

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

FACULTAD DE C.C. GEOLÓGICAS  
Departamento de Cristalografía y Mineralogía



**MINERALOGÍA, TEXTURAS Y COSMOQUÍMICA DE  
CÓNDRULOS EN CONDRITAS H4, H5, L5 Y LL5**

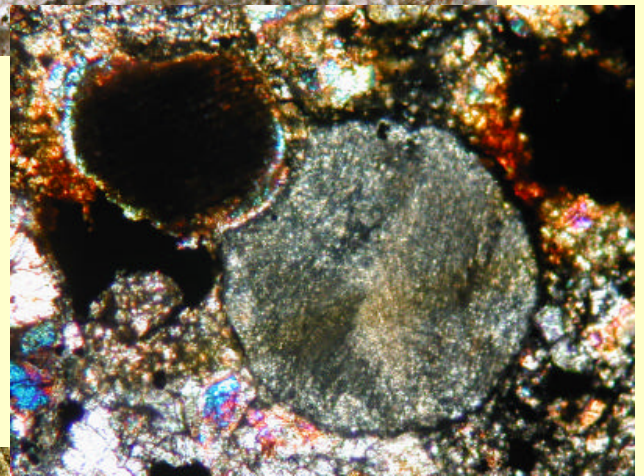
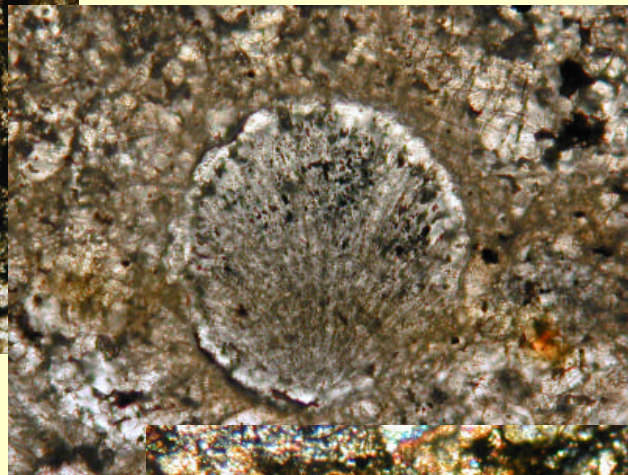
**MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR  
POR María Jesús Muñoz Espadas**

Bajo la dirección de los Doctores:  
Jesús Martínez-Frías  
Rosario Lunar Hernández  
**Madrid, 2003**

**ISBN: 84-669-1784-5**



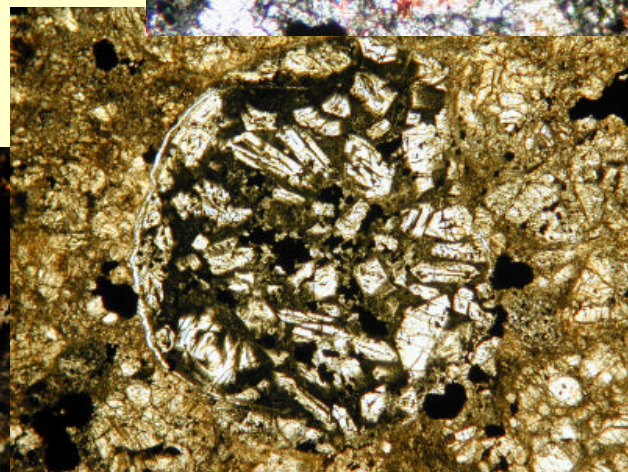
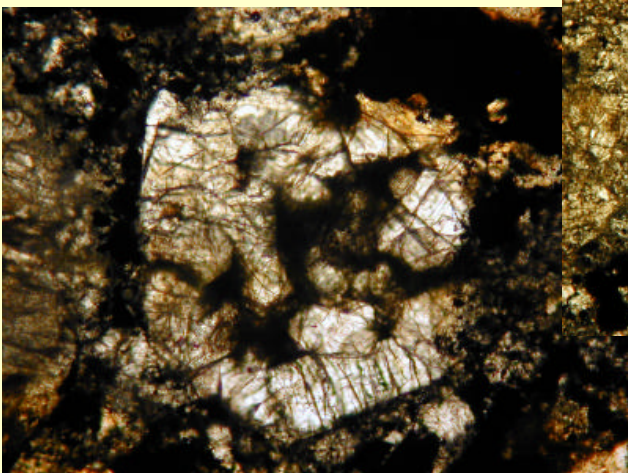
# Mineralogía, Texturas y Cosmoquímica de Cóndrulos en Condritas H4, H5, L5 y LL5



**Tesis Doctoral**

**MARÍA JESÚS MUÑOZ ESPADAS**

**Madrid, 2003**



LABORATORIO DE GEOLOGÍA PLANETARIA  
CENTRO DE ASTROBIOLOGÍA  
CSIC-INTA

DEPARTAMENTO DE CRISTALOGRAFÍA Y MINERALOGÍA  
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS  
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

---

**MINERALOGÍA, TEXTURAS Y  
COSMOQUÍMICA DE CÓNDRULOS EN  
CONDRITAS H4, H5, L5 Y LL5.**

---

Tesis Doctoral

**MARÍA JESÚS MUÑOZ ESPADAS**

Madrid, 2003

LABORATORIO DE GEOLOGÍA PLANETARIA  
CENTRO DE ASTROBIOLOGÍA  
CSIC-INTA

DEPARTAMENTO DE CRISTALOGRAFÍA Y MINERALOGÍA  
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS  
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

---

**MINERALOGÍA, TEXTURAS Y  
COSMOQUÍMICA DE CÓNDRULOS EN  
CONDRIAS H4, H5, L5 Y LL5.**

---

Tesis Doctoral

**MARÍA JESÚS MUÑOZ ESPADAS**

Madrid, 2003

Directores:

**Dr. JESÚS MARTÍNEZ-FRÍAS**  
Laboratorio de Geología Planetaria  
Centro de Astrobiología (CSIC-INTA)  
Asociado al NASA Astrobiology Institute

**Dra. ROSARIO LUNAR HERNÁNDEZ**  
Departamento de Cristalografía y Mineralogía  
Facultad de Ciencias Geológicas  
Universidad Complutense de Madrid

---

# MINERALOGÍA, TEXTURAS Y COSMOQUÍMICA DE CÓNDRULOS EN CONDRITAS H4, H5, L5 Y LL5.

---

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el **Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales** (CSIC) y ha estado financiada por la beca predoctoral FP98-20250393, del Ministerio de Ciencia y Tecnología. También se contó con financiación adicional para desarrollar una estancia de cinco meses en la Universidad Libre (Vrije Universiteit) de Amsterdam, Holanda, durante el año 2000, y para la realización del curso "Impact Stratigraphy" de la European Science Foundation en Coldigioco, Italia, durante el año 2001.

Esta Memoria es presentada por María Jesús Muñoz Espadas para optar al grado de Doctora en Ciencias Geológicas.

Madrid, Marzo de 2003.

La Doctoranda,

María Jesús Muñoz Espadas

Los Directores,

Dr. Jesús Martínez-Frías

Dra. Rosario Lunar Hernández

A mi familia, con gran cariño.

A la sentida memoria del Dr. Ronald D. Vis.

## AGRADECIMIENTOS

Mi más sincero agradecimiento al Dr. Jesús Martínez-Frías y a la Dra. Rosario Lunar Hernández, promotores de esta Tesis Doctoral por su continua dedicación, consejos y supervisión científica. Sobre todo, su amistad a lo largo de los años que he estado trabajando con ellos, perdurará por encima de los datos o conclusiones aportadas en este trabajo de investigación.

Gracias a la Dirección del Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN), en especial al actual director, Alfonso Navas, y a los sucesivos directores del Departamento de Geología de dicho Centro, por haber permitido que desarrollara allí mi actividad.

De la Facultad de Ciencias Geológicas, deseo mostrar mi agradecimiento al Dpto. de Cristalografía y Mineralogía, por la ayuda recibida, y el cariñoso interés que han mostrado muchos de sus miembros por el curso de mis trabajos.

A Javier García Guinea, M<sup>a</sup> Ángeles Bustillo, Alfredo Aparicio y Raúl Benito tengo que agradecerles toda la inapreciable ayuda, conocimientos y consejos que me han aportado y que han sido fundamentales para este trabajo. Alfredo Aparicio, además, me ofreció la cálida hospitalidad de su despacho durante los últimos meses de mi trabajo.

También agradezco a los conservadores de la Colección de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales, que nos proporcionaron las muestras estudiadas en este trabajo de investigación. En concreto, Begoña Sánchez facilitó los ejemplares, y al igual que Javier Sánchez Almazán, aportó información relativa a la historia de dicha Colección, y a los trabajos previos realizados sobre ella.

Agradezco, el apoyo de todos los miembros del Departamento de Geología del MNCN y del centro en general. En concreto, a José Arroyo por sus excelentes trabajos gráficos, al equipo de fotografía del Museo, en especial a Rogelio Sánchez, y a Manuel Castillejo y José Manuel Hontoria, del Laboratorio de Preparación de Muestras

Los análisis de PIXE los realicé en el "Ion Beam Analysis Group" de la Facultad de Ciencias, División de Física y Astronomía, de la Universidad Libre de Amsterdam (Vrije Universiteit, VU). No pude tener mejor anfitrión durante mi estancia. El Dr. Ronald Vis se volcó en mi trabajo, y se tomó un interés personal en que mi estancia fuera a la vez provechosa y agradable. Siento enormemente su temprana pérdida, ocurrida el 9 de mayo de 2001.

Los integrantes del laboratorio se convirtieron en compañeros inolvidables: los técnicos Rob van de Geer y Knud Wiederspahn, los entonces becarios predoctorales Marc Huisman y Eduardo Campos, y los estudiantes Marijn Jongerden y Vaida Auzelyte.

Eduardo Campos merece una mención especial. No tardó en venir a conocer a la "recien llegada", y me animó cuando bien lo necesitaba. Además, él y su esposa me ayudaron generosamente en varios momentos difíciles.

Del personal de la VU, en concreto de la Facultad de Ciencias de la Tierra, he de mencionar al Prof. Dr. Jacques Touret, por sus valiosas recomendaciones, y a Winanda Koot, que preparó mis muestras.

Agradezco su colaboración al personal del Centro de Microscopía Electrónica Luis Bru de la Universidad Complutense de Madrid, y muy en especial a José González del Tánago, Alfredo Fernández Larios y Alfonso Rodríguez A Juan Antonio Martín Rubí, de los Laboratorios del IGME, que realizó los análisis de ICP-OES. Los análisis de Espectroscopía Raman se realizaron gracias a Fernando Rull, de la Universidad de Valladolid. Su inestimable ayuda, junto a la de Antonio Sansano, fueron determinantes para la realización e interpretación de los espectros obtenidos.

Por otra parte, no puedo olvidar a aquellos de mis compañeros en el Museo (y CSIC en general) con los que he llegado a tener una relación más personal. Algunos ya han aparecido en párrafos anteriores por aspectos profesionales, como es el caso de Alfredo, Angelina, Javier, Raúl y Pepe, pero tengo que añadir además los nombres de Carmen, Juan, May, Rafa y Roberto. Escuchándoles he aprendido cosas que no están escritas en ningún libro.

A Eva Flores le agradezco que sigamos siendo buenas amigas, aún después de lo mucho que hemos cambiado con los años. También le debo su buena influencia, que me ha quitado muchas de mis manías.

A mis “fans incondicionales”: Araceli, Cristina, Eva, José Félix, Marta, Óscar, Pedro y Raquel, por su amistad durante tantos años. A Agustín y Martita, por alentarme. Un cariñoso recuerdo para mis amigos en Amsterdam, Jorge y Marinella, por una lista interminable de cosas que se resumen en una: me hicieron feliz. A los chicos de "la minoritaria comunidad hispana en Holanda": Toño, Manuel, Juan, Jaime, Rafa, Alex, Marc y Jorge, por los buenos ratos.

A mis compañeros de aventura de los Departamentos de Cristalografía y Mineralogía, y de Petrología y Geoquímica, en la Facultad de Ciencias Geológicas, en especial Cristina, David, Elena, Iván, José Manuel, Mina, Rosana, Rubén, Ruth y Tomás. De otros Departamentos de la Facultad, a dos buenas compañeras de viajes: Beatriz Chacón y Beatriz García. A los becarios y ex-becarios de los Departamentos de Geología y de Volcanología del Museo, por su compañía y ayuda. En especial Víctor, Quique, Paquita, Sergio, Luis, Javier y Nieves. A Enrique Díaz, del Centro de Astrobiología, siempre ilusionado. De la Universidad de Valladolid, a Aurelio por (pre)ocuparse tanto por mí.

A mis padres, por quererme, apoyarme, aguantarme,... y por lo que previsiblemente les queda. A mi hermano Pedro, por demostrarme, siempre que hace falta, que en el fondo las cosas son muy simples.



## RESUMEN

Los cóndrulos son elementos singulares y complejos de los meteoritos condriticos. Se trata de esferas generalmente submilimétricas de distintas composiciones, mineralogías y texturas, cuyo origen aún no está completamente aclarado. La abundancia de los cóndrulos varía entre los distintos grupos de condritas, pero puede alcanzar hasta un 70% en volumen en las condritas ordinarias, el grupo más abundante (93,5% de las condritas caídas). Puede decirse, por tanto, que una gran parte de la materia sólida de la nebulosa solar primitiva ha llegado a nosotros en forma de cóndrulos.

Las condritas son meteoritos no diferenciados, lo que significa que no han experimentado fusión tras su formación por acreción, hace unos 4.555 millones de años, y sus características revelan las condiciones en que se formaron en la nebulosa solar primitiva. Sin embargo, la mayor parte de ellas han estado sometidas a modificaciones por procesos secundarios en su cuerpo padre asteroidal. Estos procesos son metamorfismo térmico, metamorfismo de choque y alteración acuosa, y han actuado tanto sobre las condritas en su conjunto como sobre los propios cóndrulos.

Con el objetivo de establecer cómo y en qué extensión han actuado dichos procesos sobre los cóndrulos, en este trabajo se han estudiado textural y composicionalmente distintos tipos de cóndrulos, seleccionados en varias condritas ordinarias equilibradas: Cañellas H4, Olmedilla de Alarcón H5, Reliegos L5 y Olivenza LL5. Se trata de ejemplares de la Colección de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, procedentes de caídas ocurridas en España.

Para su estudio, además de las técnicas descriptivas y analíticas que se emplean ya de forma habitual en cualquier estudio mineralógico y petrológico, se ha contado con la posibilidad de realizar análisis de PIXE y de Espectroscopía Raman, siendo esta la primera vez que se aplican dichas técnicas en una tesis doctoral sobre materiales meteoríticos en nuestro país.

Todas las condritas muestran los efectos texturales del metamorfismo de impacto, y se las ha clasificado como grados S3 (Cañellas y Olivenza) y S4 (Olmedilla de Alarcón y Reliegos). Estos grados corresponden a intensidades débiles a moderadas, por lo que el metamorfismo de impacto no ha debido producir empobrecimientos significativos en el contenido de elementos volátiles de las condritas y sus cóndrulos. En los espectros Raman realizados sobre los olivinos y piroxenos de las muestras se aprecia un desplazamiento de los picos y un aumento de su anchura, respecto a los espectros de minerales no impactados. Estas diferencias son atribuibles a la existencia de un cierto desorden en la estructura cristalina de los mismos.

Como consecuencia del metamorfismo térmico, las condritas se han recristalizado, los bordes de los cóndrulos han perdido nitidez, y se ha desvitrificado su mesostasia. Las composiciones minerales, además, son muy homogéneas. Los diagramas de distribución de los elementos en las condritas muestran secuencias en las abundancias según  $H > L > LL$  y litófilos  $\geq$  siderófilos  $>$  calcófilos. El patrón de distribución de los elementos litófilos tiende a ser plano, salvo para los litófilos

moderadamente móviles (Mn, Na, K) que describen una trayectoria ascendente. Los elementos siderófilos muestran una tendencia ascendente con el aumento de la movilidad, mientras que las abundancias de los calcófilos descienden con la movilidad. Las citadas secuencias coinciden con las observadas en condritas no equilibradas por lo que dichos patrones deben tener un origen nebular, y no sufren modificaciones sustanciales bajo el efecto del metamorfismo térmico.

Las abundancias elementales de los cóndrulos seleccionados de cada condrita mantienen la secuencia litófilos  $\geq$  siderófilos  $>$  calcófilos, pero no existe diferencia entre los cóndrulos según el tipo de condrita ordinaria de la que proceden (H, L o LL). Las diferencias en las abundancias de determinados elementos en cóndrulos concretos tampoco se muestran condicionada por la condrita de la que proceden, ni por la textura y mineralogía del propio cóndrulo. Entre los elementos litófilos, las abundancias descienden desde los más refractarios, hasta aquellos con movilidades intermedias. Entre los siderófilos y calcófilos también se observan ese tipo de empobrecimientos con el aumento de la movilidad. La distribución de los elementos en el interior de los cóndrulos está gobernada por la mineralogía de los mismos. De esta forma, los elementos siderófilos se concentran principalmente en los granos de aleación metálica. La mesostasia está muy enriquecida en Ca, K, Al, Sr y Ga, mientras que Cr, V y Ti se alojan preferentemente en las cromitas.

Por último, la alteración acuosa es el proceso que menos ha afectado a las condritas. Sus efectos se aprecian únicamente por los zonados en elementos como Ca, K, Fe, Mn y Si que aparecen en el borde de algunos cóndrulos con texturas de grano fino (radiales de piroxeno), y en la mesostasia de cóndrulos porfídicos.

## ABSTRACT

Chondrules are unique and complex elements in chondritic meteorites. They are spherules, generally submillimetric in size, with different compositions, mineralogy and textures. Presently, their origin is not fully understood. Their abundance varies among the different groups of chondrites, but it may reach a 70% in volume for the ordinary chondrites, the largest group (93,5% of chondrite falls). Therefore, it can be said that a major amount of the solid matter in the early solar nebula has survived as chondrules.

Chondrites are undifferentiated meteorites, which means that they have not undergone fusion after they formed by accretion, about 4.55 Ga ago. Consequently, their characteristics reveal the primary or nebular processes in the early Solar System. However, secondary processes in their parent body have modified most chondrites. Those processes are: thermal metamorphism, shock metamorphism and aqueous alteration. They affected both the chondrite as a whole and chondrules.

With the aim to establish how and in what extension those processes modified them, different types of chondrules were selected for textural and compositional study from various equilibrated ordinary chondrites Cañellas H4, Olmedilla de Alarcón H5, Reliegos L5 y Olivenza LL5. The specimens were provided by the Geology Collection at the Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, and correspond to Spanish falls.

Apart from the conventional mineralogical and petrologic descriptive and analytical techniques, PIXE and microRaman studies were performed on the samples. This is the first time such techniques are used on meteorites in a Spanish Ph. D. research.

All the studied chondrites show the textural effects of shock metamorphism, and have been classified as grade S3 (Cañellas y Olivenza) and S4 (Olmedilla de Alarcón y Reliegos). Such grades correspond to weak to moderate intensities. Therefore, shock metamorphism is unlikely to have caused appreciable depletion in the content of volatile elements in the chondrites and their chondrules. The Raman spectra of olivines and pyroxenes show a shift of the peaks and an increase in their width, when compared with the spectra of unshocked minerals. These differences can be attributed to the disordering of their structure.

As a result of the action of the thermal metamorphism, chondrites appear recrystallized, chondrule's rims are poorly defined and their mesostasis became devitrified. Mineral compositions are, in addition, homogenized. The elemental abundances in bulk chondrites show two patterns:  $H > L > LL$  and lithophiles  $\geq$  siderophiles  $>$  chalcophiles. The pattern for the lithophile elements is flat, save for the moderately mobile ones (Mn, Na, K) which describe a rising path. Siderophile elements abundances increase with mobility, while the chalcophiles decrease. Such patterns agree with those previously observed in unequilibrated chondrites. Therefore, they must have nebular origin, and don't experience extensive modification under the conditions of thermal metamorphism.

The elemental abundances of selected chondrules from each chondrite keeps the general pattern lithophiles  $\geq$  siderophiles  $>$  chalcophiles, but no difference is detected regarding the type of ordinary chondrite they come from (H, L or LL). The differences in the abundances of certain elements in some of the chondrules cannot be accounted by differences in their mineralogy and texture. Among the lithophiles, abundances decrease from the more refractory elements, to those with moderate mobilities. Siderophile and chalcophiles also show depletion with increasing mobility. The distribution of the elements inside the chondrules is ruled by their mineralogy. Thus, siderophile elements concentrate mainly at the Fe-Ni grains. Mesostasis is very enriched in Ca, K, Al, Sr and Ga, while Cr, V and Ti are preferentially hosted by chromites.

Finally, aqueous alteration is the process which has lesser modified these chondrites. Their effects are restricted to the zoning in elements such as Ca, K, Fe, Mn and Si at the rim of fine-textured chondrules (radiated pyroxene), and the mesostasis of some porphyritic chondrules.

# ÍNDICE

<b>AGRADECIMIENTOS</b>	<b>IX</b>
<b>RESUMEN / ABSTRACT</b>	<b>IX</b>
<b>ÍNDICE</b>	<b>XV</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN.</b>	<b>1</b>
<b>1.1 La colección de meteoritos del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid.</b>	<b>3</b>
<b>1.2 Importancia de los meteoritos.</b>	<b>5</b>
<b>1.3 Objetivos, plan de trabajo y métodos de estudio.</b>	<b>11</b>
<b>2. LAS CONDRITAS.</b>	<b>13</b>
<b>2.1 Tipos de condritas y sus características.</b>	<b>15</b>
<b>2.2 Evolución petrológica y geoquímica.</b>	<b>21</b>
<b>2.2.1 Rasgos primarios o nebulares.</b>	<b>21</b>
<b>2.2.2 Procesos secundarios o asteroidales.</b>	<b>23</b>
2.2.2.1 <i>Alteración acuosa.</i>	<b>24</b>
2.2.2.2 <i>Metamorfismo térmico.</i>	<b>25</b>
2.2.2.3 <i>Metamorfismo de choque.</i>	<b>28</b>
<b>2.2.3 Dataciones isotópicas en condritas.</b>	<b>32</b>
<b>2.3 Tipos de cóndrulos.</b>	<b>34</b>
<b>2.3.1 Clasificaciones de los cóndrulos ferromagnesianos.</b>	<b>35</b>
2.3.1.1 <i>Clasificación textural.</i>	<b>36</b>
2.3.1.2 <i>Clasificaciones composicionales.</i>	<b>38</b>
<b>2.4 El origen de los cóndrulos.</b>	<b>44</b>
<b>2.5 Reconocimiento de firmas condriticas en materiales terrestres.</b>	<b>46</b>
2.5.1 <i>Elementos traza siderófilos.</i>	<b>47</b>
2.5.2 <i>Sistema isotópico Re-Os.</i>	<b>48</b>
2.5.3 <i>Sistema isotópico Mn-Cr.</i>	<b>52</b>
<b>3. TÉCNICAS DE ESTUDIO.</b>	<b>57</b>
<b>3.1 Microscopía de luz transmitida y reflejada.</b>	<b>59</b>
<b>3.2 Espectroscopía Raman.</b>	<b>59</b>
<b>3.3 Espectrometría de emisión óptica por plasma acoplado inductivamente- (ICP-OES).</b>	<b>61</b>
<b>3.4 Microscopio electrónico de barrido (SEM).</b>	<b>63</b>

<b>3.5</b>	<b>Microsonda electrónica.</b>	<b>63</b>
<b>3.6</b>	<b>Emisión de rayos X inducida por protones (PIXE).</b>	<b>64</b>
3.6.1	<i>Comparación de PIXE con otras técnicas.</i>	68
3.6.2	<i>Muestra.</i>	69
3.6.3	<i>Partes del equipo.</i>	69
3.6.4	<i>Formalismo de PIXE.</i>	74
3.6.5	<i>Correcciones de la matriz analítica.</i>	76
3.6.6	<i>Patrones internos.</i>	76
3.6.7	<i>Patrones externos.</i>	77
3.6.8	<i>Monitor de carga.</i>	78
3.6.9	<i>Calibración.</i>	79
3.6.10	<i>Límites de detección mínimos para PIXE.</i>	81
<b>4.</b>	<b>DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA Y COMPOSICIONAL DE LAS MUESTRAS.</b>	<b>83</b>
<b>4.1</b>	<b>Antecedentes y revisión de los estudios realizados.</b>	<b>88</b>
4.1.1	<i>Cañellas H4.</i>	88
4.1.2	<i>Olmedilla de Alarcón H5.</i>	89
4.1.3	<i>Reliegos L5.</i>	90
4.1.4	<i>Olivenza LL5.</i>	91
<b>4.2</b>	<b>Trabajos de esta Tesis sobre las condritas Cañellas, Olmedilla de Alarcón, Reliegos y Olivenza.</b>	<b>94</b>
4.2.1	<i>Cañellas H4.</i>	94
4.2.2	<i>Olmedilla de Alarcón H5.</i>	107
4.2.3	<i>Reliegos L5.</i>	114
4.2.4	<i>Olivenza LL5.</i>	122
<b>4.3</b>	<b>Descripción de cóndrulos seleccionados para sus análisis mediante SEM y PIXE.</b>	<b>131</b>
4.3.1	<i>Cañellas H4.</i>	136
4.3.2	<i>Olmedilla de Alarcón H5.</i>	147
4.3.3	<i>Reliegos L5.</i>	152
4.3.4	<i>Olivenza LL5.</i>	156
<b>5.</b>	<b>PROCESOS SECUNDARIOS REGISTRADOS EN LAS CONDRITAS ORDINARIAS CAÑELLAS H4, OLMEDILLA DE ALARCÓN H5, RELIEGOS L5 Y OLIVENZA LL5.</b>	<b>163</b>
<b>5.1</b>	<b>Metamorfismo de choque.</b>	<b>165</b>
5.1.1	<i>Reflejo de las deformaciones en los espectros Raman</i>	171
<b>5.2</b>	<b>Metamorfismo térmico.</b>	<b>176</b>

5.2.1	<i>Comportamiento geoquímico de los elementos en las condritas ordinarias.</i>	176
5.2.2	<i>Diagramas de distribución de elementos en las condritas y en sus cóndrulos.</i>	180
5.2.3	<i>Efecto del metamorfismo térmico en los cóndrulos.</i>	193
5.2.4	<i>Correlaciones entre elementos en los cóndrulos.</i>	194
5.2.5	<i>Perfiles composicionales en los cóndrulos.</i>	198
5.2.5.1	<i>Cañellas H4.</i>	199
5.2.5.2	<i>Olmedilla de Alarcón H5.</i>	211
5.2.5.3	<i>Reliegos L5.</i>	223
5.2.5.4	<i>Olivenza LL5.</i>	235
5.3	<b>Alteración acuosa.</b>	245
6.	<b>CONCLUSIONES.</b>	249
	<b>APÉNDICES.</b>	257
	<b>Apéndice 1:</b> Espectros Raman realizados sobre las muestras de mano de las condritas, y fotos del punto en el que se enfocó el láser.	259
	<b>Apéndice 2:</b> Espectros de rayos X de los cóndrulos seleccionados, obtenidos mediante PIXE.	271
	<b>Apéndice 3:</b> Concentraciones elementales en cóndrulos seleccionados, calculadas mediante GUPIX a partir de los espectros PIXE.	277
	<b>Apéndice 4:</b> Lista de figuras.	283
	<b>Apéndice 5:</b> Lista de tablas.	290
	<b>REFERENCIAS.</b>	295

# **CAPÍTULO 1**





## 1. INTRODUCCIÓN.

### 1.1 La colección de meteoritos del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid.

Las muestras de condritas estudiadas en esta tesis proceden de la colección de meteoritos del Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN). Dicha colección fue organizada por el Marqués del Socorro, durante la segunda mitad del siglo XIX (1866-1882), tomando como base algunos ejemplares antiguos que se encontraban en el Museo, y algunos cambios y compras que logró hacer. En 1886, según datos de Fernández Navarro (1929), la colección constaba de 68 piezas, que representaban 64 ejemplares. Cuando Salvador Calderón se hizo cargo de la sección de Mineralogía (1901-1910), se prestó especial atención a los meteoritos, cuyo número aumentó rápidamente, en gran parte, por el donativo de su colección particular. En un catálogo de 1916, figuran ya 99 piezas de 94 ejemplares. En 1923 el Museo poseía 168 meteoritos, representantes de 131 caídas y hallazgos, número que ha seguido aumentando hasta nuestros días. El inventario de King *et al.* (1986) reflejaba 127 especímenes de más de 155 meteoritos. Tres años después se publicó una revisión específica de los meteoritos españoles (Martinez-Frias *et al.* 1989b). El catálogo recopilado por Muñoz-Espadas *et al.* (2002) recoge 88 lititos, 56 sideritos, y 13 siderolitos, así como 14 tectitas. La última edición del Catálogo de Meteoritos (Grady, 2000) recoge 26 meteoritos españoles. De ellos, 20 están representados en la colección del MNCN: 17 condritas, 2 sideritos y 1 siderolito (Tabla 1.1). En Barreiro (1990) aparecen detalles más concretos sobre el momento y las circunstancias de la obtención de muchos ejemplares.

Los primeros estudios sobre los meteoritos de la colección son de finales del siglo XIX y principios y mediados del siglo XX, entre los que destacan los de Solano y Eulate (1871), De Luanco (1874), Calderón (1894), Calderón y Quiroga (1893), Gredilla (1896), Calderón y Rodríguez Moruelo (1900), Faura y Sans (1922), Fernández Navarro (1923, 1924, 1929a y b), Cardoso (1934), Gómez de Llarena y Rodríguez Arango (1950), Paluzie Borrell (1951) y Pérez Mateos (1954).

**Tabla 1.1:** Inventario de los meteoritos españoles.

Nombre	Tipo	Provincia	Hallazgo /Caída	Fecha
<b>- Representados en la Colección del MNCN</b>				
Barea	Mesosiderito	La Rioja	Caída	4-jul-1842
Cabezo de Mayo	L6	Murcia	Caída	18-ago-1870
Cañellas	H4	Barcelona	Caída	14-may-1861
Cangas de Onís	H5	Oviedo	Caída	6-dic-1866
Colomera	Octaedrita	Granada	Hallazgo	5-nov-1912
Garraf	L6	Barcelona	Hallazgo	1905
Gerona	H5	Gerona	Hallazgo	1899
Guareña	H6	Badajoz	Caída	20-jul-1892
Los Martínez	L6	Murcia	Caída	May-1894
Madrid	L6	Madrid	Caída	10-feb-1896
Molina de Segura	H5	Murcia	Caída	24-dic-1858
Nulles	H6	Tarragona	Caída	5-nov-1851
Ojuelos Altos	L6	Córdoba	Caída	10-dic-1926
Olivenza	LL5	Badajoz	Caída	19-jun-1924
Olmedilla de Alarcón	H5	Cuenca	Caída	26-feb-1929
Oviedo	H5	Oviedo	Caída	5-ago-1856
Quesa	Octaedrita	Valencia	Caída	1-ago-1898
Reliegos	L5	León	Caída	28-dic-1947
Sena	H4	Huesca	Caída	17-nov-1773
Sevilla	LL4-6	Sevilla	Caída	1-nov-1862
<b>- Meteoritos no representados en la Colección</b>				
Berlanguillas	L6	Burgos	Caída	8-jul-1811
Roda	Diogenita	Huesca	Caída	1871
Valencia	H5	Valencia	Hallazgo	
<b>- Meteoritos no localizados</b>				
Barcelona	Litito	Barcelona	Caída	25-dic-1704
Majorca	Siderito	Baleares	Caída	17-jul-1935
Oliva-Gandía	Litito	Valencia	Caída	26-may-1520
<b>- Pseudometeorito</b>				
Getafe		Madrid	Caída	20-jun-1994

En tiempos más recientes destacan el inventario publicado por King *et al.* (1986), y los posteriores trabajos de Williams *et al.* (1985, 1986) sobre Nulles y Cangas de Onís, y Keil *et al.* (1986), Casanova *et al.* (1987, 1990), Brearley *et al.* (1990) y McCoy *et al.* (1990) sobre los meteoritos de Oviedo, Cabezo de Mayo, Sevilla, Gerona,

Cañellas, Madrid, Los Martínez, Guareña, Olmedilla de Alarcón, Reliegos y Molina de Segura. Dichos estudios formaron parte de un programa llevado a cabo por un Comité Español-Norteamericano.

Otros estudios realizados por investigadores españoles comprenden trabajos históricos sobre los fenómenos de caída (Alcalá y Martín Escorza, 1996, 2000; Ordaz *et al.*, 1999); estudios petrológicos y geoquímicos (Martínez-Frías *et al.*, 1989a; Llorca Piqué, 1997); y datación isotópica (Sanz y Wasserburg, 1969; Sanz *et al.*, 1970).

El último meteorito español aprobado y reconocido en el Meteoritical Bulletin (Grossman, 1998) – el único en 50 años – es Valencia H5 (Muñoz Sanz, 1997; Muñoz Sanz *et al.*, 1998). Su estudio se llevó a cabo en el MNCN y en la Universidad Complutense de Madrid. El espécimen, sin embargo, no se encuentra en la Colección, sino en la Universidad de Valencia.

Sólo ha habido una adquisición en tiempos recientes. En 1994 cayó un supuesto meteorito en la ciudad de Getafe (al sur de Madrid). Su estudio indica que aunque las circunstancias de su caída están bien documentadas, sus características petrológicas y geoquímicas no coinciden con la de ningún meteorito previamente clasificado (es una roca ultrarrefractaria rica en larnita) (Martínez-Frías, 1998; Martínez-Frías *et al.*, 1999). Por ello se ha clasificado como “pseudometeorito”.

## **1.2 Importancia de los meteoritos.**

Entre las toneladas de material extraterrestre que alcanzan la superficie de la Tierra cada día, apenas el 1% es recuperado. Este material comprende fragmentos de asteroides, así como rocas de la Luna y de Marte, y polvo interplanetario y cometario. Se llama meteoritos a los fragmentos de asteroides y planetas que viajan por el espacio, y chocan contra la superficie de la Tierra o de otro cuerpo planetario, donde son recuperados. La masa de los mismos varía entre unos pocos gramos y decenas de toneladas. Los de mayor tamaño son los responsables de la formación grande cráteres de impacto. Se han observado y recogido meteoritos durante miles de años. Su investigación científica se ha llevado a cabo desde hace más de 200 años (ej.: Chladni,

1794), si bien no se reconoció su origen extraterrestre hasta que J.B. Biot investigara la lluvia de meteoritos de L'Aigle (Francia) en 1803.

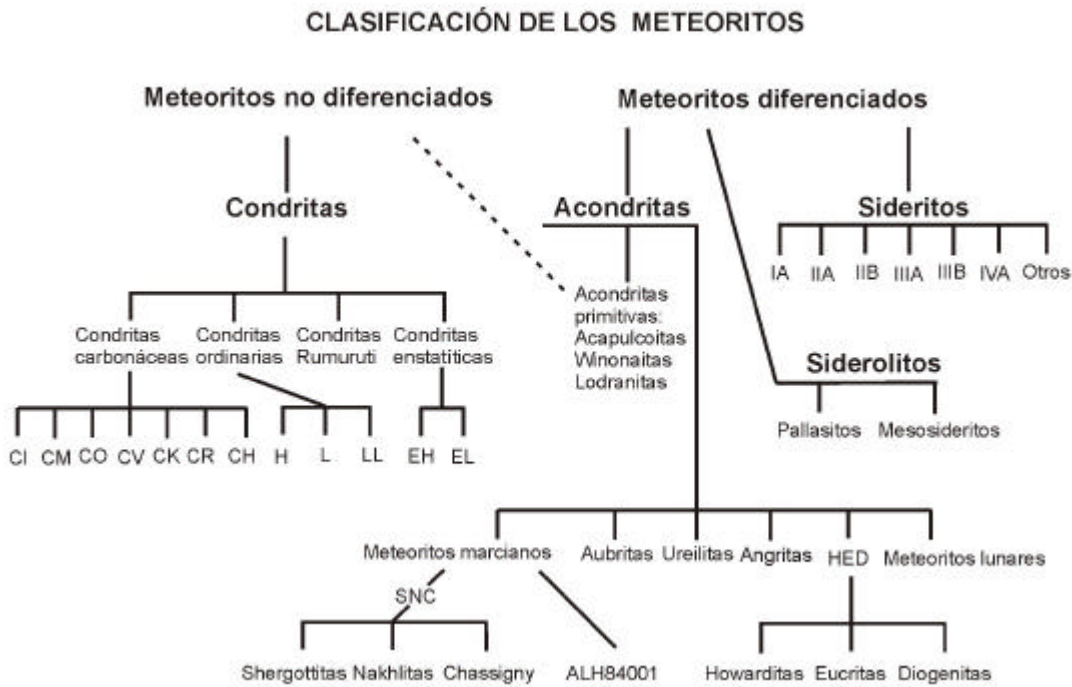
A medida que el meteorito cae puede fragmentarse, depositándose los fragmentos en un área denominada elipse de dispersión. Un meteorito que se observa chocar contra el suelo se denomina "caída", mientras que uno descubierto más tarde se conoce como "hallazgo". A fecha de diciembre 1999 se ha observado caer unos 1.000 meteoritos (Grady, 2000), aunque esto solo representa una pequeña fracción de los objetos que nos llegan, la mayoría de los cuales se precipitan a los océanos o en áreas despobladas. Al contrario, se han encontrado más de 20.000 meteoritos, muchos de ellos a partir de 1969, cuando se descubrió que éstos se acumulan y conservan en cantidad en las superficies heladas de la Antártida, y en desiertos como los del norte de África.

El principal propósito de las clasificaciones de meteoritos es repartirlos en grupos de objetos similares que permitan comprender mejor su origen y relaciones. Una clasificación antigua, pero todavía muy utilizada, es la que los presenta en tres grandes grupos, de acuerdo con su abundancia modal en metal: los féreos o sideritos, los petroféreos o siderolitos y los pétreos o lititos o aerolitos (Fig. 1.1). Según el número de caídas observadas, los lititos parecen ser unas quince veces más abundantes en el Sistema Solar que los sideritos y los siderolitos (Tabla 1.2). No obstante, la proporción real es probablemente incluso mayor, ya que los lititos tienden a ser más friables (desmenuzables), que los meteoritos con componente metálico, y a desintegrarse más rápidamente en la atmósfera. Sin embargo, los meteoritos pétreos tienden a estar poco representados en los catálogos, por ser semejantes a las rocas terrestres, y también más susceptibles de meteorizarse (Ridpath, 1999).

Esta clasificación aparece ampliamente citada en la bibliografía. Sin embargo no contiene ninguna información sobre su proceso de formación. Por ejemplo, en el término litito quedan agrupados los meteoritos asteroidales (condritas y acondritas) junto a los lunares y los marcianos. Es por ello que se ha propuesto una clasificación alternativa (Bischoff, 2001a, b; fig. 1.1), con dos divisiones principales: meteoritos "diferenciados" y "no diferenciados". En ella se considera el origen y evolución de las rocas.

**Tabla 1.2:** Proporciones relativas de los distintos tipos de meteoritos (Dodd, 1981; McSween, 1999; Grady, 2000).

	Caídas	Hallazgos	Caídas %	Hallazgos % (excluyendo desiertos fríos y cálidos)
Lititos: condritas	20574	940	86	51
Lititos: acondritas			8	1
Siderolitos	104	12	1	5
Sideritos	817	48	5	43
Desconocidos	7	5		
Total	21502	1005		



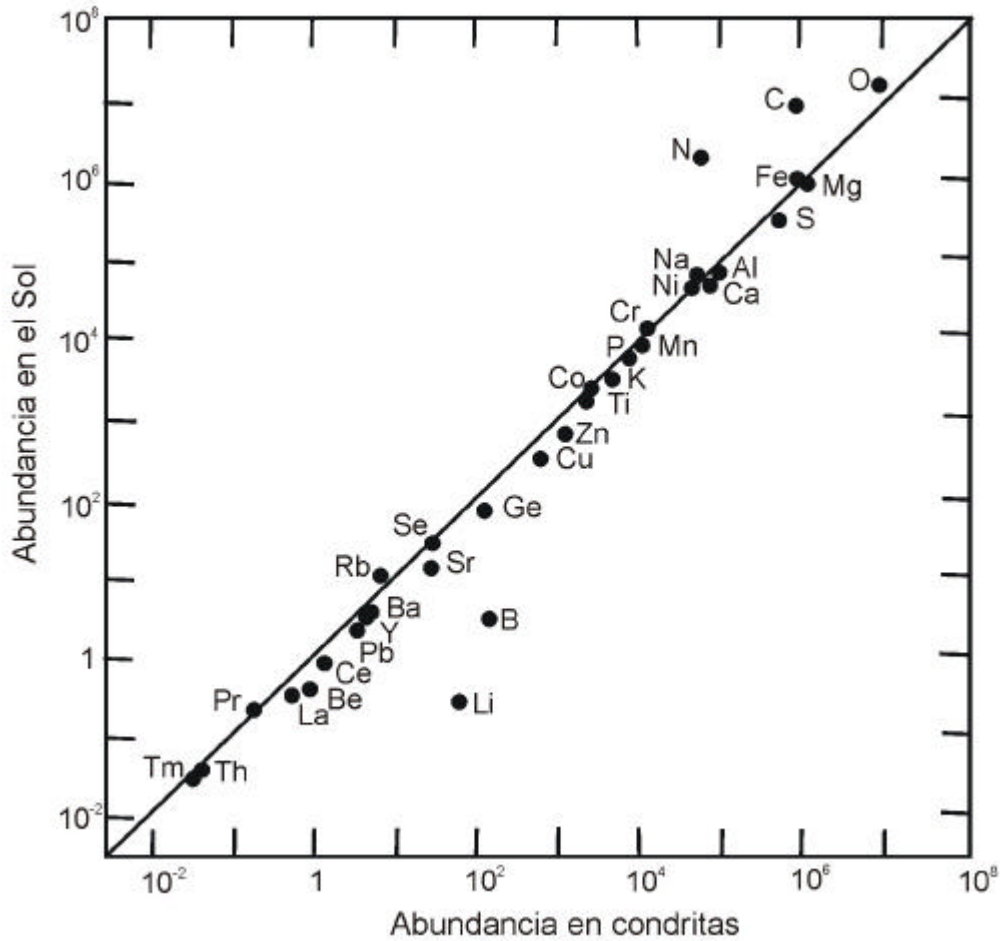
**Figura 1.1:** Clasificación de los meteoritos (Bischoff, 2001a, b).

Todas las condritas pertenecen al grupo de los meteoritos no diferenciados, pues no han experimentado fusión tras su formación, hace unos 4.555 millones de años. Se caracterizan por contener elementos en abundancias similares a las del Sol, y suelen contener unas esférulas llamadas cóndrulos. En el capítulo 4 se hace una descripción más extensa de las mismas, por ser el tipo de meteoritos estudiados en esta Tesis. Los meteoritos no diferenciados incluyen al resto de grupos de meteoritos. Las acondritas son rocas ígneas formadas a partir de las condritas por fusión y diferenciación del

asteroide de origen. Se subdividen en acondritas primitivas (acapulcoitas, winonaitas y lodranitas), los HED (howarditas, eucritas y diogenitas), aubritas, brachinitas, ureilitas y angritas, meteoritos lunares y meteoritos marcianos (SNC – shergottitas, nakhlitas y chassignitas - y ALH84001). La diferenciación por densidad es también el origen de los meteoritos metálicos, los sideritos, y los formados por proporciones aproximadamente iguales de metal y roca, los llamados siderolitos. Los sideritos están formados por un 99% de aleación Fe-Ni-Co, con inclusiones de FeS, fosfuros, carburos, grafito y silicatos. Los siderolitos, por su parte, contienen metal y silicatos en una proporción de aproximadamente un 50%, y se dividen en pallasitos y mesosideritos (Bischoff, 2001a, b).

Los meteoritos asteroidales representan a los primeros grandes cuerpos del Sistema Solar. De ahí que su estudio permita aportar información sobre los procesos de formación del mismo. De entre todos los tipos de meteoritos, las condritas son los más antiguos, con edades de unos 4.555 M.a. A las condritas se las ha comparado con rocas sedimentarias formadas a partir de materiales nebulares primitivos preexistentes, con distintos orígenes, reunidos por acreción: cóndrulos, inclusiones refractarias y máficas, agregados ameboidales de olivino, granos interestelares y partículas opacas de grano grueso, englobados todos ellos en una matriz de grano fino. Estos componentes aparecen en distintas proporciones en cada tipo de condrita, reflejando probablemente sus diferentes ambientes de formación, y la heterogeneidad de la nebulosa solar primitiva (King, 1976; Brearley y Jones, 1998; McSween, 1999). Químicamente, su composición se asemeja a la del Sol salvo en elementos volátiles, en los que están empobrecidas (Fig. 1.2). Por ello, contienen evidencia de los procesos preacrecionales que ocurrieron en la nebulosa solar (e incluso anteriores), así como de los procesos que ocurrieron en los asteroides (Grossman *et al.* 2000). De todos los elementos que aparecen en las condritas destacan, por su antigüedad y abundancia, los cóndrulos y las inclusiones refractarias ricas en Ca y Al (CAIs).

Los cóndrulos, de los que reciben su nombre las condritas, son esferas de tamaño generalmente inferior al milímetro que existían de forma independiente antes de su incorporación a los meteoritos, según se deduce por su forma esférica (la que adopta una gota de material fluido en condiciones de ingravidez) y su edad, algo más antigua que la de la condrita total (ver apartado 2.2).



**Figura 1.2:** Comparación de la composición química de las condritas con las abundancias solares, en la que queda reflejada su similitud (McSween, 1999).

Están formados principalmente por silicatos (olivino, piroxeno y plagioclasa), troilita, aleación de Fe-Ni (kamacita y taenita), óxidos (ej.: cromita) y vidrio. Excepto por su menor contenido en volátiles, su composición química se asemeja mucho a la del Sol, y presumiblemente a la de la nebulosa solar. A partir de experimentos de cristalización de cóndrulos sintéticos, Hewins y Connolly (1996) encontraron que los cóndrulos funden a temperaturas entre unos 1.850 y 1.500°C, según la refractariedad de las composiciones. Las tasas de enfriamiento fueron muy rápidas, no inferiores a 700°C por hora, según concluyó Alexander (1994). Las propiedades de los cóndrulos permiten afirmar que se formaron en la nebulosa a partir de un fundido; sus precursores se fundieron de forma incompleta; permanecieron calientes durante periodos relativamente cortos y se enfriaron rápidamente; los cóndrulos de diferentes grupos de condritas se



formaron en regiones nebulares distintas; y que muchos cóndrulos fueron calentados más de una vez (Rubin, 2000).

También las inclusiones ricas en Ca y Al se formaron con anterioridad a su incorporación en las condritas. Aunque su forma es variable, la mayoría de los CAIs presentan una estructura concéntrica formada por capas de diferentes minerales, generalmente silicatos y óxidos ricos en Ca y Al (corindón, hibonita, perowskita, anortita, melilita y espinela, entre otros), todos ellos minerales que se forman a muy altas temperaturas. Algunas inclusiones tienen estructuras internas similares a los cóndrulos, por lo que habrían cristalizado a partir de líquidos, pero en otros casos este rasgo no está claro. Sus minerales y texturas se han reproducido mediante experimentos de fusión, calentando a temperaturas de hasta 1.700°C, y enfriando posteriormente a un ritmo de unas pocas decenas de grados por hora, mucho más lento que en el caso de los cóndrulos (Brearley y Jones, 1998; McSween, 1999). Aparecen principalmente en las condritas carbonáceas.

Las partículas de polvo interplanetario (IDPs), con un tamaño medio de 10  $\mu\text{m}$ , son un material que complementa a los meteoritos (Shearer *et al.* 1998). Hay dos grupos de IDPs: 1) los agregados condríticos, y 2) las partículas no condríticas. El material condrítico a menudo aparece adosado a la superficie de las IDPs no condríticas, lo que sugiere que ambos grupos tienen un origen común.

Hay tres observaciones que definen el contexto de las IDPs condríticas entre el resto de los materiales del Sistema Solar. En primer lugar, difieren significativamente en forma y textura de los componentes de las condritas carbonáceas (Mackinnon y Rietmeijer, 1987; Rietmeijer, 1992a). En segundo lugar, las IDPs condríticas son ricas en carbono, con entre 1 y 46% en peso en C, y una composición total que es en promedio unas 2 ó 3 veces mayor que la de las condritas carbonáceas CI, las más ricas en este elemento (Thomas *et al.*, 1996). Sus propiedades sugieren que se relacionan con los protoplanetas menos alterados del Sistema Solar: los asteroides más exteriores del cinturón de asteroides, y los cometas del Cinturón de Kuiper y la Nube de Oort.

### 1.3 Objetivos, plan de trabajo y métodos de estudio.

El objetivo fundamental de este trabajo es conocer con precisión las características mineralógicas y cosmoquímicas de cuatro condritas ordinarias de la Colección del MNCN, mediante el estudio detallado de los tipos de cóndrulos que contienen, y sus relaciones entre sí y con el resto de componentes. En concreto, se dedicó especial atención a aquellos rasgos que son consecuencia de los procesos secundarios experimentados por estos meteoritos en su cuerpo padre asteroidal. Las condritas estudiadas son: Cañellas H4 (12,6 gr.), Olmedilla de Alarcón H5 (16,5 gr.), Reliegos L5 (14,7 gr.) y Olivenza LL5 (28,9 gr.). Para ello se ha seguido el siguiente plan de trabajo y métodos de estudio:

- Estudio bibliográfico de los distintos tipos de meteoritos, los procesos que los afectan desde su formación en el cuerpo padre, hasta su llegada a la Tierra; el contexto de las condritas ordinarias, los estudios petrológicos y mineralógicos previamente realizados y los análisis geoquímicos preexistentes. Para ellos se han empleados como bases de datos, el SCI (Institute of Scientific Information), GEOREF y NASA Astrophysics Data System.
- Selección de las muestras de condritas ordinarias. Se eligieron condritas ordinarias de distintos grupos (H, L y LL), tres de ellas de igual tipo petrológico, y una muestra adicional de tipo petrológico inferior. De este modo se esperaba poder reflejar una parte del espectro textural y composicional que presenta este grupo de meteoritos. Puesto que cada meteorito es único, y sus cantidades finitas, se prefirió evitar aquellos ejemplares de los que existe un peso pequeño en la Colección, a fin de no agotarlos, y garantizar su conservación. Por esta misma razón, las muestras debían ser forzosamente pequeñas, por lo que debía planificarse cuidadosamente la cantidad que se iba a consumir en su preparación y en cada tipo de análisis. Es por ello que, siempre que fue posible, se prefirieron las técnicas analíticas no destructivas.
- Microscopía de luz transmitida y reflejada, para el estudio mineralógico y petrológico de las muestras, dedicando una especial atención a los rasgos texturales de los cóndrulos. Este paso permitió, además, escoger los cóndrulos más adecuados para los ulteriores análisis geoquímicos.

- Caracterización cosmoquímica de los materiales, para obtener la distribución de elementos mayores, menores y traza. Específicamente, se utilizó una microsonda electrónica (JEOL Superprobe JXA-8900M), para la obtención de análisis cuantitativos de las distintas fases, junto con otras determinaciones semicuantitativas mediante Microscopía Electrónica de Barrido (JEOL modelo JSM-6400). Tanto los análisis de microsonda electrónica como los de SEM se realizaron en el Servicio de Microscopía Electrónica “Luis Bru” de la Universidad Complutense de Madrid. Para los análisis de elementos traza de los cóndrulos se empleó la técnica PIXE (Proton Induced X-Ray Emission) en el Ion Beam Analysis Group de la Facultad de Física de la Vrije Universiteit (Amsterdam). Adicionalmente, se utilizó también un equipo ICP Thermo Jarrell Ash modelo ICAP-61 (Espectrometría Plasma de acoplamiento inductivo -emisión óptica) de los Servicios Técnicos del IGME, Tres Cantos, con objeto de complementar el análisis total de las muestras y determinar el resto de elementos menores y traza (incluyendo REE). El tratamiento de los resultados geoquímicos se ha llevado a cabo mediante la utilización de los programas Excel, Minpet 2.02, PEAK, Origin 6.0 y BITERCLA (Benito y Martínez-Frías, 1990).
- Caracterización estructural de los materiales, para determinar la presencia y carácter de las deformaciones y/o rasgos que, en paralelo a los análisis químico-mineralógicos, permitieran diferenciar entre fases formadas bajo distintas condiciones. Con este fin, se obtuvieron espectros Raman de las muestras utilizando el espectrómetro Kaiser Hololab 5000 del Laboratorio de Espectroscopía Raman de la Universidad de Valladolid.

Todas estas técnicas experimentales se describen con mayor amplitud en el capítulo 3



## **CAPÍTULO 2**

## 2. LAS CONDRITAS.

### 2.1 Tipos de condritas y sus características.

Las condritas se dividen en cuatro clases con 13 grupos, según su composición química: condritas enstatíticas (E: EH y EL), condritas carbonáceas (C: CI, CM, CO, CV, CR, CK, CH y CB), condritas ordinarias (O: H, L y LL) y condritas Rumuruti (R). Estas últimas son una clase definida recientemente, al encontrarse cinco meteoritos de las mismas características, que son el mínimo necesario para nombrar una nueva clase (McSween, 1999; Bischoff, 2001a, b). Una clase adicional, las condritas Kakangari (K) (Weisberg *et al.*, 1996) no está aún ampliamente reconocida por todos los autores, por no cumplir el citado requisito. Del mismo modo, existen meteoritos únicos que no es posible asignar a ningún grupo definido hasta ahora (ej: Tagish Lake). A continuación se describirán estas clases y grupos, y la notación que se utiliza para referirse a ellos.

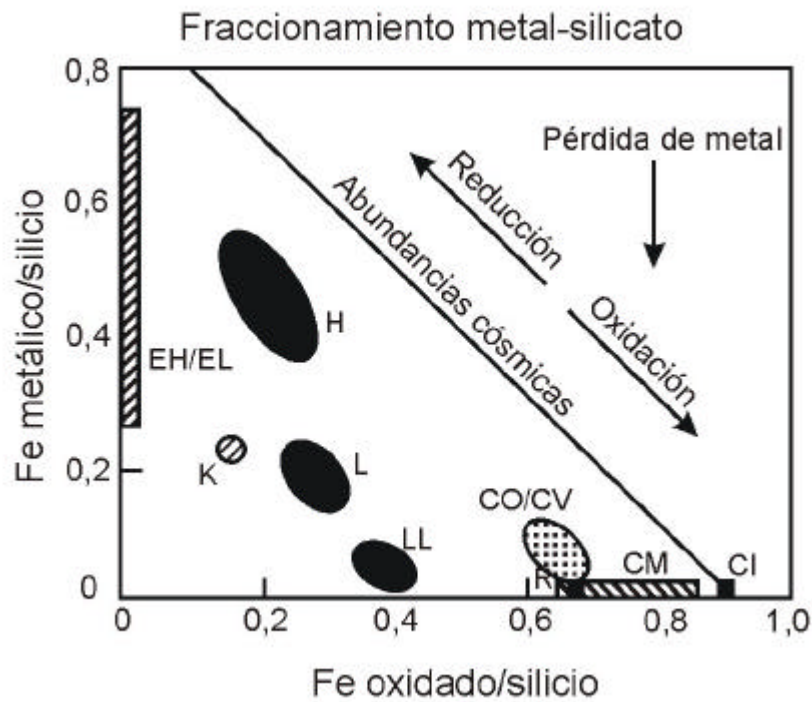
La clasificación en las tres clases principales (enstatíticas, carbonáceas y ordinarias) se basa en el empleo de las relaciones de ciertos elementos refractarios y el silicio. En la tabla 2.1 aparece un resumen de los parámetros taxonómicos más empleados. (Michaelis *et al.*, 1969; Wasson y Kallemeyn, 1988; Sears y Dodd, 1988; Scott y Newsom, 1989). Las relaciones más bajas corresponden a las condritas enstatíticas, y las más altas a las condritas carbonáceas, situándose las condritas ordinarias entre ellas. También se utiliza la abundancia de hierro y su distribución entre fases (Fig. 2.1), proyectando la composición de los meteoritos en un diagrama de hierro metálico más hierro en sulfuros frente al hierro presente en silicatos y óxidos (Urey y Craig, 1953; Yavnel, 1963).

Cada una de las clases de condritas se subdivide en grupos, atendiendo a su composición química e isotópica, sus estados de oxidación y la proporción de componentes individuales. El estrecho margen de propiedades que caracteriza a cada grupo sugiere que derivan de regiones localizadas, posiblemente de un único asteroide (Brearley y Jones, 1998). Así, por ejemplo, las condritas ordinarias se agrupan en tres campos distintos, de oxidación creciente: H (rico en hierro oxidado), L (pobre en hierro oxidado) y LL (pobre en hierro

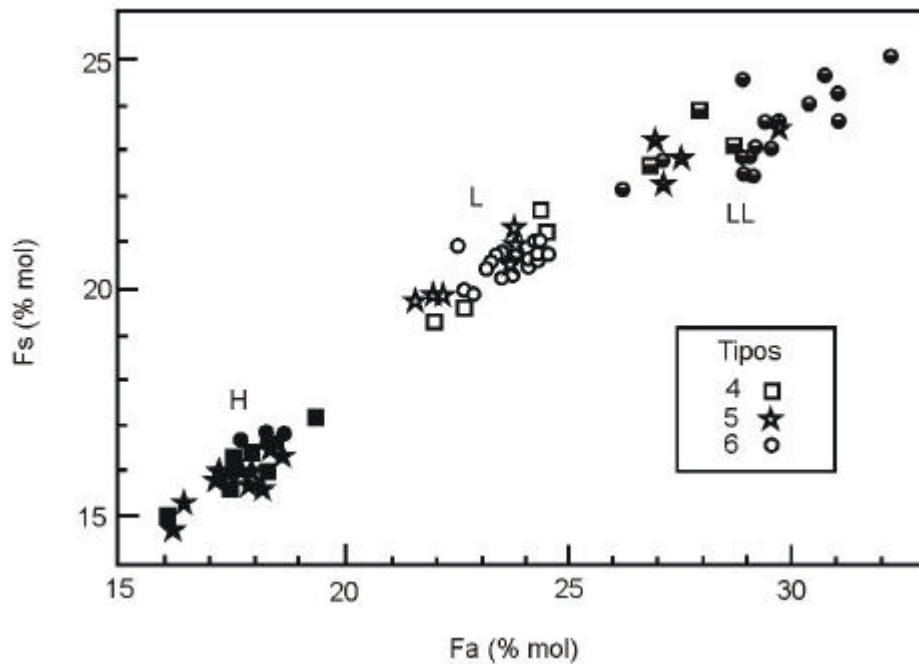
oxidado y metal). El hierro oxidado a menudo se mide como la relación Fe/(Fe+Mg) en el piroxeno pobre en calcio o en el olivino, apreciándose entonces el hiato entre los distintos grupos (Keil y Fredriksson, 1964; fig. 2.2).

**Tabla 2.1:** Algunos parámetros taxonómicos para la clasificación de las condritas (Wasson y Kallemeyn, 1988).

Grupo	Al/Si	Mg/Si	Ni/Si	Zn/Si	FeO <sub>x</sub> /	δ <sup>17</sup> O	δ <sup>18</sup> O
	Relaciones normalizadas				FeO <sub>x</sub> +MgO	% molar	
	Relaciones normalizadas				% molar	% <sub>0</sub>	
CV	1,34	1,00	0,85	0,25	35	-3	1
CO	1,07	0,97	0,87	0,21	33	-4	0
CM	1,10	0,97	0,92	0,48	43	1	7
CI	~1,00	~1,00	~1,00	~1,00	45	9	17
H	0,80	0,89	0,94	0,092	17	3,0	4,2
L	0,78	0,84	0,64	0,088	22	3,5	4,6
LL	0,75	0,84	0,53	0,080	27	3,8	4,9
EH	0,58	0,68	1,04	0,49	0,05	2,9	5,7
EL	0,67	0,81	0,69	0,030	0,05	2,9	5,7



**Figura 2.1:** Distribución del hierro en las condritas entre la fracción metálica y la fracción oxidada. Las condritas ordinarias presentan un grado de oxidación intermedio entre las condritas enstatíticas y las condritas carbonáceas (McSween, 1999).



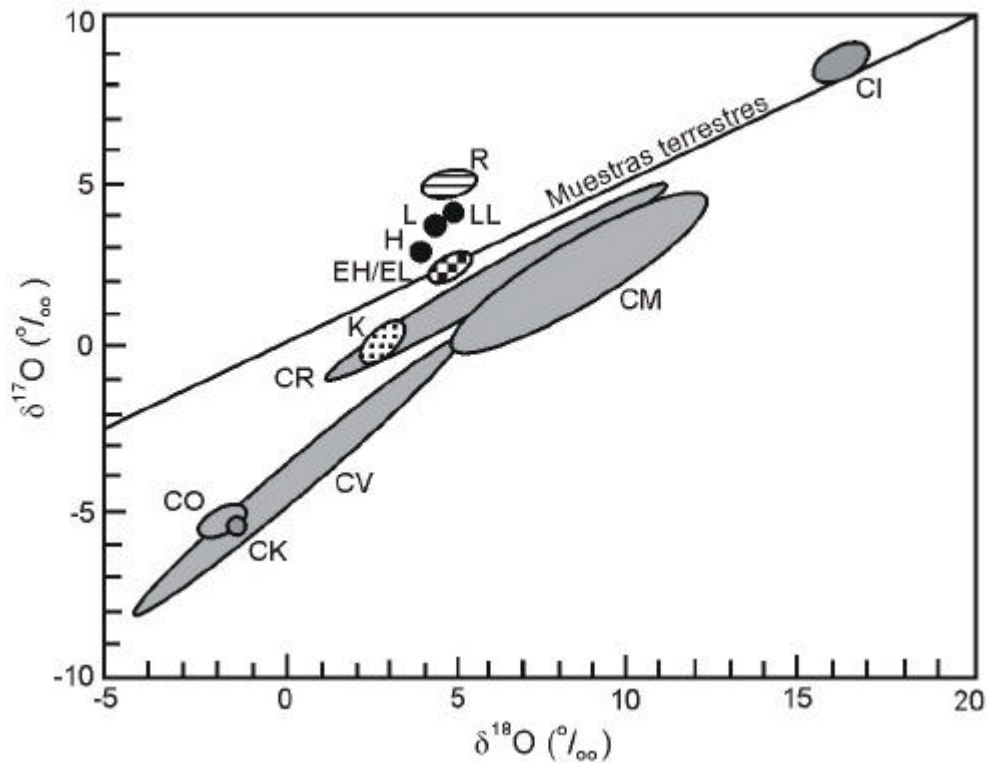
**Figura 2.2:** El olivino y el ortopiroxeno de las condritas ordinarias H, L y LL, independientemente de su tipo petrológico, muestran composiciones dentro de unos estrechos rangos. Esta característica es útil para clasificarlas (Dodd, 1981).

Otra característica diferenciadora entre los distintos tipos de condritas se basa en los datos de isótopos de oxígeno. Cada grupo se proyecta en una zona única y muy concreta del diagrama  $\delta^{17}\text{O}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig. 2.3). Las condritas carbonáceas caen generalmente por debajo de la línea de fraccionación terrestre, mientras que las condritas O, E y R se agrupan en o por encima de dicha línea. La proyección de los resultados de componentes individuales muestra una dispersión mayor. Por ejemplo, en el caso de las condritas carbonáceas, las espinelas en las CAIs tienen valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de alrededor de  $-40\%$ , mientras que la composición isotópica de los minerales anhidros de las CV se distribuye a lo largo de una línea de pendiente próxima a 1.

Esta disposición se ha interpretado como una mezcla entre sólidos enriquecidos en  $^{16}\text{O}$  y un gas nebular con una composición que se encuentra en el extremo de la línea pobre en  $^{16}\text{O}$ , próximo a la línea de fraccionación terrestre (Clayton, 1993). Respecto a los grupos CI,



CM y CR, sus menores pendientes reflejan el hecho de que han experimentado alteración acuosa (ver más adelante), probablemente en los cuerpos padres asteroidales, durante la cual tuvo lugar la fraccionación de los isótopos de oxígeno (Clayton y Mayeda, 1984; Weisberg *et al.*, 1993).



**Figura 2.3:** Diagrama  $\delta^{17}\text{O}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$ , en el que se muestra cómo cada grupo de condritas presenta valores característicos, distintos a su vez de los de las rocas terrestres (McSween, 1999).

Las condritas enstatíticas (E) suponen apenas un 2% de las condritas caídas. Reciben su nombre por el mineral más abundante que contienen, la enstatita, un piroxeno rico en Mg. Prácticamente carecen de olivino, mientras que la sílice libre aparece en pequeñas cantidades como cuarzo, tridimita y cristobalita. Son las menos primitivas de las tres clases condriticas, además de las más escasas, y las más ricas en elementos refractarios y metales. Tienen también, como ya se ha mencionado, el carácter más reductor. El hierro, en estado metálico, supone el 15-25% en peso. Se subdividen en dos grupos, EH y EL, dependiendo de si la relación Fe/Si en el meteorito es mayor o menor de 0,85, respectivamente (Anders, 1964; Yavnel, 1963; Baedeker y Wasson, 1975; Wasson, 1977). Cada tipo procede seguramente de un cuerpo padre. Los cóndrulos suponen alrededor de un 30% en volumen

de estas condritas, siendo su diámetro medio de 0,25 mm en las EH, y de 0,5 mm en las EL (Akridge y Sears, 1998). Es interesante destacar la gran variedad de composiciones que presentan los sulfuros en este grupo. Mientras que en otras condritas aparece casi exclusivamente el sulfuro de hierro (troilita), las condritas enstatíticas contienen sulfuros de calcio (oldhamita), manganeso (alabandita), magnesio (ninningerita), cinc (esfalerita), y hierro y cromo (daubreelita) (McSween, 1999).

Las condritas carbonáceas (C) constituyen el 4,5% de las condritas caídas. Son las más primitivas de las tres clases principales, y las de composiciones más semejantes a la del Sol. Tienen la mayor proporción de volátiles (azufre, hasta un 20% de agua,...) y tierras raras (Tschermak, 1883, Wiik, 1956). Su nombre procede de su contenido en carbono, alrededor de un 3%, en forma de compuestos de origen inorgánico, como alcanos, bencenos y aminoácidos. Estos compuestos también están presentes, aunque en abundancia mucho menor, en otros tipos de meteoritos: condritas ordinarias muy desequilibradas y ureilitas. Las inclusiones refractarias ricas en calcio y aluminio (CAIs) son muy abundantes en este grupo de condritas. Los minerales más abundantes son olivino, piroxeno pobre en calcio, troilita y aleación de Fe-Ni. Cuando la matriz está alterada, aparecen filosilicatos como clorita, montmorillonita y serpentinita (Rubin, 1997).

Se dividen en varios grupos en función de su composición, cada uno de los cuales recibe el nombre de un espécimen tipo: CI (Ivuna), CM (Mighei), CO (Ornans), CV (Vigarano), CR (Renazzo), CK (Karoonda), CH ("high metal") y CB (Bencubbin). El grupo CI es el más primitivo: tiene el mayor contenido en volátiles y en carbono, la composición más semejante a la del Sol, la menor densidad (2,2-2,3 gr/cm<sup>3</sup>) y carece de cóndrulos. Las condritas CM contienen menos de un 15% de cóndrulos, de diámetro medio de 0,3 mm. Las CO contienen un 35-40% de cóndrulos, de diámetros típicos de 0,2-0,3 mm. Las de tipo CV contienen cóndrulos en un 35-45%, aunque con diámetros promedios de alrededor de un milímetro (Ridpath, 1999). Las condritas CR son relativamente ricas en metal (aprox. 7% en volumen. Contienen aproximadamente un 40-60% de cóndrulos de tamaño milimétrico, mayoritariamente porfídicos, inclusiones oscuras e inclusiones refractarias, todo ello en una matriz de grano fino rica en filosilicatos (Bischoff *et al.*, 1993a; Weisberg *et al.*, 1995). Todas

las condritas CK contienen muchos tipos de minerales opacos, entre los que se incluyen sulfuros con elementos del grupo del platino, telururos y arseniuros; además, pueden contener pequeños cristales ( $<10\ \mu\text{m}$ ) de olivino y pentlandita (ej.: Geiger y Bischoff, 1995). Respecto a las CH, son condritas de matriz muy alterada a filosilicatos, con un alto contenido de hierro total, resultado de su gran contenido en metálicos. El olivino es muy rico en Cr (Bischoff *et al.*, 1993b). Las condritas CB tienen la mayor relación metal/silicatos de todas las condritas carbonáceas. Dicho metal tiene unos zonados composicionales que sugieren que se formó por condensación, por lo que han registrado los procesos de la nebulosa solar primitiva (Weisberg *et al.*, 2001).

Las condritas ordinarias (O), llamadas así por ser el tipo más común (93,5% de las caídas de condritas), son intermedias en abundancia de elementos volátiles y estado de oxidación. Consisten en un 10-15% en volumen en un material con una matriz de grano fino, un 65-75% de cóndrulos, incluidos en dicha matriz y menos de un 1% de inclusiones. Los diámetros de los cóndrulos son de una media de 0,3 mm (para las condritas ordinarias tipo H), 0,7 mm (tipo L) y 0,9 mm (tipo LL) (Grossman *et al.*, 1988). Aparte de olivino, ortopiroxeno y aleación de Fe-Ni, también presentan en menores cantidades plagioclasa sódica, troilita, cromita, clinopiroxeno, clorapatito y whitlockita (Rubin, 1997). Inicialmente se las clasificó en función de su composición mineralógica. Prior (1920) dividió el ortopiroxeno meteorítico en función de su contenido molar de  $\text{FeSiO}_3$  (Fs) entre enstatita ( $\text{Fs}_{<10}$ ), broncita ( $\text{Fs}_{10-20}$ ) e hiperstena ( $\text{Fs}_{>20}$ ), y utilizó esta división para clasificar las condritas ordinarias en: condritas de broncita y olivino, condritas tipo Baroti y condritas de olivino e hiperstena. Desafortunadamente, Poldervaart y Hess (1951) adoptaron un límite entre broncita e hiperstena en  $\text{Fs}_{30}$ , de modo que el piroxeno de los tres grupos de condritas ordinarias es broncita (respecto a la nomenclatura actual de los piroxenos, ésta se simplificó nuevamente con el trabajo de Morimoto *et al.*, 1988). Por esto, en la actualidad la mayor parte de los autores emplean la nomenclatura H, L y LL, según la relación de hierro metálico frente al hierro oxidado, y otros elementos relacionados, como el níquel. El grupo H (equivalente al de las condritas de broncita y olivino) contiene un 25-30% de FeO; el grupo L (hiperstena y olivino), 20-25%; y el grupo LL (anfoteritas), sólo un 18-20% (Prior, 1920; Mason y Wiik, 1964). La clasificación de las condritas ordinarias entre los tres grupos se realiza más

frecuentemente en función de sus composiciones molares de Fa y Fs (H: Fa<sub>16-20</sub>, Fs<sub>14,5-18</sub>; L: Fa<sub>22-26</sub>, Fs<sub>19-22</sub>; LL: Fa<sub>26-32</sub>, Fs<sub>22-25</sub>) y de su proyección en el diagrama Wo-Fs (Jones, 1998). La química diferente de los tres subgrupos indica que se originaron a partir de cuerpos padres distintos. Comparadas con las CI, tienen contenidos menores de Mg, Ca, Ti, Al, Sc y REE (Urey, 1961; DuFresne y Anders, 1962; Ahrens, 1964), elementos que únicamente tienen una propiedad en común: se concentran en las fases que son estables a altas temperaturas en la nebulosa solar. También son menores sus abundancias de elementos moderadamente volátiles (Anders, 1964; Larimer y Anders, 1967). Por otra parte, el contenido de elementos siderófilos decrece según la secuencia H-L-LL

Respecto a las condritas Rumuruti (R), la mayor parte son brechas de regolito (ver apartado 2.2), ricas en olivino modal (>70% en volumen). El piroxeno y la plagioclasa suman una abundancia de apenas un 10% en volumen. El metal aparece sólo como trazas. El níquel está contenido en sulfuros (~7% en volumen) o como NiO en el olivino. Muestran los mayores valores de  $\delta^{17}\text{O}$  de todas las condritas (ej.: Bischoff *et al.*, 1994; Schulze *et al.*, 1994; Weber y Schultz, 1995; Bischoff, 2000).

## **2.2 Evolución petrológica y geoquímica.**

Se conoce como condritas desequilibradas a aquellas cuyas características composicionales no se han modificado tras su acreción. Sus distintos componentes proporcionan información sobre las fuentes astrofísicas de polvo interestelar, las condiciones y procesos imperantes en la nebulosa solar y el proceso de acreción. Las condritas equilibradas, por su parte, han experimentado procesos secundarios, tales como la alteración acuosa y el metamorfismo térmico. A su vez, tanto las condritas desequilibradas como las equilibradas, pueden haber experimentado distintos grados de metamorfismo por choque.

### **2.2.1 Rasgos primarios o nebulares.**

Como ya se ha mencionado, las condritas registran un amplio rango de estados de oxidación, debidos probablemente tanto a la combinación del estado de oxidación local de la

nebulosa como a los procesos ocurridos en el cuerpo padre (Rubin *et al.*, 1988). El estado de oxidación es característico de cada grupo y se indica por la relación entre el hierro metálico y el hierro oxidado. En general, el orden de oxidación creciente es: E-O-C, con el grupo K entre E y O. Las condritas R tienen estados de oxidación similares a las CO. En el grupo E, tanto las EH como las EL están muy reducidas, y la cantidad de hierro en sus silicatos es despreciable. Dentro del grupo de las condritas ordinarias, el estado de oxidación aumenta según H-L-LL, tal como queda patente a partir de las relaciones  $Fe/(Fe+Mg)$  del olivino y el piroxeno, así como en el contenido creciente de Co en la kamacita. En el caso de las condritas carbonáceas, los distintos tipos se ordenan, por estados de oxidación crecientes, según CR-CO-CV-CK-CM-CI.

Las abundancias elementales de las condritas CI se emplean como medida de las abundancias promedio en el Sistema Solar y se utilizan como composición de referencia para muchos tipos de materiales meteoríticos. Como ya se ha indicado, son las más enriquecidas en elementos volátiles tales como H, C y N. La composición media de las condritas CI utilizada para realizar las normalizaciones de las composiciones de esta tesis aparecen en la tabla 2.2. Cada grupo condritico tiene un patrón de abundancia elemental único y bien definido. En general, las condritas carbonáceas están enriquecidas en elementos litófilos con respecto a las CI, y empobrecidas en elementos litófilos volátiles. Los elementos siderófilos y calcófilos muestran unos patrones de abundancias controlados por sus volatilidades. Los patrones de abundancia elemental para las condritas O, R y K son bastante planos y están enriquecidos con respecto a las CI en litófilos y siderófilos refractarios. Las condritas E tienen las menores abundancias en elementos litófilos refractarios (Brearley y Jones, 1998).

Esta diversidad de tipos y composiciones se ha interpretado argumentando que puede haber una continuidad en la composición de las condritas a lo largo del Sistema Solar primitivo, y que algunas propiedades varían con la distancia al Sol (Kerridge 1993; Rubin y Wasson, 1995). La densidad y temperatura del gas y el polvo a partir del cual se formaron las condritas disminuiría con la distancia al Sol, resultando en unas condiciones progresivamente más oxidantes, e influyendo en el contenido en volátiles. Según esto, las condritas enstatíticas y Kakangari se formarían más próximas al Sol, las ordinarias y Rumuruti

a distancias intermedias, y las condritas carbonáceas a mayor distancia. Otras propiedades, sin embargo, no se ajustan a este criterio. Las variaciones entre grupos deben considerarse como la representación de heterogeneidades localizadas en el ambiente nebular dentro de la región de origen de las condritas (Scott y Newsom, 1989; Weisberg *et al.*, 1996)

**Tabla 2.2:** Composición media de las condritas CI, en ppm, empleada en la normalización de composiciones (Wasson y Kallemeyn, 1988).

Ag	0,208	H	20000	Re	0,037
Al	8600	Hf	0,12	Rh	0,134
As	1,84	Hg	0,39	Ru	0,71
Au	0,144	Ho	0,055	S	59000
B	1,2	I	0,5	Sb	0,153
Ba	2,3	In	0,08	Sc	5,8
Be	0,027	Ir	0,46	Se	19,6
Bi	0,11	K	560	Si	105000
Br	3,6	La	0,236	Sm	0,149
C	32000	Li	1,57	Sn	1,72
Ca	9200	Lu	0,025	Sr	7,9
Cd	0,65	Mg	97000	Ta	0,016
Ce	0,616	Mn	1900	Tb	0,036
Cl	680	Mo	1,2	Te	2,4
Co	508	N	3180	Th	0,029
Cr	2650	Na	4900	Ti	420
Cs	0,183	Nb	0,27	Tl	0,142
Cu	121	Nd	0,457	Tm	0,025
Dy	0,245	Ni	10700	U	0,0082
Er	0,16	Os	0,49	V	55
Eu	0,056	P	1020	W	0,1
F	64	Pb	2,4	Y	1,44
Fe	182000	Pd	0,56	Yb	0,159
Ga	9,8	Pr	0,093	Zn	312
Gd	0,197	Pt	0,99	Zr	3,8
Ge	33	Rb	2,22		

### 2.2.2 Procesos secundarios o asteroidales.

Como ya se apuntó al comienzo de este apartado, el material condrítico incorporado a un cuerpo asteroidal puede sufrir una serie de procesos que modifican sus rasgos primarios o nebulares, Dichos procesos son: alteración acuosa, metamorfismo térmico y metamorfismo de impacto. A continuación se describirá el efecto de cada uno de ellos sobre el material condrítico.

#### *2.2.2.1 Alteración acuosa.*

La alteración acuosa tuvo lugar por reacción de las condritas con agua a temperaturas inferiores a 20°C. Las condritas más alteradas de esta forma, todas ellas del tipo CI, experimentaron temperaturas ligeramente superiores, de aproximadamente 50°C. La fuente de agua fue probablemente la fusión de hielo presente en el cuerpo padre. Se ha sugerido que la alteración acuosa se produciría en el espacio por reacción entre pequeños granos sólidos y vapor de agua, pero la reacción por agua tras la acreción en el cuerpo padre parece más probable (Brearley y Jones, 1998). La alteración acuosa no parece modificar la composición total de las condritas de forma significativa, pero sí oblitera las características mineralógicas y texturales primarias de la matriz, los cóndrulos y las CAIs. La matriz es el material más afectado, debido a su menor tamaño de grano y su alta porosidad y permeabilidad. Así, por ejemplo, la matriz de las condritas carbonáceas, originalmente una mezcla de olivino y piroxeno de grano fino, y pequeñas cantidades de otros minerales, se transformó en un conjunto de filosilicatos como iddingsita, clorita, montmorillonita y serpentina (DuFresne y Anders, 1962; Nagy *et al.*, 1963; Nagy, 1966; Broström y Fredriksson, 1966); óxidos como magnetita (Nagy y Claus, 1962; Kerridge *et al.*, 1979a; Zolensky y McSween, 1988); sulfuros como troilita, pirrotina, pentlandita y cubanita (Kerridge *et al.*, 1979b; Brearley y Prinz, 1992); sulfatos como yeso y epsomita (Broström y Fredriksson, 1966; Fredriksson y Kerridge, 1988); y carbonatos como dolomita, breunnerita y calcita (Johnson y Prinz, 1993; Endress y Bischoff, 1996).

La alteración acuosa afectó levemente a la mayoría de las CV y CO, mientras que en las CR, CM y CI alcanzó mayor intensidad. Los modelos termales para los cuerpos padres de las condritas carbonáceas están menos desarrollados que para los de las condritas

ordinarias, pero proporcionan información sobre la evolución de los planetesimales con hielo. La alteración acuosa se iniciaría a temperaturas bastante bajas, probablemente menores de 100°C. El hielo actuó como un amortiguador térmico, al absorber durante su fusión la mayor parte del calor generado por la desintegración de isótopos radiogénicos de vida corta, como el  $^{26}\text{Al}$ , cuya presencia en la nebulosa solar queda probada por la existencia en los meteoritos de sus productos de desintegración,  $^{26}\text{Mg}$  en el caso del ejemplo. Una vez agotado el hielo, la temperatura aumentó, justificando quizá la existencia de algunas condritas carbonáceas con arcillas que han experimentado calentamiento y deshidratación (McSween, 1999).

#### 2.2.2.2 *Metamorfismo térmico.*

Puesto que se asume que los componentes individuales de las condritas se acrecieron fríos (Rubin y Brearley, 1996), el metamorfismo térmico debió ocurrir durante el calentamiento posterior del cuerpo. La fuente de calor más aceptada es la desintegración del isótopo radiogénico de vida corta (ej.:  $^{26}\text{Al}$  en  $^{26}\text{Mg}$ ). Otro mecanismo de calentamiento sugerido es la resistencia al flujo de corrientes eléctricas producidas en los cuerpos padre por campos magnéticos inducidos por vientos solares de alta intensidad, propios de algunos tipos de estrellas en formación (T Tauri). El calentamiento sería más efectivos en los cuerpos pobres en hielo, y en los asteroides de mayor tamaño, puesto que en un cuerpo pequeño el calor se pierde más fácilmente hacia el espacio (Shearer *et al.*, 1998; McSween, 1999).

La presión en estos cuerpos, sin embargo, era baja o poco significativa (<1,5 kbar), puesto que suelen tener menos de 100 km de diámetro. Los cambios texturales más importantes que se producen en los grupos condrícticos según progresa el metamorfismo son: 1) las texturas y contornos de los cóndrulos se vuelven progresivamente menos nítidos, mientras que la matriz recristaliza y aumenta su tamaño de grano; 2) la mesostasia de los cóndrulos se desvitrifica, por lo que el vidrio se vuelve cada vez más escaso a la vez que el feldespato y el diópsido son más abundantes, y de grano más grueso; 3) los rangos composicionales de la mayoría de los minerales en las condritas desequilibradas se vuelven progresivamente más equilibrados; 4) la clinoenstatita, que es común en los cóndrulos de las condritas de tipo 3 se invierte progresivamente a enstatita.



La mineralogía y textura de las condritas refleja, por tanto, las condiciones y duración de los citados procesos secundarios en los asteroides, y permite a su vez clasificarlas, de forma combinada con los grupos ya mencionados, en distintos tipos petrológicos, numerados de 1 a 6 (Van Schmus y Wood, 1967) (Tablas 2.3 y 2.4). Originalmente se pensó que esta escala reflejaba un grado metamórfico creciente, y que el tipo 1 era el grado menor, pero las condritas menos metamorfizadas son las de tipo 3 (condritas desequilibradas). Los tipos 1 y 2, representados como ya se indicó por algunos grupos de condritas carbonáceas, han experimentado un tipo de proceso distinto, alteración acuosa, por lo que se hizo necesario reinterpretar la clasificación inicial. Algunos autores han empleado el tipo petrológico 7, correspondiente a condritas en las que los cóndrulos ya no son reconocibles. Este esquema de clasificación es una simplificación, puesto que cada tipo petrológico representa un rango limitado de efectos metamórficos o de alteración (Guimon *et al.*, 1988).

**Tabla 2.3:** Características de los distintos tipos petrográficos (según Van Schmus y Wood, 1967, con las modificaciones de Dodd, 1981, Sears y Dodd, 1988 y Brearley y Jones, 1998).

TIPO PETROLÓGICO							
	1	2	3	4	5	6	7
Homogeneidad composicional de ol y px pobre en Ca	-	>5% de desviación respecto a la media		≤5% de desviación respecto a la media	Homogéneos		
Estado estructural del px pobre en Ca	-	Predominantemente monoclinico		>20% monoclinico	<20% monoclinico	Ortorrómico	
					CaO ≤ 1% en peso		CaO > 1%
Feldespatos	-	Sólo algunos granos de fto primario		Granos secundarios <2 μm	Granos secundarios 2-50 μm	Granos secundarios >50 μm	
Vidrio de los cóndrulos	-	Alterado, casi ausente	Limpio, isótropo, abundancia variable	Desvitrificado, ausente			
Minerales metálicos (máx. % Ni en peso)	-	Taenita minoritaria o ausente (<20%)	Kamacita y taenita exsueeltas (>20%)				

Sulfuros: contenido medio de Ni.	-	>0,5%	<0,5%				
Textura de la matriz	Opaca, de grano fino	Opaca, casi toda fina	Clástica, y parte opaca	Transparente, recristalizada. El tamaño de grano aumenta de 4 a 7			
Integración de los cóndrulos y la matriz	Sin cóndrulos	Cóndrulos con límites netos		Cóndrulos bien definidos	Cóndrulos diferenciables	Cóndrulos mal definidos	Cóndrulos relictos
Carbono (% en peso)	3-5	0,8-2,6	0,2-1	<0,2			
Agua (% en peso)	18-22	2-16	0,3-3	<1,5			

**Tabla 2.4:** Representación de los distintos tipos petrológicos en las diferentes clases de condritas (McSween, 1999).

TIPOS PETROLÓGICOS						
ALTERACIÓN ACUOSA			METAMORFISMO TÉRMICO			
←			→			
	1	2	3	4	5	6
Carbonáceas	CI1					
		CM2				
		CR2				
			CV3			
			CO3			
Ordinarias				CK4		
			H3	H4	H5	H6
			L3	L4	L5	L6
Enstatíticas			LL3	LL4	LL5	LL6
			EH3	EH4	EH5	EH6
Kakangari			EL3	EL4	EL5	EL6
Rumuruti			K3			
			R3			
T (°C)	50	<20	400	600	700	750 950

Puesto que las condritas no afectadas por metamorfismo son las únicas que preservan información sobre su acreción, se hizo necesario diferenciar las condritas más desequilibradas, desarrollando una nueva escala para las mismas (Sears *et al.*, 1980). Uno de los primeros cambios observables bajo metamorfismo de baja intensidad es la formación de diminutos granos de feldespato a partir del vidrio de los cóndrulos. Este feldespato produce

un marcado aumento en la termoluminiscencia, y su medida permite afinar la clasificación de las condritas de tipo 3,0 a 3,9.

Las condritas metamorfizadas se diferencian de las rocas metamórficas terrestres en la persistencia de una única asociación mineral desde el grado más bajo al más alto, y en la permanencia en el tipo petrológico 6 de la textura condrítica relictas, a pesar de haberse producido una suficiente migración química como para homogeneizar los silicatos encontrados en el tipo 3. La primera de estas diferencias refleja la escasa presencia de agua durante el metamorfismo. Las texturas relictas persisten en las condritas metamorfizadas porque el metamorfismo tuvo lugar en ausencia de los factores que destruyen las texturas primarias en la mayoría de las rocas metamórficas terrestres: grandes cambios mineralógicos, altas presiones de vapor de agua, esfuerzos y difusión a gran escala. Ya se ha destacado la constancia de la mineralogía y el limitado papel del agua. La ausencia de esfuerzos viene indicada por el hecho de que los cóndrulos no muestran un aumento de su elongación en la transición desde el tipo petrológico 3 al 6 (Dodd, 1965, 1981). La difusión tuvo lugar durante la homogeneización del olivino y el piroxeno, pero ocurrió a una escala de fracción de milímetro, que es pequeña con respecto a la escala de las variaciones texturales en una condrita.

#### 2.2.2.3 *Metamorfismo de choque.*

En el Sistema Solar primitivo las colisiones eran frecuentes, y muchos asteroides han sufrido varios impactos capaces de eyectar el material fragmentado en la superficie de un cuerpo, o de fragmentar el cuerpo entero. En consecuencia, muchos meteoritos están afectados por metamorfismo de choque (Bunch y Rajan, 1988).

Los impactos producen brechas, rocas fragmentadas compuestas por clastos angulares de varios tamaños y formas (xenolitos), y color gris claro, en una matriz oscura. A estos meteoritos, Binns (1967) los denominó “xenolíticos”. El 5% de las condritas ordinarias H, el 22% de las L y el 23% de las LL son brechas (Rubin *et al.*, 1983). Los clastos de condritas carbonáceas, especialmente los del grupo CM, se encuentran más frecuentemente incluidos como xenolitos en las brechas de otros grupos de condritas que los de cualquier otro

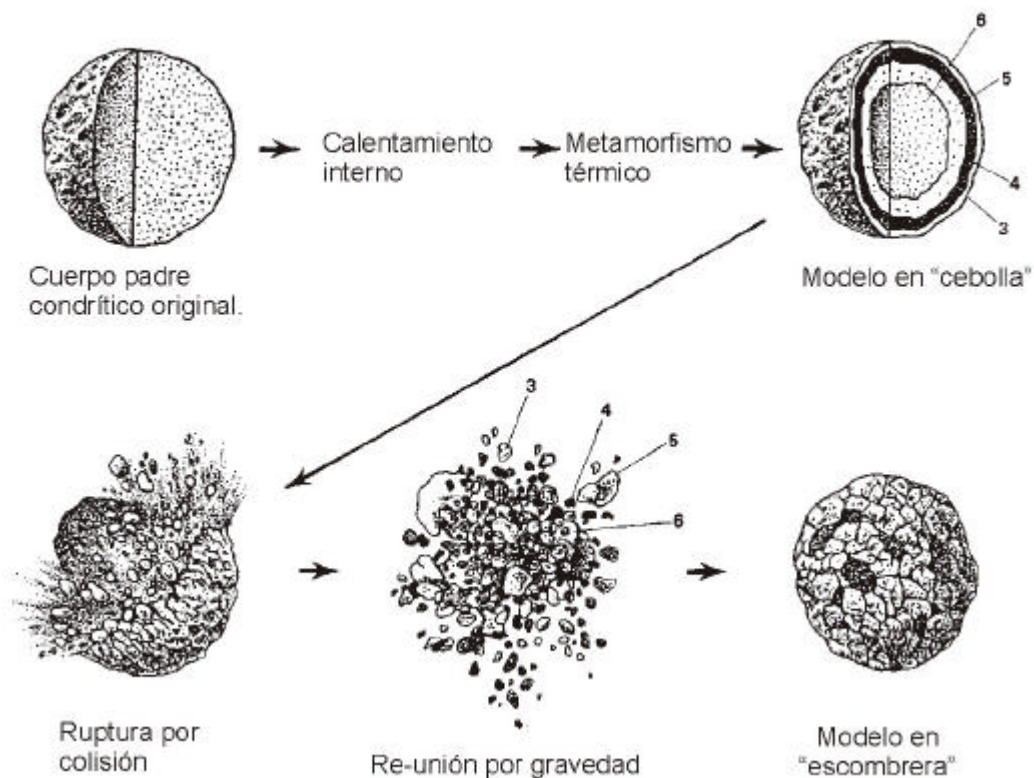
tipo, por lo que este material ha debido ser ampliamente dispersado. Sin embargo, en la mayoría de los casos, las brechas condriticas están formadas por fragmentos del mismo grupo (brechas monomíticas; Wahl, 1952), pero los clastos pueden ser de distinto tipo petrológico (brechas genomíticas; Wasson, 1974).

Las brechas polimíticas, en las que los clastos son de distintos grupos, son mucho menos comunes. Esto sugiere que cada cuerpo padre exhibía inicialmente un rango de grados metamórficos dispuestos en su interior de forma concéntrica, lo que se conoce como estructura en "cebolla" (Fig. 2.4). Los impactos excavaron material profundo (de mayor grado metamórfico), mezclándolo con material no metamorfizado de la superficie. Los fragmentos constituyen una capa de regolito cuya compactación formaría dichas brechas. Los meteoritos generados a partir de estas brechas regolíticas contienen gases (como He, Ne y Ar) implantados por el viento solar en su porción oscura, a consecuencia de su exposición en la superficie del cuerpo padre asteroidal. Si la brecha no muestra rasgos de exposición en superficie, se la denomina "brecha fragmentaria". Cuando contiene clastos fundidos mezclados con otros no fundidos, en una matriz de textura ígnea, se las conoce como "brechas de fundido" (Bunch y Rajan, 1988).

La aparición en las brechas de clastos afectados por el metamorfismo térmico en grado máximo hace pensar que algunos asteroides pudieron fragmentarse por completo a consecuencia de un impacto de gran envergadura. Si la atracción gravitatoria vuelve a reunir sus restos, la nueva superficie integraría materiales de tipo petrológico muy distinto (estructura en "escombrera"). Las variadas tasas de enfriamiento de los fragmentos confirman su formación a profundidades muy diferentes (McSween, 1999).

A consecuencia del calentamiento inducido por el impacto, las condritas ordinarias pueden quedar ópticamente alteradas, conociéndose entonces como "condritas negras". Se definen como tales aquellas con una baja reflectividad ( $<0,15$  en muestra de mano). Su mineralogía y composición, sin embargo, se corresponden con las condritas ordinarias normales (Britt y Pieters, 1991).

Muchos meteoritos, brechificados o no, están afectados por metamorfismo de choque como consecuencia de los impactos. Sus efectos son independientes de la naturaleza y grado de la alteración acuosa y el metamorfismo térmico, y tuvieron lugar antes, durante y/o después de que estos procesos tuvieran lugar. La colisión de dos cuerpos que viajan a velocidades de varios kilómetros por segundo produce inmensas presiones instantáneas, de hasta 75 y 90 GPa (750-900 kbar), que persisten durante sólo unos pocos segundos (Stöffler *et al.*, 1988). La liberación de presión va acompañada de calor (con temperaturas incluso mayores de 1.000°C). Algunos meteoritos impactados han llegado a fundir, y otros han experimentado intensas deformaciones en su estructura cristalina. El material impactado se transforma algunas veces en formas más densas y compactas, tal como ocurre en los cráteres de impacto terrestres. Casi el 17% de las condritas caídas presentan claros efectos de este proceso, ya sea en forma de cambios texturales, o por la aparición de minerales de alta presión, como diamante (Russell *et al.*, 1992), ringwoodita, un olivino con estructura de espinela, o majorita, que resulta de la transformación de un piroxeno pobre en calcio a la estructura del granate.



**Figura 2.4:** Tipos de asteroides según su estructura interna. Los asteroides de estructura en “escombrera” derivan de asteroides en “cebolla” fragmentados y reagregados (Norton, 2002).

Existen dos sistemas de clasificación de las condritas en función de la intensidad de los efectos del metamorfismo de choque que muestran. El primero que se propuso fue el de Dodd y Jarosewich (1979), quienes establecieron seis facies de choque, de la “a” a la “f”, basándose en las propiedades de los cristales de olivino y plagioclasa, y en la presencia de venas y bolsas de fundido, observados en lámina delgada. Esta escala tenía las desventajas de estar definida nominalmente sólo para las condritas de tipo L, y no estar calibrada para las condiciones de presión y temperatura experimentadas por los meteoritos. En la actualidad se encuentra en desuso. Con posterioridad se creó una nueva escala creciente desde S1 a S6, basada en la observación de los rasgos texturales del olivino, el ortopiroxeno y la plagioclasa (Tabla 2.5; Stöffler *et al.*, 1991; Scott *et al.*, 1992; Rubin *et al.*, 1997). El olivino y la plagioclasa se utilizan para caracterizar el nivel de metamorfismo de impacto en las condritas ordinarias; para las condritas carbonáceas se emplea principalmente el olivino y para las enstatíticas el ortopiroxeno.

Los minerales metálicos son especialmente susceptibles a los efectos del metamorfismo de choque. En ellos se aprecian, entre otros: la formación de martensita, un mineral de Fe-Ni con estructura cúbica centrada distorsionada; la deformación de los perfiles de difusión en forma de M, la fusión del metal (y la troilita); el desarrollo de abruptos gradientes de Ni en la martensita; la formación de kamacita secundaria a partir de la taenita; la homogeneización de los granos metálicos; y el enriquecimiento del metal en fósforo (Buseck *et al.*, 1966; Heymann, 1967; Wood, 1967; Begemann y Wlotzka, 1969; Taylor y Heymann, 1969, 1971; Smith y Goldstein, 1977; Taylor *et al.*, 1979; Scott y Rajan, 1979, 1981; Scott, 1982; Bennett y McSween, 1996).

Los procesos de choque tienen una importante influencia en algunas propiedades fundamentales de los meteoritos, como la abundancia y distribución de los gases nobles y los elementos traza (particularmente los elementos volátiles), las edades radiométricas y otras

características físicas (ej.: Anders, 1964; Keil, 1964; Heymann, 1967). De ahí que antes de iniciar el estudio de una condrita sea muy conveniente determinar si está afectada por choques, y en qué grado.

Para determinar el grado de choque de una condrita se seleccionan granos minerales al azar, procedentes de todas las unidades texturales de la muestra (ej.: interior y exterior de los cóndrulos, clastos líticos, matriz...). Los granos seleccionados han de tener un tamaño lo bastante grande para que se puedan reconocer en ellos los efectos específicos del choque (mayores de 50  $\mu\text{m}$ ). La muestra debe inspeccionarse primero macroscópicamente y a continuación en lámina delgada con bajo aumento, para detectar venas y bolsas de fundido. Su presencia indica un grano de choque de nivel S3 o superior. El grado de choque será el mostrado por una fracción significativa de granos (al menos el 25%), según los criterios de la tabla 2.4 (Stöffler *et al.*, 1991).

**Tabla 2.5:** Esquema de clasificación para el metamorfismo de choque en las condritas. A partir de Stöffler *et al.* (1991), Scott *et al.* (1992) y Rubin *et al.* (1997).

Intensidad	Efecto resultante de la presión de choque máxima.			Presión (GPa)*
	OLIVINO	PLAGIOCLASA	ORTOPIROXENO	
S1 (no afectada)	<i>Extinción óptica brusca</i> , fracturas irregulares			<4-5
S2 (muy débil)	<i>Extinción ondulante</i> , fracturas irregulares	<i>Extinción ondulante</i> , fracturas irregulares	<i>Extinción ondulante</i> , fracturas irregulares, algunas fracturas planares	5-10
S3 (débil)	<i>Fracturas planares</i> , extinción ondulante, fracturas irregulares.	Extinción ondulante	<i>Lamelas de clinoenstatita según {100}</i> , fracturas planares, extinción ondulante, fracturas irregulares	15-20
S4 (moderada)	<i>Mosaicismo débil</i> , fracturas planares	Extinción ondulante, isotropía parcial, rasgos de deformación planar	<i>Mosaicismo débil</i> , maclado según {100}, fracturas planares	30-35
S5 (fuerte)	Mosaicismo intenso, fracturas planares, PDF	<i>Maskelynita</i>	Mosaicismo intenso, fracturas planares	45-55
S6 (muy fuerte)	<i>Recristalización en estado sólido</i> , ringwoodita, fusión	Fusión por choque	<i>Majorita</i> , fusión	75-90

Fusión por  
choque

Fusión total (brechas de fundido)

El olivino y la plagioclasa se utilizan para caracterizar el nivel de metamorfismo de impacto en las condritas ordinarias; para las condritas carbonáceas se emplea principalmente el olivino, y para las enstatíticas, el ortopiroxeno. El principal criterio para cada nivel está en cursiva.

\*Para las condritas ordinarias.

PDF (rasgos de deformación planar): múltiples grupos de lamelas paralelas, de 20 a 40  $\mu\text{m}$  de longitud.

Mosaicismo: lamelas submicroscópicas, de 20-40  $\mu\text{m}$  y cuya orientación varía de 3 a 5° entre sí. Al microscopio se aprecia el cristal con aspecto moteado o de mosaico durante la extinción.

Maskelynita: vidrio de composición plagioclásica.

### 2.2.3 Dataciones isotópicas en condritas.

La naturaleza primitiva de las condritas permite determinar la edad de algunos de los primeros eventos del Sistema Solar, y de ahí estimar su edad. Además, la datación de los procesos metamórficos y de choque ayuda a interpretar los primeros procesos geológicos que ocurrieron en los asteroides. La determinación de edades para los componentes condriticos y la roca total se llevó a cabo mediante geocronología de isótopos de larga vida (ej.: Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb, Ar-Ar), similares a los aplicados en datación de rocas terrestres. Un segundo método importante en la datación de sucesos del Sistema Solar primitivo utiliza las evidencias de radionucleidos extintos de vida corta, presentes en la época de la nebulosa solar, tras su generación por nucleosíntesis. En concreto, los isótopos  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{53}\text{Mn}$  e  $^{129}\text{I}$  se desintegran, respectivamente, en  $^{26}\text{Mg}$ ,  $^{53}\text{Cr}$  y  $^{129}\text{Xe}$ , cuyas vidas medias correspondientes son de 0,75, 3,7 y 15,7 M.a.

Los materiales más antiguos del Sistema Solar son las CAIs, datadas en unos 4.560 M.a. por Rb-Sr y Pb-Pb en el meteorito de Allende (Chen y Wasserburg, 1981). Dicha edad es unos 2 millones de años más antigua que la de los cóndrulos, y a su vez, varios años más antigua que la obtenida en las mediciones de roca total, que dan edades de unos 4.555 M.a. (ej.: Tilton, 1988; Taylor, 1992). De esto se deduce que la evolución de la nebulosa solar debió abarcar varios millones de años (Podosek y Cassen, 1994).

La datación de los procesos secundarios se ha realizado mediante varios métodos. La alteración acuosa en las condritas CI, determinada a partir de la técnica Rb-Sr, tuvo lugar unos 50 M.a. tras la acreción (Macdougall *et al.*, 1984). Se ha obtenido una edad similar



mediante medidas de  $^{53}\text{Cr}$  en los carbonatos de condritas CI1 (Endress *et al.*, 1996). Respecto al metamorfismo, éste también fue un proceso temprano. A partir de los sistemas  $^{126}\text{I}$  y Pb-Pb se han obtenido edades en un intervalo de 60 M.a. desde la formación del Sistema Solar (Swindle y Podosek, 1988; Göpel *et al.*, 1994). Según esto el calentamiento metamórfico debe haber tenido lugar a continuación de la acreción. Este corto intervalo de tiempo concuerda con la idea de un rápido calentamiento causado por la desintegración de radionucleidos de corta vida, o por inducción electromagnética. La temperatura máxima alcanzada no puede ser superior a la de aparición de fundidos parciales, específicamente en el sistema Fe-Ni-S, por lo que la temperatura máxima debió ser de  $950^{\circ}\text{C}$  (Brearley y Jones, 1998).

