



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



# **Descripción y clasificación petrológica, de choque y meteorización de los condritos CAT M7 y CAT M10 del Desierto de Atacama**

**Memoria para optar al Título de Geóloga**

**Constanza Abigail Tapia Cortés**

**Profesor Patrocinante:** Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

**Profesores Comisión:** Dr. Alexey Novoselov

Dr. Óscar Enrique Figueroa Arriagada

**Concepción, 2023**

*A mi abuelo Adolfo, por enseñarme a escuchar las rocas,  
mostrarme lo maravilloso de los cerros y por heredarme su mayor  
tesoro, los conocimientos.*

# ÍNDICE

	<b>Página</b>
<b>RESUMEN</b> .....	1
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
1.1. Ubicación del área de estudio.....	4
1.2. Objetivos.....	4
1.2.1. Objetivo general .....	4
1.2.2. Objetivos específicos .....	4
1.3. Trabajos anteriores .....	5
1.4. Agradecimientos.....	6
<b>2. MARCO TEÓRICO</b> .....	7
2.1. Clasificación general de meteoritos.....	7
2.1.1. Condritos ordinarios .....	11
2.1.1.1. Cóndrulos .....	13
2.1.1.2. Matriz .....	15
2.1.1.3. Sulfuros de Fe y aleaciones Fe-Ni .....	15
2.2. Clasificación posterior a formación.....	16
2.2.1. Tipo petrológico .....	16
2.2.2. Metamorfismo de choque .....	20
2.2.3. Meteorización terrestre.....	24
<b>3. METODOLOGÍA</b> .....	26
3.1. Etapa de gabinete 1 .....	26
3.2. Técnicas de laboratorio .....	26
3.2.1. Microscopía óptica .....	26
3.2.2. QEMSCAN® ( <i>Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron Microscopy</i> ).....	27
3.2.3. Microscopía óptica automatizada (SIAMS) .....	28
3.3. Etapa de gabinete 2.....	29
<b>4. RESULTADOS</b> .....	35
4.1. Petrografía muestra CAT M7 .....	35
4.1.1. Cóndrulos .....	35
4.1.2. Matriz.....	39
4.1.3. Costra de fusión .....	40
4.1.4. Mineralogía primaria.....	41
4.1.5. Mineralogía secundaria.....	46
4.2. Petrografía muestra CAT M10.....	47
4.2.1. Cóndrulos .....	47
4.2.2. Matriz .....	49
4.2.3. Mineralogía primaria .....	49
4.2.4. Mineralogía secundaria.....	53
4.3. Evidencia de metamorfismo de choque.....	55
4.3.1. Muestra CAT M7.....	55
4.3.2. Muestra CAT M10.....	56
4.4. Evidencia de meteorización terrestre.....	61

4.4.1. Criterios de meteorización.....	61
4.4.1.1. Venillas.....	61
4.4.1.2. Halos alrededor de minerales opacos.....	61
4.4.1.3. Intramineral.....	62
4.4.2. Muestra CAT M7.....	62
4.4.3. Muestra CAT M10.....	64
4.5. Resumen resultados muestras CAT M7 y CAT M10.....	66
<b>5. DISCUSIÓN.....</b>	<b>69</b>
5.1. Tipo petrológico.....	73
5.1.1. Muestra CAT M7.....	74
5.1.2. Muestra CAT M10.....	75
5.2. Grado de meteorización terrestre (W).....	76
5.2.1. Muestra CAT M7.....	76
5.2.2. Muestra CAT M10.....	77
5.3. Estado de choque (S).....	77
5.3.1. Muestra CAT M7.....	78
5.3.2. Muestra CAT M10.....	78
5.4. Relación entre metamorfismo de choque y meteorización terrestre.....	79
5.5. Comparación cualitativa de imágenes QEMSCAN, SIAMS y microscopía convencional en descripción petrográfica.....	80
5.5.1. Microscopía convencional.....	81
5.5.2. Fotomicrografías de alta resolución SIAMS.....	82
5.5.3. Mapas mineralógicos QEMSCAN.....	84
5.5.4. Comparación de los 3 métodos petrográficos en base a resultados. mineralógicos porcentuales de cada muestra.....	86
<b>6. CONCLUSIONES.....</b>	<b>88</b>
<b>7. REFERENCIAS.....</b>	<b>92</b>
<b>8. ANEXOS.....</b>	<b>95</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
2. 1. Clasificación de meteoritos .....	8
2. 2. Clasificación de meteoritos condriticos.....	10
2. 3. Contenido total de hierro en condritos ordinarios.....	12
2. 4. Condiciones redox de los meteoritos condriticos.....	13
2. 5. Principales componentes de un condrito .....	14
2. 6. Esquema de los distintos tipos petrológicos en base a su alteración termal y acuosa.....	18
2. 7. Escenario para la formación de los condritos que han experimentado colisiones en sus cuerpos parentales en función del tamaño de los cuerpos con los que impactan.....	21
2. 8. Esquema que resume las características de los distintos estados de choque que componen la clasificación propuesta por Bennett y McSween (1996).....	23
3. 1. Equipo SIAMS 800.....	29

3.	2.	Interfaz equipo SIAMS 800.....	30
3.	3.	Interfaz de ArcGIS.....	32
3.	4.	Interfaz de ArcGIS.....	32
3.	5.	Interfaz de ArcGIS.....	33
3.	6.	Interfaz de ArcGIS .....	33
3.	7.	Comparación de la fotomicrografía SIAMS, mapa mineralógico QEMSCAN y mapa falso color obtenido en ArcGIS.....	34
4.	1	Fotomicrografías (SIAMS) de los tipos de cóndrulos para la muestra CAT M7.....	36
4.	2.	Fotomicrografías SIAMS olivino barrado.....	37
4.	3.	Comparación de cóndrulos en imágenes falso color ArcGIS (SIAMS) y QEMSCAN .....	38
4.	4.	Fotomicrografías SIAMS de mesostasis vítrea .....	39
4.	5.	Costra de fusión de la muestra CAT M7.....	40
4.	6.	Fotomicrografías SIAMS mineralogía primaria CAT M7.....	42
4.	7.	Fotomicrografías SIAMS en luz reflejada de la muestra CAT M7.....	43
4.	8.	Secciones en falso color de ArcGIS y QEMSCAN para la muestra CAT M7.....	45
4.	9.	Mineralogía reconocida por el equipo QEMSCAN para la muestra CAT M7.....	45
4.	10.	Mineralogía secundaria en muestra CAT M7.....	46
4.	11.	Cóndrulos muestra CAT M10.....	47
4.	12.	Fotomicrografías SIAMS de cóndrulos en la muestra CAT M10.....	48
4.	13.	Mineralogía primaria CAT M10.....	50
4.	14.	Fotomicrografías (SIAMS) mineralogía metálica muestra CAT M10.....	51
4.	15.	Mineralogía en falso color muestra CAT M10.....	52
4.	16.	Fotomicrografías (SIAMS) mineralogía metálica muestra CAT M10.....	53
4.	17.	Secciones en falso color de meteorización terrestre muestra CAT M10.....	54
4.	18.	Evidencia de metamorfismo de choque muestra CAT M7.....	55
4.	19.	Evidencia de metamorfismo de choque en la muestra CAT M10.....	57
4.	20.	Venas de fundido muestra CAT M10.....	58
4.	21.	Evidencia de choque en troilita en la muestra CAT M10.....	59
4.	22.	Oscurecimiento en la muestra CAT M10.....	59
4.	23.	Evidencia de mosaiquismo en la muestra CAT M10.....	60
4.	24.	Evidencia de meteorización terrestre muestra CAT M7.....	63
4.	25.	Evidencia de meteorización terrestre en la muestra CAT M10.....	65
5.	1.	Gráfico de las razones (a) Mg/Si vs Al/Si y (b) Mg/Si vs Fe/Si para la clasificación según clase para las muestras CAT M7 y CAT M10.....	69
5.	2.	Gráfico de clasificación en base a contenidos de Fe, expresado en % molar de Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> (Fayalita = Fa) y FeSiO <sub>3</sub> (Ferrosilita = Fs) del olivino y piroxenos bajo en Ca, respectivamente, en condritos ordinarios equilibrados.....	72
8.	1.	Mapa mineralógico QEMSCAN muestra CAT M7.....	95
8.	2.	Mapa mineralógico QEMSCAN muestra CAT M10.....	96
8.	3.	Fotomicrografía (SIAMS) de la muestra CAT M10 en luz polarizada plana y nícoles paralelos.....	97

8.	4.	Fotomicrografía (SIAMS) de la muestra CAT M10 en luz reflejada y nícoles paralelos.....	98
8.	5.	Fotomicrografía (SIAMS) de la muestra CAT M10 en luz polarizada plana y nícoles cruzados.....	99
8.	6.	Fotomicrografía (SIAMS) de la muestra CAT M7 en luz polarizada plana y nícoles paralelos.....	100
8.	7.	Fotomicrografía (SIAMS) de la muestra CAT M7 en luz reflejada y nícoles paralelos.....	101
8.	8.	Mapa falso color resultante de ArcGIS de la muestra CAT M7.....	102
8.	9.	Mapa falso color resultante de ArcGIS de la muestra CAT M10.....	103
8.	10.	Cálculo de porcentaje mineralógico en mapas falso color (ArcGIS) utilizando software de edición gráfica .....	104

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>	<b>Página</b>
2. 1. Valores en % promedio de las razones de hierro metálico y total para los condritos H-L-LL.....	11
2. 2. Tipos petrológicos y sus criterios de identificación.....	18
2. 3. Criterios para establecer el estado de choque de meteoritos.....	21
2. 4. Criterios y características para establecer el grado de meteorización Terrestre (W).....	24
4. 1. Resumen de componentes (%) de la muestra CAT M7.....	67
4. 2. Resumen de componentes (%) de la muestra CAT M10.....	67
4. 3. Resumen características muestra CAT M7 y CAT M10.....	68
5. 1. Porcentaje de fayalita representativo para la muestra CAT M7 y los valores asociados al procedimiento realizado por Flores (2023).....	70
5. 2. Porcentaje de fayalita representativo para la muestra CAT M10 y los Valores asociados al procedimiento realizado por Flores (2023).....	71
5. 3. Porcentaje de ferrosilita representativo para la muestra CAT M7 y los valores asociados al procedimiento realizado por Flores (2023).....	71
5. 4. Porcentaje de ferrosilita representativo para la muestra CAT M10 y los valores asociados al procedimiento realizado por Flores (2023).....	72
5. 5. Parámetros por utilizar considerando los tipos petrológicos y sus criterios de identificación.....	74
8. 1. Valores (%) de la masa elemental para las muestras CAT M7 y CAT M10 bajo los procedimientos de Flores (2023).....	102
8. 2. Tabla 8.2: Valores (%) de la masa mineral para las muestras CAT M7 y CAT M10 bajo los procedimientos de Flores (2023).....	103

## RESUMEN

Esta memoria de título tiene como fin último la clasificación tanto de tipo petrológico, metamorfismo de choque y meteorización terrestre, de dos muestras (CAT M7 y CAT M10) de condritos provenientes del Desierto de Atacama, sector “Catalina”, Región de Antofagasta. Para dicha clasificación, se utilizaron imágenes en falso color QEMSCAN, fotomicrografías del equipo SIAMS 800 originales y con mineralogía automatizada mediante ArcGIS, además de microscopía óptica convencional. La clasificación de las muestras (cortes pulidos transparentes y briquetas) se basó en parámetros mineralógicos y texturales. Con ayuda de softwares de tratamiento de imagen (ArcGIS y Software de edición gráfica) fue posible, además, cuantificar parámetros como relación cóndrulo-matriz, relación olivino-piroxeno y compararlo con el mapa mineralógico QEMSCAN preexistente.

La muestra CAT M7 se caracteriza por una proporción importante de cóndrulos en relación con la matriz, con bordes definidos, mientras que la muestra CAT M10 tiene cóndrulos poco delineados y en su mayoría relictos en una matriz más fina.

En ambas muestras, la mineralogía primaria consta de silicatos como olivino, piroxenos (clinopiroxeno y ortopiroxeno), además de minerales metálicos como kamacita, troilita y cromita. En menor cantidad se identificó apatito y yeso, fases secundarias escasas sólo reconocidas en el mapa mineralógico QEMSCAN. En base a los resultados QEMSCAN y el procedimiento de Flores (2023) fue posible clasificar ambas muestras como condritos ordinarios tipo LL.

Para esta misma muestra (CAT-M7) las evidencias de choque observadas en microscopía óptica son escasas, a excepción de algunos sets de fracturas planares y extinción ondulosa en cristales de olivino. La muestra CAT M10, mostró condiciones importantes de choque, incluyendo gotas, bolsones y venas de fundido (silicatado), además de venas de choque. En las fotomicrografías SIAMS (luz reflejada) es donde mejor se apreció la evidencia de choque. Particularmente, las venas de fundido silicatado no se observaron en el mapa QEMSCAN por similitud composicional con la matriz.

En cuanto a meteorización terrestre, ambas muestras CAT M7 y CAT M10 mostraron evidencia de dominio vetillas, halos alrededor de minerales opacos e intramineral, diferenciándose únicamente en el grado de alteración, ya sea incipiente o moderado. Los minerales secundarios corresponden principalmente a oxihidróxidos de Fe y escasamente yeso en vetillas.

La clasificación petrológica fue en base a los criterios de Van Schmus y Wood (1967), , mientras que el estado de choque se basó en criterios propuestos por Stöffler y otros (1991) y en menor medida, Bennett y McSween (1996). Para la clasificación de meteorización terrestre se utilizó como base los dominios planteados por Valenzuela (2011) y la clasificación de Bland y otros (2006). Los resultados petrográficos descritos permitieron clasificar a la muestra CAT M7 con un tipo petrológico 4, un estado de choque  $\geq S2$  y un grado de meteorización terrestre W2. La muestra CAT M10 se caracteriza por un tipo petrológico 5, un estado de choque S5 y un grado de meteorización terrestre W1.

El uso y tratamiento de fotomicrografías SIAMS, combinado a la microscopía convencional, permiten una descripción detallada de los parámetros petrográficos y texturales de los condritos, sin embargo, la adición de los mapas mineralógicos QEMSCAN muestra un panorama indispensable para clasificar de forma más precisa y exacta las muestras de condritos, y de paso, poder aplicarlo a diversos tipos de muestra tanto terrestres como extraterrestres.

## 1. INTRODUCCIÓN

Los meteoritos rocas extraterrestres que, luego de un viaje estelar logran penetrar la atmósfera terrestre impactando la superficie, perdiendo parte de su volumen en dicho proceso. Dependiendo si los fragmentos de estas rocas son rastreados visualmente durante su recorrido de impacto, pueden ser clasificados como “caídos”, mientras que, si hay poca certeza de su trayectoria original, son denominados como “encontrados”.

Los meteoritos son una fuente extraordinaria de información sobre el espacio exterior, de allí que la cosmoquímica y la geología sean importantes complementos en el estudio de ellos. La cosmoquímica se puede definir como la ciencia que estudia las propiedades de la evolución química de la galaxia mediante meteoritos en laboratorios terrestres. La geología, en tanto, se puede definir como la ciencia que estudia todos los procesos involucrados en la formación y evolución terrestre.

El último siglo ha sido importante en la inclusión de las ciencias planetarias en la geología, permitiendo combinar los conocimientos terrestres con las nuevas investigaciones extraplanetarias, incluyendo en ello, los meteoritos. Cada meteorito encontrado se formó dentro de la nebulosa solar, junto con el sol y los demás planetas. De allí, que la historia inherente a estos fragmentos rocosos puede ser trazada y descrita teniendo como base los conocimientos y técnicas utilizadas con rocas terrestres. Sin embargo, muchas veces los conocimientos terrestres se limitan para las rocas extraplanetarias, considerando las condiciones extremas en que dicho material puede formarse y los procesos que pueden sufrir en su camino a la Tierra. Con el fin de establecer una disciplina que estudie el origen y evolución de otros cuerpos planetarios, se define la Meteorítica, que corresponde al estudio científico de los meteoritos (e.g., Goldschmidt, 1938).

Todo meteorito originalmente fue un meteoroide, es decir, un cuerpo que órbita alrededor del Sol. La velocidad promedio de estos cuerpos al ingresar a la Tierra es de 15 km/s, con rangos entre 11 km/s y 70 km/s. En el preciso momento en que un meteoroide se encuentra a una altura entre 100 km y 12 km, por fricción atmosférica destella una gran luminosidad. Lo que ocurra dentro de la atmósfera terrestre estará determinado por diversos factores, incluyendo masa, velocidad y composición del meteorito. Si el cuerpo es de pequeño tamaño puede ser consumido en la atmósfera hasta desintegrarse por completo. El material extremadamente pequeño (<1 mm) formado por



polvo interplanetario dará paso a la formación de micrometeoritos, lo que constituye el 99% de todo el material extraterrestre recepcionado en la Tierra. Al contrario, si los cuerpos son grandes, son capaces de resistir la ablación provocada por el calor de la fricción atmosférica impactando la superficie terrestre en forma de cráteres de impacto y formando los denominados meteoritos. El calor que afecta a los meteoros en su descenso se traduce en una fusión de su capa externa que posteriormente por descenso de velocidad y temperatura, forma la característica costra de fusión (Varela, 2015). Esta última, es de las principales (no excluyente) características apreciadas en un meteorito, que permite deducir su desaceleración atmosférica y exposición a fusión, además de rápida condensación. Según la Sociedad Americana de Meteoros (<https://www.amsmeteors.org/meteor-showers/meteor-faq/>, 2020), el proceso de fricción atmosférica puede generar tres casos, un bólido, una bola de fuego y un meteorito. El bólido puede definirse como un meteoritoide que explota en la atmósfera. La bola de fuego implica que el meteorito posee un brillo mayor al de Venus (-4,47 magnitud aparente). Un meteorito, en tanto, es un meteoritoide con brillo menor a Venus que ingresa a la Tierra. A simple vista, los meteoritos pueden asemejarse a rocas terrestres, sin embargo, al exponerse a microscopía se observan propiedades muy diferentes. Como se mencionó en el primer párrafo, los meteoritos pueden clasificarse en base a su avistamiento como encontrados o caídos. Según Weisberg y otros (2006) esta primera clasificación es sumamente importante ya que el material encontrado puede ser vulnerable a procesos terrestres detonados por el clima, lo que afectará aún más sus propiedades originales.

En Chile, pese a poseer uno de los desiertos más áridos y calientes del mundo (ambiente propicio para la recolección de meteoritos), no se contaba con un reservorio importante y detallado. Hace aproximadamente poco más de una década sólo existían aproximadamente 60 especímenes declarados a la *Meteoritical Society*. Ejemplos de los meteoritos pioneros encontrados corresponden a la Palasita Imilac en 1820 o el Mesosiderito Vaca Muerta en 1861. En la actualidad el reservorio nacional de meteoritos alberga más de 600 especímenes y sigue en aumento. La formación de una red de monitoreo de bólidos (CHACANA, *Chilean Allsky Camera Network for Astro geosciences*) ha permitido una recolección y seguimiento importante del material extraplanetario que ingresa a la Tierra.

En petrografía tanto de rocas terrestres como meteoritos, la herramienta principal, más usual y accesible es la microscopía óptica convencional. El acceso a microscopios convencionales en

diferentes laboratorios o casa de estudio es la forma más común de describir aspectos petrográficos de rocas. La microscopía permite observar minerales tanto silicatados (en luz transmitida) como metálicos (en luz reflejada), además de observar texturas y cuantificar los porcentajes de cada especie, ya sea de forma aproximada por el observador, o mediante el uso de un contador digital. La microscopía convencional además permite obtener información de un corte transparente o briqueta recurriendo a todas las propiedades ópticas de un mineral (extinción, color, birrefringencia, etc.), tanto en nicoles paralelos como nicoles cruzados. Estos parámetros son cruciales en la identificación mineral, y particularmente en meteoritos, también relevantes en la descripción de procesos posteriores a la formación, como es el metamorfismo de choque.

Otras herramientas, más especializadas, que también permiten estudios petrográficos corresponden a los análisis SIAMS y QEMSCAN (*Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron Microscopy*). La microscopía óptica automatizada SIAMS 800 Analyzer permite obtener fotomicrografías completas de gran resolución ( $0.69 \mu\text{m} \times 10$ ) y secciones específicas de un corte transparente pulido ( $0.11 \mu\text{m} \times 50$ ), ya sean en luz polarizada plana o luz reflejada. Este equipo (SIAMS 800) también otorga imágenes de alta resolución y la posibilidad de conocer la mineralogía de forma automatizada basada en aspectos visuales. El equipo de microscopía electrónica automatizada FEI Quanta 650 QEMSCAN entrega mapas mineralógicos completos en falso color con resolución de  $10 \mu\text{m}$  y fragmentos menores con resolución  $2 \mu\text{m}$ , además de entregar los porcentajes en masa de cada elemento y fase mineral. Utilizando las herramientas mencionadas, se caracterizarán las muestras CAT M7 y CAT M10 en cuanto a tipo petrológico, de choque y meteorización terrestre (detallado en los capítulos siguientes). Adicionalmente, utilizando la base metodológica de Flores (2023) será clasificada la clase y grupo de cada muestra de forma general y aproximada.

El presente trabajo describirá de forma detallada la petrografía de dos muestras de meteoritos integrando y comparando diferente información textural y mineralógica entregada por los equipos antes mencionados. Las clasificaciones por realizar serán esencialmente en base a aspectos ópticos y mineralógicos de modo que el análisis sea eficaz entre los procedimientos utilizados. La base teórica para las clasificaciones de tipo petrológico choque y meteorización será descrita en los capítulos siguientes.

## **Ubicación del área de estudio**

Las muestras de meteoritos estudiadas en esta memoria proceden del sector “Catalina” ubicado en la Región de Antofagasta. Por ser muestras de cortes transparentes pulidos “encontrados” y traídos a la Universidad de Concepción, el área real de estudio está fuera de los límites pertinentes de este trabajo.

### **1.1. Objetivos**

#### **1.2.1. Objetivo general**

Describir y clasificar los meteoritos CAT M7 y CAT M10 basado en características petrográficas observadas en mapas QEMSCAN, fotomicrografías (SIAMS), imágenes falso color obtenidas de ArcGIS y microscopía convencional.

#### **1.2.2. Objetivos específicos**

- 1- Aplicar la clasificación de tipo petrológico, estado de choque y grado de meteorización a dos muestras de condritos ordinarios (CAT-M7 y CAT-M10).
- 2- Describir las características texturales y mineralógicas de las muestras a través de microscopía óptica convencional, fotomicrografías (SIAMS) y mapas mineralógicos QEMSCAN.
- 3- Comparar el uso de distintas técnicas analíticas en relación con la información mineralógica y textural entregada para las muestras de meteorito.
- 4- Aplicar herramientas de ArcGIS para poder diferenciar fases similares ópticamente, como olivinos y piroxenos basado en sus colores ópticos.

### 1.3 Trabajos anteriores

Existen múltiples trabajos acerca de meteorítica en el mundo, cuya labor ha favorecido el desarrollo de esta rama. Sin embargo, para resumir, a continuación, se muestran algunos trabajos que han sido esenciales en la clasificación de meteoritos.

Van Schmus y Wood (1967), establecen la clasificación bimodal de meteoritos que considera parámetros químicos y petrológicos clasificar los meteoritos condriticos.

Rubin (1990) da a conocer una recopilación de la amplia variedad mineralógica que poseen los meteoritos y sus diferentes orígenes.

Stöffler y otros (1991) proponen la clasificación del estado de choque (S) de los meteoritos, basada en los cambios en las propiedades de silicatos como olivino y plagioclasa, producto del metamorfismo de choque.

Wlotzka (1993) define el grado de meteorización terrestre (W) que permite clasificar los meteoritos de acuerdo al efecto que produce la alteración terrestre en los meteoritos encontrados.

Bennett y McSween (1996) proponen una clasificación para estimar el estado de choque de los meteoritos definido por los cambios que presentan minerales opacos como troilita y kamacita frente al metamorfismo de choque.

Valenzuela (2003) realiza el primer trabajo de meteoritos en Chile mediante el 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, infiriendo que para Atacama estos procesos están controlados principalmente por la porosidad inicial del meteorito que está íntimamente asociada a su estado de choque, y secundariamente a los parámetros ambientales.

Flores (2023) elabora una lista SIP preliminar de meteoritos para el equipo de mineralogía automatizada QEMSCAN basado en 4 muestras de condritos del Desierto de Atacama.

## 1.4 Agradecimientos

El trabajo de terreno para la recolección de las muestras estudiadas se realizó previo al inicio de esta memoria y fue financiado gracias al proyecto REDI170155 de la Dra. Millarca Valenzuela de la Universidad Católica del Norte. El trabajo analítico de esta memoria (QEMSCAN) fue financiado con el Fondo de Incentivo a Publicaciones de la Facultad de Ciencias Químicas de la Universidad de Concepción.

Agradezco enormemente a mi profesora guía la Dra. Verónica Oliveros Clavijo, por permitirme desarrollar este tema novedoso, desafiante y altamente gratificante para mi conocimiento.

Agradezco al profesor Alexey Novoselov por toda la dedicación y ayuda con los equipos SIAMS y QEMSCAN, del Departamento de Geología Económica Aplicada (GEA).

De forma muy especial, agradezco a cada una/o de las/os integrantes del Departamento Ciencias de la Tierra por los conocimientos, la entrega, el cariño, respeto y sobretodo las buenas experiencias. Ha sido realmente un honor formarme como persona y profesional con ustedes.

Agradezco enormemente a mi grupo de amigos/as, las “REE”. A Javiera, Vicente, Estela, Angela y Matías, gracias por siempre estar, por las risas, las historias y la amistad infinita, tuve suerte en toparme con personas tan maravillosas.

Agradezco a mis padres, María y Ananías, los mejores que el universo pudo darme, gracias por creer en mí, por incentivar me a seguir mis sueños, y ser el empujón permanente para que vuele hacia la felicidad. Gracias por amarme de una forma irreal, jamás será suficiente agradecimiento. Agradezco a toda mi familia por apoyarme desde lejos y creer que podría lograrlo todo.

Agradezco a mi compañera de vida, Fran, por la compañía, el amor y el apoyo siempre. Gracias por motivarme a ser mejor de lo que he sido, como persona y profesional. Gracias por creer en mí cuando yo no podía.

Agradezco a cada persona que me acompañó en este proceso, que son muchísimas, cada palabra, cada sonrisa ha sido fundamental en mi camino hasta mi sueño, ser Geóloga.

## **2.MARCO TEÓRICO**

### **2.1. Clasificación general de meteoritos**

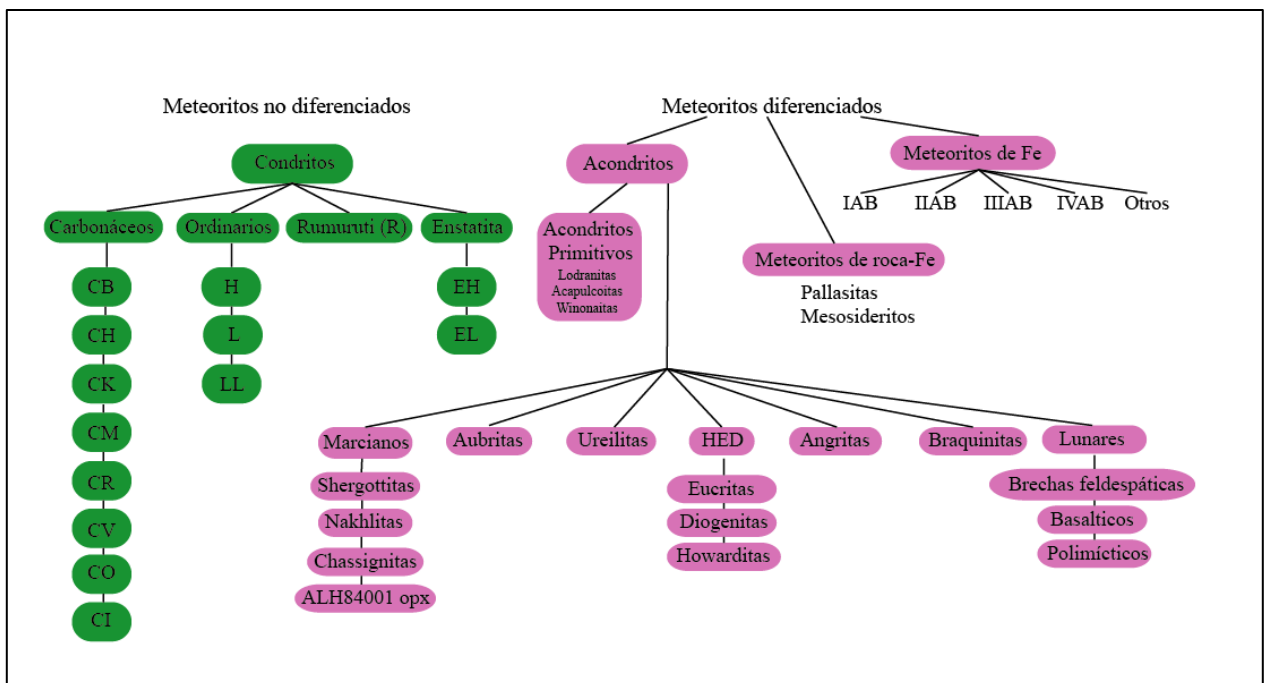
Los meteoritos, como la mayoría del material del Sistema Solar, se han formado por procesos de condensación y posterior aglutinado o acreción de polvo y gas que constituyen el disco circumstelar (Varela, 2015). Según sus composiciones y texturas, los meteoritos se dividen en dos grandes categorías: condritos y acondritos (Krot y otros, 2014). Los condritos, el tipo de meteorito más numeroso en cuanto a “caídos”, presentan una composición química cercana a la del sol libre de volátiles. Este tipo de meteorito, por lo tanto, se considera como primitivo, en contraste con los meteoritos acondríticos, que se constituyen por materiales diferenciados, y cuyas composiciones manifiestan fusión, cristalización además de otros procesos (Hutchison, 2004).

Los meteoritos acondríticos carecen de texturas condriticas y se forman por fusión parcial o completa y diferenciación planetaria de asteroides precursores condriticos o cuerpos planetarios más grandes (Marte y la Luna). Algunos grupos de meteoritos acondríticos experimentaron bajos grados de fusión y han conservado en gran medida sus composiciones prístinas. Para clasificarlos de acuerdo con su naturaleza casi sin diferenciar y su estado intermedio en relación con los condritos y los meteoritos altamente diferenciados, se les denomina acondritos primitivos. Sin embargo, las distinciones entre estas categorías no son claras, ya que se utilizan muchas propiedades químicas, texturales e isotópicas diferentes para distinguirlas (Krot y otros, 2014).

La clasificación de meteoritos tiene sus inicios en la década de 1860 con la clasificación de G. Rose de la colección de meteoritos en el Museo de la Universidad de Berlín y la clasificación de Maskelyne de la colección del Museo Británico. Rose (1864) fue el primero en dividir los meteoritos en condritos y acondritos. Maskelyne clasificó los meteoritos en sideritos, siderolitos y aerolitos. Esto fue seguido por la modificación de Tshermak de la clasificación de Rose en 1883 y la modificación de Brezina del esquema de clasificación de Tshermak-Rose. La primera clasificación de meteoritos basada en la composición química fue realizada por Farrington (1907), quien analizó químicamente el hierro. Sobre la base de estos esquemas anteriores, Prior (1920) desarrolló un esquema completo de clasificación de meteoritos, al introducir términos como mesosiderita y lodranita, que se convirtió en la columna vertebral de la clasificación actual. Wasson

(1985) subdividió los meteoritos diferenciados en acondritas, sideritos, siderolitos y aerolitos. Por su parte, Krot y otros (2004) dividió los condritos no diferenciados en acondritas primitivas, sideritos y siderolitos.

El sistema de clasificación de meteoritos que se usa hoy en día se basa ampliamente en Prior (1920) y Mason (1965), sin embargo, se incluyen modificaciones modernas. Según Righter y otros (2010) el esquema actual (Figura 2.1) contiene tres básicos tipos de meteoritos diferenciados, *Stony meteorites*, los más similares a rocas terrestres, formados mayormente por silicatos y en menor medida, metales; *Stony-Iron meteorites*, formados por partes iguales de silicatos y metales; finalmente, los *Iron meteorites*, formados en su mayoría por aleaciones metálicas. Los meteoritos más abundantes (*Stony*) poseen fragmentos redondos de tamaño milimétrico, denominados cóndrulos. Microscópicamente estos cóndrulos muestran texturas que indican que se enfriaron rápidamente desde gotas de material fundido. Estos fragmentos son tan distintivos que se denomina el grupo de los *Chondrites*. A los *Stony meteorites* que no poseen estos cóndrulos se les denomina *Achondrites*.



**Figura 2.1.: Clasificación de meteoritos.** Construido a partir de la información de Krot y otros (2003). Modificado de Antarctic meteorite teaching collection.

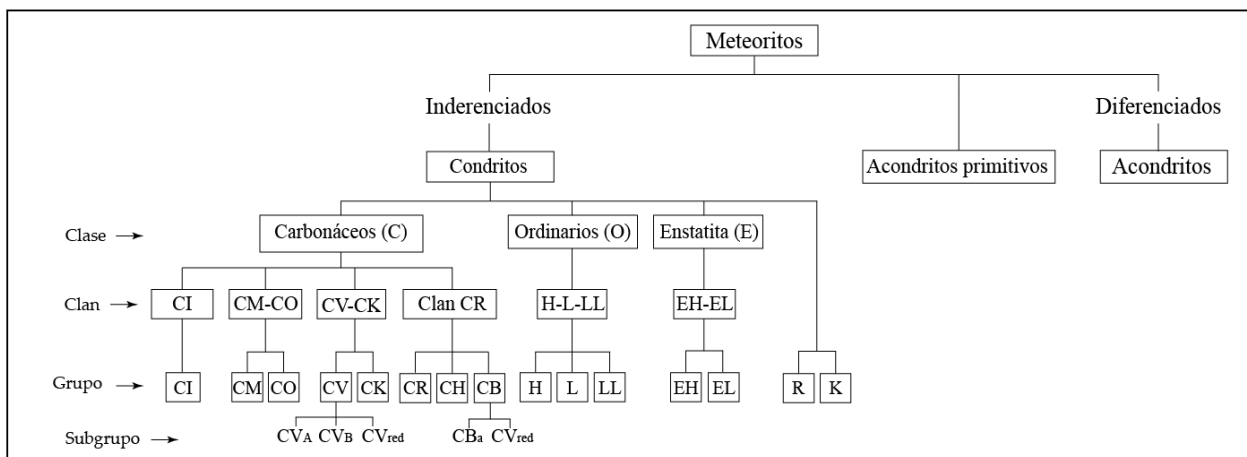
Como se mencionó en el párrafo anterior, se denomina condritos generalmente a meteoritos que poseen cóndrulos. Los cóndrulos se definían como esferas de 1 a 2 mm de diámetro con distintas texturas, sin embargo, esto no es totalmente eficaz, ya que existen meteoritos que no poseen dichos componentes y aun así, entran en esta clasificación. Los condritos corresponden a meteoritos con composición prístina, equivalente a la de la nebulosa solar primitiva y representan el 85% de los meteoritos que caen en la Tierra (Grossman y otros, 2000). Según Weisberg y otros (2006) se plantea la teoría donde los condritos son derivados de asteroides (y posiblemente cometas) que no han experimentado procesos de diferenciación planetaria por fusión parcial o completa de sus componentes. Los acondritos, en cambio, pueden estar constituidos por fragmentos de asteroides y, además, por fragmentos de cuerpos planetarios diferenciados. Ciertos meteoritos poseen textura acondrítica (ígneas o recrystalizadas) pero conservan afinidad química relacionada a sus condritos. Este tipo de meteoritos puede denominarse como acondritos primitivos.

De forma particular, los condritos se subdividen en 15 grupos, condritos ordinarios (H, L, LL), carbonáceos: CI(Ivuna), CM (Mighei), CO (Ornans), CV (Vigarano), CK (Karronda), CR (Renazzo), CH (ALHA85005), CB (Bencubbin); enstatita (EH, EL), además de los condritos R (Rumuruti) y K (Kakangari) (Weisberg y otros, 2006). Los condritos ordinarios poseen sus siglas dependiendo de su contenido de Fe (H: *high iron*, L: *low iron* y LL: *very low iron*). Los condritos carbonáceos poseen contenidos variables de agua y componentes orgánicos, y las siglas de sus grupos hacen referencia al nombre del condrito tipo. Según Krot y otros (2003) los grupos R y K varían enormemente de los demás, y se induce que pueden pertenecer a clases totalmente distintas. Con lo anterior, Weisberg y otros (2006) proponen una sistemática actualizada para la clasificación de meteoritos, incluyendo la división de Clase/Clan/Grupo/Subgrupo (Figura 2.2).

Los condritos tienen composición ultramáfica y se caracterizan por estar formados por cóndrulos, inclusiones refractarias, agregados de olivino, granos interestelares, además minerales metálicos. Dependiendo del grupo de condrito, los componentes varían denotando así, los distintos ambientes de formación (McSween, 1999). Los cóndrulos y las CAIs (inclusiones ricas en Calcio y Aluminio) corresponden a los componentes más abundantes y antiguos registrados. Todo comenzó con el estudio del meteorito Allende en México. Al examinar este espécimen, notaron que poseía agregados blancos ricos en los elementos calcio y aluminio, algo nunca visto (Varela, 2015). Diversas dataciones han arrojado incluso edades de 4567 Ma. para estos agregados, concluyendo



que pueden tratarse de los objetos más primitivos que se han podido analizar encontrados en meteoritos muy primitivos. Los cóndrulos como componentes deben su descubrimiento a Henry C. Sorby (1826-1908) que las denominó preliminarmente “gotas fundidas en una lluvia candente”. Estas esferas, con tamaños no mayores a 2 mm, están constituidas por dos minerales esenciales: olivinos y piroxenos pobres en calcio. Los minerales metálicos, usualmente kamacita, troilita, taenita y cromita se asocian estrictamente a los cóndrulos y son contemporáneos a ellos (Varela, 2015). En general, se acepta que las inclusiones refractarias, los cóndrulos y el Fe-Ni metal se forman en la nebulosa solar mediante procesos de alta temperatura que incluyen condensación y evaporación. Muchas CAIs y la mayoría de los cóndrulos y Fe-Ni metal se fundieron posteriormente durante múltiples episodios breves de calentamiento. Mientras que la matriz, algunos CAI y el metal en algunos condritos parecen no haberse fundido. Aunque la mayoría de los condritos experimentaron procesos termales en sus asteroides progenitores, como alteración acuosa o hidrotermal, metamorfismo termal y de choque, no experimentaron fusión ni diferenciación ígnea y, por lo tanto, conservan en gran medida registros de procesos físicos y químicos en la nebulosa solar (Krot y otros, 2014).



