



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN ASTROFÍSICA

INSTITUTO DE CIENCIAS NUCLEARES

TESIS

**ESTUDIOS EXPERIMENTALES APLICADOS A LA METEORÍTICA:
CONDROS Y MICROMETEORITOS**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

DOCTORA EN CIENCIAS (ASTROFÍSICA)

PRESENTA:

M. EN C. PATRICIA HERNÁNDEZ RESÉNDIZ

TUTORAS

DRA. ANTÍGONA SEGURA PERALTA

DRA. KARINA ELIZABETH CERVANTES DE LA CRUZ

COMITÉ SINODAL

DR. ALFRED U'REN CORTÉS

DRA. MARÍA GUADALUPE CORDERO TERCERO

DRA. MILLARCA VALENZUELA PICÓN

DRA. MARGARITA REYES SALAS

DR. FERNANDO ORTEGA GUTIÉRREZ

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX, NOVIEMBRE 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

¡GRACIAS!

A la UNAM, mi casa desde hace más de 12 años, al Instituto de Ciencias Nucleares y el Instituto de Astronomía, magníficos institutos que me brindaron un increíble ambiente de trabajo.

A mis dos guías de este camino de más de 8 años, que confiaron en mí desde el inicio de este proyecto, a la Dra. Antígona Segura y la Dra. Karina Cervantes, Anti y Kari, gracias por todos sus conocimientos compartidos conmigo, por ser más que asesoras para mí, por escucharme y apoyarme, por caernos juntas y enseñarme a levantarme y seguir, por toda la paciencia, la comprensión, la empatía, la sororidad.

Al Dr. Héctor Cruz y al Dr. Alfred U'Ren, sin ustedes este proyecto no hubiera sido posible, he aprendido muchísimo de su asesoría, conocimiento, disciplina y trabajo, aprecio mucho su apoyo en todos los sentidos, además de permitir hospedar a Cītlalmītl en el Laboratorio de Óptica Cuántica.

A mis sinodales de la candidatura y el examen de grado, Dra. Guadalupe Cordero, Dra. Millarca Valenzuela, Dra. Margarita Reyes, Dr. Mauricio Reyes, Dr. Fernando Ortega y Dr. Ramiro Franco, por su retroalimentación y consejos.

A todas las hermosas personas que ayudaron a que Cītlalmītl y sus primeros resultados vieran la luz: al Sr. José Rangel por la asistencia en manufactura, al tan querido Ing. Carlos Linares del Laboratorio Universitario de Petrología, a la Quím. Sonia Ángeles y la Ing. María del Consuelo Macías del Instituto de Geología por su asistencia técnica siempre tan amable, a la Mtra. Gabriela Solís y el Ing. Teodoro Hernández de LUGIS, a la Quím. Claudia Camargo y la Dra. Alicia Negrón del Laboratorio de Evolución Química por dejarme usar su equipo. Al Laboratorio de Análisis de Muestras Planetarias a cargo del Dr. Alejandro Heredia y la Dra. Antígona Segura.

A la Facultad de Ciencias por educarme como científica desde 2008, por dejarme compartir mi conocimiento como profesora y por prestarme también equipo para mi investigación, en particular del Taller de Mineralogía y Petrología.

A CONACYT por todos los años de apoyo a mi crecimiento profesional, tanto por la beca como por los proyectos que ayudaron en la construcción de Cītlalmītl. Así también al proyecto PAPIIT IN117619 que financió la investigación y me otorgó una beca para finalizarla.

Al Posgrado en Astrofísica por brindarme apoyo para asistir a diversos congresos, por todo el apoyo burocrático siempre eficaz, en especial a Bertha.

A todas aquellas instituciones y organizadores de congresos y escuelas que me brindaron fondos para poder asistir, presentar mi trabajo y ampliar mis horizontes de la astrofísica y el mundo.

A la Dra. Leticia Carigi, la Dra. Gloria Delgado, Brenda Arias, Dra. Anahí Caldú, Mtra. Aline Guevara, Lourdes González, y a mi por siempre querida Dra. Bárbara Pichardo, por invitarme a ser parte de la divulgación institucional de nuestra amada UNAM y por su confianza en mi trabajo y pasión por transmitir el conocimiento.

A mi mamá y papá por amarme y apoyarme en todos mis proyectos, locuras y errores, por ayudarme a levantarme y seguir luchando por todo lo que quiero lograr, por educarme como lo hicieron, donde nunca le pusieron límites a mis sueños, y sobretodo gracias por ser mis más grandes ejemplos de vida, de esfuerzo, trabajo, altruismo y amor incondicional.

A Hafo por ser ese tan increíble ser humano que me ha tomado de la mano desde hace más de 8 años y que no me ha soltado en los momentos más difíciles y más felices también, donde a veces yo lo jaló, a veces él a mí, pero nunca nos soltamos, hoy y siempre amor de mi vida.

A mi flaquito, Pakin, por ser un gran hermano y estar siempre a mi lado, por cuidar de mis papás y por apoyarme siempre, estoy muy orgullosa de ti y siempre me tendrás para ti.

A Kiinny por llegar a mi vida y cambiarla para siempre, por consolarme y reconfortarme, por entregar más amor que cualquier ser humano en la faz de la Tierra, me siento afortunada de recibirlo todos los días peluchita perruna.

A abuelito Johnny por estar y por ser como eres, un gran guerrero que me ha enseñado a seguir luchando pase lo que pase, eres una de mis más grandes inspiraciones. A abuelitas, Soco y Magos, desde hace muchos años que no las veo ni las puedo abrazar físicamente, pero todos los días de mi vida siento su cuidado, guía y compañía.

A mis madrinas Pily y Carmen y padrino Manuel, agradezco todo lo que hacen por mi, son de mis más grandes apoyos y no me imagino ningún paso de mi vida sin ustedes, mis segundas madres y mi segundo padre. A mis primitas, más bien hermanas, Pily y Majo por quererme y apoyarme, por nuestras locuras juntas, por creer en mi, y a mi Jopy.

A mis suegros, señora Rocío y señor Luis, por haberme recibido en su familia con tanto cariño y ser un gran apoyo siempre que lo necesitamos. A mis cuñados Luis, Pao, Marcos y Sele y concuños Alma, Saúl y Julieta por ser una extensión tan bonita de hermanos que siempre nos apoyan y procuran tanto y por esos hermosos sobrinos y sobrinas que nos llenan de risas y amor cada que los vemos.

A toda mi familia (que es enorme), todas y todos han sido una parte fundamental de cada paso que doy, tíos Juanca, Beto, Armando y Toño, tías Lulú, Paty, Lupita, Guille, Magos, Alice, Estela, primas y primos, tías y tíos, sobrinos y sobrinas, de verdad cada uno de ustedes es muy especial para mi y me han impulsado a llegar hasta aquí.

A mis hermanos del alma, Alex, Pao, Moi, Angelo, Jose Luis, Yess, Jacob, tenerlos para sostenerme, crecer juntos y morir de risa, aunque no nos veamos mucho, el tan solo saber que los tengo en mi vida es un privilegio. A mi labiecitos Karen por siempre estar a mi lado, en las buenas y en las malas.

A todos mis compañeros durante toda esta carrera por su ayuda, sus consejos, sus clases improvisadas, las interminables horas de estudio, los momentos de desesperación y frustración, los de fiesta y locura, por las anécdotas, los viajes, la amistad sobretodo, gracias Julieta, Jorge, Hugo, Tito, Ori, Pablo, Steph, Sofi, Diego, Paquito, Andrea, Ernesto, Santi, Mayra, Valentina, Norber, Zeus, Ale, Sheila, René, Gerardo, Luis Henry, Eliab, Pedro, Felipe, Sara, Ana, David, Sam. A mis hermanitos académicos por hacer equipo y avanzar juntos, Micky, Laura, Marion, Arturo, Karlita, Hugo. A mis biólogos de cabecera por su linda amistad y enseñarme tanto, Fab y Seba.

A Astrofísicos en Acción por darme otra razón por luchar y seguir mis sueños, porque cuando no veía claro durante el posgrado, volteaba y admiraba todo lo que me has dado como proyecto, por todas las personas nuevas que me has regalado que han aportado muchísimo a mi crecimiento personal, porque eres un proyecto que inspira a ser mejor y construir un mundo más bonito y justo para todos y todas.

A la danza y al teatro por ser mis acompañantes de vida y mi escape a un mundo más armónico, a las personas y a los momentos que me han dado también, es especial a Sarai, Armando, Asaph, Erick, Avilix, Rous, Arturo y varios otros ya mencionados por ayudarme en cumplir uno de mis sueños.

Qué difícil es terminar ciclos, y definitivamente este camino tan difícil de atravesar no lo hubiera hecho si me encontrara sola. Gracias Universo por inspirarme y por poner en mi camino a todas las personas tan maravillosas que me rodean.

ÍNDICE

1.	INTRODUCCIÓN	6
1.1	ANTECEDENTES	7
1.2	PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	8
1.2.1	Hipótesis de trabajo	9
1.2.2	Objetivos de la tesis	9
2.	MARCO TEÓRICO	11
2.1	DISCOS PROTOPLANETARIOS	11
2.2	METEORITOS	15
2.2.1	Clasificación	16
2.2.2	Condritas	17
2.3	CONDROS	20
2.3.1	Clasificación de condros	23
2.3.2	Modelos de formación de condros	28
2.3.3	Restricciones a los mecanismos de formación de condros	33
2.3.3.1	<i>Restricciones térmicas</i>	34
2.3.3.2	<i>Restricciones no-térmicas</i>	35
2.3.4	Investigaciones y experimentos previos sobre condros	37
2.4	MICROMETEORITOS	40
2.4.1	Clasificación de micrometeoritos	43
2.4.2	Modelos de entrada a la atmósfera de micrometeoritos	47
2.4.3	Investigaciones y experimentos previos sobre MMs	50
3.	CITLALMITL: LA MÁQUINA QUE HACE METEORITOS	53
3.1	CONFINAMIENTO Y VACÍO	56
3.2	POSICIONAMIENTO DE ALTA PRECISIÓN	59
3.3	CONTROL DE ENERGÍA	61
3.4	MEDICIÓN DE PARÁMETROS	64
3.5	LABVIEW: CONTROL Y AUTOMATIZACIÓN DE CITLALMITL	66
4.	METODOLOGÍA PARA LA FORMACIÓN DE MATERIAL ESPACIAL	69
4.1	EL MATERIAL PRECURSOR Y SUS PROPIEDADES	69
4.2	PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL	71
4.2.1	Condiciones experimentales	72
4.2.1.1	<i>Perfiles de irradiación</i>	72
4.3	MÉTODOS DE ANÁLISIS EXPERIMENTAL	74
4.3.1	Microscopio estereográfico	74
4.3.2	Microscopio electrónico de barrido	75
4.3.2.1	<i>Espectroscopia de dispersión de energía</i>	76
4.3.3	Microanálisis de sonda electrónica	76
4.3.4	Microscopio petrográfico	77
4.3.5	Espectroscopia micro-Raman	77

5.	ANÁLOGOS DE CONDROS Y MICROMETEORITOS	79
5.1	PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS ANÁLOGOS	84
5.2	DESCRIPCIÓN MORFOLÓGICA, TEXTURAL Y QUÍMICA DE ANÁLOGOS	85
5.3	DESCRIPCIÓN DE ANÁLISIS RAMAN	88
6.	DISCUSIÓN	94
6.1	ACERCA DE LOS PARÁMETROS EXPERIMENTALES	94
6.2	ACERCA DE LAS PROPIEDADES DE LOS ANÁLOGOS	96
6.3	ACERCA DE CITLALMITL	98
7.	CONCLUSIONES GENERALES	100
8.	REFERENCIAS	101
9.	APÉNDICE	113
9.1	PUBLICACIONES Y RESÚMENES EN CONGRESOS	113

1★ INTRODUCCIÓN

Entender la formación y la evolución de los sistemas planetarios son parte de los objetivos principales de la astrofísica en la actualidad. Ahora sabemos que nuestro sistema solar es solo uno entre la enorme vastedad de sistemas planetarios que existen y que entender su formación y evolución nos ayudará al estudio de esos otros sistemas planetarios, al tratar de responder preguntas como ¿qué procesos físicos influyen en la formación de planetas tipo terrestres?, ¿cuántos planetas terrestres se pueden formar alrededor de una estrella?, ¿esos planetas podrían dar origen o albergar a algún tipo de vida?, entre muchas otras.

El contexto de este trabajo se concibe dentro de la importancia de conocer los orígenes de nuestro sistema planetario. Los cuerpos menores del sistema solar nos dan información muy valiosa sobre estas primeras etapas de formación, pero aún es difícil estudiarlos mientras permanecen viajando por el espacio exterior debido a su lejanía y su tenue brillo. Afortunadamente, muchos de ellos han caído a la Tierra y los encontramos en forma de meteoritos y micrometeoritos (MMs).

Los meteoritos más antiguos, las condritas, guardan información dentro de sus componentes sobre los procesos químicos y físicos que debieron suceder en el disco protoplanetario que dio origen a los planetas. En particular, la existencia de los condros da indicios de que durante la evolución de dicho disco, sucedieron procesos repetitivos muy energéticos de corta duración, que hubo un mezclado de material del disco y que esto sucedió en etapas muy tempranas.

Los micrometeoritos, por su parte, muestran lo que le sucede física y químicamente al material espacial pequeño al entrar en contacto con una atmósfera planetaria, es decir, la capacidad del material de modificar su composición y textura al entrar a un medio con mucha más presión a altas velocidades. Además, si se determinara su origen, los análisis de estas muestras podrían usarse como evidencia terrestre para observaciones astronómicas e investigaciones sobre procesos físicos, dinámicos y químicos dentro del sistema solar a mayor escala.

Este trabajo se dedicó al diseño, desarrollo e implementación de un dispositivo experimental, Cītlalmītl, capaz de evaluar los resultados que predicen los modelos de formación de condros y de entrada atmosférica de los micrometeoritos (MMs). En el transcurso de la tesis se explicará el proceso de construcción, que abarca ya más de 8 años de

trabajo, y el funcionamiento de Cītlalmītl, la cual se encuentra instalada y funcionando en el Laboratorio de Óptica Cuántica del Instituto de Ciencias Nucleares, en Ciudad Universitaria, UNAM, en la Ciudad de México. También se explicará el proceso experimental para la producción de análogos de condros y micrometeoritos basándose en los modelos teóricos, así como el análisis y los resultados de las muestras obtenidas. Se obtuvieron historias térmicas experimentales *in situ* para cada uno de los análogos creados, las cuales fueron reproducidas y controladas con Cītlalmītl.

1.1 ANTECEDENTES

Durante las últimas décadas se ha descubierto una gran cantidad de sistemas planetarios alrededor de otras estrellas, contando con 3,234 sistemas planetarios y 715 sistemas de planetas múltiples descubiertos (noviembre 2020, «La Enciclopedia de los Planetas Extrasolares»). Gracias a esto, los modelos de evolución del propio sistema solar se han perfeccionado. Actualmente se tiene una idea más clara de cómo es que un sistema planetario se forma alrededor de una estrella, aunque los detalles de cada una de las etapas de evolución no son completamente comprendidos.

Telescopios y proyectos como IRAS (Infrared Astronomical Satellite), Hubble Space Telescope, ISO (Infrared Space Observatory), Spitzer Space Telescope, SMA (Submillimeter Array), Hershel Space Observatory, ALMA (Atacama Large Millimeter/submillimeter Array), LBTI (Large Binocular Telescope Interferometer), Kepler Space Telescope (y K2), COROT (Convection rotation et Transits planétaires), GAIA, W. M Keck Observatory y LBTO (Large Binocular Telescope Observatory) han contribuido enormemente al estudio de sistemas planetarios extrasolares y de discos protoplanetarios. Otros más han sido recientemente puestos en funcionamiento con la intención de que ayuden a obtener resultados importantes, como es el caso de TESS (Transiting Exoplanet Survey Satellite) y CHEOPS (Characterising Exoplanet Satellite), notando de manera especial a SAINT-EX (Search and Characterisation of Transiting Exoplanets), ubicado en el Observatorio Astronómico Nacional de México, en San Pedro Mártir. Además existen otras misiones futuras que prometen una revolución en el conocimiento y estudio de la astrofísica planetaria, tal es el caso de JWST (James Webb Space Telescope), WFIRST (Wide Field Infrared Survey Telescope), PLATO (Planetary Transits and Oscillations of stars), LUVOIR (Large Ultraviolet Optical Infrared Surveyor) y ARIEL (Atmospheric Remote-sensing Infrared Exoplanet Large-survey).

Como ya se ha mencionado, además de las observaciones remotas con telescopios espaciales y terrestres, existe otra manera de estudiar y reconstruir la historia de formación

y evolución de un sistema planetario y esto es por medio del estudio *in situ* de las rocas, satélites y planetas que lo conforman. En la actualidad, este tipo de estudios se pueden hacer solamente para nuestro sistema solar por medio de misiones espaciales que visitan a dichos cuerpos planetarios, por medio del estudio de los meteoritos y micrometeoritos (material que sobrevivió a su paso por la atmósfera terrestre y que ha sido encontrado por el ser humano), o por medio de la recolección de material fuera de la Tierra que se ha transportado para ser examinado, como las rocas lunares y las muestras de cometas y asteroides que han traído o traerán las misiones espaciales como Stardust, Hayabusa, Hayabusa 2 y OSIRIS-REx.

En el campo de la meteorítica es en donde se ha avanzado más gracias a que no se requiere de una misión espacial para hacer el estudio. En los últimos 200 años, la ciencia de la meteorítica ha madurado enormemente y se ha convertido en un campo altamente interdisciplinario. En particular, los desarrollos durante las últimas décadas del siglo XX han revolucionado la disciplina, creando y participando en nuevos campos como la cosmoquímica, la planetología, la ciencia nuclear y la radioastronomía. En particular, los estudios sobre condros y micrometeoritos han sido parte fundamental de esta revolución y actualmente siguen siendo parte de la agenda de esta disciplina. En algunas secciones del marco teórico se mostrarán investigaciones y experimentos previos que se han realizado en el campo de los condros y los MMs.

1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Existen pocos trabajos reportados en donde se produzcan fundidos tipo condro y MMs con el uso de un láser, que es un método que permite obtener tasas de calentamiento y enfriamiento rápidas, las cuales son predichas por los modelos, de los cuales hablaremos más adelante. Otra de las enormes ventajas que permite el uso del láser, y que no ha sido explorada anteriormente, es el control del perfil de irradiación, es decir, la tecnología láser faculta la posibilidad de probar directamente las distintas historias térmicas predichas por los modelos de formación de condros y de entrada atmosférica de los MMs.

En todos los experimentos realizados anteriormente y que serán mencionados en una sección posterior, tanto el rango de calentamiento máximo, como las tasas de enfriamiento y periodos de calentamiento han sido estimados, es decir, no se ha medido directamente la temperatura durante la generación de los fundidos, sino que ha sido inferida a partir de la energía irradiada con la que se realiza la fusión de los silicatos. En este trabajo, se registraron directamente las historias térmicas de cada fundido, pudiendo controlar los tiempos de calentamiento y enfriamiento, así como el perfil que seguirán dichas historias térmicas.

En cuestión de condros, ningún modelo de formación de condros ha logrado explicar todas las propiedades de los condros ni reproduce las historias térmicas que se han logrado inferir a causa de las restricciones experimentales, todos presentan algún tipo de problema. Las restricciones cruciales para elegir el modelo correcto que predice las composiciones, texturas y abundancias de los condros las proporcionarán los experimentos en los que se crean análogos de condros, pues estos son capaces de restringir sus historias térmicas.

Por otro lado, el estudio de los MMs es complicado debido a diversos factores como lo son su tamaño, el intemperismo y su morfología, pues usualmente llegan a confundirse con material terrestre o residuos de la industria. Debido a esto, existen aún muchas dudas sobre el origen de su material precursor y los procesos que sufren al entrar en contacto con la atmósfera y caer hacia la superficie terrestre.

Por lo tanto, la pregunta concreta que intenta responder esta tesis es: ¿Se puede crear un arreglo experimental para comprobar si las historias térmicas que predicen los modelos teóricos de formación de condros y entrada atmosférica de los MMs reproducen las texturas y composiciones reales de los condros y los MMs?

1.2.1 Hipótesis de Trabajo

Existen muchos modelos de formación de condros y entrada atmosférica de los MMs, los más aceptados hasta el momento se basan en los modelos de ondas de choque para ambos casos, de esto se hablará más adelante. Con respecto a los condros, el proceso de producción de esas ondas de choque varía de modelo a modelo. Si hablamos de los MMs, se sabe que la onda de choque se produce debido a la entrada a la atmósfera a altas velocidades, pero no se conocen con precisión los efectos que esto causa al material.

Tomando en cuenta todo esto, el trabajo busca validar experimentalmente estos modelos, haciendo ver que dichas historias térmicas predichas por los modelos de ondas de choque, y no otros, reproducen a los condros y MMs reales, tanto textural como químicamente.

1.2.2 Objetivos de la Tesis

El objetivo general de la tesis es, entonces, crear un dispositivo experimental capaz de probar que los modelos teóricos de formación de condros y entrada atmosférica de los MMs, y las historias térmicas que predicen, son capaces de reproducir las texturas y composiciones reales de los condros y los MMs. Esto ayudará a discernir entre los distintos modelos teóricos

y podrá contribuir al entendimiento del disco protoplanetario que dio origen a nuestro sistema solar.

Para lograr esto, son necesarios diversos objetivos específicos que a continuación se enlistan:

- Crear un dispositivo experimental con tecnología láser, al que se nombró Cītlalmītl, que reproduzca las condiciones óptimas para hacer análogos de condros y MMs basándose en los modelos teóricos de formación de condros en el contexto del disco protoplanetario y en los modelos que simulan la entrada a la atmósfera terrestre de los MMs. Es decir, la máquina experimental debe de ser capaz de fundir silicatos mediante la aplicación de ciertos perfiles de irradiación específicos.
- Reproducir las texturas y composiciones químicas de los condros naturales mediante la formación de condros artificiales con Cītlalmītl.
- Mediante la comparación de los análogos obtenidos con condros naturales, determinar si las posibles historias térmicas de los condros naturales tienen la misma apariencia que las predichas por los modelos teóricos.
- Reproducir las texturas y composiciones químicas de los MMs naturales mediante la formación de MMs artificiales con Cītlalmītl.
- Mediante la comparación de los análogos obtenidos con MMs naturales, determinar si las posibles historias térmicas de los MMs naturales tienen la misma apariencia que las predichas por los modelos teóricos.

2 ★ MARCO TEÓRICO

En los sistemas planetarios en formación, particularmente en el disco protoplanetario, es en donde se forman los cuerpos parentales (planetésimos) de meteoroides, asteroides y cometas. Restos de este tipo de objetos son los que nos llegan a la Tierra en forma de meteoritos y micrometeoritos (MMs) y nos permiten estudiar a través de ellos etapas más tempranas del sistema solar y su comportamiento ante ciertos fenómenos físicos.

A continuación se revisarán las bases teóricas más importantes para este trabajo de investigación: los discos protoplanetarios como el ambiente en el que se crean los cuerpos parentales de los meteoritos, las bases meteoríticas necesarias para comprender las características que presentan los condros, los modelos propuestos para la formación de condros y porqué no terminan de explicar todas las propiedades de los condros, de dónde es que provienen los micrometeoritos, cómo se modifican con su entrada a la atmósfera terrestre y qué es lo que nos pueden ayudar a conocer sobre nuestro sistema solar estos cuerpos tan pequeños que provienen del espacio.

2.1 DISCOS PROTOPLANETARIOS Y OBJETOS ESTELARES JÓVENES

Los discos protoplanetarios se forman alrededor de estrellas nacientes debido a la acción de la fuerza gravitacional, el principio de mínima energía y la conservación de momento angular (Scharf 2009). Cuando una fracción de una nube molecular se colapsa por inestabilidad gravitacional y comienza el nacimiento de una estrella, el material que conforma la nube colapsante se aplana por conservación de momento angular y comienza a orbitar la protoestrella. En este proceso se forma un disco circunestelar al que conocemos como disco protoplanetario formado de gas y polvo. En el disco suceden un gran número de procesos que al final dan lugar a la formación de planetas que girarán alrededor de la nueva estrella que terminará de formarse mientras evoluciona su disco. El crecimiento de granos de polvo a partir de tamaños de sub-micras en el medio interestelar a tamaños de milímetros en los discos sucede muy temprano y continúa durante la evolución de éstos (Williams y Cieza 2011), mientras que el gas terminará por evaporarse en las etapas finales de evolución del disco (Figura 1).

Hay muchos otros factores importantes que se deben tomar en cuenta cuando se trata de la evolución de discos protoplanetarios, algunos de estos son los mecanismos de formación

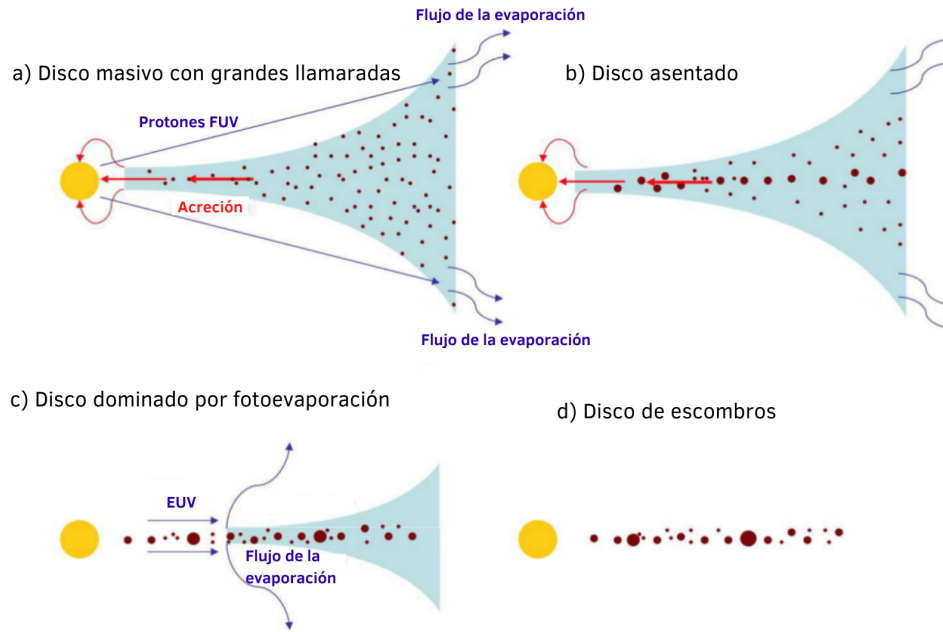


Figura 1. Las etapas evolutivas de un disco protoplanetario. Se cree que la vida útil típica de un disco protoplanetario es de menos de 10 millones de años (Myr). El ensanchamiento del disco se debe al equilibrio hidrostático. (Traducida de Williams & Cieza 2011). FUV = ultravioleta lejano. EUV = ultravioleta extremo.

estelar, los movimientos orbitales (radial y vertical) del material, la viscosidad, la turbulencia, el mezclado de material de distintas partes del disco y su evolución química, el campo magnético de la estrella, la interacción del material del disco con la estrella y su entorno, la evaporación, la sedimentación, la coagulación, la fragmentación y la condensación del material, la migración planetaria y, por supuesto, el tiempo en que sucede cada uno de estos procesos y los periodos que abarcan en la evolución del disco. Además, una vez que el polvo comienza a formar cuerpos más grandes, hay que considerar las interacciones entre los componentes sólidos y el gas, pues la interacción será muy distinta para distintos regímenes de tamaño, ya sea polvo, rocas, planetesimales, núcleos planetarios o planetas.

A partir de las observaciones de discos protoplanetarios, se estima que su edad promedio es de ~ 10 Ma (Cieza et al. 2007), aunque dura mucho menos en estrellas masivas y dura por más tiempo si se trata de una enana café o de una estrella tipo solar. Se ha observado que desde enanas café hasta estrellas tipo B, la masa del disco protoplanetario se escala con la masa de la estrella, teniendo una razón entre la masa del disco y la masa estelar del 1% en promedio. Por ejemplo, la masa del disco para estrellas tipo solar corresponde a unas cuantas masas de Júpiter (Williams y Cieza 2011).

La química de un disco protoplanetario está fuertemente ligada a la luminosidad de su estrella y a la composición de la nube molecular de la cual se originó. Por lo tanto se debe resaltar la composición del polvo del medio interestelar (ISM por sus siglas en inglés), siendo los silicatos y grafito los componentes más importantes de éste. Con una densidad típica de 3 g cm^{-3} de los granos de polvo, la razón polvo a gas, en promedio, es de 7.3×10^{-3} en masa (Tielens 2010) en el ISM. Los silicatos cristalinos son abundantes en los discos protoplanetarios que giran alrededor de las estrellas acabadas de formar (Tielens 2010) y contienen al grupo del olivino $((\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4)$ y del piroxeno $((\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6)$, minerales muy importantes para la formación de planetas rocosos, por ejemplo, el manto de la Tierra está compuesto por derivados de estos dos silicatos. Otros componentes importantes en el polvo que forma el disco son carbono –en forma de grafito, diamante, carburos, hidrocarburos policíclicos aromáticos y carbono amorfo–, nanopartículas de silicio y hielos de H_2O , CO , CO_2 , CH_4 , NH_3 , CH_3OH , H_2CO , HCOOH y OCS . En el sistema solar, las abundancias de todos los tipos de granos fueron severamente afectadas por los procesos que sucedieron durante la formación de la estrella y los planetas, sobreviviendo sólo las fases más resistentes y refractarias en la parte interna del disco, mientras que en las zonas más externas sobrevivieron fases más volátiles (Tielens 2010).

En la actualidad, se tienen muchas evidencias observacionales de formación de sistemas planetarios extrasolares. Es posible observar a estos sistemas dentro de las nubes moleculares y en sus siguientes etapas de evolución en IR y microondas principalmente (p. ej. Augereau et al. 1999; Kuhn, Potter, y Parise 2001; Stapelfeldt et al. 2004; Lagrange et al. 2009). A estos objetos se les conoce como objetos estelares jóvenes (YSO's por sus siglas en inglés) y su clasificación se basa justamente en el exceso de emisión en IR con respecto a lo que se espera de una fuente estelar, esto se muestra en sus distribuciones espectrales de energía (SED's por sus siglas en inglés), ver Figura 2 (Armitage 2013). La clasificación, que funciona sólo para estrellas de baja masa, fue formalizada por Lada (1987) en tres clases y luego se le añadió una etapa más temprana (Andre, Ward-Thompson, y Barsony 1993):

- *Clase 0.* Corresponde a la primera etapa de colapso de una nube molecular. Se observa polvo frío con una temperatura de $\sim 30 \text{ K}$ ($-243 \text{ }^\circ\text{C}$) que está cayendo hacia un disco y rodea el núcleo que se está formando a partir del colapso. Su SED se ubica en el IR lejano y en microondas.
- *Clase I.* Describe a protoestrellas con edades entre 1 y 2×10^5 años, se les observa rodeadas por un disco de polvo y una envoltura difusa circunestelar. La protoestrella agrega material del disco y existen chorros colimados muy intensos saliendo del disco (jets), que han sido

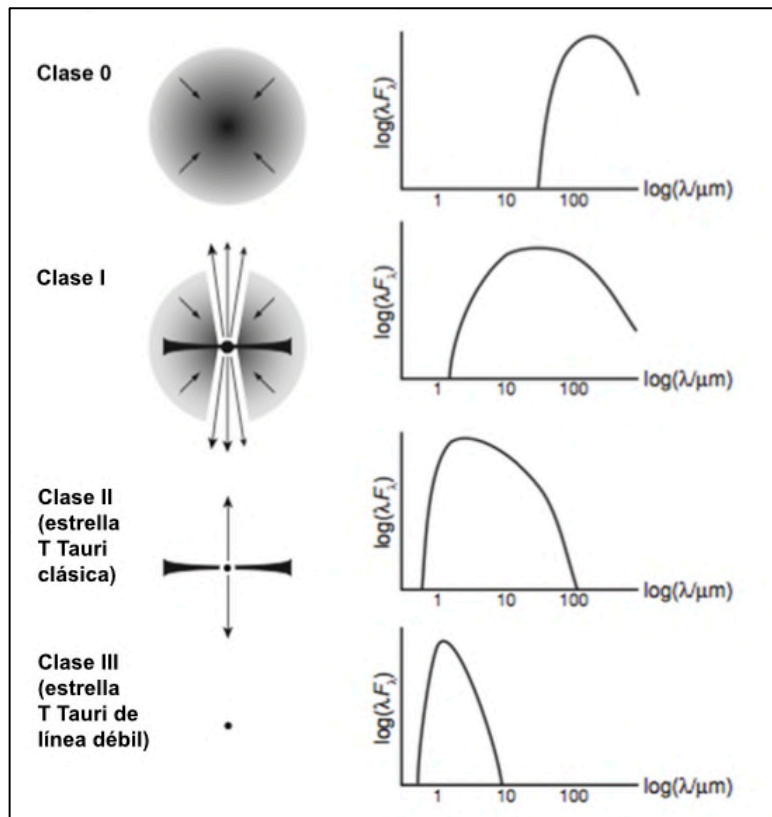


Figura 2. Esquema de clasificación de los objetos estelares jóvenes o YSO's (Traducida de Armitage 2013).

observados como objetos Herbig-Haro (HH). La SED muestra absorción del disco y emisión de la protoestrella.

- *Clase II.* Concuerda con las estrellas T-Tauri clásicas (CTT). Poseen un disco protoplanetario de polvo opaco. En su SED comienza a distinguirse la radiación más caliente de la protoestrella y se puede observar una línea fuerte $H\alpha$ y radiación UV.
- *Clase III.* Coincide con estrellas de pre-secuencia principal o también llamadas estrellas T-Tauri de línea débil (WTT por sus siglas en inglés). Muestra las fases finales de la formación de un sistema planetario, el gas de la nube original y del disco se ha disipado por evaporación, por viento estelar o por acreción de la estrella o planetas; es decir, ya es un disco de escombros y mucho del polvo se ha acumulado en objetos mayores. La SED está dominada por la estrella, pero se puede observar una cola de radiación IR debida al polvo sobreviviente.

Esta clasificación sigue una línea evolutiva que, para el caso del sistema solar, se puede trazar a partir de evidencias provenientes de fuentes como meteoritos, polvo presolar y cometas. De meteoritos y cometas se han obtenido granos individuales y genuinos de polvo estelar que revelan la composición del sitio en el cual se formaron (Tielens 2010).

2.2 METEORITOS

En el presente, existen miles de fragmentos de los antiguos planetésimos (llamados actualmente asteroides) y de otros planetas viajando por el espacio interplanetario del sistema solar, así como material presolar remanente (polvo). Este material se clasifica con base en su tamaño, siendo que en la literatura aún no hay un consenso, en este trabajo lo dividiremos de la siguiente forma: *polvo interplanetario* (con tamaños $\leq 10 \mu\text{m}$), *micrometeoroides* (con diámetros $>10 \mu\text{m}$ y $\leq 1 \text{ mm}$), *meteoroides* (con diámetros entre 1 mm y 1 m) y *asteroides* (con diámetros $>1 \text{ m}$).

Dependiendo de su tamaño, composición y algunos otros parámetros, el material interplanetario sufre diferentes procesos al entrar en contacto con algún cuerpo planetario y/o su atmósfera. El polvo interplanetario tarda mucho tiempo en caer a la superficie y puede estar viajando mucho tiempo en la atmósfera de un planeta, no sufre de procesos térmicos drásticos y, por lo tanto, no sufre cambios químicos (Flynn 1989), pero es muy difícil de reconocer y recolectar una vez que ya entraron a la atmósfera terrestre. El material con diámetros $>100 \mu\text{m}$ comienza a sufrir procesos de calentamiento importantes, fundiéndose parcial o totalmente y cambiando su morfología y composición química (Genge 2008); a este material sobreviviente que logra llegar a la superficie se le conoce como *micrometeorito (MM)*. A partir de estos tamaños, cuando un cuerpo entra a la atmósfera de la Tierra, genera un fenómeno luminoso conocido como *meteoro*, y va siendo más luminoso conforme el cuerpo entrante tiene mayor energía cinética, llamándole *bola de fuego*, *bólido* o *superbólido*. Desde que el cuerpo entrante es visible como un bólido, el cuerpo sufre fragmentación durante su camino hacia la superficie y genera una onda de choque. Los fragmentos sobrevivientes de los procesos de calentamiento por fricción, fusión de la superficie y evaporación que llegan a la superficie pueden ser recuperados como *meteoritos*.

Se estima que el flujo total de meteoritos que cae a la Tierra es de ~ 50 toneladas al año (Zolensky et al. 2006), mientras que de polvo interplanetario y micrometeoritos (MMs) cae aproximadamente 30 kt al año (Peucker-Ehrenbrink y Ravizza 2000). De los cientos de toneladas de material extraterrestre que entra a la Tierra todos los días, menos del 1% es recuperado como meteorito, clasificado y estudiado detalladamente en laboratorios (Bischoff 2001). A pesar de esto, los meteoritos han sido investigados por más de 200 años, lo cual convierte a la meteorítica en un área bastante desarrollada en la actualidad.

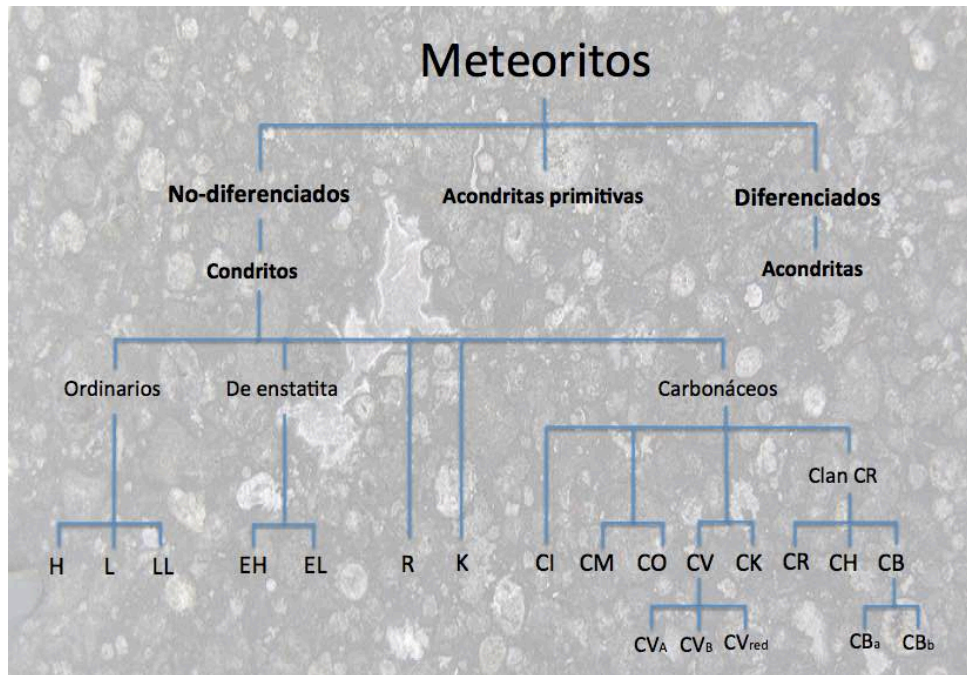


Figura 3. Clasificación moderna de meteoritos. Solamente se muestra el desglose de la clasificación de meteoritos no-diferenciados (Modificado de Weisberg et al. 2006).

Uno de los propósitos más importantes de estudiar meteoritos es comprender mejor el origen y la evolución de nuestro sistema solar y, también ahora, de los sistemas planetarios descubiertos que orbitan alrededor de otras estrellas. Los meteoritos guardan información de muchos de los procesos que han sucedido y siguen sucediendo en el sistema solar.

2.2.1 Clasificación

La clasificación de los meteoritos tiene sus orígenes en los años 1860's con las clasificaciones de G. Rose y de Maskelyne (Weisberg, McCoy, y Krot 2006). El objetivo principal de tener una clasificación de meteoritos es el de ordenar a estas rocas extraterrestres en tipos similares entre ellas, con el fin de entender mejor su origen. La clasificación clásica es aquella en que sólo los divide en rocosos, mixtos y metálicos.

Una mejor clasificación toma en cuenta el origen y evolución de los meteoritos, los separa en diferenciados y no-diferenciados, es decir, divide a los meteoritos que muestran diferentes fases químicas y a los que no, aunque existen meteoritos que están en una fase intermedia (Weisberg, McCoy, y Krot 2006). Esta clasificación ha ido evolucionando desde que se propuso, pues se le han ido agregando a ella aspectos químicos, estructurales, petrológicos e isotópicos. El sistema de clasificación que es actualmente utilizado (Figura 3) está basado en los trabajos de Prior (1920) y Mason (1967):

- No- diferenciados: Condritas
- Acondritas primitivas
- Diferenciados: Acondritas

Cada una de estas clases se dividen en grupos, pero para el propósito de este trabajo, sólo nos adentraremos a la subdivisión de las condritas.

2.2.2 Condritas

Las condritas o meteoritos condriticos son el tipo de meteoritos más común y están entre los objetos más primitivos del sistema solar. Proviene de cuerpos no diferenciados, es decir, son muestras directas del disco protoplanetario, que pueden ser restos de planetesimales o de algunos asteroides del cinturón de asteroides (Ciesla 2005), aunque algunos probablemente se derivan de cometas, pues son ricos en carbono. Aún no se conocen con precisión las relaciones directas de grupos de condritas con tipos espectrales de asteroides, salvo algunas pocas excepciones (un ejemplo son las muestras del asteroide tipo S llamado 25143 Itokawa que la misión Hayabusa trajo son idénticas a una condrita ordinaria).

