

# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

## POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

### INSTITUTO DE GEOLOGÍA

*Geocronología de Gases Nobles (Ar, Ne y He) y Pb-Pb de ocho meteoritos  
condríticos mexicanos (H, L, LL y CV3) y su interpretación respecto a los  
procesos de evolución del Sistema Solar.*

Tesis que para obtener el grado de  
Doctor en Ciencias

Presenta

María del Sol Hernández Bernal

2009



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**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.

A

Juan Julio

Valeria

Juan Julio

por compartir su vida conmigo.

A mi mamá, por haberme dado la vida.

A mi papá, por haberme enseñado a leer y escribir.

## Agradecimientos

Quiero agradecer a los Dres. Fernando Ortega Gutiérrez, Surendra Pal Verma, Dante Morán Zenteno, Ignasi Casanova, quienes fungieron como Jurado, por haber revisado minuciosamente el texto y hacerme comentarios que redituaron en una mejoría en el contenido y presentación.

A los Dres. Peter Schaaf, Margarita López, Guadalupe Cordero y Arturo Gómez Tuena por haber formado parte de mi Comité Tutorial y de examen pre-doctoral.

Al Dr. Jesús Solé por haber propuesto y dirigido este trabajo.

A los miembros del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS): Peter Schaaf, Raymundo Martínez, Juan Julio Morales, Gabriela Solís y Teodoro Hernández, por las facilidades otorgadas para la adquisición de los datos isotópicos y por el trabajo diario a lo largo de muchos años.

A las responsables de Colección Nacional de Meteoritos: Margarita Reyes, Consuelo Macías y Sonia Ángeles, por haber proporcionado las muestras estudiadas y realizar análisis de microscopía de barrido.

A los miembros del Seminario Mexicano de Meteorítica, por compartir sus conocimientos, experiencia y dudas en el tema.

A los miembros de la Sría. Académica, Mari Carmen Alcayde y Maru Malagón, de la oficina del Posgrado, Gloria Benítez y Ma. Luisa Reyes y de la Sría. Técnica, Rosario Flores y Francisco Montañó que me han facilitado los trámites y me han resuelto los apuros de carácter técnico-administrativo.

A los Dres. Pedro Corona, Mikhail Ostrooumov e Isabel Israde por las facilidades analíticas y logísticas otorgadas en la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo en las últimas etapas de este trabajo.

También deseo agradecer a los proyectos de CONACyT 43227 y 50619 el apoyo financiero en la realización de este trabajo.

A la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) por haberme apoyado económicamente, dentro del programa PASPA, en el desarrollo de esta tesis.

Finalmente, mi mayor agradecimiento es a la Universidad Nacional Autónoma de México por ser mi principal formadora y permitirme ser parte de ella.

Cd. Universitaria junio 2009.

# INDICE

Resumen	<i>i</i>
Abstract	<i>iii</i>
Introducción	<i>v</i>
Objetivos	<i>viii</i>

## Capítulo I: Clasificación y Geoquímica de Condritas

Introducción	1
Condritas	2

## Capítulo II: Métodos de Fechamiento y Significado de Edades

Introducción	8
Métodos de Fechamiento	9
Isótopos Extintos: Edades Relativas	9
Isótopos Cosmogénicos: Edades de Exposición a los Rayos Cósmicos	11
Isótopos Cosmogénicos: Edades Terrestres	15
La Edad de las Condritas	16
La Edad de las Acondritas	19
La Edad de los Grupos Metálicos	22
Los Meteoritos y la Edad de la Tierra	24

### Capítulo III: Observaciones Petrográficas y Mineralógicas

Observaciones Petrográficas	29
Espectrometría Raman	35

### Capítulo IV: Procedimientos Analíticos y Resultados

Antecedentes	43
Resumen Acerca de las Técnicas Analíticas	43
Separación de Elementos, Determinación de Relaciones Isotópicas y Edades de Pb-Pb	45
Separación de Condros y CAI's	45
Digestión y Separación Química del Pb	46
Edades Pb-Pb	48
Separación de Elementos, Determinación de Relaciones Isotópicas y Edades de K-Ar	54
Calibración de Spike de K	54
Digestión y Separación Química del K	55
Métodos Analíticos para la determinación de Ar por DI	57
Contenido de Potasio	57
Edades K-Ar	59
Edades $^{21}\text{Ne}$ y $^3\text{He}$	63
Análisis de Datos y Cálculo de Errores en las Edades	65

## Capítulo V: Discusión y Conclusiones

Discusión	70
Edades de Condritas y su Relación con Eventos de Impacto	70
Edades K-Ar y Pb-Pb de los Meteoritos Analizados	77
Origen de la Diversidad en las Edades Obtenidas	82
Edades $^{21}\text{Ne}$ y $^3\text{He}$ y su Relación con Eventos de Fragmentación del Cuerpo Parental	87
El Valor de $(^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne})_c$ y su relación con el tamaño del cuerpo parental	95
Conclusiones	100
Apéndice	
Tablas de Clasificación de meteoritos	105
Referencias	109

**Resumen**  
**Introducción**  
**Objetivos**

## ***Resumen***

A partir de la edad de las condritas carbonáceas se ha establecido la edad canónica del Sistema Solar como 4,567 Ma. Sin embargo, la edad de los eventos subsecuentes que modificaron el material acrecentado que formó a los meteoritos ha sido solo parcialmente constreñida usando diferentes métodos geocronológicos. Utilizando análisis isotópico de gases nobles y plomo por espectrometría de masas de ionización térmica, en este trabajo se analizaron y fecharon condros individuales de ocho condritas mexicanas, tres de ellas del tipo H5 [Cosina, Nuevo Mercurio y Aldama], una LL5 [Tuxtuac], una L4 [Zapotitlán Salinas], una L5 [El Pozo], una L6 [Pácula] y una carbonácea CV3 [Allende]. El propósito fue establecer parte de la historia térmica de estos meteoritos y de sus cuerpos parentales, así como relacionarlos con las hipótesis actuales de evolución del Sistema Solar. Los condros analizados y la matriz muestran un rango de edades K-Ar y Pb-Pb desde 442 hasta 4,581 Ma, demostrando que las condritas ordinarias preservan un registro prolongado de los procesos de rompimiento y re-acreción, por lo menos de 1,000 Ma desde la formación de los cuerpos parentales condriticos.

El largo intervalo de tiempo registrado en los meteoritos analizados sugiere que algunos condros fueron capaces de mantener sus sistemas isotópicos cerrados, mientras que la roca total y otros condros no lo fueron. Se sugiere que los eventos de impacto, que también afectaron a las superficies de la Luna y Marte, provocaron el calentamiento parcial de las condritas, el cual es responsable de la apertura isotópica del sistema K-Ar.

Las edades K-Ar obtenidas y su interpretación favorecen la idea que algunas condritas representan una serie de fragmentos que se unieron y separaron en repetidas ocasiones (modelo de pila de escombros).

Es importante que algunos de los condros estudiados muestren edades pre-solares similares a aquellas reportadas en el meteorito de Allende por el método Ar-Ar, implicando que los cuerpos primordiales incorporaron algún tipo de material pre-solar, como se había sugerido previamente por otros autores.

Por otra parte, el análisis del contenido de isótopos cosmogénicos  $^{21}\text{Ne}$  y  $^3\text{He}$  ha permitido estimar la edad de separación del fragmento analizado de su cuerpo parental y cuánto tiempo se mantuvo en órbita antes de caer a la Tierra, así como una estimación de su tamaño relativo. Los datos obtenidos muestran que el cuerpo que se fragmentó más recientemente fue Allende, hace 4 Ma, mientras que Zapotitlán Salinas se fragmentó hace aproximadamente 50 Ma.

***Abstract***

The canonical age of 4,567 Ma of the Solar System has been defined by the most primitive materials in the Solar System, represented by carbonaceous chondrites. Nevertheless, the age of the subsequent events that modified the accreted material that formed meteorites has been only partially constrained using various geochronological methods. This work used combined isotope dilution-thermal ionization and noble gas mass spectrometry to analyze individual chondrules from eight Mexican chondrites: three H5 [Cosina, Nuevo Mercurio and Aldama], one LL5 [Tuxtuac], one L4 [Zapotitlán Salinas], one L5 [El Pozo], one L6 [Pácula], and one carbonaceous CV3 [Allende]. This was aimed to obtain some understanding of the thermal history of these meteorites and their parental bodies. The analyzed chondrules and matrix show a broad range of ages from 442 to 4,581 Ma, demonstrating that ordinary chondrites preserve the extensive record of disruption and accretion of their parental bodies.

The large time span recorded in the analyzed meteorites suggests that some chondrules were able to maintain a closed isotopic system, whereas the whole rock and other chondrules were not. To explain these ages we suggest that partial heating from impact events, presumably from protracted bombardment of the parental body surface that also affected the surfaces of the Moon and Mars, is responsible for resetting the K-Ar chronometer.

The interpretation of the K-Ar obtained ages support the hypothesis that some chondrites represent fragments that were accreted and separated several times (rubble-pile model).

It is remarkable that some of our chondrules show pre-solar ages similar to those reported in the Allende meteorite by the Ar-Ar method, implying that primordial bodies incorporated some kind of pre-solar materials, as suggested previously.

On the other side, based on the cosmogenic ratios of  $^{21}\text{Ne}$  and  $^3\text{He}$  it has been estimated the fragmentation age of the parent body and the time span that it was orbiting before it fall to the Earth, as well an estimation of their relative size. The obtained results show that the most recent fragmentation of a parental body is that of Allende, 4 Ma ago, whereas Zapotitlán Salinas fragmentation occurred 50 Ma ago.

## ***Introducción***

Las condritas son rocas compuestas principalmente de condros, los cuales son partículas de tamaño sub-milimétrico que alguna vez estuvieron total o parcialmente fundidas en el disco proto-planetario y depositadas con otro tipo de partículas en el plano medio de dicho disco. Los condros están principalmente compuestos de olivino ( $(Mg_xFe_{1-x})_2SiO_4$ , y piroxeno con bajo contenido de calcio,  $Mg_xFe_{1-x}SiO_3$  (donde X es la relación  $Mg/(Mg+Fe)$ ), los cuales cristalizan en horas o minutos entre los 1800 y 1300 °K. Dichos silicatos también son minerales mayores en la matriz de las condritas, es decir, en el material fino que cubre, rodea y reúne a los condros. Los otros 2 ingredientes importantes en las condritas son las inclusiones refractarias, las cuales están compuestas casi en su totalidad de silicatos y óxidos ricos en Ca, Al y Ti y se forman por encima de los 1300 °K, y los granos metálicos de Fe y Ni, que parecen estar íntimamente asociados a los condros y conviven con ellos (Scott, 2007).

Hay al menos tres líneas de evidencia que sugieren que los ingredientes condriticos provienen del mismo disco de gases del cual los planetas se formaron: Primero, su composición química total se relaciona de manera extraordinaria con la de la fotosfera del Sol (sin contar con los elementos volátiles H, He, C, N, O, y gases inertes). Segundo, las matrices de las condritas contienen pequeñas cantidades de granos inter-estelares y pre-solares. En tercer lugar, la mineralogía, composición química e isotópica de oxígeno de los ingredientes condriticos pueden ser explicados en términos de procesos térmicos generados en la Nebulosa Solar.

Se considera que la mayor parte de las condritas proviene de los asteroides, aunque se piensa que algunas son de origen cometario (Campins and Swindle, 1998), mientras que los IDP's y los micro-meteoritos provienen de los asteroides y cometas. Existe un traslape en

las propiedades de los cometas y los asteroides, por ejemplo, algunos asteroides contienen hielo como los cometas y los asteroides troyanos son probablemente cuerpos cometarios capturados. Por ejemplo, la composición mineralógica de la matriz de las condritas carbonáceas, como Orgueil, parece estar relacionada con los IDP's cometarios.

Los análisis de núclidos de vida corta, isótopos de oxígeno y fechamientos de Pb-Pb en condritas y acondritas han dado claves para constreñir los procesos que le dieron forma al Sistema Solar. Hace varias décadas se pensaba que los procesos habían ocurrido uno tras otro, cada uno comenzando cuando el previo terminaba: formación de condros, acreción de planetesimales, alteración, metamorfismo y fusión en planetesimales, y finalmente, colisiones de alta velocidad entre asteroides. Ahora se considera que la ocurrencia de esos procesos se traslapa en el tiempo, de tal forma que las condritas son realmente mezclas de materiales pre-solares, del disco proto-planetario y asteroidales.

También, el análisis de isótopos cosmogénicos ha permitido explicar la historia más reciente de fragmentación de asteroides y entrega de material meteorítico a la Tierra (Eugster, 2006).

La importancia del estudio de los meteoritos radica en que en ellos están representadas las diferentes etapas de evolución del Sistema Solar y el origen mismo de nuestro planeta. Hasta ahora, la mayor parte de los estudios de geocronología, en especial de gases nobles, se han realizado en muestras de roca total. En este estudio trabajaremos específicamente en condros.

La historia de las condritas puede ser más complicada y menos pacífica que algunos modelos simples predicen. Al contrario, las condritas contienen el registro de una serie de congregaciones, colisiones, rompimientos, calentamiento, metamorfismo y alteración, supervivencia en órbitas constantes, etc., hasta finalmente caer a la Tierra.

## Meteoritos Estudiados

México es un país que cuenta con una gran riqueza en meteoritos. Afortunadamente, en su territorio han caído y se han hallado numerosos ejemplares de varios de los grupos principales de meteoritos. En este trabajo se han analizado varios ejemplares, todos ellos del tipo condrítico. Se eligió este grupo porque, además de ser el grupo más numeroso, es el que representa al material más primitivo. Además, los recursos analíticos disponibles son adecuados para el análisis de muestras pétreas. La elección fue hecha con base en el estado de conservación y disponibilidad de muestras, pertenecientes a la colección del Instituto de Geología de la UNAM. Los meteoritos estudiados se enlistan en la Tabla I:

Tabla I. Ejemplares de condritas estudiados (datos tomados del *Meteoritical Bulletin Database of the Meteoritical Society*).

Tipo	Nombre	Localidad	Hallazgo/Caída	Masa Estimada
CV3	Allende	Pueblito de Allende, Chih.	Caída 08-febrero-1969	2 ton
H5	Cosina	Loma de la Cosina, Gto.	Caída 1844	1.2 kg
H5	Nuevo Mercurio	10 km al N de Nuevo Mercurio, Zac.	Caída, 15-diciembre-1978	50 kg
H5	Aldama	Chihuahua	Hallazgo, 1996	0.07 kg
L4	Zapotitlán Salinas	Zapotitlán Salinas, Pue.	Hallazgo, 1974	0.03 kg
L5	El Pozo	Chihuahua	Hallazgo, 1998	0.46 kg
LL5	Tuxtucac	Jalpa, Zac.	Caída, 16-octubre-1975	30 kg
L6	Pácula	Pácula, Mpio. Jacala, Hgo.	Caída, 18-junio-1881	3.4 kg

## ***Objetivos***

En este trabajo se analizarán los 8 meteoritos arriba mencionados para obtener lo siguiente:

1. Determinación de la edad K-Ar,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^3\text{He}$  y Pb-Pb en condros de ejemplares de condritas mexicanas, 6 de ellas no fechadas aún.
2. Con base en las edades obtenidas, elaborar una historia térmica de cada grupo estudiado
3. Relacionar el conjunto de edades de las diferentes clases de condritas y evaluar los datos en el contexto de las teorías de evolución del Sistema Solar.

# Capítulo I

## Clasificación y Geoquímica de Condritas

## Introducción

El objetivo de este capítulo es el de presentar las principales características geoquímicas y mineralógicas de las condritas. No se describe a otros grupos pétreos como las acondritas y los meteoritos metálicos debido a su extensión y mayor complejidad. Al final del trabajo, en el Apéndice I, se colocan tablas de clasificación de los diferentes grupos de meteoritos para tener una referencia rápida de sus rasgos más importantes. Los temas aquí tratados pueden ser sujetos a discusión, pero en este trabajo se toman como principios ya establecidos y no se pretende modificar alguna de las clasificaciones mostradas. El texto aquí presentado se basa principalmente en McSween (1999), Kerridge (1988), Papike (1998) y Norton (2002). Dada la naturaleza de estas referencias (libros y compilaciones) y el propósito descriptivo de este capítulo, sólo se hacen referencias explícitas en las figuras.

Algunos meteoritos constituyen el tipo de materia más antiguo y químicamente primitivo del Sistema Solar. Un meteorito es un fragmento recuperado de un meteoro que ha sobrevivido al tránsito a través de la atmósfera de la Tierra. Los meteoritos son nombrados por las localidades geográficas en las cuales cayeron o fueron hallados. Hay varios tipos de meteoritos:

- a) *Pétreos [condritas y acondritas]*
- b) *Metálicos*
- c) *Pétreos-metálicos*

Los meteoritos pétreos se dividen a su vez en dos grandes grupos:

- a) **Condritas:** Aglomeración de materiales pétreos del Sistema Solar Temprano que no ha sufrido, o ha sufrido poco cambio químico desde su formación.
- b) **Acondrita:** Roca ígnea, producto de la fusión parcial y cristalización fraccionada acompañada de cambios químicos en la composición.

En la figura I.1 se observa una clasificación general de los meteoritos basada en si están o no diferenciados y el tipo de material predominante (silicatos y metal).

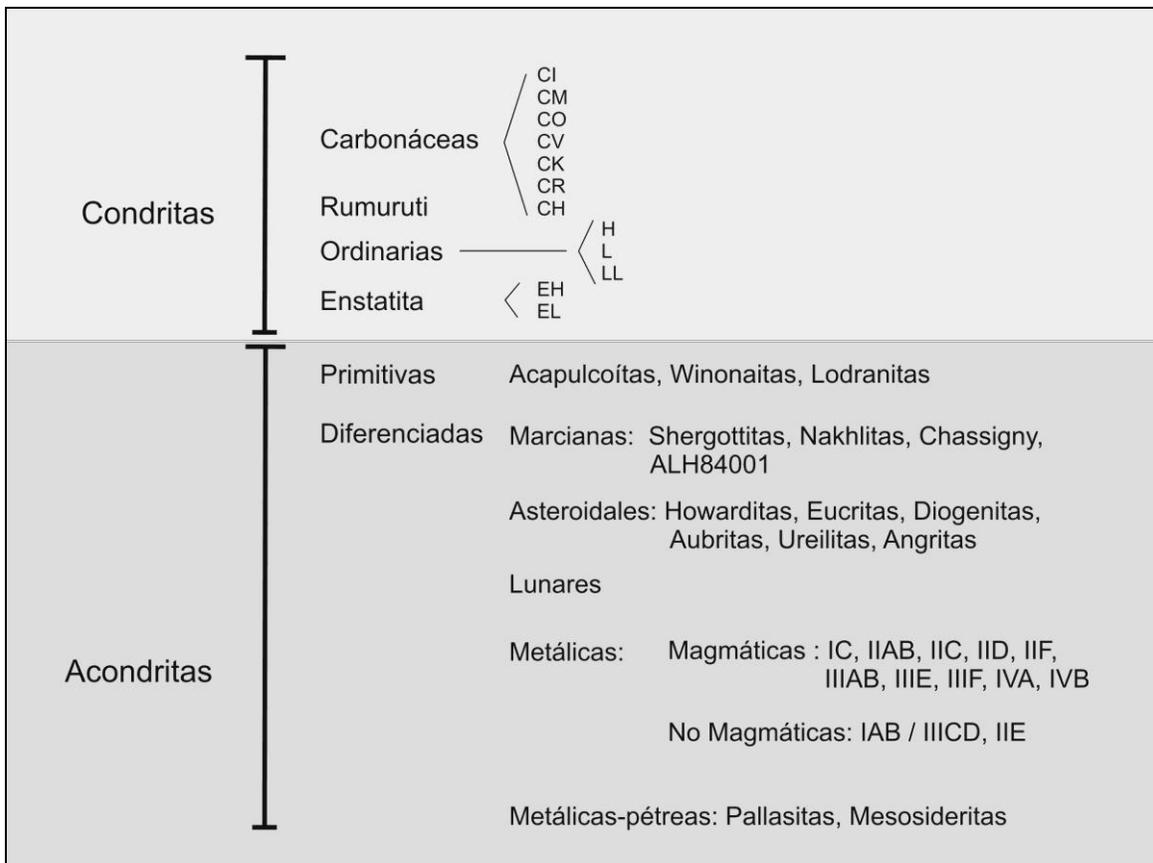


Fig. I.1. Clasificación general de los meteoritos. Las categorías principales (condritas y acondritas) están basadas en la diferenciación que presentan las rocas, además de la abundancia de sus principales componentes: silicatos y metales (basada en Rubin, 1997).

## Condritas

Las condritas son las rocas más antiguas y primitivas que se conocen en el Sistema Solar. Se caracterizan por la presencia de pequeños cuerpos esféricos, de algunos milímetros de diámetro, llamados condros, los cuales están compuestos por silicatos ferromagnesianos. Los condros están inmersos en una matriz, una mezcla de grano muy fino de silicatos, óxidos, metal, sulfuros, y componentes orgánicos que representan la fracción nebular de baja temperatura. Tienen inclusiones refractarias como los CAI's (calcium aluminium rich inclusions) y máficas como los AOA (agregados de olivino), que pueden ser producto de procesos de alta temperatura. Además, las condritas hospedan a varios tipos de granos interestelares refractarios más antiguos que la formación del Sistema Solar. Los granos interestelares tienen partículas de diamante, carburo de silicio, grafito, corindón, espinela, carburo de titanio y nitruro de silicio.

La “abundancia cósmica” de los elementos se refiere a la composición química del Sistema Solar. La figura I.2 muestra una gráfica de la abundancia de los elementos en una condrita carbonácea tipo I (Ivuna) versus la abundancia elemental en la fotosfera solar. El Sol y las condritas forman una línea de 45° a partir de la abundancia de sus elementos. La correspondencia entre los dos es excepcional. Ninguna roca terrestre alcanzaría tal correspondencia ya que éstas sufren cambios químicos con el tiempo. Las mayores discrepancias están en los elementos más ligeros: H, He, C, N, O, los cuales son consistentemente más abundantes en el Sol. Otros elementos, como el Li y B también se desvían de la línea, posiblemente porque esos elementos participan en las reacciones de fusión que se generan en el Sol. Entonces, se considera que las condritas registran la composición química de la porción no volátil del Sistema Solar primordial.

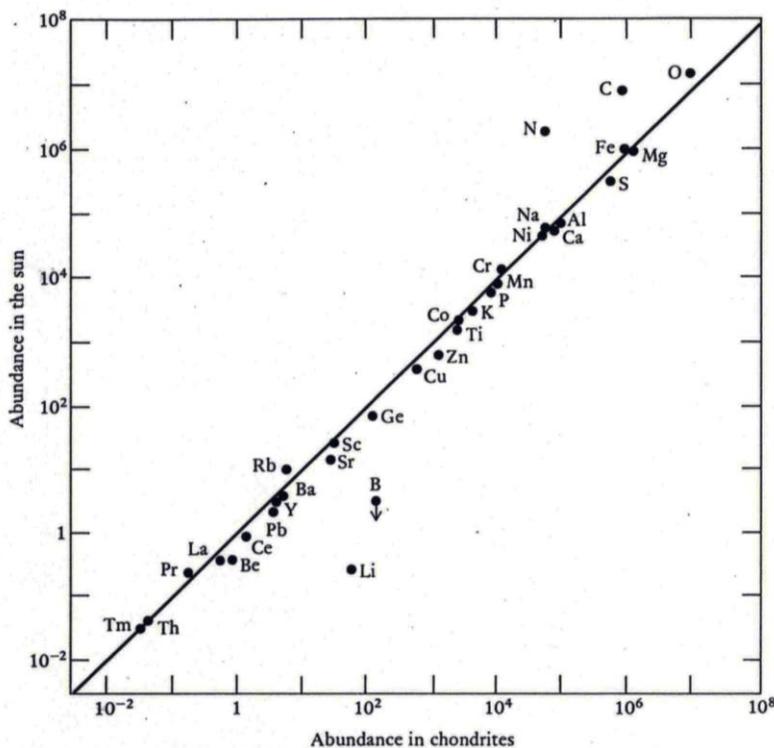


Fig. I.2. La composición química de las condritas se asemeja mucho a la del Sol, sugiriendo que estos cuerpos representan materiales primitivos que sobrevivieron sin cambios significativos desde la formación del Sistema Solar. Los elementos más ligeros (H, He) no aparecen en la gráfica debido a que éstos son utilizados en las reacciones que actualmente ocurren en el Sol y su discrepancia con las condritas es muy grande. Todos los elementos están referidos a 1 millón de átomos de silicio (tomada de McSween, 1999).

Basándose en la composición química, existen 3 clases de condritas: *ordinarias*, *carbonosas* y *de enstatita*. Una de las diferencias importantes en las condritas es que parece que fueron formadas a diferentes temperaturas. Las que se formaron a menor temperatura son las carbonosas y tienen un mayor contenido de volátiles. Las que se formaron a temperaturas mayores son las ordinarias y las de enstatita, ambas más empobrecidas en volátiles respecto a las carbonosas (fig. I.3).

Otro factor importante para su clasificación es el estado de oxidación: La oxidación causa que los átomos de Fe se combinen con átomos de O. Casi todo el Fe en las condritas carbonosas está combinado en óxidos y silicatos. Una porción de Fe en las condritas ordinarias está reducida y forma granos de metal, mientras que la mayor parte del Fe en las de enstatita se reduce a metal. Además, esas clases de condritas pueden ser divididas en subclases. Las condritas ordinarias se subdividieron en H (alto contenido de Fe) y L (bajo contenido de Fe). Las de enstatita también pueden contener grupos de contenido alto y bajo de Fe, además de un tercer grupo con aún menor contenido de Fe (LL). La densidad y la temperatura del polvo y gas de los cuales se formaron las condritas presumiblemente decrecieron con el incremento de la distancia solar. Desde este punto de vista, las de enstatita se formaron más cerca del Sol y las carbonáceas más lejos (Krot et al., 2003).

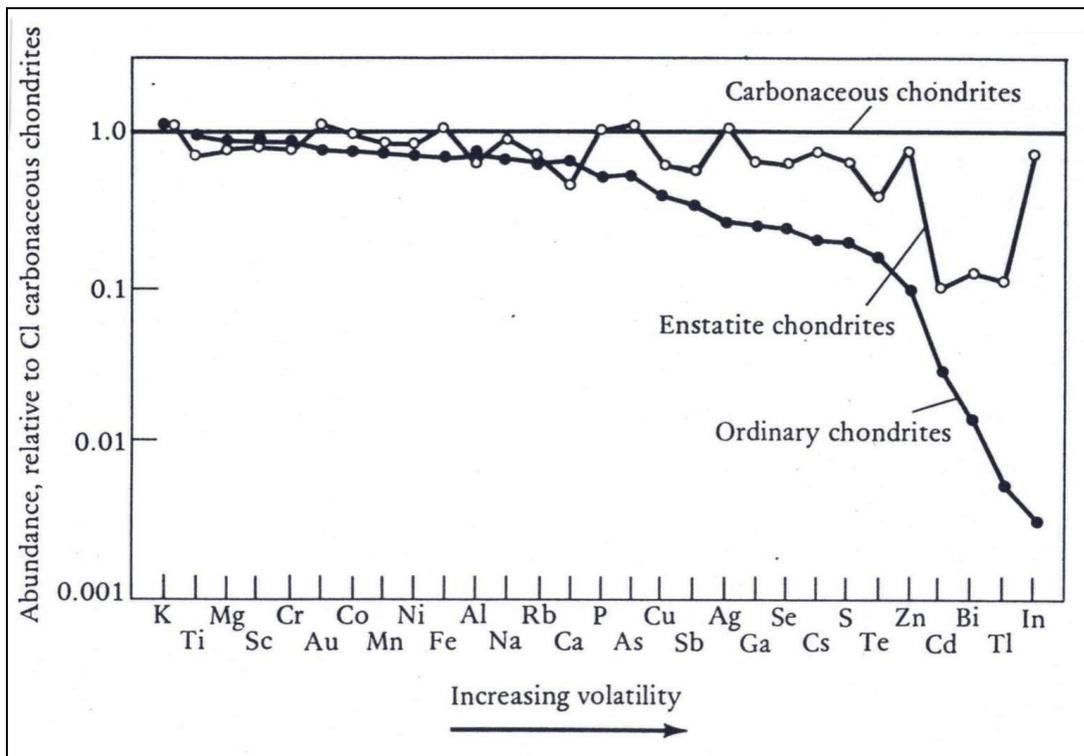


Fig. I.3. La propiedad más importante de los elementos que determina su distribución en el Sistema Solar temprano es la *volatilidad*. Varias clases de condritas parecen mostrar diferentes grados de empobrecimiento en elementos volátiles. Las condritas carbonáceas contienen la proporción más alta de volátiles y presumiblemente se formaron a las temperaturas más bajas. Relativo a las carbonáceas, las condritas de enstatita y las ordinarias están empobrecidas en volátiles y debieron formarse a temperaturas mayores (tomada de McSween, 1999). Note el patrón más irregular de las condritas de enstatita, debido posiblemente a las condiciones extremadamente reductoras en la formación de sus minerales (Krot et al., 2003).

El sistema actual de clasificación de condritas está basado en el propuesto por Van Schumus and Wood (1967). En este esquema se divide a las condritas en grupos composicionales y a su vez divide a los grupos composicionales en 6 tipos petrológicos. Los tipos petrológicos 3-6 reflejan el nivel de metamorfismo térmico, mientras que el tipo 1 y 2 son usados para designar meteoritos no metamorfosados sin relación con los tipos 3 a 6. Los tipos 1 y 2 han experimentado diversos grados de alteración acuosa. Algunos grupos de condritas carbonáceas no tienen miembros conocidos de los tipos petrológicos  $\geq 4$  (por ejemplo CI, CM, CO, CV, CR, CH). Los eventos de impacto no forman parte del continuo del metamorfismo térmico, por lo que la etapa de choque se clasifica independientemente. Una extensión de la clasificación original es la de dividir al tipo en subtipos, por ejemplo 3.0 hasta 3.9, donde el tipo 3.0 designa a meteoritos que han sufrido metamorfismo muy bajo y 3.9 a aquellos que casi han alcanzado el grado de equilibrio químico asociado con el tipo 4. De acuerdo con los cambios de textura y mineralogía se identifican 6 grados de metamorfismo, denominados *tipos petrológicos* (fig. I.4), que se combinan con las clases químicas para formular la clasificación de condritas.

