



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



# **EVALUACIÓN DEL USO DE QEMSCAN® COMO HERRAMIENTA DE MINERALOGÍA AUTOMATIZADA PARA LA CLASIFICACIÓN DE DOS CONDRIOS ORDINARIOS Y LOS ALCANCES E IMPORTANCIA EN LA ELECCIÓN DE LA LISTA SIP**

**Memoria para optar al Título de Geóloga**

**Thania Ester Beltrán Luna**

**Profesor Patrocinante:** Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo  
**Profesional Guía:** Dra. Edith Millarca Valenzuela Picón  
**Profesores Comisión:** Dr. Alexey Novoselov  
Dr. Mauricio Esteban Espinoza Vargas

**Concepción, 2024**

*Dedicado a ti, que nunca dejaste de creer en mí.*

# ÍNDICE

	Página
<b>RESUMEN</b> .....	
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
<b>1.1. Objetivos</b> .....	<b>3</b>
1.1.1. Objetivo general .....	3
1.1.2. Objetivos específicos .....	3
<b>1.2. Antecedentes generales</b> .....	<b>3</b>
1.2.1. Material de estudio .....	3
1.2.2. Fisiografía .....	5
1.2.3. Antecedentes climáticos .....	6
<b>1.3. Metodología de trabajo</b> .....	<b>8</b>
1.3.1. Etapa preliminar .....	8
1.3.2. Etapa de laboratorio y análisis .....	9
1.3.3. Etapa de interpretación de datos y redacción .....	9
<b>1.4. Trabajos anteriores</b> .....	<b>10</b>
<b>1.5. Agradecimientos</b> .....	<b>12</b>
<b>2. MARCO TEÓRICO</b> .....	<b>14</b>
<b>2.1. Meteoritos</b> .....	<b>14</b>
2.1.1. Generalidades .....	14
2.1.2. Clasificación .....	15
<b>2.2 Meteoritos condriticos</b> .....	<b>16</b>
2.2.1. Características químicas y clasificación .....	16
<b>2.3. Condritos ordinarios</b> .....	<b>20</b>
2.3.1. Clasificación .....	20
2.3.2. Mineralogía .....	24
2.3.3. Componentes principales .....	26
2.3.3.1. Cóndrulos .....	26
2.3.3.2. Fe-Ni metálico y sulfuro de Fe .....	29
2.3.3.3. Matriz .....	29
2.3.4. Metamorfismo y estado de choque .....	30
2.3.5. Meteorización terrestre .....	34
2.2.4.1. Generalidades .....	34
2.2.4.2. Meteorización en condritos ordinarios .....	35
2.2.4.3. Clasificación .....	37
2.2.4.4. Importancia del estudio de la meteorización en meteoritos .....	38
<b>3. METODOLOGÍA Y ANÁLISIS QEMSCAN®</b> .....	<b>40</b>

<b>3.1. Generalidades</b> .....	<b>40</b>
<b>3.2. Funcionamiento</b> .....	<b>41</b>
3.2.1. Modos analíticos: <i>Field Scan</i> .....	42
<b>3.3. Características del análisis QEMSCAN® para este trabajo</b> .....	<b>43</b>
<b>3.4. Aplicaciones y usos de QEMSCAN®</b> .....	<b>45</b>
<b>4. RESULTADOS</b> .....	<b>46</b>
<b>4.1. Resultados QEMSCAN®</b> .....	<b>46</b>
4.1.1. Resultados geoquímicos .....	46
4.1.2. Resultados mineralógicos .....	47
4.1.2.1. Aporte elemental en fases minerales .....	49
4.1.3. Composición del olivino y piroxeno .....	50
4.1.3.1. Análisis puntuales semicuantitativos EDS .....	51
4.1.4. Mapas mineralógicos QEMSCAN® .....	53
<b>4.2. Descripción microscópica</b> .....	<b>62</b>
4.2.1. Meteorito PAMPA-A .....	62
4.2.1.1. Cóndrulos .....	62
4.2.1.2. Matriz .....	62
4.2.1.3. Mineralogía primaria .....	64
4.2.2. Meteorito RM-03(a) .....	64
4.2.2.1. Cóndrulos .....	64
4.2.2.2. Matriz .....	66
4.2.2.3. Mineralogía primaria .....	66
4.2.3. Meteorito RM-03(b) .....	67
4.2.3.1. Cóndrulos .....	67
4.2.3.2. Matriz .....	68
4.2.3.3. Mineralogía primaria .....	69
<b>4.3. Evidencias de metamorfismo de choque</b> .....	<b>70</b>
4.3.1. Meteorito PAMPA-A .....	70
4.3.2. Meteorito RM-03(a) .....	72
4.3.3. Meteorito RM-03(b) .....	74
<b>4.4. Evidencias de meteorización terrestre</b> .....	<b>76</b>
4.4.1. Meteorito PAMPA-A .....	77
4.4.2. Meteorito RM-03(a) .....	79
4.4.3. Meteorito RM-03(b) .....	81
<b>5. DISCUSIÓN</b> .....	<b>84</b>
<b>5.1. Clasificación química</b> .....	<b>84</b>
5.1.1. Grupo químico .....	84
5.1.1.1. Lista SIP 1 .....	84
5.1.1.2. Lista SIP 2 .....	85

5.1.1.3. Lista SIP 3 .....	89
5.1.1.4. Resumen .....	95
5.1.2. Tipo petrológico .....	98
5.1.2.1. Composición del olivino .....	99
5.1.2.1.1. Meteorito PAMPA-A .....	99
5.1.2.1.2. Meteorito RM-03 .....	99
5.1.2.2. Estado estructural de piroxenos de bajo Ca .....	100
5.1.2.2.1. Meteorito PAMPA-A .....	100
5.1.2.2.2. Meteorito RM-03 .....	100
5.1.2.3. Presencia y tamaño de feldespatos .....	101
5.1.2.4. Vidrio en cóndrulos .....	101
5.1.2.5. Contenido de Ni en minerales metálicos .....	101
5.1.2.6. Contenido de Ni en minerales sulfurados .....	102
5.1.2.7. Textura (integración cóndrulos-matriz) .....	102
5.1.2.7.1. Meteorito PAMPA-A .....	102
5.1.2.7.2. Meteorito RM-03 .....	103
5.1.2.8. Contenidos de C y H <sub>2</sub> O .....	103
5.1.2.9. Resumen .....	104
<b>5.2. Estado de choque .....</b>	<b>104</b>
5.2.1. Meteorito PAMPA-A .....	105
5.2.2. Meteorito RM-03 .....	106
<b>5.3. Grado de meteorización terrestre .....</b>	<b>106</b>
5.3.1. Meteorito PAMPA-A .....	107
5.3.2. Meteorito RM-03 .....	108
<b>5.4. Comparación de resultados entre las listas SIP: alcances e importancia en su elección .....</b>	<b>109</b>
<b>5.5. Comparación de los resultados obtenidos con las clasificaciones previas de ambos meteoritos .....</b>	<b>111</b>
<b>5.6. Evaluación del uso de QEMSCAN® para la clasificación de condritos ordinarios: ventajas y desventajas .....</b>	<b>113</b>
<b>6. CONCLUSIONES .....</b>	<b>115</b>
<b>7. REFERENCIAS .....</b>	<b>119</b>
<b>ANEXOS.....</b>	

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
1. 1.	Mapa de ubicación donde fueron recolectadas las muestras .....	4
1. 2.	Mapa de las unidades geomorfológicas que componen la fisiografía de la zona de estudio .....	6
2. 1.	Clasificación básica o primaria de meteoritos y sus orígenes .....	16
2. 2.	Clasificación de los meteoritos condriticos .....	21
2. 3.	Gráfico de comparación de las razones Mg/Si, Al/Si y Fe/Si para meteoritos condriticos .....	22
2. 4.	Gráfico de comparación de las razones Fe <sup>0</sup> /Fe y Fe/SiO <sub>2</sub> para meteoritos condriticos .....	23
2. 5.	Esquema que relaciona los tipos petrológicos con la alteración acuosa y el metamorfismo termal para condritos .....	23
2. 6.	Gráfico de comparación entre las razones de Fayalita (mol%) y Fe <sup>0</sup> /Fe (atómico) para los grupos de condritos ordinarios H, L y LL .....	26
2. 7.	Gráfico de comparación en el contenido de Fe entre Fs (mol%) (FeSiO <sub>3</sub> ), en piroxenos de bajo Ca y Fa (mol%) (Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> ) en olivinos para los grupos de condritos ordinarios equilibrados .....	27
2. 8.	Gráfico de distribución de Ni y Fe total (Fe tot) y Fe metálico (Fe <sup>0</sup> ) en condritos ordinarios de grupos L y LL .....	28
2. 9.	Resumen esquemático de los distintos tipos y abundancias relativas de las características del metamorfismo de choque que componen la clasificación en base a los minerales opacos de Bennet y McSween (1996) .....	34
3. 1.	Representación esquemática del proceso de mineralogía automatizada QEMSCAN® .....	42
3. 2.	Diagrama explicativo del proceso de generación de imágenes en el modo Field Scan .....	44
4. 1.	Mapa mineralógico QEMSCAN® obtenido a partir de la lista SIP 1 para la muestra PAMPA-A .....	56
4. 2.	Mapa mineralógico QEMSCAN® obtenido a partir de la lista SIP 1 para la muestra RM-03(b) .....	57
4. 3.	Mapa mineralógico QEMSCAN® obtenido a partir de la lista SIP 2 para la muestra PAMPA-A .....	58
4. 4.	Mapa mineralógico QEMSCAN® obtenido a partir de la lista SIP 2 para la muestra RM-03(b) .....	59
4. 5.	Mapa mineralógico QEMSCAN® obtenido a partir de la lista SIP 3 para la muestra PAMPA-A .....	60

4. 6.	Mapa mineralógico QEMSCAN® obtenido a partir de la lista SIP 3 para la muestra RM-03(b) .....	61
4. 7.	Fotomicrografías de distintos tipos de cóndrulos de la muestra PAMPA-A .....	63
4. 8.	Fotomicrografías de distintos tipos de cóndrulos de la muestra RM-03(a) .....	65
4. 9.	Fotomicrografías de distintos tipos de cóndrulos de la muestra RM-03(b) .....	68
4. 10.	Fotomicrografías de evidencias del efecto de metamorfismo de choque en la muestra PAMPA-A .....	71
4. 11.	Fotomicrografías de venas de choque en la muestra RM-03(a) .....	72
4. 12.	Fotomicrografías de troilita policristalina en la muestra RM-03(a) .....	72
4. 13.	Fotomicrografías de bolsillos de fundido en la muestra RM-03(a) .....	73
4. 14.	Fotomicrografías de evidencias de fracturamiento planar y extinción ondulosa en olivinos en la muestra RM-03(a) .....	74
4. 15.	Fotomicrografías de troilita policristalina y bolsillo de fundido en la muestra RM-03(b) .....	75
4. 16.	Fotomicrografías de extinción ondulosa y fracturamiento irregular en cristales de olivino en la muestra RM-03(b) .....	76
4. 17.	Diferencia de concentración en la meteorización en la muestra PAMPA-A .....	78
4. 18.	Fotomicrografías de evidencias de meteorización en silicatos de la muestra PAMPA-A .....	79
4. 19.	Fotomicrografías de evidencias de meteorización en fases opacas de la muestra RM-03(a) .....	80
4. 20.	Fotomicrografías de evidencias de meteorización en fases silicatadas de la muestra RM-03(a) .....	81
4. 21.	Fotomicrografías de venas de meteorización en la muestra RM-03(b) ...	82
4. 22.	Fotomicrografías de meteorización mediante halos en opacos en la muestra RM-03(b) .....	83
5. 1.	Gráfico de clasificación para grupo químico en condritos ordinarios equilibrados, en base a contenidos de Fe, expresados en % molar de fayalita (Fa) para el olivino y ferrosilita (Fs) para el piroxeno bajo en Ca, a partir de los resultados obtenidos en el análisis EDS .....	86
5. 2.	Gráfico de clasificación de condritos según las razones (a) Mg/Si vs Al/Si y (b) Mg/Si vs Fe/Si obtenidos a partir de los resultados de la lista SIP 2 .....	87
5. 3.	Gráfico de clasificación de condritos según las razones Fe <sup>0</sup> /Fe vs Fe/SiO <sub>2</sub> .....	90
5. 4.	Gráfico de clasificación de condritos según las razones (a) Mg/Si vs Al/Si y (b) Mg/Si vs Fe/Si obtenidos a partir de los resultados de la lista SIP 3 .....	91

5. 5.	Gráfico de clasificación de condritos según las razones Fe <sup>0</sup> /Fe vs Fe/SiO <sub>2</sub> , a partir de los resultados obtenidos con la lista SIP 3 .....	93
5. 6.	Gráfico de clasificación de condritos ordinarios según las razones Fa (mol %) vs Fe <sup>0</sup> /Fe a partir de los resultados obtenidos de la lista SIP 3...	96
5. 7.	Gráfico de clasificación para grupo químico en condritos ordinarios equilibrados, en base a contenidos de Fe, expresados en % molar de fayalita (Fa) para el olivino y ferrosilita (Fs) para el piroxeno bajo en Ca, a partir de los resultados obtenidos de la lista SIP 3 .....	97
5. 8.	Evidencias del tipo petrológico en la muestra PAMPA-A .....	103
5. 9.	Evidencias del tipo petrológico en la muestra RM-03 .....	104

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>	<b>Página</b>	
2. 1.	Resumen de las propiedades petrográficas de los principales tipos de condritos .....	17
2. 2.	Razones Fe/Si, Mg/Si, al/Si para los grupos de condritos .....	22
2. 3.	Resumen de los criterios para los tipos petrológicos .....	25
2. 4.	Valores promedio de las propiedades de los condritos ordinarios equilibrados .....	26
2. 5.	Composición modal para condritos ordinarios equilibrados (tipo petrológico 4-6) .....	28
2. 6.	Porcentajes promedio de los constituyentes principales de los condritos ordinarios .....	30
2. 7.	Resumen de los criterios para establecer el estado de choque en condritos ordinarios .....	33
2. 8.	Grado de meteorización terrestre según Wlotzka (1993) .....	38
4. 1.	Resumen de las características particulares de cada lista SIP utilizada ...	46
4. 2.	Análisis de concentraciones elementales obtenido mediante la lista SIP 2 para las muestras PAMPA-A y RM-03(b) .....	48
4. 3.	Análisis de concentraciones elementales obtenido mediante la lista SIP 3 para las muestras PAMPA-A y RM-03(b) .....	49
4. 4.	Mineralogía modal QEMSCAN® de las fases minerales presentes y normalizadas, obtenido a partir de la lista SIP 1 .....	50
4. 5.	Mineralogía modal QEMSCAN® de las fases minerales presentes, obtenido a partir de la lista SIP 2 .....	51
4. 6.	Mineralogía modal QEMSCAN® de las fases minerales presentes, obtenido a partir de la lista SIP 3 .....	52

4. 7.	Aporte de Fe para las fases minerales presentes obtenido a partir de la lista SIP 2 .....	52
4. 8.	Aportes elementales de Fe, Ca, Si, Mg, Al y Ni de las fases minerales presentes en el meteorito PAMPA-A obtenido a partir de la lista SIP 3...	53
4. 9.	Aportes elementales de Fe, Ca, Si, Mg, Al y Ni de las fases minerales presentes en el meteorito RM-03(b) obtenido a partir de la lista SIP 3...	53
4. 10.	Concentraciones de masa mineral (wt%) para la serie del olivino (Fo-Fa) obtenidos en la lista SIP 3 .....	54
4. 11.	Concentraciones de masa mineral (wt%) para la serie del ortopiroxeno (En-Fs) obtenidos en la lista SIP 3 .....	54
4. 12.	Resultados de análisis puntuales EDS en granos de fases minerales de olivino y piroxeno para la muestra PAMPA-A .....	55
4. 13.	Resultados de análisis puntuales EDS en granos de fases minerales de olivino y piroxeno para la muestra RM-03(b) .....	55
5. 1.	Valores de Fa para los olivinos y Fs para piroxenos medidos en el análisis puntual EDS en la muestra PAMPA-A .....	85
5. 2.	Valores de Fa para los olivinos y Fs para piroxenos medidos en el análisis puntual EDS en la muestra RM-03 .....	85
5. 3.	Razones Mg/Si, Al/Si y Fe/Si para las muestras PAMPA-A y RM-03 de acuerdo a la lista SIP 2 .....	87
5. 4.	Producto de la razón Fe <sup>0</sup> /Fe para las muestras PAMPA-A y RM-03 de acuerdo a la lista SIP 2 .....	88
5. 5.	Porcentajes en peso (wt%) de óxidos mayores para la muestra PAMPA-A de acuerdo a la lista SIP 2 .....	88
5. 6.	Porcentajes en peso (wt%) de óxidos mayores para la muestra RM-03 de acuerdo a la lista SIP 2 .....	88
5. 7.	Razones Mg/Si, Al/Si y Fe/Si para las muestras PAMPA-A y RM-03 de acuerdo a la lista SIP 3 .....	91
5. 8.	Producto de la razón Fe <sup>0</sup> /Fe para las muestras PAMPA-A y RM-03 de acuerdo a la lista SIP 3 .....	92
5. 9.	Porcentajes en peso (wt%) de óxidos mayores para la muestra PAMPA-A de acuerdo a la lista SIP 3 .....	93
5. 10.	Porcentajes en peso (wt%) de óxidos mayores para la muestra RM-03 de acuerdo a la lista SIP 3 .....	94
5. 11.	Contenido de fayalita (Fa) representativo para la muestra PAMPA-A de acuerdo a la lista SIP 3 .....	94
5. 12.	Contenido de fayalita (Fa) representativo para la muestra RM-03 de acuerdo a la lista SIP 3 .....	94
5. 13.	Contenido de ferrosilita (Fs) representativo para la muestra PAMPA-A de acuerdo a la lista SIP 3 .....	95

5.	14.	Contenido de ferrosilita (Fs) representativo para la muestra RM-03 de acuerdo a la lista SIP 3 .....	95
5.	15.	Comparación de los valores promedio de las propiedades de los condritos de Vernazza y otros (2015) con los resultados obtenidos a partir de la lista SIP 1 y el análisis puntual EDS, para las muestras PAMPA-A y RM-03 .....	97
5.	16.	Comparación de los valores promedio de las propiedades de los condritos de Vernazza y otros (2015) con los resultados obtenidos a partir de la lista SIP 2, para las muestras PAMPA-A y RM-03 .....	98
5.	17.	Comparación de los valores promedio de las propiedades de los condritos de Vernazza y otros (2015) con los resultados obtenidos a partir de la lista SIP 3, para las muestras PAMPA-A y RM-03 .....	98
5.	18.	Valores de la desviación media porcentual en cristales de olivino para las muestras PAMPA-A y RM-03 a partir de los análisis puntuales EDS	99
5.	19.	Porcentajes en peso (wt%) de clinopiroxenos y ortopiroxenos en las muestras PAMPA-A y RM-03, de acuerdo a las listas SIP 2 y 3 .....	100

## RESUMEN

El Desierto de Atacama, en el norte de Chile, constituye una importante zona de acumulación y conservación de meteoritos, debido a su favorable fisiografía y su imperante clima árido. Las muestras analizadas en este trabajo provienen de esta zona y corresponden a PAMPA-A y RM-03 (Los Vientos 357).

Los meteoritos se pueden clasificar de acuerdo a su clase, grupo químico, tipo petrológico, estado de choque y grado de meteorización. Tanto PAMPA-A como RM-03 poseen clasificaciones previas estimadas por diversos autores, quienes las han definido como condritos ordinarios L6/S4/W2 y H6/S4/W2, respectivamente. Para llevar a cabo estas clasificaciones, comúnmente se utilizan técnicas analíticas cuantitativas que proveen datos químicos de elevada exactitud, como la microsonda electrónica. Sin embargo, en Chile, el acceso a este tipo de herramientas es compleja, ya que implica un elevado costo de adquisición y mantención. Por ello, se ha probado utilizar técnicas analíticas menos costosas y de mejor alcance como QEMSCAN® (SEM-EDS), herramienta mineralógica automatizada semicuantitativa no destructiva que efectúa análisis rápidos de minerales en rocas. Este sistema trabaja con una base de datos de especies conocida como lista SIP (*Species Identification Protocol*), que asocia los espectros EDS obtenidos en el análisis con una fase mineral. Es creada por el usuario puede ser modificada posteriormente por el mismo.

El objetivo principal de este trabajo es evaluar el uso de QEMSCAN® como herramienta para llevar a cabo la clasificación de dos condritos ordinarios (PAMPA-A y RM-03) mediante la utilización de tres diferentes listas SIP: la primera (lista SIP 1) fue creada para el análisis de roca de depósitos tipo pórfido, la segunda (lista SIP 2) fue creada en base a los datos químicos de un condrito ordinario del grupo L y la tercera (lista SIP 3) fue diseñada en base a la intensidad de peaks de un condrito ordinario que fue clasificado dentro del grupo L/LL. Además, se busca comparar los resultados obtenidos mediante las tres listas SIP y realizar una comparación entre las clasificaciones obtenidas en este trabajo con las establecidas previamente por otros autores. Para realizar este estudio se fabricaron cortes transparentes pulidos y briquetas pulidas a partir del fragmento de cada meteorito suministrados. Los primeros fueron observados en el microscopio óptico y, los segundos, fueron analizados con QEMSCAN®, junto con lo cual se efectuaron análisis puntuales EDS en cristales de olivino y piroxeno de ambas muestras.

En ambos meteoritos se observa la presencia de cóndrulos, que en su mayoría se observan pobremente delineados, integrándose en la matriz. En cuanto a la mineralogía primaria predomina el olivino y luego el ortopiroxeno. En PAMPA-A le siguen los óxidos de Fe y el metal Fe-Ni, y en RM-03 el vidrio y metal Fe-Ni. Para establecer el grupo químico de las muestras, se utilizaron diversos diagramas de clasificación. Los que arrojaron resultados más confiables son los diagramas de Fs (mol %) vs Fa (mol %) tomados del trabajo de Van Schmus y Wood (1967). Mediante el análisis EDS se obtuvo que PAMPA-A y RM-03 pertenecen a los grupos H/L y LL, respectivamente; y mediante los resultados de la lista SIP 3 se obtuvo que PAMPA-A y RM-03 pertenecen a los grupos H y L, respectivamente. El tipo petrológico se determinó mediante criterios mineralógicos observados en el microscopio óptico, con algunos aportes de QEMSCAN®, y se basó en parámetros descritos en el trabajo de Van Schmus y Wood (1967). Se estableció un Tipo 6 para ambas muestras, lo que indica que ambos meteoritos fueron sometidos a altos grados de metamorfismo termal. El estado de choque (S) se obtuvo principalmente comparando características de los minerales en el microscopio óptico con los parámetros de los trabajos de Stöffler y otros (1991) y Bennet y McSween (1996), tales como tipos de extinción, fracturas, gotas y bolsillos de fundido, entre otros. PAMPA-A se clasificó con un grado de choque bajo, S3 y RM-03 como moderadamente choqueado, S4. El grado de meteorización (W) se estableció gracias a los resultados de QEMSCAN® y la mineralogía óptica, basados en parámetros establecidos en el trabajo de Wlotzka (1993), obteniendo como resultado para ambos meteoritos un grado W2. Sin embargo, PAMPA-A mostró mayor abundancia de productos de alteración, acumulados en los bordes de la muestra junto a una gran cantidad de venas de meteorización, mientras que en RM-03 predominaba el dominio de halos de meteorización. Conforme con los resultados obtenidos en este trabajo, la muestra PAMPA-A se clasifica como un condrito ordinario H6/S3/W2 y la muestra RM-03 como un condrito ordinario L6/S4/W2. Los análisis QEMSCAN® fueron útiles principalmente para determinar el grupo químico y, en menor medida, para obtener el tipo petrológico, estado de choque y grado de meteorización terrestre, los cuales tuvieron que ser complementados esencialmente con el uso de microscopía óptica. Las listas SIP difieren principalmente en las fases minerales que contemplan. La 3 es la más completa y, por ende, la de mayor utilidad para clasificar meteoritos. Las clasificaciones obtenidas en esta investigación no coinciden completamente con las establecidas con anterioridad, lo que puede deberse a la heterogeneidad de las muestras o a las limitaciones de la técnica analítica utilizada. QEMSCAN® constituye una buena herramienta para aproximarse a la clasificación de meteoritos, pero debe ser complementada con análisis puntuales en olivinos y piroxenos (obtener %Fa y %Fs), susceptibilidad magnética y microscopía óptica, entre otros, para obtener datos de mayor exactitud.

## 1. INTRODUCCIÓN

Existen diferentes tipos de cuerpos que habitan el Universo. Cuando estos colisionan entre ellos, se desprende material que se mueve por el espacio, pudiendo llegar hasta el planeta Tierra, y cuando cae en su superficie es denominado meteorito. Los meteoritos, que corresponden a fragmentos de cuerpos tales como planetas y asteroides, se formaron al inicio del Sistema Solar, por lo cual comprenden un material geológico valioso, ya que proveen información importante sobre el origen, condiciones y composición de éste.

Debido a que existen distintos tipos de meteoritos, se ha hecho necesario establecer una clasificación, la cual ha ido evolucionando con el tiempo y se ha realizado en base a su composición, características químicas e isotópicas, entre otras. Una primera clasificación divide a los meteoritos en caídos, si han sido recuperados tras su caída y en hallados, si han sido encontrados sin saber cuándo cayeron. De acuerdo a su composición, también pueden ser clasificados en condritos (meteoritos indiferenciados) o acondritos (meteoritos diferenciados), quienes se dividen más detalladamente en base a su química en diferentes clases, clanes, grupos y subgrupos (ej. Weisberg y otros, 2006). Además, existe una clasificación que divide a los condritos en 7 tipos petrológicos, de acuerdo a si experimentaron alteración acuosa (1-2), permanecieron inalterados (3) o sufrieron metamorfismo termal (4-7) (Van Schmus y Wood, 1967; Dodd y otros, 1975). Por otra parte, a causa de las colisiones que se generan entre los cuerpos en el espacio, los meteoritos experimentan diferentes grados de metamorfismo de choque, por lo cual se pueden dividir en 6 estados de choque (S) progresivos, desde el menos afectado (S1) al más afectado (S6), lo que se observa en las fases minerales presentes (Stöffler y otros, 1991; Bennet y McSween, 1996). Por último, como estos cuerpos sufren meteorización terrestre desde que llegan a la superficie del planeta Tierra, también pueden ser clasificados según el grado de meteorización (W) que han padecido, son 6 grados progresivos que van desde el menos meteorizado (W0) al más meteorizado (W6), para lo cual se observa la alteración y aparición de óxidos de Fe en los minerales que poseen Fe en su composición (Wlotzka, 1993).

Para realizar o complementar de manera más rápida y precisa las distintas clasificaciones de los meteoritos se han ocupado diversas herramientas y técnicas mineralógicas en el tiempo, las cuales

permiten obtener datos químicos precisos para llevar a cabo los distintos estudios. Pese a que existen técnicas con una elevada precisión para hacer mediciones, la obtención de estas máquinas no es sencilla, ya que implican un elevado costo de adquisición y mantención, por lo cual se hace necesario contar con otras herramientas de acceso más fácil y económico. Una de ellas corresponde a SEM-EDS, particularmente QEMSCAN® (*Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron Microscopy*). Esta es una herramienta mineralógica automatizada no destructiva que permite análisis rápidos de minerales en rocas (Qian y otros, 2015). Este sistema trabaja con una base de datos de especies conocida como lista SIP (*Species Identification Protocol*), la que es creada por el usuario y puede ser modificada por el mismo después de los primeros resultados (Santoro, 2015). Además, una de las ventajas que posee es la obtención de una imagen digital o mapa en falso color, que representa la mineralogía, y la relación entre las distintas fases minerales presentes en la muestra (Butcher y Botha, 2010), lo que permite analizar sus texturas.

A pesar de que los meteoritos están cayendo constantemente en la Tierra, no todos ellos pueden ser recolectados, puesto que la fisiografía de distintas zonas, el clima y vegetación dificultan su obtención y, además, gracias a la meteorización los fragmentos pueden llegar a ser destruidos. En este sentido, el Desierto de Atacama, en el norte de Chile constituye una importante zona de acumulación y conservación de meteoritos, debido a su favorable fisiografía y, por sobre todo, a su imperante clima árido, que ha persistido desde hace ~25 Ma (Dunai y otros, 2005), lo que permite conservar este material a lo largo del tiempo en buenas condiciones, sin ser fuertemente alterado por la meteorización. Esta particularidad del Desierto de Atacama ha llamado la atención tanto de científicos como recolectores privados de meteoritos, quienes recorren diferentes áreas en busca de este material. Las muestras de este estudio fueron suministradas gracias a un recolector privado.

Si bien el Desierto de Atacama es considerado como una importante zona de acumulación de meteoritos, hasta ahora en Chile la meteorítica es una rama de la geología poco desarrollada y, aunque han ido en aumento los estudios de esta ciencia, aún faltan leyes que protejan estos preciados materiales de su obtención indiscriminada, tal como se ha hecho con los fósiles en este país. En este sentido, el presente estudio busca ser un aporte para hacer crecer esta área de conocimiento y enriquecer las geociencias planetarias del país, además de incentivar el estudio para

otros futuros estudiantes e investigadores y, por otra parte, pretende expandir el uso de otras herramientas de análisis químico para meteoritos, para lo cual se utiliza el análisis QEMSCAN®, técnica muy utilizada para el estudio de rocas terrestres, pero no así para el estudio de rocas extraplanetarias.

## **1.1. Objetivos**

### **1.1.1. Objetivo general**

Analizar la factibilidad del uso de QEMSCAN® como herramienta de mineralogía automatizada para llevar a cabo la clasificación de dos condritos ordinarios.

### **1.1.2. Objetivos específicos**

- a) Definir las características mineralógicas y químicas de los condritos ordinarios mediante el uso de microscopía óptica y análisis QEMSCAN®.
- b) Comparar los resultados obtenidos de las 3 listas SIP utilizadas en el análisis de QEMSCAN®.
- c) Comparar los resultados obtenidos en este estudio con las clasificaciones previas de ambas muestras.

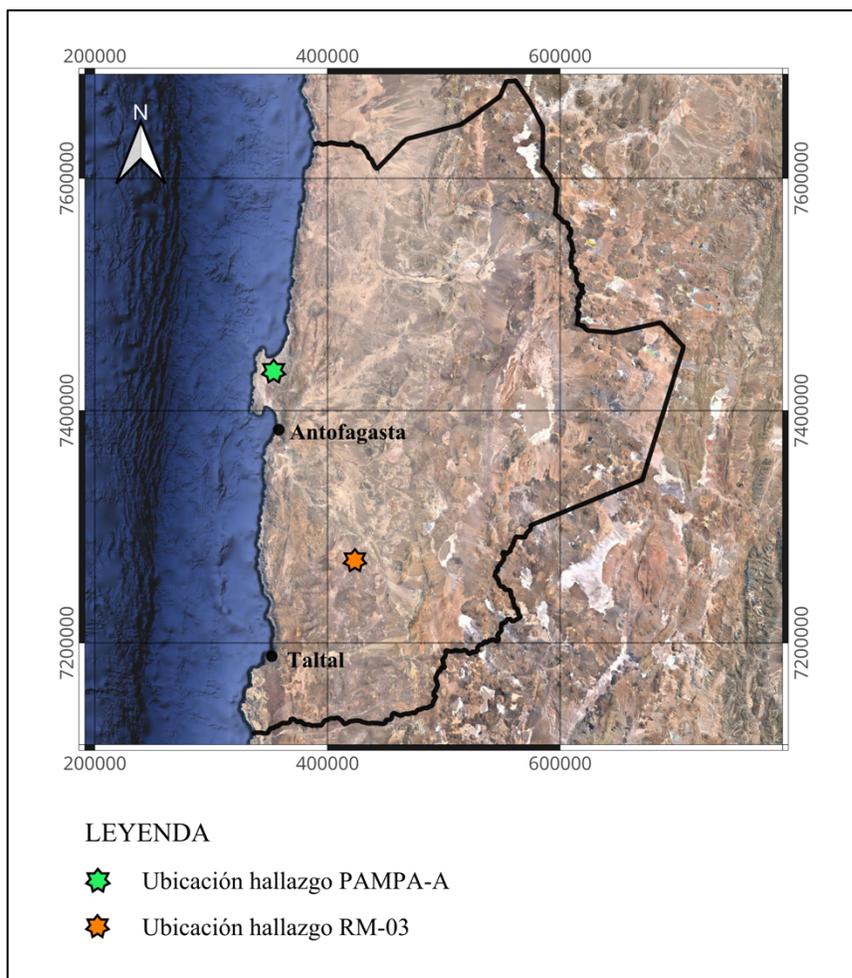
## **1.2. Antecedentes generales**

### **1.2.1. Material de estudio**

El material de este estudio fue recolectado en dos zonas diferentes del Desierto de Atacama, ubicado en la región de Antofagasta, Chile (Figura 1.1). Además, cabe mencionar que ya han sido clasificadas previamente por otros investigadores.

Una de las muestras corresponde a un fragmento del meteorito PAMPA-A, encontrado en la Pampa de Mejillones, ubicada al sur de la Bahía de Mejillones entre los 23°05' - 23°16' S y 70°30' – 70°19' O, por un explorador chileno en 1986 y fue oficialmente publicado en el *Meteoritical Bulletin*. En

esta publicación, Graham (1987) lo clasificó preliminarmente como un condrito ordinario tipo L6. Posteriormente, fragmentos de este mismo meteorito fueron estudiados por Zolensky y otros (1995), Valenzuela (2009) y Pinto (2017), cuyos resultados coincidieron con la clasificación preliminar.



**Figura 1.1:** Mapa de ubicación donde fueron recolectadas las muestras. En la zona de la Pampa de Mejillones, PAMPA-A y en la zona de Los Vientos, entre Antofagasta y Taltal, RM-03. En color negro se delimita el área de estudio, correspondiente a la Región de Antofagasta.

La segunda muestra corresponde a un fragmento del meteorito RM-03 que fue encontrado en el sector Los Vientos ( $24^{\circ}41'S$  y  $69^{\circ}46'W$ ), por el explorador chileno Rodrigo Martínez en 2019. Sus datos fueron oficialmente publicados en el *Meteoritical Bulletin*, en 2020, bajo el nombre de “Los Vientos 357”. El autor responsable de la clasificación fue Gattacceca (2021), y lo definió como un

condrito ordinario Tipo H6. Actualmente no existen otros autores que hayan realizado otras clasificaciones sobre este meteorito.

La ubicación de ambas zonas de recolección de las muestras se observa en la Figura 1.1.

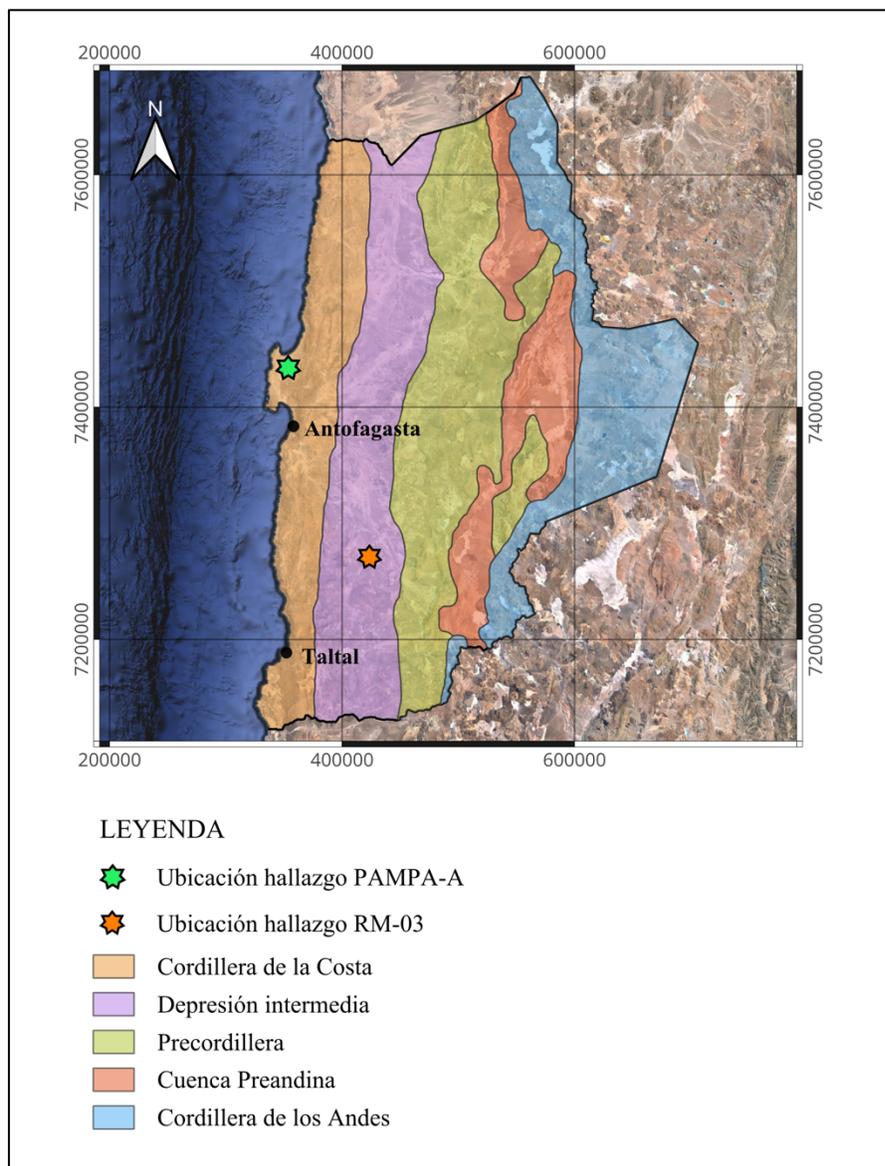
### **1.2.2. Fisiografía**

El Desierto de Atacama se encuentra delimitado entre el borde costero Pacífico al oeste y la Cordillera de los Andes al este, y se extiende desde el límite sur de Perú (18°S) hasta Copiapó, Chile (30°S) (Rundell y otros, 1991; Quinn y otros, 2003).

A la altura de la Región de Antofagasta, el Desierto de Atacama se encuentra dividido en cinco unidades geomorfológicas. De oeste a este, estas corresponden a: Cordillera de la Costa, Depresión Intermedia, Precordillera (Cordillera de Domeyko), Cuenca Preandina (Altiplano) y Cordillera de los Andes (Muñoz y otros, 2007), y se ilustran en la Figura 1.2.

La Pampa de Mejillones se encuentra ubicada dentro de la Cordillera de la Costa, sin embargo, es una excepción a este lugar ya que, como su nombre lo indica, corresponde a una extensa planicie que está situada en el sector norte de la Península de Mejillones, en la franja costera. Su superficie está dominada por deposición de material eólico, con óndulas y megaóndulas, existiendo superficies de deflación donde el hallazgo de meteoritos es posible debido a la menor cantidad de material arenoso (Valenzuela, 2009).

El sector Los Vientos se ubica en la Depresión Intermedia. Consiste en una superficie rocosa de deflación, con presencia de pavimento desértico localmente bien desarrollado y ventifactos. Es la zona desértica más seca del mundo, con precipitaciones medias anuales tan bajas como 0,5 mm en algunas áreas. Como consecuencia, esta zona es potencialmente muy favorable para la recolección de meteoritos (Gattacceca y otros, 2011).



**Figura 1.2:** Mapa de las unidades geomorfológicas que componen la fisiografía de la zona de estudio. Se destacan también los puntos de hallazgo de las muestras recolectadas.

### 1.2.3. Antecedentes climáticos

El Desierto de Atacama es uno de los más áridos, inhabitados y antiguos desiertos del planeta, y comprende áreas con condiciones semiáridas, áridas e hiperáridas (Muñoz y otros, 2007). La aridez de este lugar es creada por el descenso del aire subtropical, que se ve reforzado por el afloramiento de aguas costeras frías asociadas con la Corriente de Humboldt, que fluye hacia el norte (Goudie y

otros, 2002), paralela a la costa chilena y peruana, previniendo precipitaciones en las áreas costeras. Esta aridez es intensificada por el pronunciado efecto “sombra de lluvia” de la Cordillera de los Andes al este, la cual, efectivamente, bloquea la transferencia de humedad de la Cuenca Amazona (Houston y Hartley, 2003). La mayor intensidad de aridez ocurre en el norte de Chile, el cual recibe precipitaciones menores a 10mm al año, donde además lluvias medibles (1 mm o más) pueden ser tan infrecuentes como una vez cada 5-20 años. Por lo tanto, es uno de los desiertos más secos del planeta, aunque comparte con otros desiertos costeros la característica de tener asociada una neblina proveniente del océano. Esta niebla es la fuente principal de humedad y localmente se le denomina “camanchaca” (Goudie y otros, 2002).

Con respecto a las zonas de estudio, ambos sectores presentan diferentes tipos de climas desérticos. La península de Mejillones posee un clima desértico costero de alta nubosidad, humedad relativa y poca oscilación térmica, con precipitaciones escasas. Por su parte, la Depresión Intermedia tiene un clima desértico normal de baja nubosidad, baja humedad relativa, alta oscilación térmica y ausentes precipitaciones (Valenzuela, 2011).

Con respecto al paleoclima, aún no existe un consenso sobre cuándo comenzó la aridez en el Desierto de Atacama. Las evidencias de diferentes estudios apuntarían a que este régimen se habría alcanzado paulatinamente, impulsado por una combinación de reorganizaciones tectónicas y oceánico-climáticas a escalas globales y locales, como sugieren Reich y otros (2009).

Vargas y Ortlieb (1998) mencionan que estudios en el área de Antofagasta sugieren la ocurrencia de una o más fases de mayor pluviosidad, durante los períodos glaciales o tardiglaciales, que culminaron durante el Holoceno temprano, después de los 9.400 años aproximadamente. Posteriormente, la frecuencia de precipitaciones disminuyó hasta llegar a la actual condición de aridez.

En el trabajo de Dunai y otros (2005) dan a conocer que el inicio de la desertificación del Desierto de Atacama se basa principalmente en dos líneas de evidencia, para luego establecer su propia conclusión mediante la datación de sedimentos en superficies sensibles a la erosión. La primera de ellas se fundamenta en el cese de la alteración supérgena de los cuerpos de mena en la

Precordillera (Alpers y Brimhall, 1998; Sillitoe y McKee, 1996), la que comenzó hace ~35 Ma y se completó a los ~14 Ma, mientras que la segunda línea se basa en la naturaleza y tiempo de los cambios en la entrada de sedimentos a la Depresión Intermedia (Hartley y Chong, 2002), hace ~3 Ma. Finalmente, se infiere que las condiciones de aridez han persistido desde hace ~25 Ma, aunque con ciertas fases fluviales de precipitaciones marginales que coinciden con periodos de enfriamiento global.

La recopilación de datos bibliográficos en el estudio de Muñoz y otros (2007) indica que ciertos trabajos plaeoclimáticos sugieren que la aridez del desierto se ha mantenido desde el Mioceno Medio, pero con pequeños cambios en el límite entre las zonas semiáridas, áridas e hiperáridas, y en la tasa de aridez/humedad promedio, los que han sido más importantes durante el Cuaternario. La gran extensión en el tiempo de la aridez del Desierto de Atacama, junto con sus características fisiográficas permiten entender el buen estado de conservación de los meteoritos que se encuentran en el área y que la convierten en una importante zona de acumulación a nivel mundial.

### **1.3. Metodología de trabajo**

#### **1.3.1. Etapa preliminar**

- Recopilación y estudio de información bibliográfica sobre los meteoritos, en particular, formación, propiedades, clasificación y meteorización de condritos ordinarios.
- Estudio y comprensión del funcionamiento del equipo de mineralogía automatizada QEMSCAN®.
- Obtención y preparación de las muestras en el taller de cortes del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción, con el objetivo de realizar análisis petrográficos y químicos. Para ello se realizó un corte transparente pulido y una briqueta de la muestra PAMPA-A y dos cortes transparentes pulidos y dos briquetas de la muestra RM-03(a y b), debido a su gran tamaño, por lo que fue partida en dos.

### 1.3.2. Etapa de laboratorio y análisis

- Observación petrográfica de todas las muestras con el fin de reconocer y describir los componentes y estructuras presentes, además de hallar evidencias de la acción de la meteorización y el estado de choque, en el laboratorio de microscopía del Departamento de Ciencias de la Tierra en la Universidad de Concepción. Para ello se utilizó un microscopio óptico binocular de luz polarizada con luz transmitida Olympus BX41 y cuatro objetivos de magnificaciones: 4x, 10x, 20x y 40x, en conjunto con el equipo Olympus TH4-200 para observar con luz reflejada.
- Toma de fotografías con luz reflejada en un microscopio óptico con un aumento de 5x en la Universidad Católica del Norte, mediante el equipo QImaging Digital Camera y el *software* QCapture Pro, para el corte transparente pulido de PAMPA-A y un corte transparente pulido de RM-03(b). Y la posterior creación de un mosaico de las fotografías para ambas muestras mediante el *software* Photoshop CC 2019 (20.0).
- Análisis de las muestras PAMPA-A y RM-03(b) mediante mineralogía automatizada FEI QEMSCAN-650 en el laboratorio QEMSCAN del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción. El instrumento instalado en este lugar consta de un microscopio electrónico de barrido Quanta 250 y de dos detectores libres de nitrógeno Bruker XFlash 6130 (*Silicon Drift Detector*).
- Análisis puntuales EDS en cristales de olivinos y piroxenos para ambas muestras, mediante el equipo mencionado anteriormente del Instituto de Geología Económica Aplicada de la Universidad de Concepción. Las mediciones EDS se exponen en el Anexo 2.

### 1.3.3. Etapa de interpretación de datos y redacción

- Clasificación de grupo químico y tipo petrológico en las muestras PAMPA-A y RM-03(b).
- Descripción del grado de meteorización terrestre y efecto de metamorfismo de choque a partir de los datos obtenidos en el uso de microscopio óptico para todas las muestras y de QEMSCAN®, para las muestras PAMPA-A y RM-03(b).
- Interpretación de datos obtenidos mediante QEMSCAN®.

- Comparación de los resultados obtenidos en este estudio con las clasificaciones realizadas en trabajos anteriores.
- Redacción de esta Memoria de Título.

#### **1.4. Trabajos anteriores**

El estudio de los meteoritos comprende una rama muy amplia dentro de las Ciencias Planetarias, por lo que exponer aquí todos los trabajos asociados a este tema sería muy extenso. Los que a continuación se presentan, son trabajos relacionados con el uso de QEMSCAN® dentro de la meteorítica en Chile.

Pinto (2017) realizó la definición, clasificación y emparejamiento de 14 fragmentos del meteorito PAMPA-A, encontrados en la Pampa de Mejillones, Región de Antofagasta. En su trabajo utiliza la herramienta QEMSCAN® para estudiar las características químicas elementales en 5 muestras (PMP-A2, PMP-A4, PMP-A5, PMP-A8 y PMP-A10), a través de análisis puntuales y de roca total. El equipo utilizado para las mediciones se encuentra en la Universidad Católica Del Norte y posee una lista SIP para meteoritos de tipo L. Este estudio es pionero no solo en el emparejamiento de fragmentos de meteoritos en Chile, sino que además establece los primeros indicios para utilizar una herramienta de análisis automatizada y no destructiva en la clasificación de meteoritos. Todas las muestras fueron clasificadas como condritos de grupo L.

Revillard (2018) caracterizó 3 meteoritos (J352A, J650 y J3116) encontrados en el sector de San Juan, Desierto de Atacama, utilizando técnicas de microscopía óptica y análisis QEMSCAN®, con el fin de obtener la clasificación de las muestras y determinar estadísticamente la distribución de frecuencia de tamaño de diferentes tipos de cóndrulos. En este trabajo el análisis QEMSCAN® es utilizado para obtener composiciones mineralógicas y elementales, lo que permite llevar a cabo la clasificación de los meteoritos y estudiar en detalle la composición elemental de los cóndrulos. Las muestras estudiadas fueron clasificadas como condritos ordinarios de grupo H.

Echevarría (2020) realizó la clasificación de dos meteoritos (AUC-01 y AUC-02) del Desierto de Atacama. Para ello utiliza susceptibilidad magnética, microscopía óptica y de barrido (SEM),

además de análisis QEMSCAN®. Este último permite la identificación y cuantificación de minerales y la obtención de la composición química de las muestras. Las muestras fueron clasificadas como condritos ordinarios de grupo L y H.

Bell y otros (2020) evaluaron el uso de QEMSCAN® como herramienta para el análisis de distribución de cristales en cuatro secciones transparentes pulidas de basaltos obtenidos en la misión *Apollo 15*, comparándolo, a su vez, con un análisis manual. Este análisis sirve para comprender e inferir procesos magmáticos como fraccionamiento de cristales y acumulación y mezcla de magmas. En este trabajo los autores concluyeron que, si bien los resultados fueron similares entre ambas técnicas, la principal desventaja en los datos obtenidos de QEMSCAN® era la ineficiente segmentación de cristales alargados que están en contacto con otros cristales, a través del procesador de partículas táctiles del *software* iExplorer.

Álvarez (2021) realizó la caracterización y análisis del meteorito Paposó utilizando QEMSCAN® y microscopía óptica. Con este trabajo, es pionera en realizar un estudio abocado directamente sobre el uso y evaluación de esta herramienta para la clasificación de meteoritos. Además, es la primera vez que se utiliza QEMSCAN® para clasificar un meteorito de tipo LL. En su trabajo concluye que es una técnica adecuada y útil para la clasificación de meteoritos, pero presenta limitaciones en la diferenciación de óxidos de hierro.

Flores (2023) evaluó los alcances y limitaciones de la caracterización química y petrológica de dos condritos ordinarios (CAT-M5 y CAT-M9) mediante QEMSCAN®, para lo cual también utilizó microscopía óptica. En su trabajo creó una nueva lista SIP a partir de la lectura de datos de un meteorito (CAT-M5), los que analizó estadísticamente para establecer las fases minerales presentes. Además, adicionó datos de contenidos de forsterita y enstatita de la lista SIP utilizada en la Universidad Católica del Norte. En su trabajo concluye que esta herramienta sí sirve para clasificar meteoritos, pero que debe ser complementada con el uso de otras técnicas de forma inicial y la lista SIP debe ser mejorada realizando la lectura en muestras más “frescas”. Las muestras fueron clasificadas como condritos ordinarios de grupo L/LL y LL.

## 1.5. Agradecimientos

La presente Memoria de Título se pudo llevar a cabo gracias al proyecto FONDECYT N° 11171090 que financió este estudio, incluyendo el análisis geoquímico de las muestras, junto con la cooperación del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción, la Universidad Católica del Norte y Bruker Nano GmbH en Berlin, Alemania.

En primer lugar quiero agradecer a mi profesora patrocinante, la Dra. Verónica Oliveros, por haberme conseguido este fascinante tema de memoria y por su enorme ayuda, guía, preocupación, apoyo, compañía y comprensión en todos estos años de trabajo de tesis, pues además de ser una excelente profesional, es una gran persona. Mi más sincero agradecimiento y admiración hacia ella. Algún día espero me revele el secreto de cómo participar en tantas actividades y ser buena en todas ellas. También quisiera dar las gracias a mi profesora guía, la Dra. Millarca Valenzuela, por haberme acogido de tan buena manera en el grupo de ciencias planetarias que ha estado formando con tanta pasión en estos últimos años, por ser mi mentora en este mundo del estudio de los meteoritos y la geología planetaria, dándome las bases para comenzar a comprender y adentrarme en esta área, por enseñarme cómo buscar meteoritos en el Desierto de Atacama y darme la posibilidad de vivenciarlo, por haberme recibido en su hogar durante los viajes al Norte, por compartir de su experiencia y por su compañía en todo este proceso. También se lleva toda mi admiración por la gran profesional y persona que es. Y no quisiera dejar de agradecer al Dr. Alexey Novoselov, quien me ha ayudado a comprender de mejor manera el uso de QEMSCAN® y su software, estando presente cada vez que necesitaba de su guía.

A todas las y los integrantes que han trabajado en el Departamento de Geología durante los años que he pertenecido a él. A los profesores por la entrega de sus conocimientos y consejos prácticos en la vida laboral, y al personal paracosteante por estar siempre disponibles a entregar su ayuda. Particularmente quisiera agradecer a la señora Angélica, que me facilitaba las muestras de los meteoritos con tanta paciencia y cariño, siempre con una sonrisa y una inagotable amabilidad.

A todos los amigos y compañeros que conocí en mi paso por la Universidad y que dejaron una huella en mi corazón: Karim, Jorita, Muni, Seba, Dieguito, Claudio, Jose, Nico-nacho y Wladi.

Gracias por su ayuda cuando tenía dudas académicas, por sus consejos, palabras de aliento, compañía, preocupación, apoyo, contención, aventuras, risas y bromas. Gracias por hacer de la Universidad un mejor lugar, nunca los olvidaré.

A las bonitas personas del mundo de los meteoritos en Chile. A Serena, mi amiga nortina que conocí en el primer terreno de meteoritos que tuve, gracias por todas las risas, experiencias y momentos compartidos y por estar presente en cada duda que tuve mientras hacía la tesis. A Gabriel, Kevin, Camila, Laura, Javi, Coni y Nicole por su ayuda y valiosos tips para terminar esta memoria.

A los amigos y personas que conocí fuera de la Universidad, pero que me acompañaron y apoyaron en diferentes momentos de ese proceso. Alexandra, gracias porque aún a la distancia has sido un apoyo fundamental para mí con tu más sincera amistad, gracias por alentarme a seguir cuando las ganas disminuían y por creer siempre en mí. A mis amigxs de danza: Moni, Kari y Andrés, gracias por cada palabra de aliento para continuar, por sus consejos e invaluable compañía, por creer en mí, por su cariño siempre tan sincero, por cada ratito danzando y compartiendo la vida. A las personas que me ayudaron de una u otra forma a atravesar el periodo universitario y el interminable proceso de tesis con su compañía: Juan Luis, Mari, Alfredo, Belén, Hans, Max, Isan y Seba.

