entre los 13°C en invierno y los 20°C en verano (Rutllant y otros, 1998 en Vargas y otros, 2000).

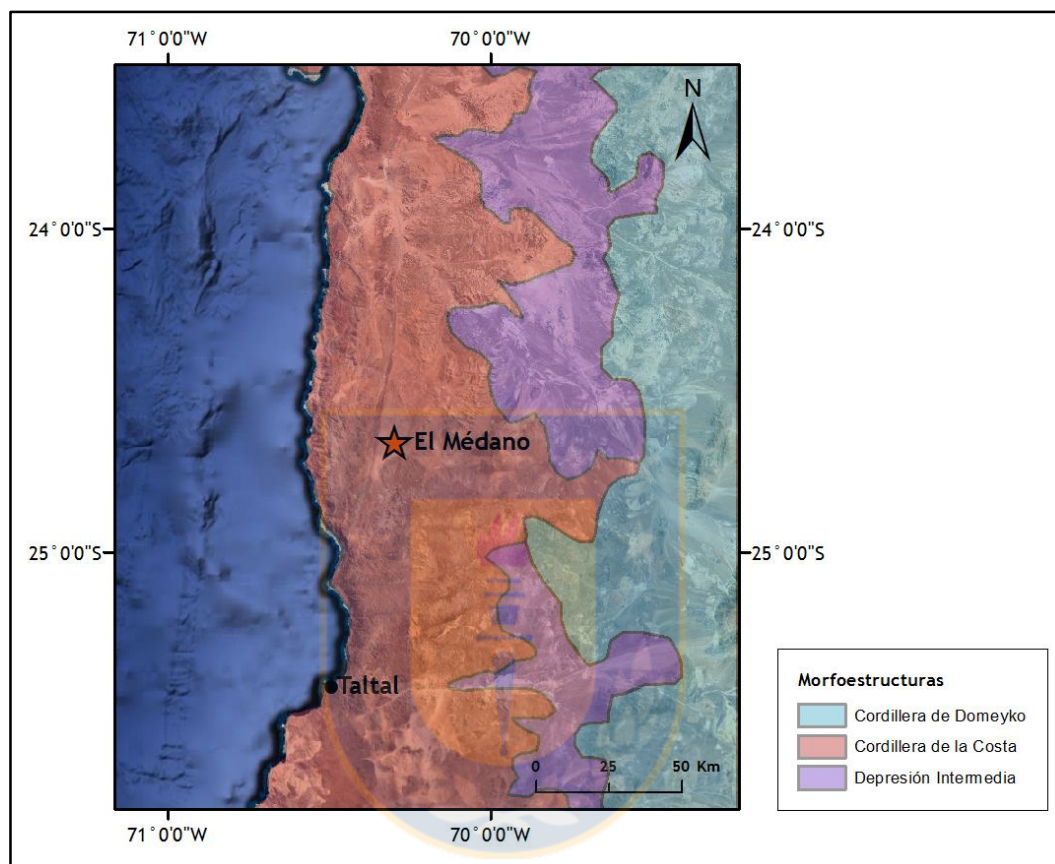


Figura 1.2: Mapa con las principales morfoestructuras que componen la fisiografía de la zona norte del país y la ubicación del área de recolección de los meteoritos.

1.4.2. Paleoclima

Los datos paleoclimáticos sugieren que la aridez del desierto de Atacama se ha mantenido desde el Mioceno medio (Alpers y Brimhall, 1988; Chong, 1988; Hartley y Chong, 2002; Mortimer, 1980 en Muñoz y otros, 2007), pero con leves cambios, los que han sido más importantes durante el Cuaternario. Los estudios en el área de Antofagasta sugieren la ocurrencia de una o más fases de mayor pluviosidad que culminaron durante el Holoceno temprano, hace 9.400 años durante períodos glaciales o tardiglaciales. Posteriormente la frecuencia disminuyó hasta llegar a la actual condición de aridez imperante (Vargas y Ortlieb, 1998).

Los datos anteriores que explican el clima árido que caracteriza al Desierto de Atacama permiten entender el buen estado de conservación de los meteoritos que se encuentran en el área y que la configuran como una importante zona de acumulación de este material a nivel mundial.

1.5. METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.5.1. Etapa de gabinete

Recopilación y lectura de material bibliográfico asociado a los tipos de meteoritos existentes, sus procesos de formación, constituyentes principales, clasificación y caracterización del grado de metamorfismo de choque y del grado de meteorización terrestre.

1.5.1.1. Descripción petrográfica

Las bases para poder llevar a cabo la descripción petrográfica fueron sentadas en el seminario “Clasificación de Meteoritos: I. Condritos Ordinarios” durante enero del 2016 a cargo de la Dra. Millarca Valenzuela Picón. Durante este curso se realizaron trabajos prácticos en el microscopio óptico que consistieron en la observación de distintos tipos de condritos ordinarios, descripción de sus características principales y las evidencias que dejan la acción de la meteorización terrestre y el metamorfismo de choque. Gracias a este seminario, en el cual se entregaron los principios básicos tanto teóricos como prácticos para caracterizar y clasificar condritos ordinarios, fue posible llevar a cabo esta Memoria de Título.

En el laboratorio de microscopía del Departamento de Ciencias de la Tierra se realizó la observación al microscopio óptico con luz reflejada de cada briqueta de meteorito para realizar un reconocimiento y cuantificación de todos los componentes y texturas presentes en las muestras, con énfasis en las fases opacas, a fin de determinar el grado de meteorización (W) del meteorito. Para ello se observaron las muestras con un aumento 25x y se dividió en secciones a cada una de ellas para cuantificar de manera más precisa los distintos componentes y el porcentaje de reemplazo de los minerales de kamacita y troilita. El número de secciones se determinó según el tamaño de cada muestra, por lo cual las briquetas J657, J3109 y J302 fueron divididas en 22, 16 y 10 secciones respectivamente.

Los valores de las mediciones de susceptibilidad magnética (χ) fueron entregados por el Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE). Estos valores se trabajan con notación logarítmica ($\log \chi$), lo que permite utilizar el método propuesto

por Rochette y otros (2003), el cual establece valores característicos de susceptibilidad magnética para cada tipo de condrito ordinario. Este método logarítmico en combinación con el grado de meteorización terrestre (W) y las descripciones petrográficas permitirán establecer la clasificación del grupo químico de cada una de los condritos.

Los resultados de esta etapa se resumen en una ficha de descripción petrográfica para cada muestra (Anexo 1).

1.5.1.2. Análisis SEM

Las 3 muestras de condritos fueron analizadas con microscopio electrónico de barrido (SEM) y por espectroscopía de rayos X de energía dispersa (EDS) en el laboratorio del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA). Las imágenes de electrones retrodispersados obtenidas junto a los resultados de las mediciones semicuantitativas con EDS son expuestos en el Anexo 2.

El análisis con el microscopio electrónico de barrido tiene su fundamento en la emisión de un haz de electrones que es concentrado por una serie de lentes electromagnéticas que disminuyen su diámetro hasta hacerlo puntual a la escala de nanómetros. Este haz barre la superficie de la muestra, lo que genera la emisión de electrones retrodispersados que son captados y transformados en imágenes de alta resolución en escala de grises. Dichas imágenes aportan información cualitativa sobre la composición del material analizado, ya que la señal que emite la muestra depende fuertemente del número atómico de los elementos que la componen, modificando así la intensidad del color que se aprecia en la imagen final según la composición. Mientras más claras se ven las fases presentes en esas imágenes, mayor es la proporción de elementos pesados en ellas, y viceversa.

La interacción del haz con la muestra produce la liberación de rayos X, los que son detectados y analizados mediante espectroscopía de rayos X de energía dispersa (EDS por sus siglas en inglés), para identificar y cuantificar los rayos X característicos de los distintos elementos de la muestra y entregar una medición composicional semicuantitativa.

Los análisis se realizan con el objetivo de caracterizar detalladamente las estructuras y evidencias que se desarrollaron producto de la acción del metamorfismo de choque, así como también se estudiará la variación de elementos químicos como Fe y Ni entre otros, utilizando para ello EDS.

A raíz de lo obtenido en esta etapa, y debido a las características particulares de la muestra, se

decide elaborar un corte pulido transparente del condrito J302 para su posterior observación al microscopio óptico con luz reflejada y transmitida. Con el análisis de las señales de choque que están presentes en los minerales silicatados se podrá establecer correctamente el grado de metamorfismo de choque del meteorito mediante la clasificación del estado de choque de Stöffler y otros (1991).

1.5.1.3. Análisis e integración de datos

Con los datos obtenidos en las etapas anteriores se procedió al análisis de los datos petrográficos, de susceptibilidad magnética y grado de meteorización terrestre para poder efectuar la clasificación del grupo químico y tipo petrológico. También se efectuó un análisis comparado de las señales de metamorfismo de choque presentes en cada meteorito para establecer su estado de choque. La culminación de esta etapa es la redacción de la Memoria de Título. Una vez terminada, se evaluará junto a los profesores patrocinante y guía si la información obtenida permite su publicación en alguna revista especializada en meteoritos.

1.6. TRABAJOS ANTERIORES

Debido a lo amplio del tema de investigación que involucra datos generales de los meteoritos, su clasificación básica y metamorfismo de choque, entre otros, no es posible nombrar todos los trabajos que se han realizados en las distintas áreas mencionadas, por lo que a continuación sólo se citarán algunos de los trabajos más importantes que han sentado las bases del estudio de este tipo de material y son utilizados en el presente trabajo.

Van Schmus y Wood (1967) establecen la clasificación bimodal de meteoritos que considera parámetros químicos y petrológicos que es usada hasta el día de hoy para clasificar los meteoritos condriticos.

Stoffler y otros (1991) proponen la clasificación del estado de choque (S) de los meteoritos, la cual se basa en el análisis de las señales que quedan en los silicatos como el olivino y la plagioclasa, producto del metamorfismo de choque por colisiones entre cuerpos asteroidales.

Bennett y McSween (1996) plantean una clasificación para estimar el estado de choque de los meteoritos basada en las señales que manifiestan los minerales opacos debido a la acción del metamorfismo de choque.

Wlotzka (1993) define el grado de meteorización terrestre (W) que corresponde a la primera clasificación que permite medir la influencia de la meteorización terrestre que afecta a todos los meteoritos que caen a la superficie de la Tierra.

Rochette y otros (2003) presentan una nueva herramienta de clasificación de condritos ordinarios basado en el valor de la susceptibilidad magnética (χ).

Valenzuela (2003) primer trabajo en meteoritos realizado en Chile, el cual consiste en un estudio petrográfico y geoquímico del meteorito Paposo encontrado en el Desierto de Atacama.

Valenzuela (2011) estudia los procesos de meteorización de condritos ordinarios del Desierto de Atacama, cuantificando el porcentaje de oxidación mediante espectroscopia Mössbauer, y obtiene edades terrestres, a través de ^{14}C , que permitieron inferir que para Atacama estos procesos están controlados principalmente por la porosidad inicial del meteorito, la cual determina está íntimamente asociada a su estado de choque, y secundariamente por las condiciones ambientales imperantes al momento de la caída, lo cual difiere para otros desiertos del mundo.

1.7. AGRADECIMIENTOS

Esta Memoria de Título se pudo llevar a cabo gracias al proyecto FONDECYT N° 3140562 que permitió la recolección del material de estudio y al financiamiento del Departamento de Ciencias de la Tierra. Además de la cooperación de Instituto de Geología Económica Aplicada, y del Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) de Francia.

Agradezco sinceramente a mi Profesional Guía, la Dra. Millarca Valenzuela, quien me dio la oportunidad de explorar esta nueva área del conocimiento, enseñándome las bases teóricas y prácticas necesarias para llevar a cabo este estudio, además de ser mi guía durante toda su elaboración. También quisiera darle las gracias a mi Profesora Patrocinante, la Dra. Verónica Oliveros, quien me dio su apoyo desde un principio, y por su excelente disponibilidad a resolver todas las dudas y contratiempos que fueron surgiendo en el camino.

A las profesoras que conformaron mi Comisión, la Dra. Fernanda Álvarez y la Dra. Laura Hernández, por su tiempo y ayuda en la etapa final de corrección, gracias a sus comentarios pude terminar de mejor forma esta Memoria de Título.

A los profesores del Departamento Ciencias de la Tierra, quienes me entregaron todos los conocimientos y herramientas necesarios para mi formación en diversas áreas. Además, un agradecimiento especial a todo el personal paradocente, Luchito, Don Raúl, Iván, Pedrito, Carlitos, Mauri, Lucy, María Esperanza y Carolina, siempre dispuestos a resolver toda clase de problemas y prestar ayuda cuando era necesario.

Agradezco de todo corazón a mi familia por su cariño, confianza y apoyo incondicional a través de estos años. A mis papás por enseñarme y ayudarme cuando lo necesito, por quererme tanto y creer siempre en mí.

A todos mis compañeros y personas que conocí durante mi largo paso por la Universidad y que lograron hacer de esta una gran etapa. Especialmente a mis amigos “JL”, por los innumerables momentos, comilonas y risas escandalosas en todos estos años. A Pancho, por su inmenso cariño, apoyo y paciencia en este tiempo.



2. MARCO TEÓRICO

2.1. METEORITOS CONDRÍTICOS

2.1.1. Conceptos generales

Dentro de los numerosos cuerpos que están orbitando alrededor del Sol se encuentran los meteoroides, objetos cuyas dimensiones son menores a las de un asteroide. Cuando un meteoroides ingresa a la atmósfera terrestre se produce la fricción entre el cuerpo y el aire, aumentando la temperatura superficial del meteoroides. Este calentamiento dependerá principalmente del tamaño, velocidad y ángulo de incidencia del objeto entrante (Hutchison, 2004). El aumento de temperatura es tan alto que la superficie del material se funde y se vuelve incandescente (aunque el interior permanece frío), por lo que pasa a conocerse como meteoro. Dependiendo de su masa, el meteoro puede sufrir fragmentación y ser consumido mientras desciende o, si el cuerpo sobrevive al vuelo, cae a tierra y es nombrado como meteorito. Estos normalmente presentan lo que se conoce como corteza de fusión, definida como una costra oscura y vítrea formada como consecuencia del enfriamiento rápido de la capa superficial que se funde mientras pasa por la atmósfera.

Los meteoritos se denominan “caídos” si estos son hallados luego de ver su trayecto por el cielo y “encontrados” si son descubiertos sin haber visto su trayectoria y probablemente mucho tiempo después de su aterrizaje. Esta distinción es importante porque la gran mayoría de los meteoritos son “encontrados” y esto los hace más propensos a la interacción química con el ambiente terrestre (Weisberg y otros, 2006). En la Figura 2.1 se ilustran las estadísticas sobre el número de meteoritos “caídos” *versus* el total de ejemplares para cada grupo de meteoritos condriticos (ver más adelante), evidenciando así la diferencia considerable que hay entre la cantidad de meteoritos “caídos” y “encontrados”.

Con frecuencia se utilizan los términos de lítico para meteoritos formados únicamente por silicatos, sideritos para aquellos formados solo de metal y siderolito para los que constituyen una mezcla de minerales silicatados y metal. Sin embargo, estos términos son bastante generales y sólo sirven para una descripción inicial del material. Una división más correcta es hablar de meteoritos condriticos (no diferenciados o primitivos) y meteoritos acondriticos (diferenciados) (Krot y otros, 2003). Antiguamente se consideraba los meteoritos condriticos como aquellos que poseen cóndrulos, los cuales son objetos esféricos de 1 a 2 mm de diámetro, pero esto no es preciso ya que

existen meteoritos de composición condritica y sin cóndrulos. Lo correcto es que los meteoritos condriticos tienen la composición de la nebulosa solar primitiva (que se cree dio origen al Sistema Solar), y una de las principales teorías plantea que son derivados de asteroides que no han experimentado procesos de diferenciación planetaria por fusión parcial o completa de sus componentes (Weisberg y otros, 2006). En cambio los meteoritos acondriticos son rocas ígneas o brechas constituidas por fragmentos de rocas ígneas de asteroides y cuerpos planetarios diferenciados (como la Luna y Marte). Además, también existen ciertos meteoritos que poseen textura acondritica pero su afinidad química se asocia a los meteoritos condriticos o más primitivos (Weisberg y otros, 2006). A estos meteoritos que conforman una etapa de transición entre los condriticos y los acondriticos se les conoce como acondritos primitivos.

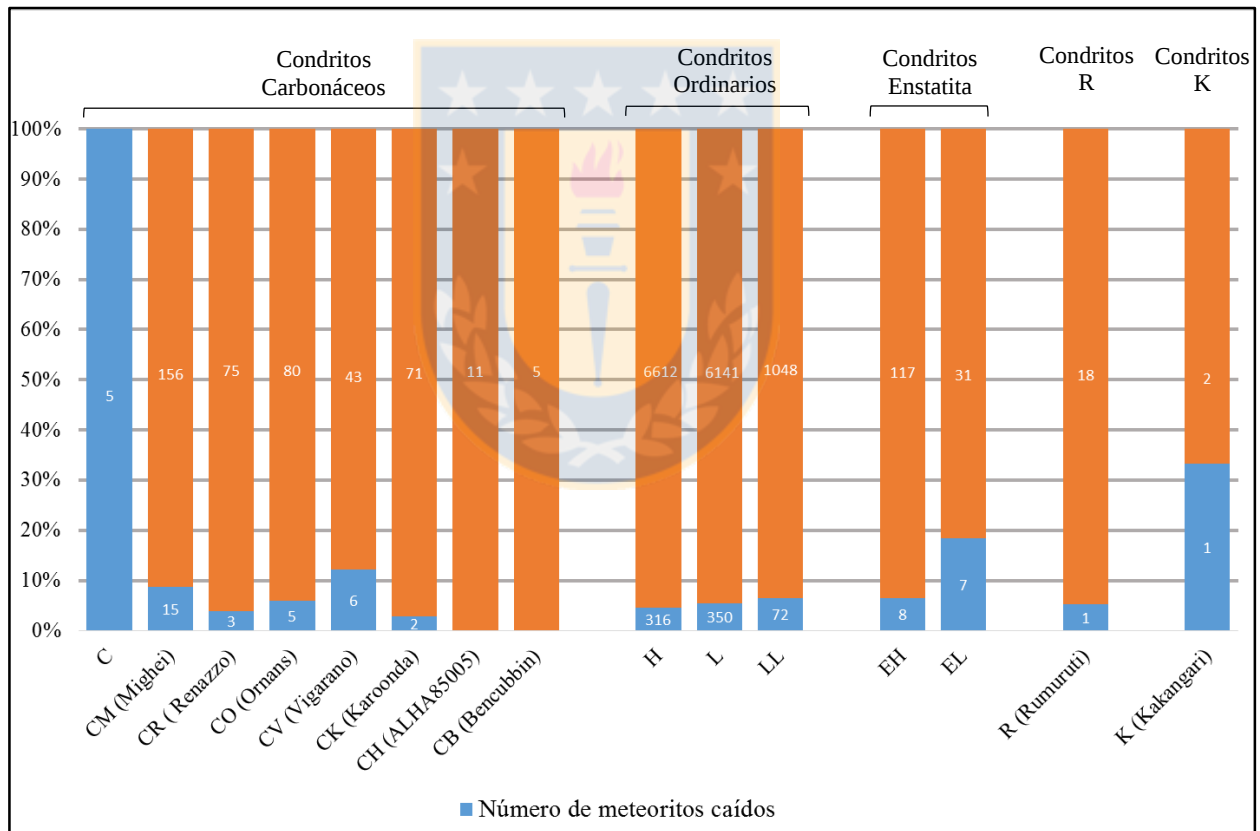


Figura 2.1: Número de meteoritos “caídos” respecto del total de meteoritos existente para cada grupo de meteoritos condriticos. Para los grupos de condritos Carbonáceos, R y K, entre paréntesis se indica el nombre del meteorito que caracteriza al grupo. Las letras que designan los grupos de los condritos Ordinarios y de Estatita se asocian a la composición química característica de cada uno. Modificado de Krot y otros (2003).

En términos generales, los meteoritos condriticos están compuestos de proporciones variables de

4 componentes principales que son los cóndrulos, Fe-Ni metálico, inclusiones refractarias y matriz (Krot y otros, 2003). Este material que originalmente conforma al meteorito puede sufrir variaciones químicas y texturales debido a la acción de distintos procesos de alteración secundaria en los asteroides parentales, como alteración acuosa, metamorfismo termal y metamorfismo de choque.

2.1.2. Clasificación

Para categorizar la diversidad de meteoritos existentes se han considerados variados órdenes taxonómicos como superclanes, clanes, clases, grupos y subgrupos, dentro de todos ellos los más utilizados son los órdenes de clase y grupo. La clase asocia dos o más grupos de meteoritos que comparten propiedades químicas primarias de roca total y de isótopos de oxígeno. Los meteoritos condriticos se dividen en 3 clases principales, los carbonáceos (C), los ordinarios (O), los de enstatita (E), y otros menos frecuentes como Rumuruti (R) y Kakangari (K). Por otro lado un grupo corresponde a 5 o más meteoritos con una petrología y composición química similar. Se infiere que aquellos meteoritos de la misma clase o grupo pueden haberse formado bajo condiciones y procesos semejantes en la misma parte del Sistema Solar (Hutchison, 2004). Según su química total se pueden diferenciar 15 grandes grupos de meteoritos condriticos. Estos son ocho grupos de condritos carbonáceos, los que tienen contenidos variables de agua y componentes orgánicos, y se designan como CI, CM, CR, CH, CB, CV, CK y CO, cuya segunda letra distintiva se asocia al nombre del condrito que caracteriza cada grupo. Tres grupos de condritos ordinarios conocidos como H, L y LL (H: *high iron*, L: *low iron* y LL: *very low iron*), donde las letras se relacionan con los contenidos de Fe en los meteoritos. Dos grupos de condritos de enstatita, EH y EL, con diferencias en su contenido de Fe metálico (H: *high* y L: *low*). Por último, los grupos de condritos R y K que varían ampliamente de los otros y se cree pertenecen a clases distintas de condritos (Krot y otros, 2003). La Figura 2.2 esquematiza las clases, clanes y grupos de los meteoritos condriticos.

Las características de los meteoritos asociadas a su composición química e isótopos de oxígeno son conocidas como variaciones primarias y ocurren antes o durante la acumulación del material que origina los asteroides o cuerpos parentales de los meteoritos. Sin embargo, estas características no siempre se mantienen inmutables y pueden sufrir variaciones químicas y texturales debido a la alteración secundaria, como los cambios mineralógicos producto de la acción del metamorfismo termal que se general al interior del cuerpo parental. Si existe la presencia de agua se considera la

acción de un metamorfismo acuoso. Ambos cambios descritos ocurren en condiciones isoquímicas y luego de la formación del cuerpo parental, por lo cual se les conoce como variaciones secundarias. Asimismo, si se producen impactos de alta velocidad entre cuerpos parentales, estos dejarán marcas en los minerales y en su conjunto representan el llamado metamorfismo de choque, responsable de las variaciones terciarias que pueden estar presentes en los meteoritos. Estos tres tipos de variaciones son la base de la clasificación de los meteoritos condriticos a la cual se le agrega el grado de meteorización terrestre, conocido como W, que corresponde a la acción de las condiciones de la tierra sobre los meteoritos “caídos” (Wlotzka, 1993).

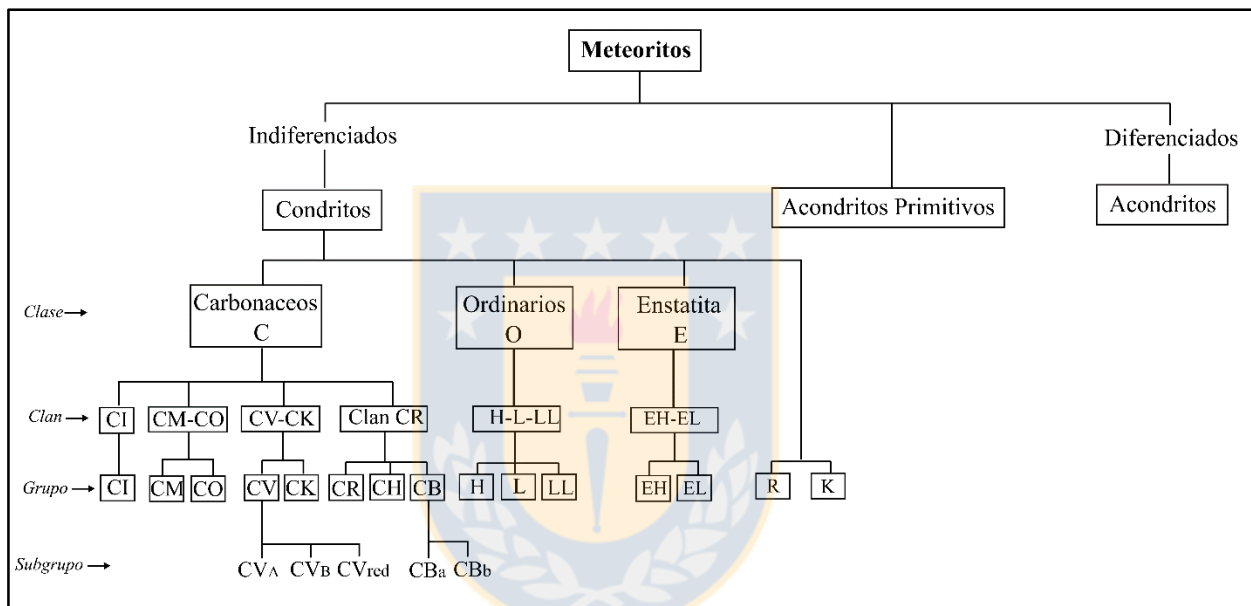


Figura 2.2: Clasificación de los meteoritos condriticos. Abreviaturas como en la Figura 2.1. Weisberg y otros (2006).

La clasificación oficial más usada para meteoritos es la establecida por Van Schmus y Wood (1967), la que permite evaluar el grado de alteración acuosa o termal experimentado por un condrito. Dicho esquema define 6 tipos petrológicos distintos, donde el tipo 3 representa los materiales menos afectados por alteración secundaria, ya que en ese tipo petrológico confluyen los procesos de alteración acuosa y termal en sus menores grados. El nivel de alteración acuosa aumenta desde el tipo 3 al 1, mientras que el metamorfismo termal crece desde el tipo 3 al 6 (Figura 2.3). La notación de la clasificación es mediante una letra que se relaciona con el grupo químico de cada meteorito junto a un número que representa el tipo petrológico (Por ej: H3, L5 o LL6). El incremento de la alteración termal produce un equilibrio químico y recristalización textural en los

condritos, por ello los que se asocian al tipo 3 se conocen como condritos no equilibrados y del tipo 4 al 6 como condritos equilibrados. Mediante análisis con termoluminiscencia se pudo dividir el tipo petrológico 3 en 10 subtipos. Posteriormente Dodd y otros (1975) definieron el tipo petrológico 7 para describir aquellos condritos que han sido completamente recrystalizados o fundidos muchas veces por fusión de impacto. Los criterios para definir cada tipo petrológico son resumidos en la Tabla 2.1.

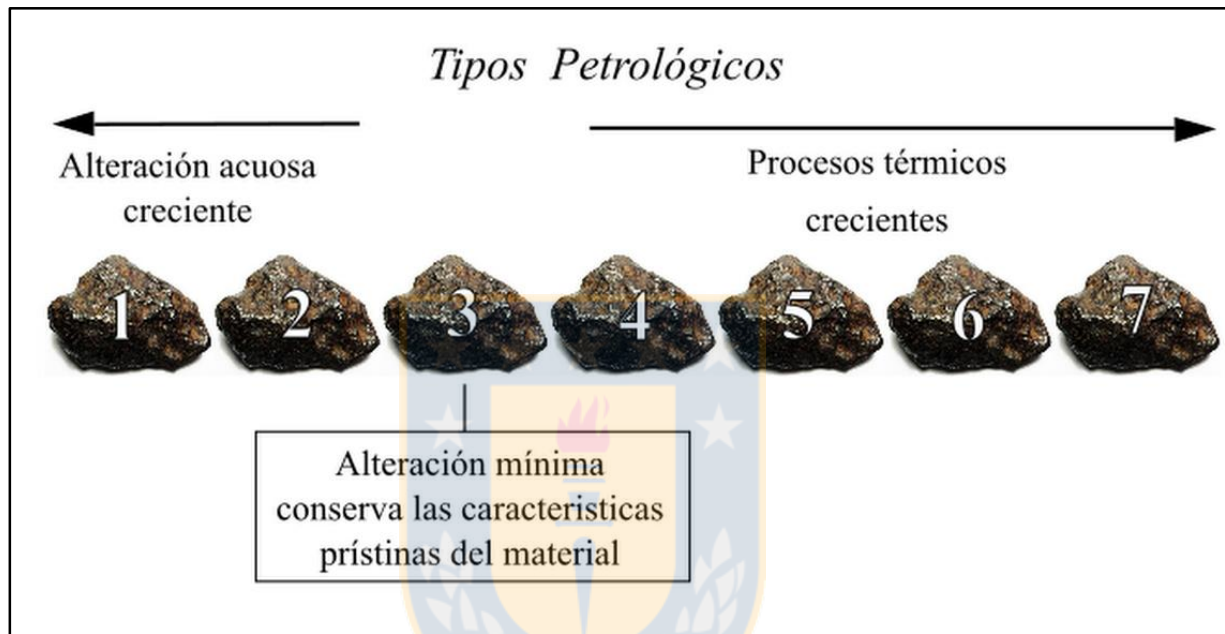


Figura 2.3: Tipos petrológicos y alteraciones involucradas. Modificado de Varela (2015).

Como se observa en la Figura 2.4 la distribución de tipos petrológicos varía ampliamente entre los distintos grupos químicos. Por ejemplo, los tipos petrológicos 1 y 2 están restringidos a los miembros de 4 grupos de condritos carbonáceos que han experimentado alteración acuosa a bajas temperaturas (Hutchison, 2004), mientras que los condritos ordinarios se caracterizan por presentar únicamente tipos petrológicos del 3 al 6.

2.2. CONDRITOS ORDINARIOS

Los condritos ordinarios son el tipo de material más común en las colecciones de meteoritos, constituyendo el 85% de las caídas observadas (Weisberg y otros, 2006). Por esta razón, en sus inicios se les concedió la denominación de “ordinarios”.

Tabla 2.1: Resumen de los criterios para los tipos petrológicos. Modificado de Van Schmus v Wood (1967) v Dodd v otros (1975).

Criterio	Tipo petrológico						
	1	2	3	4	5	6	7
Dispersión de la composición del olivino	-	>5% desviación media del Fe		≤5%	Homogéneo		
Estado estructural del piroxeno de bajo Ca	-	Principalmente monoclinico		>20% monoclinico	≤20% monoclinico	Ortorrómico	
Feldespato	-	Granos primarios menores		Granos secundarios >2 μm	Granos secundarios 2-5 μm	Granos secundarios >50 μm	
Vidrios en los cóndrulos	Alterado o ausente	Mayoría alterado, se preserva poco	Limpio, isotrópico	Desvitrificado	Ausente		
Contenido máximo Ni (% peso) en el metal	-	Taenita menor (<20) o ausente	Kamacita y taenita (>20) asociadas como exsolución				
Mínimo contenido de Ni (% peso) de la troilita	-	>0,5			<0,5		
Matriz	Grano fino, opaca	Principalmente de grano fino, opaca	Opaca a transparente	Transparente, recristalizada			
Integración matriz-cóndrulos	Sin cóndrulos	Cóndrulos bien definidos		Se pueden discernir algunos cóndrulos, bordes mal definidos		Cóndrulos poco delineados	Textura primaria destruida
Carbón (% peso)	3 - 5	0,8-2,6	0,2-1	<0,2			
Agua (% peso)	18 - 22	2-16	0,3-3	<1,5			

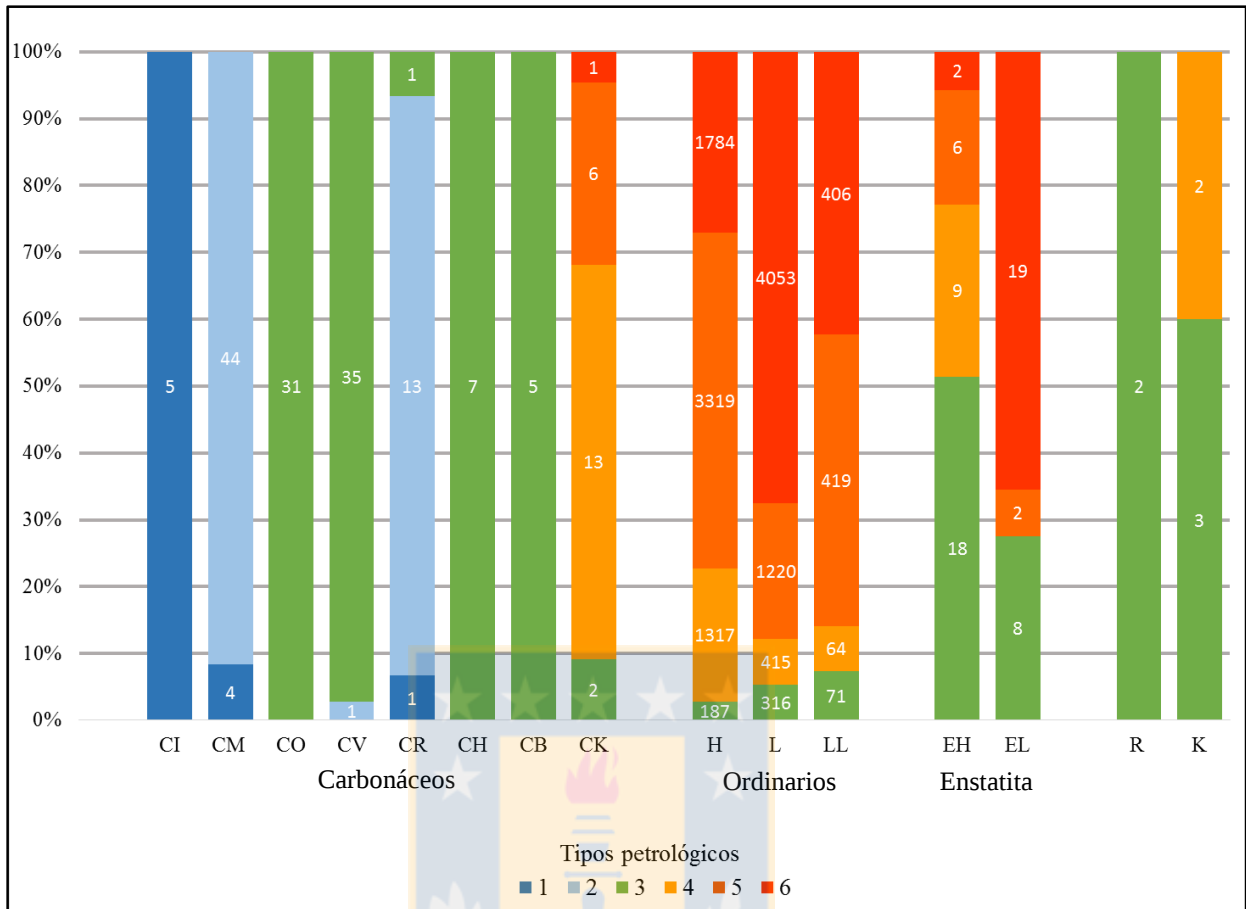


Figura 2.4: Abundancia de meteoritos clasificados en los tipos petrológico 1 al 6 para cada grupo de meteoritos. Abreviaturas como en la Figura 2.1. Modificado de Krot y otros (2003).

A grandes rasgos están formados por matriz y cóndrulos, compuestos principalmente por material silicatado, y fragmentos de Fe-Ni metálico y sulfuros de Fe. Estos condritos no han pasado por procesos de fusión parcial o total, por lo cual conforman los meteoritos primitivos o no diferenciados, aunque sí han sufrido procesos de calentamiento en sus cuerpos parentales lo que genera recristalización, cambio en las texturas y equilibrio químico entre sus componentes (Varela, 2015). Es por esto que existe la distinción entre 2 tipos de condritos. Los condritos ordinarios no equilibrados (UOC) asociados al tipo petrológico número 3, donde los minerales conservan su composición química distintiva y los constituyentes están bien definidos en cuanto a su forma. En cambio los condritos ordinarios equilibrados (EOC), como su nombre lo sugiere, desarrollan un estado de equilibrio químico entre sus minerales y sus componentes pierden la forma debido a la recristalización (Varela, 2015). El equilibrio químico y el cambio de textura serán mayores mientras más intenso sea el evento térmico y por ende mayor el tipo petrológico (de tipo 4 a tipo 7).