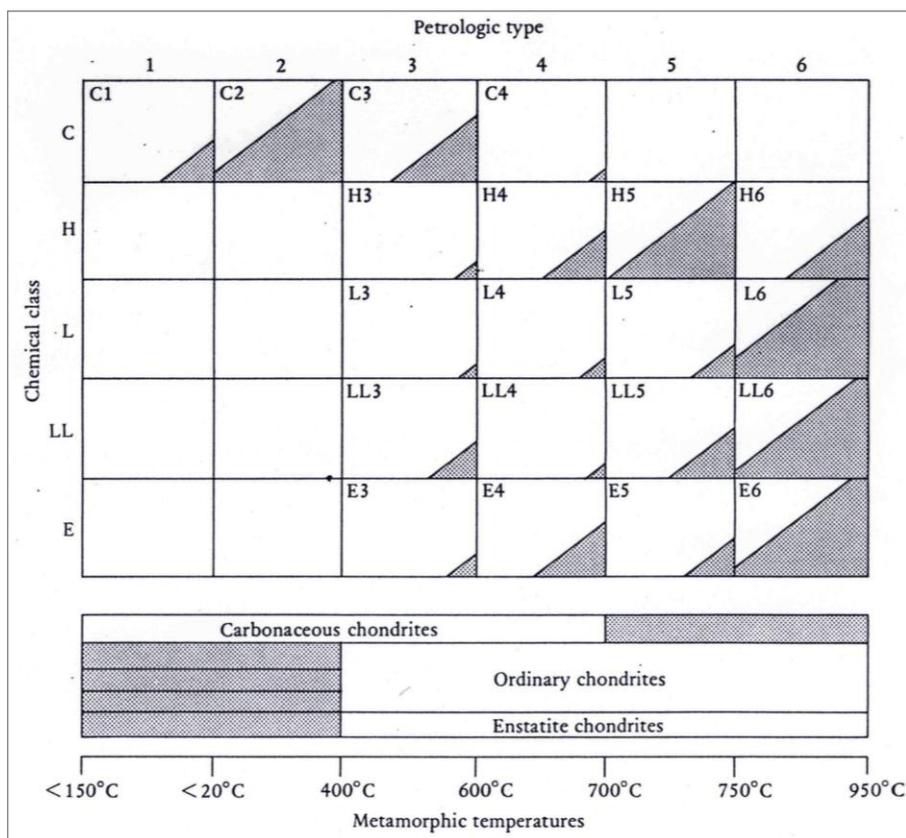


Fig. I.4. El sistema de clasificación usado comúnmente para las condritas consiste de una matriz de clases químicas, identificadas por letras y tipos petrológicos, identificados por números. Cada clase química representa meteoritos derivados de un cuerpo parental y los tipos petrológicos son muestras con diferentes historias metamórficas. Las áreas sombreadas corresponden a los porcentajes relativos de tipos petrológicos en cada clase química. El diagrama inferior muestra que la mayoría de las condritas ordinarias son de tipo petrológico elevado y las condritas de tipo 1 y 2 son desconocidas, excepto para las de tipo carbonáceo. Las temperaturas estimadas requeridas para producir los varios tipos petrológicos se muestran en la parte inferior de la figura (tomada de McSween, 1999).

A partir de la composición de la Nebulosa Solar, se ha predicho el orden de condensación de minerales (fig. I.5). Algunos minerales condensan directamente, pero la secuencia de condensación se complica por reacciones continuas de los minerales ya condensados con los gases nebulares a temperaturas más bajas. Todos los minerales de esta secuencia se encuentran en las condritas. Las fases de mayor temperatura, corindón, perovskita, melilita, espinela, diópsido, conforman a los CAI's. Los minerales en el rango medio de temperatura, olivino, piroxeno, Fe metálico, plagioclasa, ocurren como constituyentes de los condros. El espectro de temperatura menor representa a los minerales de la matriz: olivino rico en Fe y piroxeno, magnetita, troilita, etc.

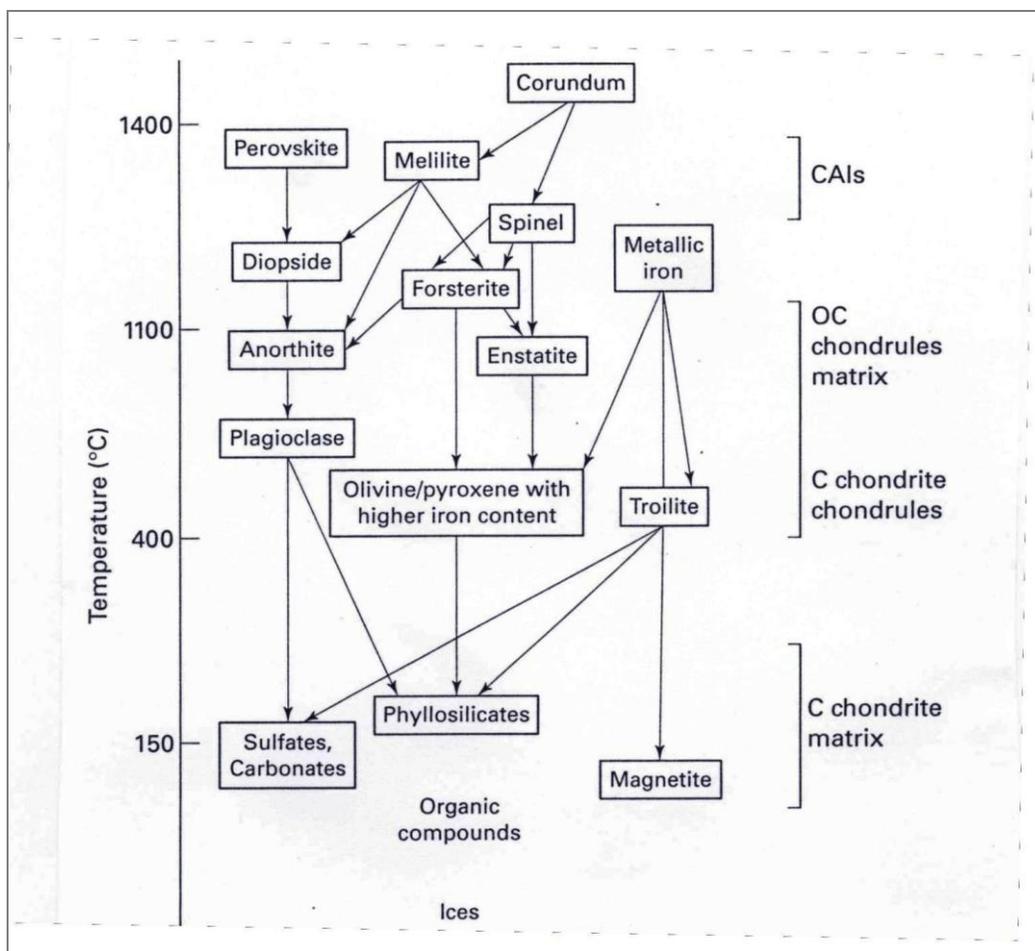


Fig. I.5. Orden de aparición de minerales a partir de la Nebulosa Solar conforme se enfrió. Los minerales como la perovskita, melilita y corindón, que se forman a altas temperaturas, se condensan directamente del gas, mientras que aquellos de baja temperatura resultan de reacciones del gas con minerales previamente condensados (ilustrados por las flechas) (tomada de McSween, 1999).

Los componentes de las condritas que han sido más estudiados son unas inclusiones blancas de forma irregular llamadas inclusiones de Calcio-Aluminio [CAI's] y otras de forma esférica llamadas condros. Los CAI's son especialmente abundantes en las condritas carbonáceas, pero también están presentes en algunas condritas ordinarias. Algunas inclusiones tienen pepitas de Pt y otras aleaciones metálicas llamadas Fremdlinge. Un componente químico importante en las condritas es la materia orgánica. Son moléculas muy grandes y complejas principalmente de C, H, O y N. Probablemente ocurren en todas las condritas, pero se han estudiado extensivamente en las de tipo carbonosas. Este material es una mezcla compleja de cadenas de hidrocarburos rectas o ligeramente ramificadas (alcanos), anillos (hidrocarburos aromáticos) y carboxilos y aminoácidos. Los aminoácidos son particularmente importantes, ya que son parte de las estructuras orgánicas básicas empleadas por los organismos vivientes. De hecho, todas las bases del ADN, el portador fundamental de la información genética de la vida, han sido encontradas en las condritas carbonosas.

# Capítulo II

## Métodos de Fechamiento y Significado de Edades

## Introducción

De igual manera que en el capítulo anterior, este tema es tratado como una compilación de datos y métodos ya establecidos y el propósito es explicar de forma detallada los principios de los métodos isotópicos que se aplican particularmente a los meteoritos. También se pretende conocer algunas de las edades calculadas para los principales grupos y el contexto de las mismas en las teorías de evolución del Sistema Solar. Por supuesto que el planteamiento es general y los conceptos que tengan más relación con este trabajo serán discutidos con mayor profundidad en el capítulo de *Discusión y Conclusiones*.

Por otra parte, el mecanismo de decaimiento de los pares formados por un isótopo radioactivo y otro radiogénico de vida media larga es más conocido y utilizado por los estudiosos de las geociencias y no será abordado; sin embargo, el uso de los isótopos extintos y cosmogénicos es menos difundido y por lo tanto se explica con cierto detalle. A diferencia del capítulo anterior, en este si se presentan algunos de los datos disponibles de otros grupos de meteoritos (acondritas y metálicas) ya que estos datos serán de utilidad en la discusión de los resultados. Los textos consultados son libros clásicos del tema y principalmente son: Faure (1986 y 2000), Dickin (1995), Geyh y Schleicher (1990) y artículos específicos de donde fueron tomadas las figuras y aclarados algunos conceptos.

Algunos meteoritos son rocas que representan el material disponible más antiguo del Sistema Solar. Ciertos grupos no han sufrido procesos de diferenciación (condritas) y conservan muchas de sus características químicas, mineralógicas y texturales más primitivas. Otros grupos (acondritas pétreas, metálicas y metálicas pétreas) representan a las rocas generadas por procesos magmáticos que las rocas condriticas parentales han sufrido como parte de un asteroide o bien de un planeta. La evolución de los meteoritos registrada en los sistemas isotópicos proveen información acerca los diferentes procesos planetarios: 1) formación de los cuerpos parentales, 2) procesos magmáticos del cuerpo, 3) procesos metamórficos y de alteración, 4) eventos de impacto y fragmentación y 5) caída y tiempo de residencia en la Tierra.

### Métodos de fechamiento

Para determinar la edad de un meteorito se utilizan pares isotópicos. Existen 3 tipos de edades que se pueden obtener, dependiendo del método utilizado (Tabla II.1):

Edad absoluta <i>Isótopos radioactivos vida media larga</i>	$T_{1/2}$ [años]	Edad relativa <i>Isótopos extintos vida media corta</i>	$T_{1/2}$ [años]	Edad de exposición <i>Isótopos cosmogénicos</i>	$T_{1/2}$ [años]
$^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$	1.060E+11	$^{129}\text{I}-^{129}\text{Xe}$	15.7E+06	Estables $^3\text{He}$ $^{21}\text{Ne}$ $^{38}\text{Ar}$	Su abundancia es proporcional al tiempo de exposición al bombardeo de rayos cósmicos.
$^{87}\text{Rb}-^{87}\text{Sr}$	4.881E+10	$^{182}\text{Hf}-^{182}\text{W}$	(1) 9E+06	Radioactivos $^{10}\text{Be}-^{10}\text{B}$ $^{81}\text{Kr}-^{81}\text{Br}$ $^{39}\text{Ar}$ $^{14}\text{C}$ $^{36}\text{Cl}$	
$^{187}\text{Re}-^{187}\text{Os}$	4.227E+10	$^{53}\text{Mn}-^{53}\text{Cr}$	3.7E+06		1.6+06
$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$	4.468E+09	$^{26}\text{Al}-^{26}\text{Mg}$	716E+03		210+03
$^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$	1.250E+09				270
$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$	7.038E+08				5.7+03
					300+03

Tabla II.1. Métodos isotópicos más utilizados para fechar meteoritos. Los valores de la vida media fueron tomados de Geyh and Schleicher (1990), a excepción de (1) (Halliday and Lee, 1990).

#### Isótopos extintos: Edades relativas

El  $^{26}\text{Al}$  es un isótopo radioactivo con vida media de 730,000 años. Debido a esto, se extinguió durante los primeros 10 Ma de la historia del Sistema Solar dejando un exceso de su hijo radiogénico, el  $^{26}\text{Mg}^*$ , en los minerales ricos en Al. Los radionúclidos de vida media corta, tienen la resolución necesaria para establecer intervalos de tiempo entre eventos muy tempranos en la Nebulosa Solar que difieren entre ellos sólo unos pocos millones de años. El tiempo de formación de los CAI's respecto a los condros es un ejemplo. La diferencia de la relación inicial de  $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$  entre condros ( $< 1.2 \times 10^{-5}$ ) y CAI's ( $\sim 5 \times 10^{-5}$ ), asumiendo que la distribución del  $^{26}\text{Al}$  era homogénea en la Nebulosa Solar, sugiere que los condros y los CAI's no se formaron simultáneamente. Los condros fueron formados 2-3 Ma después de que la mayor parte del  $^{26}\text{Al}$  había decaído, es decir, después de  $\sim 3 T_{1/2}$ , cuando ya había decaído más del 90% del  $^{26}\text{Al}$ , de tal

forma que no hay exceso significativo de  $^{26}\text{Mg}^*$  en ellos. Uno de los problemas más difíciles de resolver es el espacio de 2-3 Ma en donde los CAI's fueron preservados en la Nebulosa Solar hasta que los condros fueron formados y ambos componentes comenzaron a acrecer en cuerpos parentales (fig. II.1). El  $^{26}\text{Al}$  es sólo uno de la triada de isótopos extintos de vida media corta que han sido aplicados exitosamente para fechar el intervalo de formación de CAI's y condros. Los otros dos son el  $^{53}\text{Mn}$  y el  $^{129}\text{I}$ . El  $^{53}\text{Mn}$  decae por mecanismo  $\beta$  a  $^{53}\text{Cr}$  con una vida media de 3.7 Ma. El  $^{53}\text{Mn}$  fue descubierto en los CAI's de Allende.

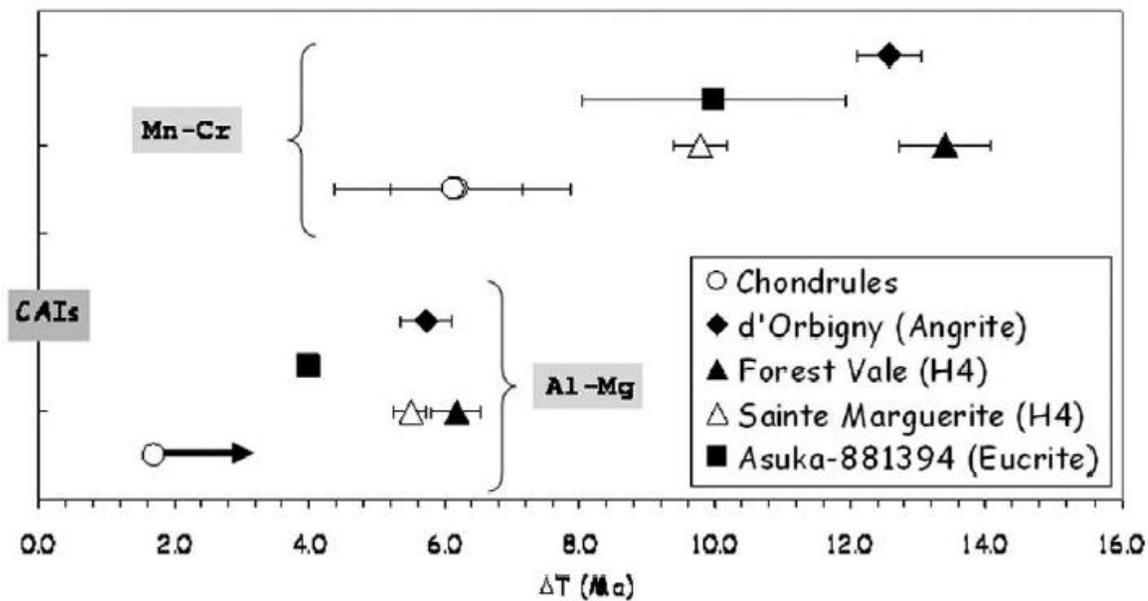


Figura II.1. Cronología relativa de  $^{26}\text{Al}$  y  $^{23}\text{Mn}$  basada en la suposición de una distribución homogénea inicial de  $^{26}\text{Al}$  y  $^{23}\text{Mn}$  en el disco de acreción. Se observa que los condros son de 2 a 6 Ma más jóvenes relativo a los CAI's, así como diversas condritas ordinarias tipo H y acondritas (eucritas y angritas) (tomada de Gounelle and Rusell, 2005).

El  $^{129}\text{I}$  decae por mecanismo  $\beta$  a  $^{129}\text{Xe}$ . Su vida media es de 16 Ma, fue el primero de los isótopos extintos en ser descubierto y fue usado para calcular el tiempo transcurrido desde la nucleosíntesis (producción de elementos más pesados que el He en las estrellas masivas) hasta la formación de los primeros cuerpos sólidos del Sistema Solar. A diferencia de otros isótopos, probablemente el isótopo  $^{129}\text{Xe}$  que existía en la nebulosa, junto con el  $^{129}\text{I}$ , no fue incorporado en los primeros granos sólidos (condros y CAI's), ya que el Xe es un gas inerte que no reacciona químicamente con los minerales. El I es mucho más reactivo y la mayor parte de él entró a la estructura cristalina de los CAI's y condros. Entonces, se considera que todo el  $^{129}\text{Xe}$  presente es

producto del decaimiento *in situ* del  $^{129}\text{I}$ . La relación inicial de  $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$  no es bien conocida, pero se estima que es muy baja, aproximadamente  $10 \times 10^{-4}$ . El método I-Xe es usado para determinar intervalos de formación o edades relativas. Para determinar la edad de formación del condro se usan condritas ordinarias no equilibradas y la diferencia de edad es calculada relativa a un estándar, las condritas Bjurböle o Shallowater, a las que se les ha dado una edad relativa de cero. La edad observada en algunos CAI's muestran un promedio de 3.5 Ma más jóvenes que Shallowater (fig. II.2).

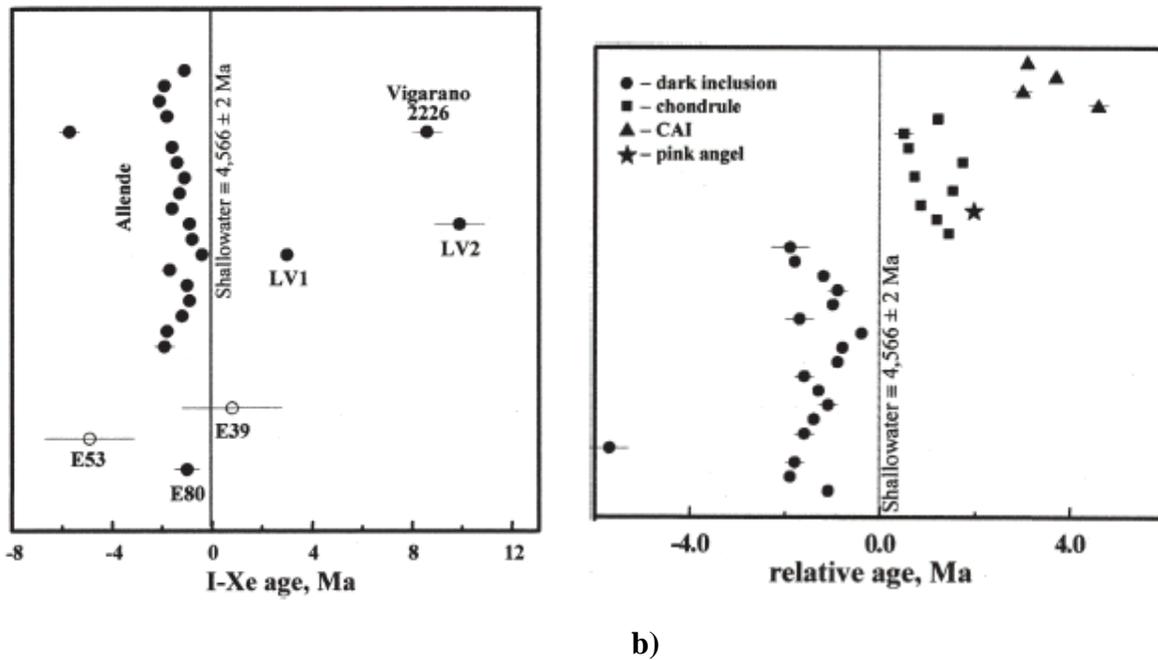


Figura II.2. a) Edades relativas I-Xe en condritas carbonáceas (CV3) de 18 inclusiones oscuras de Allende, Vigarano, Leoville (LV) y Efremovka (E) respecto de Shallowater (edad absoluta 4, 566 ± 2 Ma). Los números negativos indican muestras más antiguas que Shallowater. b) Edades relativas I-Xe de diferentes componentes de Allende. Las inclusiones oscuras se agrupan alrededor de los -1.6 Ma (más antiguas que Shallowater), los CAI's son más jóvenes (3.5 Ma) que Shallowater y los condros y la inclusión Pink Angel están en una edad intermedia. Estas edades sugieren múltiples episodios de alteración acuosa o bien, que ésta actividad fue muy prolongada (tomadas de Hohenberg et al., 2004).

**Isótopos Cosmogénicos: Edades de exposición a los rayos cósmicos.**

Todos los objetos en el espacio están sujetos al bombardeo de partículas subatómicas. Las partículas del viento solar son las menos energéticas, con valores cercanos a 1 KeV. Estas partículas tienen profundidades de penetración de sólo algunos angstroms. Las ráfagas solares emiten partículas de mayor energía que van de 1-100 MeV o aún más. Estas partículas pueden

penetrar una roca a una profundidad de algunos centímetros produciendo un efecto de intemperismo en las superficies desprotegidas de cuerpos asteroidales y fragmentos meteoríticos, pero su energía no es suficiente para producir radionúclidos. Esto lo pueden lograr los Rayos Cósmicos. Los rayos cósmicos no son verdaderos rayos, sino partículas subatómicas altamente energéticas. Casi el 90% de ellas son protones, el 9% partículas  $\alpha$  y otros núcleos pesados y el 1% restante consiste en electrones. Los rayos cósmicos provienen del exterior del Sistema Solar. Son las partículas más energéticas que pasan a través del medio interplanetario. Tienen energías típicas de miles, millones y billones de eV con un promedio alrededor de 10 GeV. Con esa energía las partículas pueden penetrar a casi 1 m de la superficie del material pétreo y una menor distancia en los cuerpos metálicos. Se considera que los rayos cósmicos provienen de la explosión de una supernova donde las partículas subatómicas son aceleradas a velocidades cercanas a la de la luz. Se puede considerar que el flujo de rayos cósmicos ha sido constante considerando escalas de tiempo tan largas como la evolución del Sistema Solar, aunque en períodos más cortos se han documentado fluctuaciones.

Los protones de los rayos cósmicos interactúan con los núcleos de los elementos de los minerales en donde hacen blanco, provocando la desintegración parcial del núcleo atómico, un proceso llamado *Spallation* (desintegración). Este proceso puede transformar los elementos bombardeados en nuevos elementos que pueden ser tanto estables como radioactivos. Entre los nuevos núclidos están el  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{38}\text{Ar}$ ,  $^{83}\text{Kr}$ ,  $^{126}\text{Xe}$  y  $^{41}\text{K}$ , todos ellos **estables**. El número de ellos aumenta lentamente conforme el meteorito es expuesto a los rayos cósmicos. Esto genera un reloj de acumulación cósmica. La cantidad total de núclidos cosmogénicos dividida por la tasa de producción es el tiempo que el meteorito ha estado expuesto en el espacio. Esto es, una edad de exposición a los rayos cósmicos (CRE).

Dado que los rayos cósmicos sólo pueden penetrar aproximadamente 1 metro en los meteoritos, sólo la capa exterior está expuesta y el resto del cuerpo estará protegido de los rayos cósmicos. Si el cuerpo permanece intacto, la edad de exposición podría extenderse hasta el origen del cuerpo parental, dando  $\text{CRE} > 4.4 \text{ Ga}$ , aunque esto no es muy común, dado que los cuerpos muestran una serie de impactos. Durante una colisión, fragmentos frescos aún no expuestos son liberados al espacio donde, a su vez, serán expuestos al flujo de rayos cósmicos. En cambio, si éstos

fragmentos caen a la Tierra, la exposición a los rayos cósmicos cesa y la abundancia isotópica cosmogénica puede ser determinada, indicando el tiempo total que el fragmento estuvo en el espacio después de la fragmentación. En este caso, la CRE representa la edad de fragmentación, así como el tiempo de permanencia en el espacio.

Los datos de CRE muestran una amplia variación en edades que parece ser dependiente del tipo de meteorito. Por ejemplo, las condritas ordinarias muestran un promedio de CRE de cerca de 50 Ma. Este es el período de tiempo que se estima que los fragmentos permanecen entre las órbitas de Marte y la Tierra. Las condritas tipo H muestran un rango desde los 50 hasta 1 Ma, con un pico destacado a los 7 Ma. Las condritas L muestran un comportamiento exponencial decreciente a partir de los 40 Ma. Las tipo LL muestran un rango ligeramente de menor duración que prácticamente termina hace 4 Ma (fig. II.3). Las condritas de Enstatita están menos representadas en el registro, pero sus edades (CRE) también varían de 60-1 Ma. Las condritas carbonáceas (CK, CV y CO) tienen edades entre 70 y 2 Ma (figura II.4).

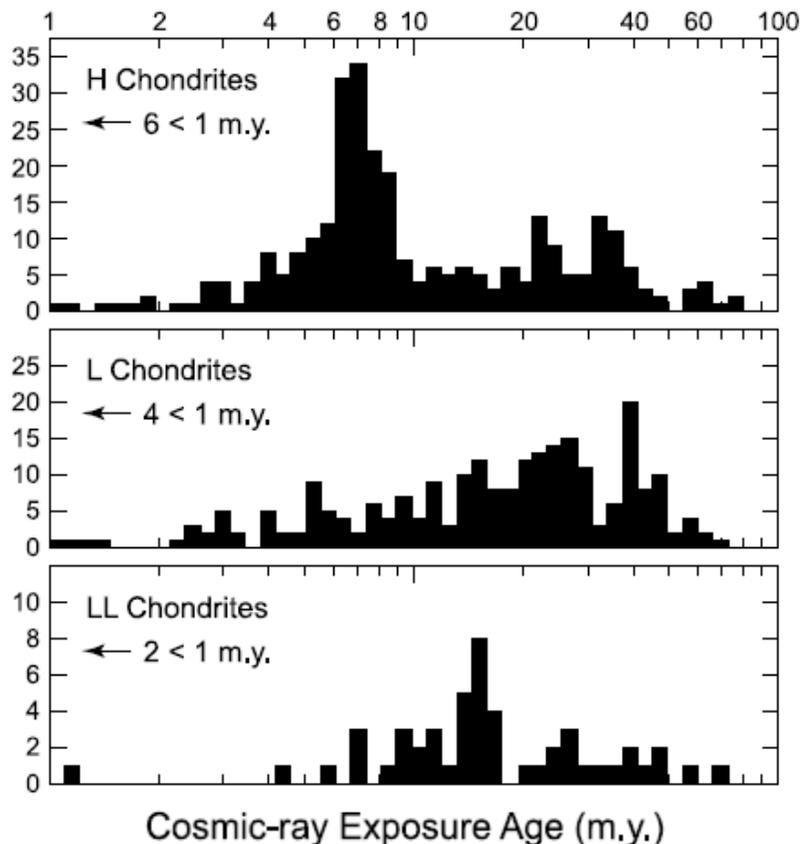


Figura II.3. Edades de exposición de condritas H, L y LL (tomada de Eugster et al, 2006).

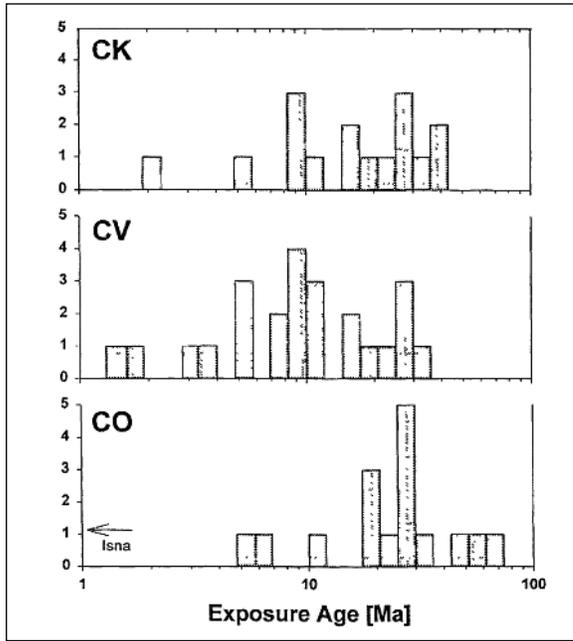
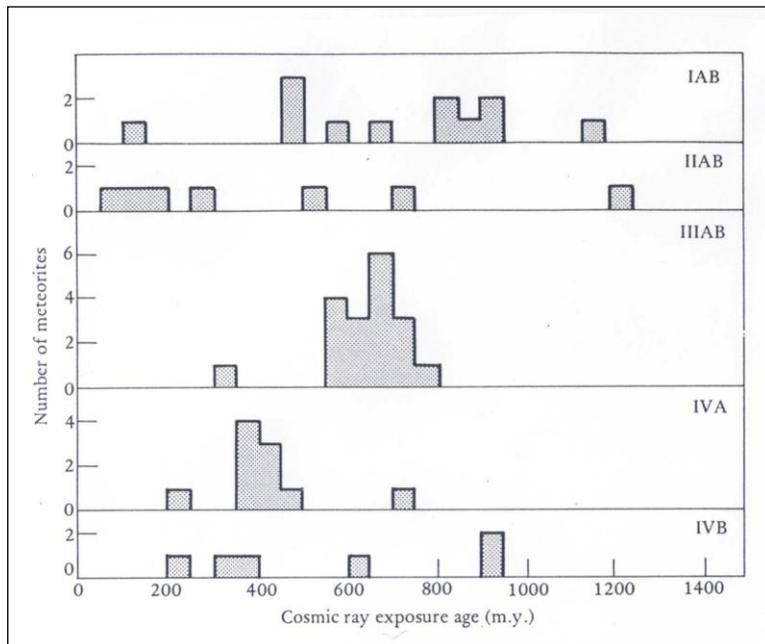


Figura II.4. Edades de exposición de condritas carbonáceas (tomada de Scherer and Schultz, 2000).

Los meteoritos metálicos muestran edades CRE más antiguas que las calculadas para las condritas, dado que son más resistentes a la fragmentación. Varían desde menos de 200 Ma hasta más de 1 Ga con picos prominentes alrededor de los 650 y 400 Ma. Estos picos corresponden a los grupos IIIAB e IVA, respectivamente, y pueden representar el rompimiento del núcleo de los cuerpos IIIAB e IVA (Fig. II.5). La edad promedio de los metálicos es de 500 Ma, 10 veces mayor a la de las frágiles condritas, y como en el caso de las condritas, puede representar el



tiempo de permanencia de los cuerpos metálicos en la órbita de Marte y la Tierra. Las acondritas HED muestran un rango un poco diferente. Este grupo tiene edades desde 50 hasta hace 5 Ma, con un pico importante en los 3 grupos a los 20 Ma (Fig. II.6).

Figura II.5. Edades cosmogénicas de exposición de meteoritos metálicos. Se observa una distribución amplia en la edad reportada, desde los 50 hasta los 1200 Ma, así como un pico pronunciado a los 700 Ma en el grupo IIIAB (tomada de McSween, 1999).

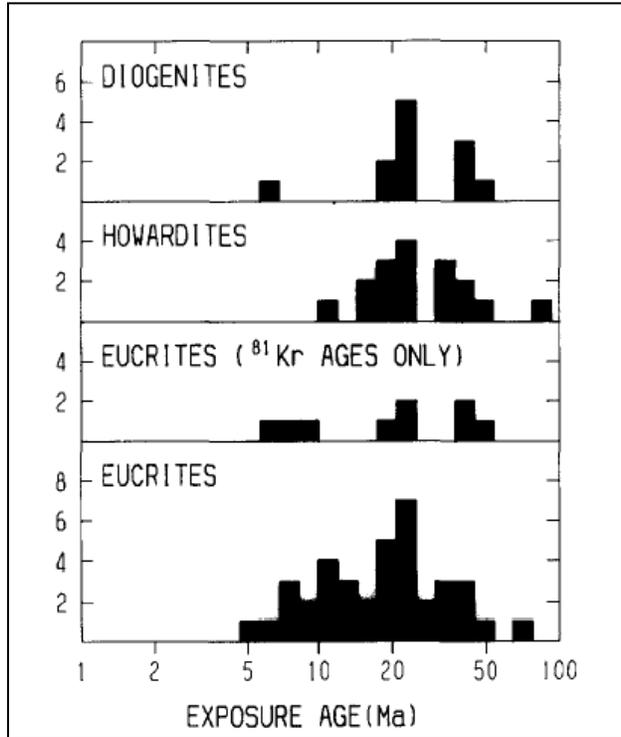


Figura II.6. Edades de exposición de acondritas HED. En los 3 tipos hay un pico a los 20 Ma (tomada de Eugster and Michel, 1995).