Las condritas están formadas por acreción de material, es decir son rocas acrecionales, y sus componentes pudieron formarse en distintos tiempos y en diferentes lugares dentro del disco protoplanetario o en algún otro lugar, como alrededor de otra estrella (Connolly y Jones 2016). La composición total de las condritas se asemeja mucho a la del Sol. Sus componentes principales son la matriz, inclusiones refractarias y condros, siendo estos últimos los componentes más característicos de estos meteoritos, los cuales son esferas pequeñas hechas de silicatos, principalmente de olivino y piroxeno. Además, contienen granos irregulares de níquel-hierro, magnetita, feldespatos, troilita, cromita y apatita en pequeñas cantidades (Heide 1994), compuestos orgánicos y granos presolares (polvo que se formó en otras estrellas y que preserva información de algunos procesos nucleosintéticos).

Las inclusiones refractarias son material que no contiene silicatos y se enfriaron gradualmente en la nebulosa. Dentro de las inclusiones refractarias, las que predominan son las inclusiones de calcio y aluminio (ICAs). Estas ICAs fueron los primeros sólidos en formarse en el sistema solar, tienen edades de 4568 Ma (p. ej. Connolly et al. 2012; MacPherson et al. 2012). Cada grupo de condritas tiene una población única de ICAs, al igual que presentan diferencias significativas en las abundancias de sus matrices (Jones 2012).

La matriz es cristalina generalmente y está conformada por granos finos de tamaños típicos menores a 5 μm , aunque en algunas condritas muy primitivas llega a ser amorfa (Abreu y Brearley 2010). La matriz fue el material encargado de unir a las condritas.

El ensamble completo es un conglomerado no-diferenciado de minerales formados a temperaturas altas y bajas (condros y matriz respectivamente) y de componentes ligeros y pesados (silicatos y metales/sulfuros respectivamente). Normalmente, estos meteoritos consisten en fragmentos de diferentes colores o tonalidades con material que nunca fue fundido en su totalidad (Heide 1994). Todo este material no-diferenciado son muestras primarias del material original del cual se formó el sistema solar, es decir, las condritas proporcionan un registro del ambiente y los procesos que ocurrieron dentro del disco protoplanetario antes de que se agregaran en sus cuerpos parentales, los cuales debieron ser <100 km, ya que a cuerpos mayores actúa el proceso de diferenciación.

Existen tres características que sugieren que los componentes de las condritas provienen del disco de la nebulosa solar de la que se formaron los planetas. La primera es que su composición química total coincide con la de la fotosfera solar (Palme, Hezel, y Ebel 2015). En segundo lugar, las matrices de las condritas contienen pequeñas cantidades de material interestelar y circunestelar (Clayton y Nittler 2004; Lodders y Amari 2005). Por último, la mineralogía, la química y la composición isotópica del oxígeno de los componentes de las condritas pueden ser entendida generalmente en términos de procesos térmicos bajo temperaturas características de la nebulosa solar. Además, algunas condritas sufrieron procesos geológicos como metamorfismo térmico y alteración acuosa que ocurrieron dentro de sus 10-50 Ma después de su acreción (Scott 2007).

El metamorfismo térmico que pudieron sufrir estos cuerpos no diferenciados es un proceso en donde el material no llega a fundirse, sino que sucede en estado sólido por medio de difusión iónica debida a calentamiento. Este fenómeno causa cambios texturales, mineralógicos y de composición química (McSween, Sears, y Dodd 1988). En particular, en las condritas se observa que la matriz se vuelve más clara a causa del crecimiento de sus granos, los bordes de los condros se atenúan y el tamaño de granos metálicos también aumenta (Huss, Rubin, y Grossman 2006).

La clasificación de las condritas está basada generalmente en la abundancia de elementos no-volátiles, es decir, toma en cuenta la mineralogía y la composición química. Actualmente existen cinco clases de condritas, estas clases a la vez están divididas en grupos, pero también existen grupos que no pertenecen a ninguna clase. Además, algunos grupos muestran similitudes químicas y mineralógicas y se asocian mediante clanes; asimismo, dos grupos están divididos en subgrupos. Se considera que cada grupo de condritas es un muestreo de un único cuerpo parental (Weisberg, McCoy, y Krot 2006) y que representa a un reservorio único de condros, considerándose estos como partes de reservorios más grandes que

representan a las distintas clases de condritas (Jones 2012). Los detalles de la clasificación se encuentran en la Figura 3, y se describirán las tres clases características de condritas.

Las *condritas ordinarias (O)* fueron así llamadas porque sus tres grupos son los más abundantes entre los meteoritos que se han podido recuperar siguiendo sus trayectorias y analizándolos (Wasson 1974). Se clasifican con base a su contenido en hierro distribuido en silicatos y en granos de hierro y níquel: el grupo H tiene alta cantidad de partículas de hierro y níquel y un bajo contenido de hierro en sus silicatos, L tiene poco hierro metálico y LL tiene baja cantidad de hierro metálico y mayor en sus silicatos (Heide 1994). Este tipo de condritas usualmente tienen una razón matriz/condros baja, donde la matriz constituye el ~15% en volumen (Grossman y Brearley 2005).

Las *condritas de enstatita (E)* tienen la misma cantidad de hierro que el grupo H de las condritas ordinarias, pero éste está en forma de metal o sulfuro y no contiene hierro en los silicatos. Son llamadas así debido a su alta cantidad de enstatita (En), un piroxeno rico en Mg. Poseen minerales que se forman en ambientes pobres en oxígeno. Normalmente los condros que albergan son más pequeños que los de otro tipo de condritas. Se dividen en dos grupos: las EH con alta cantidad de partículas de hierro-níquel y sulfuros, y las EL con bajas concentraciones de éstos (Wasson 1974). Este tipo de condritas es de particular importancia, pues se piensa que éstas reflejan la composición inicial de la Tierra.

Las *condritas carbonáceas (C)* deben su nombre a su apariencia de color negro. Tienen una razón matriz/condros alta, usualmente mayor a uno, siendo que la matriz puede ser de casi el 100% en algunas CI (C viene de carbonácea e I de Ivuna, lugar en Tanzania donde cayó la condrita característica de este tipo), disminuyendo al 40% en condritas CR (grupo Renazzo, llamado así por ser un lugar en Italia donde cayó el ejemplar tipo de este grupo) (Palme, Hezel, y Ebel 2015). Son meteoritos ricos en sulfuros, carbón, compuestos orgánicos y agua en forma de minerales hidratados (Wasson 1974). El criterio primordial para que se considere un meteorito como condrita carbonácea es que debe tener un enriquecimiento general de más del 1 % de materia orgánica de origen no biológico y elementos litófilos refractarios (elementos que tienden a unirse con los silicatos, tienen una fuerte afinidad por el oxígeno y una temperatura de fusión alta). Contienen condros relativamente grandes. Existen ocho grupos que se pueden observar en la Figura 3.

Los otros dos grupos de condritas son las Rumuruti y las Kakangari.

La mayoría de los silicatos que se pueden encontrar en las condritas son cristales que se formaron a altas temperaturas (>1200 K o > 900 °C), a diferencia de los silicatos interestelares que son en gran medida amorfos (>99.8%) (Bradley 2003; Kemper, Vriend, y

Tielens 2004; Wooden, Harker, y Brearley 2005). Una de las razones más importantes del estudio de las condritas es entender cómo el polvo de silicatos amorfos fue procesado térmicamente en la nebulosa para formar las inclusiones refractarias y los condros por un lado, y los cristales de silicato submilimétricos presentes en las matrices de las condritas y cometas por el otro (Scott 2007).

La existencia de granos metálicos de Fe-Ni dentro y en la superficie de los condros, así como en la matriz, pueden proporcionar información acerca de la historia de enfriamiento de la condrita que los contiene. Por ejemplo, el número de granos metálicos de Fe-Ni en condritas O y CO (grupo Ornans, llamado así por ser un lugar en Francia donde se encontró una condrita de este tipo) decrece cuando crece el tipo petrológico de la condrita, por lo que son muy sensibles al metamorfismo (Kimura, Grossman, y Weisberg 2008). Esto es importante debido a que las condritas menos metamorfozadas son aquellas que preservan mejor las características petrológicas primordiales y composiciones isotópicas de su material y, por lo tanto, son los mejores registros de procesos primarios en el sistema solar temprano.

2.3 CONDROS

De entre los componentes de los meteoritos que nos dan evidencias únicas sobre los procesos que estuvieron presentes en la nebulosa solar temprana están los condros, es por esto que se estudian con el propósito de entender su potencial relación con los procesos que ayudaron a darle forma al sistema solar y aún más allá, para saber si los condros tienen algún significado cósmico fuera del sistema solar.

Como ya se mencionó anteriormente, los condros son los principales componentes de las condritas. El término *condrita* fue acuñado por el científico alemán Gustav Rose en 1863 para referirse a estas rocas extraterrestres repletas de estructuras esféricas pequeñas y se basó en el vocablo griego “χονδροζ” (chondros), que significa esfera (Rose 1864; Connolly y Desch 2004; Cervantes-de la Cruz 2009). Rose se refirió a los condros como “kleine kugeln”, luego este término fue alterado por Tschermak (1885) a “Kügelchen” y “chondren” que significan “esferas pequeñas”, siendo finalmente este último término adaptado rápidamente por los científicos de habla inglesa como “chondrules”, y ahora, por definición histórica, los condros sólo son aquellos que se encuentran en las condritas (Connolly y Jones 2016).

Los condros son esferas ígneas de centenas de micras de tamaño con texturas interesantes y muy variadas, constituyendo aproximadamente el 80% en volumen de las condritas ordinarias y de enstatita, mientras que ocupan en promedio el 40% en volumen de las condritas carbonáceas (Weisberg, McCoy, y Krot 2006), por lo que fueron posiblemente

los componentes más abundantes del sistema solar temprano durante la acreción de los planetésimos. Los condros fueron total o parcialmente fundidos durante la etapa de evolución de la nebulosa rica en gas y después fueron depositados, junto con muchos otros tipos de partículas, en el plano medio del disco circunsolar. Durante su formación debieron alcanzar temperaturas entre 1400 – 2100 °C y cristalizar en algunos minutos (Ciesla 2005; Scott 2007).

Están compuestos en gran parte de olivino, $(Mg_xFe_{1-x})_2SiO_4$, y piroxeno bajo en Ca, $Mg_xFe_{1-x}SiO_3$ –donde x es la razón $Mg/(Mg+Fe)$ –, pueden contener feldespatos, granos de Fe-Ni, sulfuros y partículas de hierro y níquel, y además pueden contener vidrios. Los elementos principales que los conforman son Fe, Mg, Ca y Al (Jones 2012).

Estas esferas están entre los componentes más primitivos del sistema solar, se les han calculado edades de 4564.7 ± 0.6 Ma en la condrita Acfer 059, una edad 160 millones de años más antigua que los fragmentos de minerales más antiguos encontrados en la Tierra (Larsen 2017). Su periodo de formación va de 1 a 3 Ma (Amelin et al. 2002) y, por lo tanto, el fenómeno que les dio origen se presentó por un lapso no mayor a 3 Ma, es decir, debió suceder solamente en las primeras etapas de formación del sistema solar. En 2012, Connelly y su equipo recalcularon las edades de los condros, encontrando que debieron formarse desde la etapa de clase 0 y continuaron hasta el final de la etapa a la que corresponde la clase III, correspondiendo a edades en el rango de 4565 a 4567 Ma (Connelly et al. 2012). Los condros se formaron en condiciones de baja presión y relativamente reductoras (Wasson 1996), además se cree que se formaron como sistemas abiertos (Wood 1996), es decir, hubo evaporación y ganancia de elementos volátiles a través de la interacción con gases de su entorno y transferencia de calor y material dentro de ellos mientras estaban fundidos.

Las principales propiedades de los condros con sus mejores interpretaciones según Ciesla (2005) son:

- *0.1-1 mm de diámetro.* El proceso de formación pudo operar de dos formas: con granos precursores con dimensiones parecidas a las de los condros o con granos de otras dimensiones que dieron como resultado la formación de objetos de estos tamaños (ver Figura 4)(Norton y Chitwood 2008). Hay algunas excepciones que tienen >1 cm diámetro, tal es el caso de algunos condros de la condrita Allende.
- *Ocupan un alto porcentaje del volumen de las condritas.* Este porcentaje es de 60-80% (Figura 4), lo que sugiere que un solo evento de formación de condros pudo procesar una gran cantidad de material al mismo tiempo. Otra opción es que las condritas tienen preferencia a agregar condros.

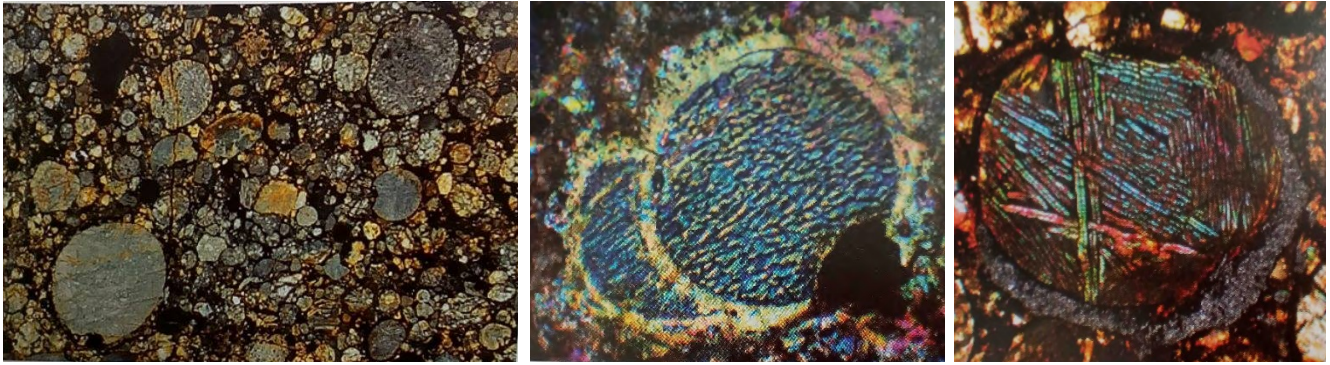


Figura 4. La primera imagen es de la condrita ordinaria Marlow L5, el condro más grande tiene 1 mm de diámetro. La imagen en medio muestra un claro ejemplo de un condro compuesto, conformado por un condro secundario y uno primario, se observan los bordes de polvo de ambos. La imagen a la derecha muestra un condro de Marlow L5 con su borde de polvo (Norton & Chitwood 2008).

- *Algunos surgieron a partir de material a bajas temperaturas.* Algunos condros poseen minerales que contienen Na y/o S, que debieron existir en los precursores y sobrevivieron al proceso térmico de formación de condros. Como ejemplo se ha encontrado troilita (FeS) en el interior de algunos condros, la cual se forma a ~ 650 K (~ 380 °C). Esto restringe la temperatura de la zona del disco en el que se formaron los condros de este tipo.
- *Se calentaron rápidamente a temperaturas máximas de 1700-2100 K (1400-1800 °C).* Fueron calentados por encima de su temperatura de fusión por un periodo de tiempo corto (lo suficiente como para prevenir la evaporación), solamente algunos minutos. La retención de volátiles (Na, S) restringe el rango de temperatura. Aún así, el ambiente químico en la formación de condros pudo haber controlado el comportamiento de estos elementos más que la temperatura. Los condros tuvieron que estar a temperaturas donde sufrieron una evaporación leve en poco tiempo para que los volátiles no se alcanzaran a evaporar.
- *Se enfriaron a tasas de 10-1000 K h⁻¹.* Las texturas que se encuentran en los condros, como la barrada de olivino o la radial de piroxeno, indican el rango de temperaturas al que cristalizaron. Este rango es más rápido que el que se estima para la nebulosa solar, lo que implica que la formación de condros fue un proceso localizado que afectó a una pequeña fracción de la nebulosa a la vez. Otras sugerencias para explicar esto son: el evento de formación se mantiene por un periodo de tiempo más largo o se crea un ambiente que reduce la pérdida de radiación en una cierta área.
- *Existencia de condros compuestos.* Se han observado dos o más condros fusionados (Figura 4) y hay dos posibles explicaciones: por colisiones durante el momento en que se encontraban fundidos o por acreción de pedazos pequeños a condros ya existentes. La primera de las opciones implica que debieron producirse muchos condros en el momento del evento de

formación. La segunda nos dice que si se agrega polvo y luego es calentado entonces hubo algunos condros que experimentaron varios eventos de formación, requiriendo que estos eventos fueran repetitivos, siendo continuos o esporádicos durante un periodo largo de tiempo.

- *Existen condros que presentan bordes de polvo.* Estos bordes se formaron después de la formación de los condros, pero antes de su incorporación al cuerpo parental (Figura 4). Los condros debieron de ser capaces de vagar libremente por la nebulosa planetaria por un tiempo para poder agregar esta capa de polvo antes de incorporarse a un planetésimo (Allen, Nozette, y Wilkening 1980).

Otra característica común de los condros es que contienen granos relictos, es decir, granos que son demostrablemente diferentes de los granos que crecieron a partir de la fusión del condro durante el enfriamiento (p. ej. Jones, Grossman, y Rubin 2005). Estos granos se llaman relictos porque se cree que estuvieron presentes en el conjunto de material precursor sólido de los condros y que han sobrevivido al evento de fusión sin haber sido completamente reabsorbidos en la masa fundida. Los granos relictos generalmente tienen crecimientos excesivos que son similares en composición a los minerales del condro. Hay varios tipos de granos relictos que se han descrito: (1) los relictos de forsterita (Fo, olivino rico en Mg) observados comúnmente en condros tipo IIA (más adelante se explica esta clasificación) de condritas C y O; (2) los relictos de olivino ‘polvoso’ presentes en condros tipo I de condritas C, O y E, llamados así porque el Fe ha sido separado del grano relictos de olivino originalmente rico en FeO como resultado de la reducción, presumiblemente durante la formación del condro huésped; (3) relictos de forsterita en condros tipo I; y (4) relictos ricos en FeO en condros tipo II. Muchos granos relictos de olivino parecen provenir de generaciones previas de condros (Jones, Grossman, y Rubin 2005), lo cual da también indicios de procesos de reciclaje de material en las regiones de formación de condros.

2.3.1 Clasificación de condros

Existen diversas clasificaciones para estos objetos, las principales están basadas en su mineralogía, textura y composición química. Una de ellas es la propuesta por varios autores en las décadas de 1980's y 1990's (McSween 1977; Scott y Taylor 1983; Jones 1994) que toma en cuenta la textura y la composición química global de cada condro: se basa en el contenido de FeO del olivino y del FeO total y los divide en 3 tipos:

- Tipo I: condros pobres en FeO (Fo y En > 90)
- Tipo II: condros ricos en FeO (Fo y En < 90)

- Tipo III: texturas radiales de piroxeno que pueden ser tipo I o II.

Además se subdividen estos tipos dependiendo de la abundancia modal (en volumen) de olivino y piroxeno pobre en Ca que contengan: a los ricos en olivino (>80%) se les designa la letra A, a los ricos en piroxeno (>80%) la letra B y si tienen abundancias similares se les considera intermedios y se denotan con las letras AB (Jones, Grossman, y Rubin 2005).

Los condros tipo IA se caracterizan por tener una composición total rica en magnesio, fenocristales de forsterita con poco zonamiento, poca abundancia de FeO y elementos refractarios (Jones y Scott 1989). Los condros tipo II se caracterizan por tener grandes cantidades de FeO, fenocristales con un evidente zonamiento de núcleos de Mg y ricos en Fe y abundancia en volátiles (Jones 1990). Dicho zonamiento en el olivino sucede durante la cristalización y depende de la temperatura máxima alcanzada y la tasa de enfriamiento.

Sin embargo, el esquema de clasificación de condros más utilizado fue propuesto por Gooding y Keil (1981). Los organizan en dos tipos texturales basándose en su petrología (Figura 5):

1) Totalmente fundidos:

- a. Criptocristalinos (C)
- b. Radiales de piroxeno (RP)
- c. Barrados de olivino (BO)

2) Parcialmente fundidos:

- a. Porfídicos de olivino (PO)
- b. Porfídicos de piroxeno (PP)
- c. Porfídicos de olivino y piroxeno (POP)
- d. Granulares de olivino y piroxeno (GOP, GP)

El grado de fusión del material precursor de los condros depende de la temperatura pico alcanzada, la duración del evento de calentamiento y de su composición química, pues ésta definirá la temperatura a la cual el material se encuentra completamente líquido (T_{liq}), es decir, si se logra un condro totalmente fundido o no. Como los condros tipo I son ricos en Mg, su T_{liq} es más alta ($T_{liq} > 1750$ °C) comparada con la de los condros tipo II ($T_{liq} \sim 1500$ °C). La textura que resulta cuando un condro cristaliza es determinada por el grado de nucleación existente en el momento en el que la gota fundida se enfría (Lofgren 1996; Hewins, Connolly, y Libourel 2005). Los condros no porfídicos fueron calentados por encima de T_{liq} y muchos de los núcleos de cristalización fueron destruidos durante el intervalo de fusión. Los condros porfídicos fueron calentados a temperaturas cercanas a T_{liq} y los núcleos de cristalización persistieron en el material precursor que experimentó una fusión incompleta, por lo tanto, el

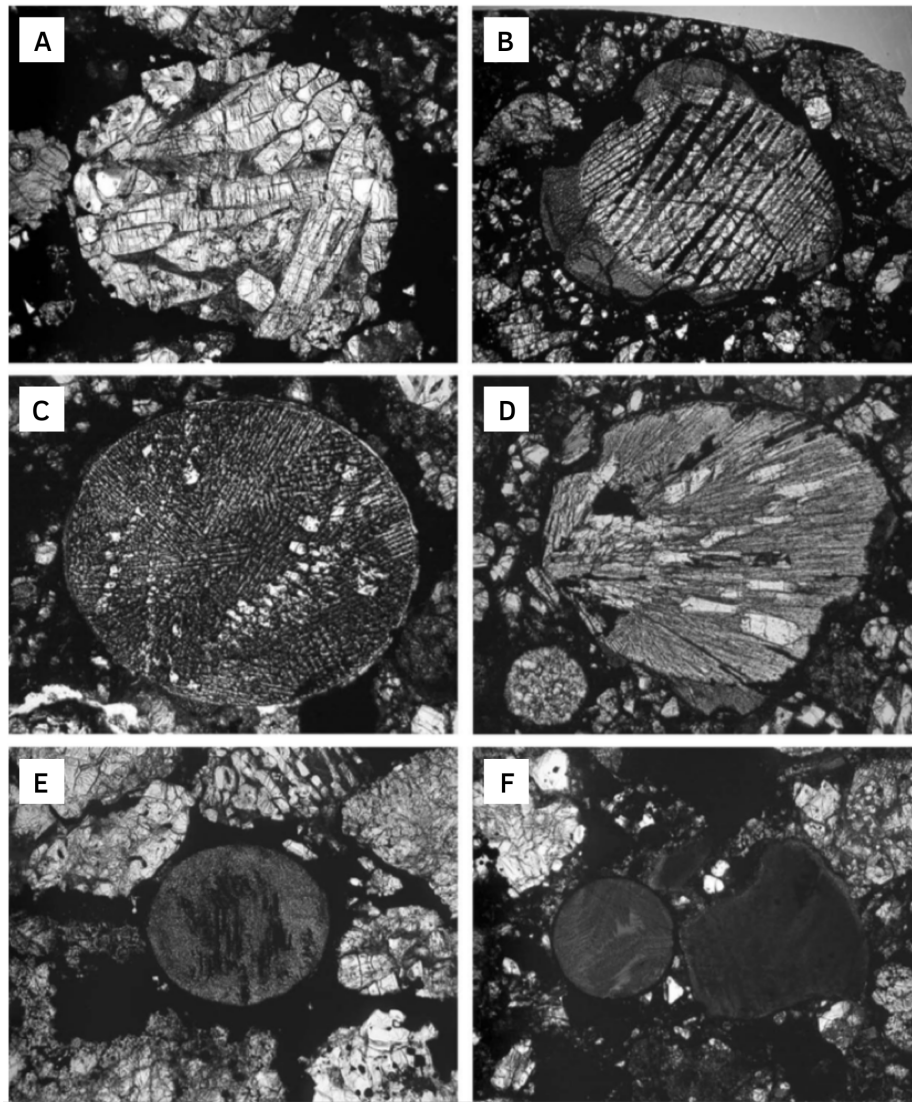


Figura 5. Imágenes de microscopio óptico con luz transmitida que ilustran la variedad de texturas de los condros: A) condro PP de la condrita EET 90066 (L); B) condro BO de Bishunpur (LL); C) condro BO de Saratov (L/LL) con algunos cristales porfídicos; D) Condros RP de ALH 78119 (L); E) condro granular de olivino de QUE 97008 (L) y F) un par de condros C de ALH 78119. El campo de visión es de 1.35 mm en todos los casos, excepto en B), que es de 2.7 mm (Modificada de Lauretta et al. 2006)

crecimiento de cristales pudo ocurrir en múltiples núcleos de cristalización mientras el condro se enfriaba.

Los condros ricos en olivino son descritos como granulares si contienen muchos granos de olivino pequeños (GOP), o porfídicos (PO) si contienen pocos granos largos, o barrados (BO) si contienen solo unos cuantos granos largos y esqueletales (Hewins, Radomsky, y Connolly 1989). Además, los condros de olivino requieren de temperaturas más altas para su formación. Por su parte, los condros ricos en piroxeno también pueden aparecer como

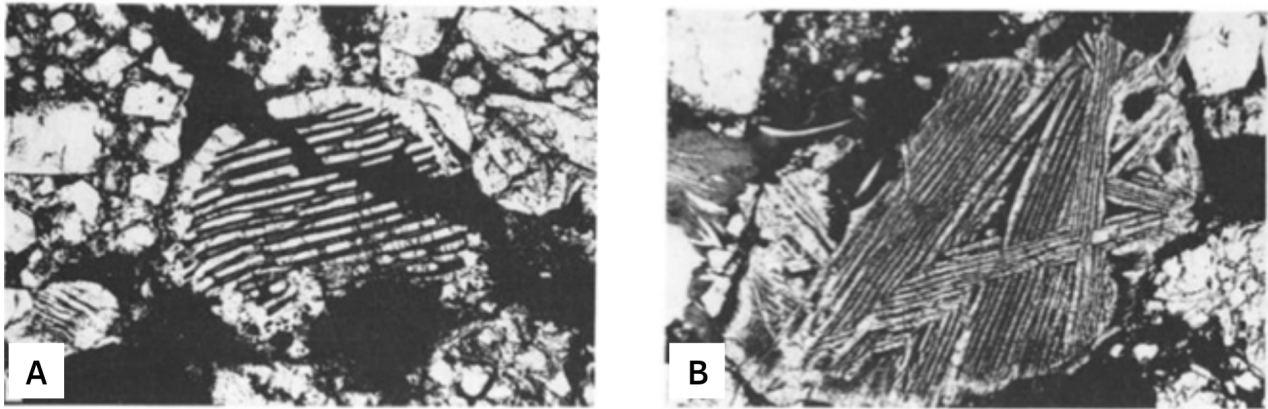


Figura 6. Imágenes de microscopio óptico de luz transmitida. A) Condro BO clásico con barras paralelas conectadas al borde de olivino, B) Condro BO con varios conjuntos de barras orientadas en distintas direcciones (Weisberg 1987).

granulares (GOP, GP), o porfídicos (PP), o radiales (RP) si muestran una textura en forma de abanico.

El tipo más abundante de condros son los condros porfídicos ricos en Fe y Mg, siendo el 80% de todos los condros conocidos. Estos condros están dominados por cristales bien formados de minerales ricos en MgO y/o FeO, es decir, olivino (condros PO) y piroxeno pobre en Ca (condros PP, Figura 5A), con cantidades pequeñas de sulfuros y aleaciones Fe-Ni suspendidas en una mesostasis vítrea o criptocristalina de feldespatos. Los condros porfídicos que tienen abundancias similares de olivino y piroxeno son los condros POP. El término porfídico se refiere a que los cristales son mucho más grandes que las áreas circundantes. Los cristales pueden ser desde euhedrales, anhedrales a esqueletales. Para su formación requirieron temperaturas pico de ~ 1550 °C en promedio para ser parcialmente fundidos y que el crecimiento de cristales se produzca debido a la nucleación en sustratos minerales existentes que permanecen durante todo el periodo de fusión. Estos núcleos de cristalización pueden ser de tamaños (sub) microscópicos.

Los condros BO constituyen 10% de todos los condros presentes en condritas ordinarias (Gooding y Keil 1981). Tienen una estructura dendrítica (ramificaciones repetitivas características de procesos de crecimiento de cristales), por lo que contienen conjuntos de barras paralelas de cristales esqueletales y elongados de olivino, como se puede observar en las Figuras 5B y 5C. El espacio entre las barras de olivino está ocupado por una mesostasis similar a la de los condros porfídicos. A causa de esta estructura dendrítica única, ellos representan a un conjunto de restricciones en las condiciones de crecimiento de cristales y, por lo tanto, en las condiciones de formación de condros, como es el caso del límite superior de temperatura al cual se forman (Lofgren y Lanier 1990), es decir, los condros BO están entre

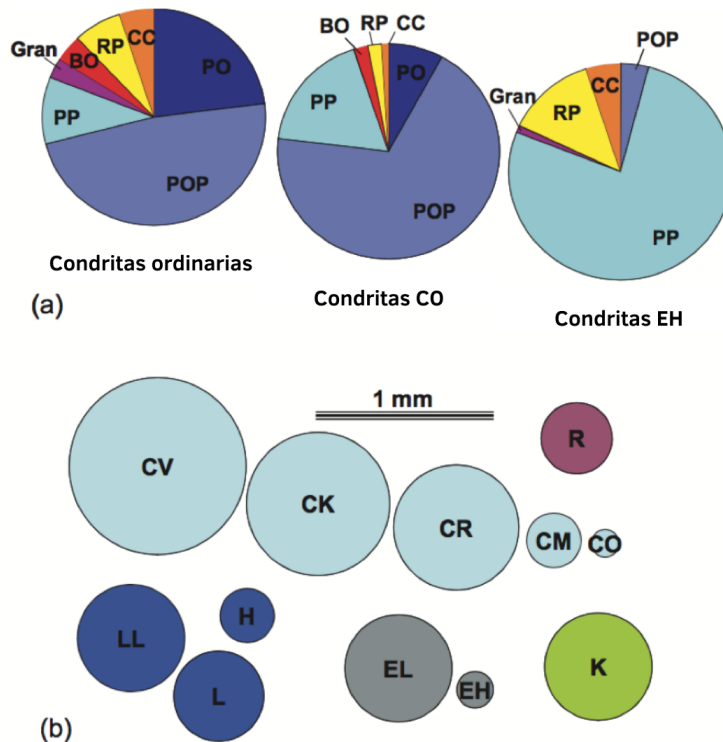


Figura 7. Propiedades de condros en diferentes grupos de condritas, basadas en datos recopilados por Scott y Krot (2003). a) Distribución de los tipos texturales de los condros en condritas ordinarias, CO y EH (ver Figura 3). Los tipos porfiríticos incluyen olivino porfirítico (PO), porfirítico de olivino/piroxeno (POP), piroxeno porfirítico (PP) y granular (Gran o G). Los tipos de textura totalmente fundidos incluyen piroxeno radial (RP), olivino barrado (BO) y criptocristalino (CC). b) Tamaños medios de condros de los doce grupos de condritas en los que se considera que se han formado en la nebulosa, dentro de los 3 Myr de la formación de las ICAs. (Traducida de Jones 2012)

los productos cristalinos que se forman a más alta temperatura, siendo ésta de 1750 a 2200 °C (p. ej. Connolly y Jones 2016). La dendrita plana es la unidad cristalina básica de la textura BO, sin embargo, encontrar una dendrita de multiplanos es mucho más común que encontrar una única dendrita (Weisberg 1987). Usualmente contienen un cristal de olivino que cubre la superficie del condro, conocido como el *borde de olivino*, el cual se forma cuando existe una diferencia de temperatura alta entre el centro del material fundido y su superficie, siendo esta última mucho más fría, durante su rápido enfriamiento (Miura et al. 2011). Como se mencionó anteriormente, existe también el *borde de acreción de polvo o ígneo*, compuesto de granos de polvo alrededor del condro. Un condro BO con un conjunto único de barras paralelas y borde de olivino es descrito como un *condro BO clásico* (Figura 6a), mientras que si posee varios conjuntos de barras con diferente orientación es un *condro BO múltiple* (Figura 6b) (Weisberg 1987).

Los condros RP (Figura 5D) tienen la textura más distintiva de todos los condros pues consiste en un arreglo de abanico de piroxeno pobre en Ca que parte radialmente desde uno o varios puntos cercano a la superficie del condro, por lo que pueden observarse abanicos que se intersectan. Otras características de los RP son: sus estructuras básicas son placas o láminas delgadas, pueden presentar áreas granulares, su mesostasis es similar a la de los porfídicos pero menos abundante y parece ser una textura transicional entre la granular y la criptocristalina.

Los condros granulares (G) pueden consistir de granos finos de piroxeno (GP) o de olivino y piroxeno (GOP). Estos se distinguen por su tamaño de granos pequeños ($<10 \mu\text{m}$) y uniforme con cristales anhedrales (granos minerales que no muestran ningún desarrollo de forma cristalina), como se observa en la Figura 5E. Su mesostasis tiene granos similares en tamaño a los cristales del silicato, pero se puede distinguir por su apariencia feldespática. Se considera que el material que les dio origen no sobrepasaba los $20 \mu\text{m}$ de diámetro (Lauretta, Nagahara, y Alexander 2006).

Los condros criptocristalinos (C) (Figura 5F) carecen de peculiaridades reconocibles, pero tienen una estructura sistemática con una composición parecida a la del piroxeno, similar a la de los RP.

En cuestión de abundancias, en general, hay diferencias significativas en la distribución de tipos textuales de condros entre las clases de condritas (Figura 7), y diferencias mucho menores entre los grupos de condritas dentro de la misma clase (Scott y Krot 2003; Jones 2012). Las abundancias de los RP y los C en condritas carbonáceas son $<2\%$, mientras que en condritas ordinarias y de enstatita son de $>5\%$. Los condros de las condritas carbonáceas y de enstatita son tipo I predominantemente, mientras que las ordinarias contienen abundancias altas de condros tipo II.

2.3.2 Modelos de formación de condros

Quizás el problema más fascinante y persistente en el estudio de los meteoritos primitivos es la pregunta del origen de los condros. Existen dos visiones fundamentales acerca del origen de los condros: la canónica y la no canónica (Connolly y Jones 2016). En la visión canónica se entiende a los condros como los bloques de los cuales se formaron los planetésimos y posteriormente los planetas. En ella, los condros eran cuerpos errantes que flotaban libremente dentro del disco protoplanetario. La visión no canónica considera a los condros como los subproductos de la formación de planetésimos.

Estudios experimentales y teóricos de las condritas y otros meteoritos han proporcionado restricciones claves sobre los procesos que dieron forma al sistema solar. Anteriormente se creía que estos procesos sucedían de modo secuencial, cada uno comenzando cuando el anterior finalizaba. La secuencia era así: formación de ICAs y condros, acreción de planetésimos, alteración, metamorfismo y fusión de planetésimos, y por último colisiones entre planetésimos y embriones planetarios a altas velocidades. Ahora se ha reconocido que estos procesos se traslapan, de modo que las condritas, en particular, son en realidad mezcla de material presolar, de la nebulosa solar y de asteroides (Scott 2007).

Es por eso que para dar razón de la existencia de los condros debemos explicar claramente los procesos más importantes que estuvieron presentes en las etapas iniciales de la formación planetaria del sistema solar. La nebulosa solar debió experimentar procesos lo suficientemente energéticos como para fundir una buena parte del material del cual están formados los planetas, pero distribuido en millones de granos que flotaban libremente en el espacio. Entender la formación de los condros tiene una gran importancia, ya que con esto podríamos esclarecer parte de la evolución del sistema solar y en particular de la formación de planetas.

Como ya se mencionó anteriormente, los condros son rocas ígneas y, por lo tanto, la variable fundamental para entender su formación es su historia térmica, lo cual implica conocer y/o definir sus temperaturas pico de fusión, la duración del calentamiento y las tasas de enfriamiento necesarias para su constitución. La tasa de enfriamiento de cualquier roca ígnea se ve reflejada en (1) la textura general que exhiba el aglomerado de silicatos, (2) la morfología de los cristales, (3) la zonificación de elementos en granos minerales individuales, (4) la presencia o ausencia de mesostasis vítrea y (5) la estabilidad de silicatos metaestables polimorfos (como la clinoenstatita presente en los condros). Tomando en cuenta todo esto, se ha encontrado que los condros porfídicos se enfriaron a $0.5 - 100 \text{ }^\circ\text{C h}^{-1}$ y los no porfídicos (totalmente fundidos) se enfriaron a $1000 - 3000 \text{ }^\circ\text{C h}^{-1}$ (Connolly y Jones 2016).

La composición del material inicial es esencial, pues probablemente la evaporación fue un proceso importante en estas primeras etapas de la nebulosa y los modelos tendrían que tomar en cuenta que la composición química del sistema no sería constante durante los eventos de formación de condros, por lo que influiría en las composiciones encontradas en los condros, y no se debería de pensar que dichas composiciones son simplemente heredadas del material precursor (p. ej. Nagahara, Mysen, y Kushiro 1994).

Se han propuesto infinidad de modelos posibles de procesos nebulares para la formación de condros y ya han sido descartados aquellos que no son capaces de predecir las

propiedades observadas en ellos. Los que sí reproducen esas propiedades pueden categorizarse de acuerdo a las fuentes de energía que aprovechan para formar a los condros (Desch et al. 2012). Aquellos que han sido estudiados con mayor profundidad se describen a continuación:

- Viento-X / Modelo del Jet-protoestelar. (Shu, Shang, y Lee 1996) Los grandes flujos estelares podrían ser una característica en común de las estrellas jóvenes. El gas es lanzado desde el límite interno del disco protoestelar fuera del plano del disco y es llevado lejos de la estrella. Ésta es una interacción entre el disco y el campo magnético de la estrella, en donde la magnetosfera trunca el disco protoplanetario y se genera una geometría en forma de 'X'. Pequeñas partículas que son arrastradas por el gas son lanzadas y expuestas a alta radiación proveniente del Sol. Lejos del Sol se separan del gas y regresan al disco, donde pueden incorporarse a cuerpos que formarán planetésimos. Hay varios ciclos magnéticos asociados al Sol joven que pudieron cambiar la localización y el ambiente del lugar donde fueron lanzados tanto las partículas como el gas fuera del disco. Aquí, el enfriamiento de los condros depende de la rapidez con la que se alejen del Sol.
- Rayos nebulares. (Desch y Cuzzi 2000) Se pueden generar descargas eléctricas en la nebulosa a causa de una acumulación de carga eléctrica mediante colisiones entre cuerpos pequeños. Estas descargas pudieron ocurrir en las atmósferas de los planetas jóvenes, con el calor y el tiempo suficientes para que se hayan formado los condros dentro de éstas. En el canal del rayo es posible que se alcancen temperaturas de 10^4 K, entonces la generación de condros sería en las etapas de expansión y enfriamiento del canal. Pero como los precursores son partículas muy pequeñas, no absorben bien la radiación electromagnética y en este modelo es posible que no lleguen a fundirse.
- Fulguraciones. (Levy y Araki 1989) Una fulguración estelar es una emisión repentina de energía generada por la interacción del campo magnético y la atmósfera de la estrella. Pueden durar hasta media hora, generan partículas de alta energía y radiación electromagnética desde Rayos X hasta radio. Es posible que se hayan podido generar fulguraciones en el disco por el mismo proceso. Estas fulguraciones pudieron ser capaces de procesar los precursores de los condros, pues los cambios de temperatura pueden ser rápidos, pero no instantáneos.
- Reconexión magnética turbulenta. (McNally et al. 2013) El flujo magneto-hidrodinámico debido a turbulencia es un fenómeno posible para el ambiente en el cual se generan calentamientos transitorios de material que se han observado en otros discos protoplanetarios. En este flujo se forman capas laminares de corriente en las cuales hay reconexión magnética, y es en esas capas en donde material de la nebulosa puede ser

calentado y fundido para crear condros e ICAs. Una posible fuente de energía para generar calentamientos locales sería una inestabilidad magneto-rotacional (IMR), la cual disipa su energía intermitentemente en forma de calor y puede desaparecer temporalmente. Así, este modelo podría explicar la complementariedad en composición de condros y matriz, la existencia de bordes ígneos y de condros compuestos.

- Jets de impacto. (Johnson et al. 2015) A causa de la presencia de olivino rico en volátiles, se sugiere que los condros debieron formarse en un ambiente muy basto de sólidos. Grandes impactos entre planetésimos (o embriones planetarios) pudieron producir condros durante los primeros 5 millones de años de la nebulosa, pues a causa del impacto se funde material y es eyectado a grandes velocidades. Modelos térmicos y de paleomagnetismo en condritas indican que algunos planetésimos diferenciados poseían capas externas de material no-diferenciado. Los primeros impactos formadores de condros sucederían cerca del Sol y las posiciones de los subsecuentes impactos se irían presentando más lejos conforme avanzó el tiempo. Las velocidades de los impactos también irían aumentando. Estiman que estos impactos producirían suficientes condros como para explicar su abundancia actual.
- Ondas de choque. Las ondas de choque pudieron generarse de varias maneras en la nebulosa solar. Éstas comprimen rápidamente el gas y lo pasan de una baja temperatura a otra mucho más alta. Cualquier sólido suspendido en el gas será calentado y frenado por su presión, moviéndose por el gas y sufriendo cambios de energía y momento. Mientras, las partículas de polvo conservan su velocidad inicial detrás del frente de choque, donde se genera una diferencia de velocidades entre el gas y el polvo, lo que hace que las partículas de polvo sean frenadas por la fuerza de arrastre (fricción) del gas y sean calentadas. Se han logrado hacer simulaciones computacionales que muestran que silicatos milimétricos suspendidos en la nebulosa pueden ser calentados o enfriados a los rangos que se necesitan para la formación de condros. Con este modelo también se pueden generar múltiples ciclos de calentamiento, las ondas de choque pueden ser locales y se pueden producir cuerpos heterogéneos. Existen por lo menos cuatro propuestas de mecanismos generadores de ondas de choque en el disco protoplanetario (los últimos dos mecanismos son los más aceptados):
 1. *Choques de acreción en la superficie de la nebulosa.* La onda de choque es provocada por la caída de material hacia el plano del disco, es decir, en las fases más tempranas de éste. Encuentros entre granos antes y durante la caída producen agregaciones de tamaños milimétricos, el material llega al plano con una velocidad de $\sim 10 \text{ km s}^{-1}$. El gas se detiene abruptamente al llegar al frente de choque de la superficie, los granos son desacelerados por arrastre aerodinámico y, como son opacos a la radiación IR, se calientan rápidamente

(Wood 1984). En este escenario se logran formar condros, ICAs y matriz de las condritas. También se reproducen tasas de enfriamiento necesarias para la formación de condros (Ruzmaikina y Ip 1994).