La clase de los condritos ordinarios está conformada por 3 grupos, H, L y LL, lo cuales tienen características petrológicas que se superponen entre sí. Sus razones de elementos litófilos refractarios y de Se y Zn son muy similares para los tres grupos mientras que las razones de los elementos siderófilos decrecen con el aumento del estado de oxidación en la secuencia H-L-LL (Krot y otros, 2003).

Considerando su composición mineralógica se infiere que los condritos ordinarios fueron formados en un ambiente de condiciones redox intermedias (Varela, 2015), lo que además queda de manifiesto al compararlos con otros grupos de condritos como se ilustra en la Figura 2.5. Por otro lado, la falta de evidencia en las brechas de condritos ordinarios de que se haya producido mezcla de grupos permite sostener que los condritos H, L y LL fueron formados en al menos 3 cuerpos parentales de asteroides separados (Kallemeyn y otros, 1989 en Krot y otros, 2003).

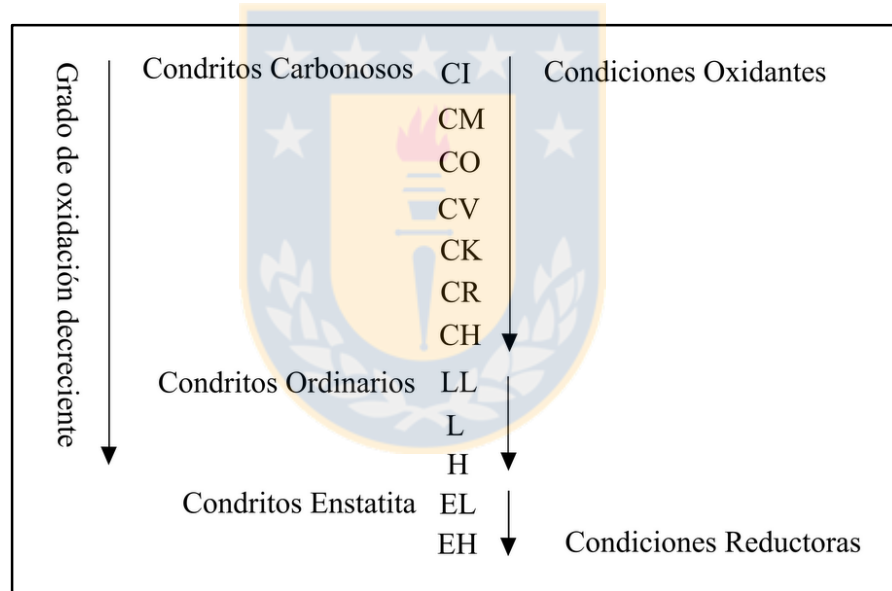


Figura 2.5: Condiciones redox de los meteoritos condriticos. Abreviaturas en la Figura 2.1. Tomado de Varela (2015).

En cuanto a su composición química de elementos mayores, los condritos ordinarios tienen una relación promedio de Mg/Si de 0,9 (Wasson y Kallemeyn, 1988) y cantidades considerables de Fe, tanto en su forma oxidada como metálica. Los 3 grupos de condritos ordinarios se distinguen porque el Fe total decrece mientras aumenta el Fe oxidado en el paso de H a L y a LL.

2.2.1. Clasificación

La división en 3 grupos conocidos como H (*high iron*), L (*low iron*) y LL (*very low iron*), se basa

en las diferencias de los parámetros químicos como las razones moleculares de Fe en olivinos y piroxenos (Mason 1963; Keil y Fredrikson, 1964 en Vernazza y otros 2015) y la razón de Fe metálico respecto del Fe total (Dodd y otros, 1967 en Vernazza y otros 2015).

Los condritos H están en un extremo y se caracterizan por presentar la mayor cantidad de Fe total y la razón más alta de Fe/Si atómico. Esto permite caracterizarlo como los condritos ordinarios más reducidos ya que la mayor cantidad del Fe está formando parte de la fase metálica y no dentro de la estructura de los silicatos. A medida que aumenta el tipo petrológico y llegan al equilibrio químico, estos condritos muestran los menores contenidos de FeO de los 3 grupos de condritos ordinarios. Por el contrario, los condritos LL, que conforman el otro extremo, exhiben la menor cantidad de Fe total y a su vez la menor razón de Fe/Si atómico. Son así los condritos ordinarios más oxidados y con la mayor cantidad de Fe dentro de la estructura de los silicatos y no como fase metálica (la cual es escasa). Por ello se les denomina LL (*very low iron*) ya que son bajos en hierro total y bajos en metal, y al alcanzar el estado de equilibrio químico los silicatos muestran los mayores contenidos de FeO de los 3 grupos de condritos ordinarios. Los condritos L son intermedios entre los H y LL en todas las propiedades mencionadas anteriormente aunque algo más cercanos a los LL en términos de Fe total (Vernazza y otros, 2015). La Tabla 2.2 muestra los valores promedio de algunas de las propiedades nombradas anteriormente.

Tabla 2.2: Valores promedio de las propiedades de los condritos ordinarios equilibrados. Fa = fayalita, Fs = forsterita. H = *high iron*, L = *low iron* y LL = *very low iron*. Tomado de Vernazza y otros (2015).

Propiedades	H	L	LL
Estadística de caída (%)	34	37	9
Fe (% peso)	28	22	19
Fe/Si (atómico)	0,81	0,57	0,52
Metal (% vol)	8,4	4,1	2
Contenido de Fa (% peso) del olivino	16-20	21-26	27-31
Contenido de Fs (% peso) del piroxeno	15-17	18-22	22-30
Ol/(Ol+Px)	51-60	60-67	70-82

Rochette y otros (2003) proponen una nueva herramienta de clasificación de condritos ordinarios basados en la susceptibilidad magnética (χ), cuya principal ventaja es ser una técnica rápida, no destructiva y de bajo costo. La susceptibilidad magnética mide el grado de sensibilidad al magnetismo que tiene un material al ser influenciado por un campo magnético y para los condritos ordinarios se asocia a la cantidad de Fe-Ni metálico de la muestra, que está acotada para cada

grupo. Para los condritos “caídos” la susceptibilidad magnética exhibe un rango de valores restringidos que no se traslapan, y que va aumentando de LL a L y a H. Esto se corresponde con el incremento del contenido de Fe-Ni metálico para cada grupo (Rochette y otros, 2003). En cambio los condritos “encontrados” muestran una disminución sistemática de los valores de susceptibilidad magnética para cada clase, debido a la alteración del Fe-Ni metálico al exponerse al ambiente terrestre.

El efecto de la meteorización terrestre dificulta la clasificación, porque al oxidarse el Fe-Ni metálico disminuye el valor de la susceptibilidad. La Figura 2.6 muestra los datos de los meteoritos del Desierto de Atacama para los cuales se estimó el grado de meteorización terrestre y con ello se calculó la disminución de la susceptibilidad producto de la meteorización. Por lo tanto, para poder clasificar a los condritos ordinarios “encontrados”, la susceptibilidad magnética debe ser combinada con la determinación del grado de meteorización terrestre. El Comité de Nomenclatura de Meteoritos de la Sociedad Meteorítica acepta las clasificaciones basadas en la susceptibilidad magnética junto con el análisis visual de secciones pulidas (Rochette y otros, 2012). Así es posible utilizar la susceptibilidad magnética expresada como un valor logarítmico y combinarla con la determinación del grado de meteorización terrestre para poder clasificar los condritos ordinarios.

2.2.2. Mineralogía

A grandes rasgos, se puede mencionar que los meteoritos están compuestos por los mismos minerales que se encuentran en la Tierra, a excepción del Fe-Ni metálico que no es estable en las condiciones oxidantes de la superficie terrestre (Varela, 2015).

Las fases minerales más comunes en los condritos ordinarios son los silicatos como olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclase. También está presente la troilita (FeS), un sulfuro de Fe muy común en los meteoritos, y aleaciones de Fe-Ni metálico como la kamacita (bajo contenido de Ni) y la taenita (alto contenido de Ni). El óxido dominante es la cromita, mientras que la ilmenita y el rutilo son raros. Los fosfatos como cloroapatito y whitlockita pueden aparecer como fases accesorias. El Cu metálico es una fase escasa pero ubicua en los condritos ordinarios, su abundancia modal es de aproximadamente $10^{-4}\%$ en peso aunque ocurre en al menos el 66% de los condritos ordinarios (Rubin, 1997). La Tabla 2.3 resume las composiciones elementales promedio de los minerales que generalmente se encuentran en los condritos ordinarios.

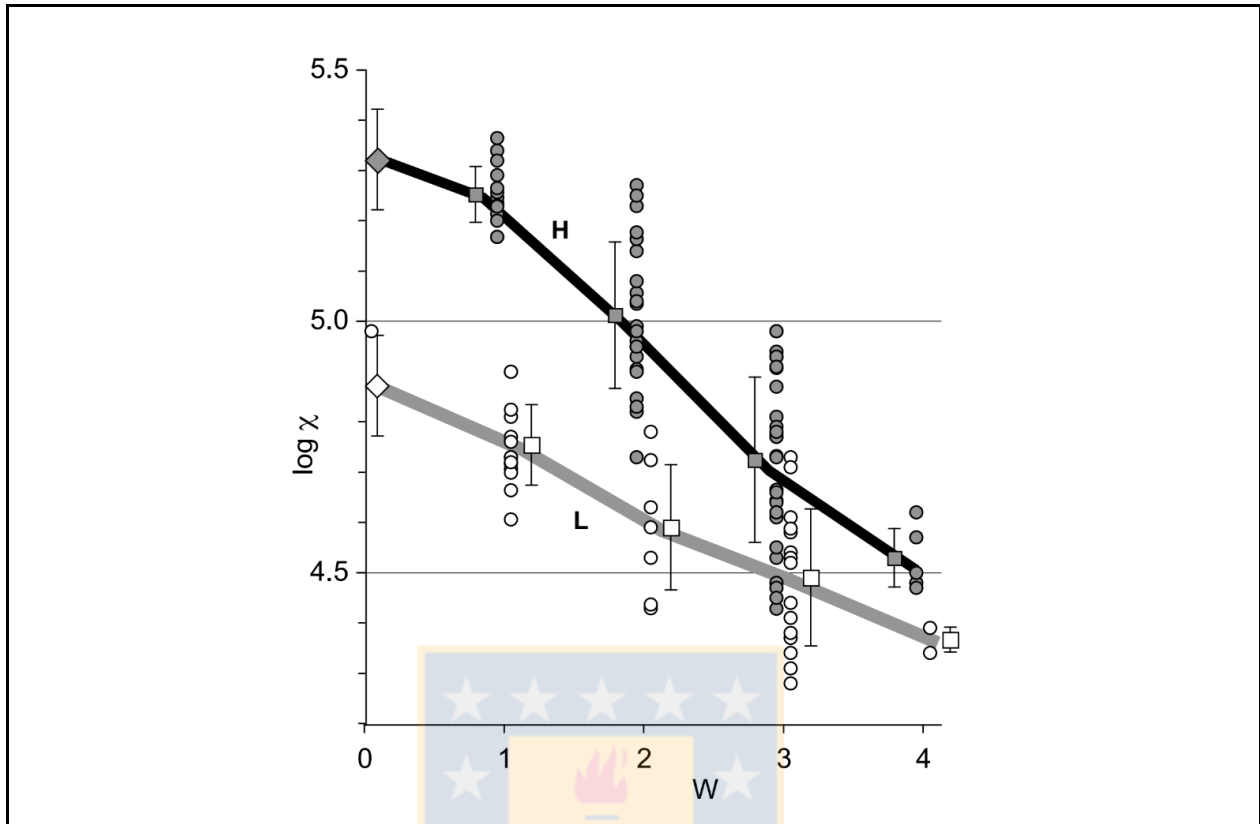


Figura 2.6: Log χ en función del grado de meteorización terrestre (W) para 110 condritos ordinarios de “encontrados” del Desierto de Atacama. Los círculos son las medidas para los condritos individuales (gris=H, blanco=L). Los cuadrados son los valores promedio para cada grado de meteorización asociado a su desviación estándar (gris=H, blanco=L). Los rombos muestran los valores promedios para los meteoritos “caídos”. Rochette y otros (2012).

Tabla 2.3: Composiciones elementales promedio (%) de los minerales presentes en los condritos ordinarios. Modificado de Handbook of mineralogy de la Mineralogical Society of America, Anthony y otros (2003).

	<i>Olivino</i>	<i>Plagioclasa</i>	<i>Clinopiroxeno</i>	<i>Ortopiroxeno</i>	<i>Kamacita</i>	<i>Taenita</i>	<i>Troilita</i>	<i>Cromita</i>
O	45,42	48,51	40,49	36,40	-	-	-	28,59
Si	19,5	30,87	23,63	20,77	-	-	-	-
Mg	34,87	-	9,71	2,04	-	-	-	-
Al	-	11,25	-	1,57	-	-	-	-
Ca	-	1,52	5,04	-	-	-	-	-
Na	-	7,84	-	-	-	-	-	-
Fe	0,86	-	18,01	34,91	93,09	74,78	63,53	24,95
Ni	-	-	-	-	6,69	24,31	-	-
S	-	-	-	-	-	-	36,47	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	46,46
Total	100,65	100	96,88	95,68	99,78	99,09	100	100,00

A medida que aumenta el estado de oxidación disminuye la abundancia del Fe-Ni metálico y se incrementa la razón de taenita/kamacita. Esta razón tiene un valor promedio para los condritos H, L y LL de $\sim 0,1$, $\sim 0,3$ y $\geq 0,9$ respectivamente (calculado con los datos de Wasson, 1980 en Rubin, 1997).

2.2.3. Componentes principales

En general los condritos son agregados de distintos componentes que se forman a alta y baja temperatura. A continuación se hace una breve descripción de aquellos constituyentes que son más comunes en los condritos ordinarios.

2.2.3.1. Cóndrulos

Los cóndrulos son partículas de tamaño milimétrico, con textura ígnea y forma cercana a una esfera. Están compuestas en su mayoría por cristales de olivino y piroxeno pobre en calcio montados en vidrio o una matriz microcristalina (Scott y Krot, 2003) y se clasifican en base a su textura y mineralogía.

Las texturas de los cóndrulos están divididas en dos tipos, la primera es la textura porfírica y exhibe grandes cristales de olivino y/o piroxeno (fenocristales) en una matriz de grano fino o vítrea. Dentro de los cóndrulos de textura porfírica se reconocen los porfíricos de olivino (PO), porfíricos de piroxeno (PP), los porfíricos de olivino-piroxeno (POP), los de olivino barrado (BO) (textura que se caracteriza por presentar un cóndrulo compuesto por finas láminas paralelas de olivino intercaladas con láminas de vidrio) y los cóndrulos poikilíticos. La segunda es la textura no porfírica, como la criptocristalina, de piroxeno radial o de olivino barrado (Hutchison, 2004).

El estudio de los cóndrulos, sus texturas y mineralogía, es importante ya que permite estimar las condiciones de formación. El modelo convencional propone que antes de pasar a formar parte de su cuerpo parental, fueron procesados termalmente pasando por procesos de fusión total o parcial en la Nebulosa Solar (Varela, 2015).

2.2.3.2. Matriz

Es considerado un componente que se forma a baja temperatura e involucra todo aquel material con tamaño de grano fino, que rodea a los otros componentes de alta temperatura (como los cóndrulos) y rellena los espacios intersticiales entre ellos (Scott y otros, 1988 en Scott y Krot,

2003). La matriz se distingue comúnmente de los otros componentes por su tamaño de grano, forma y textura. Aunque comúnmente se puede dividir entre la matriz ubicada entre los cóndrulos y aquella que rodea a los cóndrulos como un anillo, en los condritos ordinarios no hay diferencias mineralógicas ni texturales que permitan diferenciar entre ambos tipos de matriz (Alexander y otros, 1989 en Hutchison, 2004).

A medida que aumenta el tipo petrológico de 3 a 7, la matriz sufre recristalización por el aumento de la temperatura y los cóndrulos pierden sus bordes hasta el punto en que desaparecen o solo quedan relictos de ellos, en este caso la división matriz-cóndrulo es difícil de establecer.

La matriz no es considerada como un solo material, sino como una mezcla minerales, entre los que se pueden encontrar los silicatos, óxidos, sulfuros y Fe-Ni metálico. Al microscopio con luz transmitida, se le distingue por su coloración oscura en contraste con la coloración clara que presentan los cóndrulos y otros agregados. Por su pequeño tamaño es muy susceptible a procesos de alteración secundaria (Varela, 2015).

Los condritos poseen espacios vacíos o poros dentro de su matriz, ya que se trata de un agregado de componentes de tamaño heterogéneo. Existen dos tipos de porosidad del material, la porosidad primaria, que se obtiene luego de que el material se acreciona en el espacio, y la porosidad secundaria, originada después de que el meteorito cae a la superficie gracias a la acción de la meteorización terrestre. Este proceso promueve la disolución de cristales de Fe-Ni metálico o troilita, dejando lo que se conoce como cavidades de disolución en la matriz.

2.2.3.3. Fe-Ni metálico y sulfuro de Fe

En los condritos ordinarios el Fe-Ni metálico está compuesto por aleaciones de Fe-Ni como kamacita y taenita. Este componente generalmente se encuentra como pequeñas gotas en la matriz y alrededor o dentro de los cóndrulos. También es observado en forma de cristales anhedrales, intercrecimiento con otros minerales o como exsolución de kamacita-taenita.

Desafortunadamente pocos condritos preservan bien la historia de formación de sus componentes metálicos por las subsecuentes reacciones de baja temperatura que comúnmente forman óxidos y sulfuros, y el metamorfismo termal que permite que la kamacita se exsuelva de la taenita (Scott y Krot, 2003). A pesar de eso, el Fe-Ni metálico funciona como un registro altamente sensible del metamorfismo termal en los condritos ordinarios y puede ser usado para distinguir el tipo

petrológico e identificar aquellos condritos menos metamorfizados (Kimura y otros, 2008).

La troilita es un sulfuro de Fe común en los condritos ordinarios que se encuentra como pequeñas gotas en los cóndrulos o la matriz, como cristales anhedrales aislados o en intercrecimientos con kamacita y/o taenita.

Como producto de la acción del metamorfismo termal, en los tipos petrológicos del 4 al 6, el contorno del Fe-Ni metálico y el sulfuro de Fe es modificado progresivamente a formas ameboidales, lo cual hace que no se pueda determinar su origen como cóndrulo o como clasto (Hutchison, 2004).

En la Tabla 2.4 se observan los porcentajes promedio de los 3 constituyentes principales de cada grupo de condritos ordinarios.

Tabla 2.4: Porcentaje promedio de los distintos constituyentes de los condritos ordinarios. H = *high iron*, L = *low iron* y LL = *very low iron*. Tomado de Weisberg y otros (2006).

Condrito Ordinario	Cóndrulos (%vol)	Fe-Ni metálico (%vol)	Matriz (%vol)
H	60-80	8	10-15
L	60-80	4	10-15
LL	60-80	2	10-15

2.2.4. Procesos de meteorización

Desde que el meteorito cae a la superficie terrestre se encuentra expuesto a condiciones ambientales que difieren completamente a las que hay en el espacio, por lo que comienza un proceso de alteración de sus componentes. Este proceso conocido como meteorización terrestre afectará principalmente a aquellos minerales con Fe, los que se transforman en arcilla y óxidos e hidróxidos de Fe.

Los principales factores que controlan el grado de meteorización son el tiempo de residencia en la Tierra y el clima, el cual a su vez, controla las condiciones de pH, fO_2 , temperatura y actividad microbiana a las que está expuesto el material. En zonas templadas y tropicales debido a la disponibilidad de humedad y mayor temperatura el proceso es relativamente rápido. En cambio, en climas secos y fríos, la meteorización es mucho más lenta (Bland y otros, 2006) y permite que la muestra no se desintegre completamente sino que perdure en el tiempo. Otros factores que influyen en la rapidez de la meteorización y, que están ligados a la naturaleza del meteorito, son la

composición y estructura de los cristales minerales, el porcentaje de porosidad, el estado de choque y el fracturamiento de la muestra. En esta línea, Valenzuela (2011), a partir del estudio de poblaciones de condritos ordinarios en el Desierto de Atacama, concluye que hay una tendencia de que aquellos meteoritos con estados de choque más bajos (S1-S2) (ver más adelante) tienen un mayor grado de meteorización y oxidación que aquellos meteoritos con estados de choque más altos (S3-S4). Este resultado se relaciona con que un estado de choque mayor disminuye la porosidad del material, por lo cual los agentes de meteorización penetran menos en el material.

Wlotzka (1993) estableció una escala para medir el grado de meteorización terrestre en secciones pulidas, cuyos parámetros se muestran en la Tabla 2.5. La escala está dividida en 6 estados progresivos, de W1 a W6, donde se asocia cada estado al porcentaje de minerales con contenido de Fe (Fe-Ni metálico, troilita, olivino y piroxeno) que están afectados por la meteorización. Si bien Wlotzka define que en el grado W5 recién comienza la alteración de los silicatos, Valenzuela (2011) establece que en los condritos que del Desierto de Atacama los silicatos comienzan a meteorizarse en grados menores que W5.

Tabla 2.5: Grado de meteorización terrestre W (Wlotzka, 1993). Tomado de Bland y otros (2006).

Grado de meteorización	Características
W0	Manchas de limonitas
W1	Anillos menores de oxidación en los minerales opacos
W2	Oxidación moderada del Fe-Ni metálico (20-60% de reemplazo)
W3	Oxidación severa del Fe-Ni metálico y troilita (60-95% de reemplazo)
W4	Oxidación completa de las fases opacas pero silicatos sin óxidos
W5	Inicio de la alteración de los silicatos máficos
W6	Reemplazo masivo de silicatos por arcillas y óxidos

La meteorización afecta al meteorito desde su superficie hacia adentro, por lo cual los minerales exteriores pueden evidenciar un mayor grado de meteorización que aquellos que se encuentran en el interior. Valenzuela (2011) propone que la meteorización de los condritos ordinarios se desarrolla en diferentes dominios dentro del meteorito. El primer dominio es el de venillas de minerales opacos, que puede estar asociado tanto a las venillas originadas por la acción de metamorfismo de choque como aquellas desarrolladas posteriormente a la caída del meteorito por relleno de fracturas preexistentes con productos de alteración. El segundo dominio se relaciona con la formación de halos alrededor de los granos de Fe-Ni metálico, y el tercero es el dominio intramineral que ocurre principalmente en los granos de troilita.

2.3. METAMORFISMO DE CHOQUE

El metamorfismo de choque y la brechización de los meteoritos es el resultado de colisiones a altas velocidades en los cuerpos parentales. Estos impactos afectan propiedades de los meteoritos como la abundancia y distribución de los gases nobles y elementos traza (particularmente los elementos volátiles), las edades radiométricas y otras características físicas (Anders, 1964; Keil, 1964 en Stöffler y otros, 1991). El estudio del metamorfismo de choque es una fuente de información sobre la historia geológica y colisional de los cuerpos parentales de los meteoritos (Heymann, 1967 en Stöffler y otros, 1991). Por lo anterior es necesario entender los cambios físico-químicos asociados a los impactos, cuyas principales señales quedan evidenciadas en los minerales que constituyen el meteorito.

Cuando se produce un impacto a velocidad hipersónica ocurre una compresión que se transmite a lo largo del sólido por una onda de choque, la que promueve el incremento de la presión y la temperatura del material. Sin embargo, este aumento de presión y temperatura se distribuye de manera heterogénea a lo largo de meteorito, ya que entre otras cosas, la forma en la que se propaga la onda depende de la mineralogía y la porosidad del material. Esto hace que haya sectores donde pueden existir aumentos localizados de presión y temperatura (Stöffler y otros, 1991) asociados a una señal de choque de alto grado en un área reducida.

Texturalmente los condritos ordinarios que han sido afectados por eventos de impacto se pueden dividir en aquellos brechizados y no brechizados (Bischoff y Stöffler, 1992). En el primer caso y según sus características particulares, se pueden distinguir distintos tipos de brechas de meteoritos, uno de los cuales se conoce como brechas de fundido, que son originadas por impacto. En este tipo de brecha existe una matriz de fundido que envuelve a clastos sin fundir que pueden o no presentar evidencias de choque (Bischoff y otros, 2006).

En general la formación de las brechas de meteoritos implica el transporte de masa, es decir, el movimiento relativo de fragmentos de roca y su desplazamiento desde su ubicación original (Bischoff y otros, 2006). Los meteoritos brechizados proveen información importante acerca de la historia y evolución de los asteroides y los procesos de impacto en cuerpos pequeños (Kiel, 1982 en Bischoff y otros, 2006). Esto incluye los procesos de acreción, la naturaleza primaria de la litología del cuerpo parental, y su calentamiento, metamorfismo, fusión y mezcla asociados al impacto (Bischoff y otros, 2006).

Stöffler y otros (1991) proponen una clasificación de choque para meteoritos que categoriza el grado de metamorfismo de choque en 6 estados progresivos, cuyos criterios se resumen en la Tabla 2.6. Este esquema se basa principalmente en las señales de choque evidenciadas en los silicatos principales que conforman los condritos como olivino y plagioclasa.

La clasificación anterior establece, además, que los minerales opacos no son indicadores absolutos de choque debido a que sus efectos son observados en un amplio rango de presiones, por lo que no son considerados en el estudio de Stöffler y otros (1991). Sin embargo, Bennett y McSween (1996) realizan un análisis más detallado del comportamiento de los minerales opacos al ser sometidos a las ondas de choque. Para ello analizan y establecen los tipos de transformaciones que sufren estos minerales y los asocian a rangos de presión determinados, como es posible observar en la Figura 2.7.

Dentro de las diversas evidencias de choque que pueden exhibir minerales opacos están las venas de fundido, venas de choque, gotas de fundido, bolsillos de fundido y la textura tipo plesita entre kamacita y troilita.

Las venas de fundido o *melt vein* se forman por la fusión de material del condrito que se inyecta en fracturas, las que pueden ser grietas preexistentes en el meteorito o haberse formado por impacto. El fundido resultante que rellena la vena depende de las fases involucradas en el proceso de fusión, por lo que puede ser un fundido de Fe-Ni metálico, troilita, vidrio silicatado o una mezcla de los 3 anteriores. Cuando se da este último caso es común ver una matriz de vidrio silicatado con gotas de Fe-Ni metálico y/o troilita en su interior debido a que estos componentes son inmiscibles (Tomkins y otros, 2013).

Las venas varían ampliamente en ancho, extensión y composición. En esta Memoria se consideran 3 tipos, los que se diferencian entre sí por su ancho y composición. El primer tipo son aquellas venas muy finas, cuyo ancho es de algunos micrones y que suelen ser de poca longitud con una forma rectilínea comúnmente anastomosada. En la literatura a estas finas venillas se les conoce como venas de choque (Stöffler y otros, 1991).

El segundo tipo corresponde a venas más anchas, que llegan hasta los 30 micrones y que tienen una mayor extensión, presentándose ramificadas y a veces interconectadas con bolsillos de fundido. Las venas descritas pueden estar compuestas por Fe-Ni metálico, troilita o una mezcla de ambos.

Tabla 2.6: Resumen de los criterios empleados para establecer el estado de choque de un meteorito. Tomado de Stöffler y otros (1991).

Estado de Choque	Efectos por equilibrio del peak de presión		Efectos resultantes de excursiones locales de P-T	P por choque (Gpa)	Incremento T post choque (°C)	Incremento de T min estimada (°C)
	Olivino	Plagioclasa				
No choqueado S1	Extinción recta, fracturas irregulares		Ninguno	<4-5	44105	10
Choqueado muy débilmente S2	Extinción ondulosa, fracturas irregulares		Ninguno	5-10	20-50	20
Choqueado débilmente S3	Fracturas planares, extinción ondulosa, fracturas irregulares	Extinción ondulosa	Venas opacas de choque, formación incipiente de bolsones fundidos, en ocasiones interconectados	15-20	100-150	100
Choqueado moderadamente S4	Mosaiquismo (débil), fracturas planares	Extinción ondulosa, parcialmente isotrópica, características de deformación planar	Bolsones de fundido, venas de fundido interconectadas, venas opacas de choque	30-35	250-350	300
Choqueado fuertemente S5	Mosaiquismo (fuerte), fracturas planares + características de deformación planar	Maskelenita (transformación en estado sólido de la plagioclasa en vidrio)	Formación perrasiva de bolsones fundidos, venas y diques de opacos, venas opacas de choque	45-55	600-850	600
Muy fuertemente choqueado S6	Restringido a regiones locales en o cerca de zonas fundidas		Mismas características estado S5	75-90	1500-1750	1500
	Recristalización en estado sólido	Fundida por choque (vidrio normal)				
Fundido por choque	Fusión total de la roca (roca de fusión por impacto y brecha fundida)					

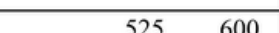
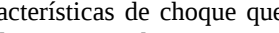
Características de choque		S1	S2	S3	S4	S5	S6
	Perfil de Ni normal en la taenita						
	Perfil de Ni distorsionado en la taenita						
	Kamacita policristalina						
	Troilita con burbujas						
	Troilita policristalina						
	Troilita cortada						
	Plesita			475		525	600
	Gotas de fundido de Fe-Ni metálico y sulfuro						
	Venas de fundido polimineral						

Figura 2.7: Resumen del tipo y abundancia relativa de las características de choque que componen la clasificación en base a los minerales opacos de Bennett y McSween (1996). Barras grises = características raras (observadas en <10% de todos los granos opacos), barras negras = características abundantes (vistas en >50% de todos los granos opacos). Los números en las barras de la plesita indican el aumento de temperatura mínimo luego de ocurrido el choque, estas temperaturas fueron registradas por los minerales de kamacita y taenita que componen la plesita. S1 a S6 corresponden a los estados de choque definidos por Stöffler y otros (1991). Figura modificada de Bennett y McSween (1996).

El tercer tipo de vena corresponde a las más gruesas, que alcanzan las centenas de micrones o más y tienen una forma irregular a veces sinuosa. En su interior están compuestas por un fundido que resulta de la mezcla de vidrio silicatado, Fe-Ni metálico y troilita. Asimismo, pueden contener fragmentos o clastos de material sin fundir (Tomkins y otros, 2013).

Las gotas de fundido o *melt droplets* son pequeñas gotas de material fundido, generalmente micrométricas y que están compuestas de Fe-Ni metálico, troilita o una mezcla de ambas fases minerales. Estas gotas pueden encontrarse dentro de cantidades variables de fundido de composición silicatada formando una estructura que en su conjunto se conoce como bolsillo de

fundido o *melt pockets*. Estos tienen una forma irregular de bordes redondeados y un tamaño variable de decenas a cientos de micrones (Tomkins y otros, 2013).

La plesita, por definición, es una mezcla entre kamacita y taenita que se forma a partir de la descomposición de la taenita cuando los meteoritos se enfrían luego de alcanzar altas temperaturas (Goldstein y Michael, 2006). Esta mezcla tiene una textura característica (semejante a una textura de intercrecimiento) y muy similar a la encontrada en algunos granos opacos de los condritos estudiados en esta Memoria. La diferencia es que en dichos meteoritos la mezcla es entre kamacita y troilita, ya que se forma por las condiciones de eutéctico para el sistema de kamacita-troilita, pero por su apariencia similar será nombrada como una textura tipo plesita entre troilita y kamacita. La textura entre el Fe-Ni metálico y el sulfuro de Fe puede tener dos morfologías según Ray y otros (2016), el tipo cinta, que luce como una piel de tigre finamente rayada, y el tipo dendritas y espinas, por lo gruesos agregados que forma la kamacita.

La aparición de una o varias de las características descritas anteriormente puede generar lo que se conoce como un oscurecimiento o efecto *blackening* en el condrito. Este se reconoce porque al observar el meteorito en el microscopio óptico y nicoles paralelos tanto la matriz como sus componentes se ven oscurecidos o completamente negros. Dicho efecto se genera porque al fundirse los minerales opacos, estos pueden ingresar tanto en las fracturas del meteorito como dentro de los cristales de los silicatos, bloqueando el paso de la luz transmitida y generando así el oscurecimiento de la muestra.

Fritz y otros (2017) proponen realizar una revisión y actualización de la clasificación de estado choque, ya que en ciertos casos se utilizan características de choque que no son representativas del grado de choque del material en su conjunto. Por ejemplo el estado S6 considera la recristalización del olivino y su transformación Ringwoodita (un polimorfo de alta presión) en o cerca de zonas fundidas del meteorito. Estos son efectos localizados de choque debido a la distribución heterogénea de la onda de choque y, en este caso específico, la recristalización localizada del olivino depende de la cantidad de calor que se acumuló en el área que presenta fundido y no de las condiciones de presión y temperatura de la roca total.

3. RESULTADOS

3.1. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA INTEGRADA

A continuación se describen los componentes principales de cada condrito por separado, los cuales fueron observados mediante microscopio óptico y microscopio electrónico de barrido (SEM). Los componentes descritos consideran los cóndrulos, la matriz y la mineralogía primaria. Los cóndrulos son fácilmente identificables en el corte pulido transparente por su morfología similar a una esfera compuesta por agregados de material cristalino. En cambio en las briquetas pulidas se distinguen gracias a la disposición de los minerales de kamacita y troilita que rodean a los cóndrulos y delatan su presencia. La matriz abarca todos aquellos componentes menores a 0,1 mm (100 μm) mientras que la mineralogía primaria involucra todos los fragmentos cristalinos de tamaño mayor a 0,1 mm. Los condritos J3109 y J657 fueron descritos únicamente por la observación de sus briquetas pulidas, por lo que no se conoce la composición exacta de las fases silicatadas, a diferencia del condrito J302 cuyas descripciones fueron hechas a partir de una briqueeta y un corte pulido transparente que permite visualizar correctamente los silicatos.

3.1.1. Condrito J3109

3.1.1.1. Cóndrulos

Este condrito tiene una textura condrítica debido a la presencia de diversos cóndrulos distribuidos en la matriz (Figura 3.1, Fotomicrografía F). Existe un 11% de cóndrulos, cuyo rango de tamaño oscila entre los 0,1 y 0,9 mm, con una media de 0,4 mm.

3.1.1.2. Matriz

La matriz comprende silicatos, cuya composición no se puede determinar en una briqueeta pulida, cristales de kamacita, troilita, cromita y los óxidos de Fe que están reemplazando a algunas de esas fases, lo que en total suma un 73% del total del condrito.