### *Isótopos Cosmogénicos: Edades terrestres*

La edad terrestre de un meteorito indica cuanto tiempo ha residido en la Tierra. Mientras está en el espacio, la roca está sujeta a la fragmentación de núclidos inducida por los rayos cósmicos, generando **núclidos radioactivos**. Asumiendo que la tasa de radiación cósmica permanece constante en su estancia en el espacio, la roca habrá alcanzado

un equilibrio en el cual los radioisótopos se están formando y decayendo a una tasa constante (nivel de saturación). Una vez que el meteorito alcanza la Tierra, éste es protegido de los rayos cósmicos por la atmósfera terrestre, de tal forma que la producción de radionúclidos cesa, pero los que contenía cuando arribó a la Tierra siguen decayendo con la misma tasa. Entonces, la relación de los isótopos padre, respecto a los hijos disminuirá con el tiempo dependiendo de la vida media de los padres. Para conocer el nivel de saturación que los meteoritos alcanzan en el espacio, se mide el nivel en los meteoritos que son recogidos inmediatamente al caer en la Tierra. Este nivel es usado como estándar para comparar la abundancia del resto de núclidos radioactivos que permanecen en otro meteorito que tiene más tiempo de haber caído a la Tierra. Esta comparación fijará la edad de residencia en la Tierra. Los isótopos útiles para determinar la edad terrestre tienen vida media relativamente corta, por ejemplo,  $^{39}\text{Ar}$ ,  $^{14}\text{C}$  y  $^{36}\text{Cl}$ , con vida media de 270, 5700 y 300000 años respectivamente. La edad terrestre más antigua registrada en meteoritos (fuera de Antártida) es de un metálico de Tamarugal, Chile, encontrado en 1903 en el Desierto de Atacama. Su edad es mayor a los 1.5 Ma. La edad terrestre de los meteoritos pétreos no va más allá de los 50000 años, a menos que ciertas circunstancias de preservación estén presentes, como es el caso de los meteoritos antárticos que han sido preservados en el hielo por cientos de miles de años (fig. II.7).

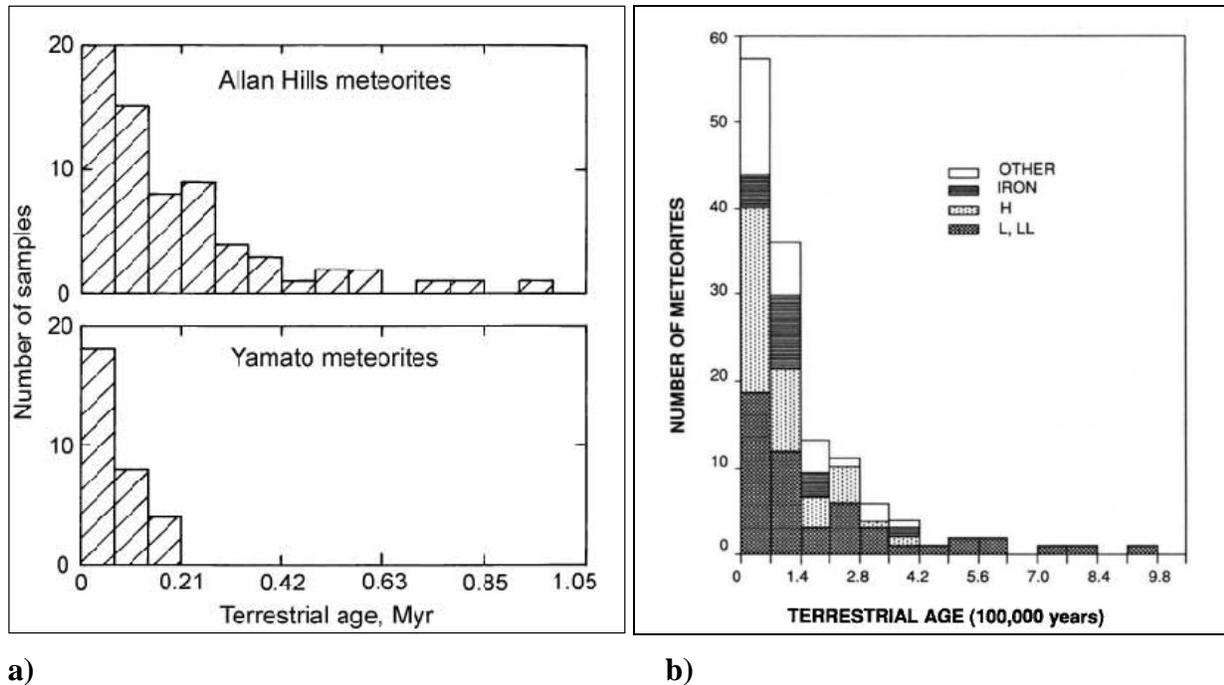


Fig. II.7. Edades terrestres de meteoritos antárticos. a) los meteoritos recuperados en Allan Hills muestran edades terrestres mucho mayores que los recuperados en la zona de Yamato (Tomada de Dickins, 1995). b) Sólo las condritas L y LL muestran edades terrestres superiores a los 730,000 años (tomada de Nishiizumi et al., 1989).

### *La edad de las condritas*

Los CAI's y condros de la condritas carbonáceas, en especial Allende, han sido estudiados ampliamente. La mejor estimación de la edad de los CAI's es de  $4567.2 \pm 0.6$  Ma (Amelin, 2002), mientras que en los condros es de  $4566.6 \pm 1$  Ma (Amelin and Krot, 2007). Ambas edades están determinadas con isocronas Pb-Pb. De acuerdo a estas edades, la formación de los condros fue contemporánea o unos pocos millones de años posterior a la formación de los CAI's (fig. II.8). Sin embargo, un mismo meteorito contiene varias edades antiguas registradas, la edad de cristalización de CAI's, condros, matriz, o bien, las edades de metamorfismo de estos componentes condriticos (fig. II.9). Los diferentes pares isotópicos registran el tiempo en que el cuerpo, en su proceso de enfriamiento cruza el umbral de la temperatura de cierre de un sistema isotópico dado. Por ello, podemos analizar los diferentes eventos enfriamiento y calentamiento, que pueden generar metamorfismo re-homogenización parcial de la firma isotópica del cuerpo.

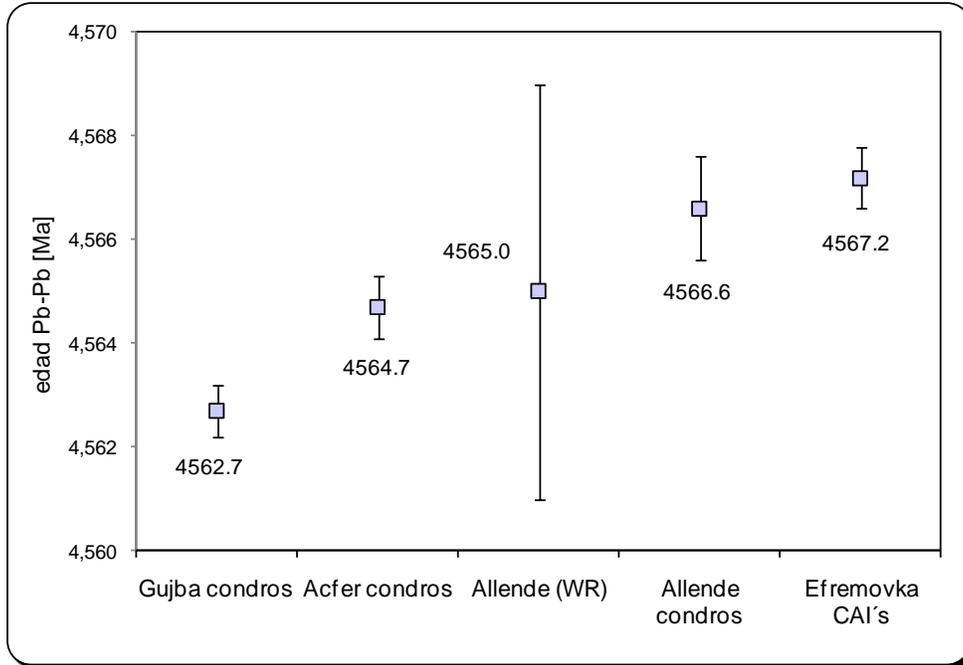


Fig. II.8. Edades de isocrona Pb-Pb calculadas para diferentes componentes condriticos. Gujba (condros) (Amelin, 2004), Acfer (condros) (Amelin et al., 2002), Allende (WR) (Chen and Tilton, 1976), Allende (condros) (Amelin and Krot, 2007), Efremovka (CAI's) (Amelin et al., 2002).

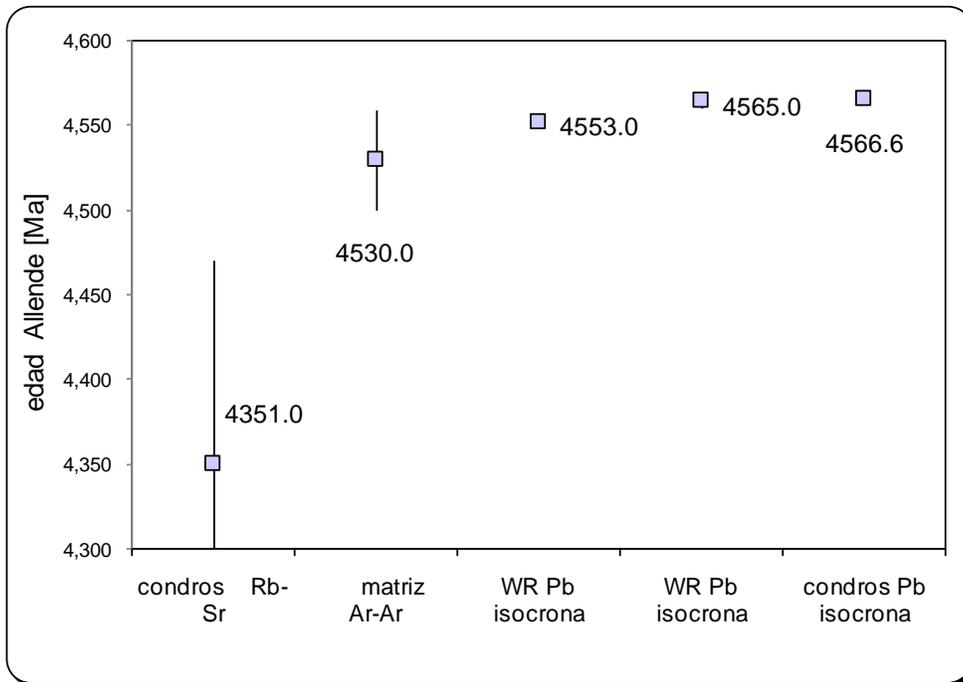
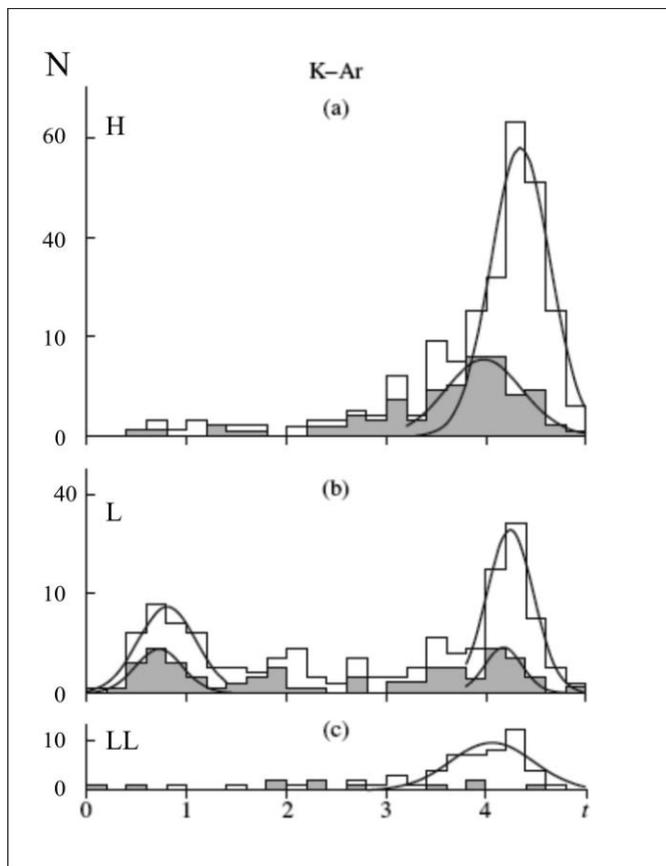


Fig. II.9. Edades de componentes de Allende obtenidas con diferentes pares isotopicos: Rb-Sr en condros (Shimoda et al., 2003), Ar-Ar en matriz (Jessberger et al., 1980), isocrona Pb-Pb en roca total (Tatsumoto et al., 1976), isocrona Pb-Pb en roca total (Chen and Tilton, 1976) e isocrona Pb-Pb en condros (Amelin, and Krot, 2007).

La edad de condritas en roca total (WR) se ha obtenido con los sistemas Rb- Sr, Sm-Nd y Pb-Pb, aunque los resultados en las primeras décadas de desarrollo analítico de las técnicas isotópicas no fueron muy precisos debido a la incertidumbre de los datos obtenidos, conocimiento impreciso de la constante de decaimiento del  $^{87}\text{Rb}$  y la influencia del Pb terrestre por contaminación. A pesar de todo ello, la mayoría de los valores son consistentes con edades de alrededor de 4.555 Ga, unos pocos millones de años más jóvenes que los CAI's.

Las edades de K-Ar y Ar-Ar de condritas de varias clases diferentes y tipos petrológicos muestran un pico alrededor de los 4.5 Ga, aunque hay una dispersión significativa en los datos del orden de los 1000 Ma. Esto se ha interpretado como evidencia de la extensa duración del metamorfismo del cuerpo parental y es consistente con perturbaciones observadas en las isocronas internas de Rb-Sr y Pb-Pb para condritas H, L y E en el rango de edad de 4.3 a 4.45 Ga. Muchas condritas analizadas por Ar-Ar muestran también evidencias de pérdida de Ar en tiempos mucho más recientes que 4.4 Ga: Esta edad se atribuye a la re-inicialización del sistema durante eventos de impacto de larga duración. Se observan dos grupos de datos, uno alrededor de 4.3 Ga



contemporáneo a un período de intenso bombardeo de la superficie lunar. El otro más reciente,  $< 1$  Ga, puede ser contemporáneo a la fragmentación del cuerpo asteroidal, en particular el de las condritas L (fig. II.10).

Fig. II.10. Edades K-Ar obtenidas en a) condritas tipo H, b) condritas tipo L y c) condritas tipo LL. Las áreas sombreadas corresponden a hallazgos. Las áreas no sombreadas corresponden a caídas. Se observa en los 3 tipos de condrita un pico aproximadamente a los 4.3 Ga, aunque las tipo LL son ligeramente más jóvenes. También se observa un evento local del cuerpo parental  $L < 1$  Ga (tomada de Alexeev, 2005).

### *Las edades de las acondritas*

Las acondritas constituyen menos del 10% del registro meteorítico disponible. Representan productos evolucionados de los cuerpos asteroidales condriticos (HED), parecen ser muestras de otros planetas (SCN) o bien, muestras de nuestro propio satélite. Debido a que proceden de cuerpos de naturaleza diferente, han sufrido diferentes grados de procesos de acreción, impacto, metamorfismo, fusión parcial, cristalización fraccionada, brechamiento, etc. Por estas razones, las edades registradas por ellas tienen una variación mayor. Sin embargo, muchas de las edades registradas corresponden a edades muy cercanas a las de formación de las condritas, aproximadamente 4.55 – 4.56 Ga. Sólo en el caso de las acondritas SCN (procedentes de Marte) se registran edades de cristalización mucho más jóvenes, de acuerdo con la evolución magmática de un cuerpo planetario más grande. Aún los meteoritos procedentes de la Luna o los metálicos muestran edades superiores a los 4 Ga (fig. II.11).

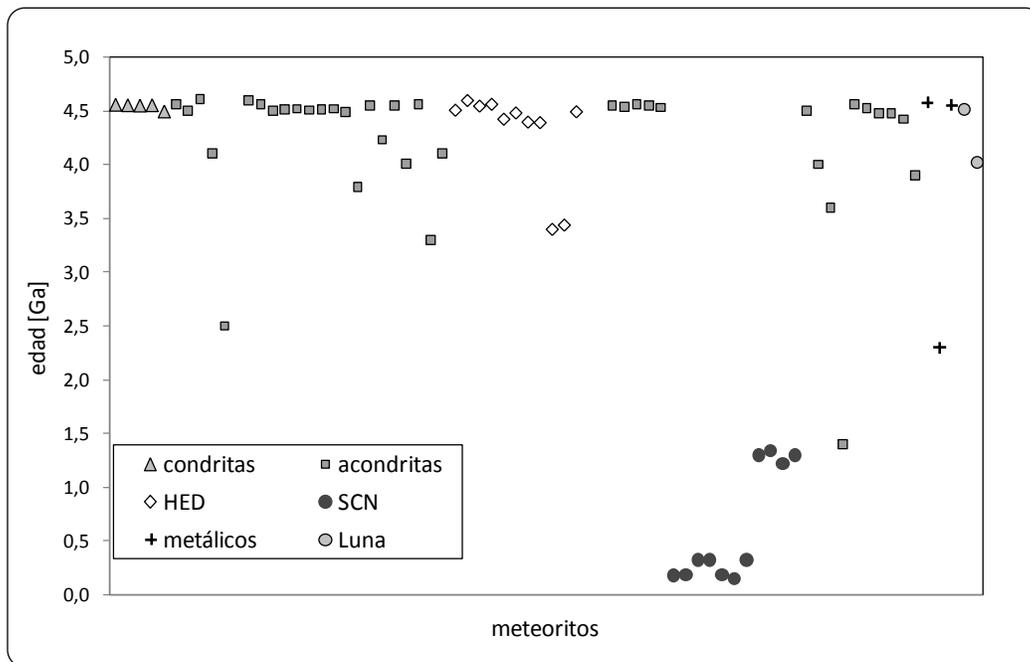


Fig. II.11. Edades de diversos meteoritos diferenciados y no diferenciados. Se muestran algunos grupos particulares de acondritas como las HED (posiblemente procedentes de Vesta), las SCN (posiblemente procedentes de Marte) y meteoritos lunares. Por comparación se muestran algunas edades de condritas. Las edades graficadas fueron obtenidas principalmente con los sistemas Pb-Pb y Sm-Nd y, en menor proporción con Rb-Sr y K-Ar, por lo cual se puede considerar que los puntos representan primordialmente las edades de formación de estos grupos (datos tomados de Papike, 1998 y Norton, 2002).

En la figura II.12 se puede observar con mayor detalle el tipo de método y meteorito fechado del grupo SCN. En el caso de las Nakhlitas y Chassigny puede observarse que, a pesar de la incertidumbre analítica, estos tipos se agrupan alrededor de 1.3 Ga, independientemente del sistema isotópico utilizado, sugiriendo una historia de magmatismo de corta duración. Por otra parte, las edades de las Shergottitas se agrupan alrededor de los 150 Ma, indicando que este grupo procede de un evento independiente mucho más joven que el anterior, sugiriendo que la actividad de Marte cesó en tiempos relativamente recientes.

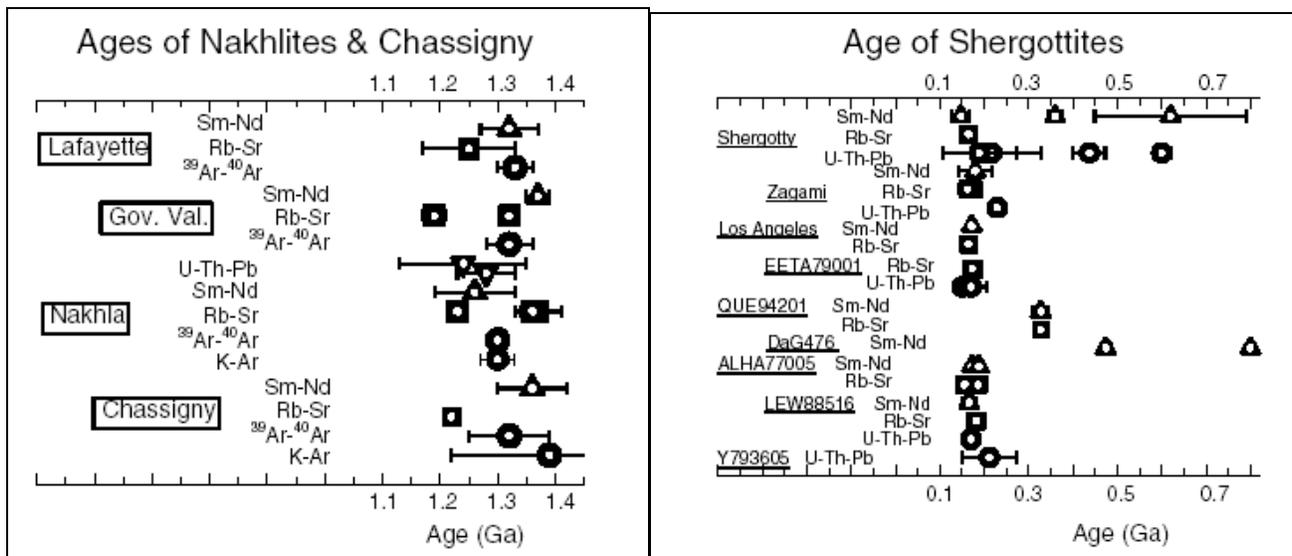


Fig. II.12. Edades de SCN. Las Nakhlitas y Chassigny se agrupan alrededor de los 1.3 Ga, mientras que las Shergottitas registran edades de apenas 150 Ma (tomadas de Nyquist et al., 2001).

El grupo de la HED también ha sido fechado y algunos resultados muestran edades de formación muy cercanas a las del Sistema Solar. En la figura II.13 se observan diferentes fechamientos obtenidos en eucritas. Como puede verse, los datos obtenidos con Pb-Pb y Sm-Nd varían de 4.56 a 4.40 Ga, mientras que los de Ar-Ar parecen agruparse en los 4.48 Ga. Esto indica que, al menos las eucritas, se formaron de un cuerpo parental muy joven que casi inmediatamente después de la acreción se diferenció y generó magmatismo. Estos procesos magmáticos se prolongaron durante los primeros 150 Ma, aunque hay edades muy cercanas a las de las condritas más antiguas.

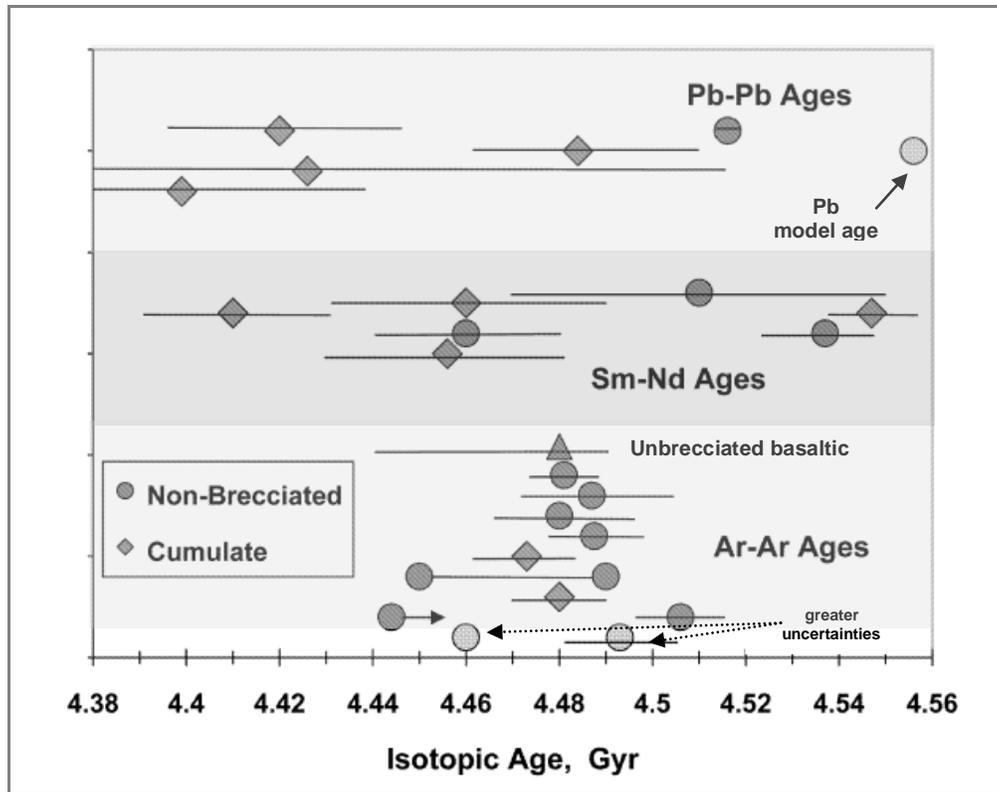
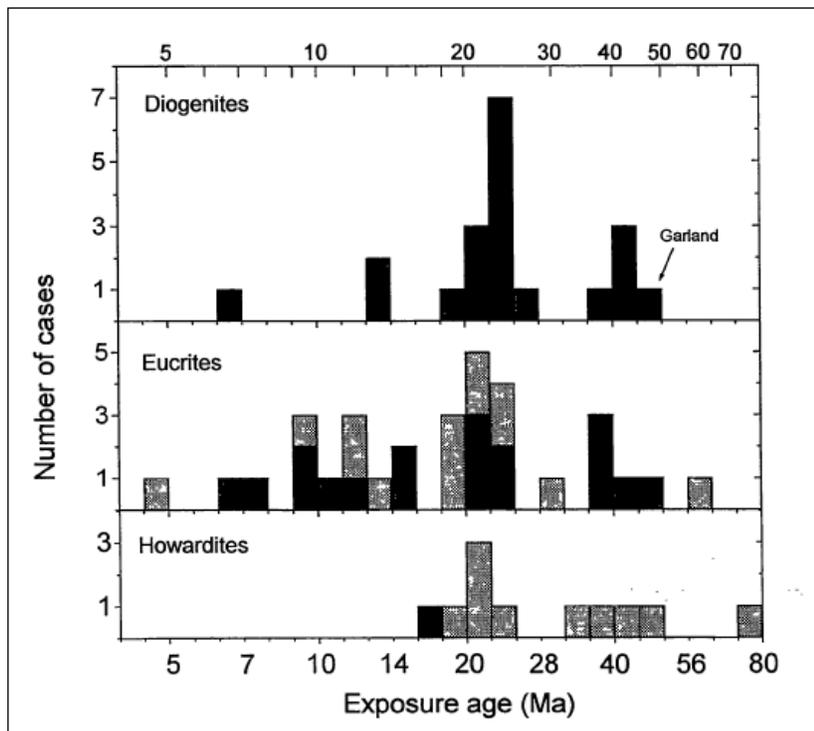


Fig. II.13. Edades de isocrona Pb-Pb y Sm-Nd y Ar-Ar de eucritas cumulas y brechadas. El rango de edades varía aproximadamente 150 Ma. Note que hay varias edades muy cercanas a las de las condritas más antiguas, indicando que el cuerpo parental (Vesta?) se acreció y diferenció rápidamente (Tomada de Bogard, 2003).



Las edades de exposición de las HED varían desde 6 hasta 50 Ma, pero no están distribuidas en forma continua. Hay dos grupos, de 21-25 Ma y de 35-42 Ma. La forma de los 2 picos se asocia con eventos individuales de impacto hace 22 y 39 Ma (fig. II.14).

Fig. II.14. Edades de exposición de Diogenitas, Eucritas y Howarditas. (tomada de Welten et al., 1997).

### *Las edades de los grupos metálicos.*

La mayoría de los núclidos usados como reloj están basados en los elementos litófilos, tales como el K, Rb, Sm, Th y U, los cuales no son aplicables a los meteoritos metálicos. De hecho, una fracción considerable de elementos litófilos ligeros presentes en los metálicos es debida a fragmentación por rayos cósmicos. Sin embargo, el alto contenido de metales nobles combinado con su fuerte fraccionamiento dentro de los grupos, hace factible el usar el decaimiento  $\beta$  del  $^{187}\text{Re}$  al  $^{187}\text{Os}$  como un cronómetro para los meteoritos metálicos. La vida media del  $^{187}\text{Re}$  es casi un orden de magnitud mayor que la edad del Sistema Solar y no es conocida con precisión suficiente para hacer comparaciones absolutas con las edades de Rb-Sr o Sm-Nd de los meteoritos pétreos. Tomando el valor de  $T_{1/2 \text{ Re}} = 42.3 \pm 1.23 \text{ Ga}$ , se ha encontrado que las edades de varios grupos metálicos son idénticas (4.55 Ga) y no se distinguen de la edad de las condritas (fig. II.15), aunque los IIB con alto contenido de Ni muestran alguna pequeña perturbación. La incertidumbre en la vida media pone un límite inferior a su edad de 4.46 Ga. Con isocronas de Re-Os de los grupos IAB, IIICD, IIAB, IIIAB, IVA y IVB se encontró que tienen la misma edad dentro de la incertidumbre, aunque los IIIAB pueden ser ligeramente más antiguos. Se ha encontrado que los IVA son significativamente más jóvenes que los otros grupos de meteoritos por cerca de 80 Ma.

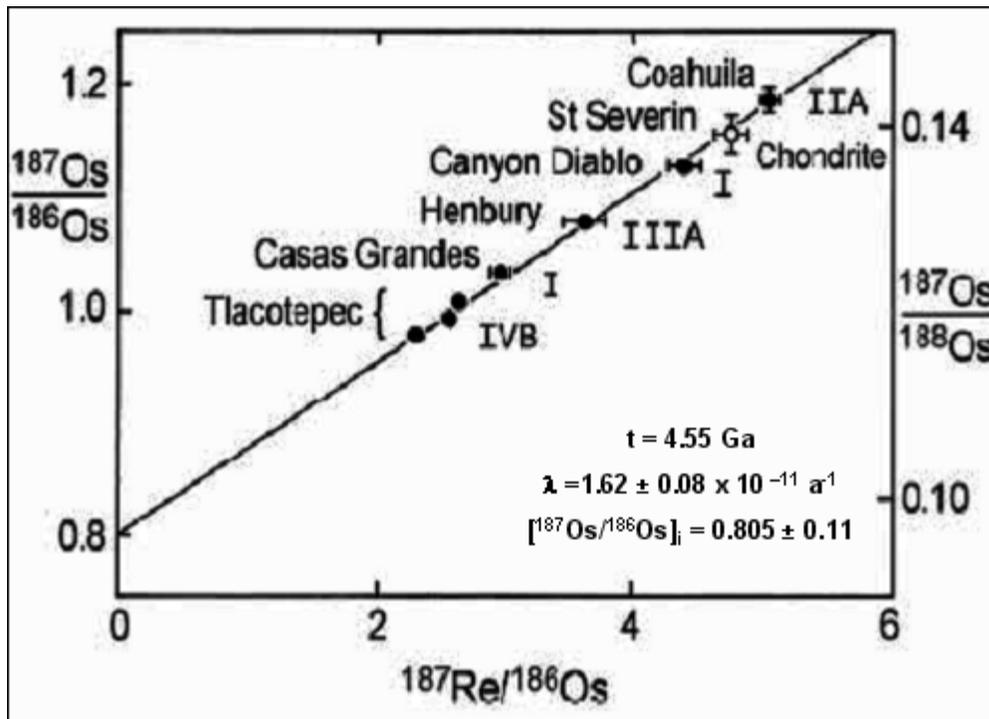


Fig. II.15. Isocrona Re-Os obtenida con meteoritos metálicos de los grupos IVB, IIIA, I y IIA. La edad de 4.55 es muy cercana a la del Sistema Solar. La línea de evolución de los grupos metálicos contiene a las condritas (tomada de Dickin, 1995).