2. *Acreción de masas de gas en la nebulosa solar.* Se supone la existencia de “grumos” de gas y polvo que impactan con el disco protoplanetario que pueden provenir de la caída inhomogénea de residuos del núcleo de la nube molecular, de la masa eyectada nuevamente por la estrella en forma de vientos o de una combinación de estos dos efectos (Boss y Graham 1993). Al impactarse supersónicamente, se produce una onda de choque local que se propaga dentro de la nebulosa. Los granos de polvo cerca de la superficie del disco se logran calentar a temperaturas de fusión. Con este modelo es posible procesar una buena fracción de granos de polvo y se pueden explicar los periodos de calentamiento y enfriamiento necesarios para la formación de condros, así como recalentamientos subsecuentes. El fenómeno FU Orionis en los YSO's sugiere que sería posible este mecanismo (Hood y Kring 1994).
3. *Choques generados por inestabilidad gravitacional.* Un disco gaseoso capaz de formar planetas como Júpiter, debe ser gravitacionalmente inestable en y más allá de la órbita de éste (Boss y Durisen 2005). Una inestabilidad gravitacional (IG) dentro de un disco protoplanetario genera brazos espirales transitorios (ondas de densidad) y anillos que crean frentes de choque. Los sólidos son arrastrados por vientos hacia los centros de los brazos y anillos. Los choques calientan a los precursores de los condros mediante tres mecanismos: por la fuerza de arrastre del gas en el frente de choque, acompañado de fuerzas de fricción (Wood 1996); debido a intercambio térmico con el gas calentado por el choque; y finalmente como los condros recién generados emiten en IR para enfriarse, esta radiación puede reabsorberse por otros precursores y calentarlos. Este mecanismo explica la formación de planetas más allá de la órbita de Júpiter y la mezcla y transporte de material sólido en el disco, muestra un escenario unificado que liga la producción de condros con la formación de los planetas gigantes gaseosos (Boss y Durisen 2005).
4. *Choques de proa generados por planetésimos.* Los choques son producidos por planetésimos con órbitas excéntricas que viajan a velocidades supersónicas relativas al gas de la nebulosa (Hood 1998). Este escenario requiere que Júpiter se forme rápido, pues éste perturba las órbitas de los planetésimos (Ciesla, Hood, y Weidenschilling 2004). El proceso por el cual se calientan los precursores de los condros es similar al presentado en el modelo anterior, excepto por el mecanismo de enfriamiento. La producción de condros es más eficiente entre más cerca del Sol esté el planetésimo (Hood 1998), aunque

en las simulaciones las ondas se forman preferentemente en la región del cinturón de asteroides (Hood et al. 2009).

El escenario de onda de choque encabeza la lista de posibles modelos de formación de condros, aunque aún no se conoce cuál es el mecanismo correcto generador de las ondas de choque o si podrían ser varios los mecanismos generadores, pues se requiere de un mecanismo poderoso, repetible, confiable y astrofísicamente realista. Varios argumentos que amparan a la última hipótesis son (Connolly y Love 1998):

- Se asegura la presencia de precursores creciendo dentro de la parte densa del disco.
- La propagación de las ondas de choque sucede a velocidades altas, lo que proporciona un calentamiento rápido de los precursores. Asimismo, el cambio en la densidad de polvo explica las tasas de enfriamiento observadas.
- Es posible generar múltiples ciclos de calentamiento.
- Es compatible con la complementariedad en composición de condros y matriz.
- El calor es conducido a través de las superficies de los granos y por lo tanto es capaz de fundir los centros de algunos precursores sólidos de tamaño milimétrico.
- Explica la existencia de los bordes alrededor de los condros y la presencia de volátiles en ellos y en la matriz de las condritas.
- Se soluciona la diferencia en el grado de calentamiento de los condros ricos en FeO (tipo II) y de los pobres en FeO (tipo I).
- Las ondas de choque pueden ser muy locales y entonces no se espera que sus productos sean homogéneos, es decir, se pueden generar condros con diferentes características físicas dependiendo de la onda de choque que los creó (total o parcialmente fundidos).

Pero el modelo no es perfecto, se requiere de una fuente de ondas de choque que genere movimientos supersónicos, los cuales se disipan rápidamente si no hay regeneración.

2.3.3 Restricciones a los mecanismos de formación de condros

Debido a su importancia, desde hace varias décadas, los condros han sido objeto de muchos tipos de análisis, incluyendo estudios de petrología y mineralogía, composición química, magnetización, así como de estudios isotópicos para fechar su formación. Todos los análisis anteriores han servido para encontrar restricciones a la formación de condros, las cuales se pueden agrupar en dos tipos (Desch et al. 2012):

- *Restricciones térmicas:* aquellas que acotan las historias térmicas de los condros antes, durante y después de su fundición.
- *Restricciones no-térmicas:* todas las demás.

2.3.3.1 Restricciones térmicas.

Los precursores de los condros, antes de ser fundidos, debieron formarse en regiones con temperaturas $<650\text{ K}$ ($<380\text{ }^\circ\text{C}$), pues contienen azufre en forma de sulfuros primarios (Rubin 1999). La tasa de calentamiento fue aparentemente rápida, ya que los materiales volátiles se escapan en cuestión de minutos. Aquí hay un punto que se debe de tomar en cuenta con cautela: así como el condro recién formado se va enfriando, es posible que una fracción del vapor de los volátiles pueda volver a condensarse y caer al condro, por lo que, si en el proceso habría reducción de volátiles, la recuperación de ellos borraría las huellas del proceso. Las máximas temperaturas que alcanzaron los condros durante su formación están acotadas por sus texturas. En los condros barrados y radiales, casi todos los núcleos de cristalización son destruidos, por lo que se requieren máximos de temperatura T_{peak} de $150\text{-}400\text{ K}$ por encima de la temperatura de fusión T_{liq} , la cual se puede asumir como $T_{\text{liq}} \approx 1670\text{-}1970\text{ K}$ ($1400\text{-}1700\text{ }^\circ\text{C}$) y, por lo tanto, se debería alcanzar una temperatura máxima de $T_{\text{peak}} \approx 1820\text{-}2370\text{ K}$ ($1550\text{-}2100\text{ }^\circ\text{C}$). La ausencia de texturas completamente vítreas también restringe el máximo de temperaturas (Hewins 1988). Asimismo, la necesidad de que sobrevivan algunos núcleos de cristalización restringe el tiempo en que puede permanecer en el máximo de temperatura a tan solo menos de 10 minutos. La retención de Na y S requiere de tasas de enfriamiento de $10^3\text{-}10^4\text{ K h}^{-1}$. Debajo de la temperatura de fusión, los condros se enfrían a tasas mucho más lentas que las tasas por encima de esta temperatura (Desch et al. 2012). Las tasas de enfriamiento requeridas para texturas porfídicas deben de ser del orden de 100 K h^{-1}

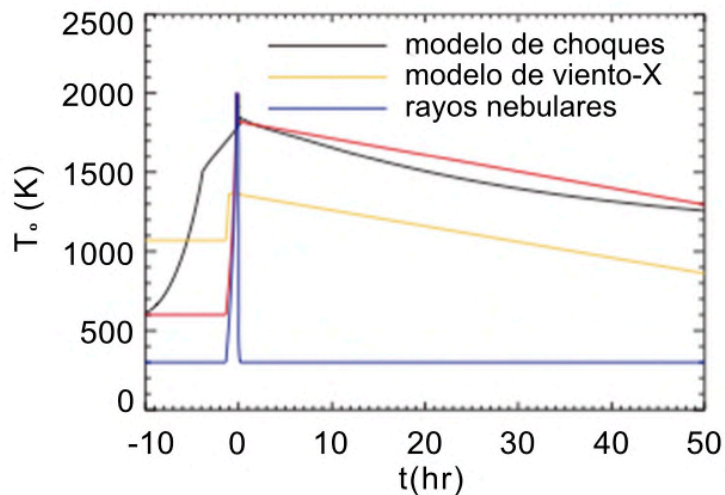


Figura 8. Historias térmicas de condros: la curva roja es la inferida de restricciones experimentales, la negra es predicha por el modelo de choques, la amarilla la predice el modelo de viento-X, y la predicha por el modelo de rayos nebulares es la curva azul (Traducida de Desch et al. 2012).

(Lofgren 1989), mientras que las de los condros barrados requieren de tasas de enfriamiento en el rango de $500\text{-}2300\text{ K h}^{-1}$ (Lofgren y Lanier 1990).

Tabla 1. Restricciones térmicas.

RESTRICCIÓN	Viento - X	Rayos nebulares	Choques de proa	Choques por IG
Ambiente a $T < 650\text{ K}$	X	✓	✓	✓
Calentamiento $< 10\text{ min}^a$	X	✓	✓	?
$T_{\text{peak}} \geq 2000\text{ K}$	X	?	✓	✓
Tasa de enfriamiento desde T_{peak} $\sim 10^3 - 10^4\text{ K h}^{-1 a}$	X	?	✓	✓
Tasa de enfriamiento de cristalización $\sim 10 - 10^3\text{ K h}^{-1}$ (porfídicos)	✓	X	?	✓
Tasa de enfriamiento de cristalización $\sim 10^2 - 10^3\text{ K h}^{-1}$ (barrados)	X	X	?	✓
Tasa de enfriamiento relacionada con densidad de condros	X	X	?	✓

^a Restricción no válida si la presión de volátiles es alta en la zona de formación de condros y no permite la evaporación de volátiles. Traducida de Desch et al. (2012).

2.3.3.2 Restricciones no-térmicas.

La densidad de condros está restringida por la frecuencia de condros compuestos y una fracción de $f_c \approx 5\%$ del total de condros en condritas ordinarias son compuestos (Ciesla, Lauretta, y Hood 2004). La velocidad relativa de los condros, basándose en movimientos turbulentos, es de $\sim 10^2\text{ cm s}^{-1}$ (Cuzzi y Hogan 2003). Se ha calculado que la densidad numérica de los condros fue de $n_c \sim 10\text{ m}^{-3}$ después de su formación, suponiendo un radio promedio para los condros de $\sim 300\text{ }\mu\text{m}$ y una masa de $3 \times 10^{-4}\text{ g}$, la densidad de condros dentro del disco protoplanetario debió ser de $\rho_c \sim 3 \times 10^{-9}\text{ g cm}^{-3}$ (Desch et al. 2012).

La existencia de condros compuestos también restringe el tamaño de la región en donde se formaron los condros: para lograr la cantidad de condros compuestos existentes, la región debe ser lo suficientemente grande para que los condros tuvieran una posibilidad razonable de chocar. Se requiere una región $\gg 10^3\text{ km}$. El tamaño de la región también se puede inferir por los límites de pérdida de volátiles, que requieren de una extensión de $\approx 150\text{-}6000\text{ km}$.

Para evitar evaporación de especies volátiles, se requieren presiones altas del gas, mayores a 10^{-3} atm . Además, en una nebulosa con presiones de 10^{-3} atm , el olivino se funde bien al estar enriquecido con polvo (Nagahara, Mysen, y Kushiro 1994). Asimismo, un condro

recién formado es termodinámicamente inestable dentro del ambiente del disco protoplanetario donde la presión total de la especie predominante del gas, H_2 , es bastante baja, resultando en que se evaporaría bajo estas presiones de 10^{-5} atm (Connolly y Love 1998). El origen de condros tipo IA y II y de la matriz de olivino de condritas carbonáceas y ordinarias puede explicarse en términos de la presión del gas de olivino dentro de la nebulosa: los condros tipo IA pudieron formarse en una fase sólido-gas donde los volátiles se perdieron durante el evento de calentamiento, la matriz de olivino se formaría resultado de esto como un condensado del gas formado por una evaporación parcial del material, mientras que los condros tipo II se hubieron formado en una fase líquido-sólido del gas (Nagahara, Mysen, y Kushiro 1994). Pero hablar de concentraciones de polvo dentro del disco protoplanetario sigue siendo tema de debate entre los que lo modelan, pues todo parece indicar que la acumulación de granos precursores de condros es bastante difícil en el disco y si sucede, sería por tiempos muy breves, de menos de 1,000 años (Hubbard, Mac Low, y Ebel 2018).

Los condros y la matriz son cogenéticos y parece ser que se formaron en el mismo ambiente y provienen de una misma reserva, esto es una implicación de la complementariedad química entre ellos. Una consecuencia notable sobre esta complementariedad es que la matriz en condritas carbonáceas no tiene una composición de origen interestelar, por lo que es material que sufrió algún tipo de proceso en el cual se enriqueció de volátiles (Palme, Hezel, y Ebel 2015). El sistema matriz-condros tuvo que ser un sistema abierto al cual se le añadieron oxígeno y otros gases. Adicionalmente, dicho reservorio de material no fue químicamente uniforme.

El proceso de formación de condros no debe ser un evento único, sino un proceso repetitivo. La existencia de condros más antiguos (o pedazos de ellos) dentro de otros condros es una prueba directa de que hubo al menos dos eventos de formación de condros.

En comparación, se observa que las restricciones basadas en las historias térmicas son mucho más fácil de evaluar que las restricciones no-térmicas. Asimismo, las restricciones debidas a las historias térmicas favorecen al modelo de formación por ondas de choque. Las Tablas 1 y 2 muestran qué modelos han sido capaces de explicar cada una de las restricciones y cuáles no. En la Figura 8 se muestran las historias térmicas de los condros inferidas por algunos de los modelos propuestos.

Tabla 2. Restricciones no-térmicas.

RESTRICCIÓN	Viento - X	Rayos nebulares	Choques de proa	Choques por IG
$L \gg 10^3 \text{ km}^a$	✓	X	?	✓
$n_c \sim 10 \text{ m}^{-3b}$	✓	?	?	?
$P > 10^{-3} \text{ atm}^c$	✓	X	✓	✓
Condros y matriz cogenéticos	X	✓	✓	✓
Formados $\approx 0 - 3 \text{ Ma}$ después de las ICAs	X	✓	✓	✓

^a L = radio de la región en que se formaron los condros.

^b n_c = densidad numérica de condros

^c P = presión (Traducida y modificada de Desch et al. (2012))

2.3.4 Investigaciones y experimentos previos sobre condros

Varios grupos de investigación interesados en la formación de condros han podido fundir análogos de condros de manera controlada. Estos estudios experimentales comenzaron desde los años 70's (Nelson et al. 1972; Blander et al. 1976) y durante los años 80's casi todas las texturas de los condros ya se habían reproducido experimentalmente (Tsuchiyama, Nagahara, y Kushiro 1980; Tsuchiyama y Nagahara 1981; Lofgren 1989; Lofgren y Lanier 1990; Hewins, Radomsky, y Connolly 1989). Asimismo, se lograron avances significativos cuando se situó a los condros dentro de un entorno astrofísico más realista.

Son de destacar los estudios realizados en los años 70's, pues utilizaron un láser de CO₂ para fundir las muestras de silicatos (Nelson et al. 1972; Blander et al. 1976). En 1972, Nelson et al. reprodujeron centenas de esferas tipo condro. Colocaban las muestras en alambres que irradiaban y luego las hacían caer 5 m, lo realizaban en un cuarto oscuro y trazaban la trayectoria de los fundidos con un fotomultiplicador. Midieron las temperaturas iniciales con un pirómetro y obtuvieron diversas texturas características de los condros.

Tsuchiyama y su equipo produjeron texturas BO y PO mediante experimentos de enfriamiento en un horno vertical de gas, desde temperaturas por encima de la de fusión y comenzaron a estimar las tasas de enfriamiento de sus fundidos (Tsuchiyama, Nagahara, y Kushiro 1980; Tsuchiyama y Nagahara 1981). En un siguiente trabajo, logran reproducir condros RP, haciendo interactuar olivino radial con SiO₂. Ellos concluyen que la composición

total de sus precursores es el factor principal que controla la textura final del condro resultante, siendo que la tasa de enfriamiento está entonces a expensas de ésta.

Entre los ejemplos de los experimentos de cristalización dinámica que tenían el objetivo de reproducir las historias de enfriamiento de los condros naturales encontramos los de Lofgren en 1989 y 1990, en los que exploró cómo varían las texturas en función del número y tipo de núcleos de cristalización. Utilizó un horno a 1 atm de presión en un ambiente muy reducido. La mayor parte de la pérdida de Na y Fe sucedió durante el periodo de fusión. Observó que las texturas barradas y radiales se producían cuando había muy pocos núcleos. La variación en su textura depende del proceso en que crecen los cristales (Lofgren 1989). Para la textura BO, encontró que así como el fundido se enfría, las dendritas se forman y crecen a diferentes tasas de enfriamiento, por lo tanto los anchos de las barras están relacionados con el grado de enfriamiento en el momento en que la dendrita comienza a crecer. La tasa de enfriamiento es importante por el papel que juega al determinar el grado de enfriamiento al cual suceden la cristalización y el crecimiento (Lofgren y Lanier 1990). Encontró que la textura BO se formaba a temperaturas más altas a 1600 °C y las RP se formaban por debajo de 1600 °C. La duración de fusión que utilizó estuvo en un rango de decenas de segundos a no más de dos horas. Percibieron que el tamaño de las barras en los condros BO decrecía si la tasa de enfriamiento aumentaba. Concluyen que entre más dure el evento de fusión o se llegue a temperaturas más altas, menor será el embrión, el cual es un material cristalino que no ha alcanzado el tamaño crítico para ser un núcleo de cristalización. Para reproducir la textura BO se necesita material cristalino preexistente rico en olivino y fundir las muestras completamente, pero sin eliminar a todos los embriones. Entre más pequeños los embriones, más alto el grado de enfriamiento y más reducido el ancho de las barras. Las tasas de enfriamiento óptimas que encontró estuvieron entre 500-2500 °C h⁻¹.

Hewins et al. (1989) fundieron pequeñas esferas de silicatos utilizando una temperatura inicial mayor a 1650 °C. Lo que más influía para obtener cierta textura fue el tiempo en que estuviera fundido el material, aunque típicamente utilizaban 30 minutos. Lograron tasas de enfriamiento de 100-1000 °C/hr, y obtenían texturas BO con una tasa de enfriamiento de 500 °C h⁻¹. Si fundían completamente sus muestras o si utilizaban granos finos, les resultaban esferas vidriosas. Reconocieron la importancia del tamaño de los granos del material precursor y su influencia en la supervivencia de los núcleos.

Connolly y Hewins (1991) produjeron diferentes texturas en condros de olivino, variando la razón FeO/(FeO + MgO) y por ende la temperatura de fusión. Anteriormente, esto se había logrado variando la temperatura inicial de calentamiento. Entonces el grado de fusión puede

ser controlado modificando dos temperaturas: la de fusión y la inicial de calentamiento. Emplearon un horno con amortiguamiento vertical y sus muestras las enfriaban haciendo que cayeran del horno hacia agua caliente. Si se creaban condros restringiendo el rango inicial de temperatura, las variaciones en la composición influían bastante en la textura final.

En 1996, Wasson cuestionó los experimentos de formación de condros que hasta entonces se habían realizado, pues se realizaban en hornos, consiguiendo que sus episodios de calentamiento y/o de enfriamiento fueran muy lentos, es decir, éstos no tomaban en cuenta las condiciones reales en las cuales los condros se formaron en el disco de acreción del Sol. Además, Wasson (1996) también propuso que algunos condros debieron sufrir por lo menos dos eventos de calentamiento, siendo necesario que las condiciones de temperatura y tiempo preservaran los componentes volátiles.

Connolly et al. (1998) examinaron cómo un supercalentamiento muy corto podía producir fundidos con texturas de condro. Asumieron que los condros se formaron a partir de una fusión incompleta de agregados minerales que flotaban dentro de la nebulosa. La temperatura máxima a la cual se puede formar un condro es de ~ 2100 °C, pues a temperaturas más altas los silicatos comienzan a evaporarse. También investigaron el papel que juega el tamaño de los granos precursores en las texturas reproducidas: afecta el número, el tipo y la distribución de los cristales y núcleos sobrevivientes al fundido y, por lo tanto, el tipo de textura reproducida. Utilizaron de nuevo un horno y midieron las condiciones térmicas con un termopar. Para lograr alcanzar una temperatura ambiente controlada, las muestras se colocaron en un horno previamente calentado a una temperatura mucho más arriba a la de fusión. Su técnica experimental logró reproducir texturas BO y PO.

Tsukamoto et al. (1999) produjeron bordes de olivino en fundidos tipo condro en experimentos de superenfriamiento en donde utilizaron levitación aeroacústica. Fue de los primeros trabajos en reproducir estos bordes.

Comenzando el nuevo siglo, Faure et al. (2003) realizaron experimentos dinámicos de cristalización de forsterita para explicar las distintas morfologías encontradas en los condros, y encontraron que la forsterita cristaliza con solo cuatro morfologías distintas: euhedral (caras cristalinas bien definidas), tabular (crecimiento preferencial en dos direcciones), hopper (cristal con forma de reloj de arena con un contorno hexagonal) y dendrítica (estructuras ramificadas). La morfología final dependerá de la tasa de enfriamiento y la abundancia de núcleos de cristalización.

Tsuchiyama et al. (2004) reprodujeron exitosamente texturas BO clásicas de condros con bordes de olivino dentro de un horno en condiciones de vacío. Controlaron la temperatura

mediante un termopar. Disminuyeron el área de contacto de las muestras con el dispositivo experimental con el fin de lograr fundidos más esféricos. La formación de los bordes requiere de temperaturas de calentamiento alrededor de 100 °C; además la evaporación de Na y SiO₂ durante la formación de los fundidos mejora la cristalización y el crecimiento de los bordes de olivino. Lograron texturas muy cercanas a una BO clásica usando muestras pequeñas (<10 mg y <1 mm de diámetro, donde hay un número limitado de núcleos de cristalización), temperaturas muy por encima de la temperatura de fusión (~1215 °C) durante 10 min y una tasa de enfriamiento de 1000 °C h⁻¹. Anteriormente, no habían conseguido reproducir texturas BO clásicas mediante experimentos sistemáticos. Mencionan que el fenómeno de recalentamiento de los condros se debe posiblemente a múltiples calentamientos en conexión con procesos de reciclaje de condros.

Por su parte Hewins y Fox (2004) mostraron que es muy difícil reproducir condros porfídicos si se funden precursores de grano fino, pues esta textura requiere de granos precursores de tamaños mayores a 40 μm.

Beitz et al. (2013) pusieron a prueba la hipótesis de los bordes ígneos alrededor de condros por acreción de polvo en la superficie de condros calientes, confirmando experimentalmente la existencia de una frontera definida entre condro y borde de polvo. Produjeron bordes de polvo alrededor de condros bajo condiciones reductoras y a una temperatura de 1100 °C. Aún así, no reprodujeron la porosidad de los bordes de polvo de condros naturales. Su dispositivo consistía en un embudo en el cual se ponía a levitar al análogo de condro mediante un flujo de gas vertical, el cual contenía granos de polvo. La esfera era calentada mediante irradiación vertical de un láser de CO₂.

Un estudio interesante es el de Tsuchiyama et al. (2004), pues compara a los condros con las esferas cósmicas, las cuales son micrometeoritos fundidos que se forman debido a una onda de choque que logra fundir al material durante su ingreso a la atmósfera terrestre: los dos cuerpos esféricos son muy parecidos y esto puede explicarse por una rotación a alta velocidad durante la fundición, así que si son de morfologías similares, puede ser que tengan un mecanismo de formación similar.

2.4 MICROMETEORITOS

Los micrometeoritos (MMs) son objetos sólidos con diámetros entre las 10 μm y los 2 mm (Rubin y Grossman 2010) que provienen del espacio, específicamente de cometas y asteroides del Cinturón Principal, ya sea de partículas que resultaron eyectadas debido a colisiones o de rupturas espontáneas de cometas, aunque la contribución de cada una de las

opciones continúa bajo debate (Gounelle et al. 2009; Nesvorný et al. 2010; Badjukov et al. 2010; Engrand et al. 2016; Battandier et al. 2018). Los MMs más grandes ($>30 \mu\text{m}$) tienen una fuerte afinidad química y mineralógica con las condritas carbonáceas y se cree que pueden provenir de asteroides (Kurat et al. 1994), por otro lado alrededor del 40% de las partículas de polvo interplanetario recolectadas muestran una alta cantidad de volátiles y se sugiere que son de origen cometario (Rietmeijer 2000). Respecto a esto, es importante aclarar que aquellas partículas extraterrestres $\leq 10 \mu\text{m}$ normalmente son recolectadas en la estratósfera y forman parte del material conocido como Partículas de Polvo Interplanetario (IDPs por sus siglas en inglés).

También se han hallado algunos MMs de origen acondrítico que provienen de cuerpos diferenciados como la Luna o Vesta (p. ej. Gounelle et al. 2009), aunque incluso podrían provenir de otros planetas (p. ej. Taylor, Herzog, y Delaney 2007). Muchos de los MMs consisten de fragmentos o componentes individuales de sus cuerpos parentales como ICAs, condros, material matricial y partículas metálicas, además pueden contener material orgánico.

Los micrometeoritos son material espacial al que podemos acceder fácilmente en la Tierra y pueden ayudarnos a comprender la composición y evolución física y química de los materiales de los cuales se construyó el sistema solar (Genge, Grady, y Hutchison 1997; Nesvorný et al. 2010; Engrand et al. 2016), pues contienen remanentes de minerales que se formaron mucho antes que los planetas, e incluso pueden tener polvo más antiguo que el propio Sol (granos presolares). Además los MMs proveen de información sobre las abundancias relativas, la dinámica y la naturaleza de los cuerpos menores del sistema solar, algo que no es posible estudiar por medio de los meteoritos. Por ejemplo, el estudio de colecciones de micrometeoritos con restricciones temporales en su caída, permite la investigación de los ciclos de entrada de material extraterrestre al planeta Tierra, incluidos aquellos orgánicos que pudieran relacionarse con el surgimiento de la vida. Asimismo, el conocimiento de las propiedades físicas y de composición de los micrometeoritos proporciona limitaciones para modelar sus regiones de origen y la evolución dinámica del polvo cósmico en el espacio cercano a la Tierra, así como para evaluar el peligro potencial del polvo en las proximidades de la Tierra para actividades espaciales (Folco y Cordier 2015).

El transporte de los micrometeoroides a la órbita de la Tierra es controlado principalmente por radiación antes que por fuerzas gravitacionales (Dermott et al. 2001). Basándose en mediciones de radar, la tasa de entrada de MMs a la Tierra se estima en aproximadamente un objeto de 0.1 mm de diámetro por metro cuadrado por año (Larsen

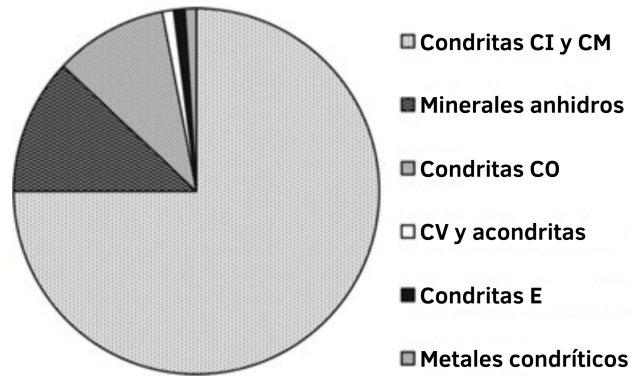


Figura 9. Porcentaje de composiciones de una de las colecciones de micrometeoritos más grandes reportadas: la colección 2000 South Pole water well (SPWW). El 75% de ellas tienen composición de grano fino de condritas CI y CM. El 10-15% contiene minerales anhidros. Menos del 10% tienen composiciones parecidas a condritas ordinarias. Las composiciones representativas de condritas CV, acondritas, de Enstatita y metal condritico son de ~1% cada una (Traducida de Taylor et al. 2012).

2017). Dicho en otras palabras, se estima que caen $\sim 4 \times 10^7$ kg año⁻¹ (Love y Brownlee 1993) de micrometeoroides de entre 50 y 400 μm , dominando el flujo de masa anual de material extraterrestre que entra a la atmósfera de la Tierra, siendo de un 95% (Genge, Grady, y Hutchison 1997). Se estima que >90% de ellos se evaporan al pasar por la atmósfera, por lo que la tasa de acreción de los MMs es de 3×10^6 kg año⁻¹ (Taylor, Lever, y Harvey 1998), y aún así es una tasa 100 veces mayor a la calculada para meteoritos, que es de 5×10^4 kg año⁻¹ (Zolensky et al. 2006).

A partir de los estudios de Donald E. Brownlee y Michel Maurette en la década de 1960 es que el estudio de los micrometeoritos se convirtió en una rama formal dentro de la meteorítica. Las colecciones de los micrometeoritos provienen de su recuperación en la Antártica principalmente, pero también se han recolectado en la estratosfera, en sedimentos prehistóricos, desiertos, glaciares e incluso en áreas habitadas y urbanas (Larsen 2017).

Los MMs muestran una amplia variedad de composiciones, sin embargo, la mayor parte de ellos presenta una composición total condritica, conteniendo silicatos como forsterita, enstatita y piroxeno rico en Ca, con bajas cantidades de elementos volátiles (Na, K, S, Pb) y siderófilos (Fe, Ni, Co) y una distribución típica de las condritas de elementos litófilos refractarios (Folco y Cordier 2015). La Figura 9 muestra una distribución típica de composiciones encontrada en las colecciones de MMs, donde la mayoría de ellas tiene composiciones cercanas a condritas carbonáceas. La mayoría de los MMs contienen granos de Ni. Es común que el Ni y el Fe hayan sufrido un proceso de diferenciación durante la

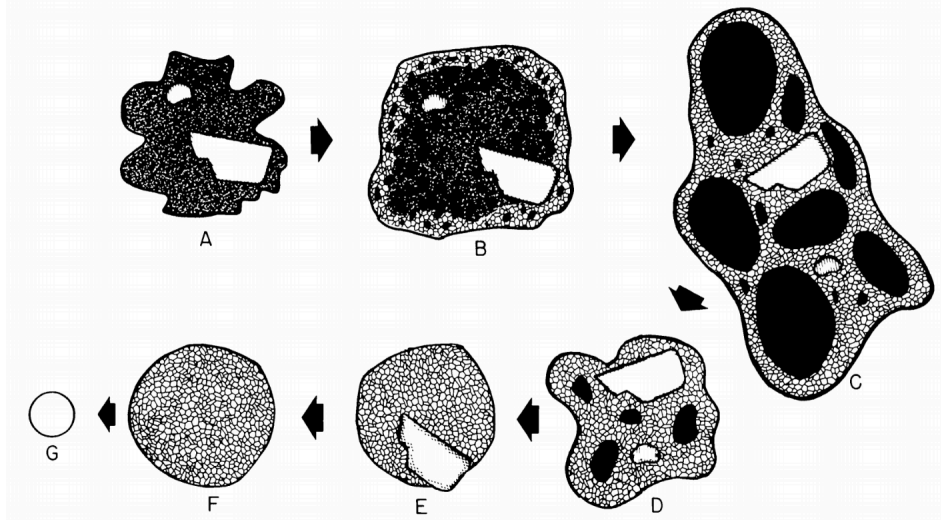


Figura 10. Representación de una hipotética sección pulida de la alteración térmica de una partícula submilimétrica que pasaría por estados sucesivos de la A a la G. En el estado F, todo el material precursor se logró fundir, mientras que en G sucede la pérdida de Fe y Si. Todos los estados representados han sido observados en MMs reales (Brownlee et al. 1983).

entrada atmosférica y formen un núcleo dentro del MM, aunque se observa una pequeña esfera metálica asomándose desde su superficie sólo en el 5% de las esferas cósmicas (CSs) que sufren de este proceso (Larsen 2017). El borde de magnetita completo o parcial que rodea al MM también es muy característico de estos objetos.

2.4.1 Clasificación de Micrometeoritos

El esquema de clasificación química-petroológica está basado en miles de MMs recolectados y observados con imágenes de retrodispersión y estudiados con microanálisis cuantitativos de fases minerales y ha sido desarrollado por Matthew Genge (2008). Agrupándolos según el grado de modificación térmica durante la entrada a la atmósfera y su tamaño, el 70-90% de los MMs >100 μm logran fundirse, mientras que para tamaños más pequeños de entre 50-100 μm , sólo ~50% se funden total o parcialmente; y para tamaños todavía más pequeños (25- 50 μm) este porcentaje baja hasta un 22%. El resto de las partículas sufren una suave desaceleración, logrando llegar a la superficie terrestre como MMs sin fundir. La Figura 10 muestra los diferentes grados de fusión que pueden mostrar los MMs (Brownlee, Bates, y Beauchamp 1983). El estado A mostraría al grano original compuesto de algunos granos de silicatos y granos finos de alguna matriz de condrita. En B ya ha comenzado a destruirse la matriz y sucede una fusión parcial. En C se observaría la

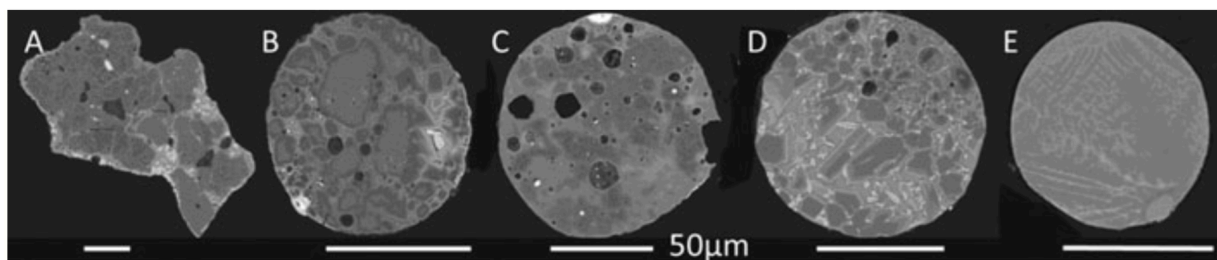


Figura 11. Cambios en la textura de un MM proveniente de un precursor de grano grueso resultado de distintos grados de calentamiento. Las barras son de 50 μm . Todos los MMs son parte de la colección 2000 South Pole Water Well (SPWW) reportadas por Taylor et al. (2012).

pérdida de volátiles y esto produciría la formación de vesículas. Tanto en B como en C comenzaría la formación de material rico en Fe debido a la reducción de silicatos. En D continúa el calentamiento y la pérdida de volátiles, quedando sólo los granos más grandes sin fundir. En E sólo queda un grano relicto sin fundir. En F se muestra un estado en donde continuó el fundido y destruyó ya a todos los granos relictos, perdió la mayor parte de sus volátiles y resulta en un objeto esférico. En el caso de calentamientos extremos debido a velocidades de entrada muy altas, la evolución sigue hasta G donde se inicia una fuerte pérdida de masa debido a evaporación. Aún así, dependiendo de su composición inicial, la secuencia de grados de fusión y su textura final puede variar, siendo distinta para precursores de grano fino, grano grueso o monominerales (Taylor, Matrajt, y Guan 2012). En la Figura 11 se muestran como ejemplo los cambios en la textura de un MM proveniente de un grano grueso resultado de distintos grados de calentamiento.

Los MMs están divididos en fundidos, nombrados esferas cósmicas (CSs); parcialmente fundidos, conocidos como MMs escoriáceos; y partículas no fundidas, que pueden ser de grano fino o grano grueso. Las CSs se forman por fusión de partículas de polvo alcanzando temperaturas pico de 1350 a 2000 $^{\circ}\text{C}$ en ambientes con presiones entre 10^{-6} a 10^{-3} atm (Brownlee, Bates, y Beauchamp 1983) y una escala de tiempo tanto para el calentamiento como para el enfriamiento de 5 a 120 s.

Según su mineralogía (Genge 2008; Genge et al. 2008), los subtipos químicos básicos de los MMs fundidos o CSs son: esferas ricas en hierro (tipo I), esferas de vidrio con magnetita (tipo G) y esferas de silicatos (tipo S). Estas últimas son el tipo de CSs más común y es por esto que este trabajo se centra en los CSs tipo S. El 97% de los CSs son ricos en silicatos y se pueden subdividir en función de sus texturas resultantes debido a su modo de enfriamiento, relacionadas con su temperatura máxima alcanzada durante su entrada por la atmósfera, y a su mineralogía en las siguientes subclases:

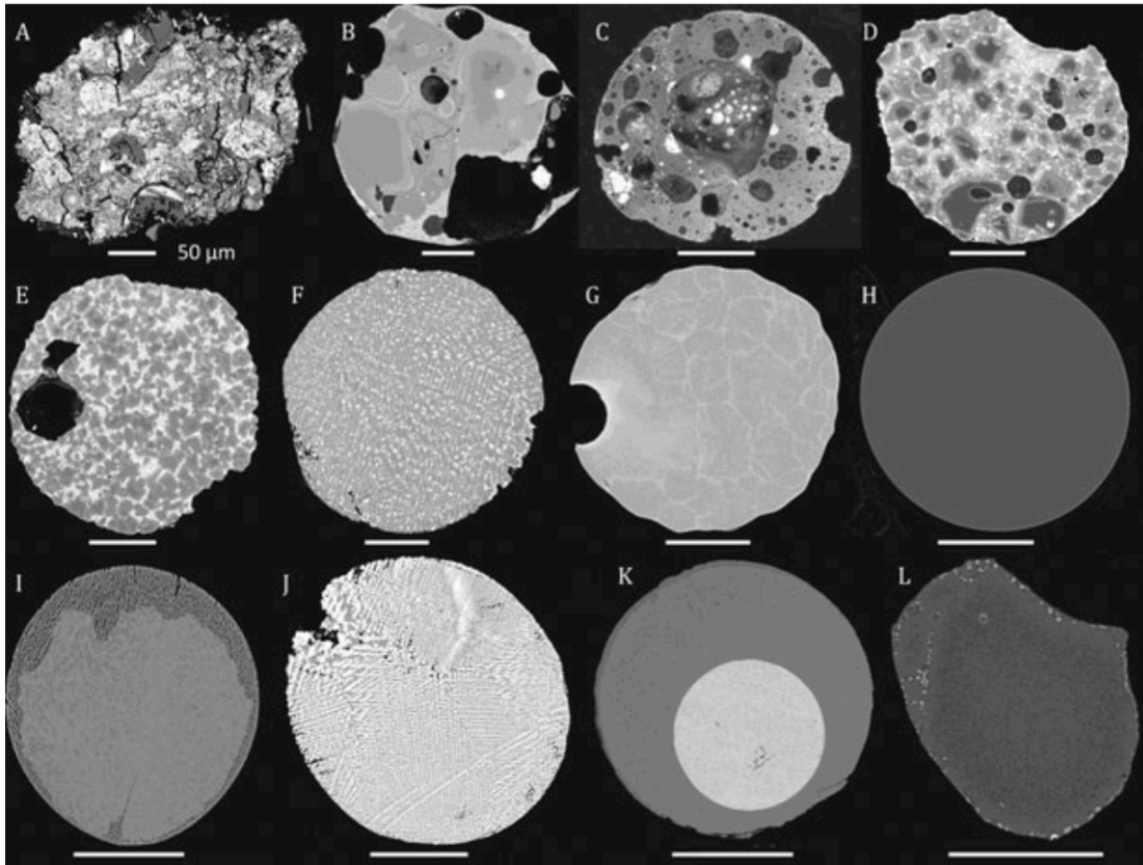


Figura 12. Clases de micrometeoritos (MMs): A) De grano fino no fundido, B) De grano grueso no fundido, C) Escoriáceo, D) De grano grueso (CG), E) Porfídico de olivino (PO), F) Barrado de olivino (BO), Criptocristalino (CC), H) de vidrio (V), I) CAT, J) tipo G, K) tipo I, L) Monomineral. Las barras son de 50 µm. Todos los MMs son parte de la colección 2000 South Pole water well (SPWW) reportadas por Taylor et al. (2012).

1. Esferas enriquecidas con Ca, Al y Ti (**CAT**) que tienen además altos coeficientes de Mg/Si y carecen de Fe. Tienen texturas barradas de olivino. Sufrieron una evaporación parcial durante su entrada, por lo que se formaron a las temperaturas máximas más altas.
2. Esferas de vidrio (**V**) que carecen de microfenocristales de olivino. Algunas pueden presentar vesículas y/o pequeñas gotas metálicas de FeNi. Se formaron a las siguientes temperaturas máximas más altas.
3. Esferas criptocristalinas (**CC**) que contienen cristales submicrométricos que pueden formar dos tipos de texturas. La primera muestra dendritas de olivino alargadas radiales desde la superficie de la esfera. La otra muestra múltiples regiones de cristalización simultánea mostrando zonas con granos muy finos rodeadas de fases ricas en hierro. Pueden tener cristales submicrométricos de magnetita y alcanzaron temperaturas máximas por debajo de las CSs tipo V.

4. Esferas barradas de olivino (**BO**) están dominadas por barras paralelas de olivino dentro de una mesostasis vítrea que puede contener magnetita. Algunas pueden presentar pequeñas gotas metálicas de Fe-Ni, algunas veces oxidadas (formando óxidos de hierro). Fueron formadas a temperaturas máximas más bajas que las esferas CC.
5. Esferas porfídicas de olivino (**PO**) que tienen microfenocristales de olivino (morfologías cúbicas, euhédricas o esqueléticas) dentro de una mesostasis vítrea y con magnetita y/o cromita como minerales accesorios. Es común que presenten granos relictos de olivino y es por esto que se sabe que las esferas PO experimentaron las temperaturas máximas más bajas de cualquier CSs.