**Figura 2.2:** Clasificación de meteoritos condriticos. Modificado de Weisberg y otros (2006).

### 2.1.1. Condritos ordinarios

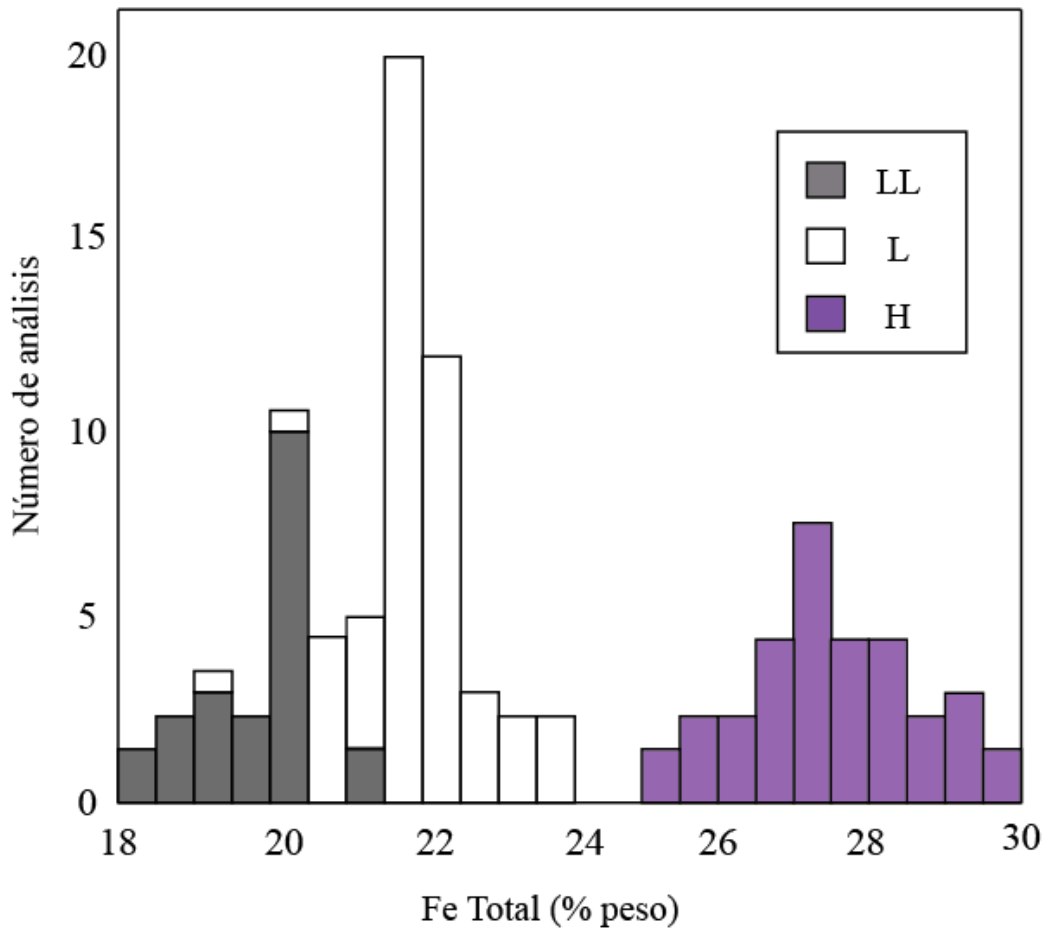
Los condritos ordinarios están formados por matriz y cóndrulos, además de especies metálicas como las mencionadas en el párrafo anterior. Se caracterizan por no haber sufrido procesos de fusión parcial o total, aunque poseen evidencia de recristalización, cambios texturales y equilibrio composicional (Varela, 2015).

La clase de los condritos ordinarios está formada por 3 grupos H (*High iron*), L (*Low iron*) y LL (*Very Low iron*) (Figura 2.3). Según Valenzuela (2003) estos grupos son similares en las razones Mg/Si y (Ca+Al+ Ti)/Si, pero varían en sus valores moleculares de Fe y su distribución mineralógica, lo que permite diferenciar los grupos. Para los tres grupos, las razones de elementos litófilos son muy similares mientras que los elementos siderófilos decrecen siguiendo el orden H-L-LL (Krot y otros, 2003). En la Tabla 2.1, se observan los porcentajes promedios de razones de hierro metálico y molecular para los 3 grupos de condritos ordinarios.

Los condritos H se caracterizan por un contenido mayor de Fe total y Fe/Si atómico. En este tipo de condritos, el Fe se encuentra formando parte de las fases metálicas lo que permite deducir que predomina el Fe reducido por sobre el oxidado. Los condritos LL, en contraparte, se caracterizan por la menor cantidad de Fe total y Fe/Si atómico. En este tipo de condritos el Fe se encuentra principalmente formando parte de fases silicatadas y no metálicas. Según Vernazza y otros (2015) los condritos tipo L corresponden al término intermedio de ambos extremos.

**Tabla 2.1: Valores en % promedio de las razones de hierro metálico y total para los condritos H-L-LL, además de las razones FeO/(FeO+MgO). Modificada de Dodd (1981).**

<b>Grupo Condrito Ordinario</b>	<b>Fe/Fe total (%en peso)</b>	<b>FeO/(FeO+MgO) (%en peso)</b>
H	0,6	0,29
L	0,3	0,37
LL	0,1	0,43



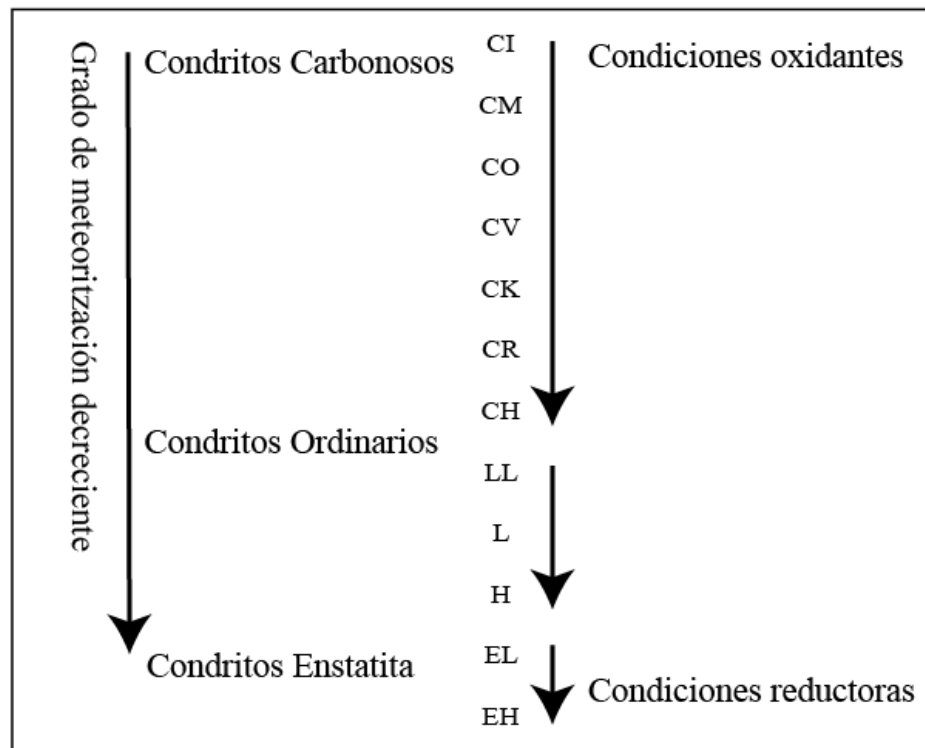
**Figura 2.3: Contenido total de hierro en condritos ordinarios.**  
Modificado de Dodd (1981).

Según Varela (2015), la composición mineralógica permite inferir que los condritos ordinarios se formaron en condiciones redox intermedias (Figura 2.4), considerando los demás tipos de condritos.

Mineralógicamente, los condritos poseen muchos minerales terrestres existentes, sin embargo, otros (metales principalmente) sólo pueden ser encontrados en los meteoritos. En los condritos ordinarios predominan silicatos, como olivino, piroxenos, plagioclasa, además de metales y óxidos. Los metales principales son troilita (FeS), y aleaciones de Fe-Ni como kamacita y taenita, con bajo y alto contenido de Ni, respectivamente. En cuanto a óxidos puede presentarse cromita, ilmentita y rutilo, en ese mismo orden de posible aparición. Fosfatos y carbonatos pueden ocurrir como

accesorios (Rubin, 1997). Óxidos e hidróxidos de Fe también pueden ser encontrados en estos meteoritos, pero son evidencia de procesos secundarios.

Con respecto a la plagioclasa, en los condritos ordinarios, el feldespato está presente en los cóndrulos como mineralogía primaria, correspondiendo a una fase ígnea, y, además, como una fase secundaria, que resulta de la recristalización de vidrio (mesostasis) de los cóndrulos, durante el metamorfismo termal (Lewis y otros, 2022).



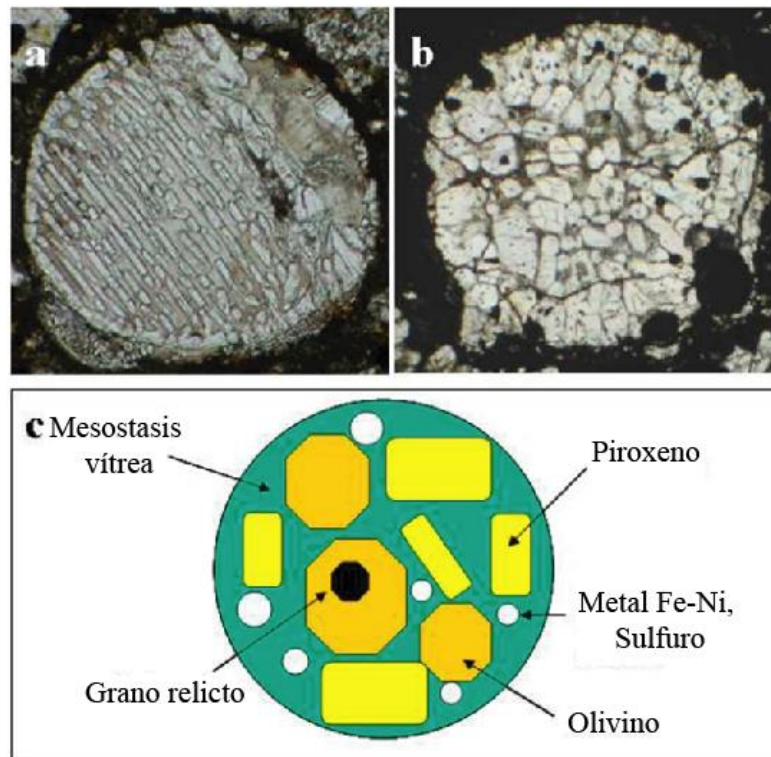
**Figura 2.4: Condiciones redox de los meteoritos condriticos.** Extraído de Varela (2015)

Los cóndrulos y matriz son componentes esenciales tanto en la clasificación como caracterización de los condritos ordinarios.

### 2.1.1.1. Cóndrulos

Los cóndrulos son objetos subsféricos compuestos principalmente por fases silicatadas de olivino y piroxeno pobre en Ca, y en algunos casos, plagioclasa cálcica que ocurre en conjunto con mesostasis vitrea silíceas. En menor medida pigeonita y augita (Kallemeyn y otros, 1996). Los

cóndrulos fueron originalmente gotas de fundido, que pudieron ser cuerpos individuales en la nebulosa solar original. Sin embargo, las observaciones microscópicas muestran que los cóndrulos fueron enfriados y solidificados antes del ensamblaje al interior de los meteoritos donde son encontrados (Richter, 2010). Texturalmente, los cóndrulos se dividen en porfídicos y no porfídicos. La textura porfídica presenta fenocristales de olivino y/o piroxeno en una matriz fina o vítrea (Figura 2.5). Con dicha textura, dependiendo del mineral predominante se clasifican en porfídicos de olivino (PO), porfídicos de piroxeno (PP) y porfídicos de olivino-piroxeno (POP). La textura no porfídica incluye la criptocristalina, de olivino barrado (BO) y de piroxeno radial (PE) (Hutchison, 2004).



**Figura 2.5: Principales componentes de un condrito.** a) Cóndrulo de olivino barrado; b) Cóndrulo porfídico; c) Esquema de componentes. Extraído de Rubin (2005).

Existen clasificaciones químico-mineralógicas, basadas en la química total, además de mineralogía y textura. Según Jones (1996) se propone un sistema que combina la textura y la composición química global, inferida a partir de la mineralogía global. Esto último basado en el contenido de FeO del olivino y el FeO total. Los cóndrulos pobres en FeO son asignados como tipo I, los ricos en FeO como tipo II, mientras que las texturas como piroxenos radiales (PR) son asignadas como tipo III.

Brearley y Jones (1998) de forma similar al sistema anterior proponen otro sistema, que consiste en calcular el número magnésico (Mg#) de olivinos y piroxenos encontrados en los cóndrulos, además de considerar el contenido modal de minerales metálicos presentes en su interior. De este modo, si el Mg# en olivinos y/o piroxenos es mayor que 90, el cóndrulo es pobre en Fe, y si es menor que 90, es rico en Fe. A pesar de existir diversas clasificaciones, basadas en distintos mecanismos, la primera clasificación mencionada basada en mineralogía y textura suele ser la más utilizada, por su facilidad y rapidez.

#### **2.1.1.2. Matriz**

Según Scott y Krot (2003) la matriz es un componente que se forma a baja temperatura e involucra todo aquel material de grano fino que rodea a aquellos componentes de alta temperatura, como los cóndrulos, y, además, rellena los espacios intersticiales entre ellos. La matriz corresponde a una mezcla de minerales silicatados (incluyendo vidrio como fase secundaria), además de sulfuros y Fe-Ni metálico. También pueden encontrarse óxidos. En luz polarizada plana se reconoce por su color pardo en contraste a los cóndrulos y cristales. Su tamaño fino permite que la alteración secundaria priorice la matriz por sobre otros componentes.

#### **2.1.1.3. Sulfuros de Fe y aleaciones Fe-Ni**

Como se dijo en los párrafos anteriores, la troilita es el sulfuro de Fe más habitual en los condritos ordinarios. Se caracteriza por aparecer como pequeños cristales o gotas tanto dentro de la matriz o

en los cóndrulos. Las aleaciones de Fe y Ni, en general kamacita o taenita, se encuentran por lo general como cristales anhedrales de tamaño variable, dentro de matriz o cóndrulos o intercrecidos incluso con minerales como troilita. Según Scott y Krot (2003) es difícil preservar la historia de formación de los minerales metálicos, debido a las reacciones de baja temperatura que ocurren con posterioridad formando óxidos y sulfuros. Sin embargo, los minerales metálicos presentes en los condritos ordinarios son altamente sensibles al metamorfismo termal (Kimura y otros, 2008), lo que permite conocer su exposición a dichas condiciones y de paso, clasificarlos.

## **2.2. Clasificación posterior a formación**

### **2.2.1. Tipo petrológico**

Los meteoritos condriticos se clasifican en tipos petrológicos (o petrográficos) que van del 1 al 6 con el fin de proporcionar una guía sobre el alcance y procesamiento de asteroides. Según Anders y otros, (1989) este esquema ha sido invaluable, sin embargo, sólo proporciona una guía aproximada ya que las ideas sobre los procesos que sufren los meteoritos han cambiado significativamente desde que el esquema fue establecido y también se considera el hecho de que un número no puede resumir todos los efectos que involucran el recorrido de un meteorito. Considerando esto, la clasificación no es rigurosa y puede resultar en ambigüedades. El objetivo de esta clasificación es subdividir los tipos en base a los distintos grados de alteración y metamorfismo termal.

Los inicios de esta división petrológica fueron propuestos por Van Schmus y Wood (1967), basados en dos suposiciones que actualmente se sabe están erradas: (1) Los condritos tipo 1 son los menos alterados y representan mejor la mineralogía de los materiales asteroidales originales y (2) los tipos 2-6 representan grados crecientes de metamorfismo térmico de material que mineralógicamente se parecía a los condritos tipo 1. En la actualidad, se sabe que el estado prístino de los condritos está definido por el tipo 3, mientras que los tipos 2 a 1 representan un aumento del grado de alteración acuosa debido a la presencia de agua en el sistema. Según Brearley (2006), la alteración acuosa en los meteoritos condriticos se asocia a la presencia de minerales hidratados (con grupos OH en su estructura) como serpentinas y arcillas, y en menor medida carbonatos,

óxidos, sulfatos, sulfuros y haluros e hidróxidos. Según Cervantes (2009) el tipo petrológico 1 lo presentan sólo los condritos carbonáceos CI, y escasos condritos CR y CM, además, corresponde a la alteración de más baja temperatura ( $<150^{\circ}\text{C}$ ) y es reconocida por una matriz fina opaca con ausencia importante de cóndrulos.

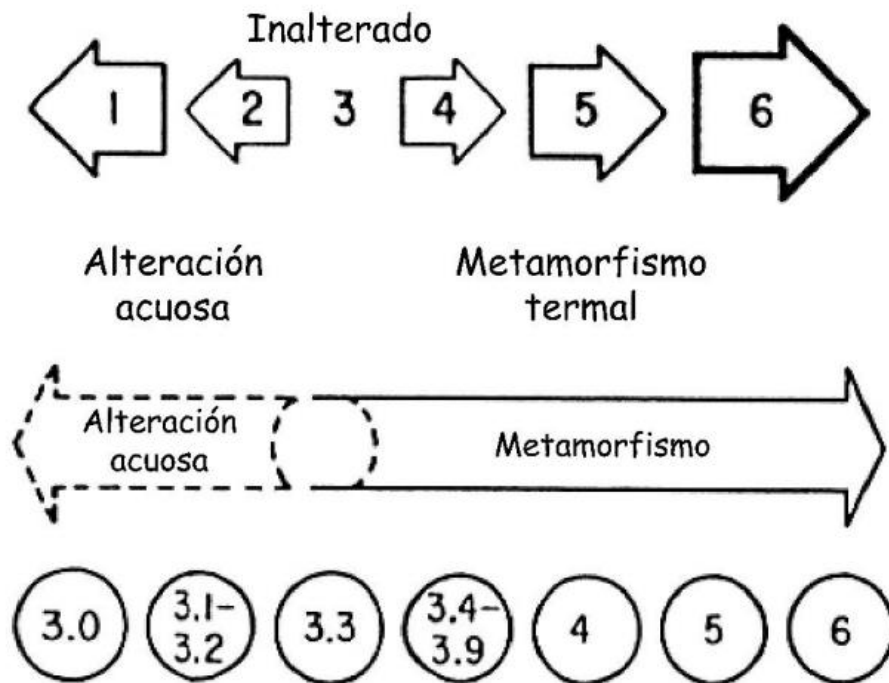
El tipo petrológico 2 se ha reportado sólo en condritos CM, CR y CV ( $<300^{\circ}\text{C}$ ) (Cervantes, 2009). Según Mason (1965) un criterio para el tipo petrológico 2 es la presencia de vidrio intersticial en cóndrulos sin desarrollo de feldespatos. Además, los bordes de los cóndrulos están bien definidos. Según Brearley y Jones (1998) la kamacita es la asociación Fe-Ni más abundante mientras que la taenita es escasa o ausente.

Las condritas tipo 3 ordinarias, CO y CV se subdividen comúnmente en 10 subtipos (3.0–3.9), de los cuales 3.0 es el menos metamorfizado

Aunque las condritas tipo 3 son las condritas menos alteradas y metamorfizadas, ahora se cree que solo unas pocas de ellas son muestras relativamente prístinas, y todas ellas tienen componentes que fueron contaminados por su entorno asteroidal. Para identificar las condritas menos metamorfizadas, los subtipos 3.0 y 3.1 se han dividido en 3.00–3.15 sobre la base de las concentraciones de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  en olivinos de cóndrulos que contienen  $> 2\%$  en peso de FeO (Grossman y Brearley, 2005). Los cóndrulos en condritas tipo 3 en los grupos ordinarios, K, CO y CV probablemente se calentaron a alrededor de  $400\text{--}600^{\circ}\text{C}$  durante  $> 10^6$  años, ya que contienen kamacita y taenita que se equilibraron a estas temperaturas (Keil, 2000).

El incremento de la alteración termal produce un equilibrio químico y recristalización textural de los condritos, por ello, los que se asocian al tipo petrológico 3 se conocen como condritos no equilibrados y los de tipo 4 a 6 como condritos equilibrados. La recristalización textural se aprecia microscópicamente mediante el engrosamiento de los granos y el crecimiento de granos de feldespato, cromita y fosfato. Según Rubin (1990) algunos condritos de estos tipos no son rocas metamórficas sencillas, sino que pueden ser brechas fragmentarias o de regolitos que se metamorfizaron antes del ensamblaje.





**Figura 2.6:** Esquema de los distintos tipos petrológicos en base a su alteración termal y acuosa. La alteración acuosa aumenta desde el tipo 3 al 1, mientras que la alteración termal aumenta del tipo 4 al 6. Modificado de Sears y Dodd (1988).

El tipo petrológico 4 se caracteriza porque los bordes de cóndrulos comienzan a borrarse, sin embargo, siguen siendo muy definidos. La matriz se vuelve traslúcida con >60 % en volumen de microcristales (Cervantes, 2009). Rubin (2004) infiere que prácticamente todos los condritos tipo 5 y 6 fueron sometidos a choque y refusión posterior. Para el tipo petrológico 5, aún se puede observar el contorno de los cóndrulos, mientras que la matriz se encuentra casi recrystalizada (Cervantes, 2009). En el tipo petrológico 6 los bordes de los cóndrulos son poco visibles.

Posteriormente, se definió el tipo petrológico 7 (Dodd y otros, 1975), para describir aquellos condritos que han sido totalmente recrystalizados o incluso fundidos muchas veces por impacto.

**Tabla 2.2: Tipos petrológicos y sus criterios de identificación.** Modificado de Schmus y Wood (1967) y Dodd (1981). Extraído de Revillard (2018).

Criterio	Tipo Petrológico						
	1	2	3	4	5	6	7
Dispersión de la composición del olivino y piroxeno		> 5% Desviación media del Hierro		≤ 5%	Homogéneos		
Polimorfos de piroxeno de bajo Ca		Principalmente monoclinico		Parcialmente monoclinico	Ortorrómico		
					CaO ≤ 1 %	CaO > 1%	
Feldespatos secundario		Ausente o menor			Granos intersticiales claros. Engrosamiento desde tipo 5 a tipo 7		
Vidrio en cóndrulos		Ausente o isotrópico		Desvitrificado	Ausente		
Fase Metal (Ni % peso)		Taenita (>20%) menor o ausente	Kamacita y Taenita (>20%)				
Promedio Ni en troilita		>0,5% peso	<0,5% peso				
Matriz	Grano fino, opaca	Principalmente fina, opaca	Clástica menos opaca	Recristalizada Engrosamiento desde tipo 5 a tipo 7			
Integración Matriz-cóndrulos	Sin cóndrulos	Cóndrulos muy bien definidos		Bien definidos	Delineados	Pobremente definidos	Sólo relictos
Carbón % peso	3-5%	0,8-2,6%	0,2-1%	< 0,4%			
Agua % peso	18-22%	2-16%	0,3-3%	< 1,5%			

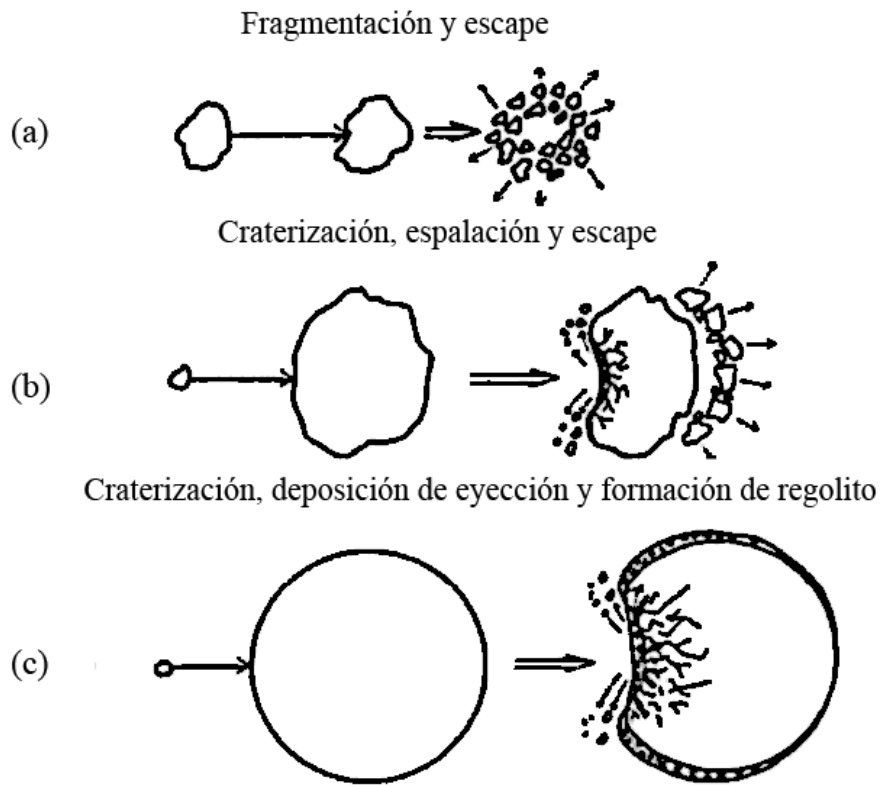
### 2.2.2. Metamorfismo de choque

Dentro de las características más comunes en los meteoritos es la presencia de metamorfismo de choque y brechización producto de impactos a hiper velocidades de los cuerpos parentales en el espacio (Stöffler y otros, 1991). Los efectos de choque provocan alteraciones en las propiedades de los meteoritos como por ejemplo la abundancia y distribución de gases nobles y elementos traza, las edades radiométricas y otras características físicas (Anders, 1964; Keil, 1964 en Stöffler y otros, 1991). El estudio y comprensión de los efectos de choque y brechización es clave para entender las características prístinas de los meteoritos heredadas de la nebulosa solar, sino también aquellas características que se deben a procesos endógenos en sus cuerpos progenitores. Estos estudios son la principal fuente de información sobre la historia geológica y de colisión de sus cuerpos parentales. Existen escenarios típicos para los impactos de alta velocidad que ocurren en cuerpos asteroidales y estos dependen del tamaño de los asteroides (Figura 2.7). Si colisionan dos objetos de tamaño similar, pueden fragmentarse en forma total. Si colisionan dos objetos de tamaño diferente (uno mayor irregular y otro menor), se forma un cráter con escaso regolito que se deposita en lentes de brecha regolítica en el piso del cráter. Si colisiona uno de menor tamaño y otro de mayor tamaño y regular, se forman cráteres grandes con regolito abundante.

El reconocimiento e interpretación de los efectos de choque en los condritos requiere conocimientos de la física fundamental y de la información del metamorfismo de choque producido natural y experimentalmente en rocas policristalinas. Las características de choque son posteriores y diferentes a las producidas por metamorfismo termal y van desde fracturamiento y brechización hasta el desarrollo de polimorfos minerales de alta presión y fusión (Stöffler y otros, 1991).

Stöffler y otros (1991) proponen una clasificación basada en las características petrográficas de minerales y texturas frente a los efectos de choque (Tabla 2.3). Se establecen 6 estados de metamorfismo desde S1 a S6 en base a observaciones de olivinos, piroxenos y plagioclasas mediante secciones delgadas. La etapa de choque S1 (sin choque o pobremente choqueado) se caracteriza por olivino con una extinción óptica aguda; S2 (muy débilmente choqueada) asociado a extinción ondulante de olivino; S3 (débilmente choqueado) con fracturas planares en olivino; S4 (moderadamente choqueado) con característico mosaicismo en olivino; S5 (fuertemente

choqueado) con plagioclasa pasando a *maskelynita* y deformaciones planares en olivino. La etapa S6 (fuertemente choqueada) se define por recristalización de olivino.




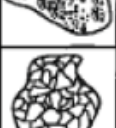




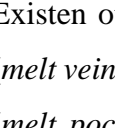


**Figura 2.7:** Escenario para la formación de condritos que han experimentado colisiones en sus cuerpos parentales en función del tamaño de los cuerpos con los que impactan. Modificado de Stöffler y otros (1991).

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 minerales como troilita, o kamacita y los asocian a rangos de presión determinados, como es posible observar en la Figura 2.8.

**Tabla 2.3: Criterios para establecer el estado de choque de meteoritos.** Modificado de Stöffler y otros (1991).

Estado de choque	Efectos por equilibrio del peak de presión		Efectos resultantes de excursiones locales de P-T	P de choque (Gpa)	Incremento T post choque (°C)	Incremento T min estimada (°C)
	Olivino	Plagioclasa				
No choqueado S1	Extinción recta, fracturas irregulares		Ninguno	<4-5	10-20	10
Choqueado muy débilmente S2	Extinción ondulosa, fracturas irregulares		Ninguno	5-10	20-50	20
Choqueado débilmente S3	Fracturas planares, extinción oncolosa, fracturas planares	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 plagioclasa en vidrio)	Formación pervasiva de bolsones fundidos, venas y diques opacos, venas opacas de choque	40-55	600-850	600
Muy fuertemente choqueado (S6)	Restringido a regiones locales en o cerca de zonas fundidas		Características similares a estado de choque 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 taenita	█				█	
	Perfil de Ni distorsionado en taenita	█				█	
	Kamacita policristalina				█	█	
	Troilita con burbujas		█	█			
	Troilita policristalina			█	█		
	Troilita fracturada				█		
	Plesita			475 █		525 █	600 █
	Gotas de fundido de metal Fe-Ni y sulfuros				█		
	Venas de fundido polimineral				█		

**Figura 2.8:** Esquema que resume las características de los distintos estados de choque que componen la clasificación en base a minerales opacos, propuesta por Bennett y McSween (1996). Barras blancas = características raras (observadas en 50% de todos los granos opacos). Los números indicados 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 et al., (1991). (Extraído y modificado de Bennett y McSween, 1996).

Existen otras evidencias causadas por fusión inducida por choque tales como venas de fundido (*melt veins*), venas de choque (*shock veins*), gotas de fundido (*melt droplets*) y bolsones de fundido (*melt pockets*) (Stöffler y otros, 1991). El fundido que rellena las venas depende de las fases mineralógicas involucradas en la fusión, ya sea Fe-Ni metálico, troilita, vidrio silicatado o una mezcla de todos (Tomkins y otros, 2013). Pueden presentarse venas de distintas formas y espesores, algunas muy finas de pocos micrómetros y rectilíneas, mientras que otras más anchas pueden llegar

hasta 30 micrómetros, presentando ramificaciones e incluso estar interconectadas con bolsones de fundido. También pueden ocurrir depósitos de troilita/metal en fracturas (Stöffler y otros, 1991).

Según Tomkins y otros (2013) las gotas de fundido son micrométricas y se componen de Fe-Ni metálico, troilita, o ambos. Los bolsones de fundido, formados a partir de gotas de fundido inmersas en fundidos de composición silicatada, pueden tener formas irregulares redondeadas y diversos tamaños.

Para incluir el estado de choque en la clasificación previa de meteoritos se combina la sigla previa (Grupo y tipo petrológico) con el grado de choque asignado, por ejemplo, H4(S4).

### **2.1.3. Meteorización terrestre**

La meteorización terrestre puede ser definida como el estado de oxidación o alteración que sufre un meteorito debido al desequilibrio de sus componentes minerales, en el medio ambiente terrestre. Esto ocurre desde que el meteorito cae en la Tierra y aumenta con el transcurso del tiempo (Wlotzka, 1993). Desde que un cuerpo meteoroide ingresa a la atmósfera comienza su interacción con los agentes terrestres. Comprender el funcionamiento de la meteorización es esencial, considerando la mayor proporción de meteoritos encontrados versus los caídos, aumentando el nivel de alteración que presenta la mayor parte de las muestras recuperadas. El proceso de meteorización terrestre afecta principalmente a minerales de Fe, los que se transforman en arcilla y óxidos e hidróxidos de Fe.

Según Bland y otros (2006) los efectos de la meteorización de los meteoritos pueden proporcionar información valiosa para estudiar cómo funcionan tales procesos de alteración en rocas terrestres, ya que dichas rocas provenientes del exterior pueden funcionar como “muestras estándares” y permiten estudiar la evolución de los factores ambientales durante su residencia en la Tierra. Las condiciones ambientales dentro de una roca que regulan las velocidades de reacción químicas (involucradas en las tasas de meteorización) frecuentemente están influenciadas por factores como el pH, fO<sub>2</sub>, fluidos, temperatura, drenaje y actividad microbiana. En zonas de climas cálidos la presencia de humedad y alta temperatura establecen una tasa de meteorización alta, mientras que en climas secos y fríos la meteorización es mucho más lenta (Bland y otros, 2006).

Según Valenzuela (2011) factores como la porosidad del meteorito y porosidad del suelo, además de la composición inicial de la muestra, e incluso el clima, pueden afectar las tasas de meteorización. Además, propone que la meteorización de condritos ordinarios se desarrolla de distintos dominios dentro de un meteorito. El primero, caracterizado por venillas de minerales opacos asociados o no a venillas consecuentes a metamorfismo de choque o aquellas desarrolladas posteriores a la caída por relleno de fracturas preexistentes con minerales de alteración. El segundo dominio está relacionado con halos alrededor de Fe-Ni metálico, mientras que el tercer dominio intramineral que ocurre esencialmente en granos de troilita.

Wlotzka (1993) definió una escala de meteorización terrestre (W) basada en distintos parámetros. Se divide en 6 estados progresivos, desde W0 a W6 para condritos ordinarios. Las características detalladas de cada grado se observan en la Tabla 2.4.

**Tabla 2.4: Criterios y características para establecer el grado de meteorización terrestre (W).**  
Extraído de Bland y otros (2006).

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



## **3. METODOLOGÍA**

### **3.1 Etapa de gabinete 1**

Recopilación bibliográfica de meteorítica, particularmente de condritos ordinarios, su descripción y clasificación. Búsqueda de antecedentes acerca del uso de mapas mineralógicos QEMSCAN, imágenes automatizadas SIAMS en la clasificación y análisis de meteoritos. Indagación sobre softwares de edición de imágenes digitalizadas aplicado al trabajo científico. Uso de las herramientas de análisis espacial de ArcGIS.

### **3.2. Técnicas de laboratorio**

#### **3.2.1. Microscopía óptica**

Para llevar a cabo la descripción petrográfica de las muestras CAT-M7 y CAT-M10 se utilizaron los equipos de microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Concepción. Se realizó un análisis de los cortes transparentes y pulidos para reconocer características texturales, mineralogía primaria, secundaria, además de evidencias de alteración. Para observar minerales silicatados se utilizó luz polarizada plana. El aumento 25x fue esencial para la observación de bordes de cóndrulos y cristales, mientras que aumentos mayores (50x) se utilizaron esencialmente para verificar texturas y cristales específicos. Para el caso de los minerales metálicos (opacos) y porosidad se utilizó luz reflejada.

Con ayuda de un contador digital, fue posible establecer los porcentajes mineralógicos de forma manual para cada especie, lo que es esencial para posteriormente ser comparado con los resultados de las otras técnicas a utilizar.

### **3.2.2. QEMSCAN® (*Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron Microscopy*)**

El análisis cuantitativo de mineralogía mediante microscopía de barrido o QEMSCAN es una técnica analítica computarizada que permite el ordenamiento espacial de información inferida en base a espectros químicos, con el fin de obtener información cuantitativa y estadística como la abundancia de cada fase mineral, tamaño y forma de partículas, cálculo de áreas reactivas, entre otras características.

El equipo corresponde a un microscopio de barrido electrónico compuesto por una fuente de emisión de electrones, bombas rotatorias, una columna de lentes electromagnéticas, una cámara, además de detectores de emisiones y procesadores de pulso. Específicamente, el equipo corresponde al modelo FEI Quanta 650 QEMSCAN-TM del Departamento de Geología Económica Aplicada y los resultados son revisados en el software IDiscover 5.3.

Para el caso de briquetas pulidas, el mapeo y cuantificación de fases se realiza mediante la combinación de las emisiones de electrones retrodispersados (BSE) y Rayos X. La distinción de fases mineralógicas se realiza mediante la clasificación de cada espectro ED en una lista composicional jerárquica y descendente denominada “Lista SIP”.

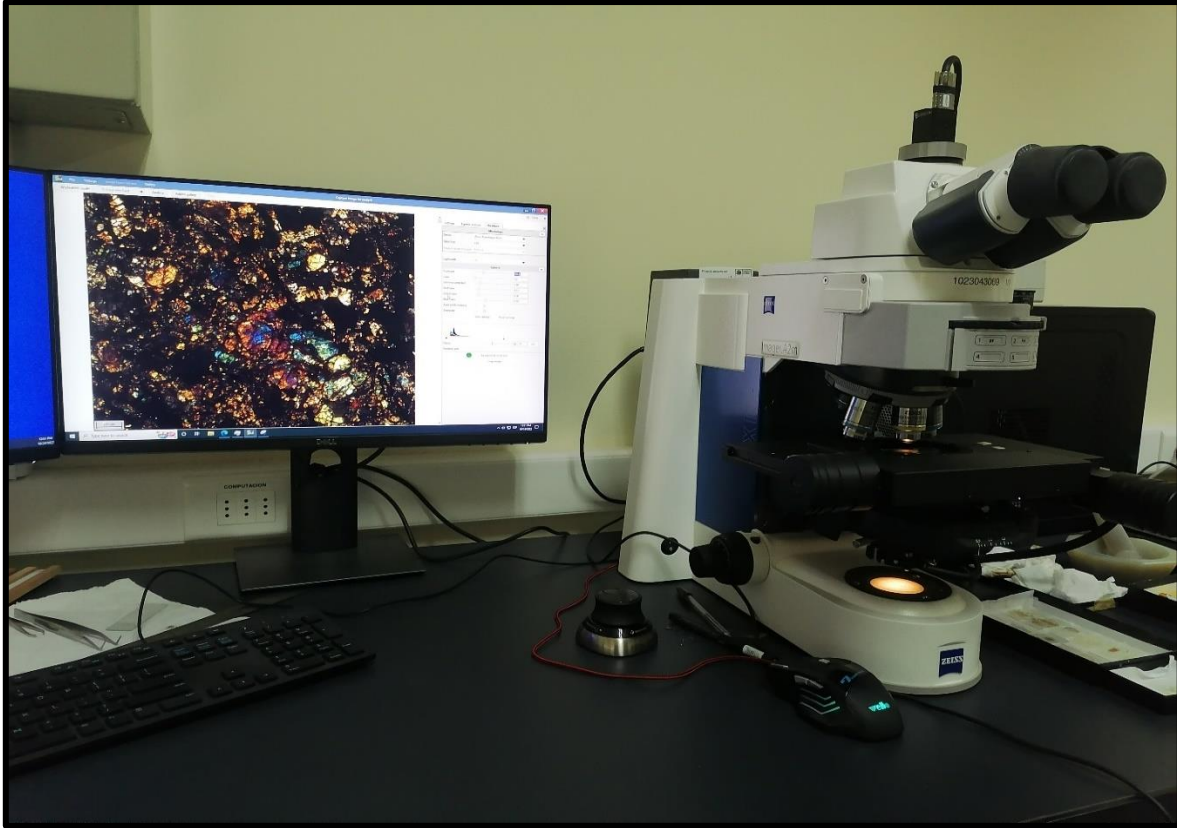
Como resultado, se obtienen imágenes pixeleadas 2-D y en falso color, limitadas por una resolución de 10  $\mu\text{m}$  (completas) y 2  $\mu\text{m}$  para secciones menores de una muestra en donde cada píxel conserva su información elemental de brillo BSE.