La edad de exposición de los meteoritos metálicos muestra una historia prolongada de exposición en el espacio. Varios grupos muestran una exposición continua y prolongada mayor a los 1.0 Ga, sólo el grupo III manifiesta 2 picos a los 650 y a los 450 Ma (fig. II.16a). Posiblemente la composición química y mineralógica de los meteoritos metálicos los hace más resistentes a los procesos de alteración y rompimiento y por ello registran edades de exposición muchos más antiguas que las mismas condritas. En el caso de las mesosideritas y pallasitas, el promedio es de 90 Ma y es un valor intermedio entra los valores de los meteoritos pétreos y los metálicos. Hay un ligero aumento del número de muestras con edades de 70 Ma (fig. II.16b).

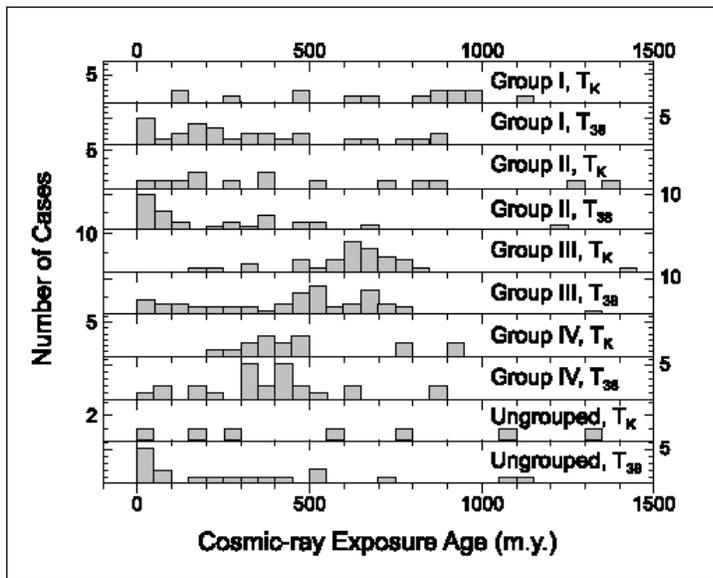
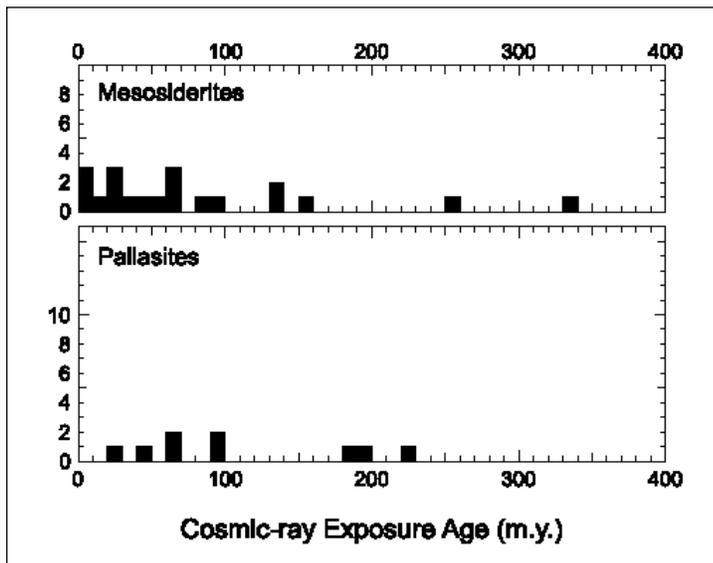


Fig. II.16. a) Edades de exposición de meteoritos metálicos. Todos los grupos mostrados registran edades mayores 1 Ga.



b) Las edades de exposición de las mesosideritas (<350 Ma) y pallasitas (<200 Ma) aunque más jóvenes que los metálicos son mayores que la de los meteoritos pétreos, sugiriendo que su mineralogía es determinante en la conservación de las muestras (tomadas de Eugster et al., 2006).

### ***Los meteoritos y la edad de la Tierra.***

La Tierra es un gran objeto planetario, diferenciado y transformado a lo largo del tiempo por una serie de procesos complicados. La dificultad para fechar la Tierra radica en que ésta es muy compleja, además de ser un sistema en constante evolución y es imposible obtener una muestra representativa. Por ello, es necesario elegir un proceso geológico para definir la edad de la Tierra: el comienzo de la acreción o algún proceso de diferenciación. Los primeros intentos para calcular su edad utilizaron la firma isotópica de nódulos de manganeso y sedimentos como representantes de la corteza continental y basaltos hawaianos como representantes del manto. La edad más aproximada y mejor calculada para la Tierra hace algunas décadas era de 4.55 Ga (fig. II.17).

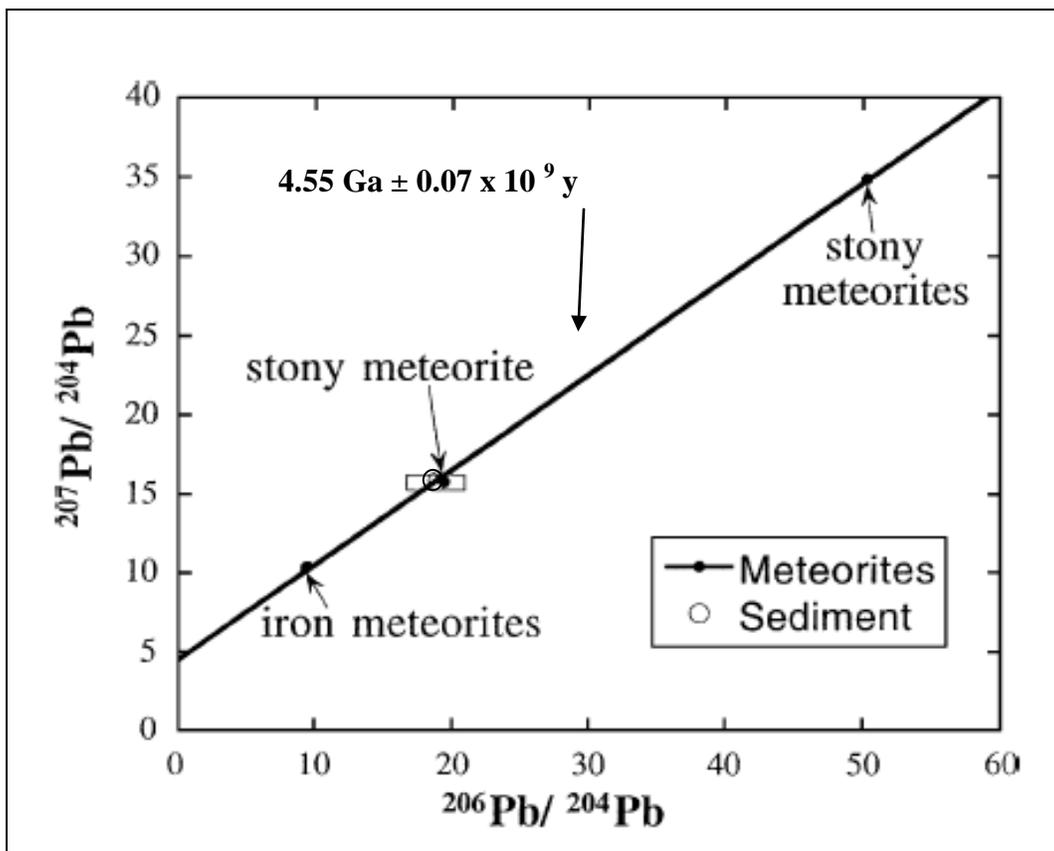


Figura II.17. Edad de la Tierra (4.55 Ga) calculada con meteoritos pétreos y metálicos, así como sedimentos marinos terrestres (tomada de Patterson, 1956).

Una aproximación más reciente para determinar la edad de la Tierra, es asumir un sistema en donde el U-Pb ha evolucionado en un sistema cerrado. Con éste método la edad estimada para la Tierra, 4.44 – 4.48 Ga, es calculada tomando los valores actuales de  $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$  de MORB's de diferentes océanos ya que estas rocas pueden representar a la composición de la Tierra Total Silicatada (Bulk Silicate Earth) y los valores iniciales de ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) de la troilita del meteorito Cañón Diablo. La troilita (FeS) contiene apreciables concentraciones de Pb, pero prácticamente carece de U y Th por lo que se asume que la composición isotópica de Pb ha permanecido constante desde su cristalización. Por ésta razón, las relaciones isotópicas de Pb de la troilita se consideran iguales a las del Pb que fue incorporado a la Tierra al tiempo de su formación. La composición química de los meteoritos metálicos y pétreos varía, pero el promedio de la relación U/Pb en condritas es = 0.012, mientras que en las troilitas es de 0.0013 y en algunos casos alcanza hasta 0.0005. Por ejemplo, la troilita Cañón Diablo tiene un contenido de U =  $0.37 \times 10^{-2}$  ppm y Pb = 6.5 ppm, dando una relación U/Pb = 0.00057.

El valor de 4.45 Ga como la edad de la Tierra quizá representa un valor promedio entre los valores obtenidos para la diferenciación del núcleo y manto y las obtenidas por I-Xe, de 4.46 Ga. Éstas últimas pueden representar la edad cuando nuestro planeta tuvo un tamaño suficientemente grande (del tamaño de Venus) y comenzó a retener su atmósfera. Este valor promedio para la Tierra representaría entonces la edad de la diferenciación más temprana de la Tierra (diferenciación del núcleo y desgasificación) (fig. II.18).

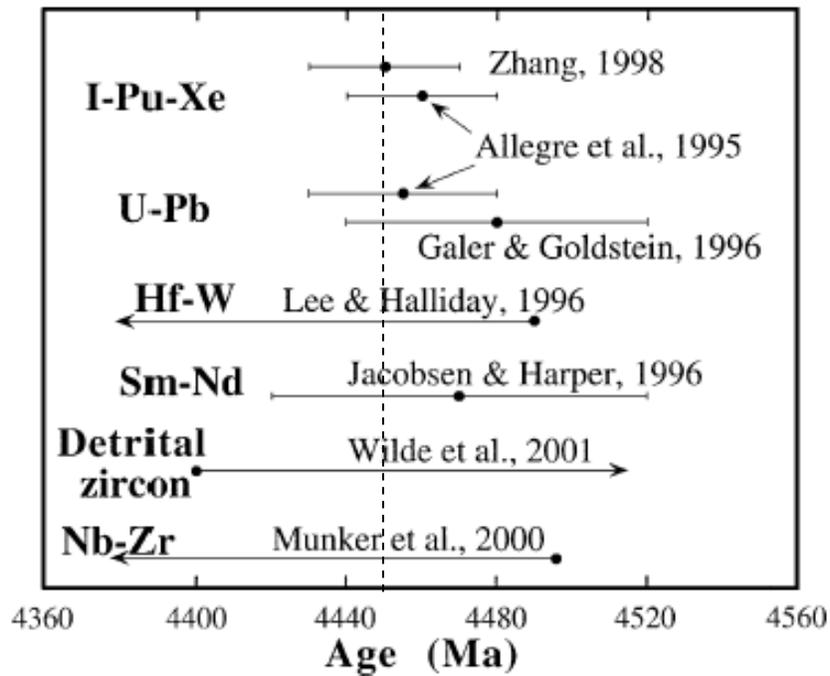


Fig. II.18. Edades calculadas con diversos métodos y materiales que representan la edad de la Tierra. El promedio de ellas es de 4.45 Ga (línea punteada), la cual marca el tiempo en que la Tierra alcanzaría la mayor parte de su masa actual y su atmósfera (tomada de Zhang, 2002).

Sin embargo, en años más recientes y utilizando otros pares isotópicos se ha calculado con mayor detalle la edad de diferenciación del núcleo de la Tierra, así como la edad de formación de la Luna y se propone que estos grandes eventos ocurrieron muy tempranamente. El uso del cronómetro  $^{182}\text{Hf}$ - $^{182}\text{W}$  implica que la Tierra sufrió una acreción y formación del núcleo rápidas, con el mayor grado de crecimiento durante los primeros 10 Ma, y concluyendo aproximadamente 30 Ma después del origen del Sistema Solar (Jacobsen, 2005). Por otra parte, las relaciones  $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en condritas, comparadas con las de rocas terrestres, sugieren que el manto es el resultado de una diferenciación global a gran escala hace 4.53 Ga, es decir, dentro de los primeros 30 Ma de formación de la Tierra (Boyet and Carlson, 2005).

Las relaciones isotópicas de  $^{182}\text{W}$  no cosmogénico en materiales metálicos lunares, indican la cristalización de un océano de magma hace  $4,527 \pm 10$  Ma, lo cual es consistente con la hipótesis de un gran impacto como origen de la Luna y señala el fin de la mayor etapa de acreción de la Tierra (Kleine et al., 2005).

Finalmente, una revisión de los modelos de crecimiento continental y la presencia de zircones detríticos hadeanos sugiere que durante el Eón Hadeano (hace aprox. 4.5-4.0 Ga) la Tierra pudo estar caracterizada por una diferenciación de silicatos que generaron una corteza temprana extensa (Harrison, 2009).

Con base en las edades isotópicas de diferentes materiales y modelos físicos la historia temprana del Sistema Solar y de la Tierra se puede esquematizar en varios eventos de gran magnitud (fig. II.19). Hace 4,567 Ga las inclusiones refractarias (CAI's) de las condritas carbonáceas se condensaron en la Nebulosa Solar o en una supernova. 3-5 Ma después los condros fueron formados y acrecentados para formar los cuerpos parentales condriticos. Alrededor de 10 Ma después, algunos cuerpos parentales con tamaño suficientemente grande comenzaron a sufrir procesos magmáticos que incluyeron: fusión parcial, segregación de magmas y erupción, como es atestiguado por las angritas, eucritas, diogenitas y howarditas. Posiblemente la Tierra sufrió estos procesos. En los siguientes millones de años los impactos de cuerpos condriticos y acondriticos continuaron y reiniciaron parcial o totalmente el reloj isotópico de algunos sistemas. Hace aproximadamente 4.53 Ga la Tierra tiene diferenciados su núcleo y manto y ocurre la formación de la Luna, posiblemente debido a un impacto con un cuerpo del tamaño de Marte. Hace 4.45 Ga la Tierra adquiere casi la totalidad del volumen actual y puede retener su atmósfera.

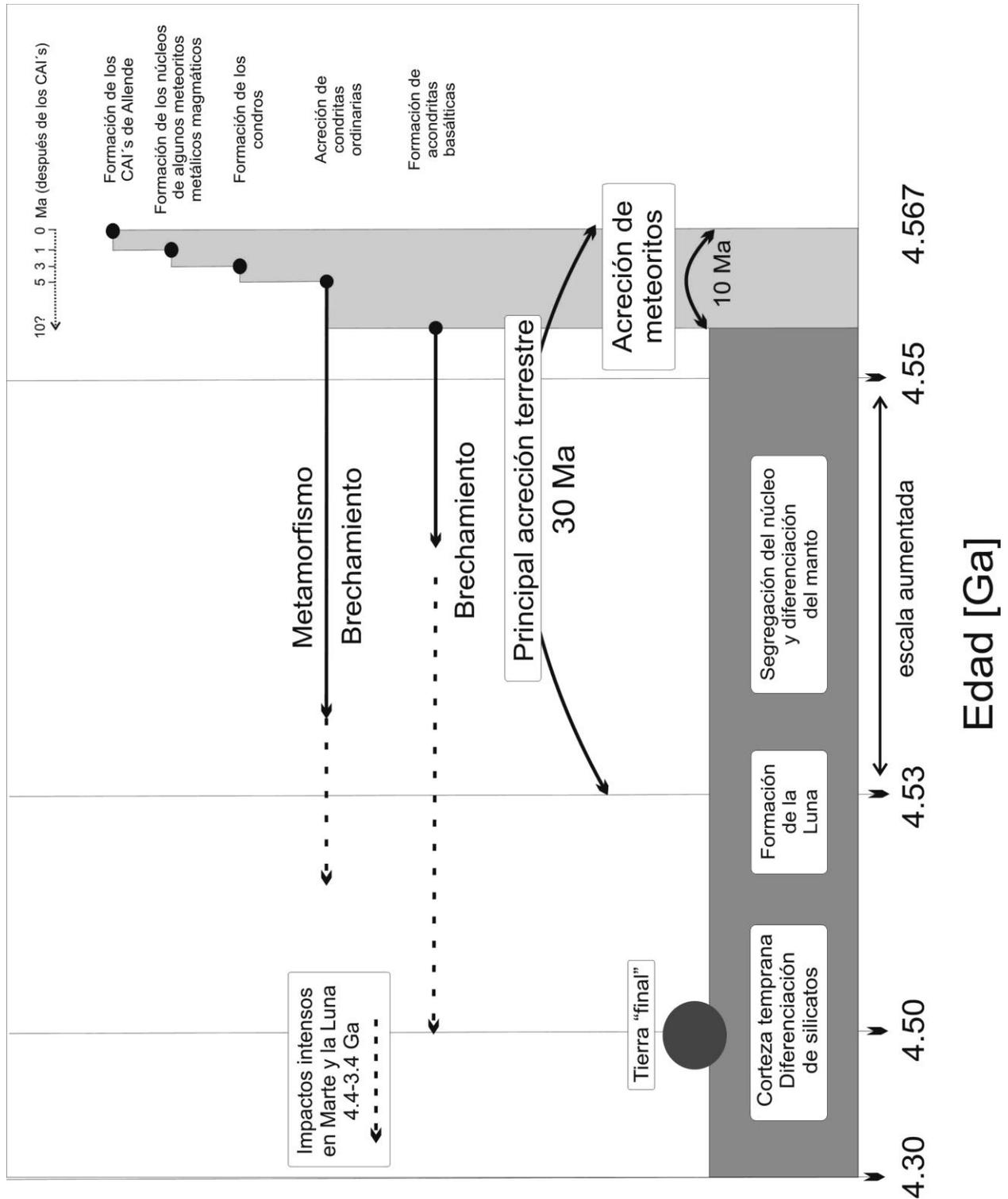


Fig. II.19. Esquema de la cronología de los meteoritos y sus principales componentes, la Tierra y la Luna durante los primeros 270 Ma. Tomada de Allègre (1995) y modificada con datos de Boyet and Carlson (2005), Burkhardt et al. (2008), Harrison (2009), Jacobsen (2005), Kleine et al., (2005). El término Tierra "final" se refiere a la edad cuando la Tierra retiene su atmósfera, tiene un volumen cercano al actual y la diferenciación del núcleo, manto y corteza están bien definidos y ya podrían existir procesos de tectónica de placas.

# Capítulo III

## Observaciones Petrográficas y Mineralógicas

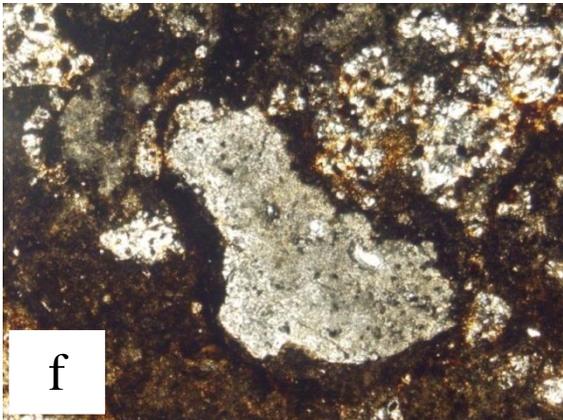
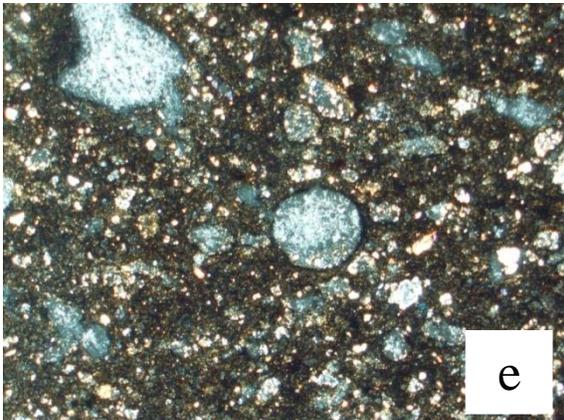
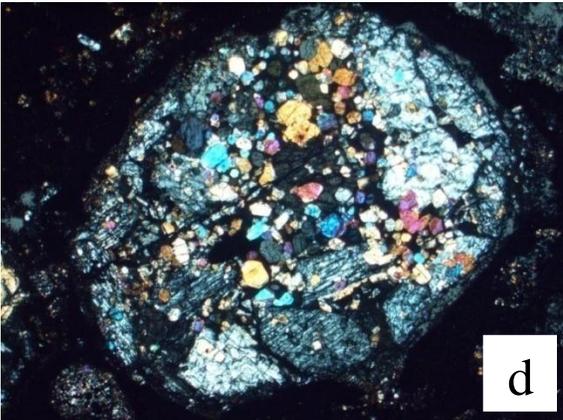
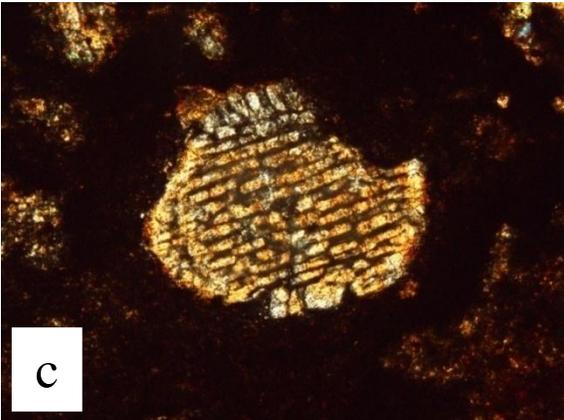
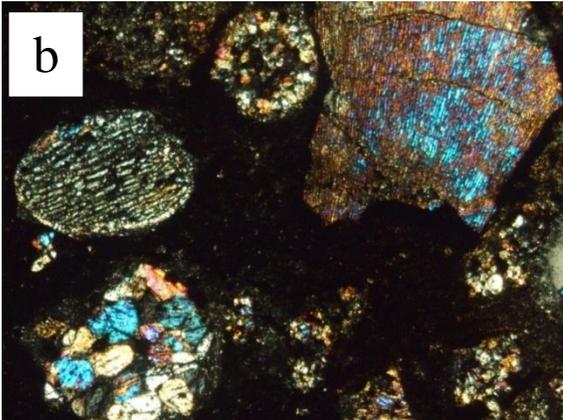
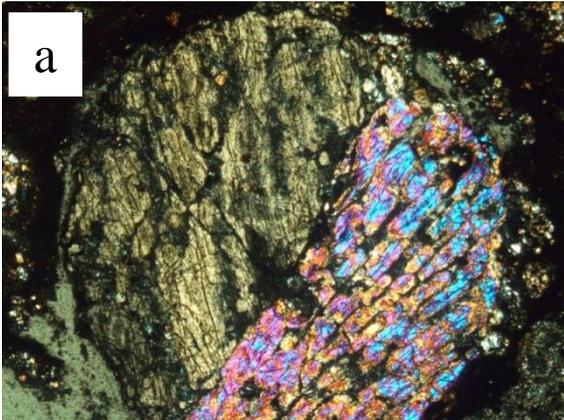
## Observaciones Petrográficas

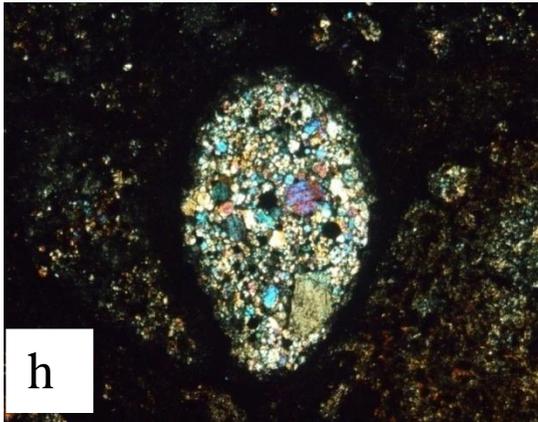
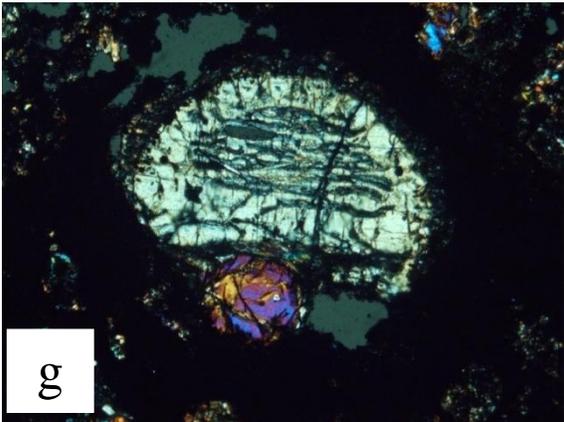
Los ejemplares estudiados fueron proporcionados por la Colección de Meteoritos del Instituto de Geología de la UNAM. La mayoría son ejemplares pequeños y sólo algunos cuentan con láminas delgadas. Los fragmentos de los que proceden las láminas son diferentes a los que fueron procesados para la obtención de condros. A continuación se presentan algunas fotografías del microscopio petrográfico y una breve descripción de la mineralogía. Posteriormente, se muestran diagramas del espectro Raman en donde se identifican algunas especies mineralógicas. Los análisis se realizaron en el Departamento de Geología y Mineralogía del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

Tabla III.I. Ejemplares de condritas estudiados (datos tomados del *Meteoritical Bulletin Database of the Meteoritical Society* y de *Sánchez-Rubio, 2001*).

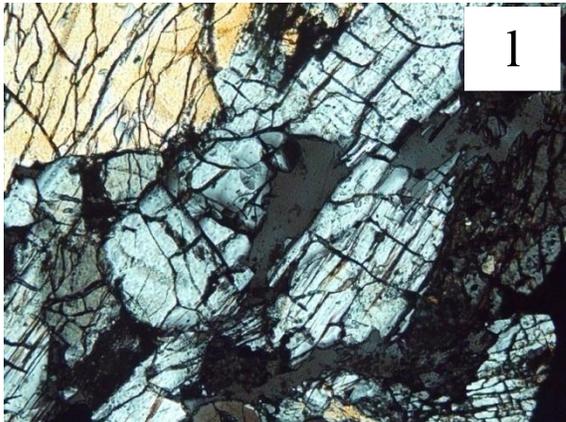
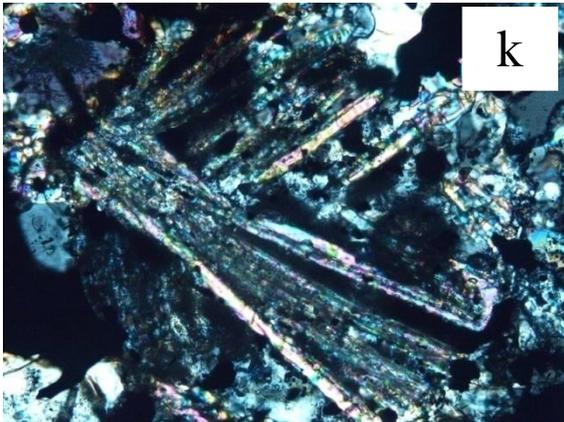
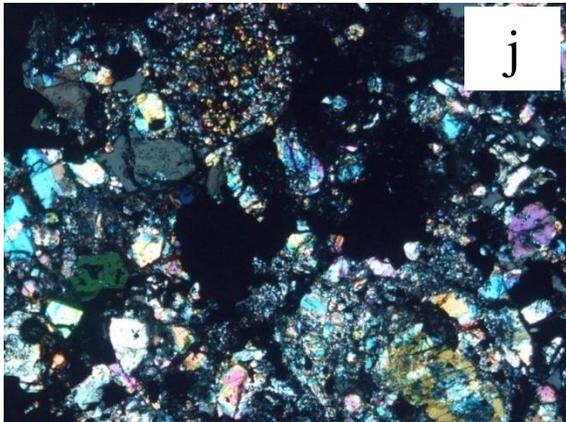
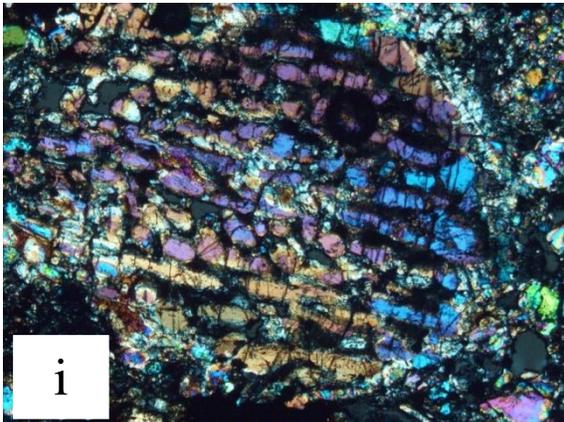
Tipo	Nombre	Localidad	Hallazgo/Caída	Masa Estimada	Mineralogía
CV3	Allende	Pueblito de Allende, Chih.	Caída 08-febrero-1969	2 ton	Condros de olivino y piroxeno. Inclusiones de Ca y Al formadas por mellilita, fassaita, espinela, nefelina. Sulfuros (troilita). Cubierta semejante a la parafina compuesta de carbón en un 85%. Contiene 23.85 % de Fe.
H5	Cosina	Loma de la Cosina, Gto.	Caída 1844	1.2 kg	olivino y bronzita
H5	Nuevo Mercurio	10 km al N de Nuevo Mercurio, Zac.	Caída, 15-diciembre-1978	50 kg	olivino (Fa 17.3), piroxeno (Fs 15.8), kamacita + taenita 18%, troilita 6%
H5	Aldama	Chihuahua	Hallazgo, 1996	0.07 kg	olivino (Fa 18.7), piroxeno (Fs 16.5), plagioclasa (An 12.4, Or 5.6), S2, W3.
L4	Zapotitlán Salinas	Zapotitlán Salinas, Pue.	Hallazgo, 1974	0.03 kg	olivino (Fa 24.5), piroxeno (Fs 20.3), kamacita, taenita, espinela
L5	El Pozo	Chihuahua	Hallazgo, 1998	0.46 kg	olivino (Fa 23.6), piroxeno (Fs 22.2)
LL5	Tuxtuac	Jalpa, Zac.	Caída, 16-octubre-1975	30 kg	olivino (Fa 31), piroxeno (Fs 26), troilita, ilmenita, cromita
L6	Pácula	Pácula, Mpio. Jacala, Hgo.	Caída, 18-junio-1881	3.4 kg	olivino e hiperstena

ALLENDE [CV3]