Existen grietas que surcan la matriz, las cuales son de diversa extensión y cuyo ancho no supera los 0,05 mm en determinados sectores. Dichas grietas pueden encontrarse vacías o estar rellenas con óxidos de Fe producto de los procesos de meteorización terrestre o por minerales metálicos que se fundieron por el metamorfismo de choque y se alojaron en estos espacios al enfriarse. Las vetas con relleno de óxidos de Fe se distribuyen principalmente en los bordes de la muestra, los

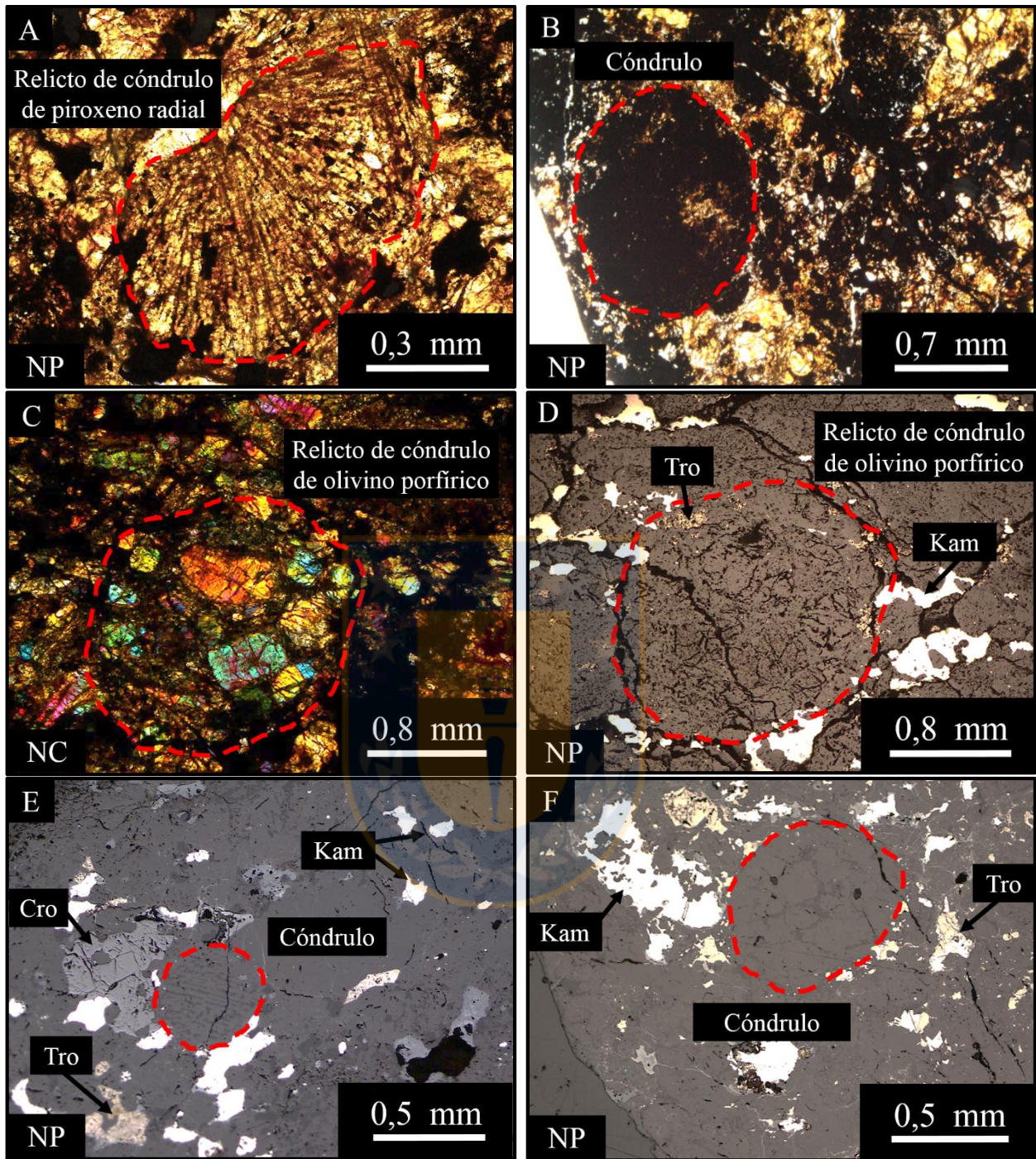


Figura 3.1: Fotomicrografías de microscopio óptico con ejemplos de cóndrulos en los condritos. A) Relicto de cóndrulo de piroxeno radial en una matriz de olivino en el condrito J302. B) Cóndrulo oscurecido por el efecto de *blackening* en una matriz de olivino en el condrito J302. C) y D) Muestran un relikto de cóndrulo de olivino porfírico en el condrito J302. En nicols cruzados (NC) y luz transmitida se observa el cóndrulo inmerso en una matriz de olivino mientras que en nicols paralelos (NP) y luz reflejada se ve rodeado de troilita (Tro) y kamacita (Kam). E) Contorno de un cóndrulo en el condrito J657 rodeado de cristales de cromita (Cro) y kamacita (Kam). F) Contorno de un cóndrulo en el condrito J3109 con cristales de troilita y kamacita a su alrededor.

cuales están más expuestos a la acción de la meteorización.

El condrito posee una porosidad de un 1%, con escasos y reducidos poros en la matriz, los cuales son tanto parte de la porosidad primaria u original del meteorito, como aquellos formados por la intensa acción de la meteorización terrestre que forma las cavidades de disolución o porosidad secundaria.

3.1.1.3. Mineralogía primaria

Aunque la briqueta no permite identificar correctamente los diferentes tipos de silicatos, los análisis con EDS lograron verificar la existencia de clinopiroxeno en los puntos 1 y 4 de la Figura 3.2.

Los minerales opacos observados en el condrito son kamacita, troilita y cromita. La kamacita tiene una abundancia un 7% y está distribuida en grandes cristales anhedrales con bordes irregulares y formas redondeadas a veces, cuyo largo máximo alcanza hasta los 0,8 mm, con una media de 0,3 mm. De manera similar al Fe-Ni metálico, la troilita está disgregada como cristales anhedrales con una abundancia del 5% y dimensiones menores que llegan sólo hasta los 0,4 mm con una media de 0,18 mm. La kamacita generalmente se encuentra más fresca y con menos porcentaje de reemplazo que la troilita. La cromita es escasa y no alcanza a representar el 1% del total, los pocos cristales observados tienen forma anhedral. Las fases opacas descritas están dispuestas en la matriz ya sea en forma de cristales aislados o formando cúmulos mono o poliminerales.

3.1.2. Condrito J657

3.1.2.1. Cóndrulos

El condrito J657 exhibe una textura condritica dada por la presencia de cóndrulos, aunque estos no son numerosos y corresponden a un 6% del total. En algunos casos los cóndrulos son más evidentes que en el condrito J3109, porque tienen mejor definida su forma redondeada y pueden presentar textura de olivino barrado (Figura 3.1, Fotomicrografía E). El tamaño varía entre los 0,1 mm y los 1,3 mm, con una media de 0,5 mm.

3.1.2.2. Matriz

La matriz representa un 84% del condrito y está compuesta por cristales de silicatos indeterminados, troilita, kamacita y cromita, además de los óxidos de Fe como mineral de reemplazo de las fases anteriores.

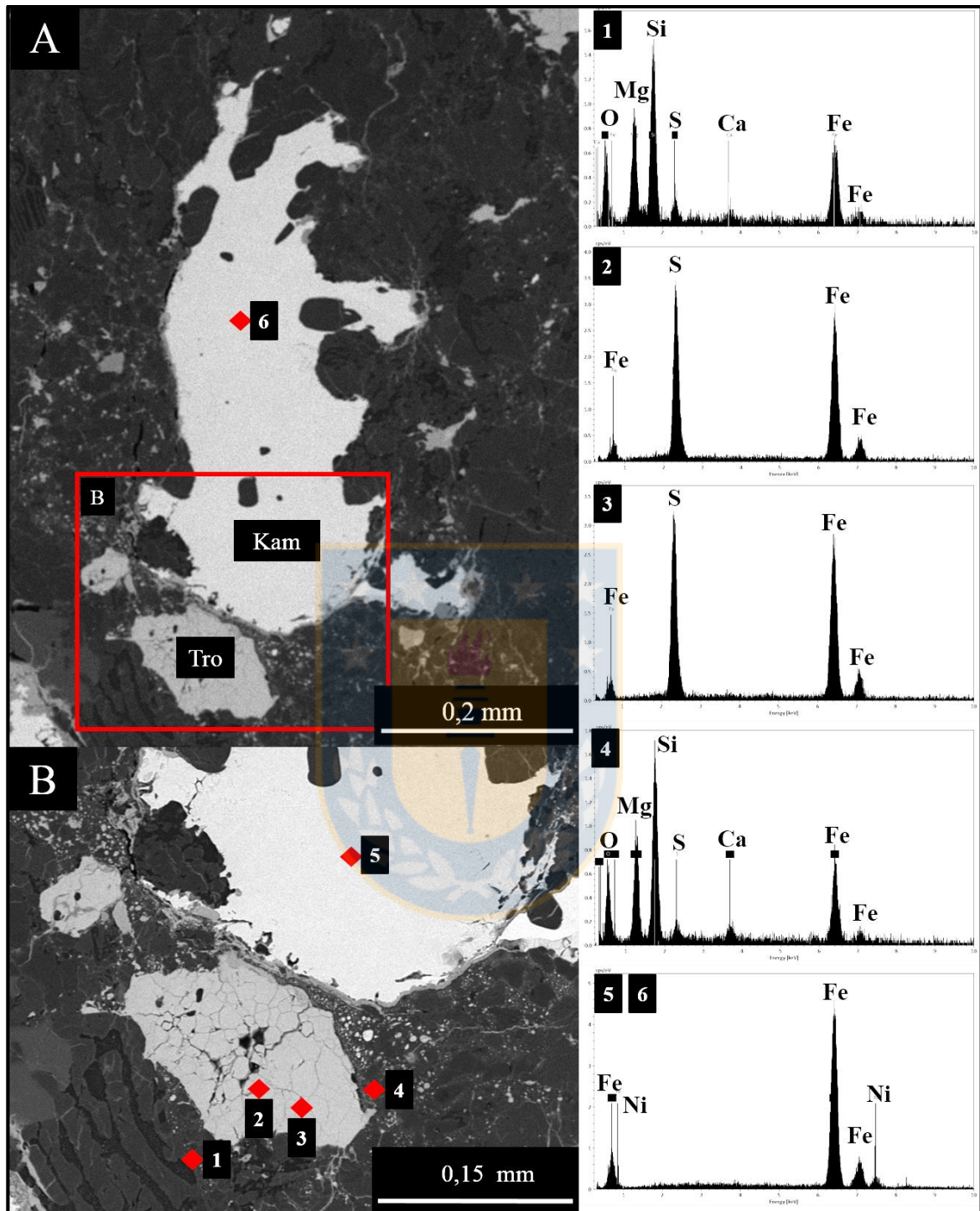


Figura 3.2: Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J3109 que exponen en detalle las mediciones puntuales semicuantitativas con EDS en cristales de kamacita (Kam), troilita (Tro) y los silicatos cercanos para conocer su composición elemental. A) Punto 6 que muestra la composición de Fe y Ni del cristal de kamacita. B) Zoom de la imagen anterior que muestra los puntos de medición del 1 al 5. Puntos 1 y 4 tienen la misma composición de clinopiroxeno con una reducida presencia de S, probablemente debido a su cercanía al cristal de troilita (FeS). Puntos 2 y 3 dan la composición de Fe y S de la troilita. Punto 5 al igual que el 6, detalla la composición de Fe y Ni de la kamacita.

Grietas o fracturas de grosor micrométrico están cortando la matriz, las cuales muchas veces se encuentran vacías, y en el menor de los casos se observan rellenas de óxidos de Fe. También existen finas fracturas rellenas por fundido de minerales metálicos producto de la acción del metamorfismo de choque.

La porosidad en este caso es de casi un 2%, con pequeños poros micrométricos que son asociados a la porosidad primaria del material, y otras cavidades más grandes y numerosas producto de la disolución de cristales asociado a la acción de la meteorización terrestre, constituyendo la porosidad secundaria.

3.1.2.3 Mineralogía primaria

Como en este condrito tampoco es posible observar directamente los silicatos, su presencia de constató con las mediciones puntuales semicuantitativas con EDS, las cuales arrojaron la presencia de olivino en los puntos 1 y 2 de la Figura 3.3 y los puntos 1, 5, 6, y 7 de la Figura 3.4. Además también se logró establecer la existencia de ortopiroxeno en los puntos 7 y 8 de la Figura 3.3 y el punto 11 en la Figura 3.4.

Dentro de los minerales opacos se cuenta la kamacita, la cual está dispersa en cristales anhedrales con bordes rectos. Representa un 3,4% del total y su rango de tamaño oscila entre los 0,1 y los 0,81 mm, con una media de 0,35 mm. En la Figura 3.4 se muestra un cristal compuesto por kamacita y taenita, ésta última no se observó en el microscopio óptico, sino que únicamente en el microscopio electrónico SEM. Los análisis EDS realizados al cristal revelan la diferencia en el contenido de Ni de ambos minerales, donde la taenita tiene siempre un mayor porcentaje de Ni que la kamacita.

Por otro lado está presente la troilita, también en cristales anhedrales pero con bordes más irregulares, cuyo tamaño máximo llega a los 0,56 mm y la media es de 0,2 mm. El porcentaje de troilita en este condrito es de 3,5%, lo que es ligeramente más alto que el de la kamacita. La gran cantidad de cristales completamente reemplazados por óxidos de Fe dificulta en varias ocasiones la distinción entre kamacita o troilita. En general ambos minerales opacos se encuentran como cristales únicos aunque a veces se presentan como cúmulos de troilita, kamacita y cromita. Esta última es más abundante en este condrito en particular, ya que representa un 4,5% del total y se distribuye en cristales anhedrales de formas irregulares cuyos bordes pueden ser rectos o curvos. Las dimensiones de la cromita van de los 0,1 mm a los 0,4 mm con un promedio de 0,19 mm.

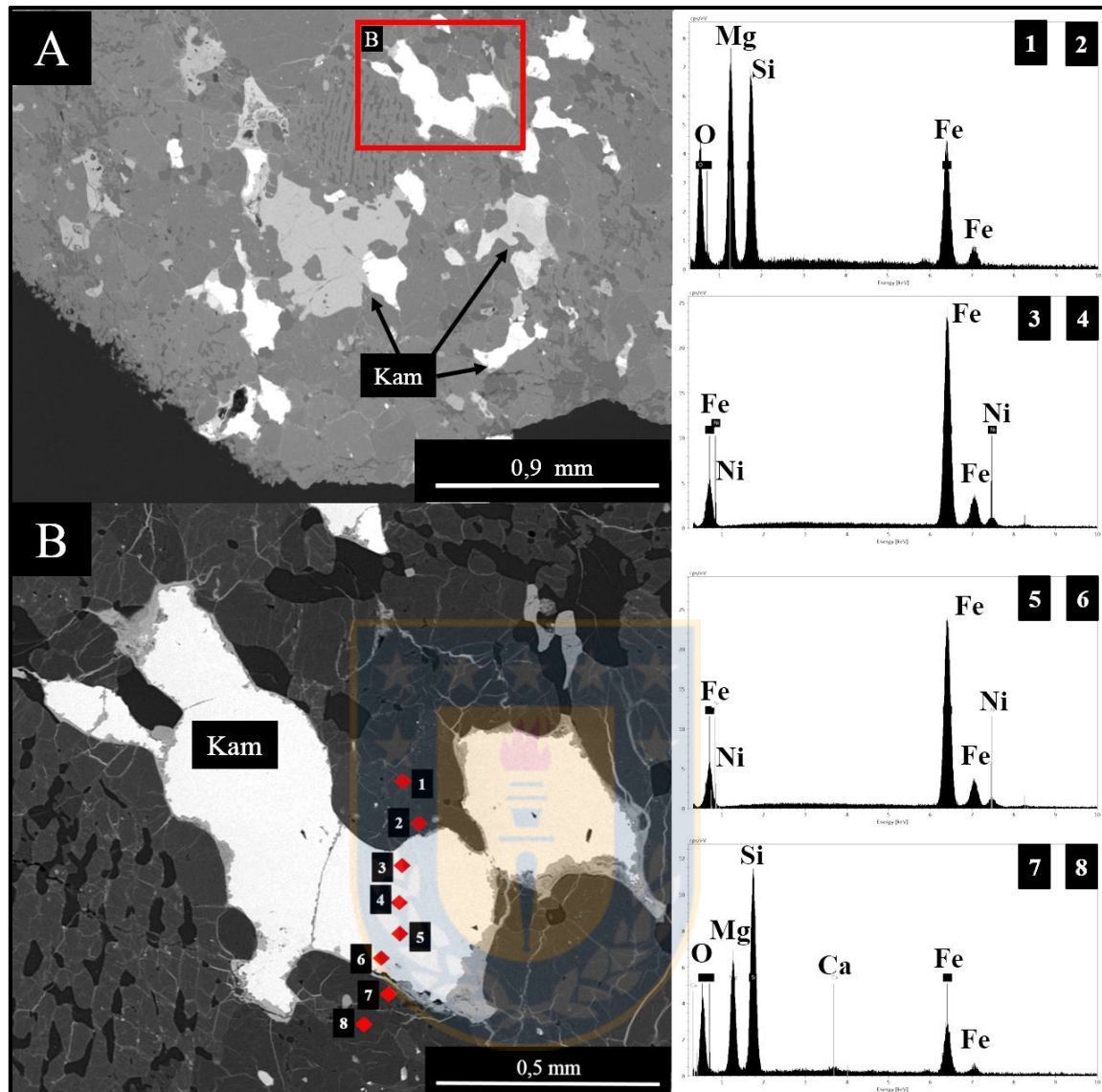


Figura 3.3: Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J657 con el detalle de las mediciones semicuantitativas con EDS en cristales de kamacita (Kam) y los silicatos cercanos para conocer su composición elemental. A) Ubicación del cristal de kamacita analizado. B) Zoom de la imagen anterior con los puntos de medición del 1 al 8. Puntos 1 y 2 exhiben la composición elemental de un olivino. Puntos 3, 4, 5, y 6 indican la composición de Fe y Ni del cristal de kamacita. Punto 7 y 8 muestra la composición de un ortopiroxeno, por el bajo contenido cantidad de Ca.

3.1.3. Condrito J302

3.1.3.1. Cóndrulos

Se le atribuye a la muestra una textura condritica aunque la cantidad de cóndrulos es menor que en los otros dos casos, con sólo un 2,4% del total. De estos cóndrulos, solo 2 mantienen su forma similar a una esfera y bien delineada, el resto son más bien relictos que han perdido sus límites y

morfología original. Entre esos relictos, destaca la presencia de un relikto de cóndrulo de piroxeno radial (Figura 3.1, Fotomicrografía A) y otro relikto de cóndrulo de olivino porfírico (Figura 3.1, Fotomicrografía C y D).

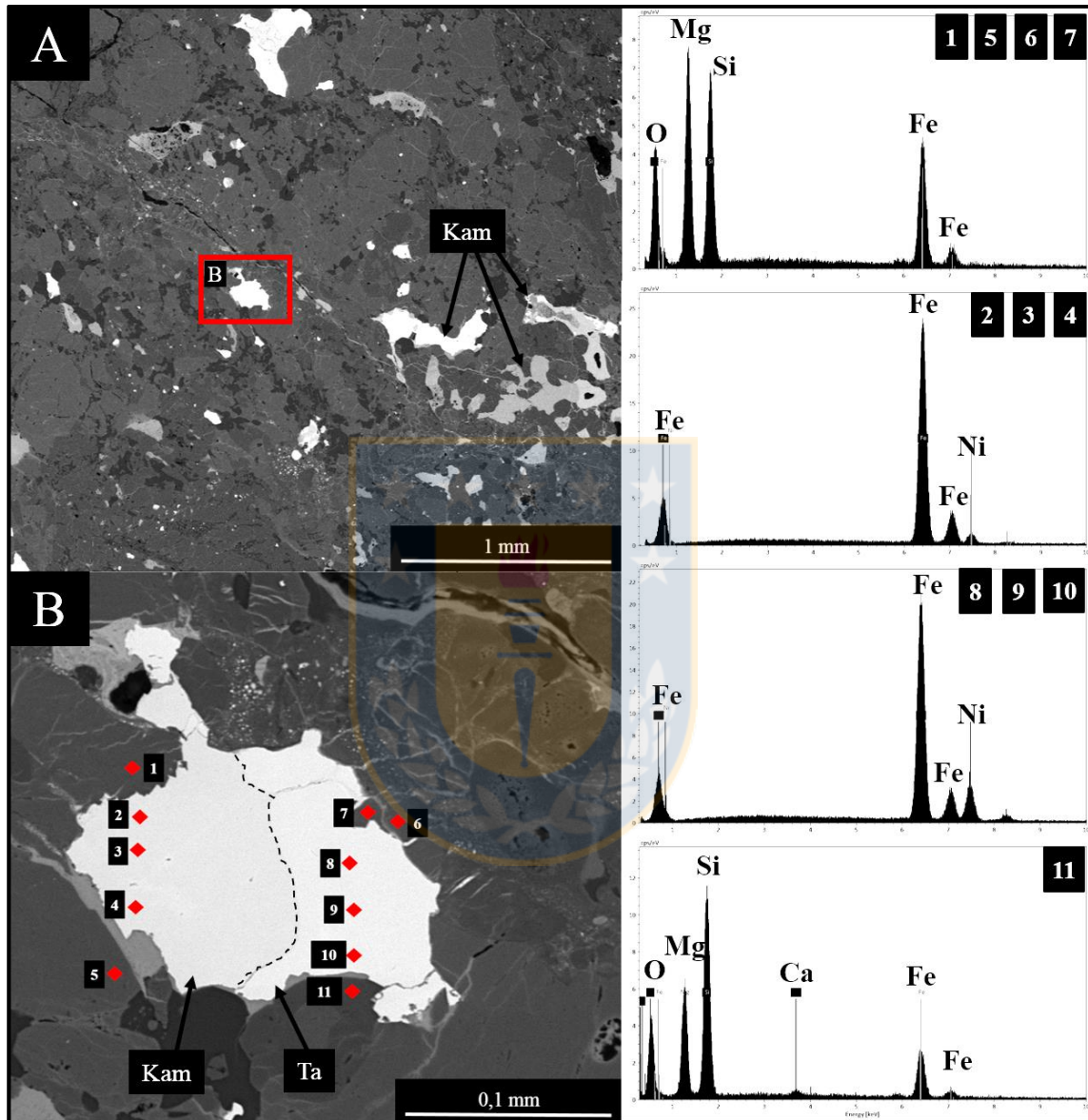


Figura 3.4: Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J657 con las mediciones semicuantitativas con EDS en kamacita (Kam), taenita (Ta) y sus silicatos cercanos. A) Ubicación del cristal analizado junto a otros cristales de kamacita. B) Zoom de A con las mediciones puntuales de la 1 a la 11. La línea segmentada marca el límite entre la kamacita y la taenita que se refleja además en una sutil diferencia de color. Puntos 1, 5, 6 y 7 muestran la composición de cristales de olivino que rodean al Fe-Ni metálico. Puntos 2, 3, 4, tienen la composición de Fe y Ni del cristal de kamacita. Puntos 8, 9 y 10 en la taenita tienen la misma composición elemental de Fe y Ni que los puntos anteriores, pero notar que el peak de Ni es más alto por el mayor porcentaje de Ni que compone al mineral, razón por la cual se ve más claro en la imagen. Punto 11 representa la composición de un ortopiroxeno, por su escaso contenido de Ca.

En promedio los cóndrulos tienen un tamaño de 0,3 mm, con dimensiones que oscilan entre los 0,3 y los 1,1 mm. Adicionalmente, este condrito tiene un efecto de oscurecimiento generalizado lo que complejiza el reconocimiento de los cóndrulos y su composición (Figura 3.1, Fotomicrografía B).

3.1.3.2. Matriz

En este caso se caracteriza por estar bastante recrystalizada con un tamaño de grano general de 0,1 mm. La matriz corresponde a un 80% de la muestra y está compuesta principalmente por fragmentos de olivino y escasos granos de piroxeno, además de los minerales opacos de kamacita, troilita y cromita. A nivel intersticial entre el material recrystalizado y los relictos de cóndrulos se reconocen pequeños cristales de plagioclasa anhedral (Figura 3.5 A y B). Al igual que en los otros condritos, la matriz está cortada por grietas pero en este caso destaca que no existe relleno de productos de meteorización, sino que solo de minerales metálicos fundidos por el metamorfismo de choque.

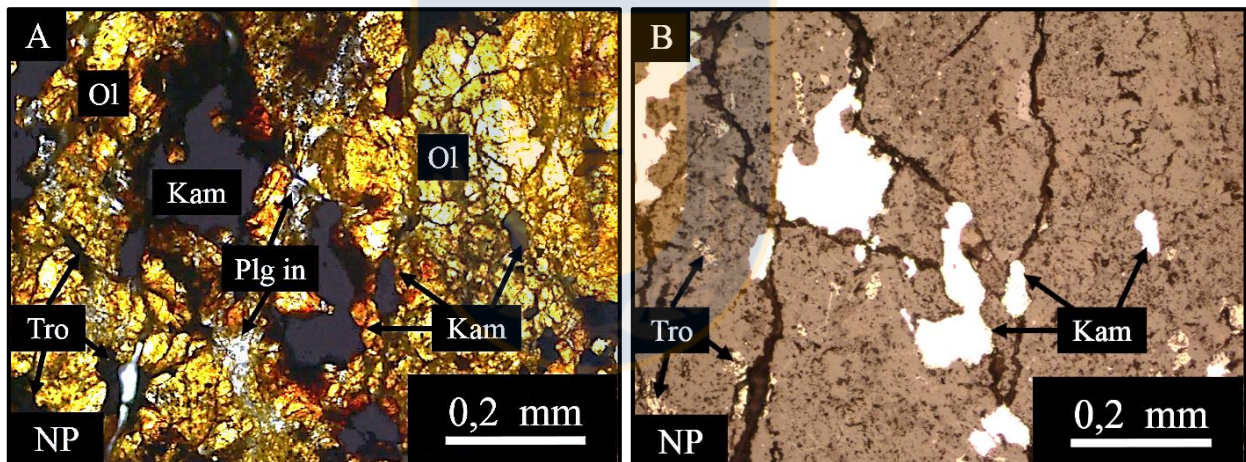


Figura 3.5: Fotomicrografías de microscopio óptico que representan una misma sección del condrito J302. A) Nícoles paralelos (NP) y luz transmitida. Se observa la matriz compuesta por olivino (Ol) y la plagioclasa intersticial (Plg in) además de los minerales opacos de kamacita (Kam) y troilita (Tro). B) Nícoles paralelos y luz reflejada. En este caso es posible ver la matriz cortada por grietas sin relleno y los minerales de kamacita y troilita que la componen son aquellos menores a 0,1 mm.

Es notable la alta porosidad primaria del condrito, con múltiples poros sin relleno a lo largo de la muestra, los que en total corresponden a un 3,6% del total y se relacionan con la porosidad original de material y solo en algunos casos con la acción de la meteorización terrestre.

3.1.3.3. Mineralogía primaria

Dentro de los silicatos se encuentran cristales de olivino y plagioclasa. El olivino está en cristales

aislados representando aproximadamente un 5% del total, donde el tamaño máximo es de 1 mm y la media de 0,2 mm. Además existe un pequeño cúmulo de cristales, donde el más grande se acerca a los 0,5 mm y no se replica en ningún otro sector del corte. Solo se encontró un cristal de plagioclasa bien desarrollado que mide 0,6 mm mientras que el resto de la plagioclasa descrita en el condrito corresponde a aquella que se ubica a nivel intersticial.

En cuanto a la mineralogía opaca está la kamacita, mucho más abundante en este caso con un 6,7% del total y en cristales anhedrales mejor desarrollados, cuyos bordes son principalmente rectos. Las dimensiones abarcan desde los 0,1 mm hasta un largo máximo de 0,73 mm, con un promedio de 0,4 mm. De manera distinta, la troilita tiene un menor rango de tamaño que varía desde los 0,1 mm hasta los 0,3 mm con un promedio de 0,2 mm, y una menor participación en la muestra que bordea el 1%. Cabe destacar que en este caso la troilita está únicamente en asociación con la kamacita y no como cristales individuales. Existen también cristales de cromita pero de poca abundancia con solo un 1,8% del total.

3.1.4. Resumen

La Tabla 3.1 compila los porcentajes de abundancia de los componentes descritos anteriormente, los cuales además serán comparados a continuación a modo de resumen.

Tabla 3.1: Resumen de los distintos componentes de los 3 condritos ordinarios. El porcentaje de silicatos considera la suma de los contenidos de olivino y plagioclasa, que solo fue posible observarlos en el corte pulido transparente del condrito J302 y no en las briquetas pulidas de los condritos J3109 y J657, por lo que su mineralogía primaria considera solo los minerales opacos. El porcentaje de opacos abarca la suma de los contenidos de kamacita, troilita y cromita.

<i>Condrito</i>	<i>% Cóndrulos</i>	<i>% Matriz</i>	<i>Mineralogía Primaria</i>		<i>% Vetillas</i>	<i>% Porosidad</i>	<i>Total</i>
			<i>% Silicatos</i>	<i>% Opacos</i>			
J3109	11,5	73	-	12,8	1,7	1	100
J657	6,23	83,55	-	7,27	1,00	1,95	100
J302	2,44	79,93	5	7,69	1,31	3,63	100

En relación a los cóndrulos, el condrito J3109 posee la mayor cantidad de cóndrulos visibles, el condrito J657 presenta un valor intermedio con algunos casos de cóndrulos con textura de olivino barrado, mientras que en el condrito J302 posee una baja cantidad de cóndrulos siendo la mayoría de ellos relictos, como un relictos de cóndrulo de piroxeno radial y otro de olivino porfírico.

Los tres condritos destacan por tener un alto porcentaje de matriz y un bajo porcentaje de vetillas.

En cuanto al relleno de estas vetillas, el que tenía mayor cantidad de vetillas rellenas con productos de meteorización es el condrito J3109, en el J657 este relleno es escaso y en el J302 es inexistente. De manera inversa, el relleno con minerales metálicos fundidos es el predominante en el condrito J302 y es menor en los otros dos condritos.

En relación a los silicatos se confirmó con las mediciones EDS la presencia de olivino y clinopiroxeno en el condrito J3109, y de olivino y ortopiroxeno en el condrito J657. Por otro lado, el principal silicato presente en el condrito J302 es el olivino, que compone casi en su totalidad la matriz recrystalizada. La kamacita es el opaco de mayor tamaño y abundancia en los condritos J3109 y J302, a diferencia del condrito J657 donde el contenido de troilita es ligeramente superior al de kamacita.

La porosidad es notoria en el condrito J302, donde los poros son considerablemente mayores que los de los otros condritos y principalmente de naturaleza primaria, mientras que las cavidades de disolución son más abundantes en las muestras J3109 y J657.

3.2. Evidencias de choque

Las evidencias de metamorfismo de choque están presentes en los 3 condritos pero serán descritas por separado para cada condrito ya que no se exhiben de igual forma ni con la misma abundancia en cada una de las muestras.

Para ilustrar de mejor manera las evidencias de choque, las descripciones son complementadas con microfotografías obtenidas con microscopio óptico, imágenes de alta resolución obtenidas con el microscopio electrónico de barrido (SEM) y los resultados de los análisis puntuales semicuantitativos con EDS. Estos últimos se realizaron en diferentes estructuras presentes en los condritos que se originaron producto de la acción del metamorfismo de choque.

3.2.1. Condrito J3109

En este condrito se constató la presencia de gotas de fundido de tamaño micrométrico, ubicadas en zonas localizadas del condrito y en su mayoría compuestas de troilita. Estas generalmente se encuentran en una matriz de vidrio silicatado conformando así lo que se conoce como bolsillos de fundido (Figura 3.6 A y B). Además, algunos granos de material fundido desarrollan una textura de tipo plesita entre troilita-kamacita, los que llegaban hasta los 0,06 mm de extensión.

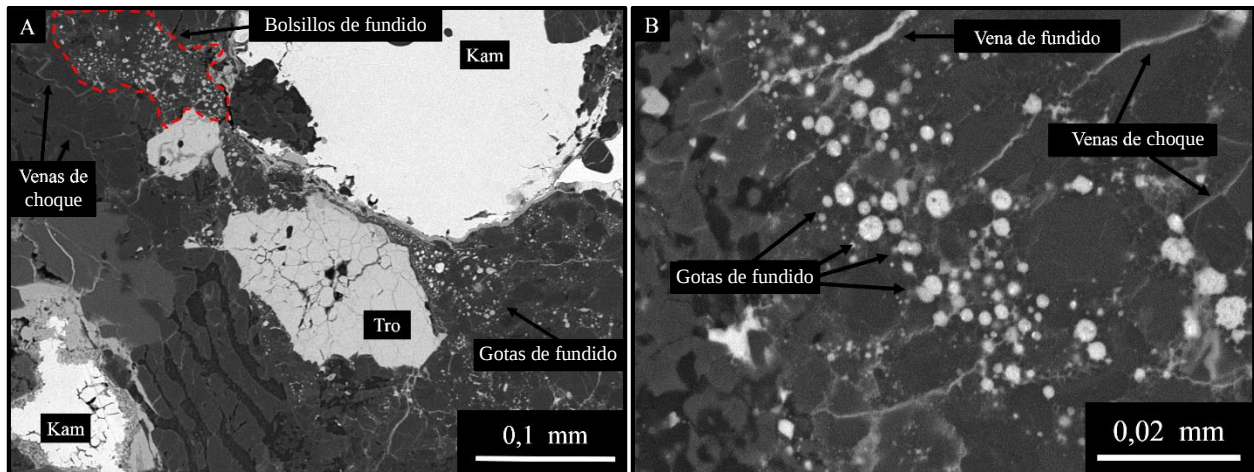


Figura 3.6: Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J3109. A) Dos cristales de kamacita (Kam) y uno de troilita (Tro) junto a bolsillos de fundido que contienen numerosos gotas de fundido, también son visibles algunas venas de choque. B) Detalle de las gotas de fundido de troilita-kamacita, venas de choque y vena de fundido de troilita.

En diferentes sectores del condrito los cristales de troilita se muestran policristalinos, lo que se observa principalmente en nicoles cruzados, donde el mismo cristal se observa dividido en pequeños fragmentos con distinto ángulo de extinción (Figura 3.7 A y B). Por último, existen venas de choque y venas de fundido de ancho micrométrico rellenas de troilita y Fe-Ni metálico.

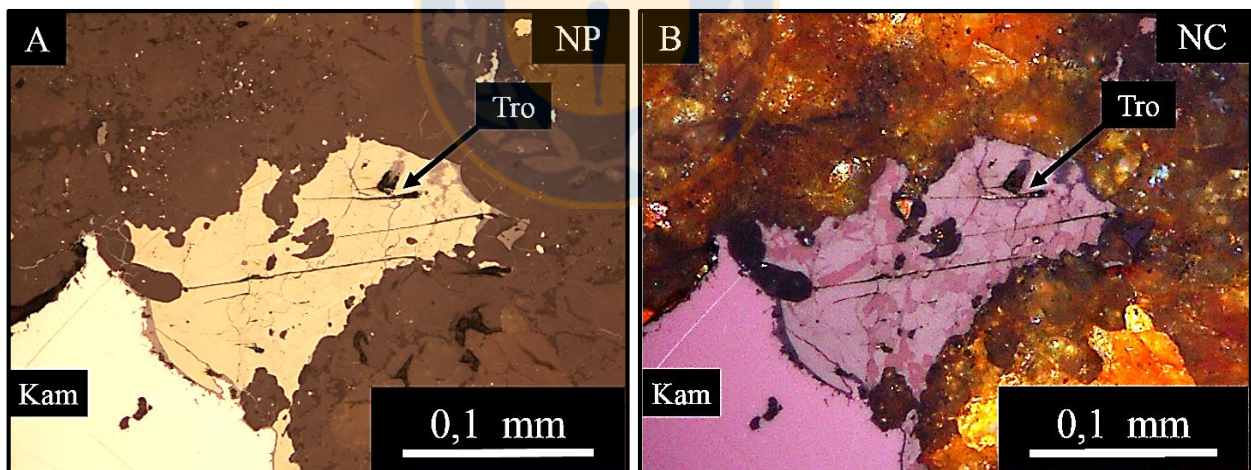


Figura 3.7: Fotomicrografías en microscopio óptico y luz reflejada de troilita policristalina del condrito J3109. A) Cristal de troilita (Tro) en nicoles paralelos (NP) junto a otro de kamacita (Kam). B) Mismo cristal pero en nicoles cruzados (NC) donde se ve su carácter policristalino al estar fragmentada en pequeñas secciones.

En la Figura 3.8 se muestra el resultado de las mediciones EDS practicadas en gotas de fundido encontradas en distintos sectores del condrito. Los puntos de medición 1 y 2 representan una gran cantidad de elementos, de los cuales sólo se proyectaba encontrar Fe, Ni y S. Así como en otras análisis con EDS, los elementos extra pueden aparecer debido a que la escala a la cual se hizo la

medición es reducida y se debe considerar además la mineralogía adyacente al sector de analizado, que puede aportar elementos extra.