Particularmente para este estudio, se utilizarán las imágenes obtenidas en falso color (mapas mineralógicos completos) para las muestras CAT-M7 y CAT-M10. La ventaja de esta técnica es que permite hacer un análisis estadístico representativo, además de proporcionar análisis modal, tamaño y asociación de fases definidas. Las imágenes obtenidas dan un panorama completo del corte transparente de los meteoritos y permite su comparación con imágenes reales (fotomicrografías).

### 3.2.3 Microscopía óptica automatizada (SIAMS)

Para obtener imágenes de alta resolución se utilizó el Analizador de imágenes SIAMS 800 (Figura 3.1) ubicado en el Departamento de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción. El sistema SIAMS 800 *Analyzer* incluye un microscopio óptico Carl Zeiss Axio Imager.A2m, una cámara digital XIMEA xiC MC050MG-SY-UB con la resolución de 5 MP, una mesa automatizada ZE.AOA.Z1 acoplada a un bloque de control y un computador con el software especializado. El equipamiento en su conjunto permite la creación de mosaicos de fotos microscópicas grabadas en tres ejes (x-y-z) con aumento de 10x y 50x ya sea con luz reflejada, transmitida, con y sin polarizador. Esto se realiza mediante un escaneo arbitrario de la muestra durante un movimiento manual de una platina de microscopio, ayudado por un enfoque automático durante la generación de panoramas y la captura cuadro por cuadro. El software permite la visualización rápida mientras se navega por la imagen y/o se cambia la ampliación digital. La imagen obtenida es mediante tecnología de pirámide de resolución (similar a los mapas de Google). El software SIAMS 800 *analyzer* cuenta con corrección de iluminación incorporada durante la generación de los panoramas, además permite la medición de fracciones de fase y área de escaneo en el modo de video en vivo. El software permite realizar medición de parámetros de estructuras (longitudes, diámetros, radios de curvas, áreas, ángulos, distancia entre curvas, etc) con ayuda de herramientas integrada.

El análisis automatizado también puede incluir análisis de tamaño de grano, análisis de fase, análisis granulométrico, determinación del espesor de recubrimiento, entre otras características. Para la captura de imágenes directas del microscopio se deben tener en cuenta ciertos parámetros que permiten obtener una mejor calidad y visualización de la imagen. Dentro de estos parámetros se encuentra la exposición (*Exposure*) y la corrección gamma (*Gamma correction*). Los valores de estos parámetros variarán de muestra a muestra, del uso de luz reflejada o transmitida y de si la captura se toma en luz polarizada plana o en nicoles cruzados. (Información extraída de <http://www.en.optes.by/prod/programnoe-obespechenie/siams-800/> y el *User Manual* del Departamento de Geología Económica Aplicada.



**Figura 3.1: Equipo SIAMS 800.** Departamento de Geología Económica Aplicada

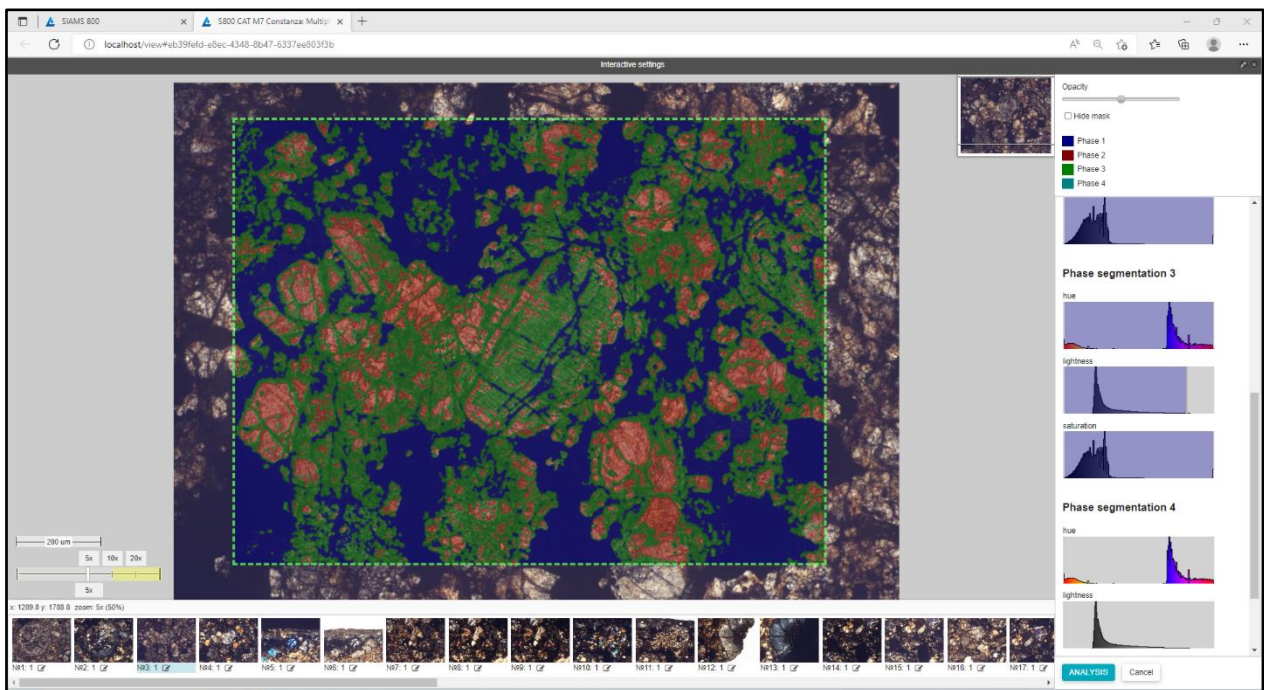
Mediante el procedimiento anterior se obtuvieron cuatro imágenes de alta resolución ( $0.69 \mu\text{m/pp}$ ) en aumento 10x (Anexo: Figuras 8.3; 8.4; 8.6; 8.7). Dos de esas imágenes para cada muestra estudiada (CAT-M7 y CAT-M10). Una imagen en luz polarizada plana para observar las fases silicatadas y cóndrulos y otra imagen en luz reflejada para identificar con claridad fases metálicas (opacos). Además, se tomaron imágenes con mayor aumento (50x) para mostrar secciones específicas que involucren componentes importantes dentro de los meteoritos.

### 3.3 Etapa de gabinete 2

Tratamiento de las imágenes obtenidas en softwares de edición (*Software de edición gráfica*) y herramientas GIS (ArcGIS) para identificar mineralogía en base a color de píxeles y hacer conteos mineralógicos. Sólo por microscopía, para el ojo humano, minerales como olivinos y piroxenos

pueden ser difíciles de diferenciar considerando la similitud en algunas de sus propiedades ópticas como el color y el relieve. Por esto, el uso de ArcGIS es esencial para poder calcular las firmas espectrales propias de cada mineral basado en la imagen panorámica completa de SIAMS y así poder comparar con lo obtenido previamente por QEMSCAN y las observaciones propias hechas en microscopio. Esto permitirá observar las dificultades que se tienen a la hora de cuantificar fases silicatadas similares sólo basándose en microscopía y lo que se obtiene en relación a proporciones de fases en comparación al mapa QEMSCAN porcentaje areal de los minerales metálicos utilizando la herramienta de Histograma.

Con el uso de SIAMS800 y sus herramientas de análisis automatizado (Figura 3.2), inicialmente se trabajó para distinguir diferentes minerales en capturas específicas del corte transparente CAT M7. Los parámetros que permite modificar SIAMS para ajustar las fases mineralógicas son exclusivamente ópticos, como brillo o saturación. Sin embargo, las imágenes en falso color obtenidas no fueron efectivas y el uso del analizador no fue eficaz determinando silicatos, por lo que se optó por trabajar con otros softwares que permiten el tratamiento de imágenes de alta resolución como es ArcGIS.



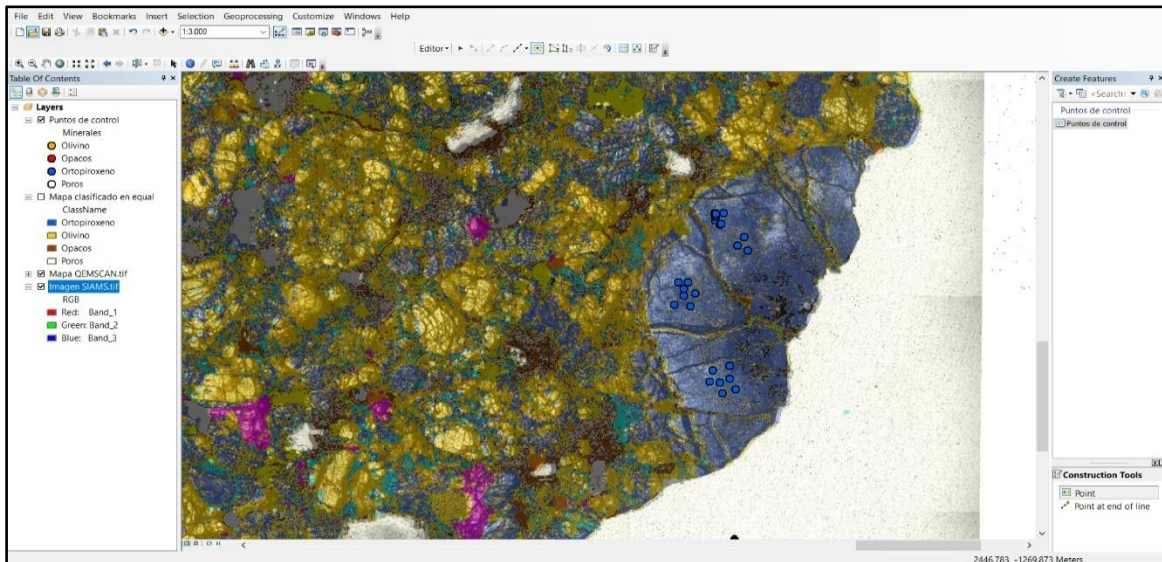
**Figura 3.2: Interfaz equipo SIAMS 800.** Interfaz de análisis automatizado multifase.

El uso de ArcGIS fue esencial, ya que permite calcular las firmas espectrales propias de cada mineral y así poder comparar con los mapas mineralógicos obtenidos previamente por QEMSCAN y las observaciones propias hechas en microscopio tradicional. Utilizando el software ArcGIS se pudo categorizar los píxeles pertenecientes a las imágenes SIAMS (en luz polarizada plana) con el fin de lograr asociar tonalidades de la fotomicrografía a minerales silicatados (olivino y piroxeno). Lo ideal en la utilización del método es identificar píxeles de distinta tonalidad para cada mineral (idealmente únicos), así se facilita la jerarquización y no se deteriora el modelo. Lo anterior ocurre si, por ejemplo, se seleccionan píxeles negros pertenecientes a ambos minerales, conllevando a errores de categorización.

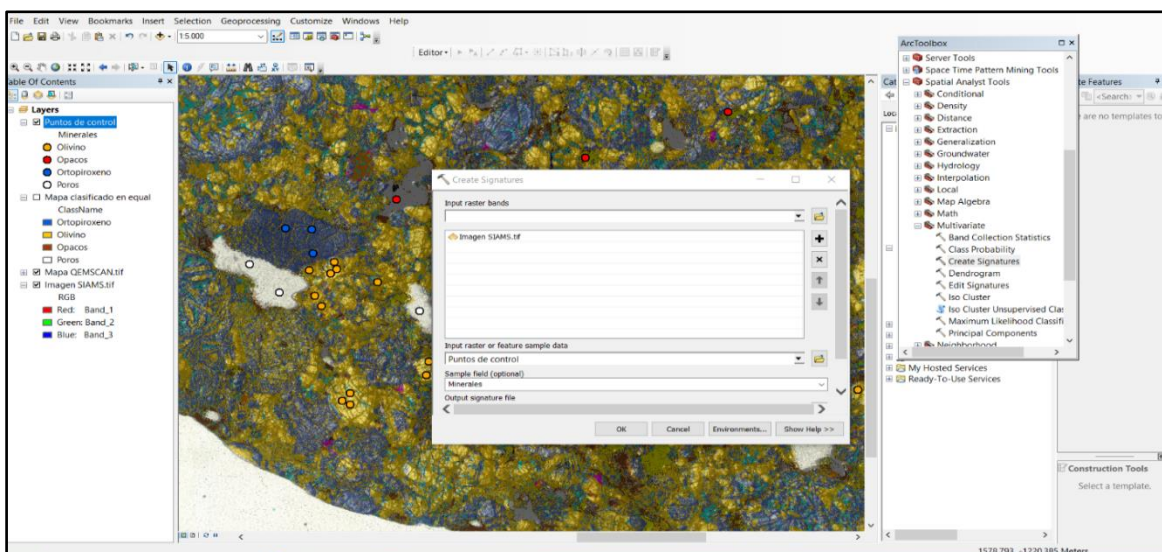
Se utilizaron puntos de control (Figura 3.3) para cada mineral, basado en las tonalidades de píxeles, donde para el olivino los colores variaban de amarillos a crema y en piroxenos de pardos claros a pardos oscuros. La metodología es hacer un cálculo de Máxima Verosimilitud mediante la herramienta *maximum likelihood classification* desde el *Arctoolbox* en el directorio: *ArcToolbox/Spatial Analyst Tools/Multivariate/Maximum likelihood classification*. Los minerales escogidos fueron olivinos, piroxenos, además de poros. Considerando que es imposible diferenciar tipos de opacos en luz polarizada plana, los píxeles negros fueron asociados a metálicos en general (ignorando su composición). Teniendo en cuenta la similitud de las propiedades ópticas (color) de olivinos y ortopiroxenos en luz polarizada plana, es importante escoger cóndrulos o cristales que sean fidedignos para cada mineral, como, por ejemplo, cóndrulos de piroxeno radial u olivino barrado. Estos últimos pueden servir de guía para seleccionar los puntos de control. Particularmente en este estudio, los mapas en falso color obtenidos del equipo QEMSCAN (Anexo: Figura 8.1 y 8.2 ) fueron de gran utilidad, ya que al georeferenciarlos con la imagen SIAMS y aumentar la transparencia, permiten tener una idea clara de la ubicación de las fases minerales y sirven como guía para elegir los puntos de control. Sin embargo, en la ausencia de este tipo de imágenes, es suficiente con la imagen de microscopía óptica aportada por SIAMS.

Cuando los puntos de control han sido escogidos se realiza el cálculo de las firmas espectrales y la covarianza mediante el directorio *ArcToolbox/Spatial Analyst Tools/Multivariate/ Create Signatures* (Figura 3.4) donde se ingresarán como input tanto la imagen SIAMS y el *shape* de puntos de control. El resultado de esta operación será la estadística y covarianzas de las firmas espectrales resultantes. Finalmente, mediante el directorio *Arctoolbox/ Spatial Analyst Tools/*

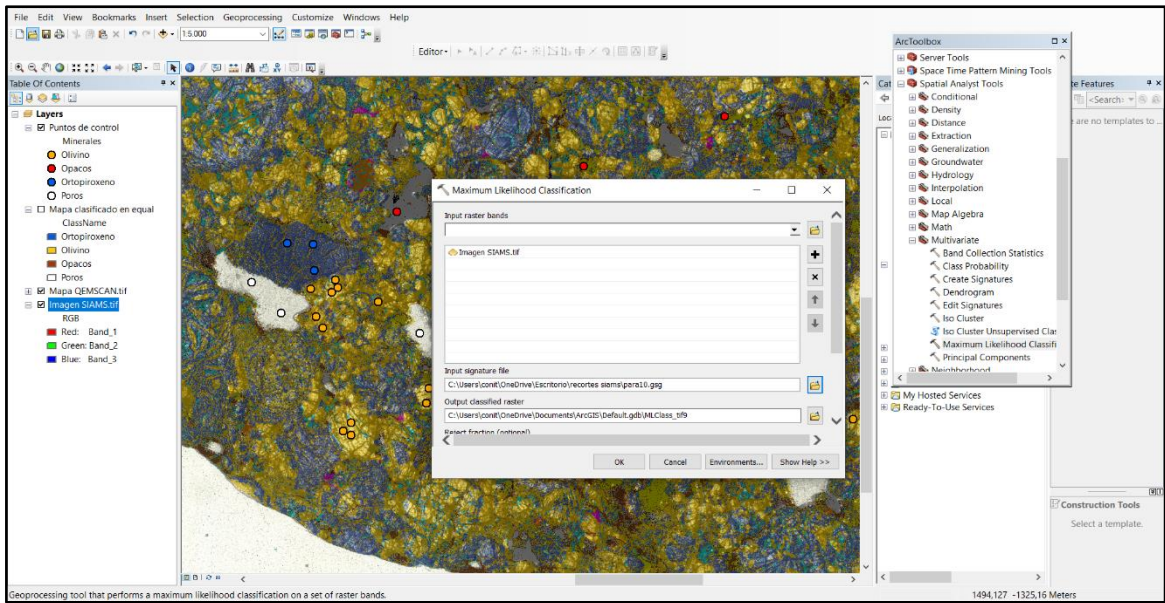
*Multivariate/ Maximum likelihood classification* (Figura 3.5) se ingresará como input nuevamente la imagen SIAMS y el archivo asociado a las firmas espectrales. Como resultado final, se obtuvo una clasificación supervisada con los minerales automáticamente reconocidos en forma de un mapa en falso color (similar al mapa QEMSCAN) pero basado únicamente en tonalidades de color de una fotomicrografía óptica. El resultado puede observarse en la Figura 3.6. Además, a modo de comparación se observa una misma sección de la fotomicrografía original, el mapa QEMSCAN y el nuevo mapa generado por ArcGIS (Figura 3.7).



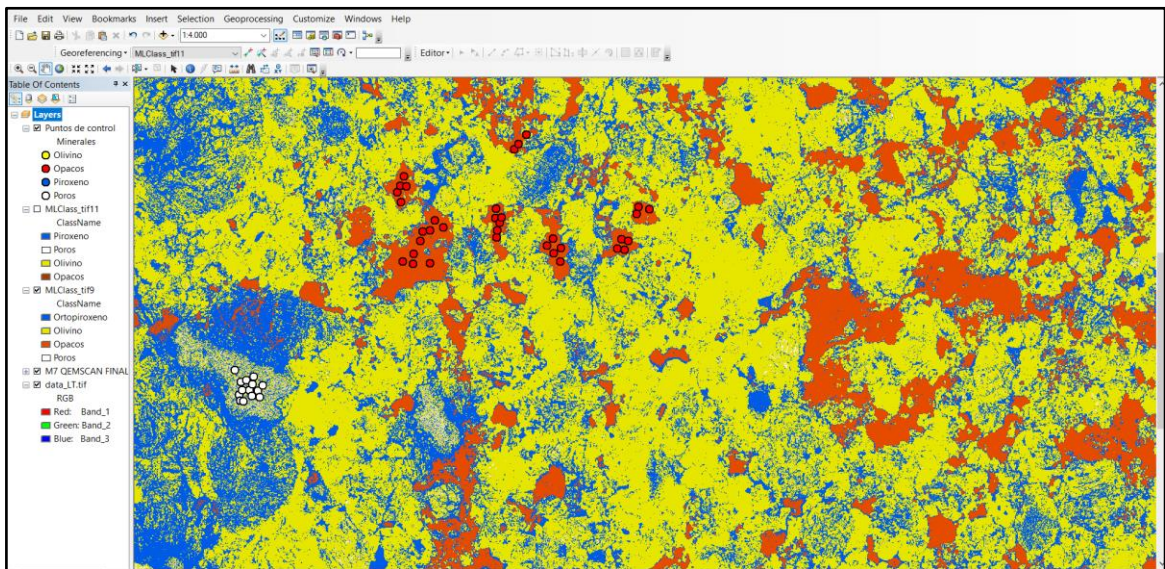
**Figura 3.3: Interfaz de ArcGIS.** Selección de puntos de control (puntos azules) sobre un cristal conocido de ortopiroxeno.



**Figura 3.4: Interfaz de ArcGIS.** Directorio *ArcToolbox*. Herramienta *Create Signatures*.

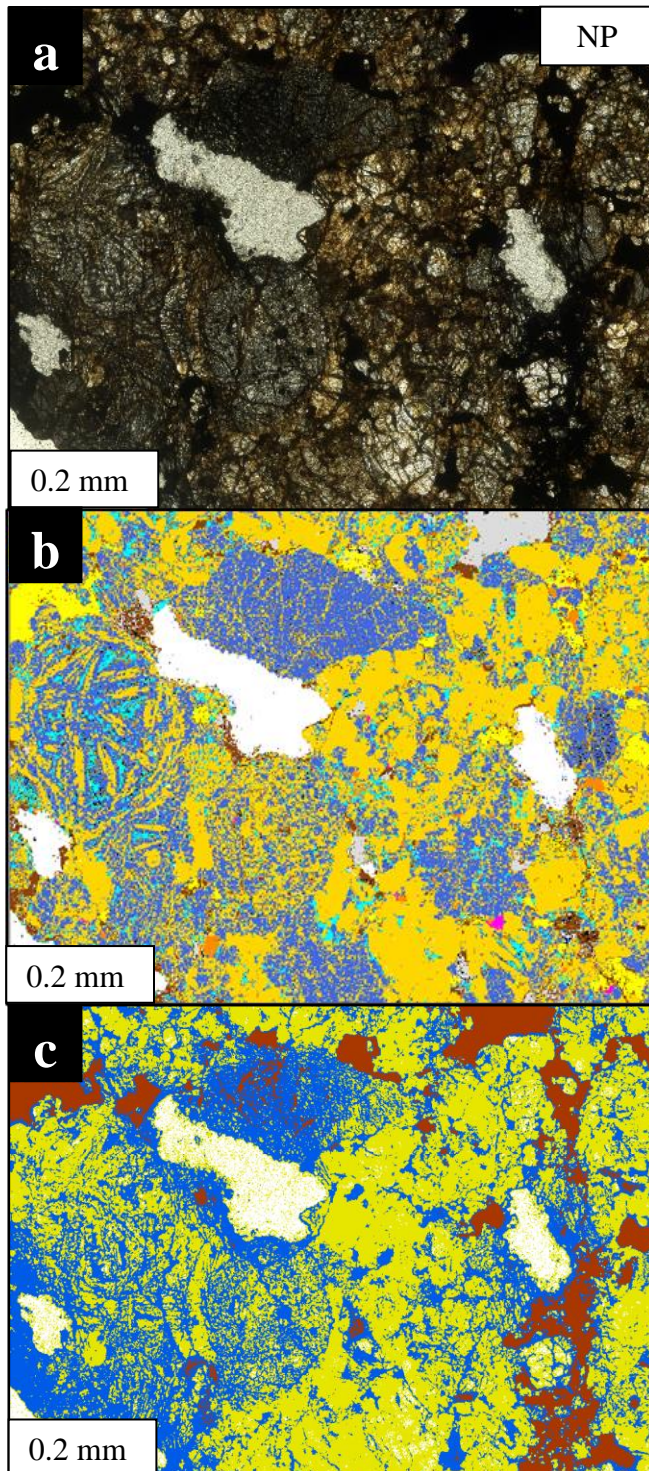


**Figura 3.5:** Interfaz ArcGIS. Herramienta *Maximum likelihood classification*.



**Figura 3.6:** Interfaz de ArcGIS. Resultados de la clasificación supervisada utilizando firmas espectrales.





**Figura 3.7: Comparación de la fotomicrografía SIAMS, mapa mineralógico QEMSCAN y mapa falso color obtenido en ArcGIS.** a) sección de la fotomicrografía SIAMS; b) sección del mapa falso color mineralógico QEMSCAN. (azul = opx, blanco = poros, mostaza = olv, celeste = vidrio, café oscuro = oxi-hidróxidos de Fe, anaranjado = cpx, fucsia = apatito, amarillo = troilita, gris = kamacita.); c) sección de mapa en falso color ArcGIS. (azul = opx, café = metálicos, amarillo =olivino, blanco = poros).

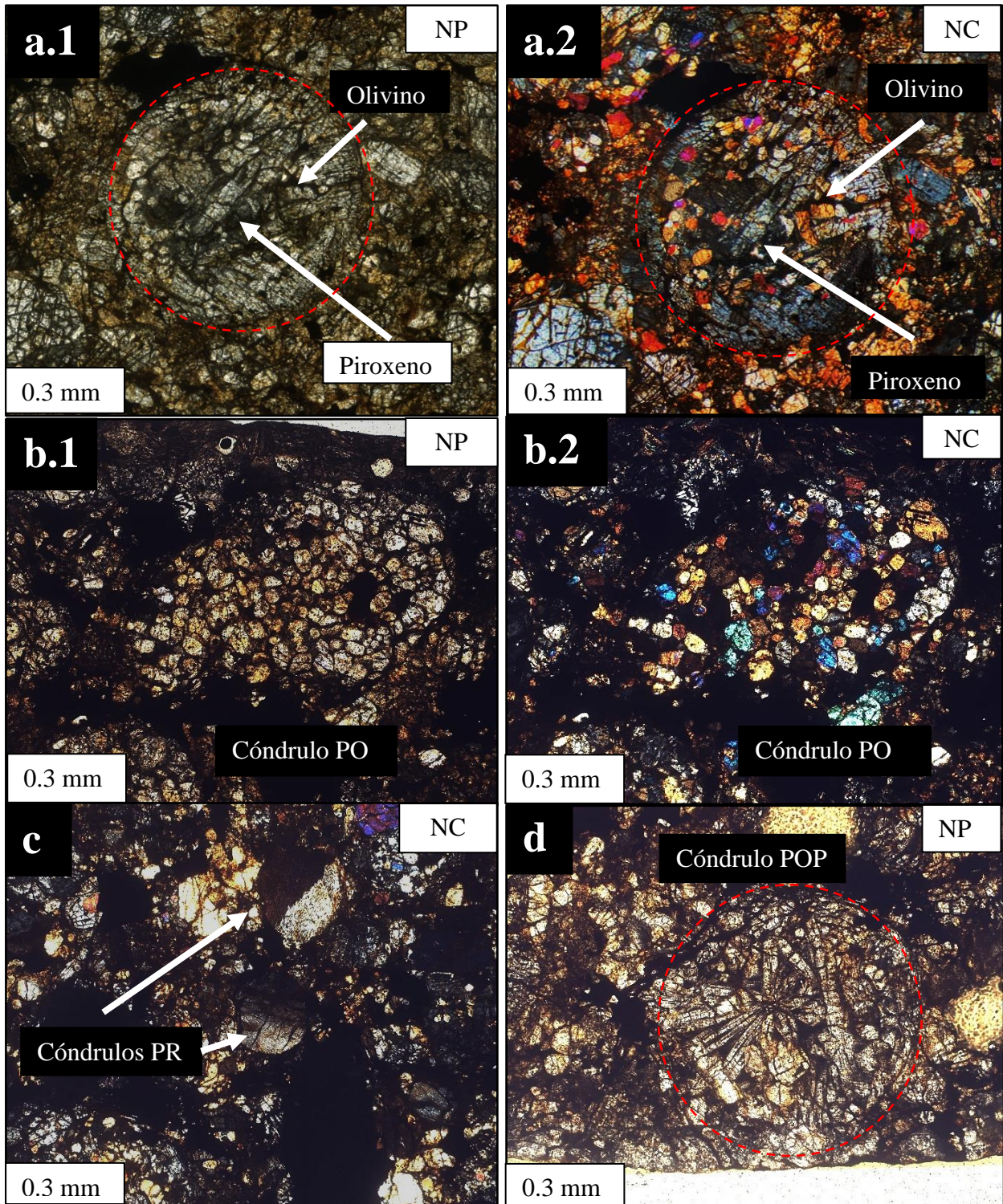
## **4. RESULTADOS**

Para ambas muestras CAT M7 y CAT M10, se integraron las observaciones realizadas mediante microscopía óptica convencional, imágenes de alta resolución (SIAMS) e imágenes mineralógicas en falso color QESMCAN. De este modo, pudieron observarse diferentes características, dependiendo de la información que aporta cada imagen, su resolución y calidad. Por la resolución de algunas imágenes, para ejemplificar sólo se muestran secciones específicas, mientras que las imágenes completas se encuentran en la sección Anexos (Figura 8.8 y 8.9).

### **4.1. Petrografía muestra CAT M7**

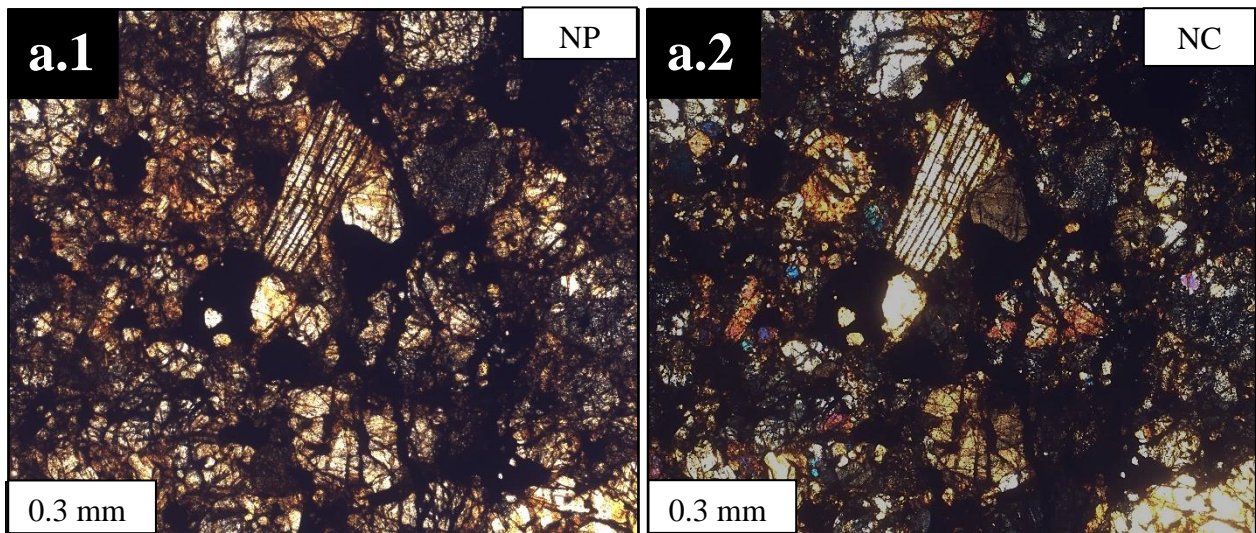
#### **4.1.1. Cóndrulos**

La muestra CAT M7 presenta textura condritica. Se observan abundantes cóndrulos distribuidos a lo largo de todo del corte (Figura 4.1), de forma generalmente homogénea. Se identifican por tener formas esféricas a ovaladas y se componen en su mayoría por silicatos y en algunos casos minerales metálicos. Dichos cóndrulos comprenden tamaños entre 0.3 mm y 2 mm, con un valor modal de 0.5 mm y se encuentran inmersos en una matriz silicatada más fina. En la fotomicrografía SIAMS con ayuda del software ArcGIS fue posible delimitar los cóndrulos basado en los bordes de tonos café oscuro a negro. De este modo, pudo calcularse un 67% de cóndrulos, mientras que en microscopio convencional se estimó un 58%. En este porcentaje se incluyen tanto los cóndrulos perfectamente delimitados, como los cóndrulos un poco menos notorios, pero aún visibles. No se consideraron aquellos relictos, ya que por tamaño pertenecen a la matriz.



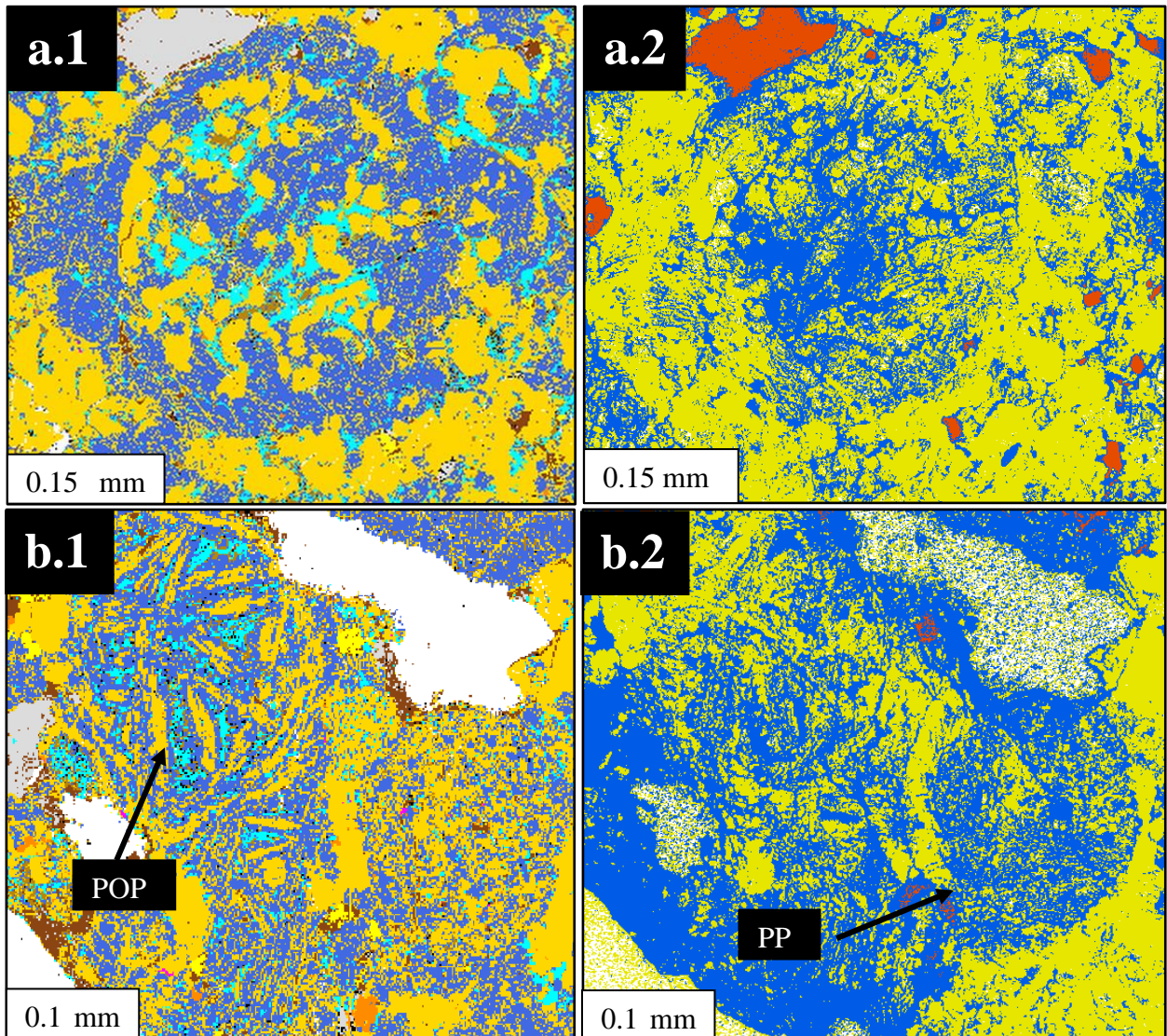
**Figura 4.1:** Fotomicrografías (SIAMS) de los tipos de cóndrulos para la muestra CAT M7. a.1) cóndrulo porfídico de olv y px (POP) en nícoles paralelos; a.2) cóndrulo porfídico de olv y px en nícoles cruzados; b.1) cóndrulo porfídico de olv en nícoles paralelos; b.2) cóndrulo porfídico de olv en nícoles cruzados; c) cóndrulos de px radial (PR); d) cóndrulo POP

En la muestra destacan cóndrulos porfídicos de olivino (PO) (Figura 4.1, fotomicrografía b.1 y b.2), porfídicos de piroxeno (PP) y en mayor proporción se distinguen cóndrulos porfídicos de olivino y piroxeno (POP) (Figura 4.1, fotomicrografías a.1, a.2 y d). Escasamente se observan relictos de cóndrulos con textura de piroxeno radial (PR) (Figura 4.1, fotomicrografía c) y algunos de olivino barrado (OB) (Figura 4.2, fotomicrografía a.1 y a.2). En microscopía convencional se observó que los cóndrulos PO poseen una coloración en tonos blancos a amarillentos en luz polarizada plana, mientras que los cóndrulos PP se observaron en tonos mayormente oscuros desde pardos a grises.