Finalmente quisiera agradecer a Dios y a mi familia, por estar presentes cada vez que necesitaba de su ayuda y contención, apoyándome de todas las formas posibles y dándome ánimo en todo momento. A Pamela, Tito, Jeannette, Moisés, Mauricio, Marcela, María, Mauricio Esteban, José Daniel, Esteban, Miriam, Flor, Pedro, Pellito, Astrid, Margaret, Camilo, Silvia, Lidia, Rosi, W. Andrés y R. Oriana; siempre las y los llevo en mi corazón. Y particularmente a Nancy, Nelson y Anita, mi núcleo más cercano, quienes me han visto atravesar todo este proceso desde el comienzo, en mis buenos y malos momentos, conociendo y abrazando mi vulnerabilidad, sosteniéndome siempre con tanto amor, preocupación y comprensión. Sin ustedes nada de esto sería posible, son mi motor para avanzar en la vida. A ustedes les dedico este gran logro.

## 2. MARCO TEÓRICO

### 2.1 Meteoritos

#### 2.1.1. Generalidades

El Sistema Solar alberga distintos tipos de cuerpos que orbitan al Sol, junto con los planetas coexisten millones de cuerpos más pequeños que se encuentran realizando esta trayectoria. Si el tamaño de estos cuerpos supera los 100 metros de diámetro y están compuestos de roca y/o metales se denominan asteroides; y si contienen hielo en su composición se denominan cometas. En cambio, si el tamaño de los cuerpos es menor a los 100 metros se les llama meteoroides (Acevedo, 2014). En ocasiones, las órbitas de estos cuerpos pueden cruzarse con la de la Tierra y entrar en su atmósfera, lo que genera calor por fricción. La velocidad de entrada de los meteoroides varía entre 11,2 y 70 km/s, siendo su velocidad media de aproximadamente 15 km/s. Cuando el objeto se encuentra a una altura entre 100 a 12 km, el calor por fricción en la atmósfera superior dará lugar a la formación de una bola de fuego. Es tal el aumento de temperatura que sufre el meteoroides que se genera fusión e incandescencia, visualizándose como un rayo de luz y entonces pasa a llamarse meteoro (Varela, 2015). El grado de calentamiento depende del tamaño, velocidad y ángulo de incidencia del cuerpo. Los cuerpos más grandes y rápidos con un alto ángulo de trayectoria se calientan mucho más que los cuerpos pequeños, de menor velocidad y menor ángulo de incidencia (Hutchison, 2007). Estos últimos pueden llegar a consumirse completamente y el pequeño material que llega a caer en la Tierra se denomina micrometeorito. Como la generación de calor y la ablación (fusión y evaporación) son procesos rápidos y muy similares en magnitud, los efectos generados por este calor raramente penetran más de unos pocos milímetros debajo de la superficie del objeto, por lo tanto, el interior preserva su estado tal como era en el espacio exterior (Varela, 2015). Cuando el meteoro alcanza una altitud más baja, su superficie comienza a solidificarse, produciendo una costra de fusión, y el residuo que finalmente llega a la superficie terrestre se denomina meteorito. Si el cuerpo ha sido consumido en el paso por la atmósfera, los residuos de material que lleguen a la superficie serán muy pequeños (<1 mm) y se llamarán micrometeoritos.

### 2.1.2. Clasificación

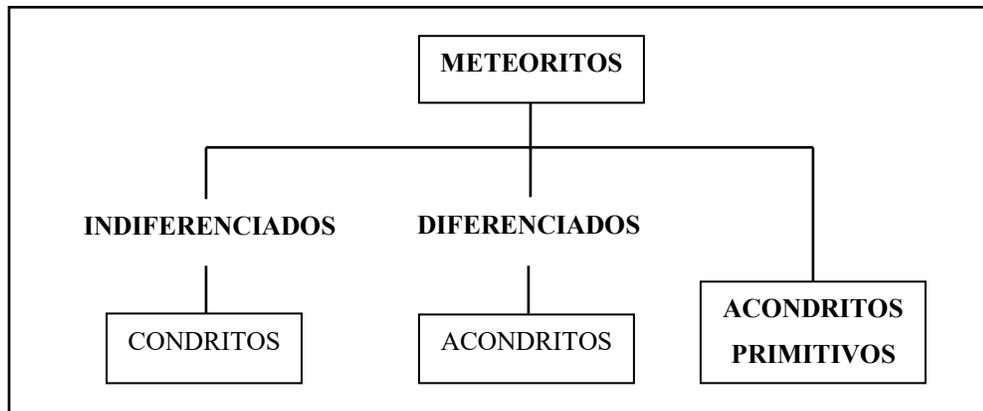
Una vez que han llegado a la superficie terrestre, los meteoritos se denominan “caídos” si han sido recuperados tras la observación de su evento de caída y, en cambio, se llaman “encontrados” o “hallados” si han sido recolectados tiempo después de su caída, sin poder haber sido observada. Esta primera distinción es importante ya que, dependiendo del tiempo que llevan en la Tierra, los meteoritos encontrados son más propensos a la interacción química con el ambiente terrestre (Weisberg y otros, 2006).

Por otro lado, los meteoritos pueden ser asignados a tres categorías en base a su contenido de metal hierro-níquel y silicatos: “metálicos” si están compuestos principalmente de metal, “rocosos” si su composición es fundamentalmente silicatada y “metal-rocosos” si poseen proporciones relativamente iguales de metal y silicatos. En la literatura antigua estos eran denominados como sideritos, aerolitos y siderolitos, respectivamente (Hutchison, 2007). A pesar de servir como una categorización inicial de los meteoritos, esta clasificación es muy básica y sólo sirve para una descripción inicial del material. Una división más significativa agrupa a los meteoritos en condritos (meteoritos indiferenciados) y acondritos (meteoritos diferenciados). Los primeros se han definido como meteoritos que contienen pequeñas esferas (1-2 mm) llamadas cóndrulos, sin embargo, esto no es del todo correcto, ya que existen algunas muestras condriticas que no los contienen. Lo más apropiado es decir que los condritos son meteoritos que poseen composiciones similares a la del Sol (exceptuando los elementos altamente volátiles) y que derivan de asteroides (y posiblemente cometas) que no experimentaron diferenciación planetaria. Por otro lado, los acondritos constituyen rocas ígneas o brechas de fragmentos de rocas ígneas derivadas de la diferenciación de asteroides y cuerpos planetarios como la Luna o Marte. Existen algunos meteoritos que poseen texturas acondriticas (ígneas o recrystalizadas), pero que preservan una afinidad química primitiva de sus precursores condriticos y se les conoce como acondritos primitivos (Weisberg y otros, 2006). Por esta razón, y sumado a que los grados de fusión que experimentaron estas rocas son muy variables, estos meteoritos han sido divididos en dos grandes grupos: indiferenciados y diferenciados. La Figura 2.1 resume esta clasificación.

## 2.2 Meteoritos condriticos

### 2.2.1 Características químicas y clasificación

Los condritos son los meteoritos que entregan los mejores indicios sobre el origen del sistema solar, ya que sus componentes se formaron durante el inicio de la formación de éste y sus abundancias de elementos no volátiles son cercanas a las de la fotosfera solar. Así, corresponden a las rocas más antiguas conocidas (Scott y Krot, 2003). Contienen diversas proporciones de cóndrulos, inclusiones refractarias (CAIs), agregados ameboidales de olivino (AOAs), Fe-Ni metálico y matriz de grano fino (Tabla 2.1). Es usualmente aceptado que las inclusiones refractarias, los cóndrulos y los metales Fe-Ni se formaron en la nebulosa solar por procesos de alta temperatura que incluyen condensación y evaporación. Muchas inclusiones refractarias y la mayoría de los cóndrulos y metales Fe-Ni se fundieron después durante múltiples episodios de breve calentamiento. En cambio, la matriz, algunas inclusiones refractarias y metal en ciertos condritos parecen no haber sufrido fusión (Krot, 2014).



**Figura 2.1:** Clasificación básica o primaria de meteoritos y sus orígenes. La distinción más grande se hace entre meteoritos indiferenciados (condritos) y diferenciados (acondritos). Los acondritos primitivos se consideran como un grupo aparte, pues presentan textura acondrítica, pero tienen otro origen. Modificado de Weisberg y otros (2006)

Los cóndrulos son partículas que cristalizaron rápidamente en minutos a horas. Están compuestos, en gran parte, de olivino y piroxeno y, comúnmente, contienen Fe-Ni metálico. Su tamaño varía de 0.01 a 10 mm, aunque se han descubierto condritos que presentan cóndrulos con un tamaño entre 10 a 100 mm en la Antártica y el Desierto del Sahara (Scott y Krot, 2003). Presentan formas

redondeadas a subredondeadas, ya que se interpreta que se formaron como gotas fundidas o parcialmente fundidas, a partir de eventos transitorios de calentamiento en la nebulosa solar (Weisberg, 2006). Las inclusiones refractarias miden entre decenas a centenas de micrómetros a centímetros, carecen de elementos volátiles y son los productos de procesos de alta temperatura que incluyen condensación, evaporación y fusión. Las inclusiones ricas en calcio-aluminio, CAIs por su sigla en inglés “*Calcium-Aluminium-rich inclusions*”, están compuestas de minerales como espinela, melilita, hibonita perovskita y diópsido de Al-Ti, los cuales se encuentran ausentes en otros componentes condriticos. Los agregados ameboidales de olivino, AOAs por su sigla en inglés “*Amoeboid Olivine aggregates*”, se componen de olivino de grano fino, metal Fe-Ni y un componente refractario constituido en gran parte de diópsido de aluminio, anortita, espinela y raramente, melilita. Los granos de Fe-Ni metálico presentan ocurrencias tanto dentro como fuera de los cóndrulos, como granos de hasta 1 mm de tamaño y se forman a altas temperaturas. La matriz es rica en volátiles y presenta grano fino (10 nm-5 mm) y se encuentra llenando intersticios entre los demás componentes. La matriz de los distintos condritos tiene diversas mineralogías, la mayoría son mezclas en desequilibrio de silicatos hidratados y anhidros, óxidos, Fe-Ni metálico, sulfuros y material orgánico y, contienen granos presolares (Scott y Krot, 2003).

**Tabla 2.1:** Resumen de las propiedades petrográficas de los principales tipos de condritos. Modificado de Krot y otros (2014).

	Carbonáceos								Ordinarios			Enstatita	
	CI	CM	CO	CR	CH	CB	CV	CK	H	L	LL	EH	EL
CAI + AOA (vol%)	<1	5	13	0,5	0,1	<0,1	10	4	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cóndrulos (vol%)	<1	20	48	50-60	~70	30-40	45	15	60-80	60-80	60-80	60-80	60-80
Matriz (vol %)	>99	70	34	30-50	5	<5	40	75	10-15	10-15	10-15	<0,1	<0,1
Metal (vol%)	0	0,1	1-5	5-8	20	60-70	0-5	<0,01	8,4	4,1	2,0	10,1	10,2
Cóndrulos (diámetro mm)	-	0,3	0,15	0,7	0,02	0,1-20	1	0,7	0,3	0,7	0,9	0,1	0,6

En base a sus diferencias en composición de química total, isótopos de oxígeno, mineralogía, petrología y proporciones de sus componentes, los condritos se pueden clasificar en distintas clases

y grupos. Aunque existen diferencias taxonómicas entre autores, aquí se expone la clasificación más recurrente y utilizada actualmente. Una clase consiste en dos o más meteoritos que comparten propiedades químicas primarias de roca total o de isótopos de oxígeno (Hutchison, 2007). Los condritos se dividen en tres clases principales: carbonáceos (C), ordinarios (O) y de enstatita (E) y otras, menos frecuentes, como Rumuruti (R) y Kakangari (K). Por otro lado, cada clase se puede subdividir en grupos, que consisten en cinco o más meteoritos cuyas composiciones químicas, petrología e isótopos de oxígeno son similares y, además, indica que estos meteoritos provienen del mismo cuerpo parental (Weisberg, 2006). Los condritos carbonáceos se dividen en ocho grupos: CI, CM, CR, CH, CB, CV, CK y CO; donde su segunda letra hace alusión al nombre del condrito que caracteriza cada grupo (Ivuna Mighei, Ornans, Renazzo, Bencubbin, Vigarano y Karoonda), salvo el grupo CH, pues la letra H se refiere al alto contenido de hierro y metal que presentan. Los condritos ordinarios se dividen en tres grupos: H (*high iron*), L (*low iron*), LL (*very low iron*); cuyas letras aluden a la cantidad de hierro que contienen estos meteoritos. Los condritos de enstatita se dividen en dos grupos, según su contenido de hierro metálico: EH (*high*) y EL (*low*). Los grupos R (Rumuruti) y K (Kakangari) difieren de otros condritos y se ha sugerido que representan dos clases adicionales de condritos (Krot, 2014). Aunque también se ha sugerido que el grupo Kakangari se considere como un “grupo pequeño”, ya que no cumple con las condiciones de estar compuesto por cinco o más meteoritos. Finalmente, existen condritos que son mineralógicamente y/o químicamente únicos, y se denominan comúnmente “condritos no agrupados” (Weisberg, 2006). La Figura 2.2 esquematiza la clasificación de los condritos.

Uno de los parámetros utilizados para llevar a cabo la clasificación de los condritos corresponde a las diferencias en composiciones químicas e isotópicas (de oxígeno), que algunos autores reconocen como variaciones primarias. Para ello se utilizan comúnmente las razones de elementos: Fe/Si, Mg/Si y Al/Si (Dodd, 1981) (Tabla 2.2). Las diferencias químicas dentro de los grupos son sutiles, por lo que se pueden observar más claramente de forma gráfica en la Figura 2.3.

Actualmente, la clasificación de condritos más utilizada es la de Van Schmus y Wood (1967), permitiendo diferenciar entre grupos de condritos (Figura 2.4) y el grado de alteración acuosa y termal que han experimentado. Estos autores consideraban que los diferentes sistemas de clasificación y nomenclatura para los condritos que se utilizaban hasta entonces no eran

completamente satisfactorios, ya que éstos estaban basados casi completamente en las diferencias químicas entre las clases, a pesar de que las características de los condritos se podían definir además por su mineralogía, textura y origen, e incluso, ser muy similares químicamente. Aunque, dentro de una clase, los condritos son mayormente uniformes mineralógica y texturalmente, éstos no llegan a ser idénticos, puesto que presentan diferencias atribuibles a los distintos grados de equilibrio termoquímico que varios condritos parecen haber experimentado.

En dicho estudio se reconocen cinco grupos de condritos (E, C, H, L-LL), definidos por cuatro parámetros químicos que describen las diferencias entre dichos grupos:

- i) La razón (en % peso) del Fe total y SiO<sub>2</sub> (Fe/ SiO<sub>2</sub>) en el análisis de roca total. Esta es una manera confiable de presentar las diferencias en el contenido de Fe total.
- ii) La razón SiO<sub>2</sub>/MgO (en % peso) en el análisis de roca total. Este parámetro puede ser confiable para distinguir tres grupos químicos (E, C y condritos ordinarios)
- iii) La razón (molar) entre FeO/(FeO+MgO) en los olivinos (contenido de fayalita) y piroxeno (contenido de ferrosilita).
- iv) La razón entre el contenido total de Fe metálico (Fe<sup>0</sup>) y el contenido de Fe total (Fe<sup>0</sup>/Fe). Esta es una manera sencilla de expresar el grado de oxidación del Fe en los condritos.

La mayor diferencia entre la clasificación expuesta en este trabajo y las demás es que los autores proponen una subdivisión de los grupos químicos de acuerdo a sus características petrológicas. Los criterios que utilizan para ello incluyen diferencias de homogeneidad en las composiciones de silicatos, piroxenos, feldespatos, vidrio ígneo, minerales metálicos, sulfuros, texturas y contenido de carbono y agua. De esta forma lograron establecer seis tipos petrológicos, donde cada uno de ellos representa un diferente grado de metamorfismo, siendo el tipo 3 el que representa los materiales más prístinos, ya que en él convergen procesos de alteración acuosa y termal en menores grados. Desde el tipo 3 al 1 se observa un aumento de la alteración acuosa y desde el tipo 3 al 6 aumenta la acción del metamorfismo termal (Figura 2.5), lo que se traduce en un aumento de equilibrio químico y recristalización. Es por esto que a los condritos del tipo 4 a 6 se les denomina comúnmente “condritos equilibrados”, mientras que al tipo 3 se les llama “condritos no equilibrados”. Para ser clasificados, los condritos primero llevarán la letra del grupo químico al que pertenecen y luego el número del tipo petrológico (por ejemplo, H6 o L5). Posteriormente,

Sears y otros autores (1980) utilizan las propiedades de termoluminiscencia de los condritos para subdividir el tipo petrológico 3 en subtipos que van del 3.1 al 3.9, ya que la sensibilidad de esta propiedad es, en gran parte, dependiente del grado de cristalización de la mesostasis de los cóndrulos (Weisbergs, 2006). También, Dodd y otros autores (1975) definieron un tipo petrológico número 7 para agrupar a aquellos condritos que se encuentran completamente recristalizados o fundidos. La Tabla 2.3 resume los criterios para definir cada tipo petrológico.

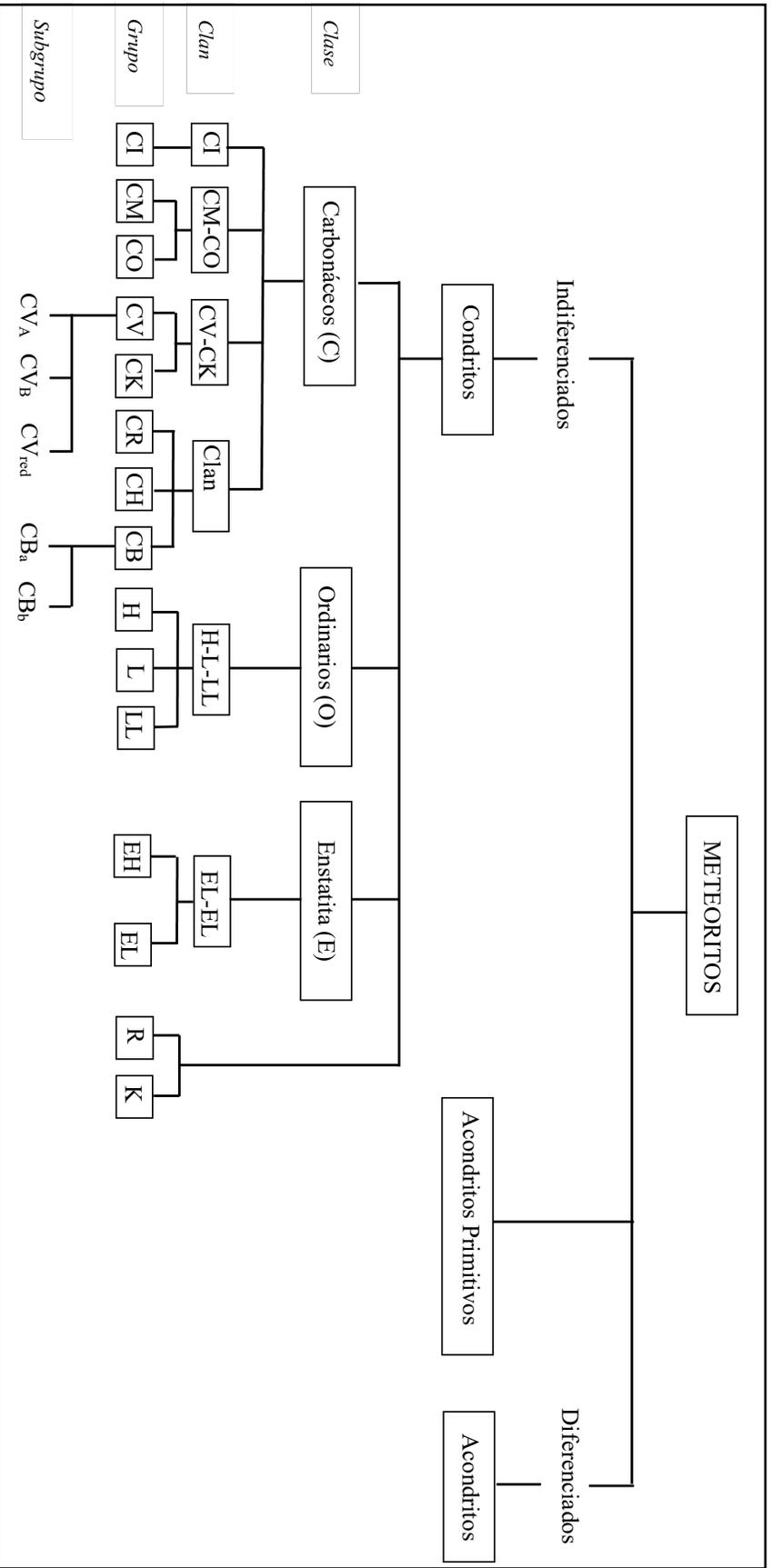
### **2.3. Condritos ordinarios**

Los condritos ordinarios se denominan de esta forma pues corresponden al tipo de meteorito más abundante que existen en las colecciones actualmente, constituyendo el 85% de las caídas observadas. Se caracterizan por presentar una gran abundancia de cóndrulos con varias composiciones minerales y texturales (Weisberg y otros, 2006).

Este tipo de condritos conforman meteoritos primitivos, ya que no han sufrido procesos de fusión parcial o total, sin embargo, sí han experimentado procesos de calentamiento en sus cuerpos parentales, los que condujeron a una recristalización, generando un equilibrio químico y cambios texturales. Así, de acuerdo al equilibrio químico que presentan, se pueden distinguir dos tipos. Los condritos ordinarios no equilibrados o UOC (*Unequilibrated Ordinary Chondrites*) generalmente presentan tipo petrológico 3, en el cual sus minerales conservan una composición química variable y los componentes se encuentran bien definidos. Y los condritos ordinarios equilibrados o EOC (*Equilibrated Ordinary Chondrites*), que, al desarrollar un mayor equilibrio químico, presentan minerales homogeneizados y, mientras mayor es su tipo petrológico, los bordes de los cóndrulos se desvanecen, siendo casi imposible distinguirlos (Varela, 2005).

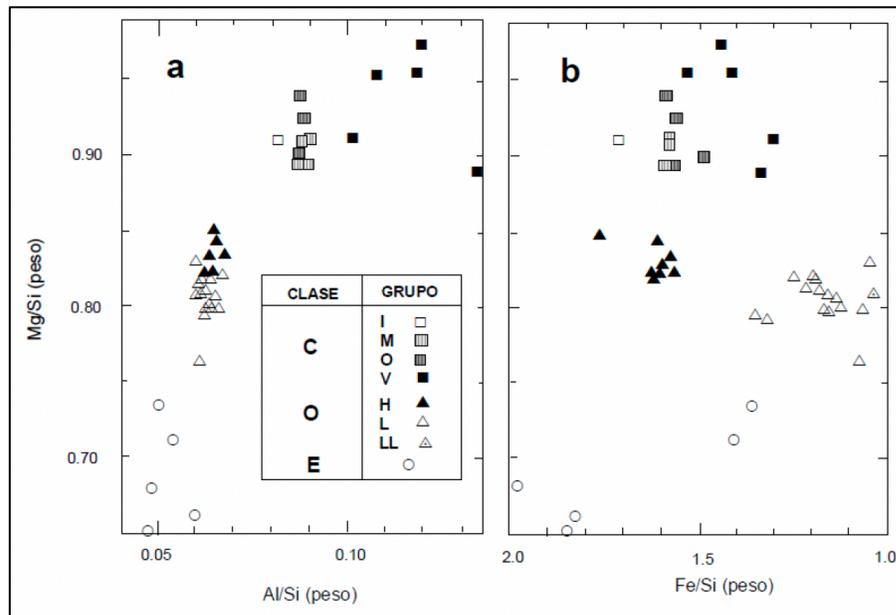
#### **2.3.1. Clasificación**

Con respecto a su clasificación, este tipo de meteoritos ha sido dividido en tres grupos: H (*high iron*), L (*low iron*) y LL (*very low iron*) en base a su composición química total, como las razones  $[\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})]$  en olivinos y piroxenos, y la de Fe metálico respecto del Fe total (Vernazza y otros, 2015).



**Tabla 2.2:** Razones Fe/Si, Mg/Si, Al/Si para los grupos de condritos. Los valores fueron calculados con una base de datos recalculada al 100% libre de volátiles (S, H, C, O). Modificado de Dodd (1981).

Clase	Enstatita		Ordinarios		Carbonáceos			
	EH	EL	H	L/LL	CI	CM	CO	CV
Fe/Si	2,01	1,08	1,63	1,16	1,80	1,66	1,64	1,57
Mg/Si	0,631	0,676	0,826	0,804	0,923	0,904	0,922	0,914
Al/Si	0,047	0,052	0,072	0,068	0,081	0,090	0,090	0,093



**Figura 2.3:** Gráfico de comparación de las razones Mg/Si, Al/Si y Fe/Si para meteoritos condriticos. Extraído de Valenzuela (2003) con los datos de Von Michaelis y otros (1969).

Los meteoritos de tipo H poseen la mayor abundancia de Fe total (y las razones atómicas Fe/Si más altas). Además, se caracterizan como los condritos ordinarios más reducidos respecto a los demás grupos, dado que el Fe que presentan se encuentra principalmente en su forma metálica. Cuando llegan al equilibrio químico, exhiben los contenidos de FeO más bajos en sus silicatos. Por otro lado, los meteoritos de tipo LL presentan el contenido más bajo de Fe total, correspondiente a la razón más baja de Fe/Si atómico y también son el grupo más oxidado de los condritos ordinarios, dado que poseen escaso contenido de Fe metálico, siendo los silicatos los que presentan el mayor contenido de Fe en su forma FeO cuando están equilibrados. Los condritos de tipo L representan un término intermedio entre los H y LL respecto de todas estas propiedades, aunque se acercan un poco más a los LL en términos del Fe total (Vernazza y otros, 2015). A modo de resumen, la Tabla 2.4 muestra los valores promedio de algunas propiedades mencionadas anteriormente.



La clasificación de Van Schmus y Wood (1967) permite diferenciar estos grupos mediante un gráfico que relaciona el contenido de Fayalita (% molar) con la razón entre el contenido de Fe metálico y Fe total ( $Fe^0/Fe$ ) (Figura 2.6). Y también, presentan otro parámetro que sirve para clasificar condritos ordinarios equilibrados, cuyos tipos petrológicos sean de 4 a 6, comparando la razón de ferrosilita (Fs) (% molar) en piroxenos de bajo contenido en Ca, con la razón de fayalita (Fa) (% molar) en olivinos, lo que se puede apreciar en la Figura 2.7.

Particularmente, la similitud química entre los grupos L y LL, hace que varias veces difieran muy poco en sus razones Mg/Si y Al/Si, y además se traslapen respecto de las razones Fe/Si. Por ende, estos grupos se distinguen mucho mejor en base a las relaciones entre Fe total, Fe metálico y Ni, como se observa en la Figura 2.8.

### **2.3.2. Mineralogía**

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

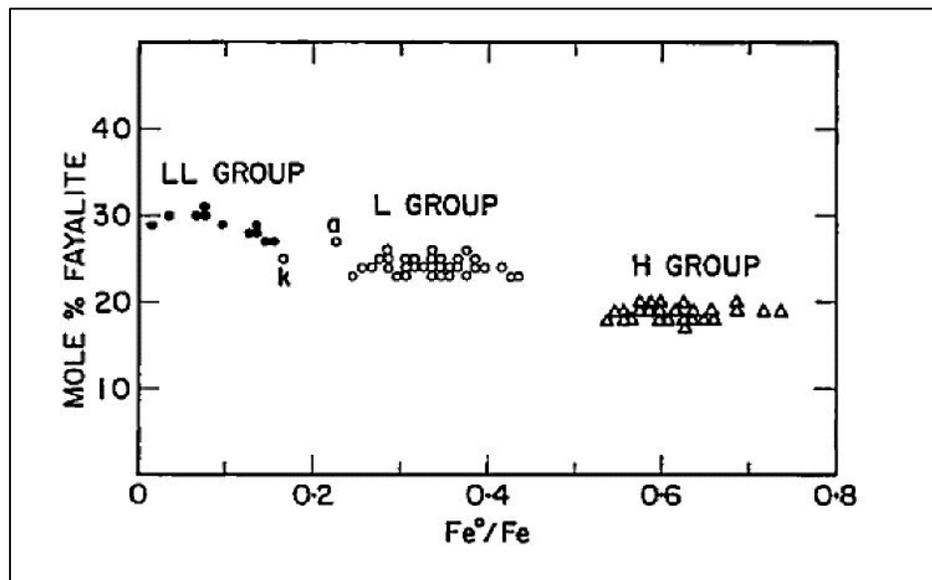
Dentro de las fases principales que se pueden hallar en los condritos ordinarios se puede hacer una distinción entre mineralogía primaria y secundaria. La primera se compone de silicatos como olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y feldespatos (plagioclasa); también de aleaciones Fe-Ni como kamacita (bajo contenido de Ni) y taenita (alto contenido de Ni) y troilita, que corresponde a un sulfuro de Fe. También se puede encontrar, en ocasiones, vidrio primario. En la segunda, en cambio, se encuentran principalmente los óxidos e hidróxidos de hierro, producto de la meteorización, tales como cromita, akaganeita, goethita, magnetita y hematita, entre otros. Además de vidrio y feldespatos de origen secundario. Minerales accesorios como zircón y apatito también suelen estar presentes. La Tabla 2.5 muestra la composición modal para condritos ordinarios equilibrados.

**Tabla 2.3:** Resumen de los criterios para los tipos petrológicos. Modificado de Van Schmus y Wood (1967) y Dodd y otros (1975).

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

**Tabla 2.4:** Valores promedio de las propiedades de los condritos ordinarios equilibrados. Donde Fa=Fayalita y Fs=Ferrosilita. Modificado de Vernazza y otros (2015).

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



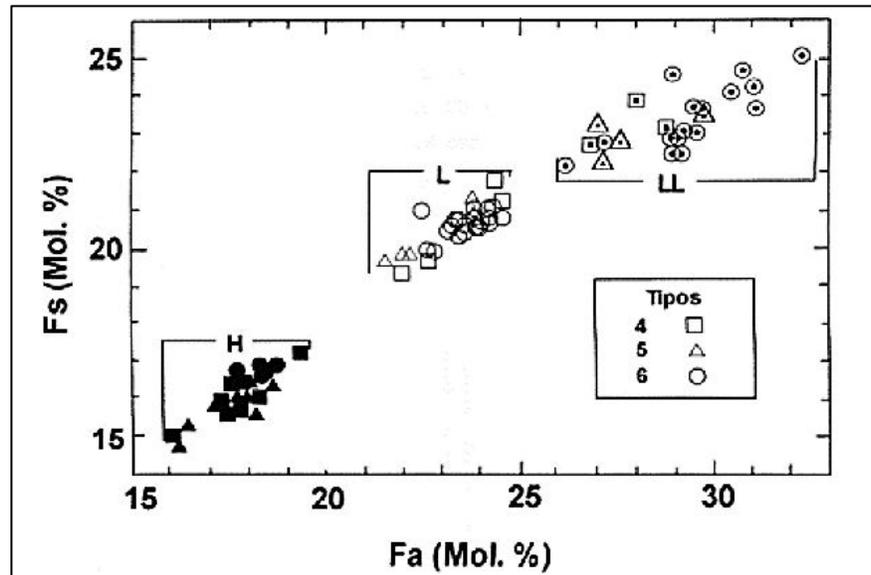
**Figura 2.6:** Gráfico de comparación entre las razones de Fayalita (mol%) y  $Fe^0/Fe$  (atómico) para los grupos de condritos ordinarios H, L y LL. Extraído de Van Schmus y Wood (1967).

### 2.3.3. Componentes principales

#### 2.3.3.1. Cóndrulos

Los cóndrulos son pequeñas partículas de material silicatado que han experimentado fusión antes de su incorporación en los cuerpos parentales condriticos. Idealmente deberían ser esféricos, ya que han solidificado a partir de gotas líquidas, pero la mayoría no lo son. Una parte significativa de ellos está presente como fragmentos, también pueden estar moldeados unos alrededor de otros, mientras que algunos no se encontraban lo suficientemente fundidos para que la tensión superficial

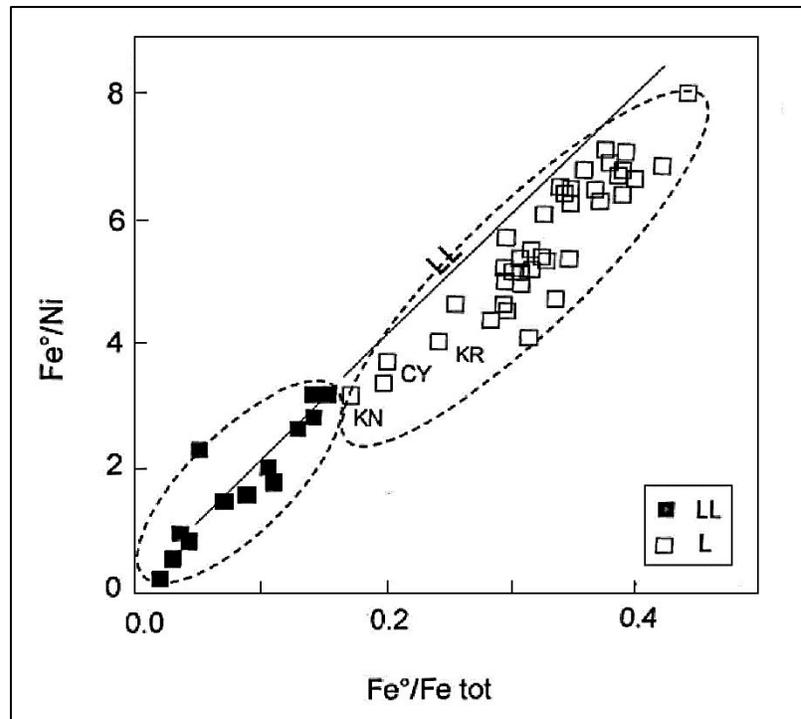
los hiciera redondos (Zanda, 2004). Presentan textura ígnea y están compuestas principalmente de cristales de olivino y piroxeno con bajo contenido de Ca, insertos en vidrio o una matriz microcristalina. Varios cóndrulos también pueden contener granos de metal Fe-Ni (Scott y Krot, 2003). Se pueden clasificar de acuerdo a su textura y a su química.



**Figura 2.7:** Gráfico de comparación en el contenido de Fe entre Fs (mol%) ( $\text{FeSiO}_3$ ), en piroxenos de bajo Ca y Fa (mol%) ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ) en olivinos para los grupos de condritos ordinarios equilibrados. Fs = Ferrosilita y Fa = Fayalita. Extraído de Van Schmus y Wood (1967).

Texturalmente, los cóndrulos se pueden dividir en dos grupos: porfíricos y no porfíricos. Los primeros presentan grandes cristales de olivino y/o piroxeno en una matriz de grano fino o vítrea (Scott y Krot, 2003). En ella se pueden encontrar cóndrulos porfíricos de olivino (PO), porfíricos de piroxeno (PP) y porfíricos de olivino-piroxeno (POP). Mientras que los segundos muestran texturas uniformes de grano fino e incluye a aquellos cóndrulos criptocristalinos (C), radiales de piroxeno (RP), barrados de olivino (BO) y granulares de olivino y/o piroxeno (GO, GP y GOP) (Gooding y Kail, 1981).

Por otra parte, químicamente, se pueden clasificar en cóndrulos de tipo I y II. Los primeros son empobrecidos en elementos volátiles y a menudo contienen metal, mientras que los segundos son ricos en elementos volátiles y no presentan metal. Los cóndrulos de tipo II tienden a ser de grano más grueso que los de tipo I y, a menudo, también son más grandes (Zanda, 2004).



**Figura 2.8:** Gráfico de distribución de Ni y Fe total (Fe tot) y Fe metálico (Fe<sup>0</sup>) en condritos ordinarios de grupos L y LL. La línea de ajuste muestra la diferencia en la razón Ni/Fe total. KN, CY y KR representan meteoritos que permanecen inciertos en su afinidad de grupo. Extraído de Dodd (1981).

**Tabla 2.5:** Composición modal para condritos ordinarios equilibrados (tipo petrológico 4-6). Modificado de Hutchison (2007).

Composición modal (% vol)	H	L	LL
<b>Olivino</b>	~38% Fa16-20	~48% Fa22-26	~58% Fa37-40
<b>Ortopiroxeno</b>	~28% Fs85,5-82	~24% Fs81-78	~16% Fs78-74
<b>Clinopiroxeno</b>	~6%	~6%	~6%
<b>Feldespato</b>	~10% An12Ab82	~10% An10Ab84	~10% An10Ab86
<b>Cromita</b>	<1%	<1%	<1%
<b>Fosfato</b>	<1%	<1%	<1%
<b>Metal</b>	10%	<5%	2%
<b>Troilita</b>	5%	5%	5%

La gran variedad de texturas, junto con la composición química que presentan los cóndrulos, permite hacer estimaciones sobre cómo se forman estos cuerpos. El modelo convencional los considera como objetos que han sido fundidos total o parcialmente en la Nebulosa Solar (Varela, 2015). Vinculaciones entre asteroides y condritos sugieren que los cóndrulos abundan en la parte

interna del cinturón de asteroides. Así, gran parte de la masa acrecionada en la parte interna del Sistema Solar habría sido derivada de cóndrulos (Scott y Krot, 2003).

#### 2.3.3.2. Fe-Ni metálico y sulfuro de Fe

El componente metálico de los condritos ordinarios está integrado por los minerales kamacita y taenita, que corresponden a aleaciones de Fe-Ni. Usualmente se observan como pequeñas gotas distribuidas en la matriz y bordeando o insertas dentro de los cóndrulos. Aunque también se pueden presentar en forma de cristales anhedrales, en intercrecimiento con otros minerales como exsolución de kamacita-taenita.

Pocos condritos preservan bien la historia de formación de sus componentes metálicos, debido a las subsecuentes reacciones de baja temperatura que comúnmente forman óxidos y sulfuros y también al metamorfismo termal, el cual permite la exsolución de kamacita-taenita (Scott y Krot, 2003).

Además de estos dos minerales, dentro de los condritos ordinarios también se puede encontrar troilita, un sulfuro de Fe cuya ocurrencia se da en gotas dentro de cóndrulos o matriz, como cristales anhedrales aislados o en intercrecimiento con kamacita y/o taenita.

#### 2.3.3.3. Matriz

La matriz se define ópticamente como una mezcla opaca de granos minerales de 10nm a 5mm de tamaño que bordea los cóndrulos y otros componentes y llena los intersticios entre ellos (Scott y otros, 1988 en Scott y Krot, 2003). Los granos de matriz generalmente se distinguen de los fragmentos de otros componentes por sus tamaños, formas y texturas distintivas. Típicamente, la matriz abarca entre un 5 y un 50% en volumen de los condritos. (Scott y Krot, 2003).

En cuanto a su composición, no se considera como un solo material, sino como una mezcla de minerales, entre los cuales se encuentran silicatos, óxidos, sulfuros y Fe-Ni metálico. En el

microscopio se distingue por su coloración oscura en luz transmitida. Por su pequeño tamaño es muy susceptible a procesos de alteración secundaria (Varela, 2015).

Su tamaño de grano fino, alta porosidad y permeabilidad hacen que la matriz sea más susceptible a la alteración acuosa y al metamorfismo en los asteroides que otros componentes condriticos (Scott y Krot, 2003). A medida que aumenta el tipo petrológico, la matriz sufre recristalización por el aumento de temperatura y los cóndrulos pierden sus bordes hasta el punto en que la diferencia entre matriz y cóndrulos se hace difícil de observar. Por otro lado, la porosidad puede ser primaria si se genera luego de la acreción de material en el espacio o bien, secundaria si se origina por procesos de meteorización terrestre. Este último promueve la disolución de cristales de minerales metálicos dejando cavidades de disolución en la matriz.

Los porcentajes promedio de los constituyentes principales para cada grupo de los condritos ordinarios se pueden visualizar en la Tabla 2.6.

**Tabla 2.6:** Porcentajes promedio de los constituyentes principales de los condritos ordinarios. H = *high iron*, L = *low iron*, LL = *very low iron*. Extraído de Weisberg y otros (2006).

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

#### 2.3.4. Metamorfismo y estado de choque

El metamorfismo de choque y la brechización se generan a partir de colisiones entre los cuerpos parentales a hipervelocidad. Su estudio constituye una importante fuente de información sobre la historia geológica y colisional de los cuerpos parentales asteroidales (Stöffler y otros, 1991).

El trabajo de Stöffler y otros (1991) se considera uno de los más importantes en este tema, ya que en él se establece una clasificación petrográfica de los progresivos estados de metamorfismo de choque en condritos ordinarios, que sigue siendo utilizada actualmente. En él se definen seis estados de choque progresivos denominados S1 a S6, donde S1 representa una muestra sin evidencias de choque y presiones menores a 5 GPa y S6 corresponde a un meteorito con altas

evidencias de impacto y presiones de hasta 90 GPa. Los criterios de este estudio se resumen en la Tabla 2.7. Con respecto a la notación para la clasificación de meteoritos, primero se indica el tipo petrológico y luego, en paréntesis, se utiliza la letra S seguida del número que indica el grado de metamorfismo de impacto, por ejemplo: H5(S3).

Para llevar a cabo la clasificación, los autores se basaron en la observación de olivinos y plagioclasas en cortes pulidos transparentes utilizando microscopio óptico. En estos minerales podían observar efectos de choque tales como extinción ondulatoria, fracturas planares y características de deformaciones planares, fusión y mosaicismo, entre otras. Dichos efectos se generan a partir de impactos a velocidad supersónica, donde ocurre una compresión que se propaga a lo largo del cuerpo (sólido) por una onda de choque, la que promueve el incremento de la presión y la temperatura del material.

A pesar del gran avance en el estudio de los estados de choque del trabajo anterior, los autores no consideraron a los minerales opacos como indicadores absolutos, ya que sus efectos fueron observados en un amplio rango de presiones. Sin embargo, años más tarde, Bennet y McSween (1996) publican un trabajo que contiene un análisis más detallado sobre características texturales y químicas que sufren los minerales opacos al ser sometidos a las ondas de choque, en condritos ordinarios de tipo L. Este estudio sirve tanto para cuantificar mínimos peaks de temperatura que resultan durante el metamorfismo de choque, como para clasificar el estado de choque en condritos ordinarios. En la Figura 2.9 se muestran los detalles de esta clasificación.

Debido a características del meteorito tales como porosidad y mineralogía, la distribución de la presión al comienzo de la compresión de choque se produce de forma heterogénea, lo que lleva a una distribución de temperatura también heterogénea. En zonas donde se acumula la temperatura y el *stress* ocurre la formación de venas y bolsillos de fundido, entre otras evidencias de choque que corresponden a “efectos de desequilibrio por impacto” y cuya presencia indica que el meteorito ha sufrido un efecto de choque de tipo S3 o mayor (Stöffler y otros, 1991).

Las venas de fundido (*melt veins*) se forman por la fusión de material del condrito que se inyecta en fracturas, las que pueden ser primarias o secundarias. Su composición depende de las fases

involucradas en el proceso de fusión, las cuales pueden ser fundido de Fe-Ni metálico, troilita vidrio silicatado o una mezcla de ellas. En este último caso es común ver una matriz de vidrio silicatado con gotas de Fe-Ni metálico y/o troilita en su interior puesto que estos componentes son inmiscibles entre sí (Tomkins y otros, 2013). Respecto a su tamaño existe una amplia variación. Existen unas muy finas, cuyo ancho es de algunos micrones, suelen tener poca longitud y se presentan de forma rectilínea comúnmente. En la literatura, a estas finas venillas se les conoce como venas de choque y se producen a niveles de equilibrio de choque relativamente bajos. La abundancia y la complejidad geométrica de las venas aumenta con el grado de equilibrio de la presión de choque. (Stöffler y otros, 1991). Hay otras venas más anchas, que llegan hasta los 30 micrones y poseen una mayor extensión, se observan ramificadas y a veces interconectadas con bolsillos de fundido. Su composición varía entre Fe-Ni metálico, troilita o una mezcla de ambos. Finalmente, existen venas más gruesas, que pueden alcanzar centenas de micrones o más y presentan forma irregular o sinuosa. Se componen de Fe-Ni metálico, vidrio silicatado y troilita. Además, pueden contener fragmentos o clastos de material sin fundir (Tomkins y otros, 2013).

Las gotas de fundido (*melt droplets*) corresponden a pequeñas gotas compuestas de material fundido como Fe-Ni metálico, troilita o una mezcla de ambas. Su tamaño varía entre 1 y 100 micrones y pueden encontrarse dentro de cantidades variables de fundido de composición silicatada, formando una estructura que se denomina bolsillo de fundido (*melt pocket*), los cuales junto con las venas de fundido irregulares interconectadas se observan en niveles de equilibrio de choque mayores (Stöffler y otros, 1991). Los bolsillos de fundido poseen una forma irregular de bordes redondeados y un tamaño variable de decenas a cientos de micrones (Tomkins y otros, 2013).

Por último, cuando el Fe-Ni metálico se calienta alrededor de 650°C y se enfría lentamente, éste se descompone en una mezcla de grano fino de kamacita y taenita, la que se conoce como plesita. La fuente de origen del calor puede ser primaria o secundaria, esta última debido a recalentamiento después del choque y cuyas temperaturas pueden comenzar incluso a 475°C. Temperaturas mínimas de post choque que se han obtenido de análisis de plesitas muestran un aumento sistemático de la temperatura a medida que aumenta el estado de choque, lo que provee información adicional sobre las historias térmicas de post choques en condritos (Bennet y McSween, 1996).

Tabla 2.7: Resumen de los criterios para establecer el estado de choque en condritos ordinarios. Extraído de Stöfler y otros (1991).

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

Características de choque		S1	S2	S3	S4	S5	S6
	Perfil de Ni normal en 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 2.9:** Resumen esquemático de los distintos tipos y abundancias relativas de las características del metamorfismo de choque que componen la clasificación en base a los minerales opacos de Bennet y McSween (1996). Barras grises = características raras (observadas en <10% de todos los granos de opacos en un corte pulido transparente. Barras negras = características abundantes (observadas en >50% de todos los granos de opacos). Los números sobre las barras de la plesita indican el aumento de temperatura (en °C) mínimo post choque, registrados en los componentes de la plesita: kamacita y taenita. S1 a S6 corresponde a los estados de choque definidos por Stöffler y otros (1991). Modificado de Bennet y McSween (1996).

### 2.3.5. Meteorización terrestre

#### 2.2.4.1. Generalidades

La meteorización en meteoritos puede ser considerada como la alteración de las fases componentes originales de estos cuerpos a fases que son más estables en la superficie de la Tierra. La interacción con el ambiente terrestre comienza desde el momento en que el meteoróide ingresa en la atmósfera terrestre (Bland y otros, 2006). Debido a que la atmósfera terrestre es rica en oxígeno, se convierte

en un territorio hostil para cuerpos provenientes del espacio, lugar que es mucho menos reactivo. Por lo tanto, los procesos corrosivos comienzan desde esta etapa y continúan hasta que no quede nada reconocible en los meteoritos (Buchwald y Clarck, 1989). Cuando los meteoritos alcanzan la superficie de la Tierra quedan expuestos a una variedad de agentes meteorológicos como el agua, el aire rico en oxígeno, las sales, el viento y las variaciones de temperatura, los que se convierten en factores de meteorización. Otros agentes como la composición, porosidad y edad de los meteoritos, los suelos o rocas hospedantes junto con la topografía local y la profundidad de enterramiento del meteorito también pueden influir en los mecanismos y tasas de meteorización. Estas últimas también dependerán del historial climático desde que ocurrió la caída (Al Kathiri y otros, 2005).

De todos estos factores, el clima juega un gran rol en la preservación del meteorito. En zonas de climas tropicales o de alta temperatura, los meteoritos que no son recuperados pronto luego de su caída son destruidos por la meteorización a una escala de tiempo relativamente corta comparada con su tasa de caída a la Tierra (Bland y otros 2000). En cambio, en climas secos persistentes la meteorización es menos enérgica e incluso permiten la acumulación de meteoritos (Bland y otros, 2006), esto puede ocurrir en desiertos calientes o fríos, como la Antártica. En este sentido, el Desierto de Atacama se destaca por sus características climáticas y geomorfológicas, ya que además de ser el desierto más seco del mundo, su hiperaridez y tasas de erosión muy lentas han persistido desde hace unos 25 Ma (Dunnai y otros, 2005), lo que le permite, a su vez, ser considerado como unas de las áreas de densa recolección de meteoritos más importantes del mundo (Munayco y otros, 2013).

#### 2.2.4.2. Meteorización en condritos ordinarios

El concepto de meteorización se refiere a la desintegración y descomposición de rocas cercanas o en la superficie terrestre, y no involucra transporte, a diferencia del proceso de erosión.

El efecto más claro de la meteorización es la oxidación de  $\text{Fe}^0$  y  $\text{Fe}^{2+}$ , produciendo óxidos e hidróxidos de hierro ( $\text{Fe}^{3+}$ ) (Lee y Bland, 2004). Los condritos ordinarios equilibrados caídos contienen hierro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) insignificante, ya que la gran mayoría del hierro está presente como

$\text{Fe}^0$  en aleaciones Fe-Ni y como  $\text{Fe}^{2+}$  en troilita, olivino y piroxeno. Por lo tanto, cualquier hierro férrico hallado en un condrito común puede interpretarse como el producto de una alteración terrestre. La espectroscopía Mössbauer de  $^{57}\text{Fe}$ , sensible a los cambios en el estado de valencia del hierro, es una técnica ideal para cuantificar la abundancia de hierro férrico en una muestra (Bland y otros, 1998). Las fases metálicas presentes en los meteoritos (kamacita y taenita) están entre las primeras en mostrar efectos notorios de meteorización terrestre y son gradualmente convertidas en óxido (Buchwald y Clarke, 1989).

Dentro de los productos de alteración encontrados en meteoritos, correspondientes a óxidos e hidróxidos de hierro, se han encontrado diversos minerales. En el trabajo de Buchwald y Clark (1989), en meteoritos recolectados en la Antártica, se encontraron minerales de akaganeita, goethita, lepidocrocita y maghemita. En el trabajo de Al-Kathiri (2005), centrado en meteoritos recolectados en el desierto de Omán, además se encontró magnetita y hematita. En otros estudios también se han hallado presentes minerales como jarosita y ferrihidrita, entre otros.

Con respecto a cómo se produce la meteorización, Buchwald y Clarke (1989) proponen un mecanismo en el cual el metal se disuelve y los iones  $\text{Cl}^-$  del ambiente terrestre se mueven hacia la superficie de reacción para mantener un equilibrio de carga, donde luego precipita akaganeita, incorporando Cl en su estructura. Esta reacción da como resultado la formación de akaganeita como reemplazo de la kamacita, por lo que además no se genera un cambio de volumen significativo. Luego, el  $\text{Cl}^-$  de la akaganeita se intercambia con iones  $\text{OH}^-$ , y se libera en la solución para pasar nuevamente al frente de la reacción o para ser eliminado del sistema. Habiendo perdido su  $\text{Cl}^-$ , la akaganeita se vuelve inestable y se descompone mediante reacciones químicas que dan origen a maghemita, goethita y lepidocrocita, proceso que se puede denominar como envejecimiento de la akaganeita. En meteoritos recolectados de ambientes fríos o secos (desérticos), la akaganeita es estable y dura mucho tiempo, mientras que, en climas templados, la akaganeita de los meteoritos sólo se puede observar en la zona de corrosión activa y la mayor parte se ha descompuesto en goethita y maghemita.

Según Bland y otros (1998), para que los meteoritos registren las condiciones climáticas prevalecientes al momento de su caída, la meteorización debe ocurrir en al menos dos etapas, cuya

fase más significativa se da en el periodo inmediatamente posterior a su llegada a la Tierra. Los autores proponen que, durante este tiempo, cuando el meteorito está fresco y su porosidad es mayor, la meteorización ocurre rápidamente. Los productos recién formados bloquean los poros y protegen los granos minerales contra una mayor degradación que, en consecuencia, es mucho más lenta. En el trabajo de Lee y Bland (2004), analizando la meteorización en condritos ordinarios recolectados en desiertos calientes, observaron que tras ~15% del hierro  $\text{Fe}^0$  y  $\text{Fe}^{2+}$  fuera oxidado, la mayoría de la porosidad intergranular ha sido ocluida. En cuanto a la diferencia de la tasa de meteorización entre los tipos de condritos ordinarios, el estudio de Bland y otros (2006) observa que el tipo H se meteoriza significativamente más rápido que los tipos L-LL. Y, por otra parte, en el estudio de Munayco y otros (2013) los resultados de la espectroscopía de Mössbauer de  $^{57}\text{Fe}$  muestran que existe un promedio mucho más alto de oxidación en los condritos más ricos en metales (H) que lo más pobres (L-LL).

Con respecto a los dominios de meteorización, en el trabajo de Al-Kathiri (2005) se menciona que los productos de alteración ocurren como reemplazo de minerales preexistentes y como tinciones en la matriz y en venas. Por otro lado, Valenzuela (2011) indica que los principales dominios de meteorización de los condritos ordinarios del Desierto de Atacama se pueden resumir en tres principales. Primero, venillas de minerales opacos, cuyo rango de tamaño es tan variable que van desde un microfracturamiento de minerales hasta fracturas que atraviesan los cortes transparentes del estudio. Segundo, halos alrededor de opacos, que se encuentran presentes en los granos metálicos de Fe-Ni, donde la meteorización ocurre desde el borde de estos minerales hacia el interior. Y, en tercer lugar, intramineral, el cual se genera en minerales como la troilita, donde la meteorización ocurre desde el interior hacia afuera del grano, pero también se puede observar en texturas plesíticas dentro de minerales metálicos Fe-Ni con intercrecimiento de kamacita-taenita y en disoluciones o microfracturas de silicatos.