De esta clasificación de CSs se observa claramente que el olivino y el piroxeno son de los componentes principales de su material precursor, particularmente la forsterita, olivino rico en Mg, y la enstatita, piroxeno rico en Mg, pues la mayoría de los granos relictos encontrados tienen estas composiciones (Brownlee, Bates, y Beauchamp 1983; Genge et al. 2018; Rudraswami, Prasad, Dey, Plane, et al. 2016), aunque también se puede encontrar cromita y feldespato. El tamaño de dichos granos relictos puede variar mucho, desde núcleos de los microfenocristales hasta ser dominantes volumétricamente. Aquí entra la denotación de otro tipo de CSs, las esferas de grano grueso (**CG**), las cuales parecen haberse formado a partir de un grano precursor grueso. Contienen grandes volúmenes (> 25%) de granos relictos y generalmente no muestran una composición condrítica.

Otra característica importante es que hay evidencia de que cierto porcentaje de los MMs provienen de granos puramente de olivino, piroxeno o feldespato, es decir que se formaron a partir de precursores monominerales (Genge, Grady, y Hutchison 1997; Taylor, Matrajt, y Guan 2012). Estos muestran una composición no-condrítica inusual muy similar a la estequiometría de olivino puro (Brownlee, Bates, y Beauchamp 1983), piroxeno o feldespato, según sea el caso. La superficie de estos MMs contiene magnetita, lo cual los hace más brillosos que el resto de MMs, y se cree que se forman a partir de reacciones químicas con el oxígeno de la atmósfera en el momento de su entrada (Taylor, Matrajt, y Guan 2012).

Los MMs basálticos, también llamados MMs diferenciados, son un tipo muy raro de micrometeoritos que no tienen una composición condrítica, sino que tienen una afinidad con las acondritas. Tienen una textura vítrea y contienen silicatos ricos en Fe, con una variación mineralógica que va de diogenitas, a plagioclasas y eucritas. Tienen un mayor contenido de elementos litófilos refractarios en relación con los MMs de composición condrítica (Folco y Cordier 2015).

2.4.2 Modelos de entrada a la atmósfera de MMs

La fusión que sufren los micrometeoritos durante la entrada a la atmósfera puede alterar sustancialmente la composición original de los MMs resultantes y estos cambios dependen de varios parámetros como la velocidad de entrada, la densidad, la masa, el ángulo de entrada, la dirección de vuelo, la composición química inicial y si entraron de manera individual o se separaron de un cuerpo más grande durante su caída a la superficie. Es por esto que se requiere de modelos y experimentos para comprender cómo los componentes de estas partículas son modificados por los procesos físicos a los que se enfrentan. Algunos de estos procesos son interacciones con átomos y moléculas de la atmósfera, desaceleración, variaciones en su temperatura, ablación (evaporación y fusión), entre otros. El proceso de ablación es uno de los más importantes, pues ocasiona la mayor cantidad de pérdida de masa y esto influye en la composición química final de los MMs a partir de distintas composiciones iniciales.

Los micrometeoroides entrantes a la atmósfera de la Tierra se funden aerodinámicamente cuando la potencia de entrada por fricción alcanza e incluso excede a la temperatura de fusión del objeto, pues sufren un pulso de calor de hasta 1700-2000 °C (Love y Brownlee 1993) que dura solo unos segundos. Esto ocurre durante la desaceleración de sus velocidades cósmicas de entrada tras la colisión con átomos y moléculas del aire a una altitud variable entre 90 y 70 km a presiones ambiente de 10^{-6} atm o más (Brownlee, Bates, y Beauchamp 1983).

Como se mencionó anteriormente, hay varios parámetros de entrada de los MMs que determinarán el grado de metamorfismo que sufrirá dicho cuerpo, pero también existen muchos factores que influyen en dichos parámetros de entrada. Por ejemplo, las partículas provenientes del Cinturón Principal de asteroides son empujadas hacia el Sol por el efecto Poynting-Robertson (PR) que disminuye lentamente la excentricidad y la inclinación de las órbitas de las partículas (Dohnanyi 1976) minimizando las velocidades de entrada a la atmósfera. Por otro lado, las partículas de origen cometario tienen órbitas más grandes y elípticas, similares a las de sus cuerpos parentales, por lo que se espera que tengan velocidades de entrada más altas en promedio. De acuerdo con Taylor (1996) las velocidades de entrada oscilan entre la velocidad de escape de la Tierra de 11.1 km s^{-1} y el límite de $\sim 72 \text{ km s}^{-1}$ para colisiones frontales, por lo que la mayor parte de los micrometeoroides se espera que tengan velocidades de entrada entre 12 y 18 km s^{-1} , con un valor medio de 17.7 km s^{-1} .

Los cambios en la composición química dependen fuertemente de la cantidad de elementos volátiles que posean en un inicio. Por ejemplo, el Fe, al ser muy volátil, provocará

una mayor ablación en comparación con el Si, y este a su vez una mayor ablación que la que pudiera provocar el Mg (Hashimoto 1983). También la supervivencia de granos relictos y su composición restringe la temperatura máxima que pudo alcanzar el MM durante su entrada. Así por ejemplo, los MMs porfídicos con granos relictos de forsterita, no debieron sobrepasar una temperatura de 1700 K (1400 °C) durante su entrada (Rudraswami, Prasad, Dey, Plane, et al. 2016).

La supervivencia y la preservación de mineralogía y textura original (pre-atmosférica) son más probables para partículas con ángulos de entrada pequeños. No obstante, las partículas con ángulos de entrada extremadamente superficiales entrarán en contacto con la atmósfera de modo rasante y volverán a escapar hacia el espacio. Una porción de estas partículas rasantes podrá frenar lo suficiente y ser capturada posteriormente por la gravedad de la Tierra y entrar a la atmósfera, incluso experimentar varias reentradas, dependiendo de su velocidad de entrada y su tamaño inicial (McDonnell y Cook 1997). El descubrimiento de algunas MMs con evidencia de múltiples calentamientos durante su entrada por la atmósfera muestra la captura de algunas de estas partículas (Genge, Grady, y Hutchison 1996).

A continuación se hablará de algunos de los trabajos teóricos más representativos sobre el calentamiento y transformación que sufren los MMs al entrar a la Tierra.

Uno de los trabajos más importantes sobre los modelos de entrada atmosférica de MMs fue el de Love y Brownlee (1991), donde modelaron numéricamente la entrada de partículas entre 10 y 1000 μm , enfocándose en la pérdida de masa por ablación y el perfil de enfriamiento. Encontraron que a tamaños $>300 \mu\text{m}$, sobreviven menos del 1% de las partículas, que la temperatura máxima y la pérdida de masa máxima suceden a altitudes entre 85-90 km y son alcanzadas durante ~ 2 s, y que la supervivencia de todas las partículas con tamaños entre 70-1000 μm depende de que logren una velocidad de entrada mínima, tomando en cuenta que una velocidad de entrada típica sería de 15 km s^{-1} . En sus simulaciones, resultó que la formación de CSs requería de la fusión de más del 50% de la masa de la partícula, y como consecuencia la partícula inicial tendría 3 a 10 veces la masa de la esfera resultante y 1.5-2 veces su diámetro. También encontraron que casi todas las CSs de tamaños $>70 \mu\text{m}$ podrían tener un origen asteroidal y que la temperatura a la cual una partícula se evapora por completo es de $\sim 2800 \text{ }^\circ\text{C}$.

Briani et al. (2013) confirmaron muchos de los resultados obtenidos por el trabajo anterior, pues simularon la entrada atmosférica de micrometeoroides con el objetivo de esclarecer la influencia de los distintos procesos físicos que sufren durante su entrada. Encontraron que entre más alta la velocidad de entrada y más normal el ángulo de entrada,

mayor será el calentamiento y la destrucción de la partícula. Además observaron que la fusión es el proceso dominante que lleva a una pérdida significativa de masa para los MMs fundidos, mientras que la evaporación es el proceso más eficiente para la pérdida de masa en las MMs parcialmente fundidas y no fundidas.

Rudraswami et al. (2016b) estudiaron el proceso de evaporación de diferentes elementos durante la entrada atmosférica de los MMs variando algunos de los parámetros de entrada con el fin de entender los cambios en la composición química que pudieran generarse debido a dicho proceso; trabajaron con muestras con una composición inicial similar a la de una condrita CI con densidad de $\sim 2 \text{ g cm}^{-3}$. Sus simulaciones con velocidad de entrada de 11 km s^{-1} mostraron que comienzan a ser importantes los cambios en composición química a tamaños de partículas $>300 \text{ }\mu\text{m}$, pues hay una pérdida importante de FeO debido a que alcanzan una mayor temperatura. Sin embargo, a una mayor velocidad, 16 km s^{-1} , hay una cantidad importante de evaporación de los principales óxidos (MgO, SiO₂ y FeO) en todos los rangos de tamaños. Además su modelo indicó que a una velocidad de entrada de 11 km s^{-1} y en un rango de ángulos de entrada de 30° - 60° dominan los MMs fundidos, mientras que a ángulos de 70° - 90° dominan los MMs sin fundir.

La textura vítrea de los MMs basálticos puede explicarse porque su temperatura de fusión es menor a la de los demás MMs, o bien, pueden provenir de granos que entraron a la atmósfera a velocidades muy altas. Con el afán de responder esta pregunta, Genge (2017) modeló numéricamente la entrada atmosférica de este tipo de MMs, encontrando que las partículas de eucrita forman CSs más fácilmente que las de diogenita o las condriticas.

Al ser los micrometeoritos (y los meteoritos) cuerpos que llegan a la superficie de un cuerpo planetario, se ha planteado la idea de encontrarlos en otras superficies planetarias, además de la terrestre. Ese es el caso del trabajo de Wilson et al. (2019), en él se plantea que el grado de calentamiento que pueden alcanzar los MMs depende de la gravedad y la densidad atmosférica del planeta al cual caen, así ellos comparan la entrada de MMs en la Tierra y en Marte con el fin de diferenciar la población de MMs de cada planeta y conocer la probabilidad de supervivencia de material orgánico. Encontraron que los MMs experimentan temperaturas pico más bajas en Marte y, por lo tanto, su pérdida de masa es menor. El 68% de las partículas alcanzan la superficie sin fundirse y pueden permanecer así aquellas con tamaños $>475 \text{ }\mu\text{m}$ en Marte, mientras que en la Tierra estos números son del 22.8% con tamaños $<70 \text{ }\mu\text{m}$.

3.4.3 Investigaciones y experimentos previos sobre MMs

Los grupos de investigación sobre MMs se pueden dividir en los que hacen modelos de entrada atmosférica, como los que vimos en la sección anterior, los que los recolectan y crean colecciones vastas con sus características bien documentadas, y los que los reproducen experimentalmente. En esta sección nos enfocaremos en las dos últimas categorías y los trabajos más representativos.

En cuestión del reporte de colecciones, se intenta inferir el cuerpo parental del cual provienen a partir de las características que presentan las muestras, o de restringir algunos parámetros como lo son la temperatura pico o el ángulo de entrada.

La identificación del material precursor y de su cuerpo parental del cual provienen los MMs es un problema complejo, pues los propios micrometeoroides pueden no ser representativos de la textura y composición del cuerpo original debido a su tamaño tan pequeño, es decir, pueden ser simplemente fragmentos de sus componentes estructurales o minerales más grandes. Por lo tanto, el problema se aborda principalmente mediante la comparación de características petrográficas (principalmente texturas de los granos relictos y composiciones minerales) y proporciones clave de elementos químicos e isotópicos de MMs con otros materiales de origen conocido, como meteoritos y muestras recolectadas por misiones espaciales (Folco y Cordier 2015).

Genge et al. (1997) estudiaron micrometeoritos recolectados en La Antártida con el fin de evaluar su estado de alteración e identificar la naturaleza de su material precursor. Les encuentran una composición muy parecida a la de las matrices de condritas tipo CI, CM y CR. Debido a su textura sugieren que durante su entrada pudieron sufrir un evento de onda de choque y presentar un gradiente térmico alto.

Taylor et al. (2012) reportan una colección enorme proveniente del Polo Sur donde encuentran que al menos el 75% proviene de precursores de grano fino con composiciones parecidas a las condritas CI y CM, 2-8% de condritas ordinarias, <1% tienen origen acondrítico, de CAIs o condros individuales. Además, encuentran que la magnetita presente en MMs monominerales puede ser un marcador de zonas no afectadas por intercambio atmosférico.

El trabajo de Rudraswami et al. (2016) se centra en entender el tipo de precursores, parámetros de entrada e historias térmicas necesarias para la preservación de granos relictos de olivino rico en Mg (forsterita) de MMs de La Antártida y de sedimentos oceánicos. Encuentran que las composiciones de los granos relictos indican provenir de condros de condritas tipo CV y CM. Además también realizan simulaciones en donde encuentran que la

partícula estará cerca de su temperatura pico en un rango de tiempo de 0.5 a 1 s, siendo que las más grandes permanecerán ahí menos tiempo, con tasas de enfriamiento de 300-500 K s⁻¹. A ángulos de entrada mayores, sufren menos ablación, pero permanecen por más tiempo cerca de su temperatura pico.

Van Ginneken et al. (2017) estudiaron CSs recolectadas en el Desierto de Atacama, en Chile, encontrando que el 50% de ellas están relacionadas con condritas carbonáceas, 38% con condritas ordinarias y 12% con cuerpos parentales desconocidos. Su trabajo concluye que la textura de las CSs está determinada más por la naturaleza y el tamaño de grano del material precursor que por sus parámetros de entrada, así material de condritas ordinarias que sufra de temperaturas pico altas generarían esferas CC, mientras que materia de condritas carbonosas generaría esferas BO.

Genge et al. (2017) reportan una colección de CSs tipo S de tamaños entre 300 y 400 μm recolectadas de sedimentos de techos en áreas urbanas, siendo la colección de MMs más joven reportada, pues les calculan 6 años de su caída como máximo. Lo más interesante de esta muestra de MMs es que la razón de abundancia entre texturas BO/CC es de 1.45, cuando el promedio de las colecciones del Cuaternario es de ~0.9, lo que sugiere que existe una variación en el flujo del polvo extraterrestre durante los últimos 800 mil años, generando como consecuencia una disminución en la velocidad de entrada de micrometeoroides.

Para simular experimentalmente el proceso de entrada atmosférica de un MM y crear un análogo de éste, se debe de tomar en cuenta que los meteoroides sufren un evento de calentamiento bastante rápido e intenso. En este punto es fundamental recalcar que los estudios petrofísicos pueden proporcionar información crítica sobre las propiedades térmicas de los micrometeoritos que pueden ayudar a refinar los modelos de entrada atmosférica y es por eso que la reproducción experimental de MMs resulta de vital importancia.

Greshake et al. (1998) hicieron calentamientos pulsados en un horno para simular la entrada atmosférica de MMs. Utilizaron fragmentos de 50 y 100 μm de condritas CI como material precursor. Compararon sus muestras con MMs de La Antártida y encontraron que las temperaturas pico debieron de estar en el rango de 1100-1200 °C durante su entrada atmosférica, lo cual apunta a que son de origen asteroidal.

Toppani et al. (2001) estudiaron la formación del borde de magnetita durante la entrada de los MMs. Utilizaron un horno y fragmentos de las condritas CI y CM y realizaron experimentos de calentamientos pulsados con duraciones entre 5 y 120 s. Encontraron que el mecanismo más plausible para la formación del borde de magnetita es un semifundido

periférico que conlleva a la cristalización de magnetita en la superficie del MM. Como continuación a esto, Toppani y Libourel (2003) reprodujeron todo el rango de composiciones que puede haber de este borde de magnetita variando la temperatura, el tiempo de calentamiento y la fugacidad de oxígeno. Además, mostraron que la composición de este borde puede servir para determinar el tipo de cuerpo parental del cual proviene el MM y sus condiciones de entrada, tales como su grado de calentamiento y su trayectoria.

Hay muchos elementos volátiles (Na, S, K, O) de los MMs que se pierden durante su entrada atmosférica y ya existen muchos trabajos que modelan teóricamente los diferentes grados de pérdida de estos materiales en la atmósfera. Gómez Martín et al. (2017) hicieron un trabajo para validar experimentalmente estos modelos de ablación en donde son capaces de monitorear la pérdida de cada elemento in situ mientras se realizan calentamientos pulsados mediante el paso de un flujo de N_2 dentro de una cámara de vacío en donde se encuentran las muestras. Al final encuentran que a los modelos teóricos aún les falta refinamiento.

3 CĪTLALMĪTL: LA MÁQUINA QUE HACE METEORITOS

Los láseres tienen múltiples aplicaciones en la investigación de la química, la geofísica y las ciencias planetarias. Por ejemplo, se han utilizado para simular fuentes de energía para experimentos de química prebiótica (p. ej. Scattergood et al. 1989; Ferus et al. 2015), relámpagos y química atmosférica (p. ej. Borucki et al. 1985; Mvondo et al. 2001; Ramírez et al. 2005), y chorros (o jets) astronómicos (p. ej. Villagran-Muniz, Sobral, y lez 2003). En el área de la meteorítica, los láseres se utilizan para reproducir procesos de alta energía como la formación de condros y la entrada atmosférica de micrometeoritos (MMs). Como ya se ha mencionado anteriormente, tanto los condros como los MMs representan componentes clave para comprender la evolución de nuestro sistema solar.

Si bien es común utilizar un horno para formar MMs y análogos de condros (p. ej. Tsuchiyama, Nagahara, y Kushiro 1980; Tsuchiyama y Nagahara 1981; Hewins, Radomsky, y Connolly 1989; Lofgren 1989; Lofgren y Lanier 1990; Greshake et al. 1998; Toppani et al. 2001; Toppani y Libourel 2003), se ha demostrado que los láseres funden muestras que reproducen las características de los condros (p. ej. Nelson et al. 1972; Blander et al. 1976; Eisenhour, Daulton, y Buseck 1994; Nagashima et al. 2006) y MMs (p. ej. Kaluna et al. 2017).

Poppe et al. (2010) reportaron las ventajas de emplear la irradiación láser para fundir agregados de granos de silicato debido a que puede simular el calentamiento radiativo causado por diversos fenómenos, como los relámpagos y las ondas de choque. Como se mencionó anteriormente, esta última opción representa el mecanismo mejor aceptado para la formación de condros dentro de todos los candidatos que siguen existiendo en la actualidad. En ese trabajo, descubrieron que la irradiación láser es una técnica más eficiente en la producción de esferas fundidas con dimensiones similares a los condros y MMs, en comparación con la fusión por calentamiento por descarga eléctrica, indicando que la eficiencia energética es mejor por varios órdenes de magnitud. Otra ventaja específica que se tiene con el uso de la técnica de irradiación con láser es que permite un control preciso de las velocidades de calentamiento y enfriamiento, lo cual es crucial para reproducir las condiciones más probables de formación de condros (Desch et al. 2012) y el calentamiento por entrada atmosférica de los MMs (Toppani et al. 2001; Genge 2017).

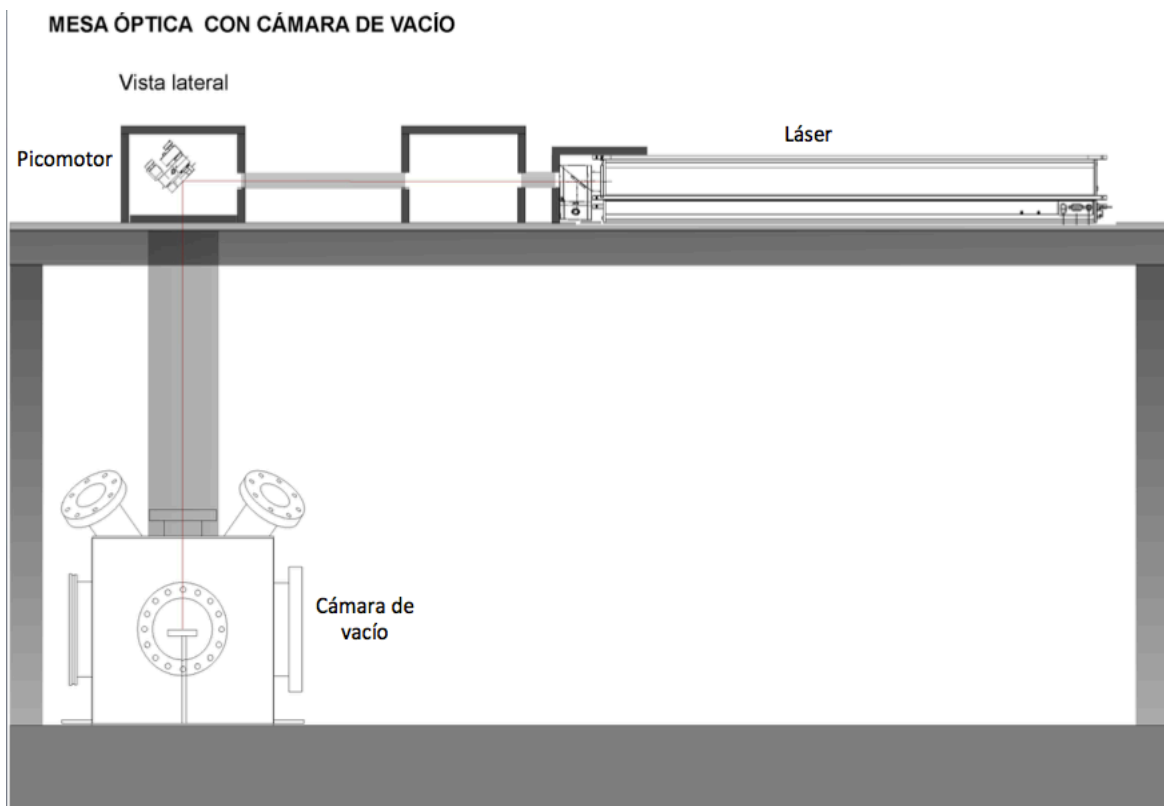


Figura 13. Diseño de la mesa óptica en donde se encuentra el dispositivo. Se muestran las posiciones que tomarían la cámara de vacío, el láser y los picomotores con el espejo. (Imagen de la Dra. Karina Cervantes)

Por lo tanto, con el fin de lograr los objetivos de esta tesis y responder la pregunta planteada al inicio de ella, en 2012 se comenzó con la planeación de una máquina capaz de reproducir experimentalmente las condiciones de formación de condros y la entrada atmosférica de micrometeoritos (Hernández-Reséndiz et al. 2020), con ayuda de la tecnología láser, y que además pudiera registrar en tiempo real la historia térmica de formación de las muestras, que reprodujera las texturas mineralógicas y que tuviera la capacidad de probar distintos perfiles de calentamiento. Dicho dispositivo se basó en los trabajos previos que realizó Cervantes de la Cruz (2009) y se encuentra instalado en el Laboratorio de Óptica Cuántica, del Instituto de Ciencias Nucleares (ICN) de la UNAM, en la Ciudad Universitaria de la Ciudad de México. Posteriormente fue nombrado Cītlalmītl, que es el vocablo náhuatl para “meteorito”.

La máquina fue diseñada y construida por el equipo de investigación que trabaja en el proyecto, liderado por las asesoras de esta tesis, las doctoras Antígona Segura y Karina Cervantes, y la importante participación del Dr. Alfred U'ren, jefe del Laboratorio de Óptica Cuántica, y el Dr. Héctor Cruz, técnico académico de dicho laboratorio.

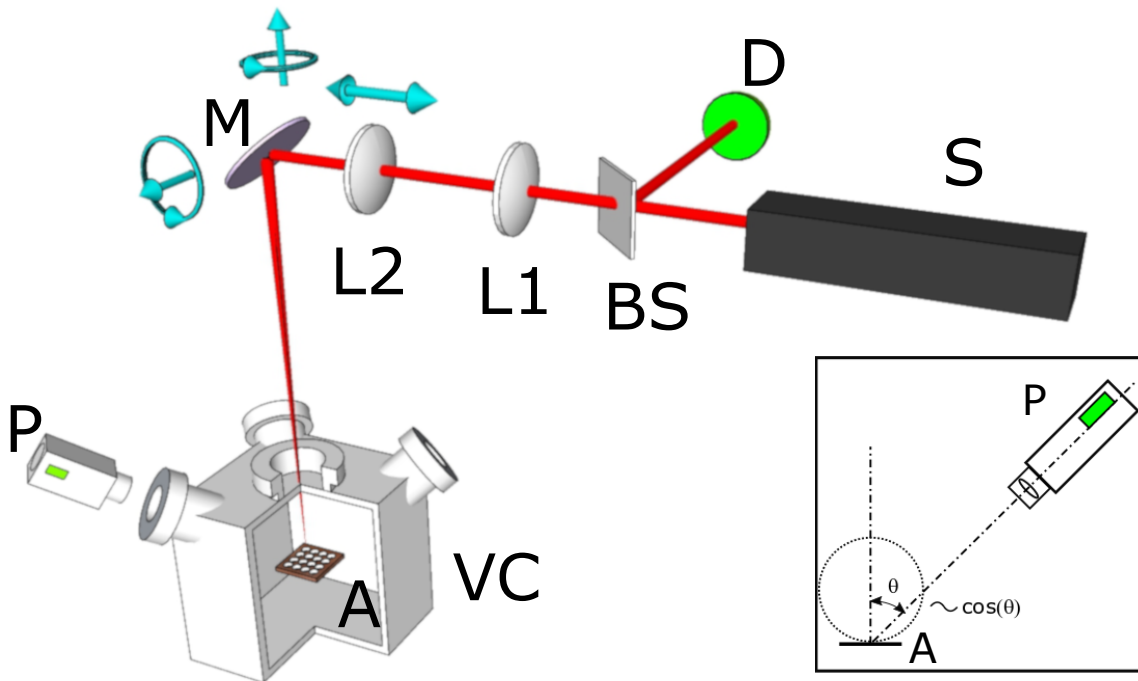


Figura 14. Diagrama de Citalmītl, el dispositivo experimental. S= láser de CO_2 , D= potenciómetro, BS= beam splitter 95:5, L1= lente estático ($f = 50 \text{ mm}$), L2= lente con movimiento motorizado ($f = 200 \text{ mm}$), M= espejo, A= portamuestras, VC= cámara de vacío, P= pirómetro. Abajo derecha: se muestra la forma de la emisión de la muestra. Como primera aproximación, se considera que dicha emisión sigue una Ley Lambertiana, por lo que es necesaria una corrección en las mediciones de la temperatura, pues el ángulo de medición de (P) es de $\theta=45^\circ$. (Imagen del Dr. Héctor Cruz)

El primer diagrama del dispositivo, que incluyó el diseño de la mesa de trabajo, la posición del láser, los picomotores con el espejo, la cámara de vacío y el sistema de confinamiento para el camino óptico del láser se muestra en la Figura 13. A partir de este diagrama se inició la construcción del dispositivo. Es importante mencionar que mucho del trabajo de manufactura se realizó en el mismo ICN.

Desde que inició su construcción se le han hecho mejoras que han sido parte de esta tesis doctoral, como la introducción de nuevos instrumentos, la optimización en la realización del experimento y la automatización de las mediciones, en las próximas secciones se hablará con más profundidad sobre estas. Un diagrama general actualizado de sus componentes se muestra en la Figura 14 y el dispositivo completo ya existente se muestra en la Figura 15.

Citalmītl incluye una cámara de vacío de acero (VC) equipada con un portamuestras (A) al interior de ella. La ventana principal hecha de ZnSe (seleniuro de zinc) se encuentra en la cara superior de la cámara y permite el paso del haz del láser (S) de CO_2 y 50 W de potencia (SYNRAD 48-5), el cual emite a $10.6 \mu\text{m}$, y así permite que la irradiación llegue al

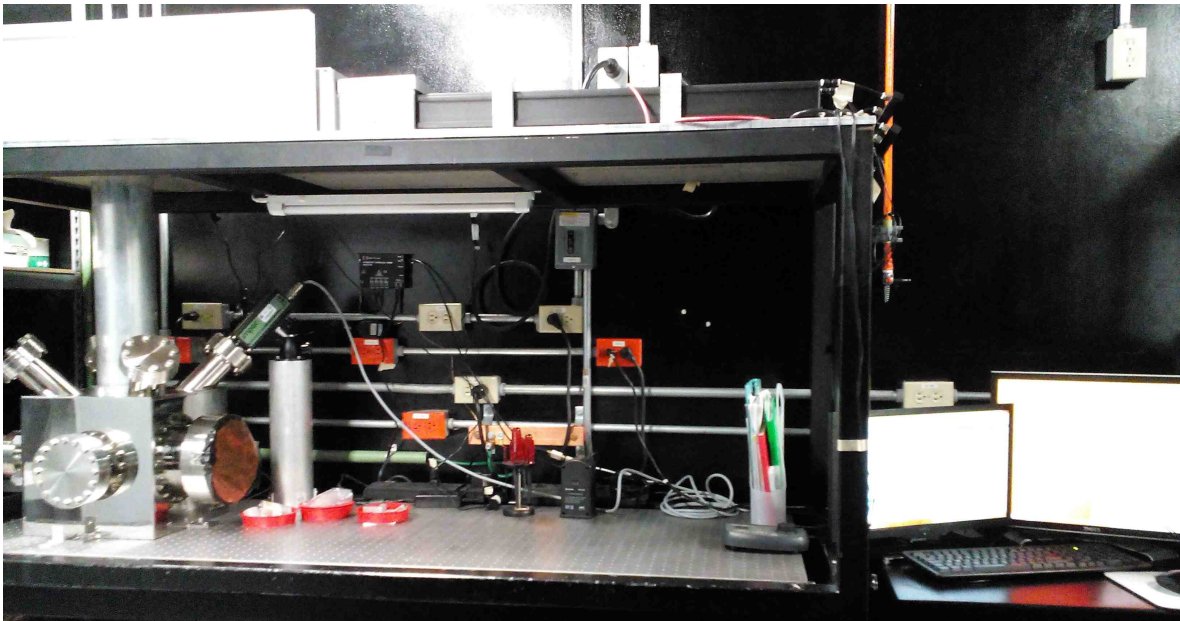


Figura 15. Cĭtlalmĭtl: Dispositivo experimental. Laboratorio de Óptica Cuántica, Instituto de Ciencias Nucleares, UNAM.

portamuestras. El haz del láser, que puede modelarse adecuadamente como un haz gaussiano, es usado como fuente de calor para una fusión controlada de los silicatos en cuestión. Elegimos un láser de CO_2 que emite a una longitud de onda de $10.6 \mu\text{m}$ porque los silicatos absorben bien esta longitud de onda (Farmer 1974; Bowey, Adamson, y Whittet 1998; Ostrooumov 2007) y es usado comúnmente para calentar silicatos (p. ej. York et al. 1981; Nordine y Atkins 1982; Solé 2009; Zhu et al. 2019).

Mediante un pirómetro (P) es posible medir la temperatura durante y después de la formación de los análogos de condros y MMs, por lo que se obtiene la historia térmica para cada fundido en tiempo real. También cuenta con un beam-splitter (BS) 95/5 y un potenciómetro (D) que permiten monitorear en tiempo real la potencia de irradiación del láser, dos picomotores (M) con un espejo que apuntan el láser hacia la cámara de vacío, y un telescopio que consta de un lente (L1) de 50 mm de foco y otro (L2) de 200 mm.

A continuación se describe mejor cada uno de los aspectos que conforman a Cĭtlalmĭtl y cómo fueron modificándose a partir de la evolución que ha tenido el dispositivo a lo largo de los años, con el fin de su optimización.

3.1 CONFINAMIENTO Y VACÍO

La cámara de vacío (VC) está hecha de acero 304, tiene un volumen de $27,000 \text{ cm}^3$ y es de forma cúbica. Como se mencionó anteriormente, en la parte superior tiene una compuerta

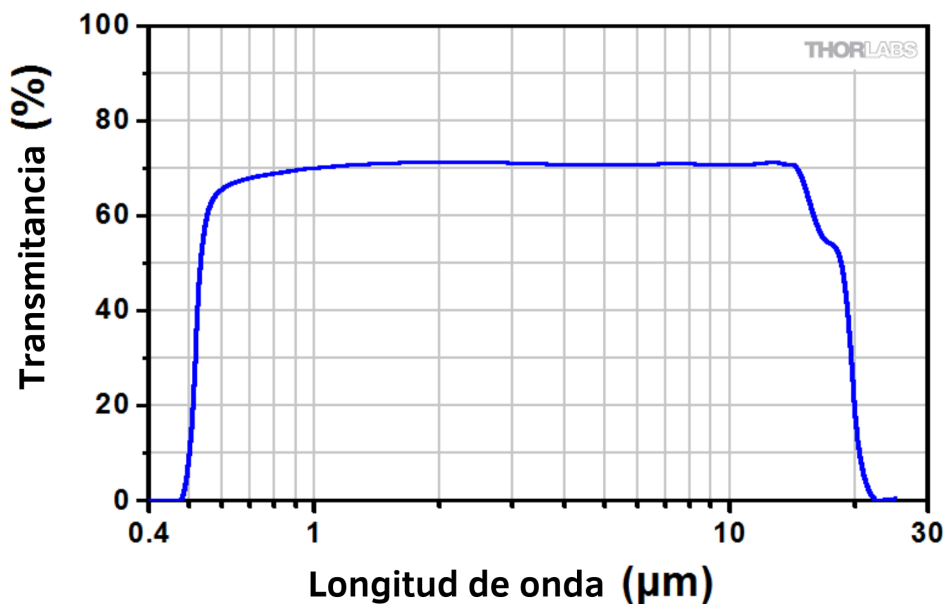


Figura 16. Espectro de mediciones de transmittancia de una ventana de ZnSe sin recubrimiento con incidencia normal. La mayor parte de la pérdida de transmitancia se debe a la reflexión de la superficie, más que a la absorción (Imagen modificada de Thorlabs).

principal con una ventana de ZnSe por la cual pasa el láser de CO₂. Esto es posible gracias a que este compuesto es transparente a longitudes de onda de 600 nm a 16 μm (Figura 16), es decir, tiene un gran porcentaje de transmitancia (70%) a estas longitudes de onda.

La cámara tiene un total de ocho compuertas secundarias destinadas a distintas mediciones diagnósticas (Figura 17A), tres de ellas están cerradas actualmente. La primera compuerta secundaria de la cámara está conectada a una turbo-bomba de vacío Pfeiffer Vacuum Hi-Cube 80 Eco que alcanza presiones de 10⁻⁷ mbar y también incluye una bomba mecánica (Figura 17A). Gracias a esto es posible reducir la presión en la cámara según las condiciones que se requieran. Una segunda compuerta permite la medición directa de la presión dentro de la cámara usando un manómetro de vacío Pfeiffer (conectado a su vez a la bomba). Una tercera compuerta tiene una ventana de vidrio de borosilicato (opaco para infrarrojo medio e infrarrojo lejano) que permite un monitoreo visual de las muestras usando una cámara CCD de luz visible; la cuarta compuerta, también con vidrio de borosilicato, permite monitorear *in situ* la temperatura de la muestra con un pirómetro Lumasese Impac 140P de orientación variable (P en Figura 14, Figura 17A y G). Es importante resaltar que la cámara de vacío (VC) tiene dos propósitos adicionales: mantener las muestras libres de contaminación y servir como protección para el personal que opera Cítlalmītl contra la potente radiación IR del láser.

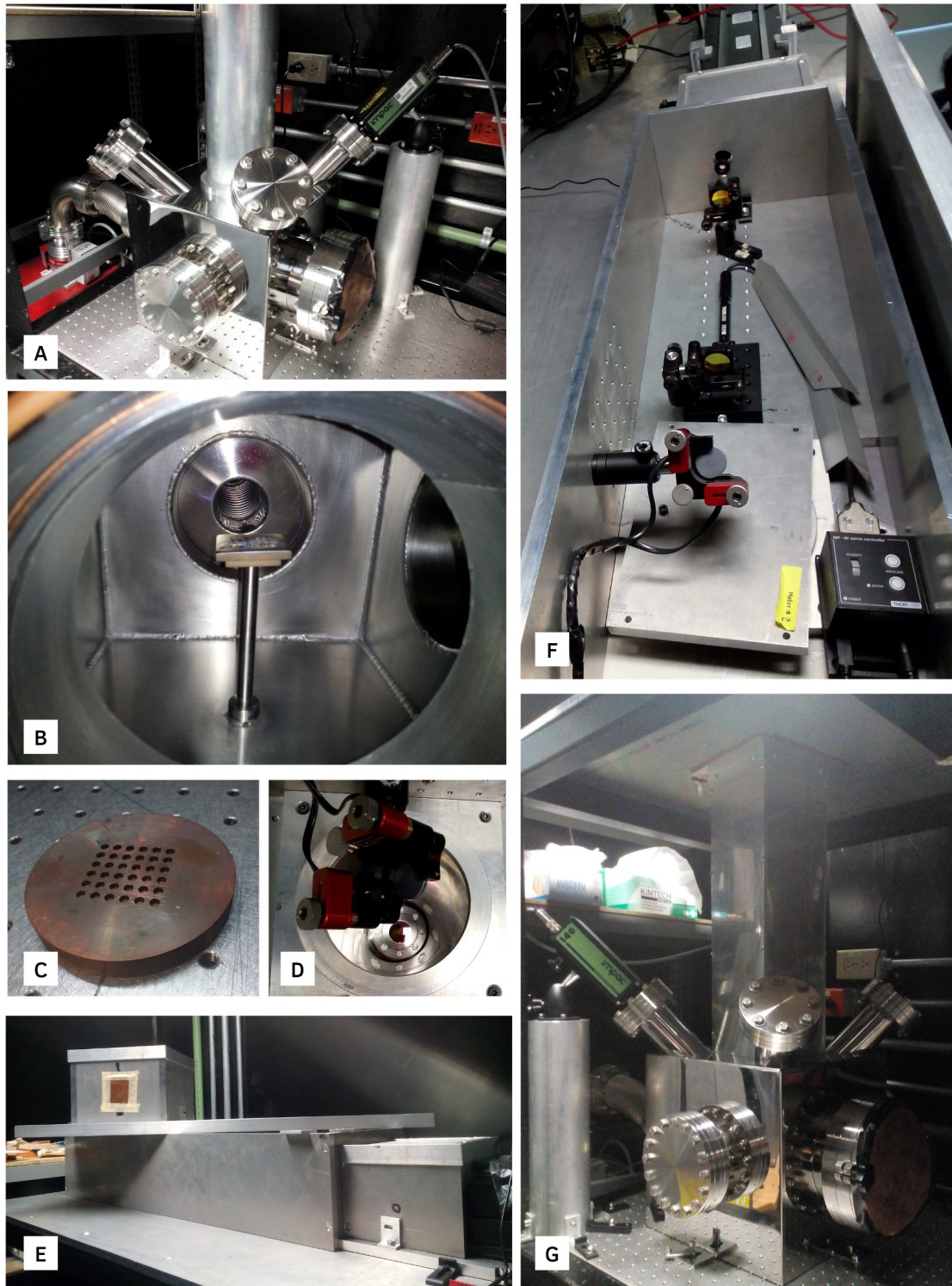


Figura 17. A) Cámara de vacío conectada a la turbo-bomba de vacío, se aprecia el pirómetro apuntando al interior de la cámara. B) Vista del portamuestras de acero a través de una de las ventanas de la cámara de vacío, es sostenido por una base de acero. C) Portamuestras de cobre ultrapuro. D) Detalle del picomotor donde se percibe la conexión con la ventana superior de la cámara de vacío desde la parte superior de la mesa óptica del dispositivo. E) Caja chica como adaptación de la caja de confinamiento en la parte superior de ésta. F) Camino óptico superior del láser, se observan los lentes por los que pasa y el espejo montado en el picomotor. G) Caja desarmable que une la cámara de vacío con la parte superior del dispositivo experimental.

En el centro de la cámara se coloca un portamuestras (A en Figura 14, Figura 17B) con un arreglo de 6×6 depresiones semiesféricas en donde se dispone el material precursor (Figura 17 By C). Se cuenta con dos distintos tipos de portamuestras: el primero es de acero con dos distintos tamaños de depresiones: 18 de 3 mm de diámetro y 18 de 4 mm de diámetro; mientras que el segundo es de cobre ultra puro con sus 36 casillas de 3.5 mm de diámetro (Figura 17C). Estos dos materiales fueron elegidos debido a que no reaccionan químicamente con los posibles gases producidos durante la irradiación y son buenos conductores térmicos permitiendo una eficiente disipación de la energía térmica resultante de irradiar las muestras con el láser. Es importante mencionar que antes de realizar las corridas experimentales, se probó la conductividad térmica de ambos portamuestras irradiándolos con el láser y midiendo la temperatura que alcanzaban con el pirómetro. Para ambos casos, en ningún momento el pirómetro alcanzó temperaturas por encima de los 300 °C, valor mínimo de temperatura que puede ser medido con el pirómetro (P en Figura 14).

Desde el primer diseño de Cītlalmītl, se consideró de vital importancia confinar el camino óptico del láser (del cual hablaremos más adelante) con el fin de proteger de la irradiación infrarroja a los operantes del dispositivo experimental pues se requiere mucha seguridad para utilizar este tipo de láseres debido a su alta potencia y su invisibilidad a la vista humana. Durante la evolución de Cītlalmītl, han existido diversos arreglos para este confinamiento. El primero consistió en un arreglo de pequeñas cajas de aluminio unidas por diversos tubos delgados, y un tubo más grande que conectaba la parte superior del arreglo experimental con la cámara de vacío, como se observa en la Figura 13 y en la Figura 17A. Actualmente, el camino óptico del láser está confinado dentro de una única caja de metal en la parte superior (Figura 17E), con una caja más pequeña adaptada a ella arriba para el buen funcionamiento de los motores (Figura 17E) y la ventana superior de la cámara de vacío está conectada mediante una caja desarmable de aluminio a la zona alta del dispositivo (Figura 17G), la cual permite hacer una limpieza periódica de la ventana de ZnSe.