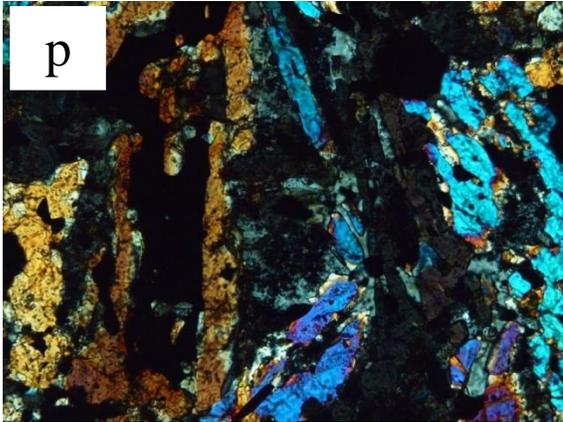
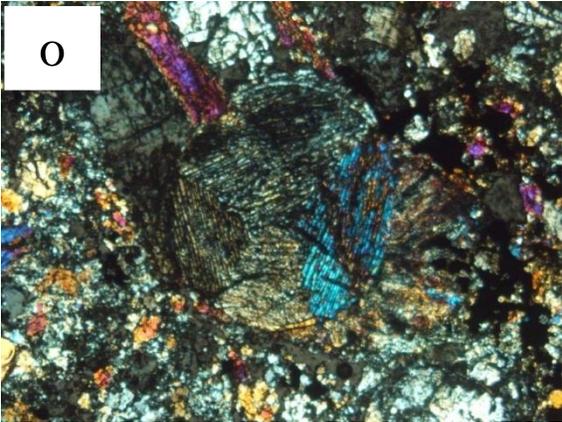
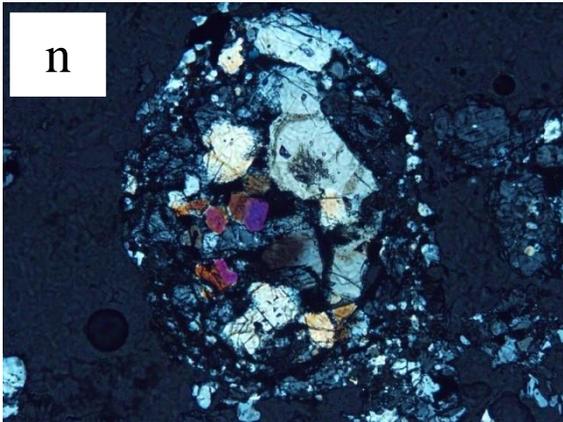
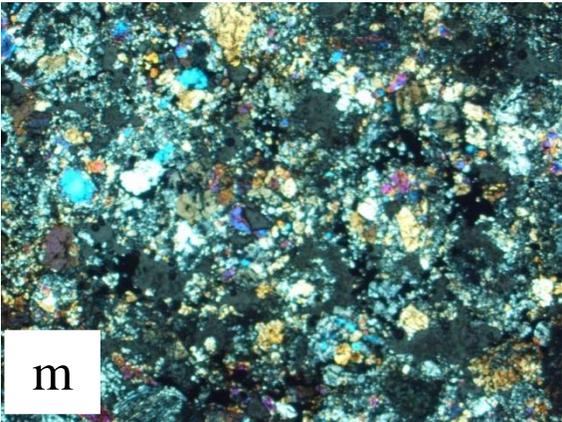




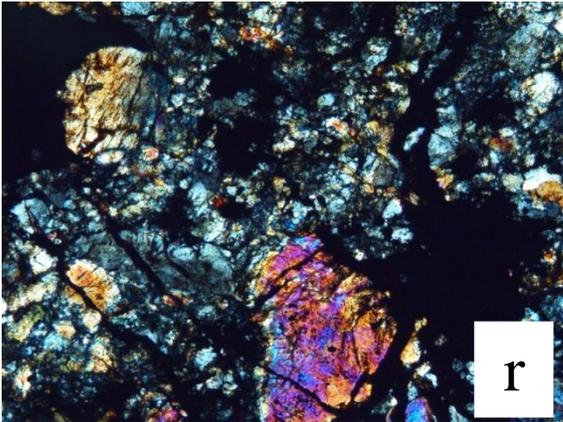
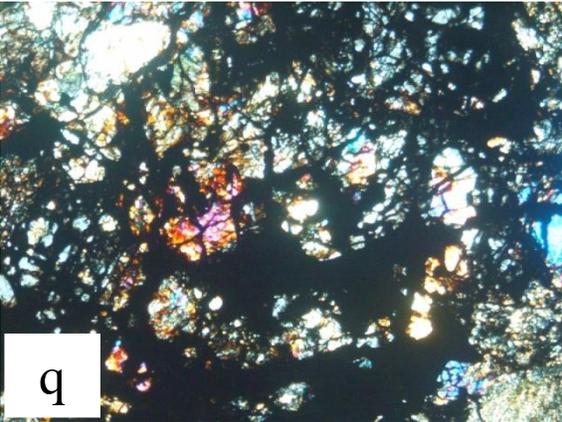
**NUEVO MERCURIO [H5]**

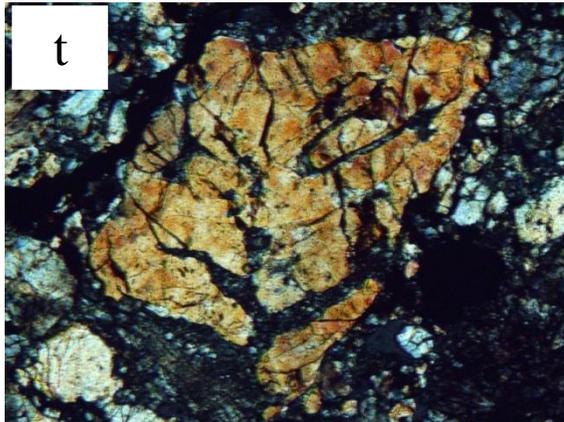
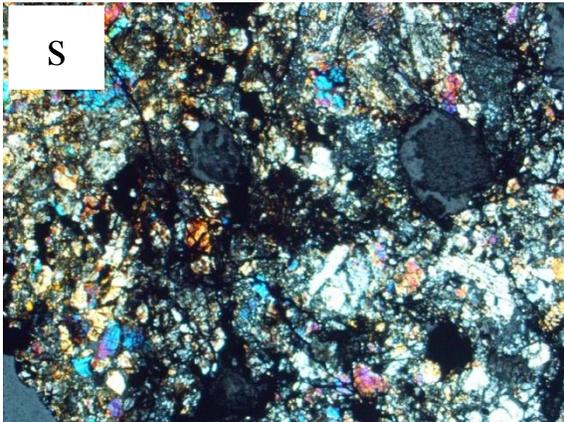


**TUXTUAC [H5]**

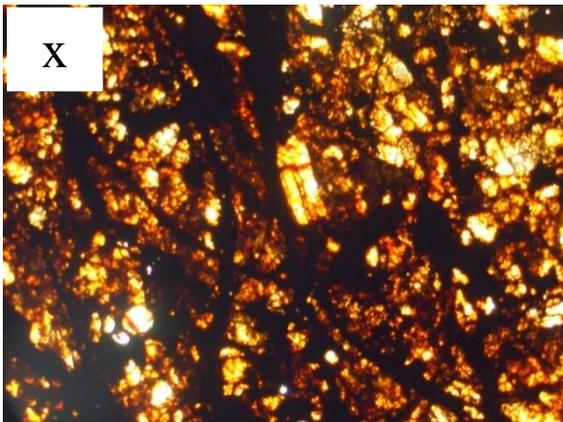
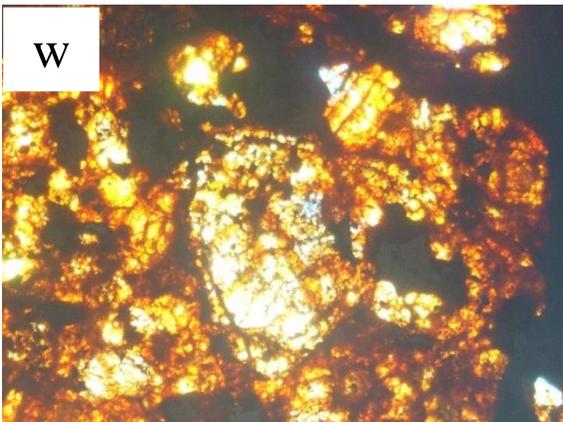
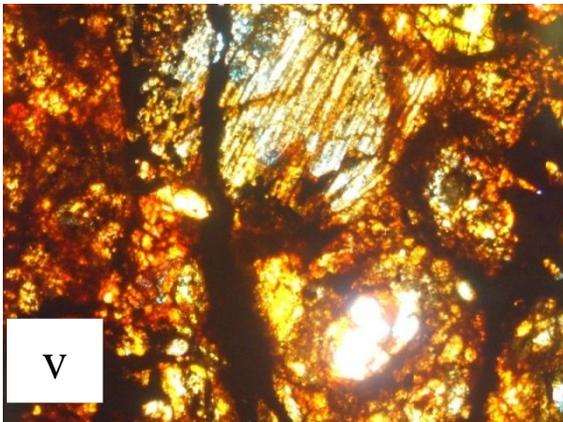
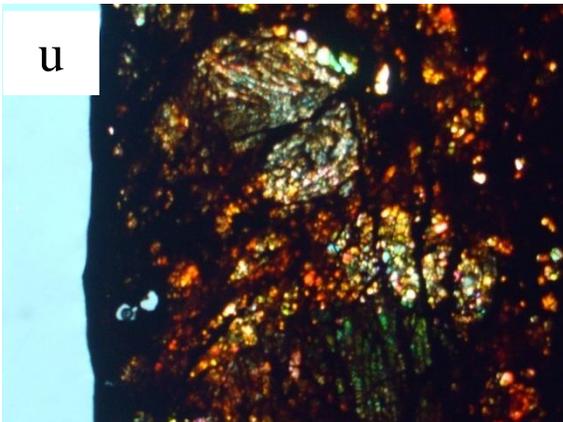


**EL POZO [L5]**





**ALDAMA**



Las imágenes mostradas corresponden a:

- a) Allende: 4x. Condro radial de olivino y piroxeno. Diámetro del condro 1500  $\mu\text{m}$ .
- b) Allende: 4x. Tipos diferentes de condros: barrado de piroxeno, fragmento de radial de olivino, porfídico de olivino y relictos con anillo policristalino de olivino.
- c) Allende: 10x. Condro barrado de olivino fragmentado. Eje mayor del condro 400  $\mu\text{m}$ .
- d) Allende: 2x. Condro porfídico de olivino y piroxeno. Los granos de olivino son más pequeños en comparación con los cristales de piroxeno que se muestran más euhedrales. Diámetro del condro 3000  $\mu\text{m}$ .
- e) Allende: 4x. Condro, CAI y fragmentos de cristales y matriz en una Inclusión Oscura.
- f) Allende: 4x. CAI con forma irregular y rodeado de matriz y fragmentos de condros. Imagen sin nícoles cruzados.
- g) Allende: 4x. Condro pequeño porfídico dentro de un condro grande barrado de olivino de aproximadamente 1000  $\mu\text{m}$ . Note el anillo del condro grande que parece estar completo y el contacto del condro pequeño con el grande. El tipo de contacto sugiere que el condro grande estaba en estado semisólido al momento de impactarse el pequeño. Ambos condros muestran fracturas irregulares generadas posiblemente por impacto.
- h) Allende: 4x. Condro porfídico elipsoidal con cristales de piroxeno y olivino. Deformado posiblemente en estado plástico. Diámetro mayor 1000  $\mu\text{m}$ .
- i) Nuevo Mercurio: 4x. Condro barrado de olivino con relleno de mesóstasis vítrea entre los cristales. Diámetro 680  $\mu\text{m}$ .
- j) Nuevo Mercurio: 4x. Condros policristalinos con relleno de mesóstasis. Rodeados por matriz rica en olivinos.
- k) Nuevo Mercurio: 10x. Condro barrado de olivino. Diámetro 250  $\mu\text{m}$
- l) Nuevo Mercurio: 10x. Cristales individuales de piroxeno con fracturamiento intenso originado posiblemente por impacto.
- m) Tuxtuac: 2x. Aspecto de la textura del meteorito compuesta principalmente por olivino y piroxeno.
- n) Tuxtuac: 10x. Condro policristalino. Diámetro 500  $\mu\text{m}$ .
- o) Tuxtuac: 4x. Condro radial. Diámetro 800  $\mu\text{m}$ .
- p) Tuxtuac: 10x. Condro porfídico de olivino. Diámetro 1100  $\mu\text{m}$

- q) El Pozo: 4x. Aspecto de la textura de la matriz. Se observan fragmentos de cristales intensamente fracturados.
- r) El Pozo: 10x. Se observa un condro muy fracturado entre la matriz también altamente fracturada y rellena.
- s) El Pozo: 2x. Textura de la roca en donde los condros prácticamente han desaparecido.
- t) El Pozo: 10x Cristal de piroxeno fuertemente fracturado y relleno de mesóstasis. Longitud mayor 120  $\mu\text{m}$ .
- u) Aldama: 2x. Condros en una matriz muy fracturada y rellena de óxidos. Los condros apenas son perceptibles en el microscopio. También ellos está fracturados y rellenos.
- v) Aldama: 4x. Condro con fractura rellena de óxido. Presencia de cristales de olivino euhedrales en la matriz fracturada y rellena. Diámetro condro 750  $\mu\text{m}$ .
- w) Aldama: 4x. Cristal de olivino subhedral fracturado y relleno. Longitud del cristal 80  $\mu\text{m}$ .
- x) Aldama: 2x. Aspecto de la textura altamente fracturada y rellena del meteorito. Se distinguen algunos cristales y prácticamente no se observan condros.

## **Espectrometría Raman**

La técnica se basa en el efecto “Raman”, el cual ocurre cuando una pequeña porción de luz láser monocromática incide en una muestra y ésta es dispersada inelásticamente. Esta radiación dispersada contiene información sobre las vibraciones de los enlaces atómicos en las moléculas de la muestra excitada por la energía de la luz incidente. El espectro observado es característico de una determinada fase o grupo molecular presente. Por lo tanto, se puede usar como una técnica de identificación precisa de fases minerales o especies químicas. Esta técnica está indicada especialmente para el análisis de materiales de los que se dispone de poca cantidad debido a su carácter no destructivo, la posibilidad de realizar análisis “in-situ” y su alta resolución espacial, de hasta el orden de un micrómetro (microRaman). Además, no consume material y no es necesaria la preparación previa de la muestra. Entre sus limitaciones se cuentan la dificultad de cuantificación, y la ausencia por el momento, de bases de datos extensas en las que apoyarse para realizar la identificación mineral (Muñoz-Espadas, 2003). Los espectros que se muestran se realizaron sobre muestras de condros, matriz o roca total de las condritas. El instrumento utilizado es un Raman Station 400F de Perkin Elmer®.

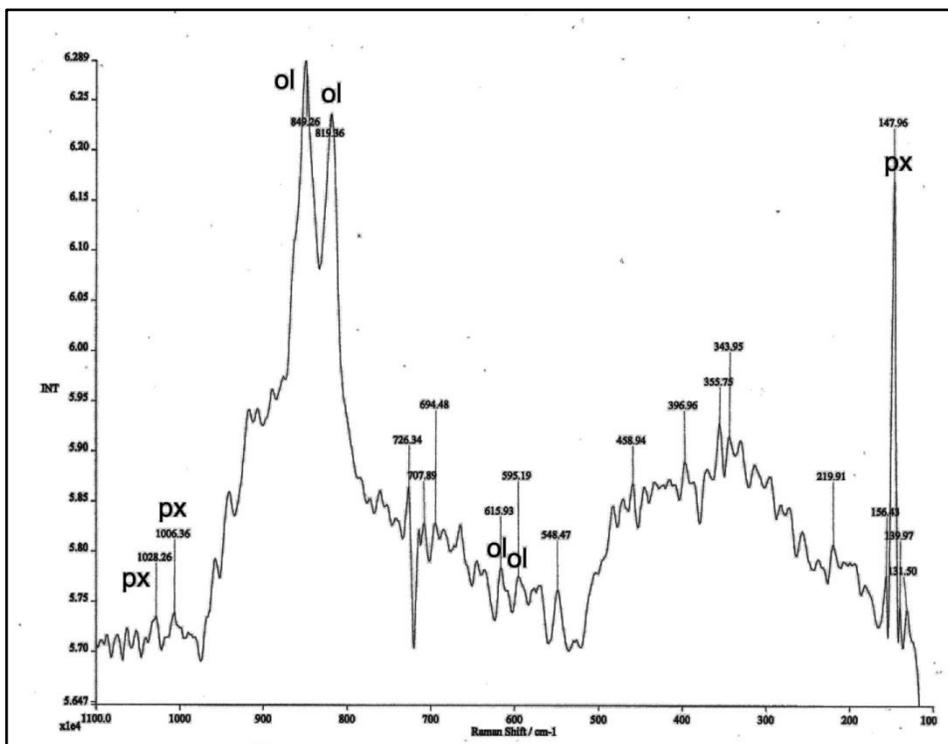


Fig. III.1. Espectro Raman de un condrito de Allende.

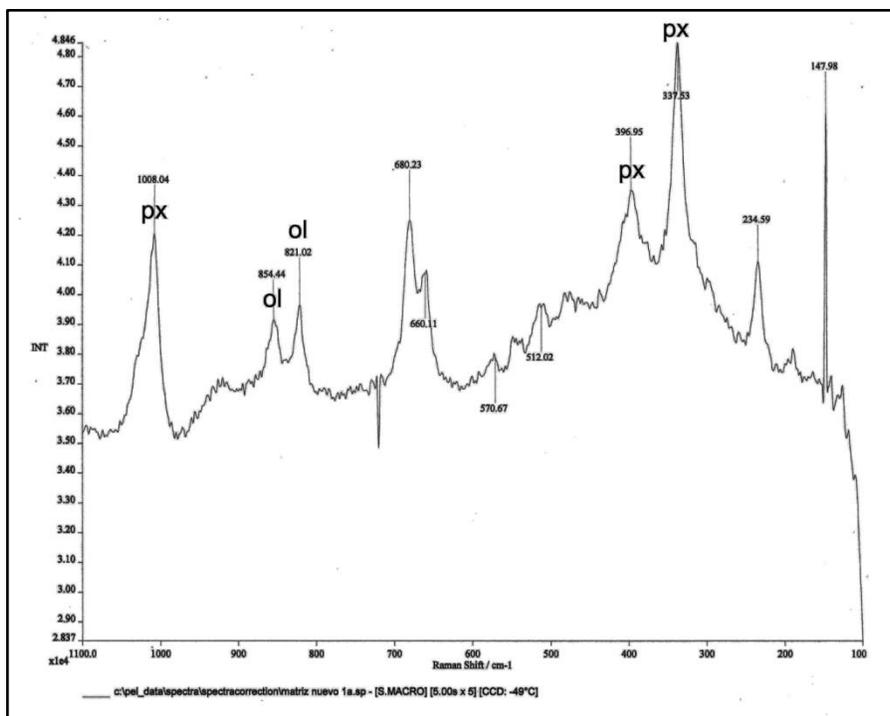


Fig. III.2. Espectro Raman de matriz de Nuevo Mercurio.

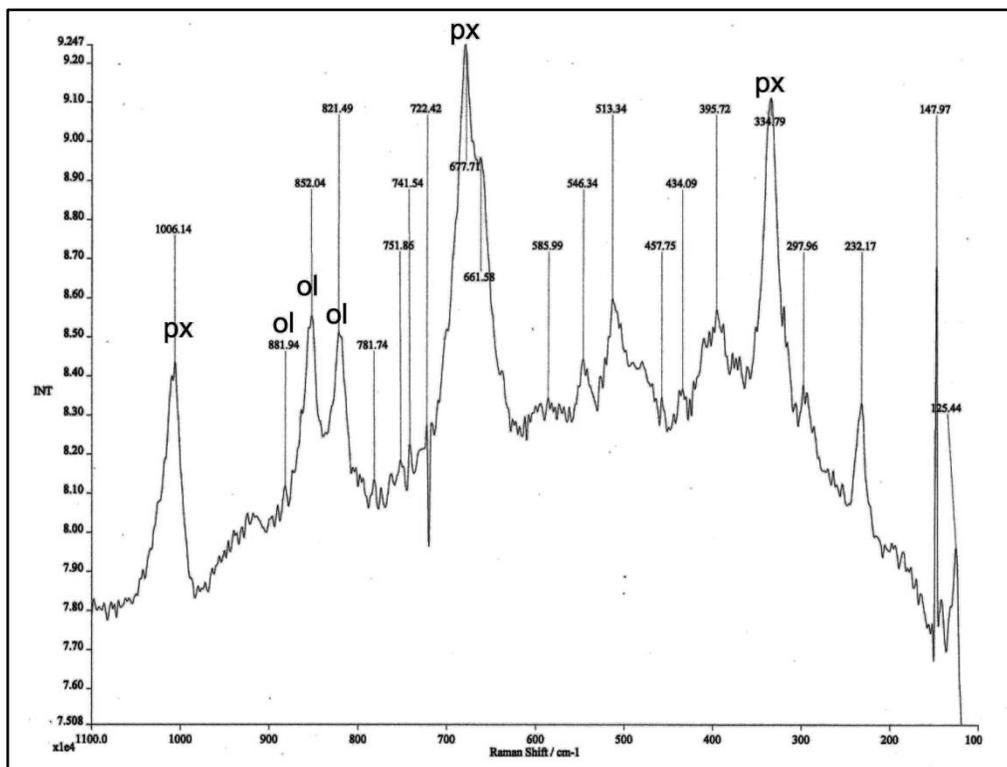


Fig. III.3. Espectro Raman de un condrito de Nuevo Mercurio.

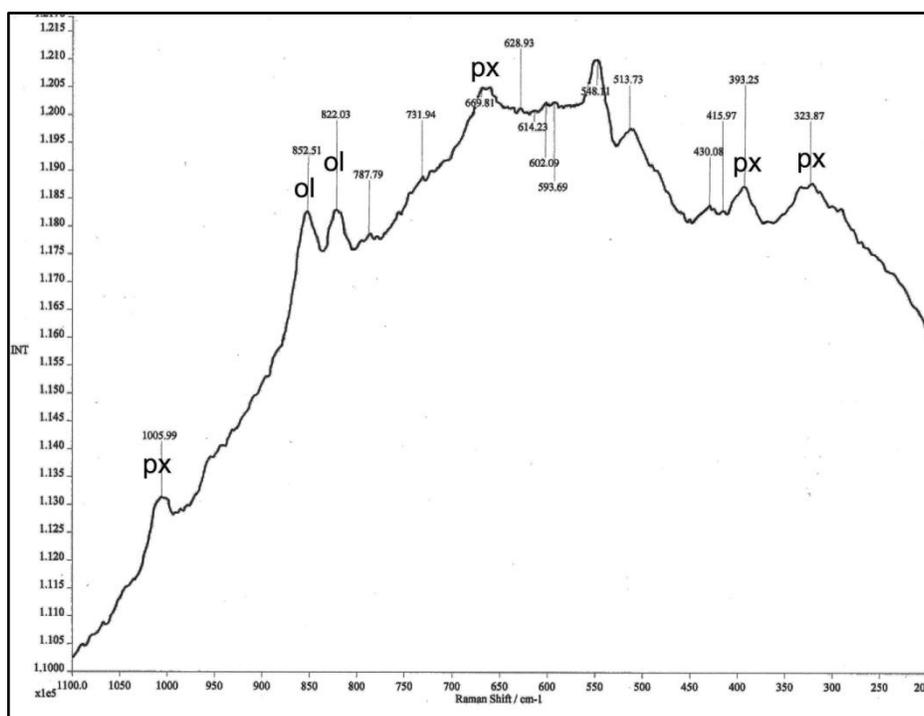


Fig. III.4. Espectro Raman de un condrito de Cosina.

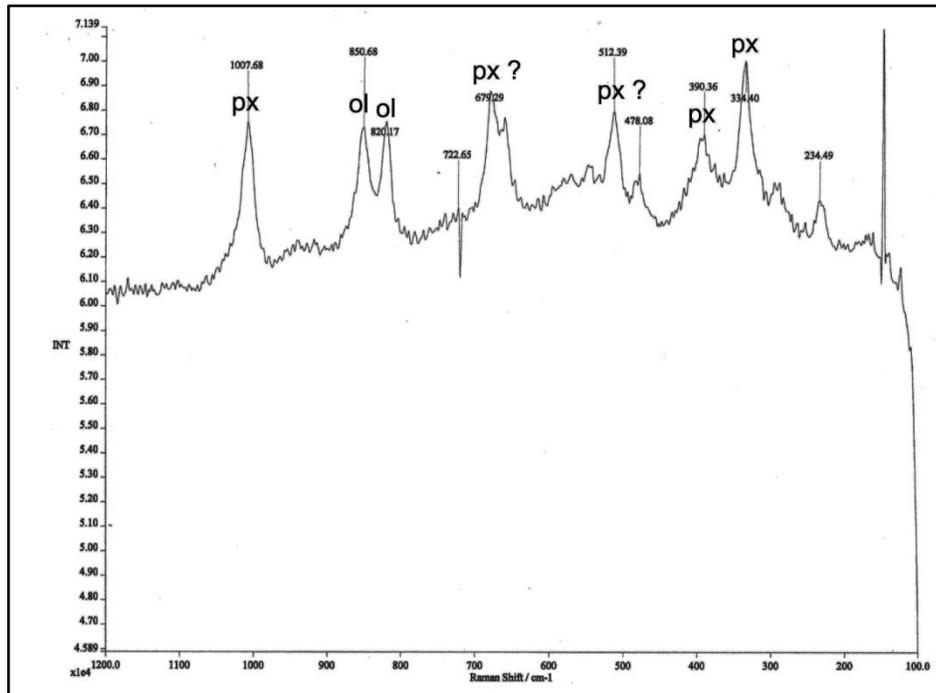


Fig. III.5. Espectro Raman de matriz de Tuxtuc.

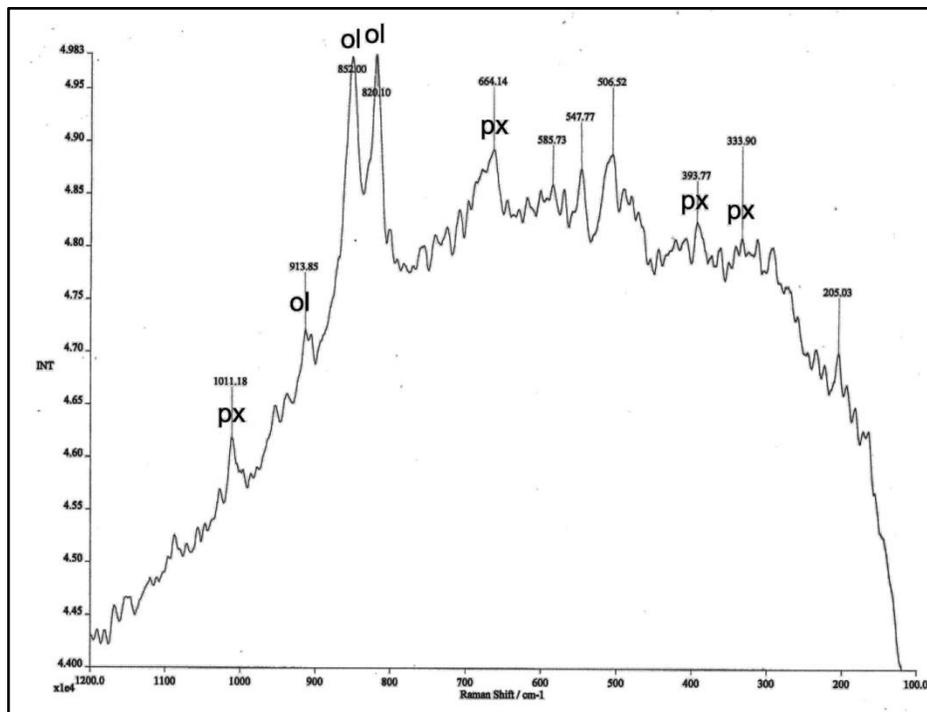


Fig. III.6. Espectro Raman de matriz de Zapotitlán Salinas.

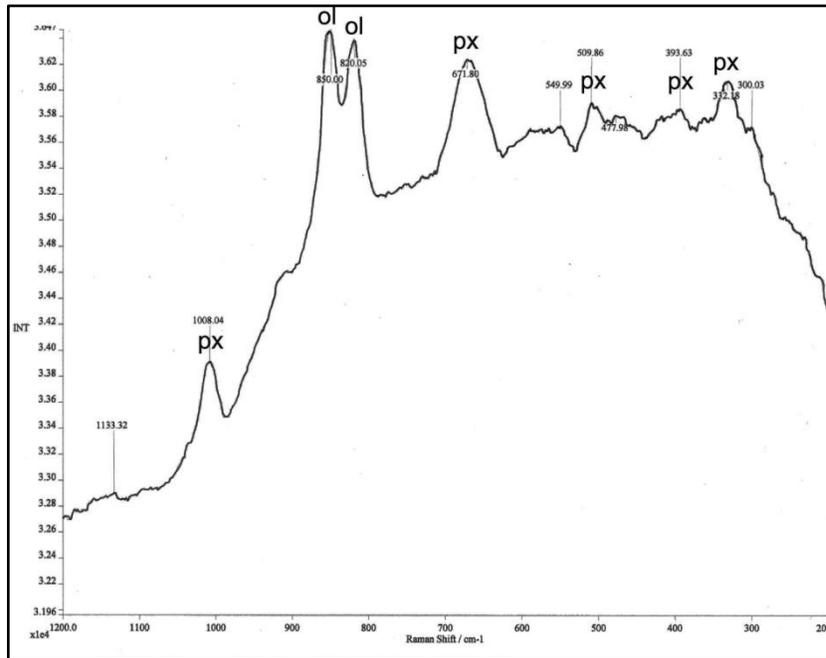


Fig. III.7. Espectro Raman de condro de Zapotitlán Salinas.

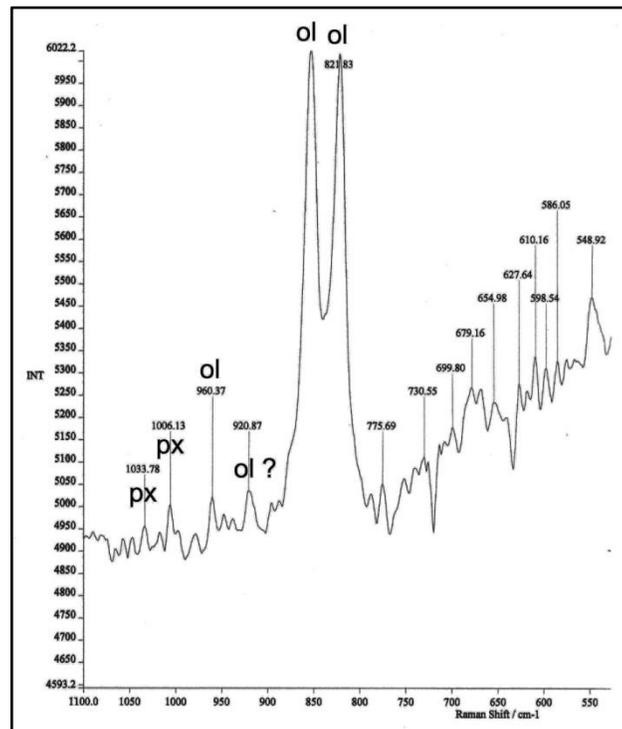


Fig. III.8. Espectro Raman de roca total de El Pozo.