Los procesos de impacto han afectado a las condritas a lo largo de su historia, pero fueron seguramente más importantes en el Sistema Solar primitivo, antes de que la formación de los planetas extrajese muchos planetesimales de sus órbitas. La mayoría de los impactos parecen haber tenido lugar después del metamorfismo térmico (ocurrido aproximadamente en los primeros 60 M.a. tras la formación de las condritas), puesto que las brechas condriticas contienen clastos de diferentes grados metamórficos. El metamorfismo de choque puede datarse por métodos radiactivos, a partir de los productos de la descomposición de unos pocos radionucleidos gaseosos, tales como el  $^{40}\text{Ar}$ , que se forma a partir del  $^{40}\text{K}$ . A consecuencia del impacto se produce un escape de argón. Cuando el meteorito se enfría por debajo de la temperatura de bloqueo del Ar, el  $^{40}\text{Ar}$  se vuelve a empezar a acumular, y con ello empieza a medir el reloj radiactivo. La edad obtenida a partir de este sistema isotópico, llamada edad de retención de gas, representa la perturbación térmica más reciente que ha afectado al meteorito. Para las brechas, esta perturbación fue el metamorfismo de choque. En las condritas ordinarias se han medido edades desde 4.100 M.a. hasta 100 M.a., que reflejan la aleatoriedad de los eventos de impacto.

### **2.3 Tipos de cóndrulos.**

La definición exacta de cóndrulo es un tanto confusa. Se está de acuerdo en que un cóndrulo es un objeto que muestra pruebas de un origen como gota fundida o parcialmente

fundida (ej.: Grossman *et al.*, 1988; Hewins, 1997). La mayoría de los autores prefieren utilizar la palabra cóndrulo únicamente para los objetos ricos en silicatos, pero existen también objetos metálicos con la misma forma que también han sido denominados cóndrulos (ej.: Gooding y Keil, 1981).

Los fragmentos de cóndrulos son más fáciles de identificar si conservan parte de un borde curvo. Esto no resulta tan fácil, sin embargo, cuando el fragmento con textura ígnea carece de un origen fácilmente identificable como una gota. Los objetos de grano fino denominados cóndrulos aglomeráticos (también llamados cóndrulos de zonado oscuro), han experimentado un calentamiento menos intenso, han sufrido una modificación tenue, y son irregulares, por lo que no encajan en la definición rígida de la forma de gota. Se llaman cóndrulos ricos en aluminio a aquellos de composición intermedia entre el tipo más frecuente, los de composición ferromagnesiana, y las inclusiones ricas en calcio y aluminio (CAI).

Algunos cóndrulos son puro vidrio, mientras que otros tienen texturas indicativas de que una vez estuvieron completamente fundidos pero después cristalizaron con distintas texturas según su composición, el proceso de nucleación, la temperatura y la tasa de fusión (Hewins, 1988). Otros tienen texturas "ígneas", pero de grano grueso, y alguna parte de éstos puede que nunca se fundiese totalmente (Nagahara, 1981). Kieffer (1975) se refiere a los primeros como cóndrulos "gota", y Dodd (1981) se refieren a los segundos como cóndrulos "clásticos" o "líticos". Dodd incluso sugirió que los cóndrulos líticos eran fragmentos arrancados de rocas ígneas preexistentes.

La mayoría de los cóndrulos son de composición ferromagnesiana. Otros tipos mucho menos frecuentes son los cóndrulos ricos en aluminio, los ricos en cromita, los ricos en vidrio, y los cóndrulos con sílice. Sus composiciones totales son por lo general próximas a las de las condritas CI en lo referente a los elementos refractarios y moderadamente volátiles, mientras que suelen estar empobrecidos en volátiles y siderófilos con respecto a las mismas.

La composición total de los cóndrulos varía dentro del tipo ferromagnesiano, así como dentro de cada grupo de condritas. Las correlaciones obtenidas entre la relación

$Fe^0/Fe^{II}$  y el empobrecimiento en elementos volátiles han llevado a sugerir que la reducción y la pérdida de volátiles a partir de los agregados precursores, puede justificar una buena parte de las variaciones en las composiciones totales (Sears *et al.*, 1996). De modo alternativo, los cuerpos precursores de cada cóndrulo (bolas de polvo, o “dustballs”) pueden estar ya compuestas por cantidades variables de volátiles y de material reductor (Grossman, 1996a).

### ***2.3.1 Clasificaciones de los cóndrulos ferromagnesianos.***

Los cóndrulos ferromagnesianos están formados principalmente por cristales de olivino y piroxeno, en diferentes proporciones y texturas. En menor abundancia aparecen cromita, troilita, granos de aleación de Fe-Ni. El material intersticial que aparece entre los cristales se llama mesostasia. En las condritas desequilibradas la mesostasia es vítrea, mientras que en las equilibradas se encuentra recristalizada, y contiene microcristales de feldespato y de piroxeno rico en Ca. Los cóndrulos formados completamente por vidrio, rico en sodio, aluminio y sílice, son extremadamente raros.

#### ***2.3.1.1 Clasificación textural.***

El esquema más difundido para clasificar los cóndrulos ferromagnesianos se basa en su textura, definida principalmente por Gooding y Keil (1981), con aportaciones de otros autores (Kieffer, 1975; Dodd, 1981; Bagnall, 1991; Taylor, 1994; Brearley y Jones, 1998). Esta clasificación consta de dos grupos principales: cóndrulos porfídicos y cóndrulos no porfídicos. Los cóndrulos porfídicos (P) contienen cristales de grano grueso, denominados fenocristales, rodeados de abundante mesostasia de composición variable. Según la proporción en que aparecen los minerales principales, se conocen como porfídicos de olivino (PO), de piroxeno (PP), o de ambos (POP). Los cóndrulos no porfídicos muestran texturas uniformes de grano fino, y comprenden cóndrulos criptocristalinos (C), radiales de piroxeno (RP), granulares de olivino y/o piroxeno (GO, GP y GOP) y barrados de olivino (BO). Cada condrita contiene cóndrulos de distintos tamaños y texturas (Tabla 2.6).

**Tabla 2.6:** Abundancias y tamaños de los distintos tipos de cóndrulos en diversos tipos de condritas.

	EH	OC	CV	CO	CM
Diámetros de los cóndrulos (mm)	0,2	0,3-0,9*	1,0	0,2-0,3	0,3
% de cóndrulos en volumen	15-20	65-75	35-45	35-40	≤15
% Porfídicos	81	81	94	96	≥90
% P pobre en FeO (I)	100	50-90	94	97	90
% P rico en FeO (II)	0	10-50	6	3	10
% PO	0,2	28	90	-	-
% POP	5	60	8	-	-
% PP	95	12	2	-	-
% No porfídicos	19	15	0,3	2	3-8
% RP y C	92	80	100	-	-
% GOP	8	20	0	-	-
% BO	≤0,1	4	6	2	Presentes

Datos procedentes de Grossman *et al.* (1988), y referencias en él citadas. \* Los tamaños difieren entre los tres grupos de condritas ordinarias. Las medias de cada grupo, en mm, son H: 0,3, L: 0,3-0,8, LL: 0,9 mm. Tipos de cóndrulos según su textura: P: porfídicos; PO: porfídico de olivino; PP: porfídico de piroxeno; POP: porfídico de olivino y piroxeno; RP: radial de piroxeno; C: criptocristalino; GOP: granular de olivino y piroxeno; BO: barrado de olivino. Tipos de cóndrulos según la composición de sus olivinos u ortopiroxenos: I si  $Mg/Mg+Fe^{2+}$  molar  $>90$ ; II si es  $<90$ .

Los cóndrulos porfídicos (P) son el tipo más común (más del 80% de la condrita en volumen). El piroxeno puede aparecer maclado o rodeado por augita. El olivino suele estar zonado, y también encontrarse incluido poiquilíticamente en cristales mayores de piroxeno.

Las texturas barradas de olivino (BO) se componen de uno o más grupos de cristales prismáticos de olivino, muy elongados, orientados paralelamente o de forma subradial, y la mayoría de los cuales se extinguen a la vez con nícoles cruzados. En su borde externo se encuentran mezclas de sulfuros metálicos, mientras que el borde interno es de olivino.

Las texturas radiales de piroxeno (RP) presentan agujas de piroxeno pobre en calcio (1-10  $\mu$ m), a veces separadas por vidrio, que irradian desde un único punto en el borde del cóndrulo.

Los cóndrulos criptocristalinos (C) están formados por intercrecimientos de grano fino ( $\leq 2 \mu\text{m}$ ) de piroxeno y vidrio, los cuales presentan múltiples dominios de extinción óptica bajo nícoles cruzados.

Las texturas granulares de olivino y piroxeno (GO, GP y GOP) tienen un tamaño de grano uniformemente menor que en las texturas porfídicas. Se trata de inclusiones brechoideas de olivinos y piroxenos de forma irregular que podrían no ser cóndrulos verdaderos.

La textura de un cóndrulo permite deducir ciertos aspectos de su formación, como su tasa de enfriamiento, si bien depende también de muchos otros factores en apariencia aleatorios, como el tipo y la abundancia de centros de nucleación. Se piensa que los cóndrulos porfídicos se formaron a partir de gotas que estuvieron intensamente fundidas, pero en las que se conservaron durante la fusión numerosos puntos de nucleación heterogénea (ej.: Lofgren, 1996). Hay discrepancia sobre el tamaño de los granos relicto que actuaron como núcleos de cristalización. De acuerdo con algunos autores, se preservarían habitualmente los núcleos de los granos, de posiblemente no más de unas pocas decenas de micras de diámetro (ej.: Wasson, 1993; Weisberg y Prinz, 1996). Por el contrario, los puntos de nucleación podrían haber sido de tamaño microscópico y por ello resultarían imposibles de identificar en los cóndrulos actuales (Lofgren, 1996). Las texturas barradas y radiales se desarrollarían cuando los fundidos se calientan a temperaturas de superlíquidos, eliminando la mayor parte de los núcleos. La nucleación también podría producirse al introducirse polvo en un cóndrulo fundido (Connolly y Hewins, 1995). De hecho se han reconocido granos relictos, de composiciones distintas a la de los cóndrulos que las alojan. Esto ocurre según los núcleos de los granos son recrecidos con nuevo material que cristaliza en el cóndrulo en el que se encuentra. Dichos núcleos pueden ser condensados primitivos que constituyeron parte del polvo nebuloso, o bien proceder de generaciones previas de cóndrulos (Steele, 1988; Jones, 1996a).

### *2.3.1.2 Clasificaciones composicionales.*

Aparte de la clasificación puramente textural ya expuesta, también se ha desarrollado otra clasificación que combina los rasgos mineralógicos y texturales con datos composicionales. Se aplica especialmente a los cóndrulos porfídicos, con el fin de diferenciar los cóndrulos pobres en FeO de los ricos en FeO en las condritas desequilibradas. De ese modo se introdujeron los términos tipo I (McSween, 1977a), para los cóndrulos reducidos y pobres en FeO, y tipo II para los oxidados y ricos en FeO. La distinción entre tipo I y tipo II es algo arbitraria, y se refiere a cóndrulos en los que el número de Mg ( $Mg\# = Mg/Mg+Fe^{2+}$  molar), calculado para la composición del olivino o del piroxeno pobre en Ca, es  $>90$  y  $<90$ , respectivamente.

Otros autores (Scott y Taylor, 1983; Jones, 1992a y b, 1994; Hewins, 1997) desarrollaron una clasificación en la que se incluyen todos los tipos de cóndrulos, con subdivisiones A y B para referirse a los cóndrulos ricos en olivino y los ricos en piroxeno, según que la relación en volumen olivino/(olivino+piroxeno) sea mayor de 0,80 y menor de 0,20, respectivamente. Así, por ejemplo, los cóndrulos de tipo IAB son pobres en FeO y contienen fenocristales tanto de olivino como de piroxeno; los cóndrulos de tipo IIA son ricos en FeO y contienen principalmente fenocristales de olivino.

Los cóndrulos porfídicos de tipo I y II pueden reconocerse también por rasgos texturales. La mayor parte de los cóndrulos de tipo I contienen olivino poiquilítico incluido en piroxeno, especialmente cerca del borde del cóndrulo. Presentan mayor cantidad de granos metálicos de Fe-Ni y troilita, y sus fenocristales son menores comparados con los de tipo II. A su vez, los primeros tienden a ser de menor tamaño y más redondos, y a tener una mesostasia más vítrea en las condritas no metamorfizadas. Los cóndrulos barrados de olivino pueden corresponder tanto al tipo I como al II. McSween (1977c) propuso un tercer grupo, llamado tipo III, es equivalente a la combinación de los grupos RP y C de Gooding y Keil (1981). Sin embargo, Hewins (1997) consideró que la clasificación composicional en dos tipos (I/II) era también aplicable a los cóndrulos de texturas no porfídicas. Un problema con este sistema es que muchos cóndrulos tienen contenidos de FeO intermedios, o texturas similares a la de la matriz, especialmente en condritas metamorfizadas, por lo que no todos los cóndrulos se pueden clasificar según este esquema..

Otro esquema de clasificación es el que fue propuesto y desarrollado por DeHart *et al.* (1992), Sears *et al.* (1992, 1995a), Huang *et al.* (1996) y Huang y Sears (1997). Se basó inicialmente en propiedades físicas de los cóndrulos, y el modo en que los diversos cóndrulos originales responden al metamorfismo del cuerpo padre. Los citados autores comprobaron primero la catodoluminiscencia (CL) de los cóndrulos, y los subdividieron entre los de intensa CL (grupo A) y los de débil o ninguna CL (grupo B), para a continuación hacer más subdivisiones en función de la intensidad y el color de la CL de los cristales de los cóndrulos y de su mesostasia. De esta forma crearon ocho grupos: de A1 a A5 y de B1 a B3 (Tabla 2.7).

A continuación, los citados autores relacionaron los resultados de CL con la composición de los olivinos y la mesostasia (Fig. 2.5), de forma que perfilaron más precisamente los límites de los grupos mencionados. Puesto que la mineralogía de la mesostasia es difícil de definir, por tratarse a menudo de vidrio, su composición se expresa en términos de la norma CIPW, que se refiere a la abundancia mineral calculada a partir de la composición total de la mesostasia. Las mesostasias suelen tener cuarzo, albita o anortita normativa. Según aumenta el tipo petrológico, la mesostasia se homogeneiza, la proporción de albita se hace mayor, y en los tipos 5 y 6 el componente cuarzo desaparece. Aquellos cóndrulos en los que la composición de la mesostasia migra hacia el vértice cuarzo-albita constituyen los grupos B; aquellos que se mueven a lo largo del eje del feldespato constituyen los grupos A.

**Tabla 2.7:** Grupos de cóndrulos definidos en términos de catodoluminiscencia y composición de la mesostasia (Huang *et al.*, 1996).

		Mesostasia*		Olivino	
	Catodoluminiscencia	Composición normativa (% en peso)	Catodoluminiscencia	% FeO	% CaO
A1	Amarilla	Plg (An >50)	Rojos	<2	>0,17
A2	Amarilla	Plg (An >50)	Ninguna/rojizos	2-4	0,1-0,2
A3	Azul	Plg (An >50)	Rojos	<4	>0,2
A4	Azul	Plg (An >50)	Ninguna/rojizos	>4	0,16-0,3

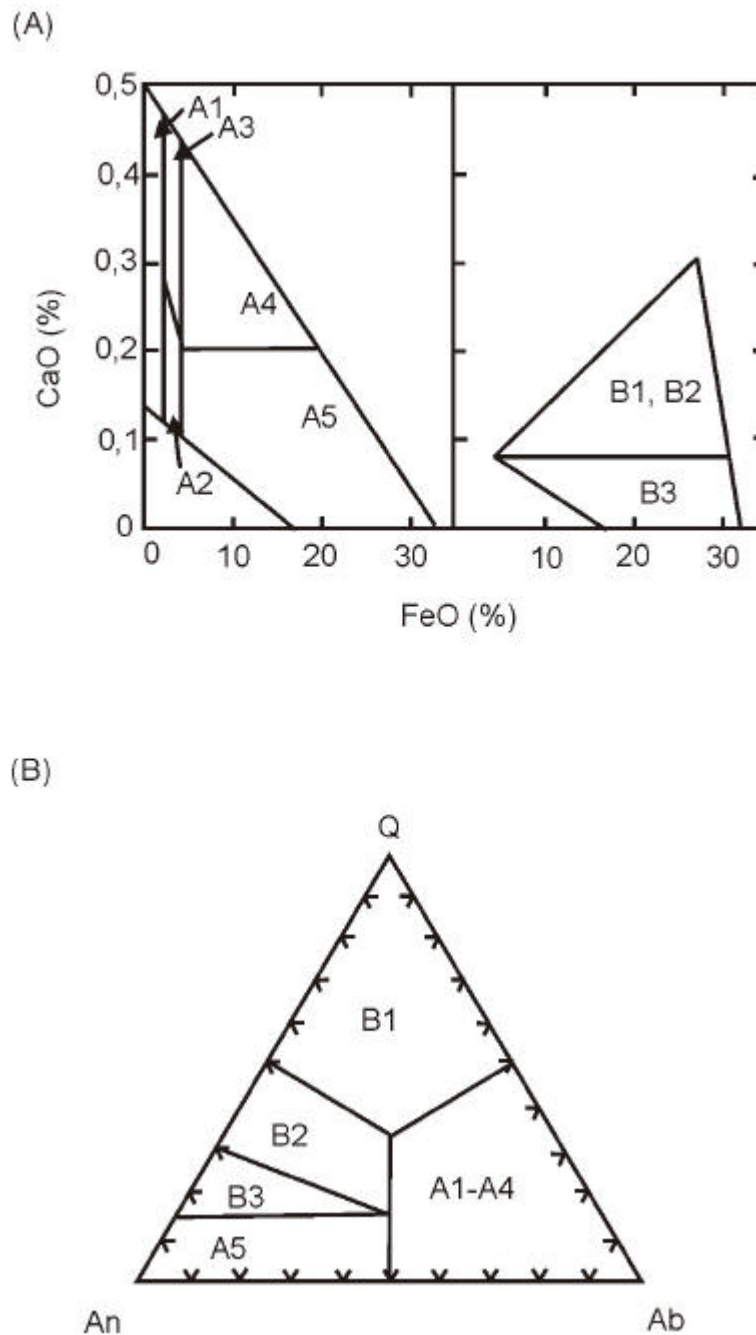
A5	Azul	Plg (An <50)	Ninguna	>4	<0,25
B1	Ninguna	Qz >30	Ninguna	4-25	0,08-0,3
B2	Ninguna	Qz 30-50	Ninguna/rojizos	20-25	0,08-0,3
B3	Púrpura	Qz 15-30	Ninguna	15-25	<0,08

\* Plg: plagioclasa. An y Qz se refieren a la anortita y el cuarzo normativo (% mol) calculada a partir de análisis con microsonda de electrones de haz desenfocado.

La composición del olivino es el siguiente criterio de clasificación. Al contrario que los olivinos terrestres o lunares, algunos olivinos condriticos contienen gran abundancia de elementos refractarios como Al, Ti y Ca (Steel, 1986). Esta cantidad depende del nivel de metamorfismo sufrido por el cuerpo padre. Los cóndrulos de condritas de tipo 3,0 contienen olivinos con un amplio rango de composiciones de CaO, mientras que las condritas de tipo  $\geq 3,8$  son ya bastante homogéneas. Los cóndrulos del grupo B pierden Ca más rápido que los olivinos y los cóndrulos del grupo A. Esta diferencia probablemente refleja las diferencias en la difusión del Ca entre los olivinos ricos en Fe y pobres en Fe.

En los pocos cóndrulos que carecen de olivino, Sears *et al.* (1992) sugerían usar el contenido en FeO y CaO del piroxeno, ya que muestra el mismo comportamiento, aunque con una menor tasa de difusión. Sin embargo, Sears *et al.* (1995a) indicaron que no se pueden proyectar los datos del piroxeno directamente en el gráfico creado originalmente para el olivino. También anticiparon que crearían un gráfico específico para el piroxeno, si bien hasta el momento no se tiene conocimiento de la publicación del mismo. Para los citados cóndrulos desprovistos de olivino se debe, por tanto, realizar la clasificación únicamente a partir de los datos de composición de la mesostasia.





**Figura 2.5:** Diagramas de clasificación de los cóndrulos en función de la composición de sus olivinos (A) y su mesostasia (B) (Sears *et al.*, 1995a).

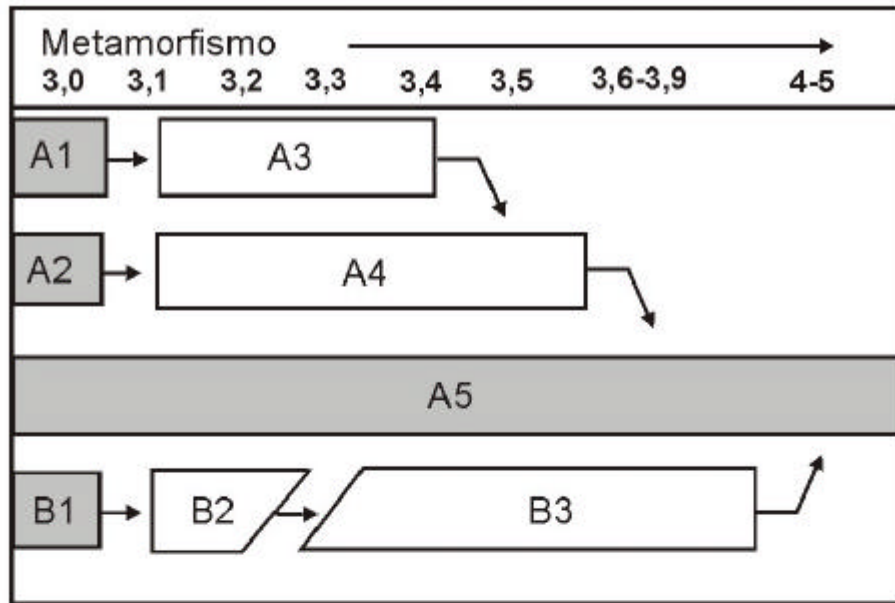
De los ocho grupos de los que, como se ha dicho, consta esta clasificación, cuatro parecen ser primarios (A1, A2, A5 y B1), pues son los que aparecen en condritas de tipo petrológico 3,0 (ej.: Semarkona). Con el aumento del tipo petrológico, el componente albítico de la mesostasia se hace progresivamente predominante, por lo que los cóndrulos del grupo A1 y A2 desaparecen para ser reemplazados por A3 y después A4, convergiendo al final en

el grupo A5. De forma similar, el grupo B1 evoluciona hacia B2, éste a B3 y por último a A5. La evolución a lo largo de la serie A es más rápida que en la B, esto es, se requieren mayores niveles de metamorfismo para homogeneizar la serie B (Fig. 2.6).

Este tipo de clasificación conserva características de algunos esquemas anteriores. Los cóndrulos de tipo IA (McSween, 1977b; Scott y Taylor, 1983) corresponden con el grupo A1, y el grupo A2 incluye los cóndrulos con piroxeno porfídico pobres en FeO que no encontraban lugar en la clasificación químico-textural. El grupo B1 incluye los cóndrulos de tipo II de otros autores. De forma aproximada, los grupos A comprenden los cóndrulos "gota" mientras que los cóndrulos B están formados por los cóndrulos "clásticos".

Recientemente, Beckett y Connolly (2002) han puesto de manifiesto las limitaciones y ambigüedades de los dos principales sistemas de clasificación de los cóndrulos en función de la composición de sus fases (por tipos y grupos). Según demostraron en dicho trabajo, actualmente no existe un modo satisfactorio de determinar el tipo para la mayoría de los cóndrulos clasificados originariamente por grupo, ni viceversa. Sin embargo, las clasificaciones por tipo de Scott y Taylor (1983) y por grupo de DeHart *et al.* (1992) están ampliamente extendidas, y aparecen aplicadas en todas las publicaciones sobre cóndrulos, por lo que su uso se mantendrá en este trabajo, a la espera de su revisión.

(A)



(B)

		Metamorfismo →							
		Semarkona	RC 075	Krymka	Chainpur	ALHA77214	Dhajala	Bremorvorde	Barwell
		3,0	3,1	3,2	3,4	3,5	3,8	3,9	5
Abundancias relativas	A1		A1	A1	A3	A3	A4	A3	A5
	A2		A2	A3	A4	A4	A4	A4	
	A5		A3	A4	A5	A5	A5	A5	
	B1		A5	A5	B3	A5	A5	A5	
			B2	B2	B2	B3	B3	B3	
						B1			

**Figura 2.6:** Evolución de los distintos tipos de cóndrulos (A) y variación relativa de sus proporciones, según progresa el metamorfismo térmico (B) (Sears *et al.*, 1995a).

## 2.4 El origen de los cóndrulos.

Puesto que los cóndrulos constituyen entre el 15 y el 75% en volumen de las condritas, y éstas son el tipo de meteorito más abundante (alrededor del 80% de las caídas observadas) se asume que una fracción importante de los sólidos de la zona interior de la nebulosa solar eran cóndrulos.

El ambiente de formación de los cóndrulos es objeto de considerable debate. La forma de gota que muestran y sus texturas ígneas llevó a proponer un origen a partir de un fundido (Sorby, 1877). Otros modelos que sugerían un origen planetario, como consecuencia de procesos volcánicos o de impactos, han quedado algo relegados. Los argumentos en contra de éstos últimos (Taylor *et al.*, 1983) incluyen la ausencia de fraccionación de REE en los cóndrulos, poco consistente con un origen volcánico, y diferencias en las abundancias de varios componentes entre las condritas y el regolito de la Luna.

En la actualidad, los modelos de mayor aceptación son los que suponen que los cóndrulos se formaron en la nebulosa solar, a partir de bolas de polvo acumuladas en el gas nebular. Un evento térmico transitorio e instantáneo produjo su fusión. Tras el subsiguiente enfriamiento, en tasas iniciales de cientos de grados por hora o incluso mayores, se formaron los cóndrulos, que a continuación acrecieron en los cuerpos padres condriticos (Wasson, 1993; Hewins, 1996, entre otros). A partir de estudios mineralógicos de los cóndrulos de las condritas desequilibradas se ha determinado la temperatura, el tiempo y otros factores importantes en los procesos de formación. Sin embargo, no se conoce aún la naturaleza del evento térmico (Boss, 1996).

Entre las numerosas teorías formuladas para explicar su formación se incluyen condensación (Suess, 1949; Wood, 1962; Cameron y Fegley, 1982; Larimer y Bartholomay, 1983; Wood y Hashimoto, 1993; Yoneda y Grossman, 1994; Ebel y Grossman, 1998; Petaev y Wood, 1998); reacciones químicas exotérmicas (Clayton, 1980); chorros a presión durante colisiones entre partículas (Kieffer, 1975; Kerridge y Kieffer, 1977); ablación meteórica en atmósferas protoplanetarias (Podolak y Cameron, 1974; Podolak *et al.*, 1993);

descargas eléctricas nebulares (Cameron, 1966; Morfill *et al.*, 1993; Wasson y Rasmussen, 1994; Horányi *et al.*, 1995; Horányi y Robertson, 1996); ondas de choque de supernovas (Wark, 1979); calentamiento por resistencia aerodinámica en el frente de acreción del disco protoplanetario (Wood, 1984; Ruzmaikina e Ip, 1994); erupciones solares magnéticas (Sonett, 1979; Levy y Araki, 1989; Cameron, 1995); ondas de choque gaseosas (Hood y Horányi, 1991, 1993; Boss y Graham, 1993; Hood y Kring, 1996; Connolly y Love, 1998); ondas de choque entre planetesimales (Hood, 1998; Weidenschilling *et al.*, 1998); ráfagas de una estrella FU Orionis<sup>1</sup> (Huss, 1988); flujos bipolares (Skinner, 1990; Liffman, 1992; Liffman y Brown, 1996; Shu *et al.*, 1996, 1997); intensas ráfagas de rayos gamma (McBreen y Hanlon, 1999); y calentamiento radiactivo (Eisenhour *et al.*, 1994; Eisenhour y Buseck, 1995). Existen abundantes argumentos astrofísicos a favor y en contra de cada modelo, que aparecen revisados en Rubin (2000). Este autor considera que los mecanismos más consistentes con las características que muestran los cóndrulos son las descargas eléctricas nebulares, las erupciones solares magnéticas y ondas de choque gaseosas.

En todos los grupos de condritas aparecen cóndrulos compuestos, formados por dos individuos unidos físicamente. Las propiedades de los cóndrulos compuestos ofrecen información sobre (1) la densidad local de materia sólida en el momento de la formación de los cóndrulos, (2) el número medio de eventos de calentamiento instantáneo experimentados por los cóndrulos y (3) el estado físico y químico de la materia sólida cuando tenía lugar la formación de los cóndrulos.

La evidencia textural muestra que, en el momento en que los cóndrulos compuestos se unieron, uno de ellos (el primario) era un esferoide lo bastante rígido para conservar su forma, mientras que el otro (el secundario) estaba fundido. Según criterios texturales y composicionales, Wasson *et al.* (1995) clasificaron los cóndrulos compuestos en hermanos o “siblings” (57%), que tienen texturas y composiciones muy similares, o independientes (43%), con texturas o composiciones que indican que los cóndrulos debieron formarse a partir de fundidos distintos. Considerados en su totalidad, se estima que el 1,4% de los cóndrulos en las condritas ordinarias son cóndrulos compuestos hermanos, y un 1,0%, son cóndrulos compuestos independientes, mientras que el resto son cóndrulos individuales. Entre los

hermanos, el tipo de textura más común tanto para el cóndrulo primario como para el secundario es la radial de piroxeno, seguido de la barrada de olivino y la criptocristalina. Entre los cóndrulos compuestos independientes, el 38% de los cóndrulos primarios son barrados de olivino, los porfídicos suponen otro 38%, y el 24% restante son cóndrulos radiales de piroxeno. Los cóndrulos secundarios independientes son principalmente de texturas barrada de olivino, radial de piroxeno y criptocristalinos.

Los citados autores interpretaron que los cóndrulos compuestos hermanos se formarían durante el mismo evento de calentamiento instantáneo y debieron chocar a consecuencia de movimientos turbulentos antes de la solidificación del cóndrulo secundario. Esto requiere que se formen simultáneamente nubes centimétricas de cóndrulos. Aunque una pequeña fracción de cóndrulos independientes se pudieron crear durante choques, se considera más plausible que los cóndrulos independientes se formasen de la misma forma que los granos relicto: por calentamiento relámpago de un agregado poroso de partículas pequeñas que contuviera un cóndrulo primario. Reflejan, por tanto, dos eventos de calentamiento instantáneo.

## **2.5 Reconocimiento de firmas condriticas en materiales terrestres.**

En la tierra se conocen unos 150 cráteres de impacto (Koeberl, 1998). El tipo de proyectil que los originó puede identificarse por sus restos físicos, pero éstos sólo se conservan, por lo general, en cráteres jóvenes (~0,1 M.a.) de menos de unos 1,5 km de diámetro. Esto se debe a que las altas temperaturas que tienen lugar durante el impacto suelen vaporizar los proyectiles de tamaño mayor de unos 40 metros, pues apenas son frenados por la atmósfera, y alcanzan la superficie de la Tierra a altas velocidades (Grieve, 1997; Montanari y Koeberl, 2000). Existen, sin embargo, algunas excepciones. Se han encontrado numerosos fragmentos en los depósitos del impacto Eltanin (SE del Océano Pacífico) (Kyte y Brownlee, 1985), que se cree causado por un proyectil kilométrico (Gersonde *et al.*, 1997). También se ha encontrado material meteorítico en sedimentos del límite K-T, aunque no es posible determinar el tamaño del impactor del que procedía (Kyte, 1998; Robin *et al.*, 1993).

La fusión y vaporización del proyectil dependen de la velocidad y del ángulo de impacto, aumentando con la primera y decreciendo con éste último (ej. Pierazzo *et al.*, 1997; Pierazzo y Melosh, 1999, 2000). La cantidad de meteorito vaporizado que se mezcla con la roca impactada, vaporizada, fundida y/o fragmentada es del orden de un 1% (Schmidt *et al.*, 1997). En algunos casos es posible diferenciar la huella química de la contaminación meteorítica en las rocas impactadas (Grieve, 1991; Koeberl y Shirey, 1997). La presencia de un componente meteorítico en las rocas terrestres, ya esté en un cráter, o como eyecta, puede ser un criterio decisivo para asignar un origen por impacto a una cierta estructura o depósito dudoso (Koeberl y Shirey, 1997).

Las principales técnicas geoquímicas aplicadas a estos estudios son la detección de una anomalía positiva de elementos siderófilos, y los métodos isotópicos de Re-Os y de Mn-Cr (Evans *et al.*, 1993; Koeberl, 1997, 1998; Koeberl y Shirey, 1997; Shukolyukov y Lugmair, 1998; McDonald *et al.*, 2001; Muñoz-Espadas *et al.*, 2001; Koeberl *et al.*, 2002; McDonald, 2002; Muñoz-Espadas *et al.*, 2003, en prensa).

### **2.5.1 Elementos traza siderófilos.**

Algunos elementos siderófilos y otros elementos afines son más abundantes en los meteoritos que en las rocas de la corteza terrestre (Tabla 2.8). Un enriquecimiento de Cr, Ni y Co, en niveles de ppm, y de Os, Re, Ir, Ru, Rh, Pd y Au, a niveles de ppb, se considera indicativo de la presencia de un componente extraterrestre. Sus relaciones interelementales, además, son diagnósticas de la identidad del proyectil (condrítico o férrico) (Tabla 2.9), pero no permiten identificar un proyectil acondrítico, ya que este tipo de meteorito contiene abundancias menores de los elementos siderófilos claves (Koeberl y Shirey, 1997; Schmidt, 1997; Koeberl, 1997, 1998).

Las condritas tienen altas concentraciones de Cr (típicamente de alrededor del 0,26% en peso; Anders y Grevesse, 1989), mientras que los meteoritos férricos tienen contenidos de Cr mucho más variables, pero del orden de 100 veces menores que las condritas (Buchwald, 1975). Un enriquecimiento en Cr, y bajas relaciones Ni/Cr o Co/Cr

pueden ayudar a distinguir una signatura condritica de la de un siderito (Evans *et al.*, 1993). Sin embargo, como Co, Cr y Ni son comunes en la corteza superior (con una media de 8, 37 y 45 ppm, respectivamente; Schmidt *et al.*, 1997), un enriquecimiento en estos elementos puede ser ambiguo.

**Tabla 2.8:** Composición de elementos siderófilos de varias rocas terrestres (basalto, granito, peridotita y corteza superior terrestre), meteoritos (condritas CI, acondrita de tipo eucrita), e impactitas.

	Basalto JB-1A (1)	Granito G-1 (2)	Peridotita JP (1)	Corteza continental superior (3)	Condrita CI (4)	Acondrita (Eucrita, Juvinas) (5)	Rocas de fundido de impacto (Clearwater East) (6)
ppm							
Co	38,6	2,3	116	8 <sup>#</sup>	508 <sup>a</sup>	3,3	-
Cr	392	20	2807	37 <sup>#</sup>	2650 <sup>a</sup>	2330	-
Ni	139	3,4	2458	45 <sup>#</sup>	10700 <sup>a</sup>	1,1	-
ppb							
Au	0,71	3,2	2300	0,40	148	7,1	4,90
Ir	0,023	2	20	0,03	480	0,028	25,19
Os	0,018	0,11	79	0,03	492	0,018	26,94
Pd	0,6	1,9	13	2,00	560 <sup>a</sup>	4	32,20
Pt	1,6	8,2	49	-	982	-	153*
Re	0,18	0,63	0,15	0,08	39	0,01	0,58
Rh	-	< 5	-	0,38	140	-	9,58
Ru	-	< 400	65	1,06	683	-	38,12

(1) Terashima *et al.* (1994). (2) Gladney *et al.* (1991). (3) Schmidt (1997) salvo <sup>#</sup> Schmidt *et al.* (1997). (4) Jochum (1996), salvo <sup>a</sup> Wasson y Kallemeyn (1988). (5) Morgan *et al.* (1978). (6) Promedio de 5 muestras, por Schmidt (1997), salvo \* Evans *et al.* (1993), una muestra.

Los elementos del grupo del platino (PGE) son más idóneos para identificar un componente meteorítico. Las abundancias de Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, junto con la del Au, son de varios órdenes de magnitud más altas en las condritas y en los sideritos que en las rocas de la corteza terrestre (ej.: Morgan *et al.*, 1975; Palme *et al.*, 1978, 1979; Morgan y Wandless, 1983; Evans *et al.*, 1993). Por ejemplo, las condritas contienen alrededor de 400-800 ppb de Ir y Os (según el tipo de condrita), mientras que la concentración de estos dos elementos en la corteza continental es de aproximadamente 0,02 ppb (ej.: Taylor y McLennan, 1985). Es por ello que la relación entre la señal y el fondo es muy alta para los PGE en las impactitas.



### 2.5.2 Sistema isotópico Re-Os.

La aplicación del sistema Re-Os se basa en que las condritas y los meteoritos férricos tienen una baja relación  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ , en comparación con la relación más alta que presentan las rocas de la corteza actual. La mezcla de un componente meteorítico con las rocas corticales produce una anomalía de  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ , salvo que este componente proceda de una acondrita. En cualquier caso, el método no permite determinar el tipo de meteorito.

**Tabla 2.9:** Comparación de las relaciones elementales de diferentes meteoritos e impactitas.

	Condritas				Sideritos		Impactitas	
	CI	H	L	LL	IIIAB	IAB	Clearwater East	Morokweng East
Os/Ir	1,06 <sup>#</sup>	-	-	-	-	-	0,98	-
Ru/Ir	1,42	1,42	1,47	1,49	1,38	2,04	1,53	1,50
Rh/Ir	0,29	0,30	0,33	0,34	-	-	0,36	0,53
Pd/Ir	1,21 <sup>#</sup>	1,11	1,35	1,64	0,29	1,01	1,31 <sup>#</sup>	1,54
Pt/Ir	1,97	2,08	2,17	2,22	1,9	2,2	8,6*	2,10
Ni/Ir	23000*	-	-	-	1900	7800	-	13400
Cr/Ir	5,5*	-	-	-	0,02	-	-	8020
Ir/Au	3,22	3,45	3,03	2,70	5,55	1,05	5,48 <sup>#</sup>	3,22
Pt/Au	7,07*	-	-	-	10,7	2,3	2,95*	-
Pd/Au	4,0*	-	-	-	6,6	1,2	1,97*	-
Ru/Rh	4,95	4,63	4,40	4,33	-	-	3,04	4,14
Ir/Re	12 <sup>#</sup>	-	-	-	-	-	57 <sup>#</sup>	-
Pt/Pd	-	1,88	1,16	1,35	-	-	-	1,29
Pt/Ru	1,39*	-	-	-	1,4	1,1	8,6*	-
Pd/Ru	0,79*	-	-	-	0,12	3,55	2,95*	1,09

Promedios: CI: Jochum (1996), 2 análisis, salvo <sup>#</sup> Schmidt (1997) y \* Evans *et al.* (1993) y referencias que incluye. H, L y LL: McDonald (2002) Número de análisis: H, 2; L, 3; LL, 2. IIIAB y IAB: Evans *et al.* (1993) y referencias que incluye. Clearwater East: rocas de fundido de impacto, McDonald (2002), salvo <sup>#</sup> Schmidt (1997), 5 análisis, y \* Evans *et al.* (1993), 2 análisis. Morokweng: rocas de fundido de impacto, McDonald *et al.* (2001), 16-18 análisis, según la relación.

El sistema se basa en la desintegración del  $^{187}\text{Re}$  en  $^{187}\text{Os}$ , con una vida media de  $42,3 \pm 1,3$  Ga (Lindner *et al.*, 1989). Respecto al comportamiento geoquímico del Re y el

Os, el primero es moderadamente incompatible y se acumula en el fundido, mientras que el segundo es fuertemente retenido en el manto durante su fusión parcial, y permanece en el residuo. Este comportamiento explica las altas concentraciones de Re, pero bajas de Os, de las rocas de la corteza continental, y su relación Re/Os, normalmente no menor de 10 (Koeberl, 1998).

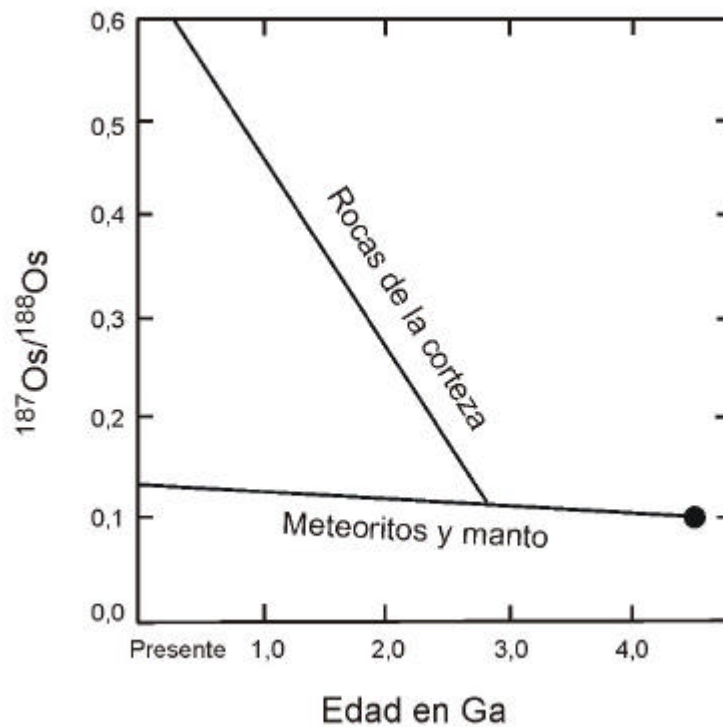
El manto terrestre tiene unas concentraciones de Re y Os mucho más bajas que las de los meteoritos. Sin embargo, su relación Re/Os no se diferencia de la de ellos (Faure, 1986), especialmente en el caso de las condritas y los sideritos. Estos tienen contenidos de Re y Os relativamente altos, siendo el Os más abundante que el Re (aproximadamente 600 y 500 ppb, respectivamente, en las condritas), lo que supone una relación  $\text{Re/Os} \leq 0,1$ . Las acondritas, sin embargo, tienen bajas concentraciones de Re y Os (se han medido concentraciones del orden de 0,06 y 0,44 ppb, respectivamente, en la eucrita Moore County; Mason, 1979; tabla 2.10). En consecuencia, la relación  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  de los meteoritos y las rocas mantélicas sólo experimentó pequeños cambios con el tiempo, al contrario que las rocas corticales (Fig. 2.7). El manto actual tiene una relación  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  de 0,12-0,13 (ej.: Smoliar *et al.*, 1996; Meisel *et al.*, 1996). Los meteoritos también presentan una baja relación  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ . Por ejemplo, un grupo de 12 condritas ordinarias define un estrecho intervalo de  $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$  actual de  $0,1289 \pm 0,0011$ . Los análisis de 10 condritas enstatíticas definen un rango similar de  $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$  de  $0,1283 \pm 0,0005$ . En contraste, los resultados para cuatro condritas carbonáceas definen relaciones  $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$  un 1-2% menores ( $0,1259 \pm 0,0005$ ; Meisel *et al.*, 1996). Para la corteza continental superior, sin embargo, los valores típicos de  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  son de 0,67-1,61 (Koeberl y Shirey, 1997; Koeberl *et al.*, 1998).

**Tabla 2.10:** Abundancias medias de Re y Os en materiales terrestres y extraterrestres.

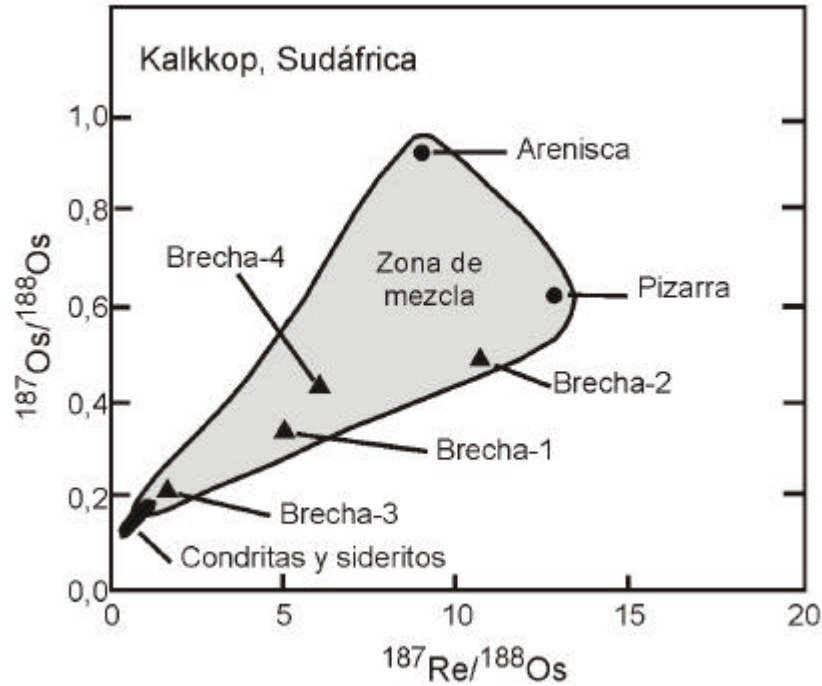
Roca	Re (ppb)	Os (ppb)	Re/Os
Condritas CI (1)	36,5	486	0,075
Condritas ordinarias (1)	57	660	0,086
Sideritos IIAB (1)	1,39-4799	12,7-65270	0,073-0,11
Sideritos IIIAB (1)	2,83-1444	17,1-18430	0,078-

			0,202
Acondritas (eucritas) (1)	0,01-0,06	0,018-0,44	0,081-0,136
Basalto JB-1A (2)	0,18	0,018	10
Granito G-1 (3)	0,63	0,11	5,727
Peridotita JP (2)	0,15	79	0,002
Corteza continental superior (4)	0,8	0,03	2,66

(1) Koeberl y Shirey (1997) y referencias incluidas. (2) Terashima *et al.* (1994). (3) Gladney *et al.* (1991). (4) Schmidt (1997), valor promedio.



**Figura 2.7:** Esquema de la evolución con el tiempo de la relación  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  en los meteoritos y en la corteza y el manto terrestres (Faure, 1986).



**Figura 2.8:** Relaciones de  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  frente a  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  para las rocas de la zona de impacto (pizarras y areniscas) del cráter Kalkkop (Sudáfrica), por comparación con los datos de cuatro brechas de impacto y de meteoritos condriticos y sideritos. A partir de Koeberl y Shirey (1997).

Debido a la alta abundancia de Os y Re en las condritas, basta la mezcla de una pequeña cantidad de componente meteorítico con los materiales de la zona de la corteza impactada para alterar las características isotópicas del Os de las brechas o rocas de fundido del impacto (Tabla 2.11, fig. 2.8).

**Tabla 2.11:** Abundancias de Os y datos isotópicos de muestras del límite K-T, vidrios de impacto y brechas de impacto (Koeberl y Shirey, 1997, y referencias que incluye).

Muestra	Os (ppb)	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$
Localidades del límite K-T			
Starkville South, E.E.U.U.	25	0,14	1,2
Madrid, E.E.U.U.	12,2	0,140	1,167
Woodside Creek, Nueva Zelanda	60	0,135	1,12
Stevns Klint, Dinamarca	110	0,1668	1,386
Tectitas de Costa de Márfil			
IVC 8902	0,0889	0,2087	1,734
IVC 2069	0,129	0,1528	1,270
Vidrio del cráter Bosumtwi			

BI 9201	0,125	0,9009	7,49
Brecha del cráter Kalkkop			
Br-2 (100,4)	0,0354	0,487	4,049
Br-3 (112,7)	0,1886	0,2149	1,790
Rocas de fundido de Chicxulub			
CI-N10-1A	25,2	0,113	0,941
CI-N10-2	0,056	0,505	4,200

### 2.5.3 Sistema isotópico Mn-Cr.

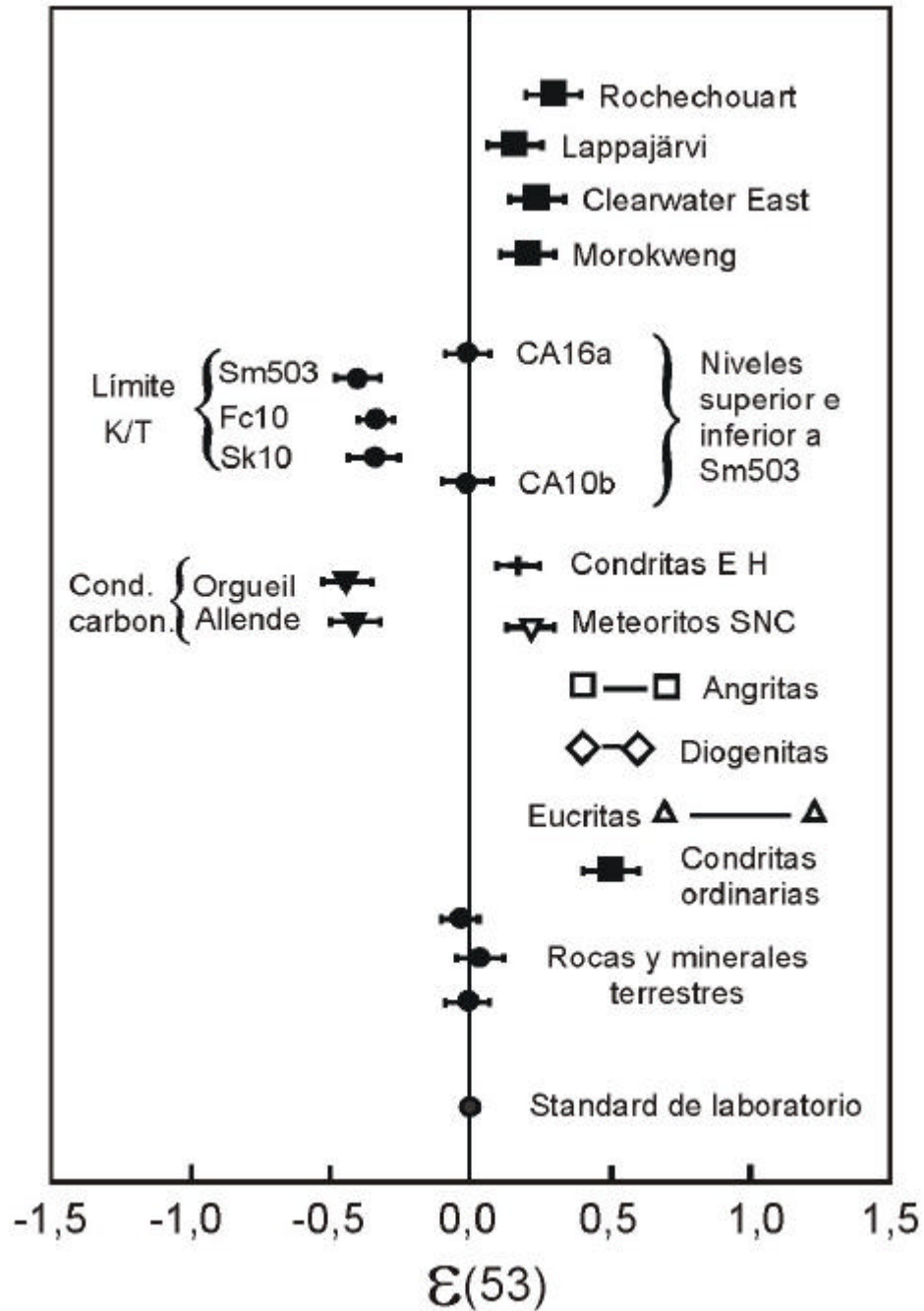
Con respecto al sistema Mn-Cr, se considera la desviación de la relación  $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$  de las impactitas respecto a la relación terrestre, resultado de la adición del componente extraterrestre. Se basa en la desintegración del nucleido radiactivo  $^{53}\text{Mn}$  en  $^{53}\text{Cr}$  estable, con una vida media de 3,7 M.a. El  $^{53}\text{Mn}$  se encuentra actualmente extinto en el Sistema Solar, pero aún estaba presente durante la formación de los primeros planetesimales, tal y como indica la variación de la abundancia relativa del  $^{53}\text{Cr}$  radiogénico en varios objetos antiguos del Sistema Solar (Birck y Allègre, 1988; Hutcheon *et al.*, 1992; Nyquist *et al.*, 1997).

Lugmair y Shukolyukov (1998), desarrollaron una técnica que permite medir pequeñas variaciones de  $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$  de menos de 1  $\epsilon$ , con una incertidumbre de 0,05 a 0,10  $\epsilon$  (1  $\epsilon$  es una parte en  $10^4$ ), a través de análisis realizados por Espectrometría de Masas. Estas variaciones isotópicas se miden como desviaciones de la relación  $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$  respecto a la relación standard terrestre. Las muestras terrestres presentan  $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr} \sim 0 \epsilon$  independientemente de su origen, puesto que la Tierra se homogeneizó tras la completa desintegración del  $^{53}\text{Mn}$  (Tabla 2.11). Con las muestras lunares se obtiene el mismo resultado que para la Tierra, debido a su estrecha relación genética (ej.: Hartmann y Davis, 1975; Hartmann, 1986; Stevenson, 1987; Melosh, 1989).

La mayor parte de los meteoritos presentan un exceso de  $^{53}\text{Cr}$  respecto a los valores terrestres. Aunque las relaciones de  $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$  de eucritas y diogenitas individuales varían debido a una temprana fraccionación de Mn/Cr a escala planetaria en su cuerpo padre (Vesta), dichas relaciones se caracterizan por un exceso de  $^{53}\text{Cr}$  próximo a valores

condríticos de  $\sim 0,57 \epsilon$ . El sistema isotópico Mn-Cr de las angritas, unas acondritas primitivas, y los siderolitos del tipo pallasitas también es consistente con relaciones  $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$  de  $\sim 0,5 \epsilon$ . El exceso de  $^{53}\text{Cr}$  es de  $\sim 0,22 \epsilon$  para los meteoritos marcianos, y de  $\sim 0,17 \epsilon$  para las condritas EH (Fig. 2.9; Shukolyukov y Lugmair, 1998). Las condritas ordinarias muestran una relación característica de  $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr} \sim 0,48 \epsilon$ . Las condritas carbonáceas, sin embargo, muestran un déficit aparente de  $^{53}\text{Cr}$  de  $\sim -0,40 \epsilon$ , que resulta de la utilización de la relación de  $^{54}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$  para una corrección de una fraccionación de segundo orden. Su déficit de  $^{53}\text{Cr}$  se debe en realidad a un exceso de  $^{54}\text{Cr}$ , reflejo de su contenido en Cr presolar, caracterizado por una relación  $^{54}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$  generalmente elevada (Podosek *et al.*, 1997).

Este sistema isotópico puede utilizarse, por tanto, para comprobar si una parte del Cr contenido en una supuesta impactita o en una posible capa de eyecta es de origen cósmico, frente a un posible origen volcánico. Proporciona, además, pruebas de un impacto, y en particular del tipo de impactor (ej.: Shukolyukov *et al.*, 1999, 2000; fig. 2.9; tabla 2.12).



**Figura 2.9:** Relación  $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$  en varios materiales terrestres, meteoríticos, impactitas, y muestras del límite K-T (Shukolyukov y Lugmair, 2000b, y Shukolyukov et al., 2000). Procedencia de las muestras del límite K-T: SM503: Caravaca, España; FC10 y SK10: Stevens Klint, Dinamarca. Impactitas: Rochechouart, Lappajärvi, Clearwater East y Morokweng.

**Tabla 2.12:** Relaciones  $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$  y concentración de Cr en muestras del límite K-T, comparadas con sus fondos, y en rocas de impacto.

Muestra	Cr (ppm)	$^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ ( $\epsilon^*$ )
Arcillas del límite K-T y material de fondo (1)		
SK503, Caravaca, España	991	$-0,40 \pm 0,08$
CA10b, Caravaca, España, 10-15 cm bajo el K-T	40	$-0,01 \pm 0,07$
CA16a, Caravaca, España, 16-20 cm sobre el K-T	69	$-0,02 \pm 0,12$
Depósitos impactíticos en Barberton y material de fondo (2)		
D-4, capas de esférulas de Barberton, Sudáfrica	-	$-0,32 \pm 0,06$
Muestra del fondo, 3 m por debajo	-	$0,01 \pm 0,06$
Rocas de fundido de impacto del cráter Morokweng (3)		
MO15, Morokweng, Sudáfrica	359	$0,24 \pm 0,04$
MO48, Morokweng, Sudáfrica	408	$0,27 \pm 0,03$

(1) Shukolyukov y Lugmair (1998). (2) Shukolyukov y Lugmair (2000). (3) Shukolyukov *et al.* (1999). \* $\epsilon$  es 1 parte en  $10^4$ .



---

## **CAPÍTULO 3**

---



### **3. TÉCNICAS DE ESTUDIO.**

#### **3.1 Microscopía de luz transmitida y reflejada.**

El estudio mineralógico y petrográfico de las muestras se realizó en el Departamento de Geología del MNCN. El equipo es un microscopio polarizador Nikon Eclipse E600 POL equipado con lámparas de iluminación diascópica (luz transmitida) y episcópica (luz reflejada), un ocular de 10 aumentos, y objetivos de 5, 10, 20, 40 y 50 aumentos. Es posible acoplarle una cámara digital Nikon Coolpix 950.

Con este equipo se estudiaron las muestras en formato de lámina delgada pulida, prestando especial atención a su mineralogía y textura general, abundancia relativa de los distintos componentes de las condritas (cóndrulos, matriz, metálicos) y sus características.

A partir de los estudios de microscopía óptica se determinó el grado de metamorfismo de impacto que afectaba a las muestras. También sirvió para seleccionar elementos concretos, como los cóndrulos, sobre los que se realizarían las determinaciones composicionales por técnicas analíticas (microsonda electrónica, SEM, PIXE).

#### **3.2 Espectroscopía Raman.**

Los análisis de Espectroscopía Raman se realizaron en el Laboratorio de Espectroscopía Raman de la Unidad Asociada al Centro de Astrobiología en la Universidad de Valladolid. Ésta es una técnica con un gran potencial para la identificación y el análisis estructural de minerales. Se basa en uno de los efectos de la interacción de la luz con la materia, el llamado “efecto Raman”, que tiene lugar cuando una pequeña porción de una luz láser monocromática que incide en una muestra es dispersada inelásticamente. Esta radiación dispersada contiene información sobre las vibraciones de los enlaces atómicos en las moléculas de la muestra excitada por la energía de la luz incidente. El espectro observado es característico de una determinada fase o grupo molecular presente. Por lo tanto se puede usar como una técnica de identificación precisa de fases minerales o especies químicas.

Los cambios en la posición de bandas de vibración individuales, suelen deberse al efecto de variaciones en la temperatura, presión y composición química o distorsiones de la estructura. Esta técnica está especialmente indicada para el análisis de materiales de los que se dispone de poca cantidad debido a su carácter no destructivo, la posibilidad de realizar análisis “in-situ” y su alta resolución espacial, de hasta el orden de un micrómetro (microRaman). Además no consume material, y no es necesaria la preparación previa de la muestra. Entre sus limitaciones se cuentan la dificultad de cuantificación, y la ausencia por el momento, de bases de datos extensas en las que apoyarse para realizar la identificación mineral.

Los espectros, que se muestran en el Apéndice 1, se realizaron sobre las muestras de mano de las condritas. El instrumental se compone de: una fuente de láser de diodo de 785 nm de longitud de onda. Su potencia sobre la muestra fue de 10 mW, para garantizar que no se produjeran transformaciones “in-situ”; un microscopio en modo reflejado, con objetivos de 50 y 100 aumentos (spot de 2 a 3  $\mu\text{m}$ ) que lo enfoca en la platina de la muestra, y dirige el haz dispersado que contiene la señal Raman a través de un cabezal tipo Mark II de Kaiser Optical Systems. Este cabezal contiene un filtro interferencial a la salida del haz láser para garantizar una gran precisión en la longitud de onda incidente y un filtro SuperNotch a la llegada de la radiación reemitida que bloquea también con gran precisión dicha longitud de onda, dejando pasar el resto de las radiaciones que contienen la información atómico-molecular. El espectrómetro usado es un Kaiser Hololab 5000, equipado con rendijas de 50  $\mu\text{m}$ , y un sistema de detección por CCD (Charge Coupled Device) de 1024 x 128 pixels. La red de difracción del espectrómetro es una red dual con resolución espectral de 1,5  $\text{cm}^{-1}/\text{pixel}$  (Fig. 3.1). El tiempo de integración (adquisición de los espectros) fue de entre 5 y 20 segundos, con 10 acumulaciones para cada espectro. La lectura de longitud de onda del espectrómetro se calibró con un cristal de cuarzo y uno de silicio. Posteriormente, los espectros se compararon con los contenidos en las bases de datos del Mineral Spectroscopy Server (2002) y el Handbook of Raman Spectra (2002).

Con el análisis mediante Espectroscopía Raman se analizaron, de manera no destructiva y en modo micro (identificación de granos minerales individuales), las diferentes especies minerales de que constan las condritas.

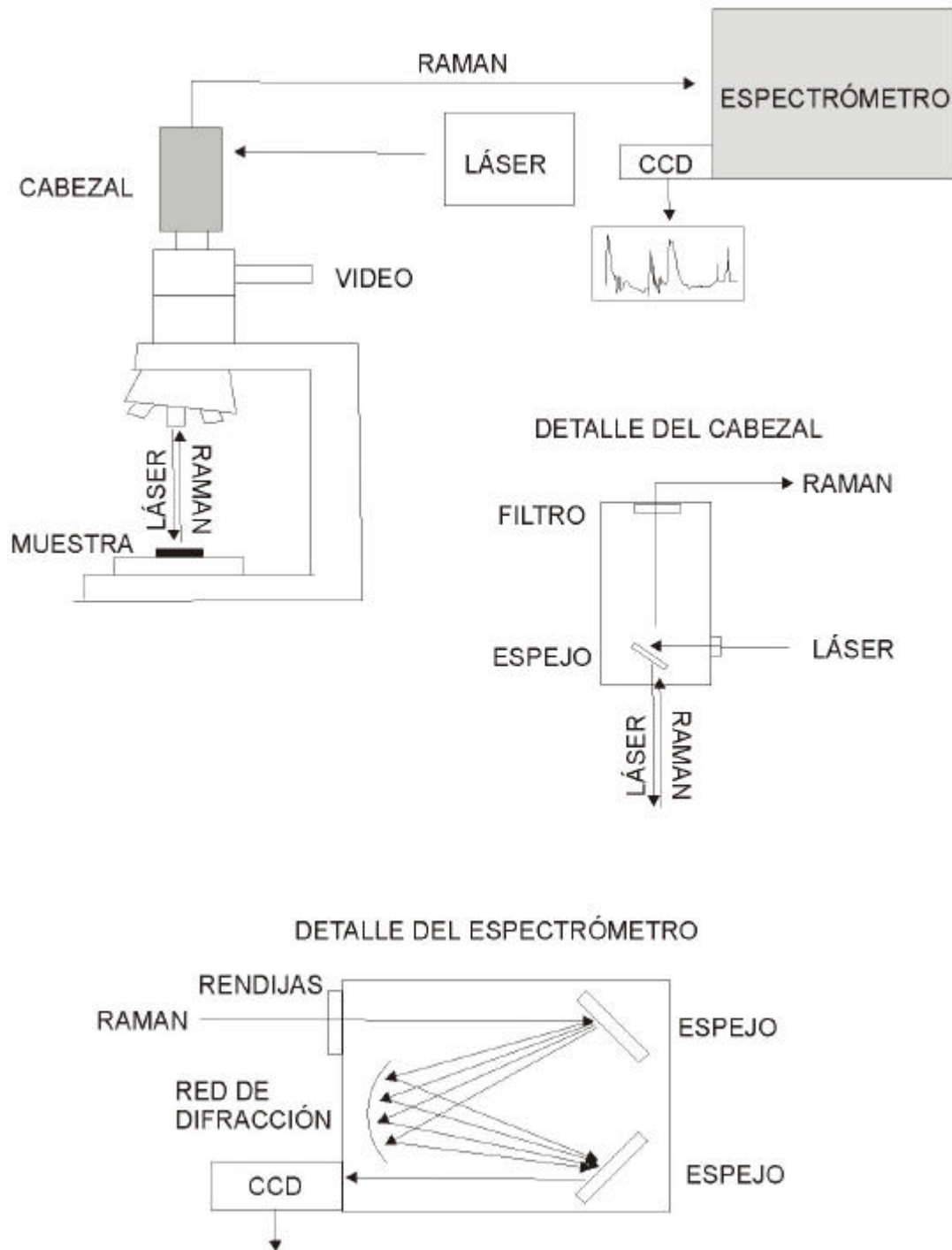
Se pretende establecer si los choques a los que han estado expuestas las condritas en su cuerpo padre asteroidal se reflejan en la estructura cristalina de los minerales presentes en ellas. Dichas deformaciones estructurales se manifiestan como variaciones en la posición y anchura de algunos picos característicos en los espectros Raman. La posibilidad de detectar si una condrita está afectada por choques a través de una técnica no destructiva, y sobre muestras de mano, sin necesidad de prepararla previamente, supondría un importante avance en el estudio de los meteoritos, ya que siempre se trabaja sobre muestras pequeñas, y cada ejemplar es único.

No obstante, esta segunda posibilidad tiene sus limitaciones por el hecho de que los espectros Raman son muy sensibles a los efectos de corto alcance en la estructura y bastante menos a los de largo rango. Las transformaciones sufridas por el material, como recristalizaciones parciales, alteración del orden cristalino, variación del tamaño de cristalito, etc, debidas a los sucesivos impactos, no suelen tener un reflejo intenso en la posición e intensidad de las bandas. En cambio, afectan a su anchura y simetría pero, por el momento, los estudios dedicados a estos aspectos son mas bien escasos.

### **3.3 Espectrometría de emisión óptica por plasma acoplado inductivamente- (ICP-OES).**

A fin de obtener composiciones de elementos traza de roca total, se analizó una fracción pulverizada de las condritas con un equipo de ICP Thermo Jarrell Ash modelo ICAP-61, de los Laboratorios del IGME en Tres Cantos, Madrid.

Debido al pequeño tamaño de las muestras, la cantidad analizada se limitó a un gramo por condrita. El material pulverizado se sometió a un ataque multiácido a sequedad ( $\text{HNO}_3 + \text{HClO}_4 + \text{HCl}$ ) y posterior disolución en  $\text{HCl}$ . Con esta técnica se pueden detectar concentraciones de hasta el nivel de ppm, según el elemento. Las incertidumbres en los resultados son como valor medio para todos los elementos de  $\pm 15\%$  del valor de la medida. Los elementos detectados son: Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, Ni, Cr, P, Co, As, Ag, Zn, Cd, Sc, V, Sb, La, Ba, Be, Ce, Cu, Mo, Nb, Pb, Y y W.



**Figura 3.1:** Esquema del equipo de Espectrometría Raman.

### **3.4 Microscopio electrónico de barrido (SEM).**

El microscopio electrónico de barrido utilizado en este trabajo se encuentra en el Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense, Madrid. El equipo es una JEOL modelo JSM-6400 con un sistema de procesamiento de imágenes, por detección de electrones secundarios y retrodispersados generados por la interacción de un haz de electrones con la muestra. La resolución de una imagen de electrones secundarios (a 35 kV) es de 3,5 nm a una distancia de trabajo de 8 mm, mientras que en las mismas condiciones, la resolución de una imagen de electrones retrodispersados puede alcanzar los 10,0 nm. La distancia de enfoque es de 3 a 53 mm. Las distancias de trabajo específicas son 8, 15, 25, 39 y 48 mm. La corriente de la sonda es de  $10^{-12}$  a  $10^{-5}$  A. En el cañón de electrones se produce un voltaje de aceleración de 0,2 a 40 kV a partir de un cátodo formado por un filamento de tungsteno.

Cuenta además con un espectrómetro EDAX (Energy Dispersive X-rays Analysis) marca OXFORD modelo LINK PENTAFET, que le permite analizar la radiación de rayos X y funcionar, con sus evidentes limitaciones, como una sonda analítica. Esta capacidad es la que se ha aprovechado en este trabajo para obtener análisis semicuantitativos de la composición total en elementos mayores de los cóndrulos, a partir de las muestras en lámina delgada. Para ello el haz de electrones se desenfocó hasta cubrir un área importante y representativa del objeto de análisis.

Las determinaciones se realizaron con un voltaje de aceleración de 20,00 kV y una intensidad de corriente del haz de 1,00 nA. Esta técnica tiene la ventaja de que ni se destruye ni pierde material durante la realización del análisis. La razón de obtener composiciones de cóndrulo total a partir de SEM, además de las de PIXE, se debe al hecho de que hay tres elementos que no se pueden analizar con ésta última técnica, pero sí con la primera (aunque con carácter semicuantitativo): sodio, magnesio y aluminio. De esta forma los resultados se complementan.

### **3.5 Microsonda electrónica.**

La microsonda electrónica utilizada en este trabajo se encuentra en el Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense, Madrid.

El equipo es de la marca JEOL modelo Superprobe JXA-8900M. Cuenta con cuatro espectrómetros (4 canales) en donde están alojados los siguientes cristales: Canal 1: TAP y LD2; Canal 2: PETJ y LIF; Canal 3: PETJ y LIF; Canal 4: PETJH y LIFH. Las condiciones rutinarias de trabajo para elementos mayores son 15 kV y 20 nA, variables hasta 20 kV y 50 nA para elementos de alto peso atómico. El diámetro normal de haz de electrones es de 5  $\mu\text{m}$ . Las concentraciones obtenidas se corrigieron con el procedimiento ZAF.

Los patrones más usuales empleados en el análisis de silicatos son: albita, almandino, escapolita, forsterita, fluorapatito, feldespatos potásico, gahnita, hematites, ilmenita, kaersutita, sillimanita, etc. Una parte de ellos fueron cedidos al Departamento de Petrología y Geoquímica (Facultad de Ciencias Geológicas, UCM, Madrid) por el Instituto Smithsonian, Washington (Jarosewich *et al.*, 1980; Jarosewich y White, 1987; Jarosewich y Boatner, 1991). Otros patrones fueron comprados por este Departamento a la Universidad de Harvard (McGuire *et al.*, 1992), a Polysciences Eur. GmbH y a otras casas comerciales.

Con la microsonda electrónica se obtuvieron análisis composicionales cuantitativos puntuales de elementos mayores y menores, a partir de las muestras en lámina delgada, de manera que ni se destruye ni pierde material durante el proceso de obtención de datos. La cuantificación se realiza mediante un WDS (Wavelength Dispersive Spectrometer). El límite de detección es del orden de 100-500 ppm, según el elemento considerado. Para fines cuantitativos se han aceptado aquellos análisis en los que la suma total de los óxidos se encuentra entre 98,5 y 101,5%; los análisis con totales menores de 98,5% permiten identificar la mineralogía del punto analizado.

### **3.6 Emisión de rayos X inducida por protones (PIXE).**

En esta investigación se ha empleado la técnica de Emisión de rayos X inducida por partículas (Particle-Induced X-ray Emission, o PIXE) en el “Ion Beam Analysis Group” de la Facultad de Física y Astronomía de la Universidad Libre de Amsterdam (Vrije Universiteit) (Vis *et al.*, 1993; Kramer, 1996). Esta técnica no



destrucciona permite medir concentraciones hasta ppm con resoluciones espaciales micrométricas.

Respecto a las condiciones del análisis, se empleó un haz de protones con un diámetro de  $10 \times 20 \mu\text{m}$  (micro-PIXE). El voltaje de aceleración era de 3 MeV, mientras que la corriente del haz se mantuvo por encima de 1 nA. La medición de la carga del haz se realizó mediante una lámina de oro que se interponía a la trayectoria del haz durante 20 segundos cada 5 minutos, y la calibración mediante un patrón de cuarzo. Los tiempos de conteo para el análisis de los cóndrulos fueron variables, siendo más frecuente tres horas. Ante el detector se colocó un filtro perforado de  $500 \mu\text{m}$  de Al, con una perforación de 2 mm de diámetro, con el fin de reducir el fondo del espectro que causa el efecto bremsstrahlung, a la vez que atenuaba los rayos X de los elementos más abundantes, cuyos altos contajes originan “pile-ups” que enmascaran las señales de otros elementos. A causa de la composición de este filtro, el Al no es detectable, como tampoco lo son, en cualquier caso, los elementos de  $Z < 12$ , pues las débiles energías de sus emisiones de rayos X quedan absorbidas en la ventana del detector. El límite de detección mínimo se obtiene en dos regiones de número atómico:  $20 < Z < 35$  y  $75 < Z < 85$ , y alcanzan el orden del ppm.

Las muestras utilizadas son cuatro láminas delgadas, una por condrita, preparadas sobre un vidrio de alta pureza (Herasil<sup>®</sup>), de  $\sim 40 \mu\text{m}$  de grosor, y una superficie aproximada de  $1,5 \text{ cm}^2$  cada una. Se colocaron sobre una platina motorizada, de forma que el haz de protones realizó sucesivas pasadas a lo largo del diámetro de cóndrulos, recogiendo la emisión de rayos X. Los perfiles composicionales elementales, que reflejan su variación espacial expresada en cuentas, se procesaron a partir del espectro de rayos X (Apéndice 2) con el programa PEAK. Cuanto menor es el número de cuentas producidas por un determinado elemento, mayor es el pixel o paso que es necesario utilizar para dibujar su distribución.

De forma independiente, el programa GUPIX ajustaba el espectro y calculaba la concentración de cada elemento en el espectro total, y el factor de conversión de cuentas a concentración, con el que se cuantificaban los perfiles (Apéndice 3). El efecto de “retorno del haz”, que “se detiene” al final de cada pasada, tiene como consecuencia

una mayor acumulación de cuentas en los extremos del perfil, que pueden eliminarse, o al menos mitigarse, cortando los dichos extremos. Con todo, la cuantificación de los extremos de los perfiles aún puede dar resultados anómalamente altos para aquellos elementos que emiten rayos X en grandes intensidades, y en consecuencia dan muy altos contajes. Este es el caso, por ejemplo, del hierro. Las distribuciones espaciales de algunos elementos no detectados por GUPIX, pero cuyo pico aparece claramente en el espectro, serán consideradas de forma cualitativa.

Debido a que el haz de protones excita la producción de rayos X hasta cierta profundidad bajo la superficie de la muestra (unas 10  $\mu\text{m}$ ), el volumen de material analizado es de 10 x 10 x 20  $\mu\text{m}$ . De ahí que la composición calculada para la totalidad del perfil o linescan se puede considerar aproximativa de la composición del cóndrulo total. Los resultados de PIXE se expresan originalmente en % en peso en átomos, pero posteriormente los elementos mayores y menores se han recalculado en óxidos para facilitar su comparación con los análisis de cóndrulo total realizados por otros autores. En un análisis con PIXE, el tamaño del punto analizado y la penetración del haz es mayor que en un análisis de microsonda electrónica, por lo que también es mayor el volumen de detección. Estos dos factores causan desviaciones entre las concentraciones determinadas por ambas técnicas.

Los destacados picos del Fe, a 6,40 ( $K_{\alpha}$ ) y 7,05 keV ( $K_{\beta}$ ) enmascaran los correspondientes  $K_{\alpha}$  del Cu y el Co. Otra dificultad analítica causada por el alto contenido en Fe de las muestras es la aparición de picos de sobreacumulación (“pile-ups”). A pesar de que su intensidad se mitigó con el uso de un absorbente de Al situado ante el detector, aún aparece un pico situado a una energía de 12,8 keV. Corresponde a un “pile-up” del Fe ( $K_{\alpha}+K_{\alpha}$ ), y enmascara el pico del Br. Mientras que el pico a 13,35 keV, que corresponde a la energía del  $K_{\alpha}$  del Rb, puede estar interferido por otro “pile-up” del hierro ( $K_{\alpha}+K_{\beta}$ ) (Sie, 1997). Con todo, las interferencias en el análisis de Cu, Co y Rb afectan sólo al cálculo de su distribución espacial determinada con PEAK, pues el programa GUPIX, que calcula su concentración en la totalidad del espectro, está preparado para descontar “pile-ups”.

Puesto que los resultados obtenidos mediante PIXE son una de las aportaciones más destacada de esta Tesis, y como en nuestro país se ha utilizado poco esta técnica sobre muestras geológicas, se ha considerado adecuado hacer una explicación más amplia de sus fundamentos y posibilidades. Los datos técnicos están referidos específicamente al equipo de la Universidad Libre de Amsterdam.

PIXE es un método analítico generalmente poco utilizado en Geología. Sin embargo, ha dado resultados interesantes en campos muy variados y diferentes: petrología del manto y exploración de diamantes, inclusiones fluidas, estudio de enclaves, exploración de depósitos minerales, génesis de menas, petrología experimental, entre otras (ver Sue (1997) y referencias por él citadas). En Johansson y Campbell (1988) puede encontrarse una información más extensa sobre las bases de ésta técnica.

El método PIXE es una técnica de carácter multielemental, en la que la energía de los protones, bombardeados sobre una muestra, se ajusta de tal modo que casi no tienen lugar reacciones nucleares, sino que se excitan electrones de las capas K o L de la nube electrónica del átomo, seguido de la emisión de rayos X característicos. La radiación se suele detectar con un detector de estado sólido Si(Li), que muestra todos los elementos en cantidades detectables presentes en la muestra, entre el Al y el U. Debido a que los rayos X de muy bajas energías quedan absorbidos por la ventana del detector, los elementos de  $Z < 12$  no son detectables con PIXE. Para detectar dichos elementos se recurre a técnicas alternativas (ej.: microsonda electrónica, o técnicas nucleares adicionales, como PIGE). Sin embargo, el rango superior de Z detectable llega hasta el final de la tabla periódica. Los análisis consumen una cantidad muy pequeña de material, del orden del miligramo, por lo que se considera una técnica no destructiva. El límite de detección mínimo depende de la matriz analítica (composición química total de la muestra) y del número atómico Z del elemento considerado (Watt, 1997).

La microsonda nuclear se considera una herramienta muy poderosa para la investigación de meteoritos (ej.: Makjanic *et al.*, 1990, 1991, 1993; Wu *et al.*, 1995; Kramer *et al.*, 1995; Vis *et al.*, 1995; Van der Stap, 1996; Vis, 1997; Varela *et al.*, 1999; Vis y Heymann, 2001), pues en principio se pueden medir con ella concentraciones de

elementos traza de hasta varias partes por millón (ppm;  $\mu\text{g/g}$ ) a escala micrométrica. El límite de detección mínimo depende de la carga y de la composición química total del espécimen (matriz analítica). Al reducir el diámetro del microhaz disminuye la cantidad de corriente que llega al punto analizado. En consecuencia, se necesita irradiar la muestra durante un tiempo mayor para lograr una carga que proporcione los mismos límites de detección. Además, una parte significativa de los rayos X de los elementos en un análisis por PIXE proceden de la zona a  $10\ \mu\text{m}$  por debajo de la superficie de la muestra, lo que permite hacer estudios tridimensionales. Micro-PIXE logra límites de detección de varias ppm a escala micrométrica.

### ***3.6.1 Comparación de PIXE con otras técnicas.***

La determinación de concentraciones elementales cuantitativas con PIXE en muestras gruesas es aún un tema debatido (Campbell *et al.*, 1993; Sellschop *et al.*, 1993; Ryan y Griffin, 1993; Malmqvist, 1995; Watjen y Plompen, 1995; Grime y Dawson, 1995; Dai *et al.*, 1995; Sueno, 1995; Wu *et al.*, 1995). Aunque hay métodos alternativos para obtener información química cuantitativa (Sie, 1997), fallan en la determinación de elementos traza, o en la obtención de la resolución espacial requerida sin destruir la muestra.

Por ejemplo, la microsonda electrónica es el mejor método para determinar la distribución de elementos mayores y menores a escala micrométrica. Con los patrones adecuados, una microsonda electrónica puede determinar las concentraciones de elementos mayores con un error de alrededor de uno por mil. Sin embargo, debido al gran fondo bremsstrahlung del electrón, la microsonda electrónica no es adecuada para determinar elementos traza. En el mejor caso puede lograrlo si dichos elementos están presentes a niveles no menores de 100 ppm (Sie *et al.*, 1991).

Las técnicas de análisis por Activación Neutrónica (NAA), como INAA (Instrumental NAA) y RNAA (Radiochemical NAA), por el contrario, son capaces de determinar elementos traza, a veces hasta el nivel de las ppb. NAA es, sin embargo, una técnica de análisis de roca total, por lo que se pierde cualquier resolución espacial. En algún caso es posible obtener alguna información espacial, por ejemplo, de minerales

grandes, o de cóndrulos enteros. Los cóndrulos pueden separarse de sus matrices por medios mecánicos, seleccionados y atacados con ácido antes de realizar el análisis.

La ablación por láser (LA-ICP-MS) permite conseguir resoluciones espaciales similares a las de PIXE y tiene una sensibilidad de detección en el rango de sub-ppm, pero la cuantificación a estos niveles, que requiere el uso de patrones, resulta a veces problemática. El consumo de material es muy pequeño.

La sonda iónica (SIMS) es en general más sensible que las técnicas que utilizan sonda protónica, debido a que se basa en la espectrometría de masas en lugar de en la espectroscopía de radiaciones. Su sensibilidad y resolución espacial son similares a las de micro-PIXE.

### **3.6.2 Muestra.**

El uso de láminas delgadas convencionales causaba dos problemas determinados por la penetración en profundidad de los protones. En primer lugar, una cantidad significativa de rayos X de los elementos pesados procede de la zona a más de 40  $\mu\text{m}$  de la superficie de la muestra, lo que repercute en el cálculo de concentraciones. En segundo lugar, el porta sobre el que se monta la muestra no debe contener los elementos pesados que interesa medir. Dicho problema se resolvió montando las muestras sobre un cuarzo sintético de alta pureza, Herasil<sup>®</sup>. Las concentraciones de elementos pesados en este cuarzo están por debajo del nivel de 1 ppm de acuerdo con las especificaciones de fábrica. De esta manera se asegura que si el haz alcanza el soporte a través de grietas o poros en la preparación, no se obtendrán más radiaciones que las procedentes del Si. En el caso de muestras gruesas, para obtener concentraciones fiables es necesario determinar la cantidad de carga integrada.

### **3.6.3 Partes del equipo.**

El equipo de la microsonda nuclear consta de tres partes: el acelerador/injector de partículas, la línea del haz de la microsonda y el sistema de detección y adquisición de datos. (Fig. 3.2). El peletón es básicamente un acelerador de partículas Van der Graaff modificado, con el que se pueden sintonizar energías del haz en la región de

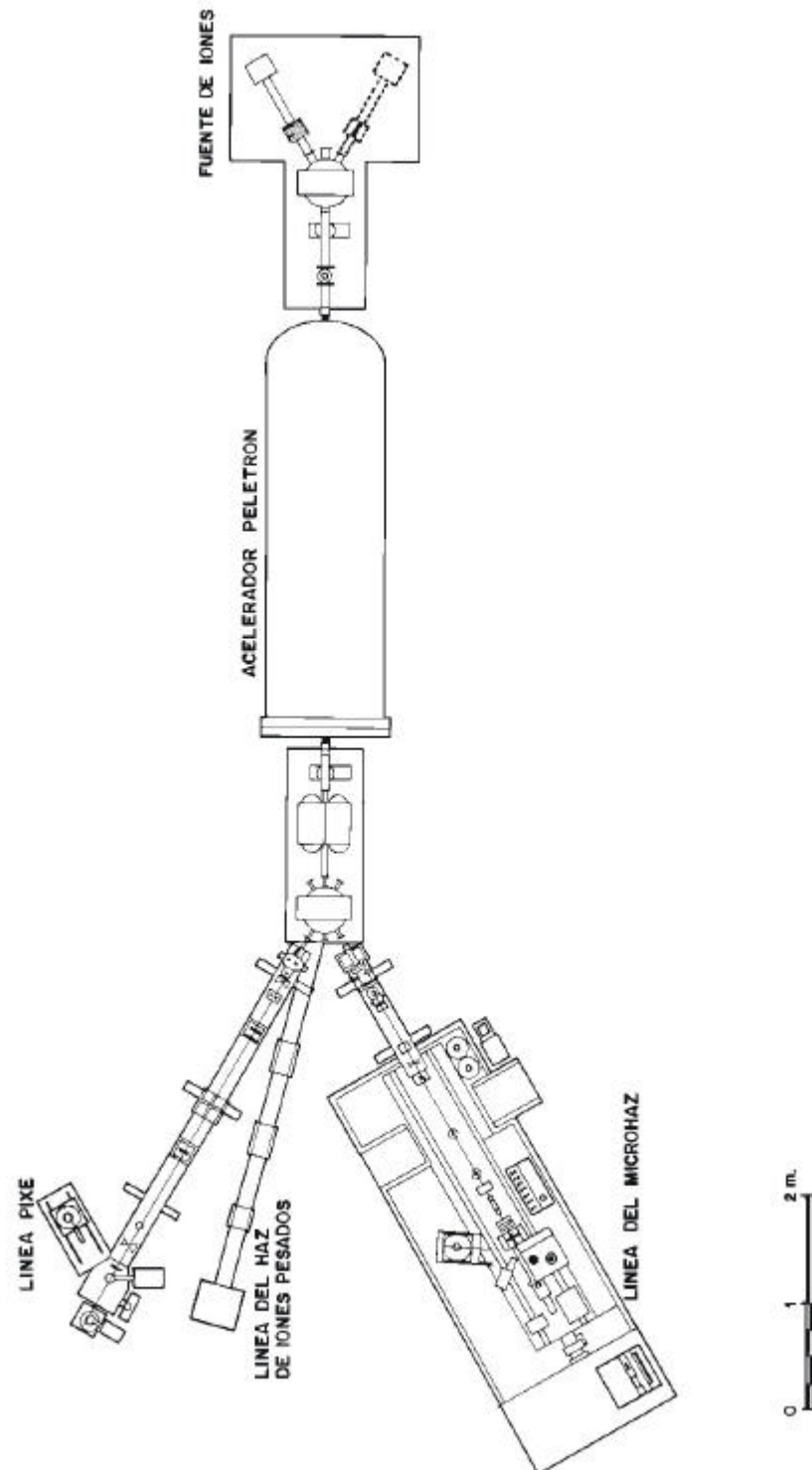
interés (entre 2,0 y 3,5 MeV). La densidad de corriente total calculada para el microhaz es de 20 pA/ $\mu\text{m}^2$ , cantidad que puede alcanzarse en experimentos reales. El equipo cuenta con un monitor de corriente que asegura una buena medición de la carga irradiada, necesaria para la cuantificación de los datos.

- El peletón NEC.

El peletón de la National Electrostatics Corporation (NEC) Modelo 5SDH-2 es un acelerador Van de Graaff mejorado. Este modelo es un acelerador de partículas electrostático con una máxima diferencia de potencial entre la terminal y el “ground potential” de 1,7 MV. Esto permite acelerar distintos iones a lo largo de un amplio intervalo de energías. Por ejemplo, los protones pueden alcanzar una energía máxima de 3,4 MeV en operaciones normales, mientras que las partículas alfa pueden acelerarse hasta una energía máxima de 5,1 MeV. La fuente de los iones suministra iones negativos.

El peletón se diferencia del acelerador Van de Graaff en el modo en que genera el potencial en la terminal. El peletón usa una cadena de cilindros metálicos, o pelets, conectados por uniones aislantes, para llevar la carga desde el “ground potential” a la terminal. Un inductor carga los pelets con una carga positiva por el lado del “ground potential”, y se descargan en el terminal.

Los iones negativos procedentes de la fuente de iones son pre-acelerados a 20 o 30 keV e inyectados a un extremo del acelerador a “ground potential”. Entonces a esos iones se les acelera hacia la terminal en la que los electrones son arrancados por un gas, generalmente nitrógeno. El mismo descenso de potencial es reutilizado para acelerar los iones por segunda vez. El haz de iones producido por la fuente se inyecta en el peletón mediante un imán inyector y dos imanes conductores y enfocado con lentes estáticas cilíndricas, las llamadas lentes Einzel. Tras el imán inyector se coloca una copa de Faraday que servirá para sintonizar el haz. Pasado el peletón, cuando las partículas están completamente aceleradas, dos cuadropolos enfocan el haz de nuevo. El haz puede ser entonces conducido a una de las líneas de haz habitualmente operativas, mediante un imán de conmutación.



**Figura 3.2:** Disposición de la línea de micro-PIXE (a partir de Kramer, 1996 y Jongerden, 2000).

Una línea de haz se usa para análisis de roca total (macro-PIXE) y otra para análisis de gran resolución espacial (micro-PIXE). Tras el imán de desvío, justo antes de la línea de microhaz, se encuentra otra copa de Faraday junto a un par de ranuras utilizadas para la estabilización de la energía. El imán de desvío no solo dirige el haz hacia la línea de microhaz, sino que además selecciona su energía.

- La fuente de iones.

La fuente de iones (“alphatross”) es una fuente de iones de carga-intercambio RF capaz de generar iones negativos, generalmente  $^1\text{H}^-$ ,  $^2\text{H}^-$ ,  $^3\text{He}^-$  o  $^4\text{He}^-$ . El hidrógeno se ioniza mediante un campo electromagnético de alta frecuencia en una botella de cuarzo. Por medio de un campo electrostático y de un imán focalizador, los iones se extraen fuera de este plasma a través de un pequeño canal hacia la celda de carga-intercambio. Aquí, el haz pasa a través de un vapor de rubidio para producir iones negativos. Tras retirar los electrones de este vapor, se emplean dispositivos electrostáticos para acelerar y focalizar el rayo. La migración del vapor de rubidio se evita por un condensador en el lado del plasma y una pantalla en el lado de las lentes.

- La línea del microhaz.

Para producir el microhaz, se comienza en un pequeño orificio, que define un objeto, y una lente de precisión muy alta que enfoque el haz en un punto de tamaño micrométrico. El orificio consta de dos pares de ranuras ajustables, llamadas ranuras de Fischer. El cierre de estas ranuras reduce el tamaño y la corriente del haz. La lente focalizadora consiste en dos imanes cuadrupolos. Para reducir el halo, causado por partículas dispersadas en las ranuras de Fischer, y para reducir la divergencia del haz, se sitúa un par de ranuras adicionales entre las ranuras de Fischer y los imanes cuadrupolos.

Entre el par adicional de ranuras, y los imanes cuadrupolo se encuentra un monitor de carga. Entre este monitor y las ranuras manuales se sitúan dos imanes de barrido. La cámara de muestras se encuentra tras las lentes cuadrupolo; en ella se hallan el portamuestras, dispositivos para mover la muestra durante los scannings, detectores, microscopio, etc.



Para separar la línea del microhaz del vacío del peletrón se recurre a una válvula y un obturador del haz. El tope es una placa metálica que se mueve verticalmente con un pequeño orificio que emite al rayo pasar a su través. En esta placa puede medirse la corriente, por lo que también se emplea como dispositivo de sintonización. El microhaz tiene sus propias bombas turbo para establecer su propio vacío. En el extremo de la cámara de muestras hay instalada una copa de Faraday para la medición de la corriente del haz.

- Control del microhaz.

El peletrón, la fuente de iones, el monitor de carga y el portamuestras se manejan por control remoto desde un ordenador. El microhaz se controla de forma manual.

El monitor de carga se controla por el programa de adquisición de datos MiDAS en una estación de trabajo SUN.

- Detectores y electrónica

El detector de rayos X es un detector planar de germanio de alta pureza fabricado por Ortec, llamado detector IGLET. Sus especificaciones son:

Diámetro del cristal: 13,5 mm

Longitud del cristal: 11 mm

Distancia del cristal a la ventana de berilio: 4 mm

La ventana de Be tiene un espesor de 0,254 mm. Se opera a un voltaje de 500 V. Su resolución depende de la tasa de contaje; Se ha especificado como de 145 eV a baja tasa de contaje, aumentando a 270 eV a una tasa de contaje de 10 kHz.

Los dispositivos electrónicos empleados son un preamplificador y un amplificador principal ORTEC 672. Además, se emplea un sistema de eliminación de acumulación Camberra para suprimir la sobreacumulación de los rayos X del Fe. Los pulsos de este sistema se alimentan a un sistema de conversión analógica a digital

CAMAC ADC (ORTEC 413A) y leídos por el programa de adquisición MIDAS, fabricado en el propio laboratorio, bajo un sistema operativo UNIX.

### 3.6.4 Formalismo de PIXE.

PIXE pertenece al grupo de métodos espectroscópicos de rayos X, como la fluorescencia de rayos X o el análisis por microsonda electrónica. El formalismo de la PIXE es por tanto similar al de esas otras técnicas.

El impacto de una partícula, en la mayor parte de los casos un protón, crea vacantes en las capas electrónicas del átomo. Las transiciones de electrones desde las capas externas para rellenar esa vacante conlleva la emisión de rayos X característicos. Las transiciones que rellenan la capa más interna, la capa K, se llaman rayos X  $K_{\alpha}$  y  $K_{\beta}$ . Los diferentes elementos se distinguen por la energía de los rayos X, mientras que la intensidad es en principio proporcional a la concentración de un elemento específico.

En el caso de una muestra delgada (aquella que el haz de protones atraviesa por completo), la cantidad total de rayos X producida por cualquier elemento de número atómico Z,  $Y(Z)$ , es el producto de su sección eficaz  $\sigma_p$ , la densidad del elemento por  $\text{cm}^2$ ,  $C_Z$  (concentración del elemento Z), y el número de protones que impactan en la muestra,  $N_p$ .

$$Y_{\text{delgada}}(Z) = \sigma_p C_Z(E_0) N_p \quad (3.1)$$

La producción por área es a su vez el resultado de tres términos:

$$\sigma_p(E_0) \equiv \omega_Z b_Z^{\alpha} \sigma_Z(E_0) \quad (3.2)$$

$\omega_Z$  : emisión de fluorescencia K o L

$b_Z^{\alpha}$  : fracción de los rayos X K o L que aparecen en la línea  $K_{\alpha}$  o  $L_{\alpha}$

$\sigma_Z(E_0)$ : sección eficaz de ionización para una energía  $E_0$  del protón incidente

Las relaciones semi-empíricas entre estas variables se conocen con un grado de exactitud razonable (Johansson y Campbell, 1988). Una muestra delgada se define como aquella en la que la sección de ionización no cambia apreciablemente a lo largo

del espesor de la muestra, por lo que no se produce una significativa absorción de rayos X. La cantidad de rayos X registrada por el detector ha de corregirse por la eficiencia absoluta del detector y la absorción de los rayos X por varias ventanas o absorbentes. La detección total para un espécimen delgado puede escribirse como

$$Y_{\text{delgada}}(Z) = \frac{\Omega}{4\pi} \epsilon_Z T_Z^w N_p \frac{N_a}{A_Z} C_Z \sigma_p(E_0) \quad (3.3)$$

donde

$\frac{\Omega}{4\pi} \epsilon_Z$ : eficiencia absoluta del detector;  $\Omega$ : ángulo sólido del detector

$T_Z^w$ : transmisión de los rayos X a través de ventanas y absorbentes

$N_A$ : número de Avogadro

$A_Z$ : masa atómica

Para muestras gruesas o de espesor intermedio la formulación es más complicada. La energía del protón disminuye según penetra en la muestra, y con ella disminuye la sección de ionización, emitiéndose menos rayos X en función de la profundidad. Además, los rayos X, en especial los de baja energía, son absorbidos por la propia muestra. Conociendo la composición total de la muestra (matriz analítica), se puede calcular la emisión de rayos X de una muestra gruesa siguiendo la fórmula

$$Y_{\text{gruesa}}(Z) = \frac{\Omega}{4\pi} \epsilon_Z T_Z^w N_p \frac{N_a}{A_Z} C_Z \int_{E_0}^{E_f} \frac{\sigma_p(E) T_Z^m(E)}{S(E)} dE \quad (3.4)$$

donde  $T_Z^m(E)$  es la transmisión de los rayos X a través de la muestra

$$T_Z^m(E) = \exp \left\{ -\mu_Z \int_{E_0}^E \frac{dE'}{S(E') \sin \theta} \right\} \quad (3.5)$$

y

$$E_f = E_0 - \int_0^t \rho S(E) dx \quad (3.6)$$

donde

$S(E)$  : poder de atenuación de la matriz analítica

$\mu_Z$  : coeficiente de atenuación de los rayos X en la matriz analítica de la muestra

$\sigma$  : ángulo entre la normal a la muestra y los rayos X detectados

$t$  : espesor de la muestra

$\rho$  : densidad de la muestra

Para una muestra gruesa,  $E_f$  es cero por definición (la muestra atenúa la energía del haz hasta su desaparición), eliminando la ecuación 3.6. De los demás parámetros de la fórmula 3.4, unos están determinados por la geometría del experimento, y otros están tabulados experimentalmente, por lo que se puede llegar a una determinación de  $C_Z$ , sin el uso de patrones, gracias a distintos programas desarrollados para deconvolucionar el espectro y calcular las áreas de los picos con precisión. Algunos autores, sin embargo, prefieren calibrar el efecto de la matriz analítica en sus diseños experimentales a través de patrones, debido a las limitaciones de las bases de datos (Johansson y Campbell, 1988).

### ***3.6.5 Correcciones de la matriz analítica.***

Las correcciones de la matriz analítica en este trabajo se realizaron con el programa GUPIX (Maxwell *et al.*, 1988), que básicamente resuelve una versión ampliada de las ecuaciones 3.1-5, en las que se tiene en cuenta la fluorescencia secundaria. En él se pueden especificar todos los parámetros experimentales, tales como la absorción de los rayos X en los filtros, la carga acumulada, la geometría, la energía de los protones, etc. Además, existe una opción que determina la matriz analítica, aunque con la limitación de que no todos los elementos de la matriz aparecen en el espectro PIXE. La mejor forma de determinar la composición de la matriz analítica es mediante otras técnicas como la microsonda electrónica, o por cálculos iterativos con GUPIX.

### ***3.6.6 Patrones internos.***

El método de los patrones internos se basa en asumir que es posible normalizar un espectro PIXE si se conoce la concentración de uno o más elementos del material a analizar. La normalización se realiza resolviendo la fórmula 3.10, con las necesarias correcciones de la matriz. Puesto que se conocen uno o más elementos, la cantidad de

carga integrada, que aparece en la fórmula PIXE, no es necesaria. La carga integrada no es fácil de determinar cuando se trabaja con muestras gruesas.

Básicamente, se calcula para un elemento conocido un factor de conversión entre el número de cuentas en una línea de rayos X y la concentración real del elemento. Tanto para el patrón, como para el elemento bajo análisis han de realizarse las correcciones de matriz analítica. Los parámetros del dispositivo, como el ángulo sólido, el grosor de la ventana y del filtro, y la eficiencia del detector se calibran mediante patrones externos. Como patrón interno debería escogerse uno cuyo Z sea próximo al del elemento que interesa analizar. Esto reduce los errores sistemáticos que existen en las bases de datos sobre poder de atenuación, sección eficaz y coeficientes de atenuación de los rayos X. El factor de conversión es producto de la carga integrada, la eficiencia absoluta del detector, y un factor de sensibilidad del elemento en una cierta matriz. Conociendo la matriz analítica de la muestra y la geometría del montaje se puede calcular la carga integrada. Otro modo de establecer un patrón interno sería medir la concentración de un elemento por otros medios, como la microsonda electrónica.

### ***3.6.7 Patrones externos.***

Otra aproximación para lograr determinar concentraciones fiables es el uso de patrones externos de composiciones similares a la de la muestra a analizar. Mientras que en el método basado en un patrón interno la cantidad de carga integrada se determina a través de elementos conocidos, aquí se asume que la carga se determina con exactitud durante el análisis.

Cuando la corriente del haz es muy estable durante la duración del análisis, es posible calcular la carga integrada a partir del tiempo de irradiación y la corriente. La corriente del haz se determina justo antes o después del análisis del elemento. Sin embargo, es difícil alcanzar ese nivel de estabilidad. Por ello, para tener medidas fiables de la carga integrada se necesita un accesorio extra, como el monitor de carga (ver siguiente apartado).

Tal y como se mencionó con anterioridad, lo más idóneo es que la composición del patrón sea muy similar a la de la muestra, a fin de minimizar los errores en la

corrección de la matriz analítica causados por la inexactitud de las bases de datos respecto al poderes de atenuación, los coeficientes de atenuación de los rayos X, la sección eficaz de ionización, etc. Sin embargo, no todos los elementos, en especial los elementos traza, están disponibles en los patrones que cumplen este requisito. Más aún, la calibración sólo puede realizarse de forma fiable en los elementos mayores del patrón, para elementos menores y traza los factores de sensibilidad pueden obtenerse extrapolando a partir de elementos mayores de Z próxima empleando las ecuaciones 3.1-5.

Los patrones externos tienen una ventaja sobre los internos porque las correcciones de la matriz analítica se realizan sólo en los elementos que están analizándose.

### **3.6.8 Monitor de carga.**

En las microsondas protónicas se emplea una gran variedad de monitores de (Johansson y Campbell, 1988; Lill *et al.*, 1993). Básicamente, se dividen en dos grupos: los que miden la carga directamente en la muestra y los que emplean métodos indirectos. Ambos tipos tienen sus limitaciones.

Según determinó Tros (1992), la medición de la carga integrada en muestras delgadas puede resolverse fácilmente midiendo la carga transmitida a través de la muestra. Esto lo realizó registrando las partículas retrodispersadas al chocar con una lámina de material colocado ante un detector de barrera. Como tal lámina se colocó una porción de Kapton<sup>®</sup> de 12  $\mu\text{m}$  recubierta con una capa de oro de 1.000 Å. Para medir la corriente del haz en la copa de Faraday, la muestra ha de estar retirada de la trayectoria del haz. Obviamente, éste método no puede utilizarse entre con muestras gruesas, puesto que detienen el haz. Si el análisis es corto, bastaría con realizar la medición antes de comenzar y justo después de terminar. Para un análisis largo, sin embargo, sería conveniente realizar varias mediciones de la corriente del haz, lo que llevaría a retirar la muestra periódicamente. Esto puede realizarse por control remoto, pero es necesario que el tipo de portamuestras permita volver a colocar la muestra exactamente en la misma posición con una precisión de micrómetros.

De forma alternativa, el monitor de carga se sitúa en el haz, frente a la muestra, justo delante de los cuadrupolos, empleando el diseño de monitor de carga y los mismos principios empleados por Tros (1992). El monitor de carga consiste en un disco giratorio con tres posiciones en las que se pueden colocar distintas láminas y un orificio para dejar que pase el haz. El disco está montado en un ángulo de 45° respecto al haz, a un ángulo de 90° respecto al haz, y de 45° respecto al disco, se coloca el detector SSB. Una lámina elegida de un material adecuado (ej.: Au) se interpone periódicamente en la trayectoria del haz, durante un intervalo de tiempo conocido, registrándose los electrones retrodispersados emitidos por la lámina en un detector RBS. De esta forma se puede medir la corriente del haz en ese momento.

### 3.6.9 Calibración.

El número de cuentas  $W$  acumuladas en el monitor de carga durante un análisis es proporcional a la carga integrada del haz, y por ello del número de protones  $N_p$  que pasan a través de la muestra o son detenidos por ella. En una fórmula, esto se expresa como

$$W = k N_p \quad (3.7)$$

donde  $k$  es un coeficiente que depende de la energía del haz y de la geometría del monitor de carga. El coeficiente  $k$  también depende de la fracción de tiempo que el haz queda interceptado durante el cálculo de la carga integrada. Por otro lado, este coeficiente es independiente de la muestra que se analiza.