#### 2.2.4.3. Clasificación

Wlotzka (1993) estableció una escala para medir el grado de meteorización terrestre en secciones pulidas de meteoritos (Tabla 2.8). La escala se compone de 6 estados progresivos, W1 a W6, cada

uno de los cuales se asocia con distintos efectos de oxidación y reemplazo en minerales que contienen Fe como los metales Fe-Ni y silicatos.

A pesar de que actualmente se sigue utilizando esta escala a la hora de clasificar meteoritos, su contenido puede ser cuestionable, ya que existen trabajos de meteorización en meteoritos que no se condicen con los parámetros de esta clasificación. Por ejemplo, en el estudio de Valenzuela (2011) se observa que en los condritos del Desierto de Atacama los silicatos comienzan a meteorizarse en grados menores que W5.

**Tabla 2.8:** Grado de meteorización terrestre según Wlotzka (1993). Extraído de Krot y otros (2014).

<b>Grado de meteorización (W)</b>	<b>Criterios y características</b>
<b>W0</b>	Sin oxidación visible de metales o sulfuros
<b>W1</b>	Vetas de óxido menores y bordes alrededor del metal y troilita
<b>W2</b>	Oxidación moderada del 20-60% del metal
<b>W3</b>	Oxidación intensa de metales y troilita, sustituyéndose entre el 60 y 95%
<b>W4</b>	Oxidación completa del metal y troilita, pero sin oxidación de silicatos
<b>W5</b>	Inicio de la alteración de los silicatos máficos
<b>W6</b>	Sustitución masiva de silicatos por óxidos y arcillas

#### 2.2.4.4. Importancia del estudio de la meteorización en meteoritos

Los meteoritos son un material geológico único, ya que permiten una aproximación a los procesos que ocurren durante la formación del sistema solar. Además, debido a que caen de manera uniforme sobre la superficie de la Tierra y tienen composiciones iniciales comparables y edades terrestres bien definidas, pueden servir como una muestra estándar que actuaría como un sondeo del ambiente de la superficie terrestre. Así, los meteoritos pueden ser valiosos para comprender varios aspectos del ambiente terrestre, desde la restricción de procesos geomorfológicos, estabilidad de la superficie y el tiempo de deflación, hasta la cuantificación de las diferencias en la tasa de meteorización en diversos regímenes climáticos. También se pueden utilizar para explorar posibles vínculos entre el clima y la meteorización de las rocas. Además, ofrecen una nueva perspectiva sobre la capa de hielo antártica y su respuesta a las condiciones climáticas cambiantes en los últimos cientos de miles de años (Bland y otros, 2000).

Por otra parte, conocer los detalles de este proceso permite observar alteraciones asteroidales que pueden estar presentes en el meteorito. En este sentido, hay estudios que han observado similitudes entre la meteorización de condritos en la Antártica y la alteración acuosa en asteroides. Así, puede ser que el ambiente antártico pueda proveer un análogo efectivo para comprender ese tipo de alteración (Bland y otros, 2006).

### 3. METODOLOGÍA Y ANÁLISIS DE QEMSCAN

#### 3.1. Generalidades

QEMSCAN® es el acrónimo de *Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron Microscopy* (Evaluación cuantitativa de minerales por microscopía electrónica de barrido). Es una herramienta completamente automatizada y no destructiva que permite análisis rápidos de minerales (Qian y otros, 2015). Este sistema difiere de otros sistemas de análisis de imagen, ya que está configurado para medir la variabilidad mineralógica basada en la química a escala micrométrica (Santoro, 2015).

Hace unos 50 años comenzó la necesidad de un sistema automático para implementar los principios de los procesos mineralógicos, de manera que fuera mucho más rápido, preciso y reproducible que los operadores humanos. En respuesta a esta necesidad, a finales de 1970, la tecnología QEMSCAN® fue desarrollada por CSIRO (*Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation*) en Australia, aunque el primer modelo se llamó QEM\*SEM. Principalmente, fue aplicado para complementar los análisis químicos de roca total, para la exploración, minería, procesamiento de minerales y refinamiento de metales. Actualmente el refinamiento y la modificación de la tecnología han permitido ampliar sus aplicaciones a otros sectores, incluyendo el gas y petróleo, ciencias forenses, geología planetaria, geociencias en general y estudios geotérmicos (Santoro, 2015).

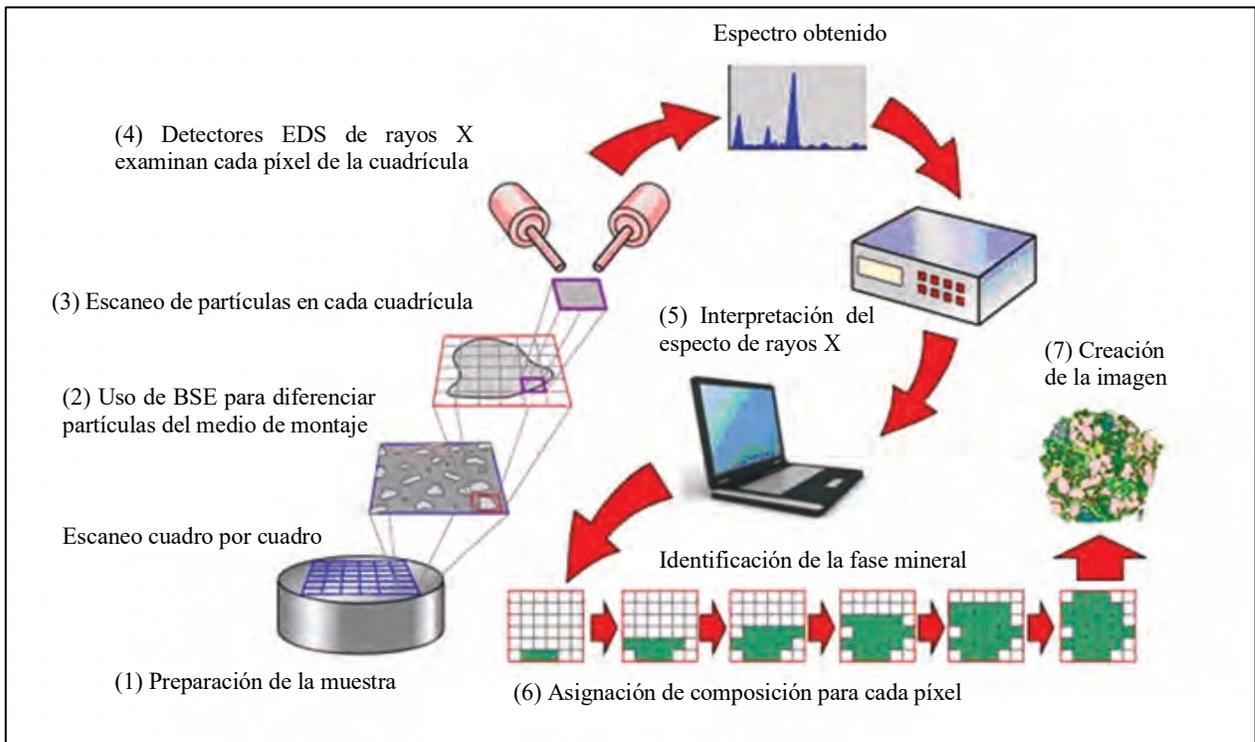
Este sistema utiliza la intensidad de la señal de electrones retrodispersados (BSE), así como una señal de espectro de energía dispersiva (EDS) en cada punto de medición e identifica los minerales subyacentes utilizando la composición química de la información de rayos X en conjunto con el brillo de BSE, lo que permite identificar los minerales con precisión, comparando estos resultados con una base de datos minerales integral incorporada en el software QEMSCAN® (Qian y otros, 2015). El uso de SEM-EDS combinado con su *software* especializado para el procesamiento y la automatización de imágenes proporciona un sistema de análisis de minerales y rocas totalmente integrado que es rápido, preciso, repetible y estadísticamente válido (Butcher y Botha, 2010).

### 3.2. Funcionamiento

El diseño comprende un módulo de *hardware* y un módulo de *software* que controla un microscopio electrónico de barrido para recopilar datos sin procesar, construir imágenes digitales y procesar los datos (Gottlieb y otros, 2000). Más detalladamente, el *software* automatizado escanea o rasteriza un haz de electrones enfocado sobre la superficie de la muestra, midiendo una variedad de señales generadas por interacciones electrón-muestra y mapeando los datos en una imagen de alta resolución. Para la mineralogía automatizada, las dos señales más importantes son los electrones retrodispersados (BSE) y los rayos X característicos (Santoro, 2015). El principio básico utilizado para la identificación de minerales con BSE es que el coeficiente de retrodispersión de un compuesto es una medida de su número atómico. Por otro lado, el principio básico que utiliza el EDS es que el espectro de rayos X recolectados se utiliza para identificar y cuantificar la proporción de elementos en un compuesto, lo que permite una clasificación definitiva de minerales en base a su composición química (Gottlieb, 2008).

Una base de datos, que utiliza el conocimiento *a priori* del sistema mineral, identifica los minerales a partir de espectros EDS y discrimina entre ellos. El procesamiento en tiempo real de las señales genera imágenes digitales que clasifican los píxeles como especies minerales. Los datos obtenidos para cada punto del análisis son comparados con una base de datos de especies conocida como lista SIP (*Species Identification Protocol*), la que ha sido construida por el usuario antes del análisis y que puede ser modificada después de los primeros resultados y, además, contiene una lista de elementos que deben y pueden estar presentes. La identificación de fases en la lista SIP se realiza sobre la base del primer emparejamiento, así, las definiciones de las fases dependen de la posición que tengan en la lista (Santoro, 2015). Además de proveer asignaciones mineralógicas o de fase para cada píxel en función de la composición elemental, el sistema también proporciona datos sobre el tamaño de las partículas (área), su forma y densidad (Pirrie y otros, 2004).

Finalmente, los resultados de todos los píxeles son combinados en una imagen digital que representa la mineralogía. Los mapas digitales proveen una representación visual de la mineralogía y de cómo los minerales están relacionados entre ellos, proporcionando información útil (Butcher y Botha, 2010). La Figura 3.1 esquematiza y resume el funcionamiento de QEMSCAN®.



**Figura 3.1:** Representación esquemática del proceso de mineralogía automatizada QEMSCAN®. Comenzando desde la esquina inferior izquierda: (1) Primero, se realiza la preparación de la muestra, a través de la elaboración de briquetas pulidas, que tengan una superficie suave y plana. (2) El haz de electrones escanea la superficie de la muestra e identifica partículas basándose en el contraste entre los minerales y el medio de montaje. (3) Luego, el sistema escanea cada partícula en una cuadrícula. (4) Recolecta y analiza un espectro de rayos X para cada píxel en la cuadrícula. (5) A partir de este análisis se lleva a cabo su interpretación, con el fin de determinar su fase mineral. (6) El sistema asigna una composición para cada píxel. (7) Los resultados para cada píxel se combinan en una imagen digital (mapa en falso color) que representa la mineralogía en la partícula escaneada. Extraído y modificado de Butcher y Botha (2010).

### 3.2.1. Modos analíticos: *Field Scan*

Una de las ventajas que posee esta herramienta viene dada por la posibilidad de ejecutar varios modos de operación o modos analíticos, donde cada uno de ellos está diseñado para trabajar en un problema mineralógico o metalúrgico en particular, y que además le permite ser utilizada en otras áreas de investigación. En detalle, es posible realizar cuatro tipos diferentes de mediciones (Pirrie y otros, 2004):

- Análisis mineralógico de roca total (*Bulk Mineralogical Analysis: BMA*)
- Análisis mineralógico de partículas (*Particle Mineralogical Analysis: PMA*)
- Búsqueda de rastreo de minerales (*Trace Mineral Search: TMS*)

- Escaneo de campo (*Field Scan: FS*)
- De estos modos, el utilizado para realizar los análisis de esta memoria fue el último.

El escaneo de campo se basa en el mapeo de una muestra no particulada, como un fragmento de roca o un bloque de cerámica. La muestra se divide analíticamente en una serie de “campos”, cada uno de ellos se mide y los pixeles son asignados a una especie o fase mineral, y luego los campos adyacentes se unen para proporcionar un mapa mineralógico de falso color o de composición de fase del área escaneada (Pirrie y otros, 2004). Este modo permite obtener datos como proporción modal de las fases, comportamiento de los elementos, estimación del tamaño de grano y parámetros texturales completos.

A partir de la imagen *Field Scan* de un corte transparente pulido también es posible cuantificar la porosidad o microporosidad, ya que se considera que cualquier área en la imagen que no presente minerales corresponden a poros (Pirrie y Rollinson, 2011).

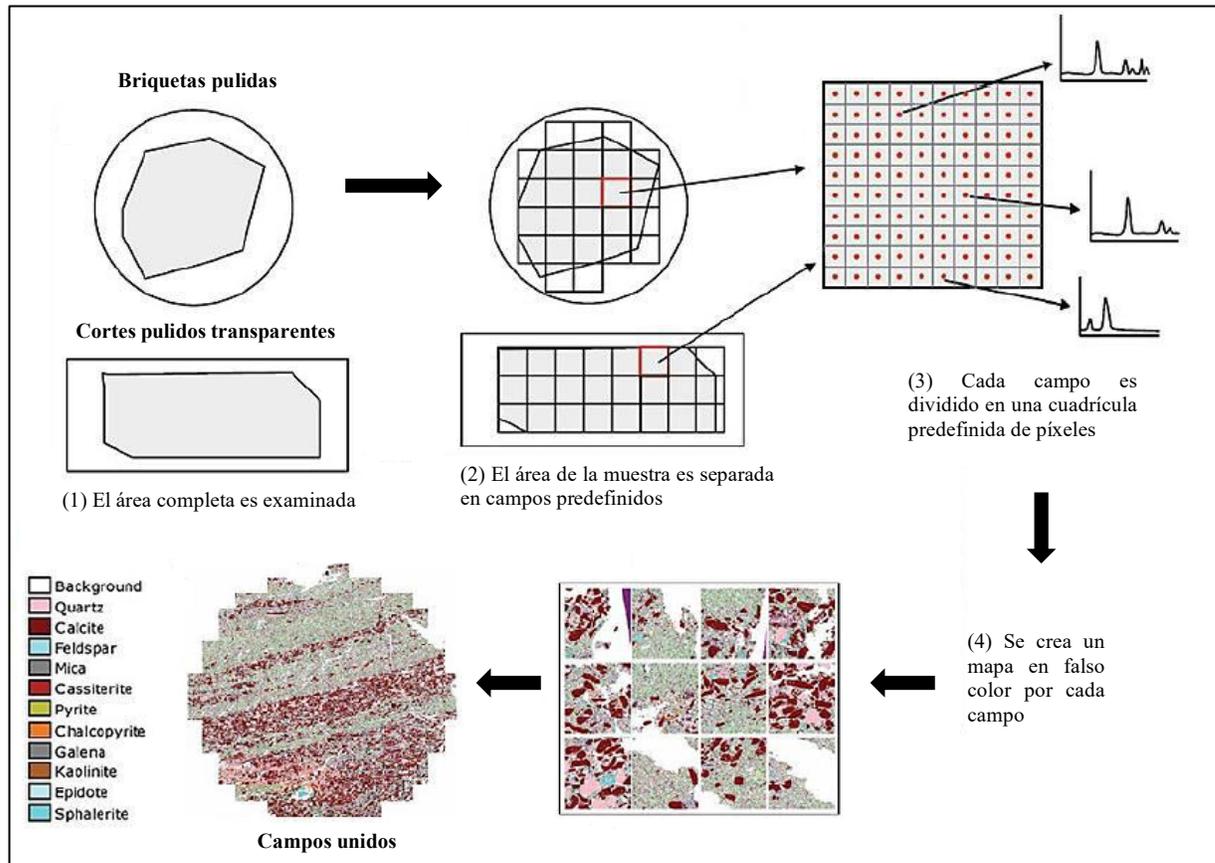
La preparación cuidadosa de la muestra y la selección correcta del modo de medición son fundamentales para obtener un conjunto de dato de mejor calidad. En la Figura 3.2 hay un ejemplo de generación de imágenes con el modo *Field Scan*.

### **3.3. Características del análisis QEMSCAN® para este trabajo**

Para llevar a cabo el análisis QEMSCAN® se utilizaron briquetas de las muestras en estudio, las cuales fueron preparadas a partir de una sección de la muestra que se mezcla con resina epóxica, la que se vierte en moldes cilíndricos y se deja secar. Antes de ser analizadas por el equipo, se les administra un baño de grafito en polvo para mejorar las propiedades conductoras, optimizando el análisis.

Las mediciones se realizaron en el laboratorio QEMSCAN del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción, por la operadora Sra. Nolvía Campos. El equipo utilizado en este estudio fue un QEMSCAN-650 que consta de un microscopio electrónico de barrido Quanta 250, dos detectores libres de nitrógeno Bruker XFlash 6130 (*Silicon Drift Detector*)

y un *software* Bruker Esprit 2.0. Para el análisis se aplicó un voltaje de 25kV y una intensidad de haz de 39.2  $\mu$ A. El tiempo total de medición por muestra fue de aproximadamente 4 horas y 40 minutos.



**Figura 3.2:** Diagrama explicativo del proceso de generación de imágenes en el modo *Field Scan*. (1) Toda la muestra es examinada, tras haber sido montada. (2) El área de la muestra se separa en campos predefinidos. (3) Cada campo se divide en una cuadrícula de píxeles predefinida, cada una de ellas se analiza puntualmente con rayos X. El espectro de rayos X adquirido se compara con una base de datos para asignar la química y mineralogía. (4) Se crea un mapa en falso color para cada campo. Cada color representa un mineral o grupo químico. También se generan datos cuantitativos. Finalmente, los campos se unen para visualizar la muestra completa. Extraído de Pirrie y Rollinson (2011).

Las muestras fueron analizadas mediante el método *Field Scan*, con un tamaño de campo de 1.500  $\mu$ m y un espaciamiento de medición de 10  $\mu$ m. Además, para procesar los datos, se utilizaron los programas iMeasure e iExplorer, pertenecientes al paquete de *softwares* iDiscover v4.2.

La primera lista SIP aplicada en este estudio, que posee el equipo del GEA, fue diseñada en base al tratamiento estadístico de la intensidad de peaks en rocas de depósitos cupríferos e incluye

minerales terrestres y la modificación de algunas fases minerales como metal Fe-Ni para asemejarlas a minerales encontrados en meteoritos. La segunda lista SIP fue utilizada para la reinterpretación de los primeros datos obtenidos, y fue configurada en base a condritos ordinarios del grupo L, incluyendo minerales presentes en este tipo de meteoritos. Finalmente, una tercera lista SIP fue empleada también para una reinterpretación de los primeros datos obtenidos, y fue diseñada en base a un tratamiento estadístico de la intensidad de peaks, en lugar de la cuantificación química obtenida desde el análisis EDS, en un condrito que posteriormente fue clasificado como ordinario, del grupo L/LL, por lo que contiene minerales que se encuentran comúnmente en meteoritos.

### **3.4. Aplicaciones y usos de QEMSCAN®**

Las aplicaciones de la mineralogía automatizada mediante el uso de QEMSCAN® se extienden tanto a diversos campos de investigación científica, como a aspectos prácticos de la vida.

Actualmente, QEMSCAN® es utilizado para distintos propósitos en varios campos de la geología, como por ejemplo en mineralogía, sedimentología (diagénesis de sedimentos), geología ambiental (para el análisis de suelos, polvo, relaves de desechos mineros, identificación de fuentes de contaminación), geología industrial de minerales, petrología ígnea y metamórfica, arqueología (proveniencia de materiales naturales o hechos por el hombre como cerámica o arqueometalurgia), estudios forenses (proveniencia de suelo, análisis de evidencias de rastros).

Sin embargo, el mayor uso de esta herramienta es en geología económica y metalúrgica (para la caracterización de depósitos de mena, estudios de recuperación y liberación de minerales), y en análisis de sistemas de petróleo y gas (Santoro, 2015).

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Resultados QEMSCAN®

#### 4.1.1. Resultados geoquímicos

El análisis de las muestras fue llevado a cabo en el equipo QEMSCAN® del centro GEA de la Universidad de Concepción, y para el tratamiento de los datos se utilizaron tres listas SIP, como fue mencionado en capítulos anteriores. La Tabla 4.1 resume las características particulares de cada una de ellas.

**Tabla 4.1:** Resumen de las características particulares de cada lista SIP utilizada.

Características	Lista SIP 1	Lista SIP 2	Lista SIP 3
<b>Usuario creador</b>	Centro GEA de la Universidad de Concepción	Dr. Andrew Menzies	Javiera Flores (2023)
<b>Criterio de definición de fases minerales</b>	Tratamiento estadístico de la intensidad de peaks en rocas de depósitos tipo pórfido cuprífero	Datos de química mineral de condritos ordinarios del grupo L	Tratamiento estadístico de la intensidad de peaks de un condrito ordinario que fue clasificado dentro del grupo L/LL
<b>Fases minerales</b>	Troilita, metal Fe-Ni, óxidos de Fe-Ti, cuarzo, plagioclasa, feldespato-K, piroxeno, anfíbola, clorita, olivino, espinela-Cr, apatito	Olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, silicatos alterados, feldespato, troilita, óxidos de Fe, metal Fe-Ni, cromita, apatito, zircón, carbonatos	Olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, troilita, metal Fe-Ni, óxidos de Fe, cromita, apatito, vidrio
<b>Particularidades</b>	Contiene fases minerales de rocas terrestres que no se encuentran en meteoritos (ej. Cuarzo, anfíboles, clorita) y no diferencia los tipos de piroxenos	Contiene una fase mineral de prueba denominada “silicatos alterados”	Contiene fases minerales exclusivas de meteoritos, agrega “vidrio” e incluye distinción de soluciones sólidas para olivinos y piroxenos

En primera instancia fue utilizada una lista que posee el equipo QEMSCAN® del Departamento GEA para realizar análisis en muestras de depósitos tipo pórfido cuprífero, a la cual se le añadió dos fases minerales que se encuentran presentes en meteoritos y no en rocas terrestres: troilita y kamacita. En este trabajo se denomina a esta lista como “lista SIP 1”.

Cabe destacar que en estos primeros resultados no se obtuvo una lista de elementos de roca total.

A partir de los resultados obtenidos de este análisis se hizo un segundo tratamiento de los datos, para lo cual se diseñó una lista SIP diferente, hecha por el Dr. Andrew Menzies, en base a los datos químicos de un condrito ordinario del grupo L, denominada en este trabajo como “lista SIP 2”. En él se recopilaron datos de análisis elementales para Al, Ca, Co, Cr, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ni, O, P, S, Si y Ti. La Tabla 4.2 presenta las concentraciones de estos elementos, expresadas en porcentaje en peso (*wt%*) para los meteoritos PAMPA-A y RM-03(b).

Un último tratamiento de los datos fue llevado a cabo, utilizando una lista SIP para meteoritos que creó la memorista de la Universidad de Concepción, Flores (2023), en base a la lectura por medio de intensidad de peaks de un condrito que posteriormente fue clasificado como ordinario, correspondiente al grupo L/LL, y que en este estudio corresponde a la “lista SIP 3”. La Tabla 4.3 muestra las concentraciones de los elementos Al, Ca, Cr, Fe, H, K, Mg, Mn, Na, Ni, O, P, S, y Si expresadas en porcentaje en peso (*wt%*) para ambos meteoritos.

#### **4.1.2. Resultados mineralógicos**

La Tabla 4.4 muestra la mineralogía cuantitativa (en *wt%*) para ambos meteoritos estudiados, a partir de los datos obtenidos con la lista SIP 1. En ella se puede notar que la fase mineral más abundante reportada para ambas muestras corresponde a los óxidos de Fe-Ti, sin embargo, esta fase agrupa un conjunto de minerales oxidados producto de la meteorización que no pueden ser identificados individualmente. De este modo, el mineral más abundante en ambas muestras corresponde al olivino, con un 27,72% en PAMPA-A y un 59,15% en RM-03(b). Además, se reportan otras fases presentes como troilita, metal Fe-Ni, cuarzo, plagioclasa, feldespato-K, piroxeno, anfíbola, clorita, espinela-Cr, apatito y otros. En la fase “otros” se encuentran minerales que no pudieron ser clasificados por QEMSCAN® mediante el escaneo con esta lista SIP. Cabe recalcar que, dado que esta lista SIP fue diseñada para la identificación de fases minerales en muestras de depósitos tipo pórfido cuprífero, incluye minerales muy poco comunes en meteoritos tales como cuarzo, anfíbola, clorita, espinela-Cr y feldespato-K, por lo cual esta lista no constituye una fuente confiable de información para un reporte de fases minerales presentes en meteoritos y debe ser perfeccionada.

**Tabla 4.2:** Análisis de concentraciones elementales obtenido mediante la lista SIP 2 para las muestras PAMPA-A y RM-03(b). Las concentraciones se presentan en porcentaje en peso (*wt%*).

Elemento	Concentraciones elementales PAMPA-A ( <i>wt%</i> )	Concentraciones elementales normalizadas PAMPA-A ( <i>wt%</i> )	Concentraciones elementales RM-03(b) ( <i>wt%</i> )	Concentraciones elementales normalizadas RM-03(b) ( <i>wt%</i> )
Al	0,47	0,67	0,43	0,60
Ca	0,88	1,25	1,04	1,43
Co	0,08	0,12	0,03	0,04
Cr	0,07	0,11	0,10	0,14
Fe	23,32	33,37	16,01	21,96
K	0,01	0,02	0,01	0,02
Mg	8,57	12,26	11,93	16,36
Mn	0,09	0,13	0,14	0,19
Na	0,14	0,20	0,08	0,11
Ni	2,73	3,91	1,05	1,44
O	22,47	32,15	27,40	37,58
P	0,03	0,04	0,03	0,04
S	0,89	1,28	1,51	2,08
Si	10,12	14,48	13,10	17,97
Ti	0,02	0,03	0,03	0,04
Total	69,90	100	72,91	100

Mediante el uso de la lista SIP 2 se obtuvieron diferentes resultados mineralógicos para cada muestra. La Tabla 4.5 resume la mineralogía cuantitativa (en *wt%*) para ambos meteoritos estudiados. La fase mineral más abundante detectada por esta lista SIP corresponde a los silicatos alterados en el caso de PAMPA-A con un 19,29% y al olivino en la muestra RM-03(b) con un 32,43%. Otras fases minerales reportadas fueron ortopiroxeno, clinopiroxeno, feldespato, troilita, óxidos de Fe, metal Fe-Ni, cromita, apatito, zircón, carbonatos y otros. Esta última fase agrupa a todos aquellos minerales que no pudieron ser clasificados dentro de otro grupo en base al uso de esta lista SIP. En la creación de esta lista SIP fue agregada la fase de prueba “silicatos alterados”, con la intención de aproximarse, tal como su nombre lo indica, a la identificación y agrupación de diferentes minerales silicatados que han sido afectados por procesos de alteración terrestre, los que se diferencian de otros minerales secundarios como los óxidos de Fe que, en este caso, corresponden a los productos de la meteorización terrestre de fases minerales opacas como el metal Fe-Ni y la troilita.

**Tabla 4.3:** Análisis de concentraciones elementales obtenido mediante la lista SIP 3 para las muestras PAMPA-A y RM-03(b). Las concentraciones se presentan en porcentaje en peso (*wt%*).

Elemento	Concentraciones elementales PAMPA-A ( <i>wt%</i> )	Concentraciones elementales normalizadas PAMPA-A ( <i>wt%</i> )	Concentraciones elementales RM-03(b) ( <i>wt%</i> )	Concentraciones elementales normalizadas RM-03(b) ( <i>wt%</i> )
Al	1,49	1,52	1,23	1,25
Ca	1,36	1,40	1,31	1,33
Cr	0,39	0,40	0,64	0,65
Fe	27,00	27,71	21,14	21,45
H	0,18	0,19	0,04	0,04
K	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	13,64	14,00	16,55	16,79
Mn	0,01	0,01	0,03	0,03
Na	0,17	0,17	0,14	0,14
Ni	0,34	0,35	0,19	0,19
O	36,77	37,73	38,28	38,84
P	0,10	0,10	0,09	0,09
S	0,36	0,37	0,57	0,58
Si	15,63	16,04	18,34	18,61
Total	97,45	100	98,54	100

Finalmente, los datos fueron recalculados mediante el uso de la lista SIP 3, diseñada especialmente para el estudio de meteoritos. La Tabla 4.6 muestra la mineralogía cuantitativa (en *wt%*) obtenida en ambas muestras. En este caso, la fase mineral más abundante reportada es el olivino, con un 32,67% en PAMPA-A y un 47,64% en RM-03(b). El resto de fases minerales encontradas en este análisis corresponde a ortopiroxeno, clinopiroxeno, troilita, metal Fe-Ni, óxidos de Fe, cromita, apatito, vidrio y otros. Cabe recalcar que en “otros” se agrupan fases minerales que no fueron clasificadas dentro de otros grupos por la lista SIP en uso, sin embargo, una nueva fase ha sido reconocida gracias a ella, el vidrio, componente importante en el proceso de mesostasis que sufren los meteoritos.

#### 4.1.2.1. Aporte elemental en fases minerales

Adicionalmente, mediante el *software* iDiscover, es posible conseguir el aporte de los diferentes elementos para cada fase mineral presente. Este dato es obtenido a partir de la fórmula química y el porcentaje de masa para cada mineral que aporta el elemento en cuestión y puede ser útil para la

clasificación de meteoritos, sobre todo con el contenido de Fe. Con la lista SIP 1 no fue posible conseguir estos datos. A partir de la lista SIP 2 sólo se proporcionó el valor del contenido de Fe normalizado en las distintas fases minerales presentes, lo que se resume en la Tabla 4.7. En este caso, el mineral que posee más aporte de Fe es el metal Fe-Ni en la muestra PAMPA-A y el olivino en RM-03(b). Mediante la lista SIP 3 se pudo conseguir un informe más amplio de los aportes elementales, como Fe normalizado, Ni normalizado, Ca normalizado, Si normalizado, Mg normalizado y Al normalizado, y se puede visualizar en las Tabla 4.8 y 4.9. Aquí los datos muestran que el mineral que presenta más aporte en Fe es el olivino en RM-03(b) y los óxidos de Fe en PAMPA-A, seguido por el metal Fe-Ni.

**Tabla 4.4:** Mineralogía modal QEMSCAN® de las fases minerales presentes y normalizadas, obtenido a partir de la lista SIP 1. “Fe-Ni” representa el contenido de las aleaciones metálicas kamacita y taenita. En “Otros” se incluyen todas las fases minerales presentes que no se pudo clasificar en ninguna de las otras fases descritas. Las concentraciones se presentan en porcentaje en peso (*wt%*) no normalizado.

Mineral	Masa mineral PAMPA-A ( <i>wt%</i> )	Masa mineral normalizada PAMPA-A ( <i>wt%</i> )	Masa mineral RM-03(b) ( <i>wt%</i> )	Masa mineral normalizada RM-03(b) ( <i>wt%</i> )
Troilita	3,79	5,91	5,89	7,31
Metal Fe-Ni	5,60	8,74	3,59	4,46
Óxidos de Fe-Ti	21,33	33,28	4,26	5,29
Cuarzo	0,02	0,03	0,02	0,02
Plagioclasa	3,27	5,10	2,07	2,57
Feldespatos-K	1,17	1,83	1,93	2,40
Piroxeno	1,47	2,29	1,72	2,14
Anfibola	4,00	6,24	6,61	8,21
Clorita	1,59	2,48	2,26	2,81
Olivino	17,77	27,72	47,65	59,15
Espinela-Cr	0,94	1,47	1,51	1,87
Apatito	0,44	0,69	0,40	0,50
Otros	2,71	4,23	2,65	3,29
<b>Total</b>	<b>80,56</b>	<b>100</b>	<b>64,10</b>	<b>100</b>

#### 4.1.3. Composición del olivino y piroxeno

Un dato de gran utilidad para la clasificación de grupo químico en los meteoritos es el de la composición de las fases minerales de olivinos y piroxenos de bajo Ca (ortopiroxenos). Ambas fases están constituidas por una serie de soluciones sólidas, en las cuales va variando el catión

asociado con el anión de silicato en su fórmula química. En el caso del olivino, el interés se centra en la proporción de forsterita (Fo:  $Mg_2SiO_4$ ) y fayalita (Fa:  $Fe_2SiO_4$ ); y para los ortopiroxenos, es importante conocer la proporción de enstatita (En:  $MgSiO_3$ ) y ferrosilita (Fs:  $FeSiO_3$ ). Estos parámetros pueden ser agregados por el usuario en la lista SIP, y sus valores son obtenidos posteriormente por el *software* iDiscover. Sólo en la lista SIP 3 se incluyeron los parámetros de las series de olivino y piroxeno. Los valores reportados para la serie del olivino se encuentran en la Tabla 4.10 y para la serie del piroxeno en la Tabla 4.11. Cabe destacar que las concentraciones de minerales que no pudieron ser asignadas con una proporción específica de solución sólida se denominan “olivino” y “ortopiroxeno”, respectivamente.

**Tabla 4.5:** Mineralogía modal QEMSCAN® de las fases minerales presentes, obtenido a partir de la lista SIP 2. “Fe-Ni” representa el contenido de las aleaciones metálicas kamacita y taenita. En “Otros” se incluyen todas las fases minerales presentes que no se pudo clasificar en ninguna de las otras fases descritas. Las concentraciones se presentan en porcentaje en peso (*wt%*) normalizado.

Mineral	Masa mineral PAMPA-A ( <i>wt%</i> )	Masa mineral RM-03(b) ( <i>wt%</i> )
Olivino	19,23	32,43
Ortopiroxeno	16,86	15,81
Clinopiroxeno	3,45	4,94
Silicatos alterados	19,29	25,88
Feldespatos	1,87	0,93
Troilita	3,69	6,18
Óxidos de Fe	18,03	3,17
Metal Fe-Ni	15,62	8,19
Cromita	0,24	0,33
Apatito	0,37	0,33
Zircón	0,00	0,00
Carbonatos	0,06	0,04
Otros	1,29	1,75
<b>Total</b>	<b>100</b>	<b>100</b>

#### 4.1.3.1. Análisis puntuales semicuantitativos EDS

Mediante el uso de EDS, se llevó a cabo un análisis con mediciones puntuales semicuantitativas en fases minerales de olivino y piroxeno. Se analizaron 19 cristales en total, 10 en la muestra PAMPA-A y 9 en la muestra RM-03(b). Los valores obtenidos se exponen en las Tablas 4.12 para el

meteorito PAMPA-A y en la Tabla 4.13 para el meteorito RM-03. La obtención de estos datos es de gran importancia, pues sirven para clasificar las muestras de acuerdo a su grupo químico, mediante el cálculo de los valores de  $F_s$  y  $F_a$  para cada punto analizado.

**Tabla 4.6:** Mineralogía modal QEMSCAN® de las fases minerales presentes, obtenido a partir de la lista SIP 3. “Fe-Ni” representa el contenido de las aleaciones metálicas kamacita y taenita. En “Otros” se incluyen todas las fases minerales presentes que no se pudo clasificar en ninguna de las otras fases descritas. Las concentraciones se presentan en porcentaje en peso ( $wt\%$ ) normalizado.

Mineral	Masa mineral PAMPA-A ( $wt\%$ )	Masa mineral RM-03(b) ( $wt\%$ )
Olivino	32,67	47,64
Ortopiroxeno	26,03	27,27
Clinopiroxeno	3,18	3,75
Troilita	2,81	4,42
Metal Fe-Ni	9,13	4,92
Óxidos de Fe	15,87	3,19
Cromita	0,91	1,48
Apatito	0,51	0,45
Vidrio	7,64	6,24
Otros	1,26	0,64
<b>Total</b>	<b>100</b>	<b>100</b>

**Tabla 4.7:** Aporte de Fe para las fases minerales presentes obtenido a partir de la lista SIP 2. Las concentraciones se presentan en porcentaje en peso ( $wt\%$ ) normalizado.

Mineral	Aporte de Fe normalizado ( $wt\%$ ) PAMPA-A	Aporte de Fe normalizado ( $wt\%$ ) RM-03(b)
Olivino	12,13	34,12
Ortopiroxeno	6,13	10,65
Clinopiroxeno	1,21	2,17
Silicatos Alterados	1,60	6,26
Troilita	6,48	16,27
Óxidos de Fe	30,78	6,38
Fe-Ni	41,42	23,82
Cromita	0,11	0,21
Carbonatos	0,04	0,01
Otros	0,10	0,09
<b>Total</b>	<b>100</b>	<b>100</b>

**Tabla 4.8:** Aportes elementales de Fe, Ca, Si, Mg, Al y Ni de las fases minerales presentes en el meteorito PAMPA-A obtenido a partir de la lista SIP 3. Las concentraciones se presentan en porcentaje en peso (wt%) normalizado

Mineral	Aporte de Fe normalizado (wt%)	Aporte de Ca normalizado (wt%)	Aporte de Si normalizado (wt%)	Aporte de Mg normalizado (wt%)	Aporte de Al normalizado (wt%)	Aporte de Ni normalizado (wt%)
Olivino	15,76	0,00	38,85	62,80	0,00	0,00
Ortopiroxeno	8,84	0,00	44,53	35,70	0,00	0,00
Clinopiroxeno	0,74	37,17	5,61	1,50	0,00	0,00
Óxidos de Fe	36,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Vidrio	0,06	48,74	11,02	0,00	98,60	0,00
Troilita	8,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Metal Fe-Ni	28,20	0,00	0,00	0,00	0,00	100
Cromita	0,80	0,00	0,00	0,00	1,40	0,00
Apatito	0,00	14,09	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100	100	100	100	100	100

**Tabla 4.9:** Aportes elementales de Fe, Ca, Si, Mg, Al y Ni de las fases minerales presentes en el meteorito RM-03(b) obtenido a partir de la lista SIP 3. Las concentraciones se presentan en porcentaje en peso (wt%) normalizado.

Mineral	Aporte de Fe normalizado (wt%)	Aporte de Ca normalizado (wt%)	Aporte de Si normalizado (wt%)	Aporte de Mg normalizado (wt%)	Aporte de Al normalizado (wt%)	Aporte de Ni normalizado (wt%)
Olivino	35,97	0,00	47,24	70,27	0,00	0,00
Ortopiroxeno	14,82	0,00	39,46	28,27	0,00	0,00
Clinopiroxeno	1,12	45,58	5,63	1,46	0,00	0,00
Óxidos de Fe	9,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Vidrio	0,06	41,45	7,67	0,00	97,23	0,00
Troilita	17,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Metal Fe-Ni	19,43	0,00	0,00	0,00	0,00	100
Cromita	1,67	0,00	0,00	0,00	2,77	0,00
Apatito	0,00	12,97	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100	100	100	100	100	100

#### 4.1.4. Mapas mineralógicos QEMSCAN®

Mediante el análisis QEMSCAN®, además de la obtención de datos semicuantitativos de la composición de las muestras, a través del mapeo *Field Scan* también se generaron mapas mineralógicos en falso color para ambos meteoritos, los que permiten visualizar la ocurrencia de los minerales, sus texturas, distribución, tamaños, formas de grano y relaciones entre todos los componentes presentes.

Además de la observación de las fases minerales y otros componentes de la roca, este modo analítico permite la obtención de mapas en falso color que muestran la distribución de los elementos químicos en la roca total, de acuerdo a su abundancia (Se pueden observar algunos ejemplos en el Anexo 3).

**Tabla 4.10:** Concentraciones de masa mineral (*wt%*) para la serie del olivino (Fo-Fa) obtenidos en la lista SIP 3. En “olivino” se encuentran las especies de olivino que no están contenidas en la serie Fo-Fa. En “otros” está contenido todo el resto de las fases minerales que no corresponden a olivinos. Fo = Forsterita, Fa = Fayalita.

Mineral	Masa mineral PAMPA-A ( <i>wt%</i> )	Masa mineral RM-03(b) ( <i>wt%</i> )
Fo 100	0,00	0,00
Fo 90	19,34	2,00
Fo 80	8,00	35,76
Fo 70	1,49	7,15
Fo 60	0,60	0,91
Fo 50	0,49	0,33
Fo 40	0,74	0,22
Fo 30	0,31	0,07
Fo 20	0,00	0,00
Fo 10	0,00	0,00
Fa	0,75	0,15
Olivino	0,95	1,04
Otros	67,33	52,36
Total	100	100

**Tabla 4.11:** Concentraciones de masa mineral (*wt%*) para la serie del ortopiroxeno (En-Fs) obtenidos en la lista SIP 3. En “ortopiroxeno” se encuentran las especies de ortopiroxeno que no están contenidas en la serie En-Fs. En “otros” está contenido todo el resto de las fases minerales que no corresponden a ortopiroxenos. En = Enstatita, Fs = Ferrosilita.

Mineral	Masa mineral PAMPA-A ( <i>wt%</i> )	Masa mineral RM-03(b) ( <i>wt%</i> )
En 100	0,00	0,00
En 90	9,48	1,08
En 87	2,35	1,37
En 80	7,22	12,66
En 75	3,47	5,63
En 70	0	0,00
En 60	0,01	0,02
En 50	0,67	1,09
Fs	0,00	0,00
Ortopiroxeno	2,82	5,41
Otros	73,97	72,73
Total	100	100

Los mapas en falso color generados mediante el análisis con la lista SIP 1 para los meteoritos PAMPA-A y RM-03(b) se observan en las Figuras 4.1 y 4.2, respectivamente. Los mapas obtenidos mediante el análisis con la lista SIP 2 se visualizan en las Figuras 4.3 y 4.4, para las muestras PAMPA-A y RM-03, respectivamente. Por último, los mapas en falso color generados a partir de la lista SIP 3 se observan en las Figuras 4.5 para PAMPA-A y 4.6 para RM-03(b). Cada imagen cuenta con sus respectivas leyendas de fases minerales.

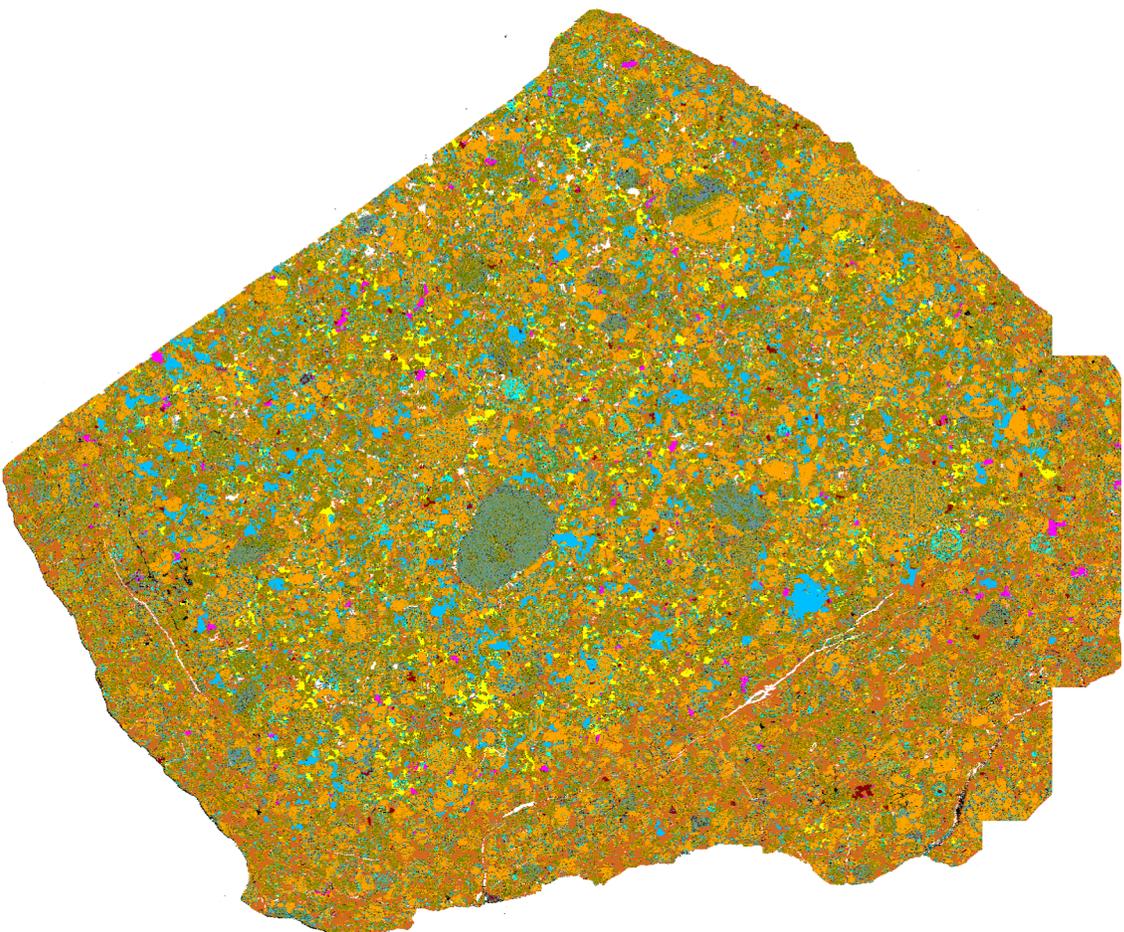
**Tabla 4.12:** Resultados de análisis puntuales EDS en granos de fases minerales de olivino y piroxeno para la muestra PAMPA-A. Las concentraciones se presentan en porcentaje en peso (*wt%*) normalizado.

Punto	Mineral	Elementos						Total
		O	Mg	Fe	Si	Mn	Ca	
PA-6	Olivino	35,32	29,89	17,75	17,04	0,00	0,00	100
PA-7	Olivino	35,94	29,97	17,67	16,42	0,00	0,00	100
PA-8	Olivino	36,55	29,98	16,75	16,73	0,00	0,00	100
PA-9	Olivino	36,27	29,50	18,04	16,19	0,00	0,00	100
PA-10	Olivino	36,29	29,73	17,67	16,31	0,00	0,00	100
PA-1	Piroxeno	36,82	23,49	13,17	25,90	0,62	0,00	100
PA-2	Piroxeno	39,74	22,72	11,91	24,82	0,00	0,82	100
PA-3	Piroxeno	39,73	22,95	11,69	25,63	0,00	0,00	100
PA-4	Piroxeno	39,58	22,61	12,83	24,98	0,00	0,00	100
PA-5	Piroxeno	39,62	23,01	11,88	25,49	0,00	0,00	100

**Tabla 4.13:** Resultados de análisis puntuales EDS en granos de fases minerales de olivino y piroxeno para la muestra RM-03(b). Las concentraciones se presentan en porcentaje en peso (*wt%*) normalizado.

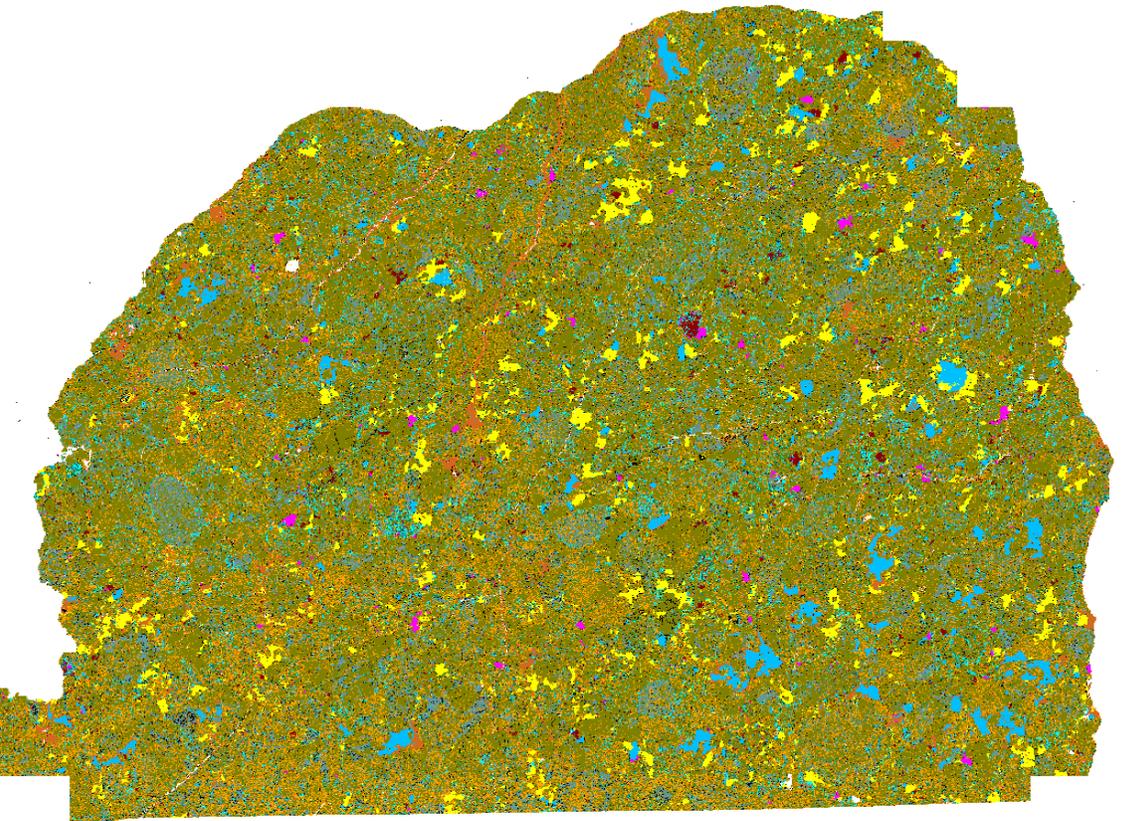
Punto	Mineral	Elementos						Total
		O	Mg	Fe	Si	Mn	Ca	
RM-1	Olivino	34,84	27,04	22,50	15,62	0,00	0,00	100
RM-3	Olivino	34,91	26,05	23,76	15,27	0,00	0,00	100
RM-6	Olivino	34,71	27,04	22,06	16,19	0,00	0,00	100
RM-9	Olivino	34,95	27,07	21,74	16,25	0,00	0,00	100
RM-10	Olivino	35,97	24,52	24,87	14,64	0,00	0,00	100
RM-4	Piroxeno	36,24	22,20	15,17	25,79	0,6	0,00	100
RM-8	Piroxeno	39,08	21,06	14,17	24,48	0,00	1,21	100
RM-11	Piroxeno	35,75	22,04	14,61	26,02	0,49	1,09	100
RM-12	Piroxeno	35,74	20,90	17,26	24,54	0,55	1,02	100

**Figura 4.1:** Mapa mineralógico QEMSCAN® obtenido a partir de la lista SIP 1 para la muestra PAMPA-A. A la derecha se muestran las fases minerales presentes con sus respectivas abundancias en % en peso.



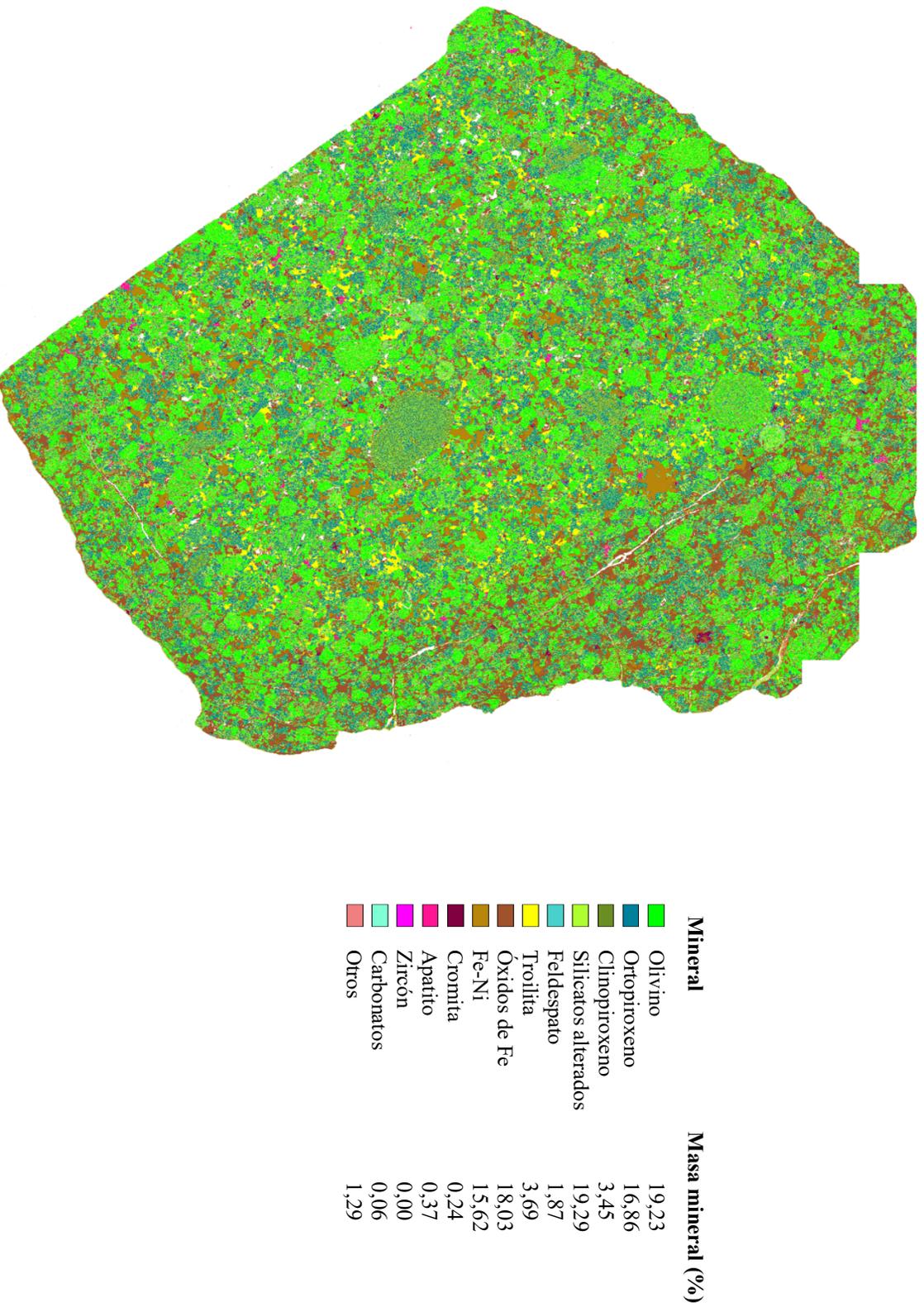
Mineral	Masa mineral (%)
Troilita	5,91
Fe-Ni	8,74
Óxidos de Fe-Ti	33,28
Cuarzo	0,03
Plagioclasa	5,10
Feldespato-K	1,83
Piroxeno	2,29
Anfibola	6,24
Clorita	2,48
Olivino	27,72
Espinela-Cr	1,47
Apatito	0,69
Otros	4,23

**Figura 4.2:** Mapa mineralógico QEMSCAN® obtenido a partir de la lista SIP 1 para la muestra RM-03(b). A la derecha se muestran las fases minerales presentes con sus respectivas abundancias en % en peso.