3.2 POSICIONAMIENTO DE ALTA PRECISIÓN

Para los experimentos de reproducción de condros y MMs es crucial ser capaces de direccionar el haz del láser a cualquiera de las 36 casillas del portamuestras. Esto es posible reflejando el haz guía, y por tanto también el láser de CO₂, desde la parte superior de Cītlalmītl con un espejo hacia el portamuestras, instalado en una montura motorizada New Focus 8821 con dos actuadores piezoeléctricos controlada por computadora (Figura 18A). De origen, estos motores tienen un sistema de lazo abierto y la posición que debía tomar el espejo para

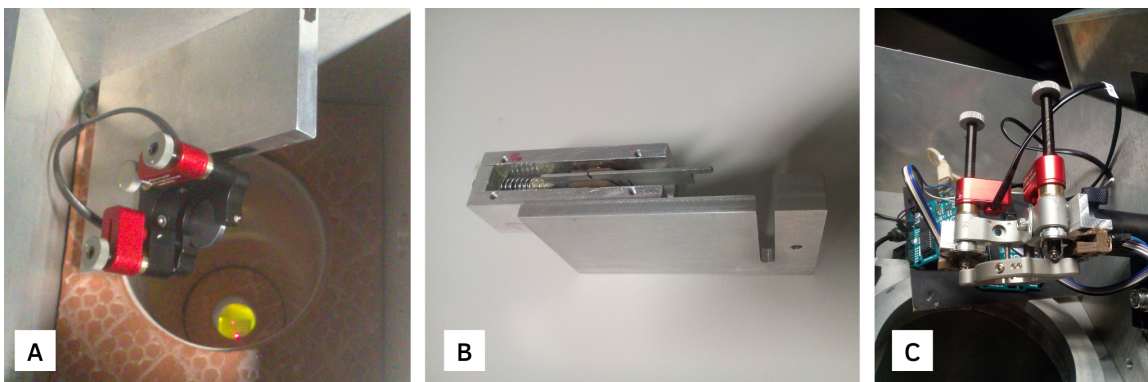


Figura 18. A) Montura motorizada controlada por computadora que contiene al espejo, se observa el primer arreglo de montaje. B) La pieza que se muestra estaba montada a cada uno de los actuadores y contaba el paso de rendijas de una lámina de aluminio. C) Arreglo final de los actuadores con los *encoders*, este arreglo cuenta el paso de las rendijas de los *encoders*.

apuntar a cada casilla tenía una deriva importante cada que se volvía a apuntar hacia ella, por lo que complicaba la automatización de este posicionamiento.

Con el fin de solucionar dicho problema, se crearon diversos arreglos para los motores que se probaron en el transcurso de la evolución de Cītlalmītl, siendo que cada uno fue superando al anterior, hasta lograr el arreglo que existe actualmente, en la Figura 18 se pueden observar la evolución de dichos arreglos. Para lograr recordar el número de pasos de una posición a otra de los actuadores, se utilizan contadores conectados a dos placas de Arduino, que codifican la señal y la mandan a la computadora. En el arreglo que se observa en la Figura 18B, el contador registraba el paso de rendijas de una plaquita de aluminio que podía moverse gracias a un resorte mientras los actuadores se movían. Este arreglo estuvo en funcionamiento por un tiempo, sin embargo no lograba desaparecer por completo la deriva en las posiciones hacia cada depresión.

Es así que para el arreglo final se creó un sistema de lazo cerrado conectado a un par de *encoders* montados a los dos actuadores piezoeléctricos que controlan la inclinación del espejo (Figura 18C) desde la computadora para determinar la orientación angular de dicho espejo en cualquier momento dado. Ahora los contadores registran el paso de las rendijas de los *encoders*, los cuales tienen una precisión claramente superior, pues permiten una resolución de $\sim 33 \mu\text{m}$, suprimiendo cualquier deriva. Con el programa creado (del cual se hablará más adelante), el láser guía es apuntado a la depresión semiesférica seleccionada antes de que comience la irradiación y permanece la orientación fija durante toda la duración del proceso de irradiación. La posición de cada casilla ha logrado entonces ser calibrada y

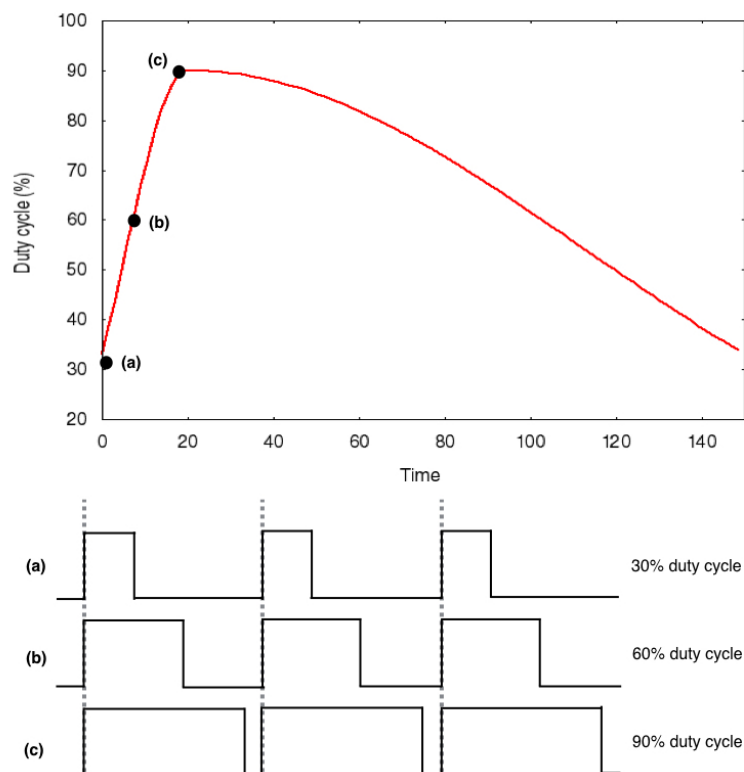


Figura 19. El *duty cycle* del láser es el porcentaje del periodo de la modulación durante el cual el láser se encuentra activo. El tiempo en la gráfica está en segundos.

almacenada en la memoria del programa, dándonos una automatización importante en el proceso experimental.

3.3 CONTROL DE ENERGÍA

Como ya se mencionó, se han reportado en trabajos previos que los silicatos pueden ser calentados y fundidos fácilmente utilizando un láser de CO₂ como fuente de calor (York et al. 1981; Nordine y Atkins 1982; Solé 2009; Zhu et al. 2019).

En la zona superior de Cítlalmītl se encuentra el láser SYNRAD 48-5 de CO₂ de 50 W de potencia que emite a una longitud de onda de 10.6 μm. Éste es manejado con el controlador Synrad UC-2000 Laser Controller y utiliza una fuente de poder SYNRAD PS-6 DC Power Supply (Astec Emerson iVS1-5S).

Con la finalidad de controlar la intensidad de energía con la que se irradía a las muestras, la potencia del láser se controla estableciendo el modo de comportamiento del *duty cycle* (ciclo de trabajo, D.C.) del láser, por un lado, y el área del *spot* del haz del láser por el otro lado. Primero, la potencia del láser es controlada por una modulación periódica de la

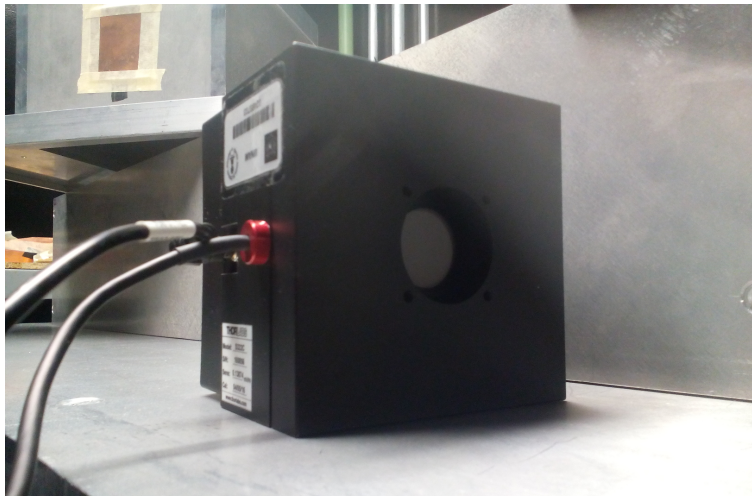


Figura 20. Potenciómetro con el cual se monitorea la potencia del láser durante los experimentos.

intensidad, con tasas de repetición de 5, 10 o 20 kHz, de tal forma que la potencia de salida del láser es proporcional a su *duty cycle*, definido como el porcentaje del periodo de modulación durante el cual el láser está activo (Figura 19). La relación entre el *duty cycle*, la potencia pico P_{peak} y la potencia promedio P_{avg} está dada por

$$P_{peak} = \frac{P_{avg}}{duty\ cycle}$$

Como en esta relación se requiere conocer alguna de las dos potencias, se debía caracterizar empíricamente al láser, por lo que se ejecutó una minuciosa calibración con el potenciómetro, probando la potencia promedio del láser después de pasar por cada elemento óptico durante su camino hacia el portamuestras.

En la Tabla 3 se muestran las mediciones obtenidas para dicha calibración, donde se contabilizaron todas las pérdidas de potencia que sufre el láser durante su camino óptico. En el arreglo actual ya montado, se utiliza un divisor de haz (*beamsplitter*, BS en Figura 14 y Tabla 3) 95:5 con el fin de desviar una porción de la potencia del láser y monitorearla *in situ* con un potenciómetro (D en Figura 14, Figura 20).

Tabla 3. Mediciones de la calibración de la potencia promedio del láser, respecto al *duty cycle*.

DUTY CYCLE (%)	SALIDA DEL LÁSER			ENTRE LENTES			DESPUÉS DE LAS DOS LENTES		
	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)
	5 kHz	10 kHz	20 kHz	5 kHz	10 kHz	20 kHz	5 kHz	10 kHz	20 kHz
5	2.576	3.412	3.849	2.314	3.138	3.391	2.363	2.665	3.083
10	6.711	7.87	8.76	6.802	7.228	8.14	6.194	6.903	7.484
15	11.11	12.14	13.09	10.85	11.32	12.58	10.02	10.91	10.97
20	16.48	17.37	18.23	16.27	16.52	17.53	14.71	15.51	15.65
25	20.95	22.08	22.87	20.77	20.96	20.89	18.43	19.37	19.85
30	26.28	26.69	27.74	25.54	25.37	26.24	23.2	23.19	23.98
35	30.57	30.52	31.93	28.78	29.39	29.99	26.81	26.68	27.19
40	34.44	34.12	35.23	33.16	32.58	33.33	30.22	30.32	30.59
45	38.84	39.34	39.43	36.68	36.84	37.32	34.19	33.33	33.75
50	42.71	41.89	41.98	40.38	41.23	40.44	37.36	36.99	36.73
55	46.87	45.59	45.57	43.54	43.25	43.92	40.17	39.67	39.56
60	48.73	49.27	49.56	47.27	47.76	46.71	42.71	42.76	42.51
65	53.1	51.81	51.9	50.32	49.58	49.99	46.29	45.54	44.94
70	55.49	55.56	55.66	53.28	52.82	53.98	48.45	48.07	47.37
75	59.7	59.44	58.57	55.81	55.72	55.87	52.64	50.82	49.39
80	61.79	62.59	62.29	58.52	57.54	58.28	53.15	52.19	52.36
85	66.3	65.06	65.32	60.95	61.06	61.27	56.02	55.63	53.84
90	68.33	67.07	66.8	63.59	62.88	62.84	58.5	57.23	56.8
95	69.39	70.03	70.27	65.28	65.52	66.03	61.24	59.84	58.98

DUTY CYCLE (%)	ENTRE ESPEJO Y VENTANA DE ZnSe			DENTRO DE CÁMARA DE VACÍO			DENTRO DE CAM. DE VACÍO + BS		
	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)	POTENCIA (W)
	5 kHz	10 kHz	20 kHz	5 kHz	10 kHz	20 kHz	5 kHz	10 kHz	20 kHz
5	2.019	2.952	3.289	1.99	2.87	3.27	1.89	2.73	3.11
10	5.935	6.546	7.345	5.84	6.49	7.27	5.55	6.17	6.91
15	9.54	9.77	10.33	9.38	9.8	10.39	8.91	9.31	9.87
20	13.68	13.9	14.84	13.48	13.89	14.73	12.81	13.2	13.99
25	17.58	16.81	18.44	17.45	16.72	18.31	16.58	15.88	17.39
30	21.42	21.01	21.84	21.25	21	22.04	20.94	19.95	20.19
35	24.78	24.62	24.65	24.53	24.63	24.7	23.3	23.4	23.47
40	27.72	27.22	27.87	27.51	27.2	27.65	26.13	25.84	26.27
45	30.44	30.97	30.6	30.6	30.69	30.8	29.07	29.16	29.26
50	33.63	34.44	34.08	33.53	33.82	33.49	31.85	32.13	31.82
55	35.93	36.18	36.32	36.02	36.06	36.25	34.22	34.26	34.44
60	38.62	39.99	38.61	38.69	38.86	38.25	36.76	36.92	36.34
65	41.12	41.28	41.81	41.04	41.58	41.71	38.99	39.5	39.62
70	45.81	43.3	43.63	44.32	43.22	43.77	42.1	41.06	41.58
75	46.07	47.07	46.25	45.94	46.35	46.05	43.64	44.03	43.75
80	49.02	48.92	48.95	48.2	48.43	48.84	45.79	46.01	46.4
85	50.05	50.85	49.01	50.1	50.04	48.32	47.6	47.54	45.9
90	52.69	52.51	52.86	52.11	52.95	52.66	49.5	50.3	50.03
95	54.49	54.3	55.09	53.97	54.15	54.46	51.27	51.44	51.74

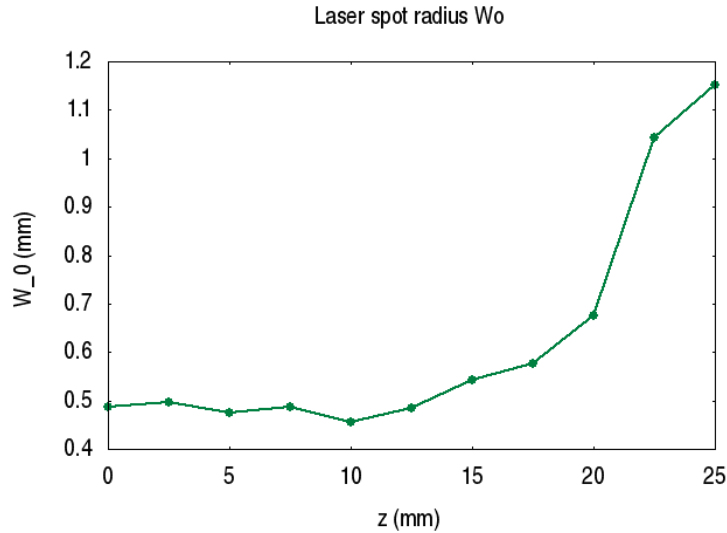


Figura 21. Variación del tamaño del radio del *spot* W_0 debido al desplazamiento de L2.

En segundo lugar, para controlar el diámetro del *spot* del láser ($2W_0$) en el plano del portamuestras, el haz del láser es transmitido por un sistema compuesto por dos lentes de ZnSe con focos de 50 mm (L1) y 200 mm (L2), creando un telescopio. Es posible desplazar el lente L2 con un motor de pasos con un paso mínimo de 100 μm y 25 mm de camino total (Figura 17F). Esto resulta en la capacidad de variar el tamaño del radio del *spot* W_0 en el plano del portamuestras entre 0.5 mm y 1.15 mm (Figura 21), o dejarlo con un tamaño de 1.75 mm cuando no se utiliza el arreglo de telescopio (este último valor se obtuvo mediante una caracterización del cinturón del láser mediante el método de la navaja).

Esta posibilidad de controlar la potencia del láser mediante la variación de su *duty cycle* (entre 0 y 95%) así como el tamaño del área del *spot* permite variar la intensidad de energía entre 2 W cm^{-2} y $7 \times 10^3 \text{ W cm}^{-2}$. Con este sistema, Cítlalmītl es capaz de alcanzar las temperaturas necesarias para fundir los silicatos. Es importante mencionar que el tiempo de respuesta del láser para aumentar la potencia de salida en 1 W, es de alrededor de $\sim 100 \text{ ms}$; es decir, el láser no responde instantáneamente a los cambios en los parámetros de funcionamiento realizados en el controlador del láser.

5.4 MEDICIÓN DE PARÁMETROS

Como ya se mencionó anteriormente, Cítlalmītl está instalada en el Laboratorio de Óptica Cuántica del Instituto de Ciencias Nucleares, en el cual se monitorea constantemente el nivel de humedad y la temperatura ambiente, manteniéndolos a un nivel constante de $30 \pm 1\%$ y

19 ± 1 °C, respectivamente. La presión dentro de la cámara de vacío es monitoreada con la ayuda del manómetro de vacío que está conectado a la turbo-bomba de vacío. Dependiendo de los experimentos a realizarse, la cámara puede usarse a presión atmosférica (0.76 atm en la Ciudad de México) o puede reducirse a los niveles necesarios, alcanzando hasta niveles por debajo de 10⁻⁵ atm.

Tabla 4. Mediciones de temperatura de una fuente a un ángulo de 45°.

Distancia Pirómetro-fuente (cm)	Posición del lente (cm)	Diámetro del diodo (cm)	Temperatura registrada (°C)	Fración de Temperatura
34	1	0.3	383	0.82
33.5	1.5	0.4	365	0.82
33	2	0.5	354	0.83
32.5	2.5	0.7	333	0.83
35	2.5	0.8	331	0.84
35.5	2	0.6	348	0.84
36	1.5	0.5	373	0.84
36.5	1	0.3	380	0.82

La medición de la temperatura de las muestras durante la irradiación es obtenida con la ayuda del pirómetro Lumasese Impac 140P de orientación variable (P en Figura 14, Figura 17A y G). La radiación del láser no alcanza al pirómetro, pues la ventana de borosilicato que sale hacia este instrumento es opaca a la longitud de onda a la que irradia el láser, 10.6 μm. Además la radiación de fondo que llega a alcanzar al pirómetro es suprimida con el uso de un escudo cilíndrico que restringe su aceptación angular. De este modo es posible registrar directamente *in situ* la historia térmica de cada una de las muestras fundidas. Los pirómetros están diseñados para tomar mediciones con una incidencia normal, pero para el arreglo experimental de C̄itlalm̄itl, el pirómetro está localizado fuera de la cámara de vacío en una ventana que tiene una inclinación de 45° con respecto al haz del láser incidente (Figuras 14 y 17). Asumiendo que las muestras emiten con una forma de Ley Lambertiana durante la irradiación, esta radiación tiene una dependencia angular proporcional a $\cos\theta$, lo que nos lleva a realizar una corrección en las mediciones de temperatura durante el procesamiento de los datos obtenidos. Experimentalmente se realizó una confirmación de esta dependencia angular de $\cos\theta$ haciendo mediciones con una fuente de cuerpo negro de temperatura conocida mientras se variaba el ángulo de orientación del pirómetro, por lo que la debida

corrección fue obtenida de modo empírico (Tabla 4), siendo en promedio del 0.83 de la temperatura medida a incidencia normal, en otras palabras, la temperatura medida a incidencia de 45° disminuye en un 17% la registrada por el pirómetro a una incidencia normal.

3.5 LABVIEW: CONTROL Y AUTOMATIZACIÓN DE CĪTLALMĪTL

CĪtlalmĪtl, y por consiguiente todos los instrumentos que la conforman, es controlada con una única interfaz maestra hecha exclusivamente para ella programada con el software *LabView* y que dirige todo el proceso de irradiación (Figuras 22 y 23). Este programa, llamado *CONDROS*, también ha ido evolucionando conforme las mejoras hechas a CĪtlalmĪtl con el paso del tiempo, ya que es lo suficientemente flexible como para agregarle módulos de cada instrumento nuevo o procedimientos adicionales que se han requerido. A continuación se presentan los elementos que se controlan con dicho programa:

- La posición angular del espejo (M en Figura 14) para situarse exactamente en cada una de las 36 depresiones (o casillas) del portamuestras es calibrada previamente con la ayuda de dos *encoders* de alta precisión colocados en los actuadores lineales, por lo que se le puede indicar a CĪtlalmĪtl que dirija el láser a cualquier casilla que se elija irradiar.
- El diámetro del *spot* del láser ($2W_0$) en el plano del portamuestras es controlado mediante el desplazamiento del lente L2 de forma computarizada mediante el movimiento del motor de pasos.
- La potencia del láser es controlada mediante la programación de perfiles de irradiación para el *duty cycle*, por lo que variando el *duty cycle* durante el curso de una corrida experimental es posible determinar la forma de la historia térmica de cada una de las muestras, lo cual es verificado mediante las mediciones de temperatura de la muestra con el pirómetro.
- Para cada corrida experimental, se registra la potencia del láser vs tiempo así como la dependencia de la temperatura resultante de la muestra vs tiempo.

CONDROS tiene distintos modos de uso, dependiendo de si requiere hacerle pruebas a CĪtlalmĪtl o realizar una corrida experimental (Figuras 22 y 23):

- MOV PICO SELECT: Se utiliza para probar el movimiento de los actuadores piezoeléctricos por medio del funcionamiento de los arduinos y los *encoders*.

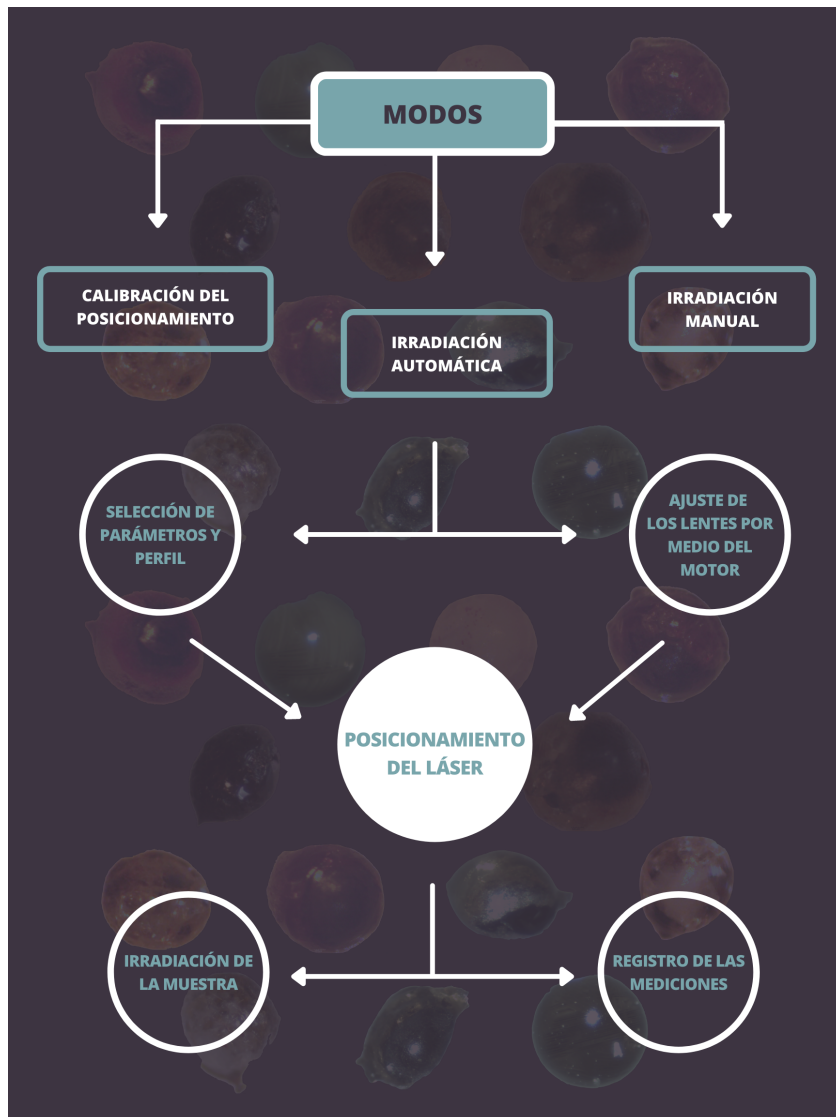


Figura 22. Diagrama de flujo del programa *CONDROS* que controla a Cítlalmítl programado con *LabView*.

- **LINEAR:** Es la secuencia completa creada para la fusión de los silicatos y así, crear análogos de condros y/o MMs. El diagrama de flujo se puede observar en la Figura 22 y parte de su programación se muestra en la Figura 23.
- **CAMBIOS:** Con esta opción se puede usar el láser de modo manual y mover los motores con fines de calibración.
- **STAND BY:** Modo en reposo del programa.

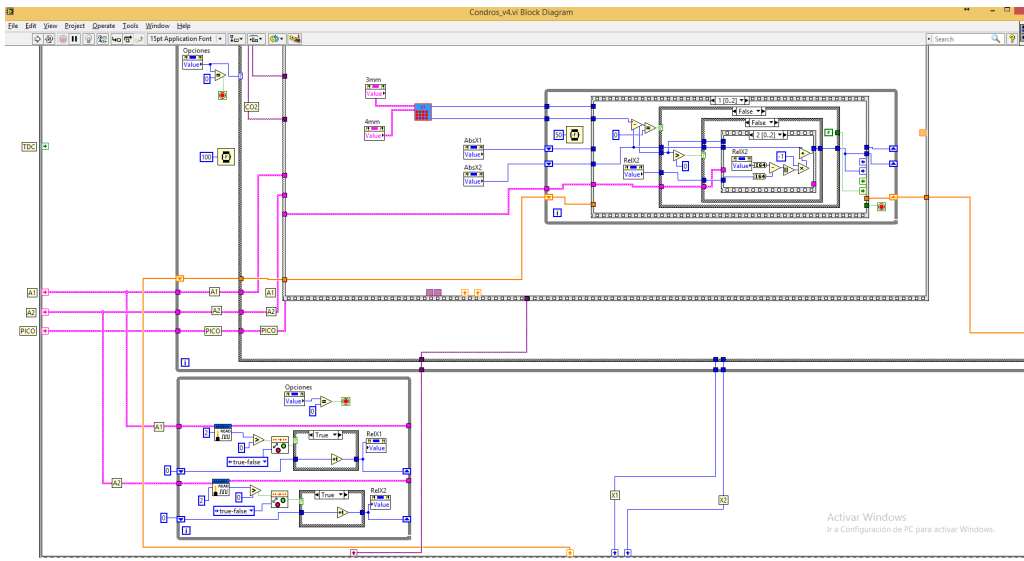
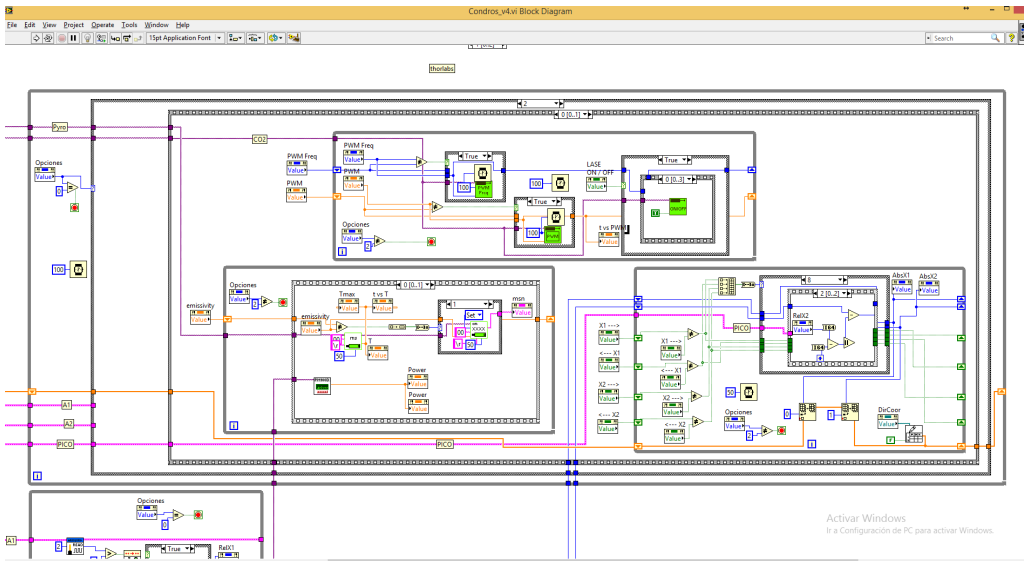
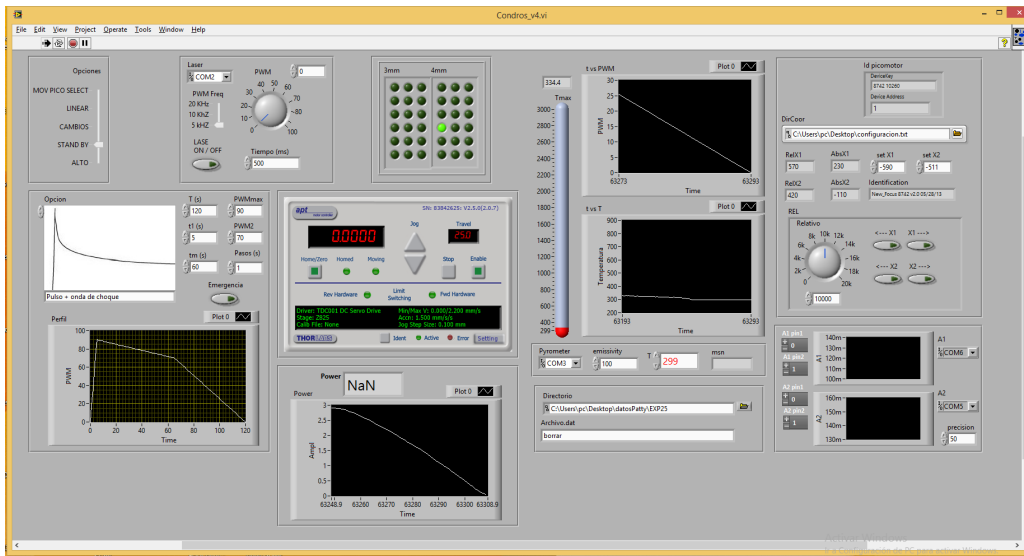


Figura 23. Arriba: Interfaz del programa CONDROS que controla a Citlalmítl. En medio: Parte del programa en donde se muestra la programación del movimiento de los actuadores piezoeléctricos. Abajo: muestra la programación de la opción LINEAR, donde se ve la medición de la temperatura y el posicionamiento del espejo.

4 METODOLOGÍA PARA LA FORMACIÓN DE MATERIAL ESPACIAL

Se crearon análogos de condros y MMs fundiendo distintos materiales precursores: cristales de olivino y feldespato. Para fundir el material precursor se utilizó el dispositivo experimental Cītlalmītl. Las condiciones que se controlaron en la reproducción artificial de condros y MMs son:

1. Composición química del material precursor.
2. Masa y tamaño de los precursores.
3. Condiciones de presión.
4. Perfil de irradiación.
5. Tasas de calentamiento y enfriamiento.

Después de la irradiación, se realizó un análisis petrológico de todos los fundidos artificiales obtenidos, con el fin de reconocer las características que también se encuentran en condros y MMs naturales. El análisis petrológico total consistió en la caracterización de la morfología y la química de los componentes minerales de las muestras. En particular, se analizan distribuciones de materiales volátiles, como el hierro, después de la irradiación, en relación con el proceso de pérdida de masa.

4.1 EL MATERIAL PRECURSOR Y SUS PROPIEDADES

En un principio se utilizaron únicamente granos de olivino para determinar si Cītlalmītl podía fundir eficientemente uno de los principales minerales que se encuentran en los condros y los MMs. En las últimas corridas experimentales, se agregaron granos de feldespato en una proporción mínima como una segunda composición precursora más realista para condros y MMs (Hewins y Fox 2004; Brownlee, Bates, y Beauchamp 1983).

Los granos de olivino utilizados como material precursor tienen una densidad de 3.27 g cm⁻³. Estos fueron molidos y tamizados en fracciones de tamaños de $d < 212 \mu\text{m}$, $250 \mu\text{m} < d < 300 \mu\text{m}$, $300 \mu\text{m} < d < 500 \mu\text{m}$, y $d > 500 \mu\text{m}$. En aquellos casos en los que la muestra inicial era un solo grano, se mide su diámetro con la ayuda del software de procesamiento de imágenes ImagePro. Las masas iniciales de las muestras están en el rango de 0.12-2.2 mg. La composición del olivino precursor fue obtenida mediante fluorescencia de rayos X. El contenido promedio de forsterita ($\text{Fo}=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) es de 92 mol% y su composición química

es $Mg_{1.8}Fe_{0.2}SiO_4$ (ver Tabla 5), similar al empleado por Cervantes-de la Cruz (2009) y Cervantes-de la Cruz et al. (2015) para reproducir análogos de condros. Su temperatura de fusión calculada es de 1400 °C (~1700 K).

Tabla 5. Composición química del olivino utilizado como material precursor. Fue obtenida mediante fluorescencia de rayos X por Cervantes-de la Cruz (2009).

Óxido	Olivino (wt %)	Cationes	Oxígeno 4
SiO₂	40.432	Si	0.988
Al₂O₃	0.234	Al	0.007
MnO	0.120	Mn	0.002
MgO	49.744	Mg	1.812
Fe₂O₃	1.010	Fe ⁺³	0.019
FeO	8.130	Fe	0.166
NaO	<0.01	Cr	0.001
Cr₂O₃	0.027	Ca	0.002
CaO	0.094	Ti	0.000
TiO₂	0.010		
K₂O	0.012		
P₂O₅	0.012		
NiO	0.153		
Total	99.988	Total	2.996
		Fo (Mg#)	92
		Fa	8

Los granos de feldespato utilizados como material precursor para algunas de las muestras provienen de Caltepec, en Puebla, fueron triturados y tamizados en 5 tamaños. Los granos usados estuvieron en el rango de diámetro de 125 μm <d <250 μm . Las masas iniciales de la muestra estuvieron en el rango de 0.1 a 0.3 mg. Sus composiciones se obtuvieron mediante fluorescencia de rayos X y se muestran en la Tabla 6. El contenido medio de albita ($Ab = Na / (K + Na + Ca)$) es de 30% mol, el de anortita ($An = Ca / (K + Na + Ca)$) es de 2% mol, y la de la ortoclasa ($Or = K / (K + Na + Ca)$) es de 68% mol en el caso del feldespato 1. Para el feldespato 2, la albita (Ab) es de 10% mol, la anortita (An) es de 1% mol, y la ortoclasa (Or) es de 89% mol.

Tabla 6. Composiciones químicas del feldespato y la plagioclasa utilizados como material precursor. Fueron obtenida mediante fluorescencia de rayos X.

FELDESPATO 1				FELDESPATO 2			
Óxidos de la muestra	Precursor (wt %)	Cationes calculados con base en 32 átomos de Oxígeno		Óxidos de la muestra	Precursor (wt %)	Cationes calculados con base en 32 átomos de Oxígeno	
SiO₂	67.15	Si	12.17	SiO₂	65.13	Si	11.79
Al₂O₃	18.08	Al	3.86	Al₂O₃	18.77	Al	4.01
MnO	0.03	Mn	0.01	MnO	0.00	Mn	0.00
MgO	0.07	Mg	0.02	MgO	0.00	Mg	0.00
Fe₂O₃	0.52	Fe ⁺³	0.08	Fe₂O₃	0.12	Fe ⁺³	0.02
NaO	2.93	Na	01.03	NaO	1.88	Na	0.37
CaO	0.45	Ca	0.09	CaO	0.10	Ca	0.02
TiO₂	0.05	Ti	0.01	TiO₂	0.02	Ti	0.00
K₂O	10.05	K	2.32	K₂O	13.64	K	3.15
P₂O₅	0.02	P	0.00	P₂O₅	0.09	P	0.01
PXC	0.66			PXC	0.14		
Total	100.00			Total	99.89		
		Ab %	30			Ab %	10
		An %	2			An %	1
		Or %	68			Or %	89

4.2 PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

Con el fin de lograr reproducir fundidos tipo condros y MMs de manera sistemática se hicieron corridas con diferentes rangos de cada uno de los parámetros que se pueden controlar y se ha consultado la literatura para encontrar las condiciones de formación ideales. Ya con los parámetros seleccionados, se procede de la siguiente manera:

- La masa de cada una de las muestras precursoras se pesa en una balanza analítica Ohaus Analytical Plus antes y después de la irradiación con el fin de medir la pérdida de masa. El error de la balanza es de ± 0.005 mg. Después de ser pesadas, se ponen en las depresiones del portamuestras, hasta completarlo.
- Se toma una fotografía de cada una de las muestras con un microscopio estereográfico. Las muestras no requieren alguna otra preparación antes de ser irradiadas por Cítlalmītl.
- Una vez cargado el portamuestras, se introduce a la cámara de vacío.

- En cada ocasión, se direcciona el láser y el pirómetro hacia la casilla seleccionada y se comienza la irradiación empleando las condiciones de calentamiento y enfriamiento previamente seleccionadas, utilizando *CONDROS* en su opción de LINEAR (Figuras 22 y 23).
- La temperatura de la muestra y la potencia del láser son registradas durante todo el proceso hasta que el análogo alcanza una temperatura por debajo del umbral de detección del pirómetro (300 °C).
- Una vez irradiadas las muestras, se observan con un microscopio estereográfico para conocer el grado de fusión que se logró y su morfología, con el fin de descubrir si se lograron formas esféricas. Se fotografían.
- A partir de los resultados de las muestras que han sido irradiadas, se acotan los parámetros con el fin de lograr reproducir sistemáticamente esferas análogas a los condros y los MMs.

Durante la irradiación, se produce un cierto nivel de evaporación en los granos precursores y conduce a una pérdida de masa. Este material evaporado se condensa cerca de la misma muestra y la contaminación cruzada entre las depresiones semiesféricas en el portamuestras es definitivamente una posibilidad. Sin embargo, después de cada ejecución experimental, se inspecciona visualmente los espacios entre las depresiones semiesféricas y se ha verificado que la cantidad de material sobrante era insignificante.

Después de la formación del análogo, se realizan análisis químico y textural con un microscopio estereoscópico, un microscopio electrónico de barrido de presión variable y una microsonda electrónica, respectivamente. Estas pruebas de caracterización de la muestra se llevan a cabo para evaluar si los análogos exhiben características de condros y MMs. De esto se hablará a fondo en la sección 4.3.

4.2.1 Condiciones experimentales

Este nuevo dispositivo experimental, *Citlalmītl*, fue fabricado con el objetivo de simular procesos de alta temperatura relevantes para la meteorítica y es tal que los experimentos pueden adaptarse a la reproducción de ciertas condiciones específicas, como es el caso de los ambientes y mecanismos propuestos para la formación de condros y la entrada atmosférica de los micrometeoritos (MMs).

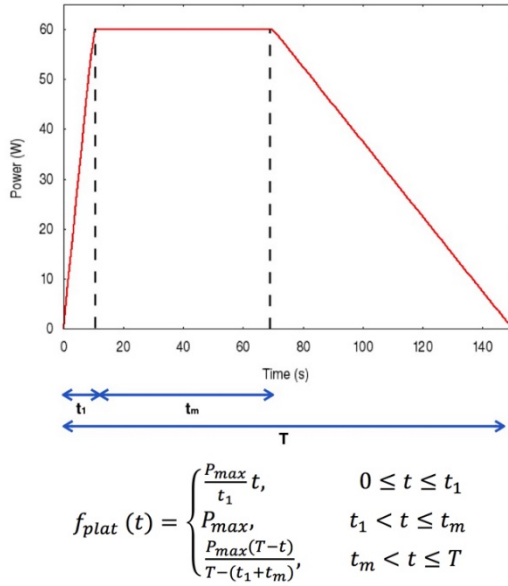


Figura 24. Perfil de irradiación I: meseta

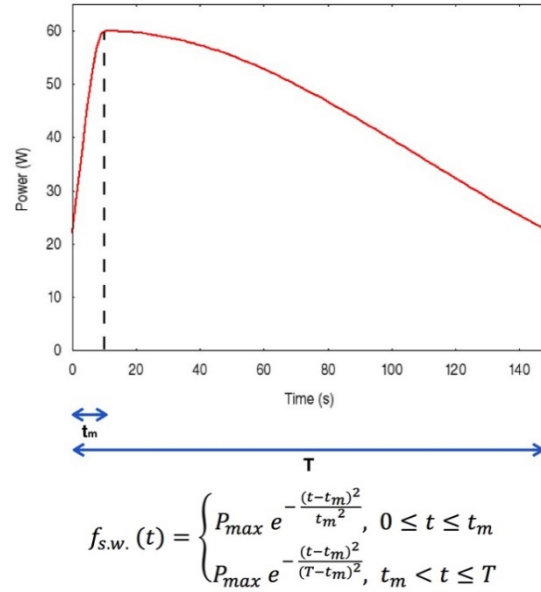


Figura 25. Perfil de irradiación II: onda de choque

4.2.1.1 Perfiles de irradiación

Esta máquina fue especialmente diseñada con el propósito de reproducir tanto las condiciones como las historias térmicas predichas por los modelos de formación de condros y los modelos de entrada atmosférica de MMs con el fin de evaluarlos con mayor precisión. Es por esto por lo que Cítlalmītl es capaz de calentar las muestras con diferentes perfiles de irradiación.

Un gran número de perfiles de temperatura han sido propuestos en la literatura, derivados de distintos modelos de formación de condros y modelos de entrada de los MMs (p. ej. Desch y Connolly 2002; Desch et al. 2012; Rudraswami et al. 2016). Con la finalidad de simular escenarios para la formación de condros y escenarios de entrada atmosférica de MMs, se crearon distintos tipos de perfiles para modular la potencia del láser y se programaron en *CONDROS* para poder ser utilizados por Cítlalmītl.