Para obtener el valor  $k$ , hay que medir la emisión de rayos X de un cierto elemento  $Z^{\text{std}}$  de uno de los patrones, con su correspondiente  $W^{\text{std}}$ . La combinación de las ecuaciones 3.7 y 3.1 se expresa según la fórmula

$$k(Z^{\text{std}}) = \frac{W^{\text{std}}}{Y^{\text{std}}(Z^{\text{std}})} \frac{\Omega}{4\pi} \epsilon_{Z^{\text{std}}} T_{Z^{\text{std}}}^w N_p \frac{N_a}{A_{Z^{\text{std}}}} C_{Z^{\text{std}}}^{\text{std}} I^{\text{std}}(Z^{\text{std}}) \quad (3.8)$$

donde

$$I^{\text{std}}(Z^{\text{std}}) = \int_{E_0}^{E_f} \frac{\sigma_p(E) T_Z^m(E)}{S^{\text{std}}(E)} dE \quad (3.9)$$

En esta fórmula ya se incluyen las correcciones de la matriz analítica. Puesto que la matriz analítica de los patrones es conocida,  $I^{\text{std}}(Z^{\text{std}})$  pueden calcularse. Si se conoce el espesor y la composición de todas las ventanas y absorbentes, y con ello el coeficiente de atenuación de los rayos X para el elemento  $Z^{\text{std}}$ , y la eficiencia absoluta del detector, entonces se puede obtener el valor de  $k(Z^{\text{std}})$ . Estos valores coinciden entre la muestra y el patrón si el elemento de la muestra es el mismo que el del patrón. La concentración de este elemento es

$$C_Z = \frac{Y(Z)W^{\text{std}}}{Y^{\text{std}}(Z^{\text{std}})W} \frac{\epsilon_{Z^{\text{std}}} T_{Z^{\text{std}}}^w A_Z I_{\text{std}}(Z_{\text{std}})}{\epsilon_Z T_Z^w A_{Z^{\text{std}}} I(Z)} C_{Z^{\text{std}}}^{\text{std}} \quad (3.10)$$

Por tanto, si  $Z = Z^{\text{std}}$  entonces la ecuación 3.10 se reduce a

$$C_Z = \frac{Y(Z)}{W} \frac{I_{\text{std}}(Z)}{I(Z)} K(Z) \quad (3.11)$$

donde

$$K(Z) = \frac{C_{Z^{\text{std}}}^{\text{std}} W^{\text{std}}}{Y^{\text{std}}(Z)} \quad (3.12)$$

en la que la eficiencia del detector  $\epsilon_Z$  y el coeficiente de transmisión  $T_Z^w$  se han eliminado. El segundo factor de la ecuación 3.11 será muy próximo a 1,0 si la composición del patrón y la de la muestra son próximas.

A partir de las ecuaciones 3.10-12 queda claro que para determinar la concentración de un cierto elemento es deseable calibrar con un patrón que se parezca mucho a la muestra. Por otro lado, los elementos traza no suelen aparecer en los patrones, y si lo hacen, es imposible calibrarlos con mucha exactitud puesto que su concentración exacta en el patrón no está disponible y las cuentas son bajas. Se puede



utilizar un patrón en el que los elementos traza sean abundantes, pero en tal caso se depende por completo de las correcciones de la matriz analítica. Es posible hacer una aproximación alternativa deduciendo los coeficientes de calibración para un cierto elemento a partir de elementos mayores próximos en el patrón.

### 3.6.10 Límites de detección mínimos para PIXE.

De forma aproximada, el límite de detección de elementos pesados determinados mediante PIXE es de un factor de cien mejor que con una microsonda electrónica (Johansson y Johansson, 1976). Esto se debe a que el fondo causado por el efecto bremsstrahlung producido por los protones es mucho menor que en el caso de la microsonda electrónica (Ishii y Morita, 1988). Sin embargo, esta afirmación necesita ser examinada más cuidadosamente, puesto que el límite de detección mínimo depende de una serie de circunstancias y condiciones.

Se ha demostrado (Keith *et al.*, 1983) que para PIXE el límite de detección es proporcional a

$$\frac{\sqrt{\frac{A}{Q\Omega}} \sigma_B}{\sigma_Z} \quad (3.14)$$

A : anchura a mitad de altura del pico de rayos X (resolución del detector)

Q : carga integrada

$\sigma_B$  : sección eficaz de los rayos X producidos por el fondo dentro de A.

El ángulo sólido  $\Omega$  y la resolución del detector son parámetros específicos del instrumento, por lo que no son susceptibles de ser modificados. La sección de ionización  $\sigma_Z$  depende de la energía del protón y del número atómico Z, mientras que  $\sigma_B$  depende tanto de la energía del protón como de la composición de la matriz analítica de la muestra. La cantidad de carga integrada es el único parámetro realmente libre, que puede ser optimizado para obtener un mejor límite de detección. Con todo, el límite de detección puede mejorar en algunos casos al introducir absorbentes de rayos X delante del detector para suprimir interferencias con otras líneas de rayos X o sobreacumulación (“pile-ups”).

Las líneas de rayos X de, por ejemplo, Ca y/o Fe pueden causar una intensa sobreacumulación en un detector de energía dispersiva. La sobreacumulación puede atenuarse reduciendo la corriente, pero eso repercute en los límites de detección de otros elementos. Más aún, las líneas de mayores energías experimentan mayores fondos causados por la sobreacumulación. Para aumentar el límite de detección de los elementos pesados en muestras geológicas resulta muy eficaz el empleo de un absorbente de aluminio del orden de 100  $\mu\text{m}$  de grosor situado delante del detector de Si(Li) (Johansson y Campbell, 1988). Una desventaja de este sistema es que un absorbente tan grueso elimina un amplio rango de elementos de la matriz analítica: desde el silicio al calcio. Este problema se elimina haciendo una segunda medición sin absorbente, instalando un segundo detector de rayos X, o con un absorbente perforado, que permite el paso de una parte de los rayos X de los citados elementos.

Los límites de detección mejoran, por tanto, al aumentar la corriente del haz, empleando absorbentes que seleccionen las energías, o incrementando el tiempo de medida. Por lo tanto, los límites de detección deben indicarse siempre junto a tales parámetros.

De forma empírica se determinó que los límites de detección para elementos pesados determinados para el caso del cinc, es de unas 5 ppm para la PIXE de la Universidad Libre de Amsterdam (Kramer, 1996), empleando para ello un haz de entre 4 y 20  $\mu\text{m}$ , absorbentes de aluminio de entre 70 y 240  $\mu\text{m}$ , y una carga integrada de 1  $\mu\text{C}$ , alcanzada en un tiempo de irradiación de 15 minutos. En ese experimento se contó con un detector de Si(Li) con un ángulo sólido de 15,6 msr (miliestéreo-radianes) y una energía de resolución en A para el manganeso de  $K_{\alpha}$  igual a 180 eV. El límite de detección para el cinc para una microsonda electrónica durante una operación normal es en las mejores condiciones de unas 100 ppm.

---

## **CAPÍTULO 4**

---



#### 4. DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA Y COMPOSICIONAL DE LAS MUESTRAS.

En esta Tesis se realiza un estudio mineralógico y cosmoquímico de cuatro condritas caídas en España: Cañellas, Olmedilla de Alarcón, Reliegos y Olivenza. Los datos identificativos de los mismos pueden encontrarse en catálogos generales de meteoritos (Graham *et al.*, 1985; Grady, 2000), y en trabajos específicos sobre meteoritos españoles (Martínez-Frías *et al.*, 1989b), o referidos a la propia colección del MNCN (Muñoz-Espadas *et al.*, 2002).

El meteorito de Cañellas es una condrita ordinaria H4 caída en Barcelona (41°15'N, 1°40'E) el 14 de mayo de 1861, hacia las 13:30 horas. Se desconoce el peso total del material recuperado, pues el meteorito se dividió, y muchas piezas se perdieron (Fig. 4.1A). Fue adquirido por el MNCN el mismo año de su caída.

Olmedilla de Alarcón es una condrita ordinaria H5 caída en Cuenca (39°34'N, 2°6'W) el 26 de febrero de 1929, hacia las 12:00 horas. Se recuperaron unos 39 kilos en ocho fragmentos (Fig. 4.1C). El MNCN adquirió tres fragmentos el mismo año de su caída.

Reliegos es una condrita ordinaria L5 caída en León (42°28,30'N, 5°20'W) el 28 de diciembre de 1947, hacia las 8:00 horas. Se recuperaron unos 17,3 kilos (Fig. 4.1E). El MNCN posee tres fragmentos que suman unos 10,1 kilos.

Olivenza es una condrita ordinaria LL5 caída en Badajoz (38°43'N, 7°4'W) el 19 de junio de 1924, hacia las 8:00 horas. Se recuperaron unos 150 kilos en numerosos fragmentos (Fig. 4.1G). El Instituto de Badajoz regaló al MNCN un fragmento en 1929.

A continuación se realiza una revisión pormenorizada de los antecedentes existentes sobre estos meteoritos. La información sobre algunos de ellos se remonta incluso a mediados del siglo XIX.

**Figura 4.1:** Condritas ordinarias estudiadas, en muestras de mano.

A: Cañellas. Pieza de la Colección de Geología del MNCN. 440,6 gr.

B: Cañellas. Muestra estudiada en esta Tesis, en la que se observa la textura clara-oscuro. 6,4 gr.

C: Olmedilla de Alarcón. Pieza de la Colección de Geología del MNCN, que muestra restos de la costra de fusión. 5 kg.

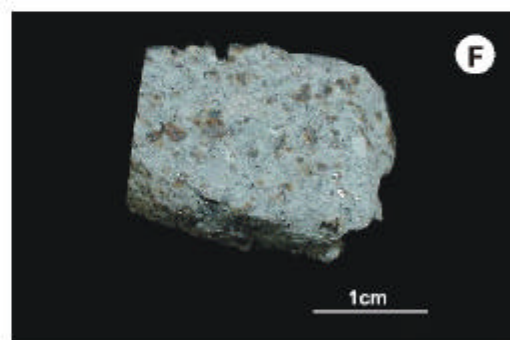
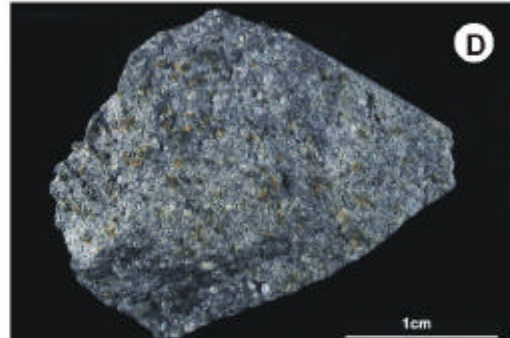
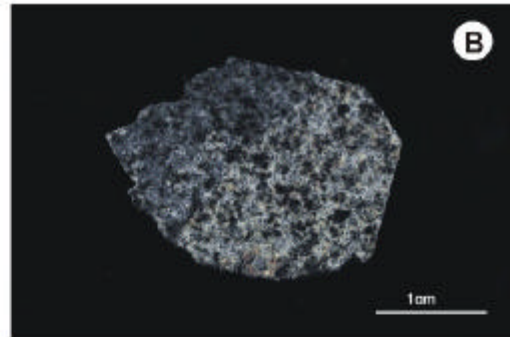
D: Olmedilla de Alarcón. Muestra estudiada en esta Tesis. 11,1 gr.

E: Reliegos. Pieza de la Colección de Geología del MNCN. 463 gr.

F: Reliegos. Muestra estudiada en esta Tesis, en la que se aprecian los granos metálicos. 7,6 gr.

G: Olivenza. Pieza de la Colección de Geología del MNCN, con restos de costra de fusión. 4,8 kg.

H: Olivenza. Muestra estudiada en esta Tesis, en la que destacan los grandes cóndrulos en color oscuro. 20,5 gr.



## 4.1 Antecedentes y revisión de los estudios realizados.

### 4.1.1 Cañellas H4.

Los primeros trabajos sobre Cañellas son de Greg (1861) y Faura y Sans (1921, 1922). Este meteorito fue clasificado como condrita ordinaria H por Mason (1963), basándose en la composición del olivino ( $Fa_{17}$ ). La clasificación fue confirmada por Casanova *et al.* (1990), que obtuvieron las siguientes composiciones mineralógicas: olivino  $Fa_{17,9}$ ,  $N = 151$ ,  $\sigma = 0,6$ ; piroxeno pobre en Ca  $Fs_{16,1}Wo_{1,1}$ ,  $N = 124$ ,  $\sigma = 0,8$ ; y un contenido de aleación Fe-Ni de 23,1% en peso y troilita de 7,64% en peso. El tipo petrológico 4 se determinó por la aparición de cóndrulos bien definidos, algo de vidrio turbio en la mesostasia de varios cóndrulos, y la relativa abundancia de piroxeno pobre en Ca maclado. El tipo 4 también viene indicado por el contenido en Wo del piroxeno pobre en Ca (1,1% molar).

Cañellas muestra una estructura clara-oscuro. Tanto las porciones claras como las oscuras, están atravesadas en ocasiones por venas de impacto oscuras, que prueban que Cañellas estuvo expuesta a, al menos, un evento de choque tras la agregación de la brecha. La roca está formada de clastos claros, redondeados, de tamaño centimétrico, rodeados por una matriz oscura de grano fino. La composición mineral en ambos sectores es idéntica, por lo que la única diferencia entre las zonas claras y oscuras es el tamaño de grano y el aspecto granuloso del material oscuro. Las porciones oscuras no contienen, sin embargo, gases solares implantados, como es típico de las brechas de regolito. Schultz y Kruse (1989) y posteriormente, McCoy *et al.* (1990) obtuvieron valores de gases nobles para esta muestra. Tanto los clastos como la matriz oscura están prácticamente desprovistos de ellos. Por ejemplo, la matriz contiene  $^3He = 11,9$ ,  $^4He = 1345$ ,  $^{20}Ne = 1,71$ ,  $^{21}Ne = 1,66$ ,  $^{38}Ar = 0,446$ ,  $^{40}Ar = 5495$  (las unidades son  $10^{-8} \text{ c}^3 \text{ STP/g}$ ). Cañellas es, por tanto, una brecha fragmentaria (Casanova *et al.*, 1987, 1990). Britt y Pieters (1991) la reconocieron como una condrita ordinaria negra (oscurecida a consecuencia de procesos de impacto).

Graf y Marti (1995) presentaron un extenso listado con las edades de exposición a los rayos cósmicos de condritas ordinarias de tipo H, obteniendo para Cañellas unas edades, en millones de años, de  $T_3 = 7,8$ ,  $T_{21} = 7,6$  y  $T_{38} = 8,3$  (calculadas



a partir de  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  y  $^{38}\text{Ar}$ , respectivamente). Estudios posteriores realizados por Schultz y Weber (1996), obtuvieron resultados muy similares:  $T_3 = 7,8$ ,  $T_{21} = 7,8$  y  $T_{38} = 8,8$ .

La medición de la susceptibilidad magnética de este meteorito dio como resultado  $\log\chi = 5,37 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$  (Rochette y Osete, comunicación personal). Dicho valor se encuentra dentro del rango de susceptibilidad magnética de las condritas H, establecido en  $\log\chi = 5,29 \pm 0,21$ ;  $N = 104$  (Rochette *et al.*, 2001).

#### 4.1.2 Olmedilla de Alarcón H5.

El primer trabajo sobre Olmedilla de Alarcón es de Fernández Navarro (1929a). Este meteorito, una condrita H5, muestra una textura clara-oscura, descrita por Binns (1968). Los análisis de microsonda realizados por McCoy *et al.* (1990) no muestran diferencias mineralógicas o composicionales entre las porciones clara y oscura. Confirmaron además su clasificación en el grupo H, en base a la composición del olivino ( $\text{Fa}_{18,8}$ ,  $\sigma = 0,4$ ;  $N = 57$ ) y del piroxeno pobre en Ca ( $\text{Fs}_{17,3}$ ,  $\sigma = 0,6$ ;  $N = 72$ ;  $\text{Wo}_{1,3}$ ), así como el contenido en aleación de Fe-Ni de 20,9% en peso. El meteorito también contiene piroxeno rico en calcio de composición variable  $\text{En}_{71,9-73,9}\text{Fs}_{13,4-17,3}\text{Wo}_{9,1-13,5}$  ( $N = 3$ ). También confirmaron la clasificación como tipo petrológico 5, por su textura, la baja abundancia del clinopiroxeno pobre en calcio maclado, y el contenido en wollastonita de 1,3% molar del piroxeno pobre en calcio, que está en el rango de la mayoría de las condritas de tipo 5 (situado en  $\text{Wo}_{1,3-1,6}$ , según Scott *et al.*, 1986). Las composiciones mineralógicas determinadas por McCoy *et al.* (1990) tanto en Olmedilla de Alarcón como en Reliegos y Olivenza, quedan confirmadas por los análisis del presente trabajo, tal y como se verá en el apartado 4.2.

Como la estructura claro-oscura se asocia comúnmente con las brechas regolíticas ricas en gas solar (ej.: Fredriksson y Keil, 1963), McCoy *et al.* (1990) realizaron análisis de gases nobles. Sin embargo, no encontraron diferencias apreciables en los contenidos de gases nobles de ambas porciones, ni indicación de gases implantados por el viento solar. Los datos de McCoy *et al.* (1990) concuerdan con los

de Zahringer (1966) para el meteorito total. Tanto la porción clara como la oscura dan edades de exposición a los rayos cósmicos por  $^{21}\text{Ne}$  de 7,5 M.a.

Por su color externo oscuro, indicativo de una alteración óptica causada por los impactos en ambiente espacial, Britt y Pieters (1991) la incluyeron en su lista de condritas negras.

Lingner *et al.* (1987) incluyen un análisis de elementos traza, obtenido mediante Activación Neutrónica (ver apartado 5.2.2, tabla 5.3).

Schultz y Kruse (1989), en su compilación de datos de gases nobles, dan unas concentraciones de varios isótopos de He, Ne y Ar en Olmedilla de Alarcón ( $^3\text{He} = 10,32$ ,  $^4\text{He} = 1158$ ,  $^{20}\text{Ne} = 2,26$ ,  $^{21}\text{Ne} = 2,39$ ,  $^{22}\text{Ne} = 2,64$ ,  $^{36}\text{Ar} = 1,16$ ,  $^{38}\text{Ar} = 0,54$ ,  $^{40}\text{Ar} = 5040$ ; las unidades son  $10^{-8} \text{ c}^3 \text{ STP/g}$ ). En un trabajo más reciente, McCoy *et al.* (1990) obtuvieron para la condrita total  $^3\text{He} = 8,5$ ,  $^4\text{He} = 925$ ,  $^{20}\text{Ne} = 2,20$ ,  $^{21}\text{Ne} = 1,71$ ,  $^{38}\text{Ar} = 0,60$ ,  $^{40}\text{Ar} = 6050$ .

Graf y Marti (1995) presentaron un extenso listado con las edades de exposición a los rayos cósmicos de condritas ordinarias de tipo H, obteniendo para Olmedilla de Alarcón unas edades, en millones de años, de  $T_3 = 6,5$ ,  $T_{21} = 7,2$  y  $T_{38} = 8,0$  (calculadas a partir de  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  y  $^{38}\text{Ar}$ , respectivamente).

La medición de la susceptibilidad magnética de esta condrita dio como resultado  $\log\chi = 5,30 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$  (Rochette y Osete, comunicación personal). Dicho valor se encuentra dentro del rango de susceptibilidad magnética de las condritas H, establecido en  $\log\chi = 5,29 \pm 0,21$  ( $N = 104$ ) (Rochette *et al.*, 2001).

#### **4.1.3 Reliegos L5.**

Esta condrita ha sido poco estudiada con anterioridad a esta Tesis. El antecedente bibliográfico más antiguo que se conoce corresponde a Gómez de Llarena y Rodríguez Arango (1950). Se la clasificó inicialmente como de tipo L (Mason, 1963), por su composición de olivino ( $\text{Fa}_{23}$ ). McCoy *et al.* (1990) midieron una composición

media de olivino de  $\text{Fa}_{23,7}$  ( $\sigma = 0,4$ ,  $N = 41$ ), y una composición media del piroxeno pobre en Ca de  $\text{Fs}_{19,9}$  ( $\sigma = 0,4$ ,  $N = 60$ ,  $\text{Wo}_{1,3}$ ). Estos datos, junto con el contenido observado de metal de Fe-Ni (6,1% en peso) refuerza la clasificación de Reliegos como una condrita ordinaria L. En el mencionado trabajo también se analizó un único piroxeno rico en Ca, de composición  $\text{Wo}_{9,8}$  ( $N = 1$ ). Los cóndrulos y la matriz desarrollan un grado relativamente alto de recristalización, y hay feldespatos secundario. Tales características confirman la clasificación como tipo petrológico 5, que también está indicada por el contenido en wollastonita del piroxeno pobre en Ca (1,3% molar), siguiendo los criterios de Scott *et al.* (1986).

La medición de la susceptibilidad magnética de este meteorito dio como resultado  $\log\chi = 4,95 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$  (Rochette y Osete, comunicación personal). Dicho valor se encuentra dentro del rango de susceptibilidad magnética de las condritas L caídas, establecido en  $\log\chi = 4,87 \pm 0,18$  ( $N = 110$ ) (Rochette *et al.*, 2001).

#### **4.1.4 Olivenza LL5.**

Este meteorito fue estudiado por primera vez por Fernández Navarro (1924), quien identificó su carácter condritico. Posteriormente fue clasificado como condrita de tipo LL por Van Schmus y Wood (1967). Tiene una matriz gris de grano moderadamente fino, con cóndrulos y pequeños clastos de hasta aproximadamente 1 mm de tamaño. La forma de los cóndrulos es variable, apareciendo bien redondeados a parcialmente fragmentados. Mason (1963) midió una composición de olivino de  $\text{Fa}_{30}$ . En los trabajos de Jarosewich y Dodd (1985), y Jarosewich (1990) se incorporan análisis de condrita total de elementos mayores y menores, y en el de Kallemeyn *et al.* (1989) se incluyen elementos traza (ver apartado 4.4). McCoy *et al.* (1991) aportaron análisis químicos de elementos mayores de los cóndrulos, y sus olivinos ( $\text{Fa}_{30,0}$ ,  $\sigma = 0,2$ ,  $N = 5$ ), los piroxenos pobres en Ca ( $\text{Fs}_{24,5}\text{Wo}_{1,5}$ ,  $\sigma = 0,2$  y  $0,1$ , respectivamente,  $N = 4$ ) y la mesostasia (en % en peso: 56,9-59,3  $\text{SiO}_2$ , 7,8-13,4  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 3,7-3,9  $\text{FeO}$ , 6,3-10,2  $\text{MgO}$ , 10,1-16,1  $\text{CaO}$ , 3,6-6,0  $\text{NaO}$ ) (ver apartado 4.3 y tabla 4.35).

Afiattalab y Wasson (1980) midieron kamacitas y taenitas en Olivenza. Para las primeras encontraron contenidos medios de Ni y Co de 4,43 y 0,46%, respectivamente, y para las segundas 39,2 y 1,35%, respectivamente.

Al detectarse en su interior clastos de roca de fundido de impacto, a Olivenza se la reconoció como una brecha fragmentaria (Fodor y Keil, 1978; Rubin *et al.*, 1983; Stöffler *et al.*, 1991). Tras la cristalización metamórfica de la matriz el meteorito ha sufrido un impacto de baja intensidad, tal y como lo atestiguan las fracturas y la extinción ondulatoria que muestra el olivino (Ashworth y Barber, 1975), y su espectro de emisión de termoluminiscencia, similar al de las condritas afectadas por choques (Strain *et al.*, 1985). Stöffler *et al.* (1991) clasificaron este meteorito como S3, débilmente impactado (ver apartado 5.1). Es probable que el metamorfismo de choque se haya producido durante la fragmentación del cuerpo padre o la subsiguiente colisión entre los fragmentos. También es posible que el episodio de choque se produjera en el cuerpo padre, antes de su fragmentación. El efecto térmico es aparentemente despreciable. A pesar de la formación de grietas, responsable de una porosidad que se percibe ópticamente, y de su friabilidad, la edad de retención de gas  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  es de aproximadamente 4.600 M.a. (Turner y Cadogan, 1973), valor típico de la edad de formación de los meteoritos. Por ello, si los choques ocurrieron largo tiempo tras la formación del cuerpo padre, fueron demasiado débiles para causar una pérdida de Ar.

Bonino *et al.* (1995) midieron la actividad de los radioisótopos cosmogénicos  $^{44}\text{Ti}$  ( $T_{1/2} = 66,6$  años) en condritas en función del momento de su caída. Estos radioisótopos se producen en los meteoritos por reacciones de espalación, al incidir los rayos cósmicos sobre elementos pesados como Fe y Ni. Su objetivo era detectar variaciones en la modulación solar que afectasen a la intensidad de los rayos cósmicos y, en consecuencia, a la tasa de producción de isótopos. Olivenza, caída en 1924, muestra una actividad gamma de  $^{44}\text{Ti}$  ( $^{44}\text{Sc}$ ) un 20% más alta que la de otras condritas que cayeron a finales del siglo XIX o más recientemente. Dicha modulación a escala secular de la actividad del  $^{44}\text{Ti}$  es cualitativamente consistente con la variación secular de la actividad solar.

Collinson (1985, 1987) estudió las propiedades magnéticas de Olivenza, encontrando que la magnetización remanente natural (MRN) comprende un componente

primario muy estable, cuya dirección se distribuye al azar a una escala de aproximadamente  $\sim 1 \text{ mm}^3$  o menos dentro de la muestra, y una magnetización secundaria (MRS) ampliamente variable en intensidad, y probablemente también en dirección. El origen de la MRS no está claro, y puede ser de origen terrestre. Este autor concluyó que la MRN se encuentra en los granos de aleación de Fe-Ni muy ordenada (tetrataenita, en general con más de un 50% en Ni), que aparece como granos de unos 0,5 mm de diámetro, y que tienen un contenido en Ni de aproximadamente el 35% en peso. La tetrataenita de Olivenza fue detectada en primer lugar por Nagata y Funaki (1989) y Nagata (1991), y estos autores estimaron que supone un 40-50% en peso de las fases metálicas. El origen de la MNR primaria podría ser el campo magnético asociado con la nebulosa solar, en la que los granos metálicos se condensaron y adquirieron una magnetización termorremanente (MTR). Otra posibilidad es que Olivenza fuera una brecha de grano fino, y que sus fragmentos constituyentes poseyesen una magnetización orientada al azar.

La medición de la susceptibilidad magnética de este meteorito dio como resultado  $\log \chi = 3,72 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$  (Rochette y Osete, comunicación personal). Dicho valor se encuentra muy ligeramente por debajo del límite inferior del rango de susceptibilidad magnética de las condritas LL caídas, establecido en  $\log \chi = 4,06 \pm 0,28$ ;  $N = 23$  (Rochette *et al.*, 2001).

Clayton *et al.* (1991), en su estudio sobre los isótopos de oxígeno en las condritas ordinarias, obtuvieron medidas de condrita total de  $\delta^{18}\text{O} = 5,00$  y de  $\delta^{17}\text{O} = 3,74$ .

Bernatowicz *et al.* (1988) examinaron el sistema I-Xe de este meteorito, obteniendo una edad relativa de 8,21 M.a. Hagee *et al.* (1990) determinaron las concentraciones de LREE y actínidos de ésta y otras condritas ordinarias (Ce = 921, Nd = 666, Sm = 215, entre otros elementos) y de los isótopos de Xe ( $^{130}\text{Xe}/^{136}\text{Xe} = 0,504 \pm 0,007$ ). Crozaz *et al.* (1989) determinaron la concentración de U, Pu y REE en fosfatos (merrilita y apatito) de varias condritas ordinarias, entre ellas Olivenza, tratando de determinar si el  $^{244}\text{Pu}$  podía emplearse para establecer una cronología relativa de estos meteoritos.

Sanz y Wasserburg (1969) establecieron una isocrona interna de  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$  a partir de análisis de cóndrulos individuales y de fracciones de diferente densidad. Con ello determinaron la edad de formación del meteorito en unos 4.630 M.a. Graf y Marti (1994) calcularon una edad de exposición a los rayos cósmicos de 8,4 M.a.

En su compilación de datos de gases nobles, Schultz y Kruse (1989) dan las concentraciones de varios isótopos de He, Ne y Ar en Olivenza ( $^3\text{He} = 15,60$ ,  $^4\text{He} = 1520$ ,  $^{20}\text{Ne} = 3,46$ ,  $^{21}\text{Ne} = 3,83$ ,  $^{22}\text{Ne} = 4,03$ ,  $^{36}\text{Ar} = 1,14$ ,  $^{38}\text{Ar} = 0,51$ ,  $^{40}\text{Ar} = 6940$ ; las unidades son  $10^{-8} \text{ c}^3 \text{ STP/g}$ ).

En un estudio sobre la sistemática Re-Os en condritas, Chen *et al.* (1998) encontraron resultados variables para Olivenza como roca total, que se proyectaban junto a la isocrona que estos autores tomaron como línea de referencia. La fracción metálica de Olivenza, sin embargo, daba un valor mucho más próximo a dicha línea, y tiene una relación  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  más alta que la roca total.

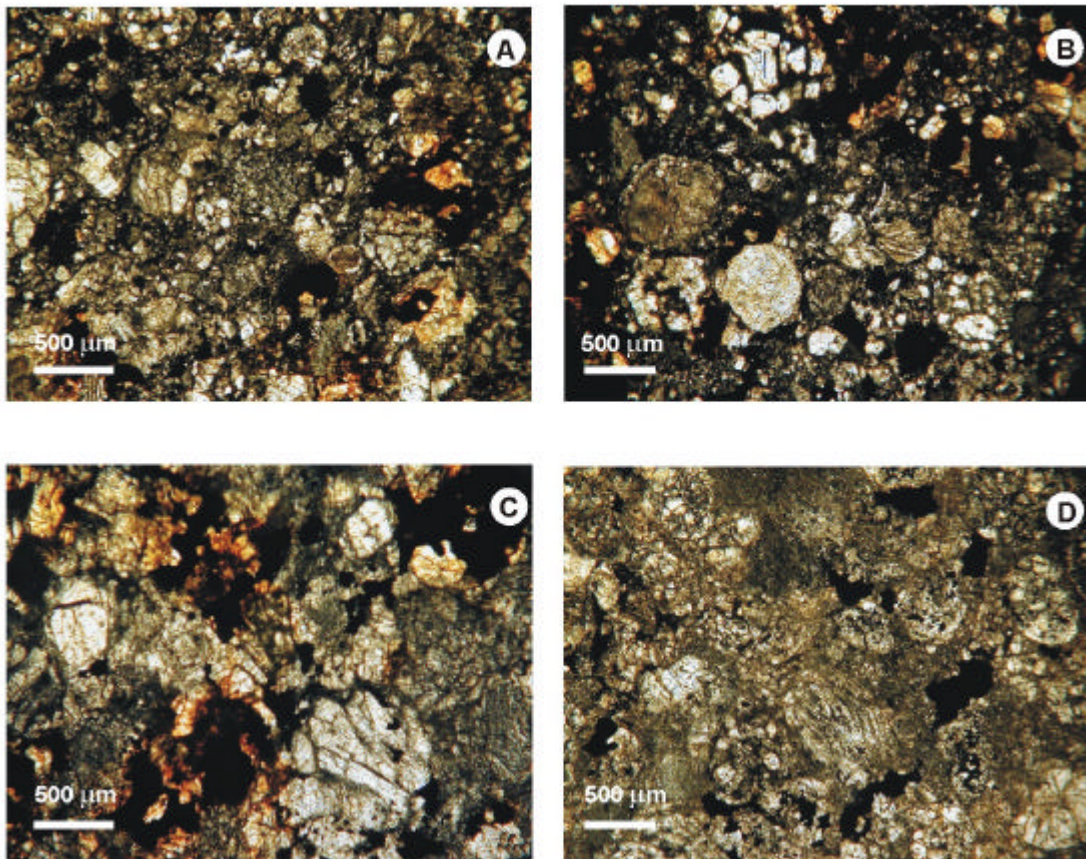
Robert *et al.* (1987) midieron las relaciones D/H de varias condritas ordinarias de tipo 3 a 6, encontrando para Olivenza una composición isotópica de  $\delta\text{D}$  de  $-340\%$ o.

## **4.2 Trabajos de esta Tesis sobre las condritas Cañellas, Olmedilla de Alarcón, Reliegos y Olivenza.**

### **4.2.1 Cañellas H4.**

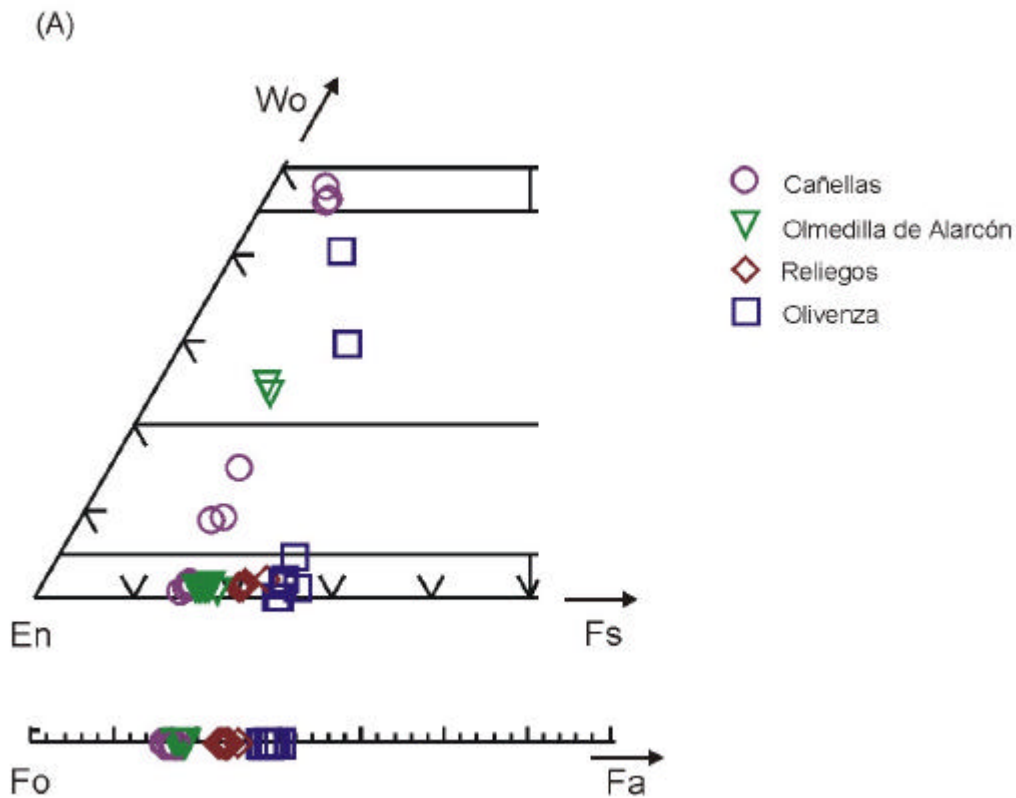
Se trata de un fragmento tabular de 12,6 gr; su exterior está parcialmente recubierto por una fina costra de fusión, de color negro. Comprende parte de un clasto claro y de la matriz oscura adyacente. Ambas porciones tienen un límite muy neto. En el corte se aprecia claramente que tiene una abundancia en granos metálicos mayor que la de las otras muestras, alguno de los cuales alcanza dos milímetros de tamaño. Los cóndrulos se observan como esferas oscuras, de un tamaño máximo de cerca de 1 mm (ver fig. 4.1B).

La matriz de Cañellas aparece recristalizada, por lo que los límites de los cóndrulos son más o menos discernibles en función de su tamaño y textura. Aunque la mayoría están bien redondeados, y completos, también se encuentran en la matriz algunos cóndrulos deformados, y fragmentos de cóndrulos (ver fig. 4.2A). Al microscopio, en los silicatos adyacentes a algunos granos metálicos aparecen halos rojizos. Sin embargo, dichos granos metálicos no muestran transformación a óxidos de hierro. Los análisis de microsonda confirman que no existe tal alteración, a la vez que estas zonas en los silicatos no aparecen enriquecidas en hierro.



**Figura 4.2:** Aspecto general de las muestras en lámina delgada. A: Cañellas. B: Olmedilla de Alarcón. C: Reliegos. D: Olivenza. El olivino es el mineral más claro; el piroxeno se muestra gris, mientras que los opacos corresponden a metálicos (aleación de Fe-Ni, troilita y cromita). Todas las fotos están tomadas con luz transmitida y nícoles paralelos.

Los olivinos carecen de zonados, como se aprecia siempre en condritas de alto tipo petrográfico. Para los olivinos de la matriz se ha obtenido una media de  $Fa_{16,80}$  ( $\sigma = 0,52$ ,  $N = 6$ ), mientras que en el caso de los olivinos de los cóndrulos se han medido composiciones de  $Fa_{17,47}$  ( $\sigma = 0,21$ ,  $N = 9$ ) (Fig. 4.3B; Tablas 4.1 y 4.2). Los piroxenos pobres en calcio de la matriz están compuestos de  $En_{83,82}$  ( $\sigma = 0,67$ ,  $N = 5$ ) y  $Fs_{14,94}$  ( $\sigma = 0,29$ ,  $N = 5$ ) (Fig. 4.3B; Tabla 4.3). Las composiciones de los olivinos y los piroxenos pobres en Ca concuerdan con las obtenidas por Casanova *et al.* (1990). Respecto a los piroxenos ricos en Ca que aparecen en la matriz, se han obtenido composiciones de  $En_{65,7-77,5}Fs_{13,0-13,5}$ , y en los de los cóndrulos, considerados en conjunto, se han medido composiciones de  $En_{46,6-76,3}Fs_{5,4-14,5}$  (Fig. 4.3B; Tabla 4.4).



**Figura 4.3:** Composiciones de los olivinos y los piroxenos de la matriz y cóndrulos seleccionados en las distintas condritas estudiadas. A: Comparación general de las cuatro condritas. B: Cañellas. C: Olmedilla de Alarcón. D: Reliegos. E: Olivenza.



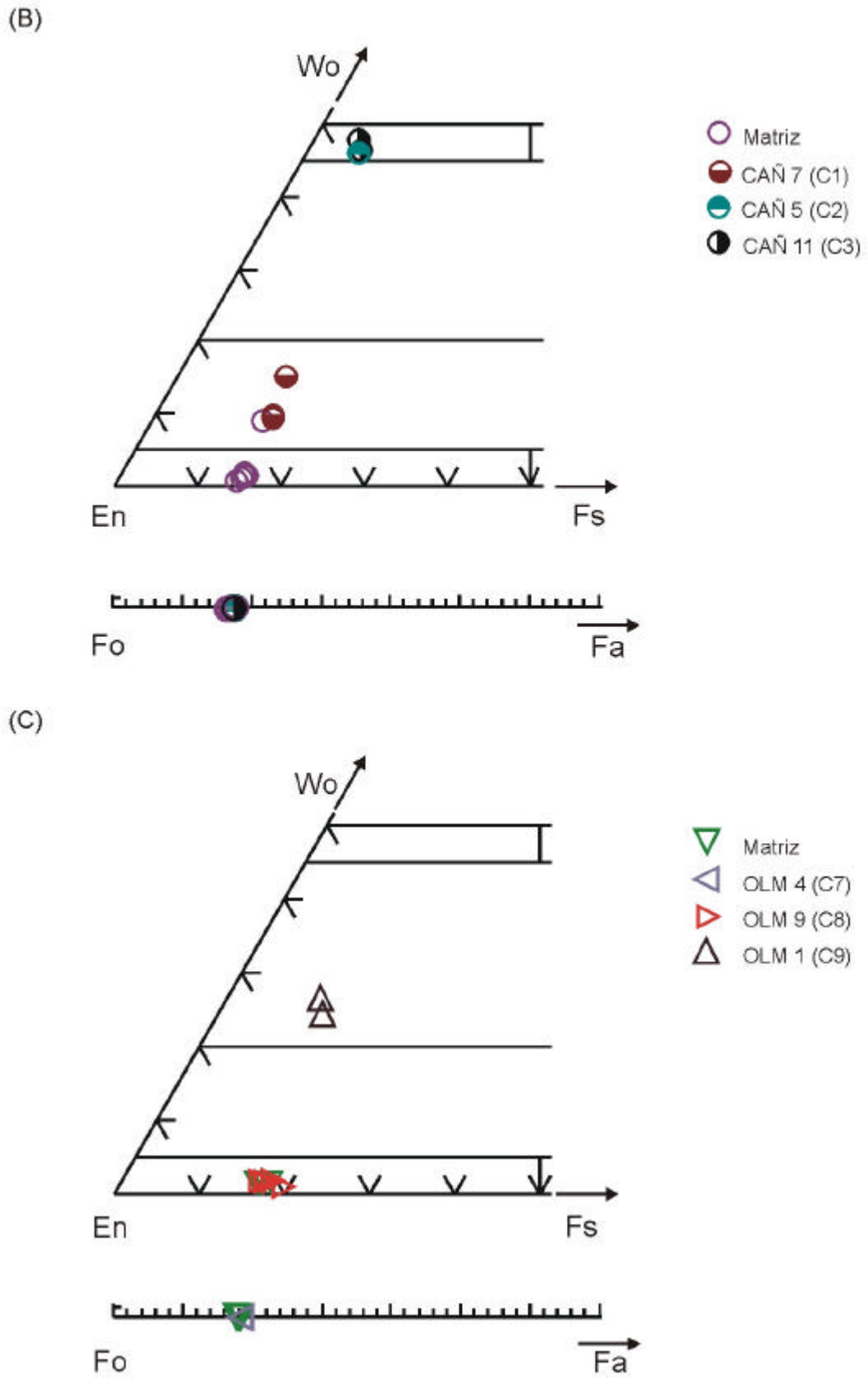
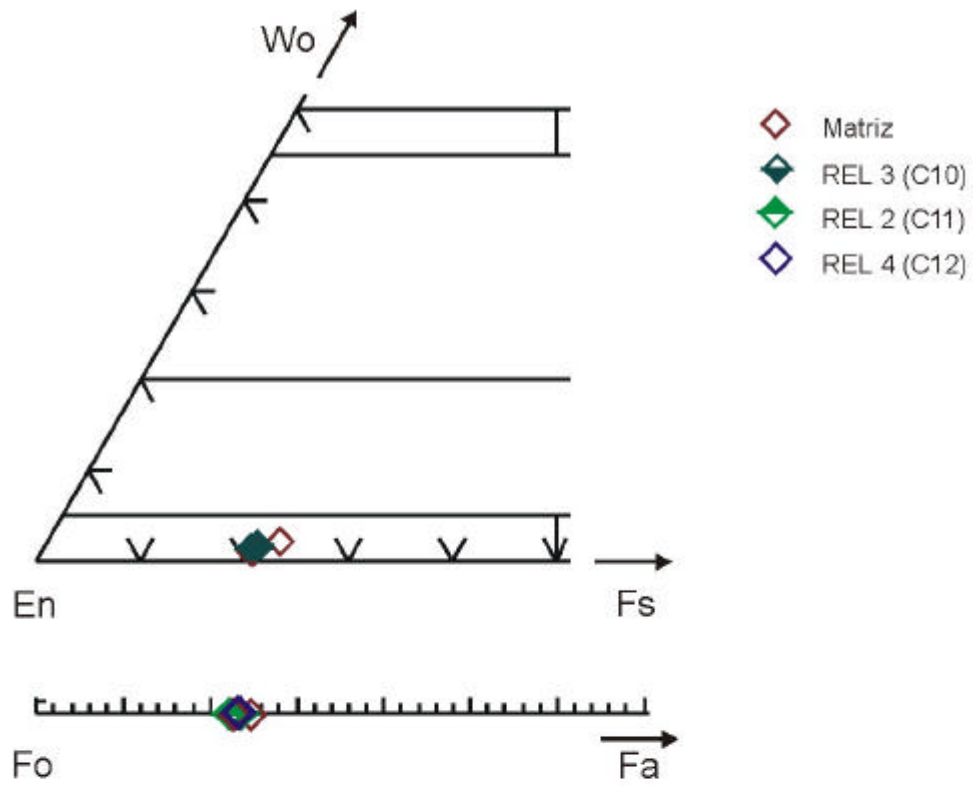


Figura 4.3: (Continuación).

(D)



(E)

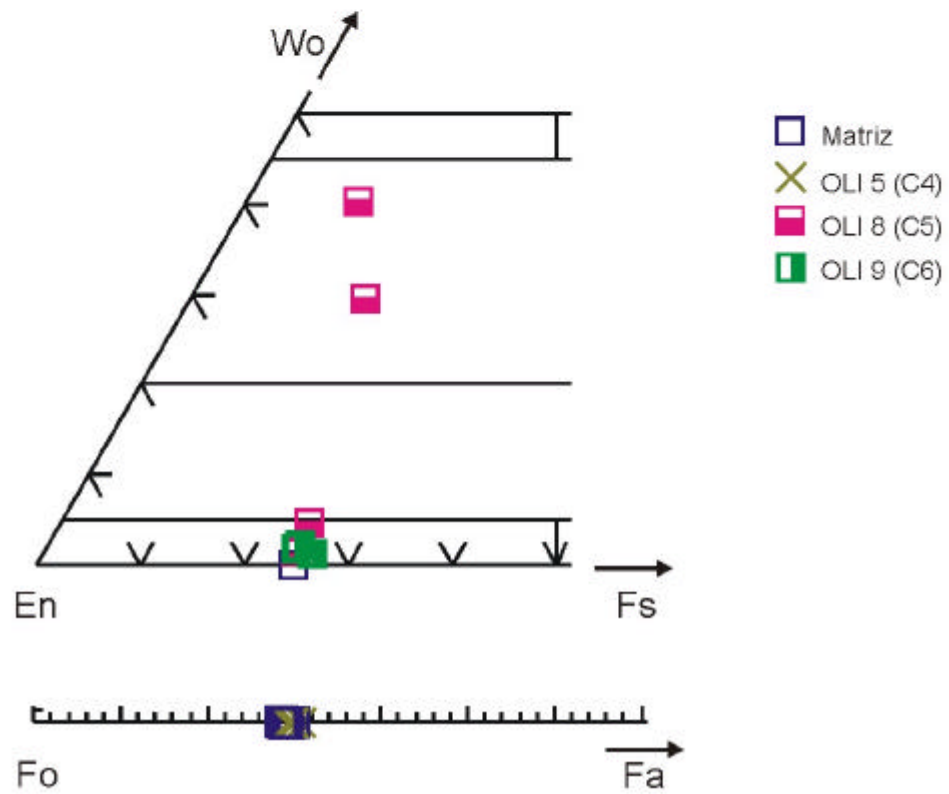


Figura 4.3: (Continuación).

En cuanto a los minerales metálicos, aparecen troilitas con pequeños contenidos de Co y Cr menores del 0,1% en peso (Tabla 4.5); y aleación de Fe-Ni en abundancia (taenita con 24-41% Ni y 0,18-0,60% Co, y kamacita con 5-6% Ni y 0,5-1,15% Co) (Tabla 4.6). La cromita es un mineral accesorio en las condritas. Puesto que la cromita y la espinela forman una solución sólida completa, Krot *et al.* (1993) propusieron una nomenclatura para denominar los términos intermedios, basada en la relación  $Cr/(Al+Cr)$ , que es la que se seguirá para las cromitas analizadas: cromita ( $>0,8$ ), cromita espinélica (0,5-0,8), espinela cromítica (0,2-0,5) y espinela ( $<0,2$ ). Según esto, las cromitas de esta condrita se clasifican como cromitas *s.s.* y cromitas espinélicas (ver tabla 4.7). Contienen del orden de 23,06-28,51% FeO, 6,44-21,01% en  $Al_2O_3$ , 2,60-7,38% en MgO y 0,75-1,64% en  $TiO_2$ . En general, los opacos ocupan intersticios entre los silicatos, y sus tamaños son muy variables, desde unas pocas micras a un máximo de 800  $\mu m$  (Fig. 4.4).

**Tabla 4.1:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de la matriz de Cañellas.

Análisis	matriz 11-70	matriz 11-79	matriz 11-80	matriz 11-85	matriz 11-86	matriz 3-84
SiO <sub>2</sub>	39,70	39,69	40,56	39,05	39,45	40,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,08
FeO	15,79	15,48	15,24	15,94	16,07	15,86
MnO	0,44	0,42	0,47	0,45	0,40	0,46
MgO	44,83	43,91	44,42	43,02	43,96	41,91
CaO	0,03	0,01	0,03	0,02	0,04	0,09
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,06	0,00	0,02	0,04	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,03	0,08	0,04	0,21
NiO	0,01	0,01	0,02	0,06	0,02	0,02
SO <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00
Total	100,81	99,59	100,81	98,68	100,04	99,75
	Fa16,5	Fa16,5	Fa16,1	Fa17,2	Fa17,0	Fa17,5

**Tabla 4.2:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de los cóndrulos de Cañellas.

Cóndrulo	CAÑ 7 (C1)	CAÑ 7 (C1)	CAÑ 7 (C1)	CAÑ 7 (C1)	CAÑ 7 (C1)	CAÑ 7 (C1)	CAÑ 11 (C3)	CAÑ 11 (C3)	CAÑ 8
Análisis	23-4	23-12	3-51	3-52	3-54	3-57	23-25	23-27	3-88
SiO <sub>2</sub>	39,62	39,03	39,70	39,18	39,54	39,30	39,86	39,65	39,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO	16,11	16,26	16,04	15,94	16,16	16,05	16,47	15,96	16,33
MnO	0,53	0,54	0,44	0,45	0,52	0,55	0,49	0,57	0,47
MgO	42,16	42,53	43,00	43,38	42,86	42,96	43,16	42,49	42,85
CaO	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,11	0,12	0,12	0,20	0,12	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,07	0,02	0,09	0,05	0,05	0,00	0,01	0,03
NiO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08	0,01	0,00	0,01
SO <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03
Total	98,57	98,60	99,36	99,18	99,37	99,13	100,03	98,72	98,91
	Fa17,7	Fa17,6	Fa17,3	Fa17,1	Fa17,5	Fa17,3	Fa17,7	Fa17,4	Fa17,6
Mg#	0,915	0,915	0,916	0,918	0,916	0,916	0,915	0,916	0,915

**Tabla 4.3:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de la matriz de Cañellas.

	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
Análisis	11-72	11-74	11-78	11-81	11-83	11-87	11-89
SiO <sub>2</sub>	57,38	56,75	57,06	57,13	59,95	57,47	56,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14	0,44	0,08	0,10	11,87	0,11	0,32
FeO	9,76	9,83	9,41	9,66	4,03	9,66	8,58
MnO	0,53	0,42	0,45	0,43	0,12	0,50	0,45
MgO	32,10	31,18	32,37	31,91	11,72	31,59	29,06
CaO	0,68	0,67	0,28	0,55	5,27	0,83	4,64
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,01	0,03	0,01	5,25	0,02	0,09
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,00	0,47	0,02	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,08	0,07	0,09	0,13	0,09	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,26	0,11	0,14	0,11	0,12	0,24
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,05	0,04
SO <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,01	0,00	0,16	0,03	0,01
Total	100,99	99,69	99,88	100,02	99,13	100,47	99,79
	En83,6Fs15,0	En83,3Fs15,3	En84,9Fs14,5	En84,0Fs14,9	En65,7Fs13,0	En83,3Fs15,0	En77,5Fs13,5

**Tabla 4.4:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de los cóndrulos de Cañellas.

Cóndrulo	CAÑ 7 (C1)	CAÑ 5 (C2)	CAÑ 5 (C2)	CAÑ 5 (C2)	CAÑ 11 (C3)	CAÑ 11 (C3)
Análisis	23-7	23-14	23-15	23-16	23-26	23-28
SiO <sub>2</sub>	55,12	56,19	56,69	56,49	59,46	56,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	1,63	3,02	0,73	8,42	4,51
FeO	3,36	8,52	6,97	8,91	1,87	3,40
MnO	0,19	0,43	0,40	0,41	0,11	0,18
MgO	14,77	26,41	22,85	27,71	9,59	14,29
CaO	20,01	4,42	6,68	4,73	13,75	19,74
Na <sub>2</sub> O	1,97	0,90	1,69	0,25	2,77	1,82
K <sub>2</sub> O	0,19	0,09	0,17	0,03	2,73	0,13
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,18	0,08	0,17	0,19	0,28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	0,11	0,20	0,18	0,30	0,44
NiO	0,05	0,06	0,01	0,00	0,04	0,03
SO <sub>3</sub>	0,04	0,12	0,11	0,00	0,03	0,73
Total	99,74	99,03	98,87	99,61	99,25	101,84
	En47,4Fs6,4	En76,3Fs14,5	En71,8Fs13,0	En76,2Fs14,4	En46,6Fs5,4	En46,8Fs6,6

**Tabla 4.5:** Análisis de microsonda electrónica de troilitas de Cañellas.

Análisis	11-2	11-5	11-6	11-8	11-9	11-11	11-12	11-13	11-14	Media	Desv estándar
Si	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
S	36,52	37,08	37,08	36,96	36,70	36,55	36,37	37,04	36,91	36,80	0,27
P	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe	63,10	62,73	62,40	62,69	62,71	62,48	61,99	62,36	62,52	62,55	0,31
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Co	0,08	0,06	0,08	0,09	0,06	0,08	0,09	0,06	0,05	0,07	0,02
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04
Total	99,76	99,89	99,56	99,74	99,60	99,13	98,46	99,48	99,50		

**Tabla 4.6:** Análisis de microsonda electrónica de la aleación de Fe-Ni de Cañellas.

Análisis	3-2	3-9	3-10	3-11	3-14	3-15	3-17	3-18	3-20	3-21	11-15	11-19	3-1	3-13	11-1
Fe	92,32	91,59	91,77	92,19	91,29	92,56	92,09	92,10	91,84	91,75	91,89	94,07	68,16	67,46	58,83
S	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	7,07	0,00
Si	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,13	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,16
Ni	5,92	6,34	6,49	6,27	6,60	5,59	6,39	5,94	6,45	6,49	6,61	6,39	30,15	24,91	41,16
Co	1,08	1,01	0,99	1,00	1,05	1,04	1,15	1,05	1,09	1,08	0,57	0,63	0,38	0,60	0,18
Cr	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	99,34	98,98	99,28	99,51	98,97	99,33	99,67	99,11	99,398	99,34	99,07	101,11	98,73	100,12	100,34

**Tabla 4.7:** Análisis de microsonda electrónica de cromitas.

	Cañellas						Olmedilla de Alarcón				
	19-2 matriz	19-3 matriz	19-4 matriz	19-6 matriz	19-8 matriz	19-10 matriz	19-29 matriz	19-30 matriz	19-32 matriz	19-33 matriz	19-37 matriz
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58,90	46,56	45,03	57,16	60,30	58,78	56,93	57,07	59,07	56,50	56,18
FeO	26,15	23,65	23,06	28,51	27,75	28,44	28,07	28,32	28,34	27,28	28,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,68	20,59	21,01	6,44	7,23	7,16	6,54	6,79	6,86	6,33	6,33
MgO	3,28	7,29	7,38	2,72	2,60	3,06	2,94	2,78	2,85	3,74	3,11
TiO <sub>2</sub>	1,49	0,75	0,76	1,37	1,28	1,64	2,13	1,76	1,93	2,06	2,23
MnO	0,93	0,68	0,55	1,05	0,99	0,90	0,98	0,99	1,03	0,97	0,96
ZnO	0,27	0,35	0,42	0,32	0,29	0,46	0,23	0,30	0,29	0,30	0,43
CoO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,09	0,00
CaO	0,10	0,06	0,08	0,03	0,05	0,02	0,00	0,00	0,03	0,10	0,04
SiO <sub>2</sub>	1,14	0,11	0,08	0,17	0,08	0,06	0,03	0,04	0,11	0,52	0,04
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	0,31	0,29	0,83	0,82	0,72	0,71	0,70	0,75	0,76	0,82
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,03	0,04	0,01	0,00	0,07	0,03	0,02	0,07	0,29	0,04
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01
SO <sub>3</sub>	0,03	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,10	0,00
Total	99,89	100,39	98,77	98,65	101,41	101,33	98,61	98,81	101,36	99,10	98,59
Cr/(Cr+Al)	0,92	0,74	0,73	0,92	0,91	0,91	0,92	0,91	0,92	0,92	0,92

**Tabla 4.7:** (Continuación).

	Reliegos		Olivenza					
	19-43 matriz	19-46 matriz	19-13 matriz	19-14 matriz	19-15 matriz	19-17 matriz	19-26 OLIV 9 (C6)	19-28 OLIV 9 (C6)
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,50	56,57	56,72	55,99	55,61	55,27	54,87	54,65
FeO	28,79	28,61	27,73	31,56	32,06	31,27	31,03	32,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,43	6,36	6,99	5,41	5,33	5,60	5,67	5,66
MgO	2,61	2,44	2,81	2,23	2,05	1,99	2,16	2,14
TiO <sub>2</sub>	2,63	2,14	1,73	4,07	3,71	3,54	3,75	3,54
MnO	0,66	0,85	0,87	0,55	0,64	0,61	0,60	0,54
ZnO	0,27	0,35	0,38	0,18	0,21	0,29	0,18	0,38
CoO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,09	0,00	0,02	0,01	0,05	0,04	0,03	0,02
CaO	0,03	0,03	0,09	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02
SiO <sub>2</sub>	0,33	0,02	0,15	0,00	0,04	0,06	0,09	0,06
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,74	0,89	0,75	0,79	0,73	0,80	0,77	0,81
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
K <sub>2</sub> O	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
SO <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,01	0,05	0,00	0,00	0,02	0,02
Total	99,20	98,30	98,30	100,86	100,48	99,49	99,13	99,87
Cr/(Cr+Al)	0,92	0,92	0,91	0,93	0,93	0,93	0,92	0,92

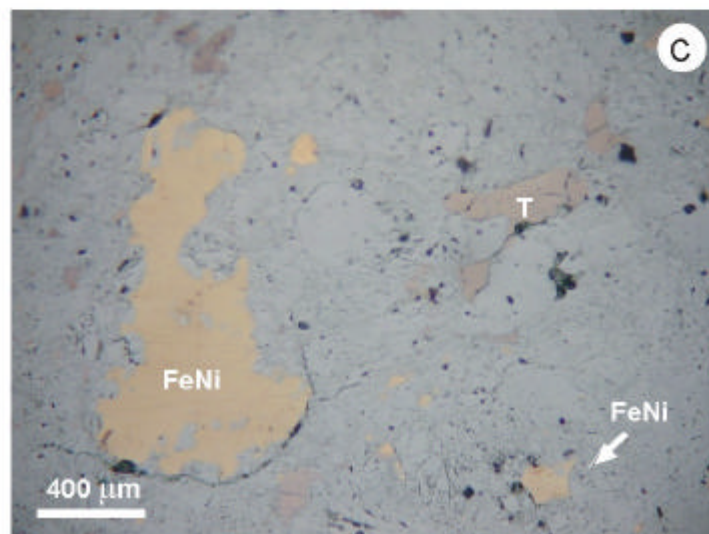
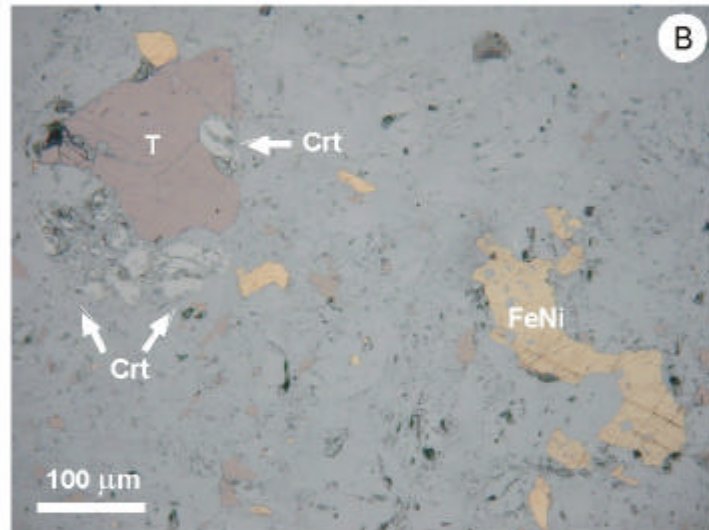
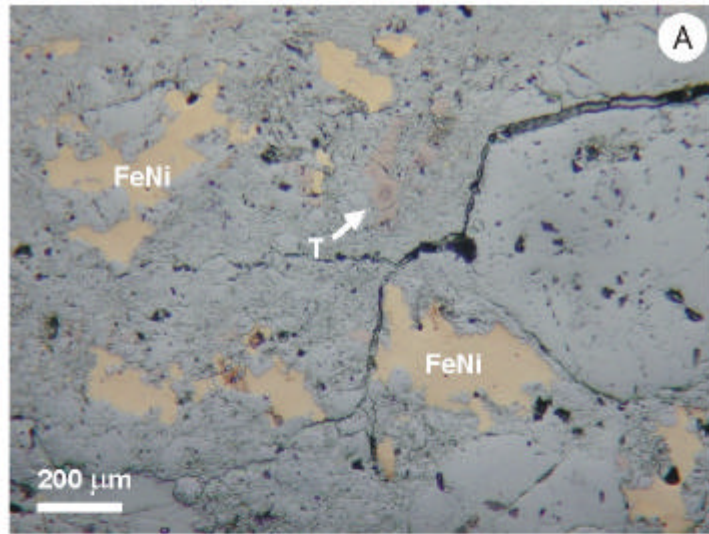
**Figura 4.4:** Minerales metálicos en Cañellas, observados con microscopía de luz reflejada y nícoles paralelos. FeNi: aleación de Fe-Ni; T: troilita; Crt: cromita. El material que los rodea son silicatos.

A: Aleación de Fe-Ni y troilita, como granos aislados, en los alrededores del cóndrulo CAÑ 11 (C3).

B: Varios granos de troilita, aleación de Fe-Ni y pequeños granos de cromita, en contacto con la troilita.

C: Aleación de Fe-Ni y troilita, con formas muy recortadas, al ocupar intersticios entre los cristales de silicatos.







#### 4.2.2 Olmedilla de Alarcón H5.

El fragmento pesa 16,5 gr y muestra color gris oscuro. En él se distingue parte de un clasto claro y de la matriz oscura adyacente. Los cóndrulos tienen excepcionalmente hasta 1 mm de tamaño, pero el tamaño más frecuente es menor. Los granos metálicos, aunque abundantes, no superan el medio milímetro de tamaño, y tienen algunas manchas rojizas alrededor (ver fig. 4.1D).

Los cóndrulos son abundantes; están en general bien definidos, y la mayoría se encuentran enteros. Hay clastos en la matriz que, por su textura, se reconocen como restos de cóndrulos fragmentados. Al igual que en Cañellas, los silicatos próximos a los granos metálicos muestran halos rojizos, aunque los propios granos metálicos no están alterados a óxidos de hierro (ver fig. 4.2B).

La composición media de los olivinos es muy similar tanto en la matriz ( $Fa_{17,96}$ ;  $\sigma = 0,54$ ,  $N = 5$ ), como en los cóndrulos ( $Fa_{18,24}$ ;  $\sigma = 0,24$ ,  $N = 5$ ) (Fig. 4.3C; Tablas 4.8 y 4.9), a la vez que los cristales carecen de zonados. Otro tanto se puede decir de la composición media de los piroxenos pobres en Ca de la matriz ( $En_{82,53}$ ;  $\sigma = 0,41$ ,  $N = 6$ ;  $Fs_{16,47}$ ;  $\sigma = 0,44$ ,  $N = 6$ ) y de los cóndrulos ( $En_{81,84}$ ,  $\sigma = 0,58$ ,  $N = 5$ ;  $Fs_{16,96}$ ;  $\sigma = 0,81$ ,  $N = 5$ ) (Fig. 4.3C; Tablas 4.10 y 4.11). Los resultados composicionales concuerdan con los de McCoy *et al.* (1990). Se ha obtenido un único análisis de un piroxeno rico en Ca procedente del interior de un cóndrulo:  $En_{63,8-64,3}Fs_{11,1-11,9}$  (Fig. 4.3C; Tabla 4.11). Las composiciones de las mesostasias de los cóndrulos se describen en el apartado 4.3, junto a las descripciones de dichos cóndrulos.

Como minerales metálicos aparecen troilita con contenidos de Co siempre inferiores a 0,1% en peso (Tabla 4.12); kamacita y taenita, la primera con un contenido del orden de 6% de Ni y 0,15-1,2% de Co, y la segunda con 24,16% de Ni y 0,54% de Co (Tabla 4.13); y cromita, con 28,07-28,40% FeO, 6,33-6,86% en  $Al_2O_3$ , 2,78-3,74% en MgO y 1,76-2,23% en  $TiO_2$  (ver tabla 4.7). Estos minerales ocupan intersticios entre los silicatos, por lo que sus hábitos suelen ser muy irregulares, y sus tamaños muy variables, desde unas pocas micras a un máximo de 1,2 (Fig. 4.5).

**Tabla 4.8:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de la matriz de Olmedilla de Alarcón.

	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
Análisis	15-20	15-21	15-22	15-24	15-25
SiO <sub>2</sub>	39,32	39,05	38,90	38,46	38,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02
FeO	17,54	16,98	16,46	16,46	17,13
MnO	0,48	0,39	0,47	0,51	0,44
MgO	43,79	43,58	43,71	43,09	43,49
CaO	0,03	0,01	0,04	0,01	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,07	0,02	0,03	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00
SO <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	101,26	100,11	99,65	98,60	99,98
	Fa18,8	Fa17,9	Fa17,4	Fa17,6	Fa18,1

**Tabla 4.9:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de los cóndrulos de Olmedilla de Alarcón.

Cóndrulo	OLM 4 (C7)	OLM 4 (C7)	OLM 4 (C7)	OLM 4 (C7)	OLM 3
Análisis	23-69	3-67	3-68	3-69	3-92
SiO <sub>2</sub>	39,26	39,51	39,00	38,93	39,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00
FeO	16,89	16,67	16,91	16,86	17,17
MnO	0,45	0,42	0,53	0,40	0,50
MgO	41,79	42,19	42,89	42,94	42,33
CaO	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,03	0,03	0,12	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,04	0,02	0,05	0,04
NiO	0,01	0,04	0,03	0,00	0,00
SO <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00
Total	98,55	98,94	99,43	99,40	99,38
	Fa18,5	Fa18,1	Fa18,1	Fa18,0	Fa18,5
Mg#	0,910	0,912	0,912	0,913	0,910

**Tabla 4.10:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de la matriz de Olmedilla de Alarcón.

Análisis	matriz 15-18	matriz 15-30	matriz 15-32	matriz 15-34	matriz 15-36	matriz 15-37
SiO <sub>2</sub>	57,36	55,43	56,52	56,85	56,26	55,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,18	0,13	0,12	0,05	0,11
FeO	10,60	10,66	10,65	10,41	10,82	11,21
MnO	0,38	0,55	0,45	0,40	0,38	0,57
MgO	31,41	31,25	31,45	31,65	31,48	31,42
CaO	0,49	0,54	0,54	0,55	0,50	0,53
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,16	0,13	0,18	0,06	0,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
NiO	0,08	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00
SO <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04
Total	100,44	98,77	99,89	100,19	99,62	99,75
	En82,8Fs16,2	En82,4Fs16,6	En82,6Fs16,4	En83,0Fs15,9	En82,6Fs16,5	En81,8Fs17,2

**Tabla 4.11:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de los cóndrulos de Olmedilla de Alarcón.

Cóndrulo	OLM 9 (C8)	OLM 9 (C8)	OLM 9 (C8)	OLM 9 (C8)	OLM 1 (C9)	OLM 1 (C9)	OLM 5
Análisis	23-60	23-62	23-65	23-66	23-77	23-79	3-95
SiO <sub>2</sub>	56,41	57,13	56,61	50,23	55,97	55,71	55,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,13	0,08	0,09	3,05	4,44	0,01
FeO	10,29	10,48	10,60	13,39	6,19	6,01	10,93
MnO	0,41	0,51	0,62	0,44	0,27	0,36	0,61
MgO	30,62	30,41	29,88	34,41	20,80	19,26	30,95
CaO	0,59	0,56	0,61	0,34	11,34	9,90	0,60
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,04	0,04	0,00	1,20	2,18	0,03
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,02	0,01	0,06	0,20	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,09	0,08	0,07	0,26	0,18	0,31
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,12	0,08	0,09	0,48	0,67	0,40
NiO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,03
SO <sub>3</sub>	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00
Total	98,67	99,46	98,61	99,09	99,62	99,06	99,32
	En82,6Fs16,2	En82,2Fs16,6	En81,6Fs16,6	En81,1Fs18,3	En63,8Fs11,1	En64,3Fs11,9	En81,7Fs17,1
Mg#	0,841	0,838	0,834	0,821			0,835

**Tabla 4.12:** Análisis de microsonda electrónica de troilitas de Olmedilla de Alarcón.

Análisis	11-32	11-33	11-35	11-36	11-38	11-39	11-41	11-42	Media	Desv estándar
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	36,91	36,85	37,04	37,22	36,89	36,91	36,84	36,73	36,92	0,15
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe	62,40	62,36	62,55	62,84	62,26	62,37	62,30	62,54	62,45	0,19
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,07	0,06	0,09	0,05	0,07	0,08	0,05	0,08	0,07	0,01
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01
Total	99,40	99,27	99,67	100,11	99,26	99,38	99,23	99,38		

**Tabla 4.13:** Análisis de microsonda electrónica de la aleación de Fe-Ni de Olmedilla de Alarcón.

Análisis	3-31	3-33	3-34	3-35	3-36	3-32
Fe	92,27	91,89	91,46	91,74	91,22	74,83
S	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Si	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	6,59	6,63	6,56	6,68	6,56	24,16
Co	1,21	1,15	1,13	1,05	1,12	0,54
Cr	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00
Total	100,07	99,69	99,19	99,49	98,92	99,54



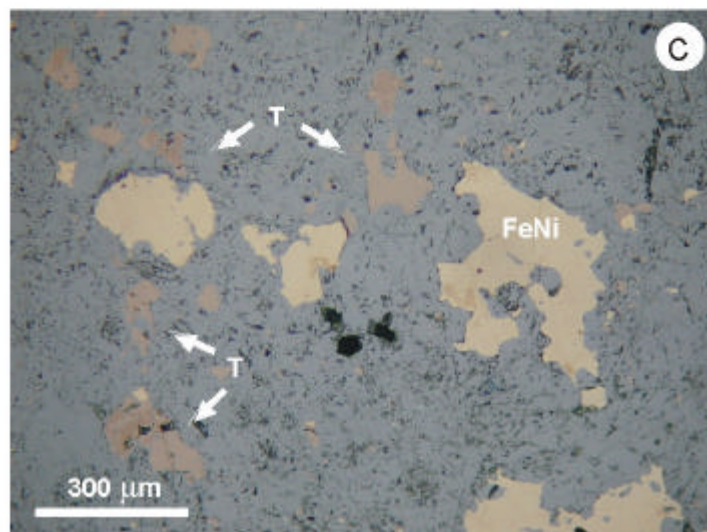
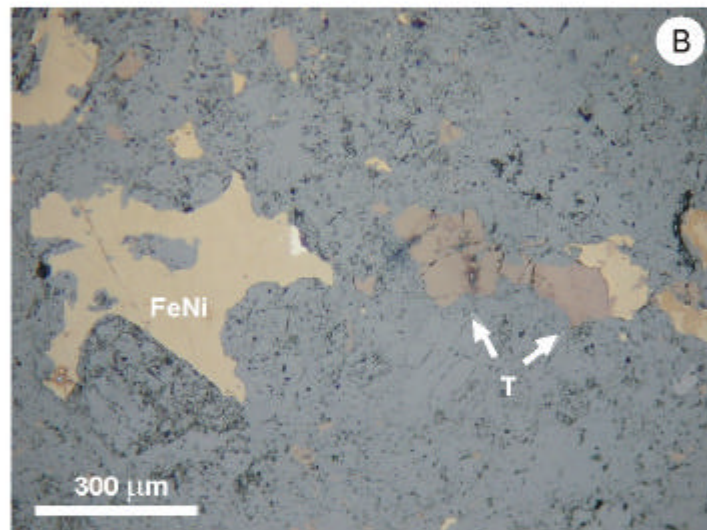
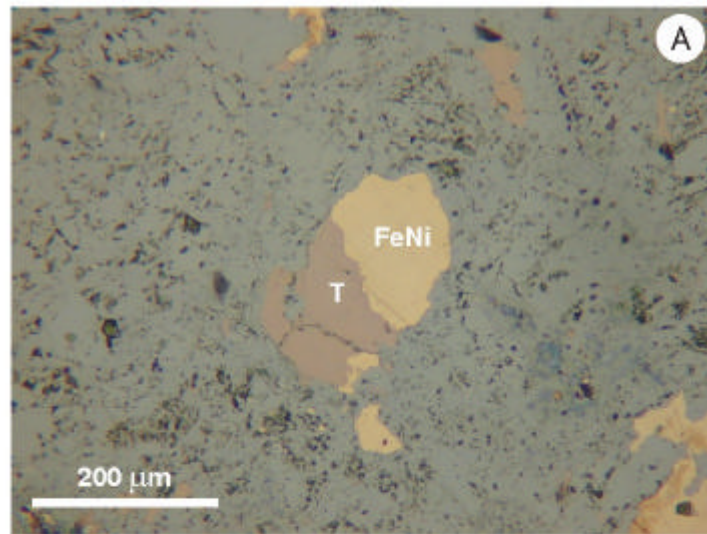
**Figura 4.5:** Minerales metálicos en Olmedilla de Alarcón, observados con microscopía de luz reflejada y nícoles paralelos. FeNi: aleación de Fe-Ni; T: troilita. El material que los rodea son silicatos.

A: Grano mixto de troilita y aleación de Fe-Ni, que muestra el límite neto entre las dos fases.

B: Varios granos de troilita y aleación de Fe-Ni, con formas muy recortadas.

C: Varios granos de troilita y aleación de Fe-Ni. Por coalescencia de varios granos, quedan minerales silicatados incluidos en uno de ellos.





### 4.2.3 *Reliegos L5.*

La muestra es un fragmento (14,7 gr) de color gris intermedio entre el de las condritas H y las LL, como corresponde a su contenido en hierro, menor que el de las primeras y mayor que el de las segundas. La porción silicatada es muy homogénea, y en ella es difícil reconocer cóndrulos. Los granos metálicos son en su mayoría de tamaño submilimétrico. En la superficie de la muestra se aprecia parte de la fina costra de fusión negra-parda (ver fig. 4.1F).

Al microscopio se observa que Reliegos es una condrita muy recristalizada, en la que las texturas se encuentran bastante obliteradas, pero aún se distinguen los cóndrulos, con cierta dificultad, por sus propias texturas internas (aun cuando en el caso de los cóndrulos porfídicos, el límite de los cóndrulos a menudo sólo es claramente discernible en una parte de su circunferencia externa, o por la presencia de mesostasia entre minerales). De ahí que resulte difícil realizar una distinción neta entre cóndrulos y matriz. Por ello, en este trabajo, se ha decidido considerar “matriz” a todo el material que no puede asignarse claramente como cóndrulo (ver fig. 4.2C). Con todo, los cóndrulos claros son escasos, y casi todos presentan secciones elipsoidales. Los silicatos adyacentes a granos metálicos muestran los ya mencionados halos rojizos, aunque sin alteración a óxidos de hierro.

Los olivinos de la matriz tienen una composición media de  $Fa_{23,44}$  ( $\sigma = 0,76$ ,  $N = 8$ ), muy similar a la de los olivinos de los cóndrulos ( $Fa_{23,55}$ ;  $\sigma = 0,39$ ,  $N = 11$ ) (Fig. 4.3D; Tablas 4.14 y 4.15). La composición media de los piroxenos pobres en Ca de la matriz es  $En_{77,84}$  ( $\sigma = 1,12$ ,  $N = 7$ )  $Fs_{20,74}$  ( $\sigma = 0,85$ ,  $N = 7$ ), similar a la composición media de los piroxenos pobres en Ca de los cóndrulos,  $En_{78,00}$  ( $\sigma = 0,34$ ,  $N = 4$ )  $Fs_{20,45}$  ( $\sigma = 0,26$ ,  $N = 4$ ) (Fig. 4.3D; Tablas 4.16 y 4.17). La composición de la mesostasia se describe en el apartado 4.3, junto a la descripción de cóndrulos concretos.

Los minerales metálicos ocupan intersticios entre los silicatos, y sus tamaños son muy variables, desde unas pocas micras a un máximo de 800  $\mu m$  (Fig. 4.6). La troilita tiene contenidos de Co siempre inferiores a 0,1% en peso (Tabla 4.18). En los granos de aleación de Fe-Ni se ha detectado kamacita con 6% de Ni y 1,68-1,81% de

Co, y una taenita con 29,44% de Ni y 0,64% de Co (Tabla 4.19). Las cromitas presentan 28,6-28,79% FeO, 6,36-6,43% en  $Al_2O_3$ , 2,44-2,61% en MgO y 2,14-2,63% en  $TiO_2$  (ver tabla 4.7).

**Tabla 4.14:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de la matriz de Reliegos.

Análisis	matriz 3-83	matriz 15-46	matriz 15-47	matriz 15-48	matriz 15-51	matriz 15-52	matriz 15-53	vena 15-61
SiO <sub>2</sub>	38,39	38,77	37,97	38,23	37,17	38,24	38,25	39,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO	21,05	21,80	21,81	21,17	23,16	21,50	21,58	21,12
MnO	0,48	0,44	0,45	0,45	0,42	0,49	0,35	0,37
MgO	39,21	40,33	39,87	39,98	38,61	40,37	39,13	39,98
CaO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,06	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
NiO	0,00	0,01	0,05	0,00	0,99	0,01	0,00	0,00
SO <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	99,18 Fa23,1	101,46 Fa23,3	100,24 Fa23,5	99,91 Fa22,9	100,37 Fa25,2	100,65 Fa23,0	99,37 Fa23,6	100,98 Fa22,9

**Tabla 4.15:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de los cóndrulos de Reliegos.

Cóndrulo	REL 2 (C11)	REL 2 (C11)	REL 2 (C11)	REL 2 (C11)	REL 2 (C11)	REL 4 (C12)	REL 4 (C12)	REL 4 (C12)	REL 4 (C12)	REL 1	REL 1
Análisis	23-92	23-93	23-94	23-100	15-78	23-103	23-106	23-107	23-116	3-81	3-82
SiO <sub>2</sub>	38,62	38,29	38,04	38,54	37,91	38,50	38,00	38,36	38,31	37,75	38,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
FeO	21,11	21,50	21,31	21,63	21,26	21,79	21,49	20,94	21,46	21,59	21,37
MnO	0,56	0,45	0,54	0,42	0,48	0,57	0,49	0,57	0,45	0,56	0,51
MgO	38,79	38,37	39,21	38,20	40,69	38,99	39,09	38,57	38,52	38,97	39,35
CaO	0,03	0,04	0,06	0,00	0,04	0,00	0,03	0,04	0,00	0,01	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,06	0,00	0,68	0,00
NiO	0,01	0,02	0,04	0,00	0,01	0,05	0,06	0,01	0,04	0,00	0,00
SO <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,03	0,00	0,06	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Total	99,25	98,74	99,26	98,85	100,58	99,97	99,27	98,59	98,81	99,58	99,99
	Fa23,4	Fa23,9	Fa23,4	Fa24,1	Fa22,7	Fa23,9	Fa23,6	Fa23,3	Fa23,8	Fa23,7	Fa23,3
Mg#	0,883	0,880	0,883	0,879	0,887	0,880	0,882	0,883	0,880	0,881	0,883

**Tabla 4.16:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de la matriz de Reliegos.

Análisis	matriz 15-39	matriz 15-42	matriz 15-43	matriz 15-44	matriz 15-55	vena 15-58	matriz 15-62
SiO <sub>2</sub>	56,27	54,56	55,65	55,89	44,70	55,91	55,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,18	0,22	0,15	4,02	0,13	0,59
FeO	13,27	13,19	13,36	13,39	16,72	13,27	12,79
MnO	0,49	0,42	0,55	0,57	0,40	0,40	0,51
MgO	29,65	29,49	29,27	29,23	31,96	29,59	29,15
CaO	0,78	0,600	0,75	0,63	1,15	0,61	0,56
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,03	0,01	0,01	0,12	0,00	0,03
K <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,21	0,24	0,19	0,03	0,16	0,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01	0,04	0,02
NiO	0,03	0,01	0,00	0,00	0,27	0,01	0,06
SO <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,09
Total	100,81	98,72	100,09	100,08	99,40	100,13	99,68
	En78,2Fs20,3	En78,5Fs20,3	En77,8Fs20,7	En77,9Fs20,8	En75,4Fs22,6	En78,4Fs20,3	En78,7Fs20,2

**Tabla 4.17:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de los cóndrulos de Reliegos.

Cóndrulo	REL 3 (C10)	REL 3 (C10)	REL 3 (C10)	REL 3 (C10)
Análisis	23-85	15-64	15-65	15-69
SiO <sub>2</sub>	56,05	56,96	56,67	55,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	1,96	1,46	0,15
FeO	12,44	12,35	12,44	13,42
MnO	0,55	0,46	0,46	0,48
MgO	27,87	26,93	28,19	29,43
CaO	0,82	0,68	0,61	0,79
Na <sub>2</sub> O	0,31	0,06	0,05	0,00
K <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,01	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,17	0,17	0,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,01	0,00	0,00
NiO	0,01	0,00	0,08	0,07
SO <sub>3</sub>	0,06	0,26	0,00	0,07
Total	99,03	99,84	100,15	100,58
	En77,9Fs20,4	En77,8Fs20,7	En78,5Fs20,1	En77,8Fs20,6
Mg#	0,800	0,795	0,802	0,796

**Tabla 4.18:** Análisis de microsonda electrónica de troilitas de Reliegos.

Análisis	11-43	11-45	11-46	11-47	11-48	11-49	11-51	11-52	Media	Desv estándar
Si	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
S	36,80	36,84	36,74	37,02	37,10	36,95	37,00	36,98	36,93	0,12
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe	62,53	62,58	62,46	62,70	62,54	62,60	61,91	62,13	62,43	0,27
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,07	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02
Co	0,05	0,08	0,07	0,08	0,09	0,08	0,07	0,07	0,08	0,01
Cu	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,02
Total	99,46	99,51	99,28	99,80	99,75	99,62	99,07	99,18		

**Tabla 4.19:** Análisis de microsonda electrónica de la aleación de Fe-Ni de Reliegos.

Análisis	3-46	3-37	3-40	3-41	3-42	3-43	3-44
Fe	68,92	91,44	91,29	91,75	91,40	90,38	91,68
S	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Si	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00
Cu	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	29,44	6,38	6,52	6,35	6,49	6,74	6,19
Co	0,64	1,81	1,68	1,75	1,72	1,75	1,80
Cr	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	99,02	99,68	99,52	99,85	99,62	98,89	99,70

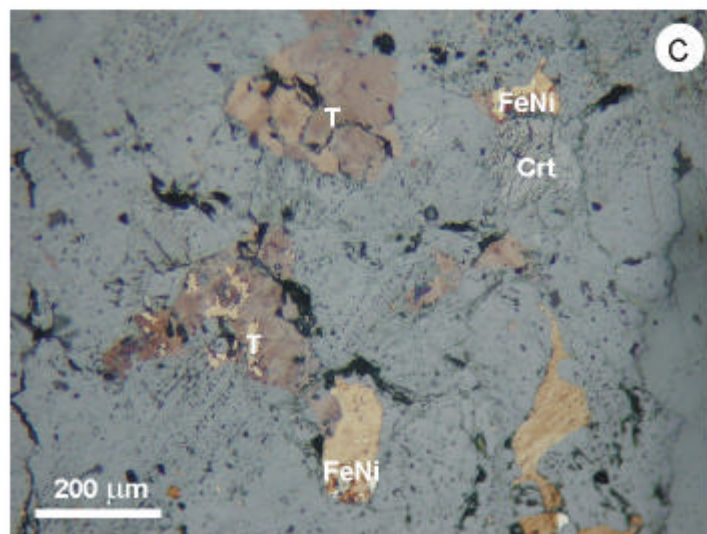
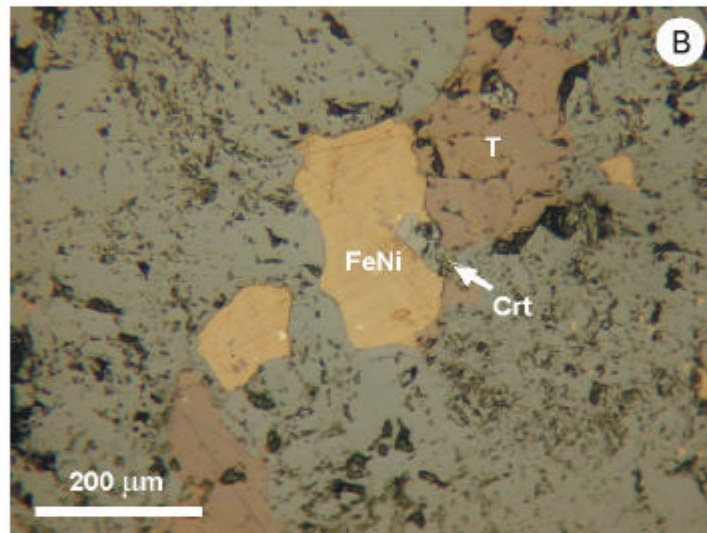
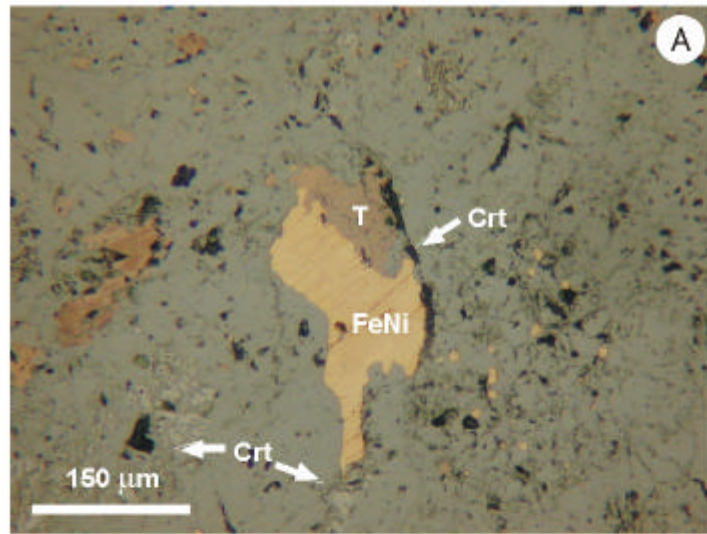
**Figura 4.6:** Minerales metálicos en Reliegos, observados con microscopía de luz reflejada y nícoles paralelos. FeNi: aleación de Fe-Ni; T: troilita; Crt: cromita. El material que los rodea son silicatos.

A: Grano mixto de troilita y aleación de Fe-Ni. En el contacto entre ambas fases hay cromita. También se aprecian pequeños granos aislados de cromita, y de aleación de Fe-Ni, diseminados por la matriz.

B: Cromita en el contacto entre un grano de troilita y otro de aleación de Fe-Ni.

C: Mezcla compleja de granos de cromita, troilita y aleación de Fe-Ni.





#### 4.2.4 Olivenza LL5.

Este fragmento, de 28,9 gr, es la condrita de color más claro. Los cóndrulos, reconocibles por su forma redondeada y color más oscuro, alcanzan un diámetro en el corte de más de 2 mm. No así los granos metálicos, que son de muy pequeño tamaño, y escasos, como corresponde a una condrita LL (ver fig. 4.1H).

La abundancia de cóndrulos es alta, aunque menor que la de Olmedilla de Alarcón, pero cuenta en cambio con cóndrulos que llegan a tener gran tamaño (hasta casi 2 mm de diámetro). En general dichos cóndrulos tienen bordes poco netos, que se confunden con la matriz adyacente, que está menos recristalizada que en las otras muestras. Sus texturas internas son de gran ayuda para delimitarlos. Aparecen también cóndrulos deformados, mixtos, y fragmentos de cóndrulos (ver fig. 4.2D).

La composición media de los olivinos de la matriz es de  $\text{Fa}_{28,51}$  ( $\sigma = 0,49$ ,  $N = 9$ ) (Fig. 4.3E; Tabla 4.20), resultado muy similar al de los olivinos de los cóndrulos considerados en conjunto ( $\text{Fa}_{29,15}$ ;  $\sigma = 0,39$ ,  $N = 11$ ) (Tabla 4.21). La ausencia de zonados composicionales en los cristales de este mineral es resultado de la homogeneización experimentada por la muestra por efecto del metamorfismo térmico. Respecto a los piroxenos pobres en Ca, los de la matriz tienen una composición de  $\text{En}_{75,23}$  ( $\sigma = 0,22$ ,  $N = 4$ )  $\text{Fs}_{24,65}$  ( $\sigma = 0,19$ ,  $N = 4$ ), también idéntica a la medida en cóndrulos, de  $\text{En}_{73,28}$  ( $\sigma = 1,18$ ,  $N = 5$ )  $\text{Fs}_{24,50}$  ( $\sigma = 0,87$ ,  $N = 5$ ) (Fig. 4.3D; Tabla 4.22 y 4.23). Se ha medido la composición de un piroxeno rico en Ca del interior del cóndrulo OLI 8 (C5), con el resultado de  $\text{En}_{48,8-53,4}\text{Fs}_{10,8-17,0}$  (Fig. 4.3E; Tabla 4.23). Las composiciones de las mesostasias se describen en el apartado 4.3, junto a las descripciones de los cóndrulos concretos a los que corresponden.

De los minerales metálicos, la troilita tiene contenidos de Co y Cr siempre inferiores a 0,1% en peso (Tabla 4.24). Se han medido taenitas con 34,15-37,49% Ni y 1,89-3,17% Co (Tabla 4.25). El valor más alto de Ni corresponde a un grano en un cóndrulo, OLI 5 (C4) (ver apartado 4.3.4). Sin embargo, ninguna de las taenitas analizadas tiene unos contenidos en Ni tan altos como para considerarla tetrataenita, a pesar de que Nagata y Funaki (1989) y Nagata (1991), como ya se comentó, estimaron

que la tetrataenita supone un 40-50% en peso de las fases metálicas en esta condrita. Las fases metálicas ocupan espacios intersticiales entre los silicatos, y sus tamaños son muy variables, desde unas pocas micras a un máximo de 1.100  $\mu\text{m}$  de un grano encontrado en la lámina (Fig. 4.7). Las cromitas contienen 27,73-32,06% FeO, 5,33-6,99% en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 1,99-2,81% en MgO y 1,73-4,07% en  $\text{TiO}_2$  (ver tabla 4.7).

**Tabla 4.20:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de la matriz de Olivenza.

	matriz 11-90	matriz 11-91	Matriz 11-92	matriz 11-93	matriz 15-7	matriz 15-8	matriz 15-9	matriz 15-10	matriz 15-12
SiO <sub>2</sub>	38,24	37,35	38,18	38,10	38,70	38,37	37,27	38,13	37,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16
FeO	25,03	25,15	25,02	24,77	25,43	26,10	25,42	26,59	26,08
MnO	0,55	0,48	0,37	0,37	0,37	0,40	0,39	0,40	0,38
MgO	35,79	36,15	35,76	35,98	36,00	36,36	36,25	36,12	36,21
CaO	0,00	0,02	0,02	0,11	0,04	0,02	0,05	0,02	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,06	0,04	0,00	0,03	0,00	0,01	0,07	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,03	0,00	0,10	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
NiO	0,05	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02
SO <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
Total	99,75	99,27	99,39	99,45	100,58	101,28	99,41	101,34	100,01
	Fa28,2	Fa28,1	Fa28,2	Fa27,8	Fa28,4	Fa28,7	Fa29,2	Fa29,2	Fa28,8

**Tabla 4.21:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de los cóndrulos de Olivenza.

Cóndrulo	OLI 5 (C4)	OLI 5 (C4)	OLI 5 (C4)	OLI 5 (C4)	OLI 5 (C4)	OLI 5 (C4)	OLI 5 (C4)	OLI 5 (C4)	OLI 5 (C4)	OLI 5 (C4)	OLI 5 (C4)	OLI 6
Análisis	23-30	23-31	23-32	23-33	23-34	23-37	3-59	3-60	3-61	3-62	3-63	3-63
SiO <sub>2</sub>	37,59	37,70	37,97	37,63	36,87	37,11	37,59	37,96	37,40	37,50	37,57	37,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
FeO	25,93	25,76	25,64	26,60	25,77	25,77	25,83	25,72	25,57	25,54	26,10	26,10
MnO	0,55	0,49	0,49	0,50	0,58	0,55	0,46	0,44	0,46	0,47	0,46	0,46
MgO	35,15	34,81	35,10	34,63	35,27	35,00	35,27	35,55	35,71	35,52	35,38	35,38
CaO	0,05	0,06	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05	0,00	0,02	0,03	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,06	0,01	0,01	0,03	0,07	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,02	0,00	0,06	0,02	0,06	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
SO <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	99,33	98,90	99,25	99,41	98,64	98,58	99,35	99,76	99,16	99,15	99,56	99,56
Mg#	Fa29,3	Fa29,3	Fa29,1	Fa30,1	Fa29,1	Fa29,2	Fa29,1	Fa28,9	Fa28,6	Fa28,7	Fa29,3	Fa29,3
	0,847	0,847	0,849	0,842	0,849	0,848	0,848	0,850	0,851	0,851	0,847	0,847

**Tabla 4.22:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de la matriz de Olivenza.

Análisis	matriz 15-2	matriz 15-3	matriz 15-4	matriz 15-5
SiO <sub>2</sub>	56,32	54,58	55,29	55,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,09	0,09	0,06
FeO	15,49	15,88	15,86	15,89
MnO	0,49	0,45	0,45	0,53
MgO	27,67	28,00	27,60	27,84
CaO	0,02	0,02	0,01	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,01	0,00	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,02
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,00	0,03	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,03	0,01
NiO	0,04	0,06	0,00	0,00
SO <sub>3</sub>	0,03	0,06	0,00	0,00
Total	100,22	99,16	99,36	99,45
	En75,5Fs24,4	En75,3Fs24,6	En75,0Fs24,8	En75,1Fs24,8

**Tabla 4.23:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de los cóndrulos de Olivenza.

Cóndrulo	OLI 8 (C5) 23-42	OLI 8 (C5) 23-43	OLI 8 (C5) 23-44	OLI 8 (C5) 23-45	OLI 9 (C6) 23-46	OLI 9 (C6) 23-48	OLI 9 (C6) 23-52
Análisis							
SiO <sub>2</sub>	54,63	54,79	49,96	54,63	49,33	54,87	54,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	0,20	0,31	0,17	0,10	0,16	0,03
FeO	6,48	15,18	11,48	15,13	18,34	15,03	15,22
MnO	0,34	0,55	0,33	0,46	0,47	0,47	0,48
MgO	17,20	27,01	20,76	26,15	29,54	26,77	26,68
CaO	19,74	0,70	15,98	2,42	0,56	0,88	0,98
Na <sub>2</sub> O	0,56	0,03	0,42	0,07	0,04	0,02	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,15	0,26	0,16	0,11	0,15	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	0,07	0,46	0,09	0,08	0,15	0,09
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
SO <sub>3</sub>	0,06	0,03	0,00	0,24	0,00	0,03	0,02
Total	100,57	98,72	99,96	99,52	98,59	98,54	98,51
	En48,8Fs10,8	En74,3Fs24,3	En53,4Fs17,0	En71,4Fs23,8	En72,9Fs26,0	En74,1Fs24,0	En73,7Fs24,4
Mg#		0,760		0,755	0,742	0,760	0,758

**Tabla 4.24:** Análisis de microsonda electrónica de troilitas de Olivenza.

Cóndrulo	OLI 5 (C4)	OLI 5 (C4)	OLI 5 (C4)	OLI 9 (C6)	OLI 9 (C6)	OLI 9 (C6)					
Análisis	11-20	11-22	11-23	11-28	11-29	11-30	11-25	11-31	Media	Desv estándar	
Si	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
S	37,19	36,97	36,84	36,40	37,06	36,86	36,80	37,27	36,92	0,27	
P	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	62,68	62,08	62,15	62,12	62,65	62,09	62,22	62,43	62,30	0,25	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	
Co	0,07	0,08	0,08	0,06	0,06	0,08	0,09	0,07	0,07	0,01	
Cu	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	
Total	99,94	99,15	99,10	98,64	99,78	99,04	99,11	99,79			

**Tabla 4.25:** Análisis de microsonda electrónica de la aleación de Fe-Ni de Olivenza.

Cóndrulo	OLI 5 (C4)						
Análisis	3-24	3-27	3-28	3-47	3-48	3-49	11-21
Fe	61,67	62,25	61,61	61,31	61,50	60,96	60,25
S	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
Si	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13
Ni	35,44	34,15	35,26	35,28	35,07	35,26	37,49
Co	2,95	3,17	3,06	3,02	2,97	2,83	1,89
Cr	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,08	99,62	99,96	99,66	99,57	99,09	99,77

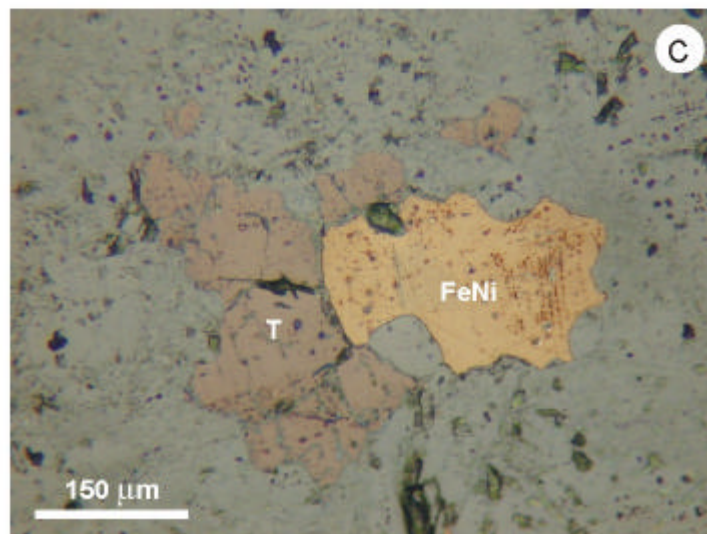
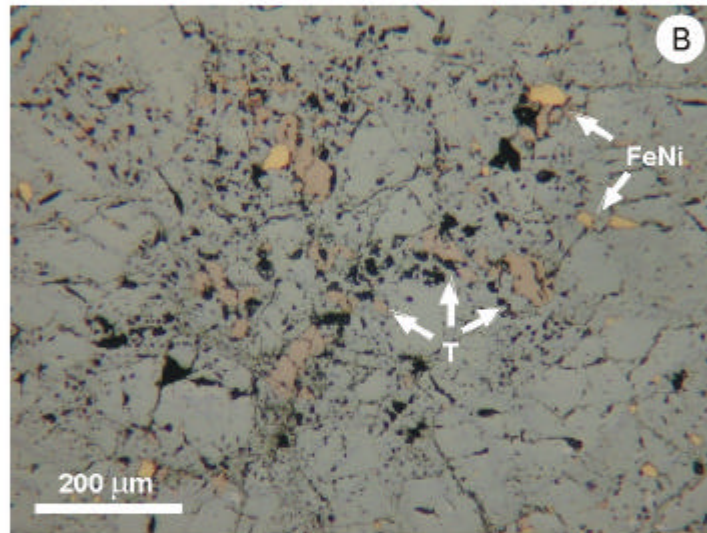
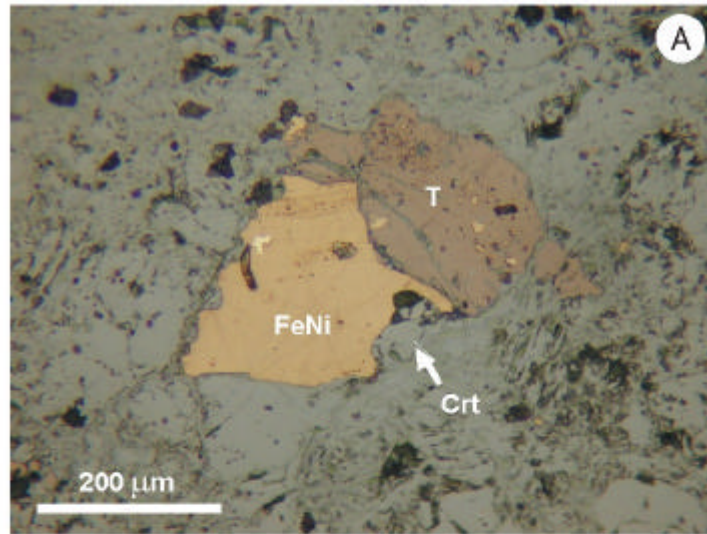
**Figura 4.7:** Minerales metálicos en Olivenza, observados con microscopía de luz reflejada y nícoles paralelos. FeNi: aleación de Fe-Ni; T: troilita; Crt: cromita. El material que los rodea son silicatos.

A: Grano mixto de aleación de Fe-Ni, troilita y cromita.

B: Aspecto de la distribución de los granos de troilita y aleación de Fe-Ni dentro del cóndrulo OLI 5 (C4).

C: Grano mixto de troilita y aleación de Fe-Ni, y granos individuales de troilita.





A lo largo de este apartado 4.2 se han caracterizado mineralógica y composicionalmente las condritas Cañellas H4, Olmedilla de Alarcón H5, Reliegos L5 y Olivenza LL5. Como ejemplares representativos de los distintos tipos de condritas ordinarias, las composiciones obtenidas de sus olivinos y ortopiroxenos están comprendidas en unos rangos muy concretos, que reflejan el aumento del contenido en hierro de los silicatos a medida que es menor la cantidad de metal en las condritas (Wasson, 1974). De ese modo, las composiciones del olivino y del piroxeno pobre en calcio para las condritas ordinarias de cada tipo, son: H:  $Fa_{16,1-18,8}$  y  $En_{81,1-84,9}$ ; L:  $Fa_{22,9-25,2}$  y  $En_{75,4-78,7}$ ; LL:  $Fa_{28,1-30,1}$  y  $En_{71,4-75,5}$  (ver fig. 4.3A). Otro tanto ocurre con el contenido en  $FeO$  y  $TiO_2$  de las cromitas, que aumenta en la misma secuencia, mientras el  $Cr_2O_3$  disminuye, como ya indicaron Snetsinger *et al.* (1967). Dicha variación queda patente en los análisis de las cromitas recogidos en la tabla 4.7.