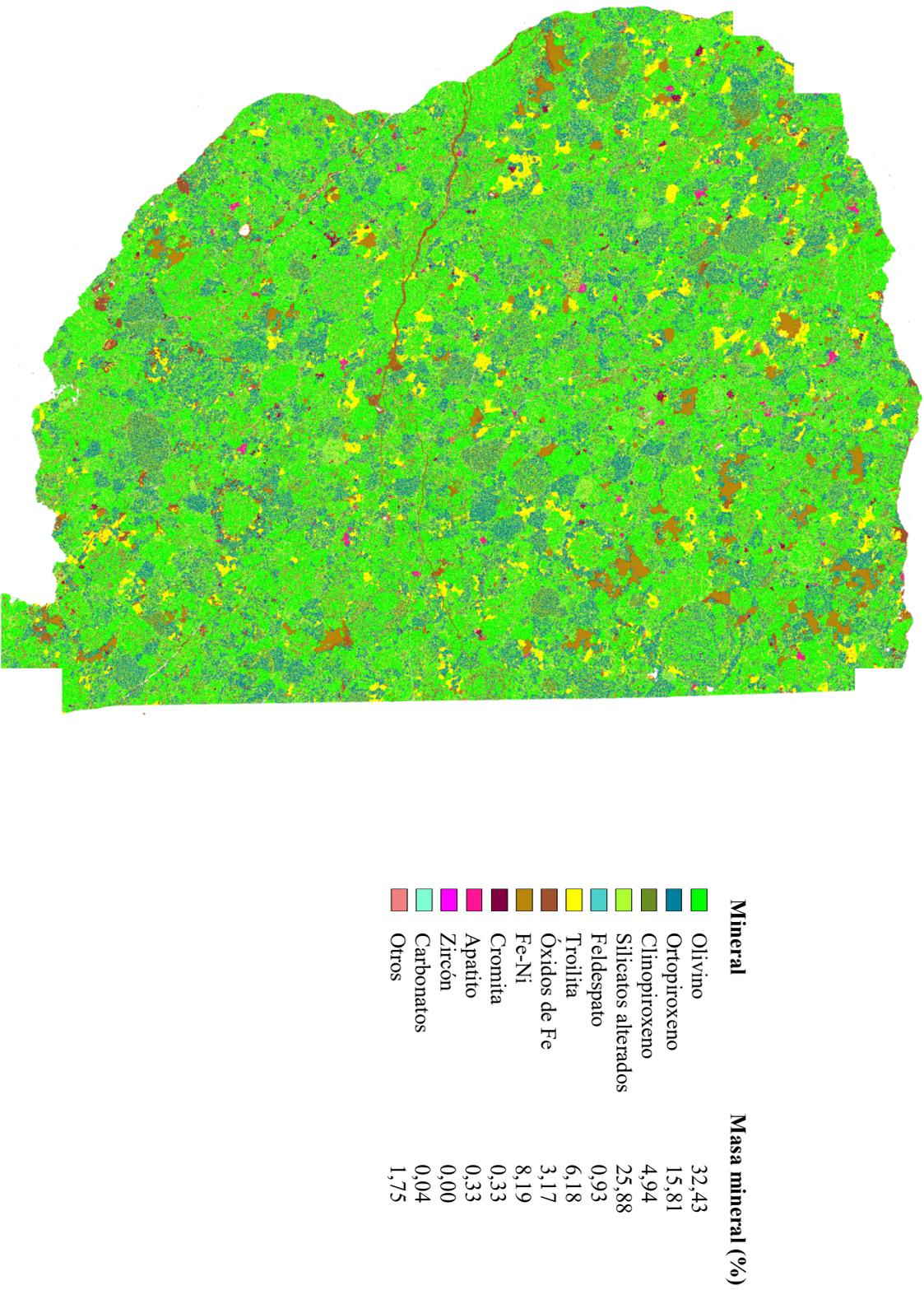


Mineral	Masa mineral (%)
Troilita	7,31
Fe-Ni	4,46
Óxidos de Fe-Ti	5,29
Cuarzo	0,02
Plagioclasa	2,57
Feldespato-K	2,40
Piroxeno	2,14
Anfibola	8,21
Clorita	2,81
Olivino	59,15
Espinela-Cr	1,87
Apatito	0,50
Otros	3,29

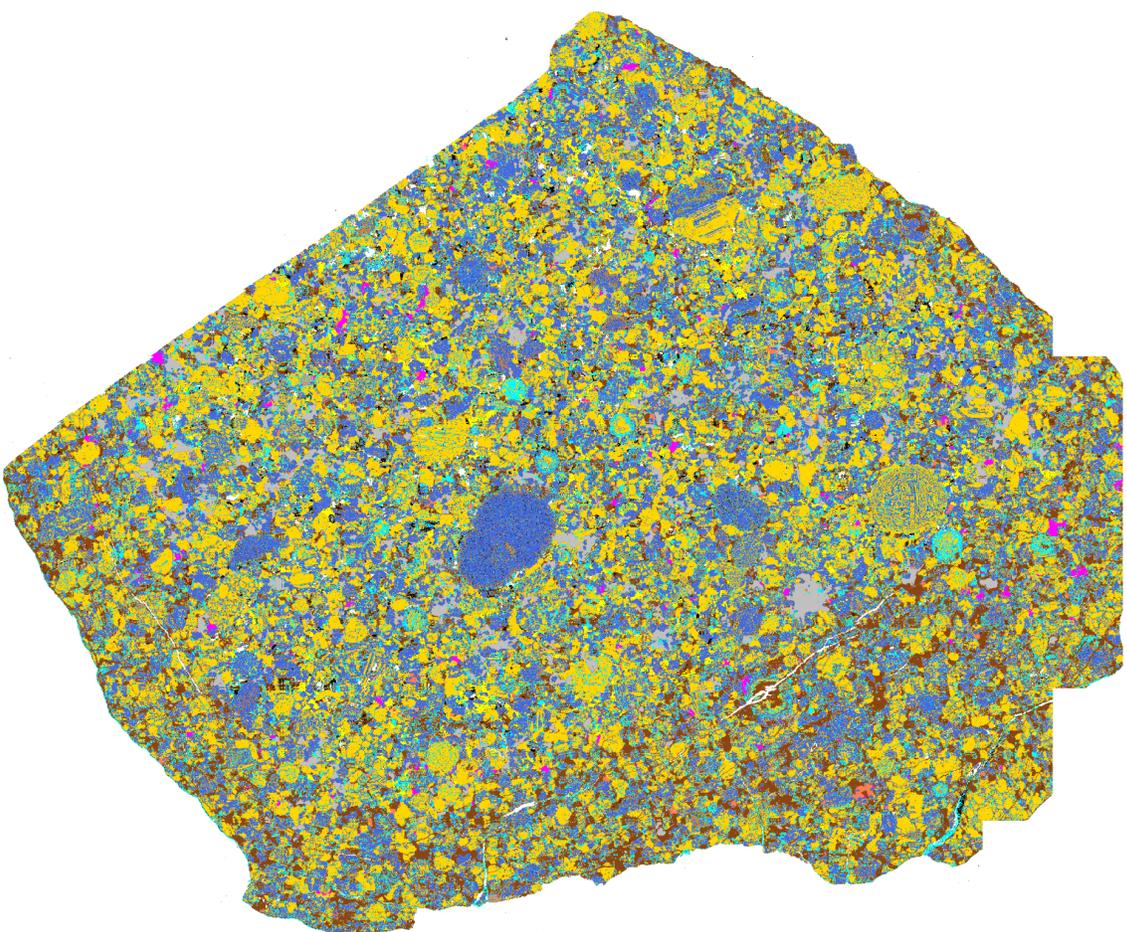
**Figura 4.3:** Mapa mineralógico QEMSCAN® obtenido a partir de la lista SIP 2 para la muestra PAMPA-A. A la derecha se muestran las fases minerales presentes con sus respectivas abundancias en % en peso.



**Figura 4.4:** Mapa mineralógico QEMSCAN® obtenido a partir de la lista SIP 2 para la muestra RM-03(b). A la derecha se muestran las fases minerales presentes con sus respectivas abundancias en % en peso.

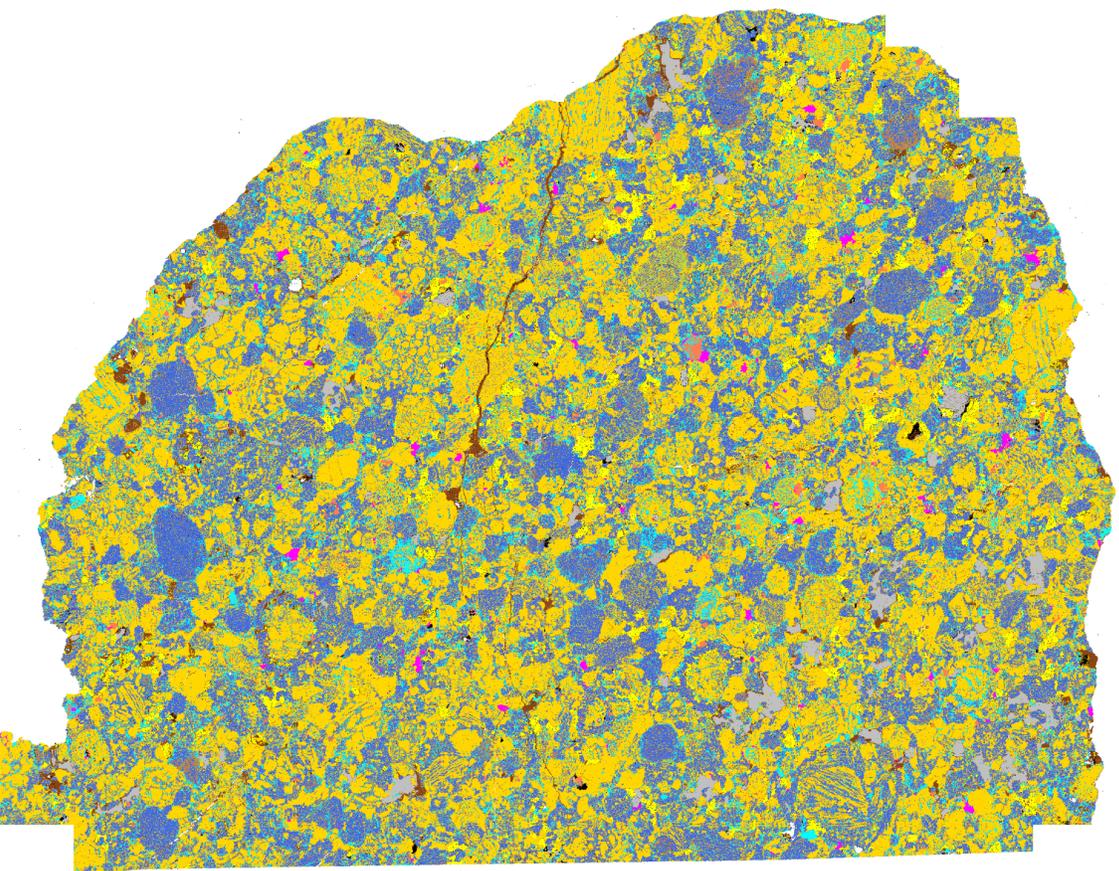


**Figura 4.5:** Mapa mineralógico QEMSCAN® obtenido a partir de la lista SIP 3 para la muestra PAMPA-A. A la derecha se muestran las fases minerales presentes con sus respectivas abundancias en % en peso.



Mineral	Masa mineral (%)
Olivino	32,67
Ortopiroxeno	26,03
Clinopiroxeno	3,18
Troilita	2,81
Fe-Ni	9,13
Óxidos de Fe	15,87
Cromita	0,91
Apatito	0,51
Vidrio	7,64
Otros	1,26

**Figura 4.6:** Mapa mineralógico QEMSCAN® obtenido a partir de la lista SIP 3 para la muestra RM-03(b). A la derecha se muestran las fases minerales presentes con sus respectivas abundancias en % en peso.



Mineral	Masa mineral (%)
Olivino	47,64
Ortopiroxeno	27,27
Clinopiroxeno	3,75
Troilita	4,42
Fe-Ni	4,92
Óxidos de Fe	3,19
Cromita	1,48
Apatito	0,45
Vidrio	6,24
Otros	0,64

## **4.2. Descripción microscópica**

Mediante el uso de microscopio óptico, a continuación, se describen los componentes principales para cada condrito, los cuales corresponden a cóndrulos, matriz, mineralogía primaria y secundaria, además de obtener sus respectivos porcentajes. Por otra parte, en este tipo de análisis también se pueden observar las características texturales de los condritos, los efectos de metamorfismo de choque y la meteorización terrestre, lo que además permitirá establecer el tipo petrológico de cada meteorito. Para este estudio se utilizaron los cortes transparentes pulidos de cada condrito y una briqueta, correspondiente a RM-03(a), ya que es la única que no se analizó en QEMSCAN®, por lo que sus características pueden ser observadas de mejor manera, a diferencia de las que presentan la pátina de grafito necesaria para el análisis. En menor medida, también se utilizó el microscopio electrónico de barrido (SEM), para obtener análisis de datos puntuales en granos de olivinos y ortopiroxenos, mediante las briquetas de PAMPA-A y RM-03(b).

### **4.2.1. Meteorito PAMPA-A**

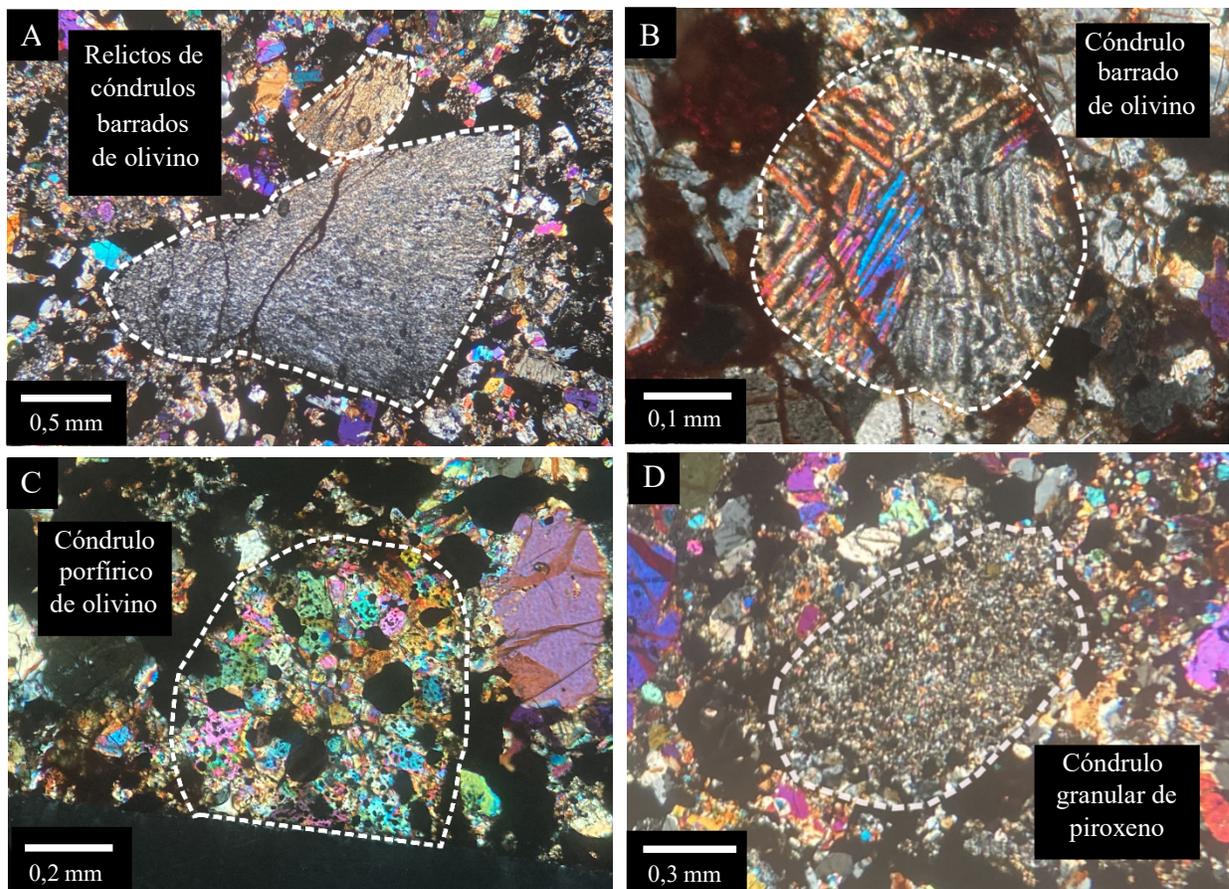
#### **4.2.1.1. Cóndrulos**

La muestra presenta textura condrítica. Los cóndrulos se encuentran en su mayoría obliterados, subredondeados a nada redondeados, con bordes poco delineados, y con formas subesféricas a nada esféricas. Sus tamaños en diámetro varían entre 0,5 mm y 3,1 mm, con una media aproximada de 1,3 mm. En cuanto a los tipos de cóndrulos (Figura 4.7), se pueden encontrar barrados de olivino (BO), porfírico de olivino (PO), granular de piroxeno (GP), granular de olivino (GO), radial de piroxeno (RP) y granular de olivino-piroxeno (GOP); de los cuales estos dos últimos son los más abundantes. Ocupan aproximadamente un 20% en volumen de la muestra total. Además, algunos cóndrulos presentan mesostasis y extinción ondulosa.

#### **4.2.1.2. Matriz**

La matriz se observa medianamente recristalizada, de tamaño medio a fino, mostrando cristales de tamaños inferiores a 0,3 mm. Representa aproximadamente el 50% de la muestra y se encuentra compuesta principalmente por fragmentos de silicatos como olivino y piroxeno, minerales opacos

como kamacita, troilita y cromita; y fragmentos de cóndrulos. A nivel intersticial, se encuentran pequeños cristales de plagioclasa anhedral, cuyo tamaño es de unos pocos micrones. Además, la matriz está cortada por una gran cantidad de venas que atraviesan los bordes, la mayoría de ellas están rellenas de óxidos de hierro, provenientes de la meteorización, y sólo una pequeña fracción se observa sin ningún tipo de relleno. Este condrito presenta una notable porosidad, que constituye un 14% de la muestra. Los poros de tamaños mayores (hasta 1 mm) son atribuibles a porosidad secundaria, producto de la acción de la meteorización en cristales opacos, mientras que los poros de menor tamaño (pocos micrones) se pueden considerar de origen primario o también de la fricción que se genera al realizar el corte pulido transparente.



**Figura 4.7:** Fotomicrografías de distintos tipos de cóndrulos de la muestra PAMPA-A. A) Relictos de cóndrulos de piroxeno radial (RP). B) Cóndrulo barrado de olivino (BO). C) Cóndrulo porfirico de olivino (PO) con cristales de minerales metálicos en su interior de distintos tamaños. D) Cóndrulo granular de piroxeno (GP). Tomadas en microscopio óptico con LPP y NC. LPP = luz polarizada plana, NC = nicoles cruzados.

#### 4.2.1.3. Mineralogía primaria

La mineralogía primaria está constituida por minerales de olivino, piroxeno (orotopiroxeno, principalmente), kamacita, troilita y cromita. Respecto de las fases silicatadas, el olivino se observa bastante limpio, con pocas fracturas y de formas principalmente subhedrales. Se encuentran formando parte de la matriz, como fragmentos de cristales dispersos en la matriz y también formando cóndrulos. El tamaño máximo alcanza 1,8 mm; mientras que la media es de 0,23 mm y constituyen un 30% del condrito. El piroxeno exhibe formas anhedrales a subhedrales y se visualiza más fracturado que el olivino, sobre todo en los bordes de la muestra, y se diferencia de éste por sus colores de birrefringencia más bajos y menor relieve. Su ocurrencia se da principalmente componiendo la matriz, pero también algunos cóndrulos y en menor medida, como granos individuales de mayor tamaño dispersos en la matriz. Posee tamaños inferiores a 1mm, con una media de 0,2 mm aproximadamente y corresponden a un 18% del meteorito.

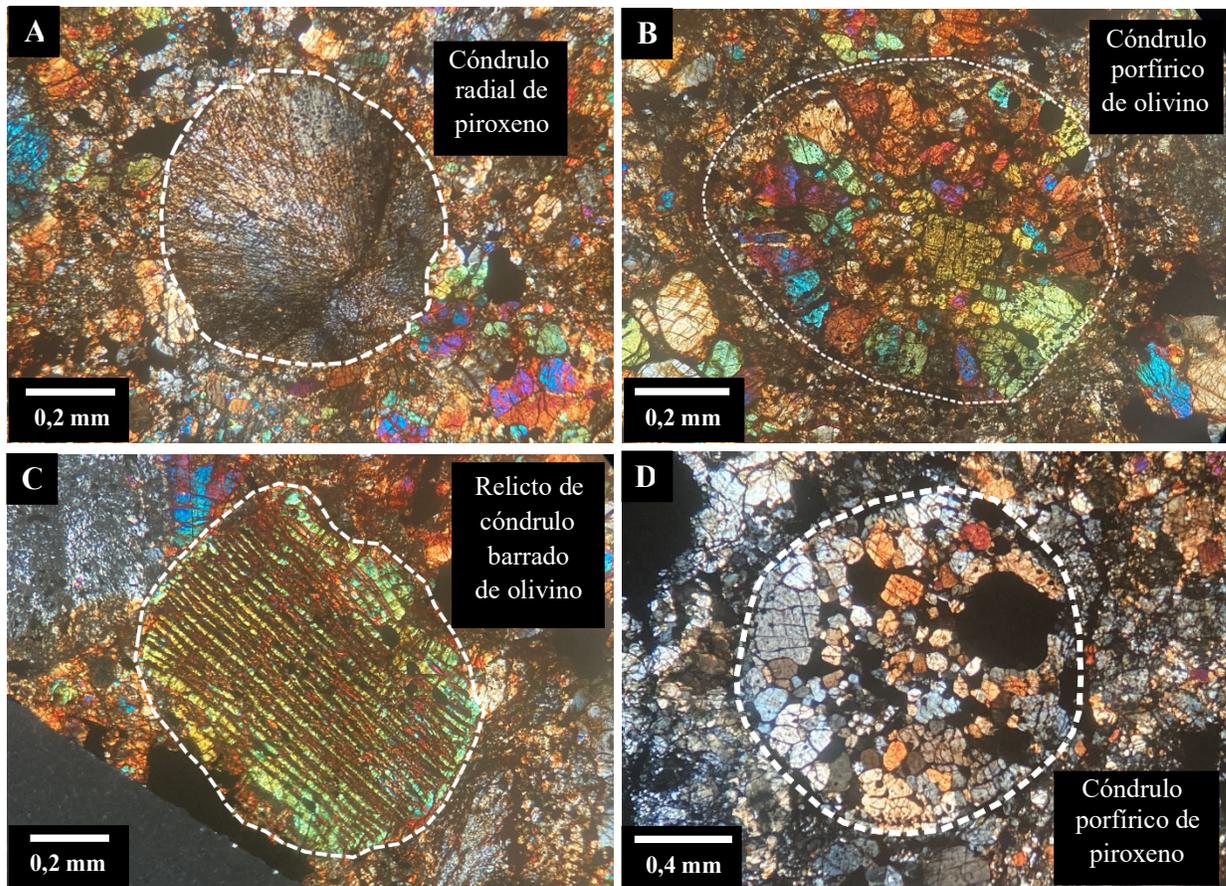
La kamacita exhibe cristales en su mayoría anhedrales, con formas ameboidales y tamaños que oscilan entre 2 mm a unos pocos micrones. En general, se encuentran dispersos en la matriz, aunque también se observan bordeando cóndrulos, y cristales de silicatos, y en menor medida, dentro de cóndrulos. Gran parte de ellos están afectados por la meteorización, incluso en algunos de ellos, solo quedan sus formas originales, ya que están completamente meteorizados. Representan un 11% del total. La troilita se encuentra como cristales anhedrales a subhedrales (algunos granos aún presentan bordes rectos) diseminados en la matriz y algunos bordeando cóndrulos. El tamaño de grano va desde 1,2 mm a unos pocos micrones y equivalen a un 3% de la muestra. Se observan poco afectados por la meteorización. La cromita (<1%), se observa con formas subhedrales, como cristales individuales aislados en la matriz y con un tamaño promedio de 0,3 mm.

### 4.2.2. Meteorito RM-03(a)

#### 4.2.2.1. Cóndrulos

La muestra exhibe textura condritica, y los cóndrulos (Figura 4.8) presentan formas esféricas a nada esféricas y redondeados a subredondeados, algunos con bordes bien definidos, pero la

mayoría con bordes difusos, generando una integración matriz-cóndrulos. De tamaños variables, el más grande encontrado es una mitad que comparte con el corte transparente RM-03(b), cuyo diámetro es de 3 mm, mientras que el más pequeño mide 0,3 mm y la media corresponde a 1 mm. Se observan cóndrulos de tipo granular de piroxeno (GP), granular de olivino (GO), radial de piroxeno (RP), criptocristalino (C), porfírico de piroxeno (PP), porfírico de olivino-piroxeno (POP), porfírico de olivino (PO) y barrado de olivino (BO), siendo estos últimos dos tipos los más abundantes en la muestra. En algunos cóndrulos se puede observar vidrio mesostático y extinción ondulosa, debido a la acción del metamorfismo de choque. Corresponden a un 30% aproximado del volumen de la muestra.



**Figura 4.8:** Fotomicrografías de distintos tipos de cóndrulos de la muestra RM-03(a). A) Cóndrulo de piroxeno radial (RP). B) Cóndrulo porfírico de olivino (PO) con cristales de minerales metálico de distintos tamaños en su borde. C) Relicto de cóndrulo barrado de olivino (BO) con algunos cristales de minerales metálicos de pequeño tamaño en su interior. D) Cóndrulo porfírico de piroxeno (PP) con un gran cristal de mineral metálico en su interior y otros más pequeños. Tomadas en microscopio óptico con LPP y NC. LPP = luz polarizada plana, NC = nicoles cruzados.

#### 4.2.2.2. Matriz

La matriz se encuentra recristalizada, con tamaño de grano fino a medio, menor a 0,05 mm. Está compuesta por cristales de olivino, piroxeno, kamacita, troilita, cromita y cristales micrométricos de plagioclasa anhedral a nivel intersticial, además de algunos relictos de cóndrulos. Alcanza un 40% aproximado de la muestra. Existen varias venillas que atraviesan la matriz. Las de menor tamaño (micrométrico) corresponden a venas de choque, mientras que las de mayor tamaño son originadas por la meteorización, varias de las cuales se encuentran rellenas por productos de alteración (óxidos de hierro).

La porosidad constituye un 5% del corte transparente, y se distingue por la presencia de pequeñas cavidades, algunas dispersas en la matriz, y otras concentradas en ciertas zonas de la muestra, las que corresponderían a porosidad primaria. También se observan cavidades de mayor tamaño (hasta 0,4 mm), principalmente dentro de cristales de kamacita, características de la disolución de estos minerales por meteorización.

#### 4.2.2.3. Mineralogía primaria

La mineralogía primaria está compuesta de olivinos, piroxenos (mayormente ortopiroxeno), kamacita, troilita y cromita. Los cristales de olivino exhiben formas anhedrales a subhedrales, la mayoría de ellos con bordes redondeados. Su tamaño máximo alcanza los 0,8 mm; mientras que la media es de 0,23 mm. Varios de ellos poseen fracturas, principalmente planares, y algunos además presentan extinción ondulosa. Se pueden encontrar componiendo cóndrulos, formando parte de la matriz y también como cristales individuales diseminados sobre esta misma. Su volumen alcanza un 34%, siendo el mineral primario más abundante.

Por otra parte, los cristales de piroxeno tienen formas subhedrales a anhedrales, algunos con bordes rectos, pero la mayoría posee bordes redondeados. Sus tamaños se extienden entre 1,5 mm y algunos micrones, con un promedio de 0,24 mm. Gran parte de ellos exhiben fracturas planares y extinción ondulosa. Se encuentran principalmente componiendo cóndrulos, pero también se pueden hallar como pequeños cristales diseminados formando la matriz y, en menor medida, como

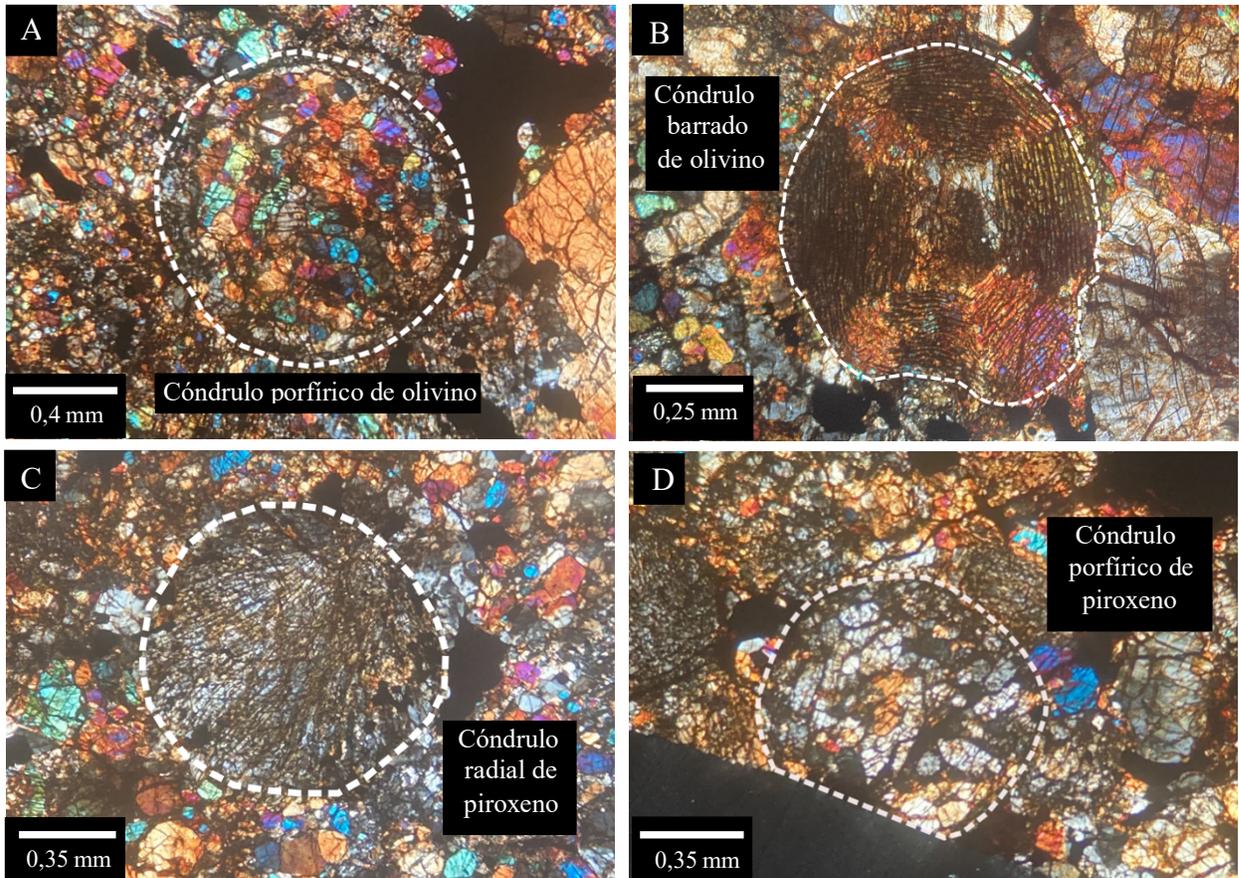
cristales aislados de mayor tamaño sobre en ella. Su abundancia equivale a un 23% en volumen de la muestra.

Dentro de las fases opacas, la kamacita es la más abundante, con un 6%. La mayoría de los cristales de este mineral son anhedrales, sin bordes rectos y algunos incluso presentan formas ameboidales. Su tamaño fluctúa entre 1,9 mm y algunos micrones, con una media de 0,4 mm. Principalmente, se encuentran como fenocristales dispersos en la matriz, pero también formando parte de cóndrulos o bordeándolos. Casi todos los cristales se encuentran afectados por la meteorización, en mayor o menor grado. La troilita es el segundo mineral más abundante de las fases opacas, alcanzando un 5%. Presentan cristales anhedrales, sin bordes rectos. Sus tamaños van entre 1,1 mm y algunos micrones, con una media de 0,35 mm. Se encuentran mayormente como cristales aislados en la matriz y los de menor tamaño, diseminados formando parte de ella, algunos también dentro de cóndrulos. En general, son más resistente a la meteorización que la kamacita, aunque se pueden observar algunos granos minerales afectados por venas y halos de meteorización. En cuanto a la cromita, tanto en la briqueta pulida como en el corte transparente pulido, se logró observar algunos granos, distinguibles por su color gris oscuro y alto relieve. Con formas anhedrales y de bordes redondeados, representan menos de un 1% y poseen un tamaño promedio de 0,25 mm.

### **4.2.3. Meteorito RM-03(b)**

#### **4.2.3.1. Cóndrulos**

La muestra presenta textura condritica, marcada por la presencia de cóndrulos (Figura 4.9), que exhiben formas esféricas a nada esféricas y redondeadas a nada redondeadas algunos con bordes bien definidos, pero la mayoría difusos. Destacan cóndrulos de tipo granular de olivino (GO), granular de olivino-piroxeno (GOP), radial de piroxeno (RP), criptocristalino (C), porfírico de piroxeno (PP), barrado de olivino (BO), porfírico de olivino-piroxeno (POP) y porfírico de olivino (PO); estos dos últimos se encuentran con mayor abundancia dentro de la muestra. El tamaño de diámetro varía entre 3 mm, correspondiente a la mitad de un cóndrulo que comparte con la muestra RM-03(a) y 0,25 mm; siendo el promedio de estos aproximadamente 1,5 mm. Comprenden un volumen aproximado de un 27% de la muestra.



**Figura 4.9:** Fotomicrografías de distintos tipos de cóndrulos de la muestra RM-03(b). A) Cóndrulo porfírico de olivino (PO). B) Cóndrulo barrado de olivino (BO) con un cristal de olivino en el centro. C) Cóndrulo de piroxeno radial con cristales de minerales opacos de pequeño tamaño en su interior. D) Cóndrulo porfírico de piroxeno (PP). Tomadas en microscopio óptico con LPP y NC. LPP = luz polarizada plana, NC = nicoles cruzados.

#### 4.2.3.2. Matriz

La matriz se observa recristalizada y presenta un tamaño de grano fino a medio, menores a 0,05 mm. Se compone de pequeños granos de olivino, piroxeno (principalmente ortopiroxeno), kamacita, troilita, cromita y relictos de cóndrulos, además de vidrio mesostático y pequeños cristales micrométricos de plagioclasa intersticial. Comprende un 38% de la muestra.

Existen venas que atraviesan la matriz de diferentes tamaños, las más grandes se extienden a lo largo del corte. Algunas presentan relleno de minerales de meteorización (óxidos de hierro), mientras que otras se observan vacías. También existen venillas de menor tamaño presentes en este condrito que corresponden a venas por efecto de choque.

La porosidad alcanza un 6% del volumen de la muestra, los poros más pequeños y vacíos se estiman de origen primario y constituyen el tipo de porosidad más abundante, mientras que cavidades de disolución por alteración principalmente en fases opacas como la kamacita se estiman de origen secundario, por efecto de la meteorización.

#### 4.2.3.3. Mineralogía primaria

La mineralogía primaria se compone principalmente de cristales de olivino, piroxeno (principalmente ortopiroxeno), plagioclasa, apatito, kamacita, troilita y cromita. El olivino se encuentra principalmente constituyendo cóndrulos, pero además se encuentra como parte de la matriz y como cristales aislados sobre ella. Se distinguen cristales subhedrales a anhedrales, de formas mayormente redondeadas, cuyos tamaños oscilan entre 2 a tamaños micrométricos, con una media de 1 mm. Algunos granos presentan extinción ondulosa y fracturamiento planar, principalmente. Representan un 35% en volumen. El piroxeno se encuentra en su mayoría formando parte de la matriz, además de ser parte de cóndrulos y en ocasiones, como cristales individuales aislados sobre la matriz. De formas subhedrales a anhedrales, se distingue del olivino por presentar bordes más rectos y colores de birrefringencia más bajos. Su tamaño varía entre 2,7 mm a pocos micrones, con una media de 0,3 mm. Varios granos presentan extinción ondulosa y fracturamiento planar y constituyen un 25% del volumen total. La plagioclasa se encuentra de forma intersticial, con un tamaño de grano micrométrico y representa un 2% de la muestra. Se observaron algunos granos de apatito diseminados en la matriz como cristales subhedrales con un tamaño medio de 0,3 mm, pero no superan el 1% de la muestra.

En cuanto a las fases opacas, la kamacita exhibe formas subhedrales a anhedrales, con bordes poco rectos y formas principalmente ameboidales. La mayoría de los granos se encuentran alterados en alguna medida por la meteorización, principalmente en los bordes, pero en algunos casos, están completamente meteorizados. Respecto del tamaño de grano, destaca un gran cristal que mide 4 mm, los más pequeños alcanzan unidades micrométricas y la media es de 0,35 mm. Equivalen a un 7% de la muestra y se encuentran principalmente como cristales individuales aislados en la matriz, pero también se observan bordeando cóndrulos y en menor medida, dentro de ellos. La troilita también presenta formas subhedrales a anhedrales, con bordes poco rectos. Se encuentra

afectada por la porosidad y la meteorización, pero en menor medida que la kamacita. Constituye un 7% de la muestra y sus tamaños oscilan entre 1 mm y algunos micrones, con una media de 0,25mm. Su ocurrencia se da, al igual que la kamacita, como cristales aislados insertos sobre la matriz, y en menor medida bordeando cóndrulos y dentro de ellos. Finalmente, la cromita se encuentra como cristales individuales aislados sobre la matriz, con formas subhedrales y bordes medianamente redondeados. Los cristales miden en promedio 0,2 mm y no alcanzan a representar un 1% de la muestra.

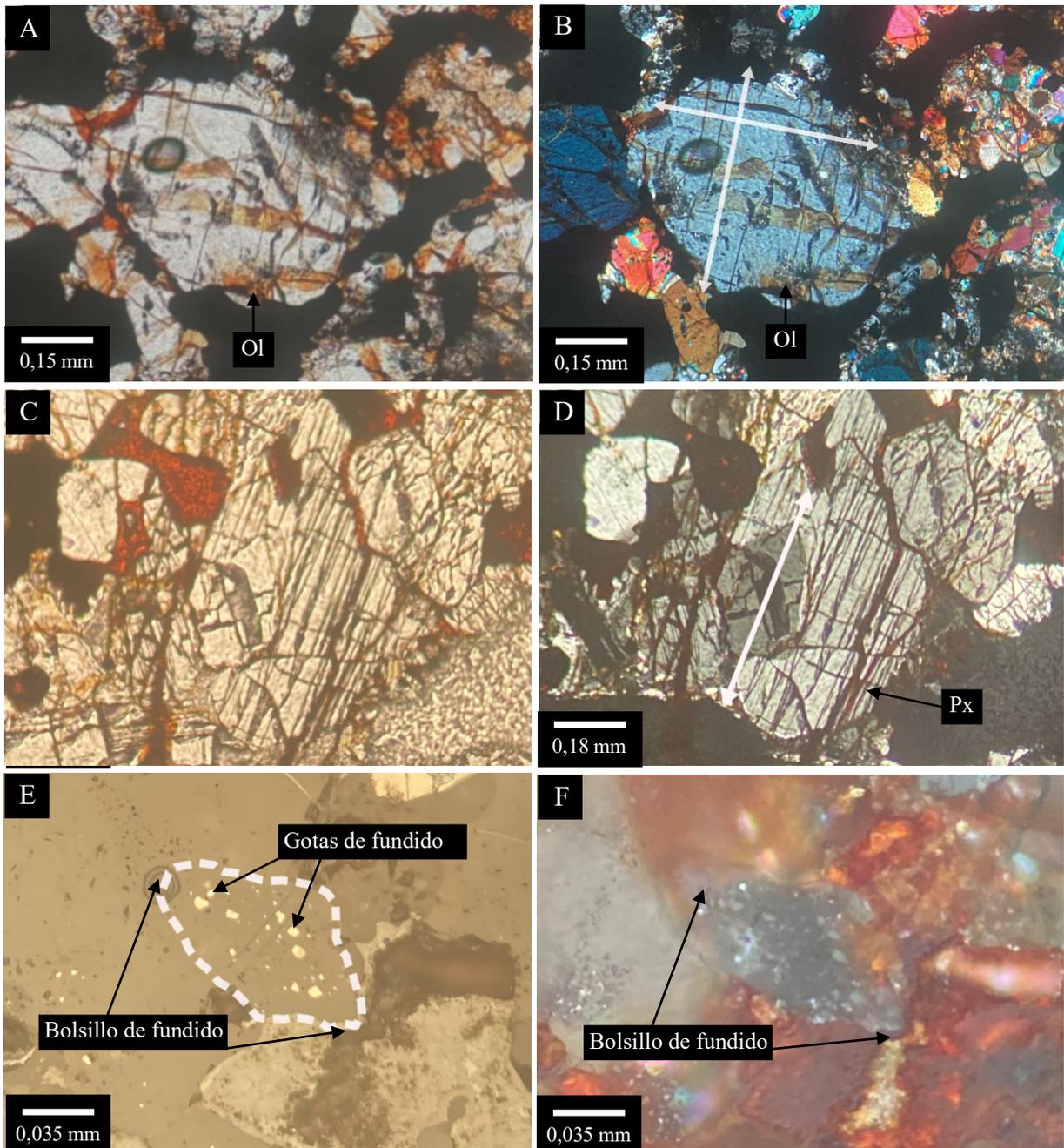
### **4.3. Evidencias de metamorfismo de choque**

Como se mencionó en el capítulo 2, las bases para describir y clasificar el metamorfismo de choque sufrido por los meteoritos fueron sentadas por Stöffler y otros (1991), junto con la posterior contribución de Bennet y McSween (1996), quienes agregaron nuevos parámetros de evidencia observados en las fases metálicas. Así, criterios como el tipo de extinción y fracturas en olivinos, piroxenos y plagioclasas, presencia de mosaiquismo, recristalización, venas de choque, gotas y bolsones de fundido, plesita, kamacita y troilitas policristalinas, entre otros, serán buscados en las muestras de condritos de este trabajo. Todas estas características pueden ser observadas mediante el uso de microscopio óptico tradicional, sin embargo, sólo algunas de ellas pueden ser encontradas mediante las imágenes en falso color que provee QEMSCAN®, constituyendo más bien una aproximación de las evidencias de choque mediante la observación de texturas y presencia de venas de choque rellenas de opacos, principalmente.

#### **4.3.1. Meteorito PAMPA-A**

Este meteorito exhibe pocas evidencias de metamorfismo de choque. Las más frecuentes son fracturas planares en piroxenos y olivinos (Figura 4.10 A, B, C y D). Solo algunos cristales de estas fases silicatadas poseen extinción ondulosa, y se observa principalmente tanto en granos de piroxeno como en cóndrulos de piroxeno radial.

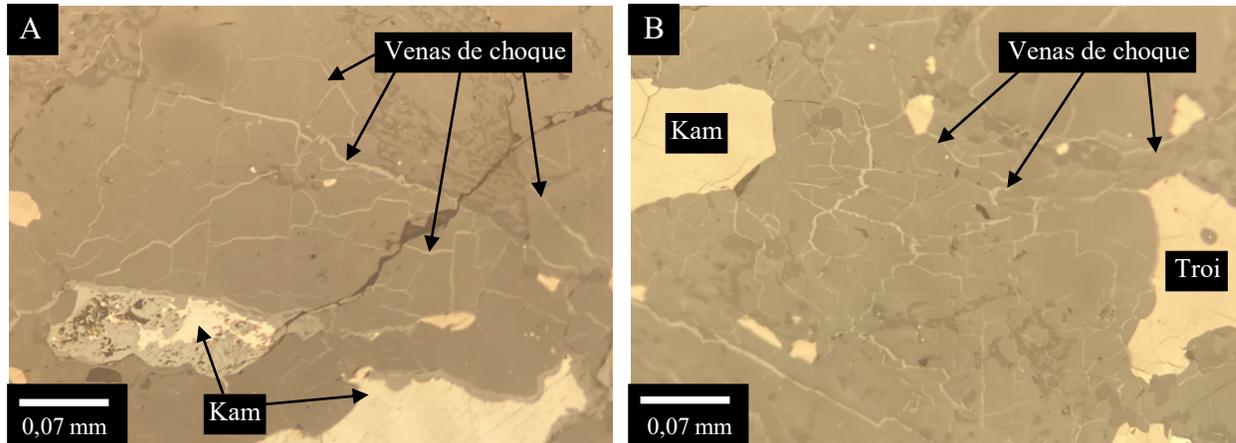
Con respecto a las venas de choque, se observa poca cantidad y de tamaños micrométricos. Se encontraron, además, gotas de fundido, principalmente de kamacita y sólo algunas de ellas estaban insertas en bolsones de fundido (Figura 4.10 E y F).



**Figura 4.10:** Fotomicrografías de evidencias del efecto de metamorfismo de choque en la muestra PAMPA-A. A) Cristal de olivino (Ol) que muestra dos sets de fracturamiento planar, en LPP y NP. B) Mismo cristal de olivino, pero en LPP y NC. Las flechas blancas indican la dirección de los sets de fracturas: uno en sentido casi vertical y otro más incipiente en sentido horizontal. C) Cristal de piroxeno (Px) que presenta un set de fracturas planares, en LPP y NP. D) Mismo cristal de piroxeno, pero en LPP y NC. La flecha blanca indica la dirección del set de fracturas planares. E) Gotas de fundido de kamacita insertas en un bolsillo de fundido. Tomada en LR y NP. F) Mismo bolsillo de fundido, pero en LR y NC. Aquí se puede apreciar de mejor forma la extensión del bolsillo, en color gris. LPP = luz polarizada plana, LR = luz reflejada, NP = nicoles paralelos, NC = nicoles cruzados.

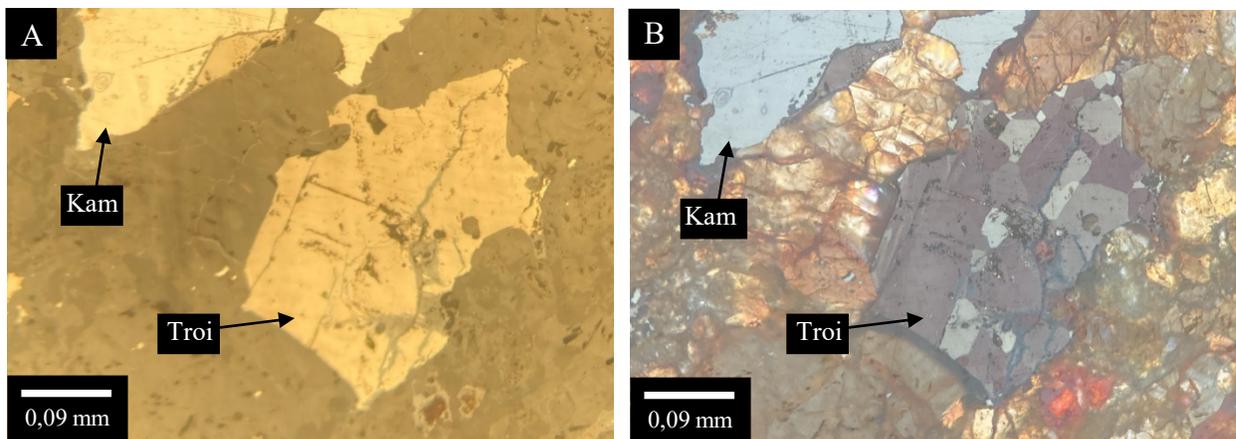
### 4.3.2. Meteorito RM-03(a)

En este condrito se pudo reconocer la presencia de algunas venas de choque, distinguibles por sus formas más bien rectas y tamaños micrométricos (Figura 4.11).



**Figura 4.11:** Fotomicrografías de venas de choque en la muestra RM-03(a). A) Venas de choque insertas en la matriz y cercanas a cristales de kamacita (Kam) meteorizados. B) Venas de choque insertas en la matriz. En ambas fotomicrografías las venas se caracterizan por su color gris claro, formas rectilíneas y tamaños pequeños. LR = luz reflejada, NP = nicoles paralelos.

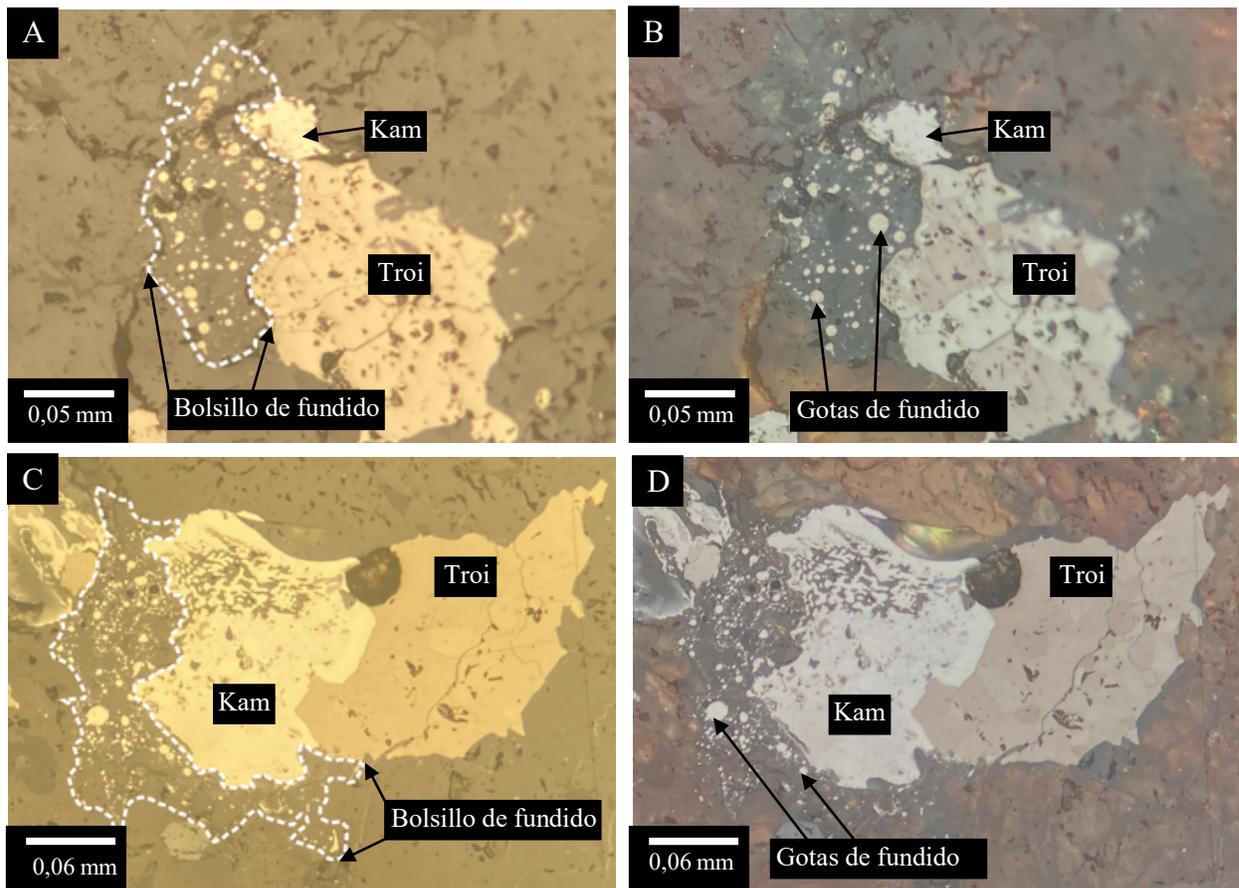
Uno de los efectos de choque más notorios y recurrentes dentro de esta muestra son las troilitas, que exhiben distinto ángulo de extinción dentro de un mismo cristal, lo que se conoce como troilitas policristalinos, y se puede apreciar en nicoles cruzados (Figura 4.12).