Las Figuras 24 y 25 muestran las funciones que fueron programadas en *CONDROS* para modelar dichos perfiles en la irradiación del láser. P_{max} es la potencia promedio máxima que alcanzaría y T el tiempo total de irradiación, estos dos parámetros son elegidos por el usuario.

El primer perfil (I) tiene una forma de “plato” o de “meseta”, con tiempos de subida (t_1) y bajada de la potencia relativamente cortos (Figura 24) que pueden reproducir calentamientos y enfriamientos rápidos. Entre estos tiempos, se incluye un periodo donde la aplicación de calor es constante (t_m). La fórmula que lo representa es $f_{plat}(t)$.

El segundo perfil (II) está basado en un escenario de onda de choque para la formación de condros (Desch y Connolly 2002; Hood y Horanyi 1991; Wood 1996) y la entrada de los MMs (Rudraswami et al. 2016). Está denotado por dos funciones gaussianas que modelan un calentamiento relativamente rápido (t_m) y un enfriamiento lento comparativamente hablando (Figura 25). La fórmula que lo representa es $f_{s.w.}(t)$.

Es claro con esto que con Cītlalmītl existe la capacidad de programar cualquier perfil de temperatura y así probar si logran reproducir fundidos tipo condros o MMs, lo cual es la ventaja más sobresaliente de Cītlalmītl respecto a otras máquinas de su tipo reportadas en la literatura.

4.3 MÉTODOS DE ANÁLISIS EXPERIMENTAL

Después de la formación de los análogos de condros y MMs en Cītlalmītl, se procede a una selección petrográfica de las muestras y sus áreas de interés, a las cuales se les aplicará el resto de los análisis. Se realizan análisis morfológicos, texturales y químicos empleando un microscopio estereográfico, un microscopio petrográfico, un microscopio electrónico de barrido (MEB) utilizando presión variable con un espectrómetro de energía dispersiva de rayos X (EDS) y un MEB con microsonda electrónica (EPMA), respectivamente, además de realizar espectroscopía micro-Raman. La Figura 26 muestra de manera visual el procedimiento de análisis de cada muestra de interés. Toda esta caracterización de las muestras obtenidas se lleva a cabo con el fin de evaluar si los análogos exhiben características similares a las ya conocidas de los condros y los MMs.

Para la realización de esta caracterización exhaustiva, los fundidos fueron fotografiados, medidos, embebidos en resina epóxica, pulidos y cubiertos de grafito y/o cortados con un disco de diamante para la elaboración de secciones delgadas; la preparación de las muestras se hace dependiendo del análisis a realizarse. La morfología y textura superficial se analizan con el microscopio electrónico de barrido (cuarta casilla de la Figura 26). La composición química es evaluada mediante una microsonda electrónica (quinta casilla de la Figura 26) y el microscopio electrónico de barrido. La estructura mineral se determina mediante espectroscopía micro-Raman. Teniendo las características texturales, cristalográficas y químicas de los análogos, se comparan finalmente con las de los condros y MMs naturales.

4.3.1 Microscopio estereográfico

El primer acercamiento a las muestras después de ser irradiadas es mediante la observación de ellas con microscopios estereográficos, que se encuentran en el Laboratorio



Figura 26. Diagrama de flujo de la metodología de análisis de muestras. Las muestras de interés se seleccionan para cada análisis con el fin de caracterizarlas de una manera muy completa.

de Análisis de Materiales Extraterrestres, ubicado en el Instituto de Ciencias Nucleares, UNAM, y en el Taller de Mineralogía y Petrología del departamento de Física, en la Facultad de Ciencias.

El microscopio estereoscópico triocular Mod. SMZ168 TLED Motic tiene la ventaja de poder observar los objetos de forma tridimensional, por lo que permite hacer un primer análisis morfológico de las muestras y fotografiarlas. Cuenta con un sistema de iluminación independiente de luz fría con guía doble bifurcada, modelo MLC-150 Motic, y una cámara digital Motic de 10 megapíxeles. Después de esto, se hace una primera selección de las muestras más representativas de la corrida experimental en turno, para llevarlas al siguiente análisis.

4.3.2 Microscopio electrónico de barrido

Este segundo análisis se hace en un microscopio electrónico de barrido (MEB) Zeiss de vacío variable modelo EVO MA10 con un espectrómetro de energía dispersiva de rayos X (EDS). Se utilizó una corriente de 15 keV con una distancia de trabajo de 10.0 mm. El MEB se encuentra en el Laboratorio Universitario de Petrología, parte del LANGEM, en el Instituto de Geología de la UNAM. No es necesario preparar las muestras de manera especial, solo se debe de cuidar que estén libres de humedad.

El MEB permite estudiar a gran detalle muestras sólidas de tamaños diminutos, tiene una profundidad de campo que permite fotografiarlos a detalle en distintos planos. El MEB consta de una columna óptica que produce un haz muy fino de electrones, el cual es el que se enfoca en la muestra. Cuando el haz incide sobre ella, se producen varios tipos de radiación, como los electrones secundarios o retrodispersados, los cuales son registrados por detectores dentro del instrumento, amplificados y procesados para formar la imagen de la muestra a partir de la variación en la intensidad de la señal que forma un mapa de intensidades. Ésta se formará a partir de un barrido con dicho haz por toda la superficie de la muestra que se requiere fotografiar. El barrido consiste en un patrón de líneas paralelas

sobre la superficie, mostrando en colores claros a los elementos pesados y en colores oscuros a los elementos más ligeros.

4.3.2.1 Espectroscopia de dispersión de energía

La espectroscopia de dispersión de energía (EDS) es una técnica dentro del MEB que se utiliza comúnmente para analizar materiales cristalinos (Nowell y Carpenter 2007). Esta técnica utiliza los rayos X característicos que se producen debido a la interacción de los electrones de alta energía incidentes con la muestra. El espectrómetro de EDS consiste en un detector de estado sólido, montado en el MEB, que produce un pulso de voltaje por cada fotón de rayos X incidente, siendo proporcional a su energía. Este pulso de voltaje es generado debido a que se crea una corriente producto de la remoción de un electrón del detector. La energía de los rayos X es característica para cada elemento y es por esto que entonces se puede conocer la composición de la muestra de manera cualitativa, pues al combinar la información de la energía de los rayos X y la intensidad de la corriente registrada por el detector, se forma un espectro de energía que cuantifica el contenido de cada elemento que forma la muestra. En particular, este tipo de análisis EDS resulta muy bueno para granos metálicos dentro de una muestra (en caso de que los presente).

A partir de estos resultados, se hace un segundo corte en la selección de las muestras, escogiendo las más representativas e interesantes para que prosigan con el siguiente paso del análisis.

4.3.3 Microanálisis de sonda electrónica

Este tercer análisis se realiza en la microsonda electrónica de barrido (electron probe microanalyzer, EPMA) JEOL JXA 8900R que se ubica en el Laboratorio Universitario de Petrología, en el Instituto de Geofísica de la UNAM.

La EPMA consiste en un microscopio electrónico de barrido que incluye espectrómetros de dispersión de longitud de onda (wavelength dispersive spectrometer, WDS) y de EDS. Los WDS permiten hacer análisis cuantitativos, separando los rayos X característicos en función de su energía y posteriormente comparándolos con patrones emitidos por muestras estándar de composición conocida.

Para poder hacer un análisis en EPMA, la muestra requiere de un tratamiento especial: debe estar muy bien pulida, seca, limpia y debe ser eléctricamente conductora, por lo que se recubre finamente de grafito, aluminio u oro cuando la muestra no está hecha de un material conductor.

La EPMA es un instrumento muy poderoso que permite un análisis químico puntual bastante fino, con una resolución de $\sim 1 \mu\text{m}^2$. Los elementos que puede detectar la EPMA van desde el Be hasta el U y dependiendo del elemento y las condiciones de la muestra, la EPMA puede detectar concentraciones de $\sim 0.001\%$. Los análisis se realizaron a un voltaje de aceleración de 20 keV, con una corriente de haz de 20 nA, un tamaño de haz de $1 \mu\text{m}$ y un tiempo de conteo de 40 segundos.

Una vez realizados estos análisis y obtenidos los datos provenientes de estos, se eligen algunas de las muestras para seguir el análisis.

4.3.4 Microscopio petrográfico

Después de seleccionar las muestras sobresalientes, se realiza una sección delgada de estas para poder analizarlas por medio de un microscopio petrográfico BA310 Pol Motic de luz transmitida, ubicado en el Laboratorio de Análisis de Muestras Planetarias, ubicado en el Instituto de Ciencias Nucleares, UNAM.

Un microscopio petrográfico es un tipo de microscopio óptico utilizado en petrología y mineralogía óptica para identificar rocas y minerales en secciones delgadas, centrándose en descripciones detalladas de las rocas. El método por el cual se observa la muestra se llama microscopía de luz polarizada y permite estudiar los diferentes planos cristalográficos de las muestras. Los microscopios petrográficos están contruidos con piezas ópticas que no agregan efectos de polarización no deseados debido al vidrio deformado o polarización por reflexión en prismas y espejos. Este análisis ayuda en la clasificación de las muestras.

4.3.5 Espectroscopia micro-Raman

Finalmente las muestras preparadas en sección delgada son llevadas al espectrómetro de micro-Raman ubicado en el Instituto de Ciencias Aplicadas y Tecnología, UNAM. El equipo es un DXR MicroRaman Confocal Thermoscientific y se empleó con un objetivo 50x. La rejilla utilizada fue de 900 líneas/mm para resolver la radiación dispersada. La apertura se fijó en $50 \mu\text{m}$. El espectro Raman se acumuló en periodos de 10 y 14 s en el rango de 50 a 3400 cm^{-1} con una resolución de 1.9 cm^{-1} . La fuente de excitación fue una radiación de 532 nm funcionando con una potencia de 10 nW. Una ventaja importante de esta técnica de análisis es que no es destructiva.

La espectroscopía Raman es una técnica fotónica de alta resolución que proporciona información química y estructural de los materiales. Se basa en el análisis de la luz dispersada por dicho material al incidir sobre éste un haz de luz monocromático. La dispersión es

inelástica, por lo que experimenta ligeras variaciones de frecuencia características de cada material e independientes de la frecuencia de la luz incidente.

El análisis por espectroscopía micro-Raman permite estudiar la composición y microestructura de cristales en las muestras, detectando cristales de diferentes minerales partiendo de los modos vibracionales de cada grupo de silicatos y otros minerales. Con este análisis confirmamos la presencia de ciertos minerales en las muestras, lo que resulta en una mejor determinación de su composición y, por lo tanto, de su clasificación.

5 ★ ANÁLOGOS DE CONDROS Y MICROMETEORITOS

Se realizaron 29 corridas experimentales, con diferentes condiciones resumidas en la Tabla 7 y en total se fundieron 982 muestras con el fin de crear análogos de condros y MMs utilizando el dispositivo Cītlalmītl y empleando diferentes condiciones de calentamiento y enfriamiento con los dos diferentes perfiles de potencia láser (I (Figura 24) y II (Figura 25)), como se explicó en la sección anterior.

De estas casi mil muestras fundidas, 65 de ellas fueron analizadas en el microscopio electrónico de barrido (MEB), 35 en la microsonda electrónica de barrido (EPMA), 22 fueron fotografiadas en el microscopio petrográfico y 6 se analizaron con espectroscopía Raman.

A continuación se presentarán los 14 fundidos más representativos análogos de condros y MMs que se crearon experimentalmente con sus parámetros experimentales y su descripción morfológica, química y textural, resultante de los diversos análisis hechos.

Cītlalmītl es un dispositivo experimental con el cual se puede reproducir cualquier historia térmica deseada, limitada solamente por los tiempos mínimos de subida y bajada del láser. Para mostrar esto, en las Figuras 27, 28, 29 y 30 se presentan las 14 muestras representativas creadas con Cītlalmītl, acompañadas de las historias térmicas o perfiles de temperatura que se midieron durante su irradiación, así como del perfil de potencia programado del láser a partir del *duty cycle*. En algunos casos, también se muestra el perfil de potencia del haz del láser medido en función del tiempo (estos representan corridas experimentales más recientes para las que se ha agregado esta capacidad). Idealmente, las tres curvas (*duty cycle* programado del láser, medición de potencia y perfiles de medición de temperatura) deberían mostrar la misma tendencia, lo cual claramente se ha logrado.

Las 14 muestras presentadas están divididas dependiendo de su tipo textural resultante, del cual se hablará más adelante, y ordenadas respecto a la temperatura máxima alcanzada de manera descendente. La Figura 27 muestra 4 esferas vítreas (V), la Figura 28 presenta 4 muestras con textura criptocristalina (CC), en la Figura 29 se aprecian 3 muestras barradas y en la Figura 30 se exhiben 2 muestras radiales y una de grano grueso. En la Tabla 8 se muestran las propiedades más sobresalientes de dichas muestras antes y después de su irradiación. En la Tabla 9 se exhibe la composición química de las muestras obtenidas con EPMA.

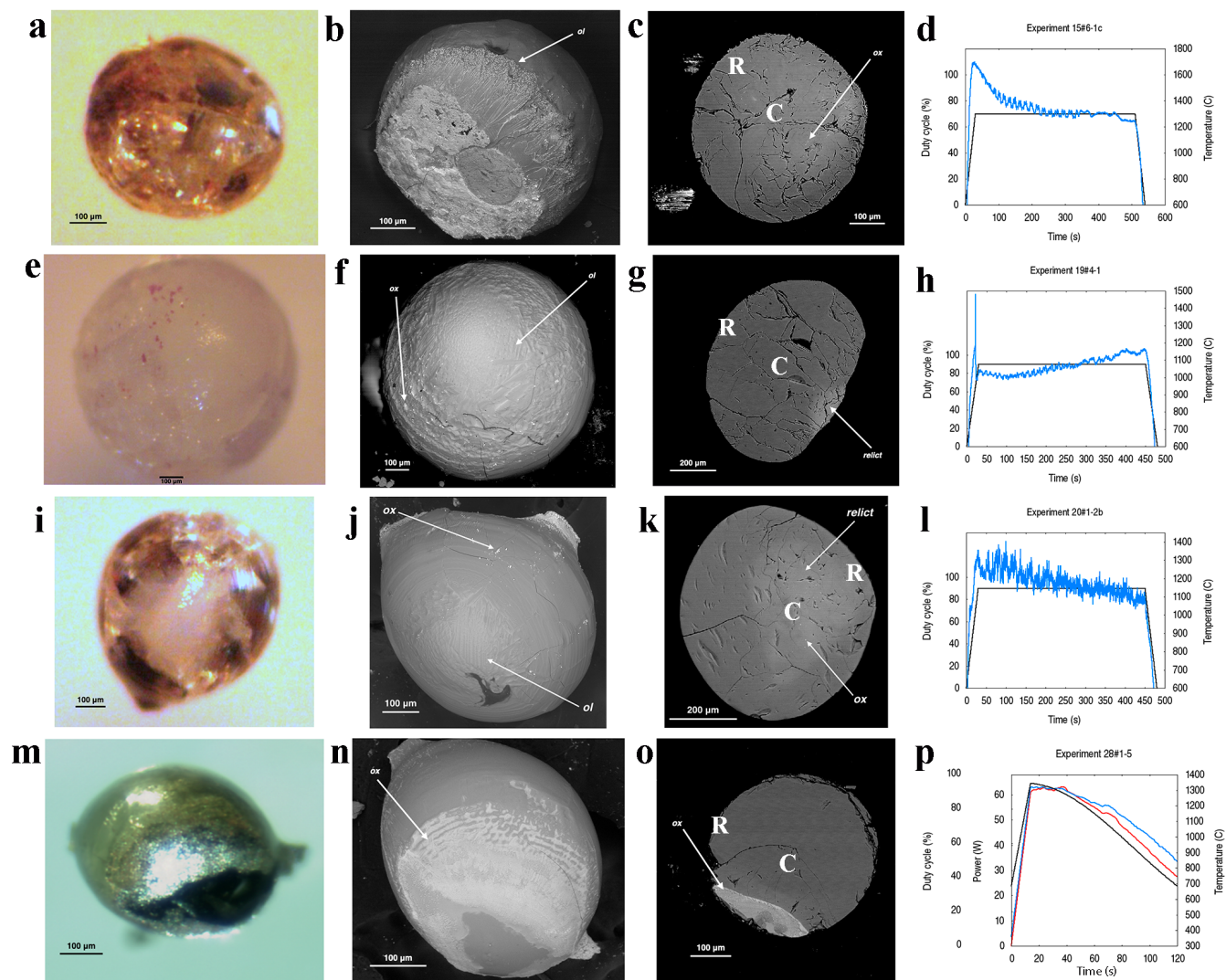


Figura 27. a) Análogo 15_6-1c. Imagen superficial tomada con un microscopio estereográfico. b) La imagen de electrones de retrodispersión muestra en color gris medio olivino fundido y en blanco algunos óxidos metálicos entre los granos. c) Imagen de corte transversal que muestra la textura vítrea y óxidos en blanco. d) Mediciones de temperatura (línea azul) y perfil programado del *duty cycle* (línea negra). e) Análogo 19_4-1. Imagen de microscopio estereográfico. f) Imagen de MEB que muestra en color gris claro olivino esquelético y en blanco granos de óxidos metálicos. g) Imagen de corte transversal que muestra la textura vítrea y el grano relicto. h) Líneas como se describen en d). i) Análogo 20_1-2b. Imagen de microscopio estereográfico. j) Imagen de electrones de retrodispersión que muestra en color gris medio olivino fundido y en blanco óxidos metálicos. k) Imagen de corte transversal que muestra una textura vítrea, un grano relicto y óxidos en blanco. l) Líneas como se describen en d). m) Análogo 28_1-5. Imagen superficial tomada con un microscopio estereográfico. n) Imagen de MEB que muestra en gris olivino fundido y en blanco óxido. o) Imagen tomada en EPMA que muestra la textura vítrea y una zona blanca rica en óxidos metálicos. p) Mediciones de temperatura (línea azul), perfil programado del *duty cycle* (línea negra) y medida de potencia del láser (línea roja). Nota: a, e, i fueron creados con el perfil de irradiación I, m con el perfil II. Los parámetros utilizados para todos los experimentos se muestran en la Tabla 7. C = punto analizado en el núcleo de la muestra que se muestra en la Tabla 9. R = punto analizado en (o cerca) del borde de la muestra que se muestra en la Tabla 9.

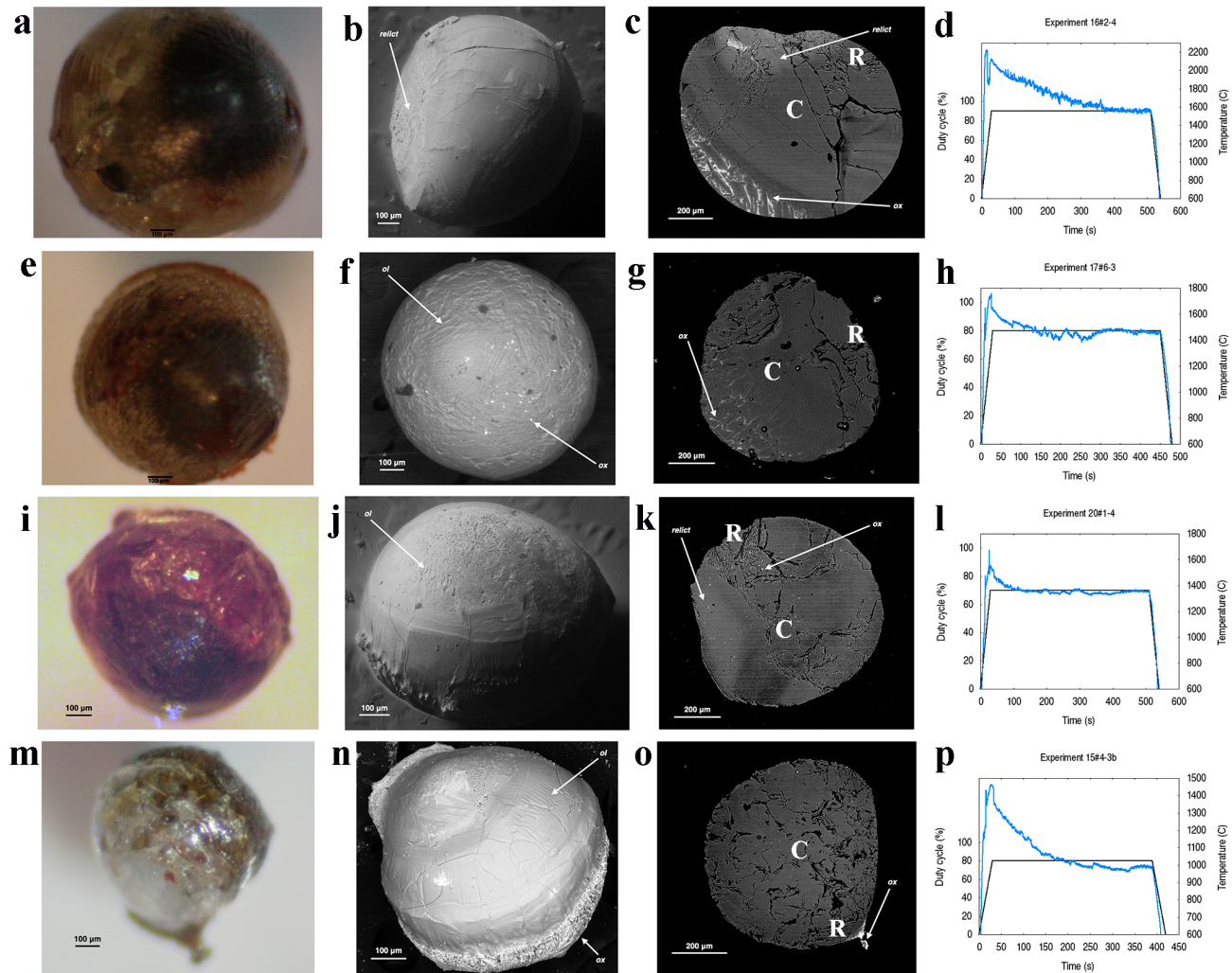


Figura 28. a) Análogo 16_2-4. Imagen superficial tomada con un microscopio estereográfico. b) La imagen de electrones de retrodispersión muestra en color gris medio olivino fundido. c) Imagen de corte transversal que muestra una textura CC, un grano relicto y una zona de granos alargados con óxidos en blanco entre ellos. d) Mediciones de temperatura (línea azul) y perfil programado del *duty cycle* (línea negra). e) Análogo 17_6-3. Imagen de microscopio estereográfico. f) Imagen de MEB que muestra en color gris claro olivino esquelético y en blanco granos de óxidos metálicos. g) Imagen de corte transversal de EPMA que muestra la textura CC y una zona con granos esqueléticos y óxidos metálicos. h) Líneas como se describen en d). i) Análogo 20_1-4. Imagen de microscopio estereográfico. j) Imagen de electrones de retrodispersión que muestra en color gris medio olivino fundido y en blanco óxidos metálicos. k) Imagen de corte transversal que muestra una textura CC, un grano relicto y óxidos en blanco. l) Líneas como se describen en d). m) Análogo 15_6-1c. Imagen superficial tomada con un microscopio estereográfico. n) Imagen de MEB que muestra en gris claro olivino fundido y en blanco óxido. o) Imagen tomada en EPMA que muestra la textura CC y una pequeña zona blanca rica en óxidos metálicos. p) Líneas como se describen en d). Nota: Todos los análogos fueron creados con el perfil de irradiación I. Los parámetros utilizados para todos los experimentos se muestran en la Tabla 7. C = punto analizado en el núcleo de la muestra que se muestra en la Tabla 9. R = punto analizado en (o cerca) del borde de la muestra que se muestra en la Tabla 9.

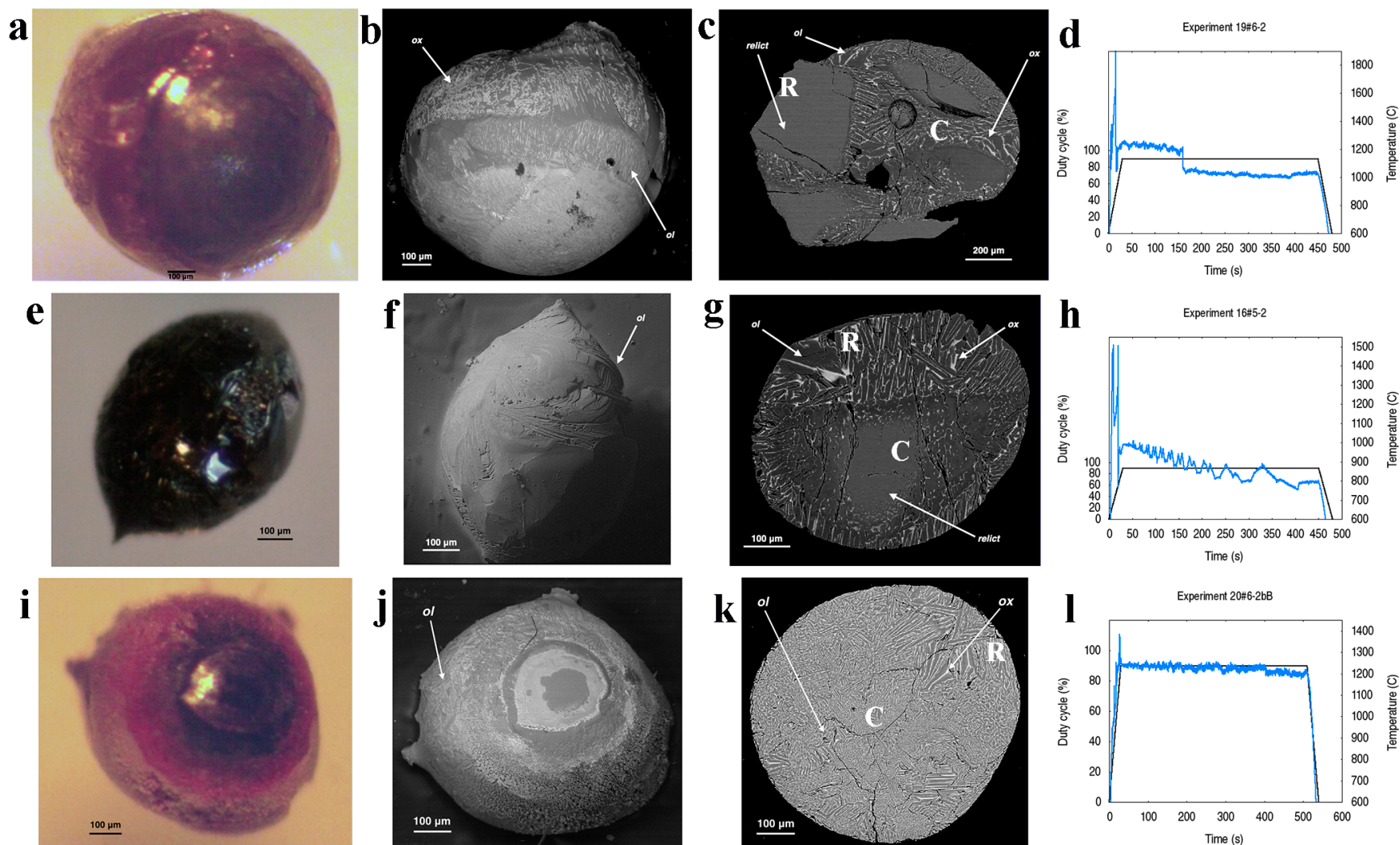


Figura 29. a) Análogo 19_6-2. Imagen superficial tomada con un microscopio estereográfico. b) La imagen de electrones de retrodispersión muestra en color gris medio olivino fundido y en blanco óxidos metálicos. c) Imagen de corte transversal que muestra una textura BO, junto con un conjunto de granos relictos. d) Mediciones de temperatura (línea azul) y perfil programado del *duty cycle* (línea negra). e) Análogo 16_5-2. Imagen de microscopio estereográfico. f) Imagen de MEB que muestra en color gris olivino esquelético. g) Imagen de corte transversal de EPMA que muestra la textura BO y un grano relictos al centro. h) Líneas como se describen en d). i) Análogo 20_6-2bB. Imagen de microscopio estereográfico. j) La imagen de electrones de retrodispersión muestra el olivino barrado en gris medio. k) La imagen de la sección transversal muestra barras de olivino en gris medio y óxidos ricos en Fe de color blanco. l) Líneas como se describen en d). Nota: Todos los análogos fueron creados con el perfil de irradiación I. Los parámetros utilizados para todos los experimentos se muestran en la Tabla 7. C = punto analizado en el núcleo de la muestra que se muestra en la Tabla 9. R = punto analizado en (o cerca) del borde de la muestra que se muestra en la Tabla 9.

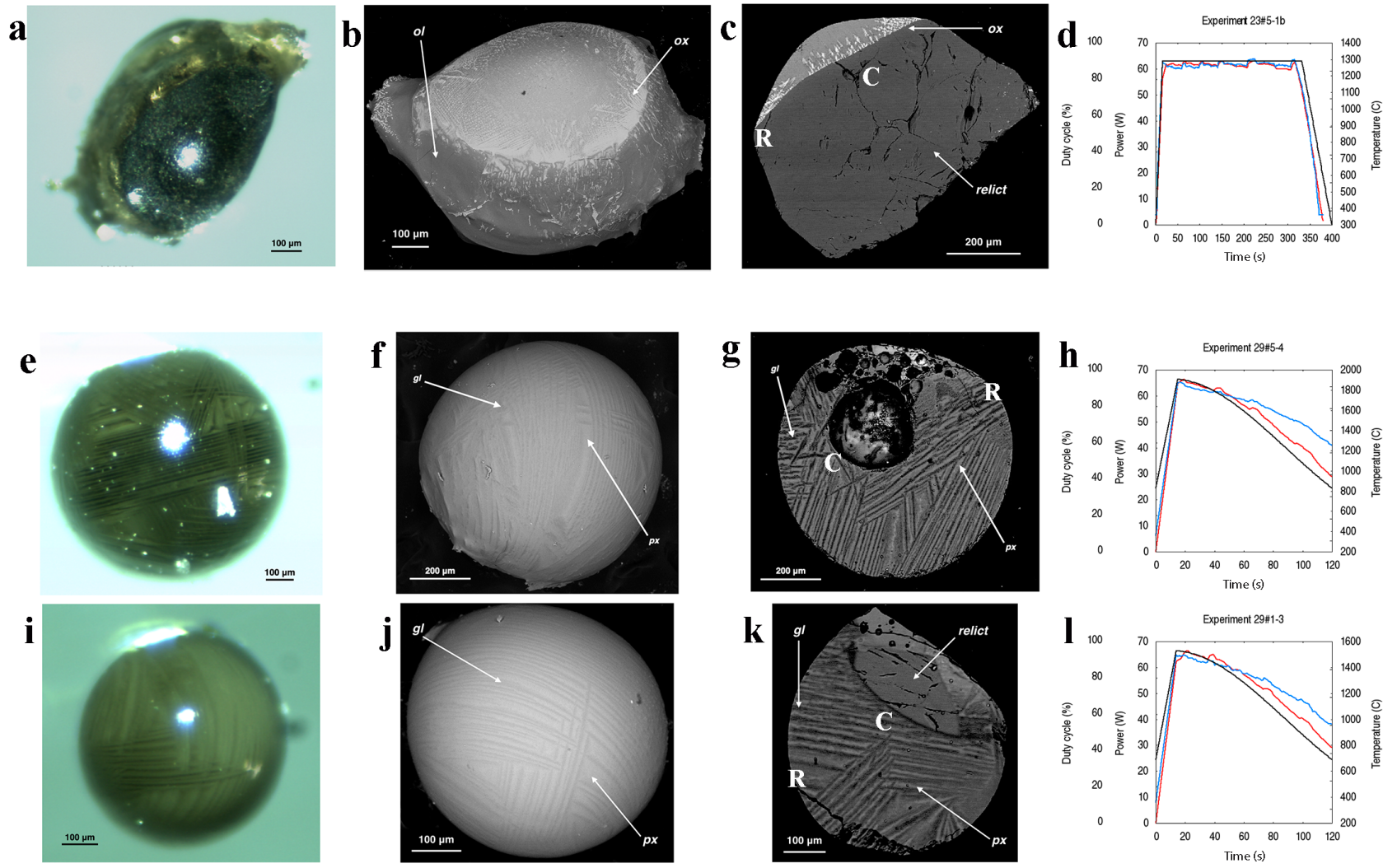


Figura 30. a) Análogo 23_5-1b, creado con perfil I. Imagen superficial tomada con un microscopio estereográfico. b) En la imagen de electrones de retrodispersión, el color blanco es óxido de hierro y el color gris claro muestra olivino parcialmente fundido.. c) La imagen de la sección recta muestra óxidos de Fe en blanco, vidrio en gris y en gris oscuro un cristal de olivino relicto. d) Mediciones de temperatura (línea azul), perfil programado del *duty cycle* (línea negra) y medida de potencia del láser (línea roja). e) Análogo 29_5-4. Imagen de microscopio estereográfico. f) Imagen de MEB que muestra en gris claro cristales múltiples radiales alargados y en gris medio vidrio intersticial. g) Imagen de corte transversal de EPMA que muestra vidrio en gris y piroxeno radial en gris medio. h) Líneas como se describen en d). i) Análogo 29_1-3. Imagen de microscopio estereográfico. j) Colores igual que en f). k) Imagen de la sección transversal que muestra el grano relicto, vidrio en gris y piroxeno radial en gris medio. l) Líneas como se describen en d). Nota: e, i fueron creados con el perfil de irradiación II, todos incluyen medición de potencia del láser. Los parámetros utilizados para todos los experimentos se muestran en la Tabla 7. C = punto analizado en el núcleo de la muestra que se muestra en la Tabla 9. R = punto analizado en (o cerca) del borde de la muestra que se muestra en la Tabla 9.

5.1 PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS ANÁLOGOS

Las propiedades físicas de los análogos presentadas en la Tabla 8 exhiben algunos de los cambios más importantes que sufren las muestras durante el evento de calentamiento con irradiación láser.

El rango de pérdida de masa es bastante amplio, siendo de 0 a 91%, donde la mayor pérdida de masa la sufrió una de las muestras vítreas (15_6-1c). La temperatura máxima se registró en un rango de 1300 – 2200 °C, siendo la más baja la reportada para la muestra dominada por su grano relicto (23_5-1b). La longitud de onda de cada análogo fue calculada a partir de la Ley de desplazamiento de Wien y su T_{peak} registrada, suponiendo que emiten como cuerpo negro.

Las tasas de enfriamiento fueron calculadas según el perfil utilizado. La tasa de enfriamiento de las primeras 20 corridas fue calculada aproximando una recta entre la T_{peak} y la temperatura registrada antes del punto de inflexión en donde el láser dejaba de irradiar, siendo entonces considerada la tasa de enfriamiento la pendiente de esta recta. En el caso de la corrida 23, la tasa de enfriamiento también se calculó aproximando una recta determinada por los puntos donde se registró la última temperatura en meseta hasta el momento en que se registró la primera medición límite del pirómetro, es decir a los 299 °C, siendo esta la tasa de enfriamiento más alta reportada, de 4.7×10^4 °C h⁻¹. Por último, existen dos maneras de calcular la tasa de enfriamiento cuando se utiliza el perfil II, la primera es aproximando una recta entre los dos puntos característicos para esto, es decir, en donde se alcanza la T_{peak} y el último punto registrado, donde se tomaría de nuevo la pendiente de dicha recta como la tasa de enfriamiento. La segunda manera es derivando la segunda rama de la función $f_{s.w.}(t)$ que define este perfil (Figura 25), pero tomando las mediciones de temperatura y evaluándola en t_m y T, que es el periodo en el cual sucede el enfriamiento de la muestra, por lo que la derivada de esta función está dada por

$$\frac{d}{dt} f_{s.w.}(t) = \frac{-2T_{peak}(t - t_m)}{(T - t_m)^2} e^{\frac{-(t-t_m)^2}{(T-t_m)^2}}$$

Ambas maneras de calcularla son válidas, sin embargo, muestran diferentes valores. La derivada define la pendiente de una curva en el punto donde es evaluada, por lo que evaluarla en T nos da un valor distinto de la pendiente al del ajuste a la recta, aunque ambos valores son del mismo orden de magnitud. Como ejemplo pondremos a la muestra 29_1-3 (i en Figura

30), donde se tiene una tasa de enfriamiento de $1.5 \times 10^4 \text{ }^\circ\text{C h}^{-1}$ con el ajuste a la recta, mientras que, calculándola con la derivada, da un valor de $3 \times 10^4 \text{ }^\circ\text{C h}^{-1}$, siendo este el doble que el primer valor, esto sucede para todas las muestras irradiadas con el perfil II. En la Tabla 8 se reportan las calculadas con el ajuste a la recta, debido a que las demás tasas de enfriamiento fueron calculadas con este método.

5.2 DESCRIPCIÓN MORFOLÓGICA, TEXTURAL Y QUÍMICA DE ANÁLOGOS

A continuación, se describirá la morfología de los análogos de acuerdo con Donaldson (1976), Faure et al. (2003) y Welsch et al. (2013). Algunos análogos presentan vesículas de distintos tamaños, la posible razón de esto pudo ser debido a que algunos gases quedaron atrapados durante la cristalización de las muestras.

La Figura 27 muestra las imágenes en microscopio estereográfico y de retrodispersión obtenidas con MEB y EPMA de cuatro muestras vítreas (V), 3 creadas con el perfil de meseta (I) y una con el de onda de choque (II). En las 3 creadas con el perfil I, se observa que el perfil de temperatura y el perfil del *duty cycle* siguen la misma tendencia, aunque difieren en los primeros segundos de irradiación; esto significa que Citlalmītl controló adecuadamente el comportamiento de la temperatura durante la irradiación, pero que durante los primeros segundos, las muestras se calentaron por encima del perfil propuesto, recalcando la importancia de los primeros segundos de calentamiento del mineral. La muestra 28_1-5, creada con el perfil II muestra un ajuste mucho mejor de las 3 curvas experimentales, demostrando un mejor control en comparación con el perfil I. Las muestras 15_6-1c, 19_4-1, 20_1-2b y 28_1-5 tienen una forma semiesférica o esférica y cristales de olivino de tipo esquelético en la superficie y textura vítrea. En las imágenes de la sección transversal de las muestras 19_4-1 y 20_1-2b (g y k de la Figura 27) es clara la presencia de un grano relicto, mientras que en las 4 muestras los óxidos de hierro aparecen notoriamente (c, f, j, k, n y o de la Figura 27). La composición del núcleo de las muestras (C-core) es más rica en hierro, es decir tienen un contenido de fayalita (Fa) más alto, en comparación con sus bordes, los cuales claramente sufrieron de pérdida de hierro por evaporación (Tabla 9).

Por su parte, la Figura 28 muestra las imágenes en microscopio estereográfico y de retrodispersión de MEB y EPMA de cuatro muestras criptocristalinas (CC) creadas con el perfil de meseta (I). En el caso de estas muestras, también se observa que el perfil de temperatura y el perfil del *duty cycle* siguen la misma tendencia y difieren en los primeros segundos de irradiación, aunque el pico de temperatura al que llegan no es tan pronunciado

en general. Las muestras 16_2-4, 17_6-3, 20_1-4 y 15_4-3b, tienen formas semiesféricas o esféricas y también muestran algunos cristales de olivino de tipo esquelético en la superficie, mientras que en su interior presentan notoriamente una textura CC. Los fenocristales varían de cristales euhedrales a subhedrales o esqueléticos. En las imágenes de la sección transversal de las muestras 16_2-4 y 20_1-4 (c y k de la Figura 28) se nota la presencia de un grano relicto, mientras que en las 4 muestras los óxidos de hierro aparecen claramente tanto de manera superficial como en su interior. La composición del núcleo (C) de las muestras 16_2-4 y 15_4-3b es un poco más rica en hierro, es decir tienen un mayor contenido de fayalita (Fa), en comparación con sus bordes (R), los cuales sufrieron pérdida de hierro por evaporación (Tabla 9). En el caso de las muestras 17_6-3 y 20_1-4, las abundancias de Fe son contrarias; para el caso de 17_6-3, esto es debido a que al parecer el punto R pertenece a un grano relicto que apenas es visible en la imagen (g en figura 28); en 20_1-4, el punto R se encuentra en una zona en donde se nota una concentración de granos metálicos y es por esto que su abundancia en Fe es mayor.

En la Figura 29 se presentan las imágenes en microscopio estereográfico y de retrodispersión de 3 análogos representativos con textura barrada de olivino (BO) creados con el perfil I. Como en los casos anteriores, se observa un incremento importante de la temperatura en los primeros segundos de irradiación, aunque en este caso, los picos son mucho más breves (d, h y l en Figura 29). Los 3 análogos muestran formas semiesféricas y cristales esqueléticos de olivino de distintos tamaños en la superficie y en su interior, presentan una estructura textural en forma de plumas, ramas y, en ocasiones, algunas bifurcaciones. Muchos de los cristales de olivino aparecen en una formación de cadena con la presencia de dendritas de magnetita entre las cadenas. Dichas muestras experimentaron una tasa de enfriamiento alta y efectiva y cristalizaron rápidamente, dando como resultado la característica textura BO, esto podría explicarse por una alta tasa de evaporación de Fe que resultó en condensación y precipitación en forma de óxidos de hierro cúbicos rodeando las barras de olivino (cristales de color blanco en c, g y k de la Figura 29). En la imagen de la sección transversal de la muestra 16_5-2 (g de la Figura 29) se aprecia la formación incipiente de un borde de olivino y es clara la presencia de un grano relicto en el centro, mientras que en 19_6-2 se observa la presencia de 4 granos relictos, indicando que hubo una fusión de varios granos de olivino. Estos cristales relictos muestran una abundancia mayor de Fe, en comparación con la parte barrada (Tabla 9). En el caso de 20_6-2bB, su núcleo (C) muestra una importante pérdida de Fe, indicando que se movió hacia sus bordes (R), donde la cantidad

de Fe es considerablemente más alta. En su superficie muestran un color rojizo o muy oscuro, indicando la presencia de magnetita y hematita formada a partir de la evaporación del Fe.