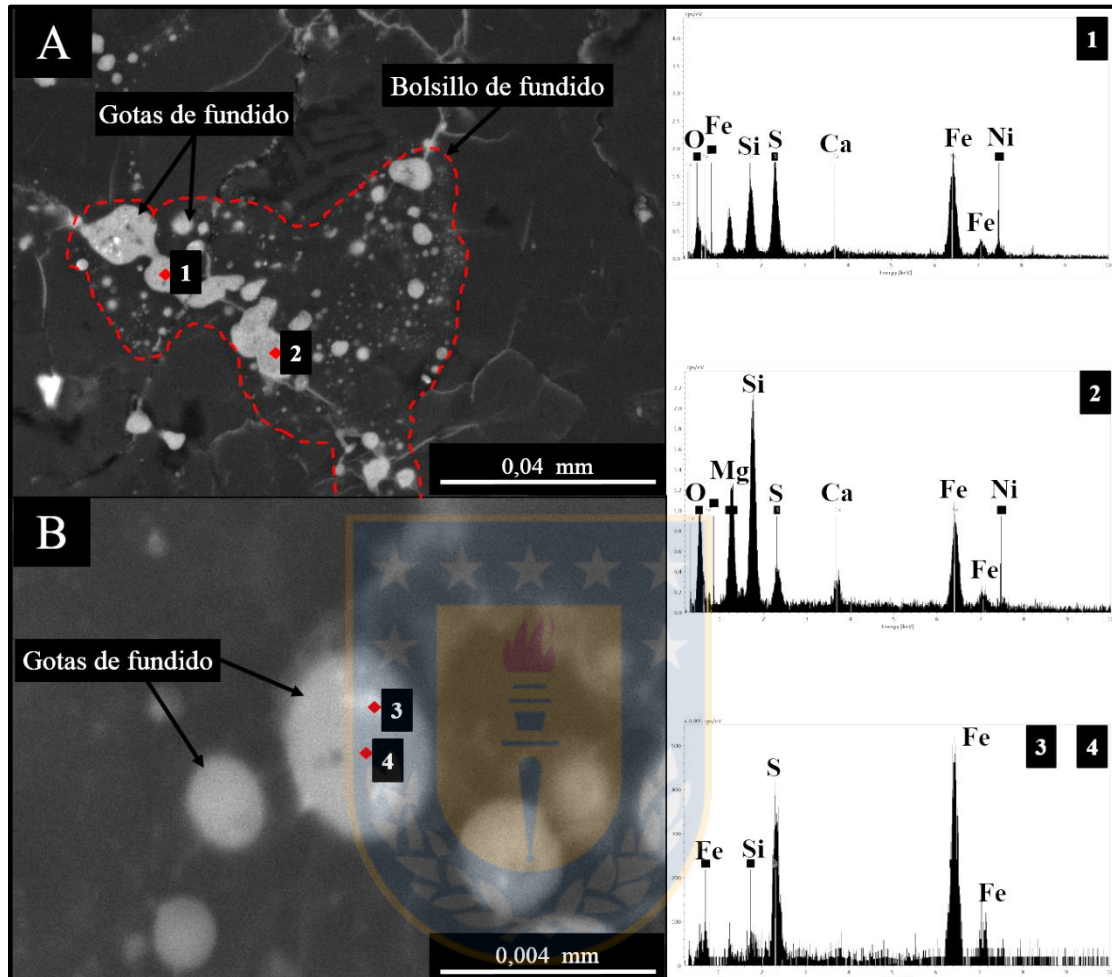


Figura 3.8: Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J3109 con las mediciones semicuantitativas con EDS en dos áreas distintas con gotas de fundido. A) Gotas de fundido dentro de un bolsillo de fundido. Los puntos 1 y 2, muestran una composición variada de elementos, ya que por el tamaño reducido de las gotas de fundido, pueden incorporar la señal de la matriz silicática que las contiene. B) Gotas de fundido con puntos de medición 3 y 4, que contrario a lo esperado, tienen ambos la misma composición de Fe y S, además de un bajo contenido de Si.

3.2.2. Condrito J657

Las evidencias de procesos de metamorfismo de choque consisten en gotas de fundido, las cuales son principalmente de troilita y están distribuidas en el interior de la matriz de vidrio silicatado de distintos bolsillos de fundido ubicados en sectores aislados de la briqueta.

La Figura 3.9 expone los diagramas de las mediciones puntuales con EDS que se realizaron a

diferentes gotas de fundido compuestas de troilita y kamacita. Notar además que las gotas de la están conectadas por delgadas venas de choque de distinto grosor.

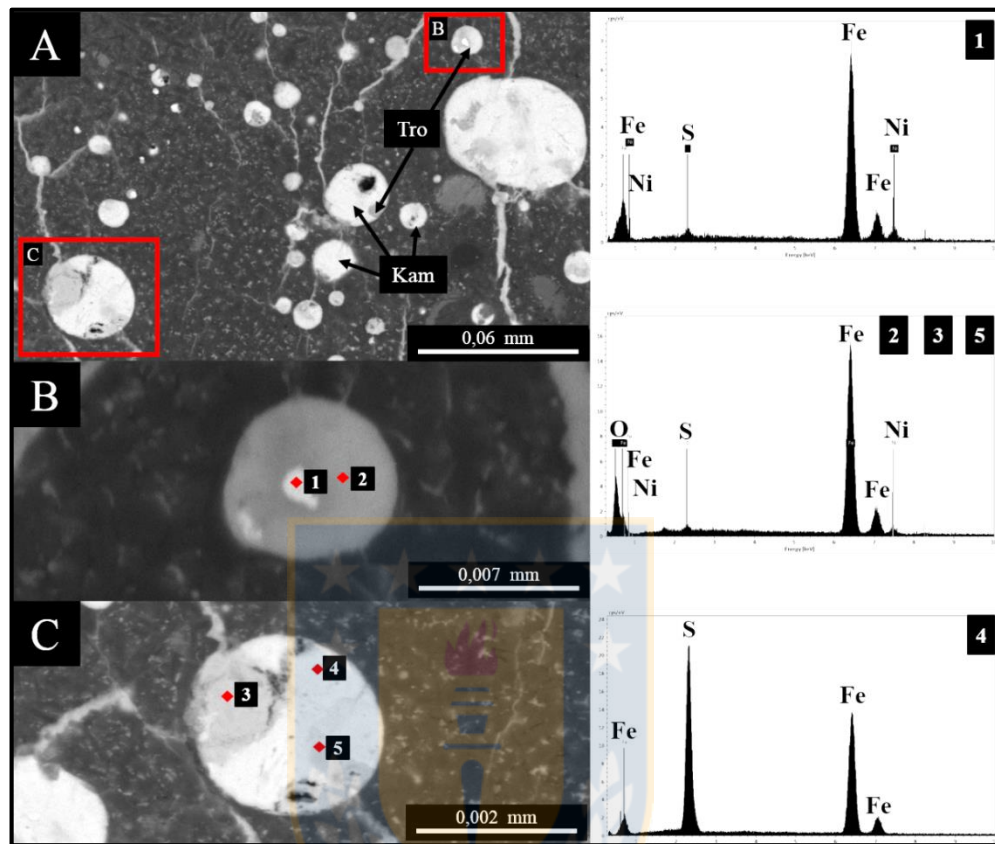


Figura 3.9: Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J657 con las mediciones EDS en dos gotas de fundido distintas. A) Sector con abundantes gotas de fundido conectadas por finas venas de choque. Se ve la ubicación de las imágenes B y C. B) Gota de fundido con dos puntos de medición. Punto 1 muestra composición de kamacita con Fe y Ni, aunque también presenta una pequeño porcentaje de S, probablemente por estar dentro un fundido con troilita. C) Gota de fundido con tres mediciones EDS. Puntos 2, 3 y 5 muestran la misma composición de Fe y Ni, pero con contaminación de O y S en bajas cantidades. El punto 4 tiene la composición de Fe y S característica de la troilita.

En el condrito existe una alta concentración de fundido que conforma una vena discontinua de material silicatado (Figura 3.10 A) con numerosas gotas de fundido y clastos de material sin fundir en su interior. Las gotas de fundido alcanzan hasta los 0,05 mm y en algunos casos desarrollan texturas tipo plesita entre kamacita y troilita. La vena puede verse macroscópicamente como una venilla negra que atraviesa el condrito de un extremo a otro. Además se desarrollan pequeñas venas de choque (Figura 3.10 B) y venas de fundido rellenas de troilita y kamacita. Por último, existen varios cristales de troilita que se ven fragmentados o policristalinos en nicoles cruzados como

efecto del metamorfismo de choque.

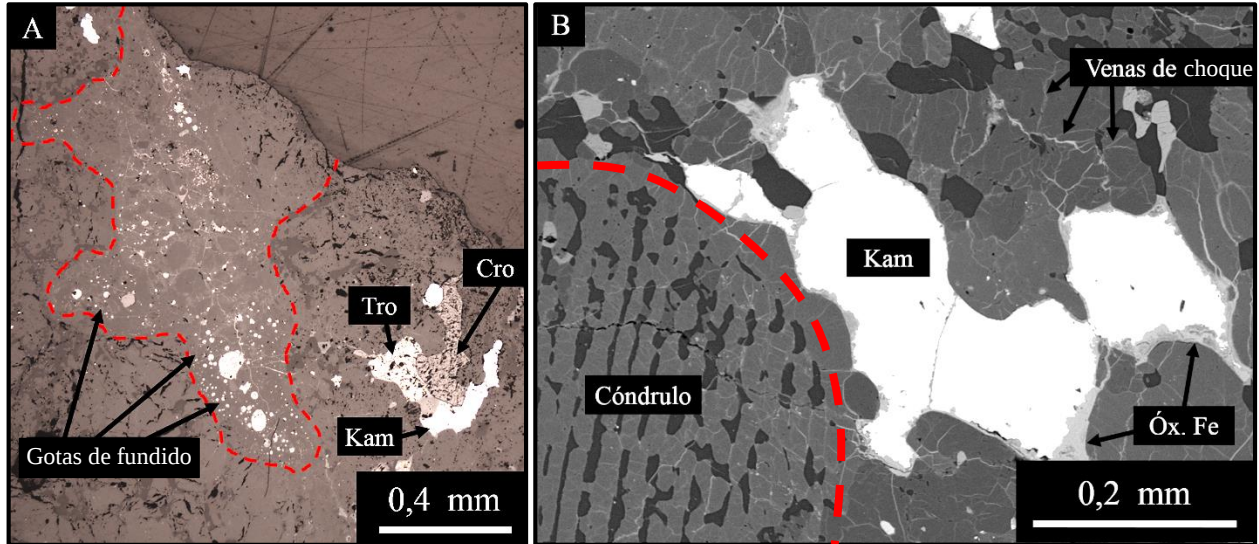


Figura 3.10: Secciones del condrito J657. A) Fotomicrografía en microscopio óptico (luz reflejada) con una línea segmentada roja que muestra parte de una vena de fundido silicatado con gotas de fundido y clastos sin fundir en su interior. Junto a ella hay minerales opacos de kamacita (Kam), troilita (Tro) y cromita (Cro). B) Imagen de electrones retrodispersados que exhibe en detalle una kamacita siendo reemplazada por óxidos de Fe (Óx. Fe) junto a un cóndrulo y venas de choque.

3.2.3. Condrito J302

El condrito J302 es el que muestra mayor cantidad de señales de choque, las que se extienden a toda la muestra. Los olivinos presentan extinción ondulosa de débil a fuerte, fracturas irregulares y hasta dos sets de fracturas planares (Figura 3.11 A y B).

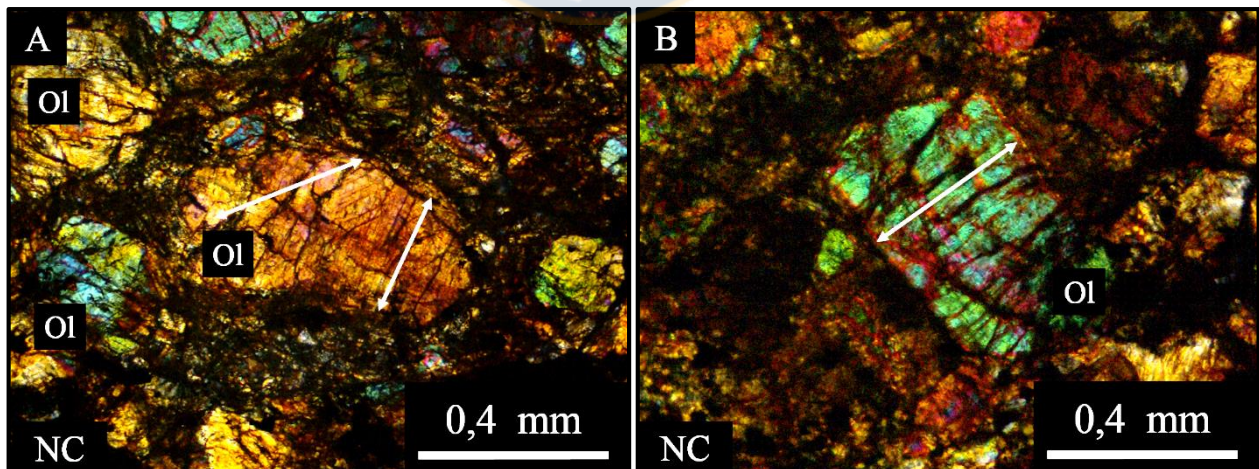


Figura 3.11: Fotomicrografías en microscopio óptico y luz transmitida de olivinos del condrito J302 en nicols cruzados (NC). A) Olivino (Ol) con dos set de fracturas planares cuyas direcciones son mostradas por las flechas blancas. B) Olivino con un set de fracturas planares cuya dirección es indicada por la flecha blanca.

Hay un desarrollo importante de venas de fundido de un grosor de hasta 0,02 mm que se conectan unas con otras formando un enrejado, el cual está relleno por un fundido de troilita y kamacita (Figura 3.12, Fotomicrografía C y D). Además, a lo largo de toda la muestra existen finas venas de choque.

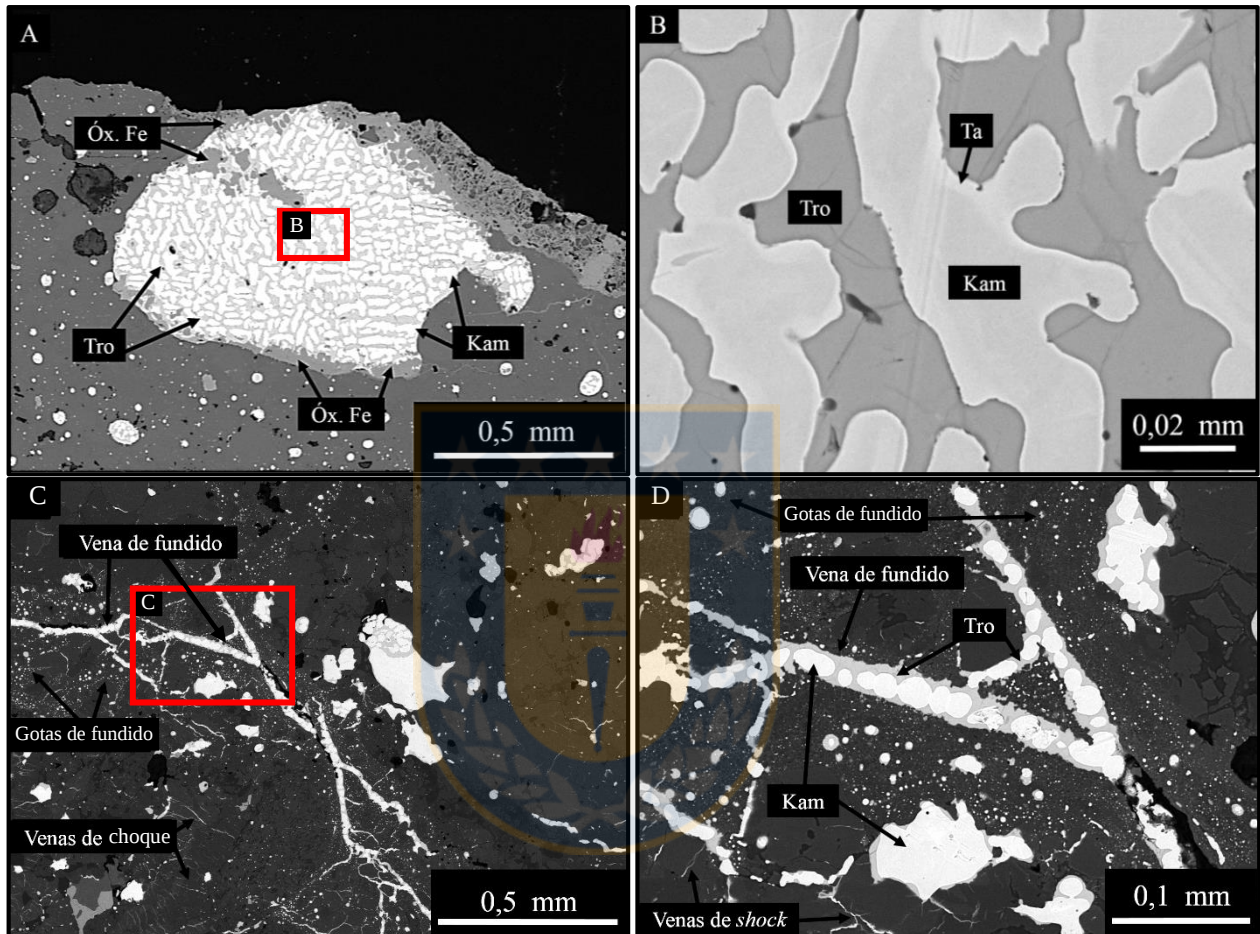


Figura 3.12: Imágenes de electrones retrodispersados que permiten visualizar diferentes secciones del condrito J302 y sus evidencias de choque. A) Grano opaco con textura tipo plesita entre troilita (Tro) y kamacita (Kam), rodeado de numerosas gotas de fundido. En algunos sectores se ve el reemplazo incipiente de óxidos de Fe (Óx. Fe) en el grano B) Aumento de la sección mostrada en A, donde se observa con detalle la textura tipo plesita que desarrollan la troilita y la kamacita. En los bordes de la kamacita es posible ver una delgada línea de taenita (Ta). C) Sección con venas de fundido interconectadas, rodeadas de gotas de fundido y venas de choque. D) Aumento de la sección marcada en C. Se aprecia la asociación de kamacita y troilita presente en la vena de fundido y las gotas de fundido que la rodean.

Existe un grano de dimensiones considerables que desarrolla una textura de tipo plesita entre troilita y kamacita (Figura 3.12, Fotomicrografía A y B), donde la kamacita tiene un aspecto de gotas alargadas, conocida como forma de dendritas y espinas. La troilita se muestra policristalina, razón por la que al observarla en luz transmitida y nicols cruzados ve fragmentada en cuatro

grandes cristales. Como se visualiza en los análisis semicuantitativos con EDS efectuados en este grano, los cristales de kamacita tienen un fino borde con un mayor porcentaje de Ni, por lo que dichos serían de composición taenítica. Esto se observa en los diagramas de los puntos 1 y 3 de la Figura 3.13, donde el *peak* de Ni es más alto que en el punto 2 que representa la composición de una kamacita.

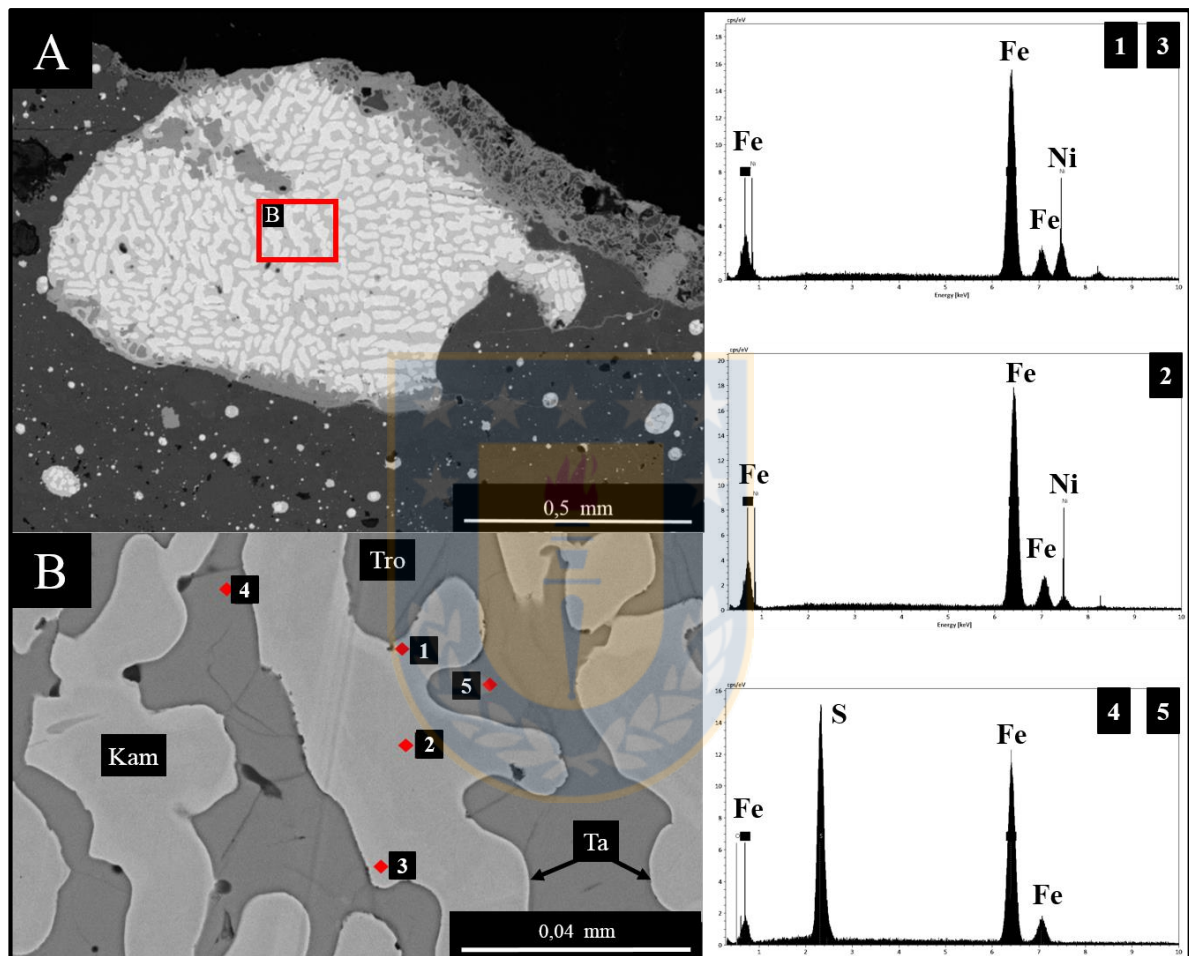


Figura 3.13: Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J302 con las mediciones EDS realizadas en un sector del grano opaco con textura tipo plesita entre troilita (Tro) y kamacita (Kam). A) Vista general del grano y ubicación del lugar donde se realizaron los análisis. B) Aumento de la imagen anterior con los puntos del 1 al 5. Los puntos del 1 al 3 se ubican en el borde de los cristales de kamacita, tienen una composición característica de Fe y Ni pero con un *peak* de Ni más alto que revela la presencia de taenita (Ta) con mayor contenido de Ni en los bordes. El punto 2 tiene la composición usual de la kamacita. Los puntos 4 y 5 representan la composición de Fe y S de la troilita.

Las dimensiones de este grano son de 0,6 mm de ancho por 0,9 mm de largo, y aunque es el más notorio debido a su tamaño existen otros de menor extensión que desarrollan la misma textura y composición de troilita y kamacita con bordes de taenita, como se muestra en las mediciones EDS

de la Figura 3.14. Los resultados indican que el grano de menor tamaño con textura tipo plesita entre troilita y kamacita tiene la misma composición elemental del grano de mayor tamaño.

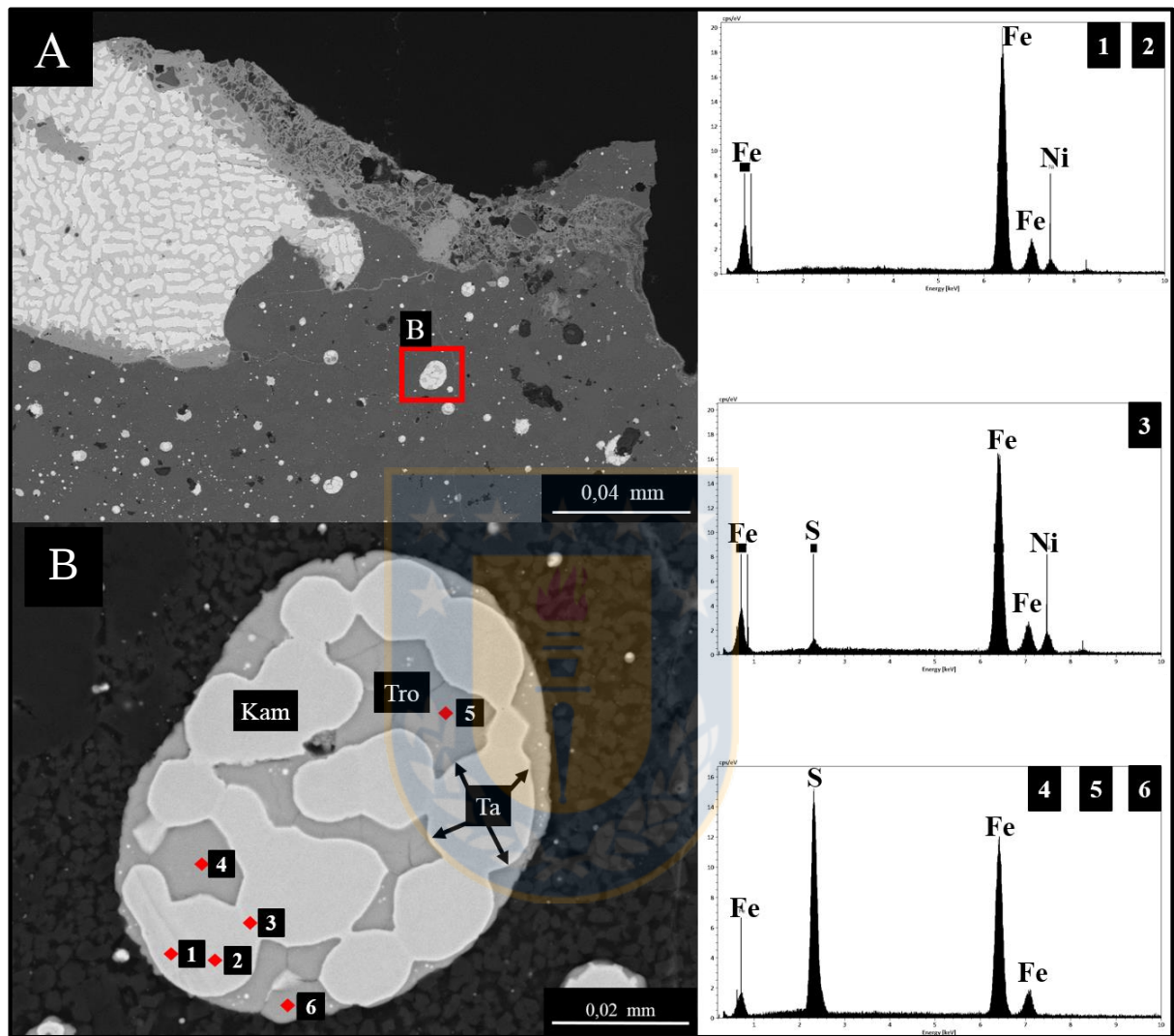


Figura 3.14: Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J302 con granos que desarrollaron textura tipo plesita entre troilita y kamacita junto a los puntos de análisis composicional semicuantitativos con EDS. A) Ubicación del grano analizado con EDS. B) Zoom de la imagen anterior con los puntos de medición del 1 al 6. Puntos 1 y 2 indican una composición de Fe y Ni, con un contenido de Ni propio de kamacita. El punto 3 tiene una composición taenítica con mayor porcentaje de Ni que la kamacita. Los puntos 4, 5 y 6 tienen Fe y S asociados a una composición de troilita.

La Figura 3.15 exhibe el detalle de las mediciones puntuales con EDS que se realizaron en venas de fundido de troilita y kamacita, gotas de fundido de la misma composición, un grano con textura tipo plesita entre troilita y kamacita, y a los silicatos que rodean a las estructuras mencionadas.

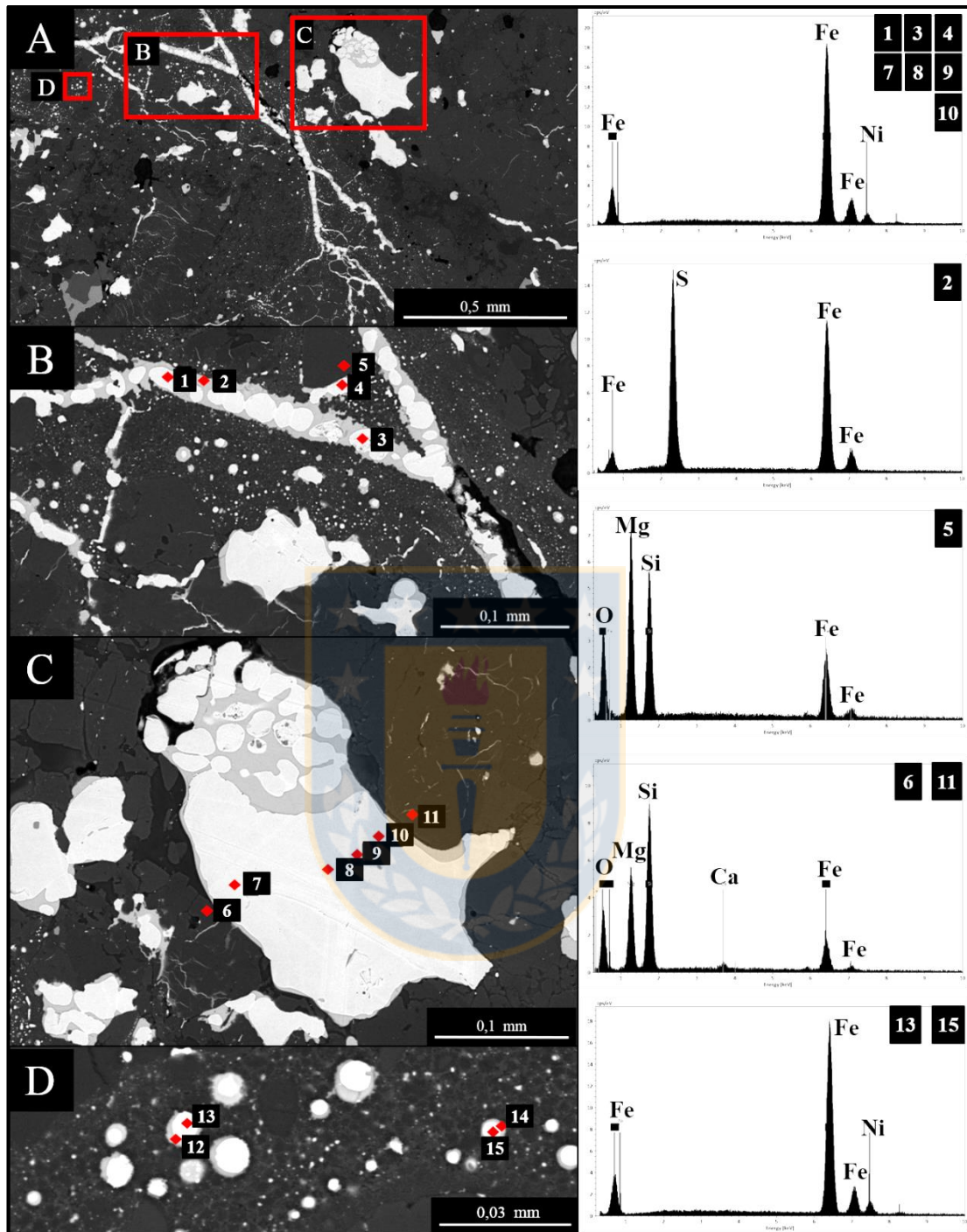


Figura 3.15: Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J302 con las mediciones EDS en distintas evidencias de metamorfismo de choque. A) Ubicación de las estructuras a las cuales se les practicaron mediciones. B) Vena de fundido rellena de troilita (Punto 2) y kamacita (Punto 1, 3 y 4) rodeada de olivino como lo exhibe la composición del punto 5. C) Grano con textura de tipo plesita entre troilita y kamacita. Los puntos del 7 al 10 muestran la composición de kamacita con Fe y Ni, mientras que los puntos 6 y 11 representan la composición de ortopiroxeno en los cristales que rodean al grano. D) Interior de un bolsillo de fundido con gotas de fundido de kamacita (puntos 13 y 15) y troilita.

Al observar con luz reflejada y nicoles paralelos se reconoce la presencia de numerosos bolsillos de fundidos y gotas de fundido de troilita y kamacita, además de varios cristales de kamacita y troilita, algunos de los cuales desarrollan la textura tipo plesita entre troilita y kamacita. La presencia abundante de estos minerales opacos sería la responsable del efecto de oscurecimiento o *blackening* que presenta la muestra.

3.2.4. Resumen

En general las evidencias de choque son comunes a los tres condritos, todos presentan gotas de fundido, bolsillos de fundido, venas de choque, venas de fundido de troilita kamacita, troilita policristalina y textura tipo plesita entre troilita y kamacita. Sin embargo, lo que distingue a cada condrito con respecto a los otros son sus diferencias particulares. Los condritos J3109 y J657 exhiben las mismas evidencias de metamorfismo de choque pero en un menor grado que el condrito J302. Por ejemplo, aunque todos los condritos muestren textura tipo plesita entre troilita y kamacita, su desarrollo es restringido en los condritos J3109 y J657. En cambio en el condrito J302 esta textura está bien desarrollada y se replica en numerosos granos a lo largo de la matriz.

Por su parte, el condrito J657 destaca por la presencia de una vena que atraviesa la muestra de un extremo a otro, la cual alberga una mezcla de fundido silicatado, gotas de fundido (algunas con textura tipo plesita entre troilita y kamacita) y clastos de material sin fundir. Este rasgo descrito no está presente en ninguno de los otros dos condritos.

Finalmente, la posibilidad de observar los minerales silicatados en el condrito J302 permite visualizar correctamente la acción del metamorfismo de choque en el condrito, con las evidencias presentes en los olivinos (extinción ondulosa, fracturas irregulares y fracturas planares) y el efecto de oscurecimiento de los silicatos debido a la extensa presencia de gotas y bolsillos de fundido.

3.3. METEORIZACIÓN TERRESTRE

El efecto de la meteorización terrestre se observa principalmente en los bordes de los condritos y su acción se desarrolla en 3 dominios distintos: venillas de meteorización, reemplazo en halos alrededor de los minerales opacos y reemplazo intramineral. En la siguiente sección se detallarán los distintos dominios y cómo se desarrolla cada uno en los condritos analizados, junto a las imágenes de microscopio óptico, de microscopio electrónico (SEM) y los análisis puntuales semicuantitativos con EDS.

3.3.1. Venillas

Se desarrollan principalmente en los bordes del condrito ya que están más expuestos al ambiente terrestre. En este dominio los productos de meteorización se ubican en las grietas preexistentes del meteorito. Dichas grietas pueden estar vacías (como se detalló en la sección de descripción microscópica integrada), en cuyo caso los productos de la meteorización se irán depositando en capas de manera gradual formando el relleno parcial o total de la grieta. La otra opción es que se produzca el reemplazo por óxidos de Fe en aquellas venas que ya están rellenas por kamacita, troilita o una mezcla de ambos. Estas fases se alojaron en las grietas luego de ser fundidos por la acción del metamorfismo de choque.

El espesor y la extensión de las venillas son variables, pueden ser finas venillas, sobre todo aquellas asociadas a las venas de choque o venas de fundido más delgadas y con menor extensión. También es posible que se desarrollen gruesas venas ramificadas, cuando la acción de la meteorización terrestre es más intensa y se concentra en grietas de mayor grosor que pueden llegar a atravesar el condrito entero.

Como las venas ayudan a movilizar los productos de la meteorización terrestre hacia el interior del condrito, aquellos minerales que se encuentran a su alrededor y están en contacto con ellas se ven afectados y son reemplazados en parte o completamente por óxidos de Fe. Este dominio de meteorización está presente sólo en los condritos J3109 y J657, los que se caracterizarán a continuación.

3.3.1.1. Condrito J3109

Este condrito es el que tiene mayor desarrollo de venillas de meteorización, las cuales llegan a las decenas de micrones de ancho en algunos sectores (Figura 3.16, Fotomicrografía E).

Las venas se concentran principalmente en los bordes del condrito. En ocasiones cuando la extensión y ancho de la venilla es importante pueden llegar a tomar contacto con cristales de kamacita o troilita y promover su reemplazo con óxidos de Fe (Figura 3.16, Fotomicrografía F).

Esta muestra es la que posee mayor cantidad de silicatos afectados por la meteorización. En aquellas venillas que se desarrollan muy cercanas al borde, los silicatos que las circundan tienen evidencias de haber sido reemplazados por óxidos de Fe, ya que en luz reflejada y nicoles cruzados, se observan pequeños conjuntos de puntos de color rojo brillante sobre las fases no metálicas.