Una vez descrita cada condrita, se pasará a continuación a caracterizar los cóndrulos que contienen.

### 4.3 Descripción de cóndrulos seleccionados para sus análisis mediante SEM y PIXE.

Mientras que los cóndrulos criptocristalinos de piroxeno y los barrados de olivino son escasos, en especial éste último tipo textural, son abundantes los ejemplos de cóndrulos porfídicos de olivino y/o piroxeno, y de cóndrulos radiales de piroxeno. De ahí que se prefirieran estos dos últimos tipos para centrar en ellos el estudio de las características texturales y composicionales de los cóndrulos. Se eligieron tres cóndrulos representativos de cada condrita, atendiendo a que su forma fuera lo más entera y esférica posible, dentro de lo que permite apreciar la sección de la lámina delgada. Las características generales de los cóndrulos estudiados, y su clasificación, aparecen recogidas en la tabla 4.26. Una de las clasificaciones reseñadas en la tabla, la realizada según los criterios de DeHart *et al.* (1992) y Sears *et al.* (1995a), está basada en los diagramas de la figura 4.8. En estos cóndrulos se centraron los análisis composicionales mediante microsonda electrónica (ver tablas ya comentadas en el apartado 4.2, más la tabla 4.27 de composiciones de la mesostasia), SEM (Tabla 4.28) y PIXE (Tabla 4.29).

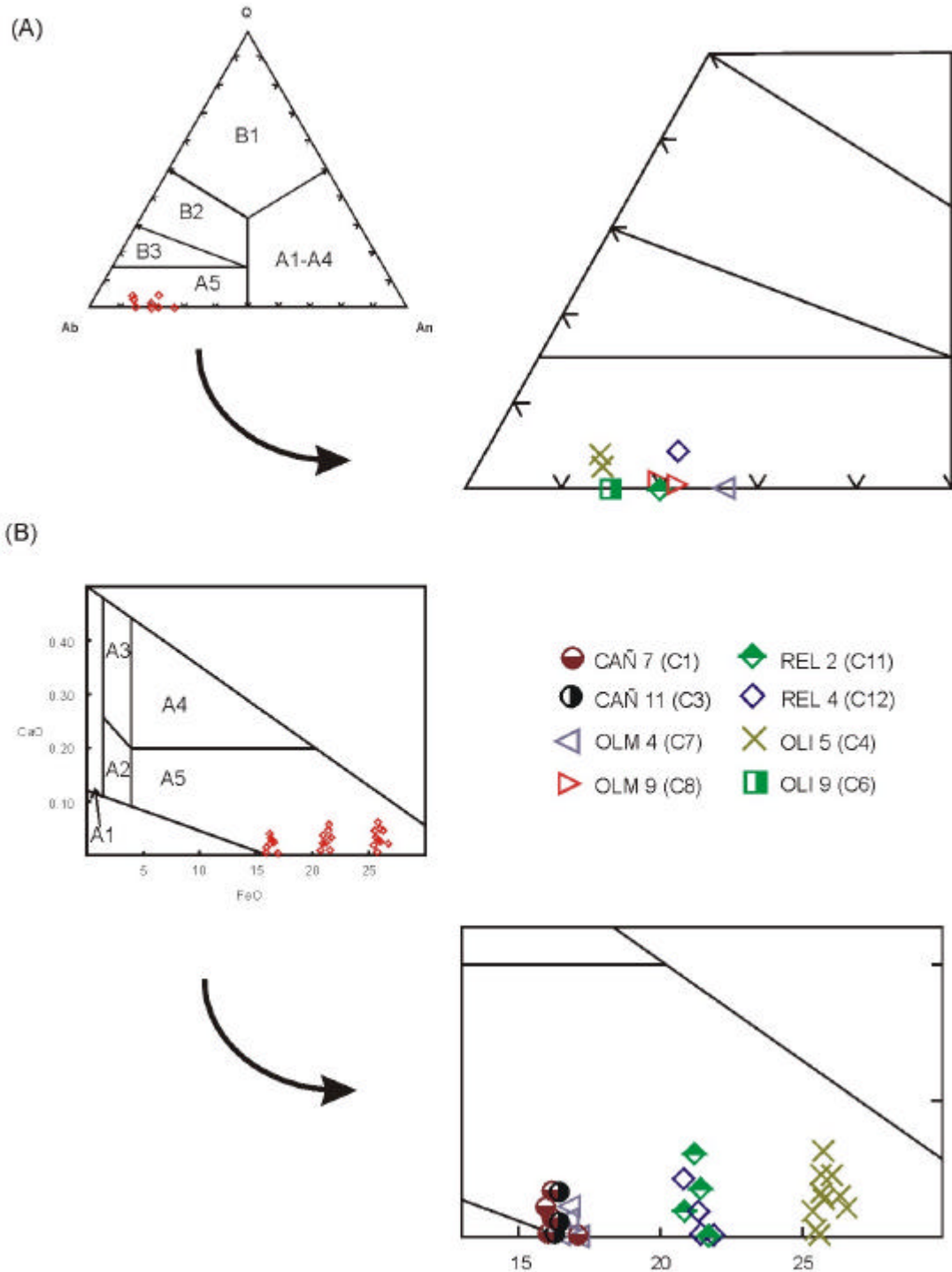
**Tabla 4.26:** Características generales de los cóndrulos seleccionados.

Condrita	Cóndrulo	Diámetro aparente (µm)	Clasificación		
			(1)	(2)	(3)
Cañellas H4	CAÑ 7 (C1)	1.000	PO	IA	A5
	CAÑ 5 (C2)	450	RP		
	CAÑ 11 (C3)	1.000	PPO	IAB	A5
Olmedilla de Alarcón H5	OLM 4 (C7)	530	PO	IA	A5
	OLM 9 (C8)	760	PP	IIB	
Reliegos L5	OLM 1 (C9)	440	RP		A5
	REL 3 (C10)	920	RP	IIB	
	REL 2 (C11)	850	PO	IIA	A5
Olivenza LL5	REL 4 (C12)	770	PO	IIA	A5
	OLI 5 (C4)	1.900	PO	IIA	A5
	OLI 8 (C5)	300	RP	IIB	
	OLI 9 (C6)	1.700	PP	IIB	A5

(1) Clasificación textural según Gooding y Keil (1981). PP, porfídico de piroxeno; PO, porfídico de olivino; POP, porfídico de olivino y piroxeno; RP, radial de piroxeno.

(2) Clasificación composicional según Scott y Taylor (1983). Los cóndrulos porfídicos son tipo I si Mg# > 0,9 en todos los olivinos o piroxenos pobres en Ca; lo contrario es tipo II, y A si el cóndrulo es rico en olivino; B si es rico en piroxeno.

(3) Clasificación composicional según DeHart *et al.* (1992) y Sears *et al.* (1995a).



**Figura 4.8:** Clasificación de los cóndrulos seleccionados en función de la composición de la mesostasia (A) y del olivino (B).

**Tabla 4.27:** Análisis de microsonda electrónica de la mesostasia de los cóndrulos, y resultados de la norma CIPW de los mismos.

Cóndrulo	OLM 4 (C7)	OLM 9 (C8)	OLM 9 (C8)	REL 2 (C11)	REL 4 (C12)	OLI 5 (C4)	OLI 5 (C4)	OLI 9 (C6)
Análisis	23-76	23-58	23-63	23-95	23-114	23-35	23-36	23-54
SiO <sub>2</sub>	58,46	58,73	58,21	57,34	62,09	65,56	64,54	58,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,29	13,83	12,60	17,96	19,27	20,92	19,64	10,82
FeO	2,67	1,49	1,79	3,82	1,44	0,32	0,65	2,68
MnO	0,05	0,11	0,07	0,10	0,03	0,00	0,04	0,10
MgO	4,92	6,27	7,31	2,43	1,65	0,26	0,94	8,18
CaO	4,70	10,98	12,75	4,98	5,02	2,31	3,61	13,10
Na <sub>2</sub> O	7,48	5,76	5,08	7,41	7,87	9,68	9,28	4,95
K <sub>2</sub> O	0,40	0,45	0,51	0,70	0,81	0,74	0,65	0,40
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,39	0,61	0,38	0,08	0,09	0,06	0,33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	0,44	0,60	5,93	0,08	0,00	0,00	0,35
NiO	0,06	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,00
SO <sub>3</sub>	0,03	0,12	0,28	0,00	0,75	0,00	0,00	0,02
Total	100,64	98,56	99,81	101,08	99,08	99,91	99,41	99,23
	Ab72An25	Ab47An50	Ab40An56	Ab70An26	Ab70An25	Ab85An11	Ab79An17	Ab40An58
CIPW								
Q	0,00	0,53	0,49	0,00	3,76	3,85	2,31	0,00
Ab	63,44	49,93	43,65	66,34	68,25	82,53	79,42	42,50
An	23,39	12,14	11,74	16,64	17,69	11,57	12,07	7,41
Di	0,00	34,47	41,39	7,92	6,44	0,00	4,91	46,54
Hy	0,65	2,18	1,55	5,22	3,72	1,08	1,17	1,86
Ol	11,89	0,00	0,00	3,13	0,00	0,00	0,00	1,05
Fo	8,31	0,00	0,00	1,43	0,00	0,00	0,00	0,84
Fa	3,59	0,00	0,00	1,70	0,00	0,00	0,00	0,21
C	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,79	0,00	0,00
Il	0,19	0,76	1,19	0,76	0,15	0,17	0,12	0,64
Total	99,99	100,01	100,01	100,01	100,01	99,99	100	100

Q: cuarzo, C: corindón, Ab: albita, An: anortita, Di: diópsido, Hy: hiperstena, Ol: olivino, Fo: forsterita, Fa: fayalita, Il: ilmenita.

**Tabla 4.28:** Composición semicuantitativa de cóndrulos seleccionados, obtenida mediante SEM.

	CAÑ 7 (C1)	CAÑ 5 (C2)	CAÑ 11 (C3)	OLM 4 (C7)	OLM 9 (C8)	OLM 1 (C9)	REL 3 (C10)	REL 2 (C11)	REL 4 (C12)	OLI 5 (C4)	OLI 8 (C5)	OLI 9 (C6)
% peso												
Si	19,11	23,66	22,40	20,02	23,95	23,22	24,60	17,02	19,59	20,03	23,16	21,13
Al	3,27	1,23	1,46	2,07	1,64	1,42	0,65	1,02	1,83	4,21	0,52	0,97
Fe	7,56	4,83	6,23	9,14	6,60	6,09	8,19	14,09	11,44	13,34	9,82	11,81
Mn		0,28	0,41		0,31	0,37	0,24		0,42		0,21	0,28
Mg	14,79	12,23	13,57	16,72	13,13	13,22	13,61	18,33	16,02	9,18	12,85	12,47
Ca	2,59	4,77	4,08	1,00	2,07	2,80	2,72	0,30	2,15	2,50	2,57	1,43
Na	1,23	0,68	0,71	0,83	0,80	1,10	0,39		0,91	2,60		0,60
K			0,23			0,09				0,16		
Cr	0,98	0,24	0,16	0,67	0,30	0,29		0,64			0,36	0,34
S										2,17		1,05
O	50,46	52,08	50,75	49,56	51,20	51,39	49,61	48,59	47,64	45,81	50,53	49,94
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
SiO <sub>2</sub>	40,88	50,61	47,92	42,82	51,23	49,67	52,62	36,40	41,91	42,84	49,54	45,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,18	2,32	2,76	3,91	3,10	2,68	1,23	1,93	3,46	7,95	0,98	1,83
FeO	9,72	6,21	8,04	11,75	8,49	7,83	10,54	18,13	14,72	17,16	12,63	15,19
MnO		0,36	0,53		0,40	0,48	0,31		0,54		0,27	0,36
MgO	24,52	20,28	22,50	27,72	21,77	21,92	22,57	30,39	26,56	15,22	21,30	20,68
CaO	3,62	6,67	5,71	1,40	2,89	3,92	3,80	0,42	3,00	3,49	3,59	2,00
Na <sub>2</sub> O	1,70	0,94	0,99	1,15	1,11	1,53	0,54		1,26	3,61		0,83
K <sub>2</sub> O			0,28			0,11				0,19		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,43	0,35	0,23	0,98	0,44	0,42		0,93			0,52	0,50
SO <sub>3</sub>										5,42		2,62
Total	88,05	87,74	88,96	89,73	89,43	88,56	91,61	88,2	91,45	95,88	88,83	89,21

**Tabla 4.29:** Composición de cóndrulos seleccionados, obtenida mediante PIXE.

	CAN 7 (C1)	CAN 5 (C2)	CAN 11 (C3)	OLM 4 (C7)	OLM 9 (C8)	OLM 1 (C9)	REL 3 (C10)	REL 2 (C11)	REL 4 (C12)	OLI 5 (C4)	OLI 8 (C5)	OLI 9 (C6)
Tipo	PO IA	RP	PPO IAB	PO IA	PP IIB	RP	RP IIB	PO IIA	PO IIA	PO IIA	RP IIB	PP IIB
%												
SiO <sub>2</sub>	41,19179	53,24765	48,39840	39,81718	41,02348	42,68905	39,14798	43,75777	40,87421	24,59130	45,32420	43,57753
FeO	16,14876	11,76196	17,45861	18,72628	9,20730	13,71867	10,07349	29,67397	19,93251	21,59266	20,69647	11,33643
MnO	0,43796	0,43409	0,58001	0,69885	0,44930	0,48758	0,38320	0,73811	0,66281	0,18682	0,54277	0,60753
CaO	1,67966	8,86836	2,72237	1,87883	2,52329	4,32989	7,54543	0,87332	2,66801	2,04980	2,96807	0,79052
K <sub>2</sub> O	0,05519	0,23622	1,23413	0,14535	0,22041	0,18075	0,09420	0,14613	0,09960	0,13365	0,29572	Q
TiO <sub>2</sub>	0,06579	0,19534	Q	0,11524	0,11045	0,07689	0,14907	Q	Q	Q	Q	Q
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52614	0,82579	0,23402	1,19865	0,59157	0,75076	0,28956	0,74886	0,51699	0,31939	0,22907	0,44763
NiO	0,10323	0,05164	0,08493	0,08177	0,57686	0,13900	0,02552	0,23568	0,25948	0,96192	0,03447	0,23332
S	0,25950	0,52609	Q	0,44797	0,15674	1,09970	0,03662	Q	Q	4,43818	n.d.	0,66893
Co	0,21820	n.d.	0,19397	*	0,03743	0,08729	*	0,32930	0,18437	*	*	0,34212
ppm												
Cu	88	33,1	191,9	56,8	54,9	43,4	32,9	203,9	127,6	305,8	27,4	449,6
Zn	61,5	59,9	72,7	78,5	61,1	55,1	49,0	128,8	101,6	184,7	68,3	282,3
Zr	Q	Q	22,4	75,2	*	Q	33,3	26,5	Q	41,6	*	240,8
Ga	14,0	*	34,8	Q	*	Q	*	30,1	24,3	46,9	*	Q
Ge	Q	n.d.	*	Q	*	*	Q	9,2	Q	27,9	Q	n.d.
Rb	26,9	22,9	58,6	Q	57,8	39,5	*	33,9	28,7	*	30,8	Q
Sr	42,7	28,93	*	*	47,2	28,5	22,7	34,3	49,5	*	*	262,3
V	Q	171,4	168,9	244,5	64,9	173,9	104,7	275,2	390,9	153,9	118,4	696,3
Br	n.d.	n.d.	12,0	*	n.d.	n.d.	12,3	28,1	28,6	*	n.d.	*

n.d.: no detectado. Q: elemento presente en el espectro, del que existe distribución espacial cualitativa, pero no cuantificable.

\*: concentración descartada, por tener  $2\sigma > 100\%$ . Las desviaciones estándar están recogidas en el Apéndice 3.

#### 4.3.1 Cañellas H4.

##### CAÑ 7 (C1)

Es un cóndrulo de textura porfídica de olivino (PO, Gooding y Keil, 1981), cuyo diámetro aparente es de unas 1.000  $\mu\text{m}$ . Está formado por cristales eu- a subhedrales de hábito tabular, de entre 50 y 350  $\mu\text{m}$  de longitud, pero predominan los de mayor tamaño. En algunos cristales aparecen inclusiones de fundido. La mesostasia, que ocupa menos del 5% de la sección del cóndrulo, tiene aspecto anubarrado (Fig. 4.9A). La composición mineralógica de los olivinos se encuentra en el intervalo  $\text{Fa}_{17,1-17,7}$  (Fig. 4.3, Tabla 4.2). El piroxeno es escaso. Sólo se ha obtenido un análisis con una suma total satisfactoria de un cristal de piroxeno:  $\text{En}_{47,4}\text{Fs}_{6,4}$  (Fig. 4.3, Tabla 4.4).

De acuerdo con la clasificación composicional de Scott y Taylor (1983), éste es un cóndrulo de tipo IA. Según la clasificación composicional de DeHart *et al.* (1992), es un cóndrulo A5 (Fig. 4.8).

El análisis de cóndrulo total mediante SEM, aun siendo semicuantitativo, refleja un contenido importante de aluminio, sodio y calcio. Dichos elementos no corresponden a la composición del olivino, y reflejan por tanto la influencia de la mesostasia en el análisis (Tabla 4.28). Existe buena coincidencia con los datos obtenidos a través de PIXE (Tabla 4.29) en el resultado de  $\text{SiO}_2$ , mientras que el FeO medido con esta última técnica es próximo al doble, y se ajusta más a lo que cabría esperar de un cóndrulo de olivino. En general, las proporciones de elementos obtenidas con esta técnica se asemejan a las de los resultados analíticos de otros autores en cóndrulos IA (ej.: Parnallee; Tabla 4.32).

##### CAÑ 5 (C2)

Por su textura, se trata de un cóndrulo radial de piroxeno (RP, Gooding y Keil, 1981), con unos cristales aciculares muy finos y discontinuos. La clasificación composicional de Scott y Taylor (1983) no es aplicable en este cóndrulo, al no disponerse de análisis de piroxeno pobre en Ca. Los haces de cristales forman varios grupos de distintas orientaciones, pero en ningún caso su longitud supera la de la mitad



del diámetro total aparente del cóndrulo (unos 450  $\mu\text{m}$ ) (Fig. 4.9B). Los análisis de la composición mineralógica de estos piroxenos son de  $\text{En}_{71,8-76,3}\text{Fs}_{13,0-14,5}$  (Fig. 4.3, Tabla 4.4). A causa de su fina textura, no se logró obtener buenos totales en los análisis de la mesostasia. Éste cóndrulo se encuentra parcialmente compuesto con otro cóndrulo de textura criptocristalina (CAÑ 5B) (Gooding y Keil, 1981), también de piroxeno, que deforma ligeramente su superficie externa. Aunque con nícoles paralelos su aspecto es prácticamente opaco, con nícoles cruzados se observa una cierta orientación interna (Fig. 4.10), que suele interpretarse como indicio de una relación transicional entre los cóndrulos criptocristalinos y los cóndrulos radiales de piroxeno de grano fino. El cóndrulo CAÑ 5 (C2), por tanto, se encontraría en estado plástico (cóndrulo secundario) cuando se produjo el choque con el cóndrulo criptocristalino, ya sólido (cóndrulo primario). Según la clasificación de los cóndrulos compuestos propuesta por Wasson *et al.* (1995), por su similitud textural y composicional, se trataría de cóndrulos compuestos hermanos, formados muy probablemente a partir del mismo fundido, y durante el mismo evento de calentamiento instantáneo.

El análisis semicuantitativo obtenido mediante SEM refleja un alto contenido en sílice, magnesio y calcio, como corresponde a un cóndrulo de piroxeno puro, con escasa mesostasia intersticial (Tabla 4.28). La sílice, el calcio, el hierro y el cromo aparecen subestimados en el resultado de SEM, por comparación con los datos de PIXE (Tabla 4.29), mientras que existe una buena concordancia entre los resultados obtenidos con PIXE y trabajos sobre cóndrulos radiales de otros autores (ej.: Chainpur; Tabla 4.34), salvo en el caso del calcio, que da un porcentaje muy alto, por la presencia de piroxeno rico en calcio.

### CAÑ 11 (C3)

Este es un cóndrulo porfídico de piroxeno, con algo de olivino (aproximadamente el 10% de la superficie de la sección). Según la clasificación textural de Gooding y Keil (1981), es un cóndrulo PPO. De acuerdo con la clasificación composicional de Scott y Taylor (1983), corresponde al tipo IAB. Y según la clasificación composicional de DeHart *et al.* (1992), es un cóndrulo A5 (Fig. 4.8). Los piroxenos son tábulas largas que casi cruzan la totalidad del cóndrulo. Los cristales están agrupados en varias familias con orientaciones variadas, incluso perpendiculares

unas a otras. Los olivinos son sub/euhedrales, con una longitud de 200-300  $\mu\text{m}$ , y composiciones en el rango  $\text{Fa}_{17,4-17,7}$  (Fig. 4.3, Tabla 4.2). Respecto a los piroxenos, su composición es de  $\text{En}_{46,6-46,8}\text{Fs}_{5,4-6,6}$  (Fig. 4.3, Tabla 4.4). La mesostasia, que ocupa una muy pequeña parte de la sección, es prácticamente opaca, pero se aprecian en ella diminutos cristales, posiblemente feldespatos, que indican una incipiente desvitrificación (Fig. 4.9C).

El resultado del análisis semicuantitativo del cóndrulo total mediante SEM refleja que su composición está influida por la presencia tanto de piroxeno como de olivino, con contenidos notables de hierro, magnesio y calcio, a la vez que escaso sodio y potasio procedente de la mesostasia (Tabla 4.28). Por comparación con el análisis de cóndrulo total mediante PIXE (Tabla 4.29), los totales de sílice, manganeso y cromo concuerdan, mientras que, mediante SEM, el contenido de calcio es el doble, y el hierro la mitad. El análisis de PIXE es semejante a los resultados obtenidos en cóndrulos A5 por otros autores (ej.: Chainpur, Tabla 4.30).

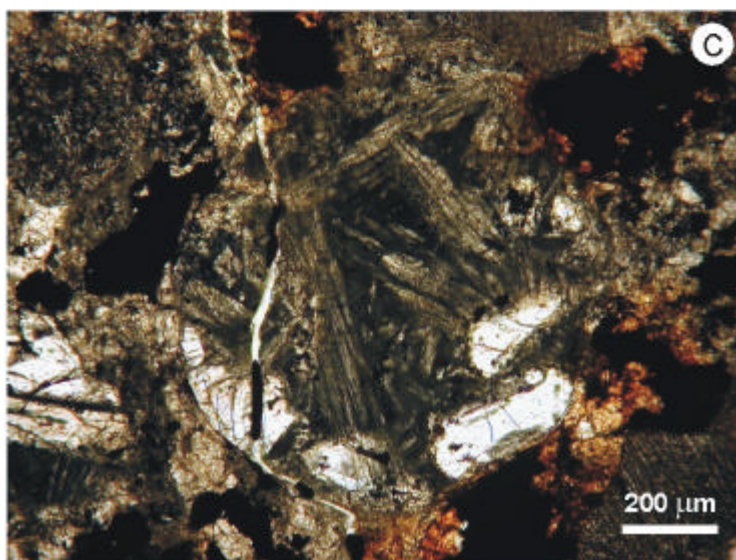
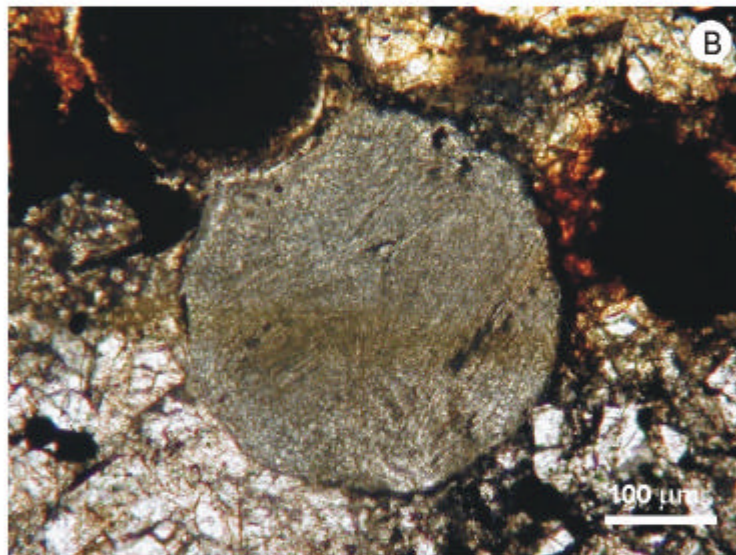
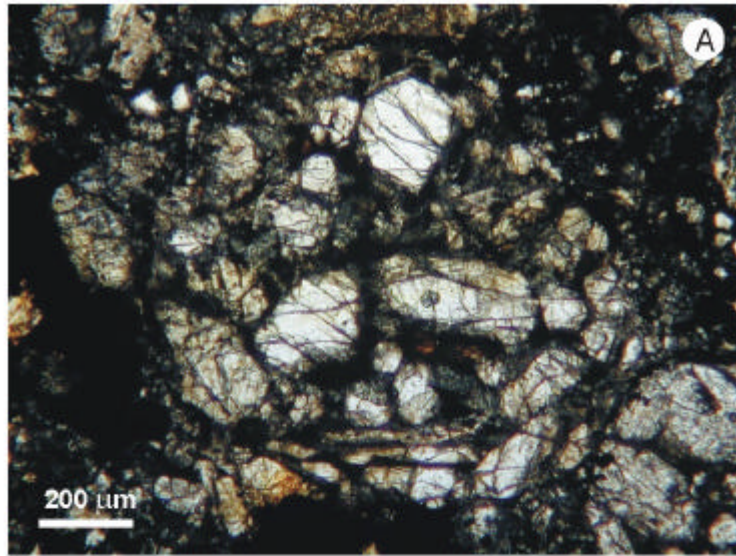


**Figura 4.9:** Cóndrulos seleccionados en Cañellas. Todas las fotos se han realizado con luz transmitida y nícoles paralelos.

A: CAÑ 7 (C1). Cóndrulo porfídico de olivino, con cristales subhedrales.

B: CAÑ 5 (C2). Cóndrulo radial de piroxeno, con varios grupos de acículas que se disponen en abanico.

C: CAÑ 11 (C3). Cóndrulo porfídico de olivino y piroxeno.

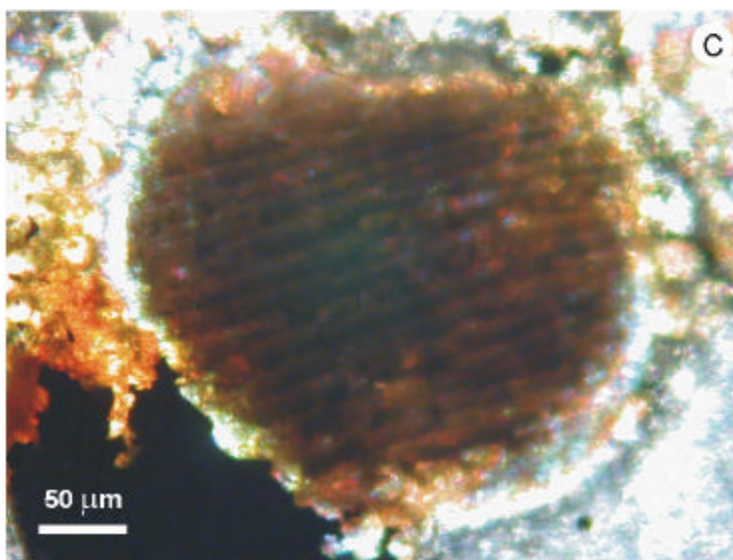
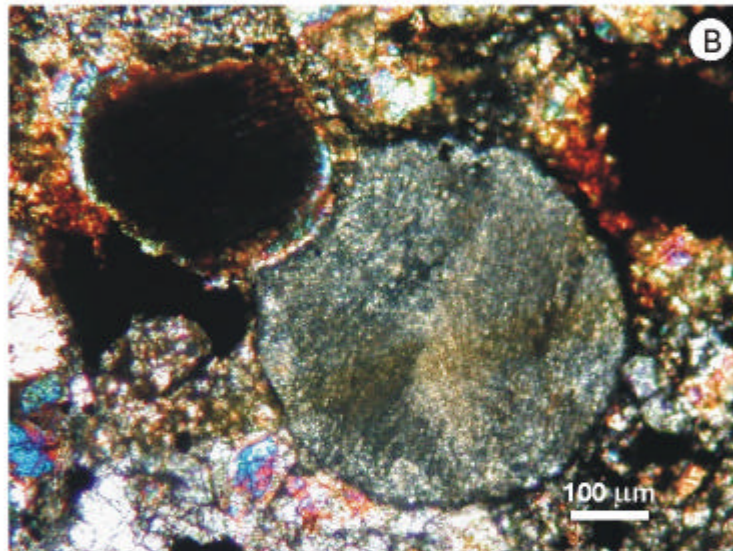
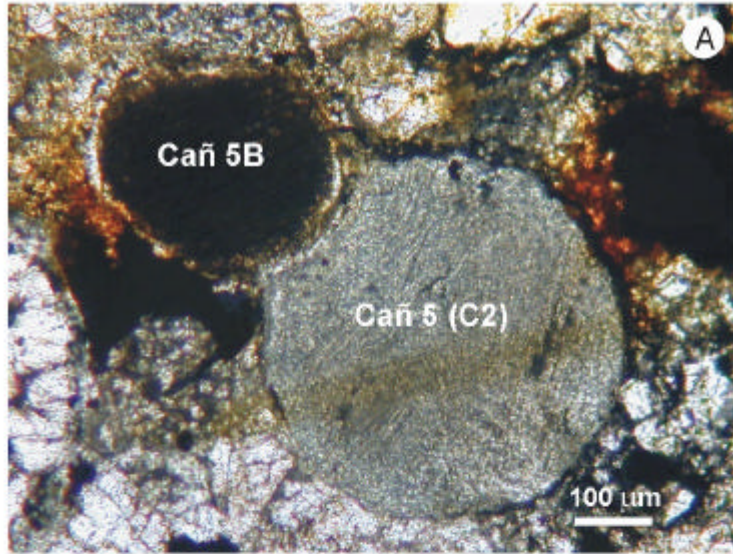


**Figura 4.10:** Texturas de los cóndrulos compuestos de Cañellas: CAÑ 5 (C2) (cóndrulo secundario) y CAÑ 5B (cóndrulo primario). Fotos tomadas con luz transmitida.

A: Aspecto de los cóndrulos compuestos con nícoles paralelos. CAÑ 5 (C2), es un cóndrulo radial de piroxeno. Aún era plástico cuando chocó con CAÑ 5B, un cóndrulo criptocristalino de piroxeno.

B: Aspecto de los cóndrulos compuestos con nícoles cruzados. CAÑ 5B es prácticamente isótropo por su pequeño tamaño de grano.

C: Detalle del cóndrulo criptocristalino de piroxeno CAÑ 5B, en cuyo interior se aprecia cierta orientación. Nícoles paralelos.



**Tabla 4.30:** Composición total de cóndrulos porfídicos A5, obtenidos mediante microsonda electrónica (Semarkona, Chainpur) y análisis de Activación Neutrónica (resto, recalculados a % en óxidos).

Elementos/ unidades	Semarkona LL3,0 (1)*	Krymka LL3,1 (1)	Chainpur LL3,4 POP (2)	Chainpur LL3,4 PP (2)	Chainpur LL3,4 PP (2)	Chainpur LL3,4 PP (2)	Hamlet LL4 (3)	Soko-Banja LL4 (3)
SiO <sub>2</sub>	45,60	n.d.	47,0	54,3	56,4	56,8	n.d.	n.d.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,82	0,26	4,4	2,7	2,8	3,7	0,30	24,56
FeO	12,53	13,76	14,4	15,7	6,1	6,8	15,05	18,01
MnO	0,65	0,29	0,42	0,72	0,61	0,57	0,34	0,50
MgO	35,40	26,20	26,4	22,3	29,5	28,2	27,03	26,53
CaO	2,13	1,819	2,0	1,9	2,1	2,6	2,24	2,38
NaO	0,65	1,18	1,52	1,14	1,01	1,19	1,18	1,16
K <sub>2</sub> O	0,09	0,14	0,04	0,03	0,06	0,02	n.d.	n.d.
TiO <sub>2</sub>	0,16	n.d.	0,12	0,12	0,13	0,17	n.d.	n.d.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62	0,39	0,49	0,65	0,68	3,7	0,65	0,64
NiO			0,77	0,02	0,03	0,16		

\*media de cuatro cóndrulos. n.d.: no determinado. (1) Huang y Sears (1997), promedios. (2) Bridges *et al.* (1998). (3) Gooding (1979), promedios.

**Tabla 4.31:** Composición total de cóndrulos porfídicos A5, obtenidos mediante Activación Neutrónica.

Elementos/ unidades	Semarkona LL3,0 (1)	Krymka LL3,1 (1)	Chainpur LL3,5 (2)	Hamlet LL4 (3)	Soko-Banja LL4 (3)
ppm					
Se	11	n.d.	2,4	n.d.	n.d.
Co	213	111	140	131	94
Ga	2,4	2,6	3,8	n.d.	n.d.
Zn	20	n.d.	21	39	46
Sc	6,7	7,8	n.d.	11,5	10,1
As	0,79	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
V	64	100	n.d.	97	83
Rb	n.d.	n.d.	100	n.d.	n.d.
ppb					
Au	63,3	n.d.	18	52	35
La	310	n.d.	n.d.	410	299
Sm	340	260	n.d.	310	220
Yb	330	n.d.	n.d.	390	220
Lu	42	n.d.	n.d.	46	31
Ir	172	67	n.d.	231	91

(1) Huang y Sears (1997), valores promedio. (2) Sears *et al.* (1995b), una medida. (3) Gooding (1979). n.d.: no determinado.



**Tabla 4.32:** Composición total (% en peso) de cóndrulos porfídicos de olivino de tipo IA y II en condritas LL3-5, obtenida mediante microsonda de electrones con haz ancho (100  $\mu\text{m}$ ).

	Tipo IA				Tipo II			
	Semarkona LL3	Parnallee LL3,6	Sevilla LL4	Olivenza LL5	Semarkona LL3	Parnallee LL3,6	Sevilla LL4	Olivenza LL5
SiO <sub>2</sub>	44,8	39,9-48,9	42,6-46,5	43,7-49,4	45,1	42,4-47,3	43,3-47,1	43,6-45,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,9	2,9-6,1	2,9-4,1	2,9-3,1	2,7	1,7-4,0	2,2-2,9	1,7-3,9
FeO	1,2	8,3-16,4	16,9-21,3	18,2-21,0	14,9	14,1-19,5	17,5-19,4	18,0-20,5
MnO	0,12	0,20-0,23	0,33-0,43	0,40-0,41	0,39	0,34-0,42	0,38-0,44	0,36-0,46
MgO	40,7	29,9-37,2	25,4-30,5	27,2-28,9	31,3	24,7-35,7	27,3-29,6	25,0-28,6
CaO	3,5	1,6-3,7	0,51-4,2	0,43-1,2	1,9	1,3-3,4	3,2-4,3	2,4-4,1
NaO	0,52	1,1-1,9	1,1-2,2	1,3-1,5	1,7	0,78-2,5	1,2-1,5	0,90-2,1
K <sub>2</sub> O	0,07	0,06-0,55	0,09-0,17	0,15	0,17	0,08-0,36	0,11-0,17	0,11-0,22
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,10-0,23	<0,09-0,09	0,10-0,13	0,10	<0,09-0,17	<0,09-0,11	<0,09-0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,18-0,62	0,21-0,4	0,16-0,52	0,51	0,33-0,64	0,18-0,33	0,09-0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.d.	<0,04-0,12	<0,04-0,62	<0,04	0,34	0,08-0,46	<0,04-0,07	0,13-0,18

Semarkona: Jones y Scott (1989a y b), media de 11 cóndrulos. Resto: McCoy *et al.* (1991). Intervalos de 6 cóndrulos (Parnallee), 4 (Sevilla) y 2 (Olivenza). Texturas: los IA son PO(P); los II son PO. n.d.: no determinado.

**Tabla 4.33:** Composición total normalizada (% en peso) de cóndrulos porfídicos de piroxeno de tipo II en Semarkona LL3,0, obtenidos mediante microsonda de electrones con haz ancho (50  $\mu\text{m}$ ) (Jones, 1996b).

	C10	C30	C120	C190	101	111
	PO / IIAB	PP / IIB	PO / IIAB	PO / IIAB	PO / IIAB	PO / IIAB
SiO <sub>2</sub>	53,8	56,0	46,3	56,3	55,1	58,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,8	4,3	1,5	1,0	4,8	4,6
FeO	8,8	13,5	8,5	7,6	14,3	7,8
MnO	0,60	0,25	0,44	0,48	0,40	0,54
MgO	25,1	20,7	40,7	32,5	18,7	21,4
CaO	2,7	3,1	0,6	0,7	2,5	3,3
NaO	2,1	0,5	0,7	0,3	2,4	1,9
K <sub>2</sub> O	0,28	0,11	0,09	0,05	0,29	0,29
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,16	0,05	0,04	0,19	0,18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	0,63	0,44	0,58	0,44	0,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.d.	0,18	n.d.	n.d.	0,18	n.d.

n.d.: no detectado

**Tabla 4.34:** Composición total (% peso) de cóndrulos radiales de piroxeno, obtenida mediante microsonda electrónica.

	Cóndrulo total (1)	Cóndrulo total (1)	Chainpur LL3,4 A5 (2)	Chainpur LL3,4 A5 (2)	La Villa H4 Enstatita (3)	La Villa H4 Augita (3)
SiO <sub>2</sub>	53,32	54,75	51,9	57,2	56,59	53,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,87	3,71	2,4	2,2	0,18	1,27
FeO	17,49	16,24	15,5	12,3	10,63	4,98
MnO	0,33	0,04	0,22	0,69	0,41	0,21
MgO	24,33	21,91	24,5	23,3	31,23	18,14
CaO	1,20	1,20	1,7	2,4	0,75	18,91
NaO	0,52	0,74	0,30	1,32	-	0,68
K <sub>2</sub> O	0,05	0,14	0,05	0,02	n.d.	n.d.
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,03	0,11	0,10	0,10	0,26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,31	0,01	0,43	0,76	0,21	1,71
NiO			0,04	0,02		
Total					100,10	99,84

n.d.: no determinado. (1) Gooding (1979), citado en Lofgren y Russell (1986). (2) Bridges *et al.* (1998). (3) Folco y Mellini (2002), análisis puntuales.

**Tabla 4.35:** Composición de la mesostasia en distintas condritas ordinarias (% en peso).

	Sharps H3,4 <sup>1</sup>	Sharps H3,4 <sup>2</sup>	Tieschitz H/L3,6 <sup>3</sup>	Tieschitz H/L3,6 <sup>4</sup>	A5 <sup>5</sup>	Olivenza LL5 <sup>6</sup>	Olivenza LL5 <sup>7</sup>
SiO <sub>2</sub>	58,5	64,4	55,8	56,3	62,5	59,3	56,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,0	13,2	17,3	16,9	19,6	13,4	7,8
FeO	2,24	4,16	4,01	3,54	2,78	0,7	3,9
MnO	0,1	0,12	0,25	0,20	0,16	0,11	0,16
MgO	5,52	3,86	5,96	5,84	2,62	6,3	10,2
CaO	2,67	2,64	6,93	7,92	4,98	10,1	16,1
Na <sub>2</sub> O	9,88	8,45	8,00	7,21	7,12	6,0	3,6
K <sub>2</sub> O	1,85	1,48	0,20	0,25	0,30	0,53	0,34
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,35	0,35	0,23	0,38	0,25	0,27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	0,26	0,32	0,32	0,12	0,53	0,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,30	0,11	0,41	0,31	0,06	0,52
Total						100,28	100,22

<sup>1</sup> Wlotzka (1983). Media de 34 cóndrulos con vidrio.

<sup>2</sup> Wlotzka (1983). Media de 17 cóndrulos desvitificados.

<sup>3</sup> Wlotzka (1983). Media de 33 cóndrulos esféricos.

<sup>4</sup> Wlotzka (1983). Media de 22 cóndrulos irregulares.

<sup>5</sup> DeHart *et al.* (1992). Media de 41 análisis en cóndrulos del grupo A5.

<sup>6</sup> McCoy *et al.* (1991). Cóndrulo de tipo I.

<sup>7</sup> McCoy *et al.* (1991). Cóndrulo de tipo II.

### 4.3.2 Olmedilla de Alarcón H5.

#### OLM 4 (C7)

El diámetro de este cóndrulo de textura porfídica de olivino (PO, Gooding y Keil, 1981) es de unos 530  $\mu\text{m}$ . De acuerdo con la clasificación composicional de Scott y Taylor (1983), éste es un cóndrulo de tipo IA, y según la de DeHart *et al.* (1992), es un cóndrulo A5 (Fig. 4.8).

Los cristales eu-subhedrales de olivino, de hábito tabular, tienen un tamaño máximo de unos 300  $\mu\text{m}$  (Fig. 4.11A). Su composición mineralógica es  $\text{Fa}_{18,1-18,5}$  (Fig. 4.3, Tabla 4.9). La mesostasia no ocupa más de un 5% de la sección y es prácticamente isotropa. Su composición, analizada mediante microsonda electrónica (Tabla 4.27) es similar a la encontrada en las mesostasias de otras condritas H (ej.: Sharps; Tabla 4.35), y revela la presencia de feldespatos secundario de composición  $\text{Ab}_{72}\text{An}_{25}$  por recristalización de la misma. La norma CIPW aplicada a este análisis también refleja la abundancia de albita y anortita normativas (Ab 63,44%, An 23,39%).

El análisis de cóndrulo total mediante SEM refleja bien el escaso contenido en calcio, propio de un cóndrulo compuesto mayoritariamente por olivino, y con escasa mesostasia. Esta última será la que contribuya al contenido en sodio y aluminio, aunque estos también son bajos (Tabla 4.28).

El análisis de PIXE (Tabla 4.29), por su parte, da un total de sílice más bajo, y de hierro casi el doble de alto, que el análisis de SEM, mientras que otros elementos como el calcio y el cromo concuerdan. Las proporciones de elementos, en cualquier caso, son comparables a las de los resultados obtenidos en otros cóndrulos IA (ej.: Parnallee, Sevilla; Tabla 4.32).

#### OLM 9 (C8)

Tiene una textura porfídica de piroxeno (PP, Gooding y Keil, 1981). Este cóndrulo de unos 760  $\mu\text{m}$  de diámetro aparente muestra unos grandes cristales tabulares

de piroxeno eu-subhedral, con la exfoliación muy definida, y composición  $En_{81,1-82,6}Fs_{16,2-18,3}$  (Fig. 4.3, Tabla 4.11).

La mesostasia, aproximadamente un 10%, aparece anubarrada con nícoles paralelos, mientras que es isótropa con nícoles cruzados (Fig. 4.11B). Se han obtenido dos análisis de microsonda electrónica con totales satisfactorios (Tabla 4.27), que revelan la presencia de feldespato secundario a consecuencia de su recristalización. Sus composiciones son  $Ab_{47}An_{50}$  y  $Ab_{40}An_{56}$ . La abundancia de albita normativa también es patente en el cálculo de la norma CIPW a estos dos análisis (Ab, 43 y 49%; An, 11 y 12%; Di, 34%). Estos resultados son similares a los publicados en otros trabajos (Tabla 4.35). De acuerdo con la clasificación composicional de Scott y Taylor (1983), éste es un cóndrulo de tipo IIB. Según la clasificación composicional de DeHart *et al.* (1992), es un cóndrulo A5 (Fig. 4.8).

El análisis semicuantitativo de cóndrulo total, obtenido mediante SEM, muestra un alto contenido en hierro, magnesio y calcio, pero en especial en sílice, como corresponde a un cóndrulo de piroxeno (Tabla 4.28). Aunque el resultado de cóndrulo total realizado a través de PIXE (Tabla 4.29) da un contenido en sílice mucho mayor (41% frente a 51% de SEM), existe una buena concordancia en las estimaciones de otros elementos, como hierro, calcio, manganeso y cromo. El resultado de  $SiO_2$  de SEM se ajusta más a la composición que suelen mostrar los cóndrulos porfídicos de piroxeno. Los resultados de ambas técnicas son en cualquier caso comparables a las de los resultados obtenidos en otros cóndrulos A5/IIB de textura PP (ej.: Chainpur; Tablas 4.30 y 4.33).

#### OLM 1 (C9)

Se trata de un cóndrulo radial de piroxeno (RP, Gooding y Keil, 1981), de unos 440  $\mu m$  de diámetro, formado por una familia de finas acículas de piroxeno, paralelas entre sí, y continuas a lo largo de todo el cóndrulo. La composición de este piroxeno es  $En_{63,8-64,3}Fs_{11,1-11,9}$  (Fig. 4.3, Tabla 4.11). Su fina textura le da un aspecto casi isótropo (Fig. 4.11C). La clasificación de Scott y Taylor (1983) no es aplicable a éste cóndrulo, al no disponerse de análisis de piroxeno pobre en Ca del mismo. Según la clasificación de DeHart *et al.* (1992), es un cóndrulo A5 (Fig. 4.8).

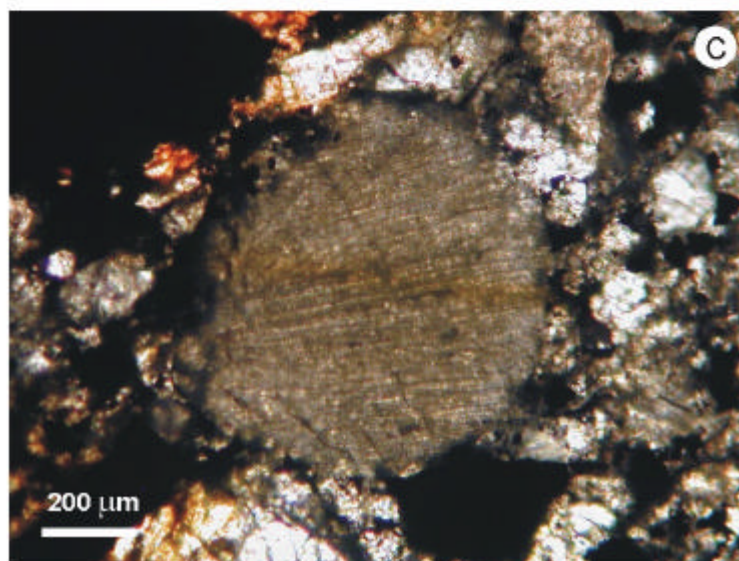
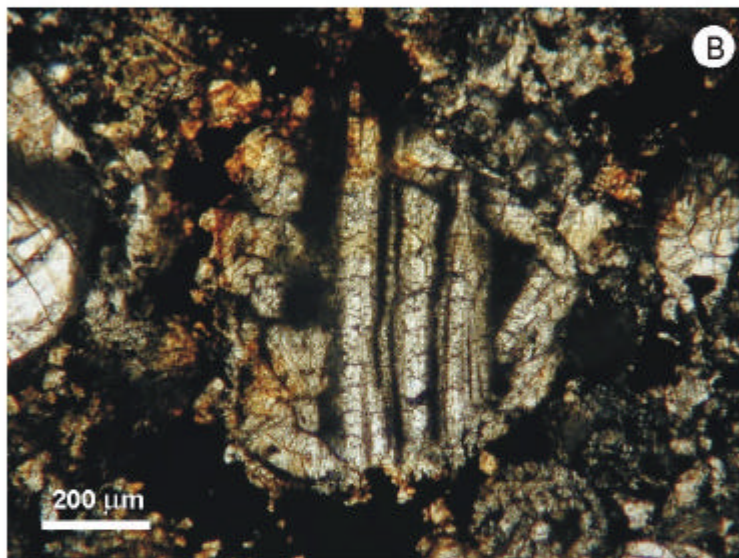
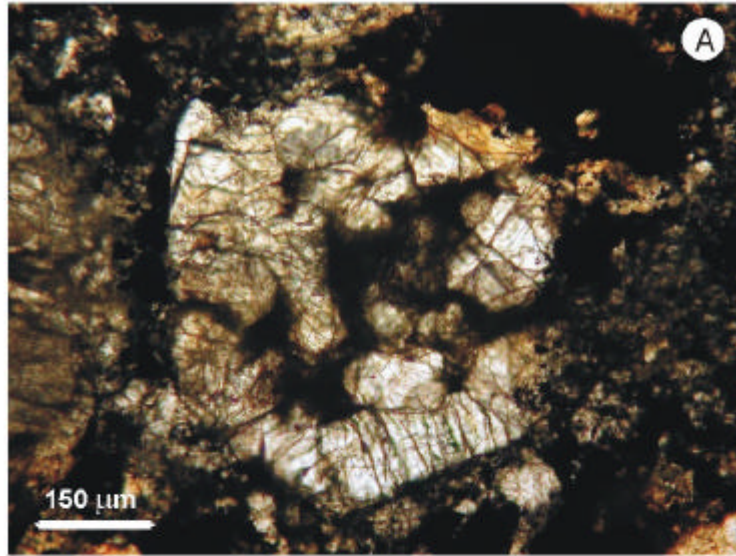
La composición mineralógica del cóndrulo, que consiste prácticamente en piroxeno en toda su totalidad, salvo la escasa mesostasia intersticial, se refleja en el resultado del análisis de cóndrulo total por SEM (Tabla 4.28). El hierro determinado mediante PIXE (Tabla 4.29) dobla al de SEM y es, al igual que el resto de los elementos, comparable con los datos de otros autores recopilados en la tabla 4.34. La sílice, en cambio, aparece subestimada tanto en el resultado de SEM como en el de PIXE.

**Figura 4.11:** Cóndrulos seleccionados en Olmedilla de Alarcón. Todas las fotos se han realizado con luz transmitida y nícoles paralelos.

A: OLM 4 (C7). Cóndrulo porfídico de olivino, cuyo centro está ocupado principalmente por mesostasia.

B: OLM 9 (C8). Cóndrulo porfídico de piroxeno, con cristales tabulares bien desarrollados y cristales subhedrales.

C: OLM 1 (C9). Cóndrulo radial de piroxeno, con un grupo de acículas separadas por mesostasia.



### 4.3.3 Reliegos L5.

#### REL 3 (C10)

Es un cóndrulo radial de piroxeno (RP, Gooding y Keil, 1981), con un diámetro aparente de unos 900  $\mu\text{m}$  (Fig. 4.12A). La composición de estos piroxenos se encuentra en un estrecho rango:  $\text{En}_{77,5-78,5}\text{Fs}_{20,1-20,7}$  (Fig. 4.3, Tabla 4.17). De acuerdo con la clasificación composicional de Scott y Taylor (1983), es un cóndrulo de tipo IIB.

El análisis mediante SEM refleja un alto contenido en sílice, magnesio, hierro y calcio, propio de su composición mineralógica, que consiste en abundante piroxeno con escasa mesostasia (Tabla 4.28). Aunque la sílice aparece subestimada en SEM, y más aún en PIXE (Tabla 4.29), por comparación con los resultados obtenidos en los análisis totales de otros trabajos realizados en cóndrulos radiales de piroxeno (Gooding, 1979, Folco y Mellini, 2002; Tabla 4.34), existe una concordancia con los datos de la tabla mencionada en los resultados de ciertos elementos, particularmente aluminio y magnesio en SEM, y el resto de elementos de PIXE, salvo  $\text{SiO}_2$ , (ej.: La Villa).

#### REL 2 (C11)

Con sus aproximadamente 850  $\mu\text{m}$  de diámetro aparente, este cóndrulo porfídico de sección elipsoidal está constituido por cristales subhedrales de olivino, de 75-250  $\mu\text{m}$  de tamaño, embebidos en una mesostasia anubarrada por la desvitrificación (Fig. 4.12B). Se trata, por tanto, de un cóndrulo PO, según la clasificación textural de Gooding y Keil (1981). Se ha obtenido un único análisis de la mesostasia con suma total satisfactoria (Tabla 4.27), que indica la presencia de feldespato secundario ( $\text{Ab}_{70}\text{An}_{26}$ ). La mesostasia tiene abundante albita normativa, según su norma CIPW (Ab, 66,34%; An, 16,64%; Di, 7,92%). Este resultado es muy similar a los determinados en otras condritas ordinarias (ej.: Tieschitz; Tabla 4.35), salvo por el alto valor de cromo, que seguramente se debe a un micrograno de cromita en el punto analizado. La composición mineralógica de los olivinos es  $\text{Fa}_{22,7-24,1}$  (Fig. 4.3, Tabla 4.15). De acuerdo con la clasificación composicional de Scott y Taylor (1983), corresponde al tipo IIA. Según la clasificación de DeHart *et al.* (1992), es un cóndrulo A5 (Fig. 4.8).



La composición química del cóndrulo analizada mediante SEM refleja un bajo contenido en sílice, y una alta abundancia en hierro y magnesio, en concordancia con la composición mineralógica (Tabla 4.28). Las proporciones obtenidas mediante esta técnica, sin embargo, difieren mucho de los resultados de PIXE (Tabla 4.29). Éstos dan un porcentaje mucho mayor de sílice, hierro y calcio, comparable a los resultados obtenidos en otros cóndrulos de tipo II (ej.: Parnallee; Tabla 4.32), salvo únicamente por el mayor contenido en hierro.

#### REL 4 (C12)

Es un cóndrulo porfídico de olivino (PO, según Gooding y Keil, 1981), de unos 770  $\mu\text{m}$  de diámetro, formado por cristales eu-subhedrales de olivino de entre 100 y 400  $\mu\text{m}$  (Fig. 4.12C). La composición mineralógica obtenida para los olivinos es de  $\text{Fa}_{23,3-23,9}$  (Fig. 4.3, Tabla 4.15). La mesostasia es escasa y está desvitrificada, por lo que aparece en ella feldespato secundario, con  $\text{Ab}_{70}\text{An}_{25}$  (Tabla 4.27). Su análisis es más rico en sílice y aluminio, y más pobre en hierro y magnesio que los de otras condritas ordinarias (ej.: Tieschitz; Tabla 4.35), este análisis es. Su norma CIPW da abundante albita normativa (Ab, 68,25%; An, 17,69%; Di, 6,44%). Su clasificación según Scott y Taylor (1983), corresponde al tipo IIA, mientras que según DeHart *et al.* (1992), es un cóndrulo A5 (Fig. 4.8).

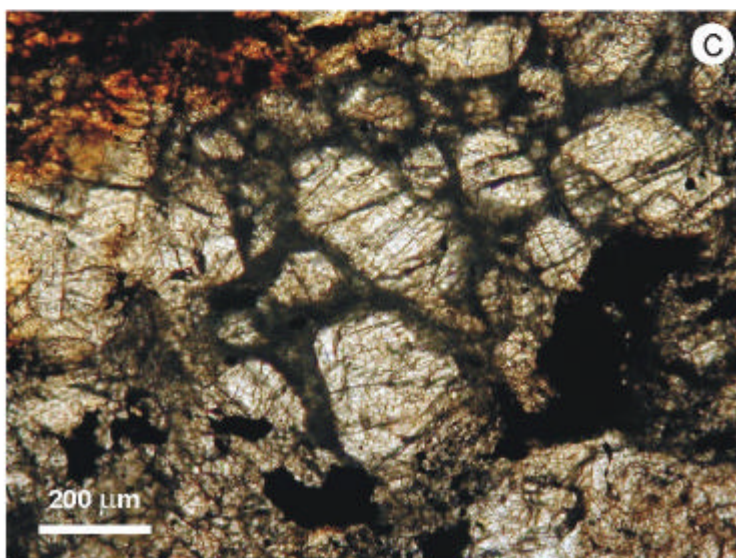
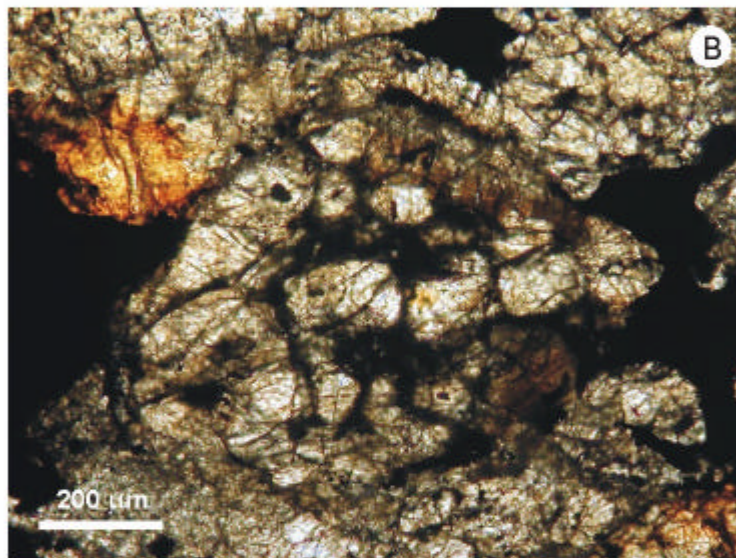
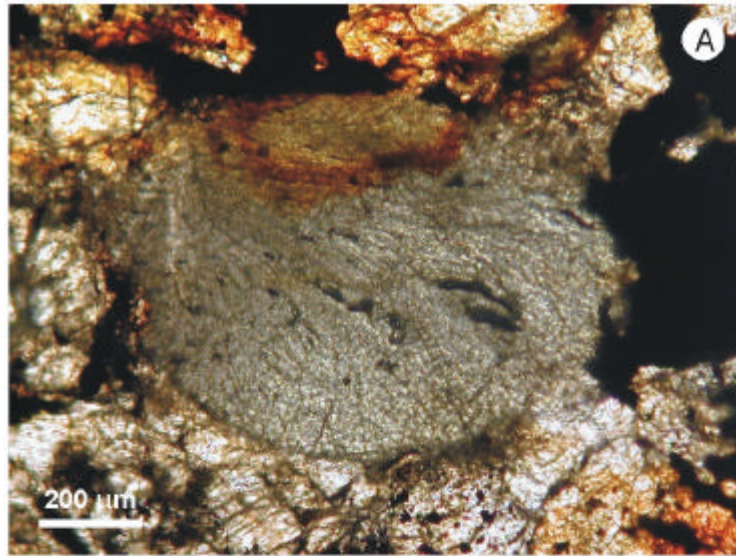
El resultado del análisis de cóndrulo total por SEM muestra unos contenidos de sílice, aluminio y calcio mayores que el cóndrulo anteriormente descrito, que también tiene una textura porfídica de olivino. Esta diferencia seguramente se debe a la influencia de la mesostasia, que tiene una mayor abundancia en este cóndrulo (Tabla 4.28). Comparados con los resultados de PIXE (Tabla 4.29), salvo por el hierro, que da un porcentaje más alto según esta última técnica, existe una buena concordancia entre los datos obtenidos por las dos técnicas. Los de PIXE son, a su vez, comparables a las de los resultados anteriormente determinados en otros cóndrulos II (ej.: Parnallee, Olivenza; Tabla 4.32).

**Figura 4.12:** Cóndrulos seleccionados en Reliegos. Todas las fotos se han realizado con luz transmitida y nícoles paralelos.

A: REL 3 (C10). Cóndrulo radial de piroxeno, formado por acículas muy finas.

B: REL 2 (C11). Cóndrulo porfídico de olivino, flanqueado por granos metálicos, que se ven oscuros.

C: REL 4 (C12). Cóndrulo porfídico de olivino, con mesostasia entre los cristales.



#### 4.3.4 Olivenza LL5.

##### OLI 5 (C4)

Se trata de un cóndrulo de gran tamaño, casi 2 mm, con textura porfídica de olivino (PO, Gooding y Keil, 1981). De acuerdo con la clasificación composicional de Scott y Taylor (1983), éste cóndrulo corresponde al tipo IIA. Según la clasificación composicional de DeHart *et al.* (1992), es un cóndrulo A5 (Fig. 4.8). Resulta llamativa la cantidad de granos de troilita (aproximadamente un 5%), con un tamaño máximo de 200  $\mu\text{m}$ , que se alojan en la zona central (Fig. 4.7B), y la alta proporción de mesostasia (cerca de un 40%), de aspecto anubarrado. Además, aparecen escasos granos de aleación de Fe-Ni, no mayores de 25  $\mu\text{m}$ . Los cristales de olivino son eu- a subhedrales, de hábito tabular. Su tamaño va de 100-400  $\mu\text{m}$ , predominando los de la parte inferior de este rango (Fig. 4.13A). En algunos cristales aparecen inclusiones de fundido. Mineralógicamente, la composición del olivino está en el estrecho rango  $\text{Fa}_{28,6-30,1}$  (Fig. 4.3, Tabla 4.21). Se han obtenido dos análisis aceptables de la mesostasia (Tabla 4.27), que revelan la presencia de feldespatos secundarios de composiciones  $\text{Ab}_{85}\text{An}_{11}$  y  $\text{Ab}_{79}\text{An}_{17}$ . La abundante albita normativa de la mesostasia queda reflejada en el resultado de su norma CIPW (Ab, 79,42 y 82,53%; An, 11,57 y 12,07%; Di, 4,91%). Este análisis es más rico en sílice y aluminio, y más pobre en magnesio que los valores obtenidos en Olivenza por McCoy *et al.* (1991) (Tabla 4.35). Las troilitas tienen contenidos de Co siempre inferiores a 0,1% en peso (Tabla 4.24). Respecto a la aleación de Fe-Ni, se ha obtenido un análisis de taenita con 37,49% Ni y 1,89% Co (Tabla 4.25).

El resultado del análisis de cóndrulo total mediante SEM refleja un alto contenido en aluminio, calcio, sodio y potasio, debido a la alta proporción de mesostasia que ocupa el cóndrulo. Así mismo, la abundancia de  $\text{SO}_3$  es consecuencia de la presencia de troilita en el interior del mismo (Tabla 4.28). La  $\text{SiO}_2$  determinada mediante PIXE da un resultado anómalamente bajo (Tabla 4.29), que puede estar influido por la gran cantidad de minerales metálicos alojados en el interior del cóndrulo. El hierro, en cambio da un porcentaje mayor al medido con SEM, mientras que el calcio y el potasio dan valores semejantes. Salvo por la sílice, los contenidos de los demás

elementos del análisis son comparables a las composiciones medidas por McCoy *et al.* (1991) para los cóndrulos IIA de Olivenza (Tabla 4.32).

Los datos de Ga y V de este cóndrulo (Tabla 4.29) son aproximadamente un orden de magnitud mayores que los únicos datos disponibles de trazas en otros cóndrulos de condritas LL (Tabla 4.31).

#### OLI 8 (C5)

Es éste un cóndrulo pequeño, de unas 300  $\mu\text{m}$  de diámetro aparente, con una textura radiada de piroxeno bien desarrollada (RP, Gooding y Keil, 1981), con haces que parten desde un punto junto al límite del cóndrulo, pero que se terminan antes de llegar al borde del mismo, dando la impresión de un borde externo discontinuo (Fig. 4.13B). De acuerdo con la clasificación de Scott y Taylor (1983), éste es un cóndrulo de tipo IIB. En los análisis de microsonda se ha detectado tanto piroxeno pobre en Ca ( $\text{En}_{71,4-74,3}\text{Fs}_{23,8-24,3}$ ), como piroxeno rico en Ca ( $\text{En}_{48,8-53,4}\text{Fs}_{10,8-17,4}$ ). (Fig. 4.3, Tabla 4.23). No se logró obtener buenos totales de la mesostasia de éste cóndrulo, por su fina textura.

El análisis semicuantitativo del cóndrulo mediante SEM muestra un alto contenido en sílice, hierro, magnesio y calcio, propio de la composición mineralógica de este cóndrulo, esencialmente piroxeno, con mesostasia muy escasa (Tabla 4.28). La comparación con los resultados de los análisis de PIXE (Tabla 4.29) muestra algunas divergencias. Mientras que el calcio muestra un valor semejante, la sílice es mayor, y el hierro menor, en SEM. El manganeso medido mediante PIXE dobla el resultado de SEM, a la vez que el de cromo es la mitad. La comparación de los datos de SEM y PIXE con los datos sobre cóndrulos radiales procedentes de otros trabajos (Tabla 4.34), muestra que algunos elementos, como la sílice, aparecen subestimados en el análisis de PIXE, mientras que se da una buena concordancia en los resultados de otros elementos, particularmente aluminio y magnesio en SEM, y calcio, manganeso, cromo y níquel en PIXE.

Las concentraciones de Rb, Ga y V en este cóndrulo (Tabla 4.29) son del mismo orden de magnitud que otros datos disponibles de trazas en cóndrulos de condritas LL (Tabla 4.31).

#### OLI 9 (C6)

Este cóndrulo porfídico de piroxeno (PP, Gooding y Keil, 1981) tiene un diámetro aparente de unos 1.700  $\mu\text{m}$  (Fig. 4.13C). De acuerdo con la clasificación composicional de Scott y Taylor (1983), éste es un cóndrulo de tipo IIB. Según la clasificación composicional de DeHart *et al.* (1992), es un cóndrulo A5 (Fig. 4.8). Muestra dos familias principales de cristales tabulares de ortopiroxeno, con marcada exfoliación, cuya longitud es casi la del diámetro del cóndrulo. Su composición mineralógica está en el intervalo  $\text{En}_{72,9-74,1}\text{Fs}_{24,0-26,0}$  (Fig. 4.3, Tabla 4.23). Aparecen en el interior del cóndrulo varios pequeños granos de troilita, próximos al borde, e inmediatamente en el exterior, con contenidos de Co siempre inferiores a 0,1% en peso. Entre ellos hay también pequeños granos de taenita, con 34-37% Ni y 2-3% Co (Tabla 4.25), y cromita con alrededor de 31% en FeO, 5% en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 2% en MgO y 3% en  $\text{TiO}_2$  (ver tabla 4.7). La mesostasia es escasa y tiene aspecto anubarrado. Un análisis de microsonda de la misma (Tabla 4.27) mostró la presencia de feldespatos secundario de composición  $\text{Ab}_{40}\text{An}_{58}$ . La composición albítica normativa de la mesostasia queda reflejada en su norma CIPW (Ab, 42,50%; An, 7,41%; Di, 46,54%). Este análisis es similar a los obtenidos en Olivenza por McCoy *et al.* (1991) (Tabla 4.35).

Los resultados de los análisis de cóndrulo total por SEM reflejan la composición del cóndrulo, esto es, un alto contenido en sílice, propio del piroxeno, sodio de la mesostasia, y una cierta cantidad de  $\text{SO}_3$ , correspondiente a los granos de troilita incluidos en la misma (Tabla 4.28). Aunque para algunos elementos, como sílice y cromo, los resultados de SEM y PIXE son muy coincidentes, el hierro da un porcentaje algo mayor en PIXE y el calcio algo menor (Tabla 4.29). Las proporciones de elementos son similares a las obtenidas en otros cóndrulos A5 de textura porfídica de piroxeno (ej.: Chainpur, salvo por el bajo contenido en  $\text{SiO}_2$ , Hamlet y Soko-Banja; Tabla 4.30) y a otros cóndrulos porfídicos de piroxeno de tipo II (Tabla 4.33).

Los datos de Co y V de este cóndrulo (Tabla 4.29) son varios órdenes de magnitud mayores que las concentraciones medidas en otros cóndrulos de condritas LL (Tabla 4.31). Por tratarse de elementos que se concentran preferentemente en fases accesorias (Co en la aleación de Fe-Ni, y V en cromitas), esta diferencia de concentración podría deberse a diferentes composiciones modales de los cóndrulos comparados.

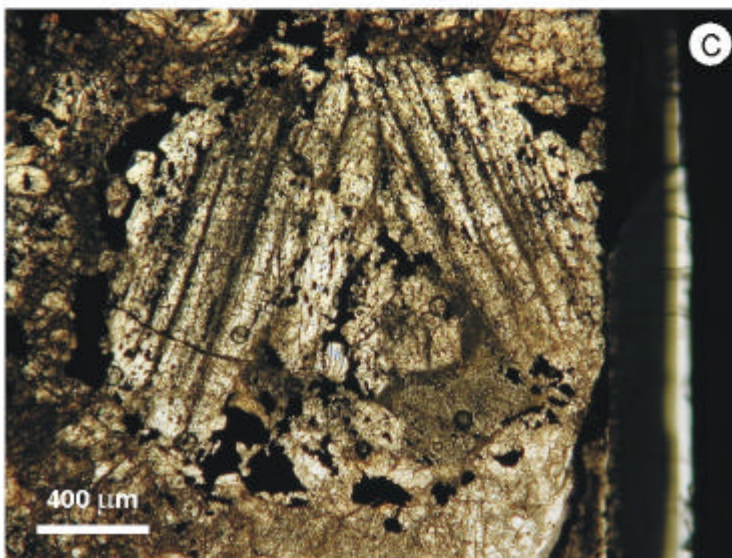
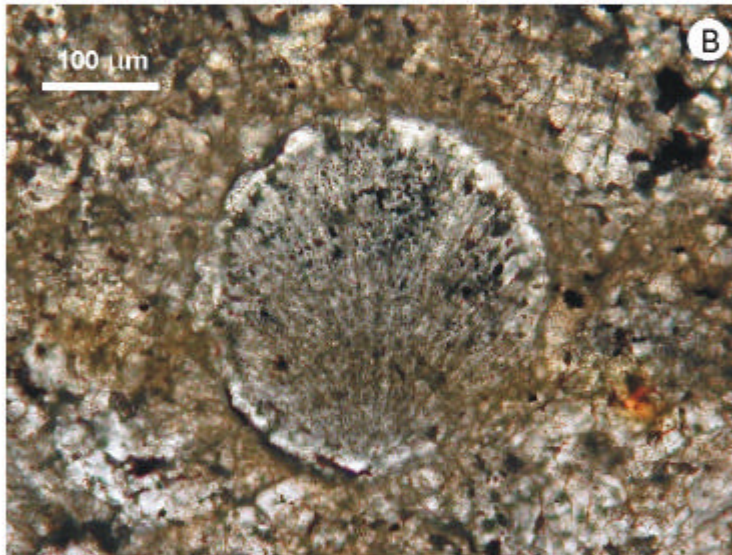
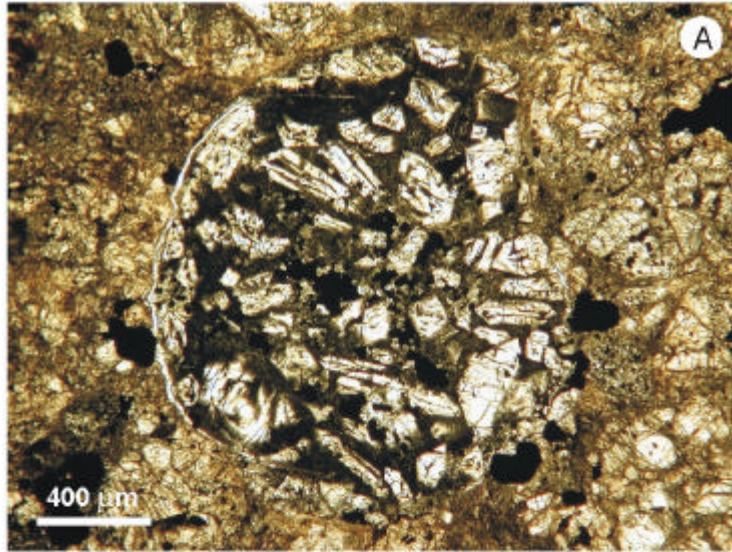
**Figura 4.13:** Cóndrulos seleccionados en Olivenza. Todas las fotos se han realizado con luz transmitida y nícoles paralelos.

A: OLI 5 (C4). Cóndrulo porfídico de olivino, con abundantes cristales euhedrales rodeados de mesostasia. En el centro abundan los granos de metálicos, en especial troilita, que aparece oscura en la foto.

B: OLI 8 (C5). Cóndrulo radial de piroxeno, con finas acículas separadas por mesostasia.

C: OLI 9 (C6). Cóndrulo porfídico de piroxeno, con cristales tabulares bien desarrollados. El cóndrulo se encuentra rodeado por granos metálicos, que en la foto se ven oscuros.





---

## **CAPÍTULO 5**

---



## 5. PROCESOS SECUNDARIOS REGISTRADOS EN LAS CONDRITAS ORDINARIAS CAÑELLAS H4, OLMEDILLA DE ALARCÓN H5, RELIEGOS L5 Y OLIVENZA LL5.

Uno de los aspectos más difíciles de la investigación de las condritas ha sido siempre el diferenciar las características que registran eventos nebulares de las que registran eventos asteroidales (Grossman *et al.*, 2000). Para estudiar los procesos preacrecionales se debe o bien evitar estudiar condritas alteradas por procesos secundarios asteroidales, tales como el metamorfismo térmico, el metamorfismo de choque y la alteración acuosa, o bien comprender estos procesos lo suficiente para tener en cuenta sus efectos.

Las abundancias elementales en los meteoritos están controladas por tres momentos en su etapa de formación: la fraccionación nebular, el metamorfismo de choque y el metamorfismo térmico (Ebihara *et al.*, 1993).

Los elementos traza en las condritas son potencialmente importantes para determinar el origen y la evolución de los cuerpos padres meteoríticos (Ikramuddin *et al.*, 1976). Mientras que en las condritas desequilibradas dichos elementos son más abundantes, y reflejan los procesos de condensación de material sólido a partir de la nebulosa solar primitiva, en las condritas de tipos petrológicos 4-6 los elementos traza volátiles se encuentran empobrecidos. Su pérdida ha sido explicada por el efecto del metamorfismo sobre el material condritico primitivo en los cuerpos padres (Van Schmus y Wood, 1967).

El contenido de elementos térmicamente lábiles de las condritas y los propios cóndrulos refleja, además de los procesos de metamorfismo térmico, el calentamiento debido a impactos, ya que estos procesos ocurrieron bajo condiciones total o parcialmente abiertas.

### 5.1 Metamorfismo de choque.

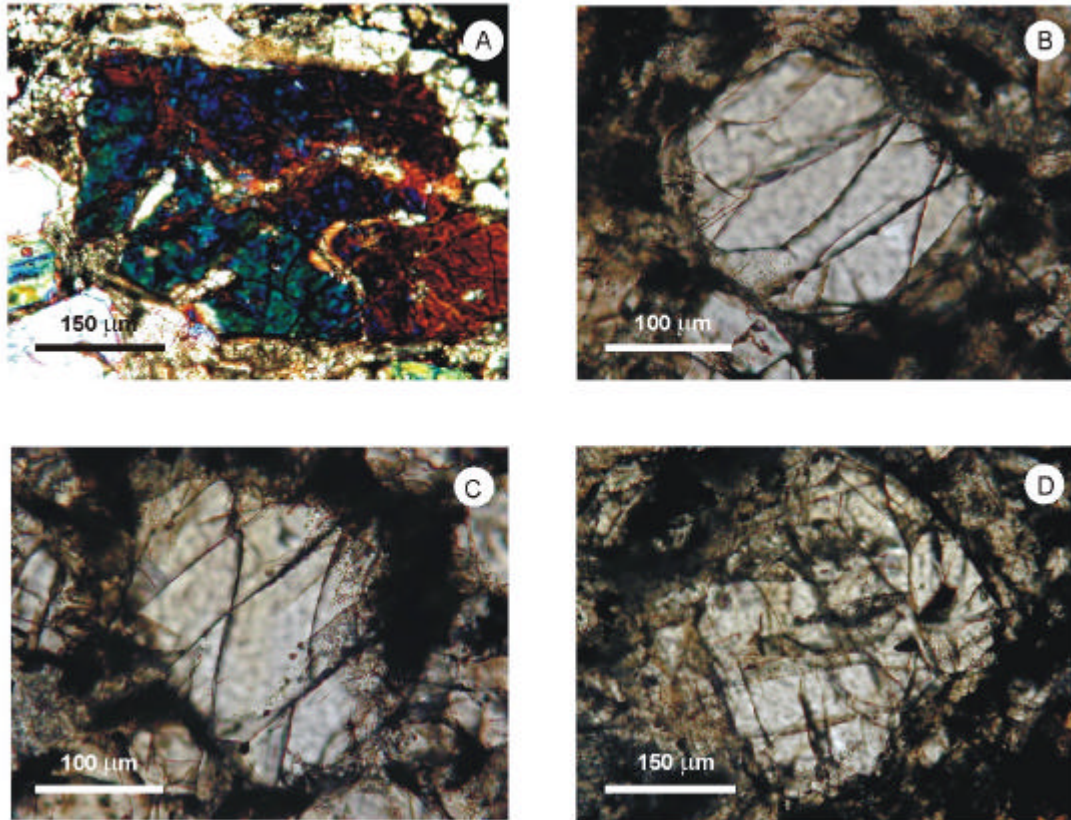
Como ya quedó demostrado en los trabajos de Neal *et al.* (1981), Walsh y Lipschutz (1982), Walsh *et al.* (1983) y Friedrich *et al.* (2001, 2002), el contenido en

elementos litófilos aumenta con el grado de metamorfismo de choque (también llamado metamorfismo de impacto), mientras que los elementos siderófilos y los elementos volátiles experimentan una disminución. De ahí que antes de iniciar el análisis de los aspectos composicionales de las condritas ordinarias objeto de este estudio sea muy conveniente determinar si están afectadas por choques, y en qué grado. La clasificación del grado de choque de las muestras estudiadas en esta Tesis se ha realizado siguiendo los criterios de Stöffler *et al.* (1991) (ver apartado 2.2.2; tabla 2.4), y sus resultados están recogidos en Muñoz-Espadas *et al.* (2002).

Las condritas estudiadas en este trabajo presentan ya en muestra de mano algunos rasgos que indican que han estado sometidos a ciertos procesos de choque en su formación. Así, Cañellas es una brecha fragmentaria, en la que los clastos claros, redondeados, de tamaño centimétrico, se encuentran rodeados por una matriz oscura de grano fino (textura clara-oscura). La composición mineral en ambos sectores es idéntica, por lo que la única diferencia entre las zonas claras y oscuras es el tamaño de grano y el aspecto granuloso del material oscuro. Tanto las porciones claras como las oscuras, están atravesadas en unos pocos lugares por venas de fundido oscuras, que prueban que Cañellas estuvo expuesta al menos a un evento de choque tras la agregación de la brecha (Casanova *et al.*, 1990).

Los cristales de olivino seleccionados en Cañellas presentan a veces extinción ondulante (en 3 granos de 17 considerados), fracturas irregulares (en 6 granos), abundantes fracturas planares (7 granos), y en un caso se ha observado mosaicismo. Aparecen también pequeñas venas de choque que atraviesan algunos elementos de la condrita. Por ser las fracturas planares el rasgo más frecuentes de deformación en los cristales de olivino, a Cañellas le correspondería un estadio de deformación por choque S3 (15-20 GPa) (Fig. 5.1).

Olmedilla de Alarcón es también una brecha regolítica con textura clara-oscura (McCoy *et al.*, 1990). Los olivinos de esta condrita ordinaria muestran extinción ondulante en algunos casos (3 de 19 cristales de olivino estudiados), fracturas irregulares (en 3 granos) y fracturas planares (en otros 6 granos), además de 4 cristales con mosaicismo y tres casos con PDFs. Todos estos rasgos reflejarían un nivel de deformación por choque de S4 (30-35 GPa) (Fig. 5.2).



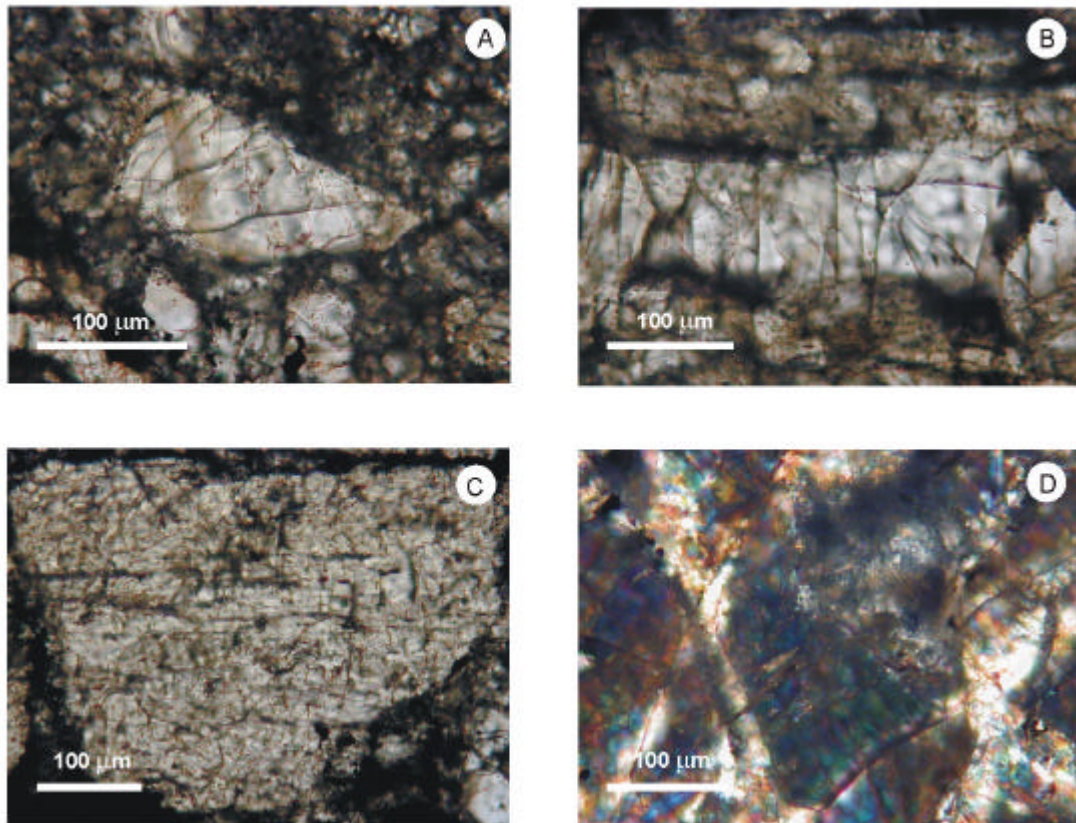
**Figura 5.1:** Efectos del metamorfismo de choque en Cañellas, observados en lámina delgada.

A: Extinción ondulante en olivino. Luz transmitida. Nícoles cruzados.

B: Fracturas irregulares en olivino del cóndrulo 7. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

C: Fracturas planares en olivino del cóndrulo 7. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

D: Fracturas irregulares y planares en olivino. Luz transmitida. Nícoles paralelos.



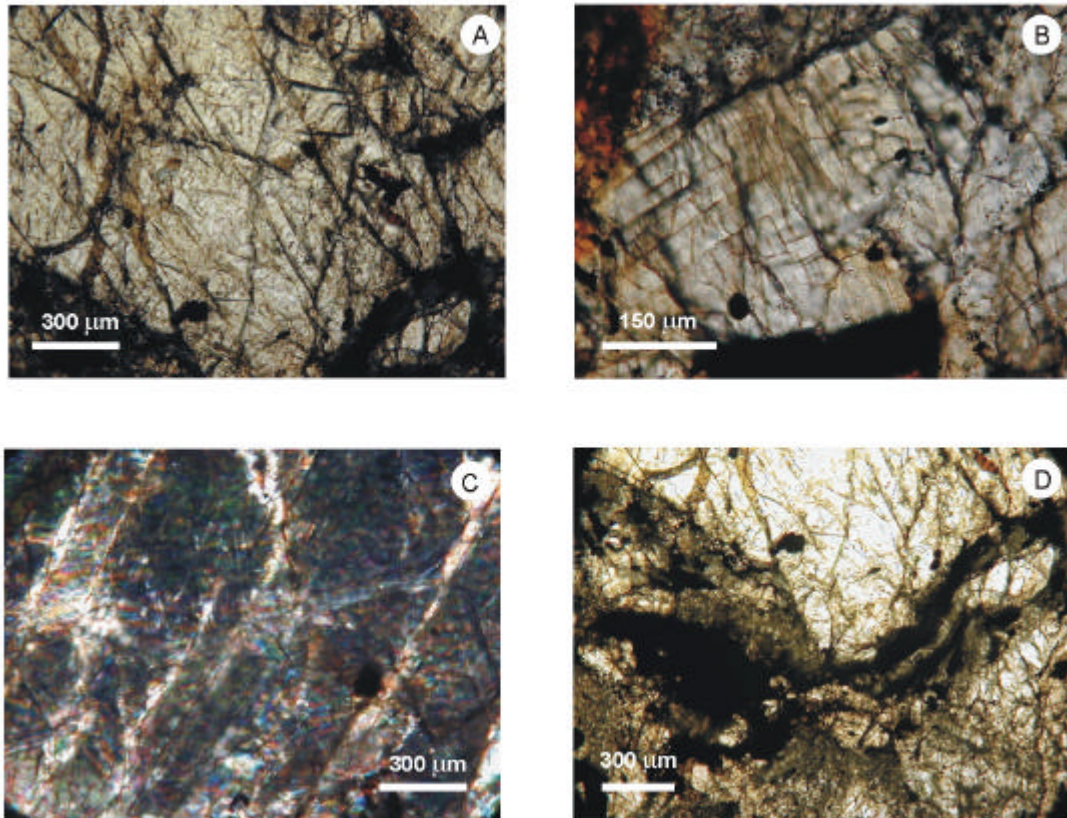
**Figura 5.2:** Efectos del metamorfismo de choque en Olmedilla de Alarcón, observados en lámina delgada.

A: Fracturas irregulares en olivino. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

B: Fracturas planares en olivino. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

C: PDFs en olivino. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

D: Mosaicismo en olivino. Luz transmitida. Nícoles cruzados.



**Figura 5.3:** Efectos del metamorfismo de choque en Reliegos, observados en lámina delgada.

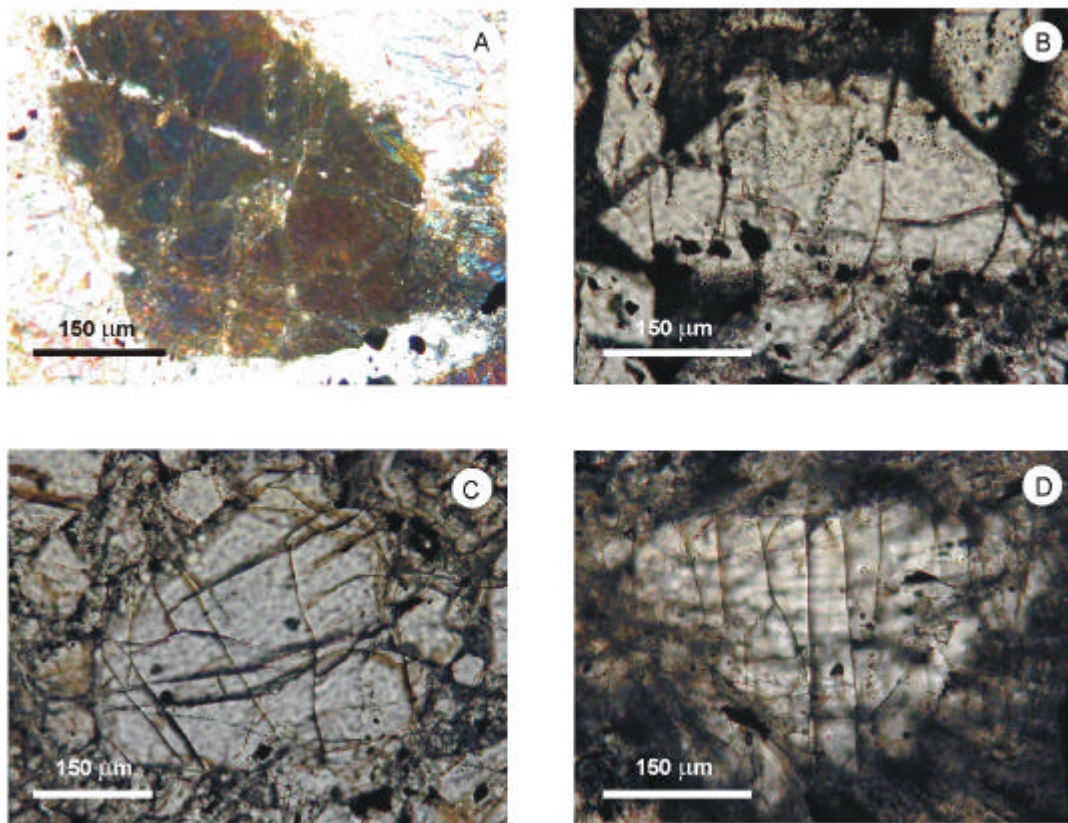
A: Fracturas planares en olivino. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

B: Fracturas planares en olivino. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

C: Mosaicismo en olivino. Luz transmitida. Nícoles cruzados.

D: Detalle de una vena de choque (shock vein). Luz transmitida. Nícoles paralelos.





**Figura 5.4:** Efectos del metamorfismo de choque en Olivenza, observados en lámina delgada.

A: Extinción ondulante en olivino. Luz transmitida. Nícoles cruzados.

B: Fracturas irregulares en olivino. Cóndrulo 5. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

C: Fracturas irregulares en olivino. Cóndrulo 6. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

D: Fracturas planares en olivino. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

Sólo se ha observado un caso claro de extinción ondulante en los cristales de olivino de Reliegos, mientras que 7 granos de un total de 14 estudiados presentan fracturas planares, y otros 5 muestran mosaicismo, frente a uno sólo con PDFs claros. Una vena de vidrio cruza un extremo de la lámina. Por todo ello corresponde clasificarla en un nivel de deformación por choque S4 (30-35 GPa) (Fig. 5.3).

A Olivenza se la ha descrito en muestra de mano como una brecha fragmentaria (Fodor y Keil, 1978; Rubin *et al.*, 1983), y Stöffler *et al.* (1991) ya la habían clasificado en un nivel de metamorfismo de choque S3 (15-20 GPa), basándose en su estudio microscópico, según el cual los rasgos más frecuentes de deformación en los cristales de olivino son las fracturas irregulares, y principalmente fracturas planares. En este trabajo se ha constatado la presencia de algunos granos con extinción ondulante (3 de 13 cristales de olivino estudiados), abundantes fracturas irregulares (en 5 granos) y fracturas planares (en otros 5 granos) (Fig. 5.4), que confirman el resultado del citado estudio.

Puesto que las condritas ordinarias estudiadas en esta Tesis han estado sometidas a niveles de choque bajos (Cañellas y Olivenza) y moderados (Olmedilla de Alarcón y Reliegos), sus contenidos de elementos traza no habrán sufrido modificaciones significativas por procesos de choque. Las concentraciones de esos elementos reflejarán, por tanto, exclusivamente los efectos de procesos primarios (nebulares) y otros procesos secundarios (metamorfismo térmico y alteración acuosa).

### **5.1.1 Reflejo de las deformaciones en los espectros Raman.**

Los choques a los que han estado expuestas los meteoritos en su cuerpo padre, además de producir texturas características, pueden causar deformaciones en las estructuras cristalinas de los minerales. Dichas deformaciones pueden estudiarse empleando la Espectroscopía Raman. Esta técnica tiene la indudable ventaja de no ser destructiva, ni requerir una preparación previa del material a analizar, factores que la hacen muy atractiva para el estudio de muestras muy pequeñas, o en las que se quiere preservar material para otro tipo de ensayos. De ahí que resultase interesante evaluar las posibilidades que tiene la Espectroscopía Raman en la detección de los efectos de choque en condritas, con el fin de aplicarlo a futuras investigaciones.

Existen trabajos previos, centrados en los minerales más abundantes de las condritas, olivinos y piroxenos, que han considerado esa posibilidad. Así, Englert *et al.* (1980) detectaron que la posición de la longitud de onda de una línea Raman se desplaza hacia longitudes mayores debido a campos de esfuerzo compresivos. De forma más específica, Heymann y Celucci (1988) analizaron el espectro Raman de olivinos impactados, para determinar sus diferencias con los de olivinos no impactados. A 22,2 GPa, el espectro de la muestra era idéntico al de olivinos no afectados por choques. Sin embargo, a presiones mayores (59,5 y 60,7 GPa), obtenidas en laboratorio, encontraron líneas a 824 y 856  $\text{cm}^{-1}$  en los espectros de los olivinos, aunque muy débiles y anchas, además de rasgos nuevos con picos cerca de 475, 556, 572 y 1.100  $\text{cm}^{-1}$ . Dichos rasgos los interpretaron como debidos a la formación de un "vidrio olivínico" con considerable grado de unión tridimensional Si-O-Si, que presentan dominios dispersos de tamaño de grano, estructura interna y, posiblemente, composición química variables.

Posteriormente Heymann (1990) amplió el estudio, con un mayor número de muestras con grados de impacto intensos y moderados. Su principal conclusión en este trabajo contradice la expuesta en Heymann y Celucci (1988): los espectros Raman de olivinos y ortopiroxenos condriticos afectados por choque son esencialmente iguales a los de los minerales terrestres no impactados. No descarta, en cualquier caso, la posible presencia de vidrio producido por el choque en cantidades demasiado pequeñas para poder detectarlas.

Miyamoto y Ohsumi (1995) detectaron un pequeño desplazamiento en la posición de la línea próxima a 820  $\text{cm}^{-1}$  en los olivinos de láminas delgadas de condritas ordinarias, que atribuyeron a un probable stress residual, consecuencia de los choques experimentados por las muestras. El esfuerzo residual puede estar causado por una recuperación incompleta de la deformación de choque o por desviación desde la presión estática. La anchura del pico a mitad del máximo se considera relacionada con el grado de desorden estructural en el cristal. Sin embargo, estos autores reconocen que depende también de varios factores complejos, como el tamaño del cristal y la presencia de impurezas.

Por otra parte, los espectros Raman de los ortopiroxenos suelen reflejar picos en las posiciones de aproximadamente 331, 654, 673 y 1001  $\text{cm}^{-1}$ . Chen y Xie (1992) detectaron la aparición de dos nuevas bandas (800-850  $\text{cm}^{-1}$  y 1050-1100  $\text{cm}^{-1}$ ) en piroxenos afectados por choques muy intensos (en condiciones de >100 GPa y 2000 °C) que atribuyeron a daños en su estructura cristalina.

Con el fin de comprobar si tales deformaciones estructurales se reflejan en las condritas de esta Tesis, se obtuvieron espectros Raman de los olivinos y piroxenos de las muestras (Apéndice 1), cuyos principales picos aparecen listados en la tabla 5.1.

A partir de los espectros se han podido identificar las siguientes especies minerales:

- Cañellas H4: olivino, piroxeno y hematites.
- Olmedilla de Alarcón H5: olivino, piroxeno, cromita y hematites.
- Reliegos L5: olivino, piroxeno, plagioclasa, cromita y hematites.
- Olivenza LL5: olivino, piroxeno, plagioclasa y hematites.

Dichas especies minerales concuerdan con lo observado en las láminas delgadas de las condritas, si bien en los granos metálicos de estas condritas, no se aprecian signos de oxidación. La posición del doblete del olivino (en torno a 824, 856  $\text{cm}^{-1}$ ) corresponde a olivinos muy forsteríticos, con del orden de un 10-15% de Fe, mientras que las posiciones de los picos hacia 330, 676, 658  $\text{cm}^{-1}$  en los piroxenos corresponden a los tipos más magnésicos, con una proporción  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Ca})$  alrededor de 0,7 (Mineral Spectroscopy Server, 2002; Handbook of Raman Spectra, 2002). Estas aproximaciones a la composición de las fases minerales detectadas por Raman están en el orden de los resultados de los análisis obtenidos por microsonda electrónica (ver tablas 4.1-4.4, 4.8-4.11, 4.14-4.17 y 4.20-4.23). Por otro lado, en algunos espectros (Olivenza 1 y Olivenza 4) aparece un grupo de picos en posiciones por encima de 1000 números de onda. De estos picos destaca un doblete a aproximadamente 1320 y 1360. A pesar del detallado estudio al que se han visto sometidos, hasta el momento no se ha encontrado una explicación aceptable de dichos picos, si bien, por su posición, podría tratarse de una forma de carbono aún por determinar.

Tanto los picos del olivino como los del piroxeno aparecen desplazados de cinco a diez números de onda hacia valores más bajos de lo que suele ser normal en los espectros de estos minerales. Para saber si este desplazamiento es reflejo de la deformación de las estructuras, hay que considerar el efecto de la calibración del espectrómetro. La calibración con silicio de alta cristalinidad permite verificar un desplazamiento sistemático del equipo de  $4\text{ cm}^{-1}$  hacia los bajos números de onda. No obstante, este desplazamiento del instrumento es insuficiente, por si solo, para dar cuenta de los desplazamientos obtenidos respecto el doblete del olivino a  $824\text{-}826\text{ cm}^{-1}$  en condiciones normales. Como la precisión de repetitividad del equipo es del orden de  $\pm 1\text{ cm}^{-1}$ , cabe suponer que el espectro observado para el olivino contiene una pequeña contribución del impacto, o bien de la sustitución catiónica. La contribución del impacto se refleja en cierta medida en la anchura de los picos y en su asimetría, mientras que la sustitución catiónica tiene un reflejo predominante en el desplazamiento de las bandas.

Una medida de la anchura a mitad de la altura de los picos observados nos permite comprobar que el valor medio es del orden de  $13\text{ cm}^{-1}$  para la banda a  $820\text{ cm}^{-1}$  y de  $17\text{ cm}^{-1}$  para la banda a  $854\text{ cm}^{-1}$ . Estos valores son superiores a los observados en olivinos terrestres bien cristalizados. Tomando espectros de las bases de datos de la literatura, se observa sobre  $9,5\text{ cm}^{-1}$  para la banda a  $820\text{ cm}^{-1}$  y  $10,5\text{ cm}^{-1}$  para la banda a  $854\text{ cm}^{-1}$ , por lo que se puede deducir la existencia de un cierto desorden. No obstante, los valores son bastante homogéneos salvo las muestras Reliegos 7 y Olivenza 5 que presentan valores aun superiores.

Las nuevas bandas detectadas por Chen y Xie (1992) en los espectros de los ortopiroxenos impactados a  $100\text{ GPa}$  no aparecen en los espectros de las condritas consideradas, por lo que, tal y como reflejan sus texturas, ninguna de ellas ha estado expuesta a presiones tan altas.

Por tanto, en los espectros Raman de las condritas estudiadas se aprecian rasgos que se pueden atribuir a la deformación de la estructura cristalina de los olivinos y piroxenos, como son el desplazamiento de picos característicos de estas fases hacia números de onda menores, y un aumento en la anchura de los picos del doblete del olivino.

**Tabla 5.1:** Picos de los espectros Raman obtenidos en las condritas indicadas.

	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Px	Px	Px	Px	Px	Px	Px	Px	Px	Px	Px	Crt	Crt	Plg	Plg	Plg	Plg	Hem
Cañellas 1												334	390			572	657	676	860	937	1003							1287
Cañellas 2	295	422	534		595	816	848	870	912	952		332		419			654	676			1005							1303
Cañellas 3						815	845		910	950		330	390	420	540	587	655	674			1001							1319
Cañellas 4						820	850				290	334	390	420	540	592	657	676			1003							1311
Cañellas 5											290	333	393	421	534		655	675		933	1003			470		572	625	1284
Cañellas 6	296	415	538	572	597	816	848	872	914	954																		
Cañellas 7	300	421	534	574	585	816	848		914	950		330					658	674			1005							
Olmedilla 1	300	415	534	578	600	816	848	876	912	952	294																	
Olmedilla 2											294	334	395	519			657	676	845	932	1003							
Olmedilla 3	304	417	534		595	816	848	875	912	952	294			519														
Olmedilla 4	300			578	595	816	848	875	914			332									1003	493	676					1300
Reliegos 1	300	410	531	578	580	816	846		910	948			395	520			660	678		930	1004							
Reliegos 2	306	410	531	572	593	816	846		910	952																		
Reliegos 3											296	332	389	514			655	674		935	1001			480		563		
Reliegos 4											295	330	391	519			655	674		930	1001			470		560	620	
Reliegos 5							842				298	332	391	514			654	675	840	932	1001							1300
Reliegos 6	306	421	530	580	590	815	848		905	952																		
Reliegos 7			527	580	593	816	848		905	949												491	676					
Olivenza 1												330	388	425	535		655	673	855		1001					510	568	1319
Olivenza 2											300	332	391	530			654	673	844	933	1001			476	506	562	623	
Olivenza 3												331	389	531			654	673		931	1001					510	563	
Olivenza 4	302		525	573	591	814	846		907	950														472	506			1320
Olivenza 5	300	415	525	573	589	815	846		910	946																		

Ol: olivino; Px: ortopiroxeno; Crt: cromita; Plg: plagioclasa; Hem: hematites

## 5.2 Metamorfismo térmico.

### 5.2.1 Comportamiento geoquímico de los elementos en las condritas ordinarias.

La distribución de los elementos analizados en las condritas y en los cóndrulos está determinada por su comportamiento geoquímico, que depende de factores como su tamaño (radio iónico), las características de sus enlaces, su afinidad a la hora de formar compuestos (litófilo-siderófilo-calcófilo) y su clasificación cosmoquímica (refractario, moderadamente volátil y altamente volátil), basada en las temperaturas de condensación. Todos estos parámetros determinan el comportamiento de los elementos frente a los cambios de temperatura que llevan aparejados los procesos de metamorfismo térmico y el metamorfismo de choque que tuvieron lugar en el cuerpo padre asteroidal.

La distribución de los elementos traza y sus abundancias, tanto en la totalidad de una condrita como en los cóndrulos, se estudia por referencia a la composición de las condritas CI (Tabla 2.2) y separando los elementos según su naturaleza litófila, siderófila y calcófila. Cuando un elemento muestra en las condritas un comportamiento propio de dos grupos, se le asigna al más utilizado en la bibliografía existente. Así, en este tipo de distribuciones, el Ga suele agruparse con los siderófilos, y el Zn con los calcófilos aunque ambos tienen tendencias litófilas, y entran en los silicatos (Allen y Mason, 1973). Los elementos ya agrupados se ordenan según su volatilidad creciente en estudios de cóndrulos de condritas muy desequilibradas, que sólo reflejan en su composición la influencia de procesos nebulares. Para el estudio de cóndrulos y condritas de tipos petrológicos mayores a 3,3, sometidas por tanto a los efectos del metamorfismo térmico, muchos autores mantienen el orden según volatilidad. Sin embargo, es más recomendable utilizar la movilidad, pues aunque los elementos traza altamente volátiles son generalmente altamente móviles, y viceversa, ninguna secuencia de condensación corresponde de forma 1:1 con el orden de movilidad determinado en experimentos de laboratorio (Ikramuddin *et al.*, 1976; Lipschutz y Woolum, 1988).