La Figura 30 (a-d) exhibe la muestra 23_5-1b en microscopio estereográfico, MEB y EPMA, irradiada con el perfil I, con una textura de grano grueso (CG). Las medidas de la potencia del láser y la temperatura de la muestra durante la irradiación confirman el control efectivo sobre el comportamiento de la temperatura durante la irradiación que se logró. La muestra 23_5-1b también muestra minerales ricos en Fe cerca de su superficie y un grano relicto considerable que ocupa la mayor parte de su volumen, responsable de su forma básicamente subhedral. Esta muestra utilizó algunos granos como precursor, uno de los cuales se fundió (parcialmente); en la Figura 30 (a) se muestra el único grano grueso que exhibió fusión. Con este ejemplo, es importante notar que en aquellos casos en los que la muestra está en forma de un solo grano, la fusión es más exitosa. Según la Tabla 9, la composición del grano relicto es más rica en Fe (Fa 10% mol) y en el borde del fundido se muestra una pérdida de Fe (Fa 6% mol).

La Figura 30 (e-l) muestra 2 análogos representativos (29_5-4 y 29_1-3) en microscopio estereográfico, MEB y EPMA, con una textura radial de piroxeno (RP) y que fueron irradiados con el perfil de onda de choque II. También se presentan las mediciones de potencia y temperatura versus tiempo durante el curso de la irradiación. En la Figura 30 (h y l) se observa la similitud entre el perfil de onda de choque programado, las mediciones de potencia del haz láser y el comportamiento de la temperatura, lo cual indica las bondades físicas y experimentales de este tipo de perfil. Estos dos análogos se formaron con una combinación de granos finos de feldespato y un grano de olivino grueso que dio como resultado barras de piroxeno radiales alargadas y material vítreo en su superficie y en su sección transversal. La muestra 29_1-3 exhibe la presencia de un pequeño grano relicto (k en Figura 30), mientras que la muestra 29_5-4 se fundió por completo, aún así ambas muestras son prácticamente esféricas. El contenido de ferrosilita (Fs, piroxeno rico en Fe) en sus núcleos (C) es menor que el encontrado cerca de la superficie (Tabla 9), lo que indica que el hierro de toda la muestra fundida se dirigió hacia las orillas.

Con el fin de mostrar cómo es que el Fe y otros elementos se mueven hacia las orillas de las muestras durante el proceso de calentamiento, la Figura 31 ilustra la diferencia en las abundancias de FeO, MgO, NiO y MnO en el núcleo y los bordes de la muestra 16_5-2. En el centro de ella se observa el grano relicto que claramente presenta una abundancia más alta de FeO, NiO y MnO, mientras que el MgO presenta una tendencia opuesta. Mucho del Fe y Ni

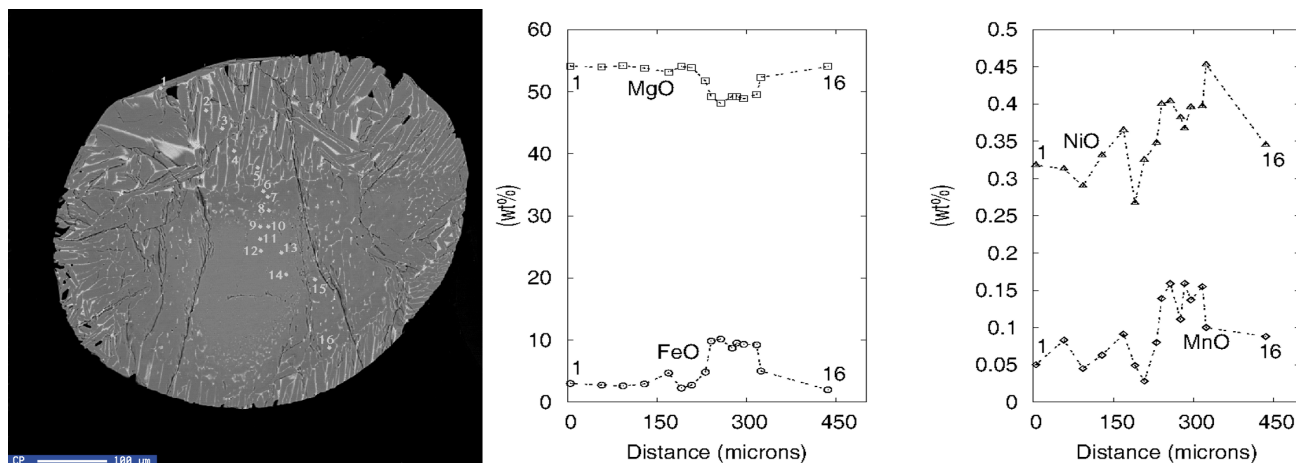


Figura 31. Análogo 16_5-2. A la izquierda se encuentra la imagen retrodispersada tomada con la EPMA, está marcada con los puntos en donde se realizaron análisis cuantitativos, en este caso fueron 16 puntos. Las imágenes central y derecha muestran los perfiles de zonamiento: de MgO y FeO en la imagen central y a la derecha de NiO y MnO.

que se conservó en las orillas de la muestra se encuentra en los precipitados metálicos entre las barras de olivino y no en el silicato.

El coeficiente de Fe (ver Tabla 8) se calculó como la relación entre el Fe inicial (ver Tabla 5) y el Fe promedio final de cada una de las muestras (Fe_i/Fe_f), este coeficiente ayuda a ver el nivel de evaporación de FeO durante la irradiación. Los valores obtenidos para el coeficiente de Fe sugieren que la cristalización de los análogos ocurrió después de una cantidad significativa de evaporación de FeO (en promedio ~50% del contenido total de FeO para el material inicial). La esfericidad mostrada en la Tabla 8 fue calculada de acuerdo a Alshibli y Alsaleh (2004).

5.3 DESCRIPCIÓN DE ANÁLISIS RAMAN

Como ya se mencionó antes, sólo pocas muestras fueron llevadas a análisis de espectroscopia Raman y fotografiadas con microscopio petrográfico, ya que muchas de las muestras no fueron cortadas en secciones delgadas debido a su tamaño tan diminuto. Sin embargo, las muestras que sí llegaron a estos análisis dieron indicios y confirmaciones de los minerales que se estaban formando en las muestras, como la magnetita y la hematita, así como de su textura. En la Figura 32 se muestran los espectros Raman obtenidos de dos de las muestras, así como su imagen obtenida con el microscopio petrográfico.

Para la muestra 17_6-3 (a en Figura 32), se presenta un espectro de olivino, con líneas un poco gruesas, lo que indica su estructura vítrea. Por otro lado, la muestra 19_6-2 (b en

Figura 32), exhibe un espectro de olivino junto con hematita, lo que explicaría el color rojizo que presenta el análogo en la Figura 29 (a).

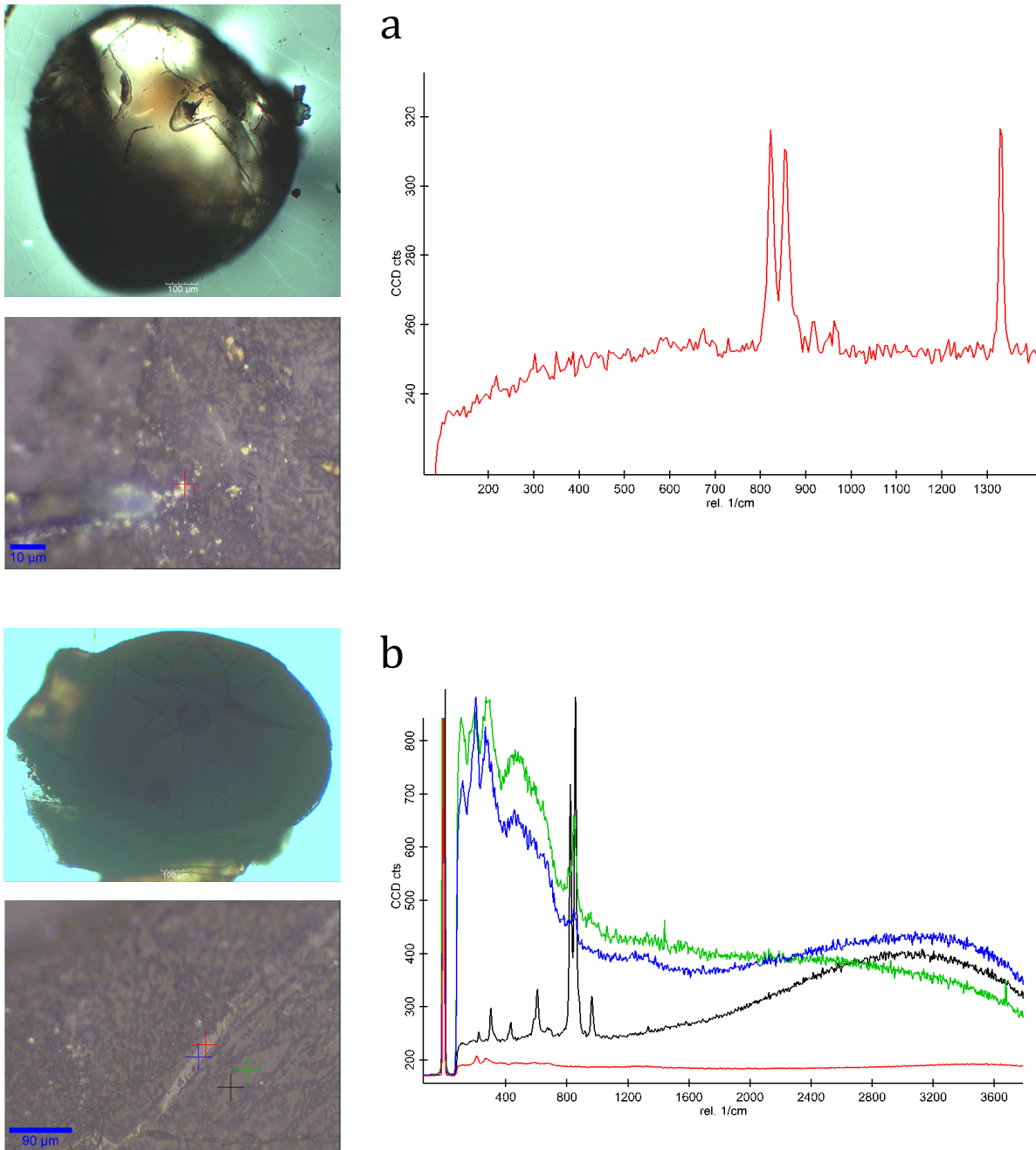


Figura 32. a) Análogo 17_6-3. La imagen superior izquierda muestra una imagen obtenida con microscopio petrográfico, mientras que la inferior muestra el lugar en donde se realizó el análisis de espectroscopia Raman. Del lado derecho se aprecia el espectro obtenido de dicho punto, donde claramente se muestran los dos picos característicos del olivino. b) Análogo 19_6-2. Descripción similar a a). En el espectro se puede observar la contribución de la hematita, lo que explicaría el color rojizo de la muestra en la Figura 29 (a).

Tabla 7. Parámetros experimentales.*

MUESTRA	PERFIL	DISTANCIA	RADIO DE SPOT	POTENCIA			FRECUENCIA	TIEMPO			INTENSIDAD	DENSIDAD DE ENERGÍA	ENERGÍA
		L2 (mm)	(cm)	D.C. (%)	avg (W)	peak (W)	kHz	t ₁ (s)	t _m (s)	T (s)	avg (W/cm ²)	avg (J/cm ²) total	avg (J) total
15_6-1c		22	0.104	70	44.3	63.3	5	30	480	540	1.30E+03	7.02E+05	1.39E+03
19_4-1		20.5	0.068	90	52.1	57.9	5	30	420	480	3.64E+03	1.75E+06	2.50E+04
20_1-2b		22	0.104	90	52.1	57.9	5	30	420	480	1.53E+03	7.33E+05	1.27E+03
28_1-5		-	0.175	95	51.7	54.5	20	-	10	120	5.38E+02	6.46E+04	6.21E+03
16_2-4		22	0.104	90	52.1	57.9	5	30	480	540	1.53E+03	8.25E+05	2.81E+04
17_6-3		22	0.104	80	48.2	60.3	5	30	420	480	1.41E+03	6.78E+05	1.32E+03
20_1-4		20.5	0.068	70	44.3	63.3	5	30	480	540	3.10E+03	1.67E+06	2.39E+04
15_4-3b		25	0.115	80	48.2	60.3	5	30	360	420	1.16E+03	4.86E+05	1.51E+03
19_6-2		20.5	0.068	90	52.1	57.9	5	30	420	480	3.64E+03	1.75E+06	2.50E+04
516_-2		22	0.104	90	52.1	57.9	5	30	420	480	1.53E+03	7.33E+05	2.50E+04
20_6-2bB		22	0.104	90	52.1	57.9	5	30	480	540	1.53E+03	8.25E+05	2.81E+04
23_5-1b		-	0.175	90	49.5	55.0	5	15	300	380	5.14E+02	1.95E+05	1.88E+04
29_5-4		-	0.175	95	51.7	54.5	20	-	10	120	5.38E+02	6.46E+04	6.21E+03
29_1-3		-	0.175	95	51.3	54.0	5	-	10	120	5.33E+02	6.40E+04	6.15E+03

* Los perfiles de irradiación, así como los parámetros temporales están descritos en la sección 4.2.1.1

Tabla 8. Propiedades de los análogos.

TEXTURA	MUESTRA	COMPOSICIÓN INICIAL	TAMAÑO (micras)		MASA (mg)*		PÉRDIDA DE MASA (%)	TEMPERATURA T _{peak} (°C)	LONGITUD DE ONDA (μm)	TASA DE ENFRIAMIENTO (°C/h)	COEFICIENTE DE Fe avg	ESFERICIDAD	
			PRECURSOR (grano)	FUNDIDO	i	f						FORMA	SP
(V)	15_6-1c	olivino	300	518.8	1.1	0.1	90.9	1697.0	1.71	3.38E+03	0.46	Subdiscoidal	0.95
	19_4-1	olivino	300	935.5	3.5	1.1	68.6	1481.4	1.96	2.72E+03	0.19	Esférica	0.99
	20_1-2b	olivino	250	643.6	0.8	0.5	40.0	1400.8	2.07	3,39E+03	0.47	Subdiscoidal	0.92
	28_1-5	olivino	300	451.1	0.1	0.1	8.3	1338.6	2.16	1.29E+04	0.78	Subprismoidal	0.90
(CC)	16_2-4	olivino	300	1052.7	1.3	1.3	0.0	2221.3	1.30	4.77E+03	0.23	Subdiscoidal	0.97
	17_6-3	olivino	300	878.3	1.3	1.1	52.2	1757.3	1.65	2.61E+03	0.26	Esférica	0.98
	20_1-4	olivino	250	834.6	1.2	1.0	44.4	1673.0	1.73	2.39E+03	0.44	Subdiscoidal	0.96
	15_4-3b	olivino	250	704.9	0.6	0.3	72.7	1462.3	1.98	4.76E+03	0.50	Subdiscoidal	0.97
(BO)	19_6-2	olivino	250	998.2	3.2	1.7	46.9	1913.6	1.51	7.36E+03	0.49	Subdiscoidal	0.96
	516_-2	olivino	250	644.9	0.6	0.3	75.0	1507.3	1.92	5.84E+03	0.62	Subprismoidal	0.86
	20_6-2bB	olivino	250	727.9	1.2	0.7	41.7	1381.9	2.10	1.28E+03	0.59	Subdiscoidal	0.96
(CG)	23_5-1b	olivino	250	728.9	-	0.4	-	1302.8	2.22	4.74E+04	0.88	Subprismoidal	0.79
(RP)	29_5-4	ol + feldes.1	300	858.6	0.8	0.8	0.0	1900.0	1.53	1.73E+04	1.36	Esférica	0.98
	29_1-3	ol + feldes.2	300	591.8	0.3	0.3	12.1	1501.0	1.93	1.47E+04	0.70	Esférica	0.98

* i = masa inicial, f = masa final.

Tabla 9. Composición química de los análogos experimentales, se obtuvieron con análisis EPMA. (n.d. = no detectado)

Muestra	15_6-1c		19_4-1		20_1-2b		28_1-5		16_2-4		17_6-3		20_1-4		15_4-3b	
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
SiO₂	42.095	42.556	43.087	43.607	40.949	41.126	46.284	39.860	42.423	40.801	42.431	42.291	42.441	42.118	41.707	42.491
Al₂O₃	n.d.	0.001	n.d.	0.002	0.007	0.008	n.d.	n.d.	0.012	0.009	n.d.	0.016	0.016	n.d.	0.022	0.006
MnO	0.100	0.053	0.008	0.020	0.080	0.070	n.d.	n.d.	0.054	0.037	0.048	0.021	0.064	0.103	0.120	0.046
MgO	52.357	53.469	55.847	56.388	53.177	55.478	45.779	53.950	54.318	55.814	55.595	54.921	53.501	53.022	51.976	54.587
FeO	4.222	2.742	0.808	0.100	4.684	2.378	7.937	6.190	1.537	1.436	0.852	1.327	3.667	4.141	5.765	2.393
Na₂O	n.d.	0.075	0.007	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.013	0.093	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	n.d.
Cr₂O₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.018	n.d.	0.003
CaO	0.024	0.011	n.d.	0.005	0.016	0.013	n.d.	n.d.	n.d.	0.028	n.d.	n.d.	0.018	n.d.	0.023	0.021
TiO₂	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K₂O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.029	0.024	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.016	0.010	n.d.	n.d.	0.010	0.022
NiO	0.002	0.010	0.027	0.008	0.458	0.175	n.d.	n.d.	0.108	0.089	0.002	0.163	0.239	0.258	0.052	0.032
Total	98.805	98.917	99.784	100.130	99.403	99.272	100.000	100.000	98.465	98.307	98.948	98.749	99.946	99.660	99.695	99.601
Si	1.015	1.017	1.013	1.018	0.989	0.984	1.106	0.964	1.014	0.981	1.007	1.008	1.010	1.008	1.005	1.009
Al	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.
Mn	0.002	0.001	n.d.	n.d.	0.002	0.001	n.d.	n.d.	0.001	0.001	0.001	n.d.	0.001	0.002	0.002	0.001
Mg	1.882	1.905	1.957	1.962	1.915	1.979	1.630	1.946	1.936	2.001	1.967	1.952	1.899	1.893	1.867	1.932
Fe	0.085	0.055	0.016	0.002	0.095	0.048	0.159	0.125	0.031	0.029	0.017	0.026	0.073	0.083	0.116	0.048
Na	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.001
Ti	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001
Ni	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.009	0.003	n.d.	n.d.	0.002	0.002	n.d.	0.003	0.005	0.005	0.001	0.001
Fo %	95.7	97.2	99.2	99.9	95.3	97.7	91.1	94.0	98.4	98.6	99.2	98.7	96.3	95.8	94.1	97.6
Fa %	4.3	2.8	0.8	0.1	4.7	2.4	8.9	6.1	1.6	1.4	0.9	1.3	3.7	4.2	5.9	2.4

Tabla 9. Continuación.

Muestra	19_6-2		16_5-2		20_6-2bB		23_5-1		29_5-4		29_1-3		
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	
SiO₂	41.962	41.960	41.165	42.205	41.543	40.001	45.745	39.810	52.959	47.330	54.313	55.150	
Al₂O₃	n.d.	0.012	0.006	n.d.	n.d.	0.027	n.d.	n.d.	7.845	5.960	3.222	7.820	
MnO	0.048	0.091	0.159	0.083	0.061	0.205	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
MgO	53.329	50.215	49.237	53.941	52.950	47.139	44.954	53.660	28.092	26.030	34.367	29.700	
FeO	2.584	7.870	9.498	2.728	3.585	13.390	9.302	6.530	6.310	18.290	6.336	6.220	
Na₂O	n.d.	0.019	0.015	n.d.	n.d.	0.025	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Cr₂O₃	n.d.	n.d.	0.006	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
CaO	n.d.	0.062	0.033	0.006	0.011	0.147	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
TiO₂	0.007	0.013	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
K₂O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.793	2.400	1.761	1.110	
NiO	0.296	0.367	0.367	0.313	0.355	0.420	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Total	98.226	100.609	100.486	99.277	98.505	101.354	100.001	100.000	99.999	100.010	99.999	100.000	
Si	1.012	1.012	1.003	1.008	1.005	0.987	1.100	0.965	1.869	1.766	1.895	1.898	
Al	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	0.326	0.262	0.132	0.317	
Mn	0.001	0.002	0.003	0.002	0.001	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Mg	1.917	1.805	1.788	1.921	1.909	1.733	1.612	1.938	1.478	1.448	1.787	1.524	
Fe	0.052	0.159	0.193	0.054	0.073	0.276	0.187	0.132	0.186	0.571	0.185	0.179	
Na	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Ca	n.d.	0.002	0.001	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Ti	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
K	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.216	0.114	0.078	0.049	
Ni	0.006	0.007	0.007	0.006	0.007	0.008	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Fo %	97.4	91.9	90.2	97.2	96.3	86.3	89.6	93.6	En %	88.8	71.7	90.6	89.5
Fa %	2.7	8.1	9.8	2.8	3.7	13.7	10.4	6.4	Fs %	11.2	28.3	9.4	10.5

6★ DISCUSIÓN

Muchas de las primeras corridas experimentales realizadas con Cītlalmītl permitieron probar el dominio del comportamiento de la temperatura sobre las muestras controlando el *duty cycle* del láser, además de otros parámetros como el tamaño y la masa ideal de los granos precursores, la precisión de las mediciones de la temperatura, el papel de la presión en la formación de los análogos, el nivel de evaporación de los silicatos, las texturas resultantes, la posible interferencia del material con el que estaban hechos los portamuestras en las mediciones y resultados, la mejor manera de recaudar los datos de las corridas experimentales, entre muchas otras. Gran parte del trabajo de esta tesis ha sido probar que Cītlalmītl sea lo suficientemente funcional para generar análogos de condros y MMs realistas y reproducibles.

6.1 ACERCA DE LOS PARÁMETROS EXPERIMENTALES

Se ha observado que la temperatura máxima y la tasa de enfriamiento controlan la fusión y la pérdida de calor de un sistema ígneo y, a su vez, determinan las texturas resultantes del material meteorítico (Radomsky y Hewins 1990; Connolly y Jones 2016; van Ginneken et al. 2017). Por ejemplo, los condros están asociados con tasas de enfriamiento dentro del rango de $10 - 10^4 \text{ }^\circ\text{C h}^{-1}$, con condros parcialmente fundidos (porfídicos) que dan como resultado tasas de enfriamiento más bajas y condros completamente fundidos (barrados de olivino y radiales de piroxeno) que dan como resultado tasas de enfriamiento más altas (Desch et al. 2012). Las tasas de enfriamiento de los micrometeoritos son del orden de $10^4 - 10^5 \text{ }^\circ\text{C h}^{-1}$, dependiendo del ángulo de entrada del precursor (Rudraswami et al. 2016; Wilson et al. 2019). La combinación específica de temperatura máxima y tamaño de grano precursor (grano grueso o fino) determina la supervivencia de los núcleos de cristalización y, por lo tanto, la formación de texturas barradas, criptocristalinas o vítreas (van Ginneken et al. 2017). Con esta información, se programaron los perfiles de irradiación con el fin de obtener las tasas de enfriamiento adecuadas para obtener las texturas buscadas.

En todas las corridas experimentales realizadas, todos los precursores son de grano grueso, considerando a los granos gruesos aquellos que superan los $100 \text{ }\mu\text{m}$ de diámetro. Además algunas muestras incluyeron más de un grano precursor, lo cual implica una absorción distinta de la energía irradiada por el láser.

Las tasas de enfriamiento de las muestras representativas varían de $1.3 \times 10^3 \text{ }^\circ\text{C h}^{-1}$ a $4.7 \times 10^4 \text{ }^\circ\text{C h}^{-1}$ (Tabla 9), considerándose que la mayor parte de la pérdida de energía durante el enfriamiento es debido a radiación de la muestra en el rango del infrarrojo, y es también por esto que fue calculada la longitud de onda a la cual irradiaría. En un futuro cercano se pretende adecuarle a Cītlalmītl un espectrómetro para evaluar esta pérdida de energía por radiación y poder obtener en tiempo real el espectro del análogo durante su formación.

Dado el mismo perfil de irradiación, los tiempos de irradiación más largos (T en la Tabla 8 y las Figuras 24 y 25) implican un control menos preciso de la temperatura; esto se muestra por la concordancia entre la temperatura medida y el perfil programado (líneas negras y azules en Figuras 27 - 30). Se considera que los tiempos de irradiación más cortos representan mejor la entrada atmosférica de los MMs debido a que ésta es muy breve, mientras que los tiempos más largos se aproximan más a la formación de condros que pudo haber durado algunos minutos. En general, un *duty cycle* más alto logra producir temperaturas máximas más altas (Tablas 8 y 9), y algunas excepciones a esto pueden deberse al tamaño y cantidad de los granos precursores.

Existen algunos otros factores que pueden influir en la eficiencia de absorción de los precursores que hasta ahora no se han podido controlar completamente durante los experimentos, por ejemplo: la orientación cristalográfica de los granos precursores, la posición exacta del grano en la depresión del portamuestras, y el gas retenido dentro de los granos precursores.

Las condiciones experimentales de las muestras son muy similares entre sí (Tabla 8), aunque es necesario resaltar algunas cosas: todos las corridas experimentales antes de la corrida 20 fueron realizadas con el perfil de irradiación I, haciendo variaciones en el tamaño del *spot* del láser, lo que dio la posibilidad de variar la densidad de energía. Dos cambios importantes a partir de la corrida 21 fueron, por un lado, dejar de utilizar los lentes que enfocaban el láser con el fin de agrandar lo más posible el *spot* del haz y así asegurar que los huecos del portamuestras fueran irradiados de manera más uniforme, y por el otro, la posibilidad de comenzar a probar el segundo perfil de irradiación (onda de choque). Algo similar sucedió con el ajuste en el tiempo de irradiación a partir de la corrida 21, pues se consideró comenzar a probar tiempos más realistas, sobretodo para la entrada atmosférica de los MMs.

Como ya se mencionó en secciones anteriores, todos los experimentos fueron hechos a una presión de 0.76 atm (presión ambiente en la Ciudad de México) y el material precursor

utilizado fue pobre en Fe, es decir que los análogos obtenidos parecidos a algún tipo de condros, podrían considerarse tipo I, debido a su abundancia en Fe. Esto es importante porque anteriormente ya se había reportado en la literatura la reproducción experimental de condros tipo II (p. ej. Tsuchiyama, Nagahara, y Kushiro 1980) a presiones de 1 bar, por lo que se puede afirmar entonces que es posible crear análogos de cualquier tipo a presiones altas.

6.2 ACERCA DE LAS PROPIEDADES DE LOS ANÁLOGOS

Como puede observarse en la Tabla 9, se obtuvo un amplio rango de pérdida de masa. Los modelos numéricos de entrada atmosférica de MMs muestran que la pérdida de masa depende del tamaño inicial de la partícula, el ángulo de entrada y la velocidad (p. ej. Love y Brownlee 1991; Briani et al. 2013). Por poner un ejemplo más específico, Rudraswami et al. (2016) predijeron pérdidas de masa mayores a 70%, asumiendo una velocidad de entrada de 16 km s^{-1} , de partículas con ángulo de entrada entre 70° y 75° ; mientras que partículas con pérdida de masa $<70\%$ podrían haber entrado con ángulos $>75^\circ$. Además de esto, algo importante es lo mencionado en la sección anterior, donde el tiempo de calentamiento y la temperatura máxima alcanzada también influyen mucho en la pérdida de material debido a evaporación.

Tres de las muestras de la Figura 27, consideradas como vítreas, presentan granos relictos, lo que indica fusión parcial; aún así la textura general de las muestras es similar a micrometeoritos V, por ejemplo, muestras pág. 22 en Larsen (2017), Figura 1 muestras b-f y Figura 2 muestras a-b en Folco y Cordier (2015) o condros de olivino rico en vidrio, como la Figura 10 columna derecha en Radomsky y Hewins (1990). Las primeras 3 muestras irradiadas con el perfil I tienen una pérdida de masa mucho más grande, y por consiguiente de hierro, eso muestra una evaporación de Fe uniforme conforme la pérdida de material. La muestra 28_1-5 irradiada con el perfil II da indicios de que se puede controlar mucho mejor la pérdida de masa con este perfil, pues el tiempo de irradiación fue considerablemente más breve, pero la tasa de enfriamiento fue mayor, por lo que consiguió su textura vítrea.

Las muestras de la Figura 28 se han clasificado como criptocristalinas (CC) y pueden ser comparadas con micrometeoritos reales CC, por ejemplo, muestra H en la Figura 1 de Genge et al. (2017), muestras pág. 20 en Larsen (2017), muestras b y c en la Figura 1 de van Ginneken et al. (2017) o condros criptocristalinos (C), por ejemplo, muestra A en la Figura 1 de Grossman et al. (2000), muestra l en la Figura 2 de Lauretta et al. (2006). Sólo dos de las muestras presentan granos relictos, indicando también una fusión parcial. Resalta el parecido

de sus historias térmicas. La pérdida de Fe de nuevo coincide con la pérdida de masa, aunque no se logra explicar del todo cómo es que la muestra 6_2-4 no sufrió pérdida de masa, pese a que fue la que alcanzó una temperatura más alta.

En la Figura 29 se exhiben las muestras que resultaron en una textura barrada de olivino, que se puede comparar con un condro o MM tipo BO, por ejemplo, Figura 3 en Radomsky y Hewins (1990), muestra i en la Figura 2 de Lauretta et al. (2006), muestras D y F en la Figura 1 de Genge et al. (2017), muestras h-i en la Figura 1 y muestra k en la Figura 2 de Folco y Cordier (2015). Dos de las muestras, la 19_6-2 y la 16_5-2 indican la presencia de granos relictos, esto pudo deberse a que el tiempo en el que permanecieron a temperaturas por encima de la de fusión fue demasiado breve, mientras que la muestra 20_6-2bB permaneció por más tiempo a temperaturas cercanas a la de fusión y por lo mismo no requirió de una tasa de enfriamiento tan alta como la de sus dos compañeras texturales. Esta muestra revela un enriquecimiento de Fe cerca del borde en dos formas: en la composición del silicato (Tabla 10) y en un aumento de partículas de óxido de Fe. Las tres muestras perdieron hierro en general, pero algo de hierro se depositó en forma de óxido sobre la superficie (magnetita) o entre los cristales.

Las muestras de la Figura 30 se irradiaron en condiciones experimentales similares, excepto por el perfil de irradiación y el número inicial de granos (ver Tabla 8), que resultaron en dos morfologías y texturas diferentes. Para la corrida 23, se colocaron varios granos en cada depresión del portamuestras. El número exacto no se puede controlar debido a los diámetros tan pequeños de los granos (125 μm a 250 μm). El resultado fue una muestra parcialmente fundida con una forma subhedral, y como ya se mencionó anteriormente es el análogo con la T_{peak} más baja reportada y la tasa de enfriamiento más alta, lo que pudo haber influido también en su fusión parcial. La muestra 23_5-1b tiene una similitud con un MM semiesférico parcialmente fundido, por ejemplo muestra y en Figura 1 de Genge et al. (2008). El precursor de las muestras 29_5-4 y 29_1-3 (Figura 30 e-l) fueron un solo grano de olivino adherido con algunos granos finos de feldespatos (composición en Tabla 6), y fueron irradiados con un perfil térmico tipo onda de choque, lo que resultó en análogos con una textura interesante que podría catalogarse como de condro RP, considerando que las propiedades del piroxeno resultante son diferentes debido al precursor de olivino.

La Tabla 10 muestra que la composición de los análogos de olivino (Figuras 27, 28 y 29) podría compararse con algunos condros de tipo IA en Semarkona y Allende (p. ej. Alexander

et al. 2008; Jones 2012; Simon y Haggerty 1979) y algunas colecciones antárticas de MMs (p. ej. Imae, Taylor, y Iwata 2013).

En general, la presencia de algunos granos relictos en los análogos obtenidos es similar a los reportados para condros y MMs naturales, por ejemplo Figura 9 en Taylor et al. (2012). La preservación de granos relictos puede estar relacionada con las altas tasas de enfriamiento de los análogos (Soulié, Libourel, y Tissandier 2017) o debido a un calentamiento no homogéneo de las muestras, sobretodo en los casos donde los granos iniciales eran grandes o no fueron sólo uno, sino varios en un mismo hueco del portamuestras.

La evaporación del Fe y sus elementos afines también es muy clara en los análogos y es importante monitorear debido a que esto influye en la composición final que puedan tener después de la irradiación. Además, como la evaporación del Fe está determinada por el tiempo de calentamiento y las temperaturas alcanzadas, y a su vez la abundancia de Fe influye en la textura final del análogo (Tsuchiyama et al. 2004), esto puede ayudar a la reproducción de ciertas texturas.

Tanto en las imágenes como en los análisis de los análogos se mostró la presencia de magnetita y hematita. Toppani et al. (2001) sugieren que la presencia de magnetita es debida a una fusión parcial de fases ricas en hierro y una subsecuente cristalización de éstas. En todo caso, este proceso podría formar también hematita, solo que la magnetita se formaría a una temperatura más alta que la hematita. La presencia de este proceso puede suceder tanto en la formación de condros, como en la entrada atmosférica de MMs. De hecho, existen MMs que presentan una corteza de magnetita y coinciden con los resultados obtenidos sobre este comportamiento de evaporación de Fe.

6.3 ACERCA DE CITLALMITL

La construcción de una máquina como Cītlalmītl trajo retos de muchas índoles para todo el equipo que estuvo y está vinculado con este arreglo experimental, desde cuestiones presupuestales, nutrirnos entre todos de las distintas disciplinas que se requerían, hasta una pandemia que provocó que el laboratorio entero dejara de trabajar.

Debido a que los objetivos de construcción de Cītlalmītl se centran en la reproducción lo más fidedigna posible de condros y MMs, todas las modificaciones que ha sufrido el dispositivo desde su construcción han sido encaminados a ello, y como todo trabajo científico, se aprende más de los errores que de los aciertos, y eso ha impulsado que Cītlalmītl sea en la actualidad la máquina tan robusta que es, acercándose poco a poco al objetivo.

Los perfiles de irradiación son justamente la prueba más importante de la evolución resultante de Cītlalmītl. El perfil de meseta (I) es un perfil empírico y arbitrario diseñado para probar la fusión de las primeras muestras y no tiene una interpretación física real, como se mencionó anteriormente. De hecho, el perfil I no representa condiciones realistas de formación de condros o MMs y sólo ayudó a determinar si se podría controlar ciertos parámetros experimentales, incluidas las velocidades de calentamiento y enfriamiento. El futuro de Cītlalmītl se deberá concentrar en desarrollar perfiles más realistas, basados en modelos propuestos en la literatura y probar su efectividad en la formación de condros y MMs, justo como lo es el perfil de onda de choque (II).

Hay muchas formas en las que puede mejorar Cītlalmītl . Por mencionar algunos de los planes futuros con el fin de enriquecerla, se encuentran:

- La implementación futura de un sistema diseñado para medir el espectro de la radiación infrarroja de la muestra durante la irradiación, produciendo historias térmicas resueltas espectralmente.
- El diseño de un arreglo óptico motorizado para el apuntado del pirómetro, logrando con esto que Cītlalmītl se pueda operar de modo completamente automático y remotamente, algo cada vez más importante en las condiciones actuales del mundo.
- La colocación de una cámara infrarroja que pueda mostrarnos en tiempo real la formación de los análogos.
- La reproducción de análogos de condros en entornos más realistas donde se realicen experimentos en diferentes atmósferas, para, por ejemplo, imitar el entorno de la nebulosa solar, con una atmósfera de H₂, que es donde tuvo lugar la formación de condros.
- Los siguientes pasos también incluyen la reproducción de condros y análogos de MMs con composiciones cada vez más realistas para el material precursor.
- Además de las mejoras, otras posibles aplicaciones de este dispositivo son: la replicación de la corteza de fusión de meteoritos, el estudio detallado del proceso de ablación en MMs y la reproducción de plasmas inducidos por láser para el estudio de rayos en diferentes atmósferas.

7★ CONCLUSIONES GENERALES

En esta tesis se ha diseñado e implementado un nuevo dispositivo experimental, al que se le ha denominado Cītlalmītl, para reproducir análogos de condros y MMs utilizando un haz láser de CO₂ de 50 W y aprovechando la irradiación láser frente al uso de otros métodos menos eficaces. Se ha comprobado entonces la eficacia de la irradiación por láser para la creación de análogos a condros y MMs, permitiendo obtener tasas de calentamiento y enfriamiento rápidas, las cuales son predichas por los modelos teóricos de formación de condros y de entrada atmosférica de MMs.

La ventaja más importante de Cītlalmītl es que es capaz de controlar la intensidad óptica que llega a la muestra, a través de la capacidad de programar perfiles temporales de irradiación específicos para imitar las condiciones térmicas predichas por los modelos para la formación de condros y MMs. Con este nuevo dispositivo, además de poder establecer el perfil de potencia versus temperatura, se ha logrado con éxito medir directamente la historia térmica (temperatura de la muestra versus tiempo) de formación de los análogos durante el proceso de irradiación, lo cual es completamente nuevo en los experimentos reportados de este tipo.

Si bien se han realizado corridas experimentales con dos tipos diferentes de perfiles de potencia óptica (meseta y onda de choque), es de destacar la capacidad que tiene Cītlalmītl para programar perfiles arbitrarios en el dispositivo.

El modelo de onda de choque es el más aceptado actualmente para la formación de condros y la entrada atmosférica para los MMs. Al poder utilizarlo con Cītlalmītl para reproducir análogos, se ha comprobado que este es un buen modelo para su formación, pues la morfología, la mineralogía y la composición química logradas son muy similares a las de los condros y MMs naturales.

Aún así, quedan muchos aspectos en los que Cītlalmītl podría mejorar y con esto responder muchas preguntas aún no resueltas acerca de la evolución del material en el sistema solar. El futuro de esta máquina es muy prometedor, por lo que no queda más que seguir trabajando en ella y ampliar sus capacidades.

8★ REFERENCIAS

- Abreu, Neyda M., y Adrian J. Brearley. 2010. «Early Solar System Processes Recorded in the Matrices of Two Highly Pristine CR3 Carbonaceous Chondrites, MET 00426 and QUE 99177». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74 (3): 1146-71. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.11.009>.
- Alexander, C. M. O. ', J. N. Grossman, D. S. Ebel, y F. J. Ciesla. 2008. «The Formation Conditions of Chondrules and Chondrites». *Science* 320 (junio): 1617. <https://doi.org/10.1126/science.1156561>.
- Allen, J. S., S. Nozette, y L. L. Wilkening. 1980. «A study of chondrule rims and chondrule irradiation records in unequilibrated ordinary chondrites». *\gca* 44 (agosto): 1161-75. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90070-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90070-8).
- Alshibli Khalid A., y Alsaleh Mustafa I. 2004. «Characterizing Surface Roughness and Shape of Sands Using Digital Microscopy». *Journal of Computing in Civil Engineering* 18 (1): 36-45. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0887-3801\(2004\)18:1\(36\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0887-3801(2004)18:1(36)).
- Amelin, Yuri, Alexander N. Krot, Ian D. Hutcheon, y Alexander A. Ulyanov. 2002. «Lead Isotopic Ages of Chondrules and Calcium-Aluminum-Rich Inclusions». *Science* 297 (septiembre): 1678-83. <https://doi.org/10.1126/science.1073950>.
- Andre, P., D. Ward-Thompson, y M. Barsony. 1993. «Submillimeter continuum observations of Rho Ophiuchi A - The candidate protostar VLA 1623 and prestellar clumps». *\apj* 406 (marzo): 122-41. <https://doi.org/10.1086/172425>.
- Armitage, P. J. 2013. *Astrophysics of Planet Formation*.
- Augereau, J. C., A. M. Lagrange, D. Mouillet, y F. Menard. 1999. «HST/NICMOS2 observations of the HD 141569 A circumstellar disk». *arXiv:astro-ph/9909423*, septiembre. <http://arxiv.org/abs/astro-ph/9909423>.
- Badjukov, D. D., F. Brandstätter, J. Raitala, y G. Kurat. 2010. «Basaltic micrometeorites from the Novaya Zemlya glacier». *Meteoritics and Planetary Science* 45 (septiembre): 1502-12. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2010.01125.x>.
- Battandier, M., L. Bonal, E. Quirico, P. Beck, C. Engrand, J. Duprat, y E. Dartois. 2018. «Characterization of the organic matter and hydration state of Antarctic micrometeorites: A reservoir distinct from carbonaceous chondrites». *icarus* 306 (mayo): 74-93. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2018.02.002>.
- Beitz, E., J. Blum, R. Mathieu, A. Pack, y D. C. Hezel. 2013. «Experimental investigation of the nebular formation of chondrule rims and the formation of chondrite parent bodies». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 116 (0): 41-51. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2012.04.059>.
- Bischoff, Addi. 2001. «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 (julio): 769-76. [https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(01\)00026-5](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(01)00026-5).