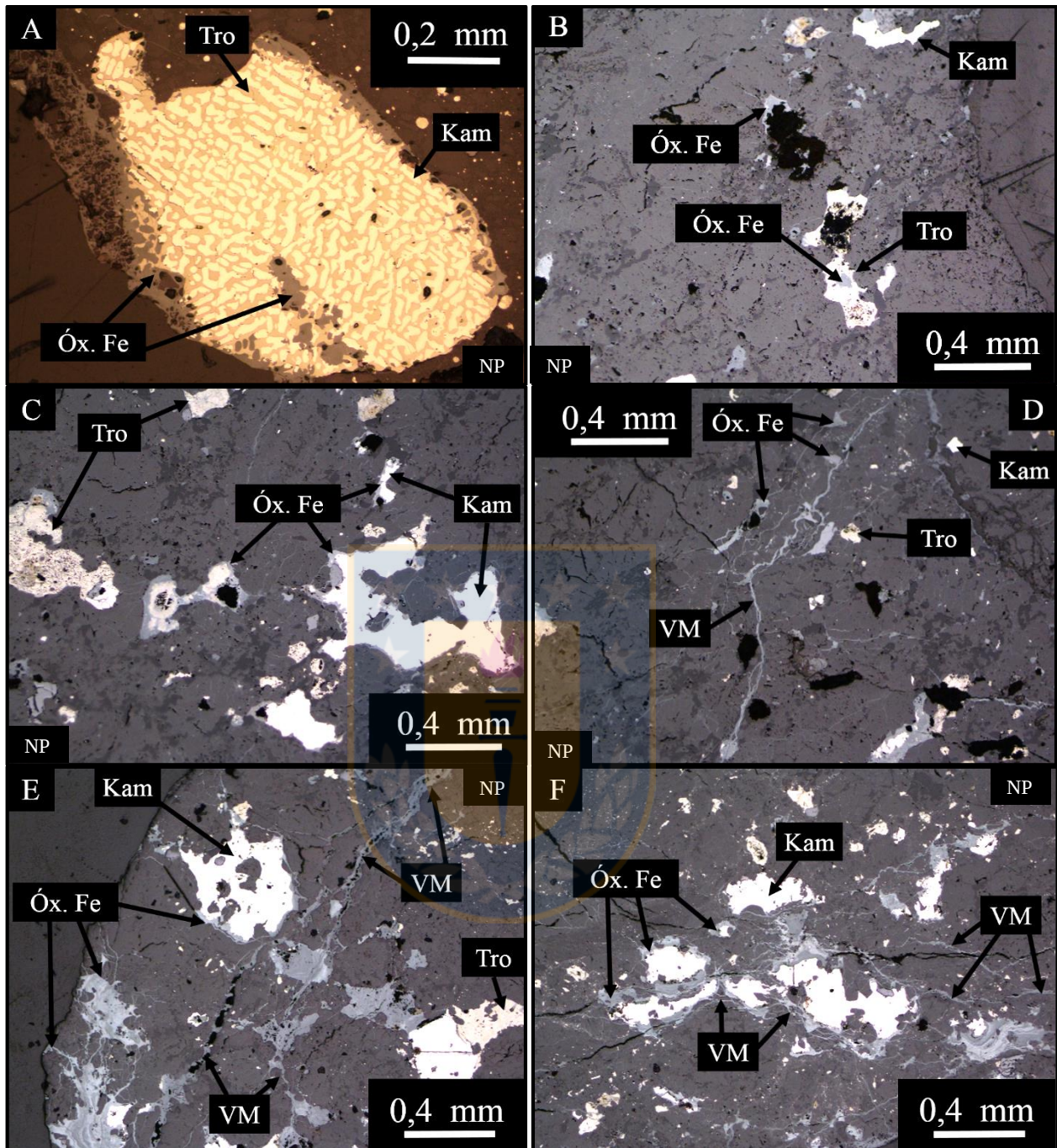


Figura 3.16:

Fotomicrografías de microscopio óptico con luz reflejada y nicleos paralelos (NP) que ilustran los distintos dominios de meteorización. A) Reemplazo intramineral de óxidos de Fe (Óx. Fe) en los bordes e interior del grano opaco con textura tipo plesita entre troilita (Tro) y kamacita (Kam) del condrito J302. B) Dos cavidades de disolución en cristales de troilita y reemplazo incipiente de óxidos de Fe al interior de una troilita en el condrito J657. C) Halos de reemplazo en troilita y kamacita las que también muestran cavidades de disolución en el condrito J657. D) Vena de meteorización (VM), halo de reemplazo casi total en la kamacita y cavidades de disolución donde no quedan relictos de cristales en el condrito J657. E) Halo de reemplazo en kamacita, cristales totalmente reemplazados y venas de meteorización en el condrito J3109. F) Halos de reemplazo en varias kamacitas conectadas por venas de meteorización en el condrito J3109.

3.3.1.2. Condrito J657

En este caso las venillas de meteorización son escasas y solo se observan en sectores localizados del condrito, con un desarrollo limitado y unos pocos micrones de grosor (Figura 3.16, Fotomicrografía D). Aunque las venas están en contacto con algunos cristales que se encuentran reemplazados por óxidos de Fe, no se forman enrejados bien desarrollados como los del condrito anterior.

Los silicatos que rodean las pocas venillas que existen en el condrito también están afectados por los óxidos de Fe. Se observan ocasionalmente conjuntos reducidos de puntos rojos en las fases no metálicas. La meteorización de los silicatos en este dominio tiene un grado mucho menor que en el caso del condrito J3109 y casi únicamente a los bordes del condrito.

3.3.2. Halos alrededor de los minerales opacos

La meteorización afecta a los minerales desde el borde del grano y va depositando los óxidos de Fe en halos concéntricos hacia el interior del mineral. Este tipo de reemplazo es característico del Fe-Ni metálico, aunque también se observa en menor grado en las troilitas. Este dominio puede mostrar distintos grados de desarrollo en el mismo condrito, con anillos menores o incompletos en los bordes del cristal hasta llegar a cubrir totalmente el mineral.

3.3.2.1. Condrito J3109

Este dominio se presenta con distintos niveles de desarrollo dentro del condrito pero generalmente asociado a venillas de meteorización y en los bordes de la muestra (Figura 3.16, Fotomicrografía F). Existen casos donde los anillos se circunscriben únicamente en los bordes del cristal dejando gran parte de su centro limpio (Figura 3.16, Fotomicrografía E), mientras que en otros sectores el reemplazo en halos cubre casi la totalidad del cristal dejando intacta un área reducida en el centro. Los halos alrededor de los minerales opacos se observa principalmente en las kamacitas, pero también existen algunas troilitas que exhiben este dominio de meteorización.

3.3.2.2. Condrito J657

En este caso los halos de reemplazo son más comunes y mejor desarrollados en los cristales de troilita que de kamacita ya que esta última solo mostraba anillos incompletos en los bordes y la troilita puede verse completamente rodeada por un grueso anillos de óxidos de Fe (Figura 3.16,

Fotomicrografía C y D).

3.3.2.3. Condrito J302

La muestra tiene un escaso desarrollo de este dominio, el cual se observa en algunos granos ubicados en el límite exterior del condrito, donde se depositan anillos incompletos de óxidos de Fe que reemplazan algunos sectores de cristales de kamacita. También se observaron en el condrito la presencia de algunas cavidades de disolución menores asociadas a algunos granos de kamacita.

3.3.3. Intramineral

En este caso la acción de la meteorización comienza en el interior del mineral asociados a lineamientos intraminerales y progresivamente va depositando óxidos de Fe desde el centro hacia el borde del grano mineral. Este tipo de reemplazo es común observarlo en las troilitas o en aquellos granos que desarrollan textura tipo plesita entre troilita y kamacita. También puede verse en cristales de kamacita pero es menos frecuente. Cuando la acción de la meteorización es intensa y localizada en un determinado cristal, puede ocurrir la disolución del mismo dejando una cavidad completamente vacía o presentar en los bordes relictos del cristal que ocupaba ese espacio originalmente. Estas cavidades conforman una porosidad secundaria en el meteorito y se conocen como cavidades de disolución.

3.3.3.1. Condrito J3109

Las troilitas de este condrito muestran distintos grados de desarrollo de este dominio, hay varios granos que muestran reemplazo de óxidos de Fe en su interior, el cual puede cubrir la totalidad del mineral, especialmente en aquellos casos en los que están rodeados de venillas de meteorización. En otros casos pueden estar completamente limpias, sobre todo aquellas ubicadas hacia el centro de la muestra. También existen algunas cavidades de disolución asociados a cristales de kamacita y troilita, pero no es algo generalizado en toda la muestra.

3.3.3.2. Condrito J657

Este condrito tiene el mayor grado de desarrollo del dominio intramineral de las 3 muestras. Muchas de las troilitas presentes están completamente reemplazadas por óxidos de Fe o tienen un grado avanzado de reemplazo. Además presenta abundante porosidad secundaria asociada a numerosas cavidades de disolución. Estas pueden ser incipientes, principalmente en aquellos

cristales de troilita que tienen un reemplazo parcial, o de grandes dimensiones dejando relictos de cristales en el borde, sobre todo en aquellos casos en que el cristal está completamente reemplazado por óxidos de Fe (Figura 3.16, Fotomicrografía B, C y D).

Algunos granos de troilita que tienen un porcentaje importante de reemplazo, poseen cristales de silicatos con señales de estar siendo afectados por la meteorización terrestre. Este es el principal dominio al cual se asocia la alteración de los silicatos en el condrito J657 y ocurre en aquellos granos que se localizan hacia el borde de la muestra.

3.3.3.3. Condrito J302

El dominio intramineral se desarrolla principalmente en uno de los bordes del condrito donde existe un grano con textura de tipo plesita entre kamacita y troilita (Figura 3.16, Fotomicrografía A). Allí, los óxidos de Fe reemplazan desde el borde y el centro el grano, afectando tanto a los minerales de troilita como de kamacita. Las mediciones puntuales con EDS (Figura 3.17) realizadas en este dominio, revelaron que los elementos mayoritarios en los puntos 6 y 7 son el Fe, O y Ni. Lo que permite concluir que se trata de aleaciones de Fe-Ni que están siendo alteradas, ya que los contenidos de Fe y Ni eran menores que en un grano fresco. Ambos puntos también muestran contenidos trazas de P, Cl y Si.

Los silicatos que están afectados por óxidos de Fe son escasos en este condrito y únicamente asociados al borde adyacente al grano con textura tipo plesita, que se muestra en la Figura 3.18. En ese sector se practicaron análisis con EDS para conocer la composición de los minerales que están siendo afectados por la meteorización terrestre. Los resultados indicaron la presencia de plagioclasa, feldespato alcalino, aleación de Fe-Ni, clinopiroxeno y un silicato de Mg y Fe, todos ellos están siendo rodeados incipientemente por óxidos de Fe.

3.3.4. Grado de meteorización terrestre

Este parámetro fue obtenido mediante la observación de las briquetas de cada muestra con luz reflejada en un microscopio óptico y aumento de 25x. Se estimó el porcentaje de reemplazo por óxidos de Fe de los minerales de kamacita y troilita, para establecer el grado de meteorización terrestre utilizando la clasificación de Wlotzka (1993).

Tanto los condritos J3109 y J657 tienen un grado de reemplazo de bajo a moderado, con un porcentaje de reemplazo por óxidos de Fe de 24 y 44% respectivamente. En ambos casos

predomina el reemplazo de la troilita, ya sea parcial o total, por sobre la kamacita. Con estos porcentajes el grado de meteorización para ambos condritos es W2. En cambio, el condrito J302 muestra un grado de meteorización muy bajo que corresponde solo a un 1% de la muestra con reemplazo de óxidos de Fe. De esta forma es el condrito menos afectado por la meteorización, por lo que su grado de meteorización es W1.

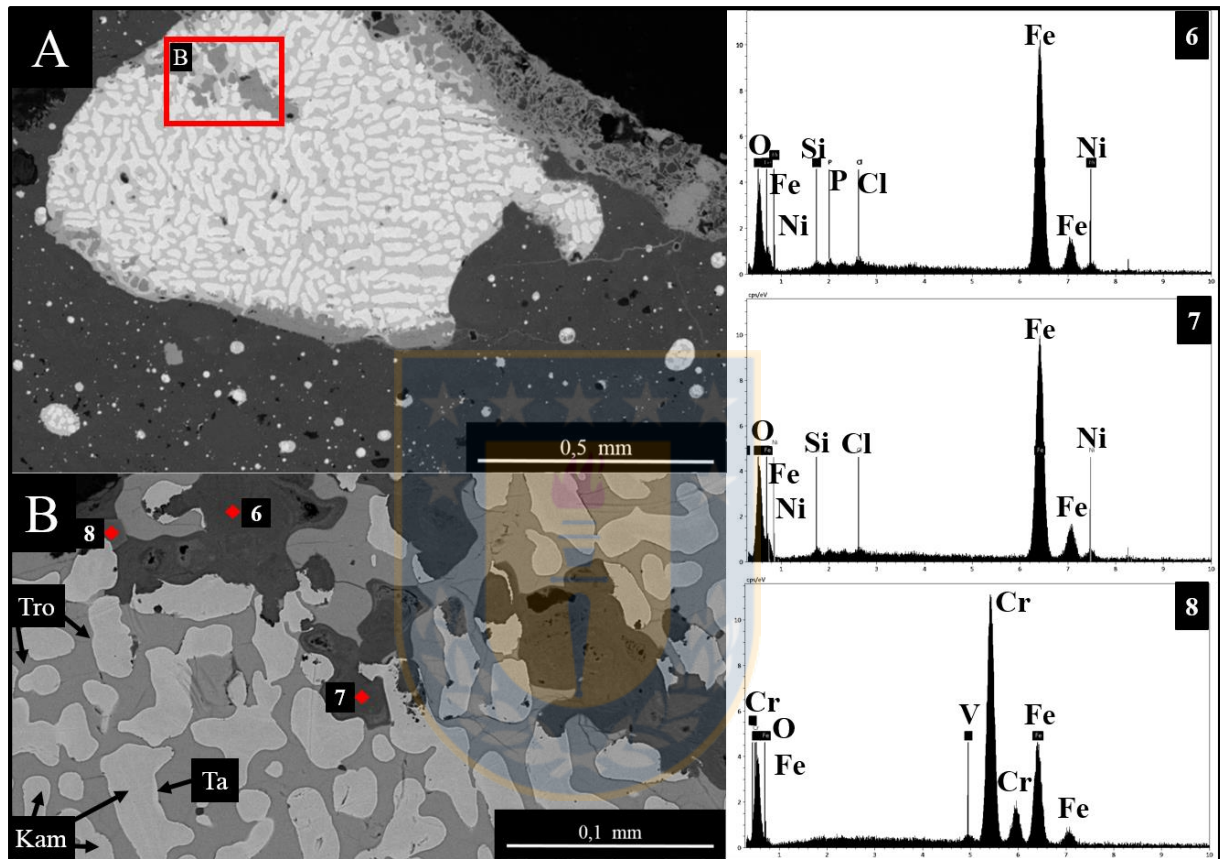


Figura 3.17: Imágenes de electrones retrodispersados del condrito J302 con las mediciones EDS efectuadas en el dominio de meteorización intramineral desarrollado en una parte del grano con textura tipo plesita entre troilita (Tro) y kamacita (Kam) con borde de taenita (Ta). A) Ubicación de los óxidos de Fe analizados. B) Aumento de la imagen anterior con los óxidos de Fe y sus respectivos puntos de medición EDS. Punto 6 muestra una composición de óxido de Fe con P, Cl y Si en contenidos traza. El óxidos de Fe en el punto 7 tiene una composición igual al punto 6 pero sin P. El punto 8 corresponde a un pequeño grano de cromita.

3.3.5. Resumen

Todas las muestras fueron afectadas en mayor o menor medida por la meteorización terrestre. El condrito J3109 destaca por sobre los otros al tener un amplio desarrollo del dominio de reemplazo en venillas. Este actúa casi exclusivamente en los bordes del material y muchas veces interconecta cristales que tenían reemplazo en halos alrededor de los minerales opacos.

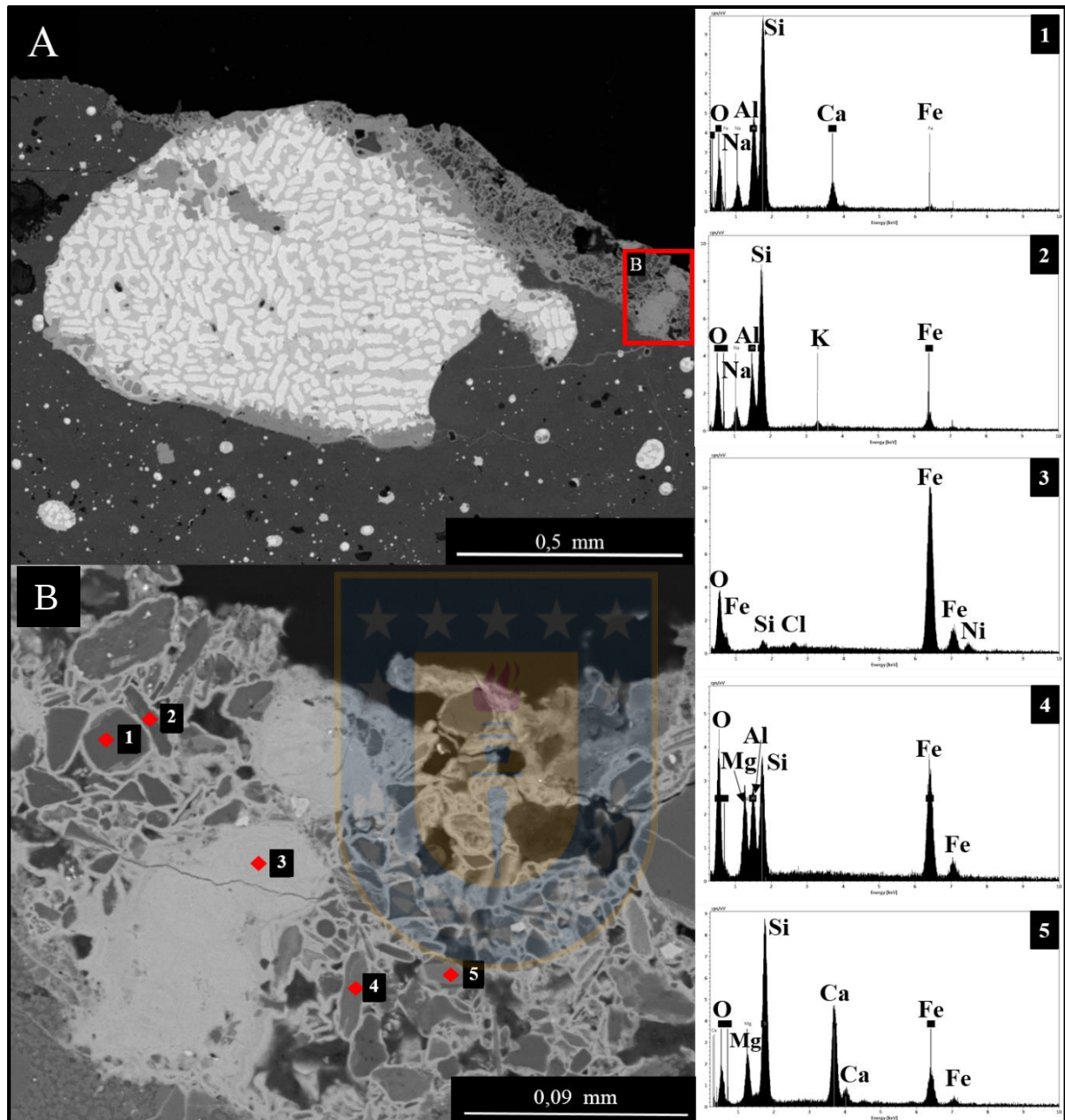


Figura 3.18 : Imágenes de electrones retrodispersados del condrito 302 con las mediciones EDS en los productos de meteorización que se desarrollan en el dominio de halos alrededor de los minerales opacos, en este caso rodeando un grano con textura tipo plesita. A) Ubicación de la zona analizada con EDS. B) Aumento de la imagen anterior con 5 puntos de medición. Punto 1 muestra la composición de una plagioclasa. Punto 2 tiene una composición similar a la del punto anterior pero con K en lugar de Ca, por lo que podría tratarse de un Feldespato alcalino. Punto 3 con la composición probable de una aleación de Fe-Ni siendo reemplazada por un óxido de Fe con Cl y Si. Punto 4 corresponde a un silicato de Mg y Fe. El punto 5 es un clinopiroxeno.

En cambio, en el condrito J657 predominan los dominios de reemplazo en halos alrededor de los minerales opacos y el intramineral, mostrando muchas veces cristales de troilita con un alto porcentaje de alteración o completamente reemplazados junto a cristales de kamacita con halos de

reemplazo en sus bordes. Esta muestra también sobresale por ser la que tiene mayor cantidad de cavidades de disolución en su interior.

Por último, el condrito J302 tiene el menor grado de reemplazo y cuyo principal dominio de meteorización es el intramineral, mientras que el de halo alrededor de los minerales opacos está restringido a algunos cristales de kamacita y el de venillas no existe.

En cuanto a la meteorización de los silicatos, ésta es reducida y se desarrolla principalmente en los bordes de cada condrito. En la muestra J3109 los silicatos muestran signos de alteración alrededor del dominio de venillas, en el condrito J657 están alterados junto a aquellos granos de troilita que tiene un gran porcentaje de reemplazo, y en el condrito J302 la alteración de las fases silicatadas ocurre únicamente en un borde del condrito adyacente al grano con textura de tipo plesita entre troilita y kamacita.

El grado de meteorización determinado para cada muestra es W2 para los condritos J3109 y J657, y W1 para el condrito J302.

3.4. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Esta propiedad, asociada a la capacidad de las muestras de magnetizarse al ser afectadas por un campo magnético, fue medida en laboratorio del Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) de Francia para los 3 condritos ordinarios. Los valores se expresan como logaritmo ($\log \chi$) y se entregan en la Tabla 3.2 junto al respectivo grado de meteorización terrestre (W) que se estableció para cada meteorito.

Tabla 3.2 Grado de meteorización (W) y valor de la susceptibilidad magnética ($\log \chi$) de cada condrito.

<i>Condrito</i>	<i>W</i>	<i>log χ</i>
J3109	2	4,4
J657	2	4,8
J302	1	4,8

4. DISCUSIÓN

4.1 CLASIFICACIÓN DE GRUPO QUÍMICO Y TIPO PETROLÓGICO

4.1.1. Grupo químico

Para establecer el grupo químico de los condritos, es decir si pertenecen al grupo H, L o LL, se utilizaron de manera conjunta dos criterios discriminadores, estos son la susceptibilidad magnética (χ) y el grado de meteorización terrestre (W).

Para los condritos ordinarios la susceptibilidad magnética se relaciona en parte con su contenido de Fe metálico, por lo que se establece una relación directamente proporcional entre ambos. Las fases más fuertemente magnéticas de los condritos ordinarios equilibrados son las aleaciones de Fe-Ni, por lo que son las mayores responsables del valor de la susceptibilidad magnética. Otras fases que contienen Fe o Ni como silicatos (olivinos y piroxenos) y la troilita aportan muy poco al valor de la susceptibilidad (Rochette y otros, 2003). Así, la mineralogía de Fe-Ni metálico establece el vínculo entre el grupo químico de los condritos y su susceptibilidad, donde los condritos H con mayor contenido de Fe-Ni metálico poseen los valores más elevados de susceptibilidad y los condritos LL con menor contenido de Fe-Ni metálico tienen los valores más bajos.

Para los meteoritos “caídos” esta herramienta de clasificación funciona mejor que para aquellos que son “encontrados”, debido a que entre otros factores, el tiempo de permanencia en la superficie de la Tierra promueve la acción de la meteorización terrestre sobre las fases que contienen Fe. Esto produce una combinación de numerosas reacciones de alteración de la mineralogía primaria, aumentando el estado de oxidación del Fe, lo que trae como consecuencia directa una disminución en la susceptibilidad magnética real del meteorito.

La meteorización terrestre afecta a todos aquellos meteoritos que caen en la Tierra. Inicialmente actúa sobre los minerales metálicos, luego la troilita y finalmente alcanza a los silicatos, por lo que Wlotzka (1993) estableció en base a lo anterior una escala progresiva (Tabla 2.4) para cuantificar el estado de alteración de un meteorito. Sin embargo, Valenzuela (2011) da cuenta de que ocurre meteorización temprana en los silicatos en los condritos ordinarios del Desierto de Atacama, contrario a lo que establece la escala.

Los 3 condritos estudiados fueron encontrados en el Desierto de Atacama, uno de los desiertos más

áridos del mundo, lo que disminuye la disponibilidad de agua para las reacciones químicas y así la acción de la meteorización sobre los meteoritos es más lenta (aunque no inexistente), por tanto la susceptibilidad de las muestras está afectada. Para corregir esto Rochette y otros (2012) presentaron una base de datos de condritos ordinarios con los cuales midieron la variación de la susceptibilidad magnética con el grado de meteorización terrestre (Figura 2.6). De esta forma establecen que la susceptibilidad puede ser usada como un parámetro de clasificación para los meteoritos “encontrados” mientras sea combinada con la determinación del grado de meteorización terrestre. Este método de clasificación es eficaz para aquellos condritos con grados de meteorización menores o iguales a W3, ya que a mayores grados de meteorización el valor de la susceptibilidad magnética disminuye al punto de que no se puede utilizar para discriminar entre los distintos grupos de condritos.

En el capítulo 3 se entregan los valores de la susceptibilidad magnética y el grado de meteorización terrestre para cada condrito (Tabla 3.2). Los resultados de ambos parámetros se graficaron en el diagrama de Rochette y otros (2012) (Figura 4.1) para obtener el grupo químico de cada muestra.

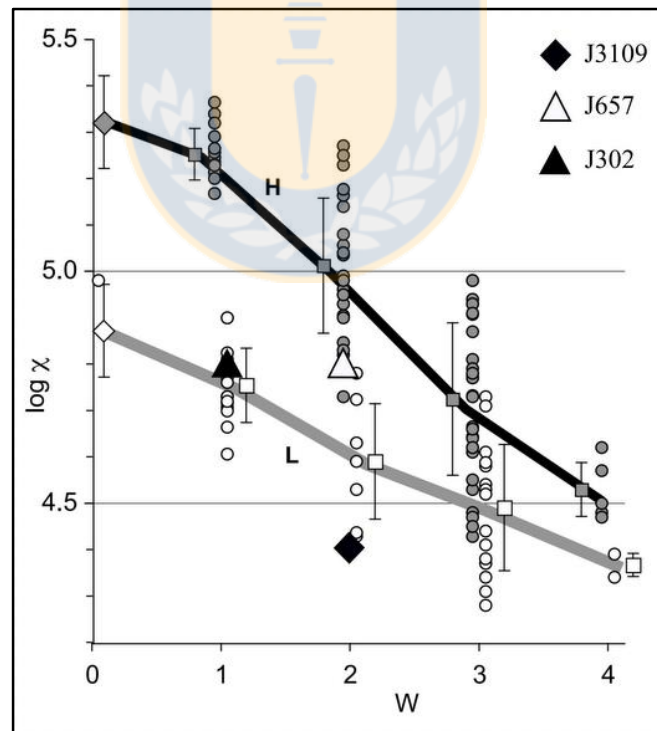


Figura 4.1: Diagrama de $\log \chi$ v/s W para la clasificación del grupo químico de los diferentes condritos. Modificado de Rochette y otros (2012).

Se observa que el único condrito que cae en un valor preciso para su clasificación es el J302 que

correspondería a un condrito L. En contraste, los condritos J3109 y J657 caen fuera del rango de susceptibilidad magnética de los condritos L y H. Es necesario tener en consideración que el valor de la susceptibilidad magnética es una propiedad que se mide y entrega un valor único, pero el grado de meteorización terrestre es un parámetro establecido mediante la observación al microscopio óptico y al ser determinado por una persona se vuelve un parámetro poco objetivo. De igual forma, cada grado de meteorización terrestre considera un rango de porcentaje de reemplazo bastante amplio, como se muestra en la Tabla 2.4, por lo que no es un valor discreto el que se le asigna a cada condrito, lo que hace que la clasificación no sea tan precisa. Por ejemplo para el grado W2 se considera un porcentaje de alteración que va en el rango del 20 a 60% de reemplazo por óxidos de Fe.

El condrito J3109 tiene un porcentaje de reemplazo de 24%, lo cual lo ubicaría más cercano a un grado W1 que a uno W2, mientras que el condrito J657 posee un 44% de reemplazo, con lo que quedaría en una posición intermedia entre W2 y W3. Por otro lado, en cuanto al contenido de Fe-Ni metálico (el cual es uno de los parámetros que permiten discriminar entre los diferentes grupos químicos), el condrito J3109 tiene un 7% de Fe-Ni metálico y el J657 tiene un 4% de Fe-Ni metálico.

Finalmente, como el grado de meteorización terrestre no es totalmente concluyente y considerando los contenidos promedios de Fe-Ni metálico para cada grupo químico entregados en la Tabla 2.3, los condritos J3109 y J657 se clasifican como parte del grupo químico L cuyo contenido promedio de Fe-Ni metálico es de aproximadamente 4%.

A pesar de que el condrito J3109 tiene un mayor porcentaje de Fe-Ni metálico que el promedio establecido, su contenido es muy similar al del condrito J302, el cual también es cercano al 7% y está correctamente clasificado por su susceptibilidad magnética como un condrito L. De esta forma, para la muestra J3109 se mantiene la clasificación de tipo L.

4.1.2. Tipo petrológico

Este parámetro está relacionado con la acción del metamorfismo termal luego de la acreción del cuerpo parental del condrito, lo que deja señales químicas y petrográficas en la muestra que son más evidentes a medida que aumenta el tipo petrológico y por ende es más intensa la acción del metamorfismo.

Para establecer el tipo petrológico de cada condrito se utilizaron sólo los rasgos petrográficos descritos en el capítulo anterior y los parámetros petrográficos de la clasificación de Van Schmus y Wood (1967) (Tabla 2.1), ya que no se poseen análisis químicos de roca total. Uno de los rasgos involucra el tamaño, abundancia y definición de los cóndrulos. En este caso una mayor cantidad de cóndrulos bien definidos y redondeados se asocian a tipos petrológicos 3 o 4, a diferencia de una menor presencia de cóndrulos cuyos bordes están poco delineados o ausentes, y donde muchas veces sólo se observan relictos de cóndrulos, lo que se relaciona a los tipos petrológicos 5 y 6. También se considera el aspecto y particularidades de la matriz, es decir su tamaño de grano y si muestra algún grado de recristalización. Otro parámetro involucra el tamaño de la plagioclasa, el cual aumenta con la acción del metamorfismo termal. Si los granos de plagioclasa son pequeños, menores a 50 μm se considera un tipo petrológico 4 o 5, mientras que si su tamaño es mayor a 50 μm se habla de un tipo petrológico 6 o 7. Por último se evalúa el Fe-Ni metálico, su porcentaje, distribución, si está dentro o fuera de los cóndrulos, y su forma, si es irregular, englobando silicatos o si los granos presentan bordes rectos. Todas las características mencionadas permiten discriminar el tipo petrológico al cual corresponde cada condrito.

4.1.2.1. Condrito J3109

Este condrito tiene un 11% de cóndrulos cuyos bordes están delineados lo que permite su reconocimiento, mas no se muestran perfectamente definidos como lo estarían en el tipo petrológico 3 o 4, donde destacan fácilmente por su carácter de esfera. Incluso se observan algunos relictos de cóndrulos, con bordes más irregulares. Los cóndrulos poseen diversos tamaños, que varían desde los 0,1 mm hasta en algunos casos llegar a los 0,9 mm, con una media de 0,4 mm.

El Fe-Ni metálico o kamacita está fuera de los cóndrulos, disperso en cristales anhedrales en la matriz con formas irregulares como brazos extendidos en algunos casos o con una porción de silicato en su interior, asemejando un huevo frito.

En un aumento de 10x no se observan cristales de plagioclasa de gran tamaño, la cual se reconoce por ser el color gris más oscuro al observar en luz reflejada y nicoles paralelos. Si es que se ven manchas de este color son pequeñas e intersticiales, por lo que se considera que la plagioclasa no ha desarrollado un tamaño importante.

Con estas características, una textura condritica con cóndrulos delineados pero no bien definidos,

el Fe-Ni metálico fuera de los cóndrulos englobando silicatos o con formas irregulares y la plagioclasa difícil de ver con un tamaño probablemente menor a 50 μm , se determina que el condrito es de tipo petrológico 5.

4.1.2.2. Condrito J657

En el condrito J657 se constató una abundancia de 6% de cóndrulos con una dimensión que varía entre los 0,1 y 1,3 mm, con una media de 0,5 mm. Sin embargo, estos no eran visibles tan fácilmente ya que son menos abundantes. El tamaño de grano de la muestra en general es mayor y los bordes de los cóndrulos no están tan bien definidos, lo que complejiza su reconocimiento.

El Fe-Ni metálico está distribuido en la matriz y fuera de los cóndrulos. Su aspecto general se aleja del descrito en el caso anterior, donde las formas irregulares o el aspecto de huevo frito se pierden para ser sustituidos por kamacitas con bordes más rectos con tendencia a cristales más euhedrales.

Al observar con un aumento de 10x en el microscopio a luz reflejada y nicoles paralelos se pueden ver numerosas manchas grises distribuidas por toda la muestra, las que corresponderían a plagioclasas con dimensiones que fluctúan entre los 50 y los 100 μm .

Los rasgos descritos anteriormente que evidencian una menor presencia y notoriedad de los cóndrulos con líneas menos definidas, el Fe-Ni metálico con bordes más rectos y euhedrales, y la plagioclasa bien desarrollada con mayor rango de tamaño, permiten establecer que el tipo petrológico del condrito J657 es el tipo 6.

4.1.2.3. Condrito J302

En último lugar, el condrito J302 posee una escasa presencia de cóndrulos, constituyendo aproximadamente un 2% del total, con dimensiones que varían desde los 0,3 a los 1,1 mm y una media de 0,3 mm. En general el aspecto de los cóndrulos no se encuentra bien definido y existen varios relictos de cóndrulos dispersos en la matriz.

El Fe-Ni metálico se muestra de diversas formas. Existen cristales anhedrales con morfología irregular o englobando silicatos en su interior aunque ninguna de las dos características está tan clara como en el condrito J3109. Las formas irregulares con brazos extendidos son menos numerosas y marcadas, y los cristales de kamacita englobando a silicatos son poco comunes o en algunos casos parecen estar abriéndose. Por otro lado también se observan cristales con una clara

tendencia de bordes rectos, pero no tan marcado y evidente como en el condrito J657.

Las plagioclasas se observan en un aumento de 10x con un rango de tamaño entre los 50 y 100 μm y a nivel intersticial en la matriz, la que se muestra recrystalizada con un tamaño de grano medio.

La descripción anterior presenta características de un tipo petrológico 6 debido a la escasez de cóndrulos, los que están mal delineados y muchas veces se presentan como relicto, los bordes con tendencia recta del Fe-Ni metálico, la plagioclasa visible y la matriz recrystalizada. Aunque la presencia de granos de kamacita englobando silicatos o con forma irregular permita pensar que podría ser un tipo petrológico transicional entre el tipo 5 y el 6. Finalmente, como son más aquellos rasgos característicos del tipo petrológico 6, se define a este como el tipo petrológico del condrito J302.

4.2. ANÁLISIS COMPARADO DE LAS EVIDENCIAS DE METAMORFISMO DE CHOQUE CON LA DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA Y LAS MEDICIONES SEMI-CUANTITATIVAS CON EDS

4.2.1. Evidencias en los minerales silicatados

Los minerales silicatados y las evidencias que exhiben al ser expuestos al paso de una onda de choque conforman la base de la clasificación del estado de choque de un condrito (Tabla 2.5). Al único condrito que se le pudieron analizar los silicatos mediante microscopía óptica, fue al J302, el cual está compuesto casi totalmente por olivino, más algunos cristales de piroxeno y plagioclasa, y la presencia de plagioclasa intersticial en la matriz.

Los cristales de olivino de mayor tamaño exhibían extinción ondulosa de débil a moderada, fracturas irregulares no planares y hasta dos sets de fracturas planares. La plagioclasa tanto a nivel intersticial como en el único cristal aislado observado no mostraba signos de estar afectada por el choque.

En los otros dos condritos no se pudo constatar de manera precisa qué tipo de silicatos estaban presentes y cuál era su estado de choque, la única aproximación que se obtuvo fue mediante el análisis de EDS de distintos sectores de las briquetas donde se verificó la presencia de olivino y clinopiroxeno en las muestra J3109, y olivino y ortopiroxeno en la muestra J657.

El olivino al ser afectado por una onda de choque reacciona mediante la deformación de la

estructura cristalina a través de dislocaciones. Estas dislocaciones según su orientación se expresan como fracturas irregulares no planares al estar desordenadas y fracturas planares al orientarse según algún plano cristalográfico. La existencia de extinción ondulosa en los cristales de olivino es considerada otra manifestación de la presencia de dislocaciones en la red cristalina.

Los efectos de choque más débiles que se pueden observar en el olivino son extinción ondulosa y fracturas irregulares no planares orientadas al azar (Carter y otros, 1968 en Stöffler y otros, 1991). Ambos criterios se muestran siempre de manera conjunta y caracterizan un estado de choque S2 o muy débilmente choqueado. Con el aumento del estado de choque, la extinción ondulosa va acompañada con la presencia de fracturas planares que tienen un espaciamiento de decenas de micrones. Estas últimas son el indicador de choque más importante que evidencian la acción de presiones de choque moderadas (Stöffler y otros, 1991) y caracterizan el estado de choque S3 o débilmente choqueado al cual corresponde el condrito J302.