El orden de movilidad de los elementos es más difícil de determinar. Los primeros que distinguieron secuencias de movilidad de las secuencias de volatilidad fueron Ikramuddin *et al.* (1976, 1977), estableciendo un orden de movilidad creciente

para algunos elementos según:  $Te < Zn < Cd < Bi < Tl < In$ . Ligner *et al.* (1994) propusieron la siguiente secuencia, en orden creciente de movilidad: Co, Au, Ga, Rb, Cs, Te, Bi, Ag, In, Tl, Zn, Cd. Más tarde, Wolf y Lipschutz (1997), a partir de varios trabajos por ellos citados, publicaron una secuencia muy similar: Co, Se, Rb, Cs, Te, Bi, Ag, In, Tl, Zn y Cd. Para los elementos moderadamente volátiles, y refractarios, sin embargo, no se conocen datos de movilidad relativa, por lo que en nuestro trabajo se les aplicará el orden de movilidad establecido por su secuencia de volatilidad (según tabla III-5 de Li (2000), y referencias que en ella se citan). De esta forma, la secuencia de movilidad de los elementos analizados por ICP-OES (condrita total) y PIXE (en cóndrulos concretos), quedaría como: Zr, Sc, Al, Y, Ti, Ca, V, Sr, Mg, Si, Cr, Mn, K, Rb, Na, Br (litófilos); Co, Ni, Fe, P, Ga, Ge (siderófilos); y Cu, Zn y S (calcófilos).

Para realizar la interpretación de los datos de abundancias elementales obtenidos mediante ICP-OES y PIXE ha sido necesario revisar previamente la naturaleza de los elementos analizados, y su comportamiento durante los procesos secundarios que afectan a las condritas. Por ello a continuación se exponen brevemente sus propiedades y distribución en los meteoritos, de acuerdo con Wedepohl (1969-1978), Mason (1971), Allen y Mason (1973), Marshall y Fairbridge (1999) y referencias por ellos citadas. Las propiedades básicas de cada elemento se encuentran resumidas en la tabla 5.2.

**Tabla 5.2:** Clasificación geoquímica y cosmoquímica de los elementos analizados mediante PIXE en las condritas ordinarias, basada en Larimer (1988), Kallemeyn (1988), Larimer y Wasson (1988), Palme *et al.* (1988), Lipschutz y Woolum (1988) y Marshall y Fairbridge (1999).

	Litófilo	Siderófilo	Calcófilo
Refractario	Sc, Al, Ca, Y, Ti, V, Zr, Sr	Fe, Ni	
Moderadamente volátil	Mg, Si, Cr, Mn, Rb, Na, K, Br, Ga	Ga, Ge, Co, P	Cu
Altamente volátil	Zn		S, Zn

El **escandio** es un elemento refractario de carácter litófilo, que aparece en la naturaleza como catión trivalente. Su comportamiento geoquímico es semejante al de los lantánidos, y algo menos al del ytrio. Se concentra en los piroxenos, con una marcada preferencia por los clinopiroxenos frente a los ortopiroxenos, donde el  $Sc^{3+}$  entra en las



posiciones estructurales del  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{V}^{3+}$ , Al y  $\text{Mn}^{3+}$ . Su relación cristaloquímica es mucho menor con otros elementos como Y, Al, Ti, Sn, Zr y los lantánidos del grupo Er-Yb.

Respecto al **aluminio**, se trata de un elemento litófilo refractario, que en las condritas entra en la composición de los feldspatos y los piroxenos. Existe sustitución del  $\text{Al}^{3+}$  con muchos elementos, principalmente  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{V}^{3+}$  y  $\text{Si}^{4+}$ , y más limitado con  $\text{Ga}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{4+}$  y  $\text{Ti}^{4+}$ . Durante el metamorfismo se concentra en las rocas por movilización de álcalis y sílice.

El **ytrio** es un elemento litófilo refractario que se concentra preferentemente en los minerales con calcio, principalmente fosfatos, y en mucha menor medida en clinopiroxenos. Otros minerales contienen sólo trazas de este elemento.

En cuanto al **circonio**, se trata de un elemento refractario, fundamentalmente litófilo en las condritas ordinarias por lo que se concentra en los silicatos, especialmente en los clinopiroxenos, sustituyendo al Ca y al Ti, y en la mesostasia. Su movilidad es muy limitada tanto durante los procesos del metamorfismo regional, como los del metamorfismo de contacto.

En la mayoría de los meteoritos, el **titanio** es principalmente litófilo, pero tiene además una moderada afinidad calcófila; en las condritas enstatíticas, sin embargo, es casi completamente calcófilo. Su tendencia siderófila se considera escasa o inexistente. Este elemento reemplaza parcialmente a otros iones, siendo los más comunes  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  y  $\text{Mn}^{3+}$ . Se concentra en algunas fases minerales, en especial en clinopiroxenos (0,2% en peso) y cromitas (1-2%), pero también aparece disperso en otros minerales en sustitución de elementos mayores. Es menos abundante en los meteoritos que en las rocas terrestres. Según estudios realizados en rocas de metamorfismo de contacto, en las que no se observó variación en el contenido en Ti con el gradiente de temperatura, el Ti es móvil sólo a distancias cortas.

El **calcio** es un elemento refractario. Se le considera enteramente litófilo, y sólo en las condritas enstatíticas extremadamente reducidas y ricas en sulfuros se le encuentra ligado al S. En las condritas ordinarias se distribuye en gran número de minerales, como los fosfatos clorapatito y whitlockita, dióxido, y en solución sólida en el ortopiroxeno y la plagioclasa. El **estroncio**,  $\text{Sr}^{2+}$ , muestra una gran coherencia geoquímica con el  $\text{Ca}^{2+}$ . Por ello en los meteoritos reside en minerales como plagioclasa, dióxido y fosfatos. Puede ser móvil durante el metamorfismo regional, siendo más sensible a los procesos metamórficos que el Ti y el Zr, pero por el gran radio del catión se considera que su movilidad está limitada a cortas distancias. En el metamorfismo de contacto su movilidad es mayor que en los procesos de metamorfismo regional.

El **magnesio** es uno de los elementos más abundantes en todas las clases de litos y siderolitos. Se trata de un elemento enteramente litófilo y moderadamente volátil, que forma parte de los silicatos ferromagnesianos olivino y piroxeno, en los que es sustituido por elementos de radio iónico similar, principalmente  $\text{Fe}^{2+}$ , pero también  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Co}^{2+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Li}^+$  y  $\text{Sc}^{3+}$ .

El **chromo** se concentra en las cromitas en las condritas ordinarias, y en mucha menor cantidad, en los piroxenos y olivinos. El radio iónico del  $\text{Cr}^{3+}$  es semejante al del  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{Ti}^{4+}$ , con los que se produce reemplazo. Su concentración es constante hasta la facies de la anfibolita, mientras que en la de la granulita, aumenta. Debido a que adopta un estado trivalente, el V tiende a seguir al  $\text{Fe}^{3+}$  durante la formación de minerales, por lo que se le encuentra en abundancia en cromitas, seguidas por los piroxenos, en las condritas ordinarias. Otros reemplazamientos menos importantes se producen con Al, Mn y Ti.

En las condritas ordinarias, el **manganeso** es un elemento menor que muestra carácter litófilo, y una afinidad geoquímica con el hierro ferroso. De ahí que alcance sus mayores

concentraciones en la cromita; sin embargo, la mayor parte del Mn presente en estos meteoritos se aloja en el olivino y el ortopiroxeno. Según algunos autores, el Mn se correlaciona positivamente con el Na, el Zn y el V, y negativamente con el Co y el Ni, en las condritas ordinarias. Otros autores no confirman la correlación positiva con el Zn, y recalcan que aunque estos elementos tienen similar comportamiento cristaloquímico, su volatilidad es muy diferente. En rocas metamórficas de distinto grado no hay grandes diferencias en la concentración de Mn, y en las de metamorfismo de contacto no se observa migración.

El **sodio** es un elemento menor en los meteoritos. Su carácter es litófilo moderadamente volátil. Se encuentra combinado en la plagioclasa prácticamente en su totalidad, aunque también está presente en piroxenos. Los dióxidos pueden contener pequeñas cantidades de Na, mientras que en el ortopiroxeno es muy escaso. La relación Na/Si es muy similar en las condritas ordinarias H, L y LL.

El **potasio** aparece en los meteoritos como elemento traza litófilo y volátil. La mayor parte del mismo se concentra en la plagioclasa en las condritas ordinarias, disminuyendo en cantidad según la secuencia H-L-LL. Reemplaza al Na a altas temperaturas, y es móvil bajo condiciones de metamorfismo regional de medio a alto grado. El radio iónico del  $K^+$  es similar al del **rubidio**,  $Rb^+$ , produciéndose una substitución mutua. De ahí que al rubidio se le encuentre disperso en los minerales que contienen potasio. El Rb es un elemento litófilo incompatible moderadamente volátil.

El **bromo** es un elemento litófilo muy volátil. Su concentración experimenta una gran variación entre condritas individuales, por lo que se considera que su distribución es heterogénea, y decrece en el paso del tipo petrológico 3 a 6.

El **hierro** es uno de los elementos más abundantes en los meteoritos. Aparece como metal, en solución con Ni, Co, P y C en las fases kamacita y taenita, y también como FeO en silicatos ferromagnesianos olivino y piroxeno, como FeS en la troilita y, en menor concentración, en fases accesorias como la cromita. La aleación metálica es también la fase que concentra casi por completo al níquel, por su carácter siderófilo. La kamacita contiene del orden de 4-7,5% mientras que la taenita contiene un 8-55% de Ni. En cantidades mucho menores, el Ni entra en la estructura del olivino. Durante el metamorfismo progresivo apenas produce una leve redistribución del mismo.

El **cobalto** es cristaloquímicamente muy similar al níquel, aunque mucho menos abundante y está asociado a la fase metálica en los meteoritos. Otros minerales que alojan al Co en las condritas, en orden de contenido decreciente, son los fosfatos, la troilita, el olivino, la cromita, el piroxeno y la plagioclasa. En los silicatos, el  $Co^{2+}$  sustituye al  $Mg^{2+}$  y al  $Fe^{2+}$ . La partición del Co entre minerales coexistentes durante el metamorfismo progresivo no varía con el grado metamórfico.

El **germanio** es otro elemento siderófilo, aunque con tendencias calcófilas y litófilas. Su contenido en los meteoritos aumenta con la disminución del Ni y el aumento en Ga. En las condritas se encuentra distribuido heterogéneamente entre las distintas fases.

La afinidad geoquímica del **galio** varía según el estado de oxidación del meteorito. En las condritas ordinarias, muestra afinidad tanto litófila como siderófila, mientras que en las condritas enstatíticas es enteramente siderófilo. En ausencia de hierro metálico, sin embargo, se vuelve calcófilo, y entra a formar parte de la troilita. En las representaciones gráficas de los estudios de otros autores consultados, siempre se le agrupa con los elementos siderófilos, y ese es el criterio que se seguirá en el presente trabajo. El  $Ga^{3+}$  sustituye al  $Al^{3+}$  y en menor medida al  $Fe^{3+}$ . Se le encuentra frecuentemente en la fase metálica, la cromita, y asociado al Al en la plagioclasa. La relación Ga/Al en las rocas metamorfozadas es similar a la que existe en las rocas no metamorfozadas.

En cuanto al **fósforo**, se trata de un elemento siderófilo moderadamente volátil, que en los meteoritos se encuentra en fosfatos como el clorapatito y la whitlockita, y en menor medida en fosfuros como la schreibersita y la perryita. Durante los procesos metamórficos, su movilidad es limitada.

El **cobre** se distribuye heterogéneamente en los meteoritos, debido a que se presenta principalmente como granos de cobre nativo de tamaño micrométrico alojados dentro de la taenita. Las variaciones en su concentración durante el metamorfismo progresivo carecen de tendencia.

El **cinc** no es fácil de clasificar cosmoquímicamente. Aunque puede tener un carácter calcófilo bajo condiciones reductoras, en las condritas ordinarias es predominantemente litófilo, encontrándose principalmente en la cromita, y en menor concentración en los silicatos y en la troilita. En la mayoría de los trabajos consultados, sin embargo, se le agrupa con los elementos calcófilos, y como tal se le trata en las representaciones gráficas. El cinc se correlaciona con el Ge, el Ga y la Ag. Por su carácter volátil, reside principalmente en la mesostasia. Su concentración no experimenta cambios sistemáticos con el metamorfismo.

En las condritas ordinarias, el **azufre** se presenta formando parte del sulfuro de hierro troilita. Durante los procesos metamórficos, los compuestos del S se pueden disolver, descomponer o redistribuir.

### **5.2.2 Diagramas de distribución de elementos en las condritas y en sus cóndrulos.**

Así como existen algunos trabajos que aportan análisis de roca total de mayores, menores y trazas de las condritas Olmedilla de Alarcón (Lingner *et al.*, 1987) y Olivenza (Jarosewich y Dodd, 1985; Jarosewich, 1990; Kallemeyn *et al.*, 1989), la información a este respecto es inexistente para las condritas Cañellas y Reliegos. Los resultados analíticos obtenidos en este trabajo mediante ICP-OES se presentan en la tabla 5.3, junto a otros datos previos y la composición media de los grupos H, L y LL (Wasson y Kallemeyn, 1988, y trabajos por ellos citados).

Los gráficos de distribución de los elementos en las condritas (Fig. 5.5 y fig. 5.6) están contruidos a partir de los datos de ICP-OES de la tabla 5.3 (excluyendo aquellos elementos con resultados por debajo del límite de detección).

En los análisis de esta Tesis, los elementos Zn, Ba, Sb y Mo presentan unos valores sistemáticamente más altos, y Cr y V más bajos, que los obtenidos en otras determinaciones para los mismos meteoritos, y que la media de los grupos de condritas ordinarias a los que pertenecen las muestras estudiadas (Fig. 5.5). Esta anomalía positiva es especialmente acusada en el caso de Cañellas para elementos como Ba, Ag y

Pb. Este efecto podría deberse a la limitada cantidad de muestra disponible para la realización de los análisis de roca total mediante ICP-OES (ver apartado 3.3), aunque tampoco puede descartarse la influencia de heterogeneidades en la distribución de los minerales de esta condrita.

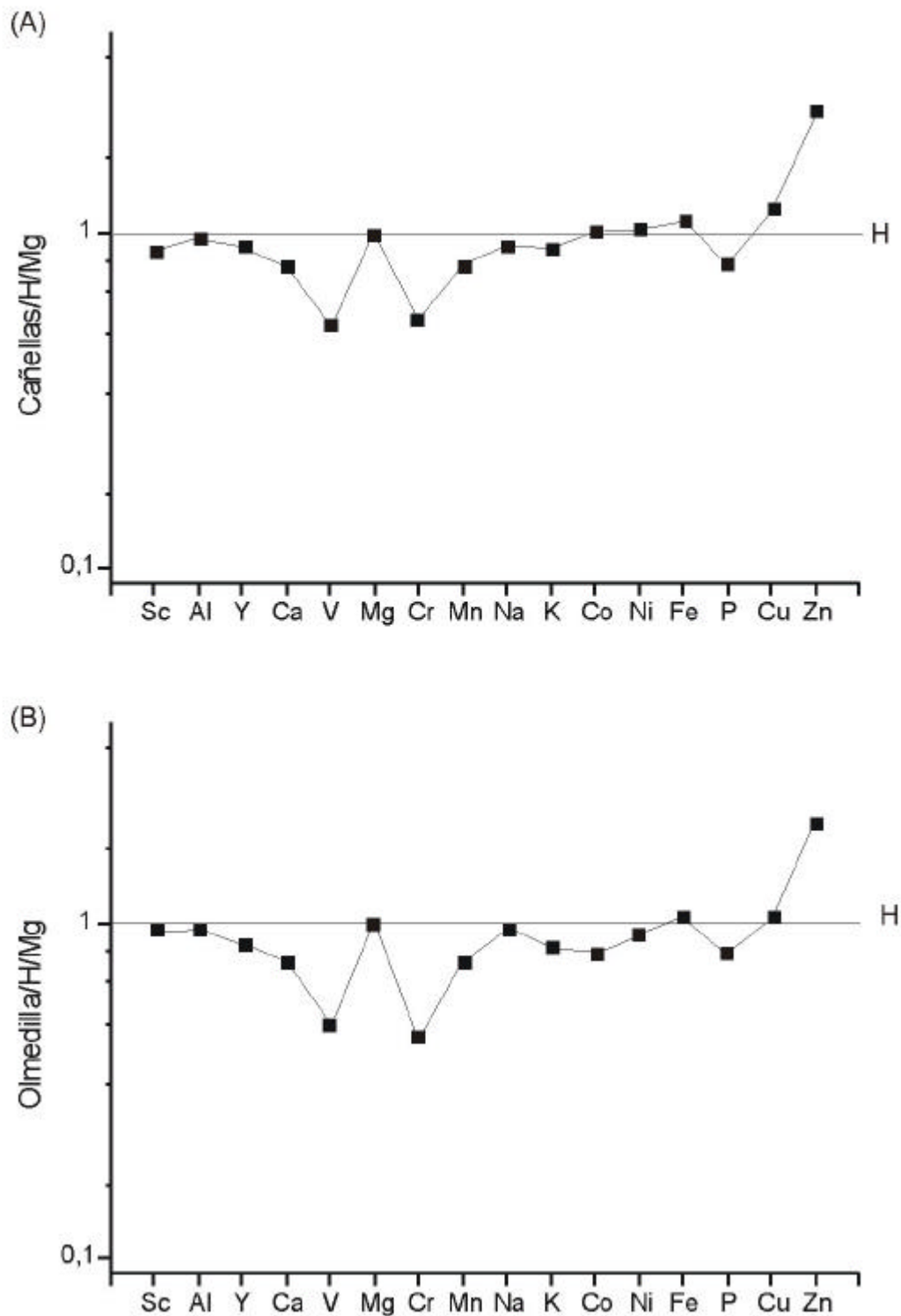
El enriquecimiento en Pb, al igual que el de Ag, podría deberse a una mayor proporción de troilita en la porción extraída de Cañellas, pues ambos son elementos calcófilos (Marshall y Fairbridge, 1999). Otra explicación a la alta proporción de plomo es la posible presencia de inclusiones de granos de plomo en esta condrita. Dichos granos ya fueron detectados en el interior de algunos cóndrulos de Chainpur por Kramer *et al.* (1995), si bien su presencia en Cañellas está por confirmar. En cuanto al Ba, se trata de un elemento litófilo refractario, contenido principalmente en los feldespatos, y en mucha menor proporción en fosfatos y piroxenos. Los feldespatos se encuentran principalmente en el interior de los cóndrulos, en la mesostasia desvitrificada. Los fosfatos, por su parte, son minerales accesorios en las condritas, y su distribución no es homogénea. El Cr y el V se alojan esencialmente en las cromitas, mineral accesorio en las condritas, y también heterogéneamente distribuido. De ahí que diferencias locales en la concentración de troilita, fosfatos, cromitas o cóndrulos en la porción de cada muestra extraída para su análisis tendría como resultado concentraciones anómalas de esos elementos.

La comparación de los análisis realizados con las abundancias cósmicas (Fig. 5.6) mantiene en general las relaciones entre litófilos, calcófilos y siderófilos determinadas por Kallemeyn *et al.* (1989), según la cual, las concentraciones de los elementos siguen el orden  $H > L > LL$ . Puede apreciarse una cierta influencia del tipo petrológico entre las condritas de tipo H, Cañellas y Olmedilla de Alarcón, ya que las abundancias en la primera, una H4, suelen ser mayores que en la segunda, una H5, si bien el citado autor había descartado que se produjera este tipo de influencias. El patrón de los elementos litófilos tiende a ser plano, salvo para los litófilos moderadamente móviles (Mn, Na, K) que describen una trayectoria ascendente (ya descrita por Kallemeyn *et al.*, 1989). Algunos elementos que aparecen notablemente empobrecidos respecto a CI: V (empobrecido entre 45-70%), Cr (empobrecido un 55% en Cañellas y Olmedilla de Alarcón, y aproximadamente un 82% en Reliegos y Olivenza) y el Y en Olivenza (empobrecido un 60%).

**Tabla 5.3:** Composición total de las condritas estudiadas en esta Tesis (ICP-OES), comparada con datos previos, y la media de los grupos de condritas ordinarias.

	Este trabajo (ICP-OES)				Trabajos previos			Media de los grupos		
	Cañellas H4	Olmedilla de Alarcón H5	Reliegos L5	Olivenza LL5	Olmedilla de Alarcón H5 <sup>1</sup>	Olivenza LL5 <sup>2</sup>	Olivenza LL5 <sup>3</sup>	H <sup>4</sup>	L <sup>4</sup>	LL <sup>4</sup>
Si (%)						19,27		16,9000	18,5000	18,9000
Al (%)	1,10	1,14	1,19	1,26		1,23	1,1800	1,1300	1,2200	1,1900
Fe (%)	30,20	30,30	22,33	18,95		14,14	17,6000	27,5000	21,5000	18,5000
Mn (%)	0,1885	0,1889	0,2094	0,2190		0,2787	0,2640	0,2320	0,2570	0,2620
Mg (%)	14,10	14,80	15,89	16,67		15,46	15,1000	14,0000	14,9000	15,3000
Ca (%)	0,99	1,01	1,18	1,19		1,35	1,3400	1,2500	1,3100	1,3000
Na (%)	0,60	0,65	0,72	0,77		0,95	0,6980	0,6400	0,7000	0,7000
K (%)	0,070	0,07	0,08	0,09	0,0723	0,08	0,0922	0,0780	0,0825	0,0790
Ti (%)	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01		0,07		0,0600	0,0630	0,0620
Cr (%)	0,2020	0,1749	0,0791	0,0820		0,3900	0,3800	0,3660	0,3880	0,3740
Ni (%)	1,6550	1,5732	1,1728	0,9049		1,3600	0,8900	1,6000	1,2000	1,0200
P	879	928	910	926		1090		1080	950	850
Co	820	697	493	366	895	500	419	810	590	490
As	<20	<20	<20	<20	3,18		1,08	2,05	1,55	1,35
Ag	27	<1	<1	<1	0,0612			0,045	0,065	0,072
Zn	109	99	81	71	43,1		41,0	47	50	46
Cd	<10	<10	<10	<10	0,006			0,017	0,011	0,037
Sc	7	8	8	8			8,49	7,9	8,6	8,4
V	39	39	33	31			77,0	74	77	75
Sb	31	25	18	<10	0,0813			0,044	0,07	0,068
La	6	6	<5	<5			0,305	0,295	0,31	0,315
Ba	61	7	7	7				4,2	3,7	4,8
Be	<1	<1	<1	<1				0,051	0,043	0,051
Ce	<5	<5	<5	<5				0,83	0,9	0,907
Cu	97	90	74	58				82	90	80
Mo	6	8	<4	<4				1,7	1,3	1,1
Nb	<10	<10	<10	<10				(0,36)	(0,39)	(0,37)
Pb	41	<10	<10	<10				0,24	0,37	-
Y	2	2	2	<1				2,2	2,1	2
W	<10	<10	<10	<10				0,16	0,11	0,08m
Ga					5,7		5,3	5	5,7	5
Se					8,85		6,2	7,7	9	9,9
Rb					2,2			2,9	3,1	3,1
Cs					0,102			0,12	0,28	0,18
Bi					<0,002			0,017	0,014	0,016
Te					0,348			0,26	0,48	0,49
In					0,0019			0,011	0,007	0,012
Tl					<0,0005			0,0037	0,002	0,0072
Sm							0,195	0,185	0,195	0,2
Eu							0,078	0,073	0,078	0,076
Yb							0,235	0,205	0,22	0,22
Lu							0,034	0,031	0,033	0,033
Os							0,379	0,82	0,515	0,4
Ir							0,351	0,76	0,49	0,36
Au							0,111	0,215	0,165	0,14

Datos en ppm, salvo indicado. En los análisis de este trabajo, para los elementos en los que no se indica el valor <, todas las muestras tienen contenidos superiores al límite de detección. Las incertidumbres son como media de  $\pm 15\%$  del valor de la medida. <sup>1</sup>Lingner *et al.* (1987). Activación Neutrónica. <sup>2</sup>Jarosewich y Dodd (1985) y Jarosewich (1990). Ataque por vía húmeda. Sin dato de error. <sup>3</sup>Kallemeyn *et al.* (1989). Activación Neutrónica. Desviaciones estándar en % en tabla 7 de dicho trabajo. <sup>4</sup>Wasson y Kallemeyn (1988), salvo m: Mason (1979). Valores en paréntesis estimados a partir del factor de enriquecimiento respecto a las condritas CI.



**Figura 5.5:** Diagramas de la distribución de elementos normalizados a la composición media del grupo correspondiente. A: Cañellas; B: Olmedilla de Alarcón; C: Reliegos; D: Olivenza. Datos obtenidos por ICP-OES. Los elementos aparecen en orden de movilidad creciente, agrupados por su afinidad geoquímica: litófilos (Sc-K), siderófilos (Co-P) y calcófilos (Cu-Zn).

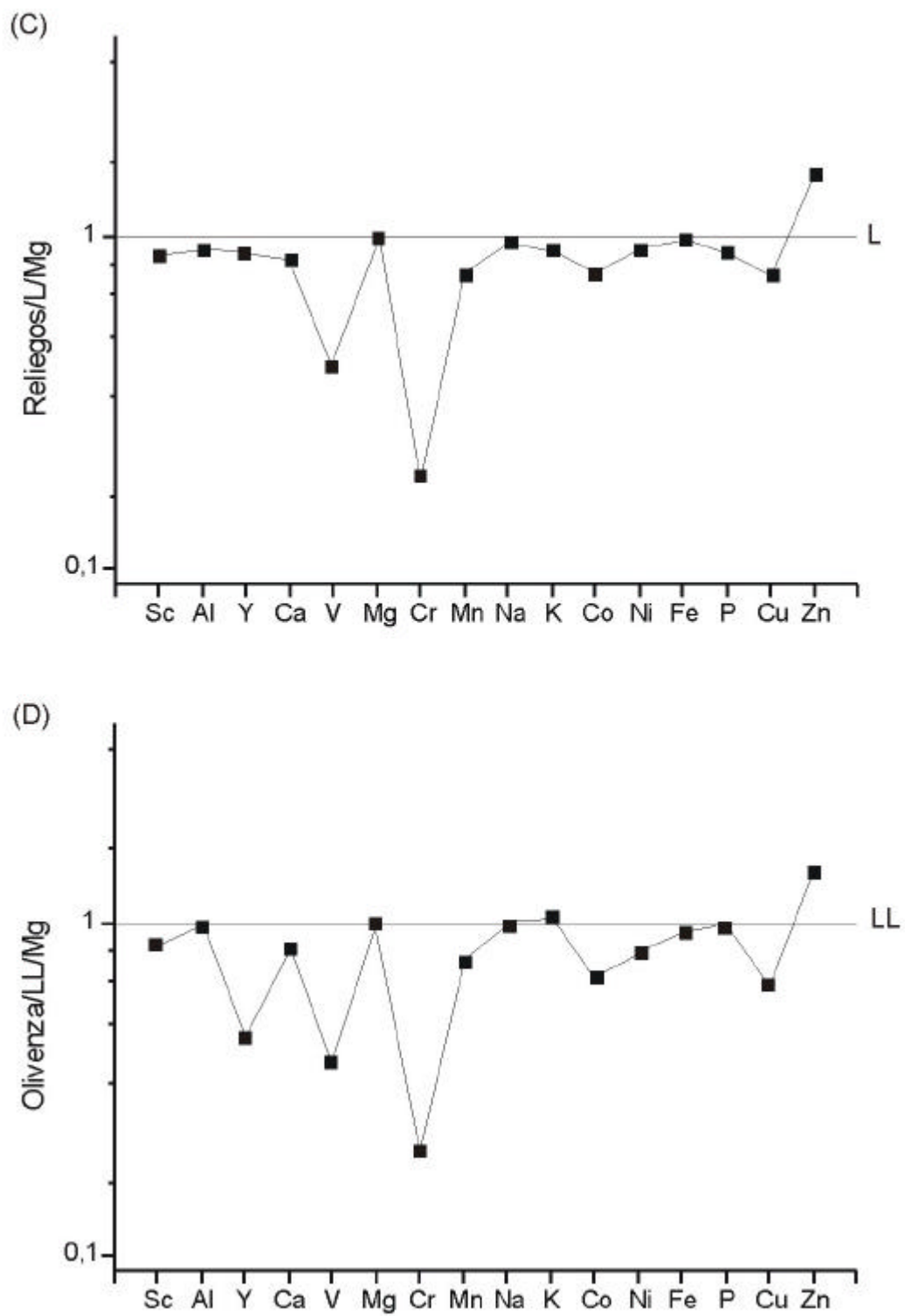
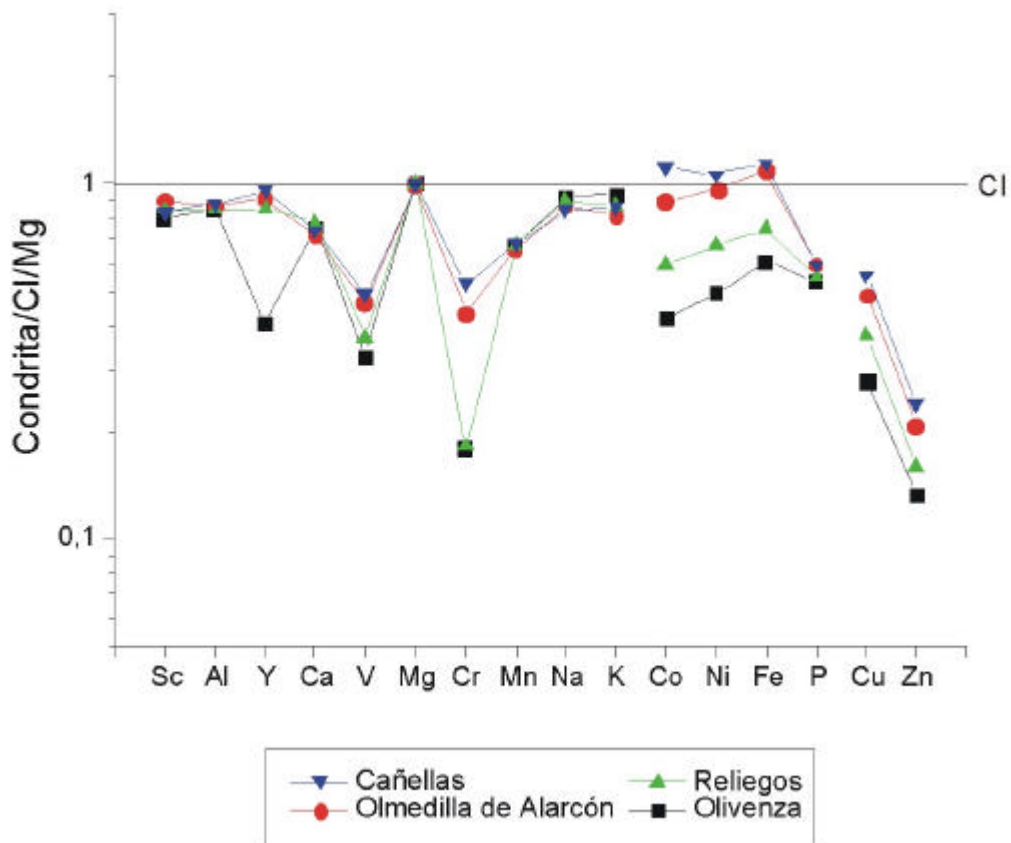


Figura 5.5: (Continuación).

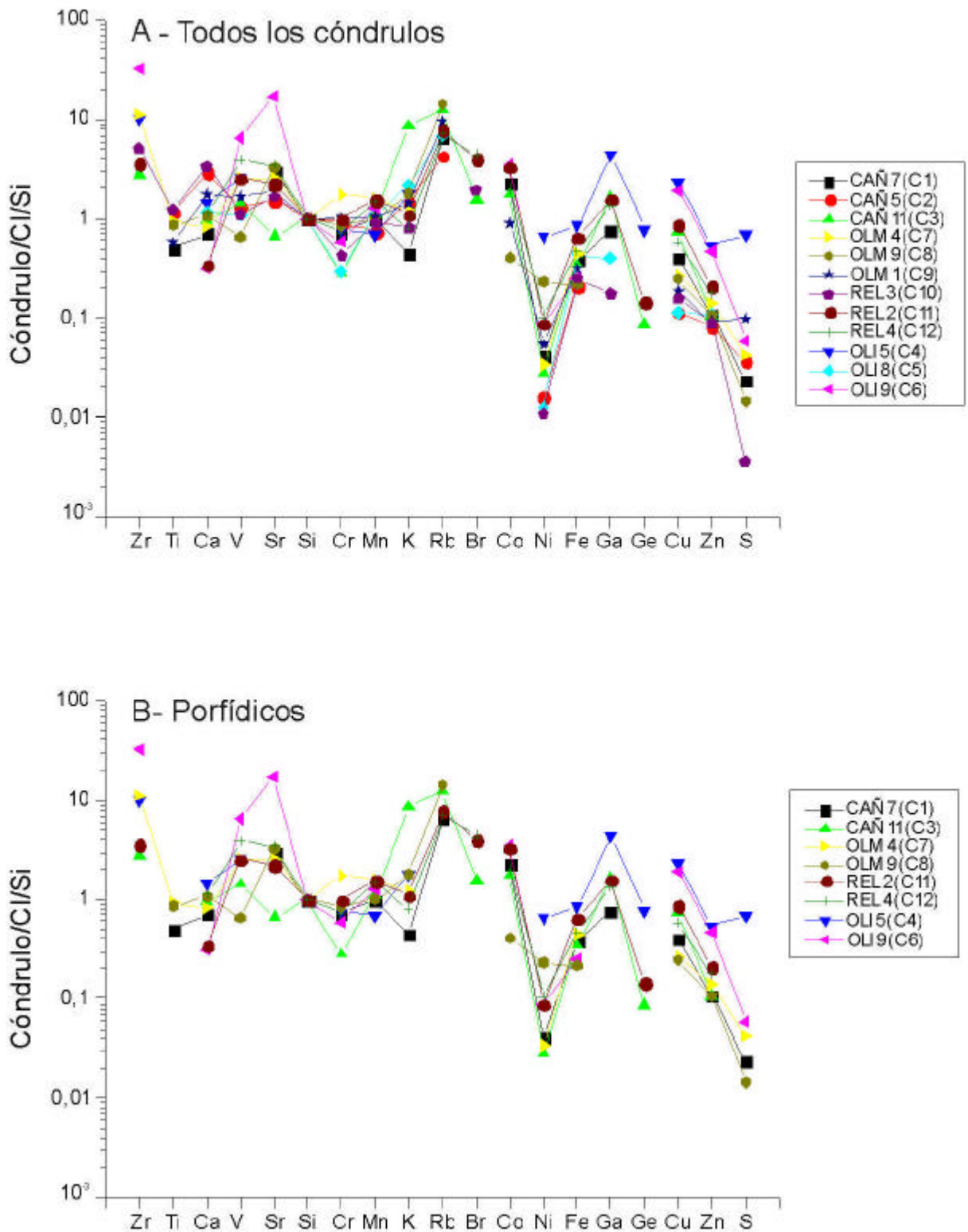


**Figura 5.6:** Diagrama de la distribución de elementos normalizados a la composición media de las condritas CI. Datos obtenidos por ICP-OES. Los elementos aparecen en orden de movilidad creciente, agrupados por su afinidad geoquímica: litófilos (Sc-K), siderófilos (Co-P) y calcófilos (Cu-Zn).

Los siderófilos muestran una tendencia ascendente con el aumento de la movilidad, que se trunca al llegar al P. En cuanto a los elementos calcófilos, su patrón es claramente descendente con movilidad creciente.

La distribución de los elementos analizados en los propios cóndrulos (Fig. 5.7A), proyectada a partir de los datos de la tabla 4.29 muestra un patrón similar para todos ellos. Sin embargo, la relación  $H > L > LL$  que era visible entre las abundancias elementales de las condritas totales (Fig. 5.6), no existe al considerar la composición de los cóndrulos procedentes de cada uno de esos tipos de condrita ordinaria (Fig. 5.7D).





**Figura 5.7:** Diagramas normalizados de la distribución de elementos en los cóndrulos, determinados por PIXE. Los elementos aparecen en orden de movilidad creciente, agrupados por su afinidad geoquímica: litófilos (Zr-Br), siderófilos (Co-Ge) y calcófilos (Cu-S).

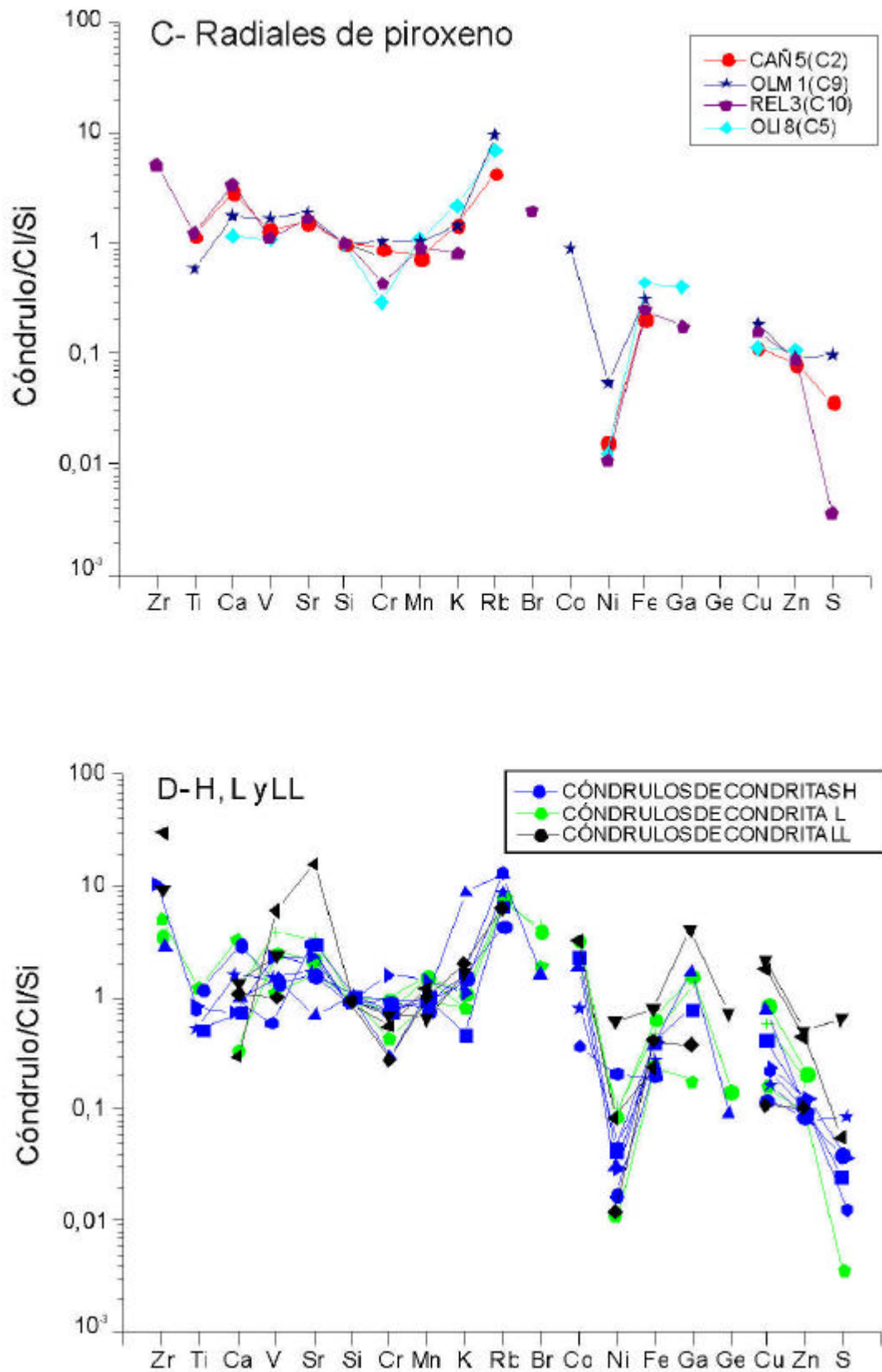


Figura 5.7: (Continuación).

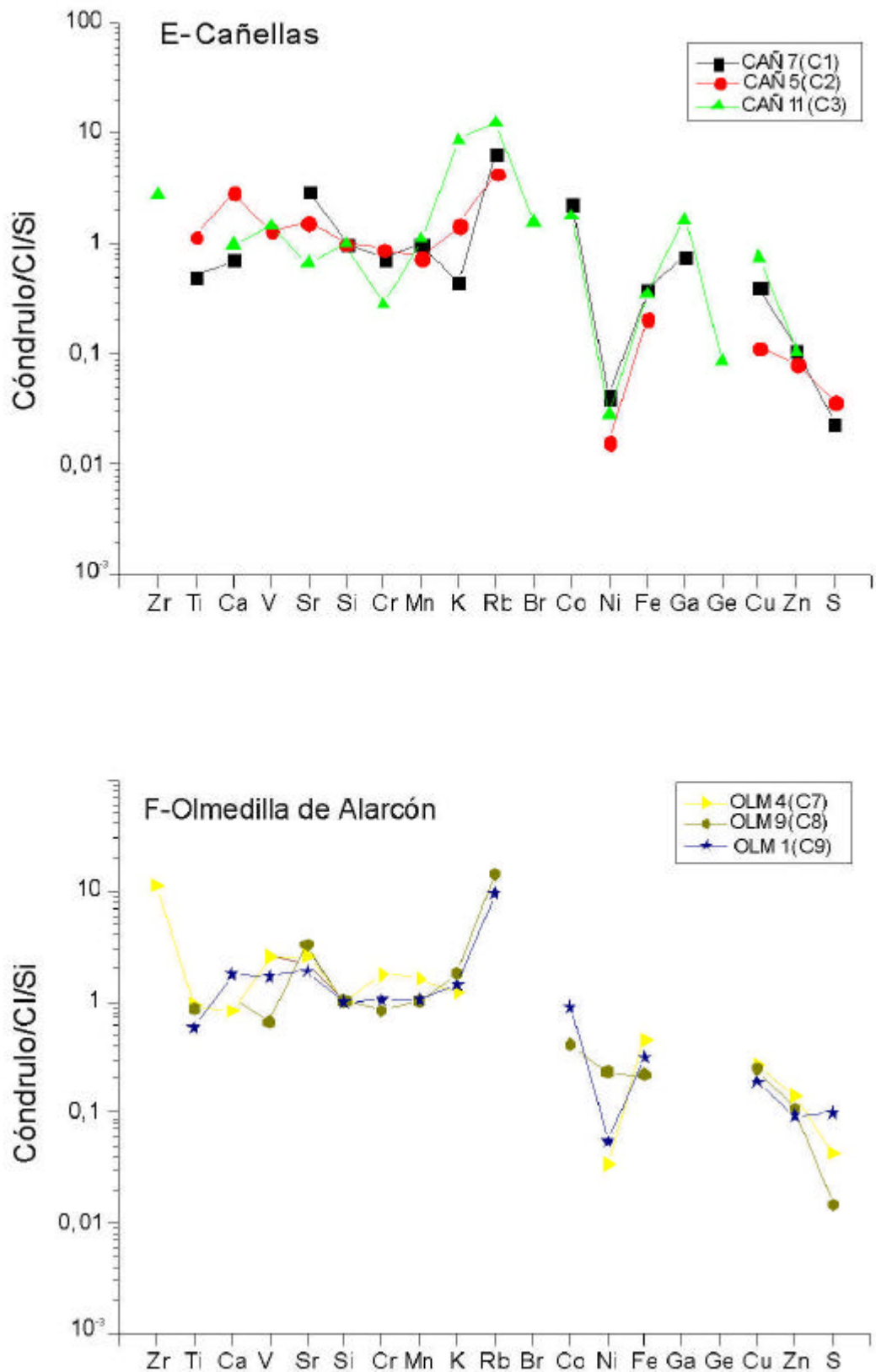


Figura 5.7: (Continuación).

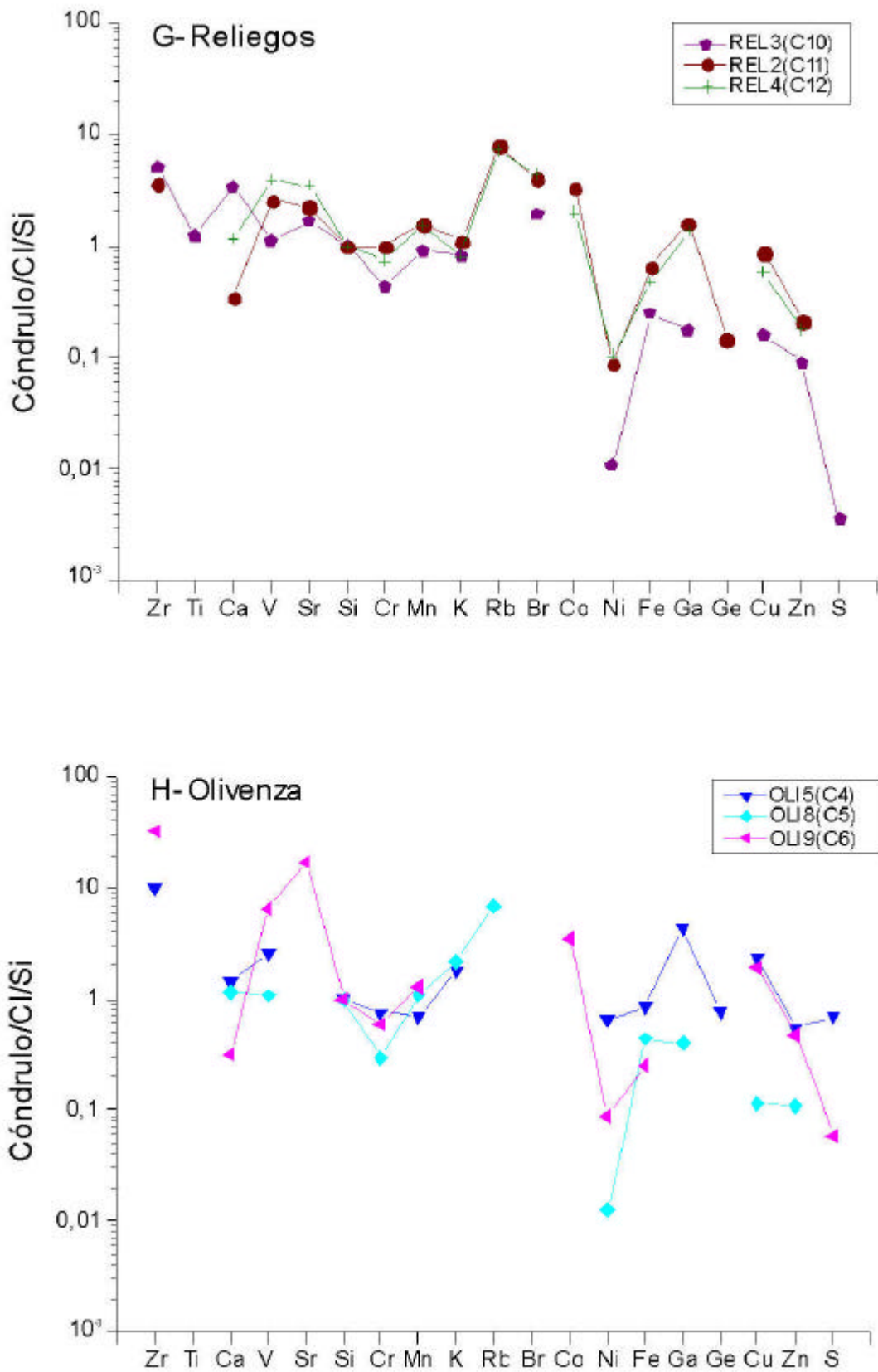


Figura 5.7: (Continuación).

En los elementos litófilos (del Zr al Br) se muestra un enriquecimiento en los más refractarios (Zr), más o menos marcado según el cóndrulo, y un patrón ligeramente descendente para los elementos de movilidad intermedia. Al llegar a los elementos litófilos más móviles el patrón se quiebra, pues su abundancia empieza a aumentar en el Mn o el K, aumenta acusadamente en el Rb, y sube de forma algo menos marcada en el caso del Br. El contenido en potasio respecto a CI varía entre empobrecimientos del 20 y el 60% en varios cóndrulos (CAÑ 7 (C1), REL 3 (C10) y REL 4 (C12)) a enriquecimientos del 10 al 80% en el resto salvo, excepcionalmente, un enriquecimiento de ocho veces más en CAÑ 11 (C3). Ese mismo cóndrulo alcanza también el mayor enriquecimiento en Rb, 12 veces mayor a CI. El rubidio en los demás cóndrulos muestra siempre importantes enriquecimientos, de dos a catorce veces CI. Los contenidos en Br tienen subidas algo más moderadas, de dos a cuatro veces mayores sobre CI. Esta distribución de los elementos litófilos se mantiene al considerar por separado cóndrulos porfídicos y cóndrulos radiales de piroxeno (Fig. 5.7B y C), por lo que es independiente de la composición total del cóndrulo.

También se ha efectuado este análisis en cada condrita por separado, pudiendo aplicarse a todas ellas lo anteriormente descrito, con puntualizaciones para cóndrulos concretos (Fig. 5.7E-G). En varios cóndrulos (ej.: OLM 4 (C7), OLM 9 (C8) y OLI 9 (C6)), el Ti, y a veces también el Ca, muestran un descenso respecto al elemento inmediatamente anterior, el Zr, y posteriores, el V y el Sr. Esta ruptura de la tendencia hacia el descenso de las abundancias con el aumento de la movilidad podría eliminarse si la secuencia de movilidad para estos elementos se reordenase como Zr, Sr, V, Ti, Ca, en lugar de mantener el orden de la secuencia de volatilidad, como se prefirió hacer en éste trabajo, dada la ausencia de trabajos sobre la movilidad relativa de estos elementos.

Los elementos siderófilos reflejan generalmente abundancias menores a las de los litófilos y a CI. Su patrón de distribución tiende a ser descendente con el aumento de la movilidad, salvo para el Ga, con abundancias muy dispersas. Sin embargo, el elemento que más acusa dicho descenso, con marcada diferencia, es el Ni. El hecho puede deberse a que este elemento se presenta en la aleación metálica de Fe-Ni, y los cóndrulos están empobrecidos en metales respecto a la condrita total. Otra explicación alternativa sería que el elemento se ha proyectado en un orden de movilidad mayor del que le corresponde. Al no existir datos de movilidad relativa del Ni, en el presente

trabajo se le ha atribuido una movilidad conforme a su volatilidad, como ya se explicó al comienzo de este apartado. De ser éste el caso, la secuencia de movilidad corregida quedaría como: Co, Fe, Ga, Ge, Ni.

Respecto a los elementos calcófilos, sus abundancias son inferiores a CI, generalmente entre un 30 y un 90%, a la vez que también son menores a las de los elementos litófilos y siderófilos. Además, decrecen en el sentido en que aumenta la movilidad. Los elementos considerados, en cualquier caso, son todos ellos móviles (y volátiles).

Existen otros trabajos sobre la distribución de elementos en cóndrulos, pero realizados exclusivamente sobre condritas de tipos petrológicos bajos. Así, Huang *et al.* (1996) estudiaron el patrón de distribución de elementos traza en los cóndrulos en el momento de su formación. Encontraron que los elementos refractarios litófilos, desde el Ca al V muestran un patrón plano, pero los elementos litófilos moderadamente volátiles decrecen con el aumento de la volatilidad, desde el Mg al K. Este empobrecimiento se marca ostensiblemente en elementos como Cr, Mn, Na y K. Los elementos siderófilos y calcófilos aparecían muy empobrecidos respecto a CI, a la vez que también disminuía ligeramente su abundancia con el aumento de la volatilidad. Estas tendencias eran mucho más marcadas en los cóndrulos A1 y A3 que en los B2, cuya distribución es más plana.

Sears *et al.* (1995b) analizaron si los cóndrulos de condritas de bajo tipo petrológico (3,0-3,4) mostraban los efectos de procesos secundarios como el metamorfismo térmico o la alteración acuosa. Encontraron que el patrón de distribución de los elementos traza era similar entre los distintos cóndrulos, independientemente del tipo de cóndrulo o la procedencia del mismo. Las abundancias de elementos litófilos eran mayores que las de los siderófilos, y éstas a su vez mayores que las de los calcófilos. A su vez, las abundancias de los elementos litófilos decrecen según aumenta la movilidad de los elementos, mientras que las de los elementos calcófilos aumentan con la movilidad. Las abundancias de los elementos siderófilos son o independientes de la movilidad o, en algunos casos, aumentan con ella. Estos autores encontraron sorprendente que ninguno de los cóndrulos analizados estuviera significativamente

empobrecido en elementos calcófilos y litófilos muy móviles, que mostraban abundancias muy próximas a CI en todos los grupos.

En su interpretación, consideraron que, en parte, las abundancias están gobernadas por factores mineralógicos. En los cóndrulos, los metales y los sulfuros son mucho menos abundantes que los silicatos. El empobrecimiento en elementos litófilos indica pérdida evaporativa, probablemente durante la formación del cóndrulo. A su vez, el aumento en los elementos calcófilos, a veces observado entre los elementos siderófilos, aparentemente indica que los elementos más móviles se recondensaron en los cóndrulos o en los bordes de los mismos. Por tanto, según concluyeron Sears *et al.* (1995b), el patrón de distribución elemental descrito responde a los procesos de formación de los cóndrulos, y no está afectado por distribución durante alteración acuosa o térmica.

En otro estudio más reciente, sobre la evolución composicional de los cóndrulos A5 en condritas ordinarias LL de tipos petrológicos 3 y 4, Huang y Sears (1997) encontraron que, independientemente del tipo petrológico de las condritas de las que proceden, los elementos litófilos se distribuyen según un patrón plano, con concentraciones del orden de CI, mientras que los elementos siderófilos y calcófilos se empobrecen progresivamente con la volatilidad entre un 50 y un 90%.

La diferencia en el patrón de distribución de los elementos traza calcófilos existente entre los trabajos de Sears *et al.* (1995b), y los de Huang *et al.* (1996) y Huang y Sears (1997) (enriquecimiento con el aumento de la volatilidad según los primeros, y disminución según los dos segundos) podría deberse a la forma de preparación de los cóndrulos para el análisis, pues Huang *et al.* (1996) y Huang y Sears (1997) mencionan que retiraron la zona más exterior de los cóndrulos para asegurarse de desprender todo posible resto de matriz, mientras que en Sears *et al.* (1995b) no se indica la forma de extracción de los cóndrulos. Es en este sector externo donde, según este último trabajo, se recondensarían los elementos volátiles calcófilos inicialmente perdidos por evaporación.

Los resultados obtenidos en la presente Tesis apoyan los resultados de Huang *et al.* (1996) y Huang y Sears (1997) en lo referente al descenso en la abundancia de

calcófilos con el aumento de la movilidad. La principal diferencia estriba en que los cóndrulos analizados en este trabajo muestran abundancias menores a las de Huang *et al.* (1996), e inferiores a CI, consecuencia seguramente de la removilización experimentada debido al efecto térmico del metamorfismo. En los elementos trazas litófilos más móviles (K, Rb y Br, en algunos cóndrulos también Mn), sin embargo, el metamorfismo térmico parece haber tenido un efecto contrario, al aumentar sus abundancias.

### **5.2.3 Efecto del metamorfismo térmico en los cóndrulos.**

El metamorfismo térmico causa tres cambios principales en los cóndrulos, tal y como describieron, por ejemplo, Van Schmus y Wood (1967), Dodd (1969), Dodd *et al.* (1967), Lux *et al.* (1980), Huss *et al.* (1981), Jones y Scott (1989b), Jones (1990), McCoy *et al.* (1991), Sears *et al.* (1992), DeHart *et al.* (1992), Huang y Sears (1997) y Jones (1998): 1) el metamorfismo produce la cristalización de feldespato secundario a partir del vidrio de los cóndrulos, dando una textura microcristalina; 2) las composiciones de los minerales se homogeneizan; y 3) los cóndrulos no actúan como sistemas cerrados, sino que sufren cambios composicionales, a consecuencia de los intercambios difusivos entre cóndrulos, y entre los cóndrulos y la matriz.

Como resultado, se alcanza una uniformidad casi completa en la composición mineral y en la composición total entre cóndrulos. Según aumenta el tipo petrológico, el olivino muestra una disminución en CaO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, a la vez que aumenta su FeO y MnO, mientras que el TiO<sub>2</sub> permanece constante. En los piroxenos, donde la difusión es más lenta, aumenta el CaO y el FeO. La respuesta del cromo y el titanio al metamorfismo parece diferir. El titanio empieza a difundir hacia el exterior de los cóndrulos en el paso del tipo petrológico del 3 al 5, mientras que el cromo lo hace en la transición del tipo 3 al 4. La mesostasia de los cóndrulos, que originalmente tiene una composición que va de cuarzo a anortita normativa, se vuelve oligoclasa normativa con el metamorfismo. El diópsido normativo decrece, a la vez que aumenta la hiperstena normativa. Su contenido en FeO y TiO<sub>2</sub> decrece según aumenta el tipo petrológico, lo que es consistente con su aumento en los olivinos y piroxenos. En las condritas ordinarias, se aprecia un aumento del contenido en Fa, Fs y Wo.



#### 5.2.4 Correlaciones entre elementos en los cóndrulos.

Para determinar si existen agrupamientos entre los elementos, se calcularon los coeficientes de correlación ( $r$ ) a partir de las composiciones de los cóndrulos (Tabla 4.29). En la tabla 5.4, aparecen subrayadas aquellas correlaciones que son significativas a un nivel de probabilidad de 0,95. Algunas de las correlaciones son significativas al nivel del 99%, y aparecen resaltadas en negrita. En la citada tabla se aprecian diversos agrupamientos. El grupo Si-Ni-S refleja el hecho de que el contenido en metal y sulfuro en un cóndrulo se realiza en detrimento de la proporción de la fracción silicatada. Los pares Fe-S y Ni-S con  $r$  positiva son también reflejo de la presencia de troilita. El grupo Ca-Ti-Co es más difícil de interpretar. Mientras que la relación Ca-Ti puede ser consecuencia de la existencia de mesostasia, el Co es un elemento siderófilo que no se aloja en dicho material. Entre los elementos traza se percibe una relación entre los elementos Zr-V-Sr-(Ga)-(Br)-Cu-Zn (refractarios-volátiles) (los elementos entre paréntesis indican que su nivel de confianza es algo menor del 95%).

Para determinar si existe influencia del tipo de cóndrulo, se han calculado las mismas correlaciones sólo para los cóndrulos porfídicos (Tabla 5.5 porfídicos). Se mantienen, sin embargo, las relaciones antes observadas para la totalidad de los cóndrulos, e incluso algunas que no alcanzan el nivel de confianza estipulado podrían explicarse por el efecto negativo del menor número de pares de datos empleados en el cálculo de  $r$ . Se aprecian los grupos Si-Ni-S, Ca-Co, (Zr)-V-Sr-(Br)-Cu-Zn, y como única diferencia respecto a la tabla anterior, los pares Si-Mn y Mn-Ni.

La comparación de estos resultados con el trabajo de Bridges *et al.* (1998), en el que también se realizaban correlaciones, aunque sólo para elementos mayores, da resultados similares a los que se acaban de describir. Dichos autores estudiaron la composición de cóndrulos procedentes de condritas de bajo tipo petrológico: Chainpur (LL3,4) y Parnallee (LL3,6). Encontraron correlaciones significativas entre los siguientes grupos de elementos: Mg-Al-Ti-Ca, y Si-Mn-Fe-Cr-K y Na-Mn, que relacionan de forma aproximada, refractarios con refractarios y volátiles con otros volátiles. Su resultado coincide con los de este trabajo, si bien hay elementos que no pueden compararse por no ser posible determinarlos mediante PIXE: Mg, Al y Na. Dichos elementos, sin embargo, sí pueden ser analizados, aunque de forma

semicuantitativa, mediante SEM. Las correlaciones calculadas para los análisis de elementos mayores en cóndrulo total obtenidos mediante SEM aparecen en la tabla 5.6. Se aprecian los agrupamientos de elementos Si-Fe-Ca, Al-Mn-Na, Cr-Mg-(Mn), en los que se mezclan refractarios y volátiles. Esta variación de tendencia en el agrupamiento puede ser consecuencia de la movilización de elementos a consecuencia del metamorfismo térmico en los cóndrulos considerados en esta Tesis.

Según Bridges *et al.* (1998), en general, los cóndrulos más grandes presentaban una mayor relación refractarios/volátiles (considerando diámetros aparentes y sólo elementos mayores de cóndrulos de condritas desequilibradas). Dichos autores sugirieron que los cóndrulos grandes se formaron en una región distinta a los pequeños, y que habría diferencias en la distribución de elementos en esas distintas regiones.

Al realizar el cálculo de tal radio sobre los cóndrulos de condritas equilibradas de esta Tesis (datos de tabla 4.29), se obtienen los valores expuestos en la tabla 5.7. No se encuentra la relación determinada por los mencionados autores en este grupo de cóndrulos. No sólo no se aprecia un mayor radio refractarios/volátiles entre los cóndrulos de mayor tamaño, sino que el valor de esa relación parece encontrarse siempre en un estrecho margen (0,4-0,7, con 0,6 como el valor más frecuente), entre cóndrulos de diámetros aparentes muy dispares (440-1700  $\mu\text{m}$ ). La mayor relación refractarios/volátiles que muestra el cóndrulo OLI 5 (C4) se debe a una particularidad de su composición: su alto contenido en troilita conlleva una menor proporción de silicatos, y en consecuencia de elementos agrupados con los volátiles en el denominador (ej.: Si). Respecto al cóndrulo REL 2 (C11), su alto radio está influido por un contenido en Fe muy superior al de cualquier otro cóndrulo. En cualquier caso, existen otros cóndrulos con un diámetro aparente similar al suyo, en los que la relación es menor, dentro del rango reseñado.

Aún teniendo en cuenta que el diámetro aparente puede ser muy distinto del real, se puede decir que la relación refractarios/volátiles de los cóndrulos de condritas equilibradas es bastante regular, por lo que si en origen mantenían la relación diámetro aparente – radio refractarios/volátiles, han debido perderla por la homogeneización composicional que afecta a las condritas equilibradas.

**Tabla 5.4:** Coeficientes de correlación (r) para las composiciones de los cóndrulos, calculadas para elementos, con las concentraciones expresadas en ppm, a partir de los datos de PIXE de la tabla 4.29.

	Si	Fe	Mn	Ca	K	Ti	Ni	Cr	S	Zn	Zr	Ga	Ge	Rb	Sr	V	Co	Cu
Fe	-0,21 (12)																	
Mn	0,5 (12)	0,37 (12)																
Ca	0,35 (12)	-0,5 (12)	-0,38 (12)															
K	0,39 (11)	0 (11)	0,15 (11)	-0,05 (11)														
Ti	0,64 (6)	-0,42 (6)	-0,19 (6)	<u>0,83</u> (6)	0,47 (5)													
Ni	<u>-0,77</u> (12)	0,14 (12)	-0,53 (12)	-0,34 (12)	-0,18 (11)	-0,24 (6)												
Cr	0,17 (12)	0,06 (12)	0,41 (12)	0,01 (12)	-0,36 (11)	0,05 (6)	-0,18 (12)											
S	<u>-0,76</u> (8)	<u>0,71</u> (8)	-0,65 (8)	-0,24 (8)	-0,04 (7)	-0,24 (6)	<u>0,8</u> (8)	-0,32 (8)										
Zn	-0,32 (12)	0,13 (12)	0,05 (12)	-0,51 (12)	-0,13 (11)	-0,12 (6)	0,43 (8)	-0,16 (8)	0,43 (8)									
Zr	0,15 (6)	-0,47 (6)	0,2 (6)	-0,39 (6)	-0,45 (5)	-1 (2)	-0,05 (12)	0,05 (12)	-0,28 (4)	<u>0,81</u> (6)								
Ga	-0,55 (5)	0,3 (5)	-0,45 (5)	0,15 (5)	0,27 (5)		0,76 (5)	-0,49 (6)	1 (2)	0,79 (5)	0,89 (3)							
Ge	-1 (2)	-1 (2)	-1 (2)	1 (2)	-1 (2)		1 (2)	-1 (2)		1 (2)	1 (2)	1 (2)						
Rb	-0,13 (8)	-0,27 (8)	-0,03 (8)	-0,31 (8)	0,65 (7)	-0,3 (4)	0,51 (8)	-0,34 (8)	-0,18 (4)	-0,16 (8)	-1 (2)	0,79 (4)						
Sr	0,00 (8)	-0,21 (8)	0,3 (8)	-0,45 (8)	-0,15 (7)	-0,49 (5)	0,15 (8)	-0,32 (8)	0,24 (6)	<b>0,94</b> (8)	1 (3)	-0,41 (3)		0,29 (6)				
V	0,08 (11)	0,03 (11)	0,46 (11)	-0,44 (11)	-0,16 (10)	-0,04 (5)	-0,07 (11)	0,07 (11)	-0,07 (7)	<u>0,81</u> (11)	<u>0,95</u> (6)	-0,87 (4)	-1 (2)	-0,48 (7)	<b>0,88</b> (7)			
Co	0,28 (7)	0,53 (7)	0,68 (7)	<u>-0,82</u> (7)	0,01 (6)	-0,86 (3)	-0,41 (7)	-0,13 (7)	0,07 (7)	0,74 (7)	0,58 (3)	0,17 (4)		-0,51 (6)	0,55 (6)	0,75 (6)		
Cu	-0,3 (12)	0,18 (12)	0,03 (12)	-0,55 (12)	0,23 (11)	<u>-0,85</u> (7)	0,44 (12)	-0,27 (12)	0,49 (8)	<b>0,95</b> (12)	0,69 (6)	<u>0,97</u> (5)	1 (2)	0,28 (8)	<b>0,92</b> (8)	<b>0,74</b> (11)	<u>0,8</u> (7)	
Br	-0,23 (4)	0,77 (4)	0,82 (4)	-0,66 (4)	-0,57 (4)		<u>0,97</u> (4)	0,9 (4)		0,89 (4)	-0,13 (3)	-0,85 (3)		-0,99 (3)	0,84 (3)	0,91 (4)	0,42 (3)	0,37 (4)

Valores en negrita: confianza mayor del 99%; valores subrayados: confianza entre 95 y 99%. Entre paréntesis se indica el número de puntos (pares de datos) empleados para calcular cada regresión. Las obtenidas a partir de dos puntos carecen de significado

**Tabla 5.5:** Coeficientes de correlación (r) para las composiciones de los cóndrulos porfídicos exclusivamente, calculadas para elementos, con las concentraciones expresadas en ppm, a partir de los datos de PIXE de la tabla 4.29.

	Si	Fe	Mn	Ca	K	Ti	Ni	Cr	S	Zn	Zr	Ga	Ge	Rb	Sr	V	Co	Cu
Fe	-0,16 (8)																	
Mn	<b>0,75</b> (8)	0,24 (8)																
Ca	-0,06 (8)	-0,24 (8)	-0,25 (8)															
K	0,5 (7)	-0,14 (7)	0,1 (7)	0,46 (7)														
Ti	-0,66 (3)	-0,17 (2)	0,6 (3)	0,62 (3)	0,85 (3)													
Ni	<b>-0,84</b> (8)	-0,01 (8)	<u>-0,79</u> (8)	0,16 (8)	-0,28 (7)	0,39 (3)												
Cr	0,07 (8)	0,18 (8)	0,52 (8)	-0,25 (8)	-0,47 (7)	0,64 (3)	-0,34 (8)											
S	<b>-0,97</b> (5)	0,68 (5)	-0,78 (5)	0,14 (5)	-0,07 (4)	0,25 (3)	0,82 (5)	-0,48 (5)										
Zn	-0,25 (8)	-0,05 (8)	-0,1 (8)	-0,62 (8)	-0,25 (7)	0,55 (3)	0,28 (8)	-0,26 (8)	0,38 (5)									
Zr	0,14 (5)	-0,74 (5)	0,13 (5)	-0,58 (5)	-0,53 (4)		-0,14 (5)	-0,02 (5)	-0,59 (3)	0,81 (5)								
Ga	-0,55 (5)	0,3 (5)	-0,45 (5)	0,15 (5)	0,27 (5)		0,76 (5)	-0,49 (5)	1 (2)	0,79 (5)	0,89 (3)							
Ge	-1 (2)	-1 (2)	-1 (2)	1 (2)	-1 (2)		1 (2)	-1 (2)		1 (2)	1 (2)	1 (2)						
Rb	0,53 (5)	-0,51 (5)	-0,28 (5)	0,51 (5)	0,7 (5)	1 (2)	0,37 (5)	-0,47 (5)	-1 (2)	-0,43 (5)	-1 (2)	0,79 (3)						
Sr	0,53 (5)	-0,45 (5)	0,09 (5)	-0,53 (5)	0,04 (4)	1 (2)	-0,13 (5)	-0,62 (5)	0,98 (3)	<u>0,94</u> (5)	1 (2)	-0,41 (3)		0,22 (4)				
V	0,25 (7)	-0,14 (7)	0,4 (7)	-0,61 (7)	-0,28 (6)	1 (2)	-0,37 (7)	-0,04 (7)	-0,23 (4)	<u>0,77</u> (7)	0,96 (5)	-0,87 (4)	-1 (2)	-0,92 (4)	0,86 (4)			
Co	0,28 (6)	0,5 (6)	0,63 (6)	<u>-0,82</u> (6)	-0,06 (11)	-1 (2)	-0,6 (6)	0,11 (6)	0,9 (3)	0,71 (6)	0,58 (3)	0,17 (4)		-0,58 (5)	0,5 (5)	0,73 (5)		
Cu	-0,16 (8)	0 (8)	-0,15 (8)	-0,54 (8)	0,2 (7)	-0,99 (3)	0,25 (8)	-0,48 (8)	0,44 (5)	<b>0,95</b> (8)	0,69 (5)	0,97 (5)	1 (2)	-0,02 (5)	<u>0,92</u> (5)	0,68 (7)	0,76 (6)	
Br	-0,93 (3)	0,64 (3)	0,87 (3)	-0,5 (3)	-1 (3)		1 (3)	0,88 (3)		0,86 (3)	1 (2)	-0,85 (3)		-0,99 (3)	1 (2)	<u>0,87</u> (3)	0,42 (3)	-0,39 (3)

Valores en negrita: confianza mayor del 99%; valores subrayados: confianza entre 95 y 99%. Entre paréntesis se indica el número de puntos (pares de datos) empleados para calcular cada regresión. Las obtenidas a partir de dos puntos carecen de significado.

**Tabla 5.6:** Coeficientes de correlación (r) para las composiciones de los cóndrulos, calculadas para elementos, con las concentraciones expresadas en ppm, a partir de los datos de SEM de la tabla 4.28.

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Mn	Na	K
Al	-0,44 (12)							
Fe	<u>-0,69</u> (12)	0,19 (12)						
Mg	-0,53 (12)	-0,3 (12)	0,17 (12)					
Ca	<u>0,61</u> (12)	0 (12)	<b>-0,72</b> (12)	-0,55 (12)				
Mn	-0,61 (8)	<u>0,87</u> (8)	-0,09 (9)	0,63 (9)	0,11 (9)			
Na	-0,48 (10)	<b>0,91</b> (10)	0,51 (10)	-0,57 (10)	-0,07 (10)	0,71 (7)		
K	-1 (3)	1 (3)	1 (3)	1 (3)	1 (3)	1 (2)	-1 (3)	
Cr	-0,64 (9)	0,18 (9)	0,14 (9)	<u>0,69</u> (9)	-0,48 (9)	-0,77 (6)	-0,11 (7)	-1 (2)

Valores en negrita: confianza mayor del 99%; valores subrayados: confianza entre 95 y 99%. Entre paréntesis se indica el número de puntos (pares de datos) empleados para ajustar cada línea de regresión. Las correlaciones obtenidas a partir de dos puntos carecen de significado.

**Tabla 5.7:** Relación entre elementos refractarios y volátiles, en función de su diámetro aparente.

Condrita	Cóndrulo	Diámetro aparente (µm)	refractarios/volátiles
Cañellas H4	CAÑ 7 (C1)	1.000	0,693
	CAÑ 5 (C2)	450	0,602
	CAÑ 11 (C3)	1.000	0,642
Olmedilla de Alarcón H5	OLM 4 (C7)	530	0,799
	OLM 9 (C8)	760	0,471
	OLM 1 (C9)	440	0,663
Reliegos L5	REL 3 (C10)	920	0,707
	REL 2 (C11)	850	1,102
	REL 4 (C12)	770	0,879
Olivenza LL5	OLI 5 (C4)	1.900	1,586
	OLI 8 (C5)	300	0,828
	OLI 9 (C6)	1.700	0,457

Para calcular la relación elementos refractarios/elementos volátiles, se han incluido entre los primeros: Zr, Ti, Ca, V, Sr, Fe, Ni; y entre los segundos: Si, Cr, Mn, K, Rb, Br, Ga, Ge, Zn. No se han considerado S, Co y Cu, por tratarse de elementos que se acumulan en fases cuya distribución es muy heterogénea dentro de las condritas y los cóndrulos.

### 5.2.5 Perfiles composicionales en los cóndrulos.

Para determinar las fases de los cóndrulos en las que residen los elementos mayores, menores, y en especial los traza (obtenidos mediante PIXE), y detectar posibles modificaciones atribuibles al efecto de los procesos secundarios, se dibujaron gráficos con las distribuciones espaciales de dichos elementos medidos a lo largo de perfiles diametrales en los cóndrulos, que se describen a continuación.

#### 5.2.5.1 Cañellas H4.

##### CAÑ 7 (C1)

La posición de los bordes del cóndrulo, flanqueado por granos de aleación de Fe-Ni y troilita (Fig. 4.9A), se hace patente en los máximos en los extremos de los perfiles de Ni, Fe y S (Fig. 5.8). El resultado de la cuantificación de dichos máximos, en el caso del Fe, adolece del efecto de “retorno del haz”, ya mencionado en el apartado 3.6. Las distribuciones del Ca y el K son las que mejor delatan la posición de la mesostasia y los cristales de olivino, pues dichos elementos no entran en la composición de éstos últimos.

Los máximos de Cr, que sólo pueden deberse a la presencia microgranos de cromita en la mesostasia, coinciden lógicamente con los de Mn, Zn y V. Otro tanto ocurre con el Ti que también es un elemento habitual de las cromitas, pero el pico máximo corresponde a un cristal de ortopiroxeno.

El Zr es un elemento que se aloja preferentemente en clinopiroxenos y fosfatos. Aun cuando los primeros pueden aparecer en la mesostasia desvitrificada, la ausencia de buenos análisis de la mesostasia de éste cóndrulo impiden afirmar que tal sea su procedencia. De forma adicional, los máximos de Zr observados no coinciden con los de Ca y K.

El Rb, al igual que el Sr, se acumula principalmente en la plagioclasa, otro producto de la recristalización de la mesostasia. Sin embargo, la distribución del Rb a lo largo de su perfil resulta sospechosa, pues no sólo no coincide con la posición de las zonas de mesostasia, sino que se reparte de forma muy similar al Fe. Se considera muy probable que exista interferencia entre el pico de este elemento en el espectro, y un “pile-up” del Fe (ver apartado 3.6).

En las condritas ordinarias el Ga se comporta tanto como siderófilo como elemento litófilo, concentrándose en la aleación Fe-Ni, cromita y plagioclasa (en sustitución del Al; Allen y Mason, 1973), mientras que el Ge es enteramente siderófilo.

### CAÑ 5 (C2)

La homogeneidad textural y mineralógica de este cóndrulo (Fig. 4.9B) se hace patente en la distribución en su interior de Si, Fe y Cr (Fig. 5.9). No obstante, el Ca se muestra enriquecido hacia el borde del cóndrulo, y de forma más suave también se aprecia esta tendencia en el Ti y el K, mientras que el Mn parece disminuir ligeramente en el borde. Los análisis de elementos mayores por microsonda electrónica efectuados sobre este cóndrulo son de carácter puntual, y no permiten apreciar este efecto.

La presencia de troilita y aleación Fe-Ni inmediatamente junto al borde externo del cóndrulo se refleja en los picos de S, Fe y Ni en los extremos de los correspondientes perfiles, así como los picos de Cr, V y Zn en el extremo final son resultado de la existencia de cromita. Zr, Rb y Sr muestran aumentos relativos hacia el borde del cóndrulo.

### CAÑ 11 (C3)

El cóndrulo está formado por un entramado de haces de cristales de piroxeno, con algunos cristales redondeados de olivino próximos al borde (Fig. 4.9C). La mesostasia ocupa los espacios entre los haces de piroxeno, siendo más abundante en la zona central, tan como se refleja en la distribución de elementos que se alojan preferentemente en la misma, como el calcio y el potasio (Fig. 5.10).

El contenido en sílice es alto, pero muestra dos mínimos muy marcados. Uno de ellos parece coincidir con la zona en la que aparece una vena de fundido atravesando un sector del cóndrulo. Por su estrechez, no se han podido obtener análisis fiables del material de dicha vena. El otro mínimo en el contenido en sílice se produce en la región del perfil que atraviesa dos cristales de olivino, cuyo contenido en este elemento es siempre menor al del piroxeno y la mesostasia que forman el resto del cóndrulo.

El Fe y el Ni muestran máximos muy destacados coincidentes con un grano metálico al inicio del perfil. La cuantificación del Fe en dichos extremos resulta anómala, por el efecto de “retorno del haz”. El S también tiene un máximo, en el

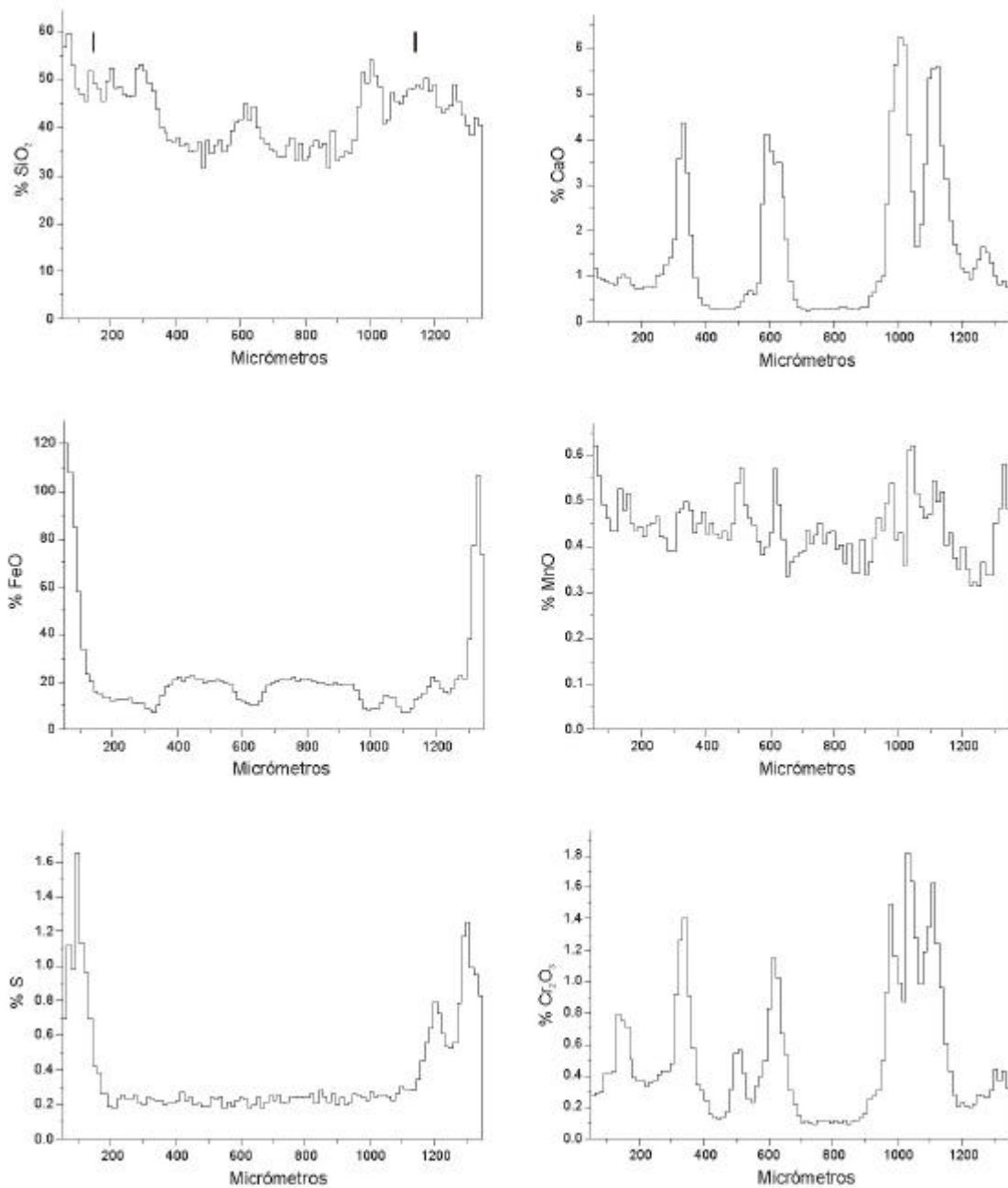
extremo opuesto, que refleja la presencia de un grano de sulfuro. Se descarta que se trate de troilita, puesto que en la misma posición no se aprecia un máximo de Fe.

La presencia de granos de cromita en el interior del cóndrulo queda bien marcada en los picos de Cr, Mn y Ti. No así el V, con un máximo muy destacado, que coincide con un borde del cóndrulo. En este punto no aparece cromita, pero sí clinopiroxeno, que es, después de la cromita, la fase mineral frecuente en las condritas ordinarias que más vanadio contiene.

La distribución del Rb, elemento litófilo, es muy similar a la del Fe, lo que lleva a pensar que se ha producido en el espectro una interferencia entre el pico del Rb y un “pile-up” del Fe. La distribución, por tanto, no es representativa.

El Zr muestra concentraciones máximas en los extremos del perfil, mientras que el Ga no presenta un patrón de comportamiento definido.





**Figura 5.8:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo CAÑ 7 (C1). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

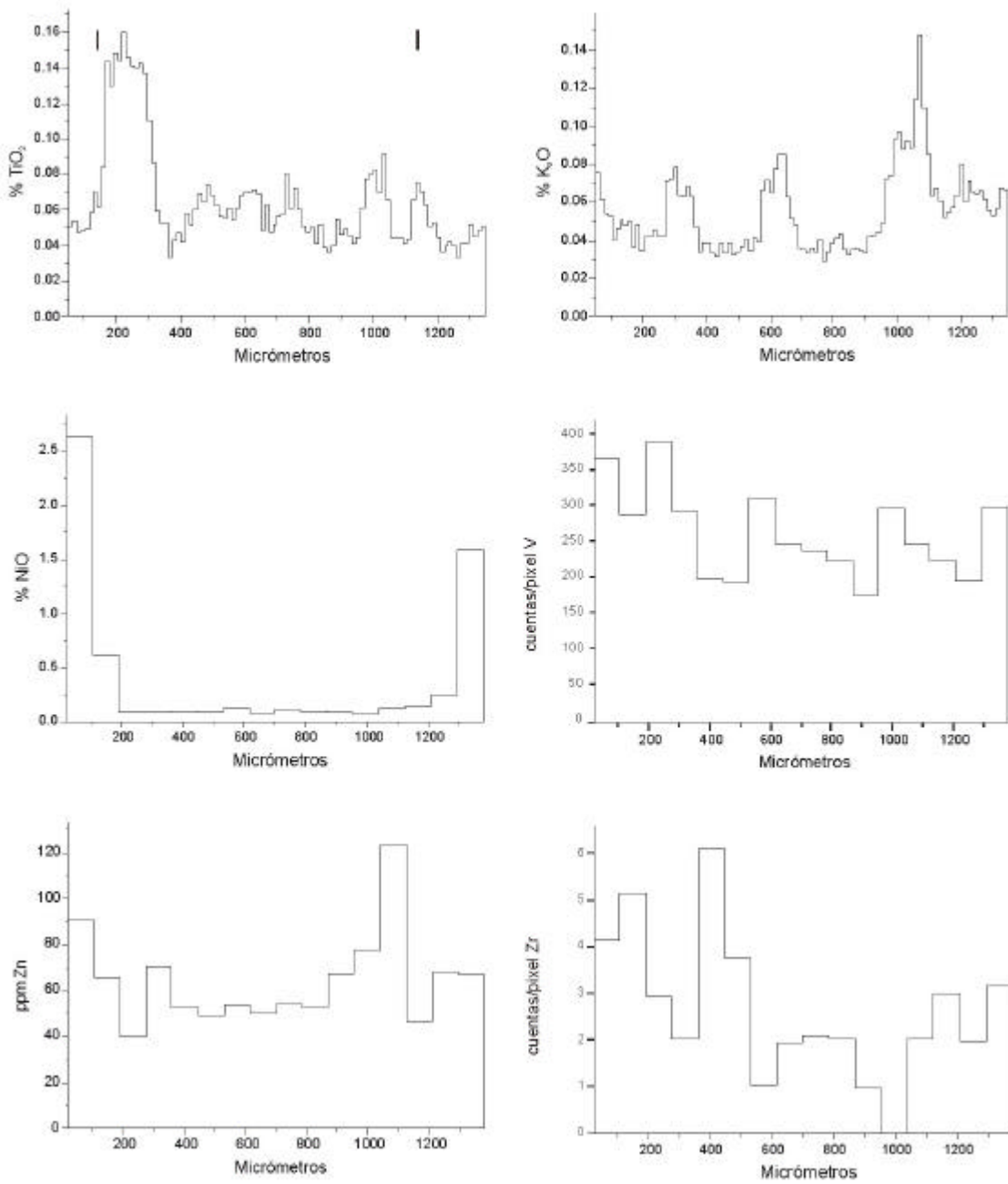


Figura 5.8: (Continuación).

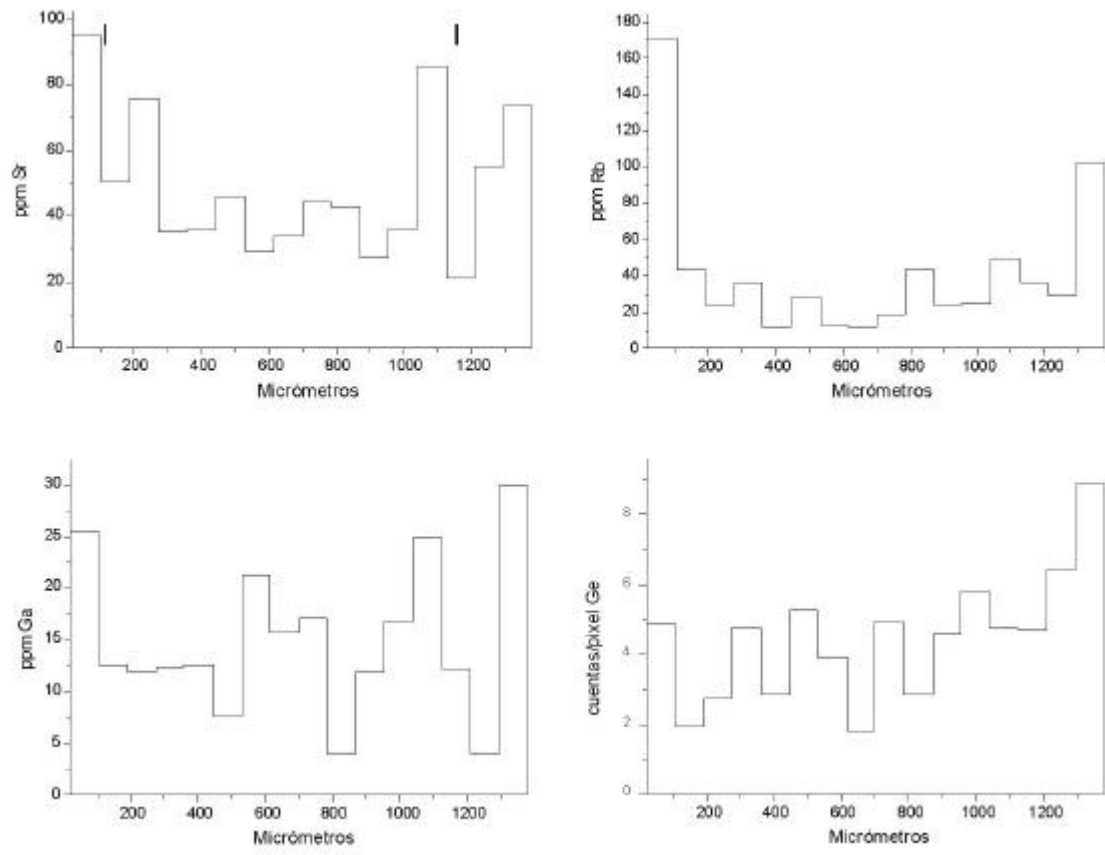
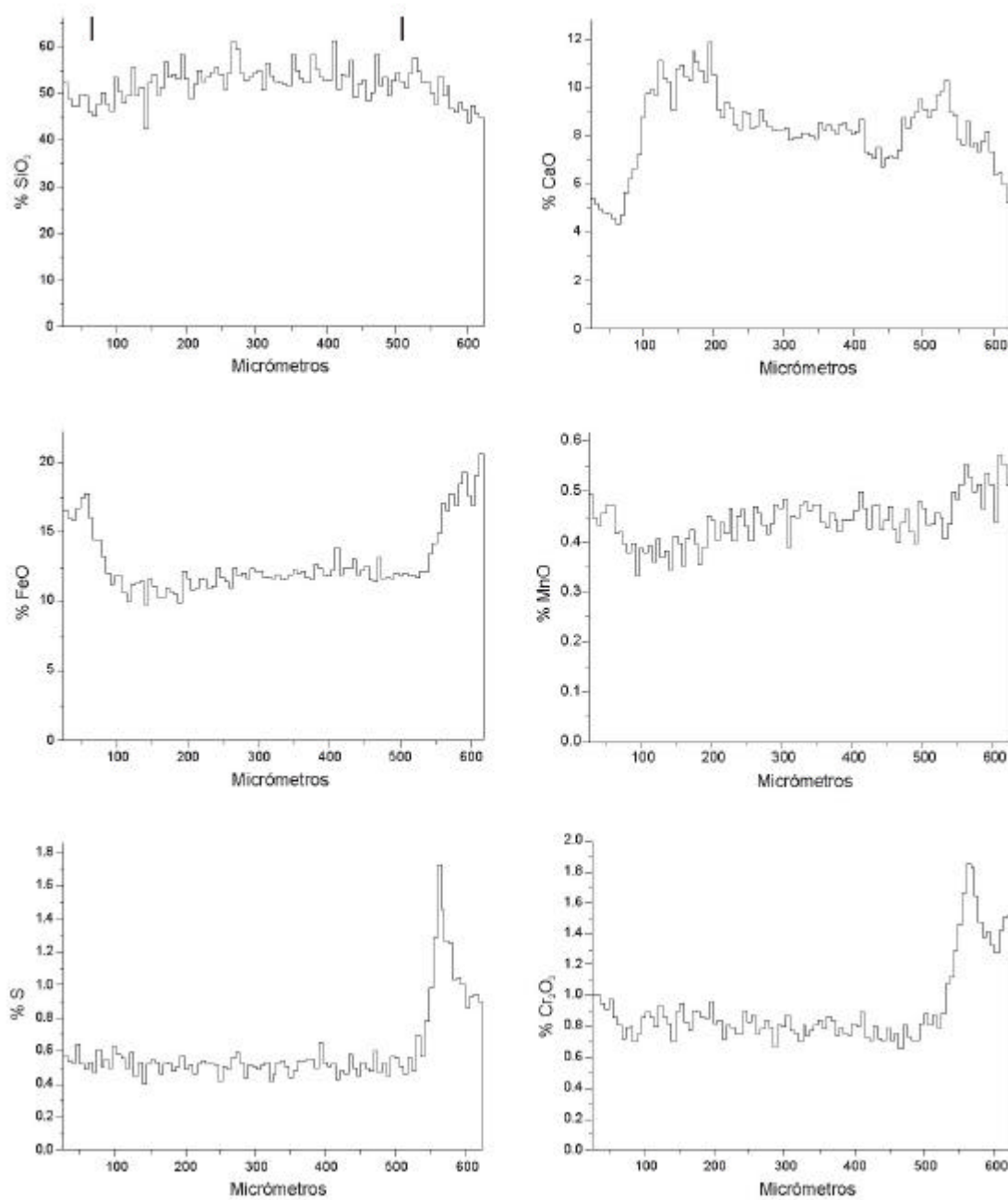


Figura 5.8: (Continuación).



**Figura 5.9:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo CAÑ 5 (C2). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

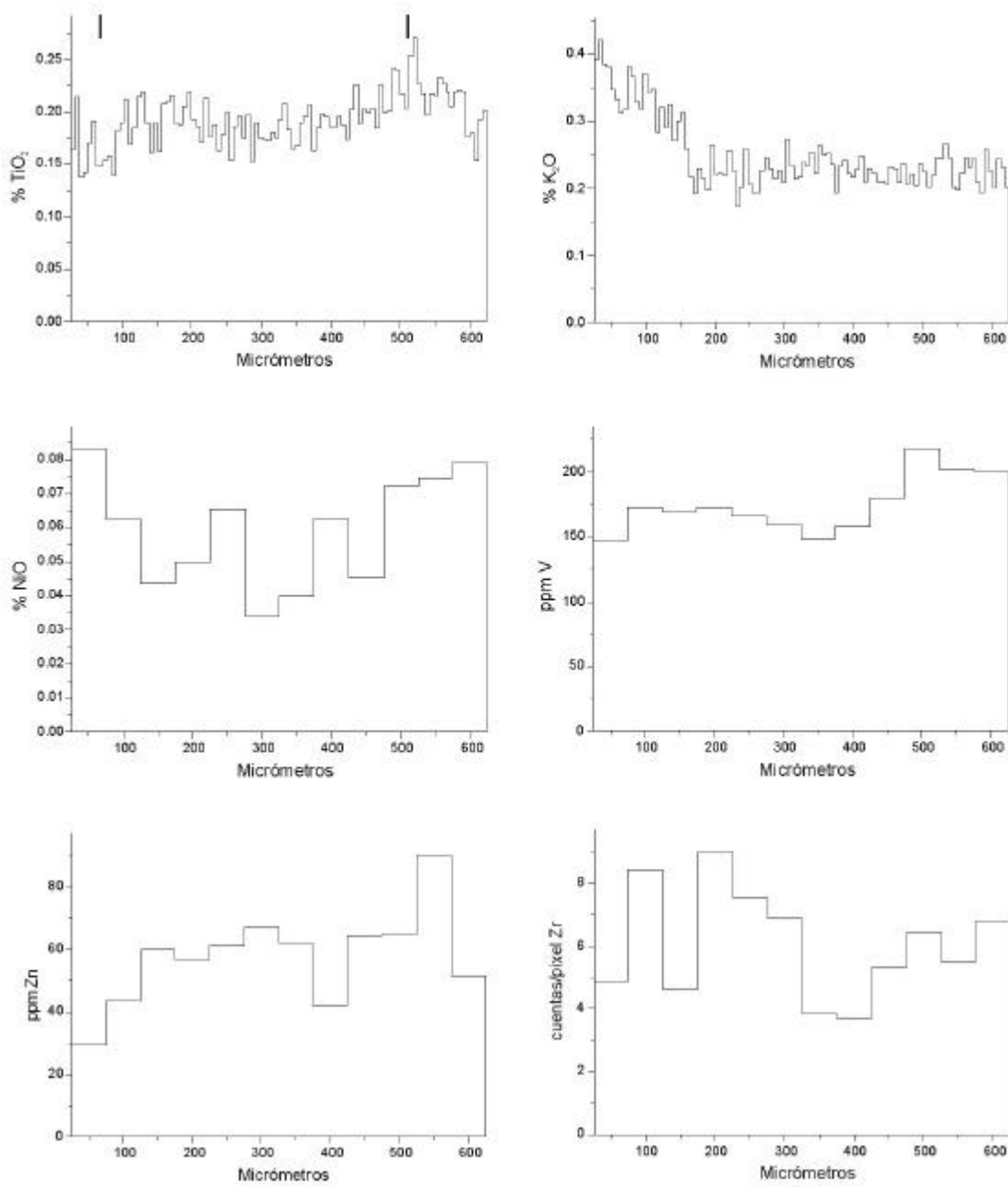
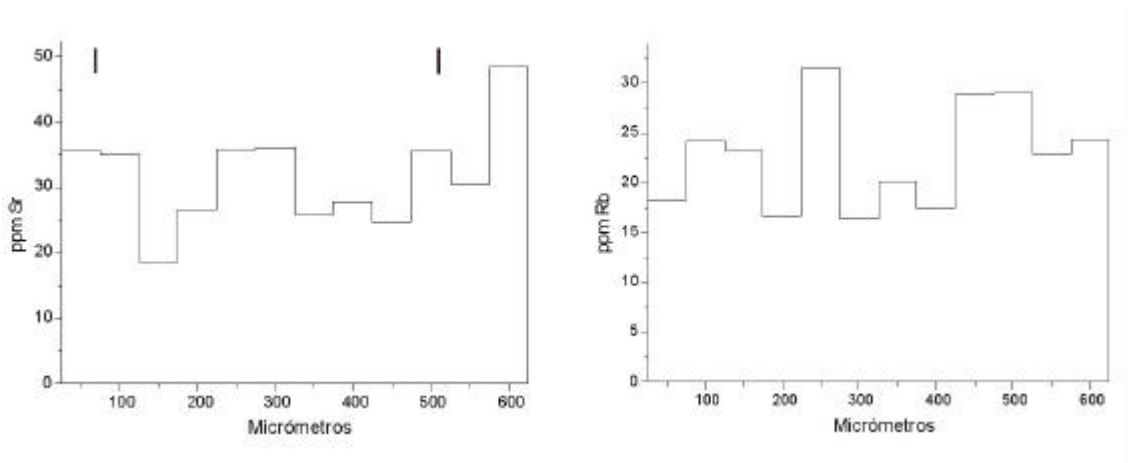
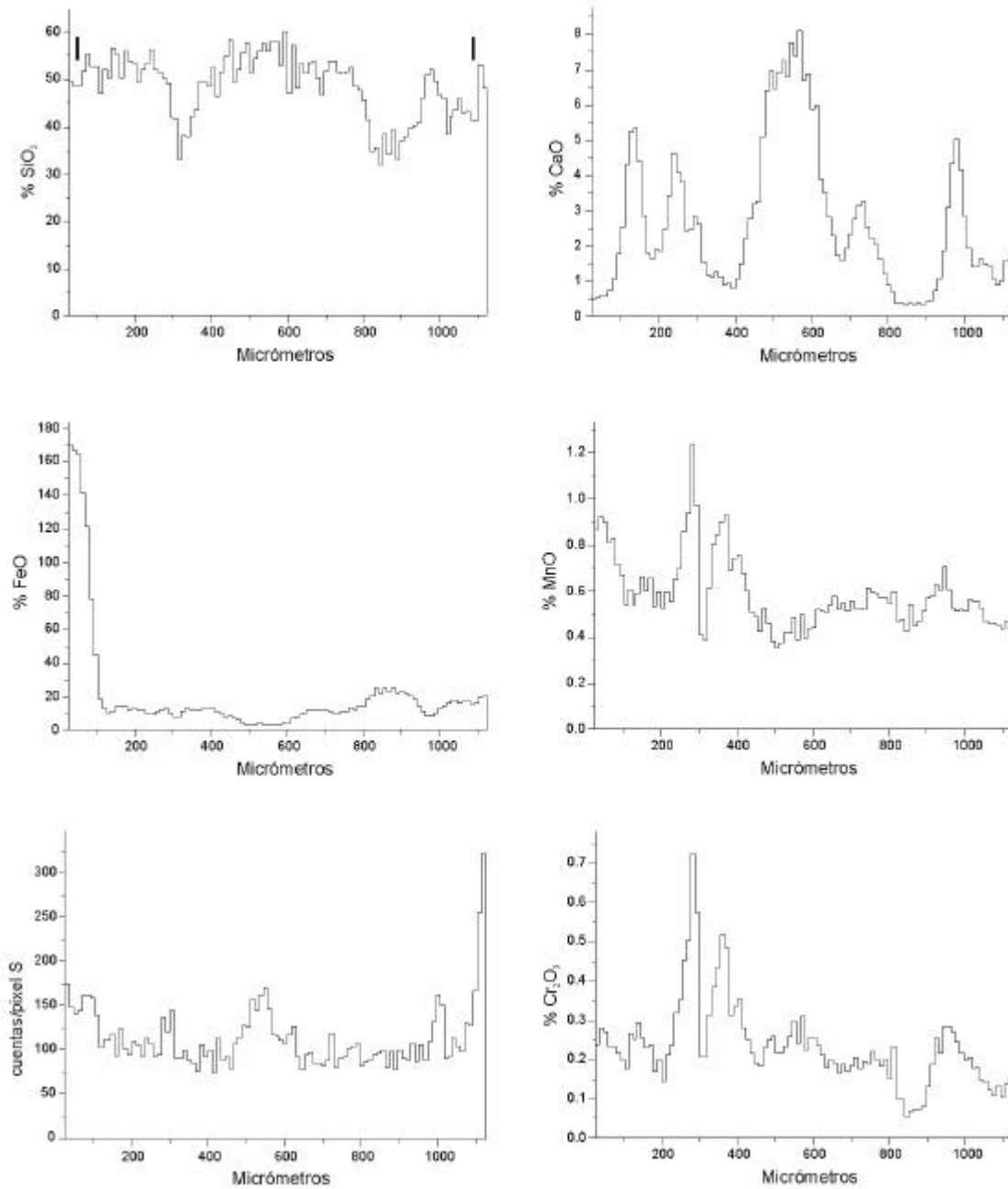


Figura 5.9: (Continuación).