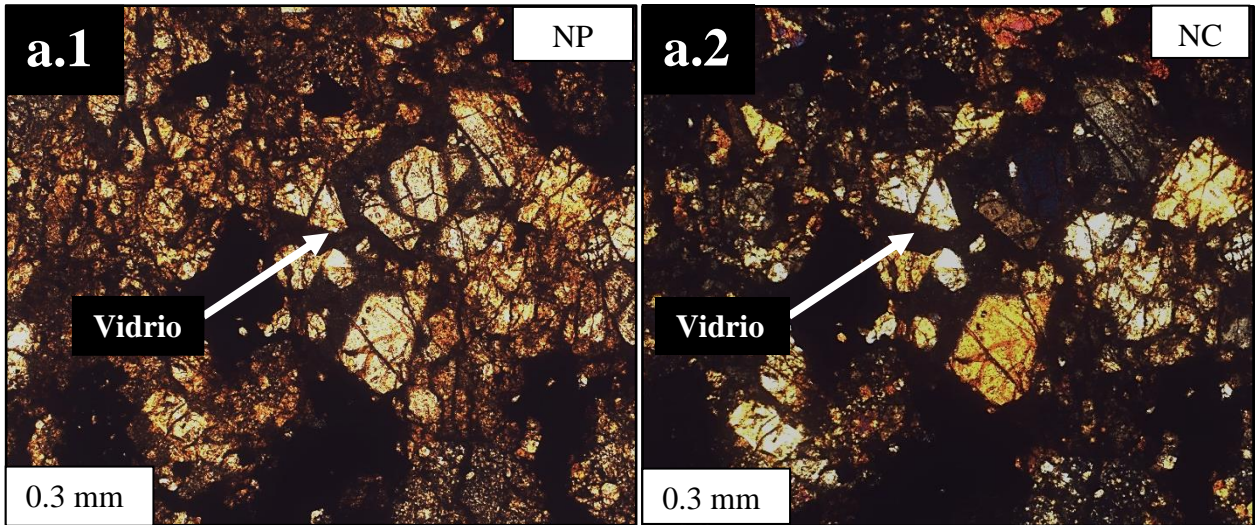
**Figura 4.2: Fotomicrografías SIAMS olivino barrado.** a.1) relikto de cóndrulo de olivino barrado (BO) en nícoles paralelos; a.2) relikto de cóndrulo BO en nícoles cruzados.

El mapa mineralógico en falso color QEMSCAN permite observar mayormente los cóndrulos porfídicos de olivino y piroxeno (Figura 4.3, sección a.1 y b.1), sin embargo, otros tipos de cóndrulos no se observan con claridad debido a la poca delimitación de algunos cristales y una textura poco nítida. En el mapa generado por ArcGIS se pueden apreciar texturas de cóndrulos principalmente porfídicos de olivino y en menor medida, porfídicos de piroxeno u olivino (Figura 4.3, sección a.2 y b.2)



**Figura 4.3: Comparación de cóndrulos en imágenes en falso color de ArcGIS (SIAMS) y QEMSCAN.** a.1) cóndrulo porfídico de olv y px (POP) en imagen QEMSCAN; a.2) cóndrulo POP en imagen ArcGIS (SIAMS); b.1) cóndrulo POP y porfídico de opx (PP) en imagen QEMSCAN; b.2) cóndrulo POP y PP en imagen falso color ArcGIS (SIAMS) (azul = opx, café = metálicos, amarillo =olivino, blanco = poros).

Algunos cóndrulos porfídicos muestran intersticios rellenos de vidrio, lo que se asocia comúnmente a mesostasis vítrea. Este vidrio se observa de color pardo oscuro casi negro en luz polarizada pana, mientras que en nicols cruzados se caracteriza por isotropía (Figura 4.4, fotomicrografía 1.1 y a.2). En el mapa QEMSCAN se distingue la mesostasis por el color celeste y puede verse también dentro de los cóndrulos o en los bordes de este.



**Figura 4.4: Fotomicrografías SIAMS de mesostasis vítrea.** a.1) vidrio en intersticios de un cóndrulo OP en nícoles paralelos rodeado por una matriz de principalmente olv y opx. a.2) vidrio en intersticios de un cóndrulo OP en nícoles cruzados.

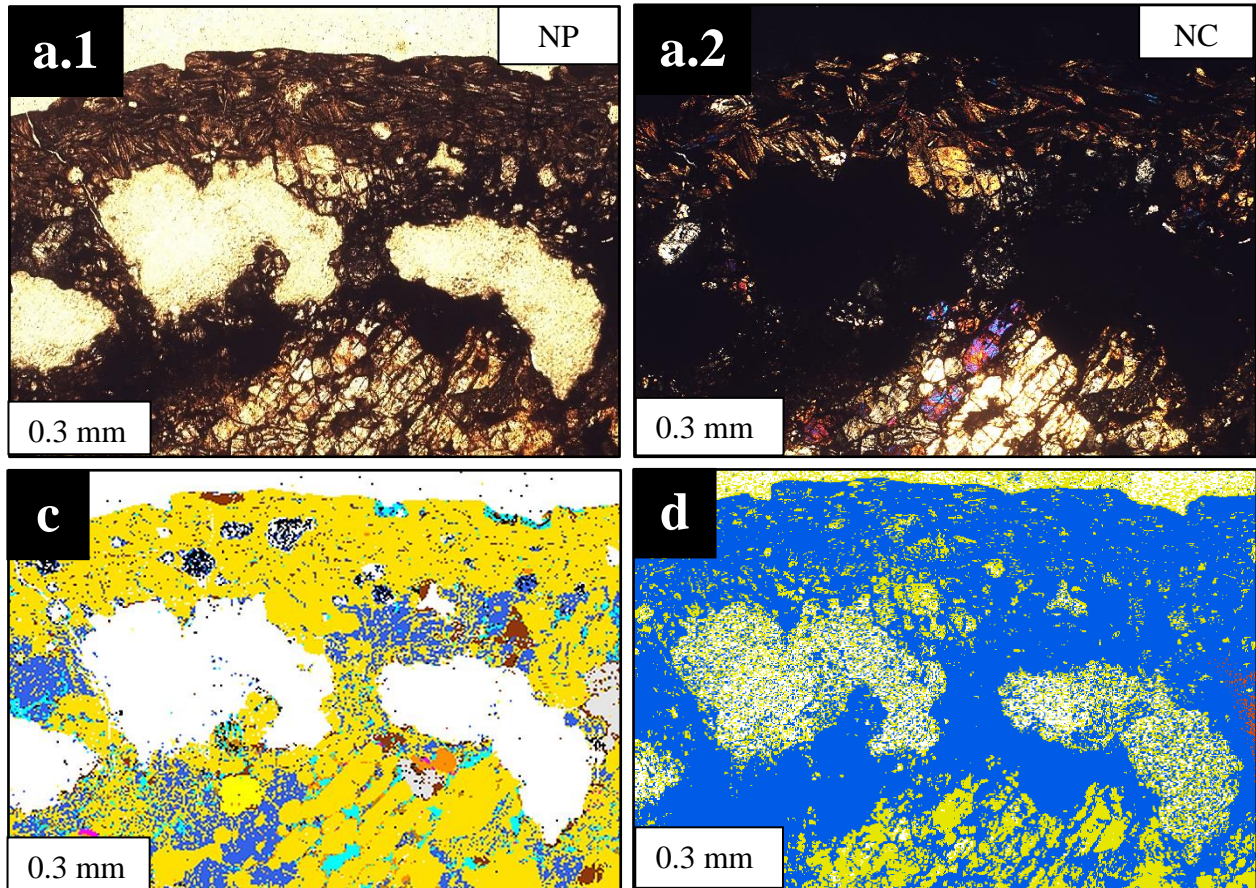
#### 4.1.2. Matriz

La matriz de la muestra CAT M7 se identifica por su color entre tonos café oscuros en zonas más alteradas y tonos translúcidos en las fases silicatadas sin alterar (Figura 4.4, fotomicrografía a.1 y a.2). Se identifica por una granulometría fina menor a 0,3 mm. Con la ayuda del software ArcGIS fue posible estimar un 18% de matriz, basado en la imagen SIAMS. En microscopio óptico convencional se pudo observar que el corte transparente del meteorito compone su matriz principalmente de silicatos como olivino y piroxenos, en menor medida minerales opacos como troilita y kamacita. El criterio para determinar la matriz fue esencialmente basado en granulometría.

La porosidad de la muestra es abundante con un 4% según el contador digital y un 2% obtenido automáticamente de QEMSCAN y la fotomicrografía SIAMS (utilizando herramienta gráfica). Se distinguen poros con formas redondeadas y en algunos casos alargadas. Algunos son de gran tamaño, incluso de áreas similares a los cóndrulos más importantes del corte. Los tamaños van desde 0,02 mm hasta 3 mm. Los poros de mayor tamaño se aprecian a simple vista y son en su mayoría amorfos con bordes irregulares, mientras que cercano a los bordes del meteorito se encuentran muchos poros de tamaño cercano a 0.03 mm con formas esféricas y bordes muy redondeados.

### 4.1.3. Costra de fusión

La muestra CAT M7 posee una costra de fusión de que va desde los 0.3 a 0.5 mm de espesor y sólo está preservada en uno de los extremos de la muestra. Esta costra se observa en nícoles paralelos con muchos cristales prismáticos largos dispuestos aleatoriamente.



**Figura 4.5: Costra de fusión de la muestra CAT M7.** a.1) fotomicrografía de la costra de fusión en nícoles paralelos muestra cristales de hábito alargados dispuestos caóticamente en los bordes de la muestra. a.2) fotomicrografía de la costra de fusión en nícoles cruzados con tonos de birrefringencia de bajo orden; c) costra de fusión en mapa falso color QEMSCAN muestra composición de olv para la costra (azul = opx, blanco = poros, mostaza = olv, celeste = vidrio, café oscuro = oxi-hidróxidos de Fe, anaranjado = cpx, fucsia = apatito, amarillo = troilita, gris = kamacita.); d) costra de fusión del tratamiento de fotomicrografía SIAMS en ArcGIS muestra composición de opx para la costra (azul = opx, café = metálicos, amarillo = olivino, blanco = poros).

Observando en nicoles cruzados estos poseen colores de interferencia principalmente amarillos y en algunos cristales colores azules. En microscopía óptica, por hábito y características de birrefringencia y extinción, estos cristales fueron clasificados como piroxenos (Figura 4.5, fotomicrografía a.1 y a.2). Esto es consistente con lo resultante de la clasificación automatizada de la fotomicrografía de SIAMS, que utilizando el color en luz polarizada plana de cristales bien conocidos asocia esta costra de fusión también a piroxenos (Figura 4.5, sección d). Sin embargo, el mapa mineralógico QEMSCAN al contrario de la mineralogía óptica, asocia esta costra de fusión a olivinos, a lo largo de todo el borde de la muestra (Figura 4.5, sección c).

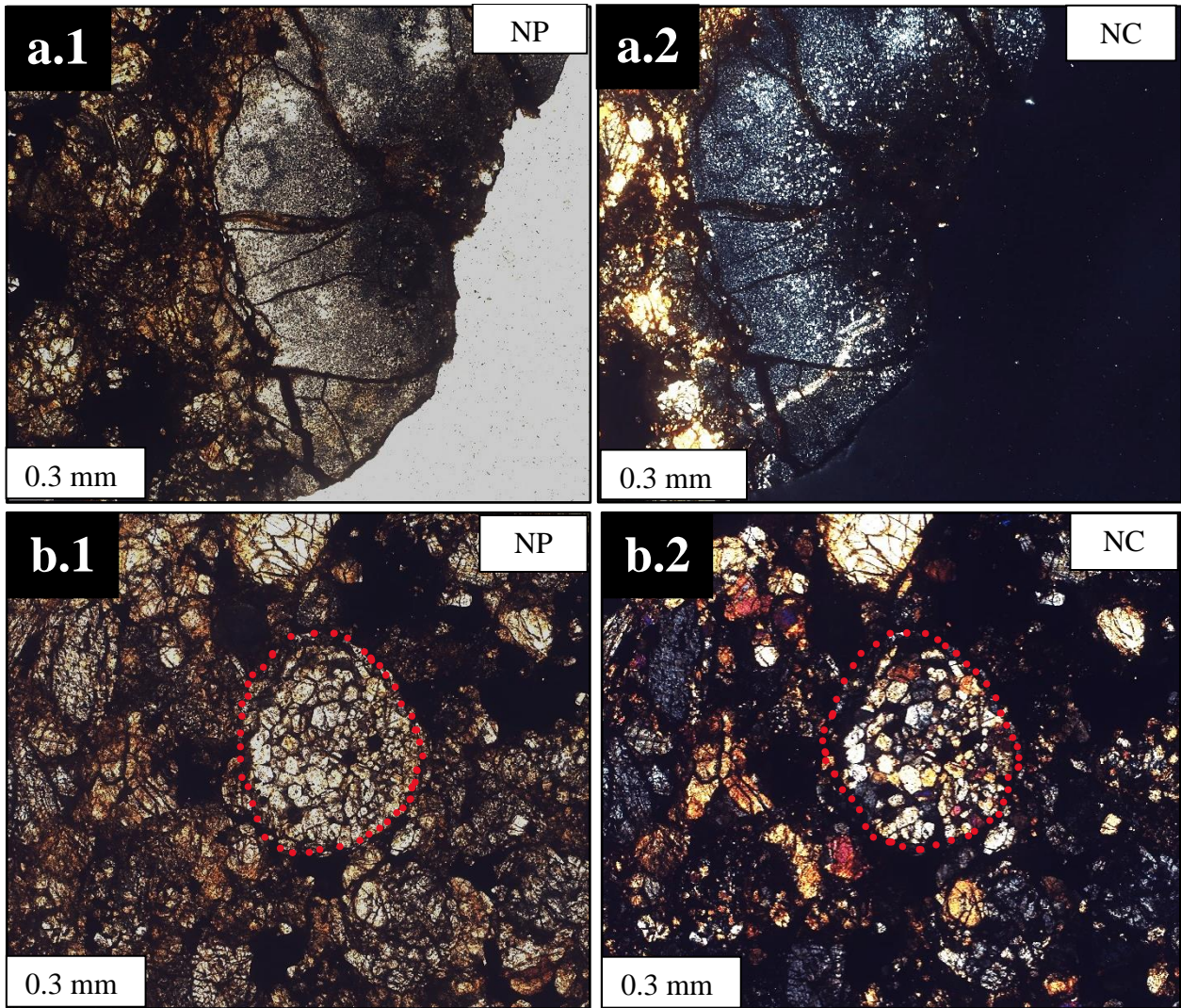
#### **4.1.4. Mineralogía primaria**

Debido a la alteración que presentan algunos minerales, es difícil distinguir en microscopía convencional o fotomicrografía SIAMS, todos los componentes principales de la muestra. En luz polarizada plana y nicoles cruzados, se puede observar olivino debido a sus propiedades de alta birrefringencia, formas redondeadas y alto relieve (Figura 4.6, fotomicrografía b.1 y b.2). Se pueden distinguir piroxenos (Figura 4.6, fotomicrografía a.1 y a.2), con color en luz polarizada plana en tonos pardos oscuros (en comparación a olivinos) con birrefringencia baja, formas prismáticas cortas o alargadas.

En general el olivino se encuentra formando parte de cóndrulos y también como parte de la matriz. El piroxeno, en tanto, también forma parte de cóndrulos, pero no se observa con definición en la matriz más fina.

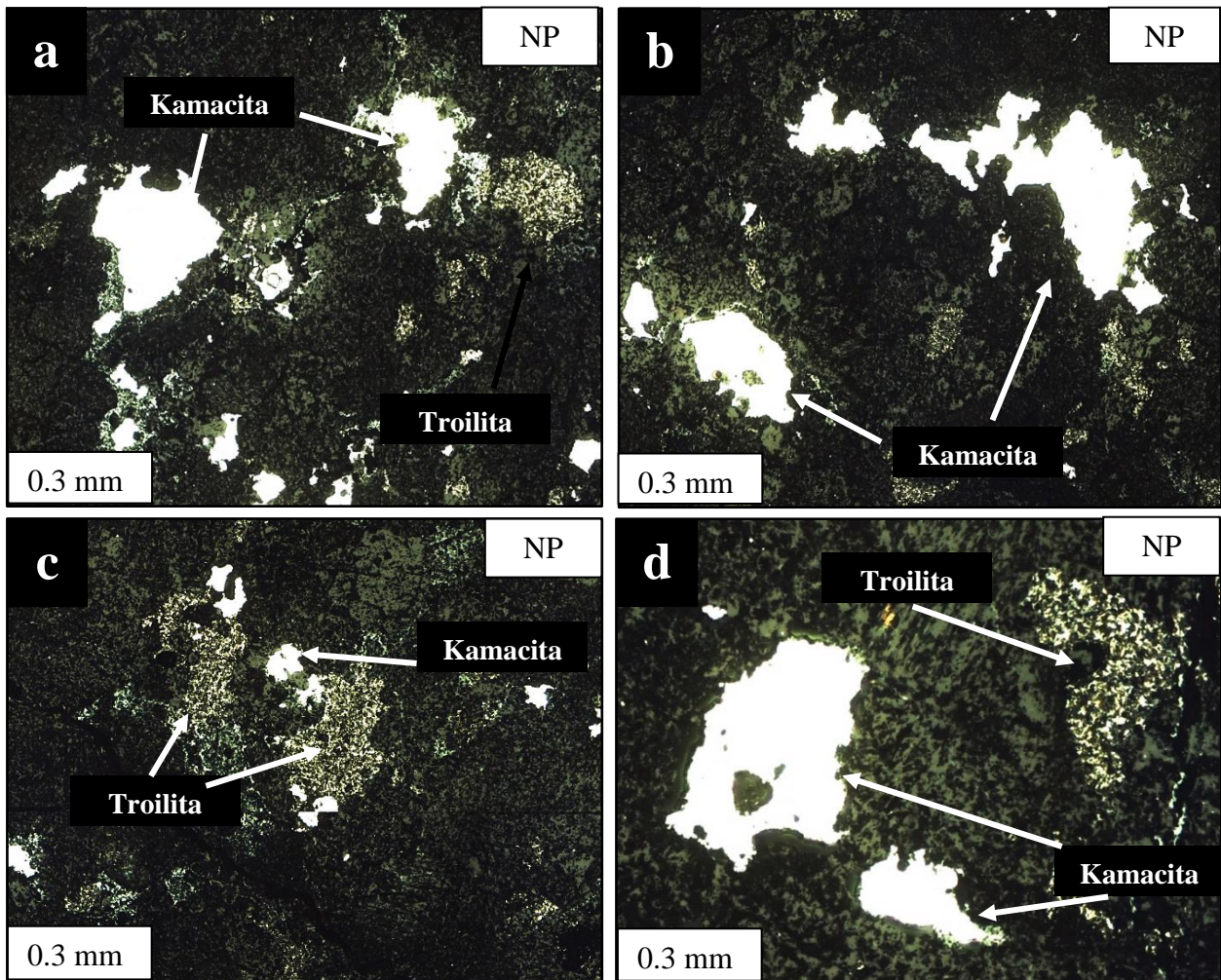
Los minerales opacos se observan con claridad en el microscopio óptico. Kamacita y troilita son los minerales metálicos más abundantes y se presentan rodeando o al interior de cóndrulos, o también inmersos en la matriz fina. Sin embargo, en general, se presentan como cristales aislados. La kamacita en luz reflejada se observa de color blanco, con formas anhedrales y bordes irregulares (Figura 4.7, fotomicrografía a y b). Se distingue fácilmente por poseer una alta reflectividad y anisotropía fuerte. Su tamaño va desde 0.03 mm a 0.8 mm con una moda de 0.3 mm.





**Figura 4.6: Fotomicrografías SIAMS mineralogía primaria CAT M7.** a.1) ortopiroxeno en nícoles paralelos de la muestra CAT M7 con alto fracturamiento; a.2) ortopiroxeno en nícoles cruzados; b.1) cóndrulo porfídico de olivino (OP) en la muestra CAT M7 rodeado por una matriz más fina formada de relictos de cóndrulos, cristales de olv, px y opacos; b.2) cóndrulo OP en nícoles cruzados, se observan en tonos de birrefringencia altos, rodeados de cristales con birrefringencia bajos (opx).

En el mapa QEMSCAN los olivinos y piroxenos se reconocen mejor en los cóndrulos (Figura 4.8, sección a.2), aunque algunas texturas observadas en microscopía no son reconocidas mediante el mapa mineralógico falso color. En el mapa falso color generado de ArcGIS se observan olivinos y piroxenos con rasgos texturales similares a la fotomicrografía original (Figura 4.8, sección a.1)



**Figura 4.7:** Fotomicrografías SIAMS en luz reflejada de la muestra CAT M7. a) cristales de kamacita blancos con hábitos anhedrales y troilita amarilla con menor reflectividad; b) cristales de kamacita con bordes irregulares y con restos silicatados en su interior; c) cristales de troilita con hábitos anhedrales y aspecto “sucio” por alteración de óxidos de Fe; d) cristales de kamacita (blanca) y troilita (amarilla). Las cuatro fotomicrografías son en luz reflejada y nícoles paralelos.

La troilita posee un color amarillo latón y se observan caras superficiales menos limpias que la kamacita, además de cristales no tan homogéneos. Se observan óxidos al interior de los cristales de troilita (Figura 4.7, fotomicrografías c y d), lo que hace difícil observar su forma original con claridad. Sus tamaños van desde 0.02 mm a 0.2 mm con una moda de 0.05 mm. Se observaron algunos cristales de cromita de color gris brillante, a menudo similares a óxidos de Fe, pero con un relieve mucho más pronunciado.

Con ayuda de un contador digital de puntos fue posible establecer los % basados en microscopía convencional para olivino (53.20%), piroxenos (25.70%), óxidos e hidróxidos de Fe (7.20%), vidrio (2.60%), troilita (3.20%), kamacita (4.10%) y otros (4.00%). Cada conteo se basó en las propiedades ópticas tanto en luz polarizada plana como nicoles cruzados, observando minerales silicatados en luz polarizada plana y los opacos en luz reflejada.

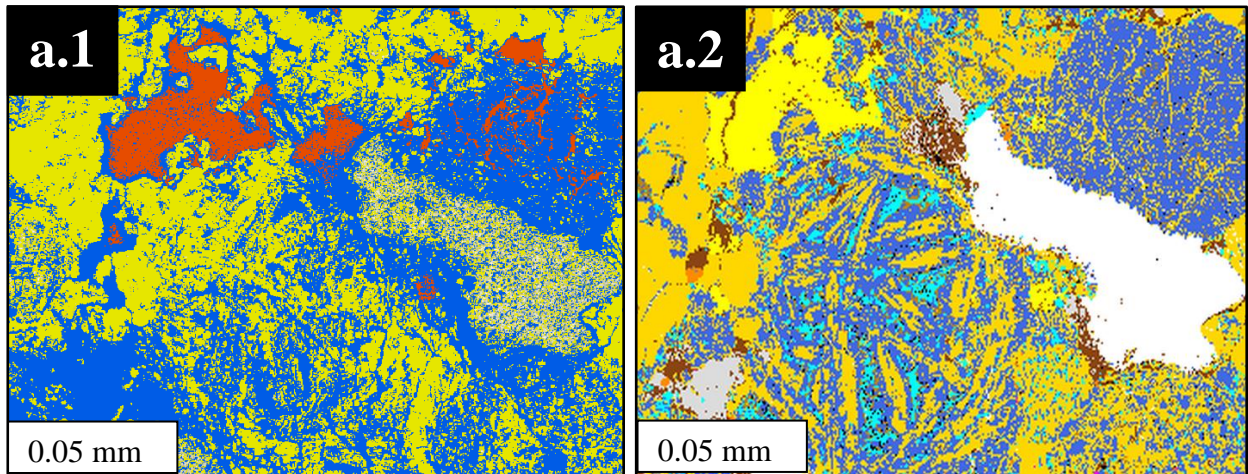
Considerando que olivinos y piroxenos fueron reconocidos de forma aproximada mediante la observación ante un microscopio y un conteo manual, se utilizó la fotomicrografía de SIAMS y la herramienta *Maximum likelihood classification* de ArcGIS para poder automatizar esta clasificación de silicatos basado en los colores ópticos de cada mineral (Más detalles de la metodología en Capítulo 3).

Los resultados obtenidos para la imagen en falso color SIAMS utilizando la herramienta de selección de color y análisis de medición (Anexo: Figura 8.10) del software de edición gráfica son para olivino (39,09%), piroxenos (46,17 %), troilita (3.82%) y kamacita (4.03%). Estos resultados son esencialmente basados en color óptico de cada componente, sin considerar propiedades ópticas como pleocroísmo, birrefringencia o extinción. Particularmente, los porcentajes de kamacita, troilita y oxi-hidróxidos de Fe fueron diferenciados mediante el uso de software de edición gráfica (contador de píxeles de color) y la fotomicrografía SIAMS en luz reflejada.

Lo anterior fue obtenido mediante la observación de un corte transparente pulido, con texturas y colores reales.

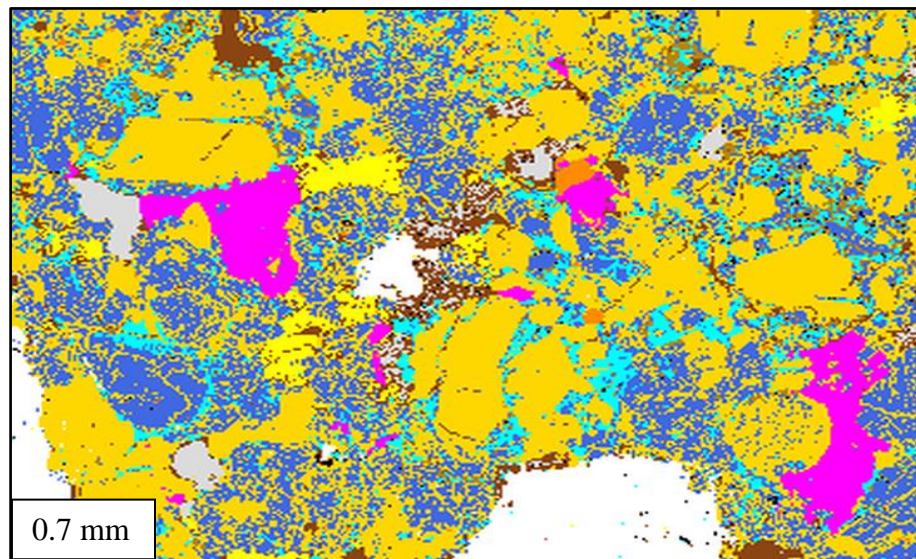
Otra forma de conocer la mineralogía y estimar sus valores modales fue realizada utilizando el mapa mineralógico QEMSCAN. Este mapa permite observar las distintas fases mineralógicas basado en una lista SIP adecuada meteoritos. Los distintos colores representan cada fase mineral, sin mostrar el color original ni aspectos como texturas o fracturas (Figura 4.9).

Las formas originales de los cóndrulos, de minerales como olivino y piroxenos no poseen hábitos claros, pero pueden observarse minerales que no lograron identificarse con anterioridad, como apatito, cromita y clinopiroxeno.



**Figura 4.8: Secciones en falso color de ArcGIS y QEMSCAN para la muestra CAT M7.** a.1) sección en falso color de ArcGIS utilizando como base la imagen SIAMS mostrando olivinos (amarillo) y ortopiroxenos (azul); a.2) sección de mapa mineralógico QEMSCAN mostrando olivinos (mostaza) y ortopiroxenos (azul).

Según el mapa mineralógico QEMSCAN se tienen porcentajes de olivino (45.70%), ortopiroxeno (30.47%), clinopiroxeno (2.32%), cromita (1.67%), vidrio (4.89%), apatito (0,94%), óxidos de Fe (4,59%), troilita (4.09%), kamacita (4.76%), yeso (0.01%) y otros (0.56%).

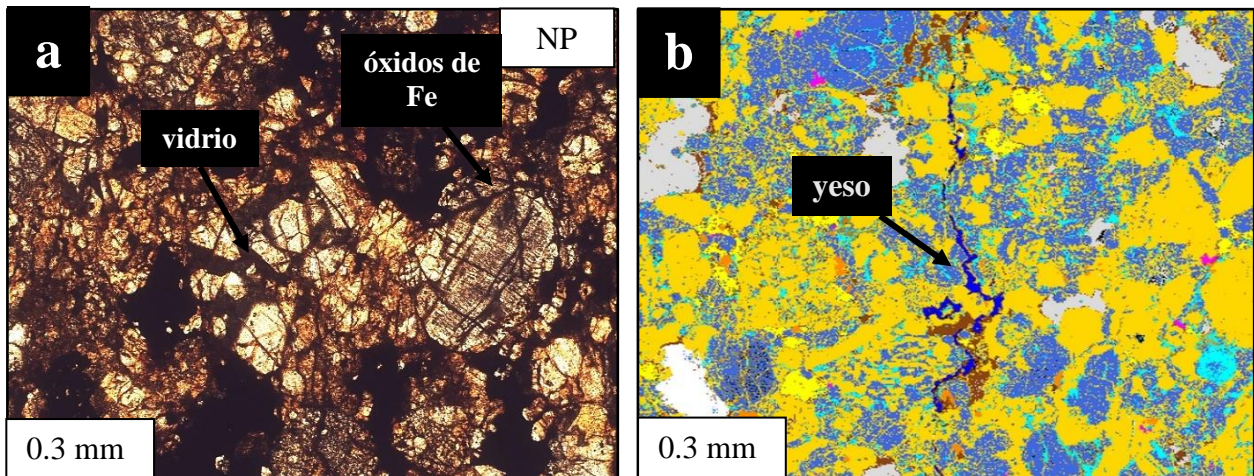


**Figura 4.9. Mineralogía reconocida por el equipo QEMSCAN para la muestra CAT M7.** Se observan cóndrulos de olivino (mostaza) y ortopiroxeno (azul), inmersos en una matriz de igual composición. También se observa vidrio (celeste), apatitos anhedrales (fucsia), cromita (anaranjado), troilita (amarilla), kamacita (gris), poros (blanco) y oxi-hidróxidos de Fe (café oscuro).

#### 4.1.5. Mineralogía secundaria

En la muestra CAT M7 se identifican fases secundarias como óxidos de Fe rellenando fracturas y rodeando a cristales. Esta fase es la dominante en cuanto a fases posteriores con 4.59% según el mapa mineralógico QEMSCAN, un 7.20% según el conteo realizado de forma manual y un 6.89% mediante el tratamiento de imagen SIAMS. En microscopía convencional y SIAMS se observa en luz polarizada plana y nícoles paralelos con coloración pardo a rojiza, mientras que en luz reflejada nicoles cruzados se observan de color gris opaco con una anisotropía casi imperceptible. La ocurrencia, como se mencionó, es mayormente rellenando fracturas de diámetro  $<0.1\text{mm}$ , aunque también se observan bordeando a cóndrulos y minerales metálicos como kamacita o troilita.

Al interior de cóndrulos se encuentra vidrio con coloración parda e isótropo en nicoles cruzados (Figura 4.10, fotomicrografía a), con porcentaje estimado mediante conteo manual de un 2.60%, mientras que en QEMSCAN se estima un 4.89%. En un bajo % se registra mediante QEMSCAN la presencia de yeso, rellenando algunas fracturas de la muestra (Figura 4.10, fotomicrografía b)



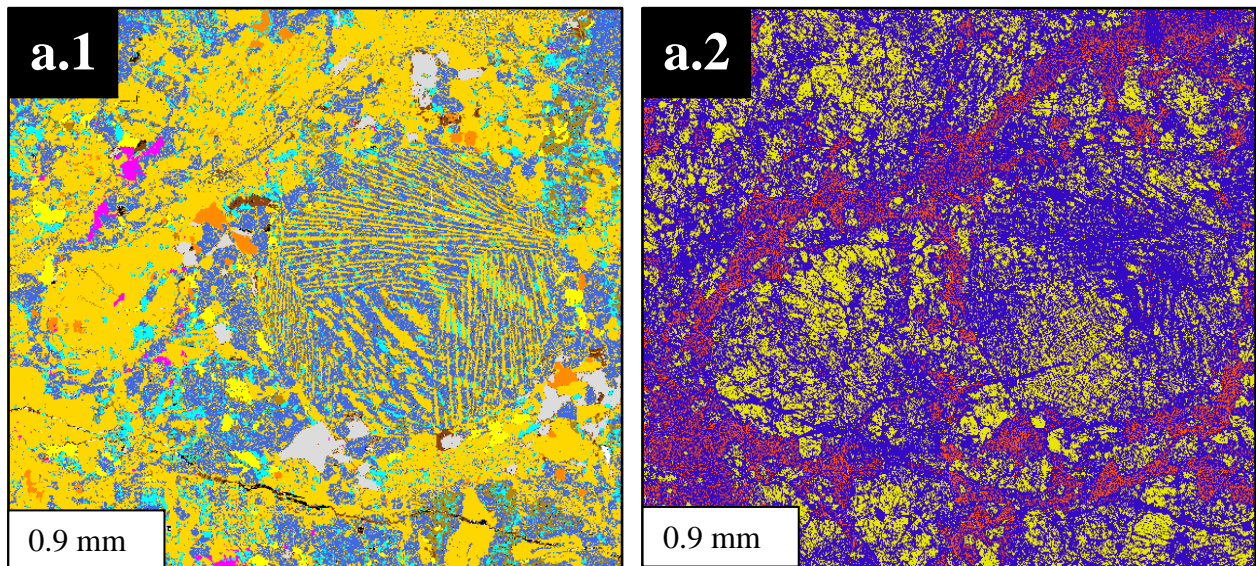
**Figura 4.10: Mineralogía secundaria en muestra CAT M7.** a) Fotomicrografía (SIAMS) vidrio intersticial en cóndrulos de olivino. Se observan también fracturas intraminerales rellenas por óxidos de color rojizo; b) vetilla de yeso en mapa mineralógico QEMSCAN (azul fuerte). También se observa mineralogía secundaria de vidrio (celeste) y oxi-hidróxidos de Fe (café oscuro).

Los óxidos de Fe y el yeso son minerales evidentes de alteración terrestre. Su ocurrencia de reemplazo y relleno son esenciales en la caracterización del proceso que sufren los meteoritos caídos ante la intemperie terrestre.

## 4.2. Petrografía muestra CAT M10

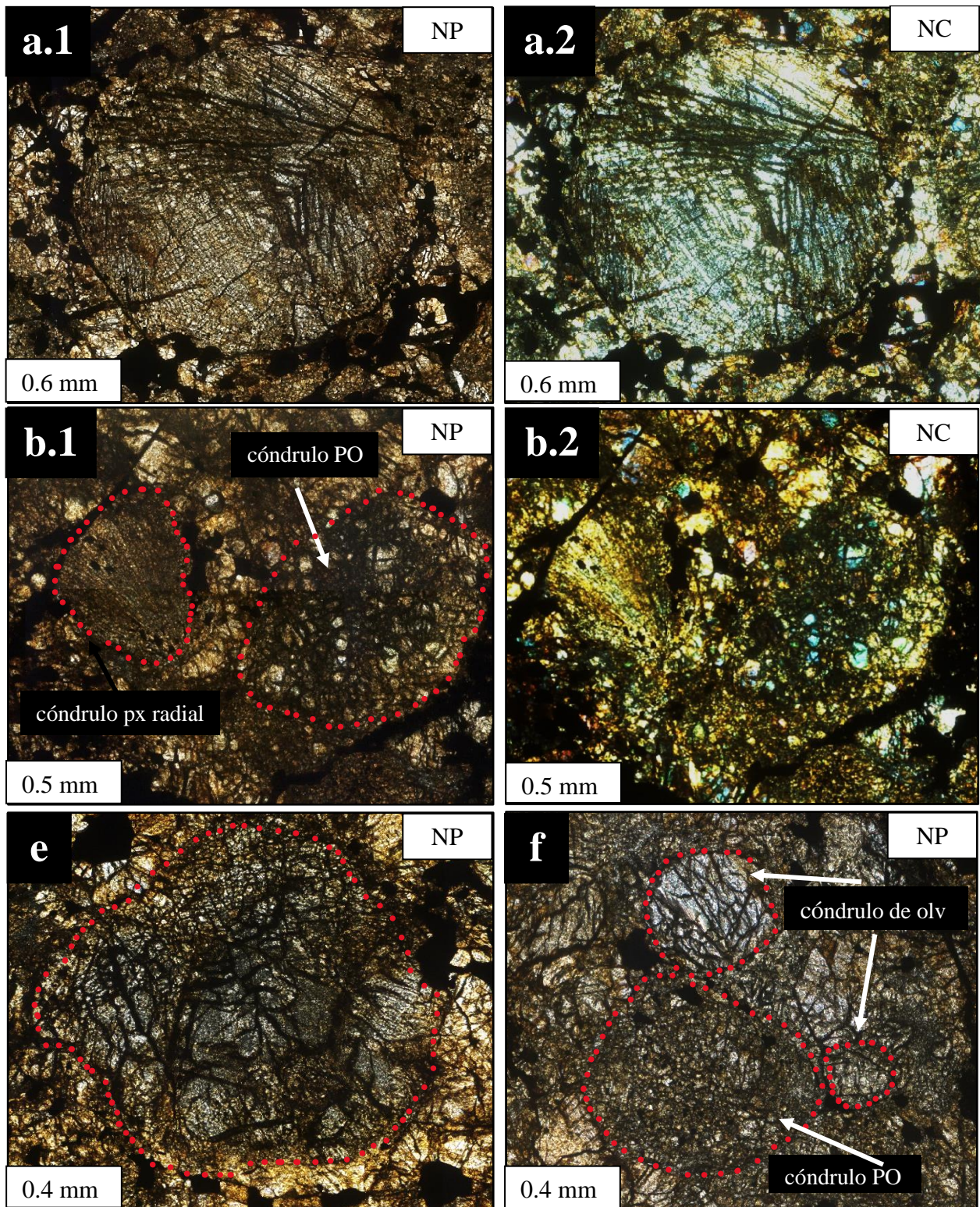
### 4.2.1. Cóndrulos

La muestra CAT M10 se caracteriza por una textura recrystalizada levemente condritica (y con un alto fracturamiento) (Figura 4.11, sección a.1 y a.2). Se observan algunos cóndrulos distribuidos a lo largo de todo el corte de forma heterogénea. Se distinguen por sus formas esferoidales y por tener bordes oscuros.



**Figura 4.11: Cóndrulos muestra CAT M10.** a.1) sección mapa mineralógico QEMSCAN con cóndrulo de ortopiroxeno radial (azul) y relictos de cóndrulos de olivino (mostaza). a.2) misma sección que en a) pero correspondiente al mapa en falso color de ArcGIS usando la base SIAMS. Cóndrulo de piroxeno (color azul oscuro) y relictos de cóndrulos de olivino (amarillo).