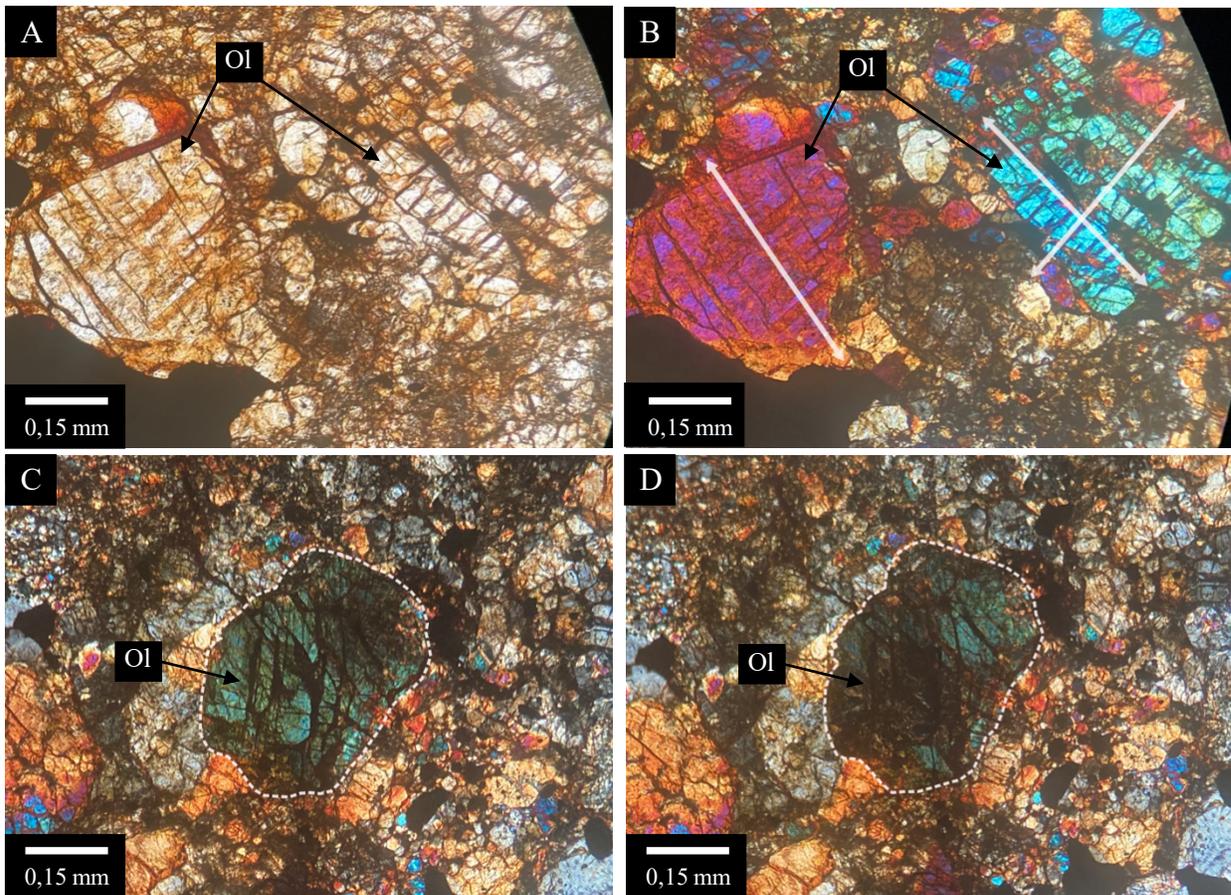
**Figura 4.12:** Fotomicrografías de troilita policristalina en la muestra RM-03(a). A) Cristal de troilita en LR y NP. B) Mismo cristal de troilita, en LR y NC, donde se distingue su carácter policristalino al estar fragmentada en secciones más pequeñas con distinto ángulo de extinción. LR = luz reflejada, NP = nicoles paralelos, NC = nicoles cruzados.

Existen, además, pequeñas gotas de fundido dispersas en el corte transparente, cuyas composiciones son tanto de kamacita como de troilita. Debido a su tamaño micrométrico se dificulta la observación y caracterización, sin embargo, se pueden apreciar de mejor manera cuando están insertas en bolsillos de fundido (Figura 4.13).

En las fases silicatadas se pueden observar dos características más del efecto de choque en condritos. El fracturamiento de los cristales se hace presente en la mayoría de los olivinos y piroxenos, de formas planares (abundante en piroxenos) e irregulares (Figura 4.14 A y B). Mientras que la extinción ondulosa puede ser observada en cristales de piroxeno y cóndrulos compuestos por esta fase mineral, y también en algunos cristales de olivino (Figura 4.14 C y D).



**Figura 4.13:** Fotomicrografías de bolsillos de fundido en la muestra RM-03(a). A) Bolsillo de fundido de troilita en LR y NP. B) Mismo bolsillo de fundido de troilita en LR y NC, donde se distingue de mejor manera la extensión del bolsillo. C) Bolsillo de fundido de kamacita en LR y NP. D) Mismo bolsillo de fundido de kamacita en LR y NC, donde se observa mejor su disposición. LR = luz reflejada, NP = nicoles paralelos, NC = nicoles cruzados.



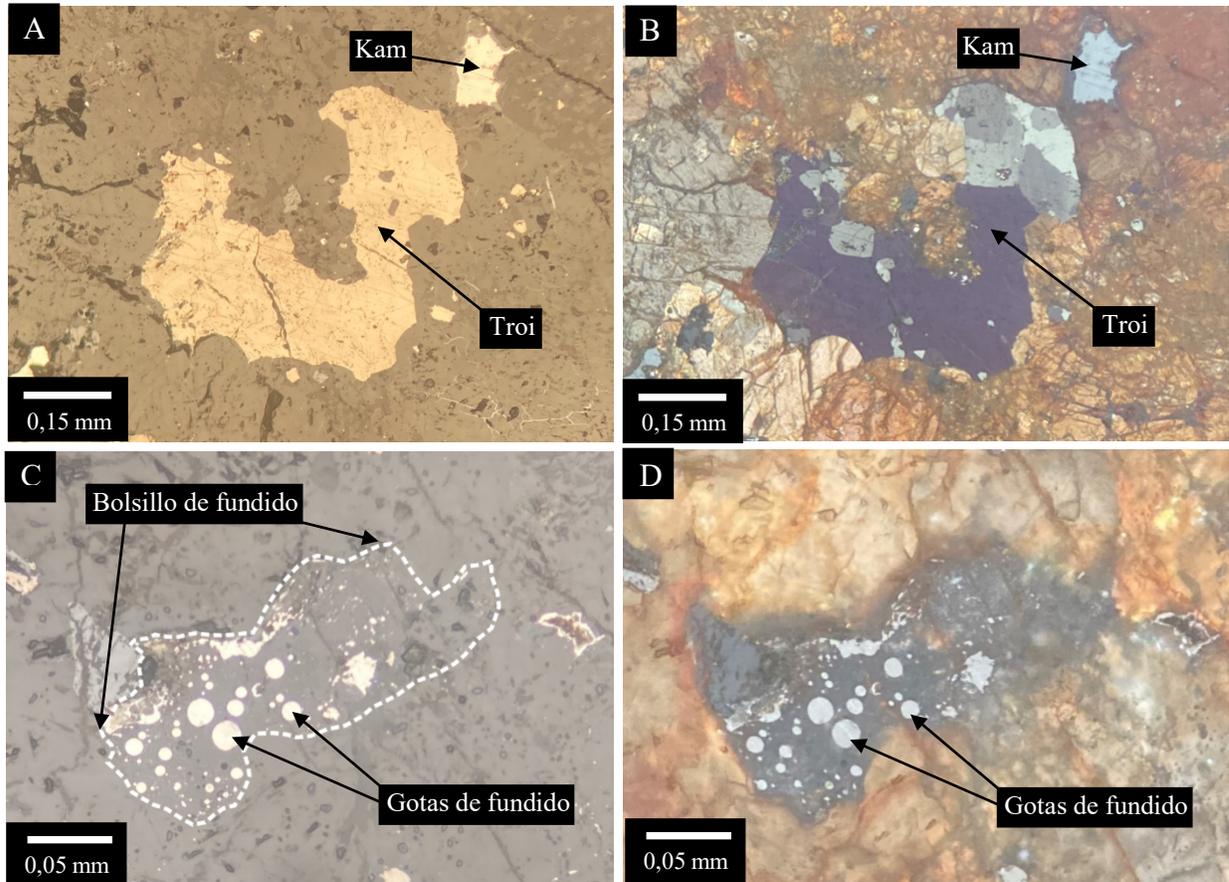
**Figura 4.14:** Fotomicrografías de evidencias de fracturamiento planar y extinción ondulosa en olivinos en la muestra RM-03(a). A) Fracturamiento planar en cristales de olivinos (Ol) en LPP y NP. B) Mismos cristales, pero tomada en LPP y NC. Las flechas blancas indican la dirección de los sets de fracturas: el cristal de la izquierda presenta un set de fracturas, y el de la derecha dos casi perpendiculares entre sí. C) Cristal de olivino (Ol) con extinción ondulosa. D) Mismo cristal de olivino en LPP y NC, donde se puede observar mejor la extinción ondulosa tras girar la platina del microscopio. LPP = luz polarizada plana, NP = nicoles paralelos, NC = nicoles cruzados.

### 4.3.3. Meteorito RM-03(b)

Al igual que en la muestra RM-03(a), el efecto de choque más abundante viene dado por las troilitas policristalinas (Figura 4.15 A y B), ya que es un rasgo que exhibe la gran mayoría de estos cristales.

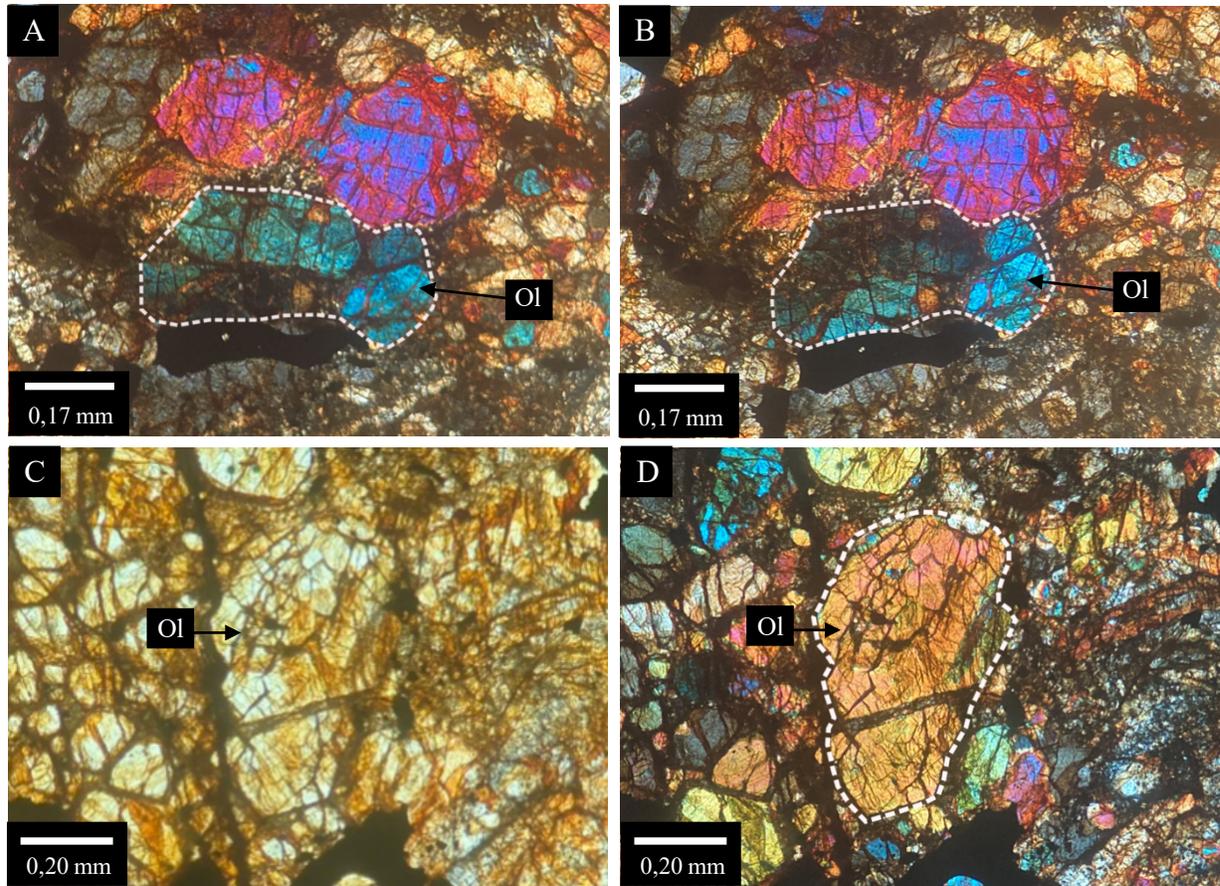
Además, se observó la presencia de varias gotas de fundido, de tamaño micrométrico, cuya composición puede ser tanto de kamacita como de troilita. Varias de ellas se encuentran en una matriz de vidrio silicatado, formando bolsones de fundido, dispersos en el condrito (Figura 4.15 C y D).

Otro parámetro importante que se puede apreciar dispersas en esta muestra es la existencia de pequeñas venas de choque de tamaños micrométricos. Algunas de ellas se observan cercanas a otras evidencias de choque como bolsillos de fundido.



**Figura 4.15:** Fotomicrografías de troilita policristalina y bolsillo de fundido en la muestra RM-03(b). A) Cristal de troilita (Tro) en LR y NP. B) Mismo cristal de troilita, pero tomada en LR y NC, donde se puede evidenciar el carácter policristalino de la troilita al dividirse en distintas secciones con diferentes ángulos de extinción. C) Gotas de fundido de kamacita dispersas en la matriz, en un bolsillo de fundido, en LR y NP. D) Mismas gotas de fundido en LR y NC, donde se puede observar que las gotas están dentro de un bolsillo de fundido y se puede apreciar de mejor forma su extensión. LR = luz reflejada, NP = nicols paralelos, NC = nicols cruzados.

Por último, los efectos de metamorfismo de choque también se pueden ver reflejados tanto en fases silicatadas como en cóndrulos, generando una extinción ondulosa (Figura 4.16 A y B) en varios de ellos y, en el caso de olivinos (principalmente) y piroxenos, también provocan un fracturamiento planar e irregular (Figura 4.16 C y D).



**Figura 4.16:** Fotomicrografías de extinción ondulosa y fracturamiento irregular en cristales de olivino en la muestra RM-03(b). A) Extinción ondulosa en cristal de olivino (Ol) en LPP y NC. B) Mismo cristal de olivino en LPP y NC, donde se puede observar mejor la extinción ondulosa tras girar la platina del microscopio. C) Fracturamiento irregular en cristal de olivino (Ol) en LPP y NP. D) Mismo cristal de olivino en LPP y NC donde se aprecia mejor que las fracturas no presentan ninguna dirección preferencial. LPP = luz polarizada plana, NP = nicoles paralelos, NC = nicoles cruzados.

#### 4.4. Evidencias de meteorización terrestre

El precedente utilizado para el estudio de procesos de meteorización terrestre en meteoritos lo constituye en gran parte el trabajo de Wlotzka (1993), con su clasificación basada en criterios observados en minerales portadores de Fe, tales como fases silicatadas, metálicas y sulfuros. Estas características incluyen oxidación en metales o sulfuros, vetas de óxido y bordes alrededor de metal y troilita, además del grado de alteración de silicatos. En este trabajo, dichos criterios fueron observados principalmente mediante el uso de microscopio óptico. En QEMSCAN® no pueden ser distinguidos los minerales de alteración por separado, como akaganeita, maghemita, goethita, magnetita, entre otras, por lo que todos ellos se agrupan en la fase “óxidos de hierro”. Sin embargo,

se puede realizar una aproximación cualitativa del grado de meteorización que afecta a cada condrito mediante el análisis de las imágenes en falso color que entrega esta técnica.

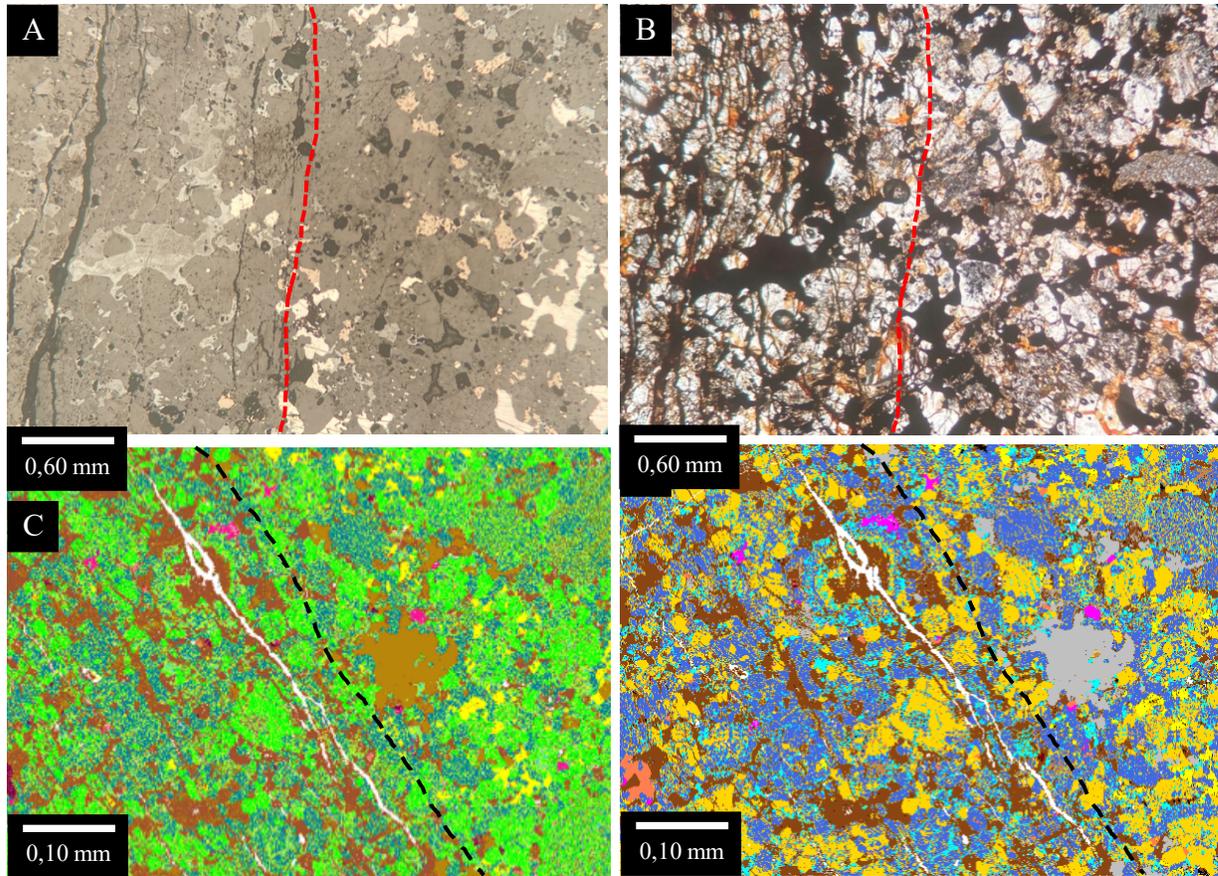
En Valenzuela (2011) se describen distintos dominios de meteorización terrestre para los condritos ordinarios del Desierto de Atacama, lo que se resume en: venillas de meteorización, reemplazo en halos alrededor de opacos y reemplazo intramineral (principalmente en fases opacas); los que, a continuación, serán utilizados como guía en el reconocimiento de evidencias de meteorización.

#### **4.4.1. Meteorito PAMPA-A**

Este condrito presenta gran cantidad de venillas concentradas en los bordes (Figura 4.17), que incluso logran atravesar todo el corte y presentan distintos espesores, donde el máximo alcanza los 0,082 mm. Por lo general se desarrollan de forma más bien recta, con poca sinuosidad y algunas de ellas se van ramificando a medida que se van extendiendo por la muestra. En su paso, van atravesando y alterando diferentes minerales. En el caso de las fases opacas, estas se encuentran muy meteorizadas hacia los bordes, donde se concentran las venillas, generando reemplazo de estos minerales por óxidos de hierro, lo que afecta principalmente a cristales de kamacita, de los cuales solo se distinguen sus formas, pues, en su mayoría, han sido completamente reemplazados. En cuanto a la troilita, aún existen cristales que han sobrevivido al paso de las venillas y la meteorización, por ende, son más resistentes a la alteración que la kamacita.

Las venillas también atraviesan y alteran las fases silicatadas, como olivinos y piroxenos. De igual manera, es posible encontrar cóndrulos afectados por el paso de venillas, las que en gran parte están rellenas de óxidos de hierro y se distinguen por sus tonalidades rojizas.

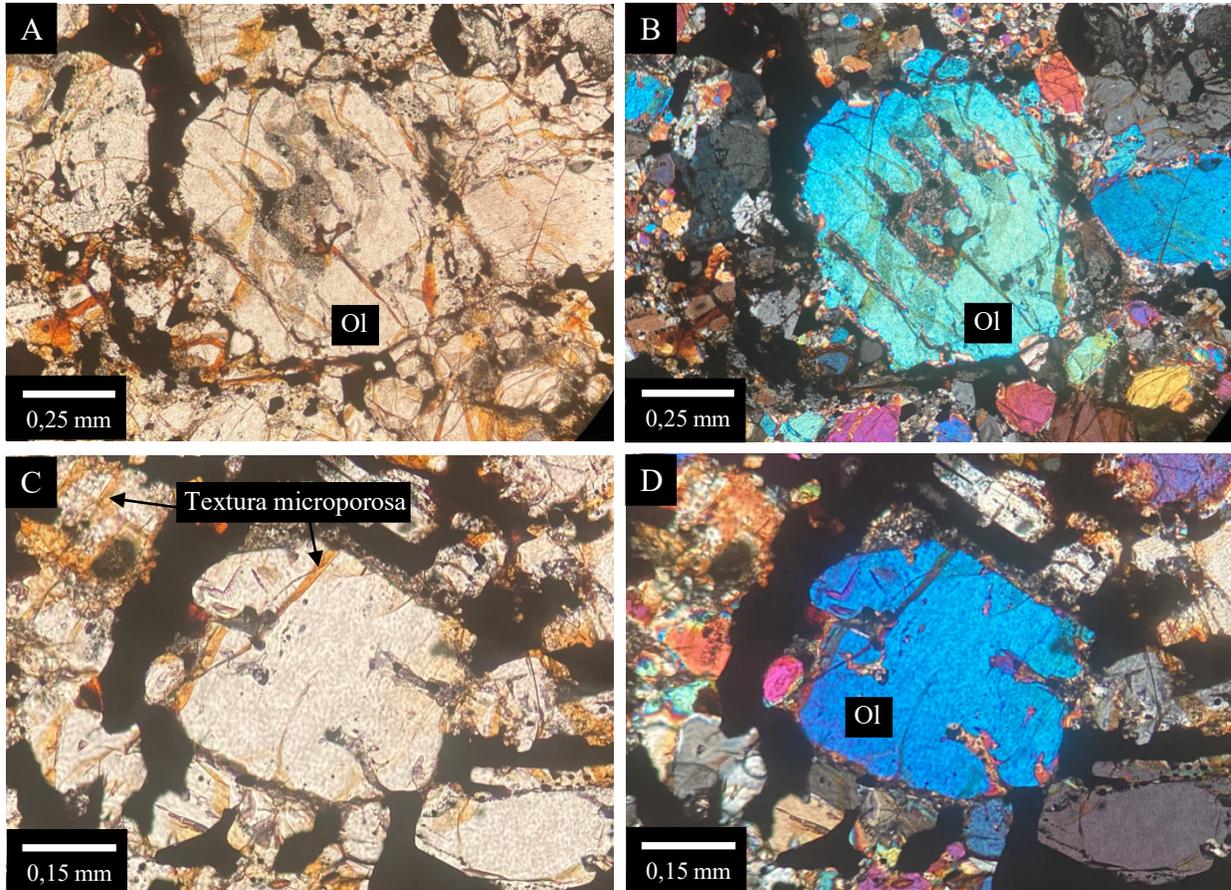
La meteorización por halos alrededor de opacos se observa principalmente en los cristales de kamacita, siendo el tipo de meteorización que más afecta a estos cristales en conjunto con las venillas, hacia los bordes del condrito, y en general, se exhibe con gran intensidad. En algunos cristales de troilita también se puede observar este dominio de meteorización, pero de forma más bien incipiente.



**Figura 4.17:** Diferencia de concentración en la meteorización en la muestra PAMPA-A. A) Fotomicrografía en LR y NP que muestra claramente el límite entre la zona más meteorizada de la muestra (mitad izquierda) y la zona menos meteorizada (mitad derecha), divididas por una línea segmentada roja. En la mitad izquierda se observa una mayor cantidad de venillas y casi una completa meteorización de los minerales opacos. B) Misma fotomicrografía que en A, pero en LPP y NP. En la zona más meteorizada se distingue una mayor cantidad de venillas de color anaranjado. C) Sección de mapa en falso color obtenido de QEMSCAN® a partir de la lista SIP 2 que muestra la diferencia de meteorización en distintas zonas del condrito, divididas por una línea segmentada negra. En la parte izquierda y en color café anaranjado se observa una gran cantidad de venillas y reemplazo por óxidos de Fe de las fases opacas. D) Sección de mapa en falso color obtenido por QEMSCAN® a partir de la lista SIP 3 que también exhibe la diferencia de meteorización en distintas zonas del condrito. En la parte izquierda y en color café rojizo se destacan venillas y reemplazos de fases opacas por óxidos de Fe. En la parte derecha y en color gris claro se distinguen cristales de kamacita que no han sido meteorizados. LPP = luz polarizada plana, LR = luz reflejada, NP = nicoles paralelos.

Finalmente, la meteorización de tipo intramineral se presenta principalmente en fases opacas, particularmente en cristales de kamacita, donde la intensidad llega a tal grado que se generan cavidades de disolución en el centro de ellos. Sin embargo, también existen algunos granos de silicatos que muestran este dominio, en los cuales se pueden observar pequeñas cavidades en su interior (Figura 4.18 A y B). De igual forma, varios cristales de silicatos presentan microfracturas, en las que se produce disolución, generando una textura micro-porosa y de color rojizo-anaranjado

observable en luz polarizada plana (Figura 4.18 C y D), lo que denota formación de óxido-hidróxidos de Fe. Este tipo de alteración en silicatos ferromagnesianos es observado a lo largo de todo el corte transparente.



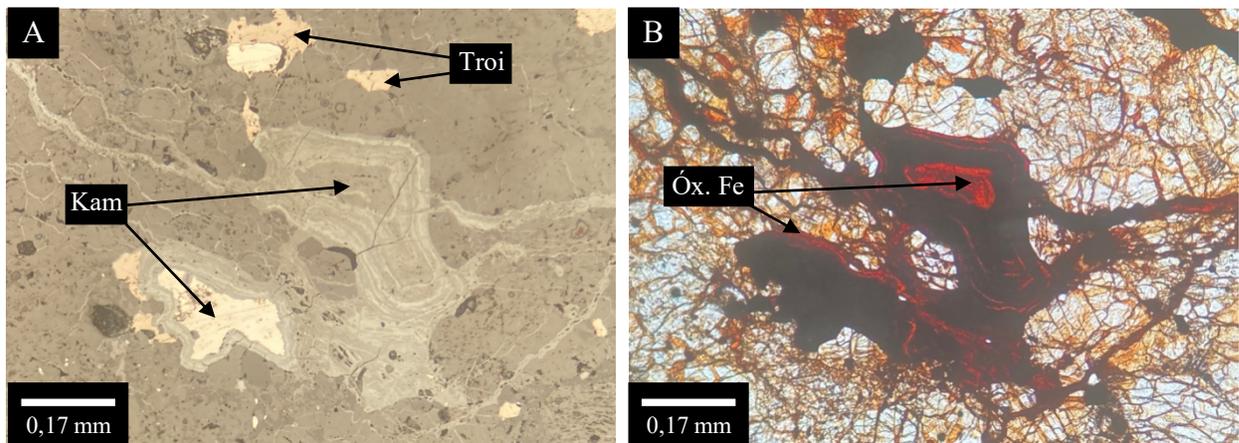
**Figura 4.18:** Fotomicrografías de evidencias de meteorización en silicatos de la muestra PAMPA-A. A) Meteorización intramineral en un cristal de olivino (Ol). En la imagen se observa cómo se empieza a producir disolución en el centro del cristal, lo cual puede deberse a las microfrazuras que también presenta. Tomada en LPP y NP. B) Mismo cristal de olivino, pero en NC. En esta imagen se aprecia de mejor forma la diferencia de coloración entre el cristal original y los minerales de alteración. C) Cristal de olivino (Ol) que exhibe meteorización desde los bordes hacia el centro, generando embahiamiento. En coloración anaranjada se distingue la textura microporosa que denota oxidación de óxidos e hidróxidos de Fe en los demás minerales ferromagnesianos. Tomada en LPP y NP D) Mismo cristal de olivino, pero en NC. LPP = luz polarizada plana, NP = nicoles paralelos, NC = nicoles cruzados.

#### 4.4.2. Meteorito RM-03(a)

En este meteorito se observa una menor cantidad e intensidad de venillas, en comparación con PAMPA-A. Existen venas de diferente longitud, las de mayor tamaño logran atravesar el corte, a medida que se van ramificando a través de él; mientras que su grosor oscila entre unos pocos

micrones, hasta 0,083 mm. Algunas están vacías, mientras que otras están rellenas de óxidos de hierro. En general, exhiben formas con baja sinuosidad y ramificación.

Algunas venillas atraviesan fases opacas meteorizándolas, lo que se observa principalmente en cristales de kamacita (Figura 4.19). Sin embargo, hay venillas que parecen posteriores a la alteración de estos minerales y sólo los atraviesan cortándolos, por lo general, estas venas se encuentran vacías.



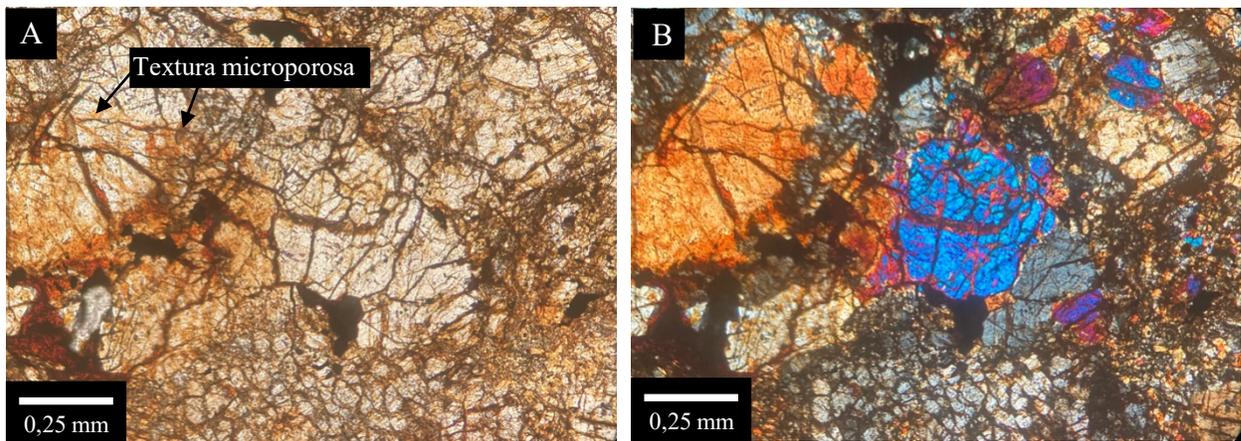
**Figura 4.19:** Fotomicrografías de evidencias de meteorización en fases opacas de la muestra RM-03(a). A) Cristales de kamacita (Kam) alterados en forma concéntrica, mediante halos y venillas de meteorización. En la imagen se puede distinguir una mayor resistencia a la meteorización de las troilitas (Troil), y el relicto de un cristal de kamacita en la parte inferior izquierda. Tomada en LR y NP. B) Misma sección del corte transparente, pero tomada en LPP y NP. En esta imagen se aprecia de mejor manera la alteración de las fases opacas a óxidos e hidróxidos de Fe (Óx. Fe) por su característica coloración rojiza. LPP = luz polarizada plana, LR = luz reflejada, NP = nicols paralelos.

En cuanto a los cóndrulos y fases silicatadas, también se encuentran afectados por las venillas, pero en menor grado y, en general, estos últimos se observan fracturados.

Un segundo dominio de meteorización presente en esta muestra es el halo alrededor de opacos (Figura 4.20), que afecta principalmente a los cristales de kamacita con diferentes intensidades, comenzando por halos incipientes hasta llegar a un completo reemplazo del cristal por óxidos de hierro. Se distingue principalmente por la generación de halos concéntricos dentro de los minerales. En algunos casos se llegan a desarrollar cavidades de exsolución en el centro de los cristales.

La meteorización intramineral afecta a ambas fases opacas casi por igual (kamacita y troilita), sin embargo, en varios los cristales de troilita se observan cavidades micrométricas, indicativas de

porosidad secundaria. Por otra parte, este dominio también es visible en algunos minerales de olivino y piroxeno, pero de forma más bien incipiente y con menor intensidad. Al igual que en la muestra PAMPA-A, existen microfracturas en algunos cristales de silicatos ferromagnesianos, generando una textura micro-porosa de color rojizo-anaranjado, asociada a la formación de óxido-hidróxidos de Fe, sin embargo, se observa de una forma más sutil, ya que existen varias zonas del corte transparente que están teñidas de una coloración anaranjada (Figura 4.20).

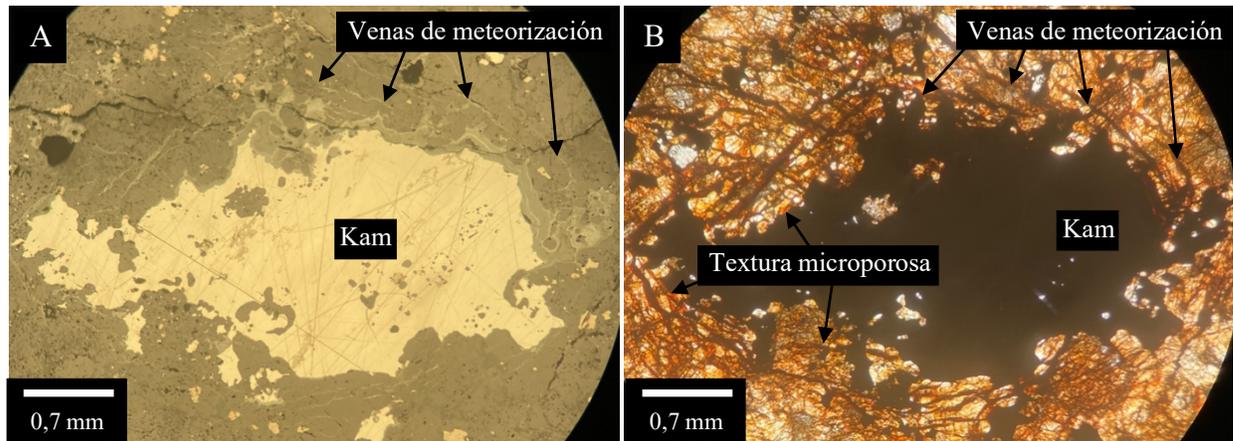


**Figura 4.20:** Fotomicrografías de evidencias de meteorización en fases silicatadas de la muestra RM-03(a). A) En la imagen se observa como la muestra tiende a poseer una coloración anaranjada pálida en general, sin embargo, existen zonas de textura microporosa, donde se concentra una coloración rojizo-anaranjado (izquierda centro-inferior), asociada a microfracturas que presentan los cristales, que denotan la formación de óxidos e hidróxidos de Fe. Tomada en LPP y NP. B) Misma sección de la muestra, pero tomada en LPP y NC. LPP = luz polarizada plana, NP = nicoles paralelos, NC = nicoles cruzados.

#### 4.4.3. Meteorito RM-03(b)

Al igual que en RM-03(a), en esta muestra se observa una menor cantidad e intensidad de venillas. Se pueden hallar venillas en algunas zonas de los bordes del condrito, pero de extensión más bien corta, cuyo tamaño máximo alcanza los 10 mm y sus espesores van desde algunos micrones hasta 0,075 mm. En el centro del corte transparente se encuentran otras venillas en torno a un gran cristal de kamacita, cuya ramificación y extensión logra atravesar el corte. En un extremo de la muestra se observan dos venillas principales, las que convergen hacia el grano de kamacita, ramificándose y curvándose hacia los bordes del cristal (Figura 4.21). De una zona del borde del cristal, un par de venillas siguen extendiéndose hacia el otro extremo del corte, donde alcanzan su mayor grosor. A lo largo de este trayecto son intersectadas por venillas provenientes de otras direcciones. En general

muestran poca sinuosidad, salvo alrededor del grano de kamacita, donde se curvan siguiendo la forma del cristal. Algunas se encuentran vacías y otras, en cambio, rellenas de óxidos de hierro, producto de la meteorización.

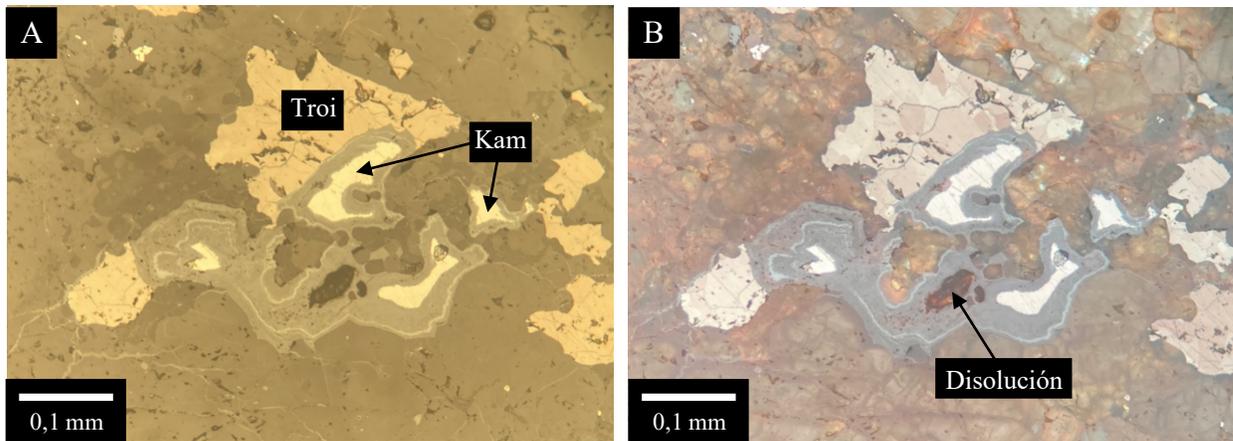


**Figura 4.21:** Fotomicrografías de venas de meteorización en la muestra RM-03(b). A) Gran cristal de kamacita (Kam) que está siendo afectado por venillas de meteorización concéntricas al cristal y por halos de meteorización, en la zona superior. Tomada en LR y NP. B) Mismo cristal de kamacita, pero tomado en LPP y NP. En esta imagen se observa de mejor forma las venas que rodean al cristal, con una coloración roja-aranaranjada. Además, se puede observar que casi toda la sección de la muestra exhibe una coloración arananjada, asociada a la textura microporosa producida por la aparición de óxidos e hidróxidos de Fe. LPP = luz polarizada plana, LR = luz reflejada, NP = nicoles paralelos.

Las venillas van atravesando cristales de fases opacas y silicatadas y cóndrulos. De las primeras, los más afectados son los cristales de kamacita, algunos granos de troilita también se observan meteorizados por el paso de venillas, pero en general, se mantienen poco alteradas por este dominio. Respecto de las fases silicatadas, en algunos cristales de olivino se observa un microfracturamiento paralelo al paso de las venillas, las cuales suelen contener óxidos de hierro en su interior, por lo que los demás surcos de estos cristales se van llenando con óxidos de hierro a su vez. Lo mismo sucede con algunos cóndrulos.

El dominio de meteorización por halos alrededor de opacos (Figura 4.22) constituye el principal origen de meteorización en los cristales de kamacita y puede alcanzar espesores de unos pocos micrones hasta varios milímetros. En algunos casos, este dominio se mezcla con las venillas, las cuales al estar rellenas de productos de meteorización aportan mayor grado de alteración a los cristales, pero en otras ocasiones se mezcla con venillas vacías y solo se observa que cortan o

atraviesan a los cristales ya alterados por los halos. Por otra parte, la troilita se ve muy poco afectada por este tipo de dominio, solo se observa en algunos granos y de forma más bien incipiente.



**Figura 4.22:** Fotomicrografías de meteorización mediante halos en opacos en la muestra RM-03(b). A) En la imagen se observa cómo los cristales de kamacita (Kam), de color blanco, son más susceptibles a la meteorización por halos que la troilita (Troil), de color amarillento. B) Misma fotomicrografía, pero tomada en LR y NC. Los distintos cristales de kamacita exhiben diferentes grados de meteorización, llegando incluso a ocurrir una disolución completa de un cristal en la zona inferior, demarcado por la flecha. LR = luz reflejada, NP = nicoles paralelos, NC = nicoles cruzados.

La meteorización por dominio intramineral se producen principalmente en los minerales de kamacita y troilita. En los primeros, pueden llegar incluso a generar grandes cavidades de disolución, mientras en los segundos, se observan de menor tamaño, como porosidad secundaria, diseminadas en los granos. También se encuentran minerales silicatados con este dominio, donde la meteorización va provocando pequeñas cavidades de disolución que, por lo general, siguen la dirección de fracturas ya presentes en los cristales. También se observa la textura micro-porosa de color anaranjada asociada a microfracturas, al igual que en el corte transparente RM-03(a), pero en este caso, con una mayor extensión, ya que la muestra se encuentra casi en su totalidad teñida en tonos anaranjados (Figura 4.21 B).

## 5. DISCUSIÓN

### 5.1. Clasificación química

En primer lugar, de acuerdo con los resultados expuestos en el capítulo anterior, se confirma que las muestras estudiadas corresponden a condritos, debido a la abundante presencia de cóndrulos y relictos de estos mismos, en ambos meteoritos.

#### 5.1.1. Grupo químico

Para establecer el grupo químico de estos condritos, a continuación, se utilizan, en conjunto, los datos químicos obtenidos en el capítulo anterior y algunos de los diagramas de clasificación expuestos en el capítulo 2.

##### 5.1.1.1. Lista SIP 1

A partir de los datos obtenidos mediante el análisis QEMSCAN® con la lista SIP 1 no fue posible realizar una clasificación, ya que, como esta lista fue diseñada para el análisis de muestras de depósitos tipo pórfido cuprífero, aún con la modificación de fases minerales propias de meteoritos como kamacita (metal Fe-Ni) o troilita (FeS), incluye fases minerales que no se encuentran presentes en ellos (ej. Cuarzo), lo que afecta los resultados obtenidos, pues hace que no sean fidedignos. Cabe recordar que QEMSCAN® realiza la identificación de las fases en la lista SIP sobre la base del primer emparejamiento, por lo que la adición y posición dentro de la lista de cualquier fase mineral alterará el resultado final.

Sin embargo, en esta primera instancia, también se efectuaron análisis puntuales EDS en cristales de olivino y piroxeno para ambas muestras. Estos datos presentan una mayor exactitud, por lo que serán utilizados para realizar la clasificación de grupo químico en ambos condritos, a través de las razones Fa (mol%) vs Fs (mol %). En la Tabla 5.1 se muestran los valores de Fa y Fs y sus promedios, para cada punto medido en la muestra PAMPA-A, mientras que en la Tabla 5.2 se muestra lo mismo, pero para la muestra RM-03. La Figura 5.1 corresponde al gráfico de

clasificación y presenta los resultados obtenidos de este análisis. En ella se observa que la muestra PAMPA-A se proyecta dentro del campo de los grupos H-L y la muestra RM-03 dentro del grupo LL. Esto indicaría, en consecuencia, que ambos meteoritos corresponden a condritos ordinarios.

**Tabla 5.1:** Valores de Fa para los olivinos y Fs para piroxenos medidos en el análisis puntual EDS en la muestra PAMPA-A. Fa = Fayalita, Fs = Ferrosilita.

Punto	Mineral	PAMPA-A
PA-6	Olivino	22,55
PA-7	Olivino	20,43
PA-8	Olivino	19,57
PA-9	Olivino	21,03
PA-10	Olivino	20,56
<b>Promedio Fa</b>	<b><math>\bar{x}</math> Fa</b>	<b>20,43</b>
PA-1	Piroxeno	19,63
PA-2	Piroxeno	18,26
PA-3	Piroxeno	18,15
PA-4	Piroxeno	19,82
PA-5	Piroxeno	18,36
<b>Promedio Fs</b>	<b><math>\bar{x}</math> Fs</b>	<b>18,84</b>

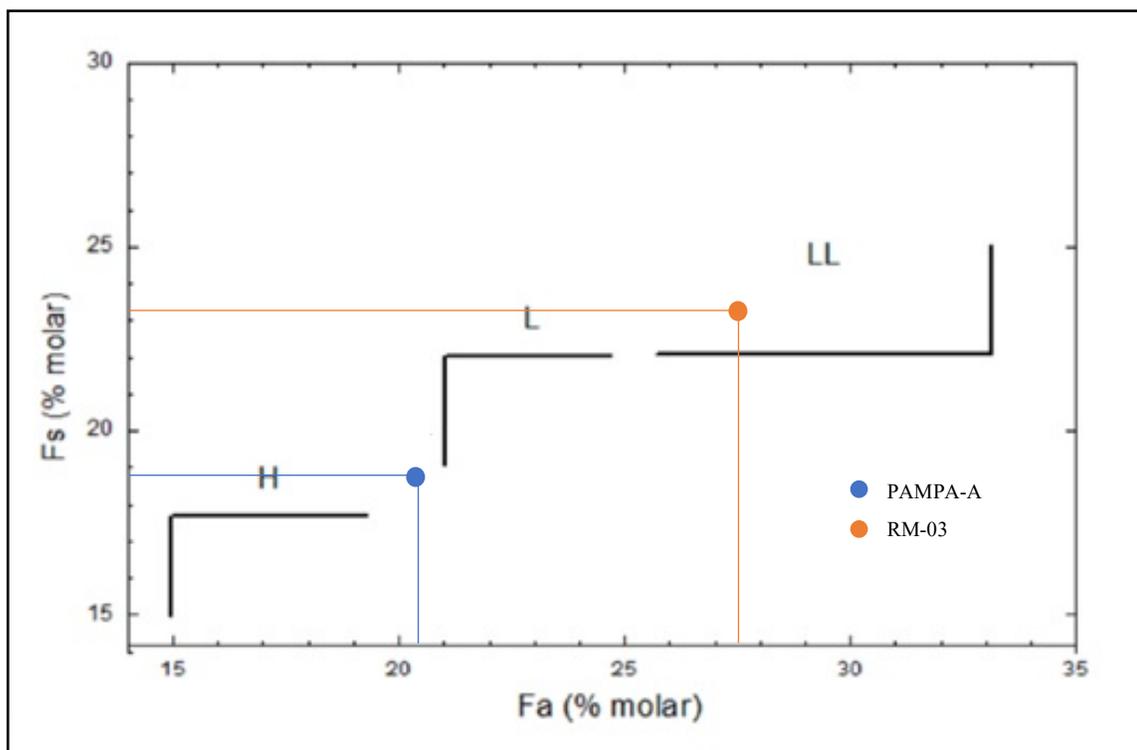
**Tabla 5.2:** Valores de Fa para los olivinos y Fs para piroxenos medidos en el análisis puntual EDS en la muestra RM-03. Fa = Fayalita, Fs = Ferrosilita.

Punto	Mineral	RM-03
RM-1	Olivino	26,60
RM-3	Olivino	28,43
RM-6	Olivino	26,21
RM-9	Olivino	25,91
RM-10	Olivino	30,64
<b>Promedio Fa</b>	<b><math>\bar{x}</math> Fa</b>	<b>27,56</b>
RM-4	Piroxeno	22,94
RM-8	Piroxeno	22,07
RM-11	Piroxeno	21,89
RM-12	Piroxeno	25,89
<b>Promedio Fs</b>	<b><math>\bar{x}</math> Fs</b>	<b>23,19</b>

#### 5.1.1.2. Lista SIP 2

Para realizar la clasificación de las muestras mediante esta lista SIP, se utilizarán dos diagramas.

El primero de ellos clasifica las muestras a través del uso de las razones Mg/Si, Al/Si y Fe/Si, según lo expuesto en Valenzuela (2003, con datos de Van Michaelis y otros, 1969). Los valores de dichos elementos se dieron a conocer en la Tabla 4.1, mientras que las razones para ambas muestras se resumen en la Tabla 5.3. La Figura 5.2 expone este diagrama de clasificación con las muestras proyectadas, y en él se observa cómo los datos calculados caen en campos que no representan ningún valor real, o se alejan drásticamente de las clases de meteoritos a los que deberían corresponder de acuerdo a las clasificaciones previas de las muestras (ambos son condritos ordinarios).



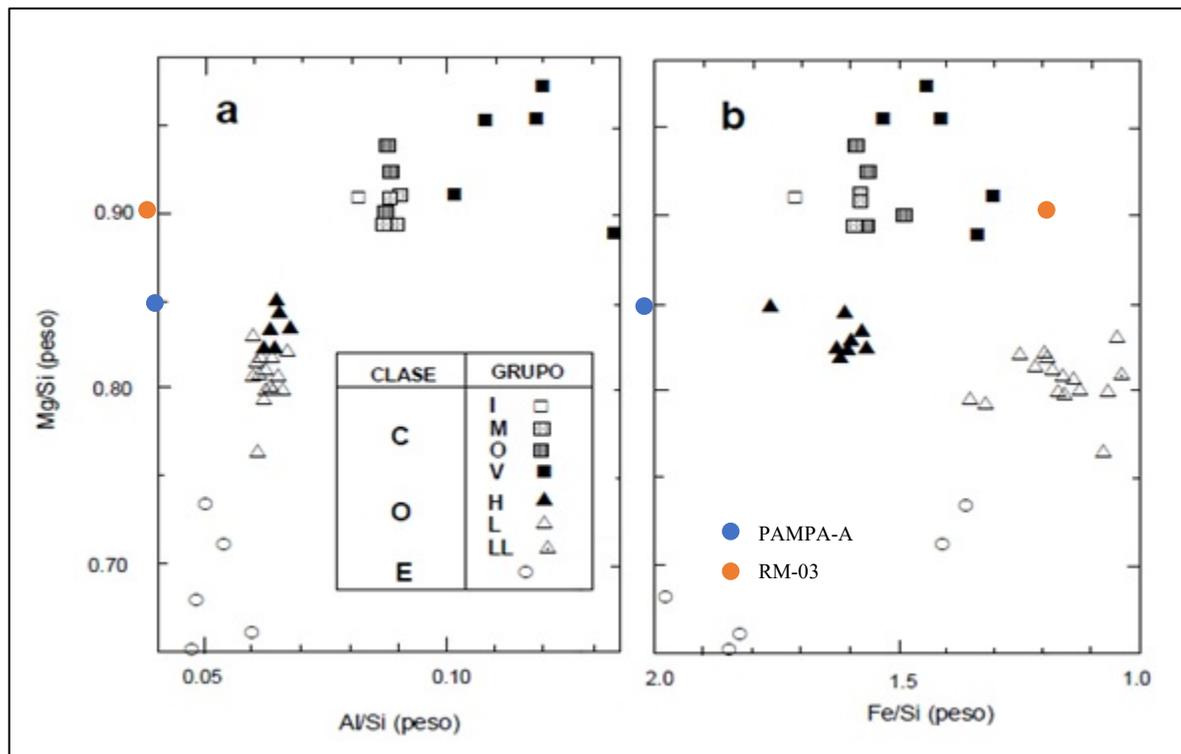
**Figura 5.1:** Gráfico de clasificación para grupo químico en condritos ordinarios equilibrados, en base a contenidos de Fe, expresados en % molar de fayalita (Fa) para el olivino y ferrosilita (Fs) para el piroxeno bajo en Ca, a partir de los resultados obtenidos en el análisis EDS. En el gráfico se proyectan los valores para las muestras PAMPA-A y RM-03. Extraído de Valenzuela (2003) con los datos Keil y Fredriksson (1964). En azul PAMPA-A y en naranja RM-03.

El segundo de ellos, es un diagrama que compara las razones  $Fe^0/Fe$  vs  $Fe/SiO_2$ , de acuerdo a lo expuesto en el trabajo de Van Schmus y Wood (1967). La razón  $Fe^0/Fe$  indica el grado de oxidación del Fe en los condritos. El contenido de Fe en los meteoritos se distribuye entre sus tres estados de oxidación comunes: 0 en los metales Fe-Ni, +2 en silicatos y sulfuros de Fe y +3 en óxidos (Krot

y otros, 2014). Pese a que en QEMSCAN® no se puede medir directamente la abundancia de  $Fe^0$ , es posible conocer este valor asumiendo que todo está contenido completamente en la fase de Fe-Ni metálico y realizando una proporción entre el aporte de Fe normalizado por especie mineral (Tabla 4.6) y el Fe total de la muestra (Tabla 4.1). Los resultados obtenidos para ambos meteoritos se expresan en la Tabla 5.4.

**Tabla 5.3:** Razones Mg/Si, Al/Si y Fe/Si para las muestras PAMPA-A y RM-03 de acuerdo a la lista SIP 2.

	PAMPA-A	RM-03
Mg (wt%)	12,26	16,36
Al (wt%)	0,67	0,60
Fe (wt%)	33,37	21,96
Si (wt%)	14,48	17,97
Mg/Si	<b>0,85</b>	<b>0,91</b>
Al/Si	<b>0,04</b>	<b>0,03</b>
Fe/Si	<b>2,30</b>	<b>1,22</b>



**Figura 5.2:** Gráfico de clasificación de condritos según las razones (a) Mg/Si vs Al/Si y (b) Mg/Si vs Fe/Si obtenidos a partir de los resultados de la lista SIP 2. En el gráfico se muestran las proyecciones de las muestras PAMPA-A y RM-03. Extraído de Valenzuela (2003) con los datos de Von Michaelis y otros (1969). En azul PAMPA-A y en naranja RM-03.