**Figura 5.9:** (Continuación).



**Figura 5.10:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo CAÑ 11 (C3). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

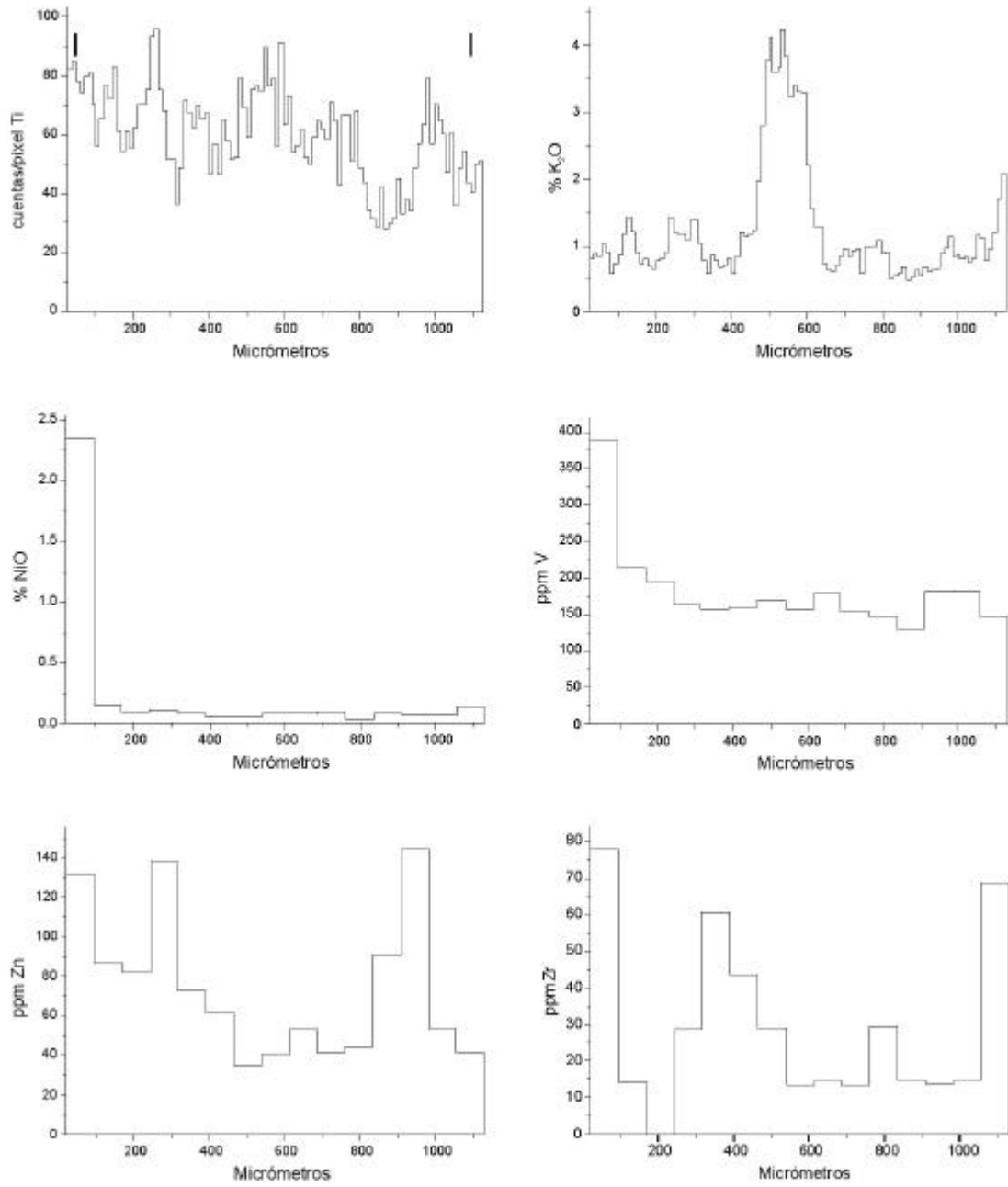
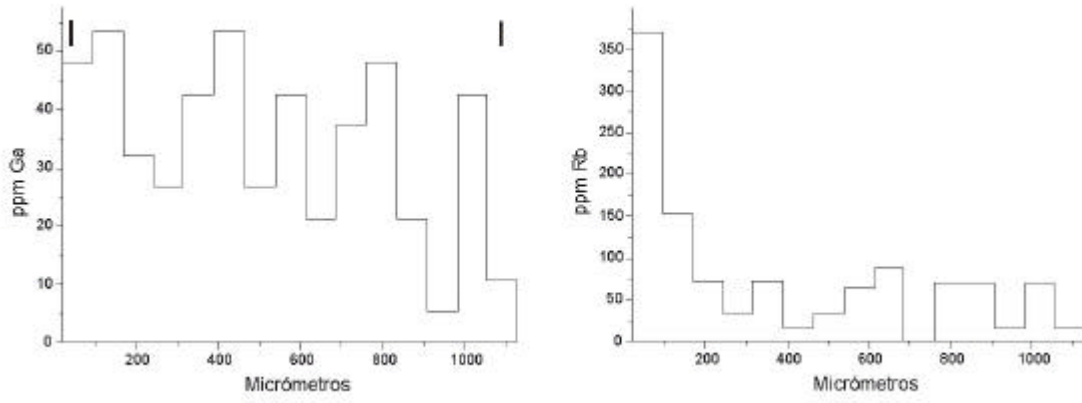


Figura 5.10: (Continuación).





**Figura 5.10:** (Continuación).

### 5.2.5.2 Olmedilla de Alarcón H5.

#### OLM 4 (C7)

Tanto la Si como el Ca y el K están empobrecidos hacia el centro del cóndrulo (Fig. 5.11), mientras que en el mismo es más abundante el Fe, y de forma menos notable también el Mn. En cualquier caso, la presencia de pequeños granos de cromita influye mucho en la distribución de éste último elemento.

Un máximo de Fe, Ni y S junto a un borde exterior del cóndrulo refleja la posición de un grano de troilita y aleación de Fe-Ni (Fig. 4.11A). Del mismo modo, la posición de la cromita en el interior del cóndrulo se refleja en la posición de los máximos de Cr, Ti, V, y de forma menos acusada, Mn. El Zn y el Zr tienen distribuciones irregulares.

El Ge es un elemento siderófilo. Su distribución muestra un máximo coincidente con un pequeño grano metálico en el extremo final del recorrido del perfil, donde también se aprecian pequeños picos de Fe y Ni. El Ga, en cambio, parece reflejar con una exactitud mayor a la de ningún otro elemento las regiones del perfil en las que se encuentra la mesostasia, con su contenido en plagioclasa procedente de la desvitrificación de la misma. Otro tanto ocurre, de forma más grosera, con el Rb. Aún cuando la distribución de este elemento no es tan semejante a la del Fe como en otros cóndrulos analizados, resulta difícil asegurar que no acuse alguna interferencia del mismo.

#### OLM 9 (C8)

El contacto de los bordes de este cóndrulo con la matriz viene señalado por un descenso en el contenido de sílice (Fig. 5.12), originado por la presencia de opacos que lo rodean. La posición de la mesostasia, que aparece en zonas alargadas entre los cristales tabulares de piroxeno, es fácil de determinar a partir de los picos en la distribución del Ca, que coinciden en posición con los de Ti (salvo el primer pico de Ti, que corresponde al un grano de cromita). Otro tanto ocurre con la presencia de cristales de cromita, troilita y aleación de Fe-Ni situados junto al borde externo del cóndrulo

(Fig. 4.11B), y alguno de menor tamaño en su interior. La situación de todos ellos ha determinado la presencia de picos en los gráficos de Cr, Mn, Zn, V, Fe, S y Ni.

El K aparece en mayores concentraciones en los feldespatos, y por ello sería de esperar que sus máximos coincidiesen con las zonas de la mesostasia con cierta desvitrificación. Esto se cumple, pero aún así el contenido máximo en K se encuentra fuera del cóndrulo, en el origen del perfil, sobre un cristal de feldespato. Su presencia en ese punto condiciona también la distribución del Sr, con un máximo en esa zona, al igual que el Rb, aún cuando resulta difícil asegurar, en el caso de éste último elemento, si el máximo que presenta su distribución se debe a la presencia de la citada plagioclasa, o bien a una interferencia del Fe ocasionado por el cristal mixto de troilita y aleación de Fe-Ni próximo a ella.

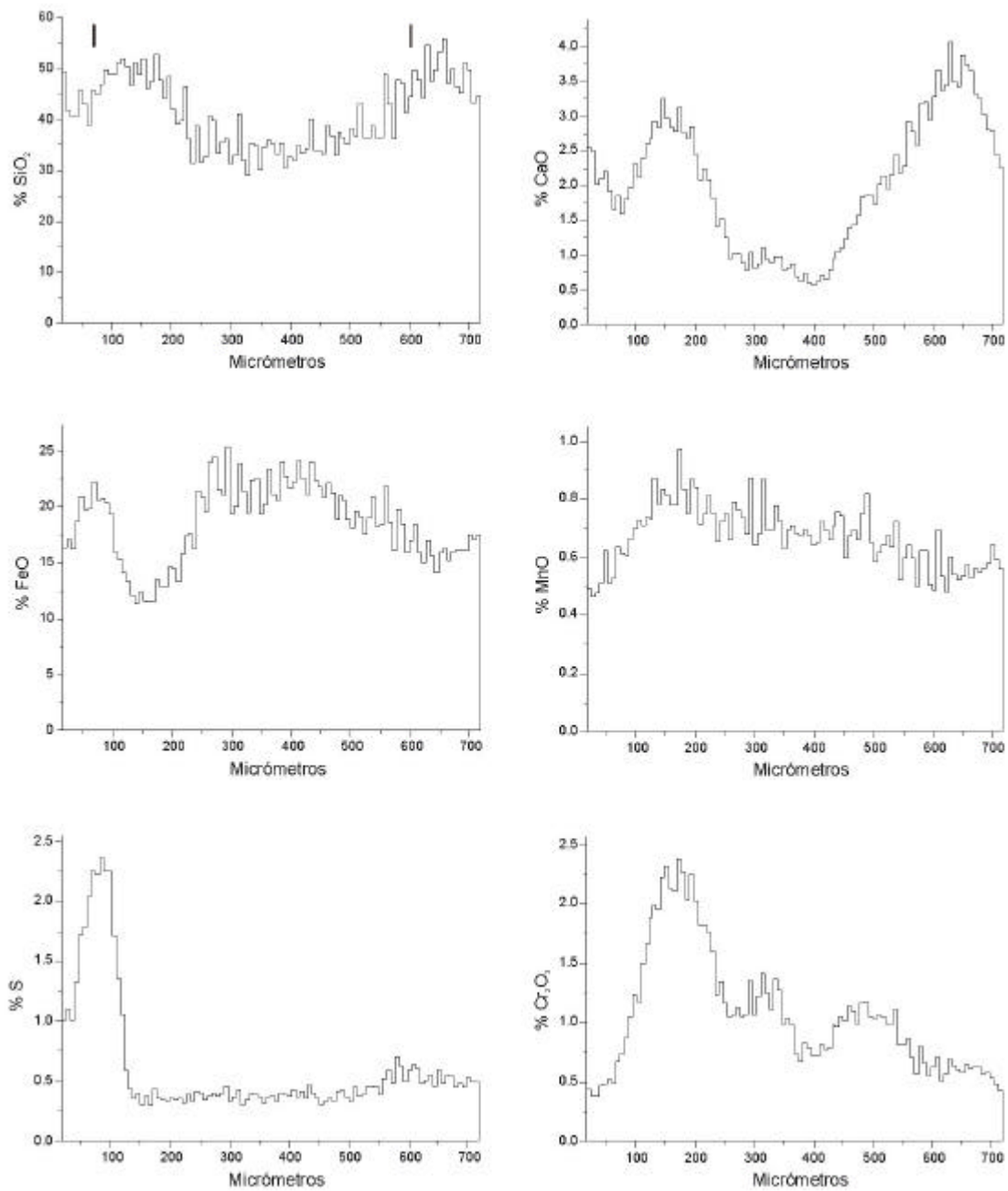
#### OLM 1 (C9)

La Si en este cóndrulo de piroxeno de textura acicular fina (Fig. 4.11C) se distribuye muy homogéneamente, al igual que el Ca, Fe, Mn, el S y el V (Fig. 5.13). Sólo el Fe, en el extremo inicial del perfil, muestra un incremento hacia el borde del cóndrulo, que puede reflejar algún intercambio por difusión con las fases ricas en hierro que hay en el borde externo del cóndrulo: cromita, troilita y aleación de Fe-Ni (ver su posición exacta a partir de los picos de Cr, Mn, V, Zn, S, Fe y Ni).

El contenido en Ti parece reflejar un descenso muy leve hacia el interior del cóndrulo, mientras que el K y el Mn parecen disminuir también levemente hacia el borde. Estas tendencias, sin embargo, resultan muy sutiles para asegurar que se deban a zonados reales. La disminución del Cr hacia el borde es un reflejo de la distribución de pequeños granos de cromita entre las acículas de piroxeno.

El gráfico del Rb muestra tanta semejanza con el del Fe que es muy posible que el pico del primer elemento en el espectro sufra interferencia con un “pile-up” del segundo. La distribución del Sr, al igual que la del Zr, es irregular, pero parece que el contenido en Sr es menor en el interior del cóndrulo que en la matriz.

Respecto al Ga, del que se ha constatado su presencia tanto en minerales metálicas, como en cromita y plagioclasa, tiene un máximo coincidiendo con la posición de los metálicos junto al borde exterior del cóndrulo, pero su distribución en el interior del mismo no muestra un patrón concreto.



**Figura 5.11:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo OLM 4 (C7). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

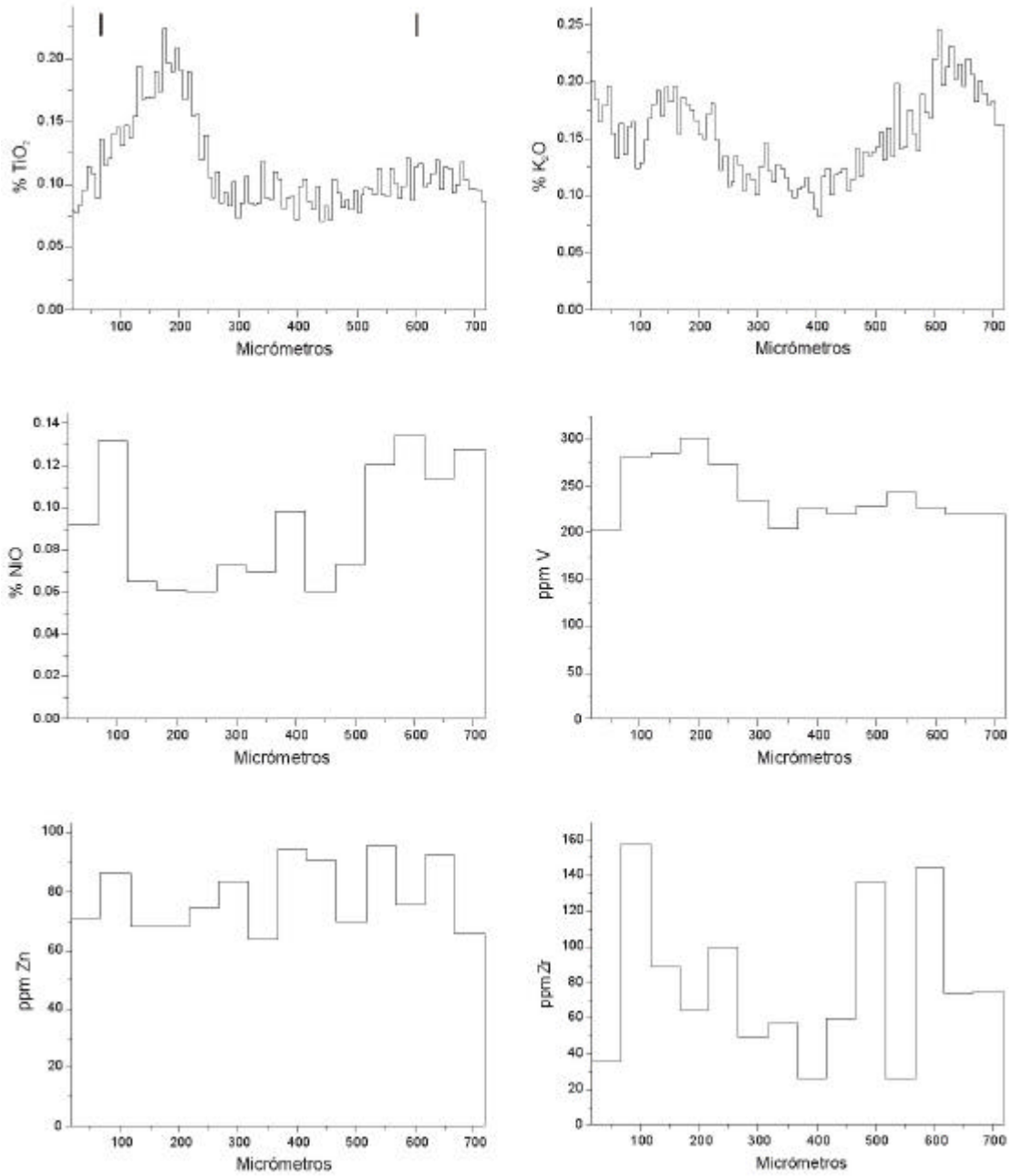


Figura 5.11: (Continuación).

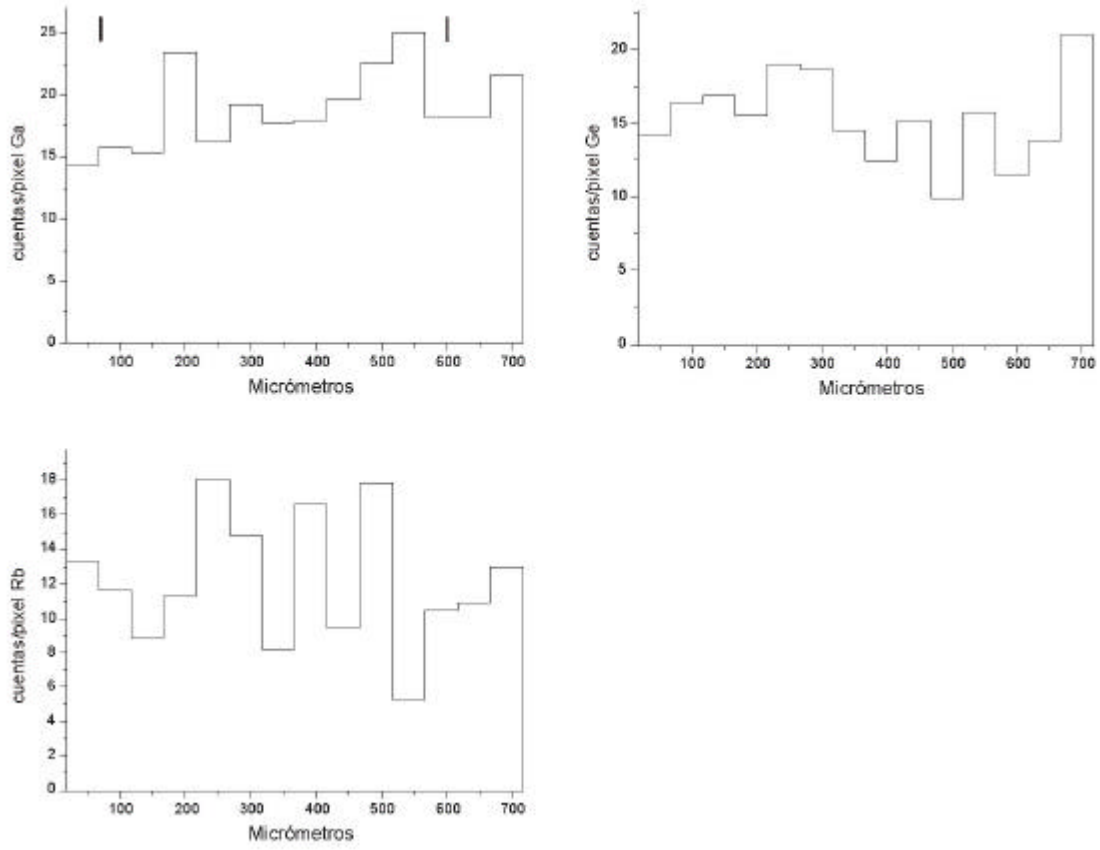
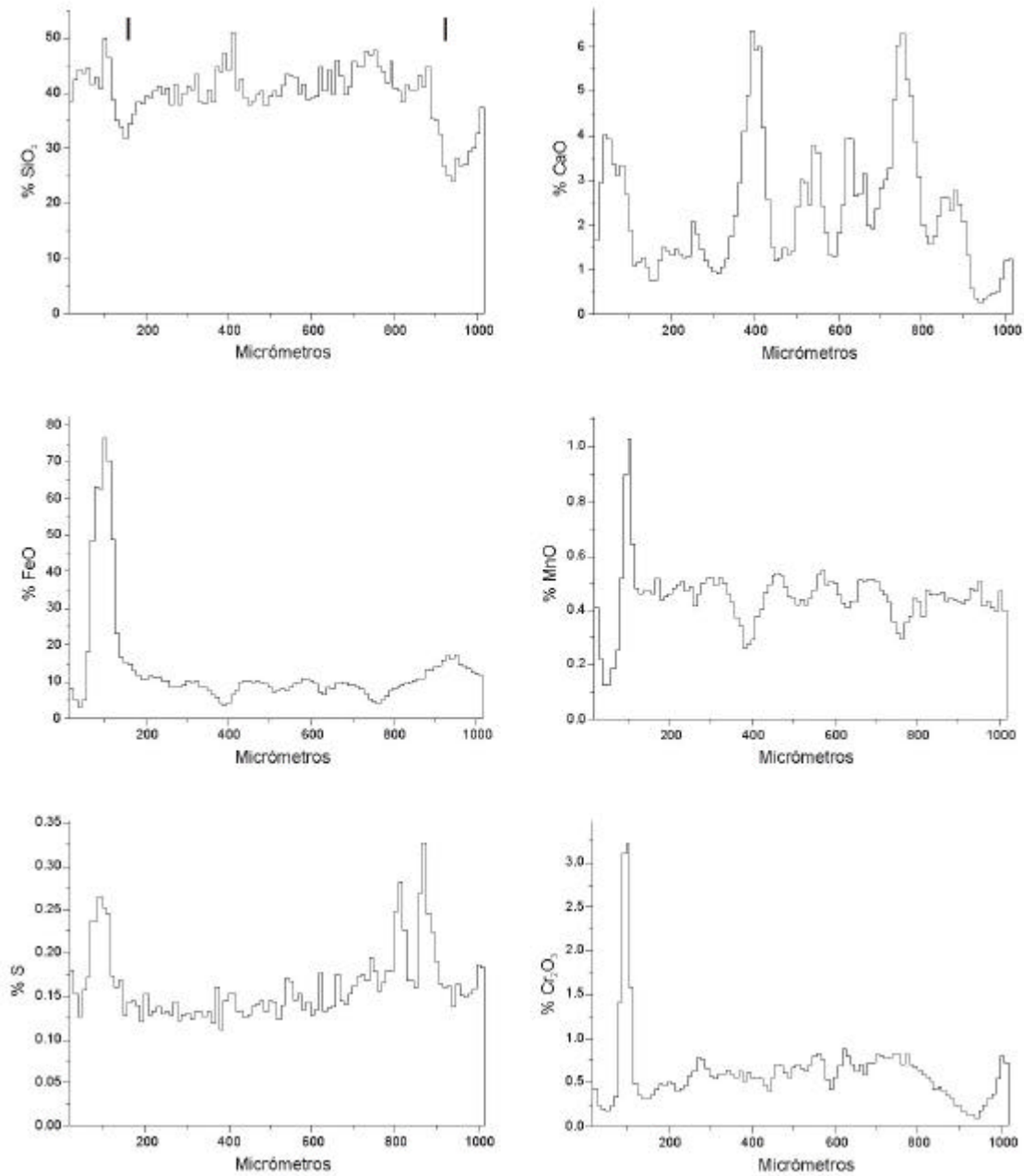


Figura 5.11: (Continuación).



**Figura 5.12:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo OLM 9 (C8). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.



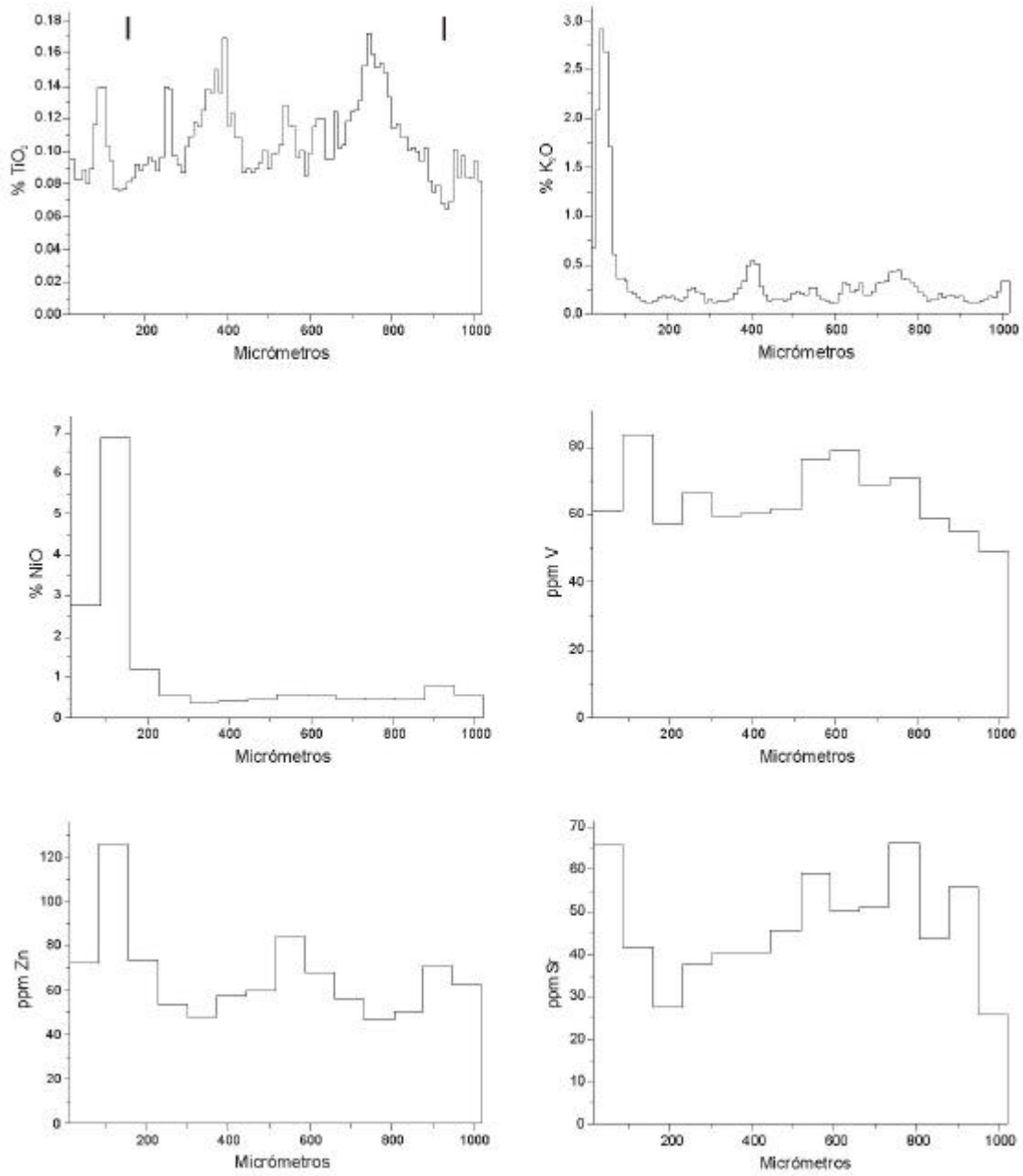
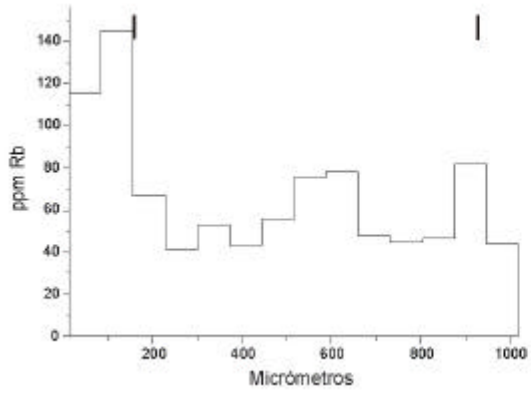
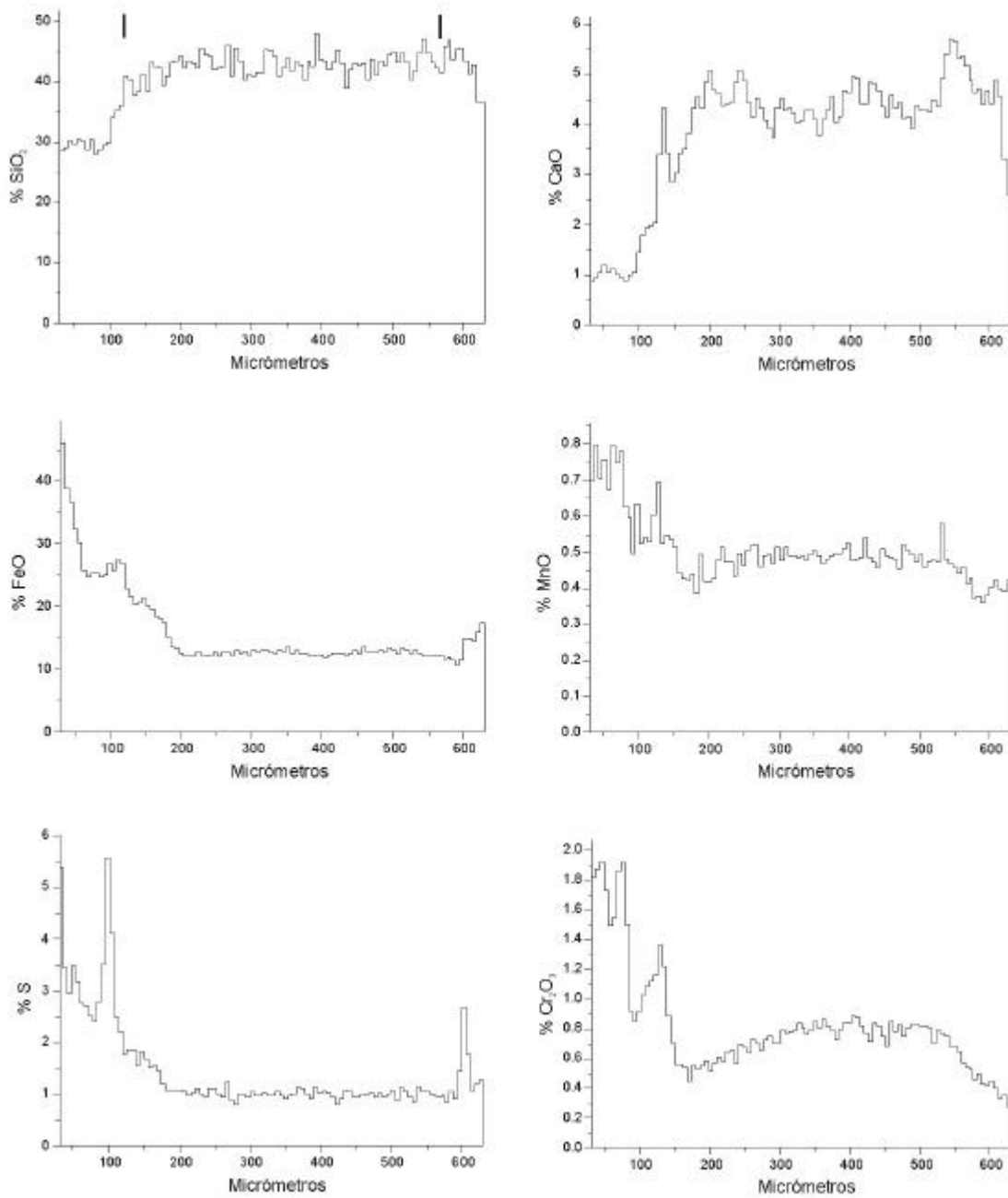


Figura 5.12: (Continuación).



**Figura 5.12:** (Continuación).



**Figura 5.13:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo OLM 1 (C9). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

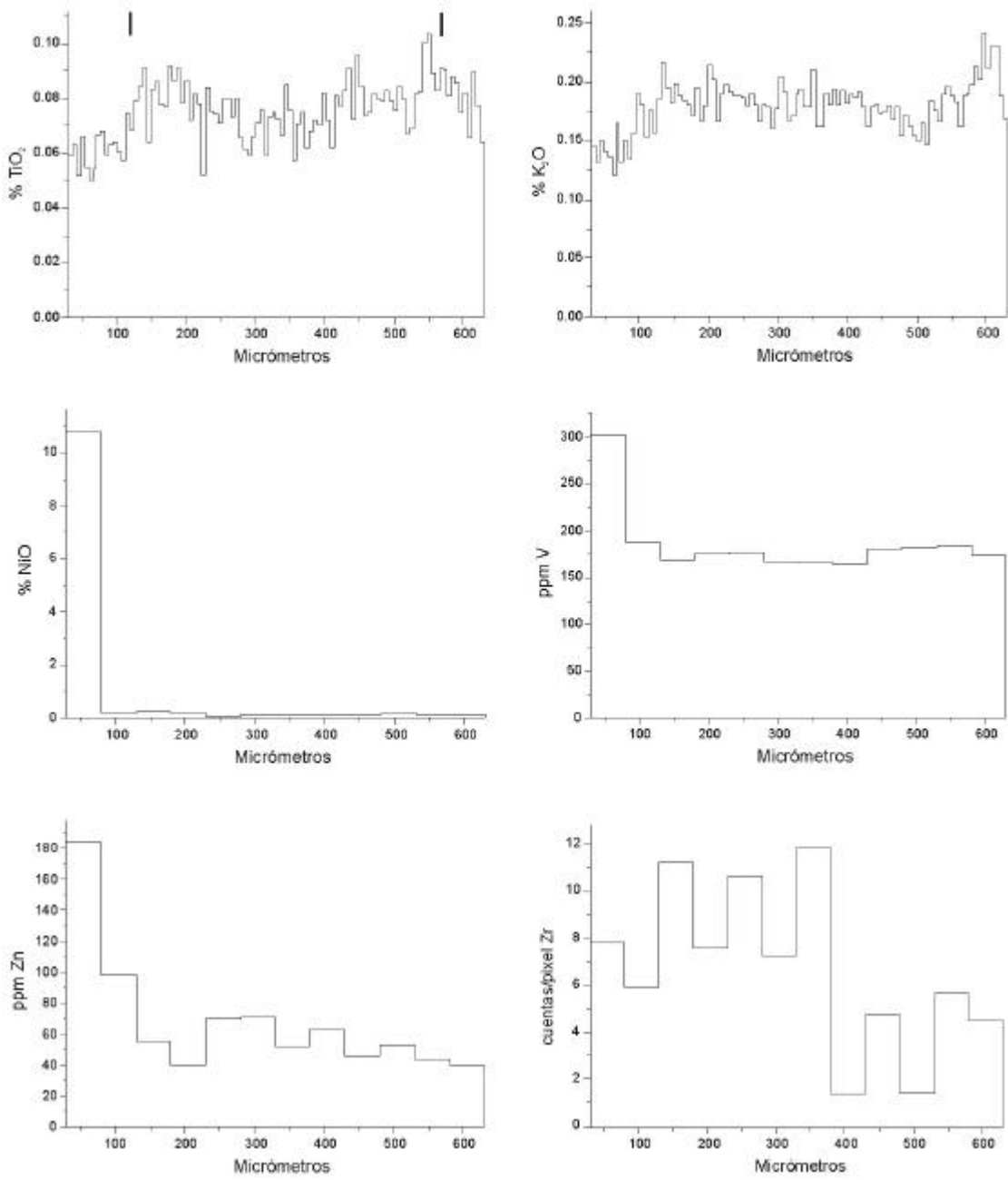
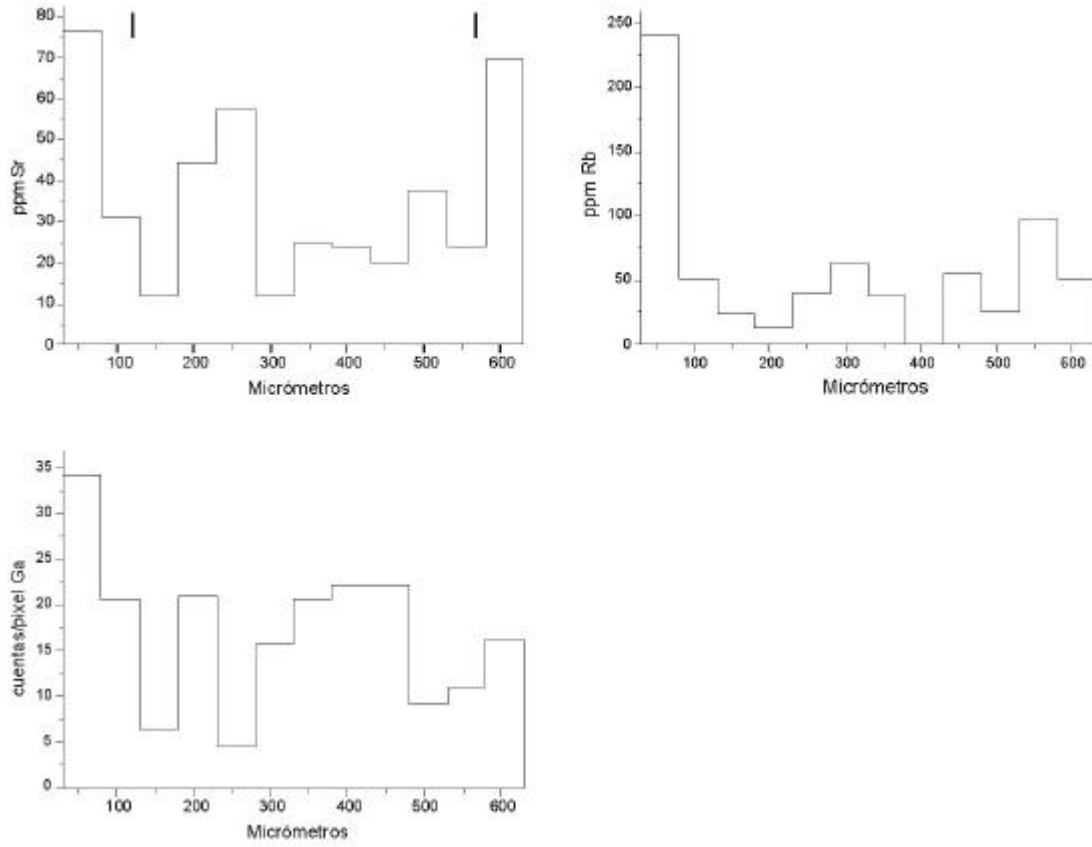


Figura 5.13: (Continuación).



**Figura 5.13:** (Continuación).

### 5.2.5.3 *Reliegos L5.*

#### REL 3 (C10)

Por tratarse de un cóndrulo monomineral (piroxeno pobre en Ca) (Fig. 4.12A), algunos elementos, como el Si, S, Mn, Ti y V, se distribuyen de forma muy homogénea (Fig. 5.14).

La cristalización del piroxeno no fue completa, por lo que han quedado entre sus acículas zonas alargadas de mesostasia, responsables de los picos en la distribución del Ca y el K, y descensos del Fe en los mismos puntos. La distribución del hierro también acusa, al igual que la del níquel la presencia de un cristal de aleación de Fe-Ni junto a uno de los bordes exteriores del cóndrulo. Los máximos de Cr, que delatan a los pequeños granos de cromita distribuidos entre el piroxeno, se corresponden con máximos destacables de otros elementos presentes en este óxido, como el Fe, el Mn, y el Ti, y menos destacados en el V. El Zn reside en los piroxenos. La distribución del Zr, en cambio resulta irregular, y sus importantes máximos no son correlacionables con la distribución de las distintas fases a lo largo del perfil.

La distribución del Sr, que se concentra en la mesostasia, reproduce a grandes rasgos la del Ca y el K.

Aún tratándose de un elemento siderófilo, el perfil del Ge es irregular, y no muestra un máximo en el origen, coincidiendo con la posición del grano de aleación de Fe-Ni, como cabría esperar.

#### REL 2 (C11)

La sílice en este cóndrulo porfídico (Fig. 4.12B) tiene una distribución muy homogénea, con elevaciones en su contenido que coinciden con algunas de las zonas en las que el perfil atraviesa áreas de mesostasia, como son las zonas próximas a los bordes (Fig. 5.15).

Las fases metálicas (aleación de Fe-Ni, troilita y cromita) que limitan con el borde externo del cóndrulo son los responsables de los picos que aparecen en ese extremo del perfil para elementos como Fe, Ni, S, Ga, Ge, Cr, Mn, Ti, Zn y V. La cuantificación del Fe en dicho extremo resulta anómalamente alta por el efecto de “retorno del haz”. Otros granos adicionales de cromita, de pequeño tamaño, son los responsables de los picos en el interior del cóndrulo de Cr, Mn, Ti, Zn y V. Dichos granos se encuentran preferentemente en las zonas con mesostasia, como lo atestigua la coincidencia en la posición de esos picos con los del Ca, y en menor medida el K, el Ti, y el Sr.

El perfil del Zr semeja el del K, Ca y Cr, por lo que debe residir principalmente en la mesostasia.

La distribución del Rb a lo largo de su perfil no sólo no coincide con la posición de las zonas de mesostasia, sino que adopta una forma muy similar al Fe. Es muy probable que exista interferencia entre el pico de este elemento en el espectro, y un “pile-up” del Fe.

El Ga, además de en los metálicos del exterior del cóndrulo, se acumula en las zonas de mesostasia.

#### REL 4 (C12)

Este cóndrulo porfídico de olivino, con abundante mesostasia (Fig. 4.12C), tiene un contenido en calcio mayor a la matriz que le rodea, y desciende hacia el borde del cóndrulo (Fig. 5.16). Ese descenso también se produce en la distribución del K, y levemente en la Si, mientras que el Fe y el Mn, que no entran en cantidades importantes en la mesostasia, aumentan su contenido hacia el borde. El S, en cambio, tiene una distribución muy homogénea. El aumento hacia borde del contenido de Fe y Mn puede estar influido por la difusión de estos elementos desde la cromita que se encuentra en el borde exterior del cóndrulo, al inicio del perfil. Su posición queda bien señalada por el importante máximo de Cr, Ti y Zn, y más discretamente de V, en esa zona. El Zn también registra un máximo en el extremo opuesto del perfil, coincidiendo con un

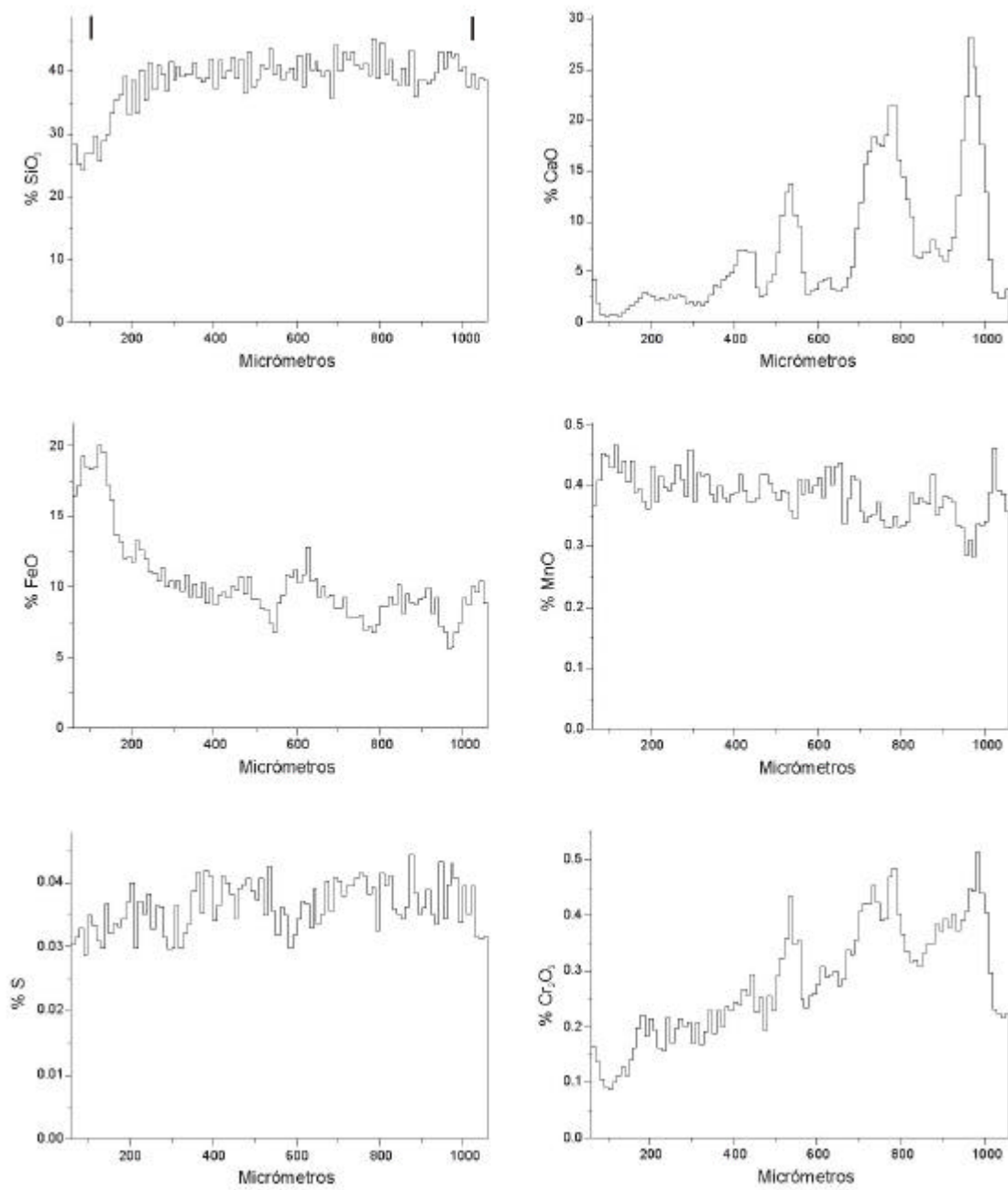
máximo de níquel que marca la posición de un grano de aleación de Fe-Ni, asociado a cromita.

Las zonas de mesostasia están claramente marcadas por los máximos en Ca, que se repiten, aunque con menor claridad, en las distribuciones de Ti, K, Sr y Rb. En el caso de éste último elemento, el máximo que muestra en el extremo final del gráfico de distribución, correspondiente a una zona en la que hay un grano de metal de Fe-Ni, dicho pico podría ser resultado de la interferencia del hierro con el rubidio en el espectro de rayos X.

La distribución del Zr no es fácilmente correlacionable con la disposición de los distintos cristales y la mesostasia a lo largo del perfil.

El Ga es un elemento que se acumula tanto en los minerales metálicos, como en los óxidos y en la plagioclasa. Esto explica que su primer y último máximo coincidan con las posiciones de la cromita y la aleación de Fe-Ni, respectivamente, mientras que los picos centrales se encuentran en zonas de mesostasia. También la distribución del Ge, que es siderófilo, refleja un máximo coincidente con la posición del metal.





**Figura 5.14:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo REL 3 (C10). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

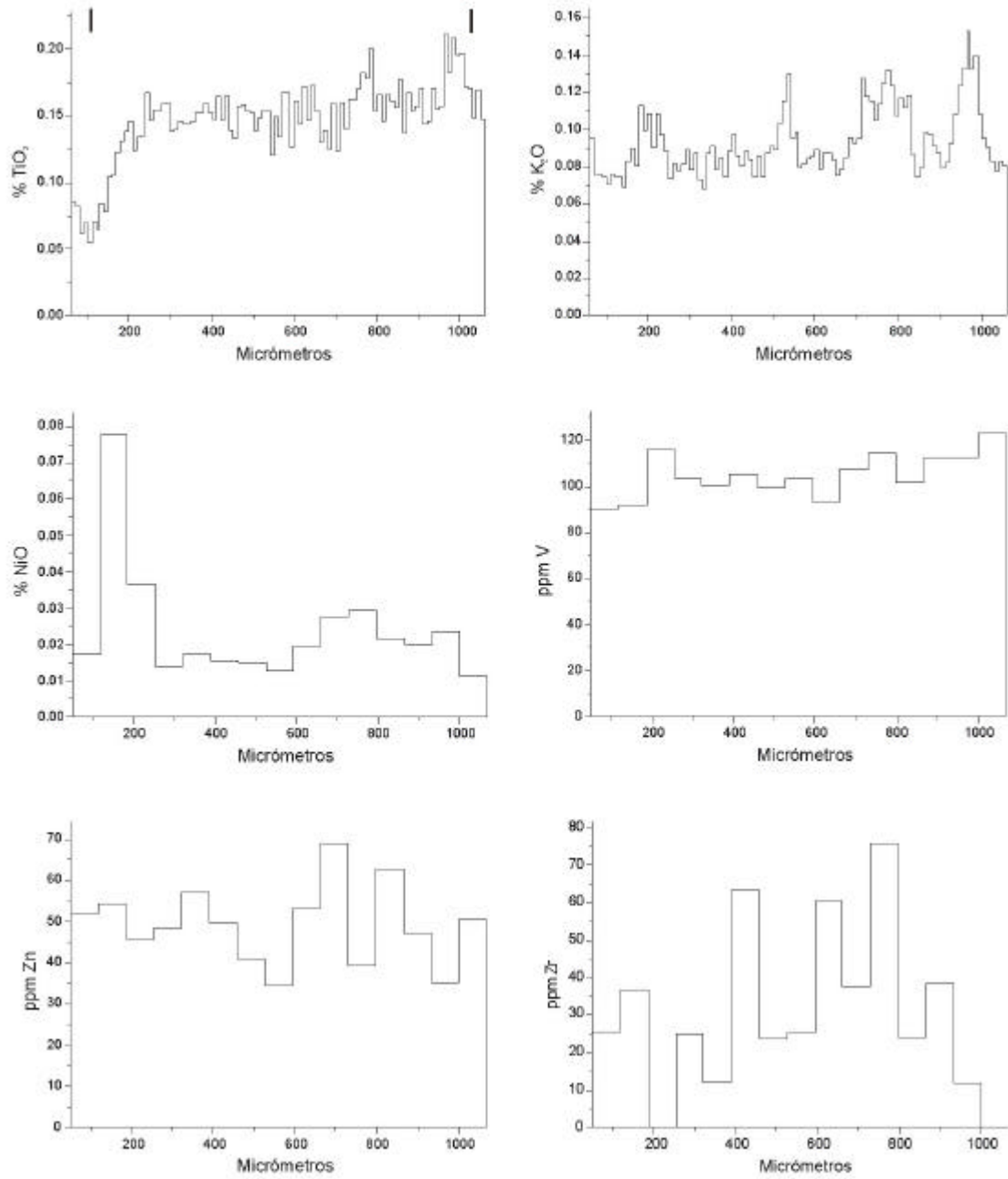
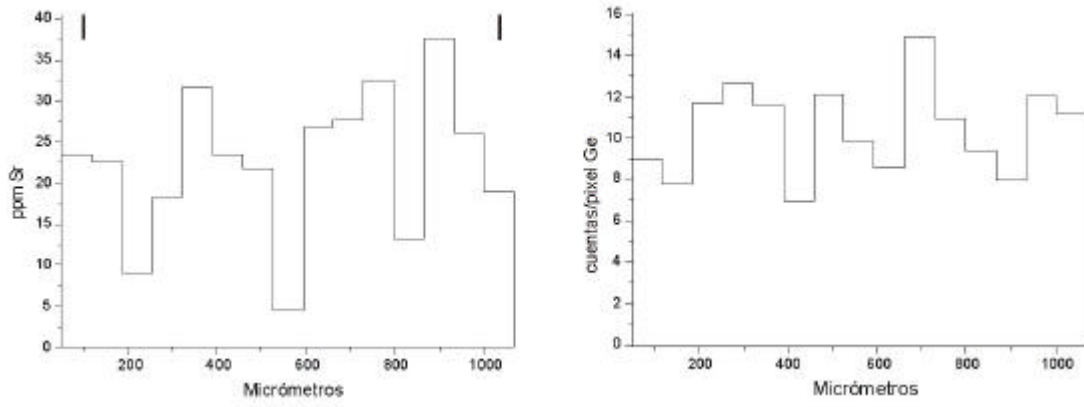
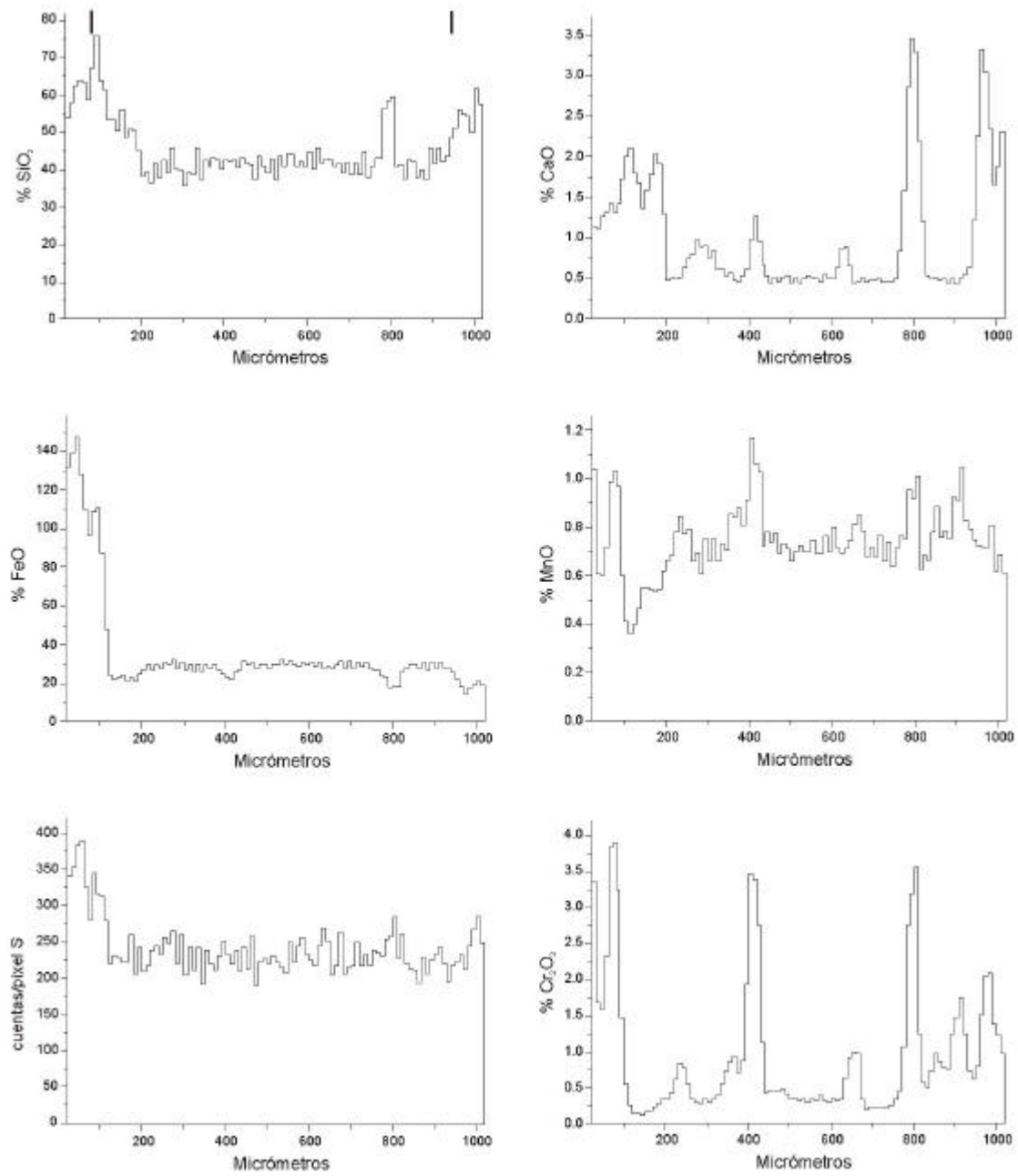


Figura 5.14: (Continuación).



**Figura 5.14:** (Continuación).



**Figura 5.15:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo REL 2 (C11). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

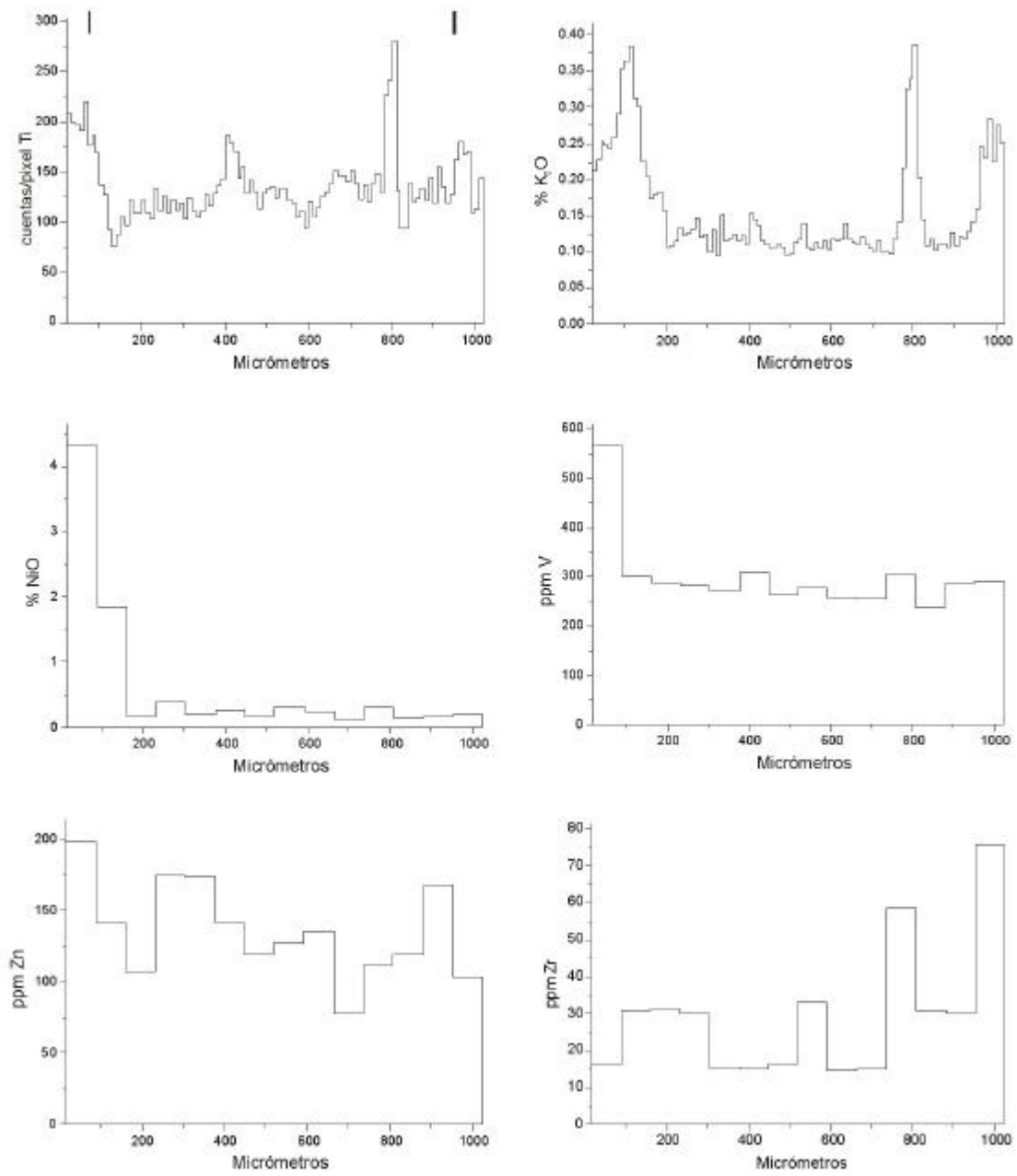


Figura 5.15: (Continuación).

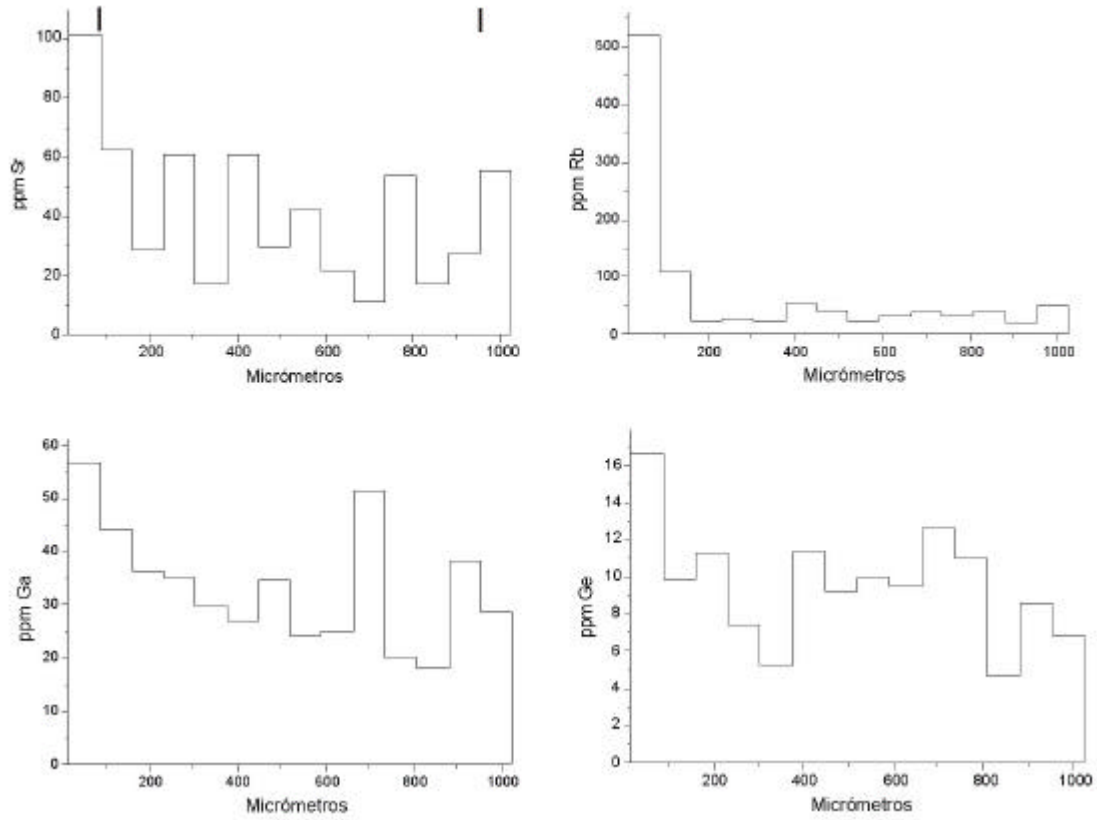
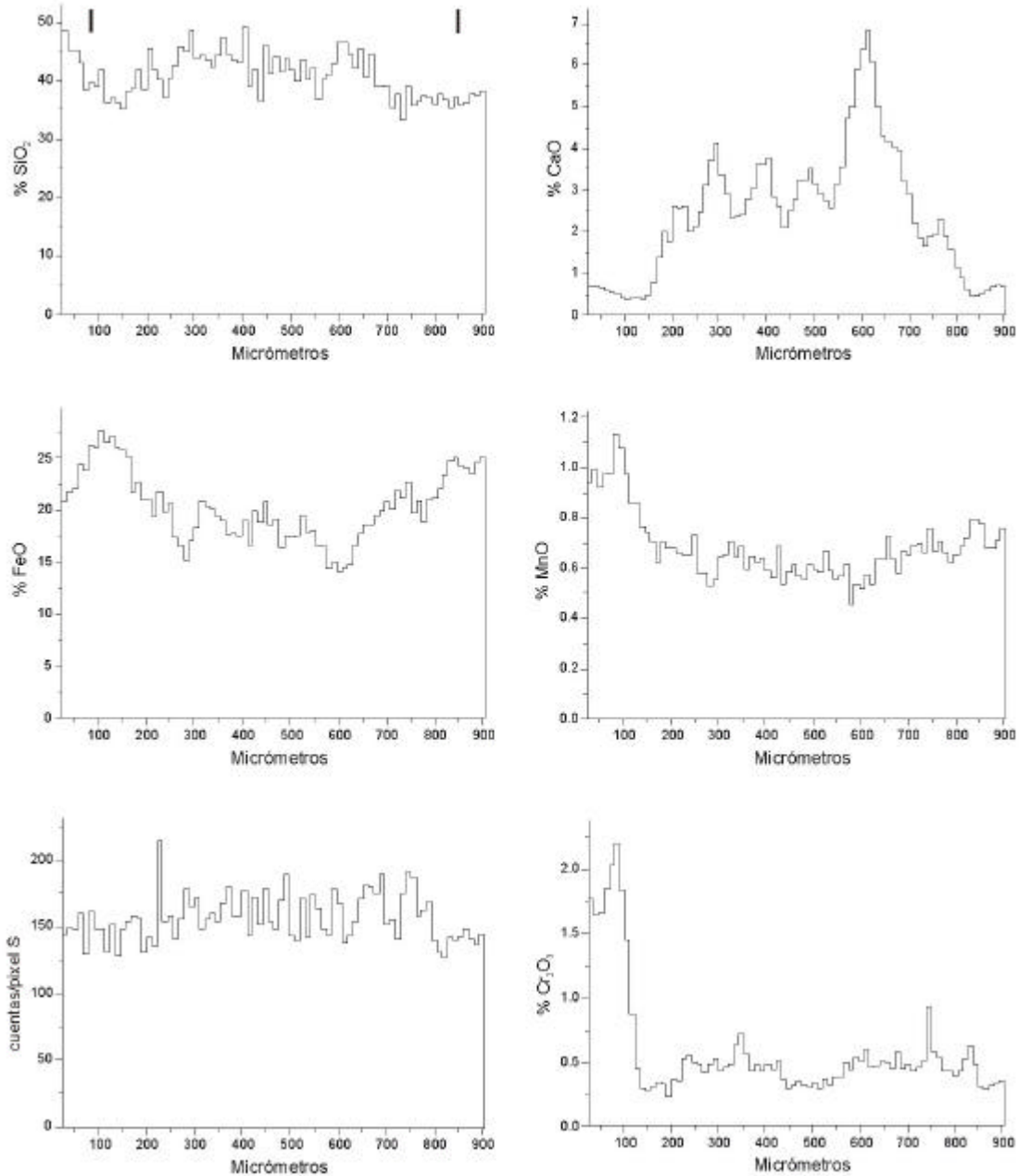


Figura 5.15: (Continuación).



**Figura 5.16:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo REL 4 (C12). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

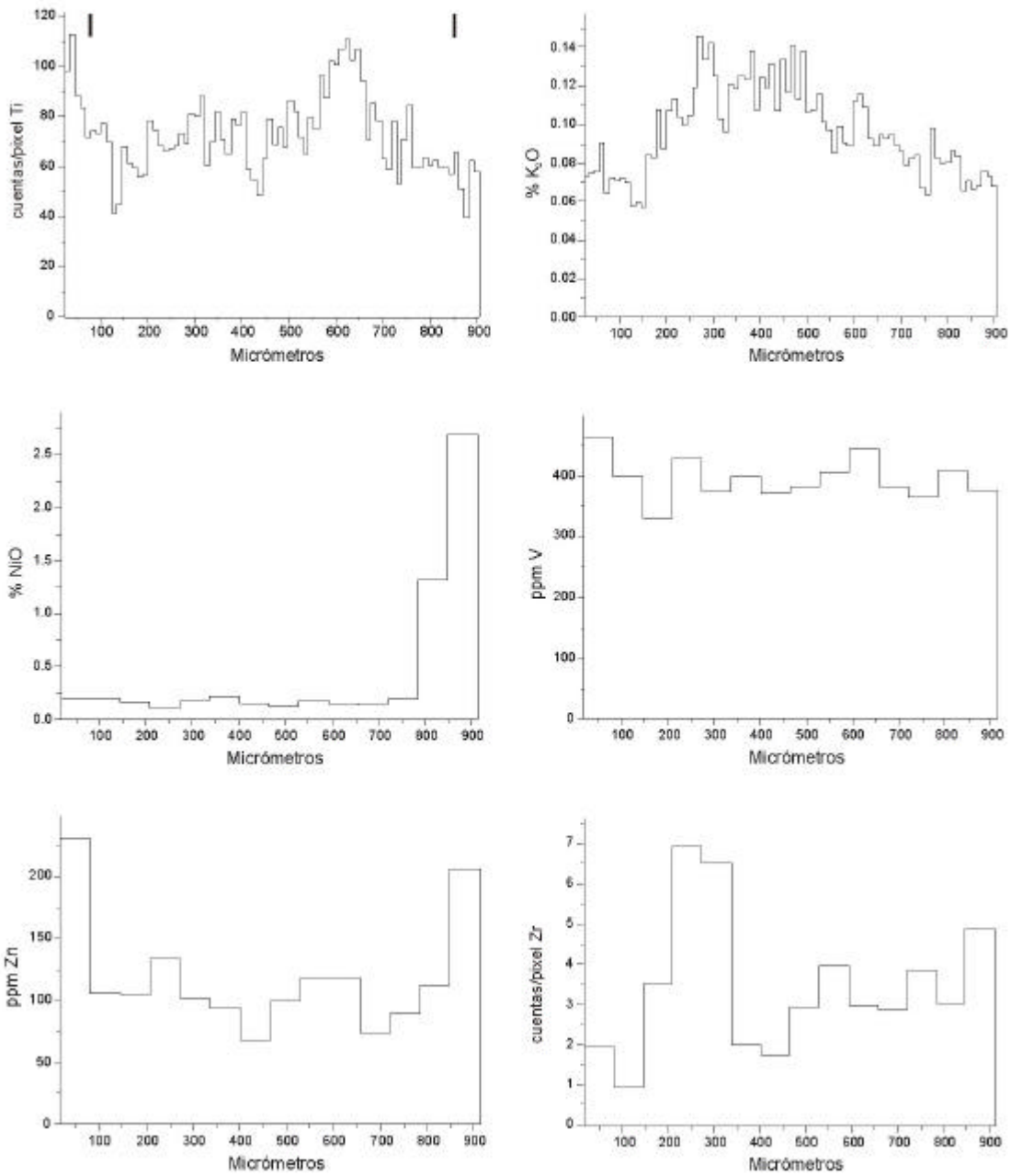


Figura 5.16: (Continuación).



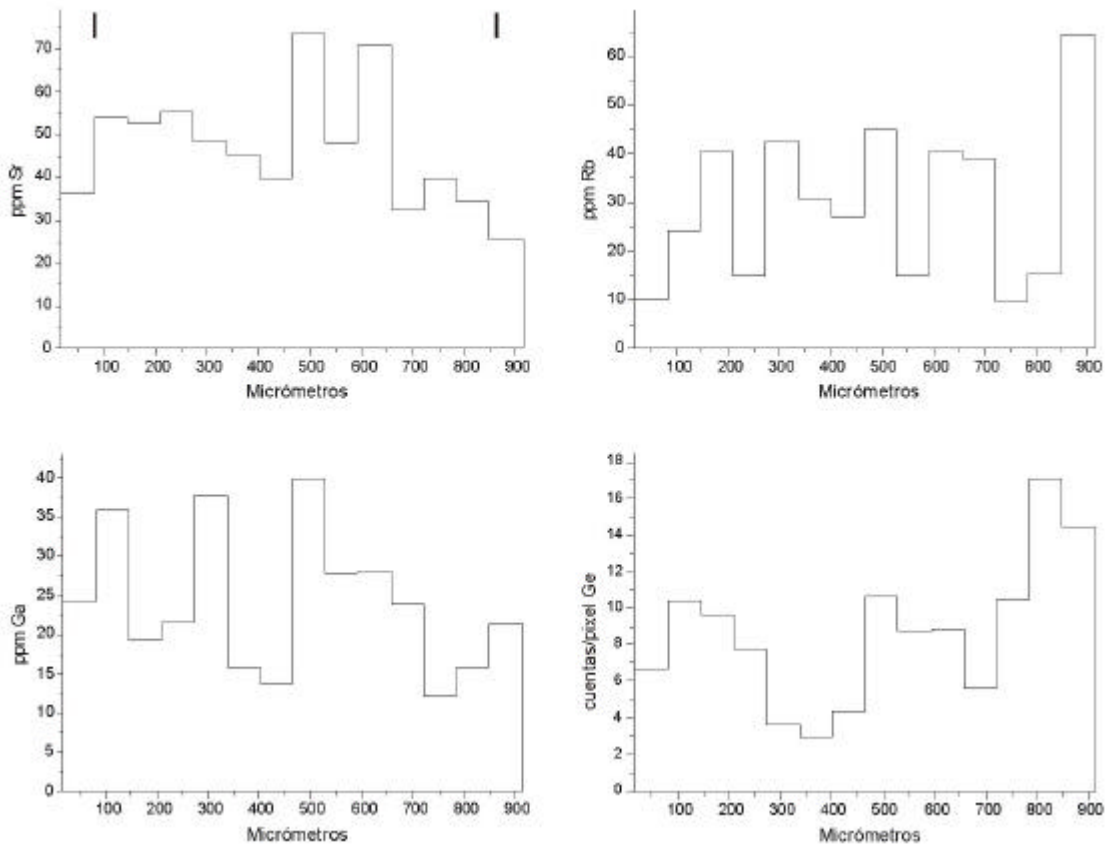


Figura 5.16: (Continuación).

#### 5.2.5.4 Olivenza LL5.

##### OLI 5 (C4)

Este cóndrulo muestra abundantes cristales de olivino rodeados por mesostasia intersticial (Fig. 4.13A). La presencia de la misma en esos intersticios tiene como consecuencia que la distribución de los elementos en ella concentrados (Ca, Mn, K) muestre grandes variaciones, de lo cual resultan los numerosos picos de los perfiles composicionales (Fig. 5.17). Es también, de los cóndrulos seleccionados para este estudio, el que contiene más opacos, lo que también queda patente en los numerosos picos de los elementos contenidos por estas fases: aleación de hierro y níquel, troilita (S y Fe) y cromita (Cr, Mn, Ti, V).

El Zn parece concentrarse en las zonas de mesostasia. Finalmente, los elementos Ga y Ge comparten algunos máximos absolutos y relativos con el Ni, en correspondencia con su naturaleza siderófila, y en la zona del borde del cóndrulo, por la proximidad a metálicos.

##### OLI 8 (C5)

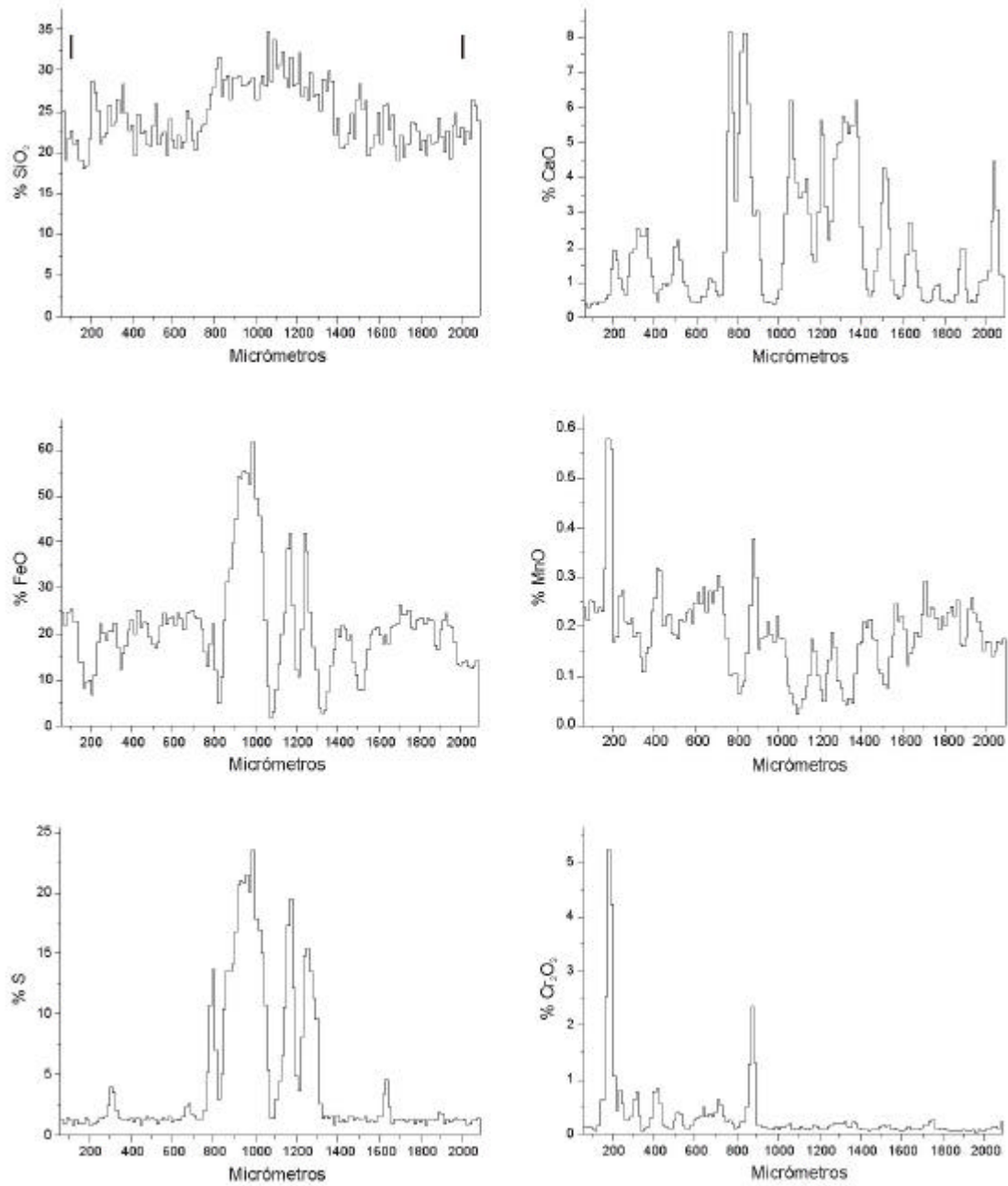
Las distribuciones espaciales de los distintos elementos en este cóndrulo tienen un aspecto muy recortado, causado por la fina textura en la que alternan las acículas de piroxeno y las bandas de mesostasia intersticial (Fig. 4.13B). Aún así, se aprecia una tendencia general a la disminución hacia los bordes del cóndrulo del contenido en Si, Ca, Cr, Ti y V, y también Zn, aunque de forma más leve e irregular (Fig. 5.18). A la vez se produce un aumento en el contenido en Fe, Ni (a pesar de que no se observan granos de aleación de Fe-Ni junto al borde del cóndrulo), K (tenue) y Rb (en el caso de este último elemento, no se descarta que pueda estar interferido por el Fe). En los análisis puntuales de microsonda electrónica se refleja también la heterogeneidad en la distribución de estos elementos, que corresponden a mineralogías de piroxenos ricos y pobres en Ca según el punto analizado. La distribución del Ge se asemeja a la obtenida en el caso del Ni, como corresponde a un elemento siderófilo, cuya presencia en la aleación de Fe-Ni es conocida.

## OLI 9 (C6)

Las distribuciones de los elementos mayores medidos en este cóndrulo porfídico de piroxeno pobre en Ca (Fig. 4.13C) muestran una gran homogeneidad. La posición de la mesostasia, en los estrechos intersticios de los cristales tabulares, a espaciados irregulares, queda apenas resaltada por los picos de K y Ti (Fig. 5.19), aun cuando sería de esperar que el Ca de la mesostasia diese picos más destacados, al ser uno de los elementos cuya diferencia de composición es más acusada entre las dos fases.

El Zn y el Zr tienen distribuciones recortadas, que deberían corresponder a la posición de la mesostasia entre las tábulas de piroxeno. El perfil del Zr se adapta mejor a la misma.

En cuanto al Rb, en este cóndrulo no reproduce la distribución del Fe, por lo que no ha sufrido interferencia con el “pile-up” de este elemento, o ésta influencia es escasa. Al igual que el Sr y de forma algo menos marcada el Ga, muestra tres máximos en las mismas regiones del cóndrulo, coincidiendo a grandes rasgos con las áreas en las que la mesostasia ocupa una mayor superficie. Esto concuerda con el hecho de que los tres elementos ocupan posiciones en la estructura de la plagioclasa.



**Figura 5.17:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo OLI 5 (C4). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

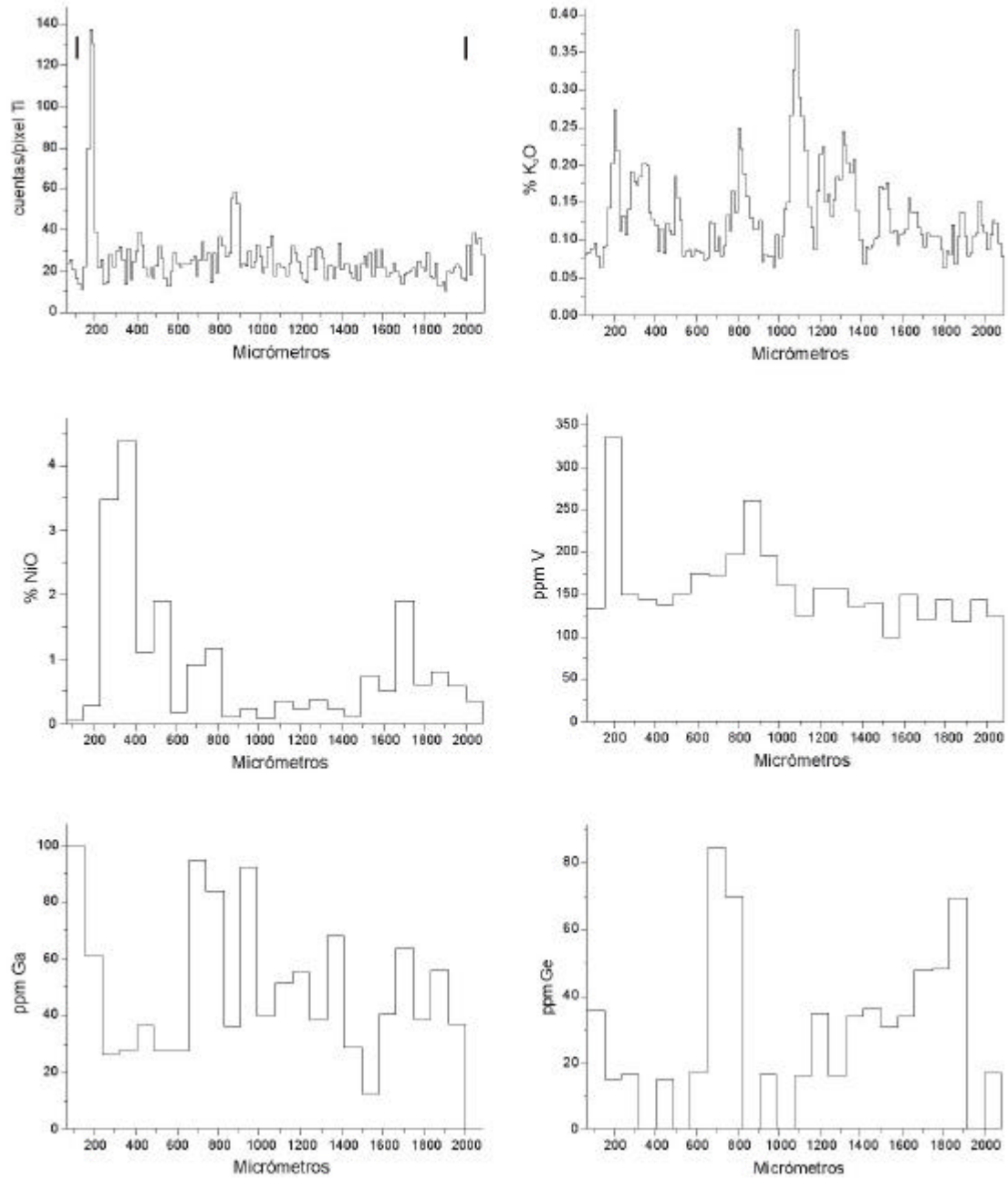
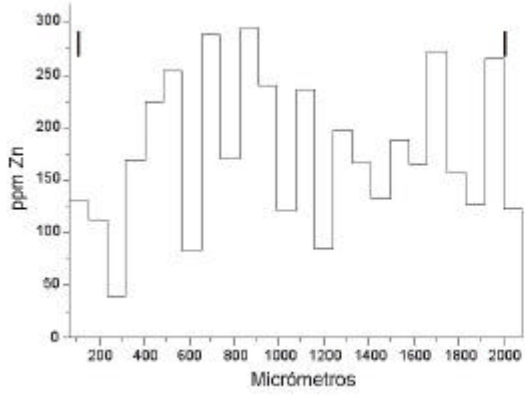
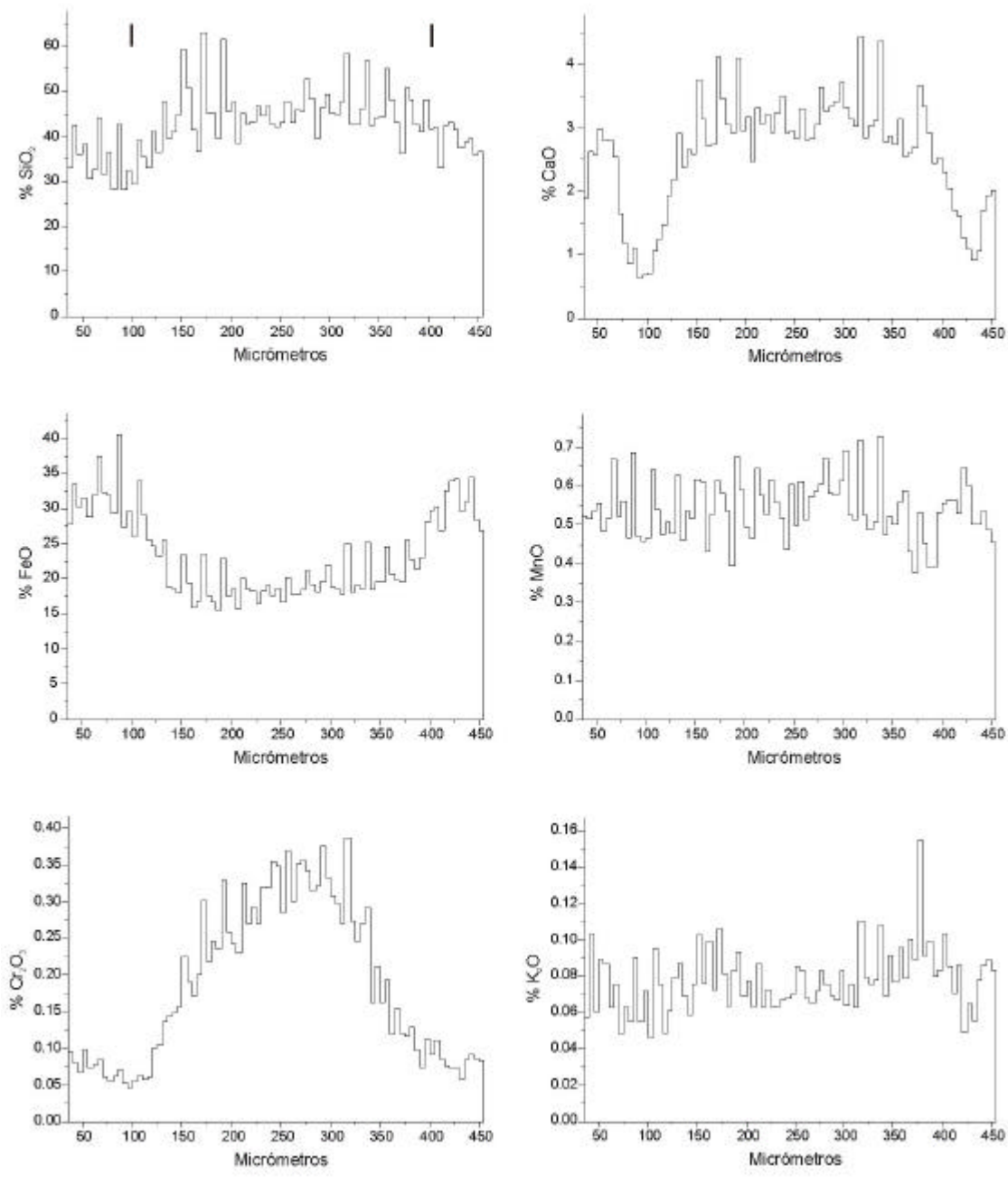


Figura 5.17: (Continuación).



**Figura 5.17:** (Continuación).



**Figura 5.18:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo OLI 8 (C5). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

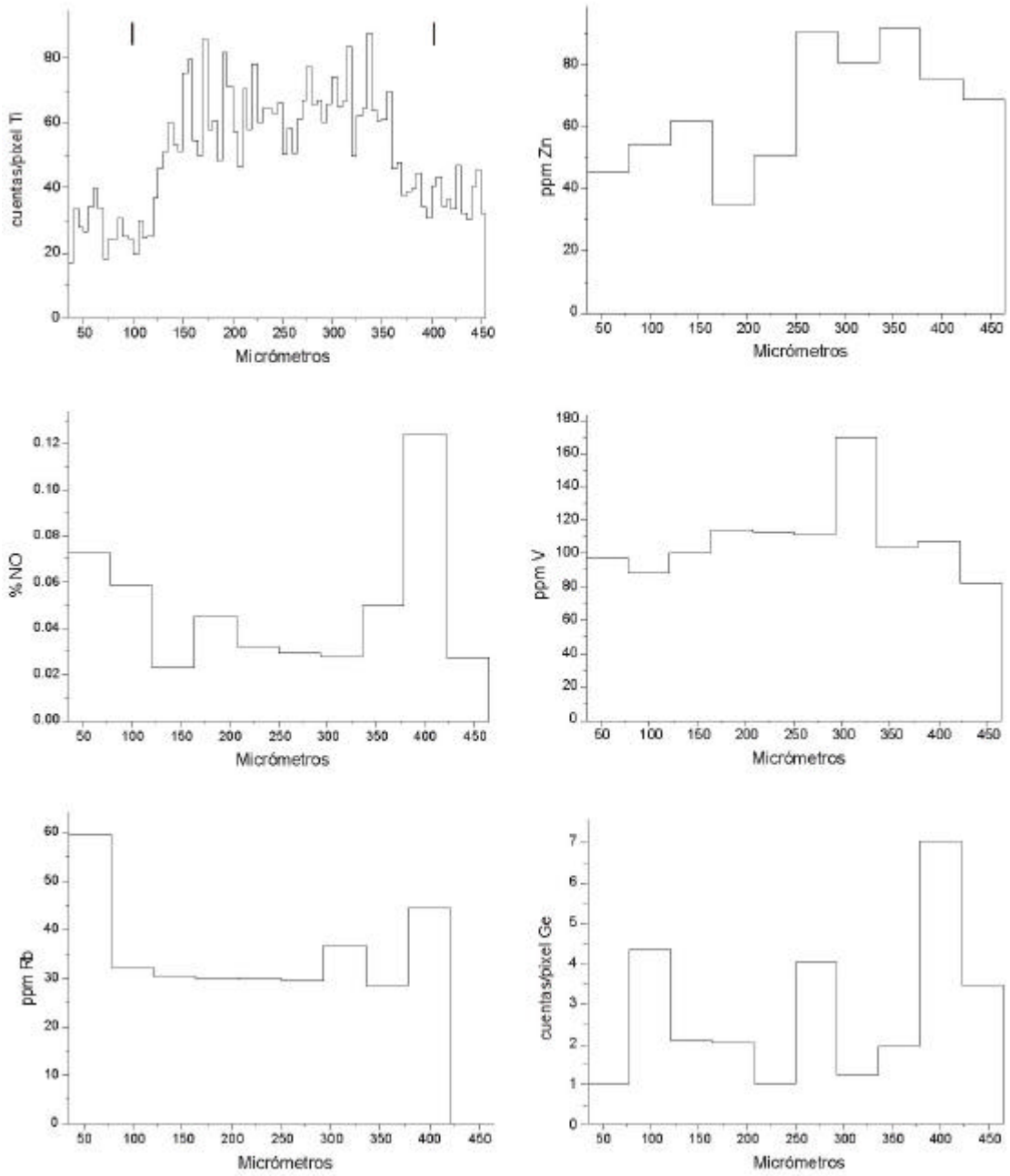
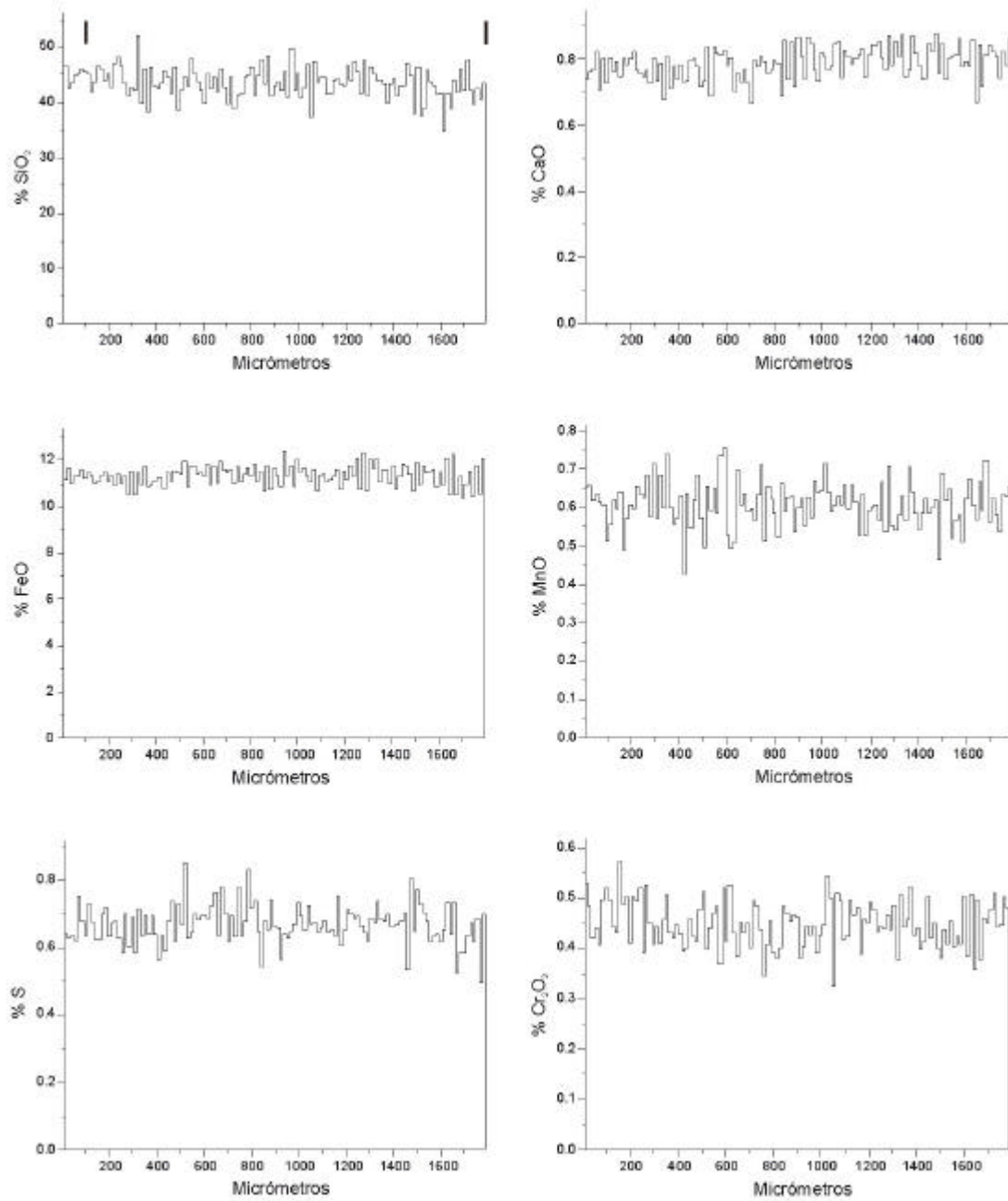


Figura 5.18: (Continuación).





**Figura 5.19:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo OLI 9 (C6). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

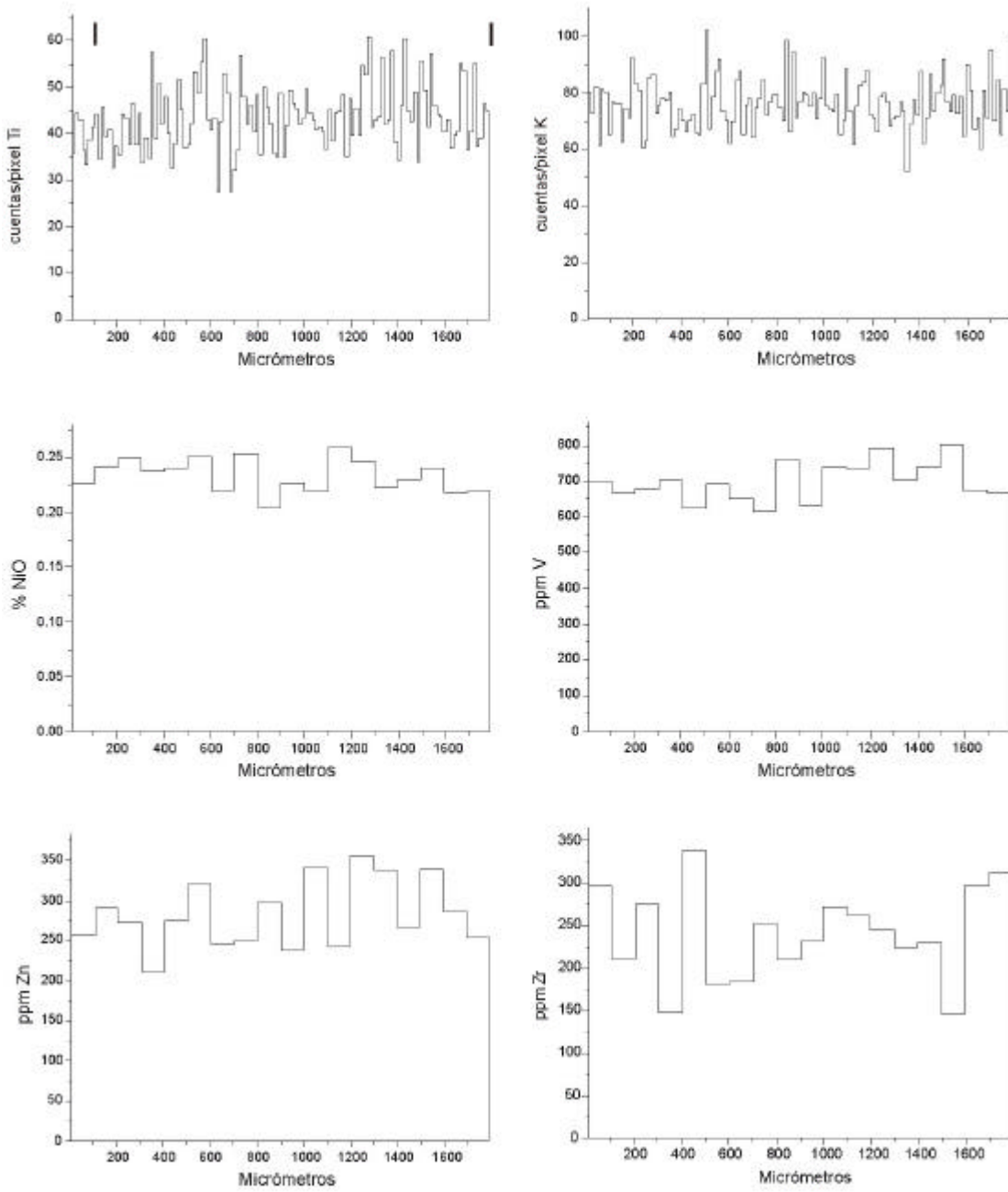


Figura 5.19: (Continuación).

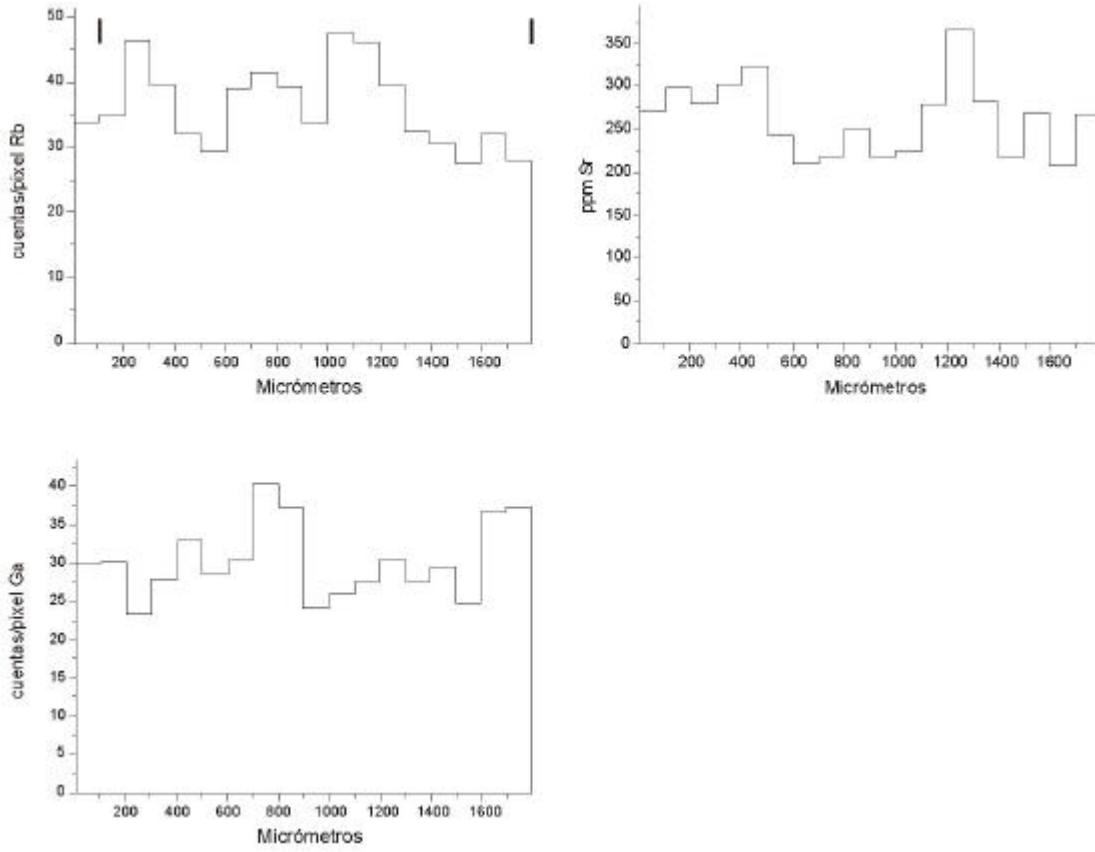


Figura 5.19: (Continuación).

### 5.3 Alteración acuosa.

Mientras que algunos grupos de condritas han experimentado una intensa alteración acuosa (CI, CM y CR), con la consiguiente transformación de los minerales originales de su matriz en filosilicatos, carbonatos, sulfatos y óxidos de hierro, en las condritas ordinarias sus efectos han sido mínimos, y su matriz sigue estando formada principalmente por olivino y piroxeno. Sin embargo, recientemente se han estudiado cóndrulos de condritas ordinarias cuya composición parece haber quedado modificada por este proceso, reflejándose en el aumento o disminución de determinados elementos en el borde del cóndrulo.