4.2.2. Evidencias en los minerales opacos

Las evidencias de choque manifestadas por los minerales opacos se asocian a aumentos localizados de la presión y la temperatura producto del paso de una onda de choque originada por la colisión de dos cuerpos. Esto promueve en los condritos la presencia de gotas de fundido, bolsillos de fundido, venas de fundido, venas de choque y textura tipo plesita entre troilita y kamacita. Dichas estructuras fueron analizadas con EDS para determinar su composición y si existió movilidad de elementos producto de la acción del metamorfismo de choque. Para ello se selecciona el Ni como principal elemento de estudio, ya que comúnmente es utilizado para representar la difusión de elementos dentro de la aleación de Fe-Ni, donde la kamacita posee un menor porcentaje de Ni que la taenita. En cambio en la troilita los elementos son menos móviles y la difusión del S es mucho menor que la del Fe (Condit y otros, 1974).

Los resultados de las mediciones puntuales de elementos con EDS son presentados a continuación de forma separada para cada estructura analizada, y a su vez son comparados con los valores de las composiciones promedio de los minerales presentes en los condritos ordinarios (Tabla 2.3).

Las gotas de fundido o los bolsillos de fundido se producen porque los impactos entre asteroides producen grandes cantidades de energía y parte de ésta es convertida en calor (Tomkins, 2009). Este calor es suficiente para producir la fusión de determinadas cantidades de silicatos, Fe-Ni

metálico y sulfuro de Fe, formando un fundido inmiscible que al enfriarse *in situ* forma los bolsillos de fundido, o gotas de fundido aisladas si no hubo participación de silicatos, sino que únicamente troilita y/o kamacita.

Los valores obtenidos por las mediciones con EDS (Figura 4.2) muestran que la kamacita de las gotas de fundido del condrito J3109 no contiene Ni, por el contrario, el resultado indica una composición de troilita, lo cual se puede atribuir a un error de medición porque la escala de trabajo era reducida (menor a 2 micrones). En cambio, una de las mediciones en el condrito J657 está cercana al promedio (Tabla 2.3), y las kamacitas del condrito J302 están por sobre el promedio.

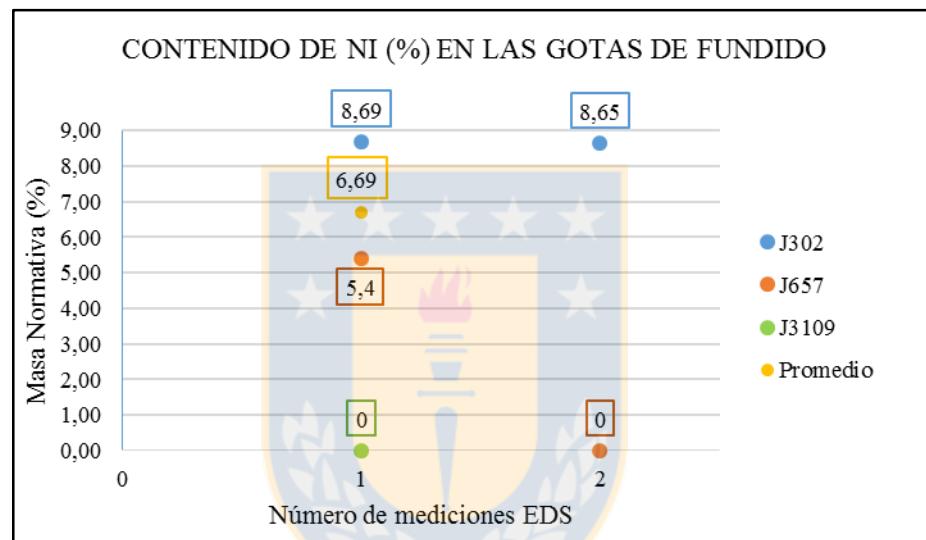


Figura 4.2: Gráfico de puntos que compara contenidos de Ni (%) en cristales de kamacita en las gotas de fundido de los distintos condritos y el contenido promedio de Ni (Tabla 2.3).

En el caso de la composición de la troilita, en general los contenidos de Fe eran reducidos, salvo para dos mediciones en los condritos J3109 y J657, cuyos valores eran mayores al promedio de 63,53% de Fe. En cambio los valores de S están todos deprimidos en relación al promedio, es decir son menores que 36,47%. Sin embargo, es necesario mencionar que tanto para algunas mediciones de kamacita y para todas las de troilita, aparecieron elementos extra que no corresponden a la composición química original de los minerales. Esto se explica principalmente porque la escala reducida a la cual se trabaja (cercana a los 2 micrones en ciertas ocasiones) facilita un error en las lecturas. Además, al tratarse de minerales que fueron fundidos, es posible que se hayan contaminado con elementos presentes en otras fases circundantes, como los silicatos. Lo anterior también permitiría explicar dos mediciones en minerales de kamacita que no contienen Ni.

Otra evidencia de choque observada son los distintos tipos de venas de fundido presentes en los 3 condritos. A pesar de eso, no se le practicaron análisis con EDS a las venas de los condritos J3109 y J657 por su tamaño reducido y poco desarrollo. Las mediciones de EDS sólo se llevaron a cabo en las venas de fundido del condrito J302, el que presenta una zona con venas de fundido ramificadas y bien desarrolladas, rellenas con troilita y kamacita.

Los resultados mostraron troilitas con una composición habitual, con contenidos de Fe y S similares al promedio (Tabla 2.3), y kamacitas enriquecidas en Ni con una media de 7,99%, superior al promedio de 6,69% (Figura 4.3).

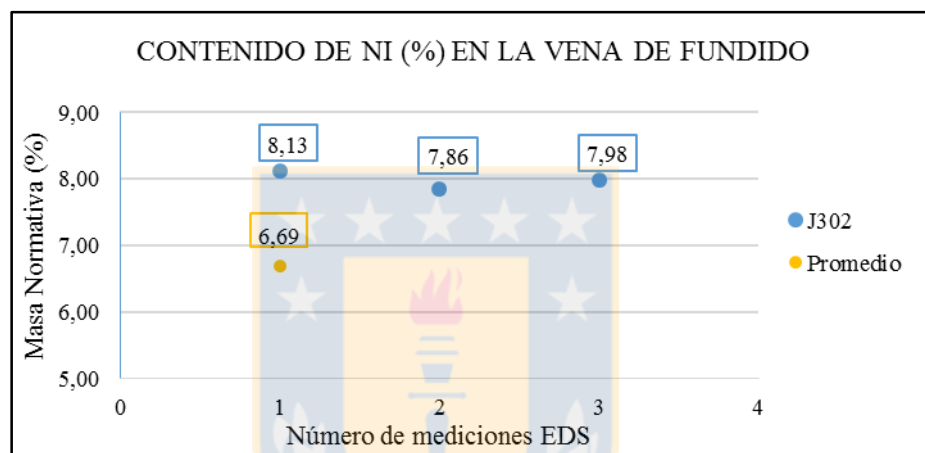


Figura 4.3: Gráfico de puntos que compara contenidos de Ni (%) en la kamacita de la vena de fundido del condrito J302 y el contenido promedio de Ni (Tabla 2.3).

Los distintos tipos de venas y los bolsillos de fundido se originan porque durante un impacto ocurre un aumento rápido de la presión y la temperatura lo que genera fusión *in situ* debido al calor producido por mecanismos de cizalle, fricción o calentamiento por colapso de espacios vacíos en los poros (Hirata y otros, 2009). Estos mecanismos actúan en las interfaces de los granos minerales que responden de forma heterogénea a la presión de choque, siendo más pronunciado el efecto en la interfaz metal-silicato o metal-espacio de poro, debido a las diferencias de densidad.

La abundancia y complejidad geométrica de las venas incrementa con el aumento de la presión de choque, y las venas tienden a ampliarse en bolsillos de fundido, generalmente en las uniones triples de venas (Stöffler y otros, 1991). Esto comúnmente termina englobando clastos de material sin fundir, lo que corrobora la fusión *in situ* de los constituyentes de la matriz. Los diferentes fundidos que rellenan las venas pueden generarse en un mismo impacto y el tiempo de emplazamiento entre

un fundido y otro es del orden de milisegundos a segundos (Stöffler y otros, 1991).

La última señal de choque estudiada es la textura tipo plesita que presentan varios granos del condrito J302. La textura se compone de una mezcla de troilita y kamacita (en menor medida con taenita de bajo contenido de Ni) que conforman una textura de tipo plesita donde la kamacita forma gruesas agregados con forma de dendritas y espinas.

Los análisis de EDS fueron llevados a cabo en el grano de mayor dimensión con textura tipo plesita, donde el arreglo de kamacita con forma de dendritas y espinas está rodeado por un borde de taenita (Figura 3.2). Los resultados muestran que las kamacitas tienen contenidos de Fe y Ni cercanos al promedio (Tabla 2.3), mientras que la taenita está empobrecida en Ni con un promedio de 16,06% (Figura 4.4). La presencia de taenita permite concluir que hubo un enriquecimiento de Ni en los bordes de la kamacita y que esta difusión posiblemente ocurrió como consecuencia del metamorfismo de choque que formó el fundido. Por último las troilitas muestran contenidos de Fe y S cercanos al promedio.

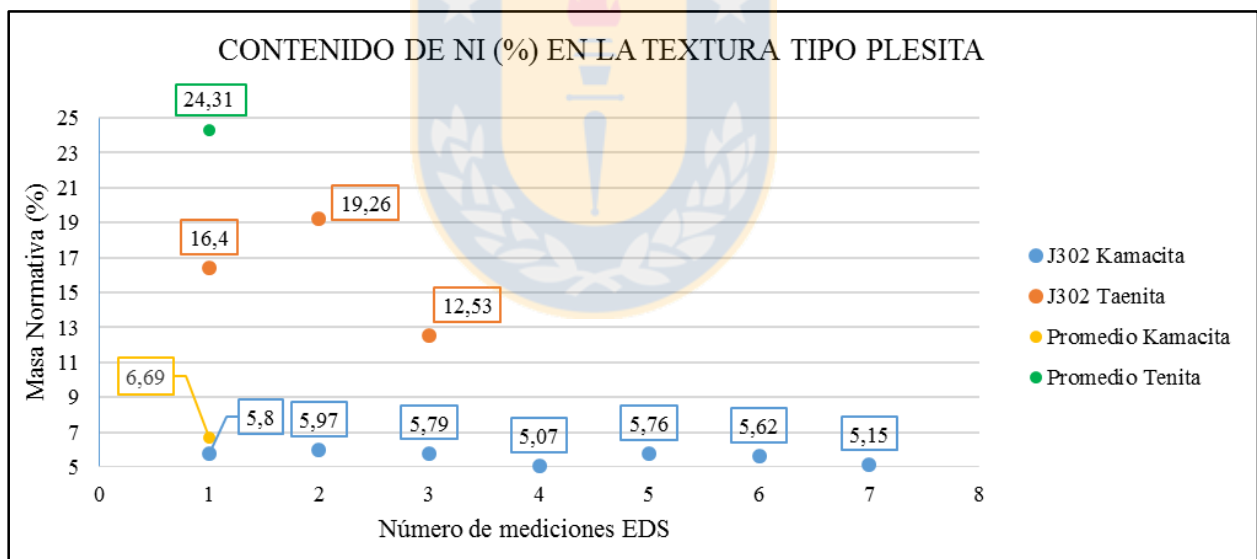


Figura 4.4: Gráfico de puntos que compara contenidos de Ni (%) en la kamacita y sus bordes de taenita presentes en la textura tipo plesita entre troilita y kamacita del condrito J302 y el contenido promedio de Ni (Tabla 2.3).

La fusión inducida por impacto también es responsable de la formación del fundido que da origen a la textura tipo plesita entre de troilita y kamacita. Cuando este fundido se enfría rápidamente forma la textura descrita entre los dos tipos de cristales (Ray y otros, 2016).

Finalmente, luego de describir todos las evidencias de choque de los minerales opacos presentes

en las 3 muestras, cabe destacar que en el caso de específico del condrito J302 existe una mayor abundancia de dichas evidencias, lo cual permite inferir que es un caso particular y distinto a los otros dos condritos.

La gran cantidad de gotas, bolsillos y venas de fundido, venas de choque y granos de opacos con textura tipo plesita entre troilita y kamacita, hablan de que el impacto que afectó al condrito generó la fusión de parte importante de sus componentes. El efecto que tiene la masiva presencia de las características descritas se observa de mejor forma en el corte pulido transparente. En él se puede visualizar que los extremos del condrito están oscurecidos, y que al observar estas zonas en luz reflejada, se ve que concentran una importante cantidad de minerales opacos fundidos con las evidencias de choque mencionadas. En cambio, el sector central de la muestra no se observa oscurecido, sino que está compuesta por relictos de cóndrulos y matriz recristalizada surcada por pocas y finas venas de fundido, lo cual permite el paso de la luz ya que posee menor concentración de minerales opacos con efectos de choque.

Bischoff y Stöffler (1992) mencionan que en las brechas condriticas es común encontrar venas de choque, bolsillos de fundido con sus gotas de fundido y granos con textura tipo plesita entre troilita y kamacita. Además, describen las brechas de fundido por impacto como rocas fundidas que contienen cantidades variables de clastos sin fundir. Dichas características físicas coinciden con las que presenta la muestra, cuyos extremos contienen material fundido donde se alojan las distintas evidencias de choque y fusión, junto a clastos de material sin fundir en la zona central. Es por esto que la muestra finalmente se considera como una brecha de fundido de un condrito ordinario.

4.2.3. Estado de choque de los condritos

Para las características descritas anteriormente en los minerales opacos, Bennett y McSween (1996) establecieron una escala que permite asociar la presencia de determinadas evidencias de choque en los minerales opacos con un estado de choque en particular, ya que la clasificación de choque original de Stöffler (1991) considera solo los silicatos y no los minerales opacos.

La escala de clasificación considera evidencias de choque de distintos tipos, pero en este estudio se consideraran sólo aquellas presentes en los condritos estudiados y que se pueden utilizar como indicadores de un estado de choque. Estas evidencias son gotas de fundido de troilita y/o kamacita, bolsillos de fundido, venas de fundido de troilita y kamacita, y troilitas policristalinas. Bennett y

McSween (1996) establecen que la escala debe ser utilizada como una ayuda y que para establecer un estado de choque determinado hay que considerar aquellas evidencias de choque que son abundantes, es decir en más del 50% de los granos opacos observados, y no aquellas que puedan llamarse comunes (10% a 50% de los granos opacos observados) o raras (menor al 10% de los granos observados).

Para esta clasificación, el estado de choque S3 se caracteriza por la presencia de distintas evidencias de choque, pero estas son poco extendidas en el condrito. Aparecen pequeños bolsillos y gotas de fundido. En el estado de choque S4, entre otros rasgos, es común observar troilita policristalina, los bolsillos de fundido son más abundantes, a veces interconectados con venas de fundido de tamaño micrométrico y rellenas de troilita y kamacita. Además, comienzan a verse evidencias de fusión junto a los granos de troilita de mayor tamaño. Las gotas de fundido de troilita alcanzan el orden de 10 a 20 micrones de diámetro y las de Fe-Ni metálico son escasas. La mayor abundancia de las evidencias de choque descritas para el estado S4 caracteriza al estado S5. Muchos de los granos de kamacita se muestran policristalinos, y los de troilita policristalina son abundantes (mayor al 50% de los granos opacos observados). Las gotas de fundido de Fe-Ni metálico y troilita son más comunes y se encuentran adyacentes a aproximadamente el 10% de los granos examinados.

Según la escala de clasificación de Bennett y McSween (1996) (Figura 2.7) y las señales de choque analizadas en los condritos estudiados en esta Memoria, todos ellos deberían estar entre los estados de choque S3 y S5.

El condrito J3109 presenta diversas y pequeñas gotas de fundido (de troilita principalmente), numerosas troilitas policristalinas y escasas venas de fundido rellenas de troilita y kamacita. Como las gotas de fundido están presentes pero no en gran cantidad y las troilitas policristalinas no son mayores al 50% de los granos observados, se establece que son características más bien raras en el condrito, por lo que este se encuentra débilmente choqueado y tiene un estado de choque en el rango S2 a S3.

El condrito J657 contiene gotas de fundido de troilita y kamacita, las que son más abundantes en la zona cruzada por la veta negra que atraviesa toda la muestra. También cuenta con varias troilitas policristalinas y algunas venas de fundido rellenas de troilita y kamacita. Las gotas de fundido no son tan abundantes a lo largo del condrito, mientras que las troilitas policristalinas son numerosas

pero no superan el 50% de los granos observados y las venas rellenas de fundido de troilita y kamacita existen pero son escasas. Por lo anterior se define que los caracteres discriminadores de choque no son tan abundantes, por lo que el condrito está débilmente choqueado con un rango de S2 a S3.

La brecha de fundido J302 cuenta con abundantes gotas de fundido de troilita y troilita-kamacita, cuyos tamaños son variados pero fácilmente visibles a lo largo de la matriz. También presenta bolsillos de fundido, troilitas policristalinas y venas de fundido rellenas de troilita y kamacita, las que se muestran ramificadas y con un grosor considerable de hasta 20 micrones. La gran cantidad de señales de choque en los minerales opacos de la brecha permite acotar el estado de choque como moderado a fuertemente choqueado con un rango de S4 a S5.

Utilizando la clasificación de choque de Stöffler y otros (1991) (Tabla 2.5) se puede acotar más el estado de choque de los condritos y la brecha. Dicha clasificación establece que las características de choque en los minerales opacos aparecen desde el estado S3 en adelante. Para S3 se define la presencia de venas de choque y formación incipiente de bolsillos de fundido, interconectados en algunas ocasiones. Esto coincide a grandes rasgos con lo manifestado por los condritos J3109 y J657, permitiendo acotar a ese estado de choque los condritos.

Por otro lado, a la brecha de fundido J302 se le efectuaron ambas clasificaciones. La de Bennett y McSween (1996) establece un rango de S4 a S5, por la abundancia de diversos caracteres de choque y fusión en los minerales opacos. En cambio, según Stöffler y otros (1991) la muestra se ajusta a un estado S3, porque para el estado S4 el carácter diagnóstico es la presencia de olivinos con textura de mosaico lo que no ocurre en este caso. Aunque, según el mismo autor en un estado de choque S4 los minerales opacos muestran bolsillos de fundido, venas de fundido interconectadas y venas de choque, evidencias que sí son mostradas abundantemente en la brecha. Finalmente, considerando ambas clasificaciones, se decide acotar el estado de choque de la brecha de fundido como $\geq$ a S3, porque la clasificación principal es con los silicatos, pero puede ser mayor o igual que S3 por las diversas evidencias que muestran los minerales opacos.

4.3 ANÁLISIS COMPARADO DEL ESTADO DE CHOQUE CON OTROS CONDRITOS DE SIMILARES CARACTERÍSTICAS

Existen numerosos casos de condritos con similares señales de choque en sus minerales opacos,

algunos de los cuales fueron agrupados en la Tabla 4.1 para poder ser comparados con el estado de choque y las evidencias de choque analizadas en la brecha y los dos condritos aquí estudiados.

Las muestras de este estudio corresponden a condritos tipo L5 a L6 cuyo estado de choque principal es el S3. Casos como lo de estos condritos son ejemplificados en la Tabla 4.1 en los condritos Lavras do Sul (L5/S3), Eldee 001 (L6/S3) y Roy (L5/S3-S5), por lo que la clasificación realizada está dentro de los resultados probables para las características estudiadas. Aun así, destaca en la Tabla 4.1 que las características de choque son observadas en una amplia variedad de grados petrológicos (desde el tipo 4 al tipo 6) y estados de choque (desde el estado S1 al S6). Esto demuestra la complejidad del proceso de impacto entre asteroides parentales y los múltiples factores a tener en consideración.

Tabla 4.1: Resumen de otros casos de condritos tipo L con características de choque en los minerales opacos. La clasificación considera el grupo químico (L), tipo petrológico y estado de choque (S). Datos tomados de Bennett y McSween (1996), Rubin (2004), Xie y otros (2006), Tomkins (2009), Zucolotto y otros (2012), Ray y otros (2016), Sharp y Hu (2016).

<i>Meteorito</i>	<i>Clasificación</i>	<i>Textura tipo plesita</i>	<i>Troilita policristalina</i>	<i>Venas de fundido</i>	<i>Gotas de fundido/ Bolsillos de fundido</i>
FRO 90052	L4/S1	x			
Acfer 010	L6/S2		x		
Dar al Gani 283	L5/S2				
Fro 90240	L6/S2		x	x	
Roy	L5/S3-S5			x	x
Eldee 001	L6/S3	x			
Tennasilm	L4/S3		x		x
Lavras do Sul	L5/S3			x	x
Kunashak	L6/S4			x	x
La Lande	L6/S4			x	x
Katol	L6(7)/S5	x		x	x
Kyushu	L6/S5		x		x
Acfer 040	L5(6)/S6			x	x
Tenham	L6/S6			x	x
McKinney	L4/S6			x	x

Por un lado, la amplia variedad de tipos petrológicos afectados por las mismas señales de choque permite inferir que las colisiones entre cuerpos parentales pueden ocurrir paralelo al proceso de metamorfismo termal, lo cual puede afectar la variedad y el tipo de señales de choque que puedan registrar los condritos. Sin embargo, Tomkins (2009) menciona que los eventos de impacto

producen calentamiento en un pequeño volumen de material, por lo que el metamorfismo post-impacto es un evento de corta duración (días a años) comparado con el metamorfismo termal de origen radiogénico ($>10^6$ años). Es por ello que los efectos del metamorfismo de choque pueden no ser tan marcados en el cuerpo parental e incluso ser borrados por la acción del metamorfismo termal si es que las señales de choque no son importantes. Además, considerando la posibilidad de que los eventos de choque sean múltiples, puede haber sobreimposición de las señales debido a sucesivos eventos de impacto que conllevan a reiterados aumentos de temperatura y presión en la roca. En esta línea, Rubin (2004) plantea que aquellos condritos ordinarios equilibrados con un bajo estado de choque (S1 o S2) pueden contener evidencia de que alguna vez alcanzaron mayores estados de choque de lo que muestran sus olivinos. Esto debido a que el daño que se produce en la red cristalina del olivino puede ser reparado por el calentamiento producido luego del impacto o por impactos posteriores.

Por otro lado, la presencia de las características de choque en una gran variedad de estados de choque reafirma que los minerales opacos reaccionan a amplios rangos de presión y temperatura, por lo cual deben ser usados con cuidado para constatar el estado de choque del meteorito. También es importante mencionar que la intensidad de la onda de choque es muy heterogénea en un mismo condrito (Bennett y McSween, 1996), por lo que en un solo condrito pueden observarse características de dos o más estados de choque debido a la inherente heterogeneidad de la compresión de choque de las rocas policristalinas (Stöffler y otros, 1991). De igual forma esto podría explicar la presencia de señales de alto choque en meteoritos con bajo estado de choque. Por esas consideraciones mencionadas es que Bennett y McSween (1996) establecen que el uso de las señales en los minerales opacos debe centrarse en aquellos caracteres que son altamente abundantes ($>50\%$ de los granos opacos observados) y no en la simple presencia de alguna de las características dentro de la muestra.

4.4. CONDICIONES DEL CUERPO PARENTAL

Con los datos obtenidos es posible inferir algunas condiciones generales acerca del asteroide parental que podría haber originado los meteoritos estudiados. Los 2 condritos y la brecha están asociados al mismo grupo químico L, con lo cual se establece que las suposiciones hechas a continuación son para un cuerpo parental de ese tipo. A pesar de ello, no necesariamente todos los condritos provienen de exactamente el mismo cuerpo parental ya que aún no se sabe a ciencia cierta

si cada grupo corresponde a un único o a varios cuerpos parentales del mismo tipo.

El asteroide parental de los condritos se formó en la Nebulosa Solar por acreción del material sólido existente, que corresponde a los cóndrulos, granos de Fe-Ni metálico y troilita. Los espacios vacíos que queden entre los componentes sólidos son rellenados por la matriz de grano fino. Al final de este proceso el asteroide ya debe haber alcanzado las decenas de kilómetros de diámetro y comienza a experimentar un aumento de la temperatura lo que induce la acción del metamorfismo termal. Se han propuesto varias fuentes de calor para explicar la evolución del metamorfismo termal y así la existencia de distintos tipos petrológicos. Estos incluyen el decaimiento de nucleidos radioactivos de vida corta (la cual es considerada hoy en día la principal fuente de calor), el decaimiento de elementos radioactivos de vida larga, calentamiento por inducción electromagnética y calentamiento por impacto (Vernazza y otros, 2014).

La acción del metamorfismo termal involucra tanto cambios físicos como químicos en los condritos. Las muestras analizadas corresponden a los tipos petrológicos 5 y 6, los cuales se asocian a un proceso relativamente avanzado de metamorfismo termal. Esta transformación involucra un aumento de tamaño de grano e integración entre la matriz y los cóndrulos, a la par de la homogenización química de los componentes del cuerpo parental.

En el tipo petrológico 5 los límites de los cóndrulos se vuelven menos claros y comienza la unificación textural entre los cóndrulos y la matriz. En el tipo 6, los cóndrulos pequeños ya se perdieron y solo los grandes son fácilmente reconocibles (Johnson y otros, 2016). En cuanto a la plagioclasa en el tipo 5 ya comienzan a aparecer granos microcristalinos de plagioclasa de 2 a 10 μm , mientras que en el tipo 6 ocurren abundantes granos de tamaño $\geq 50 \mu\text{m}$ (Van Schmus y Wood 1967 en Kessel y otros, 2007). También los granos de Fe-Ni metálico y troilita se vuelven más gruesos a medida que progresa el metamorfismo. En el tipo 5 el Fe-Ni metálico tiene formas irregulares comúnmente englobando trozos de silicatos, en cambio en el tipo 6 los cristales se vuelven más euhedrales, sin silicato en su interior y con sus bordes más rectos.

Basado en las experiencias de laboratorio, la temperatura en condritos ordinarios de tipo 4 a 6 se estima generalmente entre los 500°C y los 1.000°C (Dodd, 1981; Mare y otros, 2014; McSween y Patchen, 1989; McSween y otros, 1988; Slater-Reynolds y McSween, 2005 en Johnson y otros, 2016). En cuanto a la presión, es generalmente aceptado que el proceso de metamorfismo termal ocurre a bajas presiones de entre 1 a 2 kbar o menos (Dodd, 1969, 1981; McSween y Patchen,

1989; Tait y otros, 2014; cf. Pletchov y otros, 2005; Zinovieva y otros, 2006 en Johnson y otros, 2016).

Después o paralelo a la acción del metamorfismo termal ocurrieron una o múltiples colisiones en el cuerpo parental ocasionadas por otros cuerpos de dimensiones variables. Una colisión da origen a un cráter en el asteroide, cuya extensión y morfología dependerá del tamaño y velocidad característica del cuerpo impactor. La formación de este cráter involucra una gran variedad de efectos posibles en el asteroide golpeado. Puede ocurrir la eyección de importantes cantidades de material que se enfriará rápidamente, ya sea en el espacio o en el asteroide impactado, acumulándose en los alrededores del cráter y formando en la superficie una capa de material frío. Si la energía y la presión del impacto son lo suficientemente fuertes ocurre la formación de fundido que puede acumularse en el fondo del cráter y ser inyectado en fracturas de diversa extensión, ya sean preexistentes o formadas por el impacto. Además, parte del material choqueado y fragmentado puede mezclarse con el fundido en el fondo del cráter y dar lugar al desarrollo de brechas de fundido. Las características descritas anteriormente son esquematizadas a continuación en la Figura 4.5 y corresponden a aquellas que se observan a mayor escala en un cráter, ya que el impacto también es responsable de las evidencias de choque que se observan a escala microscópica y que fueron tratadas en mayor detalle en secciones anteriores.

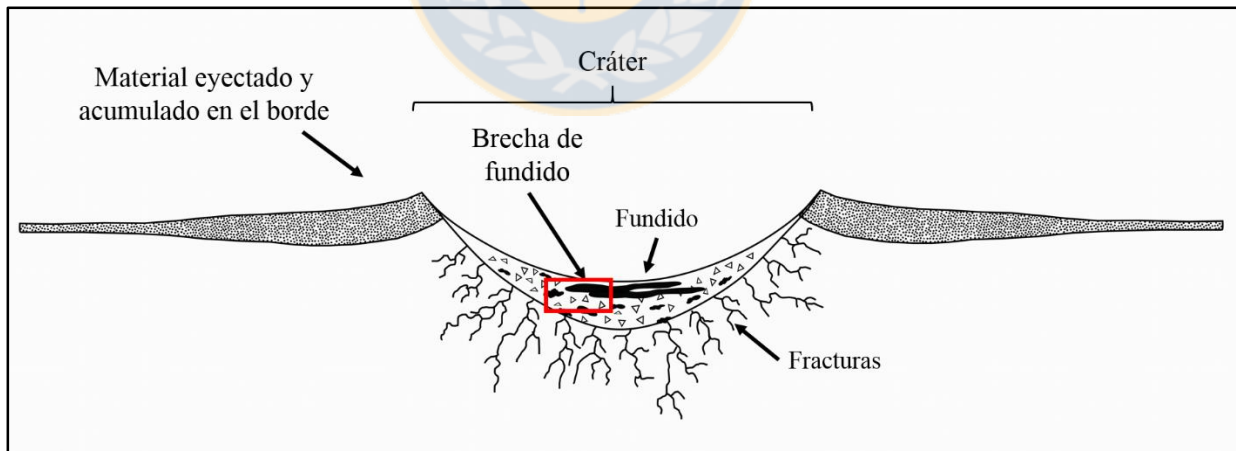


Figura 4.5: Esquema simplificado de un cráter formado producto de un impacto en un cuerpo parental con sus características morfológicas. Modificado de Stöffler y otros (1991).

Los efectos descritos pueden ocurrir en un único evento colisional o puede haber otros eventos que inducen nuevas alzas de temperatura y presión, produciendo calentamientos adicionales como resultado de una multiplicidad de eventos de formación de cráteres en un cuerpo parental

condrítico, lo cual es altamente probable (Stöffler y otros, 1991).

En general el estado de choque S3 o débilmente choqueado que se asignó a las muestras puede representar la formación de un cráter de menor dimensión en el cuerpo parental o una zona externa de un cráter mayor. Este grado de choque permite inferir que los efectos del impacto en los minerales se habrían generado por una presión de 15 a 20 GPa y que produjo un aumento de la temperatura de al menos 100°C según Stöffler y otros (1991). Además, la gran mayoría de las brechas de meteoritos se formaron durante los impactos entre asteroides a velocidades superiores a 0,5 – 1 km/s, que impactaron y fundieron los minerales (Stöffler y otros, 1988 en Bischoff y otros, 2006).



5. CONCLUSIONES

El condrito J3109 es un condrito ordinario del grupo L, con un tipo petrológico 5, un estado de choque S3 y un grado de meteorización W2. Por otro lado, el condrito J657 se establece como condrito ordinario del grupo L cuyo tipo petrológico es 6, y que registra un estado de choque S3 con un grado de meteorización W2. Finalmente, la brecha de fundido J302 corresponde a una brecha originada a partir de un condrito ordinario del grupo L asociado a un tipo petrológico 6, con un estado de choque $\geq S3$ y un grado de meteorización W1.

La clasificación del grupo químico se realizó en base a la susceptibilidad magnética medida en cada condrito y el grado de meteorización terrestre. Este último resultó ser bastante impreciso, ya que corresponde a un parámetro asignado por el observador y que se asocia a un porcentaje de reemplazo de los minerales opacos por óxidos de Fe. Además, a diferencia de la susceptibilidad magnética, no es un valor discreto, sino que cada grado de meteorización representa un rango de porcentaje de reemplazo asignado por una persona, por lo que carece de la precisión necesaria para poder efectuar una clasificación rigurosa. De igual forma, el tipo petrológico fue establecido mediante la observación microscópica en combinación con los parámetros de tamaños de grano y aspecto de los distintos constituyentes establecidos en la clasificación de Van Schmus (1967), por lo que el error humano y la falta de buenas secciones transparentes de las muestras pueden inducir a errores interpretativos.

El estado de choque asignado a los condritos J3109 y J657 se asocia principalmente a la presencia de determinadas evidencias de choque en los minerales opacos, y debido a que estos minerales actúan bajo un amplio rango de presiones y temperaturas, no son considerados los mejores indicadores de estado de choque. En cambio para la brecha de fundido J302, que contaba con un corte pulido transparente mediante el cual se visualizaron los olivinos con sus sets de fracturas planares y su extinción ondulosa, fue posible establecer de forma más precisa su estado de choque $\geq S3$.

Se infiere finalmente, que las características de choque analizadas pueden representar diversas condiciones de presión y temperatura en el cuerpo parental, producto de variados procesos colisionales, donde también influyen las condiciones iniciales de la roca. Es decir, si está bajo procesos de metamorfismo termal, la reología del cuerpo, su composición y tamaño, además de la intensidad y características del impacto. Por lo tanto, el estado de choque de un meteorito en

particular entrega diferentes fuentes de información respecto de las condiciones en las cuales se encontraba el cuerpo parental en el espacio.

Para el caso analizado se deduce un cuerpo parental compuesto por componentes de alta temperatura que son cóndrulos, granos de Fe-Ni metálico y sulfuro de Fe, rodeados de una matriz. Como este cuerpo experimentó un alto grado de metamorfismo termal, asociado a un tipo petrológico 5 a 6, los cóndrulos no están bien delineados, en algunos casos es complejo distinguirlos o quedan simplemente relictos. Las plagioclasas desarrollaron un mayor tamaño, los granos de Fe-Ni metálico con formas que tienden a ser euhedrales y la matriz se encuentra recrystalizada. En general se estima que los efectos anteriores ocurrieron porque el cuerpo parental aumento su temperatura ente los 500°C y los 1.000°C.

En paralelo, o después del proceso termal, el cuerpo parental sufrió múltiples colisiones que generaron presiones de entre 15 a 20 GPa y que habrían incrementado la temperatura del cuerpo en por lo menos 100°C, lo que además produjo la fusión de algunos materiales que permitieron la formación de la brecha de fundido en el caso de la muestra J302.

Fragmentos del cuerpo parental que pudieron liberarse por los eventos colisionales descritos, caen a la superficie terrestre, específicamente a la zona de El Médano en el Desierto de Atacama. Allí fueron afectados incipientemente por la meteorización terrestre, siendo la brecha de fundido J302 la que muestra menos signos de alteración con solo un 1% de reemplazo lo que le otorga un grado de meteorización W1, y la suposición de que su tiempo de permanencia en la tierra es menor que el de los condritos J3109 y J657, cuyos porcentajes de reemplazo de 24% y 44% respectivamente le asignan un grado de meteorización W2 a las muestras.

Es necesario mencionar que Valenzuela (2011) reportó la existencia de una relación entre el grado de meteorización terrestre y el estado de choque de los condritos, donde a mayor estado de choque menor es el grado de meteorización del meteorito. Dicha relación se da porque el grado de meteorización está controlado por la porosidad inicial del meteorito, la cual a su vez depende del estado de choque que posea. Así, para aquellos condritos con estados de choque mayor o igual a S3 el grado de meteorización es menor. Esta situación es la que se observa en las muestras estudiadas, los cuales tienen un estado de choque S3 y bajos grados de meteorización que corresponden a W2 y W1.

En último lugar se proponen algunos aspectos para mejorar la clasificación y el estudio de los condritos. Se requieren análisis químicos que entreguen una composición química global para determinar las razones químicas y los contenidos de elementos que establecen la pertenencia a determinado grupo químico y tipo petrológico, ya que las mediciones con EDS son semi-cuantitativas y carecen de la precisión necesaria. Si bien la susceptibilidad magnética y el grado de meteorización ha demostrado ser una herramienta útil de clasificación, puede inducir a un error importante, principalmente cuando se trabaja con meteoritos “encontrados” donde la susceptibilidad magnética está alterada por la acción de la meteorización terrestre, cuyo grado debe establecerse por un observador y no corresponde a un valor discreto. Poseer buenas secciones pulidas transparentes de los condritos facilita y mejora la clasificación del estado de choque ya que permite trabajar con los silicatos en conjunto con los minerales opacos y ver sus relaciones y efectos asociados al metamorfismo de choque, para acotar de manera precisa la clasificación.