A pesar de observarse algunos cóndrulos bien demarcados, en su mayoría sólo existen relictos o cóndrulos con sus bordes poco definidos. Los cóndrulos que se pueden distinguir, en general



**Figura 4.12:** Fotomicrografías SIAMS de cóndrulos en la muestra CAT M10. a.1) cóndrulo piroxeno radial en nícoles paralelos; a.2) mismo cóndrulo a.1) en nícoles cruzados; b.1) relictos de cóndrulos de piroxeno radial (PR) y porfídico de olivino (PO); b.2) igual a b.1) pero en nícoles cruzados; e) cóndrulo porfídico; f) relictos de cóndrulos de olivino (PO) y porfídicos de piroxeno.

van desde tamaños de 0.5 mm a 3 mm con una moda de 0.25 mm. Y se encuentran en una matriz más fina recristalizada. Los relictos muy fragmentados de cóndrulos no son considerados para su porcentaje, que estima un 15% de cóndrulos bien definidos y un 10% de relictos, sumando un 25% de cóndrulos en total para la muestra. Los cóndrulos que se observan son mayormente de piroxeno radial (RP) (Figura 4.12, fotomicrografía a.1, a.2, b.1 y b.2), porfídicos de olivino (PO) (Figura 4.12, fotomicrografía b.1 y f), porfídicos de piroxeno (PP) Figura 4.12, fotomicrografía e) y también se observan algunos porfídicos de olivino y piroxeno (POP).

#### **4.2.2. Matriz**

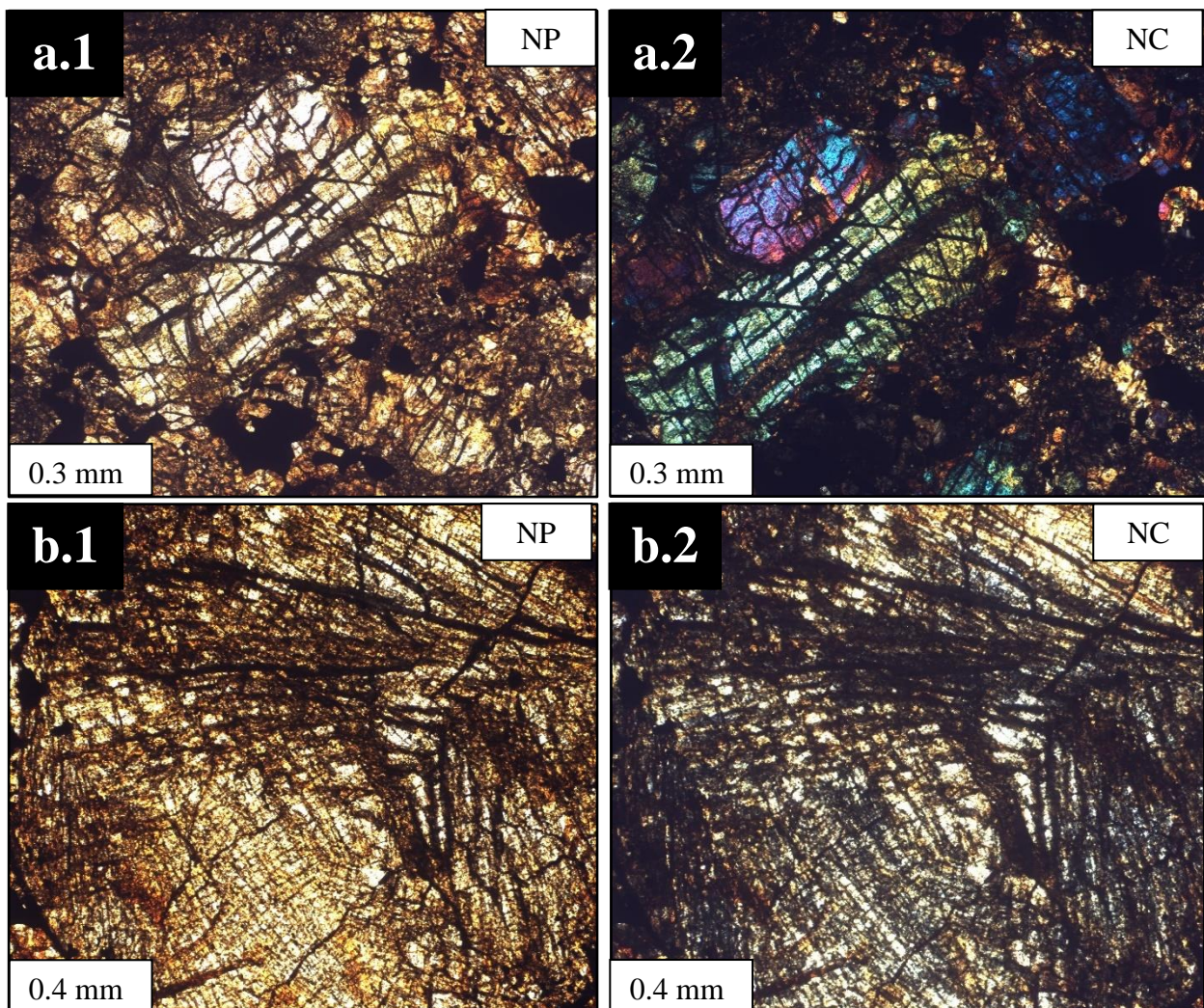
Color transparente a traslúcido. Se observa una matriz altamente recristalizada. Para esta muestra es considerada matriz todo cristal o relictos <0.1 mm. Se compone principalmente de restos cristalinos o relictos de cóndrulos. Según microscopía óptica e imágenes SIAMS su mineralogía comprende silicatos de Fe y Mg como olivino y piroxeno, además de minerales de alteración como óxidos de Fe y minerales metálicos como troilita, kamacita y cromita. Si se incluyen los relictos de cóndrulos a la matriz, se estima un 65%. Entre los microcristales de la matriz (intersticio) se observa vidrio de coloración oscura en luz polarizada plana e isótropo. La porosidad del corte es 0.1% y corresponden a poros de entre 0.1 a 0.2 mm con formas levemente irregulares.

#### **4.2.3. Mineralogía primaria**

Similar a lo que ocurre con la muestra CAT M7, es difícil distinguir mediante microscopía convencional toda la mineralogía primaria. Además, la muestra CAT M10 se encuentra altamente alterada, fracturada y con una matriz altamente recristalizada. En luz polarizada plana y nicoles cruzados se observan cristales de olivino tanto en cóndrulos y matriz con varios sets de fracturas (Figura 4.13, fotomicrografía a.1 y a.2). Los cristales de olivino se reconocen por la alta birrefringencia y formas prismáticas cortas (vestigios hexagonales) o redondeadas en cóndrulos porfídicos de olivino. También se presentan cristales de piroxenos, con formas redondeadas y en algunos sectores prismas más alargados.



Se observan piroxenos en cóndrulos con textura radial con tamaños de hasta 2 mm (Figura 4.13, fotomicrografías b.1 y b.2). Para ambos silicatos, tanto olivinos como piroxenos su extinción es ondulosa, es decir, la extinción original ha sido obstruida posiblemente por eventos posteriores. En cuanto a mineralogía metálica, utilizando luz reflejada es posible distinguir kamacita en tonos blancos y alta reflectividad, anhedrales, con bordes irregulares. La ocurrencia de la kamacita en general es como cristales disseminados rodeando cóndrulos, aunque se observa también rellenando fracturas y como gotas de fundido. Sus tamaños van desde 0.08 a 0.8 mm con una moda de 0.2 mm.

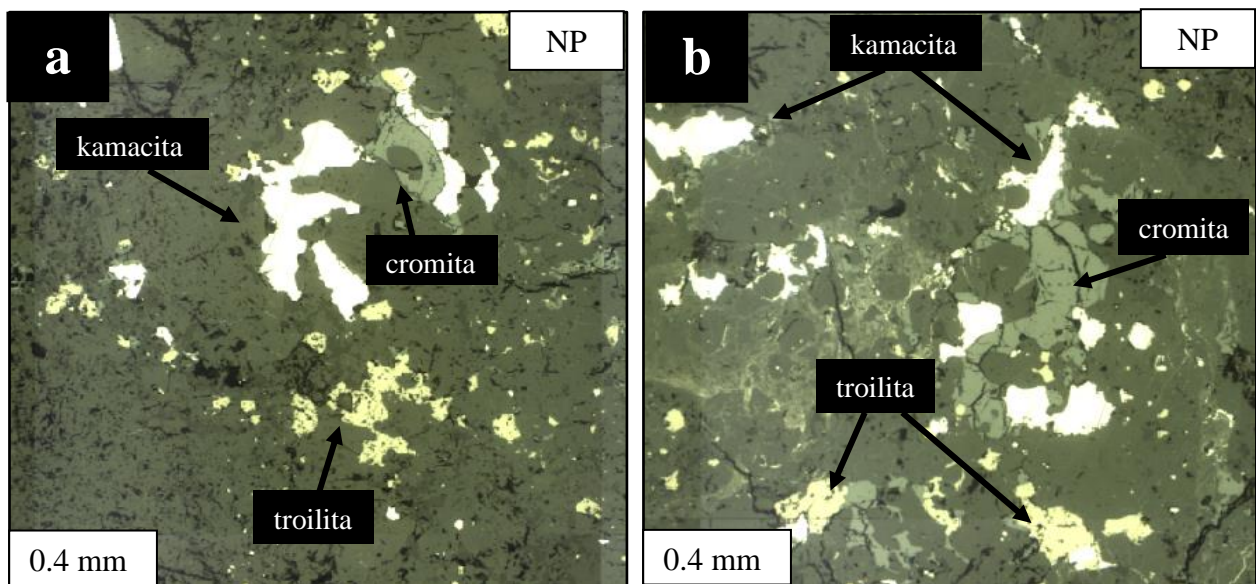


**Figura 4.13: Mineralogía primaria muestra CAT M10.** a.1) cristales de olivino de la muestra CAT M10 en nícoles paralelos; a.2) Mismos cristales que en a.1) en nícoles cruzados. Se observa mosaiquismo; b.1) ortopiroxeno radial en nícoles paralelos; b.2) mismo cristal que en b.1 en nícoles cruzados.

En tonos amarillentos se presenta troilita, también como cristales diseminados, relleno de fracturas y en algunos casos rellenando poros de minerales silicatados. La troilita y kamacita son fácilmente identificables en esta muestra debido a su diferencia de reflectividad y la superficie pulida, donde la kamacita posee caras limpias mientras que la troilita muestra apariencia de burbujeos o alteraciones de óxidos de Fe en sus cristales (Figura 4.14, fotomicrografías a y b).

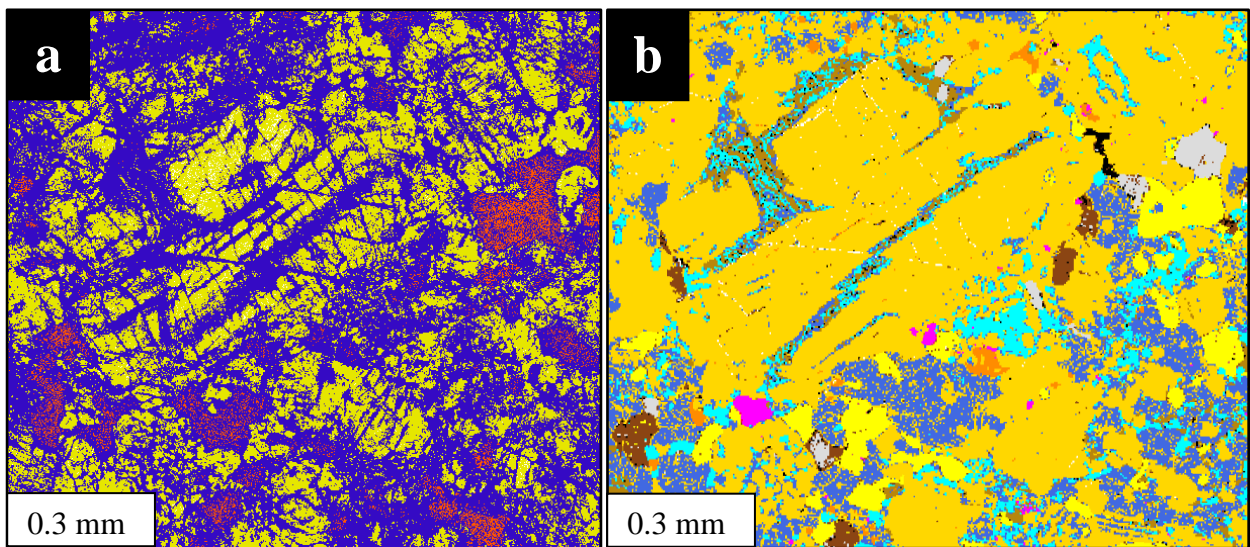
Los cristales de troilita van desde los 0.05 mm a los 0.4 mm con una moda de 0.3 mm. A lo largo del corte pulido se observa que la kamacita y troilita se presentan juntas y en forma de cristales de pequeño tamaño a lo largo del corte pulido. Particularmente se presenta en algunos sectores troilita con formas redondeadas o ameboidales aunque no es una textura muy abundante. En menos cantidad se observa cromita con caras limpias y color gris con baja reflectividad. Su hábito es anhedral con bordes irregulares y su ocurrencia es principalmente diseminada.

Mediante un contador digital de puntos fue posible estimar el porcentaje de los minerales mencionados anteriormente obteniendo olivino (45.50%), piroxeno (34.20%), kamacita (5.4%), troilita (3,8%), vidrio (2.5%), óxidos de Fe (6.2%), poros (0.1%) y otros (5.2%).



**Figura 4.14: Fotomicrografías (SIAMS) mineralogía metálica muestra CAT M10.** a) cristales de kamacita (blanco) con hábito anhedral y alta reflectividad, troilita (amarilla) de aspecto “sucio” y forma anhedral, y cromita (gris) con alto relieve y colindante a kamacita; b) cristal de cromita (gris) rodeado por kamacita (blanco). En la parte inferior cristales aislados de troilita.

Considerando que mediante microscopía convencional piroxenos y olivinos son difíciles de estimar con exactitud, se utilizó la fotomicrografía de SIAMS, similar al procedimiento con la muestra CAT M7 para automatizar basado en el color óptico las diferencias entre piroxenos y olivinos. Mediante la herramienta *Maximum likelihood classification* de ArcGIS se obtuvo olivino (28.55%), piroxeno (48.83%), troilita (3.82%), kamacita (4.03%), y opacos (14.57%). El porcentaje de opacos incluye a kamacita, troilita, cromita y óxidos de Fe en las imágenes SIAMS en NP, sin embargo, con ayuda del software de edición gráfica fue posible estimar los porcentajes entre troilita, kamacita y oxi-hidróxidos de Fe en la imagen SIAMS luz reflejada. En esta imagen (Figura 4.15, sección a) se distingue el olivino con aspectos texturales similares a la fotomicrografía óptica SIAMS.



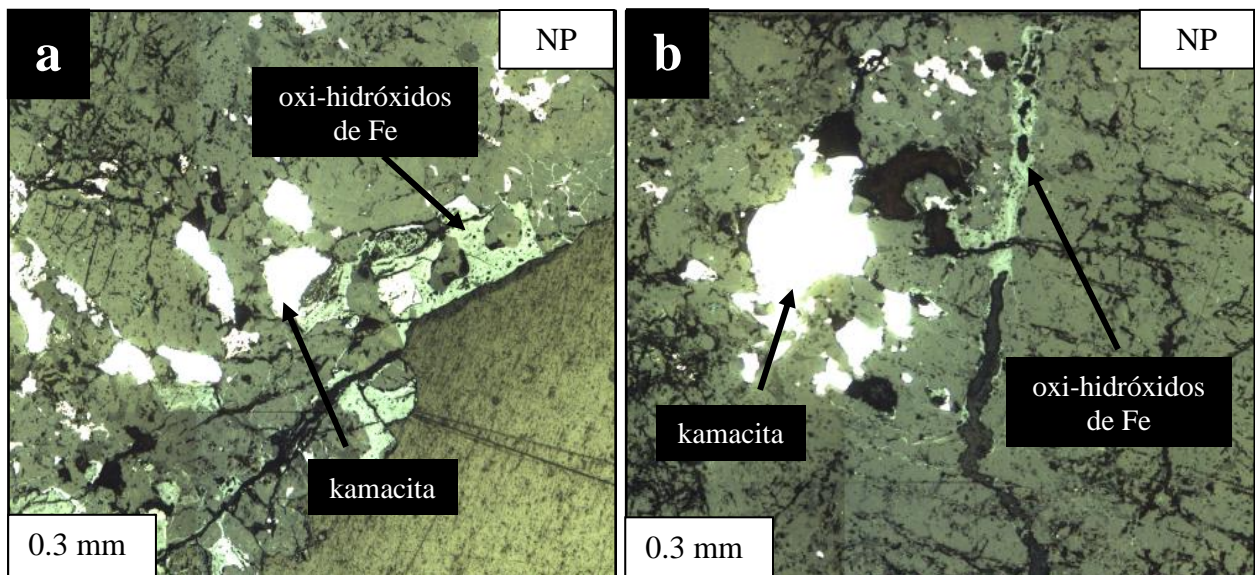
**Figura 4.15: Mineralogía primaria en falso color muestra CAT M10.** a) Cristales de olivino (amarillo) en mapa falso color ArcGIS usando de base SIAMS; b) misma sección que a) pero en mapa falso color QEMSCAN, se distingue con poca claridad cristales de olv (mostaza).

Al igual que en la muestra CAT M7 se cuantificó la mineralogía mediante QEMSCAN. Debido a que el equipo utiliza información de intensidad de peaks y química, puede reconocer la mayoría de los minerales de la muestra. Según QEMSCAN se obtuvo olivino (51.73%), ortopiroxeno (26.58%), clinopiroxeno (2.90%), cromita (1.82%), troilita (4.53%), kamacita (3.92%), apatito (0.38%), oxi-hidróxidos de Fe (2.52%), yeso (0.01 %) y de otros (0.45%). Particularmente para el olivino la textura no siempre es preservada (Figura 4.15, sección b).

#### 4.2.4. Mineralogía secundaria

En la muestra CAT M10 se observaron fases secundarias como óxidos de Fe principalmente rellenando las fracturas y en los bordes de minerales metálicos (Figura 4.16, fotomicrografías a y b). También se pudieron observar óxidos al interior de cristales de troilita. Al igual que la muestra CAT M7 los óxidos de Fe son la fase más abundante en cuanto a mineralogía secundaria, probablemente asociado a procesos de meteorización terrestre. Según microscopía convencional y conteo digital fue posible se obtuvo un 6.20% para los óxidos, mientras que el yeso no fue posible distinguirlo. En nícoles cruzados y luz reflejada, los óxidos de Fe se observan distribuidos a lo largo de todo el corte, con especial preferencia en el relleno de vetillas. Se observa de color gris opaco y se diferencia de la cromita por tener un relieve menor y por tener una ocurrencia de relleno y no diseminada, como es el caso de los cristales de cromita.

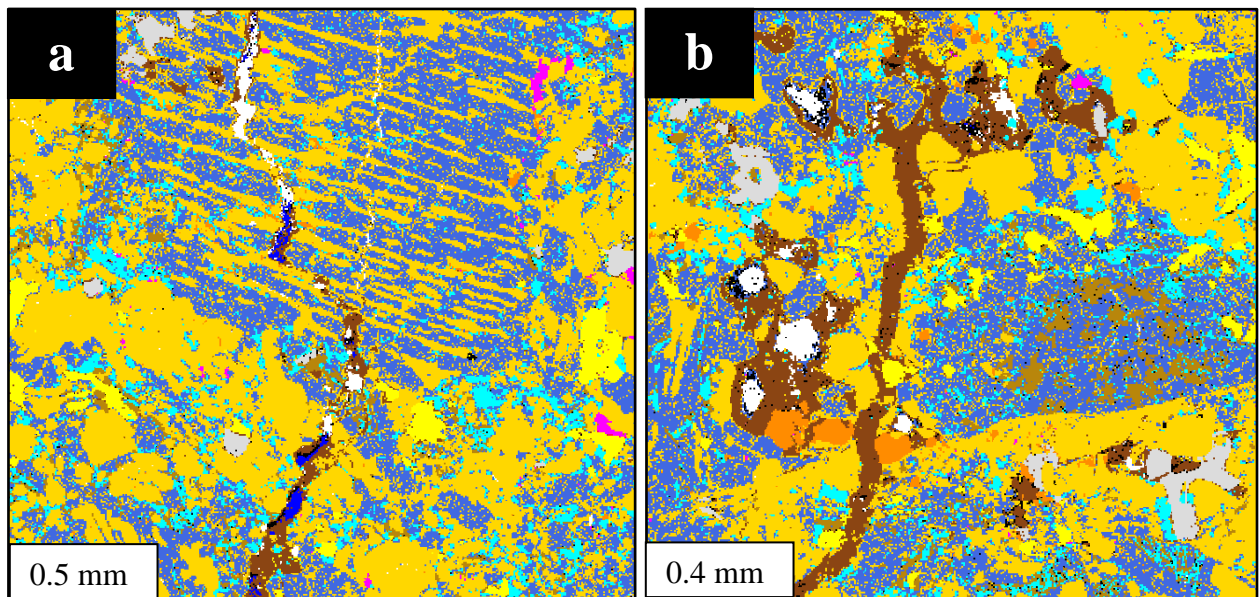
En el mapa QEMSCAN se contabilizó un 2.52% de óxidos de Fe y un 0.01% de yeso. El yeso a pesar de encontrarse en escasa cantidad es reconocible únicamente por el equipo QEMSCAN (Figura 4.17, sección a).



**Figura 4.16: Fotomicrografías (SIAMS) mineralogía metálica muestra CAT M10.** a) oxi-hidróxidos de Fe (gris claro) en bordes de la muestra; b) oxi-hidróxidos de Fe en fracturas de la muestra CAT M10. En ambos casos se observan los óxidos asociados a cristales de kamacita.

La muestra presenta fracturas a lo largo de todo el corte rellenas de óxidos de Fe (Figura 4.17, sección b), estas tienen espesores que van desde los 0.06 mm a los 0.12 mm, aunque en sectores se observan enjambres de vetillas interconectadas de variados espesores.

Además de óxidos y yeso, se observó vidrio en algunos cóndrulos, especialmente en los espacios intersticiales, y en menor medida, en sectores de vetillas. Este se observa de color pardo en luz polarizada, mientras que en nícoles cruzados se aprecia isótropo. En microscopía se obtuvo un 2.50% de vidrio mientras que en el mapa mineralógico QEMSCAN se contabiliza un 4.89%. En QEMSCAN puede observarse vidrio a lo largo de todo el corte de forma homogénea rodeando a olivinos y ortopiroxenos y también en el intersticio de cóndrulos porfídicos de olivino y piroxeno.



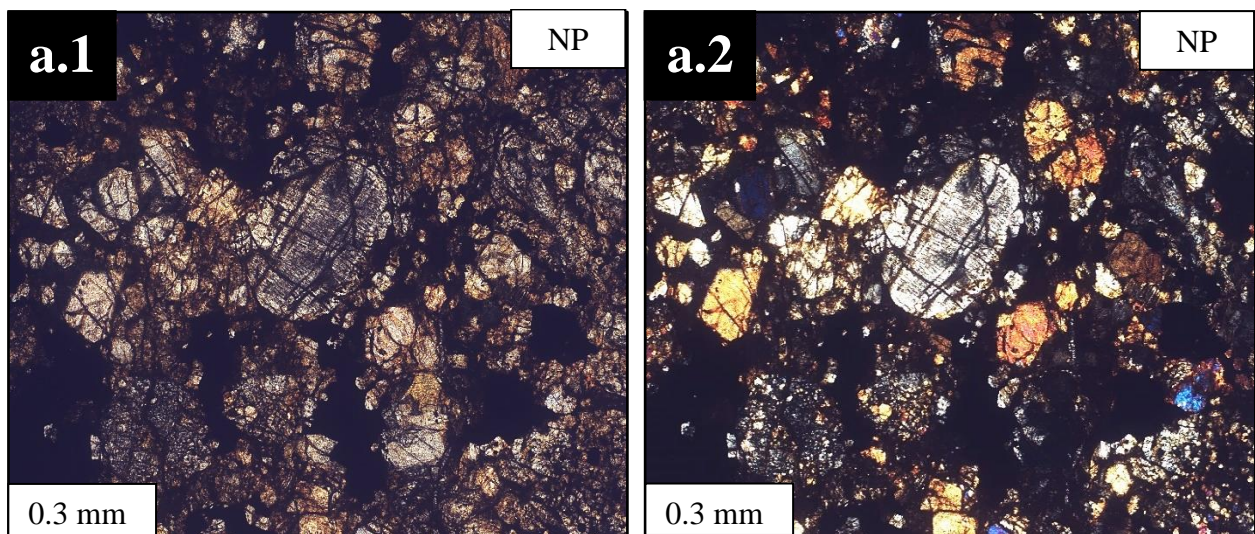
**Figura 4.17: Secciones en falso color de meteorización terrestre en la muestra CAT M10.** a) sección del mapa mineralógico QEMSCAN donde se observa una vetilla rellena de yeso (azul oscuro) y oxi-hidróxidos de Fe (café oscuro) además de vidrio (celeste) rodeando y en intersticios de cóndrulos; b) sección QEMSCAN con una vetilla rellena de oxi-hidróxidos de Fe (café oscuro) además de vidrio (celeste) en intersticios de cóndrulos y matriz.

### 4.3. Evidencia de metamorfismo de choque

Ambos meteoritos presentan características de choque contrastantes entre sí. Mientras que la muestra CAT M7 se observa con escaso o nulo metamorfismo en microscopía, la muestra CAT M10 presenta rasgos de un metamorfismo de choque mayor. La presencia o no de gotas, bolsones o venas de fundido, además de características ópticas de los minerales como extinción o regularidad de fracturamiento son cruciales en la caracterización del metamorfismo de choque. A continuación, se describen ambas muestras en mayor detalle.

#### 4.3.1. Muestra CAT M7

La muestra CAT M7 no presenta grandes rasgos de metamorfismo de choque. En general se observan fracturas irregulares (Figura 4.18, fotomicrografía a.1 y a.2) en olivinos y piroxenos. También se observan fracturas planares, en silicatos, pero estas son mínimas. En minerales metálicos como troilita y kamacita, no se observan texturas policristalinas ni cristales fracturados.



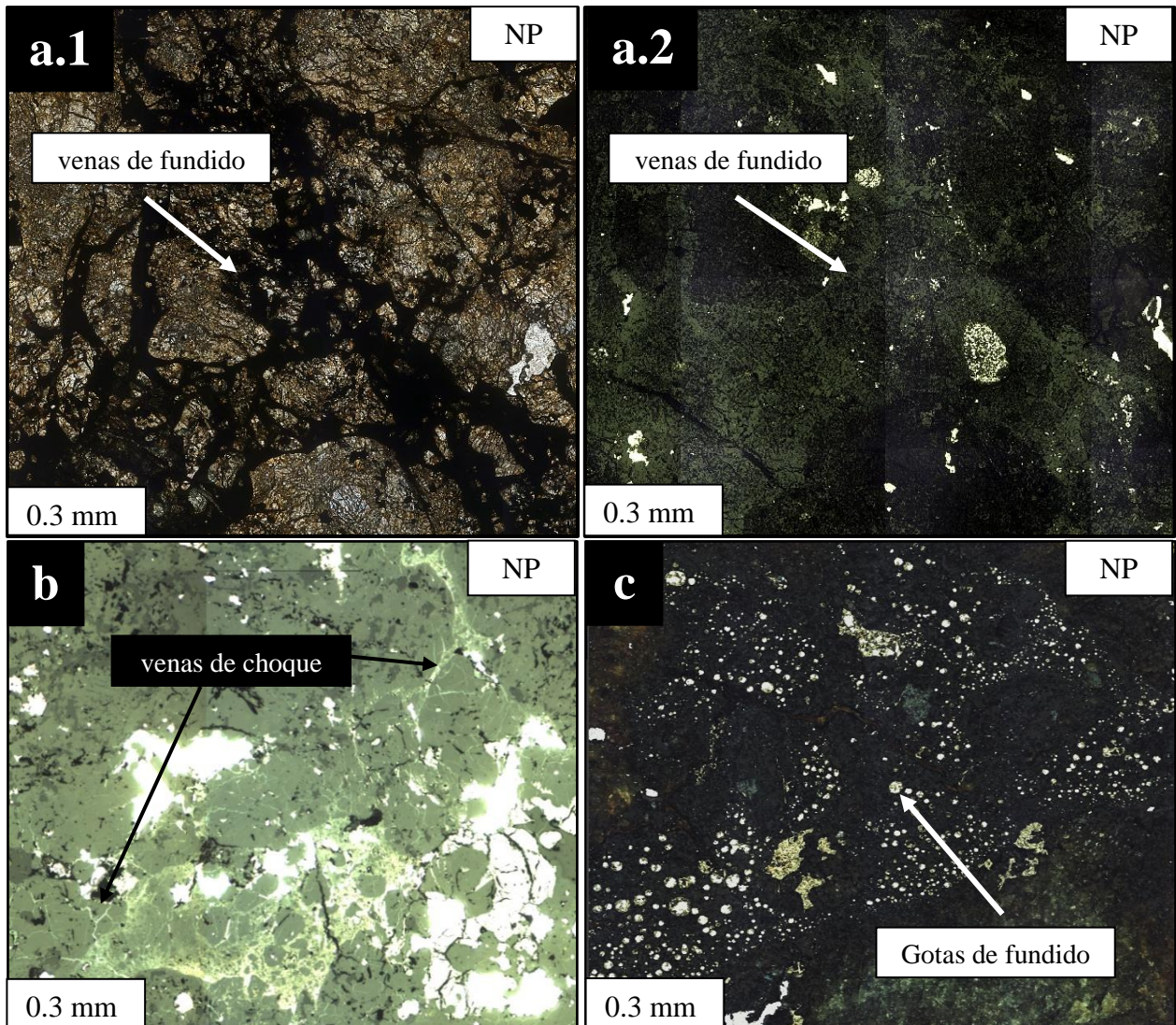
**Figura 4.18: Evidencia metamorfismo de choque muestra CAT M7.** a.1) fotomicrografía (SIAMS) mostrando fracturas irregulares y planares en un cristal de olivino; a.2) misma fotomicrografía que a.1) en nícoles cruzados.

No hay presencia de plesita, y tampoco se observan estructuras típicas de metamorfismo de choque como gotas, venas o bolsones de fundido. En microscopía convencional se observaron algunos cristales de olivino y piroxeno con extinción ondulosa, aunque también en algunos sectores se observó piroxenos con extinción recta. La muestra es bastante homogénea, no destacan venillas con notoriedad y los cristales metálicos se observan bien definidos.

#### **4.3.2. Muestra CAT M10**

En la muestra CAT M10 los procesos de metamorfismo se evidencian principalmente mediante grandes venas, gotas y bolsones de fundido compuestos por troilita, kamacita y material silicatado, distribuidos a lo largo de varios sectores del corte. También se observan venas de choque micrométricas (0.01 mm) rectas formadas por troilita, que se interconectan con material metálico fundido (Figura 4.19, fotomicrografía b). En luz polarizada plana y nicoles paralelos se observan grandes venas de fundido (Figura 4.19, fotomicrografía a.1) de diámetros entre 0.01 mm a 0.3 mm que convergen en zonas de alto fracturamiento. Estas venas se observan de color negro en luz polarizada plana, similar a los minerales metálicos. Sin embargo, en luz reflejada (Figura 4.19, fotomicrografía b) se evidencia que no corresponden a oxi-hidróxidos de Fe ni minerales metálicos como kamacita o troilita. Al interior de estas venillas, destacan gotas de troilita formando bolsones de fundido (Figura 4.19, fotomicrografía c) que se interconectan con otras venillas de similar espesor.

Utilizando como base el mapa mineralógico QEMSCAN y comparándolo con la imagen en luz polarizada plana (SIAMS) (Figura 4.20, fotomicrografía a.1) se observa ausencia de estas texturas de venas de fundido en el mapa en falso color de QEMSCAN. Es probable que la composición silicatada, similar a gran parte de la matriz del condrito, no permita observar el contraste (Figura 4.20, sección a.2). Lo anterior se atestigua considerando que QEMSCAN se basa en valores composicionales y *peaks* de intensidad, y no en parámetros texturales. Particularmente, en las zonas donde se encuentran estas venas de fundido, se hallan cristales de troilita con hábitos ameboides (Figura 4.21, fotomicrografía a y b), redondeados y en algunos casos subesféricos. Estos cristales se observan con claridad en el mapa mineralógico QEMSCAN, mientras que en microscopía no es posible distinguirlos por el carácter opaco de las venillas.

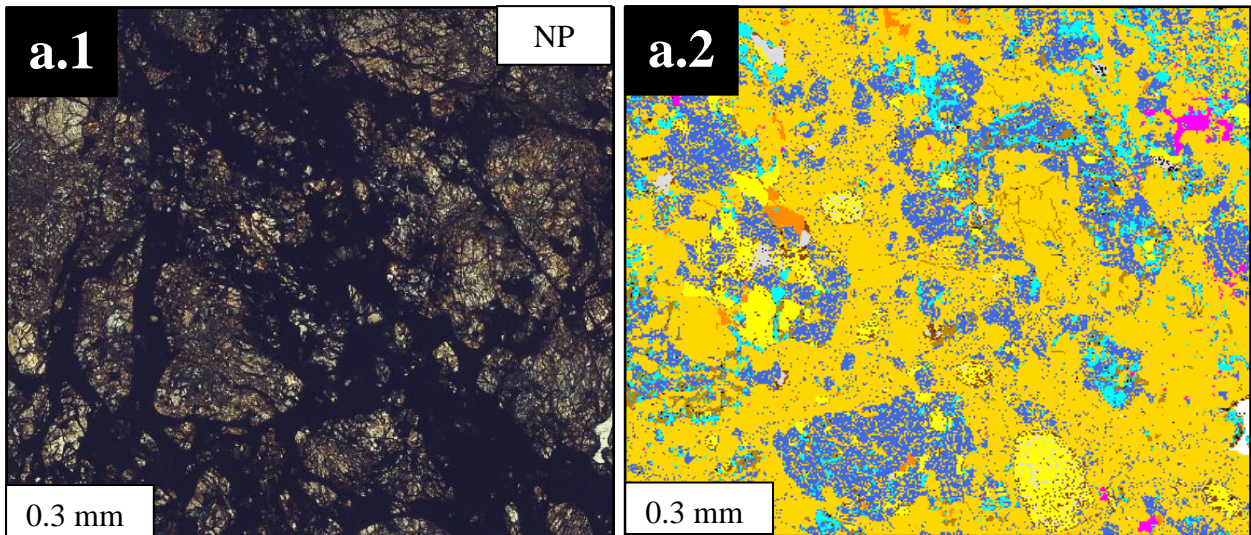


**Figura 4.19: Evidencia de metamorfismo de choque en la muestra CAT M10.** a.1) sección de fotomicrografía SIAMS mostrando venas de fundido interconectadas en luz polarizada plana; a.2) misma sección que a.1) en nicoles cruzados donde se observa contraste de color con la matriz silicatada; b) fotomicrografías en luz reflejada (SIAMS) donde se observan venas de choque de troilita interconectadas; c) fotomicrografía en luz reflejada (SIAMS) con bolsones y gotas de fundido interconectadas a través de una vena de fundido.

Como se mencionó, se observan venas de choque que se interconectan entre las gotas de fundido, con espesores micrométricos y distribuidas principalmente en las esquinas de la muestra. Su espesor es variable pero la mayor parte son venas delgadas anastomosadas. En algunos sectores del corte pulido se observan áreas de fundido que conforman grupos de venas de choque que pueden rodear material no fundido. Las gotas de fundido alcanzan tamaños hasta de 0.045 mm y se

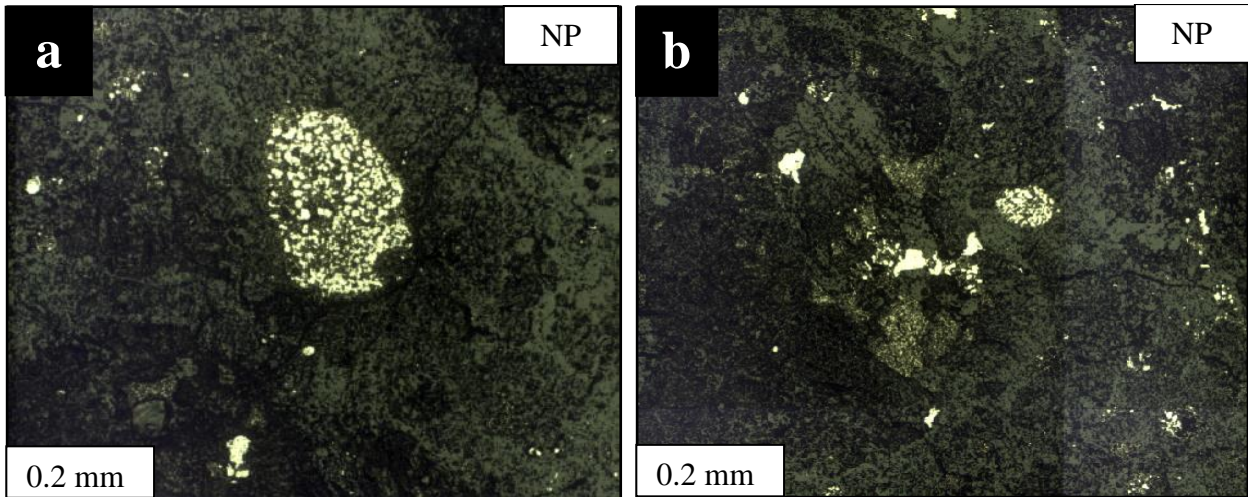


distribuyen en poros de minerales silicatados, en vetillas con ocurrencia de relleno junto a óxidos e hidróxidos de Fe, además de encontrarse en intersticios al interior de la matriz. Las gotas de fundido de troilita se encuentran rodeadas en ocasiones por material silicatado formando una estructura que en su conjunto se conoce como bolsones 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).



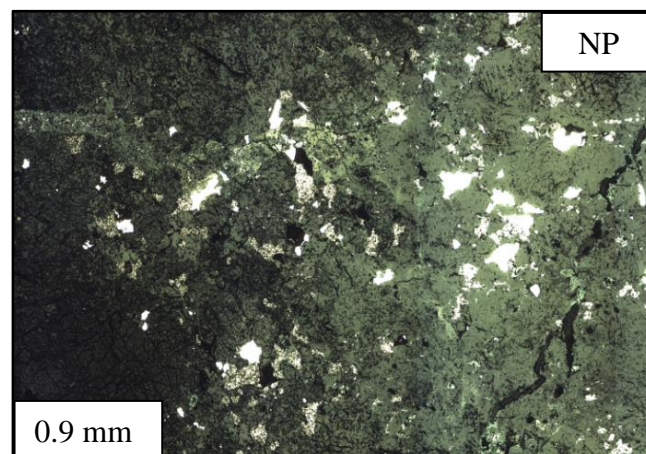
**Figura 4.20: Venas de fundido muestra CAT M10.** a.1) fotomicrografía SIAMS mostrando las venas de fundido en nícoles paralelos; a.2) misma sección que a.1) pero en mapa mineralógico QEMSCAN donde no se aprecia contraste entre las venas de fundido y la matriz silicatada de la muestra CAT M10.