Se denomina “bleached chondrules” a cóndrulos de grano fino (criptocristalinos y radiales de piroxeno) en los que el vidrio de la mesostasia aparece destruido, dejando los bordes y zonas con fracturas empobrecidos en los elementos más móviles (Na, K, Al, Ca, Si, Rb,...) en las condritas más desequilibradas, y también en Fe, Cr y Mn, en condritas progresivamente más equilibradas (Kurat, 1969; Christophe Michel-Lévy, 1976; Skinner *et al.*, 1989; Grossman, 1998; Grossman *et al.*, 2000). Normalmente se reconoce a estos cóndrulos en lámina delgada, por la presencia de zonas más transparentes y porosas. La abundancia de “bleached chondrules” decrece con el grado metamórfico posiblemente debido a que las texturas que ayudan a reconocerlos son obliteradas por la recristalización, pero aún se ha llegado a reconocer uno de estos cóndrulos en una condrita L6 (Grossman *et al.*, 2000). A su vez, son menos abundantes en las condritas H que en las L y LL.

El mecanismo propuesto para explicar su formación es la alteración acuosa por circulación de fluidos a través de la matriz de grano fino, y tendría lugar con anterioridad al metamorfismo térmico, pues la recristalización de la mesostasia en plagioclasa la haría más resistente a la alteración que el vidrio. No se ha encontrado una correlación obvia entre la alteración acuosa y el grado de metamorfismo de las condritas. Sin embargo, en algunos cóndrulos se han observado zonas concéntricas ricas en Ca, que se vuelven más anchas con el aumento del grado metamórfico. Este rasgo se ha explicado como una modificación metamórfica posterior a la alteración acuosa, durante la cual las mesostasias tienden a ganar Ca.

En cóndrulos pobres en FeO se han descrito zonados en la mesostasia (Matsunami *et al.*, 1993; Grossman, 1996; Grossman *et al.*, 2002), consistentes en que la mesostasia en las zonas externas está muy enriquecida en elementos volátiles, Na, K y a veces Mn, y empobrecida en Ca, Ti y Cr, en comparación con la mesostasia del centro de estos cóndrulos. El Al y la Si pueden tanto aumentar como disminuir hacia el borde, pero generalmente en sentidos opuestos el uno al otro, mientras que el Fe y el Mg no están zonados.

Los enriquecimientos a borde en determinados elementos se han explicado por su entrada en el cóndrulo durante alguna clase de proceso de alteración posterior a la solidificación del mismo, aunque los citados autores también consideraron que una pequeña parte de este zonado, y el de otros elementos como el Ca y el Cr, parece requerir la preservación del zonado ígneo conservado en la mesostasia por la cristalización fraccionada desde el centro del cóndrulo hasta su superficie. Grossman *et al.* (1997) analizaron la mesostasia de un cóndrulo pobre en FeO procedente de Semarkona (LL3,0), y encontraron que este enriquecimiento en el borde del cóndrulo era extensivo a más elementos volátiles. Además de los ya citados Na, K y Mn, estos autores detectaron enriquecimientos en Rb, Cl y H, junto a empobrecimiento en Si, Ca y Cr, mientras que otros elementos, como Sr, Ti y las REE no mostraban correlación con la posición centro-borde. Grossman *et al.* (1997) concluyeron que estas variaciones son demasiado acusadas para deberse a un proceso ígneo, por lo que apoyaron la hipótesis de un proceso de alteración secundaria. Dicha alteración estaría causada por la circulación de fluidos enriquecidos en álcalis por la matriz, que al reaccionar con el vidrio introdujeron dichos elementos en los cóndrulos.

Algunos de los cóndrulos cuyos perfiles composicionales se describieron anteriormente muestran zonados composicionales que podrían ser resultado de este proceso de alteración acuosa.

Así, en el cóndrulo CAÑ 5 (C2), de textura radial de piroxeno, el Ca se muestra enriquecido hacia el borde del cóndrulo (Fig. 5.9). Esa tendencia también es visible en el Ti y el K, mientras que resulta algo dudosa en el V. En el caso de otros elementos, como el Mn, su contenido parece disminuir ligeramente en el borde. De forma aproximada, esa tendencia se repite en el Zn. El zonado del Mn sí aparece en “bleached

chondrules” reconocidos, pero no así los de Ti y K. En cuanto al aumento de Ca hacia el borde, puede atribuirse al efecto del metamorfismo térmico, con posterioridad al proceso de alteración acuosa.

El aspecto del cóndrulo OLI 8 (C5) visto a microscopio concuerda de por sí con la descripción textural de los “bleached chondrules” (comparar fig. 4.13B con figuras y descripciones de Grossman *et al.*, 2000): junto al borde, las acículas de piroxeno parecen haber desaparecido, dejando un anillo discontinuo de color claro. Muestra unos zonados elementales muy similares a los descritos en los “bleached chondrules” (Fig. 5.18), en lo que respecta al empobrecimiento en los bordes de Si, Ca y Cr. No así el K, que de nuevo muestra un aumento hacia borde. La falta de concordancia del zonado del K con el que observaron los autores antes mencionados en sus trabajos se deba a que generalmente estudian cóndrulos de condritas desequilibradas. Es posible que el K sea reintroducido en la mesostasia durante el metamorfismo térmico.

En los cóndrulos porfídicos se han descrito zonados en la composición de su mesostasia. Aunque los perfiles composicionales de PIXE no registran exclusivamente la composición de esta fase, algunos cóndrulos porfídicos de olivino muestran zonados. Tal es el caso del cóndrulo REL 4 (C12), de abundante mesostasia, en el que el borde está empobrecido en Ca, K y Si, a la vez que enriquecido en Fe y Mn. Dicho patrón composicional sí es coincidente con los descritos en la bibliografía antes citada. La única diferencia, el aumento del K hacia el borde, puede explicarse como en los casos anteriores.

En OLM 4 (C7), los zonados de Si y K (Fig. 5.11) coinciden con los observados en cóndrulos de mesostasias alteradas por fluidos. Sin embargo, los zonados de otros elementos, como Ca, Fe y Mn disminuyen a borde, al contrario de lo observado en los trabajos anteriormente citados. Por ello, no se puede afirmar en este caso que el zonado refleje variaciones en la composición de la mesostasia, y podría deberse a la influencia de la mineralogía del cóndrulo.

---

## **CAPÍTULO 6**

---





## 6. CONCLUSIONES.

A lo largo de este trabajo se han caracterizado mineralógica y composicionalmente distintos tipos de cóndrulos de varias condritas ordinarias (Cañellas H4, Olmedilla de Alarcón H5, Reliegos L5 y Olivenza LL5), escogidas por pertenecer a grupos distintos. Se ha prestado una especial atención a la impronta que los procesos secundarios o asteroidales (metamorfismo de choque, metamorfismo térmico y alteración acuosa) han dejado en las mismas, superponiéndose a rasgos preexistentes primarios o nebulares. De todo esto, se extraen las siguientes conclusiones:

- Todas las condritas muestran rasgos texturales propios del metamorfismo de impacto. En Cañellas se han observado cristales con extinción ondulante, fracturas irregulares y planares, y en un caso se ha apreciado mosaicismo. Los olivinos de Olmedilla de Alarcón, por su parte, muestran extinción ondulante en algunos casos, pero las fracturas irregulares y planares, así como el mosaicismo, son rasgos mucho más frecuentes. En Reliegos predominan los granos afectados por fracturas planares y mosaicismo, mientras que en Olivenza abundan las fracturas planares y las irregulares. Basándonos en los citados rasgos, se ha asignado un grado de metamorfismo de impacto a cada condrita: S3 para Cañellas y Olivenza y S4 para Olmedilla de Alarcón y Reliegos (Muñoz-Espadas *et al.*, 2002). Estos grados corresponden a intensidades de impacto de débiles a moderadas, por lo que no han debido producir empobrecimientos significativos en el contenido de elementos volátiles de las condritas y sus cóndrulos.

- Los espectros microRaman muestran que tanto los picos del olivino como los del piroxeno aparecen desplazados de cinco a diez números de onda hacia valores más bajos de lo que suele ser normal en los espectros de estos minerales. Además, la medida de la anchura a mitad de la altura de los picos del olivino permite comprobar que el valor medio es del orden de  $13 \text{ cm}^{-1}$  para la banda a  $820 \text{ cm}^{-1}$  y de  $17 \text{ cm}^{-1}$  para la banda a  $854 \text{ cm}^{-1}$ . Estos valores son superiores a los observados en olivinos terrestres bien cristalizados, que son del orden de  $9,5 \text{ cm}^{-1}$  para la banda a  $820 \text{ cm}^{-1}$  y  $10,5 \text{ cm}^{-1}$  para la banda a  $854 \text{ cm}^{-1}$ . Tanto el desplazamiento de los picos como el aumento de su anchura son atribuibles a la existencia de un cierto desorden. Esto revela el potencial de la Espectroscopía Raman para detectar, de forma no destructiva y en muestra de mano, si

una condrita ha estado sometida a metamorfismo de choque de intensidades débiles a moderadas.

- El metamorfismo térmico ha modificado notablemente las condritas, tanto textural como composicionalmente. Son cambios texturales la recristalización general de las condritas, el aumento del tamaño de los cristales de la matriz, la pérdida de nitidez de los bordes de los cóndrulos, y la desvitrificación de la mesostasia. Respecto a las composiciones, se ha producido una homogeneización de los minerales, pues no se aprecian zonados en el interior de los cristales, ni hay diferencia entre los minerales de los cóndrulos y los de la matriz, por contraste a lo que se aprecia en las condritas no equilibradas. Las composiciones de sus olivinos y piroxenos pobres en calcio están comprendidas en unos rangos muy concretos para cada condrita: Cañellas: Fa<sub>16,1-17,7</sub> y En<sub>83,3-84,9</sub>; Olmedilla de Alarcón: Fa<sub>17,4-18,8</sub> y En<sub>81,1-83,0</sub>; Reliegos: Fa<sub>22,9-25,2</sub> y En<sub>75,4-78,7</sub>; y Olivenza: Fa<sub>28,1-30,1</sub> y En<sub>71,4-75,5</sub>. Dichas composiciones reflejan el aumento del contenido en hierro de los silicatos a medida que es menor la cantidad de metal en las condritas. Se confirma así la clasificación previa de estas condritas en tipos petrológicos: Cañellas H4, Olmedilla de Alarcón H5, Reliegos L5 y Olivenza LL5.

- Los diagramas de distribución de los elementos en las condritas estudiadas, obtenidos a partir de datos de ICP-OES (Fig. 5.6), muestran secuencias en las abundancias según  $H > L > LL$  y litófilos  $\geq$  siderófilos  $>$  calcófilos. Puede apreciarse una cierta influencia del tipo petrológico entre las condritas de tipo H, Cañellas y Olmedilla de Alarcón, ya que las abundancias en la primera, una H4, suelen ser mayores que en la segunda, una H5. El patrón de distribución de los elementos litófilos tiende a ser plano, salvo para los litófilos moderadamente móviles (Mn, Na, K) que describen una trayectoria ascendente, y algunos elementos que aparecen notablemente empobrecidos respecto a CI: V (empobrecido entre 45-70%), Cr (empobrecido un 55% en Cañellas y Olmedilla de Alarcón, y aproximadamente un 82% en Reliegos y Olivenza) y el Y en Olivenza (empobrecido un 60%). Los siderófilos muestran una tendencia ascendente con el aumento de la movilidad, que se trunca al llegar al P. En cuanto a los elementos calcófilos, su patrón es claramente descendente con movilidad creciente. Las citadas secuencias en el comportamiento de los elementos en las condritas equilibradas coinciden con las observadas en las condritas no equilibradas por otros autores (Sears *et al.*, 1995b), por lo que dichos patrones deben tener un origen

nebular, y no sufren modificaciones sustanciales bajo el efecto del metamorfismo térmico.

- Los diagramas de distribución de los elementos en los cóndrulos seleccionados de cada condritas se proyectaron con datos obtenidos mediante PIXE (Fig. 5.7). Al igual que el Raman, es la primera vez que se aplica esta técnica en una tesis doctoral sobre muestras meteoríticas realizada en nuestro país. Según se observa en dichos diagramas, las abundancias elementales mantienen la secuencia, litófilos  $\geq$  siderófilos  $>$  calcófilos, pero no existe diferencia entre los cóndrulos según el tipo de condrita ordinaria de la que proceden (H, L o LL). Las diferencias en las abundancias de determinados elementos en cóndrulos concretos tampoco se muestran condicionada por la condrita de la que proceden, ni por la textura y mineralogía del propio cóndrulo.

Entre los elementos litófilos, las abundancias descienden desde los más refractarios, hasta aquellos con movilidades intermedias. Al llegar a los elementos litófilos más móviles la tendencia se invierte, pues su abundancia empieza a aumentar en el Mn o el K, aumenta acusadamente en el Rb, y sube de forma algo menos marcada en el caso del Br. El contenido en potasio respecto a CI varía entre empobrecimientos del 20 y el 60% en varios cóndrulos concretos (CAÑ 7 (C1), REL 3 (C10) y REL 4 (C12)) a enriquecimientos del 10 al 80% en el resto salvo, excepcionalmente, un enriquecimiento de ocho veces más en CAÑ 11 (C3). Ese mismo cóndrulo alcanza también el mayor enriquecimiento en Rb, 12 veces mayor a CI. El rubidio en los demás cóndrulos se caracteriza siempre por importantes enriquecimientos, de dos a catorce veces CI. Los contenidos en Br muestran ascensos algo más moderados, de dos a cuatro veces mayores sobre CI. En varios cóndrulos (ej.: OLM 4 (C7), OLM 9 (C8) y OLI 9 (C6)), el Ti, y a veces también el Ca, presentan un descenso respecto al elemento inmediatamente anterior, el Zr, y posteriores, el V y el Sr.

Los elementos siderófilos reflejan generalmente abundancias menores a las de los litófilos. Su patrón de distribución tiende a ser descendente con el aumento de la movilidad, salvo para el Ga, con abundancias muy dispersas, y el Ni, cuya abundancia desciende mucho más acusadamente que para otros elementos a los que se les atribuye mayor movilidad. Para explicar el caso del Ni existen dos alternativas: el empobrecimiento de los cóndrulos en metales respecto a la condrita total, o bien que la

secuencia de movilidad de los siderófilos no reproduce en forma 1:1 la secuencia de volatilidad.

En cuanto a los elementos calcófilos, sus abundancias son inferiores a CI, generalmente entre un 30 y un 90%, a la vez que también son menores a las de los elementos litófilos y siderófilos. Además, decrecen según aumenta su movilidad.

- Las correlaciones ( $r$ ) entre elementos analizados en los cóndrulos revelan la existencia de distintas asociaciones entre elementos, condicionadas por la afinidad de los elementos por ciertas las fases minerales, pero no por la textura de los cóndrulos. El grupo Si-Ni-S refleja el hecho de que el contenido en metal y sulfuro en un cóndrulo se realiza en detrimento de la proporción de la fracción silicatada. Los pares Fe-S y Ni-S con  $r$  positiva son también reflejo de la presencia de troilita. Entre los elementos traza se percibe una relación entre los elementos Zr-V-Sr-(Ga)-(Br)-Cu-Zn (refractarios frente a volátiles).

- La relación elementos refractarios/elementos volátiles, calculada a partir de elementos mayores, se encuentra en un estrecho rango para todos los cóndrulos estudiados. Este resultado contrasta con lo observado en cóndrulos de condritas de bajo tipo petrológico, donde la relación refractarios/volátiles aumenta con el diámetro del cóndrulo. Se considera que el metamorfismo térmico es el mecanismo responsable de esta homogeneización.

- La distribución de los elementos en el interior de los cóndrulos está gobernada por la mineralogía de los mismos. De esta forma, los elementos siderófilos se concentran principalmente en los puntos en los que se observa la presencia de granos de aleación metálica. Los elementos que no entran en la estructura del olivino y el ortopiroxeno (Ca, K, Al) y los que sustituyen a éstos por la similitud de su radio iónico (Sr, Ga), son más abundantes en la mesostasia. Otro tanto puede decirse de elementos que se alojan con marcada preferencia en un determinado mineral, como es el caso del Cr, V y Ti en las cromitas.

- Aún cuando la alteración acuosa es un proceso que en las condritas ordinarias no alcanza gran desarrollo, y además las transformaciones causadas por el

metamorfismo térmico dificultan el reconocimiento de sus efectos, algunos de los cóndrulos analizados muestran rasgos texturales y composicionales atribuibles a éste proceso. Se trata de cóndrulos de texturas de grano muy fino, o bien cóndrulos porfídicos en los que la fase afectada es la mesostasia. A dichos cóndrulos se les denomina “bleached chondrules”.

Así, en Cañellas, en el cóndrulo CAÑ 5 (C2), de textura radial de piroxeno, los elementos Ca, Ti, K, y de forma menos clara V, se muestran enriquecidos hacia el borde del cóndrulo, mientras que el Mn, y de forma aproximada el Zn, disminuyen ligeramente. El zonado del Mn es típico de “bleached chondrules” reconocidos, mientras que al aumento de Ca Ti y K hacia el borde, puede atribuirse a una reintroducción producida posteriormente por el metamorfismo térmico. El cóndrulo OLI 8 (C5) de Olivenza, también de textura radial de piroxeno, presenta un borde alterado, característico de los “bleached chondrules”. Sus zonados elementales son muy similares a los descritos en la literatura, con disminución hacia borde de Si, Ca y Cr. No así el K, que de nuevo muestra un aumento hacia borde, atribuible al efecto del metamorfismo térmico.

En un tipo distinto de cóndrulos, los de textura porfídica, se han descrito zonados que afectan sólo a la composición de su mesostasia. Así, en un cóndrulo olivínico de Reliegos, REL 4 (C12), el borde está empobrecido en Ca, K y Si, a la vez que enriquecido en Fe y Mn. Dicho patrón coincide con las descripciones de la literatura. La única diferencia, referida al aumento del K en el borde, puede deberse al metamorfismo térmico.

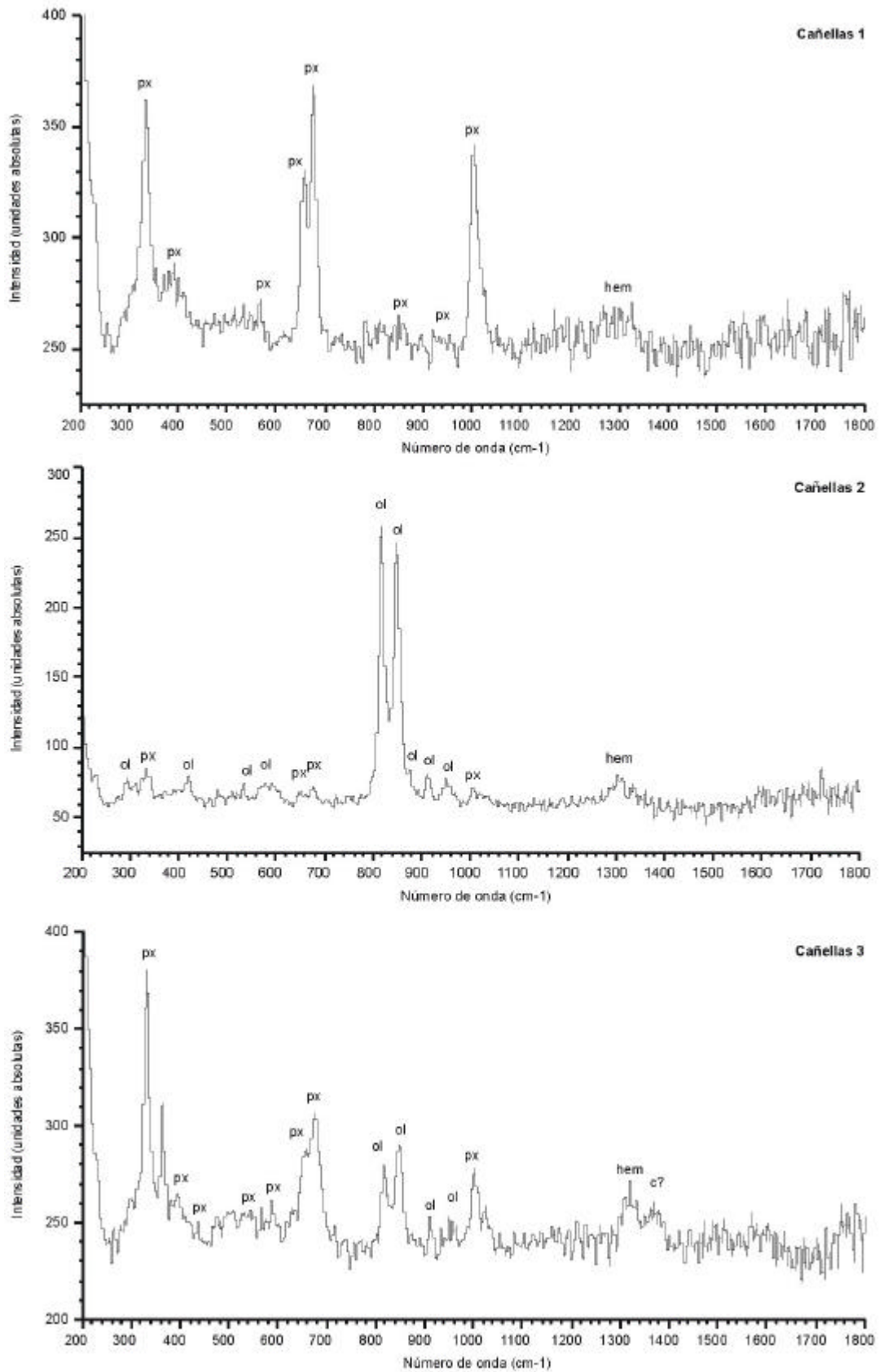


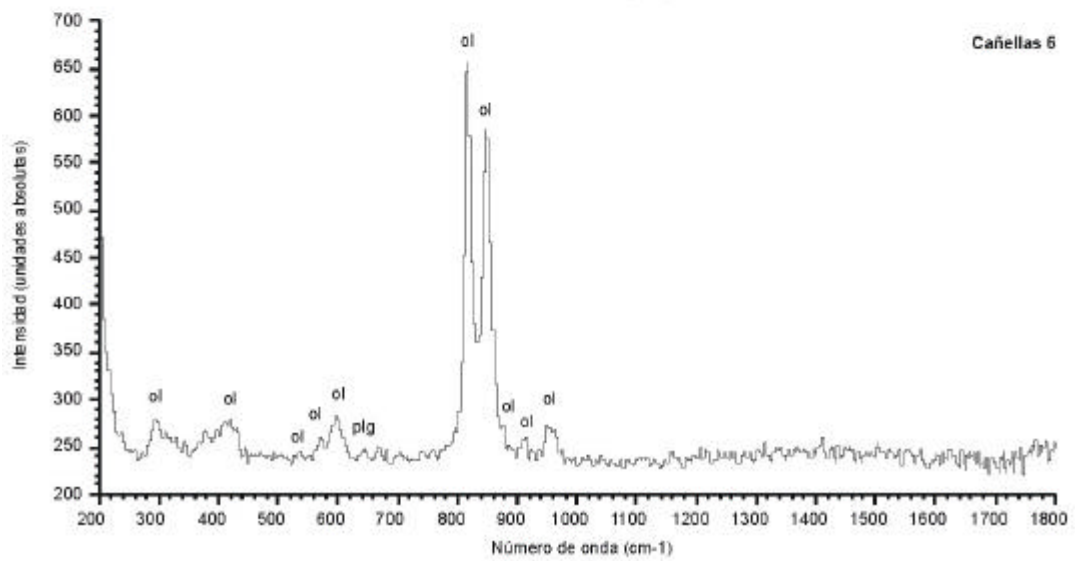
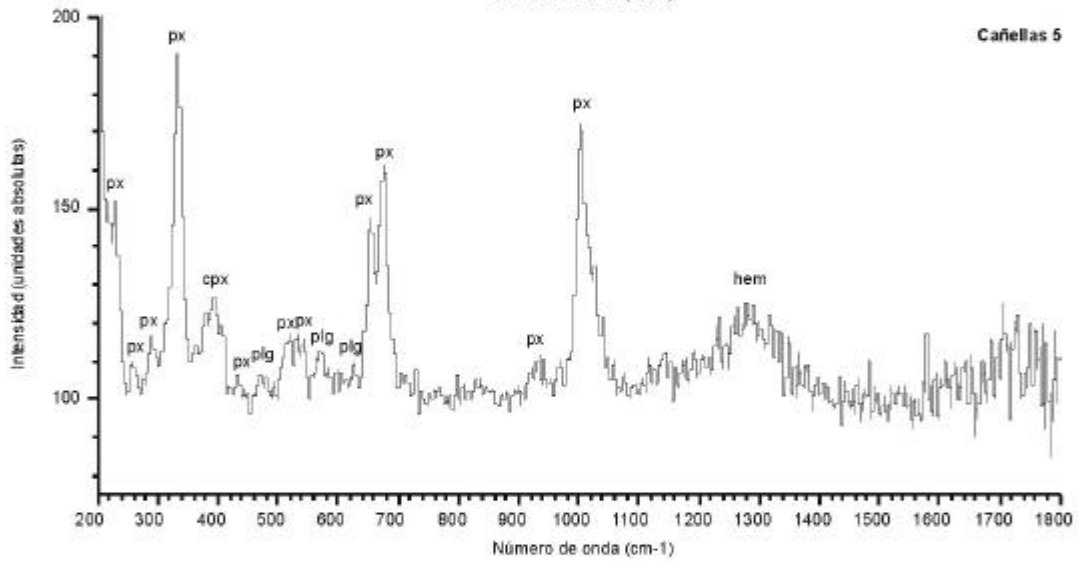
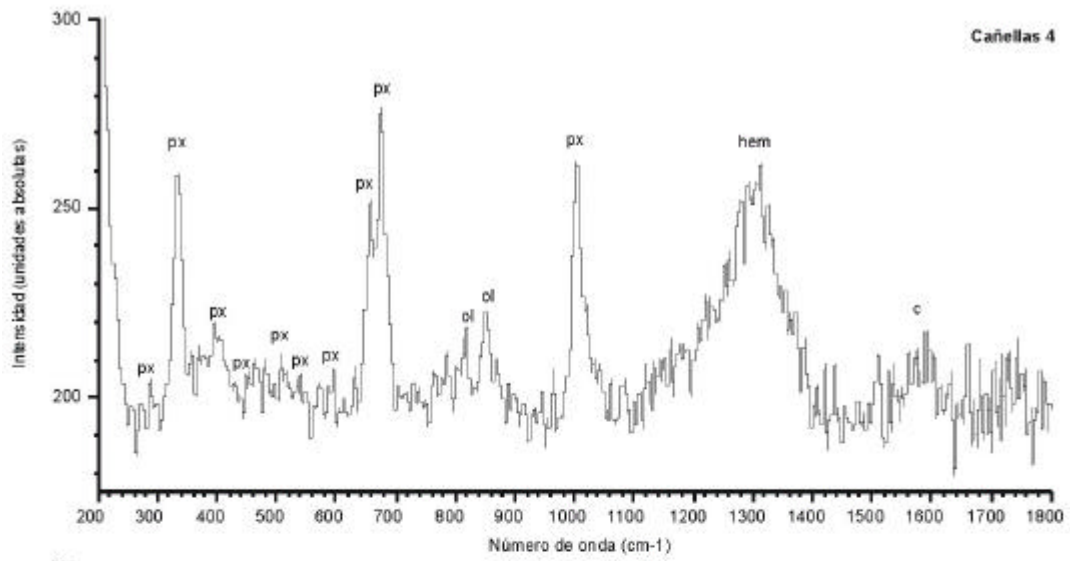
# **APÉNDICES**

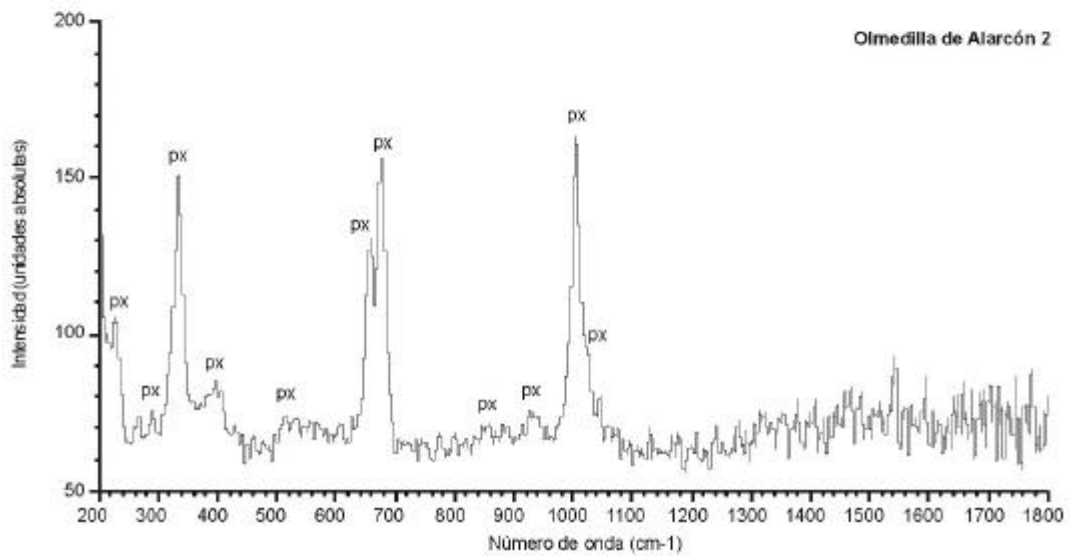
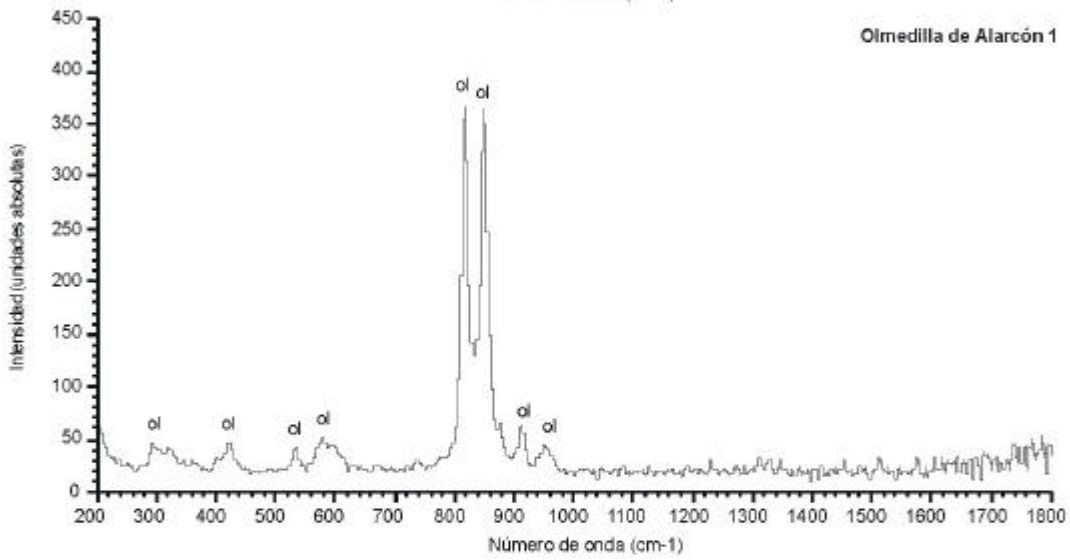
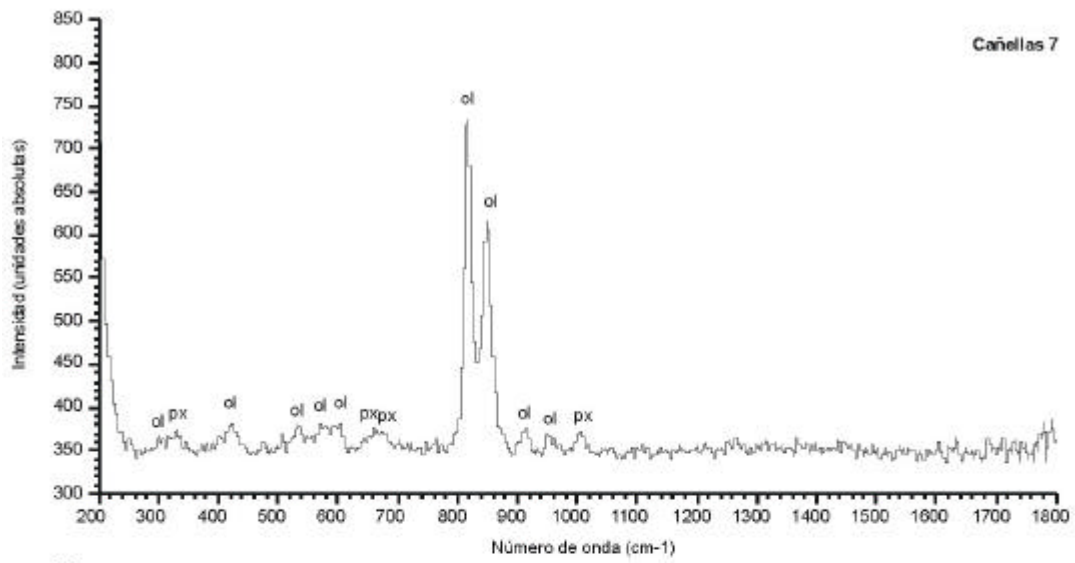


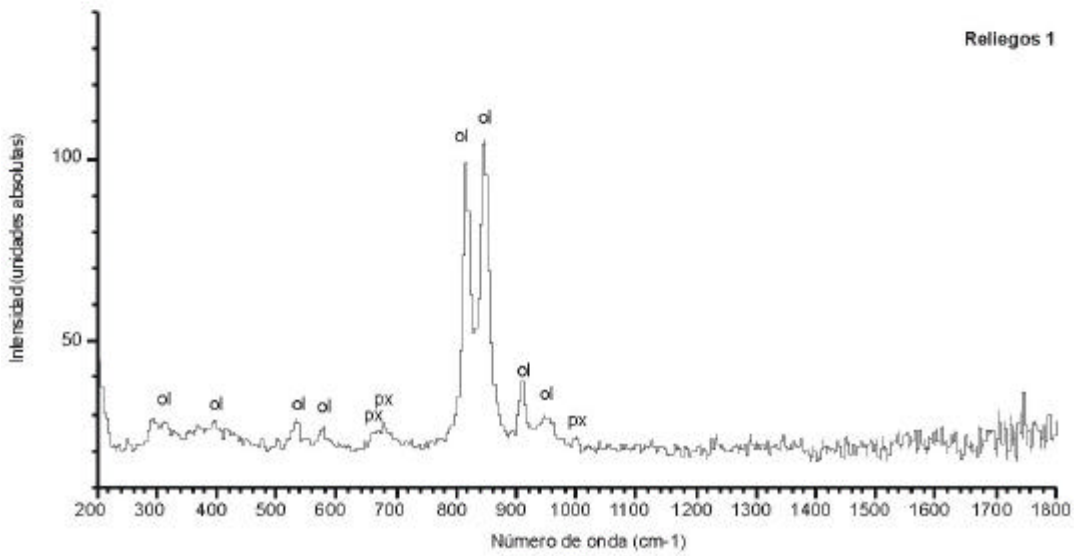
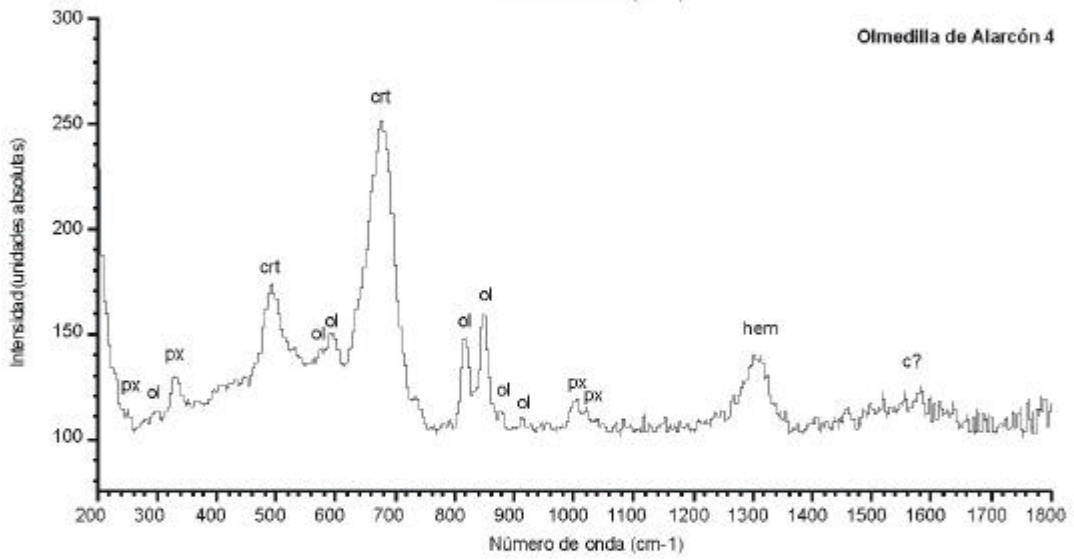
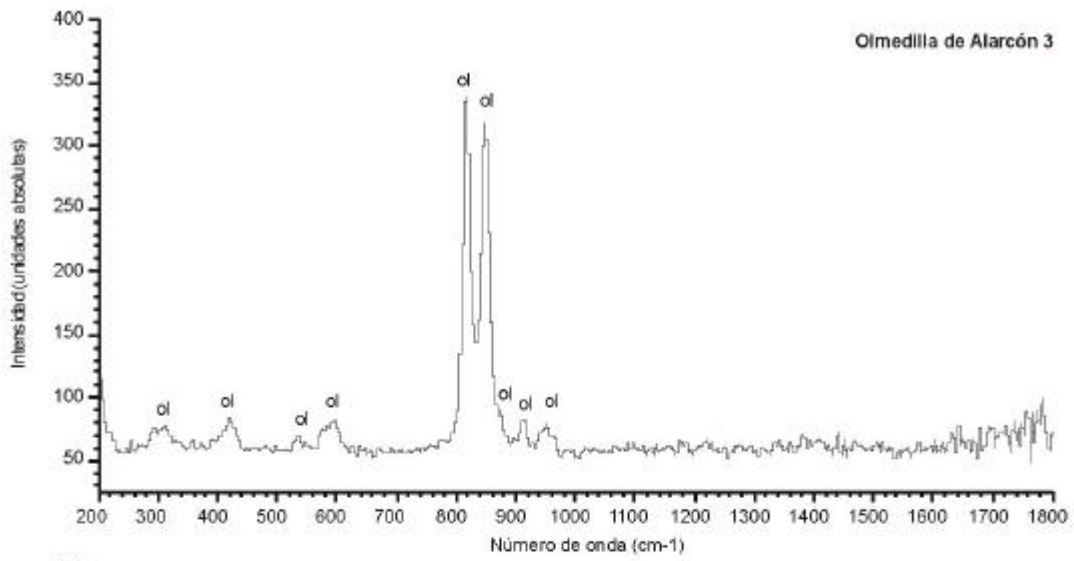


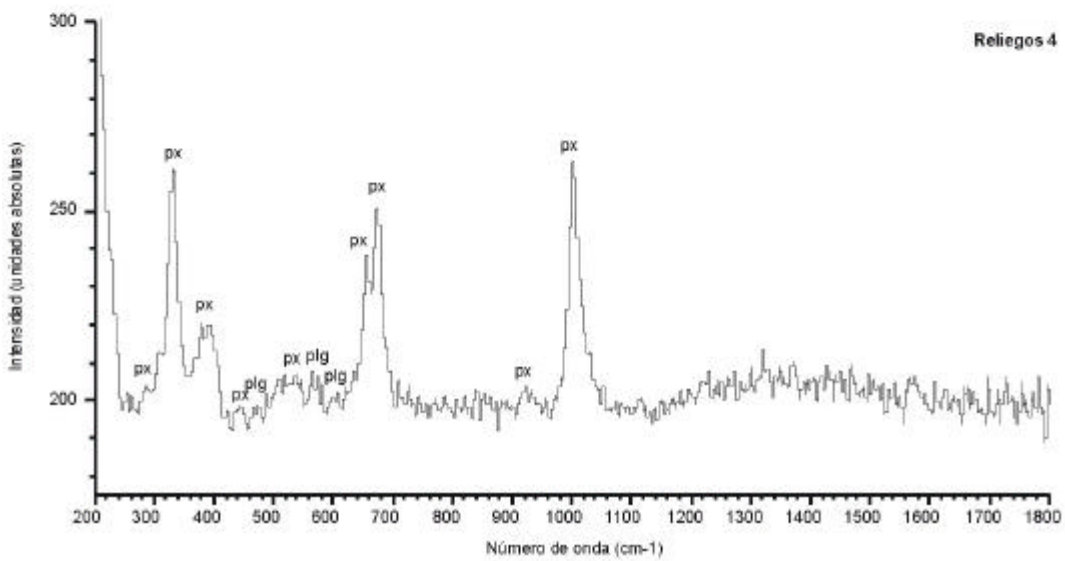
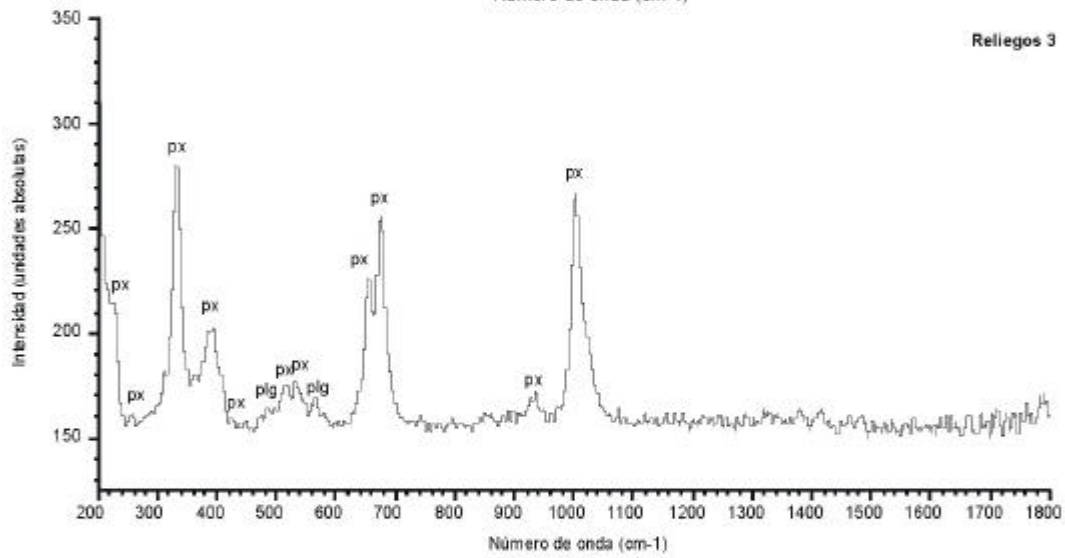
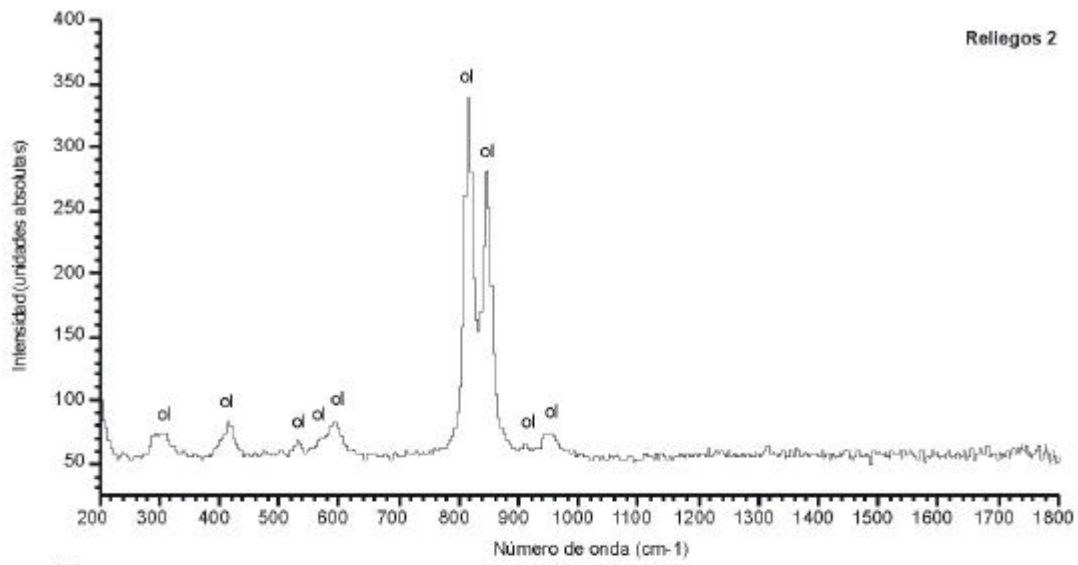
**Apéndice 1:** Espectros Raman realizados sobre las muestras de mano de las condritas, y fotos del punto en el que se enfocó el láser.

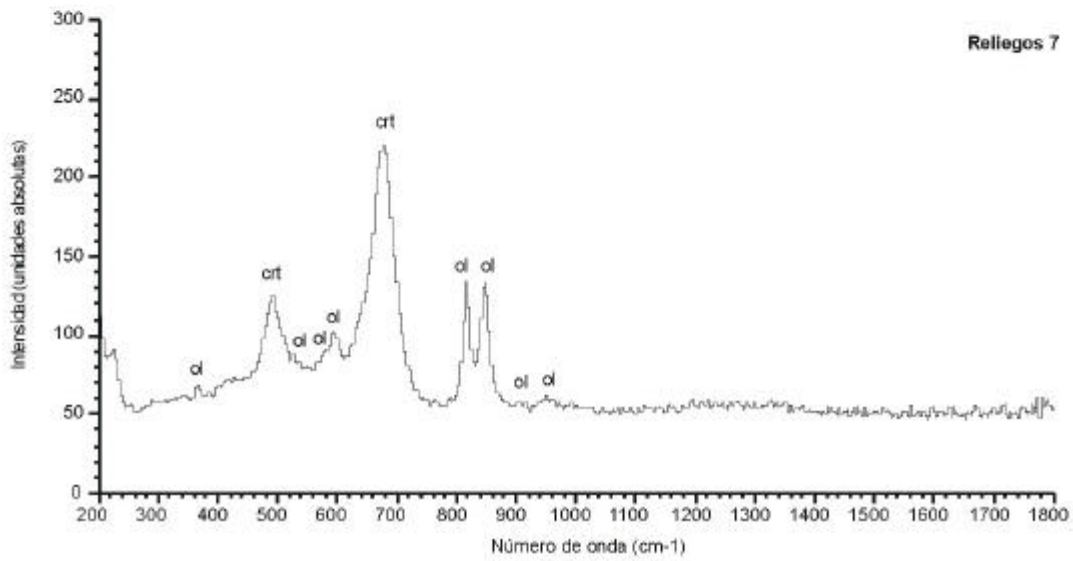
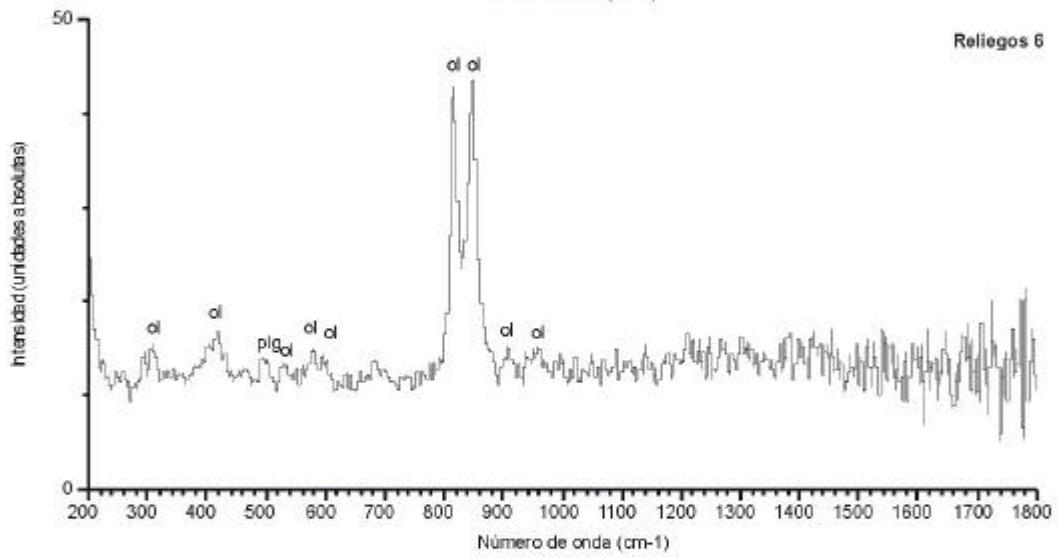
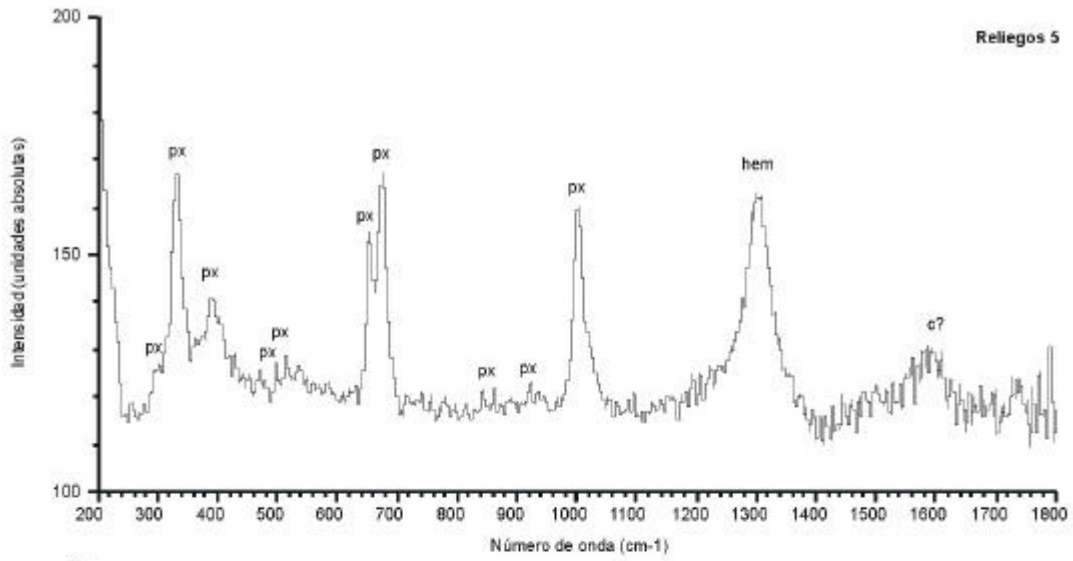


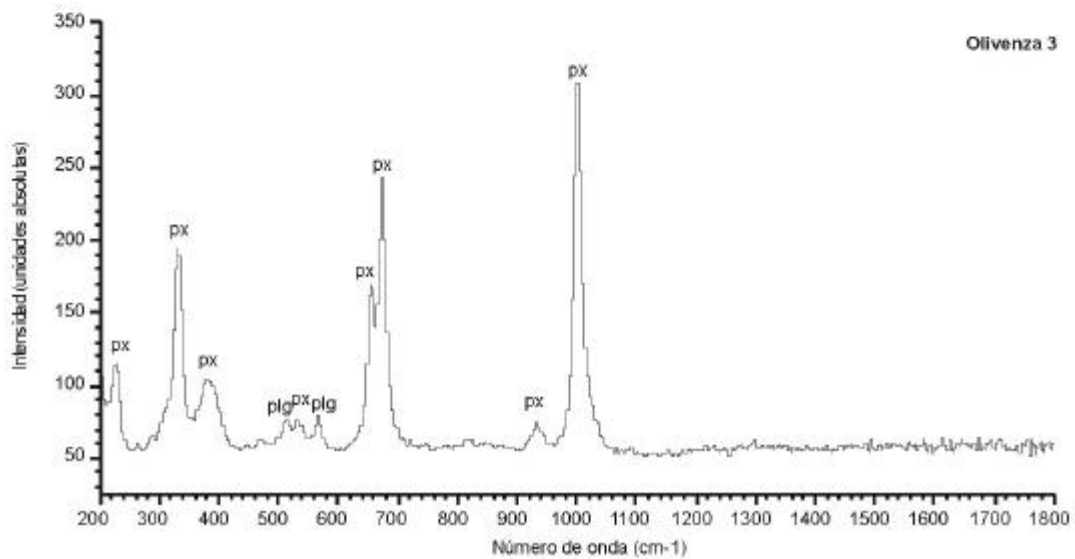
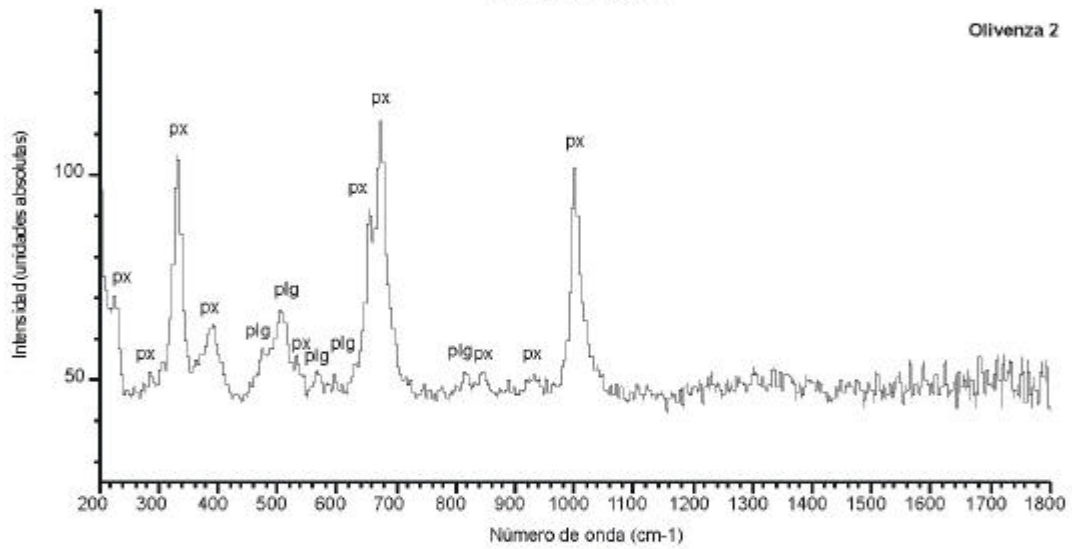
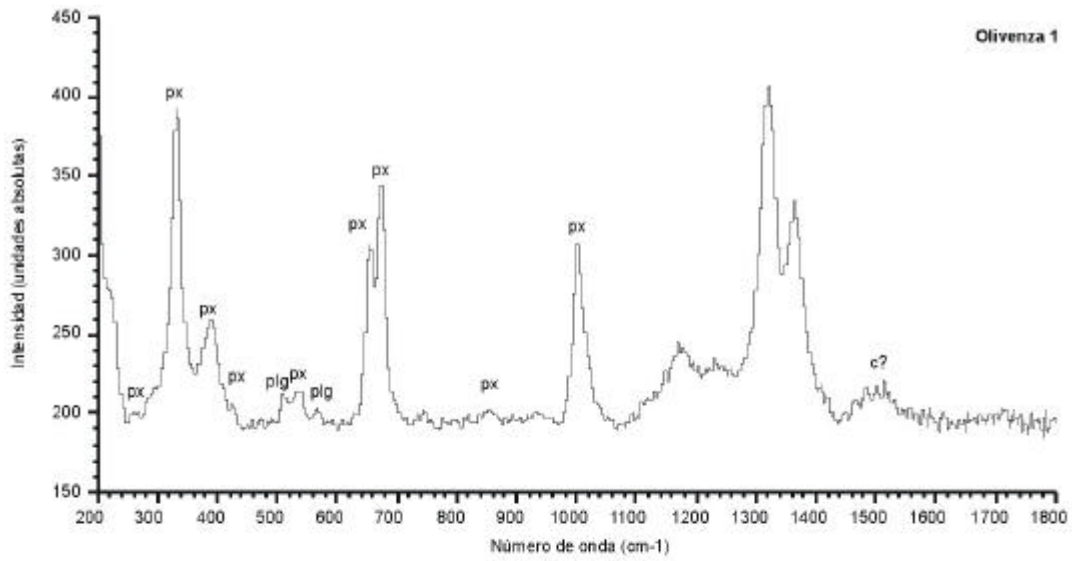


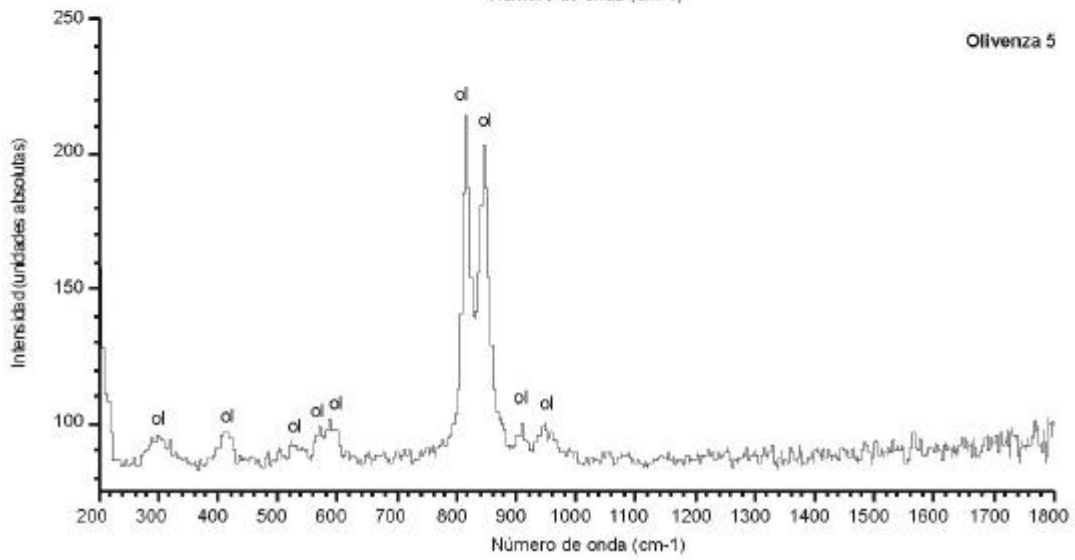
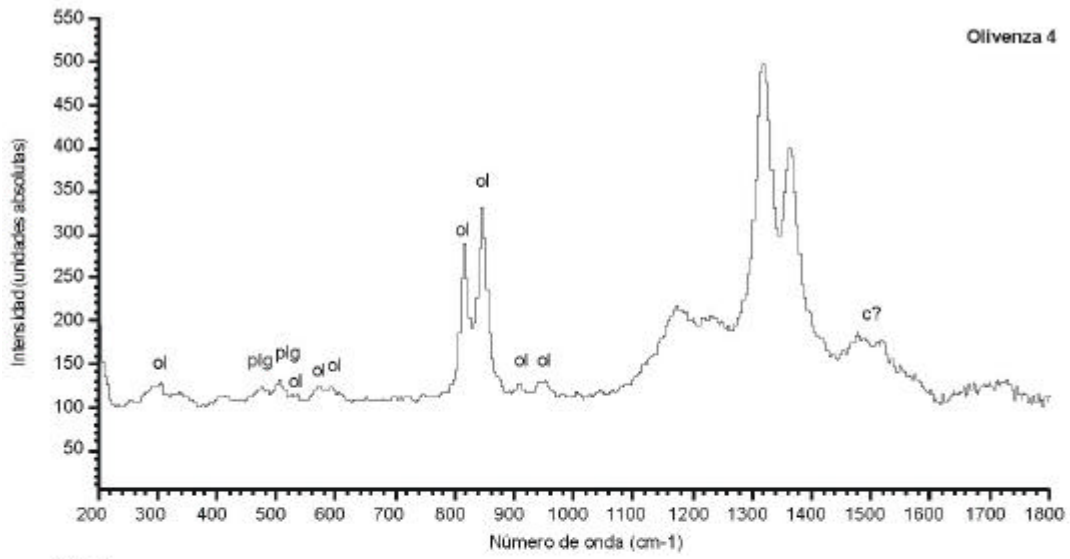




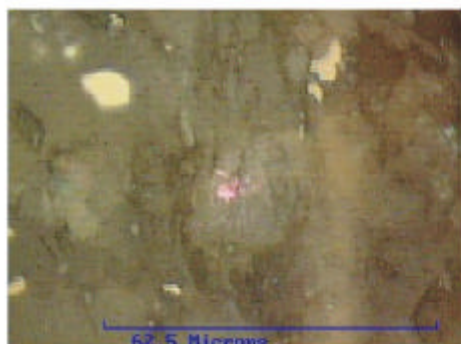




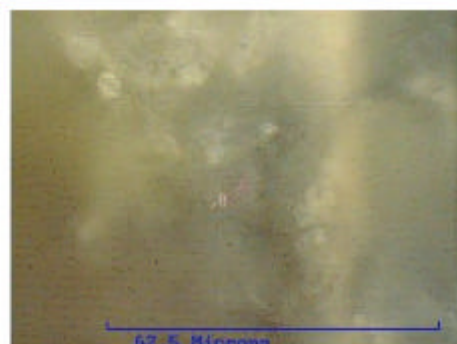




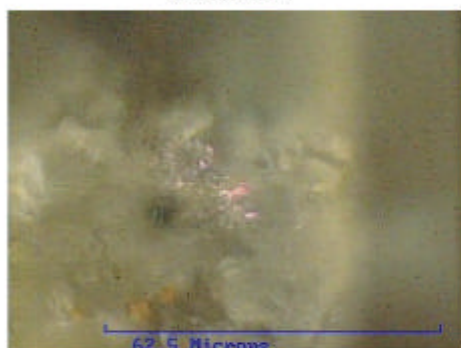




Cañellas 1



Cañellas 2



Cañellas 3



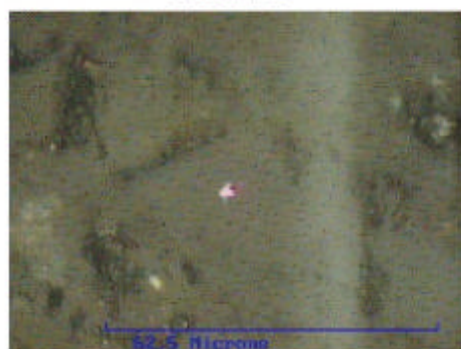
Cañellas 4



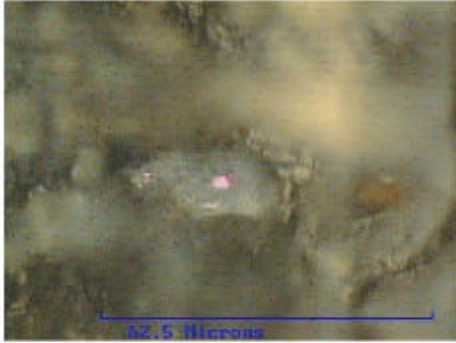
Cañellas 5



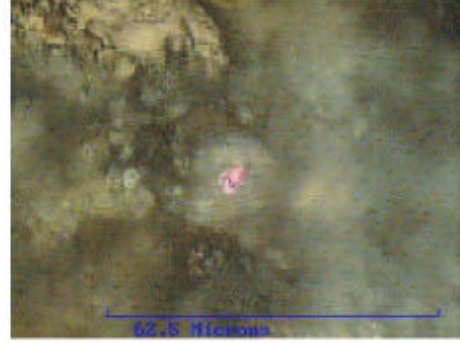
Cañellas 6



Cañellas 7



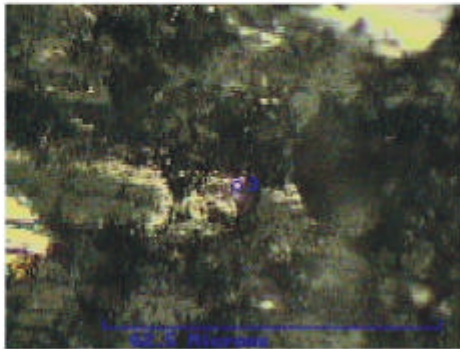
Olmedilla de Alarcón 1



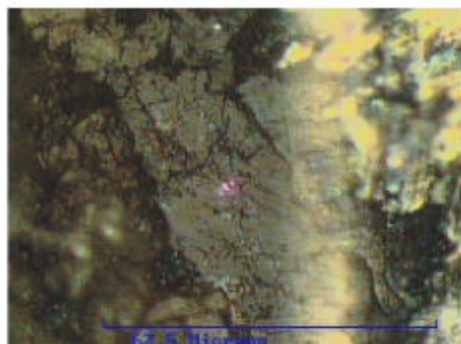
Olmedilla de Alarcón 2



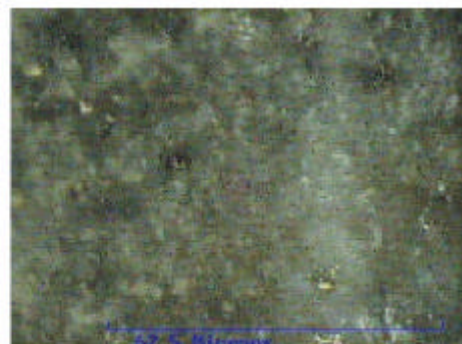
Olmedilla de Alarcón 3



Olmedilla de Alarcón 4



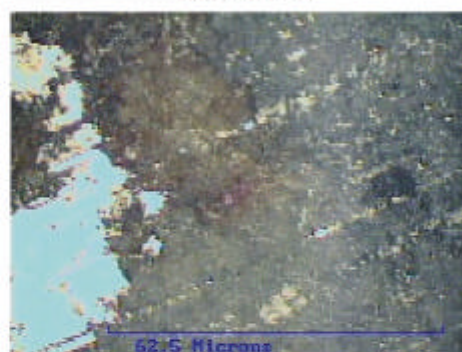
Reliegos 1



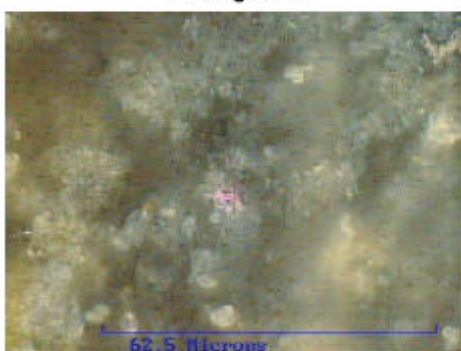
Reliegos 2



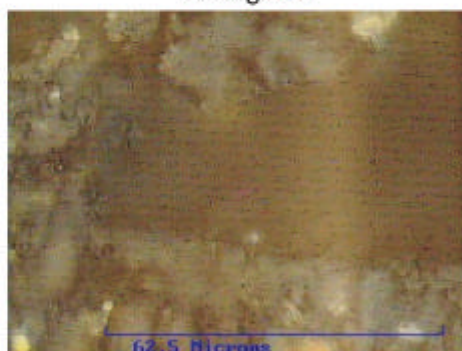
Reliegos 3



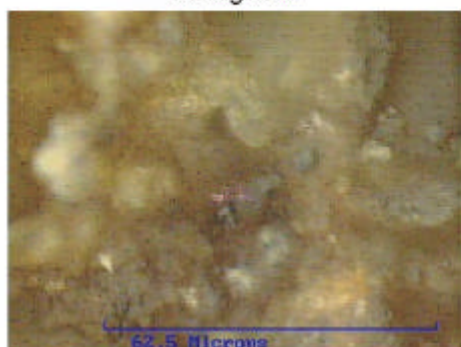
Reliegos 4



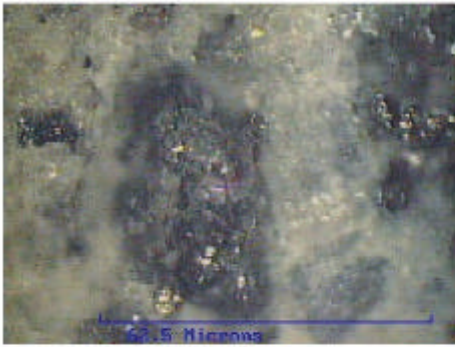
Reliegos 5



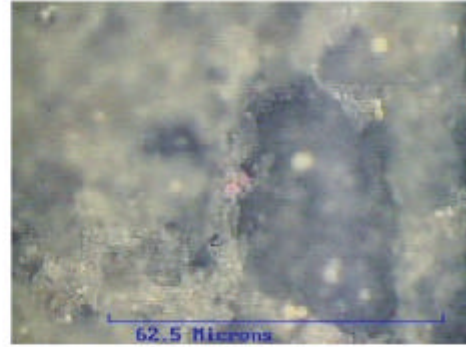
Reliegos 6



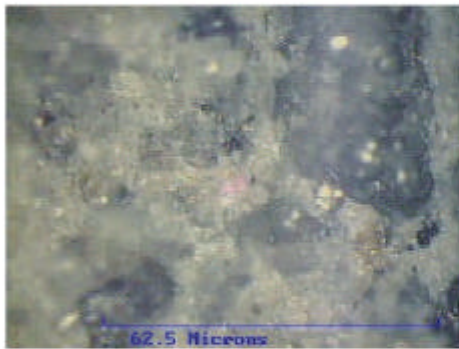
Reliegos 7



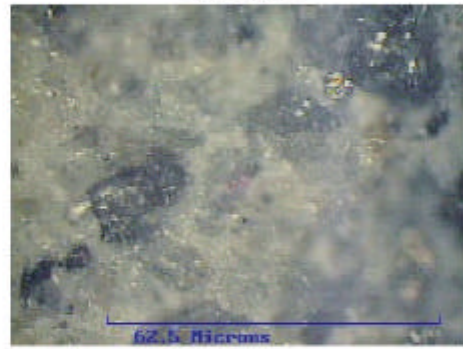
Olivenza 1



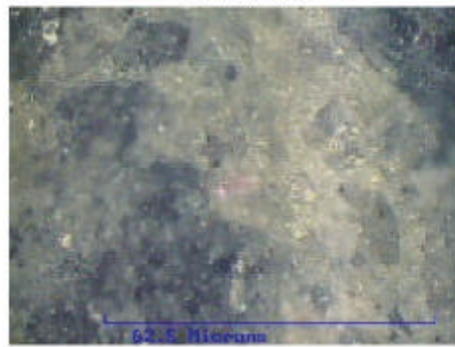
Olivenza 2



Olivenza 3

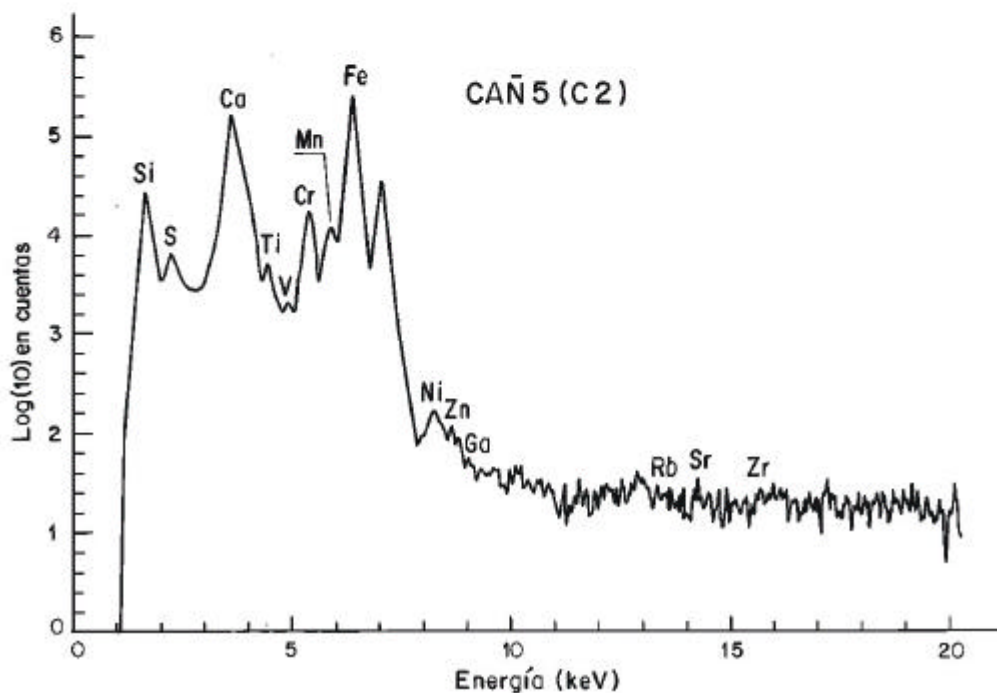
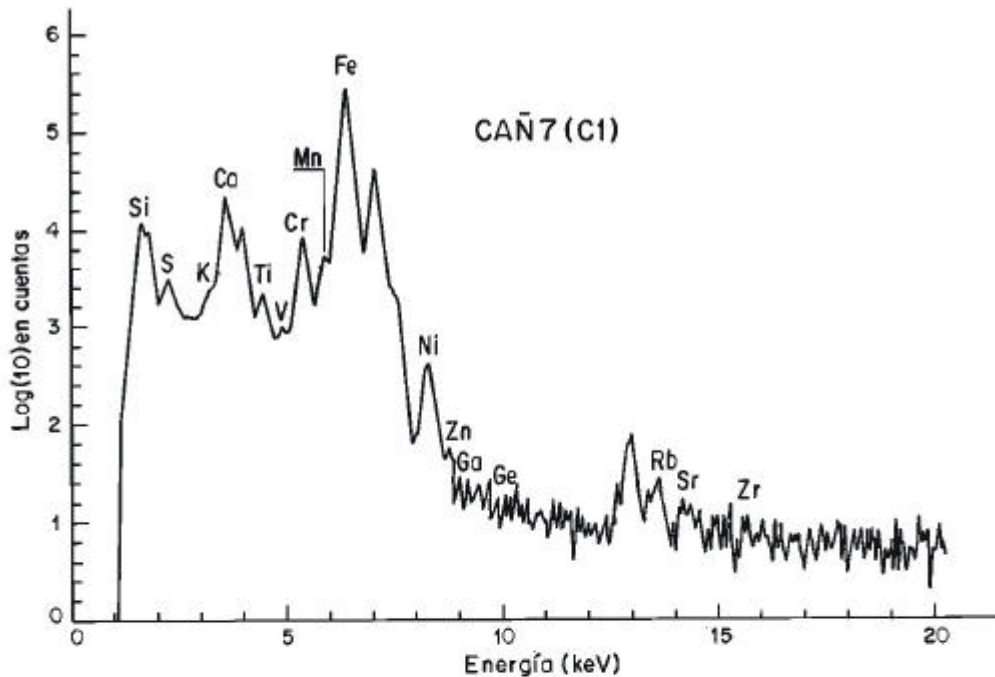


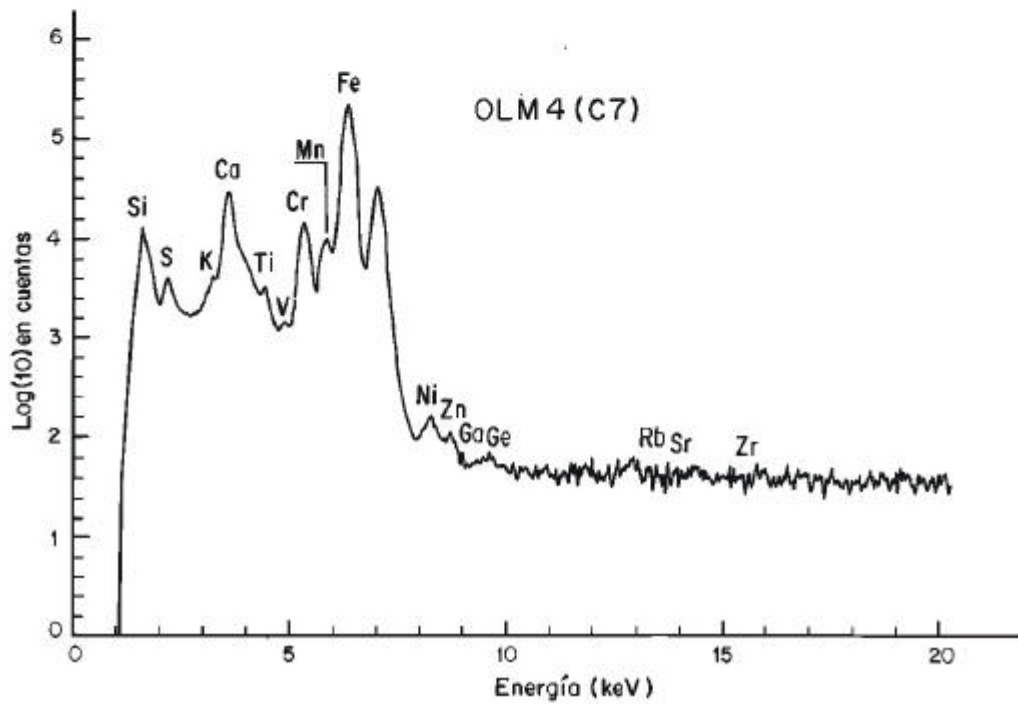
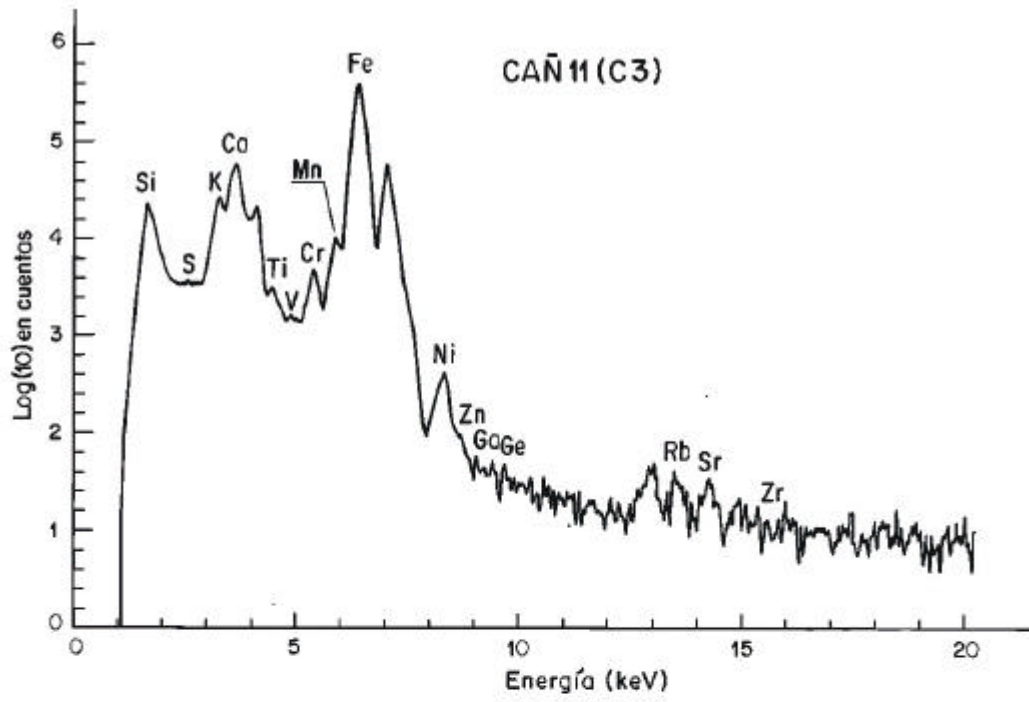
Olivenza 4



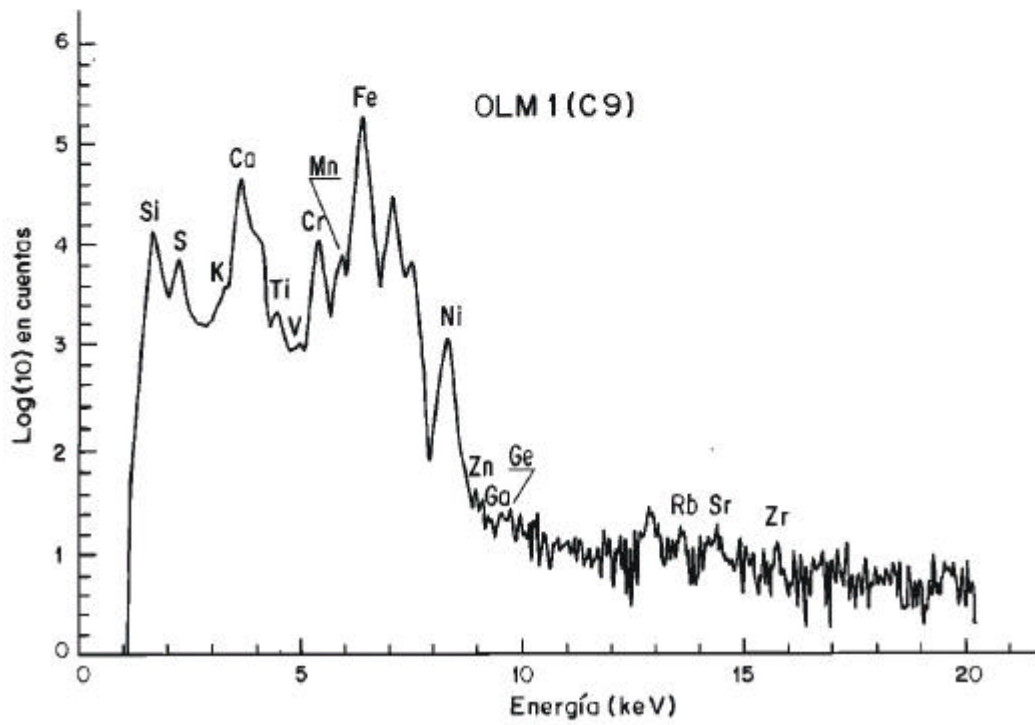
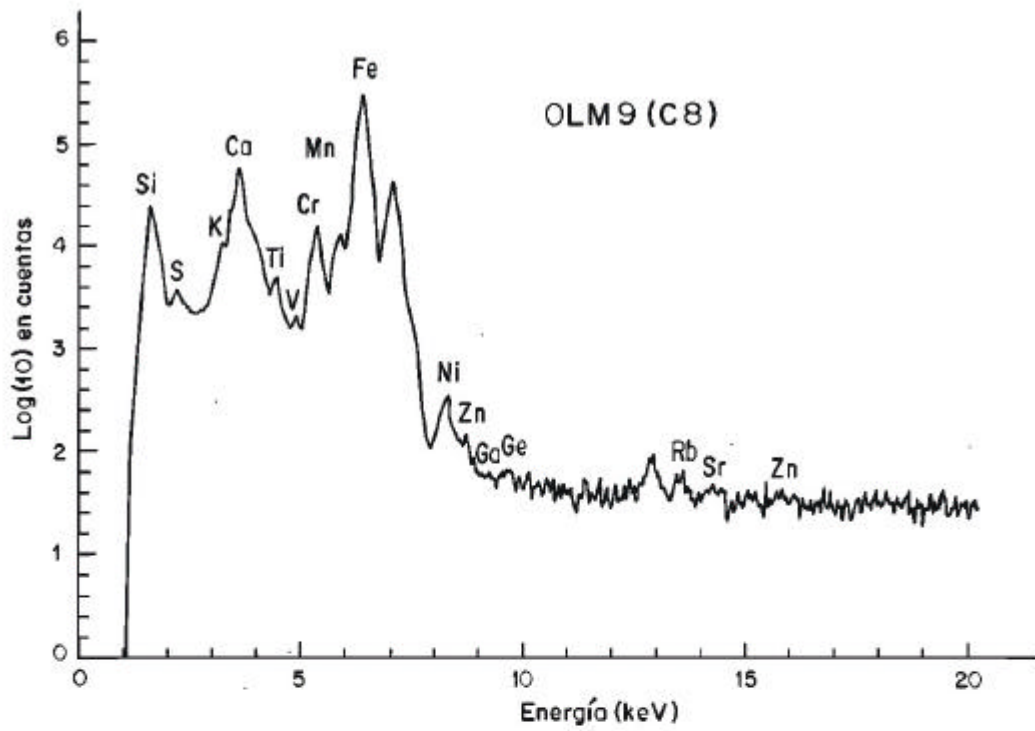
Olivenza 5

**Apéndice 2:** Espectros de rayos X de los cóndrulos seleccionados, obtenidos mediante PIXE. De cada elemento se nombra un único pico, el  $K_{\alpha}$ , salvo en el caso del Ni, en cuyo caso el  $K_{\beta}$  resulta mucho más distintivo. El llamativo pico situado a una energía de 12,8 keV corresponde a un “pile-up” del Fe ( $K_{\alpha}+K_{\alpha}$ ), mientras que el pico a 13,35 keV, que corresponde a la energía del  $K_{\alpha}$  del Rb, puede estar interferido por otro “pile-up” del hierro ( $K_{\alpha}+K_{\beta}$ ).

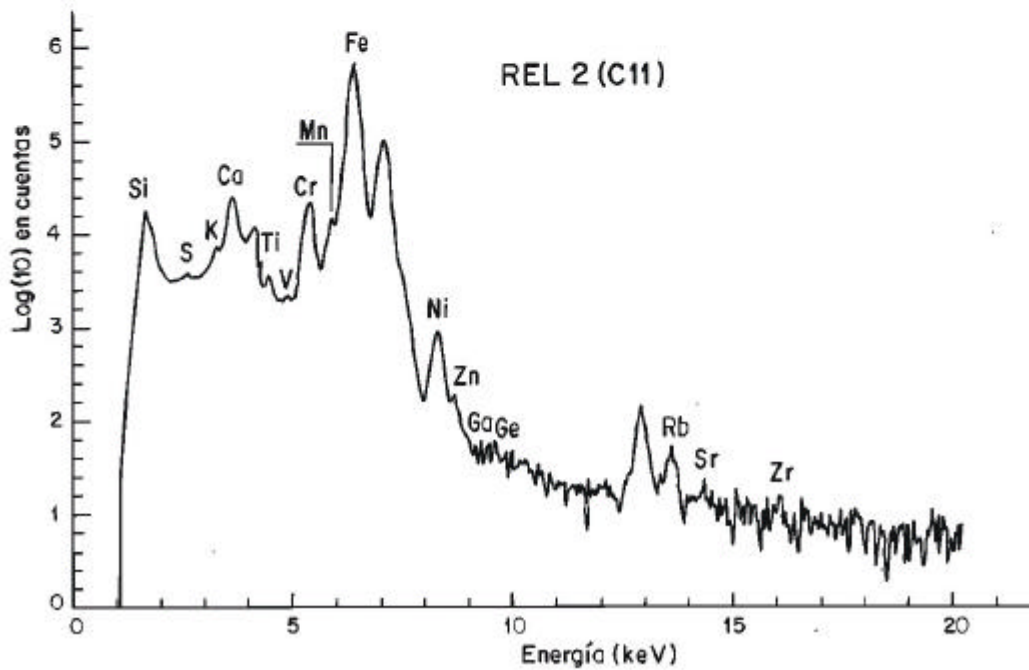
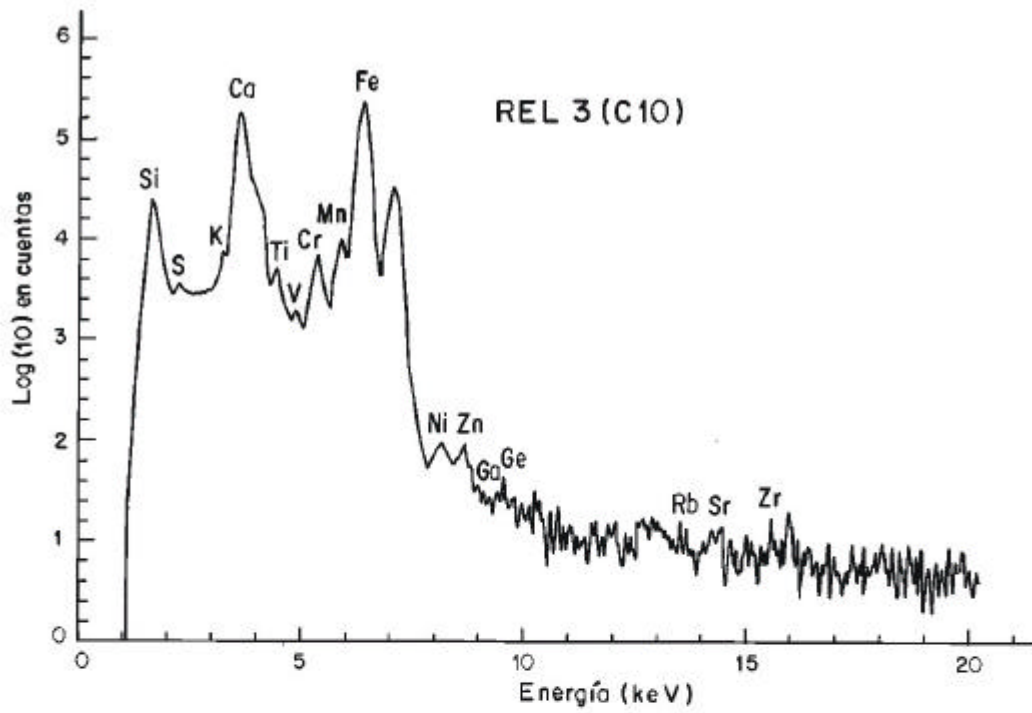


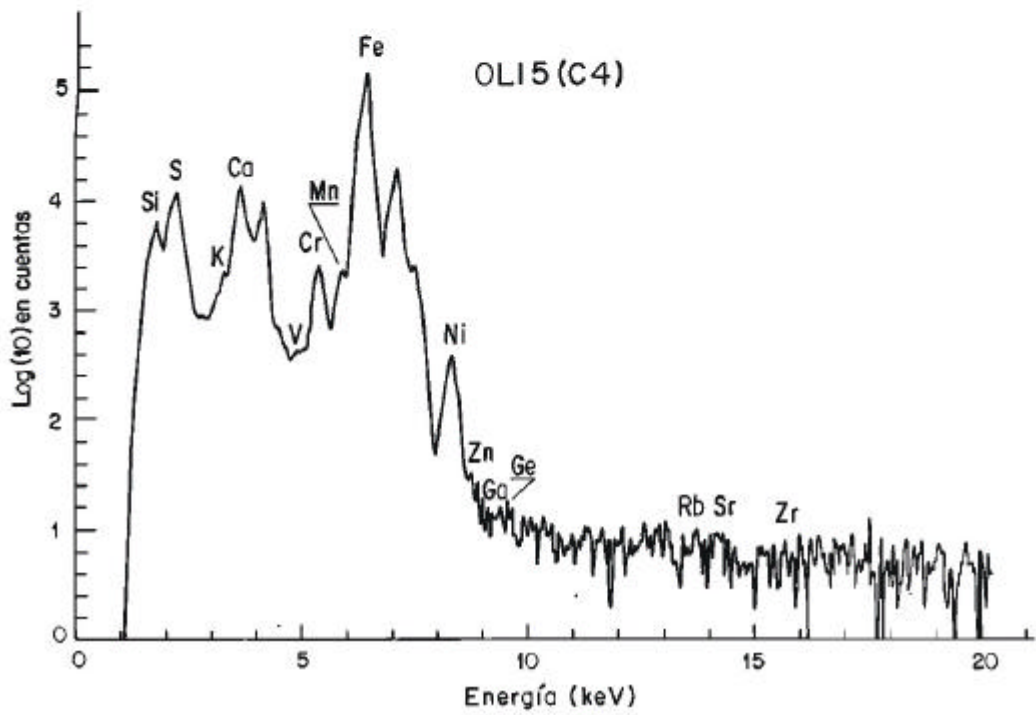
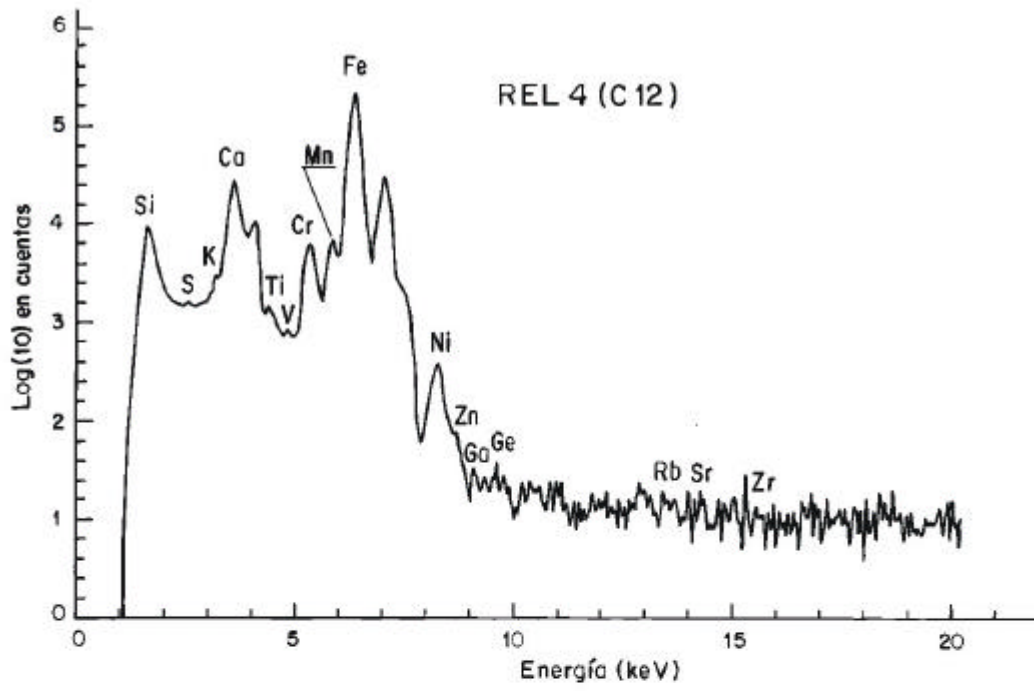


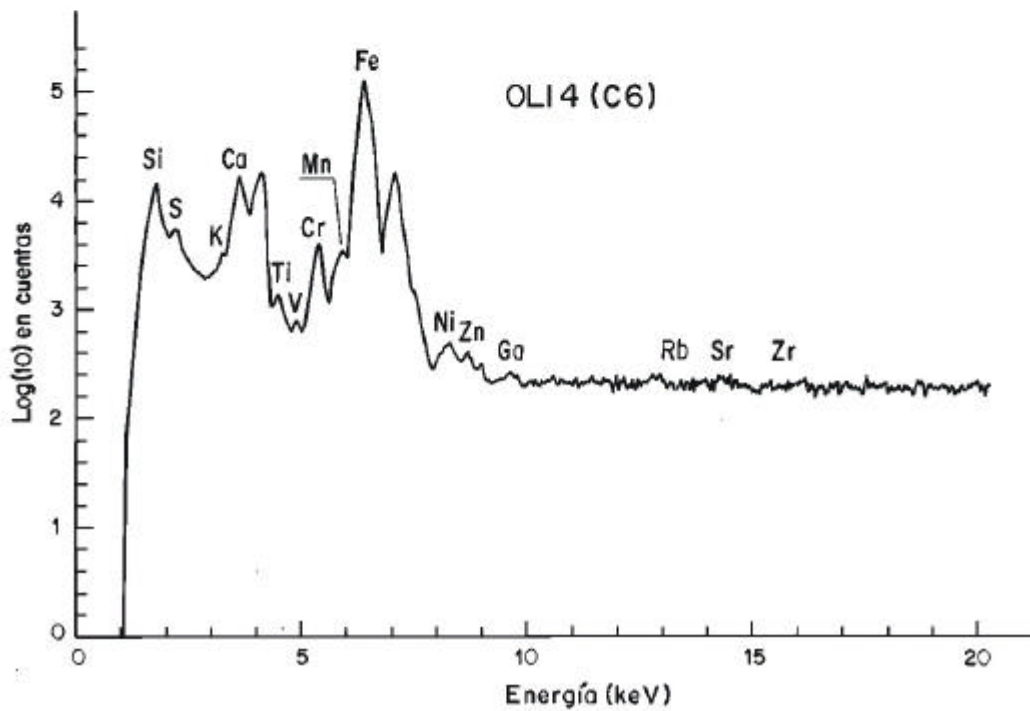
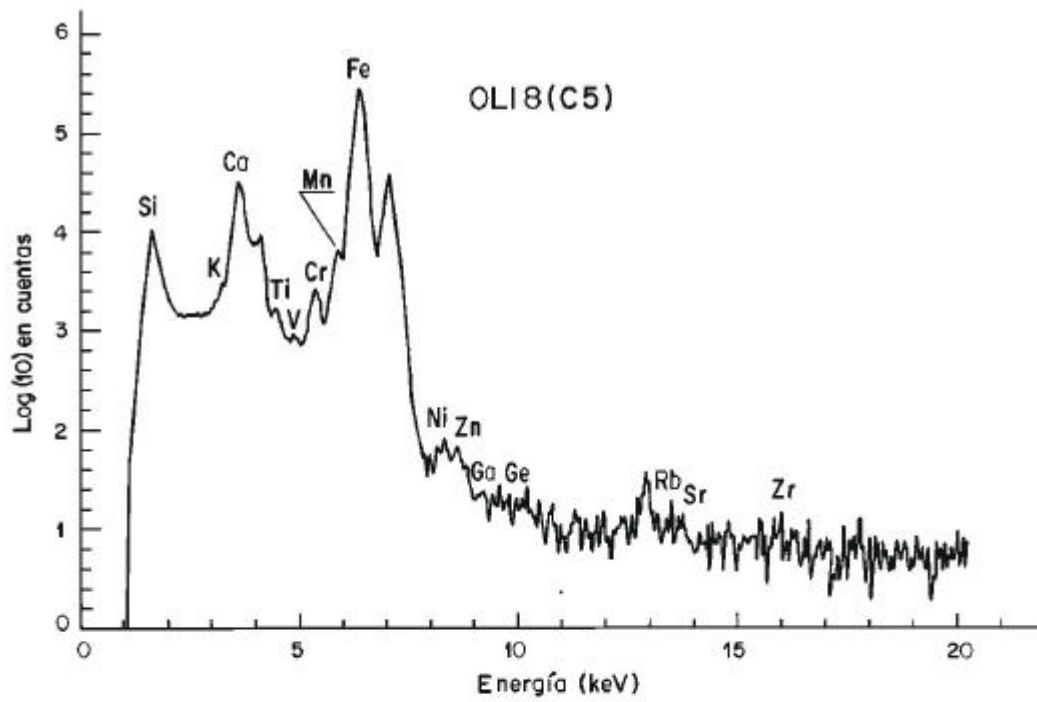












**Apéndice 3:** Concentraciones elementales en cóndrulos seleccionados, calculadas mediante GUPIX a partir de los espectros PIXE.