**Tabla 5.4:** Producto de la razón  $Fe^0/Fe$  para las muestras PAMPA-A y RM-03 de acuerdo a la lista SIP 2.

	<b>PAMPA-A</b>	<b>RM-03</b>
<b>Fe<sup>0</sup> total (wt%)</b>	13,82	5,23
<b>Fe total (wt%)</b>	33,37	21,96
<b>Fe<sup>0</sup>/Fe total (wt%)</b>	0,41	0,24

Por otra parte, para obtener el valor de  $SiO_2$ , primero se debe realizar la transformación de los valores de porcentaje en peso (wt%) de cada elemento que entrega QEMSCAN® (Tabla 4.1) a porcentaje en peso (wt%) de óxidos mayores. Así, el (wt%) del óxido corresponderá al producto del (wt%) del elemento por un factor de conversión, el cual se obtiene mediante el cociente del peso molecular del óxido/peso atómico del catión y el número de átomos del catión. La Tabla 5.5 exhibe los resultados correspondientes a la muestra PAMPA-A y la Tabla 5.6 resume los resultados de la muestra RM-03.

**Tabla 5.5:** Porcentajes en peso (wt%) de óxidos mayores para la muestra PAMPA-A de acuerdo a la lista SIP 2.

<b>Elemento (QEMSCAN®)</b>	<b>(wt%) elemento normalizado</b>	<b>Factor de conversión</b>	<b>Óxido</b>	<b>(wt%) óxido</b>
<b>Al</b>	0,67	1,89	$Al_2O_3$	1,27
<b>Ca</b>	1,26	1,40	$CaO$	1,76
<b>Cr</b>	0,10	1,46	$Cr_2O_3$	0,15
<b>Fe</b>	33,36	1,29	$FeO$	43,04
<b>Mg</b>	12,26	1,66	$MgO$	20,35
<b>Mn</b>	0,13	1,29	$MnO$	0,17
<b>Na</b>	0,20	1,35	$Na_2O$	0,27
<b>Ni</b>	3,91	1,27	$NiO$	4,96
<b>P</b>	0,04	2,29	$P_2O_5$	0,10
<b>Si</b>	14,48	2,14	$SiO_2$	30,98

**Tabla 5.6:** Porcentajes en peso (wt%) de óxidos mayores para la muestra RM-03 de acuerdo a la lista SIP 2.

<b>Elemento (QEMSCAN®)</b>	<b>(wt%) elemento normalizado</b>	<b>Factor de conversión</b>	<b>Óxido</b>	<b>(wt%) óxido</b>
<b>Al</b>	0,60	1,89	$Al_2O_3$	1,13
<b>Ca</b>	1,43	1,40	$CaO$	2,00
<b>Cr</b>	0,14	1,46	$Cr_2O_3$	0,20
<b>Fe</b>	21,96	1,29	$FeO$	28,33
<b>Mg</b>	16,36	1,66	$MgO$	27,16
<b>Mn</b>	0,19	1,29	$MnO$	0,25
<b>Na</b>	0,11	1,35	$Na_2O$	0,15
<b>Ni</b>	1,44	1,27	$NiO$	1,83
<b>P</b>	0,04	2,29	$P_2O_5$	0,09
<b>Si</b>	17,97	2,14	$SiO_2$	38,46

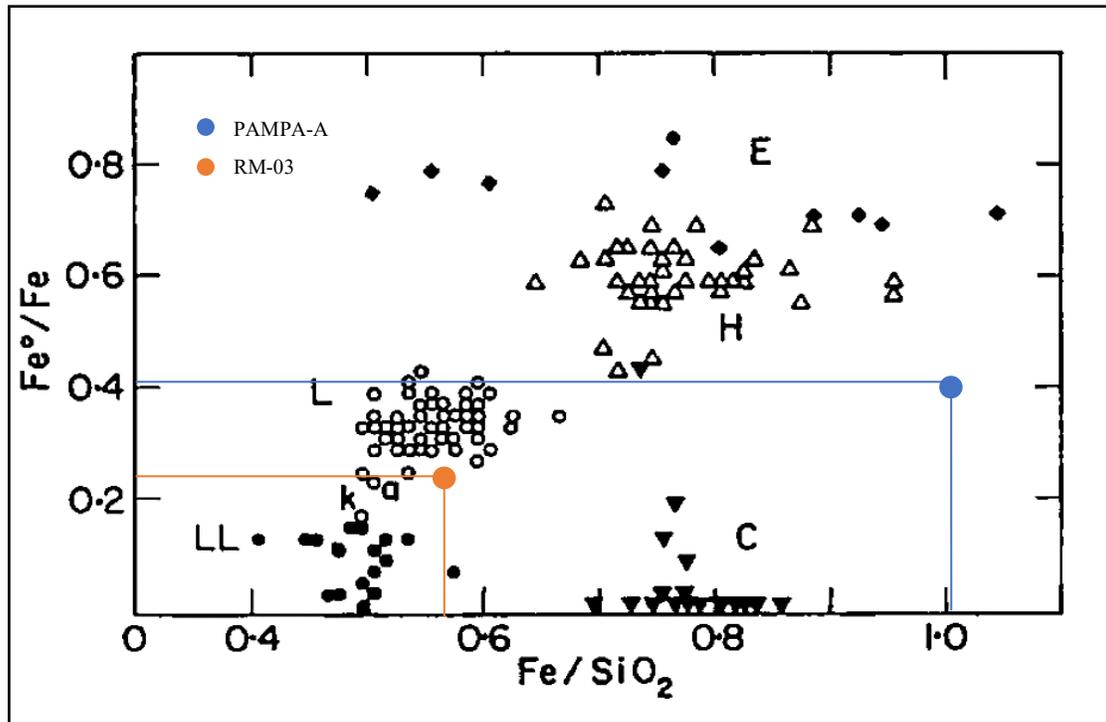
La Figura 5.3 expone el gráfico de clasificación para dichas razones, y en él se observa, gracias a los datos obtenidos, que la muestra PAMPA-A se proyecta en una zona alejada de los campos de clasificación, sin embargo, se aproxima levemente al grupo de condritos ordinarios H. El motivo de que presente una razón  $\text{Fe}/\text{SiO}_2$  mayor puede deberse a la abundante alteración que presenta este condrito hacia los bordes. Por su parte, la muestra RM-03 se ubica dentro del grupo de condritos ordinarios L.

De acuerdo a lo expuesto anteriormente, se puede decir que utilizando la lista SIP 2 no es posible realizar una clasificación confiable de las muestras, puesto que, en el primer diagrama las muestras se proyectaban en campos muy alejados a la clasificación y en el segundo diagrama, si bien el meteorito RM-03 cae dentro de un grupo de condritos ordinarios, la muestra PAMPA-A exhibía una razón  $\text{Fe}/\text{SiO}_2$  muy mayor, lo que provocaba que también cayera en una zona más lejana a la clasificación. Sumado a todo esto, cabe considerar que dentro de las fases minerales que posee esta lista se encuentran los “silicatos alterados”, que no han sido utilizados previamente en otras listas SIP de trabajos revisados en la etapa de gabinete. Esta fase fue agregada por el Dr. Menzies con el fin de aproximarse a la detección de minerales silicatados que se encuentren meteorizadas dentro de la muestra, pero, al incorporarla, se llevó consigo un gran % en cuanto a mineralogía y aportes de elementos minerales, por ende, los cálculos realizados para obtener los parámetros de clasificación como las razones  $\text{Mg}/\text{Si}$ ,  $\text{Al}/\text{Si}$ ,  $\text{Fe}/\text{Si}$ ,  $\text{Fe}^0/\text{Fe}$  y  $\text{Fe}/\text{SiO}_2$ , entre otros, no son completamente fiables.

#### 5.1.1.3. Lista SIP 3

El análisis realizado a partir del uso de esta lista SIP fue de gran utilidad no solo para clasificar las muestras, sino también para comprender el funcionamiento de QEMSCAN® y las desventajas que trae consigo esta técnica analítica. Junto con esta lista, se obtuvo un libre acceso al manejo del *software* iDiscover ubicado en el Departamento de Geología Económica Aplicada (GEA), a diferencia de las otras, cuyos datos fueron entregados sin poder realizar manipulación alguna posteriormente. En él se realizaron una serie de pruebas, variando el orden de jerarquía de las fases minerales incluidas en la lista y se pudo verificar que las abundancias de elementos en las muestras variaban en la medida en que se iban intercambiando de lugar las fases minerales. Con los datos

químicos obtenidos a partir de ellas, se utilizaron las razones  $Mg/Si$ ,  $Al/Si$ ,  $Fe/Si$ ,  $Fe^0/Fe$ ,  $Fe/SiO_2$ ,  $F_s$  y  $F_a$  para dar una clasificación de grupo químico y clase a los condritos de este estudio. Finalmente se eligió la prueba cuyos resultados poseían mayor precisión.



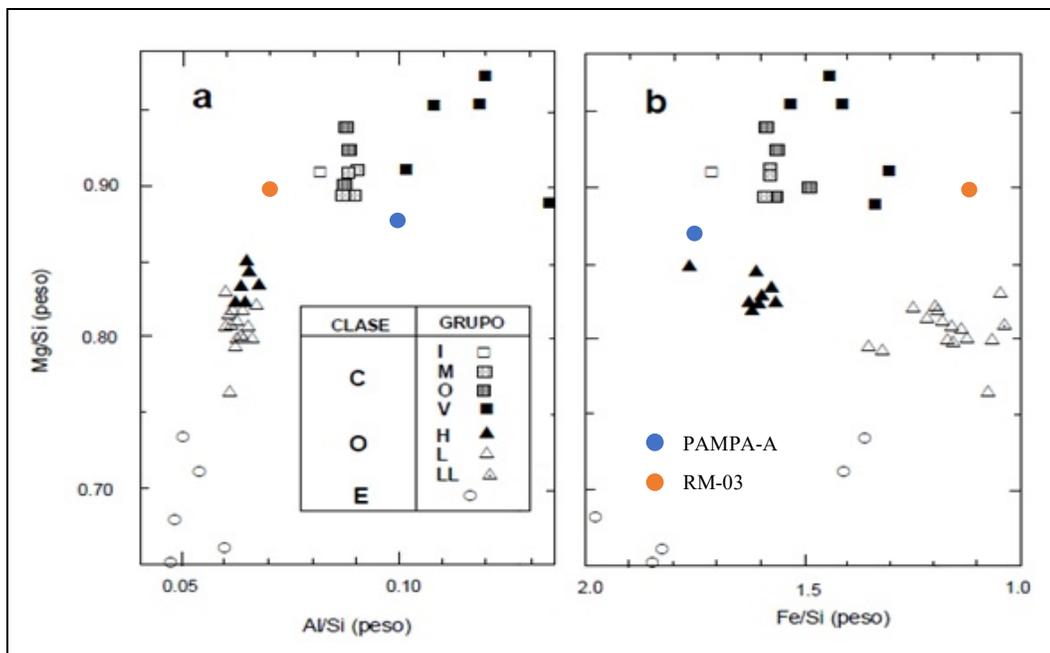
**Figura 5.3:** Gráfico de clasificación de condritos según las razones  $Fe^0/Fe$  vs  $Fe/SiO_2$ . En él se proyectan los valores de las muestras PAMPA-A y RM-03, obtenidos a partir de la lista SIP 2. Extraído de Van Schmus y Wood (1967). En azul PAMPA-A Y EN NARANJO RM-03.

Uno de los diagramas de clasificación considera las razones  $Mg/Si$ ,  $Al/Si$  y  $Fe/Si$ , según lo expuesto en Valenzuela (2003, con datos de Van Michaelis y otros, 1969). Los valores de dichos elementos se dieron a conocer en la Tabla 4.2 y el cálculo de las razones se resumen en la Tabla 5.7. La Figura 5.4 exhibe este diagrama y en él se puede observar que las muestras caen fuera de los campos de clasificación, e incluso se acercan bastante a los condritos de tipo carbonáceos. No obstante, en el gráfico (b)  $Mg/Si$  vs  $Fe/Si$ , la muestra PAMPA-A presenta una tendencia hacia los condritos ordinarios de grupo H, mientras que la muestra RM-03 se encuentra más enriquecida en la razón  $Mg/Si$ , acercándose a los condritos carbonáceos.

**Tabla 5.7:** Razones Mg/Si, Al/Si y Fe/Si para las muestras PAMPA-A y RM-03 de acuerdo a la lista SIP 3.

	PAMPA-A	RM-03
Mg (wt%)	14,00	16,79
Al (wt%)	1,52	1,25
Fe (wt%)	27,71	21,45
Si (wt%)	16,04	18,61
Mg/Si	<b>0,87</b>	<b>0,90</b>
Al/Si	<b>0,09</b>	<b>0,07</b>
Fe/Si	<b>1,73</b>	<b>1,15</b>

Dado que no se observa una clara tendencia en el gráfico anterior, se pueden utilizar otras razones para clasificar las muestras. En este caso se comparan las razones de Fe total y SiO<sub>2</sub> (wt%) con las de hierro metálico (Fe<sup>0</sup>) respecto del Fe total, de acuerdo a lo expuesto en el trabajo de Van Schmus y Wood (1967). Tal como se explicó en la clasificación mediante la lista SIP 2, se puede conocer el valor del hierro metálico (Fe<sup>0</sup>) asumiendo que todo está contenido completamente en la fase de Fe-Ni metálico y realizando una proporción entre el aporte de Fe normalizado por especie mineral (Tabla 4.7) y el Fe total de la muestra (Tabla 4.2). Los resultados obtenidos para ambos meteoritos se expresan en la Tabla 5.8.



**Figura 5.4:** Gráfico de clasificación de condritos según las razones (a) Mg/Si vs Al/Si y (b) Mg/Si vs Fe/Si obtenidos a partir de los resultados de la lista SIP 3. En el gráfico se muestran las proyecciones de las muestras PAMPA-A y RM-03. Extraído de Valenzuela (2003) con los datos de Von Michaelis y otros (1969). En azul PAMPA-A y en naranja RM-03.

**Tabla 5.8:** Producto de la razón  $Fe^0/Fe$  para las muestras PAMPA-A y RM-03 de acuerdo a la lista SIP 3.

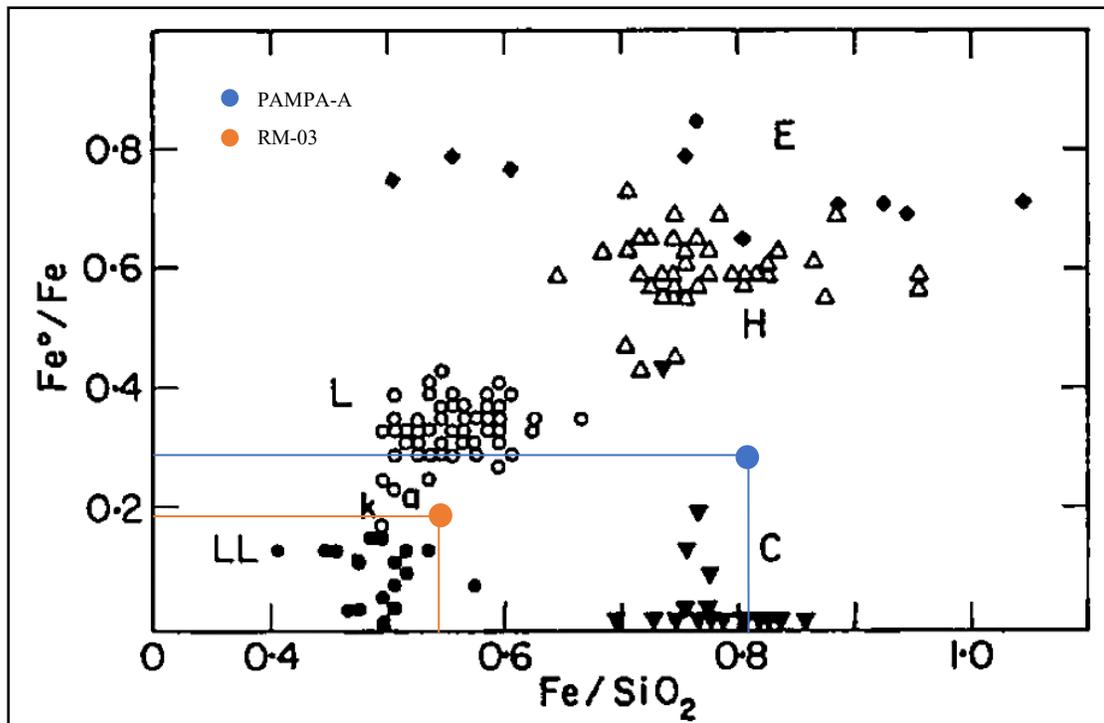
	<b>PAMPA-A</b>	<b>RM-03</b>
<b>Fe<sup>0</sup> total (wt%)</b>	7,62	4,10
<b>Fe total (wt%)</b>	27,71	21,45
<b>Fe<sup>0</sup>/Fe total (wt%)</b>	0,27	0,19

Luego, para conocer el valor del  $SiO_2$ , se deben calcular los porcentajes en peso (wt%) de los óxidos mayores a través del factor de conversión también mencionado anteriormente. La Tabla 5.9 muestra los resultados correspondientes a la muestra PAMPA-A y la Tabla 5.10 para la muestra RM-03.

La Figura 5.5 muestra el diagrama de clasificación expuesto por Van Schmus y Wood (1967), mencionado previamente, y la ubicación de las muestras de acuerdo a los resultados obtenidos. En él se puede apreciar claramente que el meteorito RM-03 se ubica dentro del campo de los condritos ordinarios L-LL, con una tendencia levemente hacia el grupo LL. Por otra parte, el meteorito PAMPA-A se encuentra espacialmente entre los condritos ordinarios de tipo H y los carbonáceos. No obstante, como ambas muestras ya han sido clasificadas previamente por otros autores, se sabe que ambos meteoritos son ordinarios. Entonces, uno de los motivos por los que no se ubica correctamente en el diagrama la muestra de PAMPA-A puede deberse a la gran cantidad de minerales afectados por la meteorización en los bordes de la muestra, como se mencionó en el capítulo anterior, sobre todo el metal Fe-Ni (kamacita), el cual presentaba varios granos que inclusive se encontraban alterados en un 100%. Así, esta característica pudo causar la disminución de la razón  $Fe^0/Fe$  de la muestra, provocando su cercanía a los condritos de tipo carbonáceos. Si esta razón fuera más elevada, la muestra caería dentro de los condritos ordinarios del grupo H, coincidiendo con la clasificación obtenida a partir de los resultados del análisis EDS.

Dentro del mismo trabajo de Van Schmus y Wood (1967), se exponen otros gráficos que muestran distintas combinaciones de razones para clasificar el grupo químico de un meteorito. Uno de ellos relaciona el contenido de fayalita en porcentaje molar (Fa mol %) con la razón  $Fe^0/Fe$ , mientras que el otro se basa en la comparación de las razones de contenido de fayalita (Fa) y ferrosilita (Fs), ambos en porcentaje molar. Para determinar estos valores, se debe realizar una ponderación con respecto al porcentaje de solución sólida, obteniendo el producto de la concentración (wt%) del mineral por el contenido de Fe de ese mineral. Posteriormente, se efectúa una normalización

mediante el cociente entre el valor de ponderación obtenido y la suma del total de masa de fayalita en la muestra. Finalmente, la suma de todos los valores normalizados representa la composición de fayalita en el meteorito. Los resultados obtenidos respecto del contenido de Fa se resumen en la Tabla 5.11 para PAMPA-A y en la Tabla 5.12 para RM-03, mientras que los resultados asociados al contenido de Fs se exponen en la Tabla 5.13 para PAMPA-A y en la Tabla 5.14 para RM-03.



**Figura 5.5:** Gráfico de clasificación de condritos según las razones  $\text{Fe}^0/\text{Fe}$  vs  $\text{Fe}/\text{SiO}_2$ , a partir de los resultados obtenidos con la lista SIP 3. En él se proyectan los valores de las muestras PAMPA-A y RM-03. Extraído de Van Schmus y Wood (1967). En azul PAMPA-A y en naranja RM-03.

**Tabla 5.9:** Porcentajes en peso (*w*%) de óxidos mayores para la muestra PAMPA-A de acuerdo a la lista SIP 3.

Elemento (QEMSCAN®)	( <i>w</i> %) elemento normalizado	Factor de conversión	Óxido	( <i>w</i> %) óxido
Al	1,52	1,89	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,87
Ca	1,40	1,40	CaO	1,96
Cr	0,40	1,46	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,58
Fe	27,71	1,29	FeO	35,75
Mg	14,00	1,66	MgO	23,24
Mn	0,01	1,29	MnO	0,01
Na	0,17	1,35	Na <sub>2</sub> O	0,23
Ni	0,35	1,27	NiO	0,44
P	0,10	2,29	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23
Si	16,04	2,14	SiO <sub>2</sub>	34,33

**Tabla 5.10:** Porcentajes en peso (wt%) de óxidos mayores para la muestra RM-03 de acuerdo a la lista SIP 3.

Elemento (QEMSCAN®)	(wt%) elemento normalizado	Factor de conversión	Óxido	(wt%) óxido
Al	1,25	1,89	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,36
Ca	1,33	1,40	CaO	1,86
Cr	0,65	1,46	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95
Fe	21,45	1,29	FeO	27,67
Mg	16,79	1,66	MgO	27,87
Mn	0,03	1,29	MnO	0,04
Na	0,14	1,35	Na <sub>2</sub> O	0,19
Ni	0,19	1,27	NiO	0,24
P	0,09	2,29	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21
Si	18,61	2,14	SiO <sub>2</sub>	39,83

**Tabla 5.11:** Contenido de fayalita (Fa) representativo para la muestra PAMPA-A de acuerdo a la lista SIP 3.

Fayalita	Concentraciones (wt%)	Ponderación Fa	Normalización
0	0,00	0,00	0,00
10	19,34	193,38	6,10
20	8,00	160,06	5,05
30	1,49	44,58	1,41
40	0,60	24,05	0,76
50	0,49	24,67	0,78
60	0,74	44,52	1,40
70	0,31	21,58	0,68
80	0,00	0,00	0,00
90	0,00	0,00	0,00
100	0,75	74,64	2,35
<b>Total</b>	<b>31,12</b>		<b>18,52</b>

**Tabla 5.12:** Contenido de fayalita (Fa) representativo para la muestra RM-03 de acuerdo a la lista SIP 3.

Fayalita	Concentraciones (wt%)	Ponderación Fa	Normalización
0	0,00	0,00	0,00
10	2,00	20,04	0,43
20	35,76	715,25	15,35
30	7,15	214,54	4,60
40	0,91	36,26	0,78
50	0,33	16,60	0,36
60	0,22	13,28	0,29
70	0,07	4,63	0,10
80	0,00	0,00	0,00
90	0,00	0,00	0,00
100	0,15	15,07	0,32
<b>Total</b>	<b>46,59</b>		<b>22,23</b>

En la Figura 5.6 se muestra el diagrama de clasificación que utiliza las razones de Fa (% molar) versus las razones de Fe<sup>0</sup>/Fe. En él se puede apreciar que la muestra PAMPA-A se encuentra proyectada cercana al grupo L, mientras que la muestra RM-03 se observa entre los grupos L-LL,

con una tendencia hacia el LL. Sin embargo, tal como se mencionó anteriormente, es probable que las muestras se encuentren un poco desplazadas hacia el empobrecimiento de la razón  $Fe^0/Fe$ . Teniendo en consideración este punto, y asumiendo que los valores de concentración de Fa son correctos, PAMPA-A debería estar asociada a los grupos H-L y RM-03 a los grupos L-LL.

**Tabla 5.13:** Contenido de ferrosilita (Fs) representativo para la muestra PAMPA-A de acuerdo a la lista SIP 3.

Ferrosilita	Concentraciones (wt%)	Ponderación Fs	Normalización
10	9,48	94,85	4,09
13	2,35	30,58	1,32
20	7,22	144,39	6,22
25	3,47	86,86	3,74
30	0,00	0,00	0,00
40	0,01	0,24	0,01
50	0,67	33,57	1,45
100	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>23,21</b>		<b>16,83</b>

**Tabla 5.14:** Contenido de ferrosilita (Fs) representativo para la muestra RM-03 de acuerdo a la lista SIP 3.

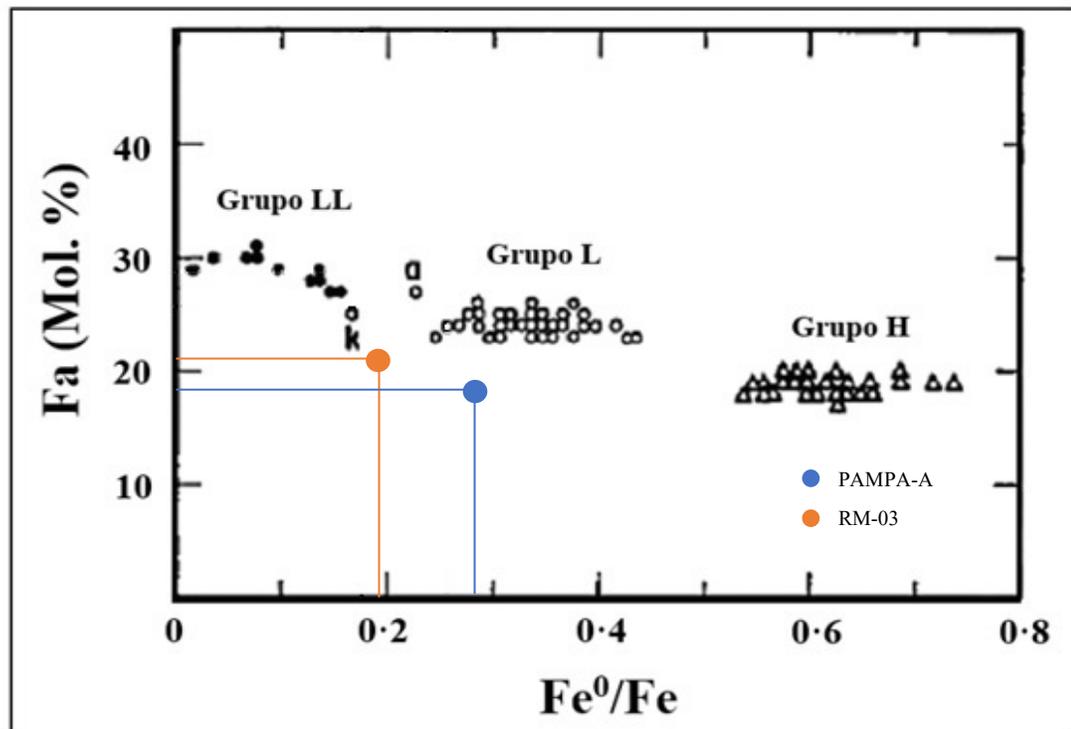
Ferrosilita	Concentraciones (wt%)	Ponderación Fs	Normalización
10	1,08	10,78	0,49
13	1,37	17,82	0,82
20	12,66	253,22	11,59
25	5,63	140,87	6,44
30	0,00	0,00	0,00
40	0,02	0,77	0,04
50	1,09	54,66	2,50
100	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>21,86</b>		<b>21,87</b>

Un último diagrama de clasificación que se utilizará en este trabajo corresponde al que compara las razones de contenido en porcentaje molar (% molar) de ferrosilita (Fs) y fayalita (Fa). Para ello se utilizan los valores obtenidos en las Tablas 5.7, 5.8, 5.9 y 5.10. En este gráfico (Figura 5.7) se observa una tendencia más clara de las muestras. PAMPA-A se proyecta dentro del grupo de condritos H, mientras que RM-03 lo hace dentro del grupo L. Esta clasificación coincide con la obtenida a partir del análisis puntual EDS.

#### 5.1.1.4. Resumen

Para finalizar, se realiza una comparación entre los resultados químicos obtenidos mediante cada una de las listas SIP, mencionados en el capítulo anterior, y la Tabla 2.4, que contiene valores

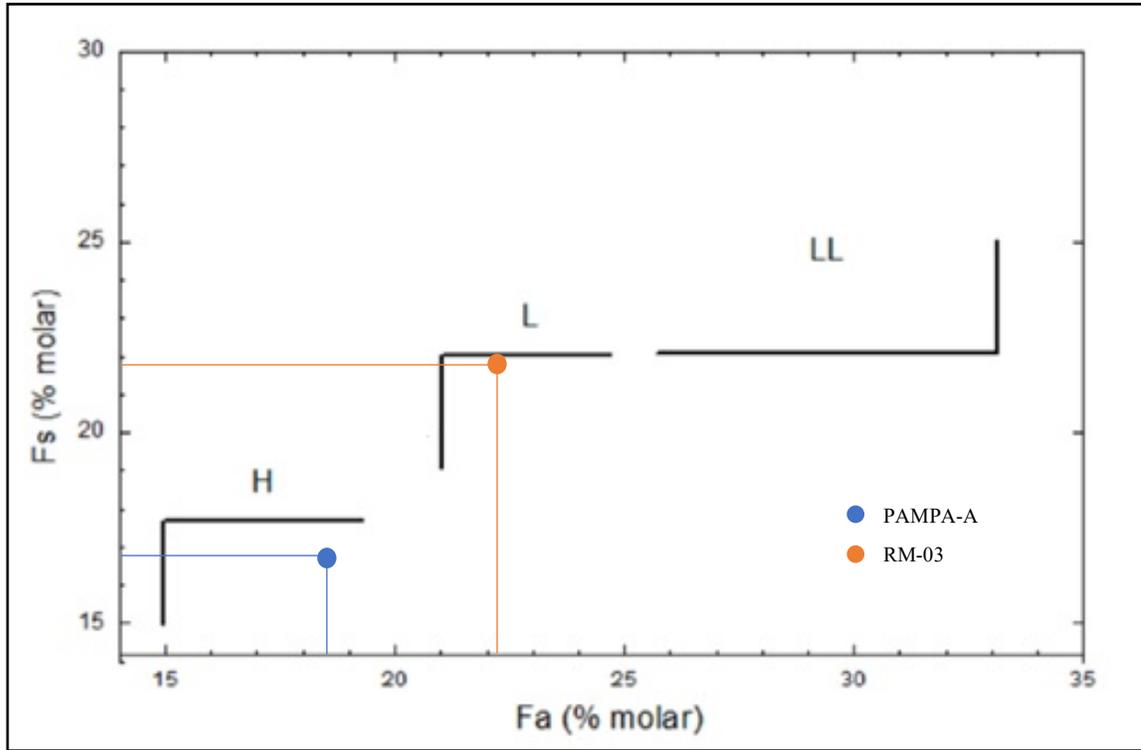
promedio de las propiedades de condritos ordinarios equilibrados, extraída del trabajo de Vernazza y otros (2015). La Tabla 5.15 refleja la comparación de estos parámetros con los resultados de la lista SIP 1, y en ella se observa una clara tendencia del meteorito PAMPA-A a ser clasificado dentro del grupo H, y del meteorito RM-03 para ser clasificado dentro del grupo L-LL. La Tabla 5.16 muestra lo mismo, pero en relación con los resultados obtenido a partir de la lista SIP 2. En este caso, los valores de PAMPA-A sobresalen de los rangos establecidos para el grupo H, y los valores de RM-03 también, pero en menor medida, por lo que no se les asigna ningún grupo químico a las muestras. Por último, la Tabla 5.17 compara los parámetros con los resultados de la lista SIP 3. En ella se puede apreciar que los datos obtenidos para la muestra PAMPA-A se encuentran dentro de los rangos establecidos para el grupo H, mientras que los datos de RM-03 se encuentran dentro de los rangos del grupo L, asignando estos grupos a las muestras.



**Figura 5.6:** Gráfico de clasificación de condritos ordinarios según las razones Fa (mol %) vs  $Fe^0/Fe$  a partir de los resultados obtenidos de la lista SIP 3. En él se proyectan los valores de las muestras PAMPA-A y RM-03. Extraído de Van Schmus y Wood (1967). En azul PAMPA-A y en naranja RM-03.

Resumiendo todo lo expuesto anteriormente y, de acuerdo con lo obtenido a partir del análisis puntual EDS, los resultados obtenidos mediante las listas SIP 2 y 3, y la comparación de valores

promedio en condritos ordinarios de las Tablas 5.9 y 5.11, cuyos resultados se consideran más confiables, la muestra PAMPA-A puede ser clasificada como un condrito ordinario H y la muestra RM-03 como un condrito ordinario L.



**Figura 5.7:** Gráfico de clasificación para grupo químico en condritos ordinarios equilibrados, en base a contenidos de Fe, expresados en % molar de fayalita (Fa) para el olivino y ferrosilita (Fs) para el piroxeno bajo en Ca, a partir de los resultados obtenidos de la lista SIP 3. En el gráfico se proyectan los valores para las muestras PAMPA-A y RM-03. Extraído de Valenzuela (2003) con los datos Keil y Fredriksson (1964). En azul PAMPA-A y en naranja RM-03.

**Tabla 5.15:** Comparación de los valores promedio de las propiedades de los condritos de Vernazza y otros (2015) con los resultados obtenidos a partir de la lista SIP 1 y el análisis puntual EDS, para las muestras PAMPA-A y RM-03. \* indica valores obtenidos mediante análisis EDS.

	H	L	LL	PAMPA-A	RM-03
Porcentaje de caídas (%)	34	37	9	-	-
Fe (% peso)	28	22	19	-	-
Fe/Si (atómico)	0,81	0,57	0,52	-	-
Metal (vol %)	8,4	4,1	2	8,74	4,46
Fa en olivinos	16-20	21-26	27-31	20,43*	27,56*
Fs en piroxenos	15-17	18-22	22-30	18,84*	23,19*

**Tabla 5.16:** Comparación de los valores promedio de las propiedades de los condritos de Vernazza y otros (2015) con los resultados obtenidos a partir de la lista SIP 2, para las muestras PAMPA-A y RM-03.

	H	L	LL	PAMPA-A	RM-03
<b>Porcentaje de caídas (%)</b>	34	37	9	-	-
<b>Fe (% peso)</b>	28	22	19	33,37	16,01
<b>Fe/Si (atómico)</b>	0,81	0,57	0,52	2,30	1,22
<b>Metal (vol %)</b>	8,4	4,1	2	15,62	8,19
<b>Fa en olivinos</b>	16-20	21-26	27-31	-	-
<b>Fs en piroxenos</b>	15-17	18-22	22-30	-	-

**Tabla 5.17:** Comparación de los valores promedio de las propiedades de los condritos de Vernazza y otros (2015) con los resultados obtenidos a partir de la lista SIP 3, para las muestras PAMPA-A y RM-03.

	H	L	LL	PAMPA-A	RM-03
<b>Porcentaje de caídas (%)</b>	34	37	9	-	-
<b>Fe (% peso)</b>	28	22	19	27,71	21,45
<b>Fe/Si (atómico)</b>	0,81	0,57	0,52	-	-
<b>Metal (vol %)</b>	8,4	4,1	2	9,13	4,92
<b>Fa en olivinos</b>	16-20	21-26	27-31	18,52	22,23
<b>Fs en piroxenos</b>	15-17	18-22	22-30	16,83	21,87

### 5.1.2. Tipo petrológico

Este parámetro de clasificación da cuenta del grado en que el cuerpo parental del meteorito fue afectado tras su acreción, basándose en la acción del metamorfismo termal y alteración acuosa. Estos procesos quedan evidenciados al observar distintas señales químicas y petrográficas que presentan los distintos componentes y fases minerales en los meteoritos; y se hacen más notorias a medida que aumenta el tipo petrológico.

Para definir el tipo petrológico de ambos meteoritos se analizarán los parámetros que están resumidos en la Tabla 2.3, modificada a partir de los estudios de Van Schmus y Wood (1967) y de Dodd y otros (1975). En ella, se encuentran criterios tales como la dispersión de la composición del olivino, estado estructural del piroxeno de bajo Ca, presencia y tamaño del feldespatos, presencia de vidrio en los cóndrulos, contenido de Ni (% peso) en minerales metálicos y sulfurados, textura y aspecto de la matriz y su integración con los cóndrulos, y presencia de carbono y agua (% peso). A continuación, se compararán estos criterios con los resultados obtenidos en el capítulo anterior para cada meteorito, con el fin de asignarle un tipo petrológico a cada uno.

### 5.1.2.1. Composición del olivino

La heterogeneidad en cristales de olivino indica un alto grado de desequilibrio, por ende, a medida que aumenta el grado de equilibrio, los cristales se vuelven más homogéneos en su composición. El grado de homogeneidad se puede obtener calculando la desviación media porcentual, para lo cual se puede medir el contenido de FeO de un gran número de cristales al azar seleccionados de este silicato. Gracias a los resultados obtenidos en los análisis puntuales EDS del capítulo anterior se pudo obtener la desviación estándar de ambos silicatos para cada meteorito (Tabla 5.18).

**Tabla 5.18:** Valores de la desviación media porcentual en cristales de olivino para las muestras PAMPA-A y RM-03 a partir de los análisis puntuales EDS.

<b>Punto</b>	<b>Mineral</b>	<b>FeO norm (% peso)</b>
<b>PA-6</b>	Olivino	22,84
<b>PA-7</b>	Olivino	22,74
<b>PA-8</b>	Olivino	21,55
<b>PA-9</b>	Olivino	23,21
<b>PA-10</b>	Olivino	22,74
<b><i>Desviación media porcentual</i></b>	<b>D</b>	<b>1,89%</b>
<b>RM-1</b>	Olivino	28,95
<b>RM-3</b>	Olivino	30,57
<b>RM-6</b>	Olivino	28,38
<b>RM-9</b>	Olivino	27,97
<b>RM-10</b>	Olivino	32,00
<b><i>Desviación media porcentual</i></b>	<b>D</b>	<b>1,64%</b>

#### 5.1.2.1.1. Meteorito PAMPA-A

De acuerdo a lo expuesto en la Tabla 5.2, la desviación media para los olivinos es de 1,89%. Comparando estos resultados con la clasificación de Van Schmus y Wood (1967), ambas desviaciones son menores a 5%, por lo tanto, este meteorito es de carácter homogéneo y puede ser clasificado dentro de los tipos petrológicos 5 a 7.

#### 5.1.2.1.2. Meteorito RM-03

Los resultados de la Tabla 5.2 muestran que la desviación media porcentual para los olivinos es de 1,64%. Así, al hacer la comparación entre este valor con la clasificación de Van Schmus y Wood

(1967) da como resultado que el olivino es homogéneo en su composición, por lo tanto, el meteorito RM-03 puede tener un tipo petrológico entre 5 y 7.

#### 5.1.2.2. Estado estructural de piroxenos de bajo Ca

La razón entre el piroxeno monoclinico (clinopiroxeno) y el ortorrómbico (ortopiroxeno) se correlaciona con la progresiva recristalización de un condrito. Así, en tipos petrológicos menores (2-4) predominan cristales de clinopiroxeno, mientras que en grados mayores (5-7) priman los ortopiroxenos. Si bien utilizando microscopía óptica se hace complejo diferenciar entre ambos tipos de piroxeno, QEMSCAN® constituye una buena técnica para poder distinguirlos y calcular su abundancia. En la Tabla 5.19 se resumen los porcentajes minerales (% peso) de ambos tipos de piroxeno para cada uno de los meteoritos, de acuerdo a las listas SIP 2 y 3, puesto que en la lista SIP 1 no se diferencia entre clinopiroxeno y ortopiroxeno.

**Tabla 5.19:** Porcentajes en peso (*wt%*) de clinopiroxenos y ortopiroxenos en las muestras PAMPA-A y RM-03, de acuerdo a las listas SIP 2 y 3.

MINERAL	PAMPA-A		RM-03	
	SIP 2	SIP 3	SIP 2	SIP 3
<b>Clinopiroxeno (<i>wt%</i>)</b>	3,45	3,18	4,94	3,75
<b>Ortopiroxeno (<i>wt%</i>)</b>	16,86	26,03	15,81	27,27

##### 5.1.2.2.1. Meteorito PAMPA-A

Los resultados de la Tabla 5.2 muestran que la cantidad de ortopiroxenos es mucho más abundante que la de clinopiroxenos, de modo que se puede asociar un tipo petrológico entre 5 y 7 para este condrito.

##### 5.1.2.2.2. Meteorito RM-03

Al igual que en PAMPA-A, la abundancia de ortopiroxenos supera con creces la de clinopiroxenos, de tal forma que el meteorito RM-03 también puede ser clasificado con un tipo petrológico alto,

es decir, entre grado 5 a 7.

#### 5.1.2.3. Presencia y tamaño de feldespatos

Mason (1965b) notó que sólo los condritos bien recristalizados contenían cristales de feldespato visibles en cortes transparentes. Este feldespato es el principal producto metamórfico del vidrio primario o de material microcristalino en condritos. De acuerdo a la tabla de criterios de Van Schmus y Wood (1967), la ausencia de granos secundarios de feldespatos indica un tipo petrológico 2-3, la presencia en forma de agregados microcristalinos indica un tipo 4-5, y el desarrollo de granos intersticiales se asocia a un tipo petrológico 6. A través el uso de microscopio óptico se pudo observar, en ambas muestras, la presencia de plagioclasa intersticial, cuyos tamaños alcanzan los 50µm. Por ende, se puede estimar un tipo petrológico 6 para PAMPA-A y RM-03.

#### 5.1.2.4. Vidrio en cóndrulos

Es posible encontrar vidrio primario en condritos con señales nulas o bajas de metamorfismo termal, sin embargo, este se va perdiendo con la recristalización de la matriz, desapareciendo incluso en condritos más recristalizados.

Dado que ninguna de las listas SIP está diseñada para diferenciar vidrio primario de secundario y, como tampoco fue posible distinguir ambos tipos de vidrio en el microscopio óptico, este parámetro no puede ser utilizado para estimar un tipo petrológico para los meteoritos en estudio.

#### 5.1.2.5. Contenido de Ni en minerales metálicos

Las fases metálicas de los meteoritos se encuentran constituidas por kamacita (4-7% Ni) y taenita (30-55% Ni). Existen condritos sin evidencias de metamorfismo (según otros parámetros) que al parecer contienen únicamente kamacita, lo que indica que la fase con alto contenido de Ni (taenita) sería secundaria, producida por el metamorfismo.

Dentro de los resultados obtenidos a partir de QEMSCAN® y de la microscopía óptica, no fue posible realizar una distinción de las fases metálicas, por lo que todos los porcentajes de abundancia reflejan la suma del contenido de taenita y kamacita. En consecuencia, este parámetro no podrá ser considerado para definir el tipo petrológico de ambos meteoritos.

#### 5.1.2.6. Contenido de Ni en minerales sulfurados

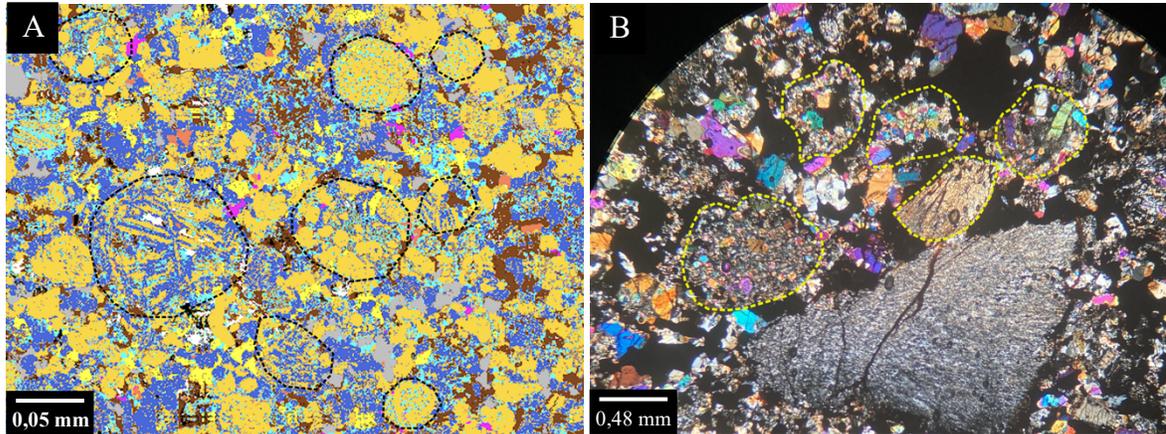
Los condritos que no han sufrido metamorfismo contienen sulfuros ricos en Ni (troilita 1-3% de Ni; pentlandita hasta 45% de Ni) (Van Schums y Wood, 1967). Gracias al *software* iDiscover de QEMSCAN®, es posible obtener no solo la abundancia de los distintos elementos presentes en la muestra, sino también en qué fases minerales fueron detectadas. En el caso del Ni, para ambos meteoritos, este elemento sólo fue detectado en la fase metálica Fe-Ni. Así, el uso de este parámetro indicaría un tipo petrológico entre 3 y 7 para las muestras en estudio.

#### 5.1.2.7. Textura (integración cóndrulos-matriz)

El metamorfismo puede ocasionar engrosamiento y homogeneización de las texturas, por ende, a medida que se intensifica, la matriz se observa fusionada con los cóndrulos, y se hace más compleja la distinción de estos últimos. Por otra parte, en condritos que no han sufrido metamorfismo, los cóndrulos se observan bien delineados e insertos en una matriz negra opaca (Van Schmus y Wood, 1967).

##### 5.1.2.7.1. Meteorito PAMPA-A

De acuerdo con lo observado tanto al microscopio óptico como en los mapas en falso color de QEMSCAN®, los cóndrulos se encuentran en su mayoría obliterados, con bordes en ocasiones difusos, de formas subredondeadas a no redondeadas y subesféricas a no esféricas. Pese a que existen algunos cóndrulos con formas bien delineadas y distinguibles de la matriz, la mayoría de ellos se fusionan con ella, como se puede observar en la Figura 5.8. En consecuencia, este criterio otorgaría a este meteorito un tipo petrológico 5-6.



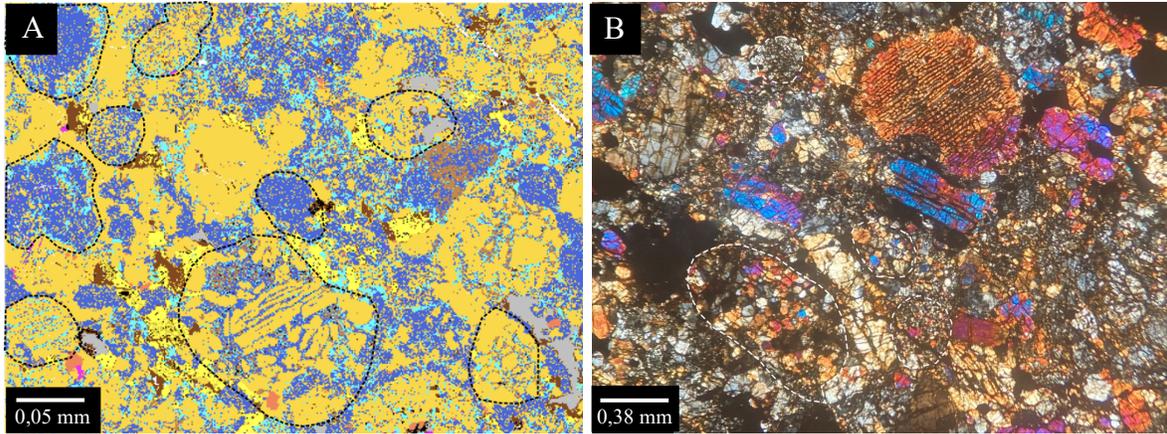
**Figura 5.8:** Evidencias del tipo petrológico en la muestra PAMPA-A. A) Sección del mapa en falso color generado por la lista SIP 3 en QEMSCAN® que muestra cóndrulos que pierden la definición de sus bordes y comienzan a integrarse en la matriz (algunos de ellos delimitados por una línea discontinua negra). B) Fotomicrografía en LPP y NC que evidencia cómo los cóndrulos van perdiendo el límite de sus bordes para mezclarse con la matriz (algunos delimitados por línea discontinua amarilla). LPP = luz polarizada plana, NC = nicoles cruzados.

#### 5.1.2.7.2. Meteorito RM-03

En el capítulo anterior se observó que este condrito presenta recristalización en su matriz. Si bien los cóndrulos de la muestra RM-03(a) se observan más delineados, esféricos y redondeados que la muestra RM-03(b), en conjunto, constituyen un meteorito con un grado petrológico alto debido a la alta integración cóndrulos-matriz (Figura 5.9). Por ende, se le puede asignar un tipo petrológico 5-6 a este meteorito.

#### 5.1.2.8. Contenidos de C y H<sub>2</sub>O

Tanto el agua como el carbono son moléculas que serían expulsadas de los condritos si se alcanzaran temperaturas suficientemente altas y el sistema estuviera abierto (Van Schmus y Wood, 1967). Por ende, a mayores contenidos de agua y carbono, menor será el tipo petrológico y viceversa. Sin embargo, esta variable no será considerada para determinar el tipo petrológico de los meteoritos, dado que ninguna de las listas SIP determinó las abundancias de carbono y agua.



**Figura 5.9:** Evidencias del tipo petrológico en la muestra RM-03. A) Sección del mapa en falso color generado por la lista SIP 3 en QEMSCAN® que muestra cóndrulos con poca definición de sus bordes que comienzan a integrarse en la matriz (algunos de ellos delimitados por una línea discontinua negra). B) Fotomicrografía en LPP y NC que evidencia cómo los cóndrulos van perdiendo el límite de sus bordes para mezclarse con la matriz (algunos delimitados por línea discontinua blanca). LPP = luz polarizada plana, NC = nicoles cruzados.

#### 5.1.2.9. Resumen

De acuerdo a los resultados de los parámetros que sí fueron posibles de utilizar, se tiene lo siguiente para ambas muestras: la homogeneidad en la composición del olivino y el estado estructural del piroxeno de bajo Ca indican un tipo petrológico 5-7; la presencia y tamaño de feldespatos apuntan a un tipo petrológico 6; el contenido de Ni en minerales sulfurados sugiere un tipo petrológico 3 a 7 y la textura e integración de cóndrulos denotan un tipo petrológico 5-6. El rango de valores que más se repite es de 5 a 6, pero gracias al criterio de la presencia y tamaño de feldespatos este rango se puede acotar. Por ende, el tipo petrológico tanto para la muestra PAMPA-A como para la muestra RM-03 es 6.

## 5.2. Estado de choque

Para establecer el grado de metamorfismo de choque de los meteoritos en trabajo, se utilizarán los estudios de Stöffler y otros (1991), y de Bennet y McSween (1996) como guía para definir los parámetros de clasificación, comparando éstos con los resultados obtenidos en el capítulo anterior, a partir de la descripción microscópica de las muestras. El primer trabajo se enfoca principalmente en características de los minerales silicatados, como su extinción, presencia de fracturas,

mosaicismo y recristalización; aunque incluye también la presencia de gotas, bolsones y venas de fundido respecto de las fases opacas. Su clasificación se divide en seis estados, S1-S6, donde el S1 indica un menor estado de choque y el S6 uno mayor. El segundo trabajo hace énfasis en las características de las fases opacas tales como cristales policristalinos, con burbujas o fracturados, presencia de textura plesítica, gotas de fundido de minerales opacos y venas de fundido polimineral; pero se guía por los mismos estados de choque de Stöffler y otros (1991), es decir, del S1 al S6.

A continuación, se establece el estado de metamorfismo de choque para las dos muestras en estudio.

### **5.2.1. Meteorito PAMPA-A**

La muestra PAMPA-A se caracteriza por presentar un estado de choque bajo. Aunque predomina la extinción recta en las fases silicatadas, existen cristales de olivino y piroxeno que presentan extinción ondulosa, siendo más abundantes en estos últimos. La mayoría de los olivinos se encuentran limpios o con fracturas irregulares, sobre todo hacia el centro del corte transparente, pero existe un porcentaje de ellos que exhiben fracturas planares que pueden llegar hasta 2 sets. Respecto a los piroxenos y, en comparación al olivino, existe una mayor cantidad de cristales que presentan fracturas planares, sobre todos los que se ubican en los bordes meteorizados de la muestra. Además, se observa una baja cantidad de venas de choque y gotas de fundido. Los bolsillos de fundidos son pequeños y más bien incipientes. En cuanto a las fases opacas, prácticamente no se encuentran cristales policristalinos, ni con otras características de choque.

Dadas las características mencionadas, se puede decir que el meteorito PAMPA-A se encuentra débilmente choqueado. Supera el nivel de “muy débilmente choqueado” (S2) al presentar fracturas planares, venas opacas de choque y formación incipiente de bolsones de fundido, sin embargo, no alcanza a ser choqueado moderadamente (S4), debido a que no presenta una mayor cantidad de características de deformación planar ni venas de fundido interconectadas, entre otras. Por ende, esta muestra se clasifica con un estado S3.

### 5.2.2. Meteorito RM-03

Las muestras del meteorito RM-03 presentan un estado de choque moderado. En ellas se observan varios cristales de olivino y piroxeno que presentan extinción ondulosa, los que también muestran una gran cantidad de cristales con fracturamiento planar, siendo más abundante en piroxenos; además de un mosaiquismo incipiente. Respecto de las fases opacas, uno de los efectos de choque más recurrentes dentro de las muestras es la presencia de troilitas policristalinas y con burbujas. Esta característica no fue observada en cristales de kamacita, pero sí se encontraron algunas zonas con textura plesítica, entre kamacita-taenita y kamacita-troilita. Por otra parte, también fue posible observar venas opacas de choque, venas de fundido y gotas de fundido que forman, a su vez, bolsones de fundido.

Dicho lo anterior, se estima que el meteorito RM-03 se encuentra choqueado moderadamente, debido a la presencia de fracturas planares, mosaiquismo incipiente, textura plesítica, venas de fundido y bolsones de fundido, venas opacas de choque y abundantes troilitas policristalinas y con burbujas. Todo esto denota un estado de choque S4 para dicho meteorito.

### 5.3. Grado de meteorización terrestre

Es posible estimar el grado de meteorización de las muestras PAMPA-A y RM-03 (a,b) comparando los resultados obtenidos a través las evidencias de meteorización terrestre observadas en dichas muestras mediante el uso de microscopio óptico convencional y el análisis de los mapas en falso color entregados por QEMSCAN®, con la clasificación establecida por Wlotzka (1993). En ella, el grado de meteorización avanza a medida que las distintas fases minerales que contienen hierro se van alterando, comenzando sin una oxidación visible hasta una oxidación moderada de un 20-60% de las fases opacas (W0-W2), seguida por una oxidación intensa a completa de los metales y troilita, pero sin oxidación de silicatos (W3-W5) y culminando en la alteración de los silicatos máficos, desde su inicio hasta la sustitución masiva de silicatos por óxidos y arcillas (W5-W6).