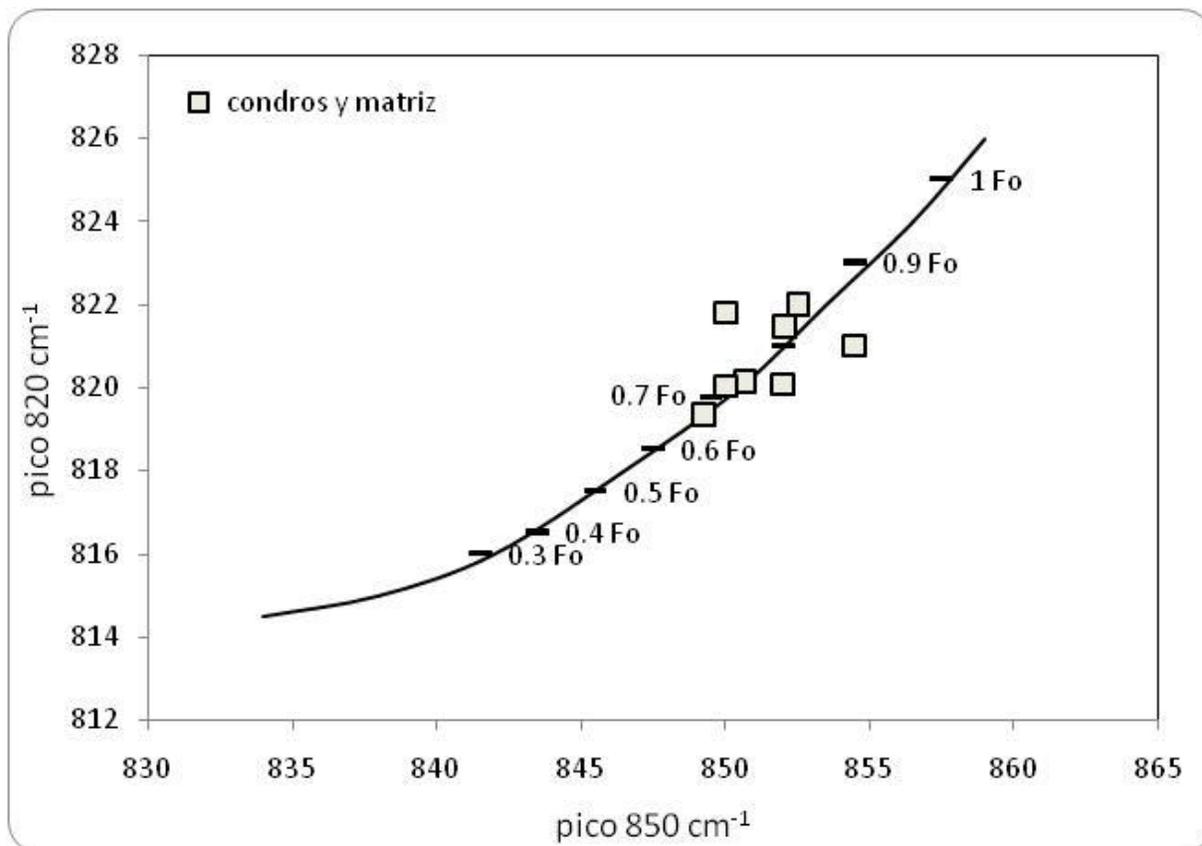


Fig. III.9. Identificación de olivinos de acuerdo a curva de calibración construida a partir de los datos de Kuebler et al.,2005. La forma de esta curva está dada por una ecuación de la forma:  $\text{pico } 820 \text{ cm}^{-1} = y_0 + cx + dx^2$ , donde  $x$  es la posición del pico  $850 \text{ cm}^{-1}$ . Los picos entre  $800$  y  $1100 \text{ cm}^{-1}$  son atribuidos a modos vibracionales internos de  $\text{SiO}_4$ . Los rasgos dominantes en esta región es el doblete de los picos cerca de los  $820$  y  $850 \text{ cm}^{-1}$ , cuyas alturas relativas son función de la orientación del cristal. El rango observado para el pico de los  $820 \text{ cm}^{-1}$  es cerca de 10 números de onda, desde 815 en la Fa hasta 825 en la Fo. En el caso de los  $850 \text{ cm}^{-1}$ , el rango es mayor, desde los 838 para Fa hasta 857 para Fo. Se observa que todos los condros analizados yacen en el intervalo  $0.6 - 0.9 \text{ Fo}$ . Datos graficados véase tabla III.I.

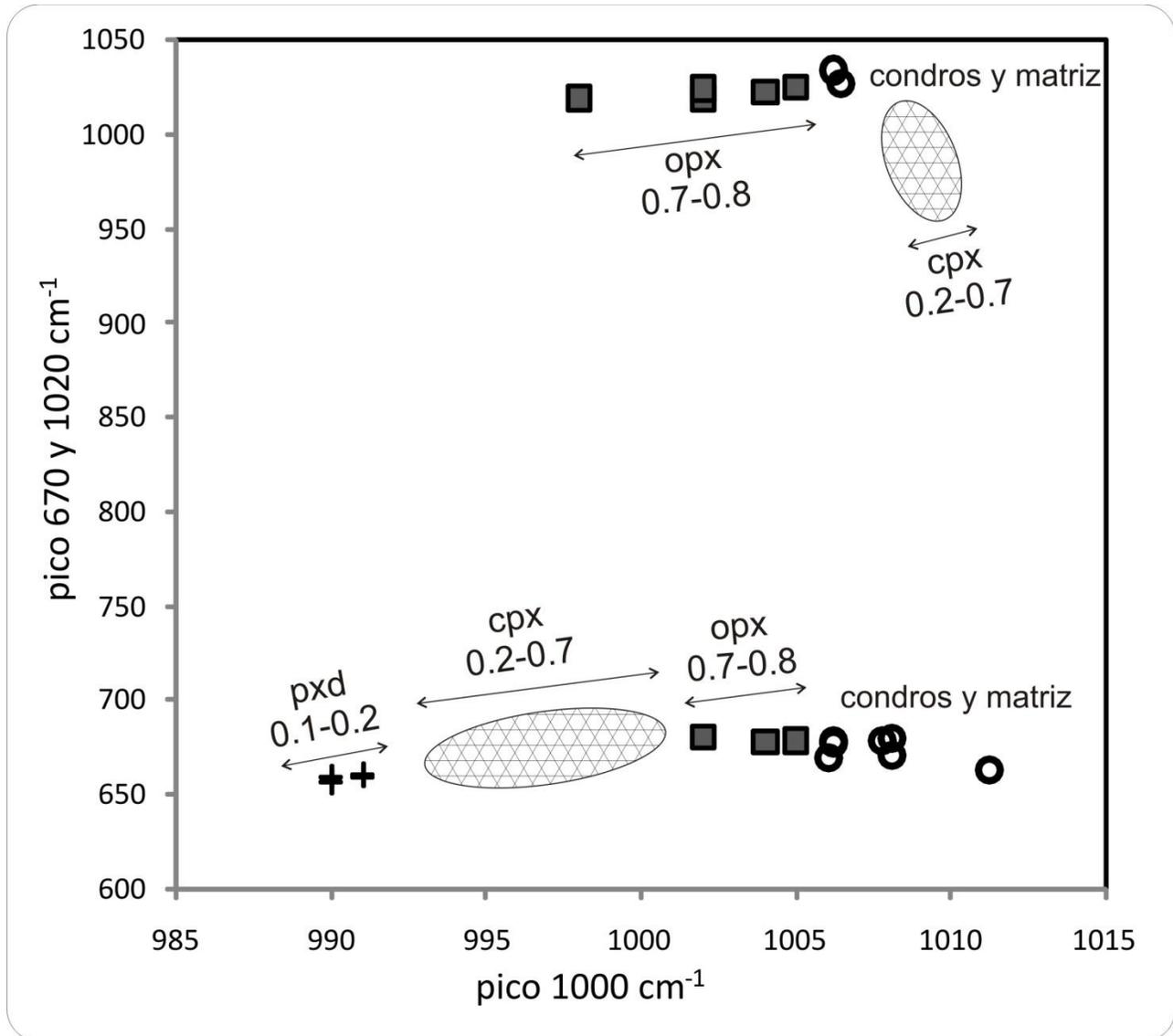


Fig. III.10. Identificación del tipo de piroxeno analizado con espectro Raman. Datos de los principales grupos (opx, cpx, pxd) obtenidos de Wang et al., 1997. Los valores que se indican en la figura corresponden al parámetro  $Mg/(Mg+Fe)$ . Las frecuencias de las bandas en las regiones de los 1000 y 670  $cm^{-1}$  decrecen con el incremento del contenido de Fe. Se observa que los condros y matriz analizados tienen piroxenos de composición predominantemente opx. Zapotitlán Salinas muestra piroxenos sin doblete en la franja de los 670  $cm^{-1}$ , sugiriendo la presencia de cpx (ver tabla III.III).

Tabla III.II. Bandas de espectro utilizadas para la identificación de olivinos de condros y matrices de este trabajo.

meteorito	material	banda 820 [cm <sup>-1</sup> ]	banda 850 [cm <sup>-1</sup> ]
Allende	condro	819.4	849.3
Nuevo Mercurio	matriz	821.0	854.3
Nuevo Mercurio	condro	821.5	852.0
Cosina	condro	822.0	852.5
Tuxtuac	matriz	820.2	850.7
Zap-Salinas	matriz	820.1	852.0
Zap-Salinas	condro	820.1	850.0
El Pozo	Roca total	821.9	850.0

Tabla III.III. Bandas de espectro utilizadas para la identificación de piroxenos de condros y matrices de este trabajo. La presencia de un doblete en la frecuencia 670's cm<sup>-1</sup> implica la presencia de opx.

meteorito	material	banda 230-250 [cm <sup>-1</sup> ]	banda 670 [cm <sup>-1</sup> ]	banda 1000 [cm <sup>-1</sup> ]	banda 1020 [cm <sup>-1</sup> ]
		px (opx)	px (D=doblete) (S=sin doblete)	px	px
Allende	condro			1006.4	1028.3
Nuevo Mercurio	matriz	234.6	680.2D	1008.0	
Nuevo Mercurio	condro	232.2	677.7D	1006.1	
Cosina	condro		669.8D	1006.0	
Tuxtuac	matriz	234.5	679.3D	1007.7	
Zap-Salinas	matriz		664.1S	1011.2	
Zap-Salinas	condro		671.8S	1008.0	
El Pozo	Roca total		679.2D	1006.1	1033.8

# Capítulo IV

## Procedimientos Analíticos y Resultados

## ***Antecedentes***

En el caso de los meteoritos, existen algunos aspectos importantes y diferencias, respecto a las rocas terrestres, que deben tomarse en cuenta al procesar muestras para determinaciones isotópicas. Los puntos que consideramos más importantes son:

1. La cantidad de muestra disponible es *muy* limitada (algunos miligramos).
2. Algunos minerales son exclusivos de meteoritos y no están presentes en la Tierra.
3. La concentración de los elementos de interés llega a ser mucho menor en los meteoritos que en rocas terrestres.
4. Las firmas isotópicas de las rocas meteoríticas son diferentes a las terrestres y se debe tener sumo cuidado de no contaminar con isótopos “terrestres” al meteorito.
5. Dada la cantidad de muestra con la que se trabaja, el papel desempeñado por los blancos analíticos es más significativo que en el caso de las rocas terrestres.
6. En los meteoritos, la abundancia de los isótopos de un elemento puede ser diferente a la terrestre debido a la presencia, durante sus orígenes, de isótopos ya extintos o de procesos cósmicos que no afectan a las rocas terrestres.

### ***Resumen de trabajos publicados acerca de las técnicas analíticas.***

En las tablas IV.1 y IV.2 se muestra un resumen de la concentración de elementos en blancos analíticos, roca total y minerales en algunas acondritas y condritas, respectivamente, analizadas en estudios previos. Se observa que la concentración de estos elementos es menor en algunos órdenes de magnitud que la observada en la mayoría de rocas terrestres, tanto de los elementos radioactivos (Rb, Sm, U) cuanto de los elementos radiogénicos (Sr, Nd, Pb). Por lo tanto, los blancos analíticos deberán ser del orden de los nano o mejor aún de los picogramos, dado que la cantidad de muestra disponible por lo general es de unos pocos miligramos. Los reactivos utilizados deberán ser de alta pureza y las herramientas utilizadas deberán ser exclusivas para

trabajar estos materiales, ya que una contaminación con muestras terrestres podría afectar significativamente los resultados.

Tabla IV.1. Resumen de concentración de elementos en blancos analíticos, roca total y minerales en algunas acondritas.

	Shergottita (Borg et al., 1997)		Piplia Kalan (Kumar et al., 1999)		Dar al Gani (Borg et al., 2003)	
	Blancos [pg]	WR + minerales [µg/g]	Blancos [ng]	WR + minerales [µg/g]	WR + minerales [µg/g]	Lixiviados [ηmol]
Rb	11-15	0.2-1.8	< 1	0.134-0.556	0.138-0.208	0.023-0.067
Sr	25-38	1.76-135	< 1	66.5-80.3	3.910-13.55	2.84-10.1
Sm	4-7	0.09-27	< 4	0.1705-1.857	0.0587-0.0759	0.027-0.040
Nd	22-25	0.113-34	< 30	0.6815-5.661	0.0417-0.0709	0.037-0.146

Tabla IV.2 Resumen de concentración de elementos en blancos analíticos, roca total, matriz, condros, CAI's y lixiviados en algunas acondritas.

	Efremovka y Acfer (Amelin et al., 2002)				Allende (Tatsumoto et al., 1976)		
	Blancos [pg]	Condros [µg/g]	Lixiviados [µg/g]	CAI's [µg/g]	Blancos [ng]	WR [ppb]	Matriz [ppb]
Pb	1-1.5	0.0063-0.1344	0.1689-0.7678	0.0497-0.0970	0.7-1.1	1097	1553
U	1-1.5	0.0047-0.0351	0.0171-0.2723	0.0100-0.0340	0.03	15.3	11.6
Th	1-1.5				0.05	62.2	43.0

## ***Separación de elementos, determinación de relaciones isotópicas y edades de Pb-Pb.***

### ***Separación de condros y CAI's***

Se obtuvieron algunos componentes del meteorito Allende (condros y CAI's) y de Cosina y Nuevo Mercurio (condros). La extracción de los condros y CAI's se realizó usando instrumentos odontológicos de acero inoxidable y un microscopio estereoscópico. A continuación se muestran algunas imágenes de los componentes obtenidos después de realizar una limpieza con baño ultrasónico y etanol para quitar los restos de matriz carbonosa.



a) condro



b) CAI

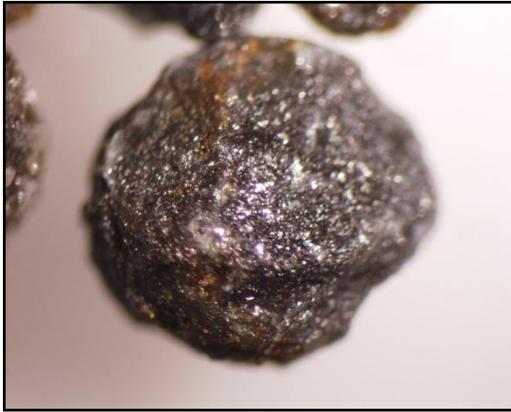


c) condros



d) CAI's

**Foto IV.1: Allende (CV3).** Los condros mostrados tienen un diámetro promedio de 1 mm (a) y (c). Los CAI's (b) y (d) tienen una longitud aproximada de 3 a 5 mm.



a) condro Cosina



b) condros Nuevo Mercurio

**Foto IV.2: a) Cosina y b) Nuevo Mercurio (H5).** Imágenes de condros vistas en microscopio estereoscópico. El diámetro promedio de los condros en ambos meteoritos es de aproximadamente 0.6 mm.

### ***Digestión y separación química de Pb***

El procesamiento químico de las muestras se realizó siguiendo los procedimientos establecidos en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la Universidad Nacional Autónoma de México y fueron similares a los utilizados para el tratamiento de zircones y roca entera.

Primero se procedió a hacer un lavado en etanol de las muestras. Posteriormente, antes de la digestión en ácidos, se realizó un proceso de lixiviado con HCl 0.5, 1.0 y 2.0 N durante 10 minutos en baño ultrasónico. Algunas muestras debieron centrifugarse debido al alto contenido de materia orgánica visible. En un primer grupo de muestras (Allende) se utilizó la separación de elementos en columnas para zircones. Ya que la señal obtenida fue muy baja, se ensayó con un segundo grupo (Allende) con otras 2 técnicas de separación (micro-columnas y roca entera). En los 3 casos la separación de Pb y U se realizó en columnas de teflón y resina Dowex (AG-1x8)

utilizando HCl en diferentes normalidades y agua MQ para limpieza de columna, HNO<sub>3</sub> y HBr para retención del Pb y HCl como eluente. El U fue liberado de la resina con agua MQ. Los resultados muestran que la técnica más adecuada para la separación de Pb y U en meteoritos es la denominada Roca Total [WR] (fig. IV.1), la cual utiliza HBr. El HBr tiene la ventaja de tener un coeficiente de distribución muy alto para la retención del Pb en normalidades inferiores a 1, por lo que al pasar la muestra en solución son eliminados de forma más eficaz los elementos (como el Fe) que pueden interferir en la ionización de la muestra. La desventaja de estas columnas es que presentan un blanco analítico mayor ya que utilizan más volumen de reactivos. Las técnicas de separación denominadas Pb-Zircón y Pb- micro columnas no mostraron buenos resultados en este trabajo. Hay que mencionar que los condros tienen una concentración promedio de 0.1 y 0.5 µg/g de U y Pb respectivamente, por lo que la recuperación eficiente de los elementos es muy importante.

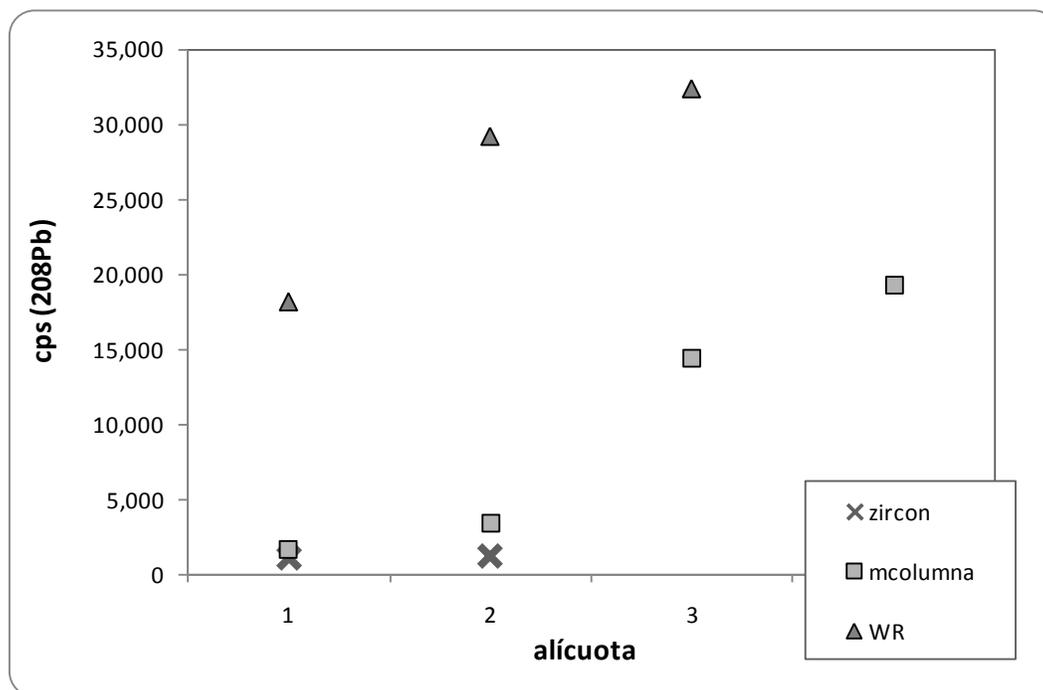


Fig. IV.1. Comparación de 3 diferentes procedimientos para separación de U y Pb. Se muestran las señales obtenidas de la masa <sup>208</sup>Pb en conteos por segundo (cps) en el SEM (Secondary Electron Multiplier). Se decidió hacer la separación con el método de Pb común en roca entera (WR) ya que con éste procedimiento hay mayor recuperación de Pb, aunque el blanco analítico es mayor.

Tabla IV.3. Comparación de las columnas de intercambio iónico, reactivos utilizados, resina y blancos analíticos.

Columna	reactivos usados[ml]	blanco analítico [pg]	resina
Zircones (sin HBr)	8.19	10	SpectraGel, 1x8 Cl form 100-200 mesh
μcolumna (con HBr)	6.97	181	EI Chrom, AG 1x8 100-200 mesh
WR (con HBr)	20.55	65-40	BioRad, AG-1x8 100-200 mesh

El análisis isotópico fue realizado por espectrometría de masas de ionización térmica en un equipo Finnigan MAT262. La carga de Pb se realizó en filamentos sencillos de Re, con ácido fosfórico y silica gel. El análisis de U fue hecho en filamentos dobles de Re y carga en HNO<sub>3</sub>. En todos los casos la señal generada por las muestras debió ser medida con SEM en forma dinámica. La incertidumbre promedio en las relaciones isotópicas  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  es menor al 1% (1 sigma), aunque este valor se incrementa al disminuir el peso del condro, aunado a la baja concentración de Pb y U de las muestras. La carga de Pb en el filamento de ionización ha sido de algunas décimas de nanogramos y sólo en pocos casos de 1-2 nanogramos. En este caso, la calidad del blanco es de suma importancia y se ha calculado que éste representa un 1-15% de la muestra cargada.

### ***Edades Pb-Pb***

Se procesaron muestras de Allende, Cosina y Nuevo Mercurio para la obtención de edades Pb-Pb. Los resultados isotópicos se muestran en la Tabla IV.4. Las isócronas calculadas para estos 3 meteoritos proporcionan edades de  $4570 \pm 130$  Ma para Allende (fig. IV.2),  $4534 \pm 150$  Ma para Cosina (fig. IV.3) y  $4602 \pm 210$  Ma para Nuevo Mercurio (fig. IV.4). Combinando los datos obtenidos de Cosina y Nuevo Mercurio (dado que ambas son H5), se tiene una isócrona de  $4577 \pm 82$  Ma (fig. IV.5). Estos datos no tienen suficiente precisión analítica, comparados con los publicados por otros autores que han calculado isócronas de Pb en meteoritos (Tatsumoto et al., 1976, Chen and Tilton, 1976, Amelin et al., 2002, Amelin y Krot, 2007).

La incertidumbre alta de los resultados se atribuye principalmente a la cantidad extremadamente baja de la muestra analizada, la cual resulta ser comparable con el aporte de Pb del blanco analítico. En trabajos clásicos de fechamiento por isócronas de Pb en Allende (Tatsumoto et al., 1976, Chen and Tilton, 1976), los autores han trabajado con condros de hasta 100 veces el peso de los procesados en este trabajo. Otro factor importante puede ser que los valores radiogénicos de estos tres meteoritos no son muy altos, por lo que tratar de construir una isócrona es difícil. Existen meteoritos (como Efremovka CV3, Amelin et al., 2002) con valores radiogénicos  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de hasta 3000. En las muestras estudiadas aquí los valores  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  más altos son menores a 100. Es posible que el proceso de lixiviado aplicado a las muestras fuera insuficiente para remover la contribución de Pb común.

Dada la mínima cantidad de Pb para análisis, la adquisición de datos isotópicos se realizó con SEM en forma dinámica.

Algunas muestras fueron procesadas sin trazador, por lo cual no fueron reducidas con Pb-DAT, ya que esta rutina requiere muestras con trazador. Mediante hojas de trabajo de Excel estas muestras fueron corregidas por los efectos de fraccionamiento y blanco analítico, este último mediante ecuaciones de mezcla binaria (Faure, 1986), utilizando las relaciones isotópicas determinadas en el blanco y la muestra, así como su concentración de Pb. Las correcciones realizadas con Pb-DAT y las generadas “manualmente” con Excel fueron comparadas para muestras con trazador y se observa que la corrección realizada por ambos métodos es semejante. La ventaja de hacer las correcciones de esta forma es que superan el problema que presentan algunas muestras cuya proporción en peso muestra/trazador es mayor a uno. En estos casos, el algoritmo Pb-DAT les asigna un error muy grande y sobreestima la corrección por blanco.

Se considera que las isócronas obtenidas en este trabajo son una aproximación a la edad del cuerpo, pero que analíticamente presentan algunos problemas (tamaño de muestra, calidad del blanco analítico, valores radiogénicos bajos, proceso de lixiviado, mezcla muestra/trazador etc.).

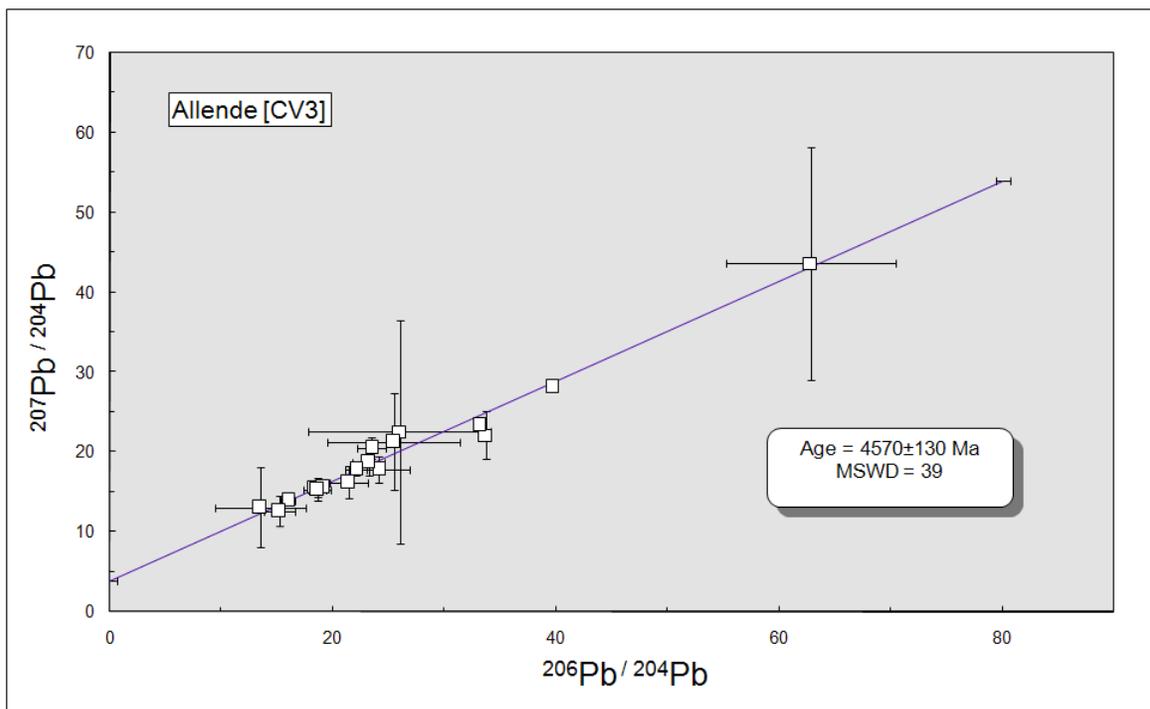


Fig. IV.2. Isócrona obtenida en condros de Allende. La edad canónica calculada por otros autores para Allende es de  $4565 \pm 4 \text{ Ma}$  (roca total) (Chen and Tilton, 1976) y de  $4566 \pm 1 \text{ Ma}$  calculada con condros por Amelin y Krot (2007). Datos graficados ver Tabla IV.4

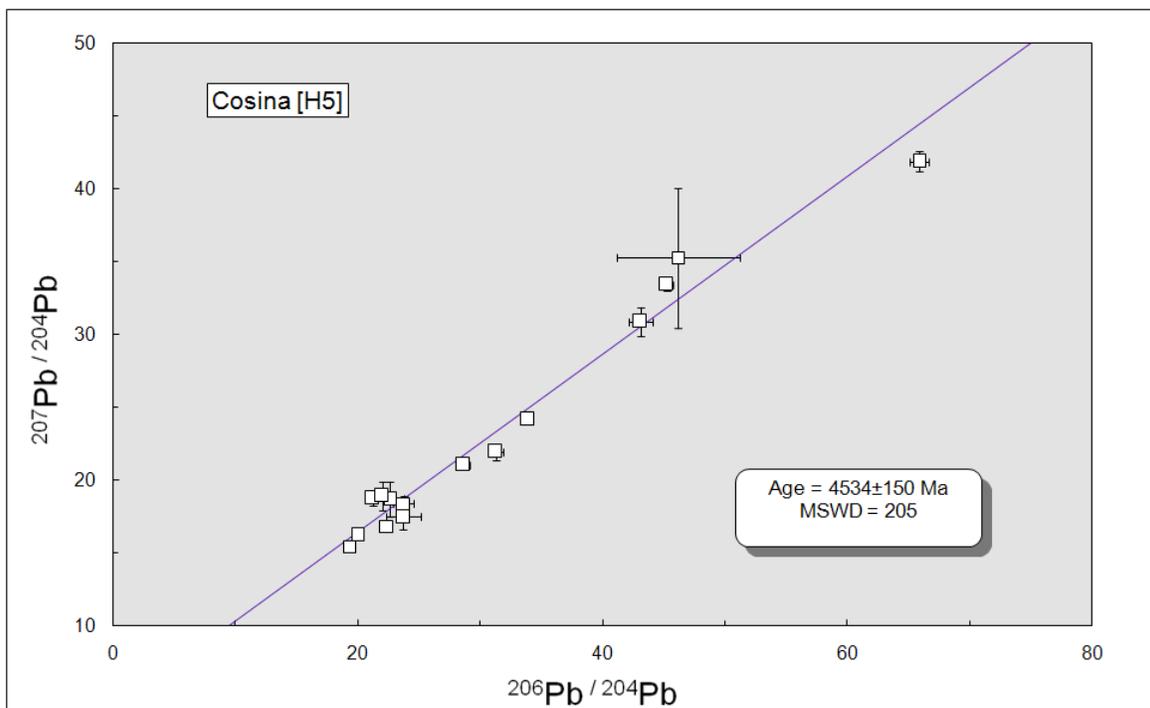


Fig. IV.3. Isócrona obtenida en condros de Cosina. Datos graficados ver Tabla IV.4

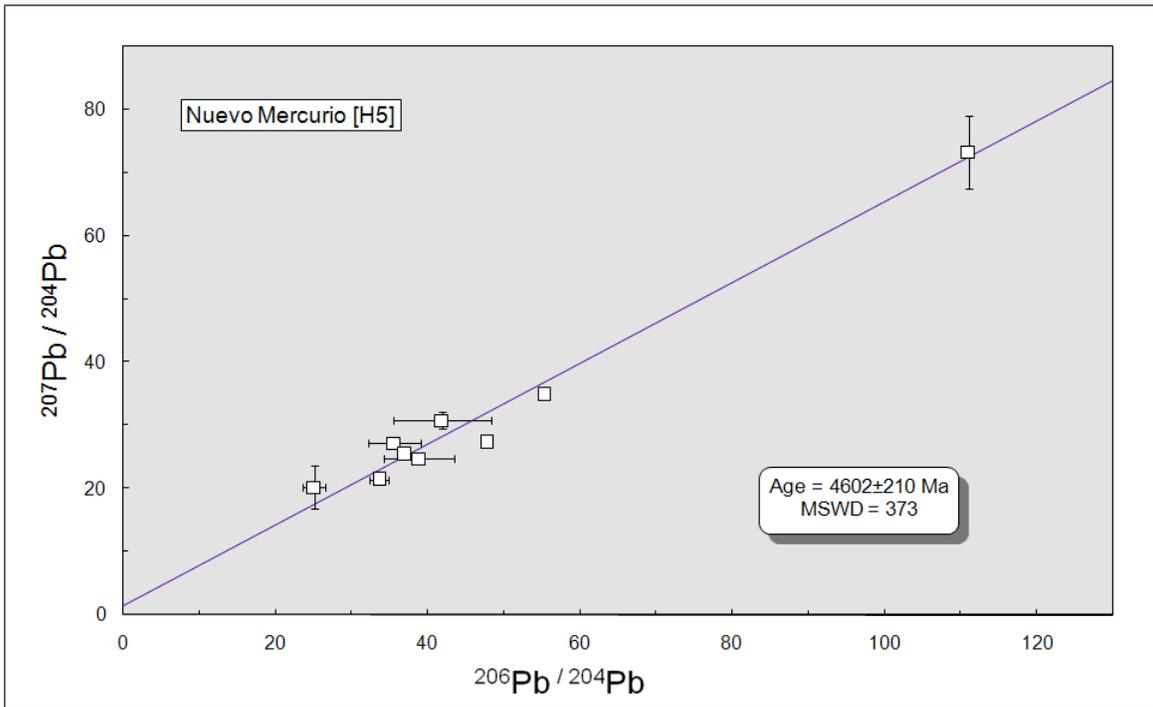


Fig. IV.4. Isócrona obtenida en condros de Nuevo Mercurio. Datos graficados ver Tabla IV.4