REFERENCIAS

- ANTHONY, J.W.; BIDEAUX, R.A.; BLADH, K.W. y NICHOLS, M.C. Editores. Handbook of Mineralogy. Mineralogical Society of America. Chantilly VA 20151-1110. <http://www.handbookofmineralogy.org/>.
- BENNETT, M.E. y MCSWEEN, H.Y. 1996. Shock features in iron-nickel metal and troilite of L-group ordinary chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **31**: 255-264.
- BISCHOFF, A. y STOEFFLER, D. 1992. Shock metamorphism as a fundamental process in the evolution of planetary bodies: Information from meteorites. *European Journal of Mineralogy*, Vol. **4**: 707-755.
- BISCHOFF, A.; SCOTT, E. R.; METZLER, K. y GOODRICH, C. A. 2006. Nature and origins of meteoritic breccias. Meteorites and the early solar system II. (Lauretta, D.S. y McSween, H.Y. editores). The University of Arizona press: 679-712. Tucson.
- BLAND, P.A.; ZOLENSKY, M.E.; BENEDIX, G.K. y SEPHTON, M.A. 2006. Weathering of chondritic meteorites. Meteorites and the early solar system II. (Lauretta, D.S. y McSween, H.Y. editores). The University of Arizona press: 853-867. Tucson.
- CLARKE, J.D. 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology*. Vol. **73**: 101-114.
- CONDIT, R.H.; HOBBS, R.R. y BIRCHENALL, C.E. 1974. Self-diffusion of iron and sulfur in ferrous sulfide. *Oxidation of Metals*. Vol. **8**: 409-455.
- DODD, R.T.; GROVER, J.E. y BROWN, G.E. 1975. Pyroxenes in the Shaw (L-7) chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **39**: 1.585-1.594.
- FRITZ, J.; GRESHAKE, A. y FERNANDES, V.A. 2017. Revising the shock classification of meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **52**: 1.216-1.232.
- GOLDSTEIN, J.I. y MICHAEL, J.R. 2006. The formation of plessite in meteoritic metal. *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. **41**: 553-570.

- HIRATA, N.; KURITA, K. y SEKINE, T. 2009. Simulation experiments for shocked primitive materials in the Solar System. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. **174**: 227-241.
- HUTCHISON, R. 2004. Meteorites: A petrologic, chemical and isotopic synthesis. Cambridge University Press: 511 pp. New York.
- HUTZLER, A.; GATTACCECA, J.; ROCHETTE, P.; BRAUCHER, R.; CARRO, B.; CHRISTENSEN, E.J.; COURNEDE, C.; GOUNELLE, M.; LARIDHI OUAZAA, N.; MARTINEZ, R.; VALENZUELA, M.; WARNER, M. y BOURLES, D. 2016. Description of a very dense meteorite collection area in western Atacama: Insight into the long-term composition of the meteorite flux to Earth. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **51**: 468-482.
- JOHNSON, T.E.; BENEDIX, G.K. y BLAND, P.A. 2016. Metamorphism and partial melting of ordinary chondrites: Calculated phase equilibria. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **433**: 21-30.
- KESSEL, R.; BECKETT, J.R., y STOLPER, E.M. 2007. The thermal history of equilibrated ordinary chondrites and the relationship between textural maturity and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **71**: 1.855-1.881.
- KIMURA, M.; GROSSMAN, J.N. y WEISBERG, M.K. 2008. Fe-Ni metal in primitive chondrites: Indicators of classification and metamorphic conditions for ordinary and CO chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **43**: 1.161-1.177.
- KROT, A.N.; KIEL, K.; GOORICH, C.A.; SCOTT, E.R.D. y WEISBERG, M.K. 2003. Classification of Meteorites. Treatise on geochemistry volume 1: meteorites, comets and planets. (Davis, A.M. editor). Elsevier ltd: 83-128. Oxford.
- MUÑOZ, C.; GUERRA, N.; MARTINEZ-FRIAS, J.; LUNAR, R. y CERDA, J. 2007. The Atacama Desert: A preferential arid region for the recovery of meteorites—Find location features and strewnfield distribution patterns. *Journal of arid environments*. Vol.**71**: 188-200.

- RAY, D.; GHOSH, S. y MURTY, S.V.S. 2016. On the possible origin of troilite-metal nodules in the Katol chondrite (L6-7). *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **52**: 72-88.
- ROCHETTE, P.; GATTACCECA, J. y LEWANDOWSKI, M. 2012. Magnetic classification of meteorites and application to the Soltmany fall. *Meteorites*. Vol. **2**: 67-71.
- ROCHETTE, P.; SAGNOTTI, L.; BOUROT-DENISE, M.; CONSOLMAGNO, G.; FOLCO, L.; GATTACCECA, J. y PESONEN, L. 2003. Magnetic classification of stony meteorites: 1. Ordinary chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **38**: 251-268.
- RUBIN, A.E. 1997. Mineralogy of meteorite groups. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **32**: 231-247.
- RUBIN, A.E. 2004. Postshock annealing and postannealing shock in equilibrated ordinary chondrites: Implications for the thermal and shock histories of chondritic asteroids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **68**: 673-689.
- SCHMUS, W.R.v. y WOOD, J.A. 1967. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **31**: 747-765.
- SCOTT, E.R.D. y KROT, A.N. 2003. Chondrites and their components. Treatise on geochemistry volume 1: meteorites, comets and planets. (Davis, A.M. editor). Elsevier ltd: 143-200. Oxford.
- SHARP, T.G. y HU, J. 2016. Low pressure evidence of high pressure shock: Thermal histories and annealing in shocked meteorites. *Lunar and Planetary Institute Contributions*. Vol. **1921**. Berlin.
- STÖFFLER, D.; KEIL, K. y SCOTT, E.R.D. 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **55**: 3.845-3.867.
- TOMKINS, A.G. 2009. What metal-troilite textures can tell us about post-impact metamorphism in chondrite meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **44**: 1.133-1.149.
- TOMKINS, A.G.; WEINBERG, R.F.; SCHAEFER, B.F. y LANGENDAM, A. 2013. Disequilibrium melting and melt migration driven by impacts: Implications for rapid planetesimal core formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **100**: 41-59.

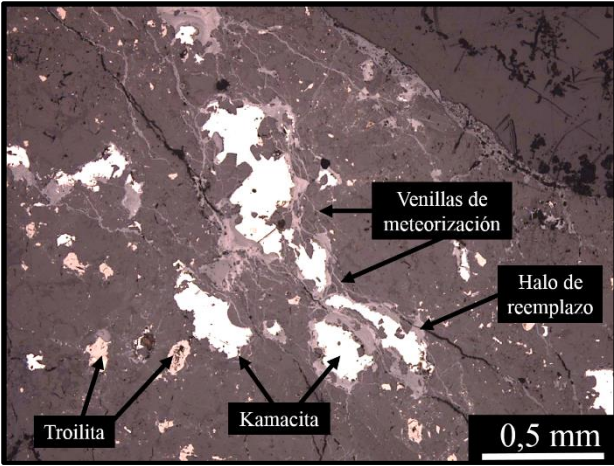
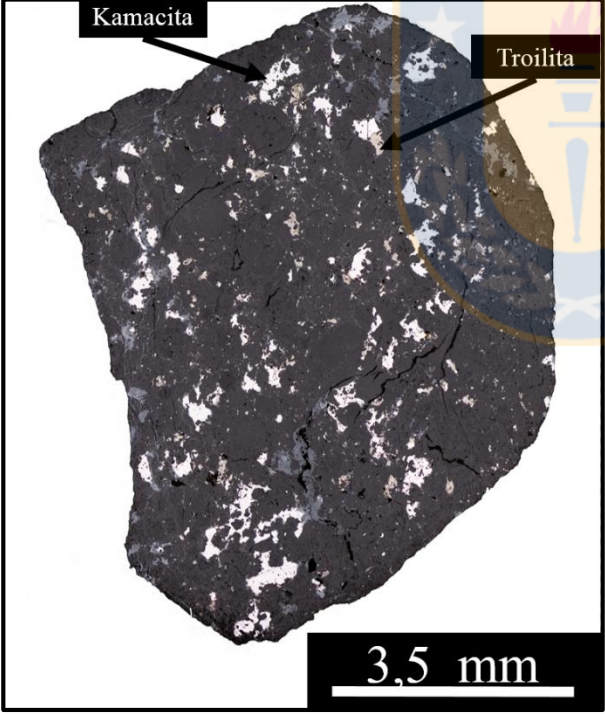
- VALENZUELA, E.M. 2003. Petrología y geoquímica del meteorito Paposo. Memoria para optar al Título de Geólogo. Inédito. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 103 pp. Santiago.
- VALENZUELA, E.M. 2011. Procesos de meteorización en condritos ordinarios del Desierto de Atacama, norte de Chile: Nuevos antecedentes sobre meteorización de material extraterrestre en ambientes desérticos. Tesis de grado de Doctor en Ciencias mención Geología. Inédito. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 291 pp. Santiago.
- VARELA, M.E. 2015. Meteoritos: Restos rocosos del Sistema Solar primitivo. Vazquez Mazzini Editores: 232 pp. Buenos Aires.
- VARGAS, G. y ORTLIEB, L. 1998. Patrones de variaciones climáticas durante el Cuaternario tardío en la costa de la Región de Antofagasta, Chile. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*. Vol. 27: 385-394. Lima.
- VARGAS, G.; ORTLIEB, L. y RUTLLANT, J. 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 27: 157-176. Santiago.
- VERNAZZA, P.; ZANDA, B.; NAKAMURA, T.; SCOTT, E. y RUSSELL, S. 2015. The formation and evolution of ordinary chondrite parent bodies. Asteroids IV. (Michel, P., Demeo, F.E. y Bottke, W.F. editores). The University of Arizona press: 617-634. Tucson.
- VERNAZZA, P.; ZANDA, B.; BINZEL, R.P.; HIROI, T.; DEMEO, F.E.; BIRLAN, M. y LOCKHART, M. 2014. Multiple and fast: The accretion of ordinary chondrite parent bodies. *The Astrophysical Journal*. Vol. 791: 120-142.
- WASSON, J.T. y KALLEMEYN, G.W. 1988. Compositions of chondrites. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*. Vol. 325: 535-544. Inglaterra.
- WEISBERG, M.K.; MCCOY, T.J. y KROT, A.N. 2006. Systematics and evaluation of meteorite classification. Meteorites and the early solar system II. (Lauretta, D.S. y McSween, H.Y. editores). The University of Arizona press: 19-52. Tucson.
- WLOTZKA, F. 1993. A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*. Vol. 28: 460-460.

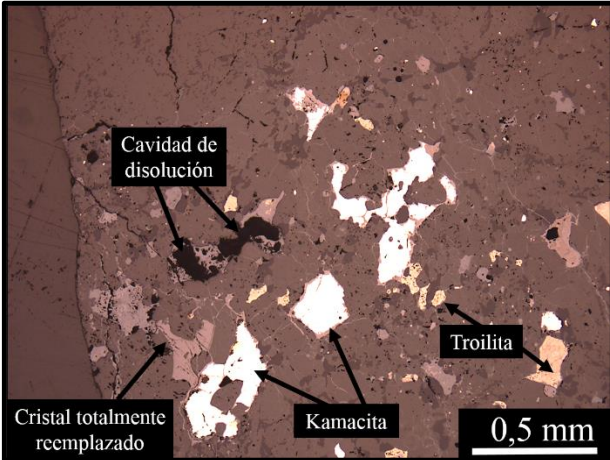
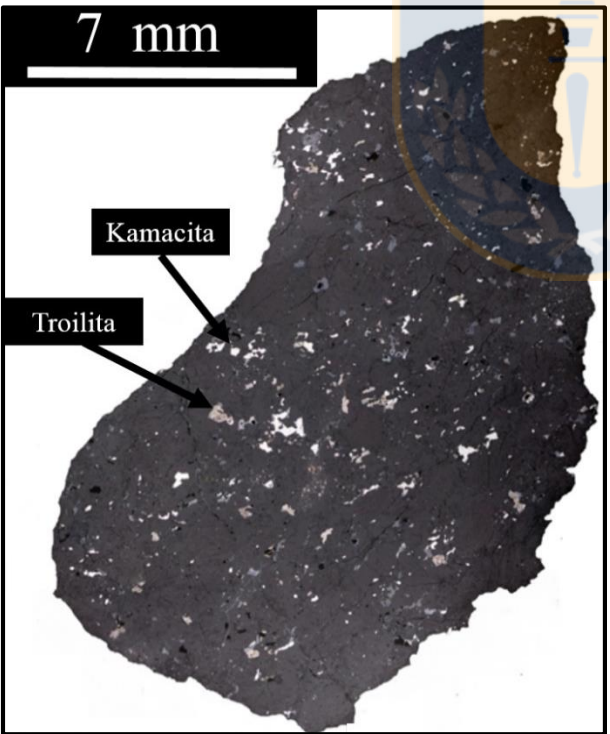
- XIE, Z.; SHARP, T.G. y CARLI, P.S. 2006. Estimating shock pressures based on high-pressure minerals in shock-induced melt veins of L chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **41**: 1.883-1.898.
- ZUCOLOTTO, M.E.; ANTONELLO, L.L.; VARELA, M.E.; SCORZELLI, R.B.; LUDKA, I.P.; MUNAYCO, P. y DOS SANTOS, E. 2012. Lavras do Sul: A new equilibrated ordinary L5 chondrite from Rio Grande do Sul, Brazil. *Earth, Moon, and Planets*. Vol. **108**:139-150.

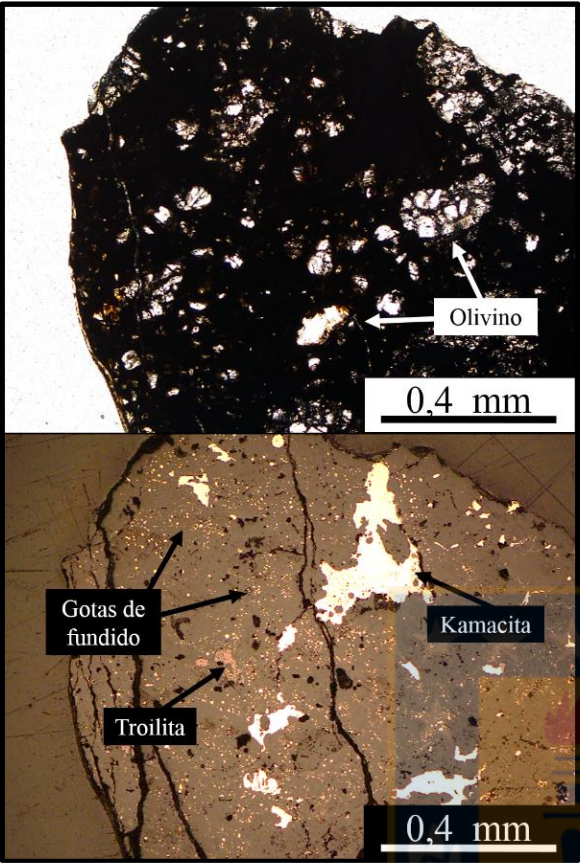
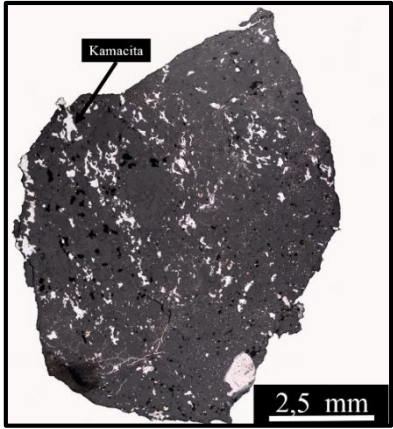




ANEXO 1
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LOS
CONDRIOS ORDINARIOS

1.1. Condrito J3109 (L5 W2 S3)	Descripción
 Sección del condrito J3109 con cristales de kamacita y troilita con evidencia de reemplazo por óxidos de Fe. Además se observa la presencia de venillas de meteorización y reemplazo en halos alrededor de la kamacita.	Aspecto general de la muestra: Textura condritica. Fracturamiento bajo a moderado en algunos sectores de la briqueta. Porosidad baja (~1%) representada por los escasos poros presentes. Componentes: Cóndrulos: Tienen una abundancia con un 11% del total de la muestra. En general se encuentran delineados con un aspecto de esférico a subesférico, cuyo rango de tamaño oscila de 0,1 a 0,9, con una media de 0,4 mm. Matriz: Corresponde a un 73% de la muestra y está compuesta por silicatos indeterminados y los fragmentos de kamacita, troilita y cromita menores a 100 μm (0,1mm). Dichos fragmentos representan un 6% de la matriz. Mineralogía primaria: Cristales anhedrales de kamacita (7%), generalmente frescos y con un largo máximo de 0,8 mm y una media de 0,3 mm. Cristales de troilita (5%) distribuida en cristales anhedrales con una dimensión máxima de 0,4 mm y una media de 0,18 mm. La cromita es escasa (<1%) y al igual que los otros minerales se encuentra distribuida en la matriz. Los minerales primarios se distribuyen en cristales aislados o formando cúmulos mono o poliminerale. Mediante el uso de SEM se constató la presencia de olivino y clinopiroxeno.
 Fotomicrografía de la briqueta pulida del condrito J3109 donde se aprecia la distribución y morfología de los minerales opacos de kamacita y troilita. Se observan algunas grietas que surcan la muestra y el reemplazo por óxidos de Fe en los bordes del condrito.	Mineralogía secundaria: Productos de alteración que corresponden a óxidos de Fe y que están principalmente rellenoando fracturas formando venillas en los bordes del condrito. La alteración en los cristales de kamacita ([0-100%], <8%>) se distribuye como halos en los bordes del grano mineral, mientras que la troilita ([0-100%], <20%>) muestra reemplazo intramineral. La alteración de los silicatos es reducida y asociada únicamente a algunos silicatos que rodean las venillas de meteorización. Grado de meteorización terrestre (W): W2 Estado de choque: S3. Representado por gotas de fundido de tamaño micrométrico principalmente de troilita y bolsillos de fundido. Desarrollo de textura tipo plesita entre troilita y kamacita en algunos pequeños granos opacos. Troilitas policristalinas. Venas de choque. Venas de fundido de ancho micrométrico rellenas de troilita y kamacita. Susceptibilidad magnética (log χ): 4,4

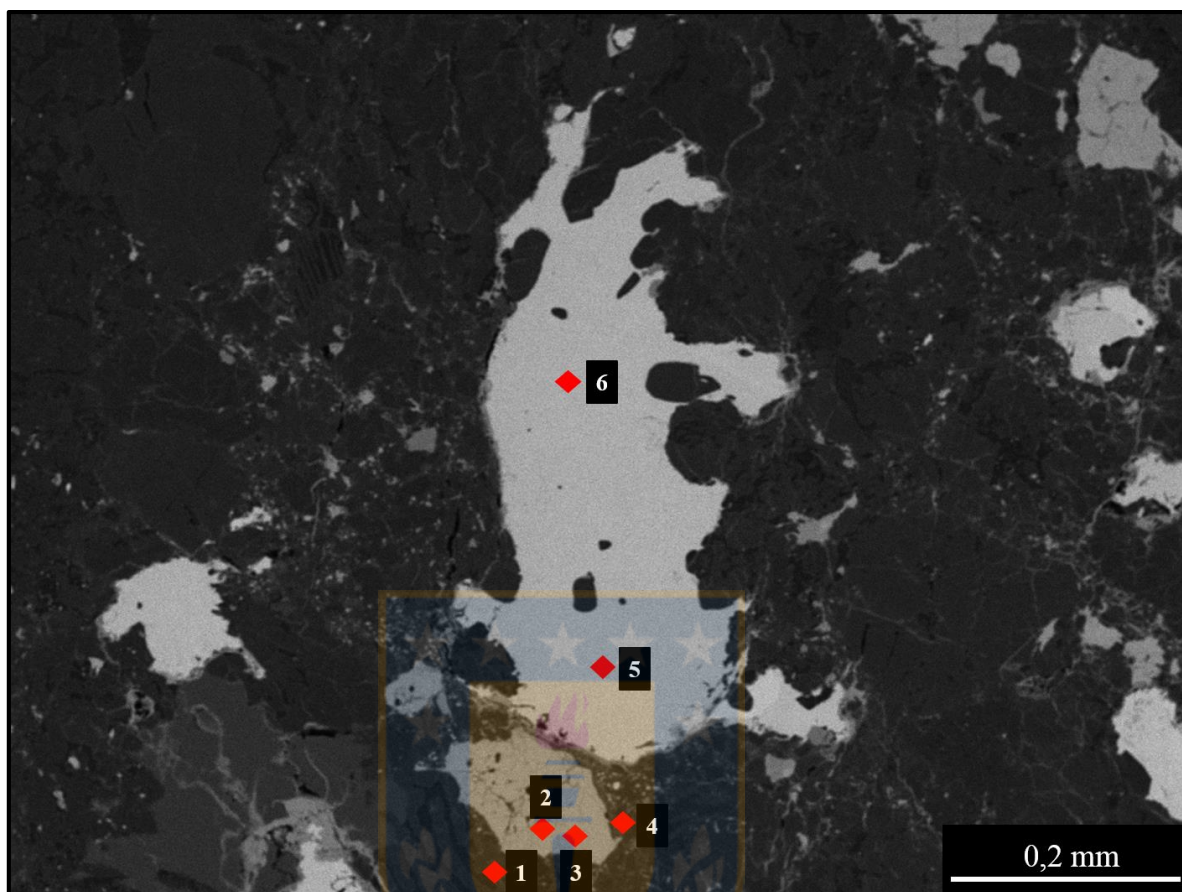
1.2. Condrito J657 (L6 W2 S3)	Descripción
 Sección del condrito J657 en la cual se visualizan cristales de kamacita y troilita, el desarrollo de cavidades de disolución, algunos cristales completamente reemplazados por óxidos de Fe y la presencia de algunas fracturas menores.	Aspecto general de la muestra: Textura condrítica. Existen fracturas de diversa extensión, algunas de las cuales atraviesan la muestra de un extremo a otro. Porosidad baja (~2%). Componentes: Cóndrulos: Baja abundancia de cóndrulos (6%) cuyos bordes en general no están bien definidos, excepto por uno con textura de olivino barrado fácilmente reconocible. El tamaño varía de 0,1 a 1,3 mm, con una media de 0,5 mm. Matriz: Representa un 84% de la muestra y está compuesta por silicatos indeterminados y fragmentos menores a 100 μm (0,1 mm) de kamacita, troilita y cromita. Los fragmentos de minerales opacos en su conjunto corresponden a un 3% de la matriz. Mineralogía primaria: La kamacita (3,4%) se encuentra como cristales anhedral, con una dimensión que va de los 0,1 a los 0,81 mm, con una media de 0,35 mm. La troilita (3,5%) distribuida en cristales anhedral con un tamaño máximo 0,56 mm y una media 0,2 mm. La cromita (4,5%) es anhedral y las dimensiones de los cristales van de los 0,1 a los 0,4 mm y una media de 0,19 mm. Los minerales opacos se observan principalmente como cristales aislados y en menor medida como cúmulos poliminerale. Mediante los análisis con SEM se constató la presencia de olivino y ortopiroxeno en la muestra.
 Fotomicrografía de la briqueta pulida del condrito J657 la cual muestra la disposición de los minerales opacos de kamacita y troilita, y algunas cavidades de disolución.	Mineralogía secundaria: Productos de alteración representados por óxidos de Fe. La kamacita ([0-100%], <18%>) muestra reemplazo en halos formando anillos incompletos de óxidos de Fe y la troilita ([0-100%], <45%>) tiene un importante reemplazo intramineral y en menor medida en halos. La alteración de los silicatos es reducida y asociada a los cristales de troilita con mayor porcentaje de alteración. Grado de meteorización terrestre (W): W2 Estado de choque: S3. La muestra presenta gotas de fundido de troilita y escasos bolsillos de fundido. Una vena de fundido con matriz de material silicatado atraviesa el condrito de un extremo a otro. En su interior se encuentran clastos de material sin fundir y numerosas gotas de fundido, algunas con textura tipo plesita entre troilita y kamacita. También existen venas de choque y troilitas policristalinas. Susceptibilidad magnética (log χ): 4,8

1.3. Brecha de fundido J302 (L6 W1 S3)	Descripción
 Misma sección del condrito J302 arriba en luz transmitida y abajo en luz reflejada. Muestra en detalle una de las zonas oscurecidas del condrito por la numerosa presencia de gotas de fundido repartidas en la matriz, las cuales bloquean el paso de la luz. Además se observan cristales de olivino, kamacita y troilita.	Aspecto general de la muestra: Textura condritica. La muestra destaca por la presencia de números poros de diversos tamaños que alcanzan a representar un 3,6% del total. Componentes: Cóndrulos: Bajo contenido de cóndrulos (2,4%) y que en general corresponde a relictos de cóndrulos cuyos límites no están bien definidos. Su tamaño promedio es de 0,3 mm aunque pueden llegar hasta los 1,1 mm. Matriz: Está recrystalizada y conforma un 80% de la muestra. Está compuestas de todos aquellos componentes menores a 100 μm (0,1 mm) que en este caso es olivino, piroxeno, plagioclasa, kamacita, troilita y cromita. Mineralogía primaria: El olivino (5%) está presente en cristales aislados con un tamaño máximo de 1 mm y una media de 0,2 mm. La plagioclasa (<1%) está representada por un único cristal de 0,6 mm de largo. Existen abundantes cristales de kamacita anhedral (6,7%) que oscilan desde los 0,1 mm hasta los 0,73 y una media de 0,4 mm. La troilita (1%) tiene un rango de tamaño que va de los 0,1 mm a los 0,3 y un promedio de 0,2 mm. La cromita (1,8%) se encuentra en cristales anhedrales. Mineralogía secundaria: Los productos de alteración se asocian a óxidos de Fe y son escasos en la brecha. La kamacita ([0-10%], <2%>) muestra halos incompletos y restringidos a algunos cristales. La troilita ([0-100%], <4%>) tiene una escasa alteración intramineral, principalmente en el grano con textura tipo plesita entre troilita y kamacita de mayor tamaño. En dicho grano es el único lugar donde se observa una escasa alteración de los silicatos.
 Fotomicrografía de la briqueta pulida J302 que evidencia la distribución de los cristales de kamacita, que conforman casi la totalidad de los minerales opacos de la muestra.	Grado de meteorización terrestre (W): W1 Estado de choque: S3. Olivinos con extinción ondulosa, fracturas irregulares y hasta 2 sets de fracturas planares. Abundante presencia de gotas y bolsillos de fundido. Importante desarrollo de venas de fundido rellanas de troilita y kamacita. Existen un grano de grandes dimensiones y otros menores que desarrollan textura tipo plesita entre troilita y kamacita. Hay troilitas policristalinas y venas de choque. Dos zonas de la brecha tienen altas cantidades de material fundido lo que le da un efecto de oscurecimiento a la muestra y no permite reconocer bien sus componentes en esos sectores. Susceptibilidad magnética (log χ): 4,8

ANEXO 2

**RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS
SEMICUANTITATIVOS CON EDS**

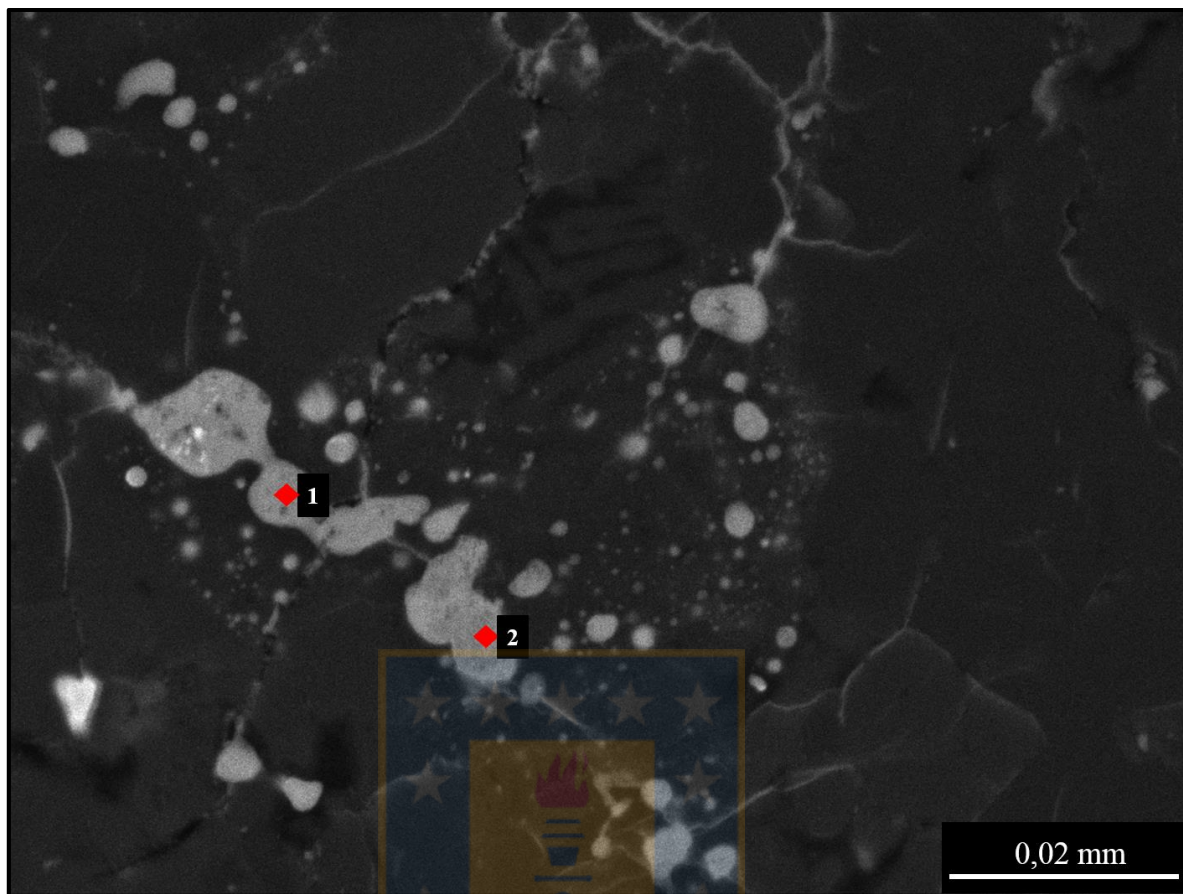
2.1. Mediciones puntuales semicuantitativas con EDS del condrito J3109



Microfotografía A. 1: Imagen de electrones retrodispersados con los puntos de análisis EDS en cristales de trolita, kamacita y clinopiroxeno del condrito J3109.

Tabla A.1: Masa normalizada (%) para cada medición EDS.

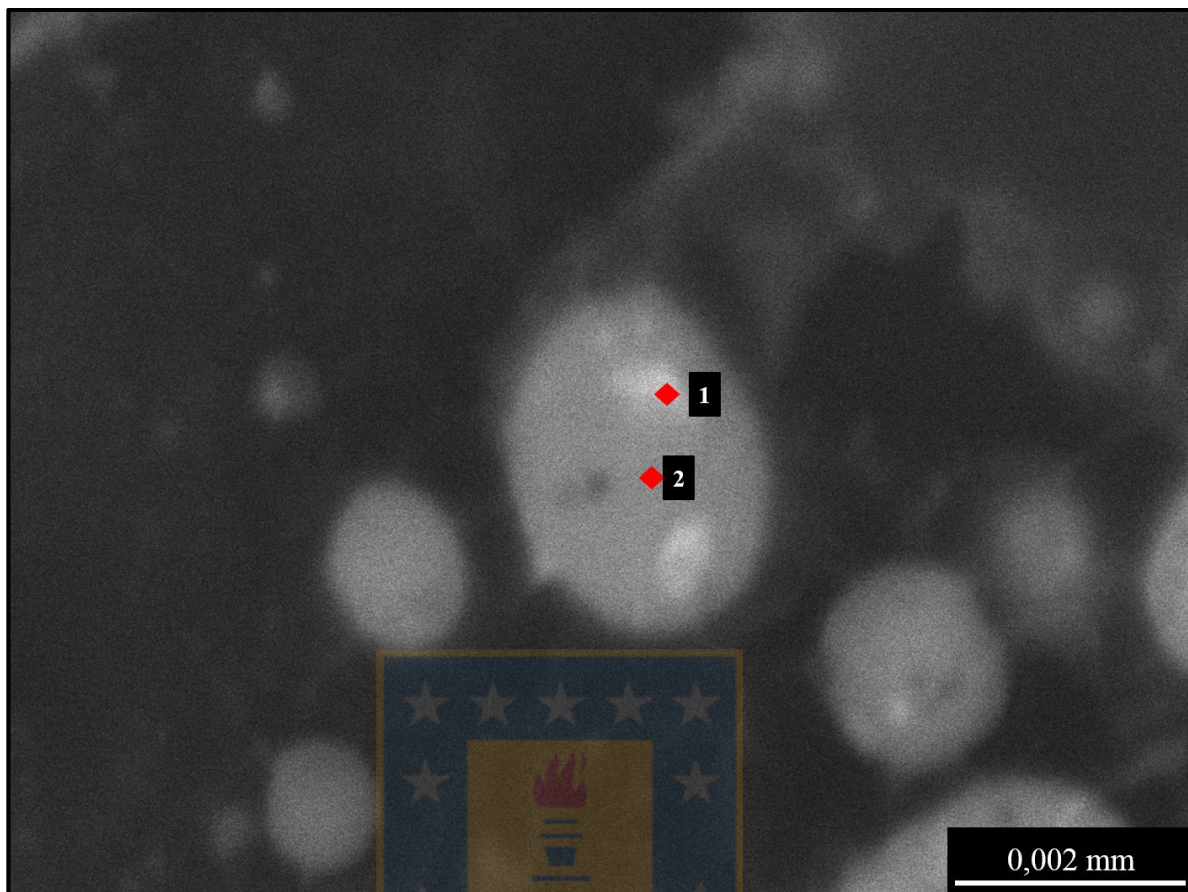
<i>Elemento</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>
Fe	19.97	63.15	61.70	18.45	94.60	93.88
S	3.35	36.85	38.30	2.61	5.40	6.12
O	34.51	-	-	34.20	-	-
Si	20.92	-	-	22.27	-	-
Mg	20.07	-	-	20.70	-	-
Ca	1.18	-	-	1.77	-	-
Total	100	100	100	100	100	100



Microfotografía A.2: Imagen de electrones retrodispersados con los puntos de análisis EDS en gotas de fundido del condrito J3109.

Tabla A.2: Masa normalizada (%) para cada medición EDS.

<i>Elemento</i>	<i>1</i>	<i>2</i>
Fe	29.68	14.51
S	17.29	4.92
Ni	4.11	0.76
O	23.58	36.11
Si	11.73	20.98
Mg	12.20	20.08
Ca	1.42	2.64
Total	100	100

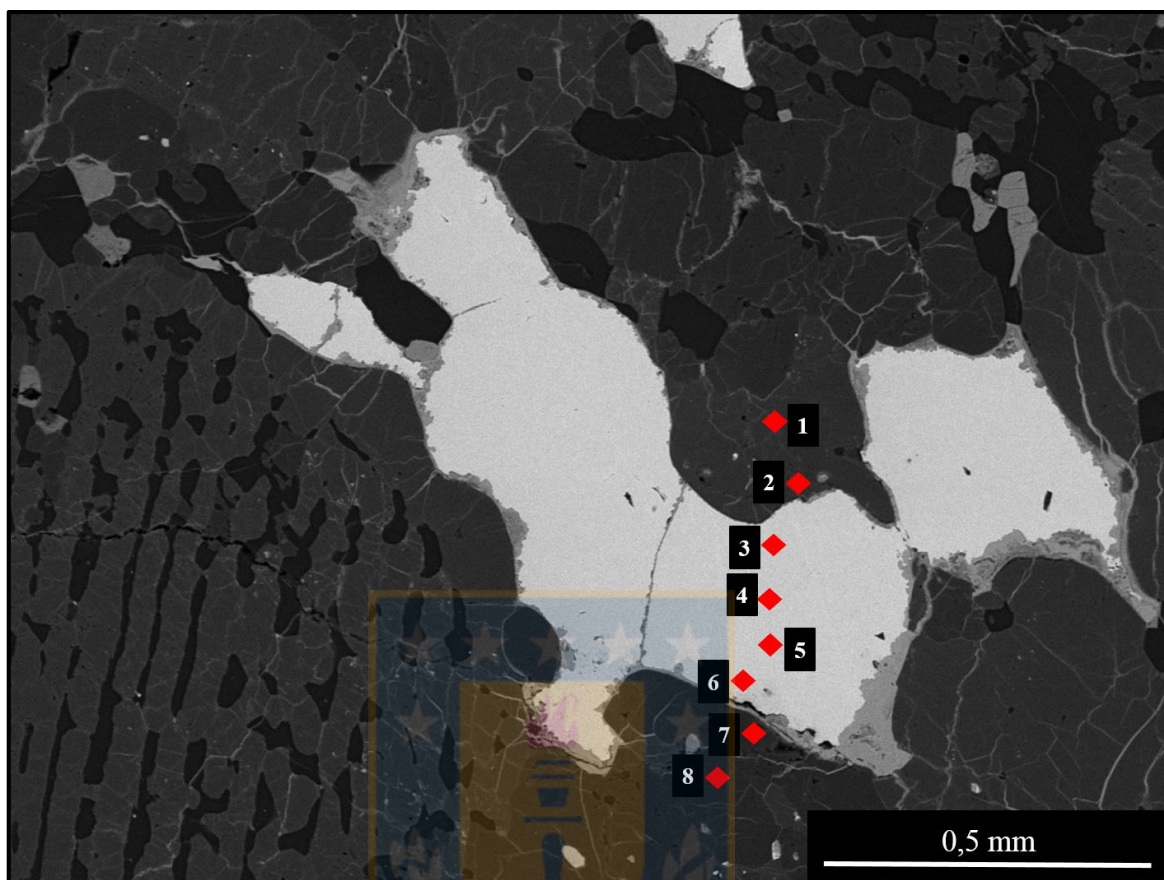


Microfotografía A.3: Imagen de electrones retrodispersados con los puntos de análisis EDS en gotas de fundido de trolita y kamacita del condrito J3109.