El mineral que mejor muestra la evidencia de procesos de choque es la troilita. A lo largo de todo el corte pulido se encuentran cristales de troilita fragmentados y en otros casos con burbujas en su interior. También se observan cristales de troilita alterados a óxidos de Fe mientras que las kamacitas se observan mayormente inalteradas y “limpias”. En algunos sectores se observan texturas similares a intercrecimiento entre kamacita y troilita, lo que puede asemejar a la formación de plesita, que, por definición, es una mezcla entre kamacita y taenita que se forma cuando la taenita se descompone al enfriarse los meteoritos luego de alcanzar temperaturas altas (Goldstein y Michael, 2006).



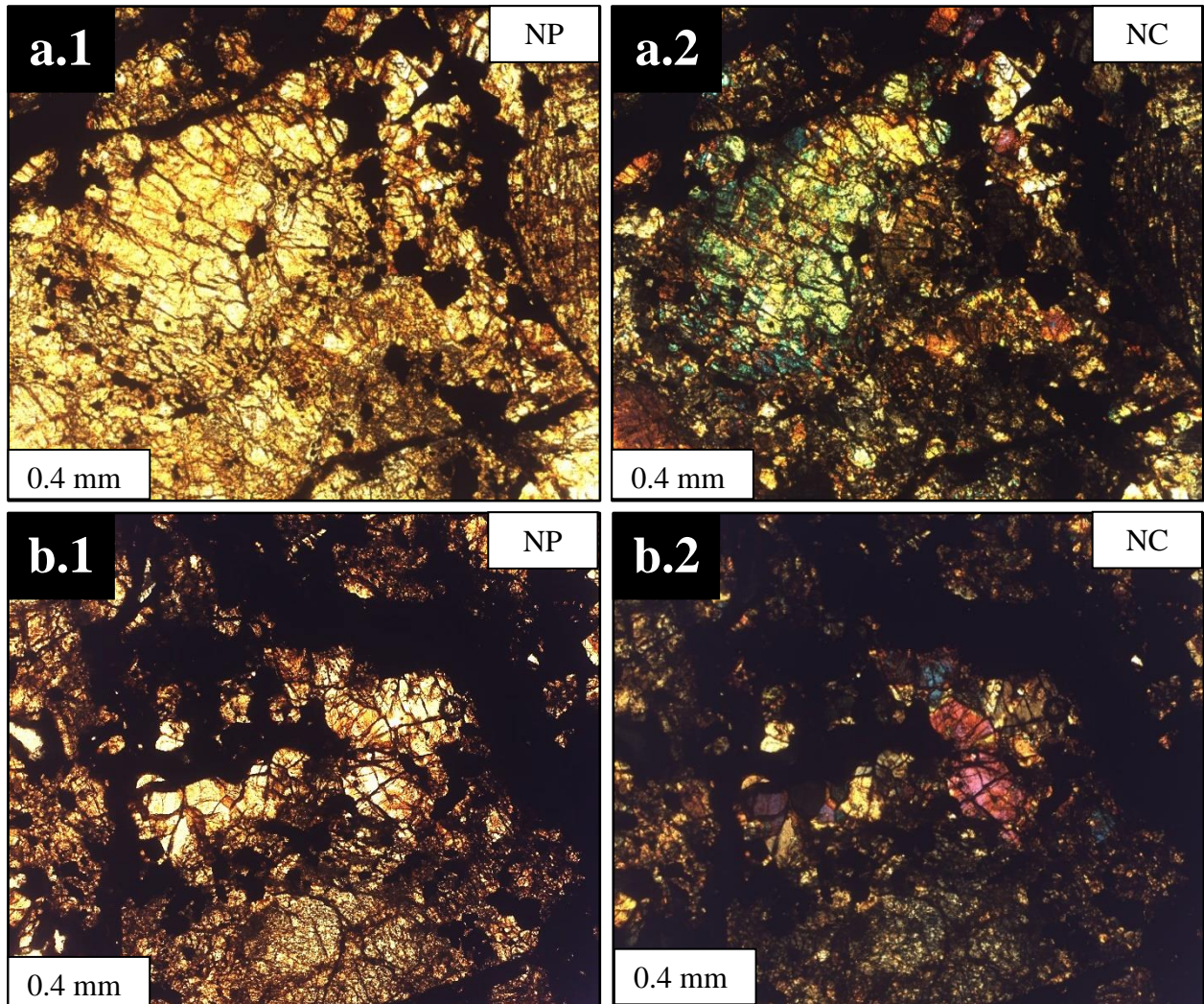
**4.21: Evidencia de choque en troilitas de la muestra CAT M10.** a) fotomicrografías (SIAMS) donde se observa troilita (amarilla) se observa con hábito ovoide; b) similar a a) se observa cristal de troilita con formas ovoides subsféricas.

En la fotomicrografía SIAMS se observa un oscurecimiento en al menos un 80% de la muestra observando en luz reflejada (Figura 4.22, fotomicrografía). Esto podría asociarse a *blackening*, por presencia de metales al interior de minerales silicatados (Ulloa, 2017). Este oscurecimiento se observa en los escasos cóndrulos y también en la matriz. Incluso en luz reflejada las vetillas de minerales metálicos poseen un contraste diferente respecto al extremo no “oscurecido”.



**Figura 4.22: Oscurecimiento en muestra CAT M10.** Se observa oscurecimiento (*blackening*) en luz reflejada y nícoles paralelos que permite observar dos secciones con distintas características en la muestra CAT M10, el sector izquierdo oscurecido y el sector derecho normal.

En microscopía óptica se observó extinción ondulosa generalizada en todos los minerales silicatados, destacando extinciones totales en los ortopiroxenos. Además de forma homogénea se describió mosaiquismo fuerte en cristales y cóndrulos principalmente de olivino (Figura 4.23, fotomicrografías a.1, a.2, b.1 y b.2), lo que es evidencia de metamorfismo de choque a elevadas presiones (Stöffler y otros, 1991).



**Figura 4.23: Evidencia de mosaiquismo en muestra CAT M10.** a.1) fotomicrografía (SIAMS) donde se observa un cristal de olivino en nícoles paralelos; a.2) mismo cristal de a.1) en nícoles cruzados, apreciándose mosaiquismo, con tonalidades de birrefringencia distinta en un mismo cristal; b.1) fotomicrografía (SIAMS) de cristales de olivino en nícoles paralelos; b.2) misma sección de b.1) en nícoles cruzados, donde se observa mosaiquismo y extinción ondulosa.

## **4.4. Evidencia de meteorización terrestre**

### **4.4.1. Criterios de meteorización**

Para observar la evidencia de meteorización en ambos condritos fueron utilizados ciertos dominios evidenciados en las muestras. A continuación, se describirán los criterios usados y cada muestra de forma independiente. Según Valenzuela (2011) existen diversos dominios de meteorización, que se pueden resumir en 1) Venillas de opacos; 2) halos alrededor de opacos y 3) intramineral (principalmente en opacos). Estos dominios servirán de base para considerar los criterios definidos por Wlotzka (1993) respecto al grado de meteorización terrestre. A continuación, se realiza un resumen de la extensión que pueden tomar estos dominios.

#### **4.4.1.1. Venillas**

Se caracteriza porque los minerales producto de meteorización se ubican en grietas preexistentes el meteorito. Estas grietas pueden estar abiertas y vacías en ciertos casos, mientras que en otros pueden estar rellenas. Abarcan tamaños que van desde microfracturamiento intracrystal de pocos micrómetros hasta fracturas que atraviesan todo el corte. Las fracturas abiertas son parte de la porosidad secundaria mientras que las microfracturas corresponden en su mayoría a porosidad primaria. Estas venillas están originalmente rellenas de Fe-Ni metálico que progresivamente es reemplazado por oxi-hidróxidos de Fe.

#### **4.4.1.2. Halos alrededor de minerales opacos**

En general, en el Fe-Ni metálico (kamacita) la meteorización afecta los cristales desde el borde del grano y va depositando los óxidos de Fe en halos concéntricos hacia el interior del cristal. Puede ocurrir lo mismo en la troilita, pero ocurre primero con Fe-Ni metálico. Este dominio puede mostrar

desde rasgos incipientes alrededor de los cristales hasta grados de desarrollo mayor cubriendo por completo el cristal.

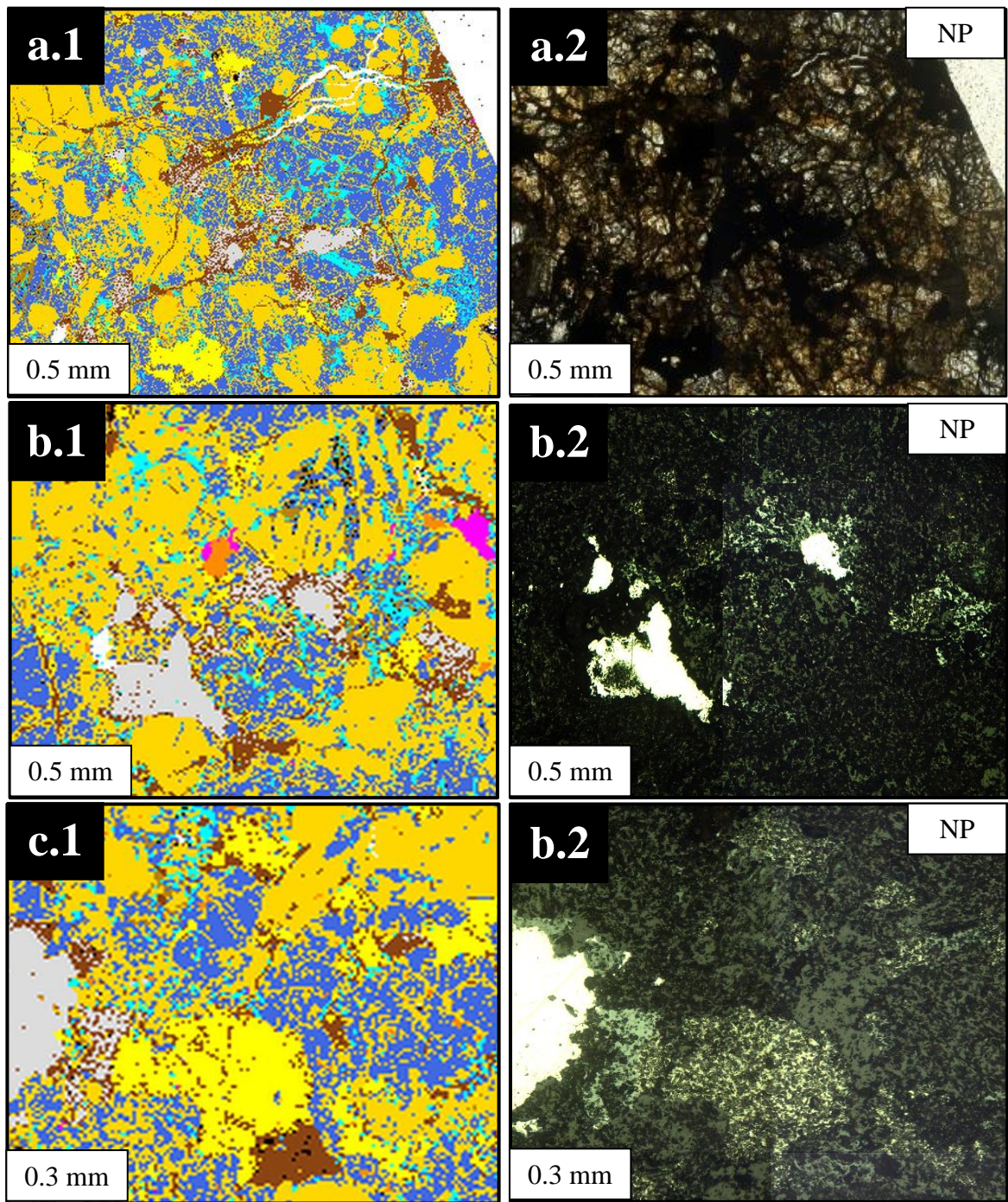
#### **4.4.1.3. Intramineral**

La meteorización puede aprovechar lineamientos intraminerales y comenzar desde el interior del cristal hasta gradar a los bordes. Este reemplazo es común en troilitas. También puede observarse en kamacitas pero es menos común. Si la acción de la meteorización es pervasiva puede ocurrir que el mineral se disuelva dejando una cavidad vacía o vestigios del mineral original, formando porosidades secundarias conocidas como cavidades de disolución.

#### **4.4.2. Muestra CAT M7**

La muestra CAT M7 evidencia principalmente el dominio de venillas, que son micrométricas y se distribuyen a lo largo de todo el corte (Figura 4.24, sección a.1 y a.2). Corresponden a venillas irregulares, que en algunos casos llegan a los bordes de la muestra. La mayoría de las venillas están rellenas de oxi-hidróxidos de Fe, mientras que otras se encuentran vacías y en la parte central del corte se encuentra una venilla rellena de yeso. Estas observaciones son difíciles de diferenciar en microscopía convencional, ya que, aunque es fácil reconocer las venillas en luz polarizada plana y nicoles paralelos, por su diámetro pequeño es difícil observar sus rellenos con claridad. Los rellenos de oxi hidróxidos de Fe se pueden observar en luz polarizada plana y nicoles paralelos por la tonalidad rojiza, mientras que destacan sus tonos grises en luz reflejada y nicoles paralelos, sin embargo, minerales como el yeso son más difíciles de identificar. Por lo anterior, utilizando el mapa mineralógico QEMSCAN fue posible identificar aquellas fases más escasas que no son claras en microscopía convencional.

El dominio halos alrededor de metales en la muestra CAT M7 es reducido y ocurre mayormente en cristales de kamacita. En luz reflejada no se distingue con claridad los oxi-hidróxidos de Fe sobre los minerales opacos. Esto último puede deberse a la fuerte reflectividad de la kamacita



**Figura 4.24: Evidencia de meteorización terrestre muestra CAT M7.** a.1) sección de mapa QEMSCAN donde se observa dominio de vetillas rellenas de oxi-hidróxidos de Fe (café oscuro); a.2) misma sección que a.1) en luz reflejada (SIAMS). b.1) sección de mapa QEMSCAN donde se observa kamacita (gris claro) con halos de oxi-hidróxidos (café oscuro); b.2) misma sección que b.1) en luz reflejada; c.1) sección de mapa QEMSCAN, se observa troilita (amarilla) con óxi-hidróxidos (café oscuro) al interior mostrando dominio intramineral; c.2) misma sección que c.1) en luz reflejada.

(Figura 4.24, secciones b.1 y b.2). A pesar de lo anterior, en el mapa mineralógico QEMSCAN se distingue fácilmente halos de oxi-hidróxidos sobre varios cristales de kamacita y en algunos (escasos) cristales de troilita. El grado de alteración en los cristales de kamacita es bajo, sin embargo, se observan excepciones donde algunos cristales de kamacita están moderado a fuertemente reemplazados por óxi-hidróxidos de Fe, esto se expresa en relictos de kamacita rodeados casi totalmente por óxidos, esto observando la imagen QEMSCAN. Los cristales de troilita en general tienen bordes intactos, a excepción de algunos que se han alterado incipientemente a óxidos en algunos sectores que rodean a los cristales.

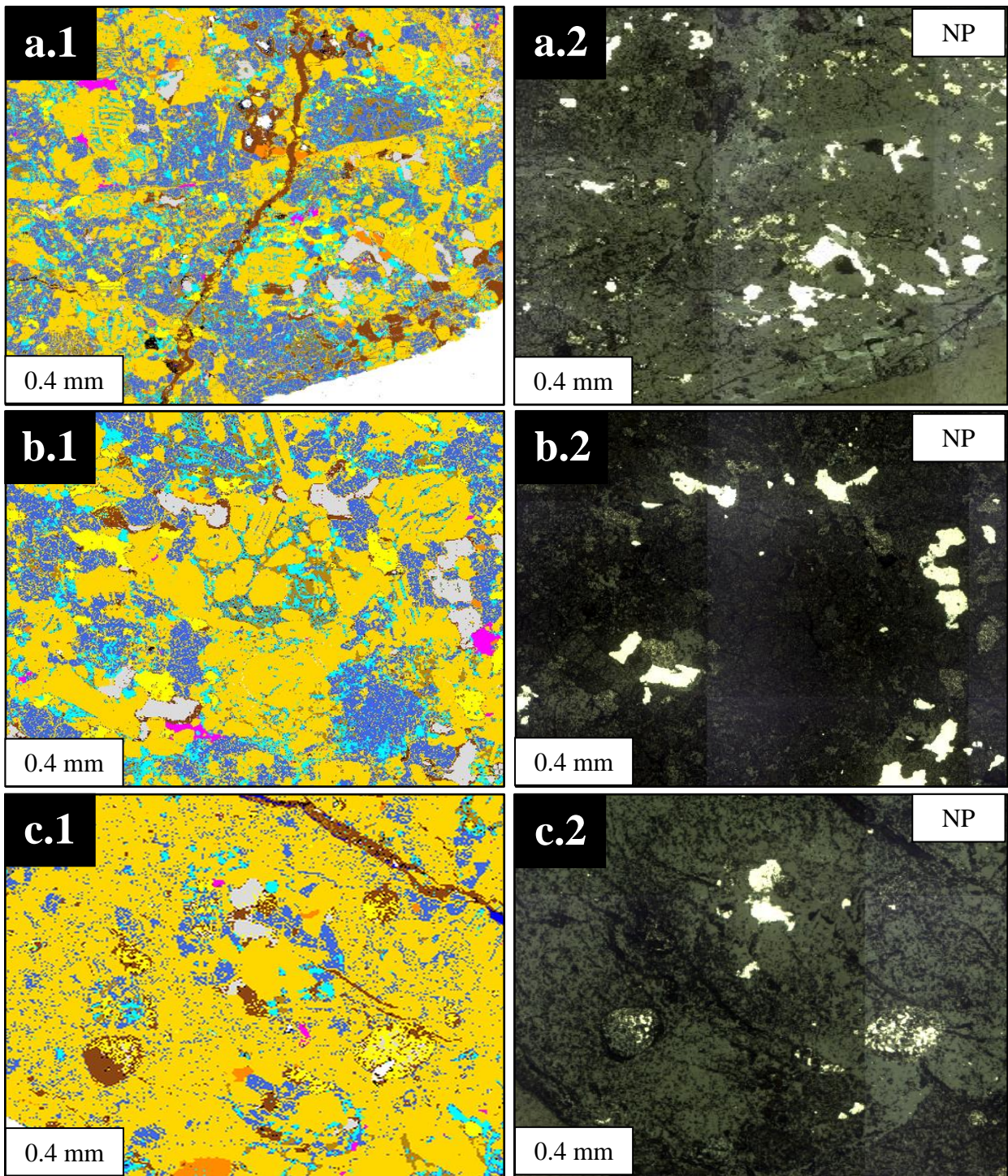
En cuanto al dominio intramineral, este se ve casi exclusivamente representado por cristales de troilita que se observan con oxi-hidróxidos de Fe en su interior (Figura 4.24, secciones c.1 y c.2). El grado de alteración es mayormente incipiente, aunque en algunos cristales puede observarse alteración de moderada a perversiva.

Se presentan algunos cristales de kamacita con alteración intramineral moderada, sin embargo, este dominio es mayormente observado en cristales de troilita. Como se mencionó en los subcapítulos anteriores, la porosidad de la muestra CAT M7 es alta, y también se ven afectadas por alteración. La mayoría de los poros tienen sectores de sus bordes con oxidación, pero es escasa o de grado incipiente.

En cuanto a la mineralogía silicatada, esta se ve inalterada para la muestra, tanto en microscopía como en el mapa mineralógico QEMSCAN.

#### **4.4.3. Muestra CAT M10**

La muestra CAT M10 evidencia el dominio de vetillas a través de fracturas de diámetros entre 0.05 a 0.1 mm rellenas por oxi-hidróxidos de Fe (Figura 4.25, secciones a.1 y a.2) y en algunos escasos sectores por yeso. En luz polarizada plana y nícoles paralelos estas vetillas se observan entre tonos negros a rojizos, tienen formas irregulares y se distribuyen en diferentes sectores del corte transparente pulido.



**Figura 4.25: Evidencia de meteorización terrestre en la muestra CAT M10.** a.1) sección QEMSCAN muestra vetilla rellena de oxi-hidróxidos de Fe (café oscuro) y vidrio (celeste) intersticial; a.2) misma sección que a.1) en luz refejada, donde oxi-hidróxidos se ven de color gris claro; b.1) sección QEMSCAN donde se aprecia halos alrededor de opacos (kamacita) con un grado de alteración incipiente; b.2) misma sección que b.2) en luz reflejada, la reflectividad de la kamacita oculta la presencia de óxidos; c.1) sección QEMSCAN con dominio intramineral en troilitas (amarillas); c.2) misma sección que c.1) en luz reflejada.



En el dominio de halos alrededor de minerales opacos, a diferencia de la muestra CAT M7, la alteración es mucho más escasa en la muestra CAT M10. Los cristales de kamacita se observan en su mayoría “limpios”, a excepción de algunos que se encuentran alterados incipiente a moderadamente a oxi-hidróxidos en sus bordes (Figura 4.25, secciones b.1 y b.2), y un par de cristales con alteración pervasiva, reemplazados en su totalidad, reconocidos únicamente por el hábito. Los cristales de troilita se encuentran con los bordes intactos, a excepción de algunos cristales con alteración incipiente en los bordes. Este dominio afecta principalmente a los cristales de kamacita.

Para el dominio intramineral, tanto los cristales de troilita como kamacita presentan una alteración incipiente a moderada, con excepciones de cristales que poseen alteración pervasiva (Figura 4.25, secciones c.1 y c.2). Esto último se observa como relictos centrales de kamacita/troilita, engullidos por alteración de oxi-hidróxidos de Fe. En general, los cristales mayormente alterados son aquellos que se encuentran cercanos a bordes de la muestra o a vetillas, mientras que aquellos cristales de metales que se encuentran lejos de zonas fracturadas presentan alteración incipiente o nula.

Los silicatos de la muestra CAT M10 se encuentran inalterados tanto en sus fracturas, como en los bordes de cristales.

#### **4.5 Resumen resultados muestra CAT M7 y CAT M10**

Con el fin de resumir los resultados detallados en los subcapítulos anteriores, se describen tanto los resultados mineralógicos, características de evidencia de choque y meteorización para la muestra CAT M7 y CAT M10. En las tablas 4.1 y 4.2 se observan los porcentajes mineralógicos de acuerdo a cada herramienta de análisis (microscopía convencional, falso color SIAMS y QEMSCAN)

**Tabla 4.1: Resumen de componentes (%) de la muestra CAT M7.** Valores obtenidos de microscopía convencional, imagen falso color (SIAMS) tratada en ArcGIS y QEMSCAN. Los valores corresponden a porcentajes mineralógicos normalizados exceptuando los poros.

Componentes	Microscopía convencional	SIAMS (falso color)	QEMSCAN
Olivino	53.20	39.09	45.7
Ortopiroxeno	25.70	46.17	30.47
Clinopiroxeno			2.32
Troilita	3.20	3.82	4.09
Kamacita	4.10	4.03	4.76
Oxi-hidróxidos de Fe	7.20	6.89	4.59
Cromita	-		1.67
Yeso	-	-	0.01
Apatito	-	-	0.94
Vidrio	2.60	-	4.89
Otros	4.00	-	0.56
Poros	4.00	2.10	2.3

**Tabla 4.2: Resumen de componentes (%) de la muestra CAT M10.** Valores obtenidos de microscopía convencional, imagen falso color (SIAMS) tratada en ArcGIS y QEMSCAN. Los valores corresponden a porcentajes mineralógicos normalizados exceptuando los poros.

Componentes	Microscopía convencional	SIAMS (falso color)	QEMSCAN
Olivino	45.50	28.55	51.73
Ortopiroxeno	34.20	48.83	26.58
Clinopiroxeno			2.90
Troilita	3.40	3.82	4.53
Kamacita	3.00	4.03	3.92
Oxi-hidróxidos de Fe	6.20	14.77	2.52
Cromita	-		1.83
Yeso	-	-	0.01
Apatito	-	-	0.38
Vidrio	2.50	-	5.15
Otros	5.20	-	0.45
Poros	0.10	0.20	0.10

En la tabla 5.3 se presenta de forma resumida las características que permiten definir el tipo petrológico, estado de choque y grado de meteorización para ambas muestras. El resumen permite destacar aquellos aspectos relevantes que en los capítulos posteriores serán esenciales para definir de forma concisa dichas clasificaciones.

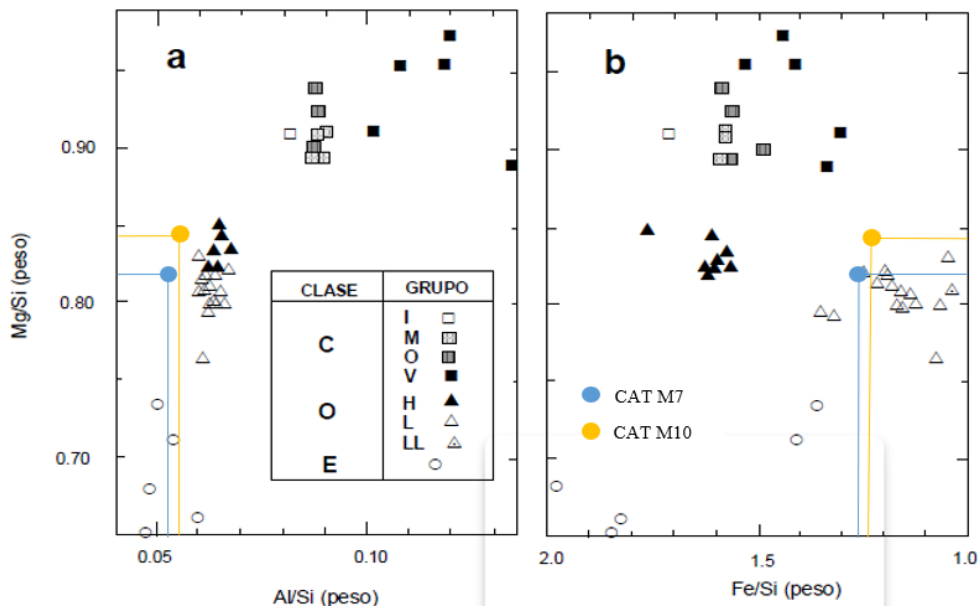
**Tabla 4.3: Resumen características muestra CAT M7 y CAT M10.** Se muestran los resultados más relevantes asociados al tipo petrológico (basado en parámetros Schmus y Wood (1967), grado de meteorización (basado en Wlotzka (1993)) y estado de choque (basado en Bennett y McSween (1996) y Stöffler y otros (1991)).

Clasificaciones	Características observadas	
	CAT M7	CAT M10
Tipo petrológico	Vidrio isotrópico en cóndrulos Matriz transparente y clástica Cóndrulos bien definidos	Desvitrificación Matriz transparente y recristalizada Cóndrulos delineados y pobremente definidos
Grado de meteorización	Reemplazo de óxidos incipiente a moderado Kamacita con halos de alteración Troilita con reemplazo intramineral 10-44% reemplazo en minerales metálicos	Reemplazo incipiente a moderado Kamacita con halos de alteración Troilita con reemplazo intramineral 10-30% de reemplazo en minerales metálicos
Estado de choque	Fracturas irregulares predominantes Extinción ondulosa (olv) a recta (px) Ausencia de gotas, bolsones o venas de fundido	Abundantes gotas, venas y bolsones de fundido (silicatado) Venas de choque rectas Troilita con burbujas y ameboidales (en venas de fundido) Fracturas planares Extinción ondulosa generalizada Mosaiquismo en olv

## 5. DISCUSIÓN

Para ambos condritos, CAT M7 Y CAT M10, la información desarrollada fue en base a descripciones petrográficas realizadas utilizando microscopio convencional, fotomicrografías de alta resolución (SIAMS) y mapas mineralógicos QEMSCAN. La petrografía es una herramienta que permite establecer rasgos texturales y mineralógicos característicos de procesos físicos y químicos. Sin embargo, estas clasificaciones suelen acompañarse de resultados químicos para especificar y dar de forma exacta una clasificación al meteorito. Particularmente en este trabajo, la química aportada por el equipo QEMSCAN no fue desarrollada en los capítulos anteriores ya que no es un parámetro coherente para evaluar frente a los resultados descriptivos de los equipos de microscopía (convencional y SIAMS).

A pesar de la consideración anterior, y con el objetivo de clasificar las muestras CAT M7 y CAT M10 de forma idónea, fueron utilizados los datos químicos obtenidos de QEMSCAN para las muestras estudiadas utilizando la lista SIP modificada por Flores (2023). Según la clasificación de Van Schmus y Wood (1967), puede establecerse el tipo de condrito en base a los valores de la relación Mg/Si versus Al/ Si y Fe/Si, respectivamente (Figura 5.1).



**Figura 5.1:** Gráfico de las razones (a) Mg/Si vs. Al/Si y (b) Mg/Si vs. Fe/Si para la clasificación según clase para muestras CAT M7 y CAT M10. Ambas muestras se encuentran en el campo de condritos ordinarios. Extraído de Valenzuela (2003).

Se observa que tanto la muestra CAT M7 como CAT M10 arrojan resultados que las ubican dentro del campo de los condritos ordinarios.

Más específicamente, los condritos ordinarios pueden clasificarse en los grupos H (*high iron*), L (*low iron*) y LL (*very low iron*) (más detallado en el subcapítulo 2.2.1). Según Valenzuela (2003) estos grupos son similares en las razones Mg/Si y (Ca, Al, Ti)/Si, pero varían en sus valores moleculares de Fe y su distribución mineralógica, principalmente en los silicatos como olivino y ortopiroxeno, y sus soluciones sólidas, Fayalita-Forsterita y Enstatita-Ferrosilita, respectivamente. Para conocer la clasificación aproximada en base a los grupos, fueron utilizados los datos elementales QEMSCAN (considerando % de enstatita y forsterita) y el tratamiento de datos aplicado en Flores (2023). Los resultados de este procedimiento pueden observarse en las tablas 5.1 y 5.2 para los porcentajes de fayalita y en las tablas 5.3 y 5.4 el porcentaje de ferrosilita.

**Tabla 5.1: Porcentaje de fayalita representativo para la muestra CAT-M7 y los valores asociados al procedimiento realizado por Flores (2023). Fa= Fayalita.**

Fayalita	Concentraciones para CAT M7 (Wt%)	Ponderación Fa	Normalización
0	0.00	0.000	0.000
10	0.03	0.319	0.009
20	17.27	345.394	9.599
30	15.32	459.720	12.776
40	1.18	47.347	1.316
50	0.77	38.499	1.070
60	0.69	41.227	1.146
70	0.25	17.390	0.483
80	0.00	0.000	0.000
90	0.00	0.000	0.000
100	0.47	46.772	1.300
Total	35.982		27.699

**Tabla 5.2: Porcentaje de fayalita representativo para la muestra CAT-M10 y los valores asociados al procedimiento realizado por Flores (2023). Fa= Fayalita.**

Fayalita	Concentraciones para CAT M10 (Wt%)	Ponderación Fa	Normalización
0	0.00	0.000	0.000
10	0.00	0.000	0.000
20	9.08	181.593	4.292
30	31.83	954.928	22.568
40	0.72	28.772	0.680
50	0.30	14.971	0.354
60	0.20	11.717	0.277
70	0.07	4.553	0.108
80	0.00	0.000	0.000
90	0.00	0.000	0.000
100	0.12	12.000	0.284
Total	42.314		28.561

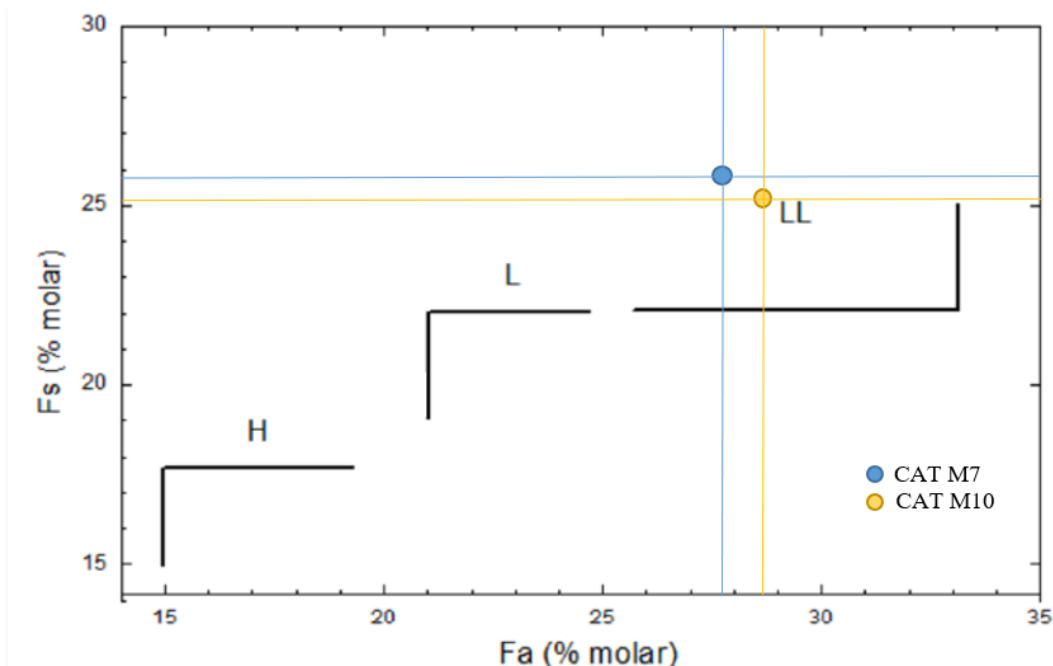
**Tabla 5.3: Porcentaje de ferrosilita representativo para la muestra CAT-M10 y los valores asociados al procedimiento realizado por Flores (2023). Fs= Ferrosilita.**

Ferrosilita	Concentraciones para CAT M7 (Wt%)	Ponderación Fa	Normalización
0	0.00	0.000	0.000
10	0.00	0.000	0.000
13	0.00	0.000	0.000
20	0.00	0.000	0.000
25	22.45	561.300	24.099
30	0.00	0.000	0.000
40	0.00	0.001	0.000
50	0.84	41.972	1.802
100	0.00	0.000	0.000
Total	23.29		25.901

**Tabla 5.4: Porcentaje de ferrosilita representativo para la muestra CAT-M10 y los valores asociados al procedimiento realizado por Flores (2023). Fs= Ferrosilita.**

Ferrosilita	Concentraciones para CAT M10 (Wt%)	Ponderación Fs	Normalización
0	0.00	0.000	0.000
10	0.00	0.000	0.000
13	0.00	0.000	0.000
20	0.00	0.000	0.000
25	19.84	495.922	24.726
30	0.00	0.000	0.000
40	0.00	0.002	0.000
50	0.22	10.997	0.548
100	0.00	0.000	0.000
Total	20.06		25.274

Para ambas muestras los valores obtenidos permiten clasificar los condritos ordinarios en el campo de LL (*low iron*) como se observa en la figura 5.2. Los datos utilizados para la clasificación de clase y grupo pueden ser observados en la sección Anexos (Tabla 8.1 y 8.2).



**Figura 5.2: Gráfico de clasificación en base a contenidos de Fe, expresados en % molar de Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> (Fayalita = Fa) y FeSiO<sub>3</sub> (Ferrosilita = Fs) del olivino y piroxeno bajo en Ca respectivamente, en condritos ordinarios equilibrados. Extraído de Valenzuela (2003)**

## 5.1. Tipo petrológico

El tipo petrológico es una clasificación basada en la acción del metamorfismo termal y alteración acuosa, posterior a la acreción del cuerpo parental del meteorito. Estos procesos dejan huellas químicas y petrográficas en las muestras, lo que permite establecer el grado de metamorfismo termal al que se expuso el meteorito, el que aumenta al aumentar el tipo petrológico. Como se mencionó con anterioridad, sólo se utilizarán rasgos petrográficos y no químicos.

Siguiendo los parámetros petrográficos descritos por Van Schmus y Wood (1967), se considerarán criterios como la presencia o ausencia de vidrio en los cóndrulos, considerando que si el vidrio está alterado, poco preservado o ausente corresponderá a un tipo petrológico 1 o 2, mientras que si es limpio e isotrópico corresponderá a un tipo petrológico 3. Si el vidrio se encuentra desvitrificado corresponderá a un tipo petrológico 4 y si es ausente un tipo petrológico 5, 6 o 7. Otro criterio a utilizar será la caracterización de la matriz, ya que, si es de grano fino, opaca o transparente, los tipos petrológicos pueden ir desde el tipo 1 al 3, mientras que, si es transparente y se encuentra recristalizada, corresponderá a un tipo petrológico mayor a 4. La integración cóndrulo-matriz es también un parámetro importante, ya que si no se observan cóndrulos puede ser un tipo petrológico 1, si se observan cóndrulos bien definidos o aún se pueden discernir, pero con bordes poco definidos, corresponderá a un tipo petrológico desde el 2 al 5. Si los cóndrulos se encuentran muy poco delineados o la textura primaria se encuentra destruida, el tipo petrológico será 6 o 7. Considerando todos los parámetros mencionados, en conjunto, serán establecidos los tipos petrológicos para la muestra CAT M7 y CAT M10. A modo de resumen, la tabla 5.1 muestra los parámetros a utilizar.



**Tabla 5.5: Parámetros a utilizar considerando los tipos petrológicos y sus criterios de identificación.** Modificado de Schmus y Wood (1967) y Dodd (1981). Extraído de Revillard (2018).