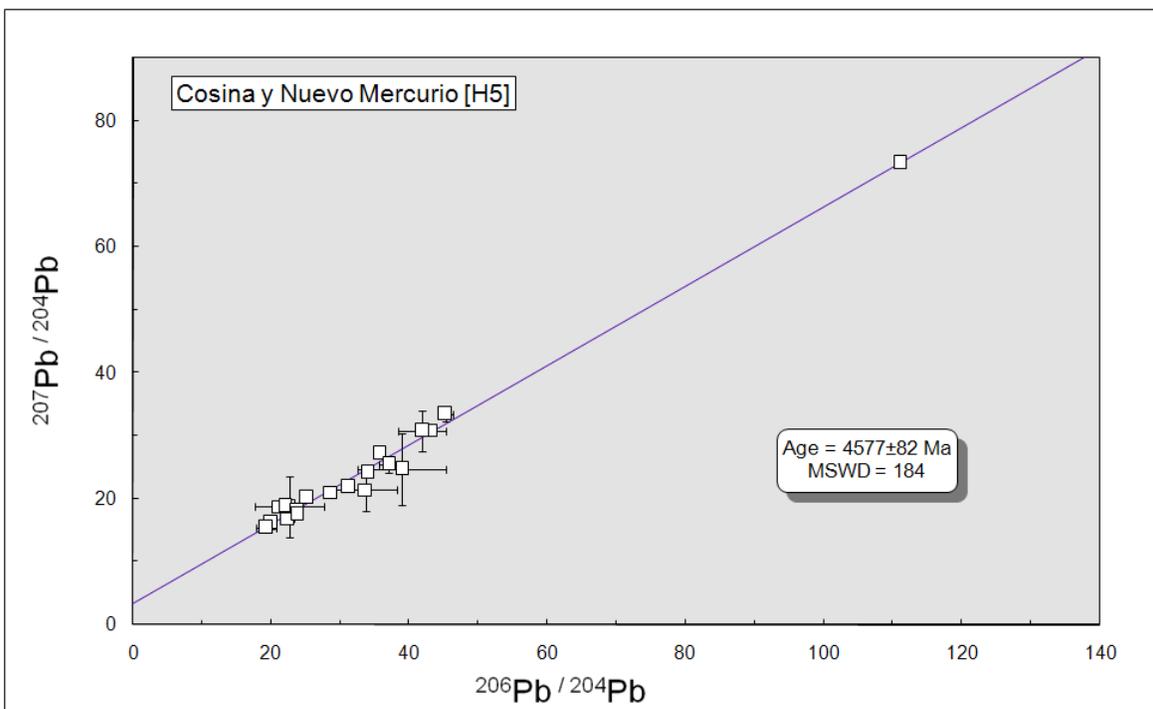


Fig. IV.5. Isócrona obtenida en condros de Cosina y Nuevo Mercurio. Datos graficados ver Tabla IV.4

Tabla IV.4. Edades Pb-Pb de condros analizados. [\*] Dato utilizado para calcular isócrona.

	muestra	peso (g)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (corr.)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ error % $2\sigma\text{M}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (corr.)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ error % $2\sigma\text{M}$	$^{207*}\text{Pb}/^{206*}\text{Pb}$ (rad.)	% err $^{207*}\text{Pb}/^{206*}\text{Pb}$	$^{207*}\text{Pb}/^{206*}\text{Pb}$ edad (Ma)	Error [Ma]
Cosina	[*] C7	0.00639	21.21	0.5	18.78	0.6	0.713	0.90	4757	13
	[*] C8	0.00240	46.16	5.0	35.29	4.8	0.678	1.27	4685	18
	[*] C9	0.00059	22.62	1.2	18.71	1.2	0.632	1.04	4584	15
	[*] C10	0.00159	45.21	0.5	33.45	0.4	0.658	2.29	4641	33
	[*] C11	0.00211	21.98	0.6	18.91	1.0	0.680	1.63	4690	23
	[*] C12	0.00112	19.98	0.5	16.26	0.3	0.559	12.58	4404	180
	[*] C13	0.00118	23.76	0.8	18.41	0.5	0.562	13.38	4412	200
	[*] C14	0.00142	33.88	0.4	24.22	0.2	0.567	4.08	4425	60
	[*] C15	0.00175	28.66	0.5	21.10	0.4	0.556	7.64	4398	110
	[*] C16	0.00223	31.28	0.6	21.96	0.6	0.531	9.10	4330	130
	[*] C17	0.00296	43.10	1.0	30.92	1.0	0.610	8.49	4533	120
	[*] C18	0.00153	22.36	0.5	16.86	0.3	0.503	10.80	4250	160
	[*] C19	0.00147	23.72	1.4	17.48	0.9	0.499	24.35	4237	360
[*] C20	0.0013	19.30	0.4	15.45	0.3	0.516	12.02	4287	180	
[*] Mx	0.11952	65.86	0.8	41.92	0.7	0.559	4.05	4404	59	
Nuevo Mercurio	[*] C7	0.00199	35.65	3.5	27.17	3.2	0.641	1.08	4603	16
	[*] C8	0.00688	111.00	0.5	73.31	0.4	0.624	0.46	4566	7
	[*] C9	0.00088	41.90	6.4	30.77	5.7	0.628	0.51	4575	7
	[*] C10	0.00187	25.15	1.5	20.22	1.3	0.627	0.74	4572	11
	[*] C11	0.0019	38.94	4.6	24.72	3.5	0.487	1.01	4202	15
	[*] C12	0.00244	37.03	0.5	25.46	0.6	0.549	6.60	4373	96
	[*] C13	0.00161	33.64	1.2	21.42	0.4	0.457	9.64	4109	143
	[*] C14	0.00070	47.75	0.5	27.31	0.4	0.443	4.56	4060	68
	[*] Mx	0.49110	55.27	0.5	34.91	0.3	0.536	3.02	4342	44

Tabla IV.4 (continuación)

	muestra	peso (g)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (corr.)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ error % $2\sigma\text{M}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (corr.)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ error % $2\sigma\text{M}$	$^{207*}\text{Pb}/^{206*}\text{Pb}$ (rad.)	$^{207*}\text{Pb}/^{206*}\text{Pb}$ % err	$^{207*}\text{Pb}/^{206*}\text{Pb}$ edad (Ma)	Error [Ma]
Allende	[*] C1	0.00356	15.98	0.6	13.97	0.7	0.552	2.2	4385	33
	[*] C2	0.00253	18.37	0.6	15.66	0.8	0.592	1.7	4488	24
	[*] C3	0.00321	15.17	1.4	12.62	1.9	0.397	8.2	3897	120
	[*] C4	0.00052	21.38	1.7	16.23	2.0	0.492	3.7	4216	55
	[*] C5	0.00165	19.09	0.4	15.61	0.5	0.543	1.3	4363	18
	[*] C6	0.0009	24.09	2.7	17.83	1.6	0.509	1.6	4269	23
	[*] C9	0.0067	62.79	7.6	43.63	14.6	0.623	16.4	4563	240
	C12	0.00232	26.39	60.8	19.36	41.2	0.531	17.8	4329	260
	[*] C15	0.01041	33.70	0.3	22.13	3.0	0.485	27.6	4197	410
	[*] C16	0.01143	33.07	0.3	23.39	0.2	0.551	3.9	4385	57
	[*] C17	0.00381	39.61	0.4	28.12	0.3	0.588	4.1	4480	60
	CAI-1	0.00036	31.19	4.4	15.90	4.0	0.256	7.4	3223	120
	[*] CAI-2	0.00309	18.60	0.8	15.29	1.0	0.538	2.2	4349	33
	[*] CAI-3	0.00195	23.17	1.4	18.72	1.6	0.608	2.1	4526	39
	[*] CAI-4	0.00052	18.59	1.3	15.30	1.5	0.539	2.8	4352	42
	CAI-5	0.00188	26.64	2.5	16.26	2.4	0.344	5.5	3682	84
	[*] CAI-6	0.00105	22.05	0.9	17.83	0.9	0.592	1.0	4488	15
	[*] CAI8	0.0146	13.48	4.1	13.08	5.0	0.669	15.1	4665	220
	[*] CAI9	0.00633	23.46	1.3	20.53	1.3	0.723	1.0	4778	15
	[*] CAI13A	0.01608	25.97	8.2	22.55	14.0	0.736	21.0	4802	300
CAI13B	0.01609	23.88	1.0	17.77	4.4	0.513	10.3	4280	150	
[*] CAI13C	0.01608	25.44	5.9	21.31	6.1	0.683	3.5	4597	50	

Los valores del estándar isotópico NBS981 y sus reproducibilidades (% $2\sigma\text{M}$ ) en el LUGIS en el período de medición fueron  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.895, 0.05$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.431, 0.08$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.522, 0.10$  respectivamente (n=164).

Nota: C = condro, CAI = Inclusión de Ca-Al, Mx = matriz.

## ***Separación de elementos, determinación de relaciones isotópicas y edades de K-Ar.***

### ***Calibración de trazador de $^{41}\text{K}$***

El trazador utilizado es procedente de los laboratorios Oak Ridge con una abundancia  $^{41}\text{K} = 99.038\%$ . El trazador fue previamente calibrado con una serie de 5 estándares internacionales de mineral y roca entera con contenidos de potasio desde 8 hasta 1079  $\mu\text{g/g}$ . El resultado preliminar fue de 32.1  $\mu\text{g/g}$  de potasio (Tabla IV.5). El valor obtenido para el estándar DTS-1 fue muy bajo comparado con el resto y no fue utilizado en el promedio ya que este valor no es un valor recomendado en el certificado. Debido a la incertidumbre alta en la concentración de potasio en los estándares utilizados y que algunos valores son provisionales (según el certificado), se procedió a utilizar una solución Specpure<sup>®</sup> de  $\text{KNO}_3$ , matriz al 5% de  $\text{HNO}_3$ ,  $1000 \pm 3 \mu\text{g/ml}$ , diluida en varias concentraciones. La concentración del trazador obtenida con este conjunto de muestras fue de 34.1  $\mu\text{g/g}$  (Tabla IV.6); este es el valor utilizado en el cálculo de la concentración en los condros analizados.

Tabla IV.5. Estándares Internacionales (Roca Total y Minerales) utilizados en la obtención de la concentración de potasio en el trazador  $^{41}\text{K}$ . [1] Valores tomados del certificado del material de referencia: USGS Geochemical Reference Materials: [http://minerals.cr.usgs.gov/geo\\_chem\\_stand/](http://minerals.cr.usgs.gov/geo_chem_stand/) y <http://www.geostandards.lanl.gov/AllAnalytes/>

estándar	material	K ( $\mu\text{g/g}$ ) [1]	$\pm$	K trazador ( $\mu\text{g/g}$ )	n
DTS-1	Dunita	8	1	13.8 $\pm$ 1.8	5
UB-N	Serpentinita	166	80	33.9 $\pm$ 6.5	5
BIR-1	Icelandic Basalt	224	80	33.1 $\pm$ 1.9	4
DT-N	Distena (Kyanita)	996	80	29.8 $\pm$ 0.7	5
AN-G	Anortosita	1079	80	31.7 $\pm$ 0.5	5
Valor promedio calculado para Trazador	32.1 $\pm$ 3.6 $\mu\text{g/g}$ , n= 19 Sin considerar el valor obtenido para el estándar DTS-1.				

Tabla IV.6. Estándar Analítico SpecPure<sup>®</sup> KNO<sub>3</sub>, matriz al 5% de HNO<sub>3</sub>, 1000 ± 3 µg/ml diluido en diferentes concentraciones utilizados para la calibración del trazador <sup>41</sup>K.

Solución	material	K (µg/g)	Concentración K Trazador (µg/g)
L	SpecPure <sup>®</sup> 99.9 %	30	35.0
K	SpecPure <sup>®</sup> 99.9 %	86	33.3
J	SpecPure <sup>®</sup> 99.9 %	332	33.8
I	SpecPure <sup>®</sup> 99.9 %	988	34.2
Valor promedio calculado Trazador: 34.1 ± 1.5 µg/g, n= 4			

### ***Digestión y separación química de K***

En este trabajo se analizaron condros de Allende (CV3), Cosina (H5) y Nuevo Mercurio (H5) para determinar su edad con el sistema K-Ar. En algunos trabajos previos se reportan este tipo de análisis mediante la técnica de Ar-Ar (Jessberger et al., 1980) y de K-Ar (Mackiewicz and Halas, 2003). Sin embargo, éste método (K-Ar) no ha sido ampliamente usado. Se utilizó la técnica de Dilución Isotópica (DI) para la determinación de la concentración del K ya que la cantidad disponible de muestra (condro) es de unos cuantos miligramos y la aplicación de otro método tradicional no es posible (i.e. Fluorescencia de Rayos X). La concentración de K es del orden de 800 µg/g, por lo cual éste método es idóneo. Los condros utilizados fueron divididos en aproximadamente partes iguales para hacer su análisis de K y Ar por separado. En la siguiente tabla se muestra el peso original de cada condro. El peso utilizado para el análisis de K disminuyó en algunos casos hasta el 25% debido a que se hicieron alícuotas para análisis de Ar, Sr y Rb.

Después de ser extraídos de la matriz, los condros se lavaron en etanol, baño ultrasónico y secados en un horno a 50 °C. Los condros fueron pesados en bombas de teflón y en balanza con precisión de 0.01 mg. El trazador fue pesado y añadido antes de la digestión. La digestión de las muestras se realizó dentro del laboratorio de química ultrapura y se utilizaron reactivos altamente puros. La digestión fue realizada con ácido fluorhídrico (HF) al 40% a 90°C durante 3 días, ácido perclórico (HClO<sub>4</sub>) al 70% para eliminar el flúor y ácido clorhídrico (HCl) 6N para dejar la muestra como un residuo compuesto por cloruros.

La separación se llevó a cabo en columnas de intercambio iónico de cuarzo, de 17.5 cm de alto, un radio interior de 0.9 cm y 16 cm de altura de relleno de resina catiónica DOWEX 50WX12 (mesh 200-400). La recuperación de K se hace con HCl 2N anterior al Rb y Sr. Las columnas de intercambio iónico fueron calibradas previamente para determinar el volumen de recuperación del K (fig. IV.2). Los blancos analíticos reportados durante la separación de elementos fueron de 12 y 11.5  $\eta\text{g/g}$ .

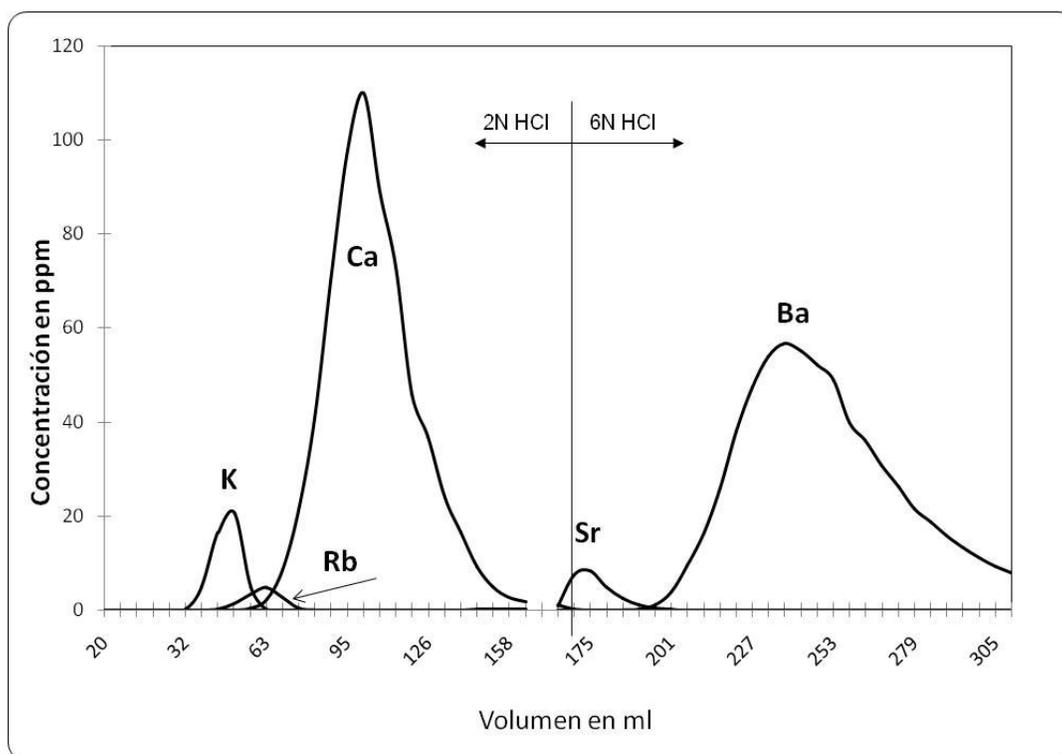


Fig. IV.6. Calibración de columnas de intercambio iónico para separación de elementos traza. Se observa el volumen y la concentración de ácido en el cual se recuperan los diferentes elementos de interés.

Se cargaron aproximadamente 100  $\eta\text{g}$  de muestra en forma de cloruro en filamentos de Re, previamente desgasificados. Las muestras fueron medidas en un espectrómetro de masas tipo NBS de 12" de radio con un colector Faraday. La adquisición de datos se realiza mediante una tarjeta de adquisición GPIB y un programa en Visual Basic que corrige por deriva de tiempo. Las relaciones isotópicas se corrigen por un factor respecto al valor natural del  $^{39}\text{K}/^{41}\text{K} = 13.8567$  determinado en un estándar interno de K natural. La reproducibilidad externa del método es del 2%.

### ***Métodos analíticos para la determinación de Ar por Dilución Isotópica***

El Ar fue analizado en un espectrómetro de masas para gases nobles (Ne, Ar, Kr y Xe) MM 1200. En el caso del He, sólo puede medirse la masa 4 ya que la masa 3 queda sobrepuesta al HD y no tiene la resolución suficiente para separarlas. El espectrómetro tiene una fuente de iones de impacto electrónico de tipo Nier, actualmente optimizada para la medida del Ar. El detector Faraday original se ha substituido por un multiplicador de electrones Balzers ® 218. El equipo opera en forma semiautomática, con la entrada de gas operada manualmente, y el enfoque de masas, medición de la señal y cálculos son controlados por computadora en lenguaje C++ para Windows. El vacío del espectrómetro es mantenido por una bomba iónica Varian ® y un getter SAES® SP50. La sensibilidad para el Ar con el detector Faraday es de  $2.5 \times 10^{-15}$  moles/mV (resistencia de  $10^{11} \Omega$ ). Para el multiplicador de electrones, el límite es aproximadamente 100 veces menor. En este caso, las mediciones se realizan directamente en unidades de pA mediante un electrómetro Keithleg-6430.

La línea de extracción de gases está construida en acero de alto vacío con válvulas metálicas. Tiene una trampa de nitrógeno líquido, dos getters SAES ® NP10 y una trampa de carbón activado. El vacío es mantenido por dos bombas en la línea principal, una bomba iónica Varian ® y una turbo-molecular Pfeiffer ® TMP70. El método de extracción es mediante un sistema láser, el cual tiene un mejor control de la fusión que el horno convencional y además tiene un blanco analítico mucho más bajo. El sistema láser está basado en un láser Merchantek® MIR10 de CO<sub>2</sub> y 50W de potencia. Este láser emite en el infrarrojo, con una longitud de onda de 10.6  $\mu\text{m}$ . La longitud de onda de los láseres de CO<sub>2</sub> coincide con la vibración principal de los enlaces oxígeno, por lo que en principio se pueden calentar y fundir todos los silicatos y óxidos. La muestra fue colocada en el porta-muestras en forma molida, aunque no pulverizada.

### ***Contenido de potasio***

El contenido de potasio previamente reportado en condros de Richardton [H5] (Evensen et al., 1979) se encuentra entre 250 y 800  $\mu\text{g/g}$ . La distribución del potasio reportada en 114 condritas (caídas) es una curva gaussiana con un pico en  $782 \pm 83 \mu\text{g/g}$  para las tipo H y 860  $\mu\text{g/g}$  para las

tipo L y LL (Wasson and Wang, 1991 y Kallemeyn et al., 1989). En este estudio, los condros de Cosina [H5] presentan valores entre 656 y 1490  $\mu\text{g/g}$  y los condros de Nuevo Mercurio [H5] varían desde 673 hasta 1135  $\mu\text{g/g}$ . En los condros de Tuxtucac [LL5], se obtuvo una concentración entre 479 y 1208  $\mu\text{g/g}$  de K, mientras que la concentración reportada para un grupo de LL5 (WR) está entre 842 y 878  $\mu\text{g/g}$  (Kallemeyn, et al., 1989). En los condros analizados de Allende [CV3] se obtuvo que la concentración está entre 310 y 1010  $\mu\text{g/g}$ . Estos valores están dentro del rango reportado en condros estudiados por Jessberger et al. (1980), que van desde 250 hasta 1001  $\mu\text{g/g}$ .

La distribución del contenido de potasio de todos los condros estudiados, describe un comportamiento gaussiano (Fig. IV.7). El valor medio de todos ellos es de 946  $\mu\text{g/g}$ , aunque un valor promedio más alto es el de Zapotitlán Salinas, con 1253  $\mu\text{g/g}$ , mientras que los condros de Allende muestran un valor promedio más bajo: 664  $\mu\text{g/g}$ . El valor promedio de todas las matrices y roca total (WR) estudiadas aquí es de 862  $\mu\text{g/g}$ , con una diferencia muy pequeña entre los valores promedio de la matriz y de la roca total (845 y 885  $\mu\text{g/g}$  respectivamente).

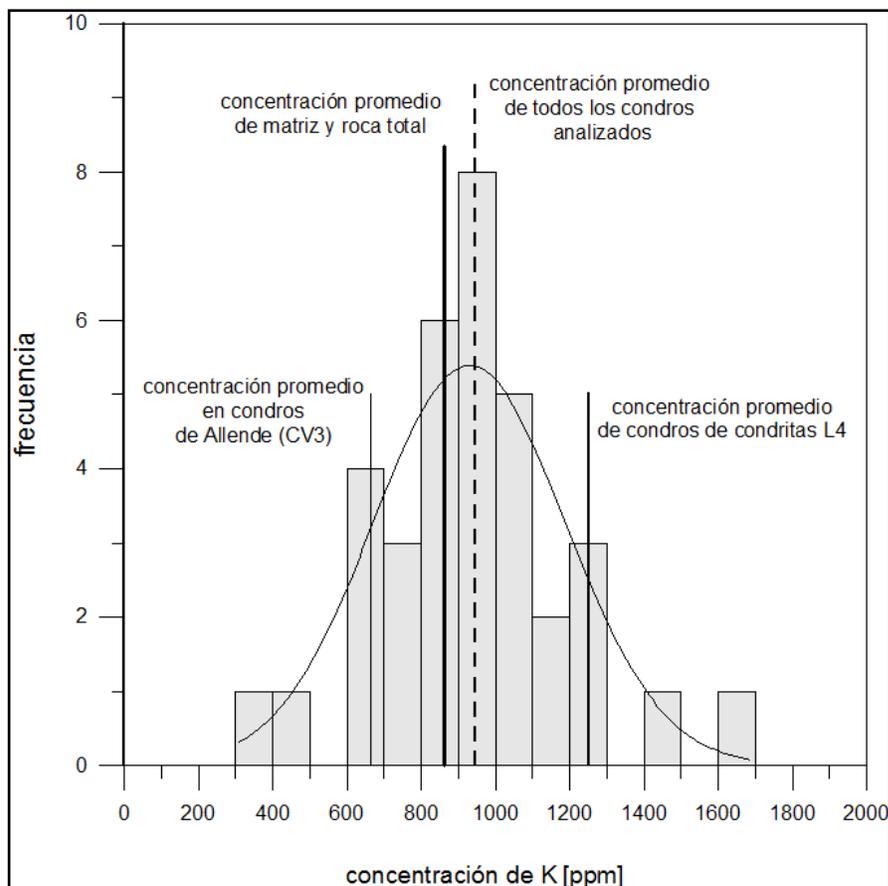


Fig. IV.7. Diagrama de distribución de la concentración de potasio en los condros analizados de 8 condritas ordinarias. Esta concentración fue obtenida por Dilución Isotópica. Los condros de Allende (CV3) tienen una concentración promedio inferior de potasio, mientras que Zapotitlán Salinas (L4) tienen un promedio mayor.

### ***Edades K-Ar***

Las edades obtenidas en este estudio para los diferentes tipos de meteoritos están en un rango amplio, que van desde 4816 Ma, hasta 442 Ma, incluyendo los tipos CV3, H5, LL5 y L4, L5 y L6 (Tabla IV.7). En este amplio rango es de notar valores extremos y algunos mayores al valor canónico del Sistema Solar.

Las edades de las condritas H5 muestran un amplio intervalo de tiempo. Las edades calculadas para los condros de Cosina van desde 3565 hasta 4581 Ma, mientras que su matriz tiene una edad de 3565 Ma. Las edades calculadas para condros de Nuevo Mercurio varían desde 4100 hasta tiempos pre-solares de 4816 Ma; la matriz registra una fecha de 4376 Ma. La edad de roca total [WR] de Aldama es muy joven, con solo 442 Ma. Por otra parte, las condritas L tienen los siguientes datos: los condros de Zapotitlán Salinas [L4] están en el rango desde 2089 Ma hasta 3923 Ma y la matriz de 3699 Ma. La edad de El Pozo [L5] WR es de 3103 Ma, la de Pácula [L6] WR es de 4188 Ma, mientras que los condros de Tuxtuac [LL5] presentan edades desde 3567 hasta 4532 Ma, con una edad de 4216 Ma en la matriz. Finalmente, los condros de Allende [CV3] muestran un intervalo de tiempo desde 2661 hasta 4219 Ma.

No existe relación clara entre el tamaño, concentración de potasio y la edad de los condros analizados, a excepción de Tuxtuac que muestra una relativa correlación positiva entre la concentración de potasio en el condro y la edad obtenida. El resto de los grupos de condros muestra una ligera correlación potasio-edad, aunque no es muy evidente. En el caso de Zapotitlán Salinas la tendencia es más bien a mostrar la misma edad, independientemente de la concentración de potasio. (fig. IV.8). Una comparación entre nuestros datos y las edades K-Ar publicadas de roca total de condritas H y LL muestran que las fechas reportadas previamente son más antiguas o iguales que las fechas obtenidas en condros individuales de este estudio, pero no más jóvenes. Parece que los condros preservan eventos antiguos y más recientes no evidenciados por las edades de roca total.

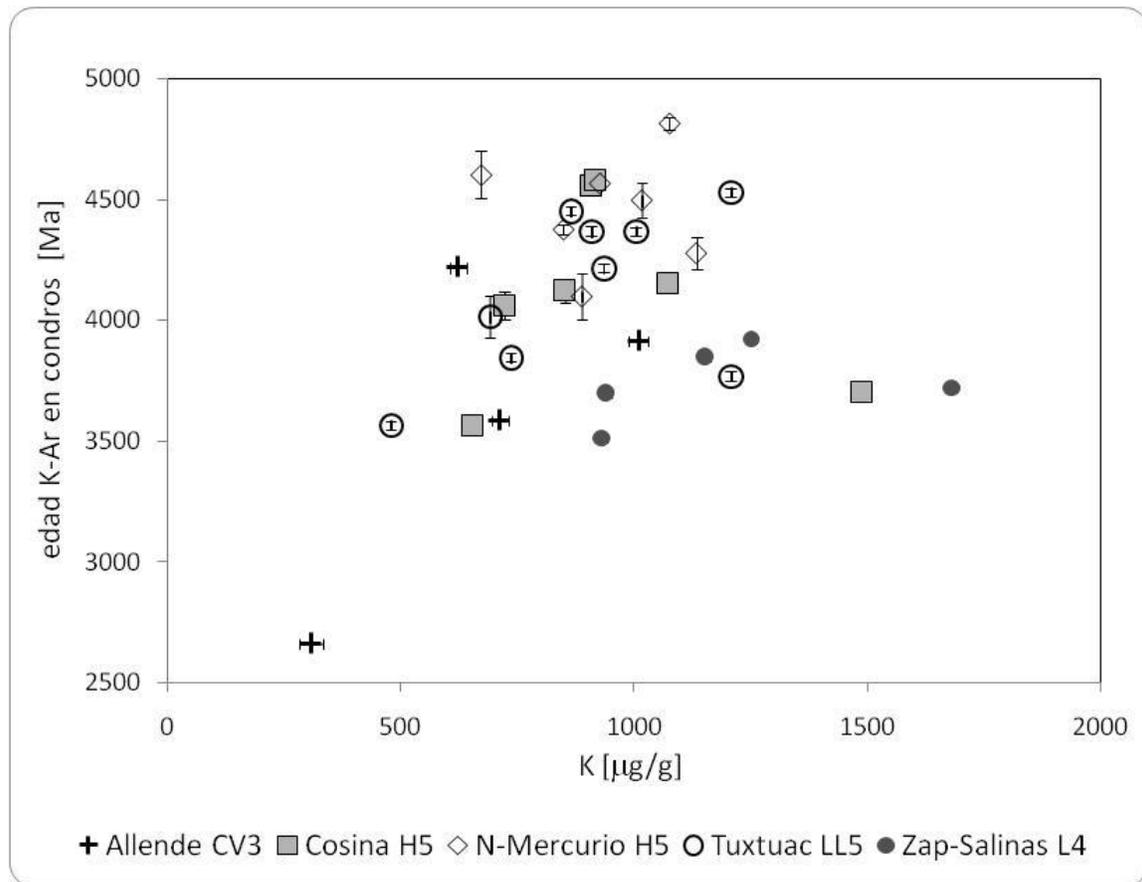


Figura IV.8. Relación entre la concentración de potasio y la edad calculada para los condros de diferentes grupos. Se observa que Tuxtuac y Allende muestran tendencia de presentar mayor edad a mayor contenido de potasio. En el resto de las condritas no es claro este comportamiento. Ver Tabla IV.7 para consultar los datos graficados.

Cosina despliega 3 episodios posibles de calentamiento-enfriamiento: a) entre 4581 y 4557 Ma (aprox. 25 Ma), b) entre 4153 y 4061 Ma (aprox. 90 Ma) y c) entre los 3703 y los 3565 Ma (aprox. 140 Ma). Tomando en cuenta solamente edades post-solares, el intervalo total de tiempo registrado en los condros de Cosina es al menos de 1000 Ma. (fig. IV.9)

Nuevo Mercurio muestra dos episodios térmicos posibles: a) entre 4557 y 4376 Ma (aprox. 180 Ma) y b) entre 4277 y 4100 Ma (aprox. 180 Ma). Nuevo Mercurio presenta dos edades pre-solares de 4604 y 4816 Ma. Tomando en cuenta solamente edades post-solares, el intervalo total de tiempo registrado en los condros de Nuevo Mercurio es al menos de 460 Ma (fig. IV.9).