- Blander, M., H. N. Planner, K. Keil, L. S. Nelson, y N. L. Richardson. 1976. «The origin of chondrules - Experimental investigation of metastable liquids in the system Mg₂SiO₄-SiO₂». *gca* 40 (agosto): 889-96. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(76\)90137-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90137-X).
- Borucki, W. J., R. L. Mc Kenzie, C. P. McKay, N. D. Duong, y D. S. Boac. 1985. «Spectra of simulated lightning on Venus, Jupiter, and Titan». *Icarus* 64 (2): 221-32. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(85\)90087-9](https://doi.org/10.1016/0019-1035(85)90087-9).
- Boss, A. P., y R. H. Durisen. 2005. «Chondrule-forming Shock Fronts in the Solar Nebula: A Possible Unified Scenario for Planet and Chondrite Formation». *apjl* 621 (marzo): L137-40. <https://doi.org/10.1086/429160>.
- Boss, A. P., y J. A. Graham. 1993. «Clumpy disk accretion and chondrule formation». *icarus* 106 (noviembre): 168. <https://doi.org/10.1006/icar.1993.1164>.
- Bowey, J. E., A. J. Adamson, y D. C. B. Whittet. 1998. «The 10- μ m profile of molecular-cloud and diffuse ISM silicate dust». *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 298 (1): 131-38. <https://doi.org/10.1046/j.1365-8711.1998.01640.x>.
- Bradley, J. P. 2003. «Interplanetary Dust Particles». *Treatise on Geochemistry* 1 (diciembre): 689-711. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/01152-X>.
- Briani, G., E. Pace, S. N. Shore, G. Pupillo, A. Passaro, y S. Aiello. 2013. «Simulations of micrometeoroid interactions with the Earth atmosphere». *aap* 552 (abril): A53. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201219658>.
- Brownlee, D. E., B. Bates, y R. H. Beauchamp. 1983. «Meteor ablation spherules as chondrule analogs». En *Chondrules and their Origins*, editado por E. A. King, 10-25.
- Cervantes-de la Cruz, K. E., A. Segura, y F. Ortega-Gutiérrez. 2015. «Bar Size Tendency of Barred Olivine Chondrules». En *78th Annual Meeting of the Meteoritical Society*, 1856:5380. LPI Contributions.
- Cervantes-de la Cruz, Karina E. 2009. «Estudio petrológico de los condros de las meteoritas condriticas mexicanas Cuartaparte, Cosina, y Nuevo mercurio : origen y evolución de dichas estructuras.» México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ciesla, F. J. 2005. «Chondrule-forming Processes--An Overview». En , 341:811. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2005ASPC..341..811C>.
- Ciesla, F. J., L. L. Hood, y S. J. Weidenschilling. 2004. «Evaluating planetesimal bow shocks as sites for chondrule formation». *Meteoritics and Planetary Science* 39 (noviembre): 1809-21. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2004.tb00077.x>.
- Ciesla, F. J., D. S. Lauretta, y L. L. Hood. 2004. «The frequency of compound chondrules and implications for chondrule formation». *Meteoritics and Planetary Science* 39 (abril): 531-44. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2004.tb00917.x>.
- Cieza, Lucas, Deborah L. Padgett, Karl R. Stapelfeldt, Jean-Charles Augereau, Paul Harvey, Neal J. Evans II, Bruno Merín, et al. 2007. «The Spitzer c2d Survey of Weak-Line T Tauri Stars. II. New Constraints on the Timescale for Planet Building». *The Astrophysical Journal* 667 (septiembre): 308-28. <https://doi.org/10.1086/520698>.

- Clayton, D. D., y L. R. Nittler. 2004. «Astrophysics with Presolar Stardust». *arXiv* 42 (septiembre): 39-78. <https://doi.org/10.1146/annurev.astro.42.053102.134022>.
- Connelly, James N., Martin Bizzarro, Alexander N. Krot, Åke Nordlund, Daniel Wielandt, y Marina A. Ivanova. 2012. «The Absolute Chronology and Thermal Processing of Solids in the Solar Protoplanetary Disk». *Science* 338 (noviembre): 651. <https://doi.org/10.1126/science.1226919>.
- Connolly, H. C., Jr., y S. G. Love. 1998. «The formation of chondrules: petrologic tests of the shock wave model.» *Science* 280 (abril): 62-67. <https://doi.org/10.1126/science.280.5360.62>.
- Connolly, Harold C, y S. J Desch. 2004. «On the Origin of the “Kleine Kügelchen” Called Chondrules». *Geochemistry* 64 (2): 95-125. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2003.12.001>.
- Connolly, Harold C., y Rhian H. Jones. 2016. «Chondrules: The canonical and noncanonical views». *Journal of Geophysical Research: Planets* 121 (10): 1885-99. <https://doi.org/10.1002/2016JE005113>.
- Connolly, Harold C., Jr., y Roger H. Hewins. 1991. «The influence of bulk composition and dynamic melting conditions on olivine chondrule textures». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55 (octubre): 2943-50. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90459-I](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90459-I).
- Cuzzi, J. N., y R. C. Hogan. 2003. «Blowing in the wind. I. Velocities of chondrule-sized particles in a turbulent protoplanetary nebula». *icarus* 164 (julio): 127-38. [https://doi.org/10.1016/S0019-1035\(03\)00104-0](https://doi.org/10.1016/S0019-1035(03)00104-0).
- Dermott, Stanley F., Thomas J. J. Kehoe, Keith Grogan, Daniel D. Durda, Sumita Jayaraman, Stephen J. Kortenkamp, y Mark C. Wyatt. 2001. «Orbital Evolution of Interplanetary Dust». En *Interplanetary Dust*, editado por Eberhard Grün, Bo Å. S. Gustafson, Stan Dermott, y Hugo Fechtig, 569-639. Astronomy and Astrophysics Library. Berlin, Heidelberg: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-56428-4_12.
- Desch, y Connolly. 2002. «A model of the thermal processing of particles in solar nebula shocks: Application to the cooling rates of chondrules». *Meteoritics & Planetary Science* 37 (2): 183-207. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2002.tb01104.x>.
- Desch, Melissa A. Morris, Harold C. Connolly, y Alan P. Boss. 2012. «The Importance of Experiments: Constraints on Chondrule Formation Models». *Meteoritics & Planetary Science* 47 (7): 1139-56. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2012.01357.x>.
- Desch, S. J., y J. N. Cuzzi. 2000. «The Generation of Lightning in the Solar Nebula». *Icarus* 143 (1): 87-105. <https://doi.org/10.1006/icar.1999.6245>.
- Dohnanyi, J. S. 1976. «Sources of Interplanetary Dust: Asteroids Invited Paper». En *Interplanetary Dust and Zodiacal Light*, editado por H. Elsaesser y H. Fechtig, 48:187. https://doi.org/10.1007/3-540-07615-8_482.
- Donaldson, Colin H. 1976. «An Experimental Investigation of Olivine Morphology». *Contributions to Mineralogy and Petrology* 57 (2): 187-213. <https://doi.org/10.1007/BF00405225>.
- Eisenhour, D. D., T. L. Daulton, y P. R. Buseck. 1994. «Electromagnetic Heating in the Early

- Solar Nebula and the Formation of Chondrules». *Science* 265 (agosto): 1067-70.
<https://doi.org/10.1126/science.265.5175.1067>.
- Engrand, C., J. Duprat, N. Bardin, E. Dartois, H. Leroux, E. Quirico, K. Benzerara, et al. 2016. «The asteroid-comet continuum from laboratory and space analyses of comet samples and micrometeorites». *IAU Focus Meeting 29* (27): 253-56.
<https://doi.org/10.1017/S1743921316002994>.
- Farmer, V.C. 1974. *The Infrared Spectra of Minerals*. Vol. 4. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland.
- Faure, François, Gilles Troliard, Christian Nicollet, y Jean-Marc Montel. 2003. «A developmental model of olivine morphology as a function of the cooling rate and the degree of undercooling». *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145 (2): 251-63.
<https://doi.org/10.1007/s00410-003-0449-y>.
- Ferus, Martin, David Nesvorný, Jiří Šponer, Petr Kubelík, Regina Michalčíková, Violetta Shestivská, Judit E Šponer, y Svatopluk Civiš. 2015. «High-Energy Chemistry of Formamide: A Unified Mechanism of Nucleobase Formation». *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 112 (3): 657-62. <https://doi.org/10.1073/pnas.1412072111>.
- Flynn, G. J. 1989. «Atmospheric Entry Heating: A Criterion to Distinguish between Asteroidal and Cometary Sources of Interplanetary Dust». *Icarus* 77 (2): 287-310.
[https://doi.org/10.1016/0019-1035\(89\)90091-2](https://doi.org/10.1016/0019-1035(89)90091-2).
- Folco, Luigi, y Carole Cordier. 2015. «Micrometeorites», enero. <https://doi.org/10.1180/EMU-notes.15.9>.
- Genge, M. J. 2008. «Micrometeorites and Their Implications for Meteors». *Earth Moon and Planets* 102 (junio): 525-35. <https://doi.org/10.1007/s11038-007-9185-z>.
- . 2017. «The entry heating and abundances of basaltic micrometeorites». *Meteoritics and Planetary Science* 52 (mayo): 1000-1013. <https://doi.org/10.1111/maps.12830>.
- Genge, M. J., C. Engrand, M. Gounelle, y S. Taylor. 2008. «The classification of micrometeorites». *Meteoritics and Planetary Science* 43 (marzo): 497-515.
<https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2008.tb00668.x>.
- Genge, M. J., M. Ginneken, M. D. Suttle, y R. P. Harvey. 2018. «Accumulation mechanisms of micrometeorites in an ancient supraglacial moraine at Larkman Nunatak, Antarctica». *Meteoritics and Planetary Science* 53 (octubre): 2051-66. <https://doi.org/10.1111/maps.13107>.
- Genge, M. J., M. M. Grady, y R. Hutchison. 1997. «The textures and compositions of fine-grained Antarctic micrometeorites - Implications for comparisons with meteorites». *Jgr* 61 (diciembre): 5149. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00308-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00308-6).
- Genge, M. J., J. Larsen, M. Van Ginneken, y M. D. Suttle. 2017. «An Urban Collection of Modern-Day Large Micrometeorites: Evidence for Variations in the Extraterrestrial Dust Flux through the Quaternary». *Geology* 45 (2): 119-22. <https://doi.org/10.1130/G38352.1>.
- Genge, Matthew J., Monica M. Grady, y Robert Hutchison. 1996. «Evidence in a Glassy Cosmic Spherule from Antarctica for Grazing Incidence Encounters with the Earth's Atmosphere».

Meteoritics and Planetary Science 31 (5): 627-32. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1996.tb02035.x>.

Ginneken, M. van, J. Gattacceca, P. Rochette, C. Sonzogni, A. Alexandre, V. Vidal, y M. J. Genge. 2017. «The parent body controls on cosmic spherule texture: Evidence from the oxygen isotopic compositions of large micrometeorites». *Jgr* 212 (septiembre): 196-210. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2017.05.008>.

Gómez Martín, J. C., D. L. Bones, J. D. Carrillo-Sánchez, A. D. James, J. M. Trigo-Rodríguez, B. Fegley Jr., y J. M. C. Plane. 2017. «Novel Experimental Simulations of the Atmospheric Injection of Meteoric Metals». *Jgr* 836 (febrero): 212. <https://doi.org/10.3847/1538-4357/aa5c8f>.

Gooding, J. L., y K. Keil. 1981. «Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation». *Meteoritics* 16 (marzo): 17-43.

Gounelle, M., M. Chaussidon, A. Morbidelli, J.-A. Barrat, C. Engrand, M. E. Zolensky, y K. D. McKeegan. 2009. «From the Cover: A unique basaltic micrometeorite expands the inventory of solar system planetary crusts». *Proceedings of the National Academy of Science* 106 (abril): 6904-9. <https://doi.org/10.1073/pnas.0900328106>.

Greshake, A., W. Kloeck, P. Arndt, M. Maetz, G. J. Flynn, S. Bajt, y A. Bischoff. 1998. «Heating experiments simulating atmospheric entry heating of micrometeorites: Clues to their parent body sources». *Meteoritics and Planetary Science* 33 (marzo). <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1998.tb01632.x>.

Grossman, J. N., C. M. O. Alexander, J. Wang, y A. J. Brearley. 2000. «Bleached chondrules: Evidence for widespread aqueous processes on the parent asteroids of ordinary chondrites». *Meteoritics and Planetary Science* 35 (mayo): 467-86. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2000.tb01429.x>.

Grossman, Jeffrey N., y Adrian J. Brearley. 2005. «The Onset of Metamorphism in Ordinary and Carbonaceous Chondrites». *Meteoritics & Planetary Science* 40 (1): 87-122. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2005.tb00366.x>.

Hashimoto, Akihiko. 1983. «Evaporation metamorphism in the early solar nebula—evaporation experiments on the melt FeO-MgO-SiO₂-CaO-Al₂O₃ and chemical fractionations of primitive materials». *Geochemical Journal* 17 (3): 111-45. <https://doi.org/10.2343/geochemj.17.111>.

Heide, Wlotzka. 1994. *Meteorites - Messengers from Space*. <http://www.springer.com/earth+sciences+and+geography/geology/book/978-3-540-58105-5>.

Hernández-Reséndiz, Patricia, Héctor Cruz-Ramírez, Alfred B. U'Ren, Karina Elizabeth Cervantes-de la Cruz, y Antígona Segura. 2020. «Citlalmitl: A Laser-Based Device for Meteoritical Sample Fabrication with Arbitrary Thermal Histories». *The Planetary Science Journal* 1 (2): 34. <https://doi.org/10.3847/PSJ/aba3c5>.

Hewins, R. H. 1988. «Experimental studies of chondrules». En *Meteorites and the Early Solar System*, editado por J. F. Kerridge y M. S. Matthews, 660-79.

Hewins, R. H., H. C. Connolly Lofgren, G. E., Jr., y G. Libourel. 2005. «Experimental Constraints on Chondrule Formation». En *Chondrites and the Protoplanetary Disk*, editado por

- A. N. Krot, E. R. D. Scott, y B. Reipurth, 341:286. Astronomical Society of the Pacific Conference Series.
- Hewins, R. H., y G. E. Fox. 2004. «Chondrule textures and precursor grain size: an experimental study». *gca* 68 (febrero): 917-26. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(03\)00494-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00494-0).
- Hewins, R. H., P. M. Radomsky, y H. C. Connolly Jr. 1989. «Influence of Melting Kinetics on the Formation of Barred Olivine Chondrules». En *Lunar and Planetary Science Conference*, 20:412. Lunar and Planetary Science Conference.
- Hood, L. L. 1998. «Thermal processing of chondrule and CAI precursors in planetesimal bow shocks». *Meteoritics and Planetary Science* 33 (enero): 97-107. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1998.tb01611.x>.
- Hood, L. L., F. J. Ciesla, N. A. Artemieva, F. Marzari, y S. J. Weidenschilling. 2009. «Nebular shock waves generated by planetesimals passing through Jovian resonances: Possible sites for chondrule formation». *Meteoritics and Planetary Science* 44 (abril): 327-42. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2009.tb00736.x>.
- Hood, L. L., y M. Horanyi. 1991. «Gas dynamic heating of chondrule precursor grains in the solar nebula». *icarus* 93 (octubre): 259-69. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(91\)90211-B](https://doi.org/10.1016/0019-1035(91)90211-B).
- Hood, L. L., y D. Kring. 1994. «Models for multiple heating mechanisms». *LPI Contributions* 844: 12-13.
- Hubbard, A., M.-M. Mac Low, y D. S. Ebel. 2018. «Dust concentration and chondrule formation». *ArXiv e-prints*, marzo.
- Huss, G. R., A. E. Rubin, y J. N. Grossman. 2006. «Thermal Metamorphism in Chondrites». *Meteorites and the Early Solar System II*, 567-86.
- Imae, Naoya, Susan Taylor, y Naoyoshi Iwata. 2013. «Micrometeorite Precursors: Clues from the Mineralogy and Petrology of Their Relict Minerals». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 100 (enero): 116-57. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.09.052>.
- Johnson, B. C., D. A. Minton, H. J. Melosh, y M. T. Zuber. 2015. «Impact jetting as the origin of chondrules». *nat* 517 (enero): 339-41. <https://doi.org/10.1038/nature14105>.
- Jones, R. H. 1994. «Petrology of FeO-poor, porphyritic pyroxene chondrules in the Semarkona chondrite». *gca* 58 (diciembre): 5325-40. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90316-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90316-6).
- . 2012. «Petrographic constraints on the diversity of chondrule reservoirs in the protoplanetary disk». *Meteoritics and Planetary Science* 47 (julio): 1176-90. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2011.01327.x>.
- Jones, R. H., J. N. Grossman, y A. E. Rubin. 2005. «Chemical, Mineralogical and Isotopic Properties of Chondrules: Clues to Their Origin». En *Chondrites and the Protoplanetary Disk*, editado por A. N. Krot, E. R. D. Scott, y B. Reipurth, 341:251. Astronomical Society of the Pacific Conference Series.
- Jones, R. H., y E. R. D. Scott. 1989. «Petrology and thermal history of type IA chondrules in the Semarkona (LL3.0) chondrite.» *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings* 19 (enero): 523-36.

- Jones, Rhian 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 (6): 1785-1802.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90408-D](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90408-D).
- Kaluna, H. M., H. A. Ishii, J. P. Bradley, J. J. Gillis-Davis, y P. G. Lucey. 2017. «Simulated space weathering of Fe- and Mg-rich aqueously altered minerals using pulsed laser irradiation». *icarus* 292 (agosto): 245-58. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2016.12.028>.
- Kemper, F., W. J. Vriend, y A. G. G. M. Tielens. 2004. «The Absence of Crystalline Silicates in the Diffuse Interstellar Medium». *apj* 609 (julio): 826-37. <https://doi.org/10.1086/421339>.
- Kimura, M., J. N. Grossman, y M. K. Weisberg. 2008. «Fe-Ni metal in primitive chondrites: Indicators of classification and metamorphic conditions for ordinary and CO chondrites». *Meteoritics and Planetary Science* 43 (octubre): 1161-77. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2008.tb01120.x>.
- Kuhn, J. R., D. Potter, y B. Parise. 2001. «Imaging Polarimetric Observations of a New Circumstellar Disk System». *The Astrophysical Journal* 553 (2): L189–L191.
<https://doi.org/10.1086/320686>.
- Kurat, G., C. Koeberl, T. Presper, F. Brandstätter, y M. Maurette. 1994. «Petrology and geochemistry of Antarctic micrometeorites». *gca* 58 (septiembre): 3879-3904.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90369-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90369-7).
- «La Enciclopedia de los Planetas Extrasolares». s. f. Accedido 5 de noviembre de 2020.
<http://exoplanet.eu/>.
- Lada, C. J. 1987. «Star formation - From OB associations to protostars». En *Star Forming Regions*, editado por M. Peimbert y J. Jugaku, 115:1-17. IAU Symposium.
- Lagrange, A.-M., D. Gratadour, G. Chauvin, T. Fusco, D. Ehrenreich, D. Mouillet, G. Rousset, et al. 2009. «A Probable Giant Planet Imaged in the β Pictoris Disk - VLT/NaCo Deep L'-Band Imaging». *Astronomy & Astrophysics* 493 (2): L21-25. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:200811325>.
- Larsen, Jon. 2017. *In Search of Stardust: Amazing Micrometeorites and Their Terrestrial Imposters*. Voyageur Press.
- Lauretta, D. S., H. Nagahara, y C. M. O'd. Alexander. 2006. «Petrology and Origin of Ferromagnesian Silicate Chondrules». En *Meteorites and the Early Solar System II*, editado por Dante S. Lauretta y Harry Y. McSween, 431.
- Levy, Eugene H., y Suguru Araki. 1989. «Magnetic Reconnection Flares in the Protoplanetary Nebula and the Possible Origin of Meteorite Chondrules». *Icarus* 81 (1): 74-91.
[https://doi.org/10.1016/0019-1035\(89\)90126-7](https://doi.org/10.1016/0019-1035(89)90126-7).
- Lodders, K., y S. Amari. 2005. «Presolar grains from meteorites: Remnants from the early times of the solar system». *Chemie der Erde / Geochemistry* 65 (mayo): 93-166.
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2005.01.001>.
- Lofgren, G. 1989. «Dynamic Crystallization Experiments on Chondrule Melts: Origin of Droplet

- Chondrule Textures and Limits on the Chondrule Forming Process». *LPI Contributions* 698: 56.
- Lofgren, G. E. 1996. «A dynamic crystallization model for chondrule melts.» En , 187-96. <http://adsabs.harvard.edu/abs/1996cpd..conf..187L>.
- Lofgren, G., y A. B. Lanier. 1990. «Dynamic crystallization study of barred olivine chondrules». *Jgr* 54 (diciembre): 3537-51. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90303-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90303-3).
- Love, S. G., y D. E. Brownlee. 1991. «Heating and thermal transformation of micrometeoroids entering the earth's atmosphere». *Jgr* 89 (enero): 26-43. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(91\)90085-8](https://doi.org/10.1016/0019-1035(91)90085-8).
- . 1993. «A Direct Measurement of the Terrestrial Mass Accretion Rate of Cosmic Dust». *Science* 262 (5133): 550-53. <https://doi.org/10.1126/science.262.5133.550>.
- MacPherson, G. J., N. T. Kita, T. Ushikubo, E. S. Bullock, y A. M. Davis. 2012. «Well-resolved variations in the formation ages for Ca-Al-rich inclusions in the early Solar System». *Earth and Planetary Science Letters* 331 (mayo): 43-54. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.010>.
- Mason, B. 1967. «Meteorites». *Am. Sci.* 55: 429-55.
- McDonnell, J. A. M., y C. R. Cook. 1997. «Particle lifetime studies in leo for aerocaptured interplanetary dust». *Advances in Space Research* 20 (8): 1495-1500. [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(97\)00424-9](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(97)00424-9).
- McNally, Colin P., Alexander Hubbard, Mordecai-Mark Mac Low, Denton S. Ebel, y Paola D'Alessio. 2013. «Mineral Processing by Short Circuits in Protoplanetary Disks». *The Astrophysical Journal Letters* 767 (1): L2.
- McSween, Harry Y. 1977. «Chemical and petrographic constraints on the origin of chondrules and inclusions in carbonaceous chondrites». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41 (12): 1843-60. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90216-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90216-2).
- McSween, Harry Y., Jr., Derek W. G. Sears, y Robert T. Dodd. 1988. «Thermal metamorphism». *Meteorites and the Early Solar System*, 102-13.
- Miura, H., E. Yokoyama, K. Nagashima, K. Tsukamoto, y A. Srivastava. 2011. «A new constraint for chondrule formation: condition for the rim formation of barred-olivine textures». *Earth, Planets, and Space* 63 (octubre): 1087-96. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.004>.
- Mvondo, D. Nna, R. Navarro-González, C. P. McKay, P. Coll, y F. Raulin. 2001. «Production of nitrogen oxides by lightning and coronae discharges in simulated early earth, venus and mars environments». *Advances in Space Research* 27 (2): 217-23.
- Nagahara, H., B. O. Mysen, y I. Kushiro. 1994. «Evaporation of olivine - Low pressure phase relations of the olivine system and its implication for the origin of chondritic components in the solar nebula». *Jgr* 58 (abril): 1951. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90426-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90426-X).
- Nagashima, K., K. Tsukamoto, H. Satoh, H. Kobatake, y P. Dold. 2006. «Reproduction of chondrules from levitated, hypercooled melts». *Journal of Crystal Growth* 293 (1): 193-97. <https://doi.org/10.1016/j.jcrysgro.2006.01.064>.
- Nelson, L. S., M. Blander, S. R. Skaggs, y K. Keil. 1972. «Use of a CO₂ laser to prepare

- chondrule-like spherules from supercooled molten oxide and silicate droplets». *Earth and Planetary Science Letters* 14 (abril): 338-44. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90133-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90133-1).
- Nesvorný, D., P. Jenniskens, H. F. Levison, W. F. Bottke, D. Vokrouhlický, y M. Gounelle. 2010. «Cometary Origin of the Zodiacal Cloud and Carbonaceous Micrometeorites. Implications for Hot Debris Disks». *apj* 713 (abril): 816-36. <https://doi.org/10.1088/0004-637X/713/2/816>.
- Nordine, Paul C., y Robert M. Atkins. 1982. «Aerodynamic levitation of laser-heated solids in gas jets». *Review of Scientific Instruments* 53 (9): 1456-64. <https://doi.org/10.1063/1.1137196>.
- Norton, O. R., y L. A. Chitwood. 2008. *Field Guide to Meteors and Meteorites*.
- Nowell, Matthew M., y John O. Carpenter. 2007. «Multi-Length Scale Characterization of the Gibeon Meteorite Using Electron Backscatter Diffraction». *Microscopy Today* 15 (5): 6-11. <https://doi.org/10.1017/S1551929500061162>.
- Ostrooumov, M. 2007. *Espectrometría infrarroja de reflexión en mineralogía avanzada, geomología y arqueometría*. Monografías del Instituto de Geofísica. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. <https://books.google.com.mx/books?id=2swkxrjIGqUC>.
- Palme, Herbert, Dominik C. Hezel, y Denton S. Ebel. 2015. «The Origin of Chondrules: Constraints from Matrix Composition and Matrix-Chondrule Complementarity». *Earth and Planetary Science Letters* 411 (febrero): 11-19. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.11.033>.
- Peucker-Ehrenbrink, Bernhard, y Greg Ravizza. 2000. «The Effects of Sampling Artifacts on Cosmic Dust Flux Estimates: A Reevaluation of Nonvolatile Tracers (Os, Ir)». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (11): 1965-70. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00429-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00429-9).
- Poppe, T., C. Güttler, y T. Springborn. 2010. «Thermal metamorphoses of cosmic dust aggregates: experiments by furnace, electrical gas discharge, and radiative heating». *Earth, Planets, and Space* 62 (enero): 53-56. <https://doi.org/10.5047/eps.2008.10.001>.
- Prior, G. T. 1920. «The classification of meteorites». *Mineral Mag.* 19: 51-63.
- Radomsky, Patrick M., y Roger H. Hewins. 1990. «Formation Conditions of Pyroxene-Olivine and Magnesian Olivine Chondrules». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54 (12): 3475-90. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90299-Z](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90299-Z).
- Ramírez, Sandra I., Rafael Navarro-González, Patrice Coll, y François Raulin. 2005. «Organic chemistry induced by corona discharges in Titan's troposphere: Laboratory simulations». *Advances in Space Research* 36 (2): 274-80. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.09.010>.
- Rietmeijer, Frans J. M. 2000. «Shower Meteoroids: Constraints From Interplanetary Dust Particles And Leonid Meteors». *Earth, Moon, and Planets* 88 (1): 35-58. <https://doi.org/10.1023/A:1013862627781>.
- Rose, Gustav., y Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin. 1864. *Beschreibung und Eintheilung der Meteoriten auf Grund der Sammlung im mineralogischen Museum zu Berlin*. Berlin: Gedruckt in der Druckerei der Königlich Akademien der Wissenschaften, in Commission bei F. Dümmler's Verlags-Buchhandlung Harrwitz und Gossmann. <https://catalog.hathitrust.org/Record/012241775>.

- Rubin, A. E. 1999. «Formation of large metal nodules in ordinary chondrites». *Jgr* 104: 30799-804. <https://doi.org/10.1029/1999JE001114>.
- Rubin, A. E., y J. N. Grossman. 2010. «Meteorite and meteoroid: New comprehensive definitions». *Meteoritics and Planetary Science* 45 (enero): 114-22. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2009.01009.x>.
- Rudraswami, N. G., M. Shyam Prasad, S. Dey, D. Fernandes, J. M. C. Plane, W. Feng, S. Taylor, y J. D. Carrillo-Sánchez. 2016. «Relict Olivines in Micrometeorites: Precursors and Interactions in the Earth's Atmosphere». *The Astrophysical Journal* 831 (2): 197. <https://doi.org/10.3847/0004-637X/831/2/197>.
- Rudraswami, N. G., M. Shyam Prasad, S. Dey, J. M. C. Plane, W. Feng, J. D. Carrillo-Sánchez, y D. Fernandes. 2016. «Ablation and Chemical Alteration of Cosmic Dust Particles during Entry into the Earth's Atmosphere». *The Astrophysical Journal Supplement Series* 227 (2): 15. <https://doi.org/10.3847/0067-0049/227/2/15>.
- Ruzmaikina, T. V., y W. H. Ip. 1994. «Chondrule formation in radiative shock». *icarus* 112 (diciembre): 430-47. <https://doi.org/10.1006/icar.1994.1196>.
- Scattergood, Thomas W., Christopher P. McKay, William J. Borucki, Lawrence P. Giver, Hilde van Ghyseghem, James E. Parris, y Stanley L. Miller. 1989. «Production of organic compounds in plasmas: A comparison among electric sparks, laser-induced plasmas, and UV light». *Icarus* 81 (2): 413-28. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(89\)90061-4](https://doi.org/10.1016/0019-1035(89)90061-4).
- Scharf, Caleb A. 2009. *Extrasolar Planets and Astrobiology*. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2009epa..book.....S>.
- Scott, E. R. D., y A. N. Krot. 2003. «Chondrites and their Components». *Treatise on Geochemistry* 1 (diciembre): 711. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/01145-2>.
- Scott, Edward R. D. 2007. «Chondrites and the Protoplanetary Disk». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35 (mayo): 577-620. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140100>.
- Scott, Edward R. D., y G. Jeffrey Taylor. 1983. «Chondrules and other components in C, O, and E chondrites: Similarities in their properties and origins». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88 (S01): B275-86. <https://doi.org/10.1029/JB088iS01p0B275>.
- Shu, Frank H., Hsien Shang, y Typhoon Lee. 1996. «Toward an Astrophysical Theory of Chondrites». *Science* 271 (5255): 1545-52. <https://doi.org/10.1126/science.271.5255.1545>.
- Simon, S. B., y S. E. Haggerty. 1979. «Petrography and olivine mineral chemistry of chondrules and inclusions in the Allende meteorite.» *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings* 1 (enero): 871-83.
- Solé, Jesús. 2009. «Determination of K-Ar ages in milligram samples using an infrared laser for argon extraction». *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 23 (22): 3579-90. <https://doi.org/10.1002/rcm.4280>.
- Soulié, C., G. Libourel, y L. Tissandier. 2017. «Olivine dissolution in molten silicates: An experimental study with application to chondrule formation». *Meteoritics and Planetary Science*

52 (febrero): 225-50. <https://doi.org/10.1111/maps.12792>.

Stapelfeldt, K. R., E. K. Holmes, C. Chen, G. H. Rieke, K. Y. L. Su, D. C. Hines, M. W. Werner, et al. 2004. «First Look at the Fomalhaut Debris Disk with the Spitzer Space Telescope». *The Astrophysical Journal Supplement Series* 154 (1): 458–462. <https://doi.org/10.1086/423135>.

Taylor, A. D. 1996. «Earth Encounter Velocities for Interplanetary Meteoroids». *Advances in Space Research* 17 (12): 205-9. [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(95\)00782-A](https://doi.org/10.1016/0273-1177(95)00782-A).

Taylor, Susan, Gregory F. Herzog, y Jeremy S. Delaney. 2007. «Crumbs from the Crust of Vesta: Achondritic Cosmic Spherules from the South Pole Water Well». *Meteoritics & Planetary Science* 42 (2): 223-33. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2007.tb00229.x>.

Taylor, Susan, James H. Lever, y Ralph P. Harvey. 1998. «Accretion Rate of Cosmic Spherules Measured at the South Pole». *Nature* 392 (6679): 899-903. <https://doi.org/10.1038/31894>.

Taylor, Susan, Graciela Matrajt, y Yunbin Guan. 2012. «Fine-Grained Precursors Dominate the Micrometeorite Flux». *Meteoritics & Planetary Science* 47 (4): 550-64. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2011.01292.x>.

Tielens, A. G. G. M. 2010. *The Physics and Chemistry of the Interstellar Medium*.

Toppani, A., y G. Libourel. 2003. «Factors controlling compositions of cosmic spinels: application to atmospheric entry conditions of meteoritic materials». *Jgr* 67 (diciembre): 4621-38. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(03\)00383-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00383-1).

Toppani, A., G. Libourel, C. Engrand, y M. Maurette. 2001. «Experimental simulation of atmospheric entry of micrometeorites». *Meteoritics and Planetary Science* 36 (octubre): 1377-96. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2001.tb01831.x>.

Tschermak, G. 1885. «The microscopic properties of meteorites. Translated by Wood J. A. and Wood E.» *M. Smithsonian. Contrib. Astrophys.* 4(6).

Tsuchiyama, A., y H. Nagahara. 1981. «Effects of precooling thermal history and cooling rate on the texture of chondrules: A preliminary report». *National Institute Polar Research Memoirs* 20 (diciembre): 175.

Tsuchiyama, A., H. Nagahara, y I. Kushiro. 1980. «Experimental reproduction of textures of chondrules». *Earth and Planetary Science Letters* 48 (junio): 155-65. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90178-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90178-8).

Tsuchiyama, A., T. Yada, T. Noguchi, T. Nakano, y K. Uesugi. 2004. «Three-Dimensional Shapes of Cosmic Spherules and Chondrites: Comparison for Chondrule Formation Process». En , 9033. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2004cpd..work.9033T>.

Tsuchiyama, Akira, Yuichi Osada, Tsukasa Nakano, y Kentaro Uesugi. 2004. «Experimental reproduction of classic barred olivine chondrules: open-system behavior of chondrule formation 1». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 (febrero): 653-72. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(03\)00448-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00448-4).

Tsukamoto, K., H. Satoh, Y. Takamura, y K. Kuribayashi. 1999. «A new approach for the formation of olivine-chondrules by aero-acoustic levitation.» En *Antarctic Meteorites XXIV*, editado por D. Pitt, 24:179-81.

- Villagran-Muniz, Mayo, Hugo Sobral, y Rafael Navarro-González. 2003. «Shock and thermal wave study of laser-induced plasmas in air by the probe beam deflection technique». *Measurement Science and Technology* 14 (5): 614–618. <https://doi.org/10.1088/0957-0233/14/5/311>.
- Wasson, John T. 1974. *Meteorites: Classification and Properties*. Springer-Verlag.
- . 1996. «Chondrule formation: energetics and length scales.» En , 45-54. <http://adsabs.harvard.edu/abs/1996cpd..conf...45W>.
- Weisberg, M. K. 1987. «Barred olivine chondrules in ordinary chondrites». *Jgr* 92 (marzo): 663. <https://doi.org/10.1029/JB092iB04p0E663>.
- Weisberg, M. K., T. J. McCoy, y A. N. Krot. 2006. «Systematics and Evaluation of Meteorite Classification». En *Meteorites and the Early Solar System II*, editado por D. S. Lauretta y H. Y. McSween, 19-52.
- Welsch, Benoît, François Faure, Vincent Famin, Alain Baronnet, y Patrick Bachelery. 2013. «Dendritic Crystallization: A Single Process for all the Textures of Olivine in Basalts?» *Journal of Petrology* 54 (3): 539-74. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs077>.
- Williams, Jonathan P., y Lucas A. Cieza. 2011. «Protoplanetary Disks and Their Evolution». *Annual Review of Astronomy and Astrophysics* 49 (septiembre): 67-117. <https://doi.org/10.1146/annurev-astro-081710-102548>.
- Wilson, Aaron P., Matthew J. Genge, Agata M. Krzesińska, y Andrew G. Tomkins. 2019. «Atmospheric Entry Heating of Micrometeorites at Earth and Mars: Implications for the Survival of Organics». *Meteoritics & Planetary Science* 54 (9): 1-19. <https://doi.org/10.1111/maps.13360>.
- Wood, J. A. 1984. «On the formation of meteoritic chondrules by aerodynamic drag heating in the solar nebula». *Earth and Planetary Science Letters* 70 (septiembre): 11-26. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90205-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90205-X).
- . 1996. «Processing of chondritic and planetary material in spiral density waves in the nebula». *Meteoritics and Planetary Science* 31 (septiembre): 641-45. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1996.tb02037.x>.
- Wooden, D. H., D. E. Harker, y A. J. Brearley. 2005. «Thermal Processing and Radial Mixing of Dust: Evidence from Comets and Primitive Chondrites». En *Chondrites and the Protoplanetary Disk*, editado por A. N. Krot, E. R. D. Scott, y B. Reipurth, 341:774. Astronomical Society of the Pacific Conference Series.
- York, Derek, Chris M. Hall, Yotaro Yanase, John A. Hanes, y W. John Kenyon. 1981. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of terrestrial minerals with a continuous laser». *Geophysical Research Letters* 8 (11): 1136-38. <https://doi.org/10.1029/GL008i011p01136>.
- Zhu, Cheng, Sándor Góbi, Matthew J. Abplanalp, Robert Frigge, Jeffrey J. Gillis-Davis, Gerardo Dominguez, Katarina Miljković, y Ralf I. Kaiser. 2019. «Regenerative water sources on surfaces of airless bodies». *Nature Astronomy*, octubre. <https://doi.org/10.1038/s41550-019-0900-2>.
- Zolensky, M., P. Bland, P. Brown, y I. Halliday. 2006. «Flux of Extraterrestrial Materials». *Meteorites and the Early Solar System II*, 869-88.

9 APÉNDICE

9.1 PUBLICACIONES Y RESÚMENES EN CONGRESOS

A partir del proyecto elaborado en esta tesis, se publicó un artículo científico en la Revista *The Planetary Science Journal* en donde se presenta al dispositivo experimental Cītlalmītl.





THE PLANETARY SCIENCE JOURNAL, 1:34 (11pp), 2020 September
© 2020. The Author(s). Published by the American Astronomical Society.

<https://doi.org/10.3847/PSJ/aba3c5>

OPEN ACCESS



Citlalmītl: A Laser-based Device for Meteoritical Sample Fabrication with Arbitrary Thermal Histories

Patricia Hernández-Reséndiz¹ , Héctor Cruz-Ramírez¹, Alfred B. U'Ren¹ , Karina Elizabeth Cervantes-de la Cruz² , and Antígona Segura¹ 

¹ Instituto de Ciencias Nucleares, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico; patricia.hernandez@correo.nucleares.unam.mx

² Departamento de Física, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico
Received 2020 January 14; revised 2020 July 3; accepted 2020 July 6; published 2020 August 14

Abstract

We present Citlalmītl (the word for meteorite in the Nahuatl language), a new experimental device designed and built to simulate high-temperature processes relevant for meteoritics, including chondrule formation and the atmospheric entry of micrometeorites (MMs). The main component of Citlalmītl is a 50 W CO₂ laser, used to melt samples that simulate the precursors of meteoritical materials. As examples of the operation of our device, we have irradiated silicate samples controlling the laser duty cycle to reproduce heating profiles predicted by shock-wave simulations. Citlalmītl records the sample temperature during and after irradiation, a unique feature that allows us to directly measure the thermal history of the sample, a key parameter for the characteristics observed in MMs and chondrules. We demonstrate that Citlalmītl can reproduce different heating profiles useful to mimic thermal histories in meteoritical processes.

Unified Astronomy Thesaurus concepts: [Astronomical instrumentation \(799\)](#); [Meteorites \(1038\)](#); [Micrometeorites \(1047\)](#); [Chondrules \(229\)](#)

Asimismo, a partir de los futuros resultados con Cītlalmītl, se espera que en los próximos meses se publiquen otros dos artículos donde se muestren resultados que acoten los modelos de formación de condros y de entrada atmosférica de MMs.

Igualmente, durante la realización del Posgrado en Astrofísica, los resultados preliminares de Cītlalmītl se presentaron en distintos congresos nacionales e internacionales que se listan a continuación:

- «Citlalmītl: the meteorite maker». IV Super VOSS “The Search for Extra-Astronomical Life: Education, Outreach, and Diverse Career Paths beyond Astronomy Research”. Castel Gandolfo, Italia. Septiembre, 2019. Ponencia.

- «Experimental study of the factors controlling mass loss and chemical changes in olivine micrometeorites». VIII Reunión de Estudiantes de Astrofísica. Instituto de Ciencias Físicas UNAM, Cuernavaca, Morelos. Agosto, 2019. Ponencia.
- «Thermal histories of barred chondrules from melts generated experimentally». XXX General Assembly of the International Astronomical Union. Austria Center Vienna, Vienna, Austria. Agosto, 2018. Póster y ponencia corta.
- «Zonamiento de condros barrados de olivino experimentales». VI Reunión de Estudiantes de Astrofísica. Universidad Autónoma de Yucatán, Mérida, Yucatán. Agosto, 2017. Ponencia.
- «Barred olivine chondrules melts generated experimentally and their thermal histories». Chondrules as Astrophysical Objects. Universidad de British Columbia, Vancouver, Canadá. Mayo, 2017. Póster y ponencia corta.
- «Thermal histories of chondrules from melts generated experimentally». Workshop on Chondrules and the Protoplanetary Disk. Museo de Historia Natural, Londres, Reino Unido. Febrero, 2017. Póster.
- «Thermal histories of barred olivine chondrules from experimental molten silicate». Vatican Observatory Summer School 2016 (VOSS) "Water in the Solar System and Beyond". Castel Gandolfo, Italia. Mayo - junio, 2016. Participación como estudiante y ponencia.
- «Historias térmicas de condros barrados de olivino a partir de fundidos experimentales de silicatos». IV Reunión de Estudiantes de Astrofísica, INAOE, Tonanzintla, Puebla. Agosto, 2015. Ponencia.
- «Study of chondrule formation mechanisms from melts generated experimentally». Astrobiology Science Conference 2015. Chicago, Illinois, EUA. Junio, 2015. Póster.
- «Estudio de mecanismos de formación de condros en meteoritos condriticos a partir de fundidos generados experimentalmente». Quinto Congreso de Alumnos de Posgrado UNAM, Unidad de Posgrado, Ciudad Universitaria, UNAM, marzo, 2015. Ponencia.
- «Estudio de mecanismos de formación de condros en condritas a partir de fundidos generados experimentalmente». II Taller Nacional de Astrofísica Planetaria, Universidad de Nuevo León, Monterrey. Marzo, 2015. Ponencia.
- «Study of chondrule formation mechanisms in chondrites from melts generated experimentally». 3rd ELSI International Symposium, Earth-Life Science Institute (ELSI) del Tokyo Institute of Technology, Tokio, Japón. Enero, 2015. Póster.

- «Experimental study of chondrule formation mechanisms in chondrites». AbGradE Symposium 2014, 1ª reunión del Astrobiology Graduates in Europe (AbGradE), Edimburgo, Escocia. Octubre, 2014. Ponencia.
- «Estudio experimentales de mecanismos de formación de condros en meteoritas condriticas». IX Reunión de la Sociedad Mexicana de Astrobiología. CUCEI, Universidad de Guadalajara. Septiembre, 2014. Ponencia.
- «Formación experimental de fundidos tipo condros y su importancia en el disco protoplanetario». III Reunión de Estudiantes de Astrofísica. Universidad de Guanajuato. Agosto, 2014. Ponencia.