Criterio	Tipo Petrológico						
	1	2	3	4	5	6	7
Dispersión de la composición del olivino y piroxeno		> 5% Desviación media del Hierro		≤ 5%	Homogéneos		
Polimorfos de piroxeno de bajo Ca		Principalmente monoclinico		Parcialmente monoclinico	Ortorrómico		
					CaO ≤ 1 %	CaO > 1%	
Feldespatos secundario		Ausente o menor			Granos intersticiales claros. Engrosamiento desde tipo 5 a tipo 7		
Vidrio en cóndrulos		Ausente o isotrópico		Desvitrificado	Ausente		
Fase Metal (Ni % peso)		Taenita (>20%) menor o ausente	Kamacita y Taenita (>20%)				
Promedio Ni en troilita		>0,5% peso	<0,5% peso				
Matriz	Grano fino, opaca	Principalmente fina, opaca	Clásica menos opaca	Recristalizada Engrosamiento desde tipo 5 a tipo 7			
Integración Matriz-cóndrulos	Sin cóndrulos	Cóndrulos muy bien definidos		Bien definidos	Delineados	Pobremente definidos	Sólo relictos
Carbón % peso	3-5%	0,8-2,6%	0,2-1%	< 0,4%			
Agua % peso	18-22%	2-16%	0,3-3%	< 1,5%			

### 5.1.1. Muestra CAT M7

La muestra CAT M7 se caracteriza por tener una textura condritica reconocible a simple vista. Con un 67% de cóndrulos en su mayoría bien definidos y con formas redondeadas, con algunas excepciones de relictos de cóndrulos con bordes poco o mal definidos. Los cóndrulos muestran tamaños desde 0.3 mm a 2 mm con una moda de 0.5 mm. En este contexto, por la textura de los cóndrulos puede corresponder al tipo petrológico 3 o 4, considerando que comienzan a borrarse, pero aún siguen observándose claramente. La matriz corresponde a un 18% de la muestra e incluye tanto fases silicatadas como olivinos y piroxenos, además de minerales metálicos menores a 0.3 mm tales como kamacita y troilita. En general se observa una matriz transparente, lo que podría también asociarse a un tipo petrológico 3 o 4. Considerando la presencia de vidrio en los cóndrulos, este se observa mayormente claro en tonos pardo en luz polarizada plana, mientras que en nicolas

cruzados se observa isótropo. Según Van Schmus y Wood (1967), esto se da en el tipo petrológico 3.

En cuanto a minerales metálicos la kamacita se caracteriza por granos anhedrales de tamaños < 3 mm que en general se encuentran rodeando a los cóndrulos, o en menor medida, englobando a silicatos. También se observan cristales de kamacita con ramificaciones que se extienden y se entrelazan con troilita.

Integrando toda la información anterior, se tiene que la muestra es un condrito con cóndrulos bien definidos, a excepción de escasos bordes poco delineados, una matriz traslúcida en su mayor parte y un vidrio limpio e isótropo. El condrito CAT M7 puede ser clasificado con un tipo petrológico 4, donde los procesos de recristalización han sido incipientes y la integración cóndrulo-matriz sigue siendo observada con facilidad.

### **5.1.2. Muestra CAT M10**

La muestra CAT M10 describe una textura aún condritica, pero recristalizada y con un alto nivel de fracturamiento. Posee sólo un 15% de cóndrulos bien definidos, los que se observan con bordes oscuros a negros. Esto podría corresponder a un tipo petrológico 4, 5 o 6. La matriz corresponde al 65% de la muestra y se compone principalmente de silicatos recristalizados, en menor medida minerales metálicos como kamacita y troilita. La matriz, además, se observa totalmente transparente y recristalizada, lo que se asocia a tipos petrológicos mayores o igual a 4. Los cóndrulos poseen vidrio intersticial difícil de observar en microscopía convencional o imagen SIAMS, pero en el mapa mineralógico QEMSCAN se observa vidrio inmerso mayormente en la matriz recristalizada.

En cuanto a los minerales metálicos, la kamacita y troilita se distribuyen a lo largo de todo el corte de forma homogénea, con cristales de tamaño pequeño y uniforme. La mayoría de los cristales de kamacita y troilita son anhedrales, sin embargo, en algunos sectores del corte se observaron formas más ameboidales para troilita, lo que evidencia un tipo petrológico mayor a 4.

De acuerdo con lo anterior, las características del meteorito, principalmente los cóndrulos poco definidos, la matriz altamente recristalizada y los minerales opacos distribuidos de forma homogénea y en pequeños granos, permiten clasificar el meteorito CAT M10 con un tipo petrológico 5.

## **5.2 Grado de meteorización terrestre**

Basado en la clasificación de Wlotzka (1993) y las descripciones petrográficas de los cortes transparentes pulidos, realizadas en base a fotomicrografías SIAMS, mapas mineralógicos QEMSCAN y utilizando microscopía convencional se pudo estimar el grado de meteorización terrestre para las muestras CAT M7 y CAT M10. Según Wlotzka (1993) los grados de meteorización bajos (W0-W2) se basan en manchas de oxi-hidróxidos de Fe, hasta oxidaciones moderadas de kamacita (hasta un 60%), mientras que grados mayores de meteorización (W3-W5) se definen por alteración pervasiva de kamacita y troilita, además del comienzo de la alteración en fases silicatadas. Si el reemplazo de silicatos por arcillas y óxidos es masivo, puede considerarse un grado W6. De acuerdo con lo anterior, a continuación, se establecen los grados de meteorización para cada meteorito.

### **5.2.1 Muestra CAT M7**

El meteorito CAT M7 se caracteriza por tener un reemplazo de oxi-hidróxidos de Fe sobre minerales metálicos en rangos desde incipiente a moderados. La kamacita se encuentra oxidada mayormente en sus bordes, mientras que la troilita, más alterada, tiene reemplazo intramineral. Estimando un porcentaje de reemplazo, se tiene entre un 10 a un 44% de alteración, siendo el porcentaje mayor en base a cristales de troilita y kamacita que se encuentran reemplazados casi en su totalidad por óxidos. Cuantitativamente se estimaron entre 4.59% de óxidos según QEMSCAN y mediante microscopía un 7.20%, lo que evidencia un escaso porcentaje de alteración total de la muestra. Considerando que no existe una oxidación severa de minerales metálicos (>60%) y la alteración de silicatos es nula, se puede asociar para esta muestra un grado de meteorización W2.

### **5.2.2 Muestra CAT M10**

La muestra CAT M10 se caracteriza por vetillas a lo largo de todo el corte transparente pulido. Estas vetillas están rellenas en gran parte por material silicatado posiblemente fundido por metamorfismo de choque y no hay evidencia de oxidación en ellas. Los minerales metálicos tienen un reemplazo desde incipiente a moderado (entre 10% y 30%), donde las kamacitas tienen halos alrededor de cristales y las troilitas destacan por reemplazo intramineral. En esta muestra los cristales de troilita tienen un grado levemente mayor que las kamacitas, sin embargo, ambas destacan por tener sus mayores porcentajes de reemplazo en zonas cercanas a vetillas y bordes del condrito. En QEMSCAN se estimó un 2.52% de oxi-hidróxidos de Fe en la muestra mientras que mediante microscopía (incluyendo vetillas) se obtuvo un 6.20%. Esta diferencia puede estar relacionada a la existencia de venas de fundido que pueden en sectores de la muestra ser consideradas como oxidación. Considerando los parámetros de Wlotzka (1993), la ausencia de alteración de silicatos y la incipiente a moderada alteración de minerales metálicos, se asocia la muestra CAT M10 a un grado W2.

### **5.3 Estado de choque**

Ambas muestras evidencian rasgos de choque muy diferentes. Para poder clasificar el estado de choque de las muestras se utilizó los parámetros establecidos por Stöffler y otros (1991). Esta clasificación considera los tipos de extinciones que presentan los minerales, ya sea recta en meteoritos con escaso o nulo choque, u ondulosa en caso de meteoritos con estados de choque mayor. Otro parámetro son las fracturas, donde aquellas irregulares representan estados de choque bajos, mientras que fracturas planares se asocian a un metamorfismo de choque mayor. La presencia de gotas, bolsones o venas de fundido en la muestra también son indicadores importantes que serán considerados. La clasificación de Bennett y McSween (1996) en base a minerales opacos también fue considerada, específicamente los parámetros texturales de cristales de troilita. A continuación, se detalla el estado de choque para ambas muestras.

### 5.3.1 Muestra CAT M7

La muestra CAT M7 se caracteriza por un estado de choque bajo. No se observaron evidencias claras de un metamorfismo. En la muestra predominan las fracturas irregulares, a excepción de algunos cristales escasos con fracturas planares. La extinción de los minerales silicatados varía entre ondulosa a recta, donde algunos olivinos se observaron con extinciones ondulosas, mientras que los piroxenos mostraron extinciones rectas. No se observaron cristales de troilita o kamacita con texturas policristalinas o con burbujas, lo que descarta los estados de metamorfismos altos ( $>S4$ ). Considerando los parámetros texturales, como fracturas irregulares dominantes, además de extinciones entre ondulosas y rectas, puede asociarse el meteorito CAT M7 a un estado de choque  $\geq S2$  o muy débilmente choqueado. Este estado de choque considera la ausencia de formación de bolsones o gotas de fundido rasgo característico del estado S3, sin embargo, al tener fracturas planares puede considerarse mayor a S2.

### 5.3.2 Muestra CAT M10

Los resultados para la muestra CAT M10 caracterizan un estado de choque alto. Como se describió en los resultados, esta muestra presenta gotas, venas y bolsones de fundido, además de venas rectas de choque. Según Tomkins (2009), las gotas o bolsones de fundido se producen por el calor liberado por los impactos entre asteroides, lo que libera grandes cantidades de energía. El calor generado puede fundir fases silicatadas, además de metales como kamacita y troilita. Estas gotas o bolsones se pueden encontrar aisladas si no hay fusión de silicatos, sin embargo, para la muestra CAT M10 se observan venas de fundido silicatado negras en luz polarizada plana y en luz reflejada se identifican como venillas grises que interconectan con bolsones y gotas de fundido. Estas venas de fundido no tienen relleno metálico, sino que el material corresponde a composiciones silicatadas. A pesar de lo anterior, se pueden diferenciar de la matriz por una leve coloración grisácea en luz reflejada. Estas texturas probablemente se formaron en condiciones de alto choque lo que fundió el material silicatado (principalmente olivino) y relleno fracturas preexistentes. La mayoría de los cristales de mayor tamaño de troilita y kamacita tienen formas anhedrales, sin embargo, algunos cristales de troilita se observaron con formas ameboidales y con burbujas en su

interior. Las troilitas ameboidales, encontradas principalmente al interior de las venas de fundido, dan indicios de un metamorfismo de choque  $>S4$ . La extinción de los cristales silicatados tanto de olivinos y piroxenos es ondulosa, siendo en estas últimas extinciones oscuras casi isótropas. El mosaiquismo se observó fuerte en la mayoría de los cristales y cóndrulos de olivino, lo que indica condiciones de choque superiores a  $S4$ .

Considerando las fracturas planares, la formación pervasiva de grandes venas de fundido con gotas en su interior interconectando con bolsones y gotas de fundido, además de la extinción ondulosa generalizada casi isótropa y el mosaiquismo fuerte en cristales de olivino, se establece que el estado de choque de la muestra CAT M10 es  $S5$ .

#### **5.4 Relación entre metamorfismo de choque y meteorización**

Según Valenzuela (2011) existe una relación inversa entre el grado de metamorfismo de choque y la meteorización terrestre, es decir, a mayor grado de metamorfismo de choque se presenta menor meteorización terrestre y viceversa. Esto se debe principalmente a la porosidad inicial de cada muestra al caer a la Tierra lo que se condiciona por el grado de metamorfismo de choque. Según Gattacceca y otros (2005) se observa una relación inversa entre la porosidad y el grado de choque, donde a menor grado de choque, mayor porosidad primaria, esto ya que el metamorfismo de choque implica impactos a hipervelocidades en los cuerpos parentales que generan mayor compactación en comparación al enterramiento y metamorfismo termal sugerido por el tipo petrológico. Lo anterior está también condicionado por los parámetros ambientales del lugar de caída en la Tierra que influirán en los factores de meteorización (temperatura/humedad). Las muestras estudiadas, CAT M7 y CAT M10, corresponden a meteoritos del Desierto de Atacama, un espacio seco y árido, con escasos o nulos periodos de humedad.

Como fue definido con anterioridad la muestra CAT M7 tiene un estado de choque  $\geq S2$  y un grado de meteorización  $W2$ , mientras que la muestra CAT M10 tiene un estado de choque  $S5$  y un grado de meteorización  $W2$ . Lo anterior es coherente con lo mencionado por Valenzuela (2011), donde tenemos que la muestra con mayor estado de choque (CAT M10) tiene un grado de meteorización muy bajo ( $W2$ ). Para esta misma muestra, tenemos que la porosidad primaria es poco notoria,

donde destacan poros micrométricos y escasos, probablemente relacionado al fuerte metamorfismo de choque sufrido. Considerando un alto metamorfismo de choque para la muestra CAT M10, y con ello, una meteorización muy incipiente, puede ser complejo estimar el tiempo de residencia post caída, ya que este puede no ser atribuido fidedignamente a los dominios de meteorización o a la mineralogía secundaria. La muestra CAT M7, con un estado de choque bajo (S2) y meteorización W2 se identifica por una porosidad primaria importante, con más de 3% de poros, algunos con tamaños mayores a 2 mm, lo que es acorde a lo mencionado por Gattacceca y otros (2005) y consecuente con un estado de choque bajo. Una mayor porosidad inicial debería condicionar fuertemente el curso de la evolución de los procesos de meteorización, ya que propicia la introducción de humedad y sales del sustrato, con lo que los procesos químicos serían más intensos, generando intercambios catiónicos rápidos formando especies más estables como son los oxihidróxidos de Fe. Sin embargo, a pesar de que la muestra CAT M7 se caracteriza por una alta porosidad y metamorfismo de choque bajo, tiene un porcentaje de oxihidróxidos de Fe bajo y un grado de meteorización incipiente, lo que puede ser resultado de una caída reciente y exposición temprana a las condiciones atmosféricas terrestres.

### **5.5 Comparación cualitativa de imágenes QEMSCAN, SIAMS y microscopía convencional en descripción petrográfica.**

Los resultados petrográficos fueron basados en las revisiones de microscopía convencional, las fotomicrografías de alta resolución SIAMS (originales y falso color ArcGIS) y los mapas mineralógicos QEMSCAN con sus respectivos porcentajes en peso para cada especie mineral. El uso de un software de edición gráfica fue utilizado para mejorar las imágenes y cuantificar mineralogía. Cada equipo mediante sus imágenes aporta información única inherente a la petrografía de la muestra de estudio, lo que es esencial para poder hacer una descripción detallada de cada meteorito y es crucial en la clasificación tanto de tipo petrológico, estado de choque y grado de meteorización.

Con el fin de discutir los aportes y efectividad de cada imagen y técnica, se evaluarán los beneficios y complicaciones de cada método de forma independiente respecto a su participación en los resultados obtenidos para las muestras CAT M7 y CAT M10.

### 5.5.1 Microscopía convencional

El uso de microscopía convencional ya sea monocular o binocular, es de los primeros pasos a seguir en la caracterización petrográfica de una muestra. Particularmente para los meteoritos, observar las muestras bajo un microscopio óptico es la base para conocer y entender los componentes principales de la muestra, además de observar los indicios de cada proceso sufrido por el fragmento extraplanetario. A pesar de ser una técnica básica muy utilizada sólo muestra información óptica. Los microscopios permiten tener una interacción dinámica entre el corte transparente pulido y el observador, ya sea utilizando luz transparente para observar silicatos o luz reflejada para observar minerales metálicos. Este dinamismo fue esencial para distinguir mineralogía, sobretodo en muestras que poseen minerales difíciles de distinguir a simple vista, como es el caso de olivinos y piroxenos. Estos silicatos poseen colores similares en luz polarizada plana, por lo que fue necesario observar propiedades como extinción y birrefringencia, parámetros que en rocas terrestres permiten distinguir este tipo de minerales. Aún así, la distinción de estos minerales se reduce a la subjetividad del ojo humano. Lo anterior, también considerando los procesos físicoquímicos sufridos por los meteoritos que pueden alterar las propiedades originales de las especies minerales. El uso de distintos aumentos (5x/10x/25x/50x) de forma rápida y la interacción entre luz polarizada plana/luz reflejada además de nícoles paralelos/nícoles cruzados permitió rescatar información esencial para ambos meteoritos. El uso de un contador digital en los microscopios permitió obtener datos cuantitativos de mineralogía de silicatos y minerales metálicos, sin embargo, los resultados son subjetivos y en base a los criterios decididos por la observadora.

Para la clasificación de tipo petrológico basado en los parámetros de Van Schmus y Wood (1967), la microscopía convencional fue una herramienta importante para determinar la integración cóndrulo matriz, mientras que para parámetros como el vidrio fue más útil el mapa mineralógico QEMSCAN.

En cuanto al metamorfismo de choque, observar el corte transparente pulido en luz reflejada y observar la reflectividad y anisotropía de los minerales metálicos fue importante para discernir (aunque con poca claridad) venas de fundido de venas de choque, además de diferenciar entre los propios minerales metálicos como es el caso de oxi-hidróxidos de Fe o en algunos casos troilita de



kamacita. Esto se complementó bien con las fotomicrografías de alta resolución SIAMS en luz reflejada.

Para la clasificación de meteorización terrestre, la microscopía convencional permitió observar vetillas de oxi-hidróxidos, sin embargo, otros dominios como halos alrededor de minerales opacos o dominio intramineral no pudo observarse con claridad, por la alta reflectividad de los minerales metálicos, sobretodo kamacita, que obstruye la existencia de alteración.

### 5.5.2 Fotomicrografías de alta resolución SIAMS

El equipo SIAMS 800 utilizado gracias al Departamento de Geología Económica Aplicada (GEA) permitió obtener imágenes de alta resolución de los cortes transparentes pulidos de ambas muestras, tanto en luz reflejada como luz polarizada plana. Similar a lo observado de forma convencional en un microscopio, SIAMS permitió tener una panorámica completa del corte transparente pulido, con una alta resolución de  $0.69\mu\text{m/pp}$  en aumento 10x.

Como se mencionó más arriba, diferenciar piroxeno y olivino en microscopía convencional es algo subjetivo si las características no son claras, sobretodo en rocas que han sufrido procesos que alteran sus propiedades ópticas. Considerando que la fotomicrografía SIAMS es estática, es decir, no permite interactuar de forma instantánea con una platina móvil, resulta aún más complejo identificar estas fases minerales de forma exacta. Como se mencionó en el capítulo de metodología, el uso del software ArcGIS y su herramienta de análisis espacial fue útil para poder clasificar relativamente de forma automática, basado en color ópticos, piroxenos de olivinos. La herramienta utilizada “*Maximum likelihood classification*” utilizó puntos de control (escogidos de forma manual) para olivinos, piroxenos, poros y minerales opacos, basados en sus colores en luz polarizada plana. Con el software de edición gráfica se obtuvo porcentajes para el mapa falso color resultante del método anterior (ArcGIS), sin embargo, los resultados variaron en relación con los arrojados por el contador digital y el mapa mineralógico QEMSCAN, posiblemente debido a la dependencia de esta clasificación de un parámetro tan susceptible como el color.

Los resultados de usar esta herramienta con la fotomicrografía SIAMS pueden ser mejorados si se mejoran parámetros ópticos como contraste, brillo, saturación, entre otros, sin embargo, es

probable que conlleve a errores cuantitativos si los píxeles de color de un mismo mineral coinciden con otro. La imagen en falso color resultante se asemeja al mapa mineralógico QEMSCAN, pero con la limitante de reconocer sólo fases que tuviesen colores distintos en luz polarizada plana. En el caso de minerales opacos en luz polarizada plana, estos se ven de color negro, por lo que no pudieron ser diferenciados. Esto último no fue un impedimento considerando que las fases opacas pueden ser identificadas mucho más fácilmente en luz reflejada utilizando simplemente la fotomicrografía original SIAMS (LR).

Las fotomicrografías SIAMS permiten tener secciones importantes de los meteoritos, en luz reflejada y transmitida, lo que fue esencial en el momento de clasificar. El tener imágenes microscópicas completas y secciones con gran resolución fue de gran utilidad al evaluar no sólo aspectos mineralógicos sino también texturales, como tipos de cóndrulos o texturas resultantes del metamorfismo de choque.

Aunque la imagen resultante en falso color de la fotomicrografía se asemejó al mapa QEMSCAN, está limitada por parámetros que deben considerarse, como resolución de la fotomicrografía, sombras, color, contraste, tonalidad, saturación, nitidez, entre otros. Para este trabajo, el software de edición gráfica permitió mejorar estos aspectos para las muestras de estudio, obteniéndose así, mejores resultados. Utilizando el mismo software de edición gráfica y las imágenes en falso color resultantes de ArcGIS junto a las fotomicrografías SIAMS originales (en luz reflejada) fue posible calcular los porcentajes areales de olivino, piroxenos, opacos y poros con ayuda del selector de color y la herramienta de análisis/ cálculo de medidas. En comparación a los valores obtenidos mediante microscopía convencional y QEMSCAN, SIAMS arrojó mayor porcentaje de piroxenos (clinopiroxenos y ortopiroxenos) en comparación a olivino respecto a las otras dos técnicas para la muestra CAT M7. Esta diferencia puede asociarse a la existencia de la costra de fusión que en microscopía se observa como cristales de piroxenos mientras que QEMSCAN lo identifica como olivino. Para la muestra CAT M10 ocurre una diferencia similar, donde el mapa falso color ArcGIS arroja valores mayores a piroxenos en relación a olivinos. Se considera, sin embargo, que los resultados de SIAMS (mapa falso color) son basados principalmente en el color, un parámetro susceptible, mientras que QEMSCAN considera composiciones químicas y *peaks* de intensidad, y la microscopía óptica convencional es altamente subjetiva al ojo humano y al estado del microscopio.

Como se mencionó más arriba, un ejemplo claro donde difiere la clasificación de QEMSCAN respecto al mapa falso color de SIAMS es en la costra de fusión de la muestra CAT M7 (Figura 4.5, secciones c y d), donde se aprecia el mapa falso color ArcGIS reconoce la costra de fusión como cristales de piroxeno, mientras que QEMSCAN lo clasifica como olivino. Comparando esto con la microscopía convencional, se observan cristales prismáticos cortos a alargados lo que asemeja al hábito que suele presentar el piroxeno, por lo que con el contador digital el porcentaje de la costra de fusión fue asignado a este mineral.

A pesar de las diferencias anteriores, SIAMS (fotomicrografías y mapa falso color) reconoce de buena forma la mayoría de los cóndrulos y la matriz, lo que fue esencial para la clasificación de las muestras en su tipo petrológico. En microscopía de luz reflejada, al igual que el microscopio convencional, fue posible observar con claridad las evidencias de metamorfismo de choque, ya sea gotas, bolsones, venas de choque o fundido, además de observar los rasgos texturales de cristales de troilita, como burbujas. Esto permitió dar a las muestras una adecuada clasificación de estado de choque basado en las características dadas por Stöffler (1991). Al contrario, para la clasificación del grado de meteorización terrestre, las fotomicrografías SIAMS en luz reflejada, no permitieron observar dominios claros de alteración más allá de vetillas de oxi-hidróxidos de Fe.

### 5.5.3 Mapas mineralógicos QEMSCAN

Otra imagen utilizada para la clasificación de meteoritos en este trabajo, fueron los mapas mineralógicos QEMSCAN con una resolución de 10  $\mu\text{m/pp}$  (mapa completo) y 2  $\mu\text{m/pp}$  (secciones). Estos se obtuvieron del equipo ubicado en el GEA y se hicieron en base a la lista SIP específica para meteoritos actualizada por Flores (2023). Mediante la medición de química e intensidades de *peaks* fue posible obtener un mapa en falso color que muestra toda la mineralogía reconocida por este equipo. Estas imágenes son de gran utilidad ya que muestran todos los minerales que pueden encontrarse en el meteorito. Para las muestras de estudio, CAT M7 y CAT M10 el mapa QEMSCAN permitió reconocer fases que no fueron apreciadas en microscopía convencional de forma manual ni en las fotomicrografías SIAMS de forma automatizada, como es el caso de algunos oxi-hidróxidos de Fe, algunos cristales de cromita, clinopiroxenos, apatito, yeso y vidrio intersticial. Algunos de estos minerales, como oxi-hidróxidos de Fe, cromita y vidrio a

pesar de si observarse en microscopía, fueron obviados en un porcentaje importante en comparación a los resultados arrojados por QEMSCAN. Minerales como apatito y yeso no fueron reconocidos en microscopía. En el caso del yeso posiblemente a su escasa abundancia (0.01%) y el apatito por observarse en tonos oscuros similares a otras fases y sin hábitos prismáticos claros. Ocurrió lo mismo con el clinopiroxeno, que por ser una fase escasa en ambas muestras (CAT M7 y CAT M10), con sólo un 2.32% y un 2.90%, no fue reconocido en microscopio. Este mineral posee características similares a los ortopiroxenos y olivinos, sobretodo, considerando que los hábitos difieren de los que comúnmente se observan en rocas terrestres.

La imagen QEMSCAN permitió observar de forma precisa la mineralogía que la lista SIP permite, sin embargo, los aspectos texturales no son claros debido a los colores falsos que muestra la imagen, esto afectó principalmente la clasificación de tipo petrológico que exige el reconocimiento de la integración cóndrulos-matriz con claridad. Particularmente la muestra CAT M10, como se observó en el capítulo de resultados, muestra venillas que atraviesan todo el corte transparente pulido, esto observado claramente en luz polarizada plana y nícoles paralelos. Estas venillas son evidencia importante de metamorfismo de choque, ya que corresponden a venas de fundido silicatado. Sin embargo, estas texturas no se aprecian en el mapa falso color QEMSCAN, donde sólo se observa una matriz de silicatos (principalmente olivino), lo que ignora la existencia de estas venillas. Lo mismo ocurre con las gotas y venas de choque compuestos de troilita y silicatos, ya que, a pesar de reconocerse los metales con claridad, las texturas no se observan en el mapa mineralógico QEMSCAN.

En cuanto a meteorización terrestre, los oxi-hidróxidos de Fe en el dominio de vetillas fueron fácilmente reconocidos en la fotomicrografía SIAMS y en el microscopio convencional, sin embargo, el dominio intramineral y los halos alrededor de minerales opacos sólo se observaron bien en el mapa mineralógico QEMSCAN, lo que fue decisivo al momento de utilizar la clasificación de Wlotzka (1993) y los criterios de meteorización de Valenzuela (2011).

#### **5.4.4 Comparación de los 3 métodos petrográficos en base a resultados mineralógicos porcentuales de cada muestra.**

Como se observó en las tablas resúmenes 4.1 y 4.2 del Capítulo Resultados, QEMSCAN posee una fuerte ventaja sobre el contador digital de petrografía óptica y la mineralogía automatizada (SIAMS) tratada mediante ArcGIS, ya que reconoce una amplia gama de fases minerales que son obviadas muchas veces por similitudes de color en las imágenes ópticas, como es el caso de yeso, apatito y cromita. Los porcentajes arrojados por QEMSCAN para estas fases son bajos, sin embargo, son detectables. El olivino en la muestra CAT M7 posee porcentajes en QEMSCAN y microscopía convencional relativamente similares (diferencia <8%), mientras que en comparación con el mapa falso color ArcGIS (de SIAMS) la diferencia se eleva en un 16%. Para el caso de la muestra CAT M10 el olivino posee una diferencia  $\approx 6\%$  entre microscopía convencional y QEMSCAN, mientras que en comparación con el mapa falso color ArcGIS (SIAMS) posee una diferencia de 13% (en relación a QEMSCAN) En porcentajes de piroxenos, la suma de clinopiroxeno más ortopiroxeno es relativamente similar para ambas muestras comparando los resultados QEMSCAN y microscopía convencional (diferencia <5%), no ocurre así en el mapa falso color ArcGIS (SIAMS), donde la diferencia es de casi 14% y 20% para las muestras CAT M7 y CAT M10, respectivamente. Además de lo anterior, para el caso de la imagen falso color (SIAMS) esta no distingue entre clinopiroxeno y ortopiroxeno, lo que en meteorítica es importante considerando la prevalencia de ortopiroxeno.

En el caso de los minerales metálicos de Fe (troilita y kamacita) en ambas muestras los tres métodos arrojan porcentajes con menos de 1.5% de diferencia. Algo similar ocurre en la muestra CAT M7 con los porcentajes de oxi-hidróxidos de Fe, donde los valores de la imagen falso color (SIAMS) y la imagen QEMSCAN son semejantes con una diferencia <0.7%, mientras que el contador digital de microscopio convencional supera levemente a los dos métodos anteriores. La muestra CAT M10 muestra su mayor diferencia en los oxi-hidróxidos de Fe donde los 3 métodos muestran porcentajes que comprenden entre los 2.52% (mapa QEMSCAN), 6.20% (microscopía óptica) y 14.77% (imagen SIAMS), mostrando este último un valor considerablemente alto de óxidos. El valor elevado de óxidos mostrados por el mapa falso color ArcGIS (SIAMS) en la muestra CAT M10 se

debe principalmente a la presencia de grandes venas de fundido que atraviesan todo el corte. Estas venas se observan de color negro o pardo en luz polarizada plana, obligando al software ArcGIS a identificarlo como óxidos de forma errada. Es importante destacar que la cromita es reconocible únicamente en QEMSCAN, mientras que en microscopía no fue diferenciada de óxidos de Fe. El vidrio no fue reconocido mediante la imagen automatizada SIAMS, pero sí se estiman porcentajes mediante el contador de forma manual, donde la diferencia con los resultados QEMSCAN es de un  $\approx 2.5\%$  para ambas muestras, siendo mayor el valor obtenido de la imagen QEMSCAN.

Finalmente, los porcentajes de porosidad son similares por los 3 métodos para ambas muestras, exceptuando una sobreestimación de los poros de la muestra CAT M7 mediante microscopía óptica y el conteo manual.

## 6. CONCLUSIONES

Los meteoritos estudiados provenientes del Desierto de Atacama corresponden a muestras de condritos ordinarios pertenecientes al grupo LL. La muestra CAT M7 fue clasificada con un tipo petrológico 4, un estado de choque  $\geq S2$  y un grado de meteorización terrestre W2. La muestra CAT M10 se caracteriza por un tipo petrológico 5, un estado de choque S5 y un grado de meteorización terrestre W2.

La clasificación realizada se basó en parámetros petrográficos, principalmente mineralogía y textura. Las interpretaciones petrográficas se realizaron a partir de observación en microscopios ópticos, fotomicrografías de SIAMS y mapas mineralógicos QEMSCAN (en falso color). Las fotomicrografías SIAMS fueron la base para la aplicación de clasificación supervisada por parte del software ArcGIS. El resultado fue un mapa en falso color con las fases reconocidas, olivino y piroxeno, además de componentes como poros y minerales opacos. Con todos estos elementos se pudo determinar el tipo petrológico, estado de choque y grado de meteorización. Sin embargo, con alto grado de subjetividad, sujeto a las importantes interpretaciones basadas únicamente en aspectos ópticos y texturales.

El tipo petrológico 4 para la muestra CAT M7 se determinó por la existencia de vidrio isotrópico en cóndrulos, una matriz transparente y textura condritica muy definida. La muestra CAT M10 mostró un tipo petrológico mayor (5) por la desvitrificación (ausencia de vidrio opaco), matriz recristalizada y cóndrulos pobremente definidos.

El estado de choque asociado a cada muestra fue basado en las características descritas por Stöffler y otros (1991), como la extinción de los cristales, la existencia de fracturas planares (o irregulares), además de la formación de características típicas de rangos de presión y temperatura específicos, como son las gotas, venas o bolsones de fundido, y venas de choque. Esto se determinó utilizando las fotomicrografías SIAMS y observando los cortes transparentes pulidos en microscopio. En luz reflejada, se pudo observar texturas claves como la presencia de venas de fundido en la muestra M10, interconectadas con bolsones y gotas de fundido. En microscopio óptico fue posible describir las extinciones de los diferentes minerales, además de observar la geometría de sus fracturas, lo que es crucial para reconocer efectos de choque. El mapa mineralógico QEMSCAN permite tener una mineralogía detallada basada en parámetros químicos e intensidades de *peaks* asociadas a una

lista SIP predeterminada. Sin embargo, los rasgos texturales como cóndrulos, vetillas o fracturas pueden ser ignorados por el falso color. Un ejemplo son las venas de fundido que caracterizan a la muestra CAT M10, no observadas en el mapa QEMSCAN, pero muy notorias en microscopía.

El grado de meteorización terrestre fue determinado en base al porcentaje, textura y ocurrencia de los minerales secundarios, en este caso, la presencia de oxi-hidróxidos de Fe y yeso. Para ambas muestras, las vetillas fueron observadas en luz polarizada plana, rellenas de óxidos de color anaranjado en nícoles paralelos y de color grisáceo con moderado relieve en nícoles cruzados. El dominio de halos alrededor de opacos e intramineral, no pudo observarse con claridad en luz polarizada plana, esto por la similar opacidad entre oxi-hidróxidos de Fe y de otros minerales metálicos (troilita, kamacita). En luz reflejada, la alta reflectividad de minerales como kamacita y troilita, difuminaron los bordes de sus propios cristales ocultando la presencia de minerales de oxidación terrestre en sus bordes. La imagen QEMSCAN, al no contar con propiedades ópticas y basar sus resultados en química, permite observar el reemplazo incipiente a moderado para ambas muestras de estudio. El contraste de colores permitió identificar con facilidad los dominios de meteorización predominantes en la muestra CAT M7 y CAT M10. Además, fases no identificadas con microscopía como el yeso o apatito, fueron detectadas bajo el equipo QEMSCAN, lo que hace más certera la descripción mineralógica de la muestra.

Con la imagen en falso color resultante tras el tratamiento de las imágenes SIAMS en luz polarizada plana (mapa ArcGIS), a pesar de observarse un contraste entre minerales como olivinos y piroxenos, los valores cuantitativos resultaron diferentes a las otras técnicas. Ambos silicatos son difíciles de identificar con exactitud en microscopía. Sin embargo, para las muestras de estudio, las firmas espectrales de cada mineral eran inicialmente distinguibles a nivel de color de píxel, obteniéndose mapas bastante aceptables en comparación al mapa falso color QEMSCAN. Sin embargo, en términos cuantitativos, los resultados analizados a lo largo de los capítulos de este trabajo muestran diferencias considerables en comparación a los mapas mineralógicos QEMSCAN y microscopía convencional, al menos en la identificación de estos dos silicatos. Al contrario, minerales opacos y poros pueden ser identificados con facilidad. Las diferencias importantes radican principalmente en olivinos y piroxenos considerando, además, que ArcGIS no diferencia clinopiroxeno de ortopiroxeno.



El uso de softwares con herramientas de análisis de imágenes, como es el caso de ArcGIS y software de edición gráfica, permiten obtener el máximo de información petrográfica que puede arrojar la microscopía. Herramientas de análisis espacial y clasificación supervisada aportadas por el software ArcGIS, permitieron evaluar de forma crítica los resultados del mapa mineralógico QEMSCAN y la similitud entre porcentajes mineralógicos y rasgos texturales presentes en las muestras. Sin embargo, el cálculo de las firmas espectrales de cada mineral está sujeto a parámetros propios de la fotomicrografía, los que pueden ser ajustados dependiendo de la muestra. Ejemplos de estos parámetros son el contraste, brillo, saturación entre otros. El software de edición gráfica permite el tratamiento de imágenes de alta resolución, además de cálculos de porcentaje areal, esencial en la obtención de una mineralogía cuantitativa comparable con los resultados QEMSCAN.

En términos cuantitativos de mineralogía para la muestra CAT M7 los valores porcentuales obtenidos para piroxenos, olivino, oxi-hidróxidos, troilita, kamacita, además de poros son consistentes entre microscopía convencional y los porcentajes obtenidos de QEMSCAN, mientras que los porcentajes obtenidos mediante imagen falso color SIAMS (automatizada mediante ArcGIS) son variables, esto debido a la dependencia de los píxeles de color, altamente susceptibles a las propiedades de la fotomicrografía original. Para la muestra CAT M10 ocurren correlaciones similares entre métodos, excepto para los porcentajes de oxi-hidróxidos, donde el valor obtenido de forma automatizada con ArcGIS supera por un  $\approx 12\%$  lo obtenido en QEMSCAN. Esto asociado a la existencia de venas de fundido que atraviesan el condrito con colores semejantes a óxidos y son contrastantes con la matriz pero que poseen composiciones reales silicatadas. En este caso es importante complementar las imágenes ya que las venas de fundido silicatado son esenciales en la clasificación de estado de choque, y obviar su existencia (como en la imagen QEMSCAN) lleva a errores texturales y de clasificación.

Para la clasificación de un meteorito, la microscopía es una herramienta fundamental en la identificación de características determinantes. El uso de fotomicrografías SIAMS permite observar el esquema completo de un corte transparente pulido, esencial, por ejemplo, en la determinación del tipo petrológico, basado en la relación cóndrulo-matriz a lo largo de toda la muestra. Lo anterior, sumado al dinamismo de observar propiedades ópticas tanto en nícoles paralelos como nícoles cruzados, como son el pleocroísmo, birrefringencia o extinción en luz

polarizada plana (para fases silicatadas), y reflectividad, birreflectancia y anisotropía en luz reflejada (para fases opacas), permite un análisis integrado de cada meteorito. Con estas características, el tipo petrológico y el metamorfismo de choque pueden ser determinados de forma relativa. El complemento de clasificación supervisada de ArcGIS, a pesar de ser una herramienta importante, tiene diferencias cuantitativas considerables que opacan su aplicación futura en clasificación mineralógica. Aun así, permite observar en falso color, rasgos texturales que pueden ser irrelevantes en la clasificación. Los mapas mineralógicos QEMSCAN son de gran relevancia a la hora de clasificar meteoritos con gran precisión y exactitud. Muestran en falso color la mineralogía detallada y permite conocer los porcentajes de las especies. Sin embargo, estos resultados dependerán de la lista SIP utilizada. En cuanto a rasgos texturales, QEMSCAN reconoce de forma vaga texturas por ejemplo de metamorfismo de choque, eventos importantes en la caracterización de condritos, aunque esto puede simplemente observarse en microscopía convencional (o SIAMS).

Para una clasificación petrográfica certera de muestras de meteoritos es ideal entonces, el uso del equipo de mineralogía automatizada QEMSCAN en complemento con observaciones microscópicas convencionales. El aspecto mineralógico es aportado con mayor veracidad (sujeto a la lista SIP) por QEMSCAN, mientras que el microscopio convencional, aporta con precisión los rasgos texturales, indispensables, sobretodo, en las clasificaciones posteriores a formación de los meteoritos.