Tabla A.3: Masa normalizada (%) para cada medición EDS.

<i>Elemento</i>	<i>1</i>	<i>2</i>
Fe	81.62	75.97
S	14.75	21.93
Si	3.62	2.10
Total	100	100

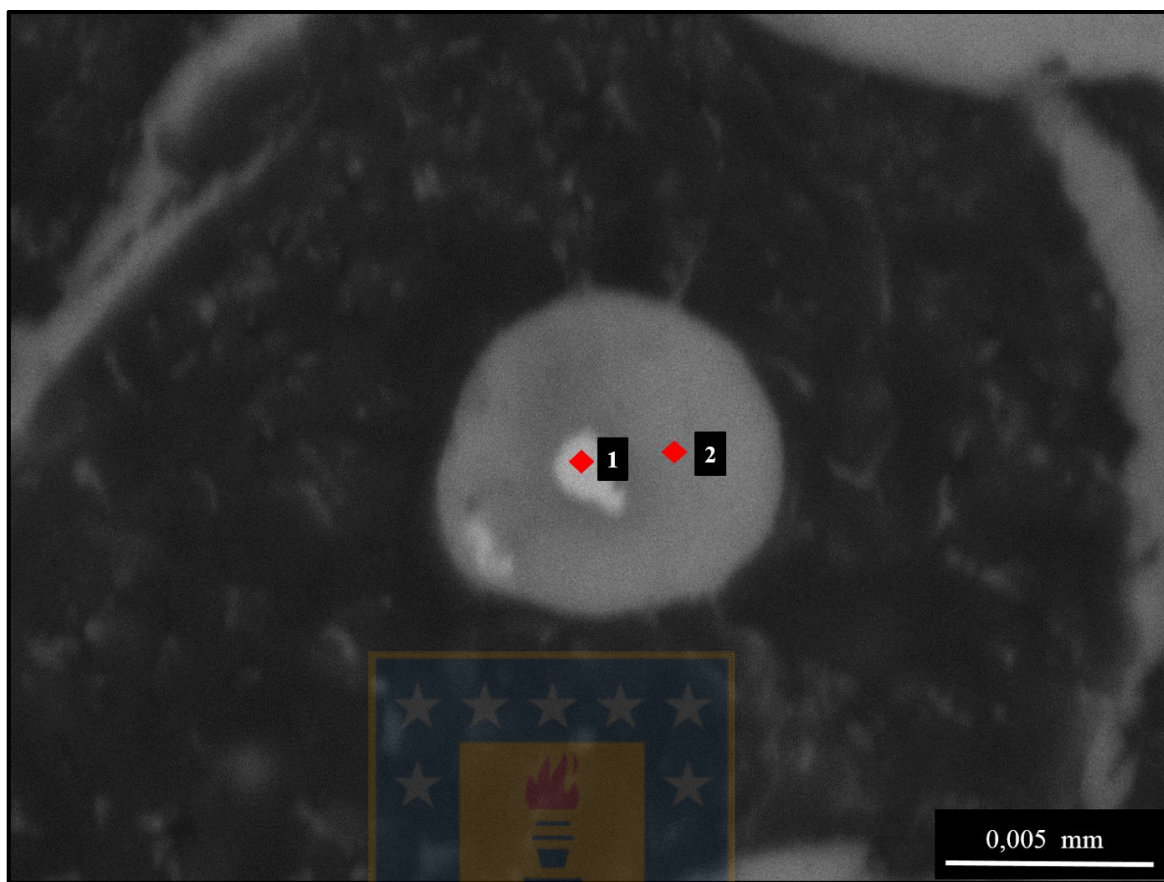
2.2. Mediciones puntuales semicuantitativas con EDS del condrito J657



Microfotografía A.4: Imagen de electrones retrodispersados con los puntos de análisis EDS en cristales de kamacita, olivino y ortopiroxeno del condrito J657.

Tabla A.4: Masa normalizada (%) para cada medición EDS.

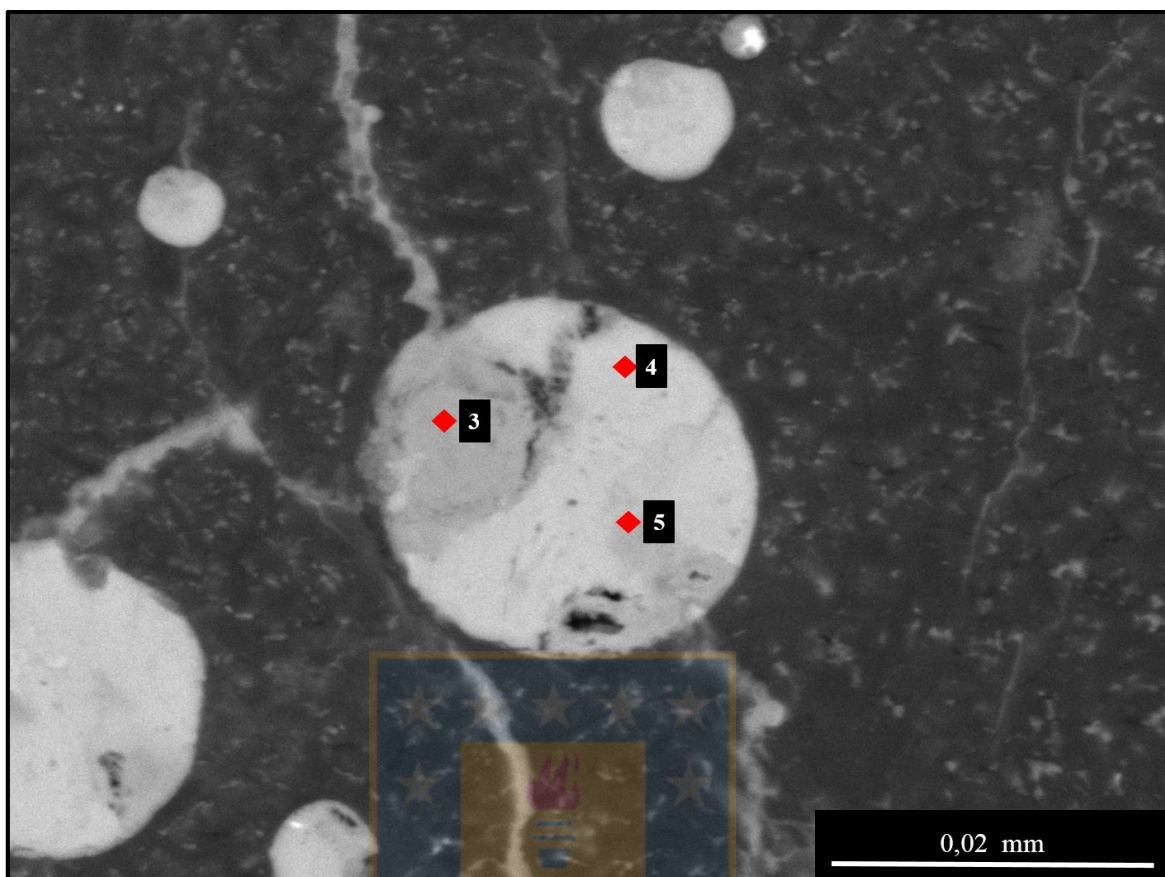
[illegible]



Microfotografía A.6: Imagen de electrones retrodispersados con los puntos de análisis EDS en gotas de fundido de troilita y kamacita del condrito J657.

Tabla A.6: Masa normalizada (%) para cada medición EDS.

<i>Elemento</i>	<i>1</i>	<i>2</i>
Fe	85.47	56.41
S	1.57	34.52
Ni	5.40	2.97
O	7.56	6.09
Total	100	100

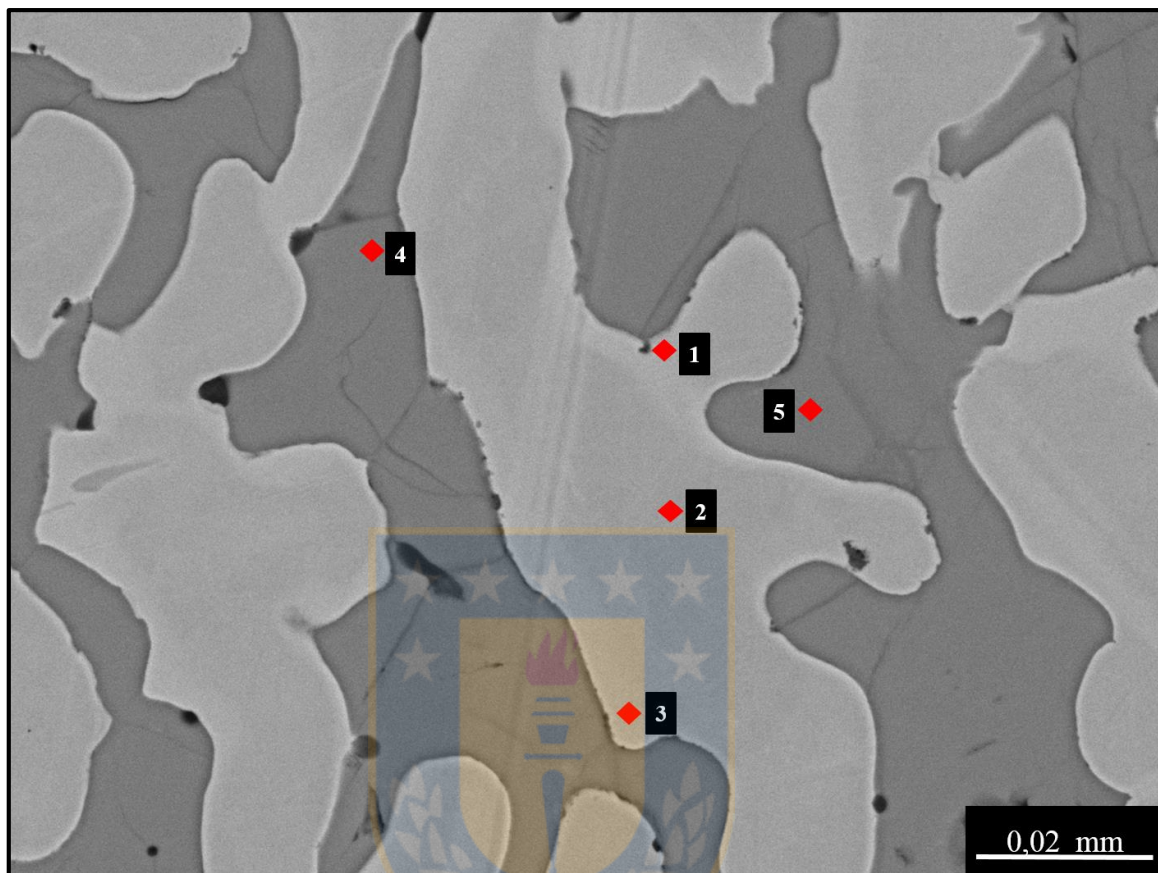


Microfotografía A.7: Imagen de electrones retrodispersados con los puntos de análisis EDS en las gotas de fundidos de troilita y kamacita del condrito J657.

Tabla A.7: Masa normalizada (%) para cada medición EDS.

<i>Elemento</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>
Fe	71.27	60.84	59.61
S	0.75	39.16	13.38
Ni	2.98	-	3.82
O	25.00	-	23.18
Total	100	100	100

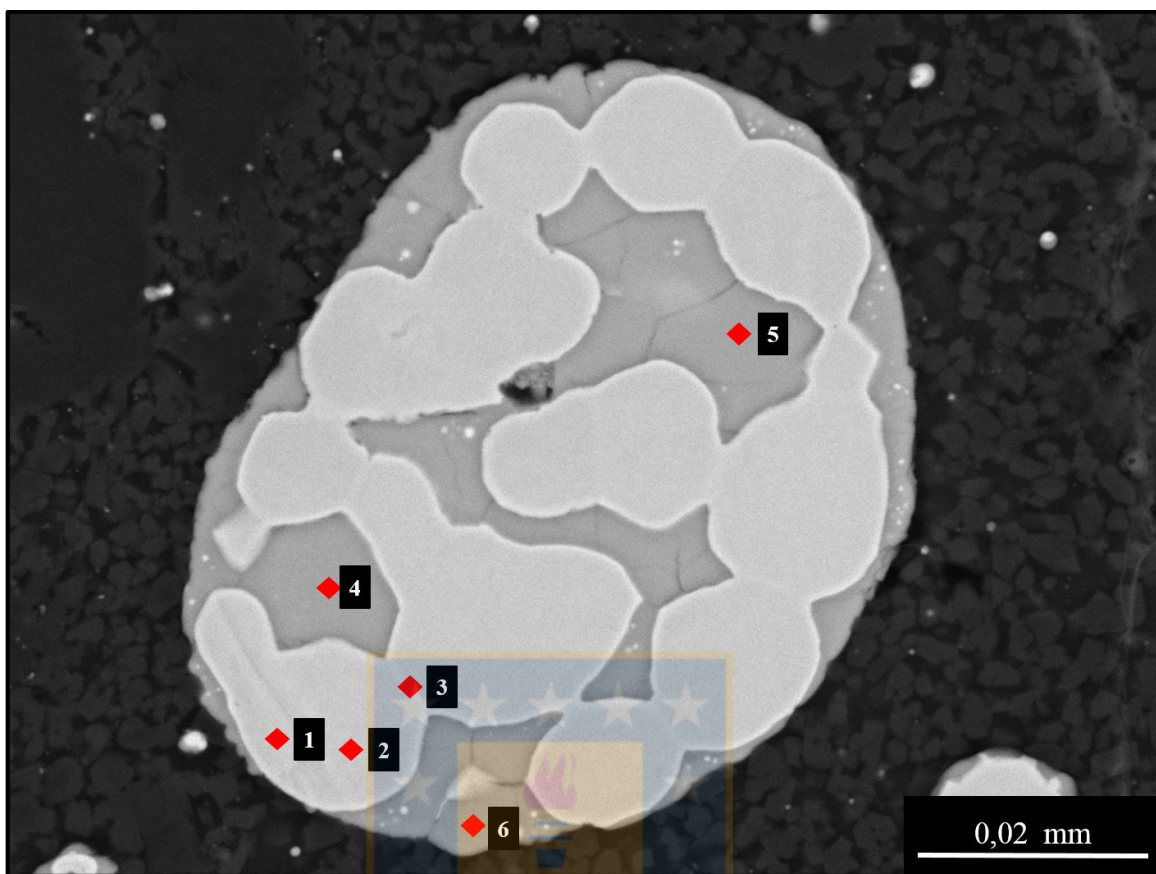
2.3. Mediciones puntuales semicuantitativas con EDS de la brecha de fundido J302



Microfotografía A.8: Imagen de electrones retrodispersados con los puntos de análisis EDS en la textura tipo plesita entre troilita y kamacita de la brecha de fundido J302.

Tabla A.8: Masa normalizada (%) para cada medición EDS.

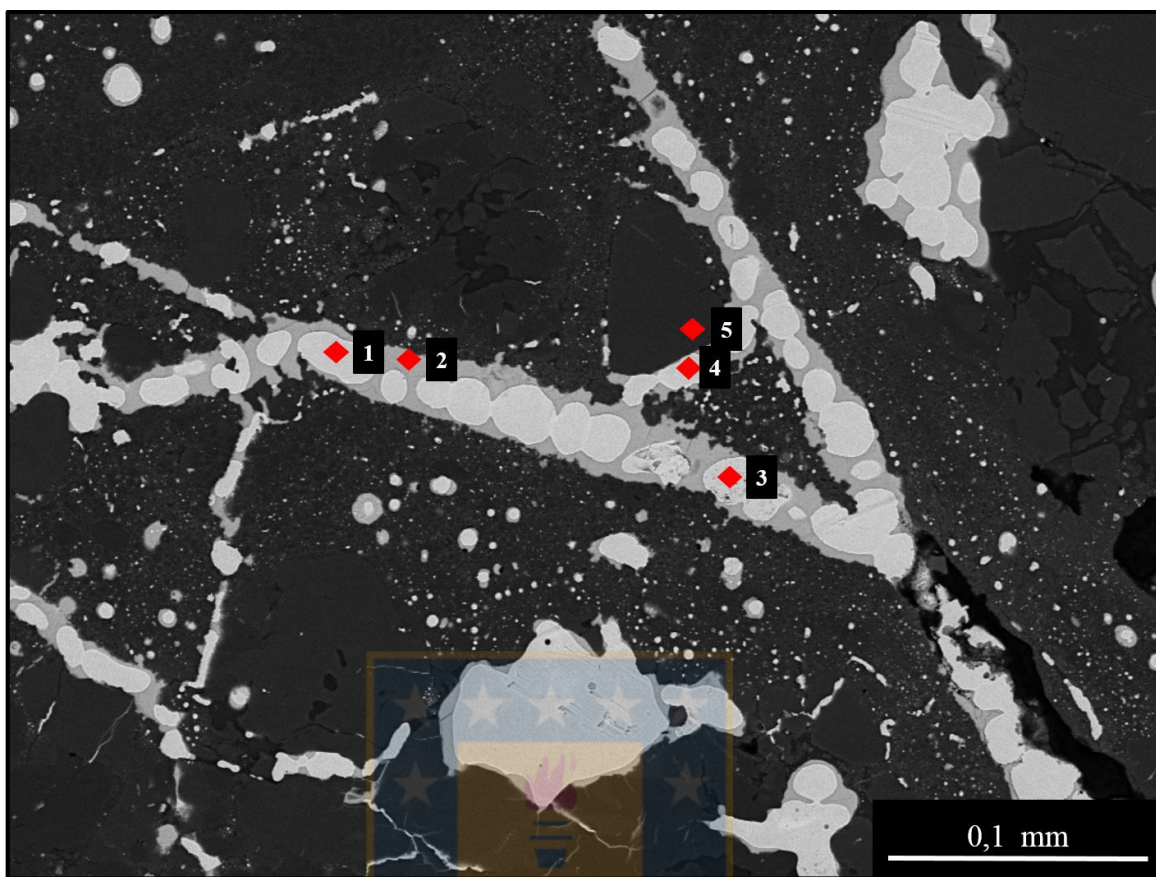
<i>Elemento</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>
Fe	78.41	94.20	80.74	62.53	62.97
S	5.20	-	-	37.31	37.03
Ni	16.40	5.80	19.26	-	-
O	-	-	-	0.16	-
Total	100	100	100	100	100



Microfotografía A.9: Imagen de electrones retrodispersados con los puntos de análisis EDS en un grano opaco con textura tipo plesita entre troilita y kamacita de la brecha de fundido J302

Tabla A.9: Masa normalizada (%) para cada medición EDS.

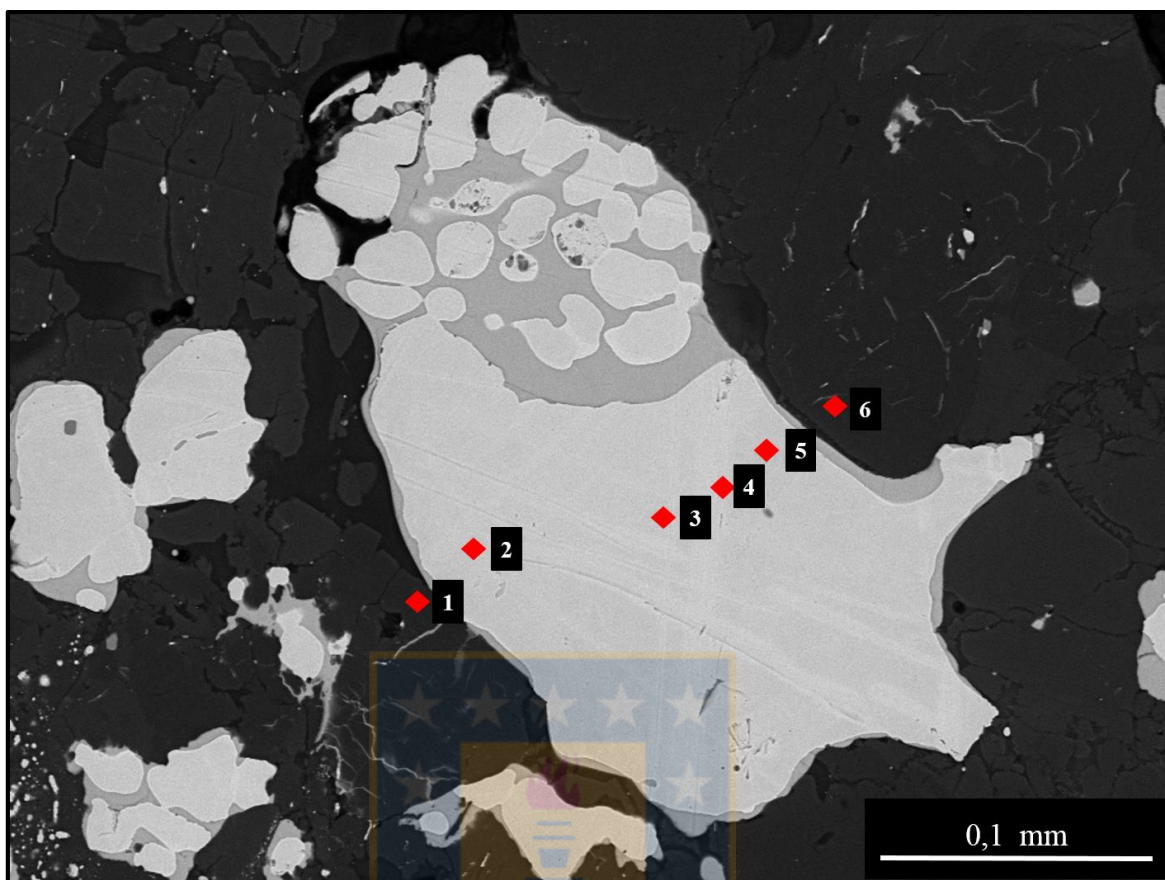
<i>Elemento</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>
Fe	94.03	94.21	85.29	61.93	65.04	62.61
S	-	-	2.18	38.07	34.96	37.39
Ni	5.97	5.79	12.53	-	-	-
Total	100	100	100	100	100	100



Microfotografía A.10: Imagen de electrones retrodispersados con los puntos de análisis EDS en vena de fundido rellena de troilita y kamacita en la brecha de fundido J302.

Tabla A.10: Masa normalizada (%) para cada medición EDS.

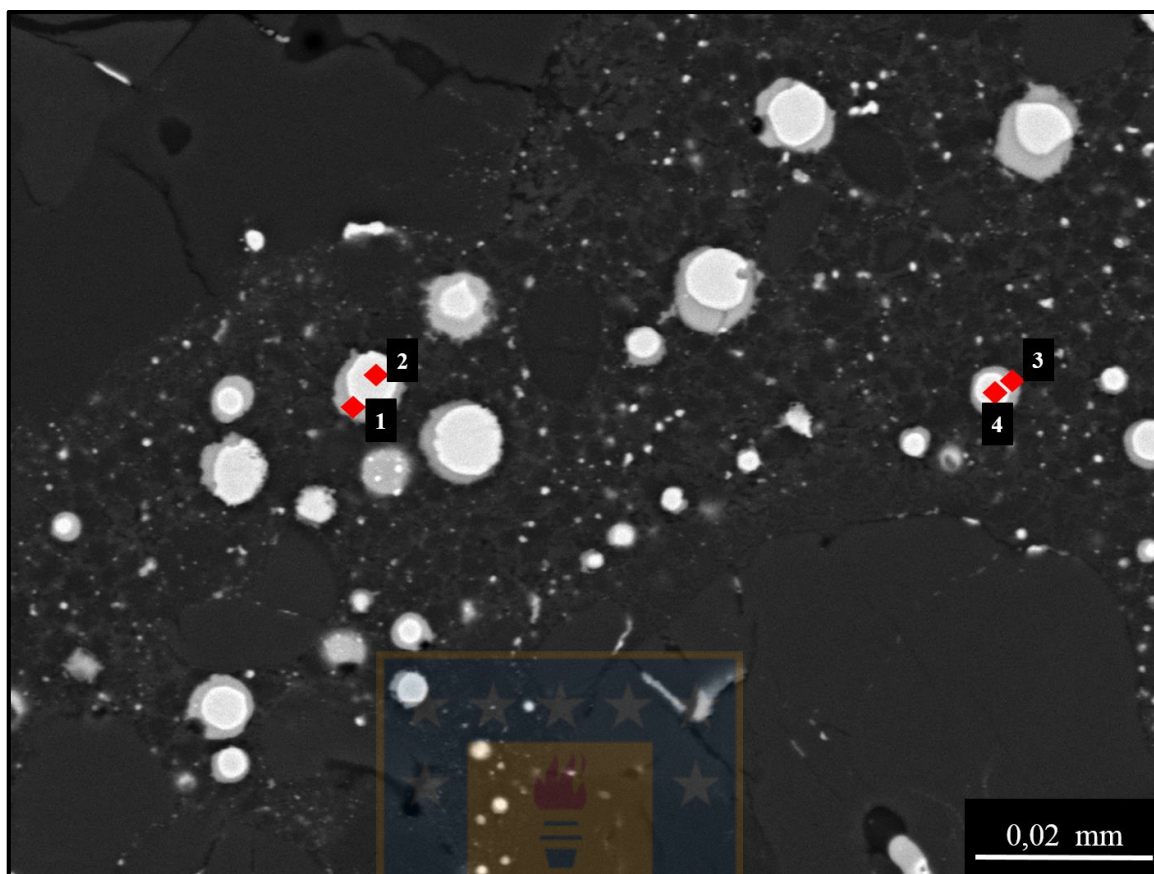
<i>Elemento</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>
Fe	91.87	62.12	92.14	92.02	15.45
S	-	37.88	7.86	7.98	-
Ni	8.13	-	-	-	-
O	-	-	-	-	36.93
Si	-	-	-	-	17.32
Mg	-	-	-	-	30.31
Ca	-	-	-	-	-
Total	100	100	100	100	100



Microfotografía A.11: Imagen de electrones retrodispersados con los puntos de análisis EDS en un cristal con exsolución de kamacita y taenita junto a cristales de ortopiroxeno que rodean al grano presente en la brecha de fundido J302.

Tabla A.11: Masa normalizada (%) para cada medición EDS.

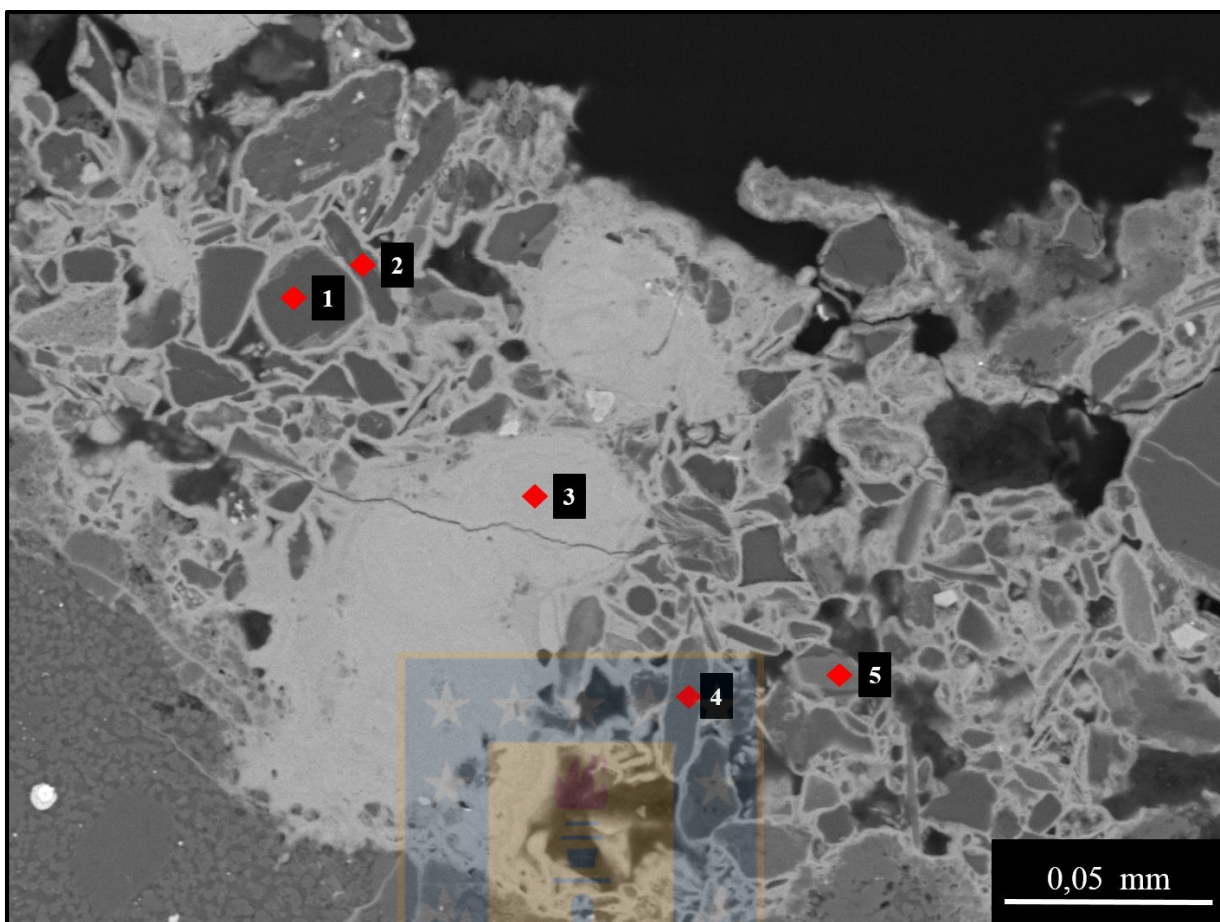
<i>Elemento</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>
Fe	9.51	94.93	94.24	94.38	94.85	8.56
S	-	-	-	-	-	-
Ni	-	5.07	5.76	5.62	5.15	-
O	41.17	-	-	-	-	40.69
Si	25.75	-	-	-	-	26.83
Mg	22.58	-	-	-	-	23.07
Ca	1.00	-	-	-	-	0.85
Total	100	100	100	100	100	100



Microfotografía A.12: Imagen de electrones retrodispersados con los puntos de análisis EDS en gotas de fundido de troilita y kamacita de la brecha de fundido J302.

Tabla A.12: Masa normalizada (%) para cada medición EDS.

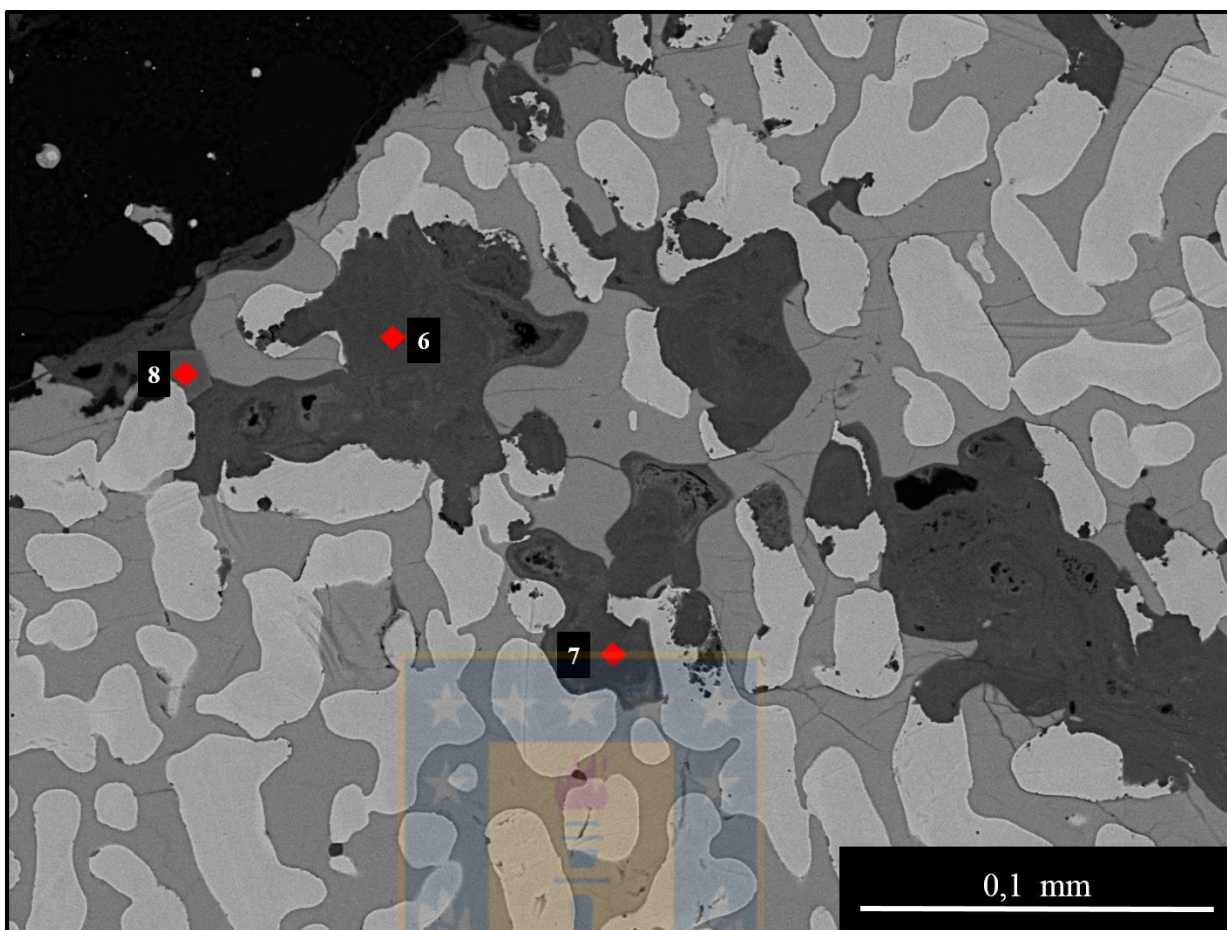
<i>Elemento</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>
Fe	49.74	91.31	60.06	91.35
S	26.10	-	21.74	-
Ni	-	8.69	3.30	8.65
O	10.91	-	6.39	-
Si	4.46	-	3.49	-
Mg	6.15	-	4.48	-
Ca	0.68	-	0.54	-
Cr	1.96	-	-	-
Total	100	100	100	100



Microfotografía A.13: Imagen de electrones retrodispersados con los puntos de análisis EDS en los productos de meteorización que se desarrollan en el dominio de halos alrededor de los minerales opacos de la brecha de fundido J302.

Tabla A.13: Masa normalizada (%) para cada medición EDS.

<i>Elemento</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>
Fe	1.02	5.21	64.53	22.32	9.03
Ni	-	2.95	3.89	-	-
O	43.06	44.29	29.45	41.35	38.35
Si	28.11	28.38	1.48	11.41	23.99
Al	15.97	13.46	-	12.29	-
Na	7.38	7.78	-	-	-
Ca	4.46	-	-	-	17.48
K	-	0.88	-	-	-
Cl	-	-	0.64	-	-
Mg	-	-	-	12.64	11.15
Total	100	100	100	100	100



Microfotografía A.14: Imagen de electrones retrodispersados con los puntos de análisis EDS en el dominio de meteorización intramineral desarrollado en un área del grano con textura tipo plesita entre troilita y kamacita con borde de taenita de la brecha de fundido J302.

Tabla A.14: Masa normalizada (%) para cada medición EDS.

<i>Elemento</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>
Fe	64.40	64.27	27.68
Ni	2.69	2.95	-
O	30.78	31.51	25.26
Si	-	0.82	-
Cl	-	0.45	-
Cr	-	-	46.10
Va	-	-	0.97
Total	100	100	100