De acuerdo con lo anterior, a continuación, se establece el grado de meteorización para cada una de las muestras estudiadas.

### 5.3.1. Meteorito PAMPA-A

Este meteorito se caracteriza por presentar una meteorización heterogénea, ya que posee una gran cantidad de venillas de meteorización acumuladas en los bordes de la muestra, las que se extienden de tal forma que logran atravesar el corte transparente, zona que alcanza un ancho máximo de 0,7 mm en el corte transparente. Es en estas mismas zonas donde se concentran, además, los otros dominios de alteración, tales como reemplazo en halos alrededor de opacos y reemplazo intramineral, generando una coloración rojiza-anaranjada tanto a simple vista del corte transparente, como en luz polarizada plana y nicoles paralelos. La kamacita presenta entre un 35 a un 100% de reemplazo, siendo afectada mayormente por venas y halos de meteorización, lo que en algunos puntos incluso llega a generar un completo reemplazo y disolución del cristal. Por su parte, la troilita muestra una alteración que va desde el 10 al 50%, siendo afectada de manera más recurrente por el dominio intramineral, seguida por halos de óxidos e hidróxidos de Fe. Hacia el interior de la muestra, las fases opacas muestran un menor grado de alteración. La kamacita presenta un reemplazo de 0 a 100%, con un promedio general de 70% (entre bordes e interior del corte transparente) y la troilita de 0 a 50%, con un promedio general de 10%, y predomina el dominio de halos alrededor de los cristales, además del intramineral.

Los resultados obtenidos en QEMSCAN® indican que este meteorito posee un 33,28 % de óxidos de Fe-Ti, de acuerdo a la lista SIP 1; un 18,03% de óxidos de Fe, de acuerdo a la lista SIP 2 y un 15,87% de óxidos de Fe, en la lista SIP 3. Sin embargo, cabe destacar que, además, en la lista SIP 2, se obtuvo una fase denominada “silicatos alterados”, con un 19,29%, lo que daría un total de 37,32% de fases alteradas para esta muestra. Mediante el uso del microscopio óptico se observó que existen algunos cristales de silicatos máficos (olivinos y piroxenos) que muestran un pequeño grado de alteración, donde el reemplazo ocurre principalmente en los bordes de los cristales y, en menor medida, con un dominio intramineral. Sin embargo, el % de alteración de estos minerales es bajo y solo alcanza un 4%, muy distinto al 19,29% que establece la lista SIP 2. Por otra parte, como se mencionó en el capítulo anterior, también se observa en la muestra, con luz polarizada plana y nicoles paralelos, una textura micro-porosa de color rojizo-anaranjado, asociada a microfracturas presentes en varios cristales de silicatos que denotan la formación de óxidos e

hidróxidos de Fe, por lo tanto, es posible que sea esta característica la que aumente el % de alteración estimado por QEMSCAN®.

Dicho esto, se podría estimar un grado de meteorización W4 para este meteorito, debido al gran porcentaje de fases opacas alteradas en la muestra, particularmente en los bordes, y a la presencia de fases silicatadas que muestran indicios de meteorización, sumado a la textura microporosa. No obstante, siguiendo la clasificación de Wlotzka (1993) y, debido a que no existe una completa oxidación de las fases minerales opacas, se establece un grado de meteorización W2.

### 5.3.2. Meteorito RM-03

A diferencia de PAMPA-A, RM-03 posee una meteorización más bien homogénea. Los cortes transparentes RM-03(a) y RM-03(b) muestran que este meteorito se caracteriza por presentar venas de meteorización de espesores y extensiones variables, pudiendo llegar a atravesar las muestras en ocasiones, sobre todo cuando están ramificadas. Se pueden encontrar vacías, rellenas con óxidos e hidróxidos de hierro y algunas rellenas de fases minerales opacas. La kamacita se encuentra reemplazada entre un 0 y 100% por óxidos e hidróxidos de Fe, con un promedio de 30%, siendo afectadas principalmente por halos de alteración, que meteorizan de forma concéntrica a los cristales, llegando a generar disolución en varios de ellos. Las troilitas poseen un reemplazo de 0 a 100%, con un promedio de un 15% y su principal dominio de meteorización es intramineral, generando pequeños poros en su interior.

En QEMSCAN® se estimó que la muestra RM-03(b) presenta un 5,29% de óxidos de Fe-Ti, de acuerdo a la lista SIP 1; un 3,17% de óxidos de Fe, mediante la lista SIP 2 y un 3,19% de óxidos de Fe en la lista SIP 3. Además, en la lista SIP 2 se obtuvo un 25,88% de silicatos alterados, de este modo, la muestra alcanzaría un total de 29,05% de fases meteorizadas. De acuerdo a lo observado en el microscopio óptico, los silicatos máficos presentan un 8% de alteración, y ésta actúa principalmente en los bordes de los cristales, aunque existen casos en que alcanzan a llegar al centro mediante fracturas existentes en ellos. En menor medida, también se observó alteración de tipo intramineral. Al igual que en el meteorito PAMPA-A, esta muestra presenta una textura microporosa de color rojizo-anaranjado, al observar el corte transparente en luz polarizada y nicoles

paralelos, que indican la formación de óxidos e hidróxidos de Fe. Sin embargo, la extensión que alcanza esta textura es mucho mayor, pues se extiende casi por completo en ambos cortes transparentes del meteorito RM-03. Esta característica podría explicar el alto % de silicatos alterados que se obtuvo en la lista SIP 2, lo que complementaría el % de silicatos máficos alterados observados en el microscopio.

De lo anterior, se podría establecer un grado de meteorización W4 para la muestra, ya que a pesar de que no existe un gran cantidad de fases opacas alteradas, no se puede dejar de lado la presencia de silicatos alterados, y la gran extensión de la textura microporosa, observación que se pudo semi-cuantificar con la lista SIP 2 en QEMSCAN®, la que arrojó un 25,88% de silicatos alterados. Sin embargo, al ceñirse a la escala establecida por Wlotzka (1993) y, debido a que solo existe una oxidación moderada de las fases opacas, se establece un grado de meteorización W2 para este meteorito.

#### **5.4. Comparación de resultados entre las listas SIP: alcances e importancia en su elección**

Conforme con todo lo expuesto anteriormente, las tres listas SIP presentan grandes diferencias entre sí, y el principal factor corresponde a las fases minerales que cada lista contempla para la identificación de los espectros EDS. En primer lugar, y como se ha mencionado antes, la lista SIP 1 incluye fases minerales que no se encuentran en meteoritos y, pese a que se modificaron otras que sí pertenecen a meteoritos como el metal Fe-Ni (kamacita) o el sulfuro de hierro (troilita), la composición elemental de la roca total cambia y por ende, la distribución de los elementos dentro de las fases también. Y pese a que en este trabajo de tesis no fueron entregados datos adicionales como la abundancia de elementos de roca total o para cada fase, se infiere que tampoco hubiesen sido confiables para realizar una clasificación exitosa. Lo más valioso de esta etapa de trabajo fue el análisis puntual EDS, realizado en cristales de olivino y piroxeno, lo que permitió obtener las composiciones de fayalita y ferrosilita y sus respectivos promedios, útiles para establecer la clasificación respecto a la clase de meteorito y su grupo químico, que dieron como resultado para PAMPA-A un condrito ordinario del grupo H y para RM-03 un condrito ordinario del grupo LL-L.

Luego de haber hecho los análisis con la primera lista SIP, se hizo una reclasificación de los datos obtenidos mediante la creación de una nueva lista, por el Dr. Menzies, en base a la química de un condrito ordinario del grupo L. Se realizaron cambios sustanciales en cuanto al contenido de fases minerales, eliminando aquellas que no pertenecían a los meteoritos y modificando las que sí se encuentran presentes en este tipo de rocas. Sin embargo, se añadió una nueva fase llamada “silicatos alterados”, con el objetivo de diferenciar aquellos minerales silicatados que se encontraran meteorizados en la muestra. La diferenciación de esta fase no fue completamente explicada por el usuario, así como tampoco fue posible realizar una segunda modificación de la lista, eliminando esta fase, para poder analizar la redistribución de los porcentajes de abundancias minerales y elementales, que hubiera sido interesante de revisar. Los resultados entregados no permitieron llevar a cabo una clasificación clara de las muestras. Si bien fue posible observar ciertas tendencias de clasificación en los diagramas, en general, ellas se proyectaban en zonas donde no existía ningún grupo asociado e inclusive, lo hacían fuera de los márgenes del gráfico. Aún, en la comparación de las propiedades de los condritos ordinarios con lo expuesto por Vernazza y otros (2015) (Tabla 5.16), los valores asociados a esta lista no coinciden con ninguno de ellos.

La tercera lista SIP considerada en este trabajo fue creada por Flores (2023) y se realizó en base a la intensidad de peaks, a diferencia de las anteriores, que fueron diseñadas a partir de la química de las rocas. Esto se puede traducir en una ventaja respecto a las otras listas, ya que el uso de intensidad de peaks corresponde a una lectura directa que realiza QEMSCAN®, y no a una transformación de valores que realiza el mismo software (Flores, 2023), de modo que el usuario no tiene control alguno sobre ello. Esta lista también considera únicamente fases minerales pertenecientes a los meteoritos y, pese a que le faltan algunas importantes como los feldespatos, comprende una lista bastante completa para realizar clasificaciones de meteoritos. Adicionalmente, esta lista entregó resultados que fueron útiles para estimar el tipo petrológico de la muestra y también aportó a la estimación del grado de meteorización y estado de choque, ya que el mapa mineralógico en falso color presentaba gran claridad y detalle, haciendo posible una buena distinción de los minerales y otros componentes del meteorito dentro de él.

Comparando ésta con las anteriores, se puede decir que ha sido la más útil para clasificar las muestras de este estudio, ya que, en general, las muestras se proyectaban dentro de las zonas de los

condritos ordinarios y además poseían concordancia entre los diferentes diagramas, arrojando siempre una tendencia de PAMPA-A hacia los condritos ordinarios del grupo H y de RM-03 hacia los condritos ordinarios de tipo L. Esto también coincide, en cierta medida, con los resultados del análisis puntual EDS, ya que PAMPA-A también fue clasificada como condrito ordinario del grupo H y RM-03, pese a que está más cercana a, grupo LL, podría ser parte de meteoritos del grupo L que se encuentran más alejados de la media. Y también se asemeja a la tendencia que muestran los resultados de la lista SIP 2, donde PAMPA-A se aproxima al grupo H y RM-03 al grupo L.

De lo anterior, se entiende que no solo la elección de una correcta lista SIP es sumamente importante para clasificar meteoritos, sino también el método con el que se crea, ya que cualquier cambio en las fases minerales repercutirá en la asignación mineralógica de cada pixel analizado y, por ende, en los resultados químicos que entregará el análisis.

## **5.5. Comparación de los resultados obtenidos con las clasificaciones previas de ambos meteoritos**

Ambas muestras estudiadas en este trabajo ya habían sido analizadas previamente. El meteorito PAMPA-A ha sido clasificado y descrito por distintos autores, siendo Graham (1987) el primero de ellos, y lo describió como un condrito de olivino-hiperstena de Tipo L6, con una cantidad de fayalita del 25% (Pinto, 2017). Posteriormente, Zolensky y otros (1995) lo clasificaron como un condrito ordinario Tipo L6 con grado de choque S1. Valenzuela (2009) lo clasificó como un condrito ordinario Tipo L6, con grado de choque S4 y grado de meteorización terrestre W2. Pinto (2017) estudia varios fragmentos del meteorito PAMPA-A y los clasifica a todos como condritos ordinarios Tipo L6, con grado de choque entre S3 y S4 y grado de alteración W2.

Por su parte, la muestra RM-03 proviene de un meteorito llamado Los Vientos 357. En la bibliografía se encontró que este meteorito sólo había sido analizado una sola vez por el Dr. Jérôme Gattacceca y su clasificación se encuentra publicada oficialmente en el *Meteoritical Bulletin*, donde aparece como un condrito ordinario Tipo H6, con grado de choque S4 y grado de meteorización W2.

Conforme a los resultados obtenidos en este trabajo, ninguna de las muestras coincide en su clasificación con las preliminares realizadas por los demás autores. El meteorito PAMPA-A fue clasificado en este estudio como un condrito ordinario Tipo H6, con grado de choque S3 y grado de meteorización W2. En este caso, el único parámetro que no coincide es el grupo químico, ya que los demás autores lo clasificaron dentro del grupo L. De acuerdo a las características de los condritos ordinarios expuestas en las Tablas 5.15, 5.16 y 5.17; los resultados obtenidos con las tres listas SIP hacen que esta muestra coincida con las propiedades de un condrito del grupo H, como su alto contenido de Fe total y que la mayor parte del Fe se encuentre en su forma metálica ( $\text{Fe}^0$ ). Así también lo indican sus proyecciones dentro de los gráficos de clasificación. Para explicar esta diferencia, por una parte, es posible que los grupos químicos no coincidan debido a una heterogeneidad en la muestra analizada, esto es, que el fragmento haya tenido una concentración mayor de la fase mineral metal Fe-Ni y un mayor contenido de Fe en general. Y por otro lado, la razón podría deberse al tipo de análisis, lo que recae en el hecho de que QEMSCAN® es una herramienta semicuantitativa y los datos de clasificación serán mejores y más exactos en un equipo cuantitativo como la microsonda electrónica; esto sumado a la posibilidad de que ninguna de las tres listas SIP esté completamente bien hecha y haya que mejorar sus parámetros o la jerarquía de las fases minerales.

El meteorito RM-03 fue clasificado en este trabajo como un condrito ordinario Tipo L, con grado de choque S4 y grado de meteorización W2. Nuevamente, el único criterio que no coincide es el grupo químico, ya que el autor anterior lo clasificó dentro del grupo H. Esto resulta contraproducente respecto de los resultados obtenidos en el presente estudio, sobre todo al compararlo con la muestra PAMPA-A, que sí presenta características químicas y mineralógicas de un condrito ordinario de grupo H. Los datos adquiridos tanto por el análisis químico arrojan valores intermedios de Fe total para este meteorito e indican, tanto en la lista SIP 2 como en la 3, que la mayor parte del Fe se encuentra formando parte de los cristales de olivino, es decir en su forma  $\text{Fe}^{2+}$ , y en segundo lugar se encuentra su aporte en la fase metálica Fe-Ni como  $\text{Fe}^0$ . Una de las explicaciones de esta discordancia en la clasificación puede deberse a, nuevamente, una heterogeneidad de la muestra. A diferencia de la imagen en falso color que se obtuvo mediante el corte transparente pulido en QEMSCAN®, el corte transparente de esta muestra exhibe cristales de metal Fe-Ni de gran tamaño, por lo que podrían existir zonas en los fragmentos de este meteorito

que acumulen una mayor o menor cantidad de metal Fe-Ni, lo que podría alterar los resultados químicos, dependiendo de la zona en la que fueron realizadas las extracciones de roca para realizar los análisis. Y una segunda explicación sería la misma que se dio para la muestra PAMPA-A, esto es, el hecho de que QEMSCAN® sea una herramienta semicuantitativa y se deba tener precaución en la elección de la lista SIP y el orden jerárquico de las fases minerales a detectar.

## **5.6. Evaluación del uso de QEMSCAN® para la clasificación de condritos ordinarios: ventajas y desventajas**

QEMSCAN® es una herramienta que permite realizar la clasificación de meteoritos de una forma generalizada, pero sin una gran exactitud, ya que las mediciones que realiza son semicuantitativas. Primero que todo, el usuario debe crear una lista SIP, la que puede ser hecha a partir de intensidades de peaks (lista SIP 3 de este trabajo) o de química (listas SIP 1 y 2 de este estudio).

Dentro de las principales ventajas que presenta esta técnica analítica en comparación con otras, se encuentra un menor costo monetario para realizar los análisis y, por ende, una mayor accesibilidad, puesto que, al menos en Chile, existen más equipos QEMSCAN® que microsonda electrónica (técnica más utilizada para clasificar meteoritos hasta ahora). Además posee un carácter no destructivo, es decir, las muestras utilizadas para realizar las mediciones pueden volver a ser utilizadas para otros estudios posteriormente. En cuanto a los resultados que entrega, los porcentajes de fases minerales de la muestra complementan y mejoran el análisis que se realiza observando el microscopio óptico, ya que se detectan de manera más empírica minerales que muchas veces son difíciles de diferenciar como ortopiroxenos de clinopiroxenos, además de los minerales accesorios, que debido a su pequeña abundancia también son complejos de observar en microscopio óptico. Por otro lado, no sólo entrega los porcentajes de elementos presentes en la muestra, sino también el aporte elemental de cada una de las fases minerales reconocidas, lo que es de gran utilidad para obtener, por ejemplo, el aporte de Fe, dato que sirve para clasificar el meteorito de acuerdo a su clase y grupo químico. Otra gran ventaja que cabe destacar es el mapa en falso color que proporciona esta técnica, que permite observar la distribución y texturas de las fases minerales presentes. Mientras mejor elaborada se encuentre la lista SIP, más detallado

resultará el mapa en falso color y se verán con mayor claridad los distintos minerales y componentes de los meteoritos (como cóndrulos y venas, entre otros).

A pesar de las ventajas mencionadas anteriormente, esta técnica también cuenta con ciertas desventajas. Dentro de ellas se encuentra la creación de la lista SIP, proceso que, al existir dos maneras de llevarse a cabo (intensidad de peaks y química), disminuyen la exactitud de la medición; para lo cual también influye la cantidad de datos que se utilizan para realizar la estadística. De esta forma, y como se pudo observar en este trabajo, para una misma muestra, pueden existir diferentes resultados químicos dependiendo de cuál lista SIP haya sido elegida para la interpretación de los datos. Adicionalmente, puesto que la identificación de las fases en la lista SIP se realiza sobre la base del primer emparejamiento, la definición de las fases dependerá de la posición que tengan en la lista (Santoro, 2015), así, incluso utilizando una misma lista SIP, los resultados pueden variar si se cambias de posición las fases minerales. Otra desventaja es la dificultad que tiene esta técnica para identificar detalladamente qué tipo de minerales de alteración se encuentran meteorizando la muestra, englobando a todos ellos en una fase de “óxidos e hidróxidos de Fe”. Por lo demás, es posible obtener y observar el porcentaje de fases minerales meteorizadas, pero no se reconocen de buena manera los dominios de meteorización, a excepción de las venas, ni tampoco se obtiene claramente el rango de meteorización [0-100%] que presenta cada fase, lo que puede llevarse a cabo con mejor resultado en el microscopio óptico. Finalmente, para estimar el estado de choque en la muestra, el mapa en falso color no entrega una imagen clara respecto de los efectos de choque como la presencia de gotas y bolsones de fundido, troilitas policristalinas, ente otras; pero estas y otras características sí pueden ser observadas con gran claridad utilizando imágenes SEM y realizando mediciones puntuales semicuantitativas EDS.

## 6. CONCLUSIONES

Los condritos ordinarios de este trabajo corresponden a dos meteoritos encontrados en distintas zonas del Desierto de Atacama, que fueron caracterizados y clasificados mediante microscopía óptica convencional y la herramienta automatizada semicuantitativa QEMSCAN® en base a tres listas SIP. De acuerdo a los resultados obtenidos en este estudio, la muestra PAMPA-A fue clasificada como un condrito ordinario del grupo H, con un tipo petrológico 6, estado de choque S3 y grado de meteorización W2 y la muestra RM-03 fue clasificada como un condrito ordinario del grupo L, con un tipo petrológico 6, estado de choque S4 y grado de meteorización W2.

Para la clasificación del grupo químico, el uso del análisis QEMSCAN® fue primordial, ya que gracias a los resultados químicos y mineralógicos obtenidos mediante esta herramienta se pudo calcular distintas razones de elementos que fueron comparadas con diagramas de clasificación establecidos por diversos autores. Si bien los datos obtenidos mediante la lista SIP 1 no sirvieron para realizar una clasificación, el análisis puntual EDS realizado en cristales de olivino y piroxeno de ambas muestras sirvió para estimar la composición de fayalita y forsterita, respectivamente. Para ello se utilizó el diagrama de Fs (mol%) vs Fa (mol%), y se obtuvo que la muestra PAMPA-A se clasifica como condrito ordinario del grupo H y la muestra RM-03 como condrito ordinario del grupo LL-L. Por su parte, los datos obtenidos mediante la lista SIP 2 fueron comparados con diagramas de clasificación que utilizan las razones (1) Mg/Si vs Al/Si; Mg/Si vs Fe/Si y (2) Fe<sup>0</sup>/Fe vs Fe/SiO<sub>2</sub>, pero debido a que las muestras se proyectaban en zonas alejadas de las áreas de clasificación, se determina que esta lista no sirve para obtener el grupo químico, pese a que los resultados mostraban una tendencia de la muestra PAMPA-A hacia los condritos ordinarios del grupo H y de la muestra RM-03 hacia los condritos ordinarios del grupo L. Finalmente, los datos obtenidos mediante la lista SIP 3 fueron proyectados en cuatro diagramas diferentes: (1) Mg/Si vs Al/Si, Mg/Si vs Fe/Si; (2) Fe<sup>0</sup>/Fe vs Fe/SiO<sub>2</sub>; (3) Fa (mol %) vs Fe<sup>0</sup>/Fe y (4) Fs (mol %) vs Fa (mol %). De todos ellos el más claro y de mayor confiabilidad es el último, pues la composición de las soluciones sólidas de olivinos y piroxenos son datos fidedignos y las muestras se proyectan claramente dentro de zonas demarcadas. Con él se clasificó a la muestra PAMPA-A como condrito ordinario del grupo H y a RM-03 como condrito ordinario del grupo L. A modo general, las clasificaciones obtenidas concuerdan entre sí.

Para la clasificación del tipo petrológico, fue de mayor relevancia el uso de microscopía óptica, sin embargo, el análisis QEMSCAN® sirvió para aportar información respecto a parámetros como la homogeneidad en la composición del olivino, el estado estructural de piroxenos de bajo Ca, el contenido de Ni en minerales sulfurados y la textura e integración de cóndrulos; esto debido a que todos ellos, salvo el último, requieren de datos químicos para su estudio y, en el último caso, la visualización del mapa en falso color es un gran aporte para distinguir texturas y fases minerales. A partir de todos los datos obtenidos en este análisis, se clasificaron a ambas muestras con un tipo petrológico 6, pues los meteoritos presentan homogeneidad en la composición del olivino, mayor abundancia de ortopiroxenos sobre clinopiroxenos, presencia de plagioclasa intersticial con tamaños de 50 $\mu$ , bajo contenido de Ni en minerales sulfurados, recristalización en la matriz y cóndrulos pobremente definidos y que se mezclaban con esta misma.

En cuanto a la estimación del estado de choque, el análisis en microscopio óptico supera en importancia al análisis QEMSCAN®, debido a que en este parámetro de clasificación es necesario considerar criterios como mosaiquismo, extinción, presencia y tipo de fracturas de las fases silicatadas, existencia y abundancia de gotas y bolsones de fundido, aspecto de las fases metálicas como cristales policristalinos, con burbujas, fracturados y textura plesítica. De todos ellos, el mapa en falso color entregado por QEMSCAN® solo podría servir para visualizar venas y bolsones de fundido y algunos indicios de fracturas en silicatos, sin embargo, en este estudio no se observó ninguna de estas características. A partir de lo observado en el microscopio óptico fue posible atribuir un estado de choque S3 a la muestra PAMPA-A, en base a la presencia de fracturas planares y extinción ondulosa en sus fases silicatadas, baja cantidad venas de choque y formación incipiente de bolsones de fundido, y en cuanto a las fases metálicas no se observan cristales policristalinos o con algún otro rasgo distintivo. Por su parte, la muestra RM-03 se clasifica con un estado de choque S4, debido a la presencia de fracturas planares y extinción ondulosa en sus fases silicatadas, mosaiquismo incipiente, textura plesítica en algunas zonas del corte transparente, mayor cantidad de venas y bolsones de fundido en comparación a PAMPA-A, venas opacas de choque, gran cantidad de cristales de troilitas policristalinos y algunos de ellos además con burbujas.

Respecto del grado de meteorización terrestre, nuevamente la microscopía óptica juega un rol fundamental en comparación al análisis QEMSCAN®. El mapa en falso color obtenido mediante

este último puede ser útil para observar venas de meteorización, halos de alteración, porosidad y productos de alteración. Debido a su gran aporte en la entrega de datos químicos, sería ideal que QEMSCAN® entregara mayor información acerca de los productos de alteración, sin embargo, esta herramienta no logra diferenciar los distintos minerales producidos por la meteorización. Por ejemplo, no discrimina entre diferentes tipos de hematita o goethita pues poseen contenidos muy similares de oxígeno entre sí, y puede identificar erróneamente minerales que presenten composiciones químicas parecidas. Así pues, esta herramienta simplemente agrupa a todos los minerales de óxido e hidróxido de hierro juntos. Por otro lado, pese a que a partir de la lista SIP 2 se tuvo la intención de profundizar en la meteorización de los minerales silicatados con la adición de la fase “silicatos alterados”, esta idea no pudo ser desarrollada por completo debido a la falta de comunicación con el usuario. La muestra PAMPA-A destaca por la abundancia de venas de alteración, sobre todo en los bordes, donde las fases metálicas llegan a estar completamente alteradas. Sin embargo, como el porcentaje de minerales metálicos meteorizados no alcanza el 100%, se clasifica con un grado de meteorización W2. En la muestra RM-03 el dominio de meteorización predominante son los halos de alteración, sobre todo en cristales de kamacita, pero al igual que en PAMPA-A, como no existe una completa meteorización de las fases metálicas presentes, se clasifica con un grado W2.

En relación a las listas SIP, se concluye que el principal factor que las diferencia corresponde a las fases minerales que cada lista contempla para la identificación de los espectros EDS. La lista SIP 1 posee fases minerales terrestres como cuarzo y anfíboles, que no se encuentran en meteoritos, lo que disminuye la fiabilidad de los resultados químicos obtenidos a partir de ella. La lista SIP 2 presenta únicamente fases minerales presentes en meteoritos, pero adiciona otra de prueba denominada “silicatos alterados”, que no se encuentra en el resto de listas SIP para meteoritos, lo cual también se traduce en un problema a la hora de clasificar las muestras, ya que esta fase alberga un porcentaje importante del total de minerales de la roca y también de elementos químicos, lo que afecta, por ejemplo, en la distribución del Fe, que es un criterio de gran valor para clasificar la muestra de acuerdo a su clase y grupo químico. La lista SIP 3 es la única que se constituye únicamente de fases minerales existentes en meteoritos y, además, incorpora las composiciones de las soluciones sólidas en olivinos y piroxenos, que son datos valiosos para obtener la clase y grupo químico en los meteoritos. De la comparación de estas tres, se concluye que la lista SIP 3 es la más

adecuada para realizar análisis en meteoritos, aunque se recomienda seguir optimizándola, añadiendo nuevas fases minerales como feldespatos o que sea capaz de distinguir el vidrio primario del secundario, para estudiar más a fondo otros parámetros de clasificación de las muestras.

Al comparar los resultados obtenidos en este trabajo con las clasificaciones anteriores establecidas por otros autores para las muestras, se encuentran algunas diferencias. PAMPA-A fue clasificada anteriormente como un condrito ordinario Tipo L6/S3-4/W2, y en este estudio se clasificó como un condrito ordinario Tipo H6/S3/W2. La discrepancia más importante radica en el grupo químico, y esto puede deberse a una heterogeneidad en cuanto a la abundancia de la fase metal Fe-Ni, fase que pudo haberse concentrado de manera inusual en el fragmento estudiado. Por su parte, RM-03 se encontraba clasificada como un condrito ordinario Tipo H6/S4/W2, y en este trabajo se clasificó como un condrito ordinario Tipo L6/S4/W2. Nuevamente, la diferencia recae en el grupo químico y, en este caso y el problema podría ser una heterogeneidad en la distribución de la fase metálica Fe-Ni, pues las muestras de este meteorito poseían cristales de kamacita de gran tamaño. Adicionalmente, en ambos casos, el factor que causa esta diferencia podría deberse a las listas SIP utilizadas, ya que las fases minerales que contengan poseen gran importancia, así como también el orden jerárquico en que estas fases se ubiquen dentro de la lista, pues, como se ha dicho anteriormente, esto altera los resultados químicos de roca total.

Finalmente, se concluye que QEMSCAN® constituye una buena herramienta analítica para aproximarse a la clasificación de los meteoritos, pero debe ser complementada con análisis puntuales EDS en olivinos y piroxenos o susceptibilidad magnética, para establecer de mejor forma la clase y grupo químico, o bien, utilizando otra técnica de mayor precisión como la microsonda electrónica. Además, es importante utilizar una lista SIP acorde a los meteoritos y tener cuidado al momento de ordenar sus fases minerales. Su mayor ventaja radica en el mapa en falso color que entrega para visualizar con claridad mineralógica las muestras. Por último, se recomienda optimizar la lista SIP 3 o crear una nueva que integre más fases minerales o intervalos más acotados de las soluciones sólidas (Fa-Fs) (en 5%) para mejorar la clasificación química de las muestras y también utilizar un espaciamiento de medición de 5µm para mejorar la claridad del mapa en falso color.

## 7. REFERENCIAS

- ACEVEDO, R. D.; ROCCA, M. C. & GARCÍA, V. M. 2014. Catalogue of Meteorites from South America. Springer International Publishing: 147 pp. Heidelberg.
- AL-KATHIRI, A.; HOFMANN, B.A.; JULL, A.J.T. Y GNOS, E. 2005. Weathering of meteorites from Oman: Correlation of chemical and mineralogical weathering proxies with <sup>14</sup>C terrestrial ages and the influence of soil chemistry. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **40**: 1215-1239.
- ALPERS, C.N. Y BRIMHALL, G.H. 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **100**: 1640-1656.
- ÁLVAREZ, S. 2021. Caracterización y análisis del meteorito Paposo utilizando SEM-EDS (QEMSCAN®): alcances de la evaluación cuantitativa de minerales para la clasificación de condritos ordinarios. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas (Inédito): 94 pp. Antofagasta.
- BELL, S.K.; JOY, K.H.; PERNET, J.F. Y HARTLEY, M.E. 2020. QEMSCAN as a method of semi-automated crystal size distribution analysis: insights from Apollo 15 mare basalts. *Journal of Petrology*. Vol. **61**: 1-20.
- BENNET, 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.
- BLAND, P.A.; BERRY, F.J. Y PILLINGER, C.T. 1998. Rapid weathering in Holbrook: An iron-57 Mössbauer spectroscopy study. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **33**: 127-129.
- BLAND, P.A.; BEVAN, A.W. Y JULL, A.T. 2000. Ancient meteorite finds and the Earth's surface environment. *Quaternary Research*. Vol. **53**: 131-142.
- 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. editors). The University of Arizona press: 679-712. Tucson.
- BUTCHER, A.R. Y BOTHA, P.W.S.K. 2010. Automated mineralogy derives key characteristics directly from reservoir rock. *The American Oil & Gas Reporter*. Vol. **4**.
- BUCHWALD, V.F. y CLARKE, R.S. 1989. Corrosion of Fe-Ni Alloys by Cl-Containing Akaganeite ( $\beta$ -FeOOH): The Antarctic meteorite case. *American mineralogist*. Vol. **74**: 656-667.

- DUNAI, T.J.; LÓPEZ, G.A.G. Y JUEZ, J.L. 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*. Vol. **33**: 321-324.
- DODD, R.T.; GROVER, J.E Y BROWN, G.E. 1975. Pyroxenes in the Shaw (L-7) chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **8**: 409-455.
- DODD, R.T. 1981. Meteorites: A petrologic-chemical synthesis. Cambridge University Press: 368 pp. Cambridge.
- ECHEVARRÍA, R. 2020. Clasificación de los meteoritos del Desierto de Atacama San Juan 086 y Taltal 001 representados en las muestras AIUC-01 y AIUC-2. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad Austral de Chile, Instituto de Ciencias de la Tierra (Inédito): 150 pp.
- 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, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 130 pp. Concepción.
- GATTACCECA, J.; MCCUBBIN, F.; GROSSMAN, J.; BOUVIER, A.; BULLOCK, E.; CHENNAOUI, H.A.; DEBAILLE, V.; D’ORAZIO, M.; KOMATSU, M. Y MIAO, B. 2021. The Meteoritical bulletin, No. 109. *Meteoritics and Planetary Science*. Vol. **56**: 1626-1630.
- GATTACCECA, J.; VALENZUELA, M.; UEHARA, M.; JULL, A.J.T.; GISCARD, M.; ROCHETTE, P.; BRAUCHER, R.; SUAVET, C.; GOUNELLE, M.; MORATA, D.; MUNAYCO, P.; BOUROT-DENISE, M.; BOURLES, D. Y DEMORY, F. 2011. The densest meteorite collection area in hot deserts: The San Juan meteorite field (Atacama Desert, Chile). *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **46**: 1276-1287.
- GOODING, J.L. Y KEIL, K. 1981. Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation. *Meteoritics*. Vol. **16**: 17-43.
- GOTTLIEB, P.; WILKIE, G.; SUTHERLAND, D.; HO-TUN, E.; SUTHERS, S.; PERERA, K.; JENKINS, B.; SPENCER, S.; BUTCHER, A. Y RAYNER, J. 2000. Using quantitative electron microscopy for process mineralogy applications. *Jom*. Vol. **52**: 24-25.
- GOTTLIEB, P. 2008. The revolutionary impact of automated mineralogy on mining and mineral processing. The XXIV International Mineral Processing Congress:165-174. Beijing.
- GOUDIE, A.S.; WRIGHT, E. Y VILES, H.A. 2002. The roles of salt (sodium nitrate) and fog in weathering: a laboratory simulation of conditions in the northern Atacama Desert, Chile. *Catena*. Vol. **48**: 255-266.

- HARTLEY, A.J. Y CHONG, G. 2002. Late Pliocene age of the Atacama Desert: implications for the desertification of western South America. *Geology*. Vol. **30**: 43-46.
- HOUSTON, J. Y HARTLEY, A.J. 2003. The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. **23**: 1453-1464.
- HUTCHISON, 2004. Meteorites: A petrologic, chemical and isotopic synthesis. Cambridge University Press: 511 pp. New York.
- 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*. Vol. **1**: 1-63.
- LEE, M.R. Y BLAND, P.A. 2004. Mechanisms of weathering of meteorites recovered from hot and cold deserts and the formation of phyllosilicates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **88**: 893-916.
- MUNAYCO, P.; MUNAYCO, J.; AVILLENZ, R.R.; VALENZUELA, M.; ROCHETTE, P.; GATTACCECA, J. Y SCORZELLI, B.R. 2013. Weathering of ordinary chondrites from the Atacama Desert, Chile, by Mössbauer spectroscopy and synchrotron radiation X-ray diffraction. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **3**: 457-473.
- MUÑOZ, C.; GUEERRA, N.; MARTINEZ-FRIAS, J.; LUNAR, R. Y CERDA, J. 2007. The Atacama Desert: A preferential arid region for the recovery of meteorites—Find location features and strewnfield distribution patterns. *Journal of arid environments*. Vol. **71**: 188-200.
- PINTO, G. 2017. Definición, clasificación y emparejamiento de los fragmentos del meteorito PAMPA-A, Pampa de Mejillones, Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas (Inédito): 157 pp. Antofagasta.
- PIRRIE, D.; BUTCHER, A.R.; POWER, M.R.; GOTTLIEB, P. Y MILLER, G.L. 2004. Rapid quantitative mineral and phase analysis using automated scanning electron microscopy (QemSCAN); potential applications in forensic geoscience. *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. **232**: 123-136.
- PIRRIE, D. Y ROLLINSON, G.K. 2011. Unlocking the applications of automated mineral analysis. *Geology Today*. Vol. **27**: 226-235.
- QIAN G.; LI, Y. Y GERSON, A.R. 2015. *Applications of Surface analytical techniques in Earth Sciences*. *Surface Science Reports*. Vol. **70**: 86-133.

- QUINN, R.C.; GRUNTHANER, F.J.; TAYLOR, C.L. Y ZENT, A.P. 2003. Mars redox chemistry: Atacama Desert soils as a terrestrial analog. In *XXXIV Lunar and Planetary Science Conference*: 1951. Texas.
- REICH, M.; PALACIOS, C.; VARGAS, G.; LUO, S.; CAMERON, E.M.; LEYBOURNE, M.I.; PARADA, M.A.; ZÚÑIGA, A. Y YOU, C.F. 2009. Supergene enrichment of copper deposits since the onset of modern hyperaridity in the Atacama Desert, Chile. *Mineralium Deposita*. Vol. **44**: 497-504.
- 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, Departamento de Ciencias Geológicas (Inédito): 104 pp. Antofagasta.
- RUNDELL, P.W.; DILLON, M.O.; PALMA, B.; MOONEY, H.A.; GULMON, S.L. Y EHLERINGER, J.R. 1991. The phytogeography and ecology of the coastal Atacama and Peruvian deserts. *Aliso: A Journal of Systematic and Floristic Botany*. Vol. **13**: 1-49.
- SANTORO, L. 2015. The Jabali, Hakkari and Reef Ridge nonsulfide Zn(Pb) deposits: an evaluation by QEMSCAN® technology, and comparison to other analytical methods. Tesis de grado de Doctora en Geología Económica. Università degli Studi di Napoli "Federico II", Scuola di Dottorato in Scienze della Terra (Inédito): 274 pp. Nápoles.
- 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.
- SEARS, D.W.; GROSSMAN, J.N.; MELCHER, C.L.; ROSS, L.M. Y MILLS, A.A. 1980. Measuring metamorphic history of unequilibrated ordinary chondrites. *Nature*. Vol. **287**: 791-795.
- SILLITOE, R.H. Y MCKEE, E.H. 1996. Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province. *Economic Geology*. Vol. **91**: 164-179.
- 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 LANGENDA M, A. 2013. Disequilibrium melting and melt migration driven by impacts: Implications for rapid planetesimal core formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **100**: 41-59.
- VALENZUELA, E.M. 2003. Petrología y geoquímica del meteorito Paposo. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 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 Doctora en Ciencias mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 291 pp. Santiago.

- 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.
- VARELA, M.E. 2015. Meteoritos: Restos rocosos del Sistema Solar primitivo. Vasquez Mazzini Editores: 232 pp. Buenos Aires.
- VARGAS, G. Y ORTLIEB, L. 1998. Patrones de variaciones climáticas durante el Cuaternario tardío en la costa de la Región de Antofagasta, Chile. *Bulletiin de l'Institut français d'études andines*. Vol. **27**: 385-394. Lima.
- 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. editorts). The University of arizona press: 617-634. Tucson.
- 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. editors). The University of Arizona press: 19-52. Tucson.
- WLOTZKA, F. 1993. A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*. Vol. **28**: 460-460.
- ZANDA, B. 2004. Chondrules. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **224**: 1-17.

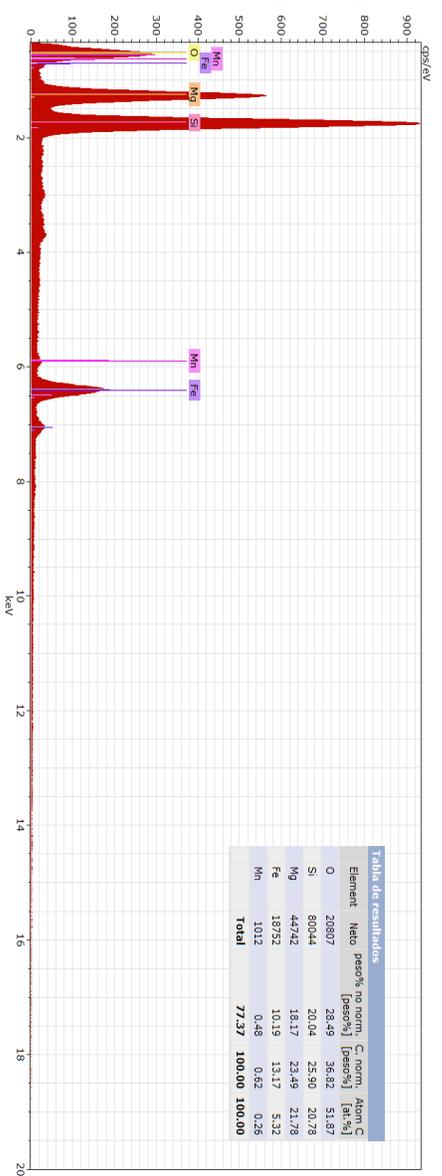
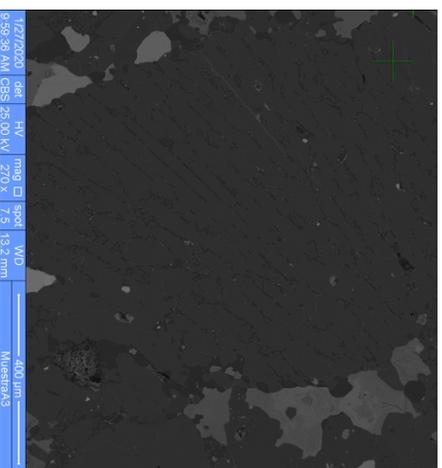
# ANEXOS

# **ANEXO 1**

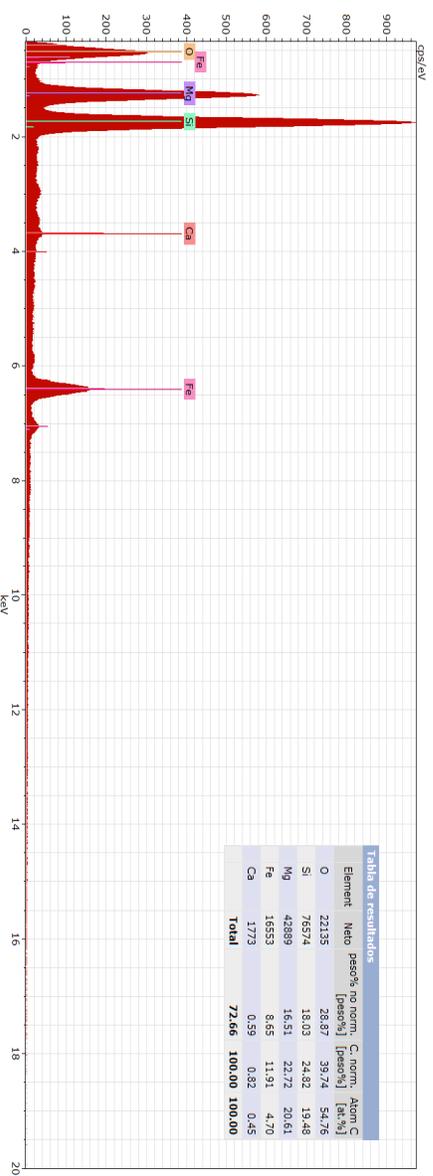
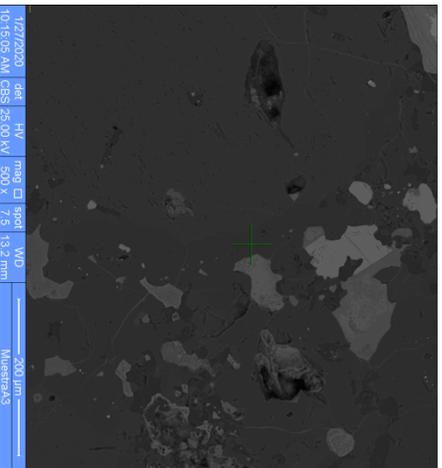
**RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS PUNTUALES EDS  
EN CRISTALES DE OLIVINO Y PIROXENO PARA  
AMBAS MUESTRAS**

## 2.1. Mediciones puntuales EDS en cristales de olivino y piroxeno del condrito PAMPA-A.

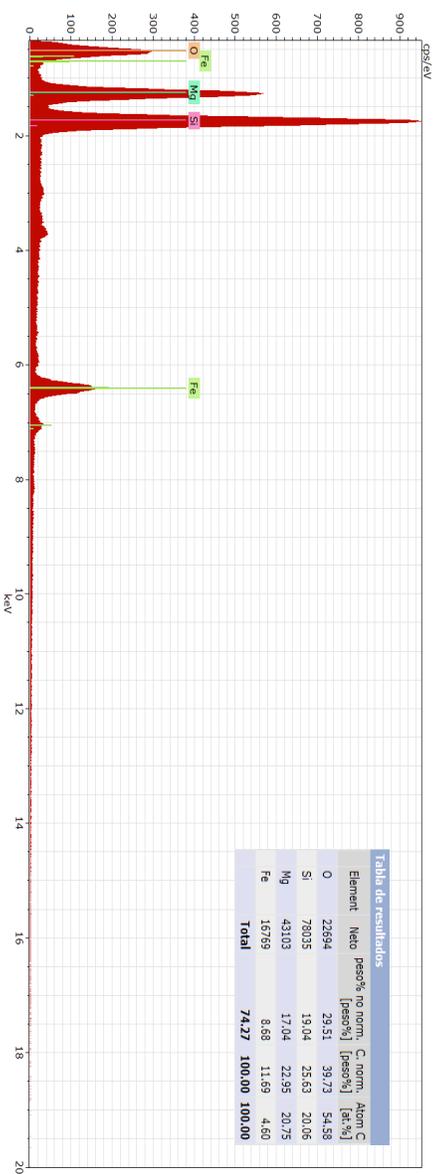
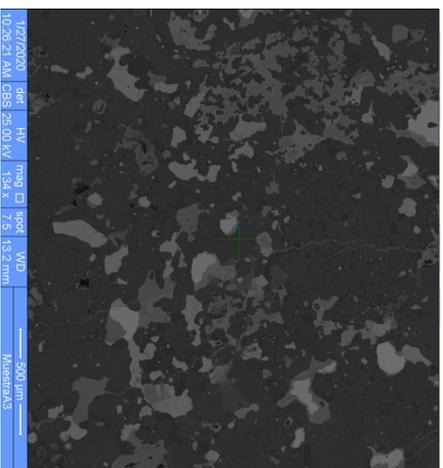
### 2.1.1. Punto PA-1 (piroxeno)



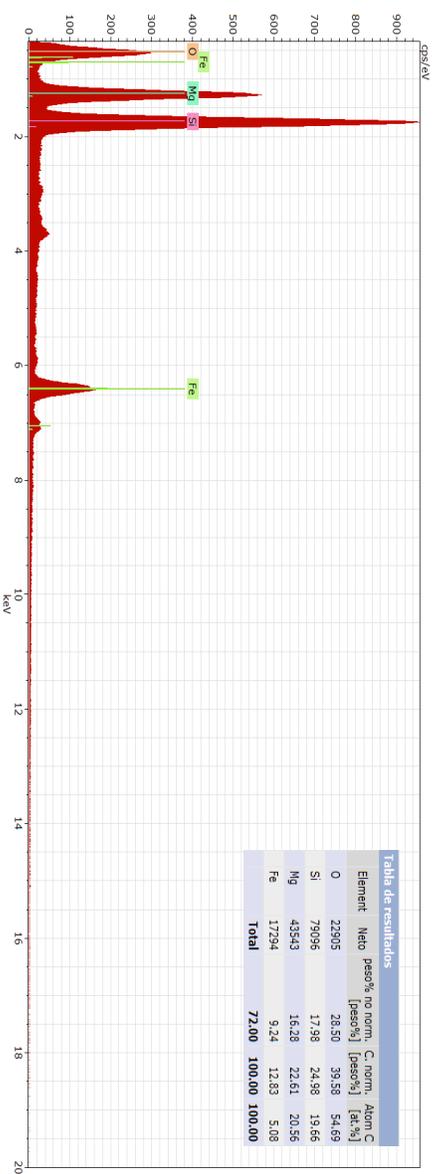
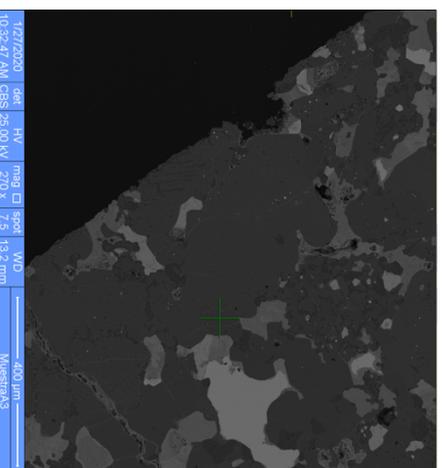
### 2.1.2. Punto PA-2 (piroxeno)



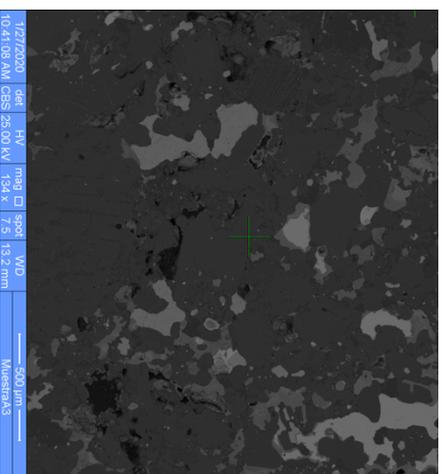
### 2.1.3. Punto PA-3 (piroxeno)



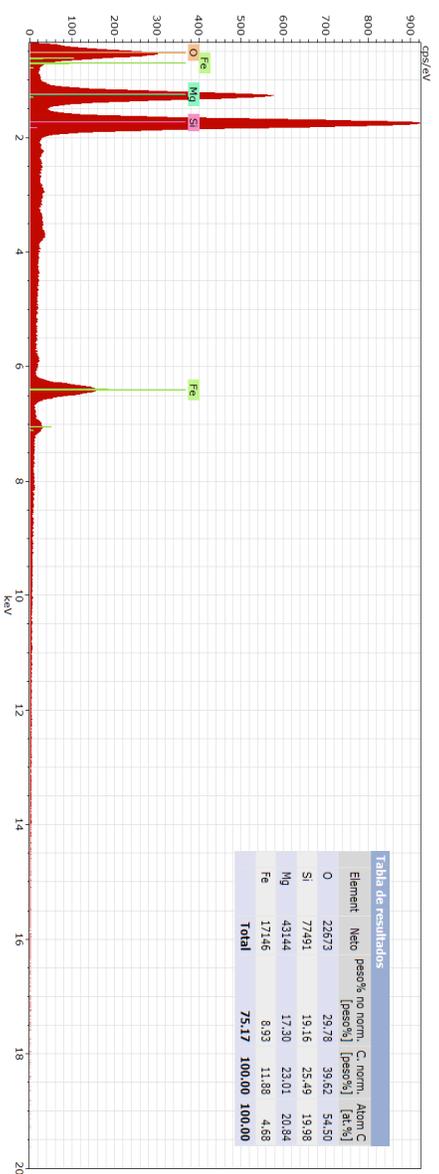
### 2.1.4. Punto PA-4 (piroxeno)



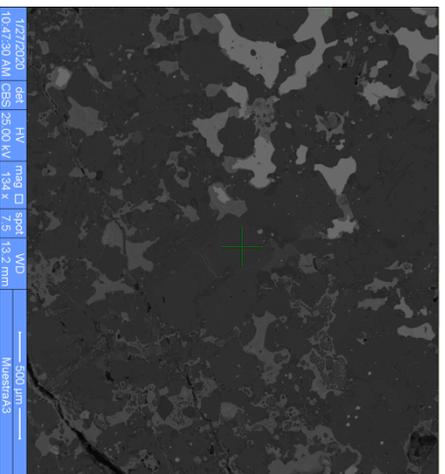
## 2.1.5. Punto PA-5 (piroxeno)



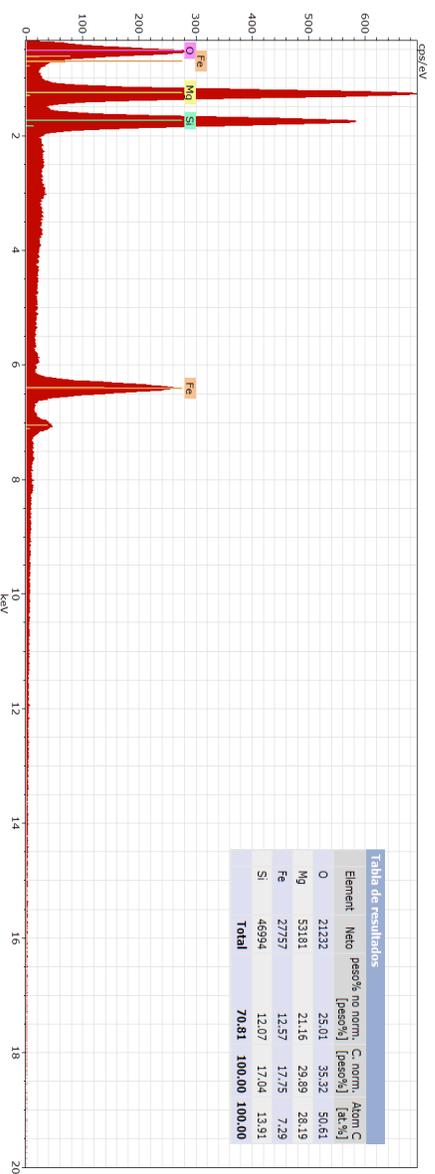
1/27/2020 det HV mag spot WD 10.4108 AM CBS 25.00 kV 134 x 7.5 13.2 mm Muestra1A3