## 7. REFERENCIAS

- ANDERS, E. y GREVESSE, N., 1989. Abundances of elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **53**:197-214.
- BREARLEY, A. J. (2006). The Action of Water. Meteorites and the early solar system II. (Lauretta, D.S. y McSween, H.Y. editores). The University of Arizona: 587-624. Tucson.
- 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.
- BREARLEY, A. J. y JONES, R.H. 1998. Chondritic Meteorites. En: Papike, J.J. (Eds.). *Reviews in Mineralogy: Planetary Materials*. Washington, DC, Mineralogical Society of America, Vol. **36**, 398 pp.
- 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. 853-867. Tucson.
- CERVANTES, K., 2009. Estudio Petroológico de los condros de las meteoritas condriticas mexicanas Cuartaparte, Cosina y Nuevo Mercurio: Origen y evolución de dichas estructuras (Inédito). D. F., México, Universidad Nacional Autónoma de México. 196 pp.
- DODD, R.T. 1981. Meteorites: A petrological chemical síntesis. Cambridge University Press: 368 pp. Londres.
- FLORES, J. 2023. Evaluación de los alcances y limitaciones de la caracterización química y petrológica de condritos ordinarios mediante mineralogía automatizada QEMSCAN. . Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Concepción (Inédito).56-60. Concepción.
- GOLDSCHMIDT, V. 1938. Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente IX. Die Mengenverhältnisse der Elemente und der Atom-Arten. *Skrifter av det Norske Videnskabs Akademien i Oslo*, Skrifter no. 4.
- GROSSMAN, J. N., ALEXANDER, C. M. O., WANG, J. y BREARLEY, A. J., 2000. Bleached chondrules: Evidence for widespread aqueous processes on the parent asteroids of ordinary chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*, Vol. **35**: 467-486.
- GATTACCECA, J., ROCHETTE, P., DENISE, M., CONSOLMAGNO, G., y FOLCO, L. (2005). An impact origin for the foliation of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 234(3-4), 351-368.
- HUTCHISON, R. 2004. Meteorites: A petrologic, chemical and isotopic synthesis. Cambridge University Press: 511 pp. New York.
- JONES, R.H., 1996. FeO-rich, porphyritic olivine chondrules in unequilibrated ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **60**: 3115-3138.

- KEIL, K. y FREDRIKSSON, K. 1964. The iron, magnesium and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **69**: 3487-3515.
- 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., GOODRICH, 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.
- KALLEMEYN, G.W., RUBIN A.E., Wasson J.T. 1996. The compositional classification of chondrites VII: The R chondrite group. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**: 2243-2256.
- KROT, A.N., KEIL, K., SCOTT, E. R.D., GOODRICH, C.A. y WEISBERG, M.K. 2014. Classification of Meteorites and Their Genetic Relationships. *Treatise on Geochemistry*: 1-63.
- KROT, A. N., NAGASHIMA, K y YURIMOTO, H. 2004. Stardust silicates from primitive meteorites. *Nature*, 428(6986), 921-924.
- MASON, B., 1965. Feldspar in chondrites. *Science*, Vol. 148, 943 pp.
- MCSWEEN, J.Y. JR. 1999. *Meteorites and their Parent Planets*. Cambridge, Cambridge University. 310 pp.
- MCSWEEN JR, H. Y., y LABOTKA, T. C. 1993. Oxidation during metamorphism of the ordinary chondrites *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57. Vol. **5**:1105-1114.
- RUBIN, A. E. 1990. Kamacite and olivine in ordinary chondrites: Intergroup and intragroup relationships. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(5), 1217-1232. 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.
- RUBIN, A.E. 1997. Mineralogy of meteorite groups. *Meteoritics and 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.
- REVILLARD, A 2018 Caracterización de los condritos ordinarios chilenos: J352A, J3116, J650. Distribución de frecuencia de tamaño de los diferentes tipos de cóndrulos. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad Católica del Norte (Inédito): 120 pp. Antofagasta.
- SEARS, D.W.G., HASAN, F.A., BATCHELOR, J.D. y LU J. 1991. Chemical and physical studies of type 3 chondrites: XI. Metamorphism, pairing, and brecciation of ordinary chondrites. *Lunar Planetary Science Conference*. Vol. **21**:493-512.

- 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.
- 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., 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.
- ULLOA GONZÁLEZ, B. 2017. Clasificación y Caracterización del grado de metamorfismo de choque de tres condritos ordinarios del desierto de Atacama J3109, J657, J302. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 110 pp., Concepción.
- 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. Vázquez Mazzini Editores: 232 pp. Buenos Aires.
- 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.
- VAN SCHMUS, W.R. y WOOD, J.A. 1967. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **31**: 747-765.
- WASSON, J. 1985. Meteorites: Their Record of Solar System History. W. H. Freeman: 267 p. New York. Kallemeyn, G. W., & Wasson, J. T. (1981). The compositional classification of chondrites—I. The carbonaceous chondrite groups. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(7), 1217-1230.
- WLOTZKA, F. 1993. A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*. Vol. **28**: 460-460.
- WLOTZKA, F. (2005). Cr spinel and chromite as petrogenetic indicators in ordinary chondrites: Equilibration temperatures of petrologic types 3.7 to 6. *Meteoritics & Planetary Science*, Acta 40, Vol. **11**:1673-1702.
- 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.

## 8. ANEXOS

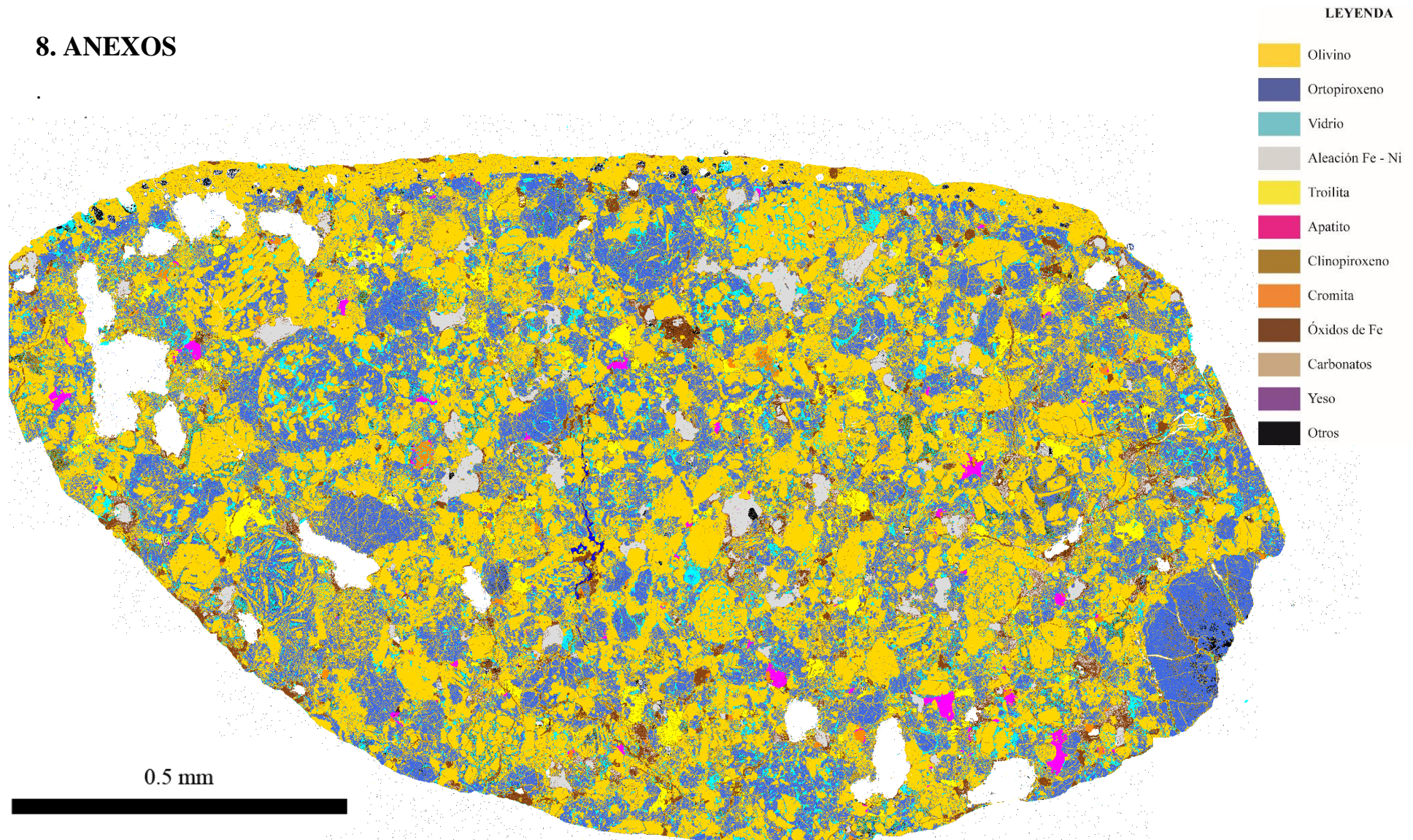


Figura 8.1: Mapa mineralógico QEMSCAN muestra CAT M7.

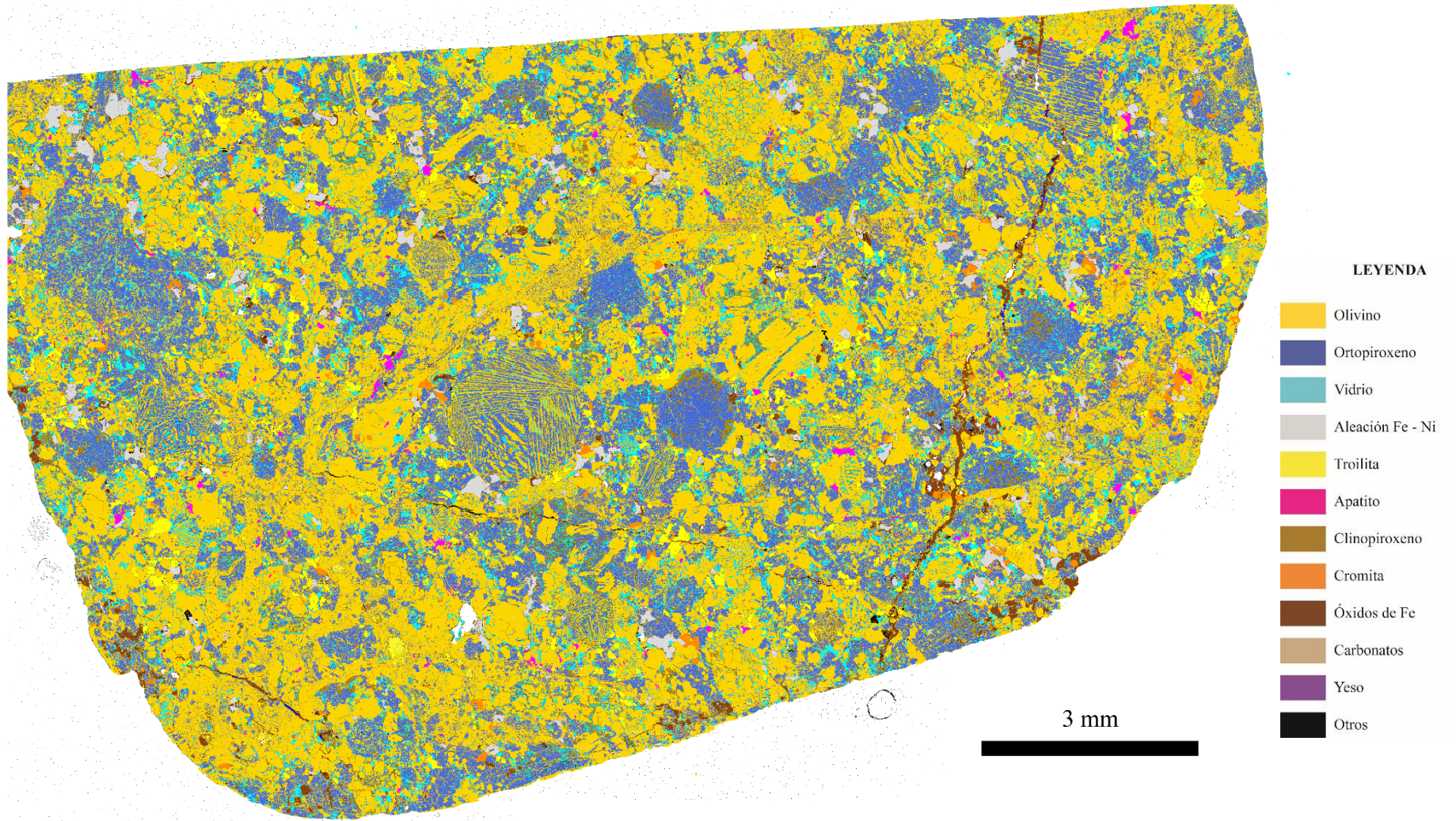


Figura 8.2: Mapa mineralógico QEMSCAN muestra CAT M10.



Figura 8.3: Fotomicrografía (SIAMS) de la muestra CAT M10 en luz polarizada plana y nícoles paralelos.



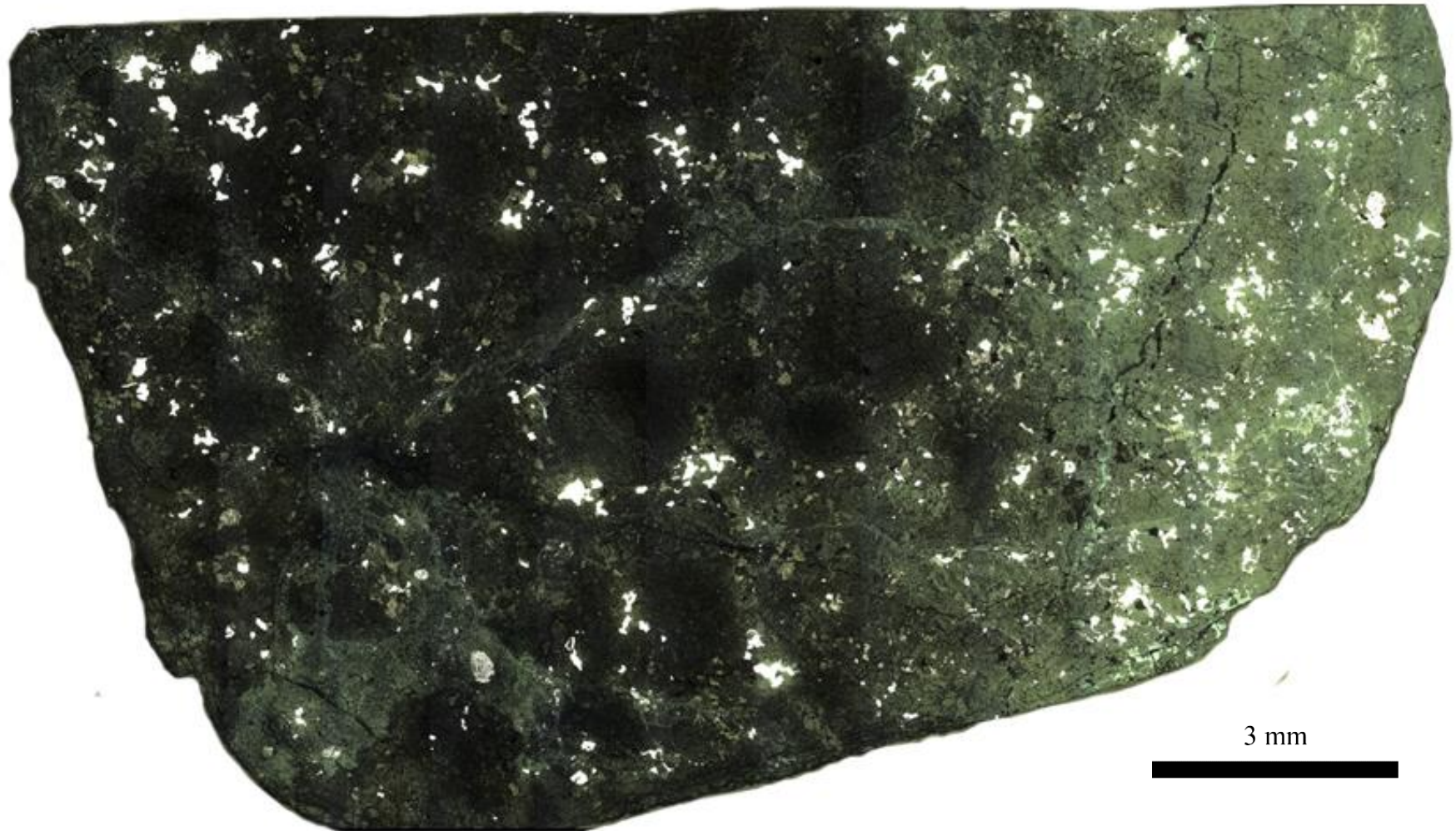


Figura 8.4: Fotomicrografía (SIAMS) de la muestra CAT M10 en luz reflejada y nícoles paralelos.

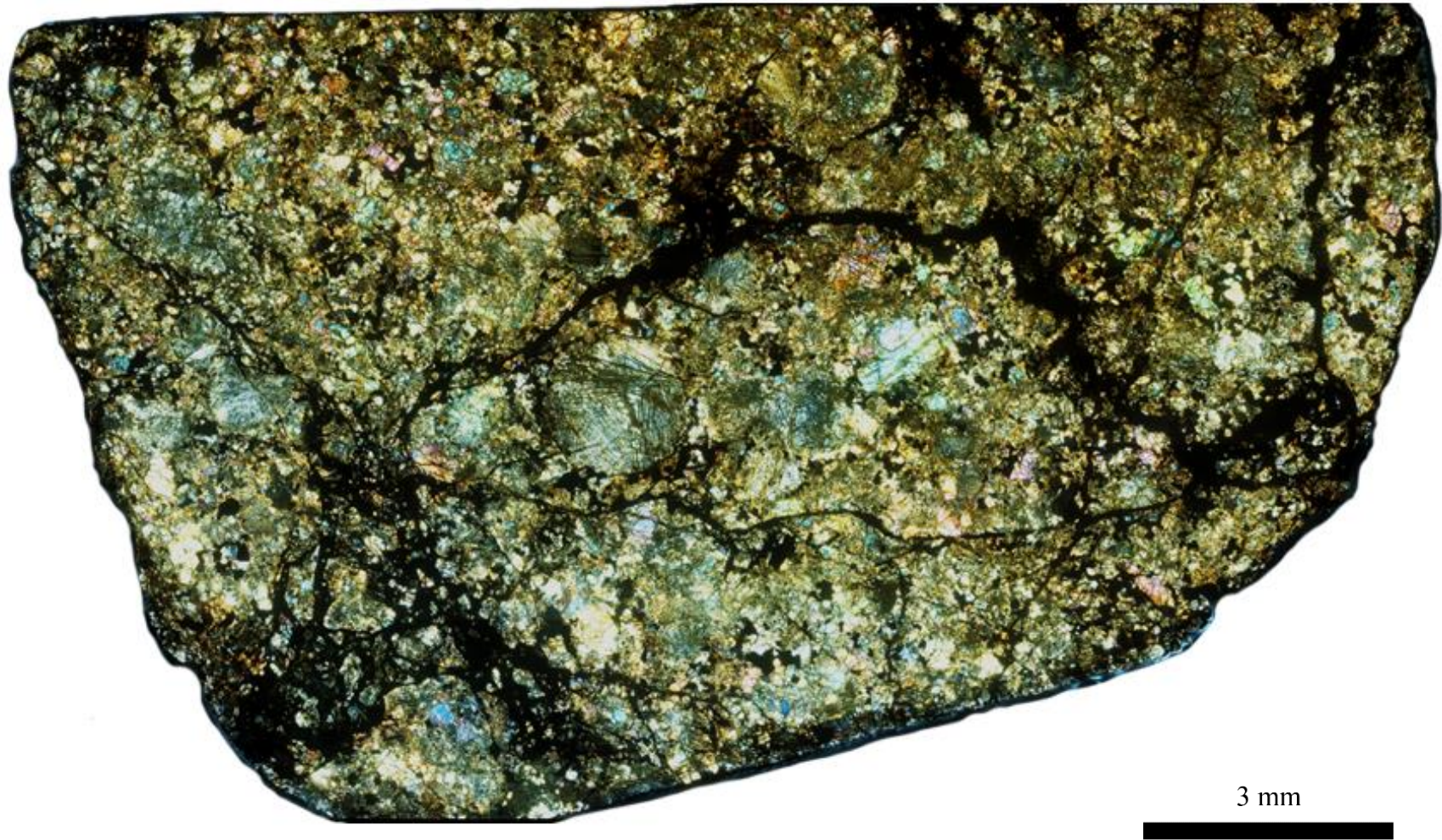


Figura 8.5: Fotomicrografía (SIAMS) de la muestra CAT M10 en luz polarizada plana y nícoles cruzados.



**Figura 8.6: Fotomicrografía (SIAMS) de la muestra CAT M7 en luz polarizada plana y nícoles paralelos.**

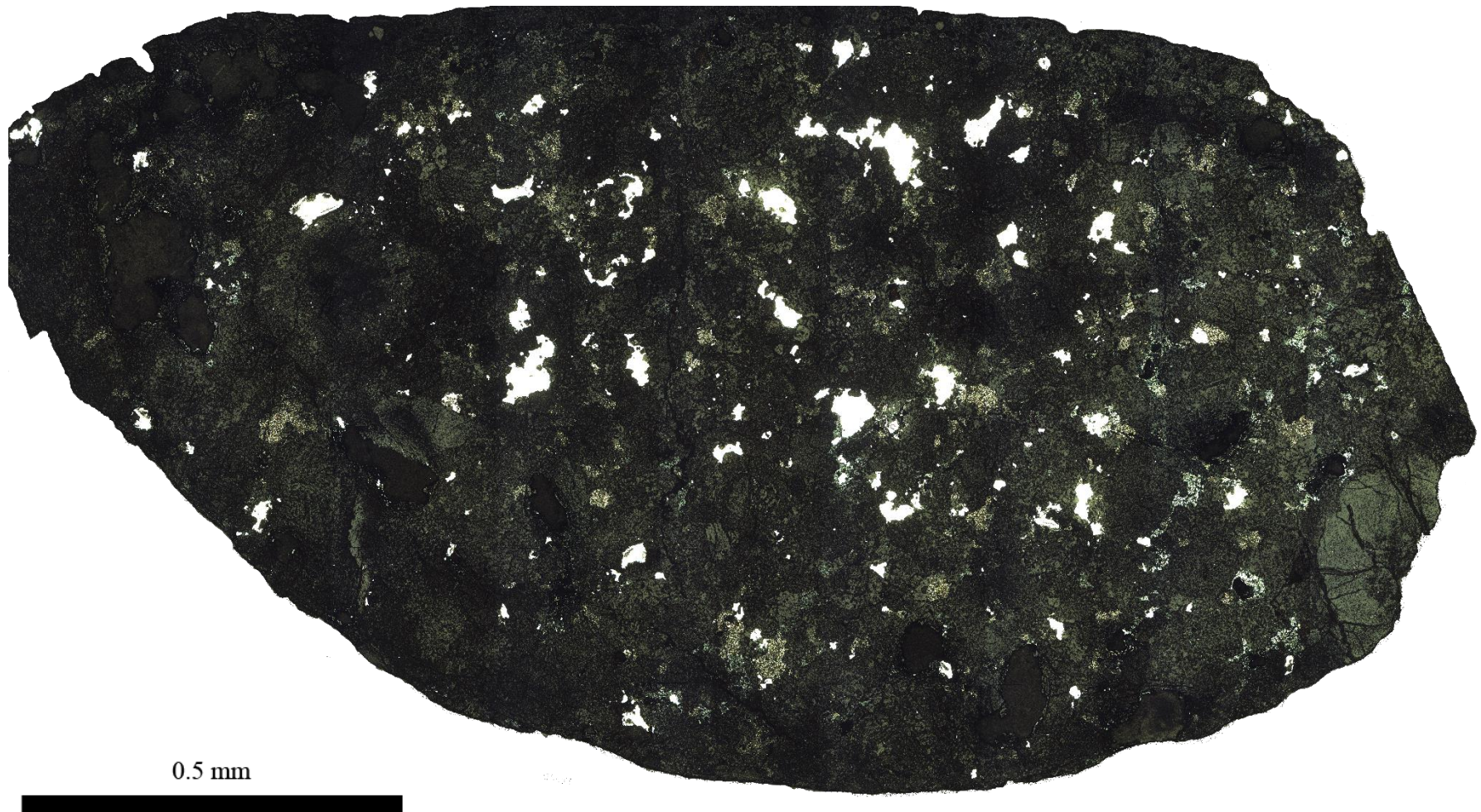


Figura 8.7: Fotomicrografía (SIAMS) de la muestra CAT M7 en luz reflejada y nícoles paralelos.

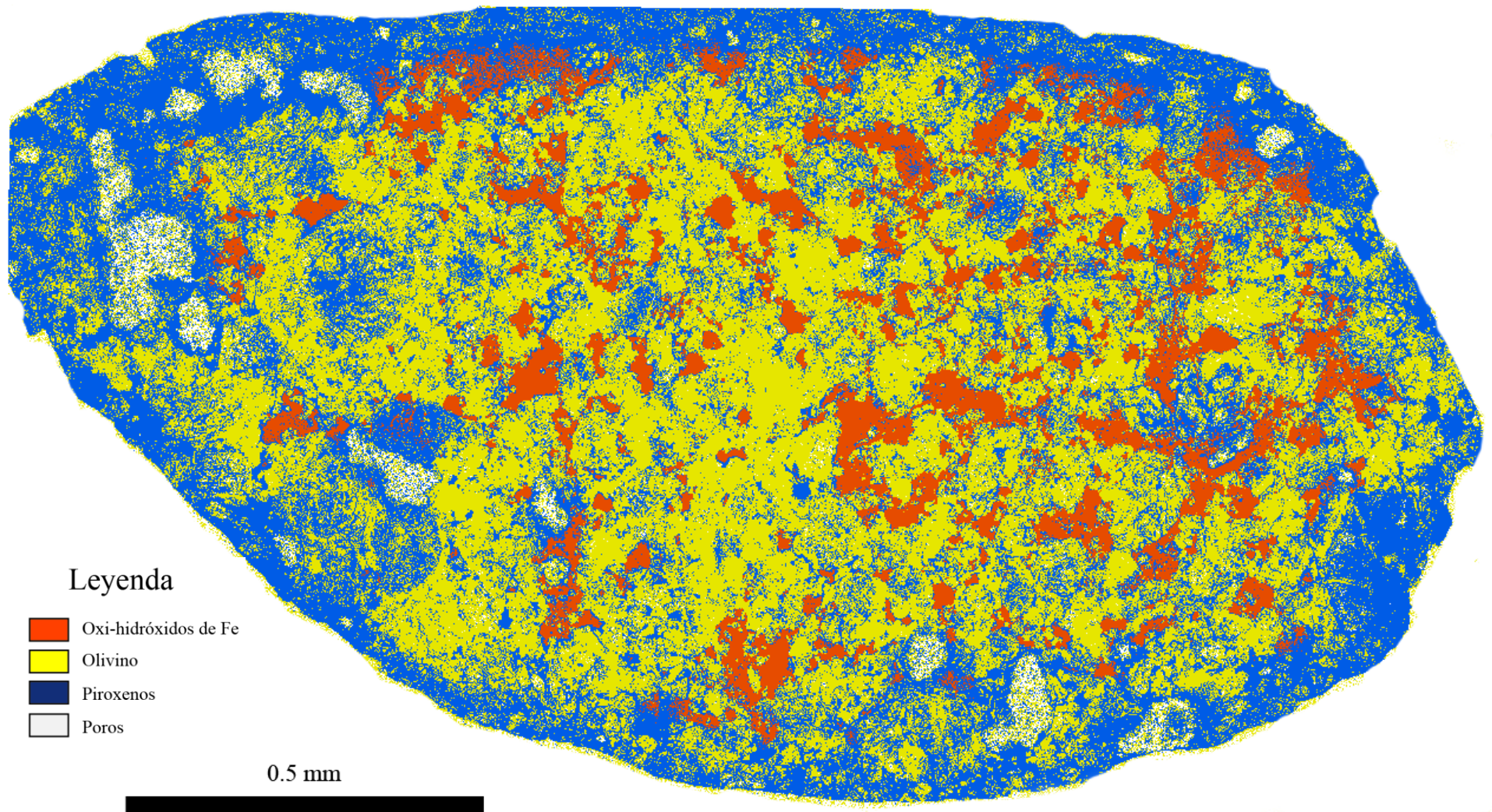


Figura 8.8: Mapa falso color resultante de ArcGIS de la muestra CAT M7.

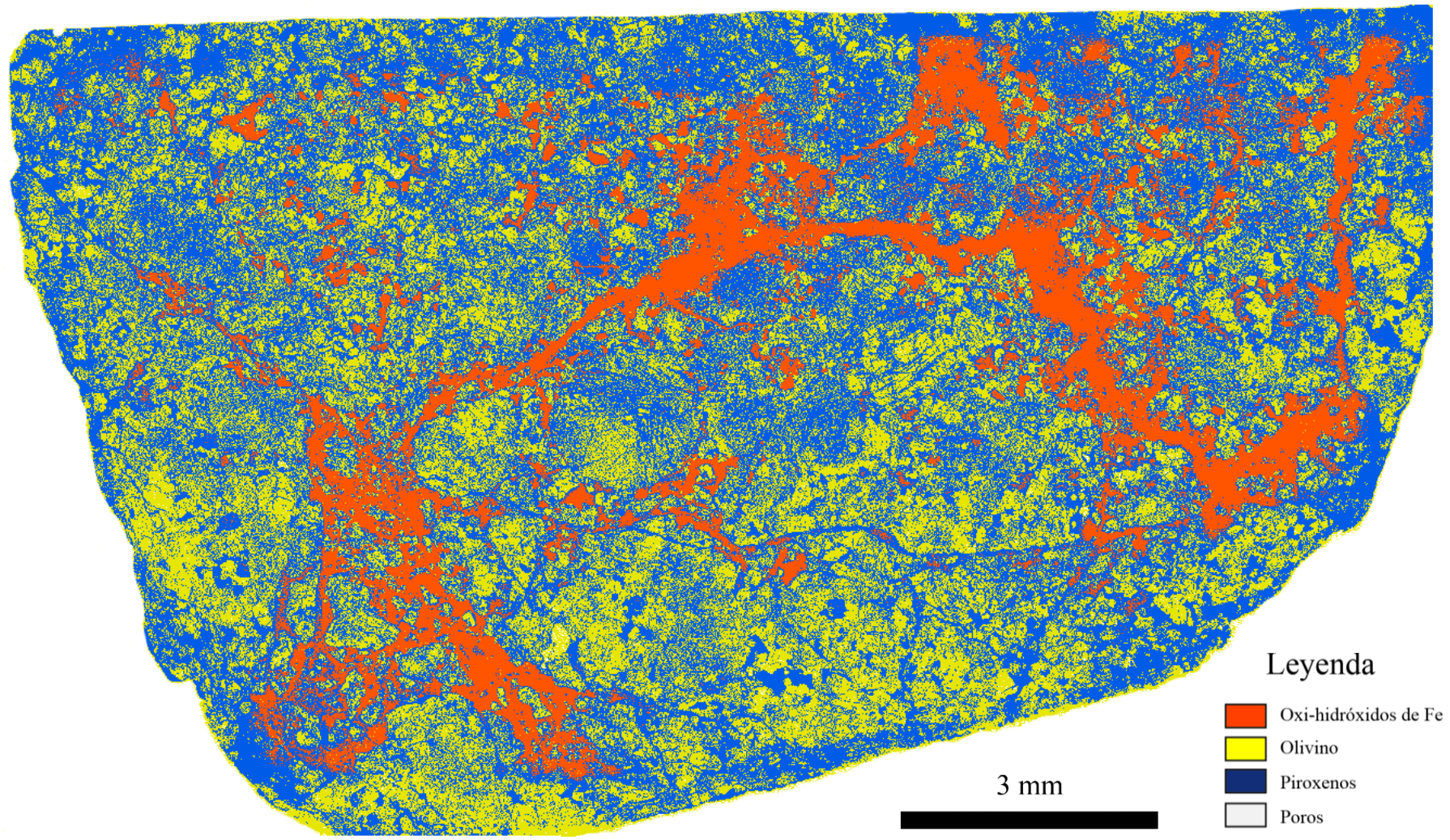
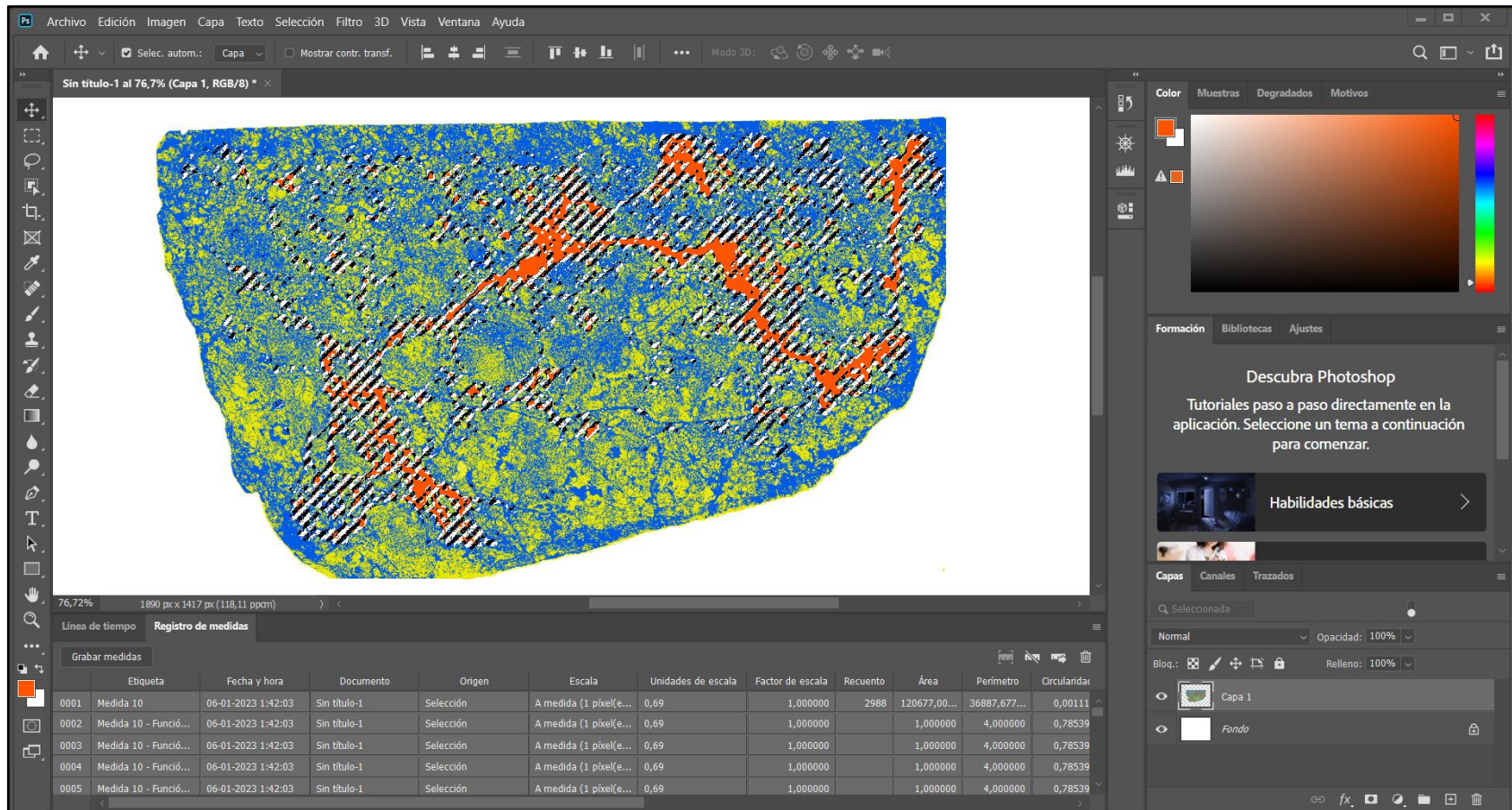


Figura 8.9: Mapa falso color resultante de ArcGIS de la muestra CAT M10.



**Figura 8.10: Cálculo de porcentaje mineralógico en mapas falso color (ArcGIS) utilizando software de edición gráfica.**

**Tabla 8.1: Valores QEMSCAN en porcentaje de masa elemental para las muestras CAT M7 v CAT M10. Obtenidos mediante el tratamiento de datos de Flores (2023).**

Masa elemental (%)	CAT M7	CAT M10
Ag	0.00	0.00
Al	0.98	1.03
As	0.00	0.00
Au	0.00	0.00
B	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00
Bi	0.00	0.00
C	0.00	0.00
Ca	1.17	1.07
Ce	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00
Co	0.00	0.00
Cr	0.74	0.81
Cu	0.00	0.00
F	0.00	0.00
Fe	23.19	22.63
H	0.05	0.03
K	0.01	0.01
La	0.00	0.00
Li	0.00	0.00
Mg	15.04	15.63
Mn	0.07	0.14
Mo	0.00	0.00
Na	0.11	0.11

Masa elemental (%)	CAT M7	CAT M10
Nd	0.00	0.00
Ni	0.26	0.19
O	38.16	38.17
P	0.19	0.07
Pb	0.00	0.00
S	0.75	0.76
Sb	0.00	0.00
Se	0.00	0.00
Si	18.30	18.44
Sn	0.00	0.00
Te	0.00	0.00
Th	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00
U	0.00	0.00
Y	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00
Zr	0.00	0.00



**Tabla 8.2: Valores QEMSCAN en porcentaje de masa mineral para las muestras CAT M7 y CAT M10. Obtenidos mediante el tratamiento de datos de Flores (2023).**

Masa mineral (%)	CAT M7	CAT M10
C#01 - Ap	0.94	0.38
C#02-Crom	1.67	1.82
C#03Q - CPx	2.32	2.90
C#04-ox-hidr Fe	4.59	2.52
C#06-vidrio	4.89	5.15
C#05 - Fe sulfuro	4.09	4.53
C#05a - Fe metal	4.76	3.92
En 90	0.00	0.00
En 87	0.00	0.00
En 80	0.00	0.00
En 75	22.45	19.84
En 70	0.00	0.00
En 60	0.00	0.00
En 50	0.84	0.22
C#07 - Mg OPx	7.18	6.53
Fo 90	0.03	0.00
Fo 80	17.27	9.08
Fo 70	15.32	31.83
Fo 60	1.18	0.72
Fo 50	0.77	0.30
Fo 40	0.69	0.20
Fo 30	0.25	0.07
Fa	0.47	0.12
C#08 - Olivino	9.71	9.42
Yeso	0.01	0.01
Carbonatos	0.00	0.00
Otros	0.56	0.45
C#04	0.00	0.00
C#06	0.00	0.00
Apatito-Qtz interfaz	0.00	0.00
Apatito-Albita interfaz	0.00	0.00
Apatito-Feldespató K interfaz	0.00	0.00
Apatito en Ilmenita	0.00	0.00