CAÑ 7 (C1)						
Número atómico	Elemento y línea de emisión	Cuentas en área	$\mu\text{C/ppm}$	Concentración ppm	$2\sigma$ % Error estadístico	$\theta^2$ % Error ajuste
14	SiK	61527,4	5497	198700,3	0,54	0,55
16	S K	7173,5	4092	3724,4	3,01	3,35
19	K K	2341	3694	459,2	16,85	8,98
20	CaK	71699,9	4033	10953	0,4	0,87
22	TiK	2917,4	3793	390,4	4,84	6,76
23	V K	0	3757	0	0	0
24	CrK	30843,5	3797	3734,6	0,71	1,22
25	MnK	23859,8	3122	3408,3	4,73	2,74
26	FeK	1069103	2740	170091	0,09	0,35
27	CoK	11841,6	2326	2182,3	20,33	12,75
28	NiK	8771,8	1195	3105,4	6,23	2,02
29	CuK	218,5	1039	88	27,67	38,27
30	ZnK	140,4	904,8	64,3	22,78	21,72
31	GaK	27,6	752,9	15	46,32	50,02
32	GeK	0	630,9	0	0	0
35	BrK	0	351,3	0	0	0
37	RbK	24,2	227,8	41,9	54,42	49,42
38	SrK	24,3	183,5	49,2	41,99	39,17
40	ZrK	0	119,2	0	0	0

CAÑ 5 (C2)						
Número atómico	Elemento y línea de emisión	Cuentas en área	$\mu\text{C/ppm}$	Concentración ppm	$2\sigma$ % Error estadístico	$\theta^2$ % Error ajuste
14	SiK	133426	6415	242937,5	0,36	0,51
16	S K	18083,1	4190	6032	1,88	1,94
19	K K	16619,2	3803	2083	10,61	4,8
20	CaK	586974	4035	58960	0,12	0,73
22	TiK	10743,3	3110	1153,5	2,16	2,86
23	V K	1687,7	3051	174,4	13,3	15,99
24	CrK	62804,2	3039	6252	0,42	1,02
25	MnK	31140,3	2665	3428,5	2,31	2,86
26	FeK	834987	2387	100340,6	0,1	0,65
27	CoK	0	2059	0	0	0
28	NiK	2311,8	1380	466,3	14,65	3,33
29	CuK	141,2	1176	33,1	24,22	27,11
30	ZnK	215,7	1015	57,9	12,94	12,91
31	GaK	4,8	831,7	1,6	416,41	405,29
32	GeK	0	686,6	0	0	0
35	BrK	0	368,6	0	0	0
37	RbK	20,5	234,7	22,7	68,27	69,78
38	SrK	24,4	187,7	31,7	56,54	58,26
40	ZrK	0	120,5	0	0	0

CAÑ 11 (C3)						
Número atómico	Elemento y línea de emisión	Cuentas en área	$\mu\text{C/ppm}$	Concentración ppm	$2\sigma$ % Error estadístico	$\theta^2$ % Error ajuste
14	SiK	117530	5763	226284	0,41	0,4
16	S K	0	4081	0	0	0
19	K K	84355,3	3726	10252,3	1,12	0,76
20	CaK	192812	3893	19068,7	0,42	0,72
22	TiK	0	3555	0	0	0
23	V K	2139,5	3519	182,1	8,25	8,74
24	CrK	19669,7	3552	1591,2	1,32	1,76
25	MnK	48357,8	2976	4529,6	3,34	1,56
26	FeK	1556961	2661	159436,1	0,08	0,3
27	CoK	16347	2258	1939,7	21,28	9,73
28	NiK	8882,3	1246	1884,3	8,79	2,18
29	CuK	789,5	1076	191,9	9,4	11,92
30	ZnK	269,9	936,8	74,6	12,36	13,83
31	GaK	103,5	775,7	34,1	18,18	19,34
32	GeK	17,9	647,3	6,9	100,68	92,92
35	BrK	15,1	356,7	12	78,29	77,13
37	RbK	74,2	230	79,6	19,91	19,27
38	SrK	9,2	184,8	11,5	159,04	142,61
40	ZrK	17	119,7	29,2	62,22	60,58

OLI 5 (C4)						
Número atómico	Elemento y línea de emisión	Cuentas en área	$\mu\text{C/ppm}$	Concentración ppm	$2\sigma$ % Error estadístico	$\theta^2$ % Error ajuste
14	SiK	16759,7	5192	114601,9	1,79	1,59
16	S K	47268,1	4716	42581,3	0,65	1,22
19	K K	2742,4	3636	1093,1	7,91	8,32
20	CaK	46565,4	3951	14519,5	0,47	1,5
22	TiK	0	3653	0	0	0
23	V K	604,5	3634	159,4	11,9	12,28
24	CrK	8533,6	3705	2117,9	1,25	2,05
25	MnK	4932,2	3039	1447,7	7,27	5,38
26	FeK	513422	2697	166028,5	0,12	1,01
27	CoK	189,8	2305	70,6	595,68	548,48
28	NiK	9199	1137	6845,8	2,83	1,92
29	CuK	364,7	998,9	305,8	13,86	20,18
30	ZnK	184,4	864,1	176,9	17,36	13,01
31	GaK	42,2	722,6	47,8	24,49	30,97
32	GeK	20,7	608,8	27,3	43,1	51,62
35	BrK	3,9	343,9	10,3	208,64	233,48
37	RbK	2,3	224,6	8	370,18	432,43
38	SrK	1,4	181,4	5,7	521,54	607,04
40	ZrK	9	118,4	50,3	78,78	100

OLI 8 (C5)						
Número atómico	Elemento y línea de emisión	Cuentas en área	$\mu\text{C/ppm}$	Concentración ppm	$2\sigma$ % Error estadístico	$\theta^2$ % Error ajuste
14	SiK	54015,6	5446	200079,7	0,57	0,58
16	S K	0	4104	0	0	0
19	K K	2933,8	3756	643,2	16,87	8,12
20	CaK	108462	4085	18588,8	0,29	0,73
22	TiK	0	3724	0	0	0
23	V K	737	3700	108,5	15,46	16,2
24	CrK	9104,2	3758	1265,8	1,72	2,31
25	MnK	25436,8	3076	4191	3,45	1,82
26	FeK	1010305	2735	183035,3	0,09	0,34
27	CoK	1942,9	2317	408,4	112,04	26,71
28	NiK	929,6	1164	384	48,94	6,16
29	CuK	58,6	1018	27,4	38,89	56,71
30	ZnK	124,2	894,5	65,4	16,04	16,26
31	GaK	12,7	745,5	7,9	107,94	101,38
32	GeK	0	625,7	0	0	0
35	BrK	0	349,6	0	0	0
37	RbK	16,2	227,1	32,1	60,3	53,8
38	SrK	1,4	183	3,3	584,65	527,64
40	ZrK	6,7	119	21	130,08	119,95

OLI 9 (C6)						
Número atómico	Elemento y línea de emisión	Cuentas en área	$\mu\text{C/ppm}$	Concentración ppm	$2\sigma$ % Error estadístico	$\theta^2$ % Error ajuste
14	SiK	73357,5	6384	203985,1	0,55	0,59
16	S K	12453,8	3959	6681,8	2,68	2,76
19	K K	0	3525	0	0	0
20	CaK	35257,1	3852	5637,9	0,84	1,39
22	TiK	0	3679	0	0	0
23	V K	5249,6	3605	698	3,4	3,84
24	CrK	23923,6	3588	3065,9	1,2	1,42
25	MnK	32293,1	3057	4711,8	3,52	1,79
26	FeK	547527	2711	88072,8	0,15	0,44
27	CoK	18255,3	2287	3421,2	9,21	7,47
28	NiK	6203,5	1429	1836,5	7,57	3,34
29	CuK	1293,6	1204	449,6	6	8,25
30	ZnK	703,3	1031	282,5	9,16	10,05
31	GaK	0	842,3	0	0	0
32	GeK	0	693,5	0	0	0
35	BrK	38,5	370,8	46,8	129,64	118,46
37	RbK	0	235,6	0	0	0
38	SrK	133,3	188,2	262,5	37,54	35,96
40	ZrK	87,7	120,7	240	55,21	53,68

OLM 4 (C7)						
Número atómico	Elemento y línea de emisión	Cuentas en área	$\mu\text{C/ppm}$	Concentración ppm	$2\sigma$ % Error estadístico	$\theta^2$ % Error ajuste
14	SiK	61881,9	5678	193473,1	0,51	0,54
16	S K	11925,6	4130	6134,6	1,96	2,21
19	K K	6459,3	3697	1266,1	6,9	3,95
20	CaK	94740,4	4008	14560,1	0,33	0,79
22	TiK	4833,8	3622	677,3	3,67	5
23	V K	1792,7	3573	240,5	11,34	13,89
24	CrK	56721,8	3585	7274,2	0,47	0,92
25	MnK	34828,5	3000	5178,2	2,58	2,39
26	FeK	862175	2610	144008,2	0,1	0,38
27	CoK	1845,8	2213	357,5	100,52	40,98
28	NiK	2085,9	1226	719,9	18,53	4,2
29	CuK	144,4	1065	56,8	24,46	34,94
30	ZnK	176,3	930,6	78,5	17,17	17,14
31	GaK	0	771,6	0	0	0
32	GeK	0	644,4	0	0	0
35	BrK	21,2	356	26,8	101,93	89
37	RbK	0	229,9	0	0	0
38	SrK	17,4	184,8	34,8	122,2	111,62
40	ZrK	28,3	119,8	78,1	71,02	67,05

OLM 9 (C8)						
Número atómico	Elemento y línea de emisión	Cuentas en área	$\mu\text{C/ppm}$	Concentración ppm	$2\sigma$ % Error estadístico	$\theta^2$ % Error ajuste
14	SiK	125454	6084	186770,2	0,35	0,38
16	S K	6031,9	4042	1617,2	4,53	4,4
19	K K	25888,1	3677	2602,6	3,19	1,74
20	CaK	208301	3943	16602,4	0,25	0,65
22	TiK	8610,7	3507	635,8	2,49	3,74
23	V K	914,7	3449	64,9	26,44	31,59
24	CrK	61704,3	3444	4203,5	0,47	0,92
25	MnK	44778,4	2932	3475,7	2,46	2,14
26	FeK	1181463	2593	101368,3	0,09	0,36
27	CoK	3776,5	2206	374,3	65,41	27,87
28	NiK	5691,7	1323	928,8	8,76	2,34
29	CuK	292,1	1135	54,9	15,69	25,33
30	ZnK	310,3	983,3	66,7	10,98	11,96
31	GaK	7,8	809,1	2	309,37	285,8
32	GeK	1,4	670,9	4,36E-01	1649,47	1415,3
35	BrK	0	364,1	0	0	0
37	RbK	77,7	233,1	67,2	26,62	25,14
38	SrK	46	186,7	46,6	42,64	39
40	ZrK	7	120,3	9,8	270,85	249,64

OLM 1 (C9)						
Número atómico	Elemento y línea de emisión	Cuentas en área	$\mu\text{C/ppm}$	Concentración ppm	$2\sigma$ % Error estadístico	$\theta^2$ % Error ajuste
14	SiK	66657,9	5894	200767,8	0,53	0,71
16	S K	28647,5	4191	14519	0,96	1,53
19	K K	7521,1	3671	1484,5	9,01	5,98
20	CaK	178517	3966	27726,7	0,22	0,96
22	TiK	3074,1	3472	449,4	5,22	6,18
23	V K	1298,8	3418	182,1	11,99	12,3
24	CrK	41710,3	3432	5588,3	0,54	1,14
25	MnK	25582	2927	3898,1	2,82	2,52
26	FeK	739002	2587	124547,2	0,11	0,77
27	CoK	4480,2	2200	872,9	36,08	36,54
28	NiK	25076,5	1310	8097,8	1,57	1,37
29	CuK	116,6	1124	43,4	78,62	118,39
30	ZnK	157,7	957,9	68,2	30,39	25,17
31	GaK	0	790,7	0	0	0
32	GeK	3,2	657,7	2	406,93	428,62
35	BrK	0	359,7	0	0	0
37	RbK	34,1	231,1	58,2	29,19	34,58
38	SrK	18,1	185,5	36,2	56,57	63,41
40	ZrK	0	119,8	0	0	0

REL 3 (C10)						
Número atómico	Elemento y línea de emisión	Cuentas en área	$\mu\text{C/ppm}$	Concentración ppm	$2\sigma$ % Error estadístico	$\theta^2$ % Error ajuste
14	SiK	126103	6328	180482,6	0,38	0,45
16	S K	1397,1	4177	362,6	23,54	20,14
19	K K	8083,8	3866	773	24,76	10,26
20	CaK	664890	4103	50930,9	0,11	0,64
22	TiK	10357,3	3054	878,2	2,38	2,89
23	V K	1298,7	3005	105,7	14,01	16,57
24	CrK	24547,3	3002	1918,4	0,81	1,4
25	MnK	34481,2	2629	2984,3	2,01	2
26	FeK	866363	2391	80605,2	0,1	0,49
27	CoK	822,9	2061	87,3	223	51,36
28	NiK	1185,6	1354	189	30,04	4,74
29	CuK	178,4	1156	32,9	13,61	18,87
30	ZnK	233,3	1001	49,3	9,26	9,93
31	GaK	12,7	821,7	3,2	128,59	127,25
32	GeK	0	679,6	0	0	0
35	BrK	19,6	366,4	12,3	48,38	52,57
37	RbK	5	233,8	4,3	187,56	192,04
38	SrK	22,3	187,1	22,5	40,92	44,08
40	ZrK	21,8	120,3	30,6	42,72	47,77



REL 2 (C11)						
Número atómico	Elemento y línea de emisión	Cuentas en área	$\mu\text{C/ppm}$	Concentración ppm	$2\sigma$ % Error estadístico	$\theta^2$ % Error ajuste
14	SiK	89937,7	4970	214169,5	0,47	0,45
16	S K	0	4145	0	0	0
19	K K	10356,8	3774	1325,7	4,51	3,09
20	CaK	72781,5	4129	7239,3	0,51	0,94
22	TiK	0	4022	0	0	0
23	V K	3766,1	4012	299,9	7,84	6,71
24	CrK	86293,4	4103	6447,7	0,49	0,82
25	MnK	63190,3	3263	5757,5	3,67	2,21
26	FeK	2668059	2817	275339,3	0,06	0,28
27	CoK	27358,5	2374	3293	19,94	10,88
28	NiK	18862,5	1067	4983,4	5,9	1,6
29	CuK	687,7	941,7	203,9	14,55	20,97
30	ZnK	406,6	827,5	135,7	12,28	12,31
31	GaK	85,5	696	33,5	24,14	25,24
32	GeK	21,1	589,7	9,6	90,51	84,05
35	BrK	31,6	337,7	28,1	40,19	38,35
37	RbK	62,7	222,1	74,2	26,87	24,79
38	SrK	30,7	180	42,1	37,88	36,47
40	ZrK	15,9	118,1	29,6	59,33	57,2

REL 4 (C12)						
Número atómico	Elemento y línea de emisión	Cuentas en área	$\mu\text{C/ppm}$	Concentración ppm	$2\sigma$ % Error estadístico	$\theta^2$ % Error ajuste
14	SiK	49712,5	5503	190910,8	0,61	0,61
16	S K	0	4089	0	0	0
19	K K	3466,9	3741	799,3	13,23	7,35
20	CaK	95581,7	4064	17247,5	0,32	0,78
22	TiK	0	3692	0	0	0
23	V K	2532,4	3657	395,1	5,32	5,54
24	CrK	27031,5	3699	4000,3	0,83	1,23
25	MnK	30557,2	3057	5307,2	2,79	2
26	FeK	820706	2689	158391,3	0,1	0,38
27	CoK	8200,1	2270	1843,7	22,43	15,99
28	NiK	7983	1194	3367,3	5,27	1,99
29	CuK	265,8	1038	127,6	20,52	28,02
30	ZnK	216,6	903,4	118,3	13,21	13,87
31	GaK	37,2	751,8	24,1	38,86	39,42
32	GeK	0	630	0	0	0
35	BrK	18,7	351,1	28,6	59,88	55,87
37	RbK	14,5	227,7	29,9	76,88	72,99
38	SrK	19,5	183,4	46,9	52,88	51,48
40	ZrK	0	119,2	0	0	0

#### Apéndice 4: Lista de figuras.

**Figura 1.1:** Clasificación de los meteoritos (Bischoff, 2001a, b).

**Figura 1.2:** Comparación de la composición química de las condritas con las abundancias solares, en la que queda reflejada su similitud (McSween, 1999).

**Figura 2.1:** Distribución del hierro en las condritas entre la fracción metálica y la fracción oxidada. Las condritas ordinarias presentan un grado de oxidación intermedio entre las condritas enstatíticas y las condritas carbonáceas (McSween, 1999).

**Figura 2.2:** El olivino y el ortopiroxeno de las condritas ordinarias H, L y LL, independientemente de su tipo petrológico, muestran composiciones dentro de unos estrechos rangos. Esta característica es útil para clasificarlas (Dodd, 1981).

**Figura 2.3:** Diagrama  $\delta^{17}\text{O}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$ , en el que se muestra cómo cada grupo de condritas presenta valores característicos, distintos a su vez de los de las rocas terrestres (McSween, 1999).

**Figura 2.4:** Tipos de asteroides según su estructura interna. Los asteroides de estructura en “escombrera” derivan de asteroides en “cebolla” fragmentados y reagregados (Norton, 2002).

**Figura 2.5:** Diagramas de clasificación de los cóndrulos en función de la composición de sus olivinos (A) y su mesostasia (B) (Sears *et al.*, 1995a).

**Figura 2.6:** Evolución de los distintos tipos de cóndrulos (A) y variación relativa de sus proporciones, según progresa el metamorfismo térmico (B) (Sears *et al.*, 1995a).

**Figura 2.7:** Esquema de la evolución con el tiempo de la relación  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  en los meteoritos y en la corteza y el manto terrestres (Faure, 1986).

**Figura 2.8:** Relaciones de  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  frente a  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  para las rocas de la zona de impacto (pizarras y areniscas) del cráter Kalkkop (Sudáfrica), por comparación con los datos de cuatro brechas de impacto y de meteoritos condriticos y sideritos. A partir de Koeberl y Shirey (1997).

**Figura 2.9:** Relación  $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$  en varios materiales terrestres, meteoríticos, impactitas, y muestras del límite K-T (Shukolyukov y Lugmair, 2000b, y Shukolyukov *et al.*, 2000). Procedencia de las muestras del límite K-T: SM503: Caravaca, España; FC10 y SK10: Stevens Klint, Dinamarca. Impactitas: Rochechouart, Lappajärvi, Clearwater East y Morokweng.

**Figura 3.1:** Esquema del equipo de Espectrometría Raman.

**Figura 3.2:** Disposición de la línea de micro-PIXE (a partir de Kramer, 1996 y Jongerden, 2000).

**Figura 4.1:** Condritas ordinarias estudiadas, en muestras de mano.

A: Cañellas. Pieza de la Colección de Geología del MNCN. 440,6 gr.

B: Cañellas. Muestra estudiada en esta Tesis, en la que se observa la textura clara-oscura. 6,4 gr.

C: Olmedilla de Alarcón. Pieza de la Colección de Geología del MNCN, que muestra restos de la costra de fusión. 5 kg.

D: Olmedilla de Alarcón. Muestra estudiada en esta Tesis. 11,1 gr.

E: Reliegos. Pieza de la Colección de Geología del MNCN. 463 gr.

F: Reliegos. Muestra estudiada en esta Tesis, en la que se aprecian los granos metálicos. 7,6 gr.

G: Olivenza. Pieza de la Colección de Geología del MNCN, con restos de costra de fusión. 4,8 kg.

H: Olivenza. Muestra estudiada en esta Tesis, en la que destacan los grandes cóndrulos en color oscuro. 20,5 gr.

**Figura 4.2:** Aspecto general de las muestras en lámina delgada. A: Cañellas. B: Olmedilla de Alarcón. C: Reliegos. D: Olivenza. El olivino es el mineral más claro; el piroxeno se muestra gris, mientras que los opacos corresponden a metálicos (aleación de Fe-Ni, troilita y cromita). Todas las fotos están tomadas con luz transmitida y nícoles paralelos.

**Figura 4.3:** Composiciones de los olivinos y los piroxenos de la matriz y cóndrulos seleccionados en las distintas condritas estudiadas. A: Comparación general de las cuatro condritas. B: Cañellas. C: Olmedilla de Alarcón. D: Reliegos. E: Olivenza.

**Figura 4.4:** Minerales metálicos en Cañellas, observados con microscopía de luz reflejada y nícoles paralelos. FeNi: aleación de Fe-Ni; T: troilita; Crt: cromita. El material que los rodea son silicatos.

A: Aleación de Fe-Ni y troilita, como granos aislados, en los alrededores del cóndrulo CAÑ 11 (C3).

B: Varios granos de troilita, aleación de Fe-Ni y pequeños granos de cromita, en contacto con la troilita.

C: Aleación de Fe-Ni y troilita, con formas muy recortadas, al ocupar intersticios entre los cristales de silicatos.

**Figura 4.5:** Minerales metálicos en Olmedilla de Alarcón, observados con microscopía de luz reflejada y nícoles paralelos. FeNi: aleación de Fe-Ni; T: troilita. El material que los rodea son silicatos.

A: Grano mixto de troilita y aleación de Fe-Ni, que muestra el límite neto entre las dos fases.

B: Varios granos de troilita y aleación de Fe-Ni, con formas muy recortadas.

C: Varios granos de troilita y aleación de Fe-Ni. Por coalescencia de varios granos, quedan minerales silicatados incluidos en uno de ellos.

**Figura 4.6:** Minerales metálicos en Reliegos, observados con microscopía de luz reflejada y nícoles paralelos. FeNi: aleación de Fe-Ni; T: troilita; Crt: cromita. El material que los rodea son silicatos.

A: Grano mixto de troilita y aleación de Fe-Ni. En el contacto entre ambas fases hay cromita. También se aprecian pequeños granos aislados de cromita, y de aleación de Fe-Ni, diseminados por la matriz.

B: Cromita en el contacto entre un grano de troilita y otro de aleación de Fe-Ni.

C: Mezcla compleja de granos de cromita, troilita y aleación de Fe-Ni.

**Figura 4.7:** Minerales metálicos en Olivenza, observados con microscopía de luz reflejada y nícoles paralelos. FeNi: aleación de Fe-Ni; T: troilita; Crt: cromita. El material que los rodea son silicatos.

A: Grano mixto de aleación de Fe-Ni, troilita y cromita.

B: Aspecto de la distribución de los granos de troilita y aleación de Fe-Ni dentro del cóndrulo OLI 5 (C4).

C: Grano mixto de troilita y aleación de Fe-Ni, y granos individuales de troilita.

**Figura 4.8:** Clasificación de los cóndrulos seleccionados en función de la composición de la mesostasia (A) y del olivino (B).

**Figura 4.9:** Cóndrulos seleccionados en Cañellas. Todas las fotos se han realizado con luz transmitida y nícoles paralelos.

A: CAÑ 7 (C1). Cóndrulo porfídico de olivino, con cristales subhedrales.

B: CAÑ 5 (C2). Cóndrulo radial de piroxeno, con varios grupos de acículas de que se disponen en abanico.

C: CAÑ 11 (C3). Cóndrulo porfídico de olivino y piroxeno.

**Figura 4.10:** Texturas de los cóndrulos compuestos de Cañellas: CAÑ 5 (C2) (cóndrulo secundario) y CAÑ 5B (cóndrulo primario). Fotos tomadas con luz transmitida.

A: Aspecto de los cóndrulos compuestos con nícoles paralelos. CAÑ 5 (C2), es un cóndrulo radial de piroxeno. Aún era plástico cuando chocó con CAÑ 5B, un cóndrulo criptocristalino de piroxeno.

B: Aspecto de los cóndrulos compuestos con nícoles cruzados. CAÑ 5B es prácticamente isótropo por su pequeño tamaño de grano.

C: Detalle del cóndrulo criptocristalino de piroxeno CAÑ 5B, en cuyo interior se aprecia cierta orientación. Nícoles paralelos.

**Figura 4.11:** Cóndrulos seleccionados en Olmedilla de Alarcón. Todas las fotos se han realizado con luz transmitida y nícoles paralelos.

A: OLM 4 (C7). Cóndrulo porfídico de olivino, cuyo centro está ocupado principalmente por mesostasia.

B: OLM 9 (C8). Cóndrulo porfídico de piroxeno, con cristales tabulares bien desarrollados y cristales subhedrales.

C: OLM 1 (C9). Cóndrulo radial de piroxeno, con un grupo de acículas separadas por mesostasia.

**Figura 4.12:** Cóndrulos seleccionados en Reliegos. Todas las fotos se han realizado con luz transmitida y nícoles paralelos.

A: REL 3 (C10). Cóndrulo radial de piroxeno, formado por acículas muy finas.

B: REL 2 (C11). Cóndrulo porfídico de olivino, flanqueado por granos metálicos, que se ven oscuros.

C: REL 4 (C12). Cóndrulo porfídico de olivino, con mesostasia entre los cristales.

**Figura 4.13:** Cóndrulos seleccionados en Olivenza. Todas las fotos se han realizado con luz transmitida y nícoles paralelos.

A: OLI 5 (C4). Cóndrulo porfídico de olivino, con abundantes cristales euhedrales rodeados de mesostasia. En el centro abundan los granos de metálicos, en especial troilita, que aparece oscura en la foto.

B: OLI 8 (C5). Cóndrulo radial de piroxeno, con finas acículas separadas por mesostasia.

C: OLI 9 (C6). Cóndrulo porfídico de piroxeno, con cristales tabulares bien desarrollados. El cóndrulo se encuentra rodeado por granos metálicos, que en la foto se ven oscuros.

**Figura 5.1:** Efectos del metamorfismo de choque en Cañellas, observados en lámina delgada.

A: Extinción ondulante en olivino. Luz transmitida. Nícoles cruzados.

B: Fracturas irregulares en olivino del cóndrulo 7. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

C: Fracturas planares en olivino del cóndrulo 7. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

D: Fracturas irregulares y planares en olivino. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

**Figura 5.2:** Efectos del metamorfismo de choque en Olmedilla de Alarcón, observados en lámina delgada.

A: Fracturas irregulares en olivino. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

B: Fracturas planares en olivino. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

C: PDFs en olivino. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

D: Mosaicismo en olivino. Luz transmitida. Nícoles cruzados.

**Figura 5.3:** Efectos del metamorfismo de choque en Reliegos, observados en lámina delgada.

A: Fracturas planares en olivino. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

B: Fracturas planares en olivino. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

C: Mosaicismo en olivino. Luz transmitida. Nícoles cruzados.

D: Detalle de una vena de choque (shock vein). Luz transmitida. Nícoles paralelos.

**Figura 5.4:** Efectos del metamorfismo de choque en Olivenza, observados en lámina delgada.

A: Extinción ondulante en olivino. Luz transmitida. Nícoles cruzados.

B: Fracturas irregulares en olivino. Cóndrulo 5. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

C: Fracturas irregulares en olivino. Cóndrulo 6. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

D: Fracturas planares en olivino. Luz transmitida. Nícoles paralelos.

**Figura 5.5:** Diagramas de la distribución de elementos normalizados a la composición media del grupo correspondiente. A: Cañellas; B: Olmedilla de Alarcón; C: Reliegos; D: Olivenza. Datos obtenidos por ICP-OES. Los elementos aparecen en orden de movilidad creciente, agrupados por su afinidad geoquímica: litófilos (Sc-K), siderófilos (Co-P) y calcófilos (Cu-Zn).

**Figura 5.6:** Diagrama de la distribución de elementos normalizados a la composición media de las condritas CI. Datos obtenidos por ICP-OES. Los elementos aparecen en orden de movilidad creciente, agrupados por su afinidad geoquímica: litófilos (Sc-K), siderófilos (Co-P) y calcófilos (Cu-Zn).

**Figura 5.7:** Diagramas normalizados de la distribución de elementos en los cóndrulos, determinados por PIXE. Los elementos aparecen en orden de movilidad creciente, agrupados por su afinidad geoquímica: litófilos (Zr-Br), siderófilos (Co-Ge) y calcófilos (Cu-S).

**Figura 5.8:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo CAÑ 7 (C1). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

**Figura 5.9:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo CAÑ 5 (C2). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

**Figura 5.10:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo CAÑ 11 (C3). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

**Figura 5.11:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo OLM 4 (C7). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

**Figura 5.12:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo OLM 9 (C8). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

**Figura 5.13:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo OLM 1 (C9). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

**Figura 5.14:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo REL 3 (C10). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

**Figura 5.15:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo REL 2 (C11). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

**Figura 5.16:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo REL 4 (C12). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

**Figura 5.17:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo OLI 5 (C4). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

**Figura 5.18:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo OLI 8 (C5). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.

**Figura 5.19:** Perfiles composicionales obtenidos mediante PIXE en el cóndrulo OLI 9 (C6). Las marcas verticales en el primer gráfico de la página indican la posición de los bordes del cóndrulo.



**Apéndice 5:** Lista de tablas.

**Tabla 1.1:** Inventario de los meteoritos españoles.

**Tabla 1.2:** Proporciones relativas de los distintos tipos de meteoritos (Dodd, 1981; McSween, 1999; Grady, 2000).

**Tabla 2.1:** Algunos parámetros taxonómicos para la clasificación de las condritas (Wasson y Kallemeyn, 1988).

**Tabla 2.2:** Composición media de las condritas CI, en ppm, empleada en la normalización de composiciones (Wasson y Kallemeyn, 1988).

**Tabla 2.3:** Características de los distintos tipos petrográficos (según Van Schmus y Wood, 1967, con las modificaciones de Dodd, 1981, Sears y Dodd, 1988 y Brearley y Jones, 1998).

**Tabla 2.4:** Representación de los distintos tipos petrológicos en las diferentes clases de condritas (McSween, 1999).

**Tabla 2.5:** Esquema de clasificación para el metamorfismo de choque en las condritas. A partir de Stöffler *et al.* (1991), Scott *et al.* (1992) y Rubin *et al.* (1997).

**Tabla 2.6:** Abundancias y tamaños de los distintos tipos de cóndrulos en diversos tipos de condritas.

**Tabla 2.7:** Grupos de cóndrulos definidos en términos de catodoluminiscencia y composición de la mesostasia (Huang *et al.*, 1996).

**Tabla 2.8:** Composición de elementos siderófilos de varias rocas terrestres (basalto, granito, peridotita y corteza superior terrestre), meteoritos (condritas CI, acondrita de tipo eucrita), e impactitas.

**Tabla 2.9:** Comparación de las relaciones elementales de diferentes meteoritos e impactitas.

**Tabla 2.10:** Abundancias medias de Re y Os en materiales terrestres y extraterrestres.

**Tabla 2.11:** Abundancias de Os y datos isotópicos de muestras del límite K-T, vidrios de impacto y brechas de impacto (Koeberl y Shirey, 1997, y referencias que incluye).

**Tabla 2.12:** Relaciones  $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$  y concentración de Cr en muestras del límite K-T, comparadas con sus fondos, y en rocas de impacto.

**Tabla 4.1:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de la matriz de Cañellas.

**Tabla 4.2:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de los cóndrulos de Cañellas.

**Tabla 4.3:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de la matriz de Cañellas.

**Tabla 4.4:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de los cóndrulos de Cañellas.

**Tabla 4.5:** Análisis de microsonda electrónica de troilitas de Cañellas.

**Tabla 4.6:** Análisis de microsonda electrónica de la aleación de Fe-Ni de Cañellas.

**Tabla 4.7:** Análisis de microsonda electrónica de cromitas.

**Tabla 4.8:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de la matriz de Olmedilla de Alarcón.

**Tabla 4.9:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de los cóndrulos de Olmedilla de Alarcón.

**Tabla 4.10:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de la matriz de Olmedilla de Alarcón.

**Tabla 4.11:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de los cóndrulos de Olmedilla de Alarcón.

**Tabla 4.12:** Análisis de microsonda electrónica de troilitas de Olmedilla de Alarcón.

**Tabla 4.13:** Análisis de microsonda electrónica de la aleación de Fe-Ni de Olmedilla de Alarcón.

**Tabla 4.14:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de la matriz de Reliegos.

**Tabla 4.15:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de los cóndrulos de Reliegos.

**Tabla 4.16:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de la matriz de Reliegos.

**Tabla 4.17:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de los cóndrulos de Reliegos.

**Tabla 4.18:** Análisis de microsonda electrónica de troilitas de Reliegos.

**Tabla 4.19:** Análisis de microsonda electrónica de la aleación de Fe-Ni de Reliegos.

**Tabla 4.20:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de la matriz de Olivenza.

**Tabla 4.21:** Análisis de microsonda electrónica de los olivinos de los cóndrulos de Olivenza.

**Tabla 4.22:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de la matriz de Olivenza.

**Tabla 4.23:** Análisis de microsonda electrónica de los piroxenos de los cóndrulos de Olivenza.

**Tabla 4.24:** Análisis de microsonda electrónica de troilitas de Olivenza.

**Tabla 4.25:** Análisis de microsonda electrónica de la aleación de Fe-Ni de Olivenza.

**Tabla 4.26:** Características generales de los cóndrulos seleccionados.

**Tabla 4.27:** Análisis de microsonda electrónica de la mesostasia de los cóndrulos, y resultados de la norma CIPW de los mismos.

**Tabla 4.28:** Composición semicuantitativa de cóndrulos seleccionados, obtenida mediante SEM.

**Tabla 4.29:** Composición de cóndrulos seleccionados, obtenida mediante PIXE.

**Tabla 4.30:** Composición total de cóndrulos porfídicos A5, obtenidos mediante microsonda electrónica (Semarkona, Chainpur) y análisis de Activación Neutrónica (resto, recalculados a % en óxidos).

**Tabla 4.31:** Composición total de cóndrulos porfídicos A5, obtenidos mediante Activación Neutrónica.

**Tabla 4.32:** Composición total (% en peso) de cóndrulos porfídicos de olivino de tipo IA y II en condritas LL3-5, obtenida mediante microsonda de electrones con haz ancho (100  $\mu\text{m}$ ).

**Tabla 4.33:** Composición total normalizada (% en peso) de cóndrulos porfídicos de piroxeno de tipo II en Semarkona LL3,0, obtenidos mediante microsonda de electrones con haz ancho (50  $\mu\text{m}$ ) (Jones, 1996).

**Tabla 4.34:** Composición total (% peso) de cóndrulos radiales de piroxeno, obtenida mediante microsonda electrónica.

**Tabla 4.35:** Composición de la mesostasia en distintas condritas ordinarias (% en peso).

**Tabla 5.1:** Picos de los espectros Raman obtenidos en las condritas indicadas.

**Tabla 5.2:** Clasificación geoquímica y cosmoquímica de los elementos analizados mediante PIXE en las condritas ordinarias, basada en Larimer (1988), Kallemeyn (1988), Larimer y

Wasson (1988), Palme *et al.* (1988), Lipschutz y Woolum (1988) y Marshall y Fairbridge (1999).

**Tabla 5.3:** Composición total de las condritas estudiadas en esta Tesis (ICP-OES), comparada con datos previos, y la media de los grupos de condritas ordinarias.

**Tabla 5.4:** Coeficientes de correlación ( $r$ ) para las composiciones de los cóndrulos, calculadas para elementos, con las concentraciones expresadas en ppm, a partir de los datos de PIXE de la tabla 4.29.

**Tabla 5.5:** Coeficientes de correlación ( $r$ ) para las composiciones de los cóndrulos porfídicos exclusivamente, calculadas para elementos, con las concentraciones expresadas en ppm, a partir de los datos de PIXE de la tabla 4.29.

**Tabla 5.6:** Coeficientes de correlación ( $r$ ) para las composiciones de los cóndrulos, calculadas para elementos, con las concentraciones expresadas en ppm, a partir de los datos de SEM de la tabla 4.28.

**Tabla 5.7:** Relación entre elementos refractarios y volátiles, en función de su diámetro aparente.

---

## **REFERENCIAS**

---



## REFERENCIAS

- Afiattalab, F. y Wasson, J.T. (1980). Composition of the metal phases in ordinary chondrites: Implications regarding classification and metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 44, 431-446.
- Ahrens, L.H. (1964). Si-Mg fractionation in chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 28, 411-423.
- Akridgem, G. y Sears, D.W.G. (1998). Chondrule and metal size-sorting in asteroidal regoliths: Experimental results with implications for chondritic meteorites. Proceedings of the 29<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference. Abstract 1198.
- Alcalá, L. y Martín Escorza, C. (1996). La caída del meteorito de Madrid en 1896. XII Bional. Tomo Extraordinario. 125º Aniversario de la RSEHN. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Suplemento, 471-474.
- Alcalá, L. y Martín Escorza, C. (2000). La caída del meteorito “Cabezo de Mayo” en el Sur de Murcia en 1870. *Geogaceta*. 28, 3-6.
- Alexander, C.M.O'D. (1994). Trace element distributions within ordinary chondrite chondrules: implications for chondrule formation conditions and precursors. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 58, 3451-3467.
- Allen, R.O. y Mason, B. (1973). Minor and trace elements in some meteoritic minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 37, 1435-1456.
- Anders, E. (1964). Origin, age and composition of meteorites. *Space Science Review*. 3, 583-714.
- Anders, E. y Grevesse, N. (1989). Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 53, 197-214.
- Ashworth, J.R. y Barber, D.J. (1975). Electron petrography of shock-deformed olivine in stony meteorites. *Earth and Planetary Science Letters*. 27, 43-50.
- Baedecker, P.A. y Wasson, J.T. (1975). Elemental fractionations among enstatite chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 39, 735-765.
- Bagnall, P.M. (1991). *The Meteorite and Tektite Collector's Handbook*. Willmann-Bell, Inc., Publishers. Richmond, Virginia. 170 pp.
- Barreiro, A.J. (1992). *El Museo Nacional de Ciencias Naturales (1971-1935)*. Doce Calles. Madrid. 509 pp.
- Beckett, J.R. y Connolly, H.C. Jr. (2002). On the use of phase and bulk compositions in classifying chondrules from Semarkona (LL3.0) and other ordinary chondrites. Proceedings of the 33<sup>rd</sup> Lunar and Planetary Science Conference. Abstract 1547.

- Begemann, F. y Wlotzka, F. (1969). Shock induced thermal metamorphism and mechanical deformations in the Ramsdorf chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 33, 1351-1370.
- Benito, R. y Martínez-Frías, J. (1990). Bitercla: GW-BASIC program to plot classification diagrams. *Computers & Geosciences*. 16, 2, 265-271.
- Bennett, M.E.I. y McSween, J.Y. Jr. (1996). Shock features in iron-nickel metal and troilite of L-group ordinary chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*. 31, 255-264.
- Bernatowicz, T.J., Podosek, F.A., Swindle, T.D. y Honda, M. (1988). *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 52, 1113-1121.
- Binns, R.A. (1967). Structure and evolution of non-carbonaceous chondritic meteorites. *Earth and Planetary Science Letters*. 2, 23-28.
- Binns, R.A. (1968). Cognate xenoliths in chondritic meteorites - Examples in Mezo-Madaras and Ghubara. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 47, 299-317.
- Birck, J.L. y Allègre, C.J. (1988). Manganese-chromium isotope systematics and development of the early Solar System. *Nature*. 331, 579-584.
- Bischoff, A. (2000). Mineralogical characterization of primitive, type 3 lithologies in Rumuruti chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*. 35, 699-706.
- Bischoff, A. (2001a). Fantastic new chondrites, achondrites, and lunar meteorites as the result of recent meteorite search expeditions in hot and cold deserts. *Earth, Moon and Planets*. 85-86, 87-97.
- Bischoff, A. (2001b). Meteorite classification and the definition of new chondrite classes as a result of successful meteorite search in hot and cold deserts. *Planetary and Space Science*. 49, 769-776.
- Bischoff, A., Palme, H., Ash, R. D., Clayton, R. N., Schultz, L., Hergers, U., Stöffler, D., Grady, M. M., Pillinger, C. T., Spettel, B., Weber, H., Grund, T., Endress, M. y Weber, D. (1993a). Paired Renazzo-type (CR) carbonaceous chondrites from the Sahara. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 57, 1587-1604.
- Bischoff, A., Palme, H., Schultz, L., Weber, D., Weber, H.W. y Spettel, B. (1993b). ACFER 182 and paired samples, an iron-rich carbonaceous chondrite - Similarities with ALH85085 and relationship to CR chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 57, 11, 2631-2648.
- Bischoff, A., Geiger, T., Palme, H., Spettel, B., Schultz, L., Scherer, P., Bland, P., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Hergers, U., Michel, R. y Dittrich-Hannen, B. (1994). Acfer 217 – a new member of the Rumuruti chondrite group (R). *Meteoritics*. 29, 264-271.



Bonino, G., Cini Castagnoli, G., Bhandari, N. y Taricco, C. (1995). Titanium-44 in meteorites: evidence for a century-scale solar modulation of galactic cosmic rays. *Meteoritics*. 30, 5, 489.

Boss, A.P. (1996). A concise guide to chondrule formation models. En: Hewins, R.H., Jones, R.H. y Scott, E.R.D. (eds.). *Chondrules and the Protoplanetary Disk*. Cambridge University Press. Cambridge. 257-263.

Boss, A.P. y Graham, J.A. (1993). Clumpy disk accretion and chondrule formation. *Icarus*. 106, 168-178.

Brearley, A.J., Casanova, I., Miller, M.L. y Keil, K. (1991). Mineralogy and possible origin of an unusual Cr-rich inclusion in the Los Martínez (L6) chondrite. *Meteoritics*. 26, 287-300.

Brearley, A.J. y Prinz, M. (1992). CI-like clasts in the Nilpena polymict ureilite: Implications for aqueous alteration processes in CI chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 56, 1373-1386.

Brearley, A.J. y Jones, R.H. (1998). Chondritic Meteorites. En: Papike, J.J. (ed.). *Reviews in Mineralogy*. Vol. 36: Planetary Materials. American Society of Mineralogy. Washington. 3-1-3-398.

Bridges, J.C., Franchi, I.A., Hutchison, R., Sexton, A.S. y Pillinger, C.T. (1998). Correlated mineralogy, chemical compositions, oxygen isotopic compositions and size of chondrules. *Earth and Planetary Science Letters*. 155, 183-196.

Britt, D.T. y Pieters, C.M. (1991). Black ordinary chondrites: An analysis of abundance and fall frequency. *Meteoritics*. 26, 279-285.

Broström, K. y Fredriksson, K. (1966). Surface conditions of the Orgueil meteorite parent body as indicated by mineral associations. *Smithsonian Miscellaneous Collections*. 151, 1-39.

Buchwald, V.F. (1975). *Handbook of Iron Meteorites*. University of California Press. Berkeley. 1418 pp.

Bunch, T.E. y Rajan, R.S. (1988). Meteorite regolith breccias. En: *Meteorites and the Early Solar System* (J.F. Kerridge, M.S. Matthews, eds). University of Arizona Press. Tucson. 144-164.

Buseck P.R., Mason, B. y Wiik, H.B. (1966). The Farmington meteorite - mineralogy and petrology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 30, 1-8.

Calderón, S. (1894). Noticia de probables meteoritos caídos en Sevilla. *Actas de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. 23, 24.

Calderón, S. y Quiroga, F. (1893). Estudio petrográfico del meteorito de Guareña, Badajoz. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*. 22, 127-136.

- Calderón, S. y Rodríguez Moruelo, J.R. (1900). Meteorito de Gerona. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*. 29, 70-72.
- Cameron, A.G.W. (1966). The accumulation of chondritic material. *Earth and Planetary Science Letters*. 1, 93-96.
- Cameron, A.G.W. (1995). The first ten million years in the solar nebula. *Meteoritics*. 30, 133-161.
- Cameron, A.G.W. y Fegley, M.B. (1982). Condensation Events Near the Total Evaporation Front Within the Primitive Solar Nebula. Abstract. Proceedings of the 13<sup>rd</sup> Lunar and Planetary Science Conference. 81-82.
- Campbell, J.L., Higuchi, D., Maxwell, J.A. y Teesdale, W.J. (1993). Reviews standardisation by the H value method in some detail. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B*. 77, 95-109.
- Cardoso, G.M. (1934). Sobre la caída de un meteorito en La Rinconada, Sevilla. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. 34, 201-203.
- Casanova, I., Miller, M., Keil, K., King, E.A. y San Miguel, A. (1987). Brecciation and impact melt rock formation of ordinary chondrites: Evidence from a study of Spanish Meteorites. Abstract, 50<sup>th</sup> Meteoritical Society Meeting. 33.
- Casanova, I., Keil, K., Wieler, R., San Miguel, A. y King, E.A. (1990). Origin and history of chondrite regolith, fragmental and impact-melt breccias from Spain. *Meteoritics*. 25, 127-135.
- Chen, J.H. y Wasserburg, G.J. (1981). The isotopic composition of uranium and lead in Allende inclusions and meteoritic phosphates. *Earth and Planetary Science Letters*. 52, 1-15.
- Chen, M. y Xie, X. (1992). Raman spectra of orthopyroxene in two natural shocked H chondrites. *Meteoritics*. 27, 3, 209.
- Chen, J.H., Papanastassiou, D.A. y Wasserburg, G.J. (1998). Re-Os Systematics in Ordinary Chondrites and Acapulco. Proceedings of the 29<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference. Abstract 1663.
- Chladni, E.F.F. (1794). Über den Ursprung der von Pallas gefundenen und anderer igr ähnlicher Eisenmassen und über einige damit in Verbindung stehende Naturerscheinungen. Riga.
- Christophe Michel-Lévy, M. (1976). La matrice noir et blanche de la chondrite de Tieschitz (H3). *Earth and Planetary Science Letters*. 30, 143-150.
- Clayton, D.D. (1980). Chemical energy in cold-cloud aggregates - The origin of meteoritic chondrules. *Astrophysical Journal*. 239, L37-L41.

- Clayton, R.N. (1993). Oxygen isotopes in meteorites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 21, 115-149.
- Clayton, R.N. y Mayeda, T.K. (1984). The oxygen isotope record in Murchison and other carbonaceous chondrites. *Earth and Planetary Sciences letters*. 67, 151-161.
- Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Goswami, J.N. y Olsen, E.J. (1991). Oxygen isotope studies of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 55, 2317-2337.
- Collinson, D.W. (1985). Magnetic properties of the Olivenza chondrite - A cautionary tale. *Meteoritics*. 20, 4, 629.
- Collinson, D.W. (1987). Magnetic properties of the Olivenza meteorite - possible implications for its evolution and an early Solar System magnetic field. *Earth and Planetary Science Letters*. 84, 369-380.
- Connolly, H.C. y Hewins, R.H. (1995). Chondrules as products of dust collisions with totally molten droplets within a dust-rich ebular environment: An experimental investigation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 43, 127-136.
- Connolly, H.C. y Love, S.G. (1998). The formation of chondrules: petrologic tests of the shock wave model. *Science*. 280, 62-67.
- Crozaz, G., Pellas, P., Bourot-Denise, M. Chazal, S.M. de, Fiéni, C., Lundberg, L.L. y Zinner, E. (1989). Plutonium, uranium and rare earths in the phosphates of ordinary chondrites – the quest for a chronometer. *Earth and Planetary Science Letters*. 93, 157-169.
- Dai, Z.N., Ren, C.G., Ni, W.H. y Yang, F.J. (1995). Quantitative PIXE and micro-PIXE analysis of thick samples at Fudan university. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B*. 104, 1-4, 191-195.
- DeHart, J.M., Lofgren, G.E., Lu, J., Benoit, P.H. y Sears, D.W.G. (1992). Chemical and physical studies of chondrites: X. Cathodoluminescence and phase composition studies of metamorphism and nebular processes in chondrules of type 3 ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 56, 3791-3807.
- De Luanco, J.R.(1874). Descripción y análisis de los aerolitos que cayeron en el distrito de Cangas de Onís. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*. 3, 69-95.
- Dodd, R.T. Jr. (1965). Preferred orientation of chondrules in chondrites. *Icarus*. 4, 308-316.
- Dodd, R.T. (1969). Metamorphism of ordinary chondrites: A review. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 33, 161-203.
- Dodd, R.T. (1981). *Meteorites: A Petrologic-Chemical Synthesis*. Cambridge University Press. Cambridge. 368 pp.

- Dodd, R.T. y Jarosewich, E. (1979). Incipient melting in and shock classification of L-group chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*. 44, 335-340.
- Dodd, R.T., Van Schmus, W.R. y Koffman, D.M. (1967). A survey of the unequilibrated ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 31, 921-951.
- DuFresne, E.R. y Anders, E. (1962). Chemical evolution of the carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 26, 1085-1114.
- Ebel, D.S. y Grossman, L. (1998). Effect of Dust Enrichment on Solid and Liquid Compositions in Equilibrium with Cosmic Gases. *Proceedings of the 29<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract 1421.
- Ebihara, M., Ozaki, H. y Fukatsu, S. (1993). Cu, Zn, and In in Ordinary Chondrites. *Meteoritics*. 28, 343.
- Eisenhour, D.D. y Buseck, P.R. (1995). Chondrule formation by radiative heating: A numerical model. *Icarus*. 117, 197-211.
- Eisenhour, D.D., Daulton, T.L. y Buseck, P.R. (1994). Electromagnetic Heating in the Early Solar Nebula and the Formation of Chondrules. *Science*. 265, 1067-1070.
- Endress, M. y Bischoff, A. (1996). Carbonates in CI chondrites: Clues to parent body evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 60, 489-507.
- Endress, M., Zinner, E. y Bischoff, A. (1996). Early aqueous activity on primitive meteorite parent bodies. *Nature*. 379, 701-703.
- Evans, N.J., Gregoire, D.C., Grieve, R.A.F., Goodfellow, W.D. y Veizer, J. (1993). Use of platinum-group elements for impactor identification: Terrestrial impact craters and Cretaceous-Tertiary boundary. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 57, 3737-3748.
- Faura y Sans, M. (1921). Meteorits caiguts a Catalunya. *Butlletí del Centre Excursionista de Catalunya*. 322, 270-288.
- Faura y Sans, M. (1922). Meteoritos caídos en la Península Ibérica. *Ibérica*. XVII. 418, 154-157; 421, 202-208; 428, 314-318; 435, 25-31; 441, 123-126; 442, 137-139; 448, 235-238; 456, 363-364.
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. 2º Edición. J. Wiley and Sons. New York. 589 pp.
- Fernández Navarro, L. (1923). Los Meteoritos del Museo de Madrid. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. 23, 224-233.
- Fernández Navarro, L. (1924). Noticia sobre el meteorito de Olivenza, Badajoz. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. 24, 339-341.
- Fernández Navarro, L. (1929a). El meteorito de Olmedilla de Alarcon (Cuenca). *Memoria de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. 15, 859-865.

Fernández Navarro, L. (1929b). Meteorito de Ojuelos Altos. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. 29, 19-24.

Fodor, R. V. y Keil, K. (1978). Catalog of lithic fragments in LL-group chondrites. Albuquerque, N.M.: Dept. of Geology and Institute of Meteoritics. University of New Mexico.

Folco, L. y Mellini, M. (2000). Enstatite chemical composition and microstructures in the La Villa H4 chondrite. *Meteoritics & Planetary Science*. 35, 733-742.

Fredriksson, K. y Keil, K. (1963). The light-dark structure in the Pantar and Kapoeta stone meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 27, 717-739.

Fredriksson, K. y Kerridge, J.F. (1988). Carbonates y sulfates in CI chondrites: Formation by aqueous activity on the parent body. *Meteoritics*. 23, 35-44.

Friedrich, J. M., Bridges, J. C. y Lipschutz, M. E. (2001). Chemical Variations with Shock Loading Among Equilibrated L Chondrite Falls. *Meteoritics & Planetary Science*. 36, Supplement, A60.

Friedrich, J. M., Bridges, J. C. y Lipschutz, M. E. (2002). Evidence for Chemical Variations with Shock Loading in L Chondrite Falls. *Proceedings of the 33<sup>rd</sup> Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract 1086.

Geiger, T. y Bischoff, A. (1995). Formation of opaque minerals in CK chondrites. *Planetary and Space Science*. 43, 485-498.

Gersonde, R., Kyte, F.T., Bleil, U., Diekmann, B., Flores, J.A., Gohl, K., Grahl, G., Hagen, R., Kuhn, G., Sierro, F.J., Völker, D., Abelmann, A. y Bostwick, J.A. (1997). Geological record and reconstruction of the late Pliocene impact of the Eltanin asteroid in the Southern Ocean. *Nature*. 390, 357-363.

Gladney, E.S., Jones, E.A., Nickell, E.J. y Roelandts, I. (1991). 1988 compilation of elemental concentration data for USGS DTS-1, G-1, PCC-1 and W-1. *Geostandards Newsletter*. 15, 199-396.

Gómez de Llarena, J. y Rodríguez Arango, C. (1950). El astrolito de Reliegos (León). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. 48, 303-315.

Gooding, J.L. (1979). Petrogenetic properties of chondrules in unequilibrated H-, L-, and LL-group chondritic meteorites. Tesis doctoral. Universidad de Nuevo México.

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

Göpel, C., Manhés, G. y Allégre, C.J., (1994). U-Pb systematics of phosphates from equilibrated ordinary chondrites. *Earth and Planetary Sciences Letters*. 121, 153-171.

Grady, M.M. (2000). Catalogue of meteorites: with special reference to those represented in the collection of the Natural History Museum, London. Cambridge University Press. Cambridge. 5° ed. 689 pp.

Graf, T. y Marti, K. (1994). Collisional records in LL-chondrites. *Meteoritics*. 29, 5, 643-648.

Graf, T. y Marti, K. (1995) Collisional history of H chondrites. *Journal of Geophysical Research*. 100, E10, 21247-21264.

Graham, A. L., Bevan, A. W. R. y Hutchison, R. (1985). Catalogue of meteorites: with special reference to those represented in the collection of the British Museum, Natural History. London. British Museum. 4° ed. 460 pp.

Gredilla, A.F. (1896). Estudio petrográfico del meteorito de Madrid. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*. 25, 223-242.

Greg, R.P. (1861). *Philosophical Magazine*. 22. 107-108.

Grieve, R.A.F. (1991). Terrestrial impact - The record in the rocks. *Meteoritics*. 26, 175-194.

Grieve, R.A.F. (1997). Extraterrestrial impact events: the record in the rocks and the stratigraphic column. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 132, 5-23.

Grime, G.W. y Dawson, M. (1995). Recent developments in data-acquisition and processing on the Oxford scanning proton microprobe. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B*. 104, 1-4, 107-113.

Grossman, J.N. (1996). Zoning of Mesostasis in FeO-poor Semarkona Chondrules. *Meteoritics & Planetary Science*. 31, A55-A56.

Grossman, J.N. (1998). Radial pyroxene and cryptocrystalline chondrules as indicators of aqueous alteration and thermal metamorphism in ordinary chondrites. *Proceedings of the 29<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract 1179.

Grossman, J.N. (1998). *The Meteoritical Bulletin*, No. 82. *Meteoritics & Planetary Science*. 33, A221-A239.

Grossman, J.N., Rubin, E.H., Nagahara, H. Y King, E.A. (1988). Properties of chondrules. En: Kerridge, J.F. y Matthews, J.S. (eds.). *Meteorites and the Early Solar System*. University of Arizona Press. Tucson. 619-659.

Grossman, J.N., Alexander, C. M. O'd. y Wang, J. (1997). Zoning of trace elements and deuterium in the mesostasis of low-FeO chondrules in Semarkona. *Proceedings of the 28<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference*. 481.

Grossman, J.N., Alexander, C.M. O'd., Wang, J. y Brearley, A.J. (2000). Bleached chondrules: Evidence for widespread aqueous processes on the parent asteroids of ordinary chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*. 35, 3, 467-486.

Grossman, J.N., Alexander, C.M. O'd., Wang, J y Brearley, A.J. (2002). Zoned chondrules in Semarkona: Evidence for high- and low-temperature processing. *Meteoritics & Planetary Science*. 37, 1, 49-73.

Guimon, R.K., Lofgren, G.E. y Sears, D.W.G. (1988). Chemical and physical studies of type 3 chondrites IX: Thermoluminescence and hydrothermal annealing experiments and their relationship to metamorphism and aqueous alteration in type <3.3 ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 52, 119-127.

Handbook of Raman Spectra (2002). ENS-Lyon: <http://www.ens-lyon.fr/~gmontagn/ramanw3/index.html>

Hagee, B., Bernatowicz, T.J., Podosek, F.A., Johnson, M.L., Burnett, D.S. y Tatsumoto, M. (1990). Actinide abundances in ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 54, 2847-2858.

Hartmann, W.K. (1986). Moon origin: The impact trigger hypothesis. En: Hartmann, W.K., Phillips, R.J. y Taylor, G.J. (eds.). *Origin of the Moon*. Houston. Lunar and Planetary Institute. pp 579-608.

Hartmann, W.K. y Davis, D.T. (1975). Satellite-sized planetesimals and the lunar origin. *Icarus*. 24, 504-515.

Hewins, R.H. (1996). Chondrules and the Protoplanetary Disk: An Overview. En: Hewins, R.H., Jones, R.H. y Scott, E.R.D. (eds.). *Chondrules and the Protoplanetary Disk*. Cambridge University Press. Cambridge. 3-9.

Hewins, R.H. (1997). Chondrules. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 25, 61-83.

Hewins, R.H. (1988). Experimental studies of chondrules. En: Kerridge, J.F. y Matthews, J.S. (eds.). *Meteorites and the Early Solar System*. University of Arizona Press. Tucson. 680-696.

Hewins, R.H. y Connolly, H.C. (1996). Peak temperatures of flash-melted chondrules. En: Hewins, R.H., Jones, R.H. y Scott, E.R.D. (eds.). *Chondrules and the protoplanetary Disk*. Cambridge University Press. 197-204.

Heymann, D. (1967). On the origin of hyperstene chondrites: Ages and shock effects of black meteorites. *Icarus*. 6, 189-221.

Heymann, D. (1990). Raman study of olivines in 37 heavily and moderately shocked ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 54, 2507-2510.

Heymann, D. y Celucci, T.A. (1988). Raman spectra of shocked minerals. 1: Olivine. *Meteoritics*. 23, 353-357.

Hood, L.L. (1998). Thermal processing of chondrule and CAI precursors in planetesimal bow shocks. *Meteoritics & Planetary Science*. 33, 1, 97-107.

Hood, L.L. y Horanyi, M. (1991). Gas dynamic heating of chondrule precursor grains in the solar nebula Icarus. 93, 259-269.

Hood, L.L. y Horanyi, M. (1993). The nebular shock wave model for chondrule formation: One-dimensional calculations. Icarus. 106, 179-189.

Hood, L.L. y Kring, D.A. (1996). Models for multiple heating mechanisms. En: Hewins, R.H., Jones, R.H. y Scott, E.R.D. (eds.). Chondrules and the Protoplanetary Disk. Cambridge University Press. 265-276.

Horanyi, M. y Robertson, S. (1996). Chondrule formation in lightning discharges. En: Hewins, R.H., Jones, R.H. y Scott, E.R.D. (eds.). Chondrules and the Protoplanetary Disk. Cambridge University Press. 303-310.

Horanyi, M., Morfill, G., Goertz, C.K. y Levy, E.H. (1995). Chondrule formation in lightning discharges. Icarus. 114, 174-185.

Huang, S. y Sears, D.W.G. (1997). Formation and metamorphism of group A5 chondrules in ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta. 61, 21, 4689-4704.

Huang, S., Lu, J., Prinz, M., Weisberg, M.K., Benoit, P.H. y Sears, D.W.G. (1996). Chondrules: Their Diversity and the Role of Open-System Processes during Their Formation. Icarus. 122, 2, 316-346.

Huss, G. R. (1988). The role of presolar dust in the formation of the solar system.

Huss, G.R., Keil, K. y Taylor, G.J. (1981). The matrices of unequilibrated ordinary chondrites - Implications for the origin and history of chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta. 45, 33-51.

Hutcheon, I.D., Olsen, E., Zipfel, J. y Wasserburg, G.J. (1992). Chromium isotopes in differentiated meteorites: Evidence for  $^{53}\text{Mn}$ . Proceedings of the 23<sup>rd</sup> Lunar and Planetary Science Conference. 565-566.

Ikramuddin, M., Binz, C.M. y Lipschutz, M.E. (1976). Thermal metamorphism of primitive meteorites. II - Ten trace elements in Abee enstatite chondrite heated at 400-1000°C. Geochimica et Cosmochimica Acta. 40, 133-142.

Ikramuddin, M., Binz, C.M. y Lipschutz, M.E. (1977). Thermal metamorphism of primitive meteorites. III - Ten trace elements in Krymka L3 chondrite heated at 400-1000°C. Geochimica et Cosmochimica Acta. 41, 393-401.

Ishii, K. y Morita, K. (1988). Theoretical estimation of PIXE detections limits. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B. 34, 209-216.

Jarosewich, E. (1990). Chemical analyses of meteorites: A compilation of stony and iron meteorite analyses. Meteoritics. 25, 323-337.



- Jarosewich, E. y Dodd, R.T. (1985). Chemical variations among L-chondrites- IV. Analyses, with petrographic notes, of 13 L-group and 3 LL-group chondrites. *Meteoritics*. 20, 23-36.
- Jarosewich, E. y White, J. (1987). Strontianite, reference sample for electron microprobe and SEM analyses. *Journal of Sedimentary Petrology*. 57, 762-763.
- Jarosewich, E. y Boatner, L.A. (1991) Rare-earth element reference samples for electron microprobe analysis. *Geostandards Newsletter*, 15, 397-399.
- Jarosewich, J.A., Nelen, J.A. y Norberg, J.A. (1980). Reference Samples for Electron Microprobe Analysis. *Geostandards Newsletter*. 4, 43-47.
- Jochum, K. (1996). Rhodium and other platinum-group elements in carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 60, 3353-3357.
- Johansson, S.A.E. y Johansson, T.B. (1976). Analytical Application of Particle Induced X-Ray Emission. *Nuclear instruments and Methods*. 137, 473-516.
- Johansson, S.A.E. y Campbell, J.L. (1988). PIXE: a Novel Technique for Elemental Analysis. J. Willey and Sons. Ltd. New York. 347 pp.
- Johnson, C.A. y Prinz, M. (1993). Carbonate compositions in CM and CI chondrites and implications for aqueous alteration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 57, 2843-2852.
- Jones, R.H. (1990). Petrology and mineralogy of Type II, FeO-rich chondrules in Semarkona (LL3.0) - Origin by closed-system fractional crystallization, with evidence for supercooling. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 54, 1785-1802.
- Jones, R.H. (1992a). Classification of porphyritic, pyroxene-rich chondrules in the Semarkona ordinary chondrite. *Proceedings of the 23<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference*. 629-630.
- Jones, R.H. (1992b). Petrology of FeO-poor, porphyritic pyroxene chondrules in the Semarkona ordinary chondrite. *Proceedings of the 23<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference*. 631-632.
- Jones, R.H. (1994). Petrology of FeO-poor, porphyritic pyroxene chondrules in the Semarkona chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 58, 5325-5340.
- Jones, R.H. (1996a). Relict grains in chondrules: Evidence for chondrule recycling. *En Chondrules and the Protoplanetary Disk*. (Hewins, R.H., Jones, R.H., Scott, E.R.D., editores). Cambridge University Press. Cambridge. 163-172.
- Jones, R.H. (1996b). FeO-rich, porphyritic pyroxene chondrules in unequilibrated ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 60, 16, 3115-3138.
- Jones, R. H. (1998). A Compilation of Olivine and Low-Ca Pyroxene Compositions in Type 4-6 Ordinary Chondrites. *Proceedings of the 29<sup>th</sup> Annual Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract 1397.

- Jones, R.H. y Scott, E.R.D. (1989a). Petrology and thermal history of type IA chondrules in the Semarkona (LL3.0) chondrite. *Proceedings of the 19<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference*. 523-536.
- Jones, R.H. y Scott, E.R.D. (1989b). Petrology and thermal history of type IA chondrules in the Semarkona (LL3.0): Origin by closed system fractional crystallization with evidence for supercooling. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 54, 1785-1802.
- Jongerden, M. (2000). On resonant reaction depth profiling of oxygen and hydrogen in switchable mirrors. Graduation report. Vrije Universiteit. Amsterdam. 31 pp.
- Kallemeyn, G.W. (1988). Elemental Variations in Bulk Chondrites. En: Kerridge, J.F. y Matthews, M.S. (eds.). *Meteorites and the Early Solar System*. University of Arizona Press. Tucson. 390-393.
- Kallemeyn, G.W., Rubin, A.E., Wang, D., Wasson, J.T. (1989). Ordinary chondrites - Bulk compositions, classification, lithophile-element fractionations, and composition-petrographic type relationships. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 53, 2747-2767.
- Keil, K. (1964). Possible correlation between classifications and potassium-argon ages of chondrites. *Nature*. 203, 511.
- Keil, K. y Fredriksson, K. (1964). The iron, magnesium, and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites. *Journal of Geophysical Research*. 69, 3487-3515.
- Keil, K., Conrad, G.H., King, E.A. y San Miguel, A. (1986). Petrology and classification of the Garraf, Spain chondrite. *Meteoritics*. 21, 1, 125-129.
- Keith, L.H., Crummett, W., Deegan, J., Libby, R.A., Taylor, J.K. y Wentler, G. (1983). Principles of environmental analysis. *Analytical Chemistry*. 55, 2210-2218.
- Kerridge, J.F. (1993). What can meteorites tell us about nebular conditions and processes during planetesimal accretion? *Icarus*. 106, 1, 135-150.
- Kerridge, J.F. y Kieffer, S.W. (1977). A constraint on impact theories of chondrule formation. *Earth and Planetary Science Letters*. 35, 1, 35-42.
- Kerridge, J.F., Mackay, A.L. y Boynton, W.V. (1979a). Magnetite in CI carbonaceous chondrites: Origin by aqueous activity on a planetesimal surface. *Science*. 205, 395-397.
- Kerridge, J.F., Macdougall, J.D., y Marti, K. (1979b). Iron-nickel sulfides in the Murchison meteorite and their relationship to phase Q1. *Earth and Planetary Sciences Letters*. 43, 1-4.
- Kieffer, S. W. (1975). Droplet chondrules. *Science*. 189, 1, 333-340.

- King, E. A., San Miguel, A., Casanova, I. y Keil, K. (1986). Inventory of the meteorite collection of the Museo Nacional de Ciencias Naturales, C.S.I.C., Madrid, Spain. *Meteoritics*. 21, 193-197.
- King, E. A. (1976). *Space Geology*. John Wiley and Sons. New York. 349 pp.
- Kieffer, S.W. (1975). Droplet chondrules. *Science*. 189, 333-340.
- Koeberl, C. (1997). Impact cratering: the mineralogical and geochemical evidence. En: Johnson, K.S., Campbell, J.A. (eds) *Proceedings, "The Ames structure and similar features"*. Oklahoma Geological Survey Circular. 100, 30-54.
- Koeberl, C. (1998). Identification of meteoritical components in impactites. En: Grady M.M., Hutchison, R., McCall, G.J.H., Rothery, D.A. (eds) *Meteorites: Flux with time and impact effects*. Geological Society, London, Special Publications. 140, pp 133-152.
- Koeberl, C. y Shirey, S.B. (1997). Re-Os isotope systematics as a diagnostic tool for the study of impact craters and distal ejecta. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 132, 25-46.
- Koeberl, C., Reimold, W.U. y Shirey, S.B. (1998). The Auelloul crater, Mauritania: On the problem of confirming the impact origin of a small crater. *Meteoritics & Planetary Science*. 33, 513-517.
- Koeberl, C., Peucker-Ehrenbrink, B., Reimold, W.U., Shukolyukov, A. y Lugmair, G.W. (2002). A comparison of the osmium and chromium isotopic methods for the detection of meteoritic components in impactites: Examples from the Morokweng and Vredefort impact structures, South Africa. En: Koeberl C. y MacLeod, K. (eds.). *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geological Society of America, Special Paper. 356, 607-617.
- Kramer, J.L.A.M. (1996). Quantitative microdistribution of volatile trace elements in pristine meteorites. Tesis doctoral. Vrije Universiteit. Amsterdam. 177 pp.
- Kramer, J.L.A.M., Kik, A.C. y Vis, R.D. (1995). A PIXE, EPMA and SIMS study of the Chainpur meteorite: small grains of lead found in a chondrule. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B*. 104, 494-500.
- Krot, A., Ivanova, M.A. y Wasson, J.T. (1993). The origin of chromitic chondrules and the volatility of Cr under a range of nebular conditions. *Earth and Planetary Science Letters*. 119, 569-584.
- Kyte, F.T. (1998). A meteorite from the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*. 396, 237-239.
- Kyte, F.T. y Brownlee, D.E. (1985). Unmelted meteoritic debris in the Late Pliocene iridium anomaly - Evidence for the ocean impact of a nonchondritic asteroid. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 49, 1095-1108.

Kurat, G. (1969). The formation of chondrules and chondrites and some observations on chondrules from the Tieschitz meteorite. En: Millan, P. (ed.). Meteorite Research. D. Reidel Publ. Co. Dordrecht. 185-190.

Larimer, J.W. (1988). Cosmochemical Classification of Elements. En: Kerridge, J.F. y Matthews, M.S. (eds.). Meteorites and the Early Solar System. University of Arizona Press. Tucson. 375-389.

Larimer, J.W. y Anders, E. (1967). Chemical fractionations in meteorites. II. Abundance patterns and their interpretation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 37, 1603-1623.

Larimer, J.W. y Bartholomay, H.A. (1983). Gas-Dust Fractionation and the Origin of Chondritic Meteorites. Proceedings of the 14<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference. 423.

Larimer J.W. y Wasson J.T. (1988). Refractory lithophile elements. Siderophile element fractionation. En: Kerridge, J.F. y Matthews, M.S. (eds.). Meteorites and the Early Solar System. University of Arizona Press. Tucson. 394-435.

Levy, E. H. y Araki, S. (1989). Magnetic reconnection flares in the protoplanetary nebula and the possible origin of meteorite chondrules. *Icarus*. 81, 74-91.

Li, Y.-H. (2000). A compendium of geochemistry: from solar nebula to the human brain. Princeton University Press. Princeton. 475 pp.

Liffman, K. (1992). The formation of chondrules via ablation. *Icarus*. 100, 2, 608-620.

Liffman, K. y Brown, M.J.I. (1996). The Protostellar Jet Model of Chondrule Formation. En: Hewins, R.H., Jones, R.H. y Scott, E.R.D. (eds.). Chondrules and the Protoplanetary Disk. Cambridge University Press. 285-302

Lill, J-O., Saarela, K-E., Hernberg, F.J., Heselius, S-J. y Harju, L. (1993). A Novel Method for Charge Integration in External Beam TTPIXE. Application to Analyses of biological Materials. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B*. 83, 3, 387-393.

Lindner, M., Leich, D.A., Russ, G.P., Bazan, J.M. y Borg, R.J. (1989). Direct determination of the half-life of <sup>187</sup>Re. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 53, 1597-1606.

Lingner, D.W., Huston, T.J. y Lipschutz, M.E. (1984). Volatile/mobile trace elements in H4-6 chondrites: a progress report. Proceedings of the 15<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference. 485-486.

Lingner, D.W., Huston, T.J., Hutson, M. y Lipschutz, M.E. (1987). Chemical studies of H chondrites. I: Mobile trace elements and gas retention ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 51, 727-739.

- Lipschutz M.E. y Woolum D.S. (1988). Highly Labile Elements. En: Kerridge, J.F. y Matthews, M.S. (eds.). *Meteorites and the Early Solar System*. University of Arizona Press. Tucson. 462-487.
- Llorca Piqué, J. (1997). Cóndrulos de piroxeno en el meteorito de Sevilla: composición química y metamorfismo asteroidal. I Congreso Ibérico de Geoquímica; VII Congreso de Geoquímica de España. 612-619.
- Lofgren, G.E. (1996). A dynamic crystallization model for chondrule melts. En: Hewins, R.H., Jones, R.H. y Scott, E.R.D., eds.). *Chondrules and the Protoplanetary Disk*. Cambridge University Press. Cambridge. 187-196.
- Lofgren, G. y Russell, W.J. (1986). Dynamic crystallization of chondrule melts of porphyritic and radial pyroxene composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 50, 1715-1726.
- Lugmair, G.W. y Shukolyukov, A. (1998). Early solar system timescales according to  $^{53}\text{Mn}$ - $^{53}\text{Cr}$  systematics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 62, 2863-2886.
- Lux, G., Keil, K. y Taylor, G.J. (1980). Metamorphism of the H-group chondrites - Implications from compositional and textural trends in chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 44, 841-855.
- Mackinnon, I.D.R. y Rietmeijer, F.J.M. (1987). Mineralogy of chondritic interplanetary dust particles. *Reviews of Geophysics*. 25, 1527-1553.
- Makjanic, J. (1990). Carbon in chondrites distribution and structure. Tesis doctoral. Vrije Universiteit. Amsterdam. 109 pp.
- Makjanic, J., Heymann, D. y Vis, R.D. (1991). On the discovery of C-rich rims around troilite grains in ordinary chondrites. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. Section B. 54, 1-3, 325-327.
- Makjanic, J., Vis, R. D., Hovenier, J. W. y Heymann, D. (1993). Carbon in the matrices of ordinary chondrites. *Meteoritics*. 28, 1, 63-70.
- Malmqvist, K.G. (1995). Analytical techniques in nuclear microprobes. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. Section B. 104, 138-151.
- Marshall, C.P. y Fairbridge, R.W. (eds.). (1999). *Encyclopedia of Geochemistry*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht. 712 pp.
- Martínez-Frías, J., Rodríguez, J. A., Benito, R. y García Guinea, J. (1989a). Mineralogía y texturas del meteorito de Nulles (colección del M.N.C.N., Madrid). *Geogaceta* 6, 5-7.
- Martínez-Frías J., García Guinea, J. y Benito, R. (1989b). Los Meteoritos. *Mundo Científico* 93, 742-750.
- Martínez-Frías, J. (1998). La roca de Getafe: trayectoria de caída, efectos del impacto y marcadores morfotexturales de vuelo. *Geogaceta*. 25, 215-218.

Martínez-Frías, J., Weigel, A., Marti, K., Boyd, T., Wilson, G.H. y Jull, T. (1999). The Getafe rock: Fall, composition and cosmic ray records of an unusual ultrarefractory scoriaceous material. *Revista de Metalurgia*. 35, 308-315.

Mason, B. (ed.). (1971). *Handbook of elemental abundances in meteorites*. Gordon and Breach Science Publishers. New York. 555 pp.

Mason, B. (1979). Meteorites. En: *Data of Geochemistry*, Chapter B, Part 1. United States Geological Survey. Professional Paper. 440-B-1, B117-120.

Mason, B. y Wiik, H.B. (1964). The anphoterites and meteorites of similar composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 28, 533-538.

Mason, B. (1963). Olivine composition in chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 27, 1011-1023.

Matsunami, S., Ninagawa, K., Nishimura, S., Kubono, N., Yamamoto, I., Kohata, M., Wada, T., Yamashita, Y., Lu, J., Sears, D.W.G. y Nishimura, H. (1993). Thermoluminescence and compositional zoning in the mesostasis of a Semarkona group A1 chondrule and new insights into the chondrule-forming process. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 57, 9, 2101-2110.

Maxwell, J.A., Campbell, J.L. y Teesdale, W.J. (1988). The Guelph PIXE Software Package. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. Section B. 43, 218-230.

McBreen, B. y Hanlon, L. (1999). Gamma-ray bursts and the origin of chondrules and planets. *Astronomy and Astrophysics*. 351, 759-765.

McCoy, T.J., Casanova, I., Keil, K. y Wieler, R. (1990). Classification of four ordinary chondrites from Spain. *Meteoritics*. 25, 77-79.

McCoy, T.J., Scott, E.R.D., Jones, R.H., Keil, K. y Taylor, G.J. (1991a). Composition of chondrule silicates in LL3-5 chondrites and implications for their nebular history and parent body metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 55, 601-619.

McCoy, T.J., Casanova, I., Keil, K. y Wieler, R. (1990). Classification of four ordinary chondrites from Spain. *Meteoritics*. 25, 77-79.

McCoy, T.J., Scott, E.R.D., Jones, R.H., Keil, K. y Taylor, G.J. (1991). Composition of chondrule silicates in LL3-5 chondrites and implications for their nebular history and parent body metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 55, 601-619.

McDonald, I. (2002). Clearwater East impact structure: A re-interpretation of the projectile type using new platinum-group element data from meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*. 37, 459-464.

McDonald, I., Andreoli, M.A.G., Hart, R.J. y Tredoux, M. (2001). Platinum-group elements in the Morokweng impact structure, South Africa: evidence for the impact of

large ordinary chondrite projectile at the Jurassic-Cretaceous boundary. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 65, 299-309.

Macdougall, J.D., Lugmair, G.W. y Kerridge, J.F. (1984). Early Solar System aqueous activity: Sr isotope evidence from the Orgueil CI meteorite. *Nature*. 307, 249-251.

McGuire A.V., Francis C.A. y Dyar, M.D. (1992). Mineral standards for electron microprobe analysis of oxygen. *American Mineralogist*. 77, 1087-1091.

McSween, H.Y. Jr. (1977a). On the nature and origin of isolated olivine grains in carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 41, 411-418.

McSween, H.Y. Jr. (1977b). Carbonaceous chondrites of the Ornans type - A metamorphic sequence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 41, 477-491.

McSween, H.Y. Jr. (1977c). Chemical and petrographic constraints on the origin of chondrules and inclusions in carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 41, 1843-1860.

McSween, J.Y. Jr. (1999). *Meteorites and their Parent Planets*. Cambridge University Press. Cambridge. 310 pp.

Meisel, T., Walker, R.J. y Morgan, J.W. (1996). The osmium isotopic composition of the Earth's primitive upper mantle. *Nature*. 383, 517-520.

Melosh, H.J. (1989). *Impact Cratering: A Geologic Process*. Cambridge. Oxford University Press. 245 pp.

Michaelis, H. von, Ahrens, L.H. y Willis, J.P. (1969). The composition of stony meteorites. II. The analytical data and an assessment of their quality. *Earth and Planetary Science Letters*. 5, 387-394.

Mineral Spectroscopy Server (2002). California Institute of Technology: <http://131.215.067.048/>

Miyamoto, M. y Ohsumi, K. (1995). Micro Raman spectroscopy of olivines in L6 chondrites: Evaluation of the degree of shock. *Geophysical Research Letters*. 22, 4, 437-440.

Montanari, A. y Koeberl, C. (2000). *Impact Stratigraphy – The Italian Record*. ESF-IMPACT. Springer. 364 pp.

Morgan, J.W. y Wandless, G.A. (1983). Strangways Crater, Northern Territory, Australia: Siderophile element enrichment and lithophile element fractionation. *Journal of Geophysical Research*. 88, A819-A829.

Morgan, J.W., Higuchi, H., Ganapathy, R. y Anders, E. (1975). Meteoritic material in four terrestrial meteorite craters. *Proceedings of the 6<sup>th</sup> Lunar Science Conference*, pp 1609-1623.

- Morgan, J.W., Higurashi, H., Takahashi, H. y Hertogen, J. (1978). A "chondritic" eucrite parent body; inference from trace elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 42, 27-38.
- Morfill, G., Spruit, H. y Levy, E. H. (1993). Physical processes and conditions associated with the formation of protoplanetary disks. En: Levy, E.H. y Lunine, J.I. (eds.). *Protostars and Planets. III Univ. Arizona Press*. 939-978.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*. 73, 1123-1133.
- Muñoz-Espadas, M.J., Martínez-Frías, J. y Lunar, R. (2001). Main geochemical signatures related to meteoritic impacts in terrestrial rocks: a review. *Impact Markers in the Stratigraphic Record. Abstract book. 6<sup>th</sup> ESF-IMPACT Workshop*. 79-80.
- Muñoz-Espadas, M.J., Martínez-Frías, J. y Lunar, R. (2002). Texturas de metamorfismo de impacto en condritas ordinarias: aplicación a las condritas de Cañellas, Olmedilla de Alarcón, Reliegos y Olivenza. *Resúmenes de Comunicaciones de la XXII Reunión Anual de la Sociedad Española de Mineralogía*. 25-A, 71-72.
- Muñoz-Espadas, M.J., Martínez-Frías, J., Lunar, R., Sánchez, B. y Sánchez, J. (2002). The meteorite collection of the National Museum of Natural Sciences, Madrid, Spain: An updated catalog. *Meteoritics & Planetary Science*. 37 (Supplement). B89-B94.
- Muñoz-Espadas, M.J., Martínez-Frías, J. y Lunar, R. (2003, en prensa). Main geochemical signatures related to meteoritic impacts in terrestrial rocks: a review. En: Koeberl, C. y Martínez-Ruiz, F. (eds.). *Impact Markers in the Stratigraphic Record*. Springer Verlag. Berlín, Heidelberg.
- Muñoz Sanz, J. (1997). Caracterización petrológica y geoquímica del meteorito "Valenciano" Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense, Madrid, España. 96 pp.
- Muñoz Sanz, J., Martínez-Frías, J., Lavielle, B. y Gilabert, E. (1998). Spain gets first approved meteorite in 50 years. *Geotimes*. 9, 8-9.
- Nagahara, H. (1981). Evidence for secondary origin of chondrules. *Nature*. 292, 135-136.
- Nagata, T. y Funaki, M. (1989). Magnetic analysis of Antarctic ordinary chondrites and achondrites on the basis of a magnetic binary system model. *Thirteenth Symposium on Antarctic Meteorites. Proceedings of the NIPR Symposium*. 2, 310.
- Nagata, T., Kaito, C., Saito, Y. y Funaki, M. (1991). Tetraenaite in chondrites and experimental demonstration on formation of tetraenaite fine grains. *Fifteenth Symposium on Antarctic Meteorites. Proceedings of the NIPR Symposium*. 4, 404.
- Nagy, B. (1966). Investigation of the Orgueil carbonaceous meteorite. *Geol. Foren. Stockholm. Fort*. 88, 235-272.



Nagy, B. y Claus, G. (1962). Notes on the petrography of the Orgueil meteorite. Proc. Intern. Meeting Milan 1962. *Advances in Organic Geochemistry*. Pergamon, New York. 115-118.

Nagy, B., Menschein, W.G. y Hennessy, D.J. (1963). Aqueous, low temperature environment of the Orgueil meteorite: evidence for biogenic hydrocarbons. *Annals of the New York Academy of Sciences*. 93, 25-35.

Neal, C.W., Dodd, R.T., Jarosewich, E. y Lipschutz, M.E. (1981). Chemical studies of L-chondrites. I - A study of possible chemical sub-groups. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 45, 891-898.

Norton, O. R. (2002). *The Cambridge Encyclopedia of Meteorites*. Cambridge University Press. Cambridge. 496 pp.

Nyquist, L., Lindstrom, D., Shih, C.Y., Wiesmann, H., Mittlefehldt, D.W., Wentworth, S. y Martínez, R. (1997). Mn-Cr isotopic systematics of chondrules from the Bishunpur and Chainpur meteorites. *Proceedings of the 28<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference*. 1033-1034.

Ordaz, J., Martín Escorza, C. y Alcalá, L. (1999). Actualización de datos referentes al meteorito caído en Oviedo en 1856. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. 95, 127-134.

Palme, H., Göbel, E. y Grieve, R.A.F. (1979). The distribution of volatile and siderophile elements in the impact melt of East Clearwater (Quebec). *Proceedings of the 10<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference*. 2465-2492.

Palme, H., Janssens, M.J., Takahasi, H., Anders, E. y Hertogen, J. (1978). Meteorite material at five large impact craters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 42, 313-323.

Palme, H., Larimer J.W. y Lipschutz, M.E. (1988). Moderately Volatile Elements. En: Kerridge, J.F. y Matthews, M.S. (eds.). *Meteorites and the Early Solar System*. University of Arizona Press. Tucson. 436-461.

Paluzie Borrell, A. (1951). Meteoritos españoles. *Urania*. 225, 1-24.

Pérez Mateos, J. (1954). Revisión, por análisis espectroquímico, del estudio de los meteoritos españoles que se conservan en el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. 52, 97-119.

Petaev, M. I. y Wood, J.A. (1998). The condensation with partial isolation model of condensation in the solar nebula. *Meteoritics & Planetary Science*. 33, 5, 1123-1137.

Pierazzo, E. y Melosh, H.J. (1999). Hydrocode modeling of Chicxulub as an oblique impact event. *Earth and Planetary Science Letters*. 165, 163-176.

Pierazzo, E. y Melosh, H.J. (2000). Hydrocode modeling of oblique impacts: The fate of the projectile. *Meteoritics & Planetary Science*. 35, 117-130.

- Pierazzo, E., Vickery, A.M. y Melosh, H.J. (1997). A reevaluation of impact melt production. *Icarus*. 127, 408-423.
- Podolak, M. y Cameron, A.G.W. (1974). Possible formation of meteoritic chondrules and inclusions in the precollapse Jovian protoplanetary atmosphere. *Icarus*. 23, 326-333.
- Podolak, M., Prialnik, D., Bunch, T. E., Cassen, P. y Reynolds, R. (1993). Secondary processing of chondrules and refractory inclusions (CAIs) by gas dynamic heating. *Icarus*. 104, 1, 97-109.
- Podosek, F.A., Ott, U., Brannon, J.C., Neal, C.R., Bernatowicz, T.J., Swan, P. y Mahan, S.E. (1997). Thoroughly anomalous chromium in Orgueil. *Meteoritics & Planetary Science*. 32, 617-627.
- Podosek, F.A. y Cassen, P. (1994). Theoretical, observational, and isotopic estimates of the lifetime of the solar nebula. *Meteoritics*. 29, 6-25.
- Poldervaart, A. y Hess, H.H. (1951). Piroxenes in the crystallization of basaltic magma. *Journal of Geology*. 59, 472-489.
- Prior, G.T. (1920). The classification of meteorites. *Mineralogical Magazine*. 19, 51-63.
- Ridpath, I. (ed.). (1999). *Diccionario de Astronomía*. Dictionarios Oxford-Complutense Ed. Complutense. Madrid. 837 pp.
- Rietmeijer, F.J.M. (1992a). Mineralogy of primitive chondritic protoplanetesinals in the early solar system. *Trends in Mineralogy*. 1, 23-41.
- Robert, F., Javoy, M. y Halbout, J. (1987). Hydrogen isotope abundances in the solar system. II - Meteorites with terrestrial-like D/H ratio. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 51, 1807-1822.
- Robin, E., Froget, L., Jehanno, C. y Rocchia, R. (1993). Evidence for a K/T impact event in the Pacific Ocean. *Nature*. 363, 615-617.
- Rochette, P., Sagnotti, L., Consolmagno, G., Folco, L., Maras, A., Panzarino, F., Pesonen, L., Serra, R. y Terho, M. (2001). A magnetic susceptibility database for stony meteorites. *Quaderni di Geofisica*. 18, 1-6, I-XXIV.
- Rubin, A.E. (1997). Mineralogy of meteorite groups. *Meteoritics & Planetary Science*. 32, 231-247.
- Rubin, A.E. (2000). Petrologic, geochemical and experimental constraints on models of chondrule formation. *Earth Science Reviews*. 50, 1-2, 3-27.
- Rubin, A.E. y Wasson, J.T. (1995). Variations of chondrite properties with heliocentric distance. *Meteoritics*. 30, 569.

- Rubin, A.E. y Brearley, A.J. (1996). A critical evaluation of the evidence for hot accretion. *Icarus*. 124, 86-96.
- Rubin, A. E., Peterson, E., Keil, K., Rehfeldt, A. y Jarosewich, E. (1983). Fragmental breccias and the collisional evolution of ordinary chondrite parent bodies. *Meteoritics*. 18, 179-196.
- Rubin, A.E., Fegley, B., y Brett, R. (1988). Oxidation state in chondrites. En: Kerridge, J.F. y Matthews, J.S. (eds.). *Meteorites and the Early Solar System*. University of Arizona Press. Tucson. 488-511.
- Rubin, A.E., Keil, K. y Scott, E.R.D. (1997). Shock metamorphism of enstatite chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 61, 847-858.
- Rubin, A.E., Peterson, E., Keil, K., Rehfeldt, A. y Jarosewich, E. (1983). Fragmental breccias and the collisional evolution of ordinary chondrite parent bodies. *Meteoritics*. 18, 179-196.
- Russell, S.S., Pillinger, C.T., Arden, J.W., Lee, M.R. y Ott, U. (1992). A new type of meteoritic diamond in the enstatite chondrite Abee. *Science*. 256, 206-209.
- Ruzmaikina, T.V. e Ip, W.H. (1994). Chondrule formation in radiative shock. *Icarus*. 112, 2, 430-447.
- Ryan, C.G. y Griffin, W.L. (1993) The Nuclear Microprobe as a tool in Geology and mineral exploration. *Proc. of Int. Conf. on Nuclear Microprobe Technology and Applications*, Uppsala, 1992. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. Section B. 77, 381-398.
- Sanz, H.G. y Wasserburg, G.J. (1969). Determination of an internal  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$  isochron for the Olivenza chondrite. *Earth and Planetary Science Letters*. 6, 335-345.
- Sanz, H.G., Burnett, D.S. y Wasserburg, G.J. (1970). A precise  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$  age and the initial  $^{87}\text{Sr}$ - $^{86}\text{Sr}$  for the Colomera iron meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 34, 1227-1239.
- Schmidt, G. (1997). Clues to the nature of the impacting bodies from platinum-group elements (rhenium and gold) in borehole samples from the Clearwater East crater (Canada) and the Boltys impact crater (Ukraine). *Meteoritics & Planetary Science*. 32, 761-767.
- Schmidt, G., Palme, H. y Kratz, K.L. (1997). Highly siderophile elements (Re, Os, Ir, Ru, Rh, Pd, Au) in impact melts from three European impact craters (Sääksjärvi, Mien, and Dellen): Clues to the nature of the impacting bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 61, 2977-2987.
- Schultz, L. y Kruse, H. (1989). Helium, neon, and argon in meteorites - A data compilation. *Meteoritics*. 24, 155-172.

Schultz, L. y Hartwig, W. (1996). Noble gases and H chondrite meteoroid streams: No confirmation. *Journal of Geophysical Research*. 101, Issue E9, 21177-21181.

Schulze, H., Bischoff, A., Palme, H., Spettel, B., Dreibus, G. y Otto, J. (1994). Mineralogy and chemistry of Rumuruti: the first meteorite fall of the new R chondrite group. *Meteoritics*. 29, 275-286.

Scott, E.R.D. (1982). Origin of rapidly solidified metal-troilite grains in chondrites and iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 46, 813-823.

Scott, E.R.D. y Rajan, R.S. (1979). Thermal history of the Shaw chondrite. *Proceedings of the 10<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference*. 1031-1043.

Scott, E.R.D. y Rajan, R.S. (1981). Metallic minerals, thermal histories, and parent bodies of some xenolithic, ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 45, 53-67.

Scott, E.R.D. y Taylor, G.J. (1983). Chondrules and other components in C, O y E chondrites: similarities in their properties and origins. *Journal of Geophysical Research*. 88; B275-B286.

Scott, E.R.D. y Newsom, H.E. (1989). Planetary compositions- clues from meteorites and asteroids. *Zeitschrift fur Naturforschung*. 44a, 924-934.

Scott, E.R.D., Taylor, G.J. y Keil, K. (1986). Accretion, metamorphism, and brecciation of ordinary chondrites: Evidence from petrologic studies of meteorites from Roosevelt County, New Mexico. *Proceedings of the 17<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference*. *Journal of Geophysical Research*. 91, E115-E123.

Scott, E.R.D., Keil, K. y Stöffler, D. (1992). Shock metamorphism of carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 56, 4281-4293.

Sears, D.W.G. y Dodd, R.T. (1988). Overview and classification of meteorites: En: Kerridge, J.F. y Matthews, J.S. (eds.). *Meteorites and the Early Solar System*. University of Arizona Press. Tucson. 3-31.

Sears, D.W.G., Grossman, J.N., Melcher, C.L., Ross, L.M. y Mills, A.A. (1980). Measuring metamorphic history of unequilibrated ordinary chondrites. *Nature*. 287, 791-795.

Sears, D.W.G., Jie, L., Benoit, P.H., DeHart, J.M. y Lofgren, G.W. (1992). A compositional classification scheme for meteoritic chondrules. *Nature*. 357, 207-210.

Sears, D.W.G., Huang, S. y Benoit, P.H. (1995a). Chondrule formation, metamorphism, brecciation, an important new primary chondrule group, and the classification of chondrules. *Earth and Planetary Science Letters*. 131, 27-39.

Sears, D.W.G., Morse, A.D., Hutchison, R., Guimon, R.K., Jie, L., Alexander, C.M.O'D., Benoit, P.H., Wright, I., Pillinger, C., Xie, T. y Lipschutz, M.E. (1995b).

Metamorphism and aqueous alteration in low petrographic type ordinary chondrites. *Meteoritics*. 30, 169-181.

Sellschop, J.P.F., Connell, S.H., Przybylowicz, W.J., Meyer, H.O.A., Hart, R.J. y Milledge, J (1993). Comparison of proton and electron microbeam studies of mineral inclusions in diamond. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B*. 77, 1-4, 144-150.

Shearer, C.K., Papike, J.J. y Rietmeijer, F.J.M. (1998). The planetary sample suite and environments of origin. En: Papike, J.J. (ed.). *Reviews in Mineralogy*. Vol. 36: Planetary Materials. American Society of Mineralogy. Washington.

Shu, F. H., Shang, H. y Lee, T. (1996). Toward an astrophysical theory of chondrites. *Science*, 271, 1545-1552.

Shu, F. H., Shang, H., Glassgold, A. E. y Lee, T. (1997). X-rays and fluctuating X-winds from protostars. *Science*, 277, 1475-1479.

Shukolyukov, A. y Lugmair, G.W. (1998). Isotopic evidence for the Cretaceous-Tertiary impactor and its type. *Science*. 282, 927-929.

Shukolyukov, A. y Lugmair, G.W. (2000). Extraterrestrial matter on Earth: Evidence from the Cr isotopes International Conference on Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts ad Beyond, pp 197-198.

Shukolyukov, A., Lugmair, G.W., Koeberl, C. y Reimold, W.U. (1999). Chromium in the Morokweng impact melt: isotopic evidence for extra-terrestrial component and type of the impactor. *Meteoritics & Planetary Science*. 34, A107-A108.

Shukolyukov, A., Kyte, F.T., Lugmair, G.W., Lowe, D.R. y Byerly, G.R. (2000). The oldest impact deposits on Earth – First confirmation of an extraterrestrial component. En: Gilmour, I., Koeberl, C. (eds) *Impacts and the early Earth*, Springer – Verlag. Berlin. pp 99-116.

Sie, S.H. (1997). Nuclear microprobe in geological applications: Where do we go from here? *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B*. 130, 592-607.

Sie, S.H., Griffin, W.L., Ryan, C.G., Suter, G.F. y Cousens, D.R. (1991). The proton microproe: a revolution in mineral analysis. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B*. 54, 284-291.

Skinner, W. R. (1990). Bipolar Outflows and a New Model of the Early Solar System. Part II: The Origins of Chondrules, Isotopic Anomalies, and Chemical Fractionations. *Proceedings of the 21<sup>st</sup> Lunar and Planetary Science Conference*. 1168-1169.

Skinner, W.R., McSween, H.Y., Jr. y Patchen, A.D. (1989). Bleached chondrules and the diagenetic histories of ordinary chondrite parent bodies. *Meteoritics*. 29, 326.

Smith, B.A. y Goldstein, J.I. (1977). The metallic microstructures and thermal histories of severely reheated chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 41, 1061-1072.

- Smoliar, M.I., Walker, R.J. y Morgan, J.W. (1996). Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites. *Science*. 271, 1099-1102.
- Snetsinger, K.G., Keil, K. y Bunch, T.E. (1967). Chromite from "equilibrated" chondrites. *American Mineralogist*. 52, 1322-1331.
- Solano y Eulate, J.M. (1871). Noticia sobre un hierro meteorítico. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*. 1, 183-186.
- Sonett, C. P. (1979). On the origin of chondrules. *Geophysical Research Letters*. 6, 677-680.
- Sorby, H.C. (1877). On the structure and origin of meteorites. *Nature*. 15, 495-498.
- Steele, I.M. (1988). Primitive material surviving in chondrites: Mineral grains. En: Kerridge, J.F. y Matthews, J.S. (eds.). *Meteorites and the Early Solar System*. University of Arizona Press. Tucson. 808-818.
- Stevenson, D.J. (1987). Origin of the Moon - the collision hypothesis. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 15, 271-315.
- Stöffler, D., Bischoff, A., Buchwald, V. y Rubin, A.E. (1988). Shock effects in meteorites. En: Kerridge, J.F. y Matthews, J.S. (eds.). *Meteorites and the Early Solar System*. University of Arizona Press. Tucson. 165-202.
- Stöffler, D., Keil, K. y Scott, E.R.D. (1991). Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 55, 3845-3867.
- Strain, J.A., Townsend, P.D., Jassemnejad, B. y McKeever, S.W.S. (1985). Emission spectra of meteorites during thermoluminescence. *Earth and Planetary Science Letters*. 77, 14-19.
- Sueno, S. (1995). High energy ion beams: useful probes for mineral chemical analysis. *European Journal of Mineralogy*. 7, 1273-1297.
- Suess, H.E. (1949). Zur Chemie der Planeten und Meteoritenbindung. *Z. Electrochem*. 53, 237-241.
- Swindle, T.D. y Podosek, F.A. (1988). Iodine-xenon dating. En: Kerridge, J.F. y Matthews, J.S. (eds.). *Meteorites and the Early Solar System*. University of Arizona Press. Tucson. 1127-1146.
- Taylor, S.R. (1992). *Solar System Evolution: a new perspective*. Cambridge University Press. Cambridge. 307 pp.
- Taylor, S.R. (1994). *Solar System Evolution - A new perspective*. Cambridge University Press. Cambridge. 325 pp.

Taylor, G.J. y Heymann, D. (1969). Shock, reheating and the gas retention ages of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*. 7, 151-161.

Taylor, G.J. y Heymann, D. (1971). Postshock thermal histories of reheated chondrites. *Journal of Geophysical Research*. 76, 1879-1893.

Taylor, S.R. y McLennan, S.M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312 pp.

Taylor, G.J., Keil, K., Berkley, J.L., Lange, D.E., Fodor, R.V. y Fruland, R.M. (1979). The Shaw meteorite: history of a chondrite consisting of impact-melted and metamorphic lithologies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 43, 323-337.

Terashima, S., Imai, N., Itoh, S., Ando, A. y Mita, N. (1994). 1993 Compilation of analytical data for major elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, Igneous Rock Series, *Bulletin of the Geological Survey (Society) of Japan*. 45, 305-381.

Thomas, K.L. Keller, L.P. y McKay, D.S. (1996). A Comprehensive Study of Major, Minor and Light Element Abundances in Over 100 Interplanetary Dust Particles. En: Gustafson, B.A.S. y Hanner, M.S. (eds.). *Physics, chemistry; and dynamics of interplanetary dust*. *Astronomical Society of the Pacific Conference Series*. 104, 283-286.

Tilton, G.R. (1988). Age of the solar system. En: Kerridge, J.F. y Matthews, J.S. (eds.). *Meteorites and the Early Solar System*. University of Arizona Press. Tucson. 259-275.

Tros, G.H.J. (1992). PIXE microanalysis of neonatal hamster tooth germs. Tesis doctoral. Vrije Universiteit. Amsterdam. 122 pp.

Tschermak, G. (1883). *Breitrag zur Classification der Meteoriten*. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math-Naturw. Cl.* 85, 1, 347-371.

Turner, G. y Cadogan, P. (1973).  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  chronology of chondrites. *Meteoritics*. 8, 447-448.

Urey, H.C. (1961). Criticism of Dr. B. Mason's paper on "The origin of meteorites". *Journal of Geophysical Research*. 66, 1988-1991.

Urey, H.C. y Craig, H. (1953). The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 4, 26-82.

Van Schmus, W.R. y Wood, J.A. (1967). A chemical-petrological classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 31, 747-765.

Van der Stap, C.C.A.H. (1986). *Experimental studies of meteorites and cosmic dust*. Tesis doctoral. Vrije Universiteit. Amsterdam. 151 pp.

Varela, M.E., Mosbah, M., Métrich, N., Duraud, J.P. y Kurat, G. (1999). PIXE and light element analysis (C; N) in glass inclusions trapped in meteorites with the nuclear

- microprobe. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B.* 158, 1-4, 544-549.
- Vis, R.D. (1997). Applications of the nuclear microprobe in planetary science. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B.* 130, 587-591.
- Vis, R.D. y Heymann, D. (2001). On the Q-phase of carbonaceous chondrites. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B.* 158, 538-543.
- Vis, R.D., Kramer, J.L.A.M., Tros, G.H.J. Langevelde, F. van, y Mars, L. (1993). The upgraded Amsterdam nuclear microprobe. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B.* 77, 41-44.
- Vis, R.D., Kik, A.C. y Kramer, J.L.A.M. (1995). The nuclear microprobe used to investigate meteorites. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B.* 104, 395-401.
- Wahl, W. (1952). The brecciated stony meteorites and meteorites containing foreign fragments. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2, 91-117.
- Walsh, T.M. y Lipschutz, M.E. (1982). Chemical studies of L chondrites. II - Shock-induced trace element mobilization. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 46, 2491-2500.
- Walsh, T.M., Huston, T.J. y Lipschutz, M.E. (1983). Mobile Trace Elements in Shocked Chondrites: Variations with Petrology and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ages. *Proceedings of the 14<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference.* 816-817.
- Wark, D. A. (1979). Birth of the presolar nebula - The sequence of condensation revealed in the Allende meteorite. *Astrophysics and Space Science.* 65, 2, 275-295.
- Wasson, J.T. (1974). *Meteorites.* Springer-Verlag. Berlín. 316 pp.
- Wasson, J.T. (1977). Chondrite classification and origin (abs.). *Meteoritics.* 12, 381-383.
- Wasson, J.T. (1993). Constraints on chondrule origins. *Meteoritics.* 28, 14-28.
- Wasson, J.T. y Kallemeyn, G.W. (1988). Composition of chondrites. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Serie A.* 325, 1587, 533-544.
- Wasson, J. T. y Rasmussen, K. L. (1994). The fine nebula dust component: A key to chondrule formation by lightning. *Papers Presented to the Conference on Chondrules and the Protoplanetary Disk. LPI Contribution 844,* 43.
- Wasson, J.T., Krot, A. N., Lee, M.S. y Rubin, A.E. (1995). Compound chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 59, 1847-1869.
- Watjen, U. y Plompen, A. (1995). Reference materials and calibration standards for nuclear microprobe work. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B.* 104, 1-4, 166-170.



- Watt, F. (1997). The nuclear microprobe: a unique instrument. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B.* 130, 1-8.
- Weber, H.W. y Schultz, L. (1995). Noble gases in Rumuruti-group chondrites. *Meteoritics.* 30, 596.
- Wedepohl, K.H. (ed.) (1969-1978). *Handbook of geochemistry.* Springer-Verlag. Berlín – Heidelberg – New York. 5 volúmenes.
- Weidenschilling, S. J., Marzari, F. y Hood, L.L. (1998). The Origin of Chondrules at Jovian Resonances. *Science,* 279, 5351, 681-684.
- Weisberg, M.K. y Prinz, M. (1996). Agglomeratic chondrules, chondrule precursors and incomplete melting. En: Hewins, R.H., Jones, R.H. y Scott, E.R.D. (eds.). *Chondrules and the Protoplanetary Disk.* Cambridge University Press. Cambridge. 119-127.
- Weisberg, M.K., Prinz, M., Clayton, R.N. y Mayeda, T.K. (1993). The CR (Renazzo-type) carbonaceous chondrite group and its implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 57, 1567-1586.
- Weisberg, M.K., Prinz, M., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Grady, M.M. y Pillinger, C.T. (1995). The CR chondrite clan. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorites.* 8, 11-32.
- Weisberg, M.K., Prinz, M., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Grady, M.M., Franchi, I., Pillinger, C.T. y Kallemeyn, G.W. (1996). The K (Kakangari) chondrite grouplet. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 60, 4253-4263.
- Weisberg, M. K., Prinz, M., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Sugiura, N., Zashu, S. y Ebihara, M. (2001). A new metal-rich chondrite grouplet. *Meteoritics & Planetary Science.* 36, 3, 401-418.
- Wiik, H.B. (1956). The chemical composition of some stony meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 9, 279-289.
- Williams, C.V., Keil, K., Rubin, A.E. y San Miguel, A. (1985). Petrology of some ordinary regolith breccias: implications for parent body history. *Meteoritics.* 19, 4, 331-345.
- Williams, C.V., Scott, E.R.D., Taylor, G.J., Keil, K., Schultz, L. y Wieler, R. (1986). Histories of ordinary chondrite parent bodies: clues from regolith breccias. *Meteoritics.* 21, 541.
- Wlotzka, F. (1983). Composition of chondrules, fragments and matrix in the unequilibrated ordinary chondrites Tieschitz and Sharps. En: King, E.A. (ed.). *Chondrules and their origins.* Houston. Lunar and Planetary Institute. 296-318.

Wolf, S.F. y Lipschutz, M.E. (1997). Volatile trace element composition and shock in equilibrated H chondrites. Workshop on Parent-Body and Nebular Modification of Chondritic Materials. Abstract 4002.

Wood, J.A. (1962). Chondrules and the origin of the terrestrial planets. *Nature*. 197, 127-130.

Wood, J.A. (1967). Chondrites: Their metallic minerals, thermal histories, and parent planets. *Icarus*. 6, 1-49.

Wood, J.A. (1984). On the formation of meteoritic chondrules by aerodynamic drag heating in the solar nebula. *Earth and Planetary Science Letters*. 70, 1, 11-26.

Wood, J.A. y Hashimoto, A. (1993). Mineral equilibrium in fractionated nebular systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 57, 2377-2388.

Wu, X, Zhu, J. y Li, Z. (1995). Quantitative micro-PIXE analysis of Yanzhuang meteorite. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B*. 104, 445-449.

Wu, X.K., Zhu, J.Q., Lu, R.R. y Yang, F.J. (1995). TTSPM - A new computer-program system for quantitative thick target analysis by nuclear microprobe. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B*. 104, 1-4, 196-200.

Yavnel, A.A. (1963). Genetic relationships in the chemical composition of chondrites. *Meteoritika*. 23, 36-41.

Yoneda, S. y Grossman, L. (1994). Advanced Generation Condensation Calculations: Compositions of Fassaite, Spinel and Plagioclase in the Solar Nebula. *Proceedings of the 25<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference*. 1533-1534.

Zahringer, J. (1966). Chronology of the chondrites on the basis of the noble gas isotopes. *Meteoritika*. 27, 25-40.

Zolensky, M.E. y McSween, H.Y. Jr. (1988). Aqueous alteration. En: Kerridge, J.F. y Matthews, J.S. (eds.). *Meteorites and the Early Solar System*. University of Arizona Press Tucson. 114-143.