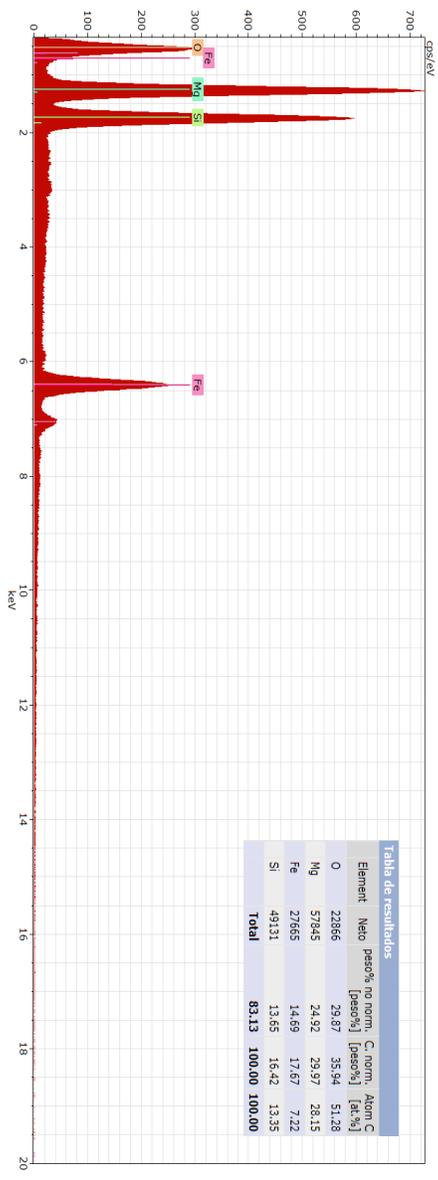
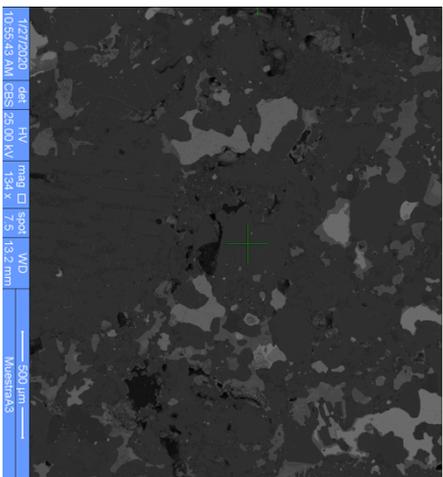
## 2.1.6. Punto PA-6 (olivino)



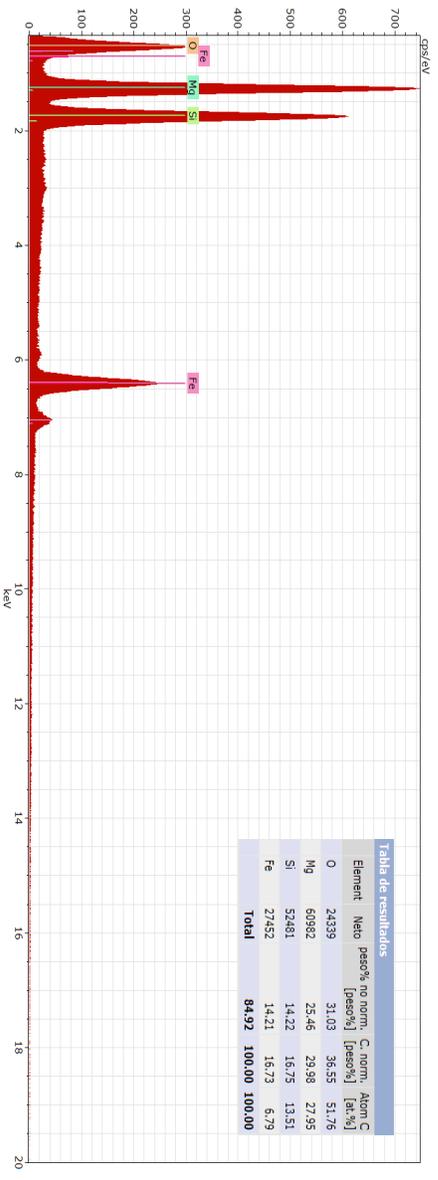
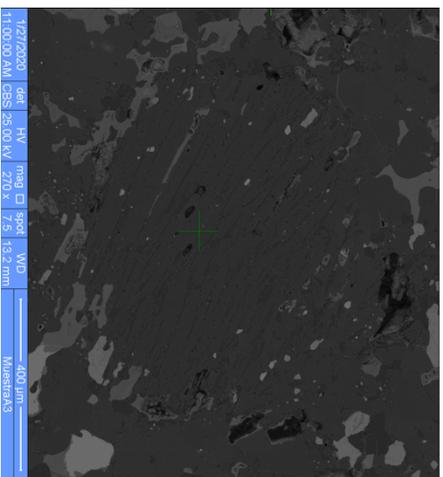
1/27/2020 det HV mag spot WD 10.4173 AM CBS 25.00 kV 134 x 7.5 13.2 mm Muestra1A3



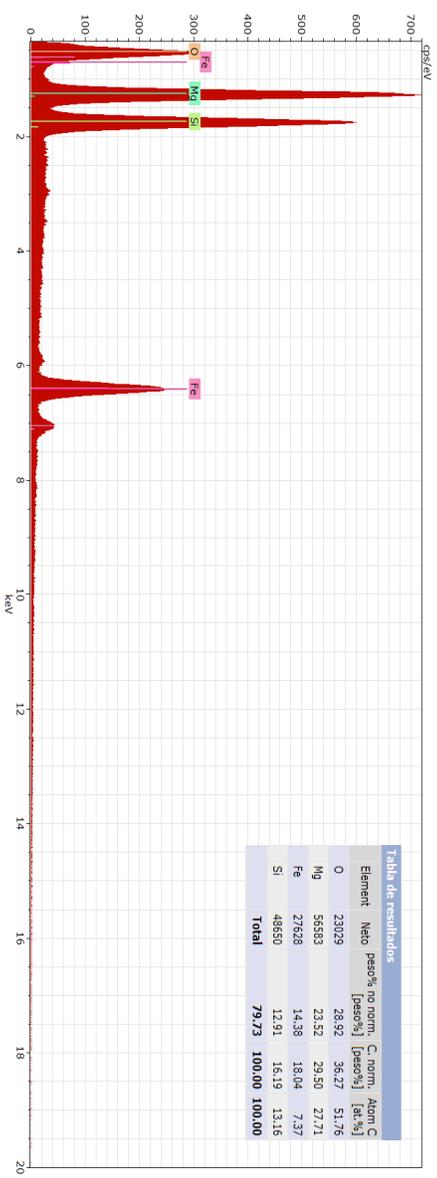
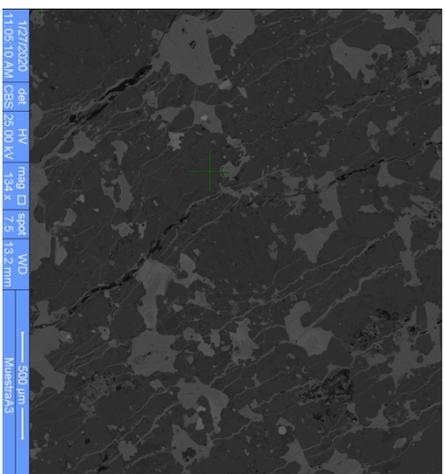
### 2.1.7. Punto PA-7 (olivino)



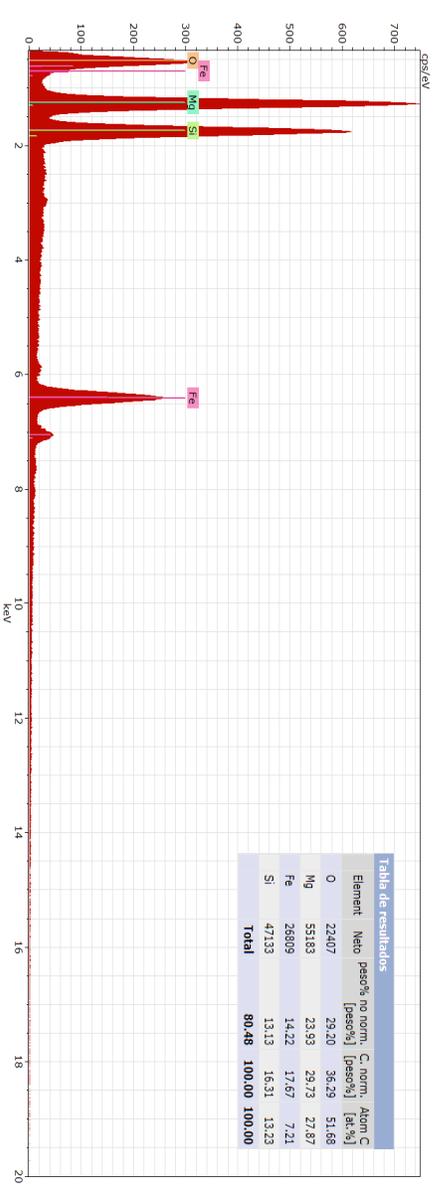
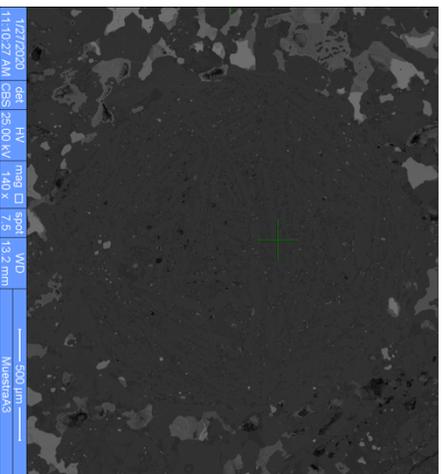
### 2.1.8. Punto PA-8 (olivino)



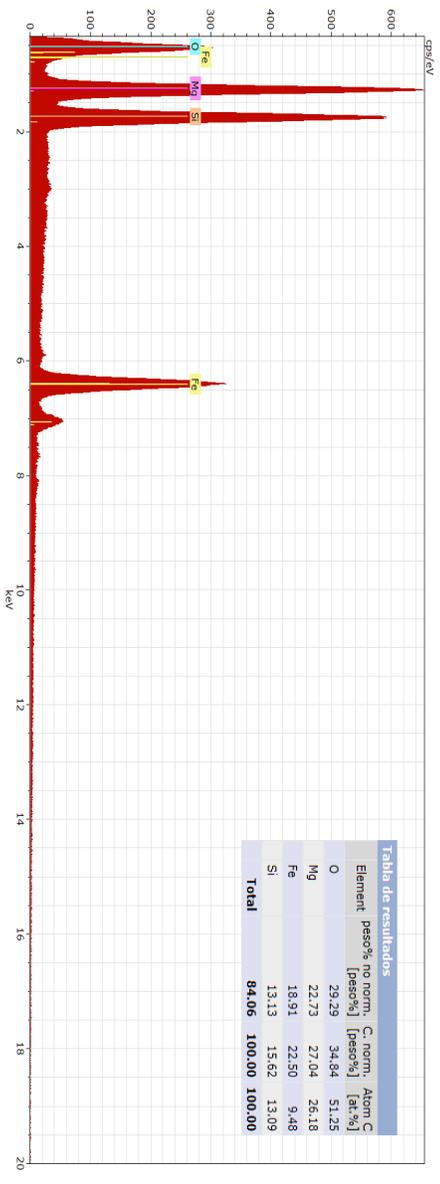
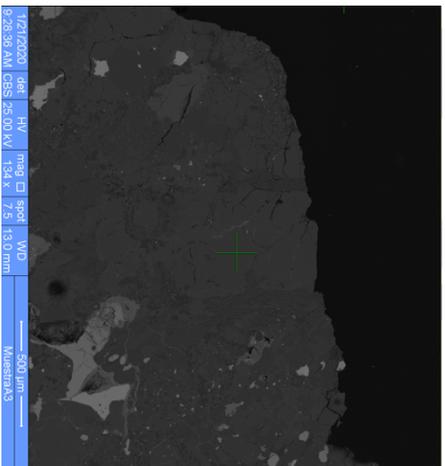
## 2.1.9. Punto PA-9 (olivino)



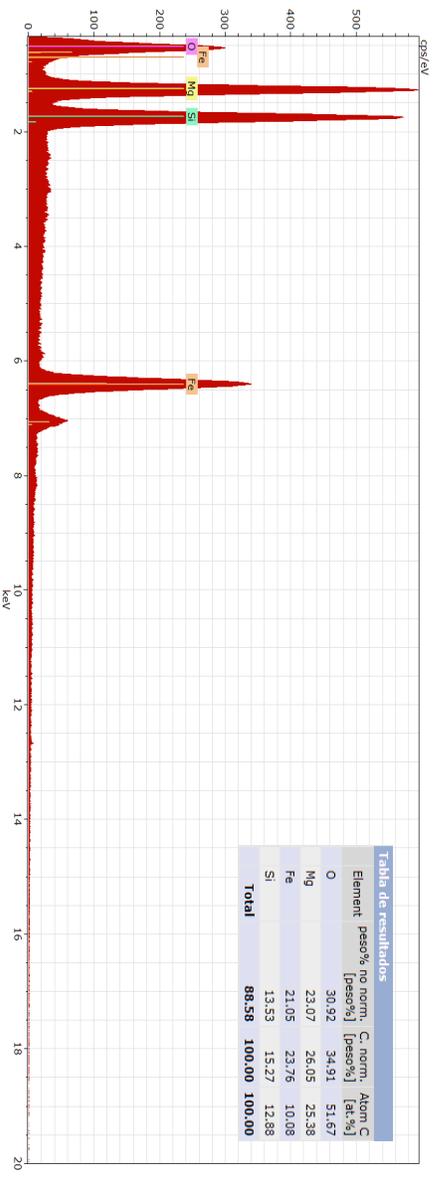
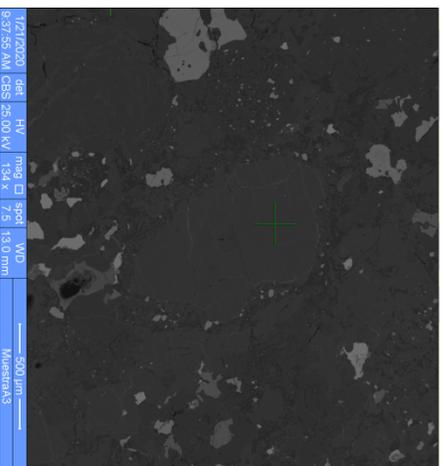
## 2.1.10. Punto PA-10 (olivino)



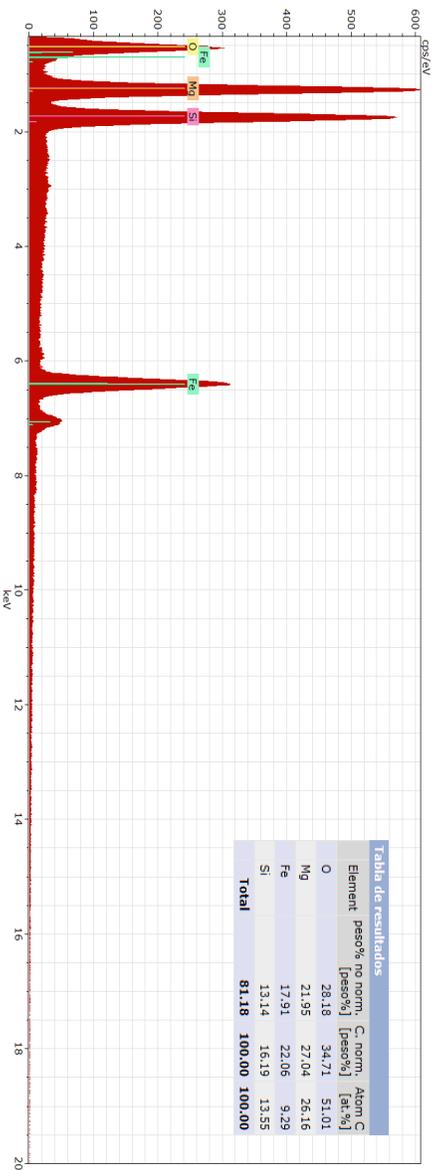
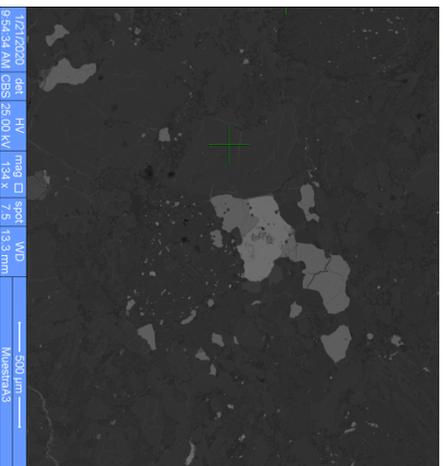
## 2.2.1. Punto RM-1 (olivino)



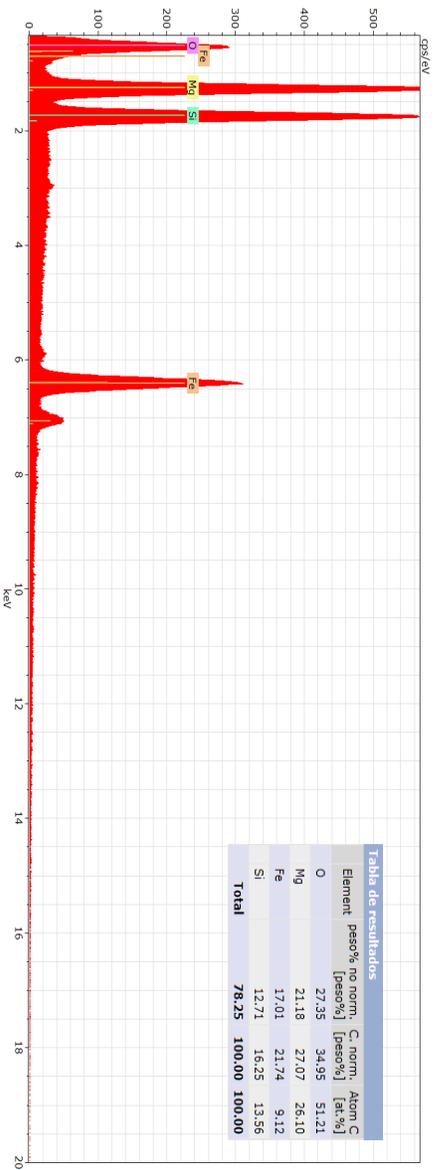
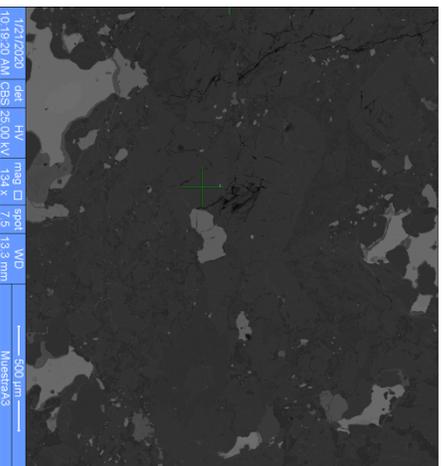
## 2.2.2. Punto RM-3 (olivino)



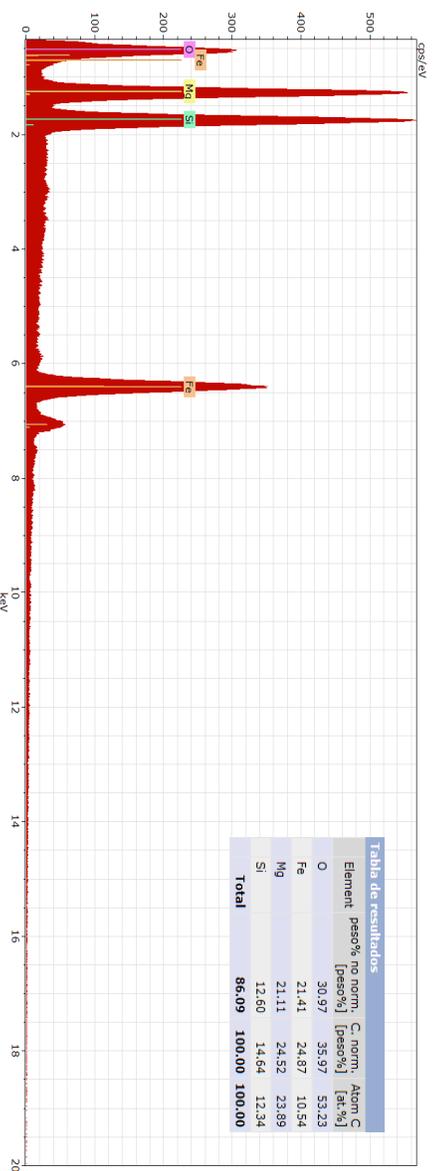
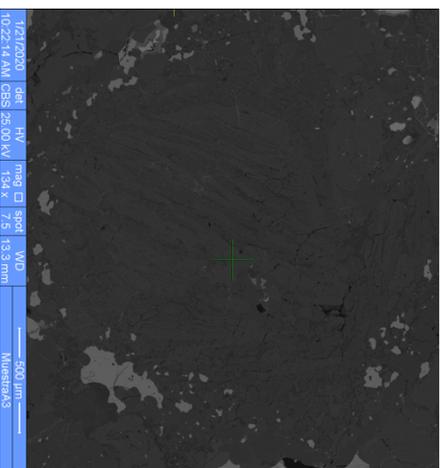
### 2.2.3. Punto RM-6 (olivino)



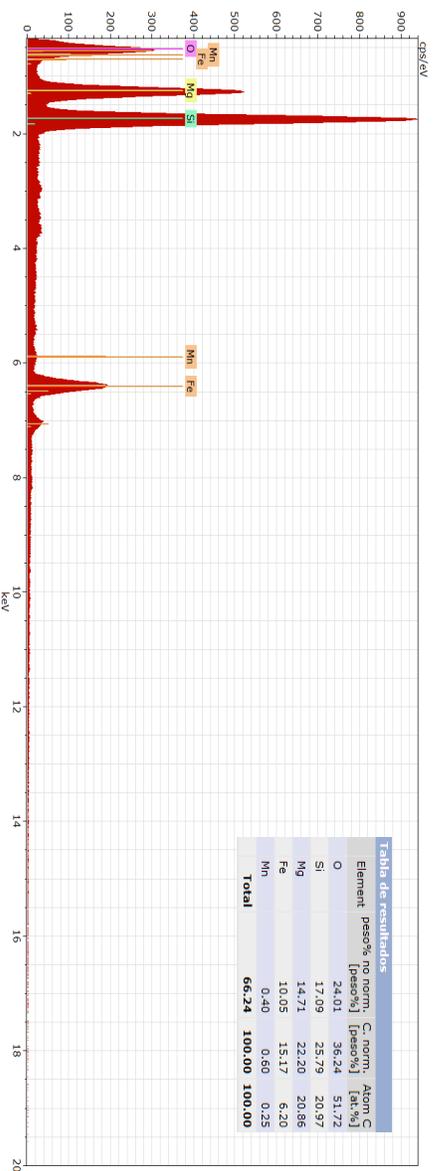
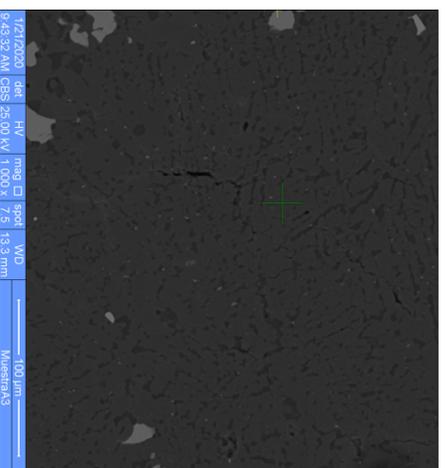
### 2.2.4. Punto RM-9 (olivino)



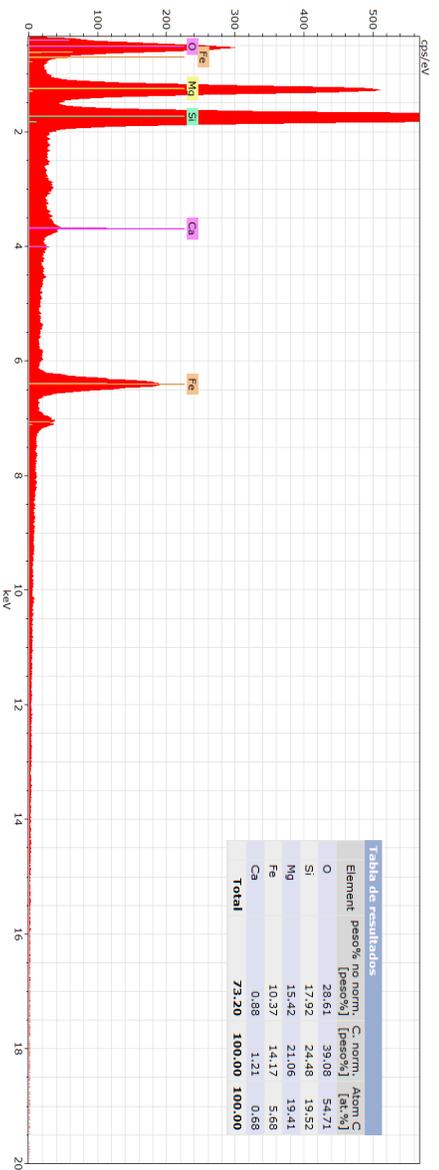
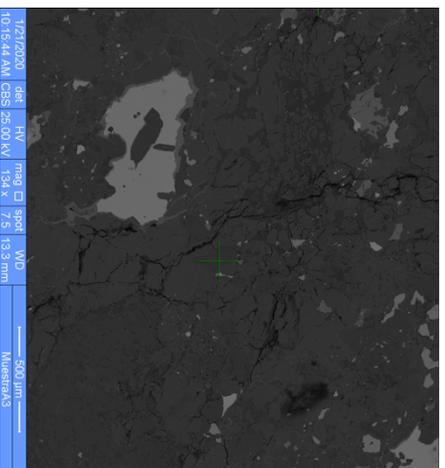
### 2.2.5. Punto RM-10 (olivino)



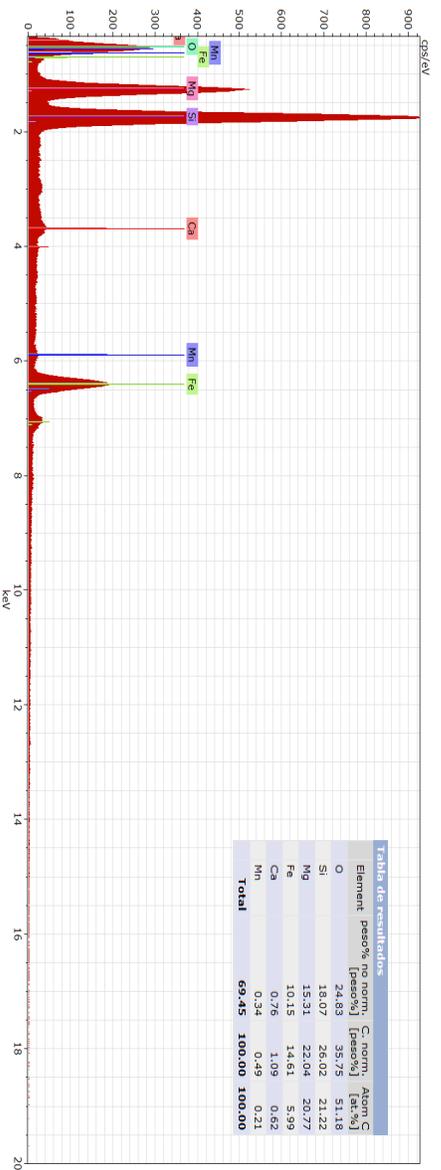
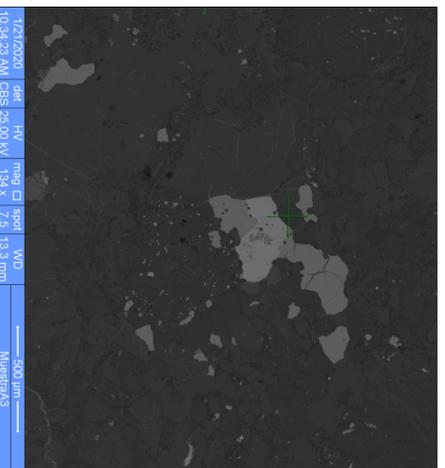
### 2.2.6. Punto RM-4 (piroxeno)



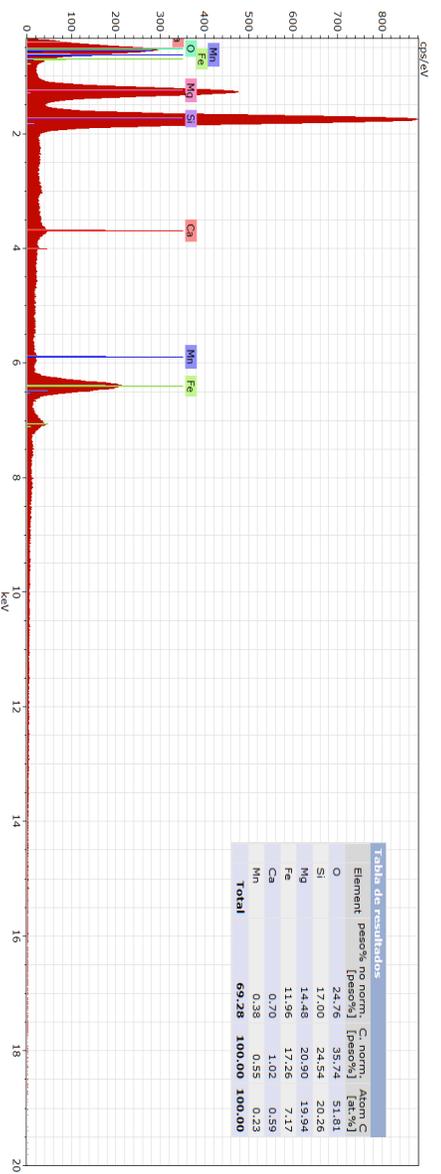
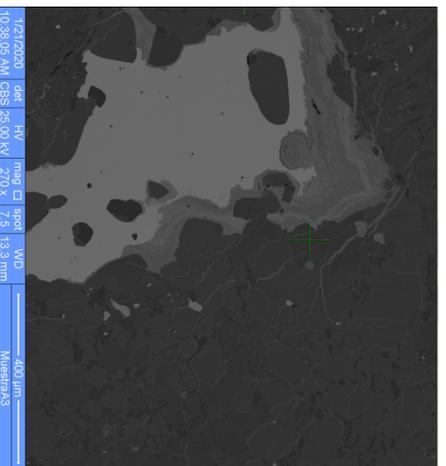
### 2.2.7. Punto RM-8 (piroxeno)



### 2.2.8. Punto RM-11 (piroxeno)



## 2.2.9. Punto RM-12 (piroxeno)



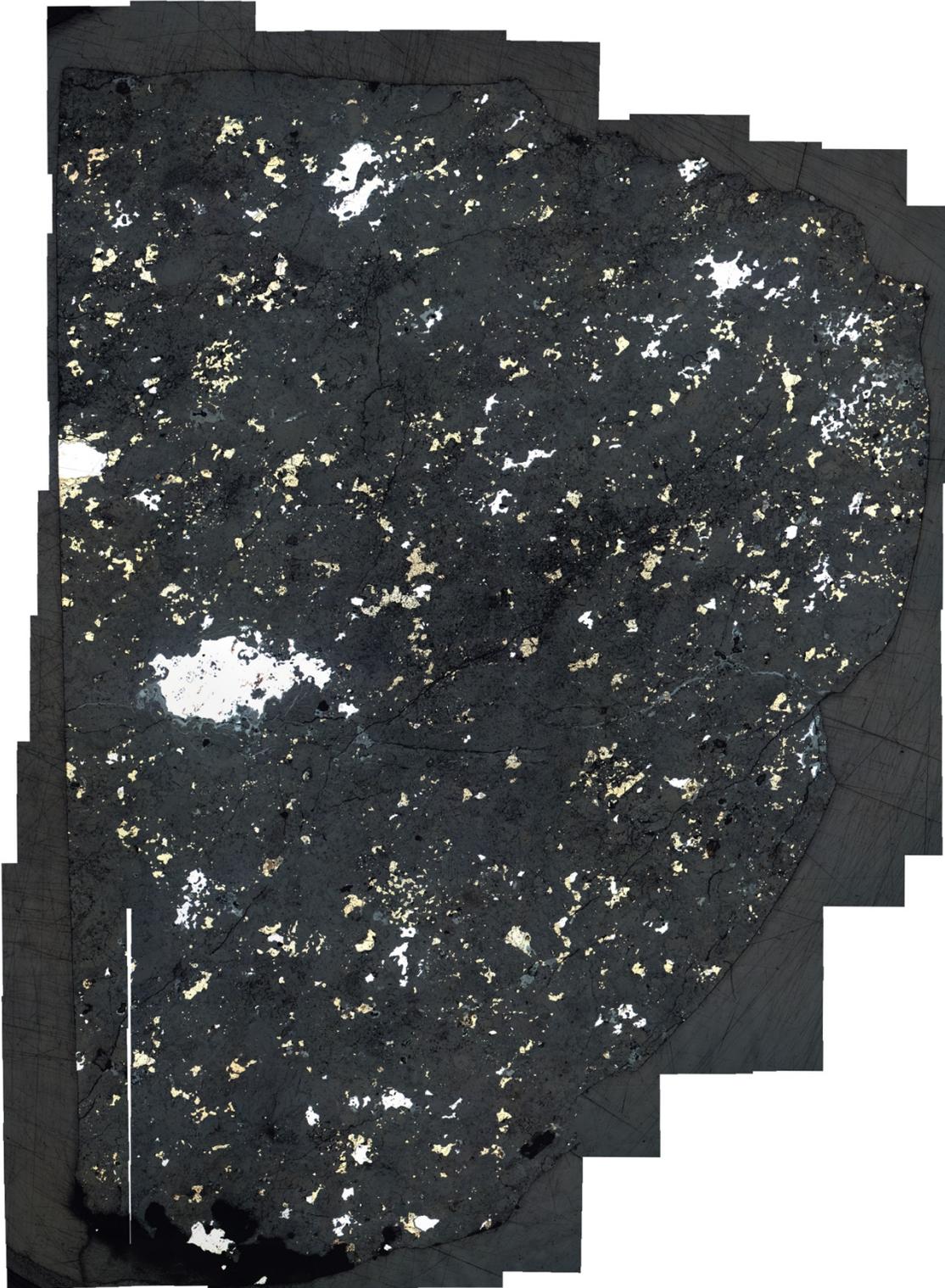
## **ANEXO 2**

MAPA DE FOTOMICROGRAFÍAS DE LOS CORTES  
TRANSPARENTES DE AMBAS MUESTRAS

**2.1. Mapa de fotomicrografías del corte transparente de la muestra PAMPA-A. Tomadas en luz reflejada (LR) y nicols paralelos (NP).**



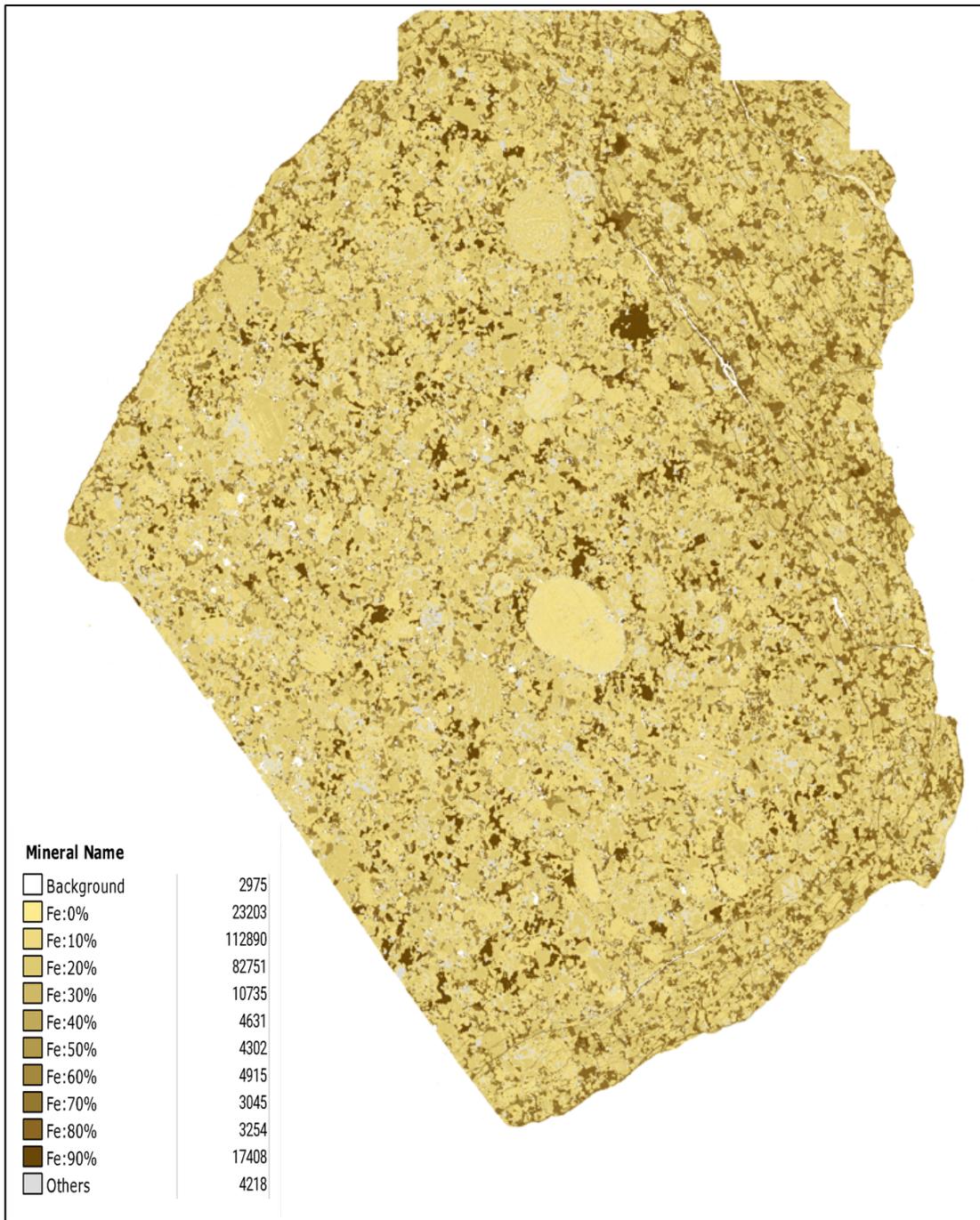
**2.2. Mapa de fotomicrografías del corte transparente de la muestra PAMPA-A. Tomadas en luz reflejada (LR) y nicoles paralelos (NP).**



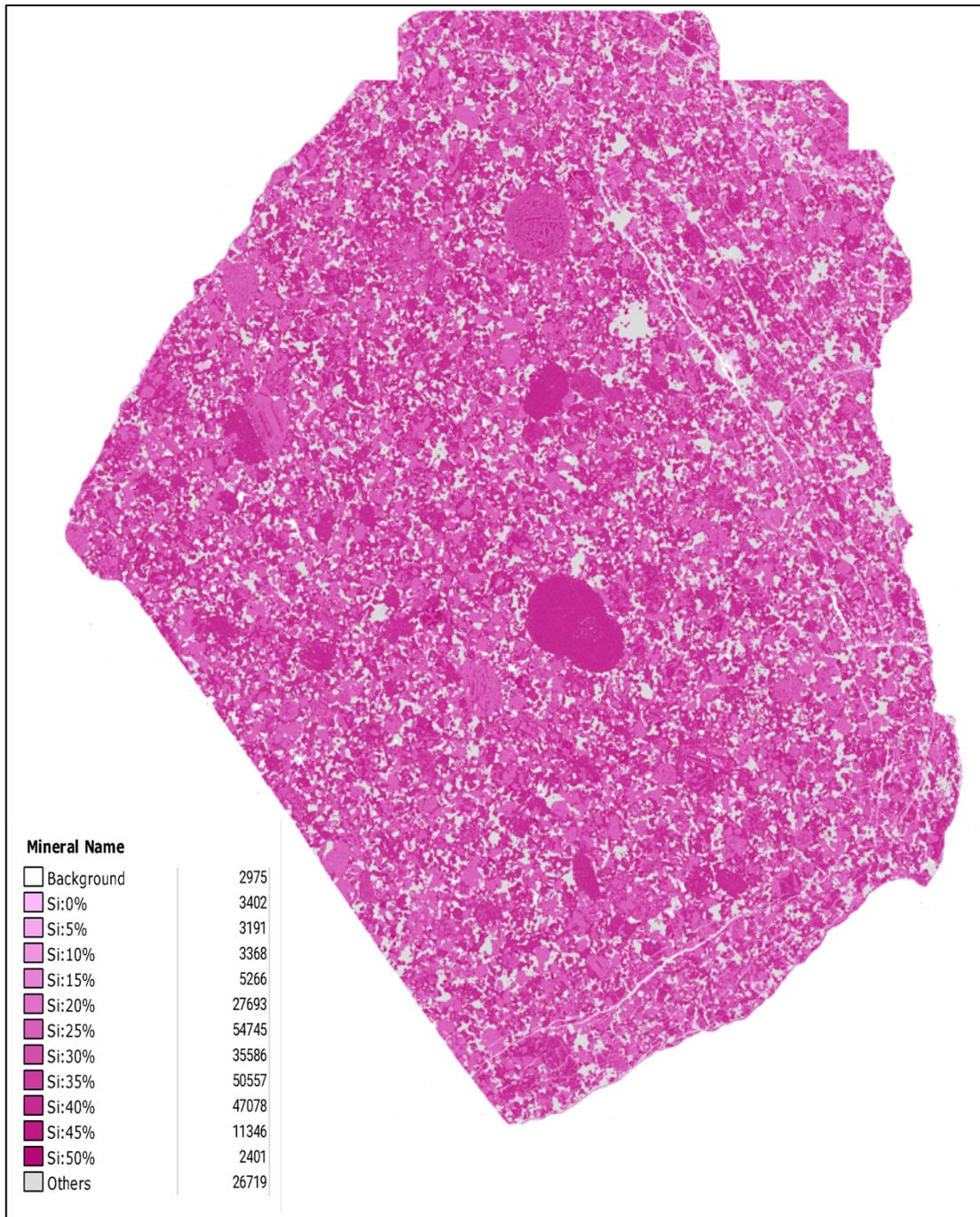
## **ANEXO 3**

**MAPAS EN FALSO COLOR DE LOS APORTES  
ELEMENTALES PARA CADA MUESTRA DE  
METEORITO**

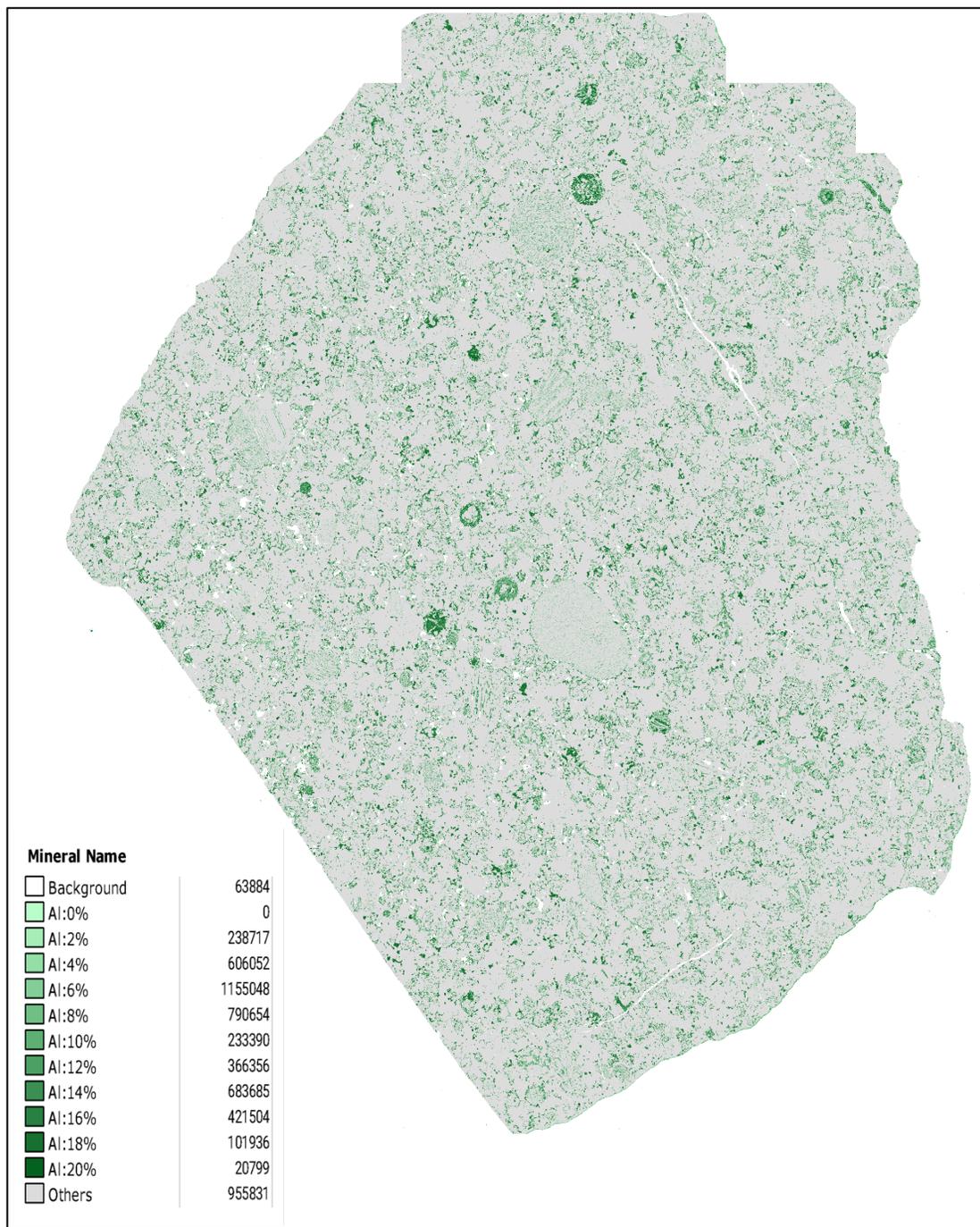
### 3.1. Mapa en falso color del aporte elemental de Fe en PAMPA-A.



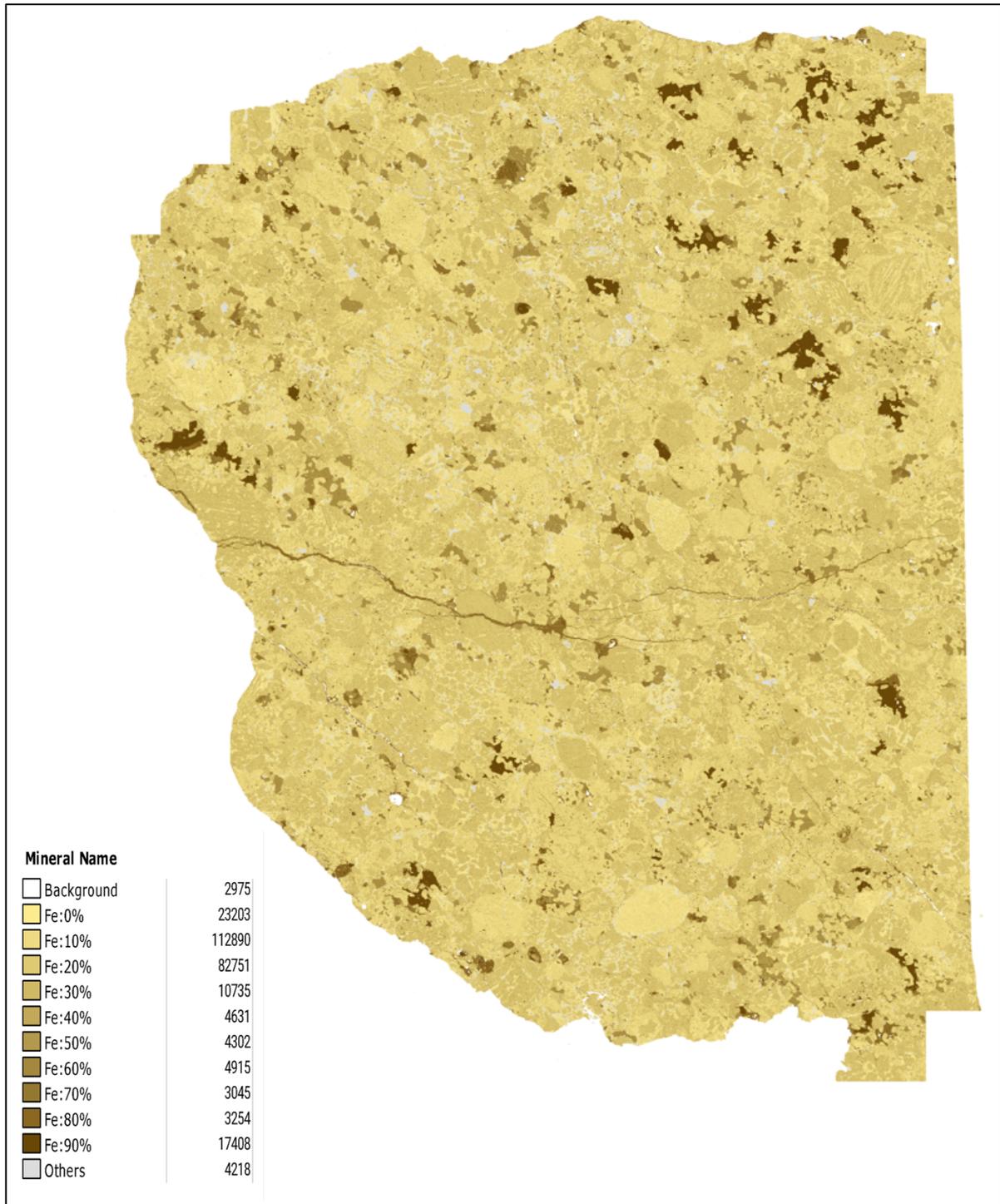
### 3.2. Mapa en falso color del aporte elemental de Si en PAMPA-A.



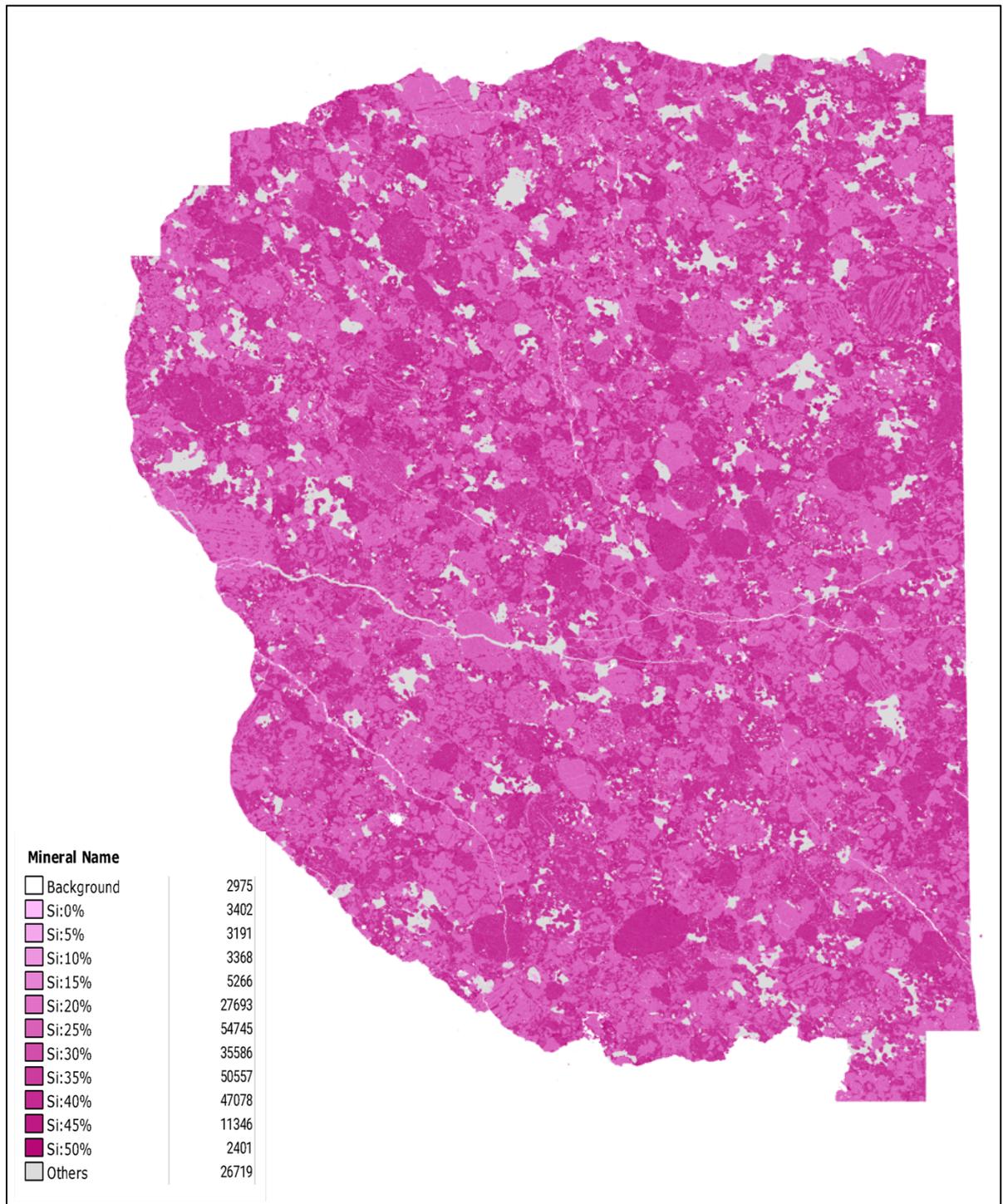
### 3.3. Mapa en falso color del aporte elemental de Al en PAMPA-A.



### 3.4. Mapa en falso color del aporte elemental de Fe en RM-03.



### 3.5. Mapa en falso color del aporte elemental de Si en RM-03.



### 3.6. Mapa en falso color del aporte elemental de Al en RM-03.