Tuxtuac es un meteorito previamente fechado. Rotenberg and Amelin (2003) reportaron una edad Pb-Pb de  $4493 \pm 50$  Ma en condros. También tiene edades de Pb-Pb en roca total de  $4547.4 \pm 2.5$  Ma y en condro de  $4555.3 \pm 0.4$  Ma (Bouvier et al., 2007). La edad Pb-Pb determinada en fosfatos es de  $4543.6 \pm 2.1$  Ma (Göpel et al., 1994). Existen edades K-Ar de roca total reportadas para este meteorito: 4391 y 4433 Ma (recalculada a partir de los datos de Schultz and Kruse, 1989) y  $4286 \pm 4$  Ma (Bernatowicz et al, 1988). Nuestras edades K-Ar son menores que las reportadas anteriormente con Pb-Pb. Éstas fluctúan entre 4532 y 3567 Ma, con una diferencia de aprox. 965 Ma entre la mínima y máxima edad K-Ar registrada en los condros (fig. IV.9).

De los especímenes analizados en este trabajo, Zapotitlán Salinas muestra edades más jóvenes de K-Ar que el resto de los meteoritos. Parece que las edades originales del Sistema Solar no pudieron ser preservadas en este ejemplar. Sus edades cubren un rango aproximado de 1835 Ma, aunque la mayoría de ellas yace en un intervalo más restringido de 410 Ma y no se observaron edades mayores a 4000 Ma en estos condros (fig. IV.9).

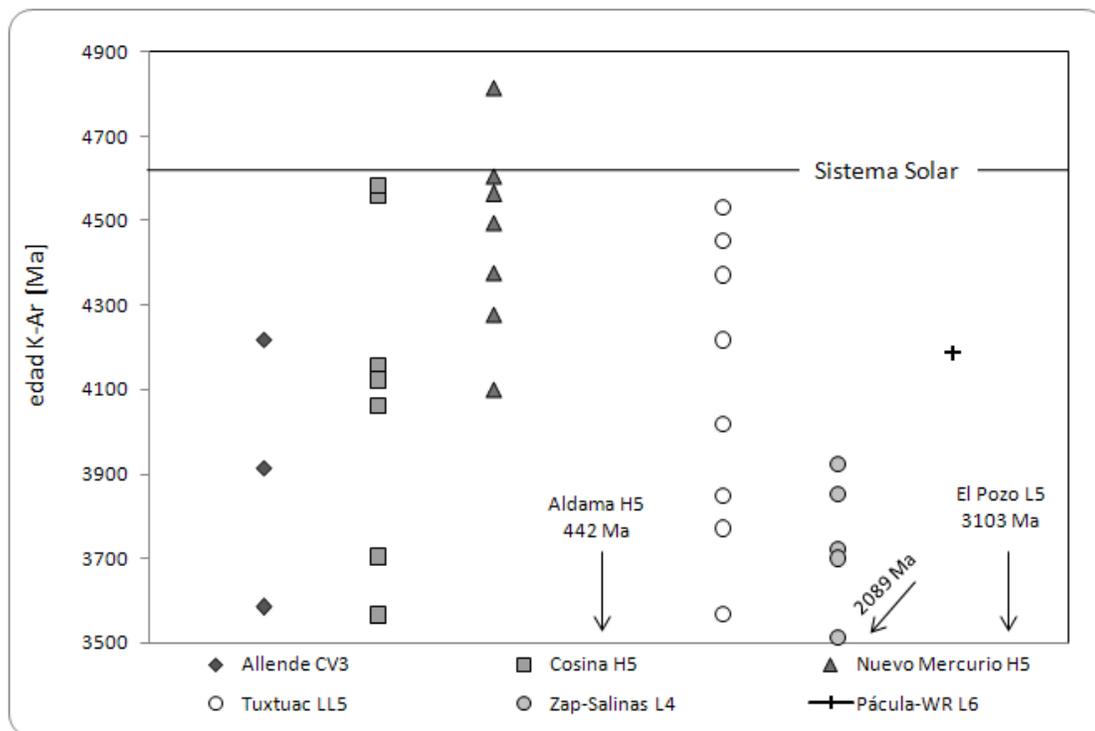


Fig. IV.9 Edades K-Ar obtenidas en este estudio en condros y matriz de condritas. Consultar la tabla IV.7 para ver los datos. Por otra parte, no se descarta la posibilidad que estos largos períodos en donde no hay edades registradas sean exclusivamente efectos de muestreo en los condros y fragmentos de meteorito analizado.

Tabla IV.7. Edad K-Ar de los condros analizados.

Meteorito	Muestra	Peso [g]	Diámetro [mm]	K [ $\mu\text{g/g}$ ]	$^{40}\text{Ar}^*$ [mol/g]	Edad [Ma]	Error [Ma]
Allende [CV3] Caída	A-C13	0.00455	1.39	714	1.41E-09	3585	18
	A-C18	0.01128	1.88	624	1.83E-09	4219	19
	A-C19	0.00937	1.77	310	3.27E-10	2661	25
	A-C20	0.00199	1.05	1010	2.45E-09	3914	20
Cosina [H5] Caída	Cos-C1	0.00622	1.54	911	3.28E-09	4557	17
	Cos-C2	0.00093	0.60	1073	3.02E-09	4153	25
	Cos-C3	0.00086	0.64	854	2.36E-09	4122	46
	Cos-C4	0.00085	0.63	723	1.92E-09	4061	56
	Cos-C5	0.00110	0.71	1489	3.16E-09	3703	27
	Cos-C6	0.00108	0.72	918	3.35E-09	4581	28
	Cos-Mx	0.04692		656	1.27E-09	3565	17
Nuevo Mercurio [H5] Caída	NHg-C1	0.00277	1.18	926	3.35E-09	4565	18
	NHg-C2	0.00179	0.91	1076	4.52E-09	4816	26
	NHg-C3	0.00080	0.53	1135	3.45E-09	4278	65
	NHg-C4	0.00075	0.63	889	2.42E-09	4100	98
	NHg-C5	0.00069	0.68	672	2.49E-09	4604	100
	NHg-C6	0.00075	0.67	1017	3.53E-09	4496	72
	NHg-Mx	0.07519		849	2.74E-09	4376	18
Aldama [H5] Hallazgo	Aldama-WR	0.02020		937	8.13E-11	442	27
Tuxtuac [LL5] Caída	Txc-C1	0.00493	1.43	692	1.79E-09	4017	88
	Txc-C2	0.01361	2.00	865	2.92E-09	4452	17
	Txc-C3	0.00992	1.80	1208	4.28E-09	4532	17
	Txc-C4	0.01414	2.03	479	9.33E-10	3567	17
	Txc-C5	0.04008	2.87	737	1.71E-09	3847	17
	Txc-C6	0.00792	1.67	1004	3.23E-09	4370	17
	Txc-C7	0.01271	1.95	1208	2.68E-09	3770	19
	Txc-C8	0.00306	1.22	909	2.92E-09	4370	19
	Txc-Mx	0.01245		935	2.74E-09	4216	18
Zapotitlán Salinas [L4] Hallazgo	ZapSal-C1	0.00202	1.06	1253	3.06E-09	3923	18
	ZapSal-C2	0.00833	1.70	932	1.75E-09	3512	16
	ZapSal-C3	0.00220	1.09	1153	2.69E-09	3852	18
	ZapSal-C4	0.00196	1.05	1682	3.61E-09	3721	18
	ZapSal-C5	0.00177	1.01	1245	8.50E-10	2089	24
	ZapSal-Mx	0.01042		941	1.99E-09	3699	19
El Pozo [L5] Hallazgo	EIPozo-WR	0.08053		848	1.22E-09	3103	16
Pácula [L6] Caída	Pácula-WR	0.05053		870	2.50E-09	4188	17

Nota: C = condro, WR = Roca Total, Mx = matriz

**Edades  $^{21}\text{Ne}$  y  $^3\text{He}$** 

Después de analizar el contenido de  $^{40}\text{Ar}^*$  los mismos fragmentos de condros se utilizaron para determinar el contenido de  $^{21}\text{Ne}$  y  $^3\text{He}$  en el mismo equipo de espectrometría de masas, ambos isótopos son estables de origen cosmogénico. Los resultados obtenidos se observan en la tabla IV.8.

Tabla IV.8. Edades de exposición de los condros analizados. C = condro, WR = Roca Total, Mx = matriz

Muestra	$^{21}\text{Ne}$ mol/g	$^{22}\text{Ne}_c/^{21}\text{Ne}_c$	$^3\text{He}$ mol/g	edad $^{21}\text{Ne}$ [Ma]	edad $^3\text{He}$ [Ma]	CRE [Ma]
Allende						
C19	7.26E-13	1.081	2.23E-12	5	3	4
C20	8.32E-13	1.195	1.97E-12	6	3	4
Cosina						
C1	7.85E-13	1.185	4.77E-12	5	7	6
C2	6.22E-13	1.438	4.98E-12	4	7	6
C3	5.88E-13	1.711	n.d.	4	n.d.	4
C4	7.49E-13	1.669	n.d.	5	n.d.	5
C5	6.56E-13	1.475	4.45E-12	4	6	5
C6	6.04E-13	1.471	4.38E-12	4	6	5
Mx	4.35E-13	1.226	2.32E-12	3	3	3
Nuevo Mercurio						
C1	4.43E-12	1.054	2.22E-11	30	31	30
C2	3.86E-12	1.186	2.19E-11	26	31	28
C3	3.79E-12	1.434	2.22E-11	26	31	28
C4	3.95E-12	1.235	2.92E-11	27	41	34
C5	5.03E-12	1.252	2.65E-11	34	37	35
C6	3.97E-12	1.323	n.d.	27	n.d.	27
Mx	3.88E-12	1.093	1.20E-11	26	17	21
Aldama						
WR	5.33E-12	1.056	7.31E-12	36	10	23

Tabla IV.8. Continuación

Muestra	$^{21}\text{Ne}$ mol/g	$^{22}\text{Ne}_c/^{21}\text{Ne}_c$	$^3\text{He}$ mol/g	edad $^{21}\text{Ne}$ Ma	edad $^3\text{He}$ Ma	CRE [Ma]
Tuxtucac						
C1	4.78E-13	1.136	1.33E-12	3	2	3
C2	1.24E-12	1.068	5.65E-12	8	8	8
C3	1.43E-12	1.164	5.81E-12	10	8	9
C4	7.08E-13	1.225	5.49E-12	5	8	6
C5	8.24E-13	1.204	5.25E-12	6	7	6
C6	1.28E-12	1.187	6.34E-12	9	9	9
C7	1.08E-12	1.207	4.99E-12	7	7	7
C8	1.15E-12	1.255	5.57E-12	8	8	8
Mx	9.98E-13	1.194	5.21E-12	7	7	7
Zapotitlán Salinas						
C1	6.80E-12	1.156	2.81E-11	46	39	43
C2	4.19E-12	1.050	2.38E-11	28	33	31
C3	6.60E-12	1.128	2.84E-11	45	40	42
C4	7.52E-12	1.154	3.17E-11	51	44	47
C5	2.79E-12	1.212	1.16E-11	19	16	18
Mx	4.89E-12	1.104	2.83E-11	33	39	36
El Pozo						
WR	3.94E-13	1.027	1.50E-12	3	2	2
Pácula						
WR	4.21E-12	1.047	1.63E-11	28	23	26

Nota: C = condro, WR = Roca Total, Mx = matriz, n.d. = no determinado. CRE = edad de exposición, calculada como el promedio de las edades  $^{21}\text{Ne}$  y  $^3\text{He}$ .

## **Análisis de datos y cálculo de errores en las edades**

### **Pb**

Los datos isotópicos de Pb fueron reducidos en hojas de Excel y procesados en los programas de Pb-DAT (Ludwig, 1993) e Isoplot/Ex 3.00 Beta (Ludwig, 2003). Algunos datos fueron reducidos de forma separada ya que no fueron adicionados con trazador y la rutina de Pb-DAT requiere muestras con trazador. La reducción consistió en una corrección a los datos por fraccionamiento, así como usar ecuaciones de mezcla binaria [1] para sustraer el efecto del blanco analítico. Todo esto fue realizado en hojas de trabajo de Excel.

$$R_M^X = \frac{R_A^X X_A f + R_B^X X_B (1-f)}{X_A f + X_B (1-f)} \quad [1]$$

- Donde los subíndices A, B y M se refieren a la muestra, al blanco y a la mezcla de ambos respectivamente.
- R se refiere a las relaciones isotópicas X ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ )
- X a la concentración del Pb
- f al porcentaje de mezcla muestra/blanco (en peso).

La ecuación fundamental para el cálculo de las edades de Pb-Pb es de la forma:

$$\frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_i}}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_i}} = \frac{1}{137.88} \left[ \frac{e^{\lambda_2 T} - 1}{e^{\lambda_1 T} - 1} \right] \quad [2]$$

Donde

$$\frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_i}}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_i}} = ^{207}\text{Pb}^*/^{204}\text{Pb}^* \quad [3]$$

Entonces

$$^{207}\text{Pb}^*/^{204}\text{Pb}^* = \frac{1}{137.88} \left[ \frac{e^{\lambda_2 T} - 1}{e^{\lambda_1 T} - 1} \right] \quad [4]$$

la cual es resuelta en términos del valor  $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$  de forma iterativa en PBDAT para encontrar el valor  $T$  (edad) de acuerdo a los valores de la tabla IV.9.

- Los subíndices  $t$  y  $t_i$  son los valores isotópicos obtenidos en la muestra y en la troilita Cañón Diablo respectivamente.
- Los valores de  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$  se refieren a las constantes de decaimiento radioactivo del  $^{238}\text{U}$  y  $^{235}\text{U}$  respectivamente
- el superíndice \* denota el valor radiogénico de la masa en cuestión.

Tabla IV.9. Valores de  $(^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*)$  calculados a partir del decaimiento de  $^{238}\text{U}$  y  $^{235}\text{U}$  y del tiempo transcurrido desde el origen del Sistema Solar.

T (Ga)	$e^{(\lambda_2 T) - 1}$ $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$e^{(\lambda_1 T) - 1}$ $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$(^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*)$
0.0	0.00	0.00	0.04605
0.2	0.22	0.03	0.05011
0.4	0.48	0.06	0.05470
0.6	0.81	0.10	0.05990
0.8	1.20	0.13	0.06580
1.0	1.68	0.17	0.07250
1.2	2.26	0.20	0.08012
1.4	2.97	0.24	0.08881
1.6	3.83	0.28	0.09872
1.8	4.89	0.32	0.11004
2.0	6.17	0.36	0.12299
2.2	7.73	0.41	0.13782
2.4	9.63	0.45	0.15483
2.6	11.94	0.50	0.17437
2.8	14.76	0.54	0.19682
3.0	18.19	0.59	0.22266
3.2	22.37	0.64	0.25242
3.4	27.46	0.69	0.28674
3.6	33.66	0.75	0.32635
3.8	41.20	0.80	0.37210
4.0	50.39	0.86	0.42501
4.2	61.58	0.92	0.48623
4.4	75.20	0.98	0.55714
4.6	91.79	1.04	0.63932

## Ar, Ne y He

Los errores en las edades individuales de K-Ar fueron calculados a partir de la propagación de la incertidumbre de las mediciones. El algoritmo utilizado en este trabajo para la propagación de errores es el basado en Skoog y Leary (1994):

“Un método instrumental de análisis implica varias mediciones experimentales, cada una de las cuales está sujeta a una incertidumbre indeterminada y contribuye al error indeterminado neto del resultado final. Supongamos que un resultado  $x$  depende de las variables experimentales  $p, q, r, \dots$ , cada una de las cuales varía de forma aleatoria e independiente. Esto es,  $x$  es una función de  $p, q, r, \dots$  y por tanto se puede escribir

$$x = f(p, q, r, \dots) \quad [5]$$

La incertidumbre  $dx_i$  (desviación respecto a la media) de la  $i$ ésima medida de  $x$  dependerá del tamaño y signo de las correspondientes incertidumbres  $dp_i, dq_i, dr_i, \dots$  y puede escribirse como

$$dx_i = f(dp_i, dq_i, dr_i, \dots), \quad [6]$$

La variación de  $dx$  en función de las incertidumbres de  $p, q, r, \dots$  puede deducirse realizando la diferencial total de la Ecuación [5]. Es decir,

$$dx = \left(\frac{\partial x}{\partial p}\right)_{q,r,\dots} dp + \left(\frac{\partial x}{\partial q}\right)_{p,r,\dots} dq + \left(\frac{\partial x}{\partial r}\right)_{p,q,\dots} dr + \dots [7]$$

Para encontrar una relación ente la desviación estándar de  $x$  y las desviaciones estándar de  $p, q$  y  $r$  es necesario elevar al cuadrado la ecuación anterior. Al hacerlo, se eliminarán los subíndices asociados con las derivadas parciales. Así pues,

$$(dx)^2 = \left[ \left(\frac{\partial x}{\partial p}\right) dp + \left(\frac{\partial x}{\partial q}\right) dq + \left(\frac{\partial x}{\partial r}\right) dr + \dots \right]^2 \quad [8]$$

Esta ecuación ha de sumarse entre los límites de  $i=1$  a  $i=N$ , donde  $N$  es el número total de medidas repetidas.

Al elevar al cuadrado la expresión 7, surgen dos tipos de términos procedentes de la parte derecha de la ecuación: 1) términos al cuadrado y 2) términos producto. Los términos al cuadrado son del tipo

$$\left(\frac{\partial x}{\partial p}\right)^2 dp^2, \left(\frac{\partial x}{\partial q}\right)^2 dq^2, \left(\frac{\partial x}{\partial r}\right)^2 dr^2, \dots [9]$$

Estos términos son siempre positivos y, por ello, nunca se anulan. Por el contrario, los términos producto pueden tener signo positivo o negativo. Ejemplos de ello son

$$\left(\frac{\partial x}{\partial p}\right)\left(\frac{\partial x}{\partial q}\right) dpdq, \left(\frac{\partial x}{\partial p}\right)\left(\frac{\partial x}{\partial r}\right) dpdr \quad [10]$$

Si  $dp$ ,  $dq$  y  $dr$  representan incertidumbres aleatorias e independientes, algunos de los términos producto serán negativos y otros positivos. Así, la suma de todos estos términos debe aproximarse a cero, en particular cuando  $N$  es grande.

Como consecuencia de la tendencia a cancelarse de los términos producto, la suma de la expresión [8] desde  $i=1$  hasta  $i=N$  puede suponerse que está compuesta exclusivamente por los términos al cuadrado. Esta suma presenta la forma

$$\sum(dx_i)^2 = \left(\frac{\partial x}{\partial p}\right)^2 \sum(dp_i)^2 + \left(\frac{\partial x}{\partial q}\right)^2 \sum(dq_i)^2 + \left(\frac{\partial x}{\partial r}\right)^2 \sum(dr_i)^2 + \dots [11]$$

Dividiendo por  $N$  resulta

$$\frac{\sum(dx_i)^2}{N} = \left(\frac{\partial x}{\partial p}\right)^2 \frac{\sum(dp_i)^2}{N} + \left(\frac{\partial x}{\partial q}\right)^2 \frac{\sum(dq_i)^2}{N} + \left(\frac{\partial x}{\partial r}\right)^2 \frac{\sum(dr_i)^2}{N} + \dots [12]$$

Sin embargo, se tiene que

$$\frac{\sum(dx_i)^2}{N} = \frac{\sum(x_i - \mu)^2}{N} = \sigma_x^2 \quad [13]$$

Donde  $\sigma_x^2$  es la varianza de  $x$ . De forma similar,

$$\frac{\sum(dp_i)^2}{N} = \sigma_p^2 \quad [14]$$

Y así sucesivamente. Así pues, la expresión anterior puede escribirse en términos de las varianzas de las cantidades; o sea,

$$\sigma_x^2 = \left(\frac{\partial x}{\partial p}\right)^2 \sigma_p^2 + \left(\frac{\partial x}{\partial q}\right)^2 \sigma_q^2 + \left(\frac{\partial x}{\partial r}\right)^2 \sigma_r^2 \quad [15] \text{ ''}$$

La expresión anterior es el algoritmo usado para la propagación de los errores en el cálculo de las edades K-Ar y que está implementado en las rutinas de adquisición de datos.

El cálculo de la edad K-Ar está hecho con la expresión:

$$t[\text{Ma}] = 1804.1 \ln \left[ 1 + \frac{(40\text{Ar}^*)(3.1963 \times 10^8)}{\%K} \right] \quad [16]$$

donde  $^{40}\text{Ar}^*$  representa al Ar radioactivo y %K el contenido de potasio elemental expresado en porcentaje.

Finalmente, las edades de  $^{21}\text{Ne}$  y  $^3\text{He}$  están calculadas con la forma:

$$t = \left(\frac{N_s}{N_r}\right) \left(\frac{P_r}{P_s}\right) \lambda^{-1} \dots [17]$$

Donde  $\left(\frac{N_s}{N_r}\right)$  es la relación atómica de un isótopo estable respecto a otro inestable cosmogénico en una unidad de peso en la muestra. El factor  $\left(\frac{P_r}{P_s}\right)$  representa el cociente de sus tasas de producción y  $\lambda$  es la tasa de decaimiento radioactivo del núclido inestable.

En el caso de las edades de exposición  $^{21}\text{Ne}$  y  $^3\text{He}$ , en este trabajo no se les asignó un error debido a las premisas y consideraciones hechas en los cálculos, de las cuales no se contaban con sus incertidumbres propias. Haciendo estimaciones de los factores que pueden afectar los cálculos, se considera que el error en la edad calculada es de por lo menos un 10%.

# Capítulo V

## Discusión y Conclusiones

## ***Discusión***

### ***Edades de condritas y su relación con eventos de impacto***

Una gran cantidad de meteoritos muestra evidencias de procesos térmicos que generaron metamorfismo o fusión y diferenciación de los cuerpos parentales en etapas tempranas de la evolución del Sistema Solar. Para explicar estos procesos térmicos existen algunos modelos. Si se considera a la formación de los CAI's como tiempo inicial relativo, los datos de Al-Mg, Mn-Cr, I-Xe y Pb-Pb, indican que la formación de condros y acreción de las condritas ordinarias tuvo lugar aproximadamente 2 Ma después de la formación de los CAI's. El metamorfismo de tipo 3.0-3.2 que afectó a estos cuerpos condriticos ocurrió entre los siguientes 2 y 4 Ma, el metamorfismo de tipo 3.7-4.0 terminó hasta 6 Ma después y el proceso que perturbó a las condritas del tipo 6 continuó hasta por más de 7 Ma posteriores a la formación de los CAI's (Huss et al., 2006). Las edades Pb-Pb indican que el metamorfismo de las condritas H4 terminó 4-6 Ma después de los CAI's, en concordancia con las estimaciones de  $^{26}\text{Al}$ . El sistema Al-Mg también indica que para las condritas H5 y H6 el metamorfismo persistió de 10 a 16 Ma y de 45 a 63 Ma después de los CAI's respectivamente. Es decir, este proceso de calentamiento fue prolongado y se refleja en las edades obtenidas en condritas de los diferentes tipos. A mayor persistencia de calentamiento, mayor tipo petrológico. Por otra parte, las trazas de fisión del  $^{244}\text{Pu}$  son retenidas a los  $\sim 550$  °K (piroxeno) y a  $\sim 390$  °K (merrillita), de tal forma que las trazas de fisión reflejan un período de temperatura menor en la historia de enfriamiento. Esas edades indican que el metamorfismo de baja temperatura cesó a los  $\sim 10$  Ma en las condritas H4, 50-65 Ma en las tipo H5 y 55-65 Ma en las del tipo H6 (después de la formación de los CAI's) (Huss et al., 2006). Este modelo de “capas de cebolla” (fig. V.1a) predice la estructura de los cuerpos parentales de las condritas con el material con mayor grado de metamorfismo (tipo petrológico 6) en la parte central del cuerpo, mientras que hacia las partes externas del cuerpo se localizan los materiales con menor grado de metamorfismo. De acuerdo a este modelo, los cuerpos parentales de las condritas se formaron durante un intervalo de unos pocos millones de años (4.55-4.56 Ga) y la evolución térmica de esos

cuerpos fue rápida y ocurrió dentro de los primeros  $10^7$  a  $10^8$  años posteriores a su acreción. Al mismo tiempo, la edad registrada por un sistema isotópico determinado debe ser más joven para el material con mayor grado de metamorfismo, comparada con la de aquel menos metamorfoseado (Trieloff et al., 2003).

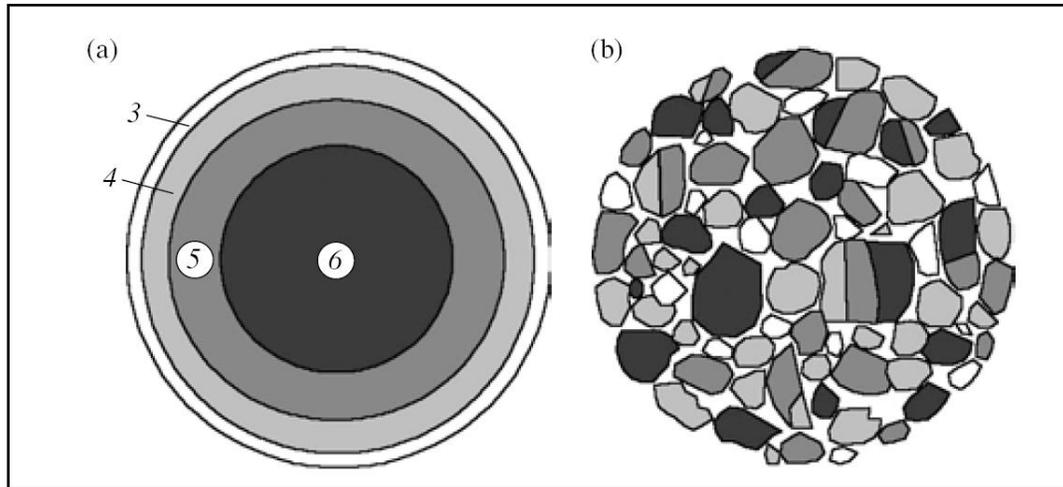


Fig. V.1. a) Modelo de capas de cebolla. Los tipos petrológicos mostrados por los números son menores hacia la superficie del cuerpo, indicando menor grado de calentamiento. b) Modelo de pila de escombros “rubble pile” en donde se aprecia el reagrupamiento de diversos fragmentos posiblemente con procedencia y composición diversas (tomada de Alexeev, 2005).

Göpel et al. (1994) encontraron una correlación negativa entre las edades de Pb de los concentrados de fosfatos obtenidos en condritas tipo H y el tipo petrológico de estas condritas, siendo consistente con la estructura de cebolla del cuerpo parental y considerando al decaimiento radioactivo *in situ* de los núcleos radioactivos de vida corta como fuentes internas de calor (fig. V.2).

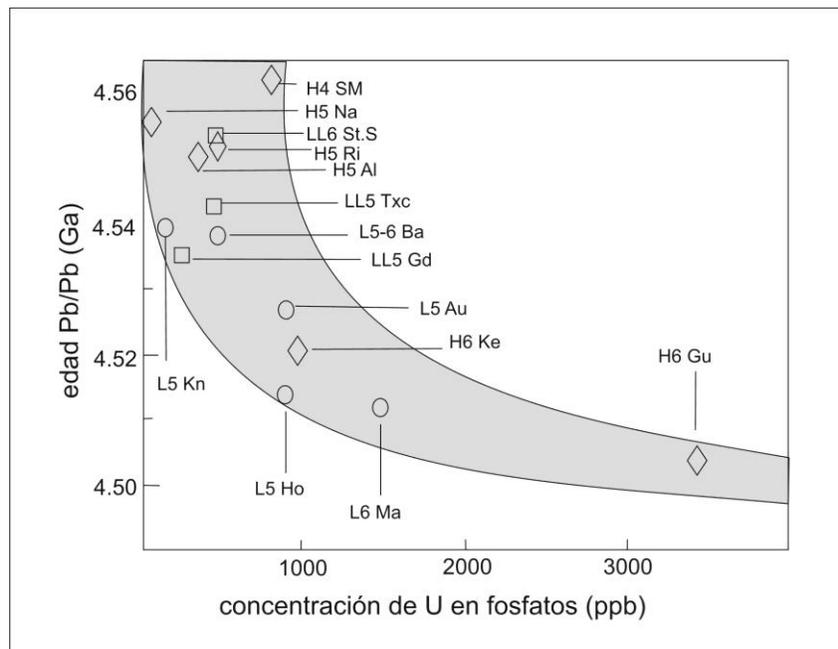


Fig. V.2. Edades de fosfatos mostrando correlación negativa entre el tipo petrológico y la edad de Pb (Tomada y modificada de Göpel et al. 1994).

Otro modelo para explicar el grado de metamorfismo en las condritas considera a los procesos de impacto. Este modelo sugiere que los impactos y colisiones de asteroides y cometas pueden causar la fragmentación de los asteroides a cuerpos más pequeños. Es posible que los cuerpos parentales de las condritas ordinarias L y H se hayan fragmentado debido al impacto con otros asteroides y posteriormente las piezas hayan sido reagrupadas, después de experimentar calentamiento, metamorfismo y enfriamiento lento. Según este modelo, esos cuerpos sufrieron al menos 2 eventos de fragmentación y reagrupamiento desde su formación (Taylor et al., 1987, fig. V.1b).

Muchos factores, incluyendo la tasa rápida de enfriamiento, la densidad baja y resistencia a la ruptura de los asteroides, etc., sugieren que la fragmentación catastrófica y re-acumulación de los asteroides constituye la regla más que la excepción (Alexeev, 2005).

Los impactos han afectado a los meteoritos y las edades de las condritas ordinarias han sido parcialmente borradas. Algunos meteoritos muestran edades de borrado de 4.26 Ga, es decir aproximadamente 300 Ma después de la acreción. En ésta época los impactos son la

---

única fuente probable del calor ya que el aporte del  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{60}\text{Fe}$  y el flujo tipo T Tauri ya habían cesado (Ghosh et al., 2006).

Existe una correlación positiva entre el tipo petrológico y el grado de choque en las condritas ordinarias. Entre los 3 tipos de condritas ordinarias, las condritas L tienen las más altas proporciones de miembros con edades parcialmente borradas y miembros altamente chocados, mientras que las H tienen la menor proporción (Ghosh et al., 2006). La energía colisional cinética es distribuida a través de volúmenes relativamente pequeños de material y convertidos eficientemente en calor. Es posible que los procesos de impacto generen calor, el cual sea, al menos en parte, responsable del metamorfismo de las condritas ordinarias (Rubin, 2004).

La mayoría de las edades de condritas refleja una pérdida parcial, más que total de Ar. La desgasificación de Ar ocurrió a lo largo de un período prolongado de impactos en el cuerpo parental; posiblemente alguno de ellos causó su fragmentación y rompimiento (Bogard, 1995). Las edades de Ar-Ar y Rb-Sr de algunas eucritas-howarditas fueron total o parcialmente reinicializadas en un lapso similar de tiempo, así como las rocas lunares de las Tierras Altas, con distribuciones de edad ligeramente inferiores en las HED, comparadas con las muestras lunares (Bogard, 1995 y fig. V.3). Para Bogard (1995) las condritas ordinarias, sin embargo, sugieren una historia de impacto diferente de los meteoritos HED y los de las Tierras Altas Lunares. Debido a las edades antiguas de la mayoría de las condritas, Bogard sugiere que esos impactos antiguos no provocaron calentamiento intenso en las condritas y considera que los cuerpos parentales de las condritas fueron aún menores que aquellos de las HED. Sin embargo, la figura V.3 muestra que las edades K-Ar y Ar-Ar de las condritas reportadas en este estudio y por otros autores cubren al menos el mismo período de tiempo. La edad de los tipos H y L de condritas ordinarias, sugieren eventos de calentamiento por impacto más reciente que 1.0 Ga y las LL parecen haber experimentado calentamiento episódico desde 2 hasta 1 Ga (fig. V.3).

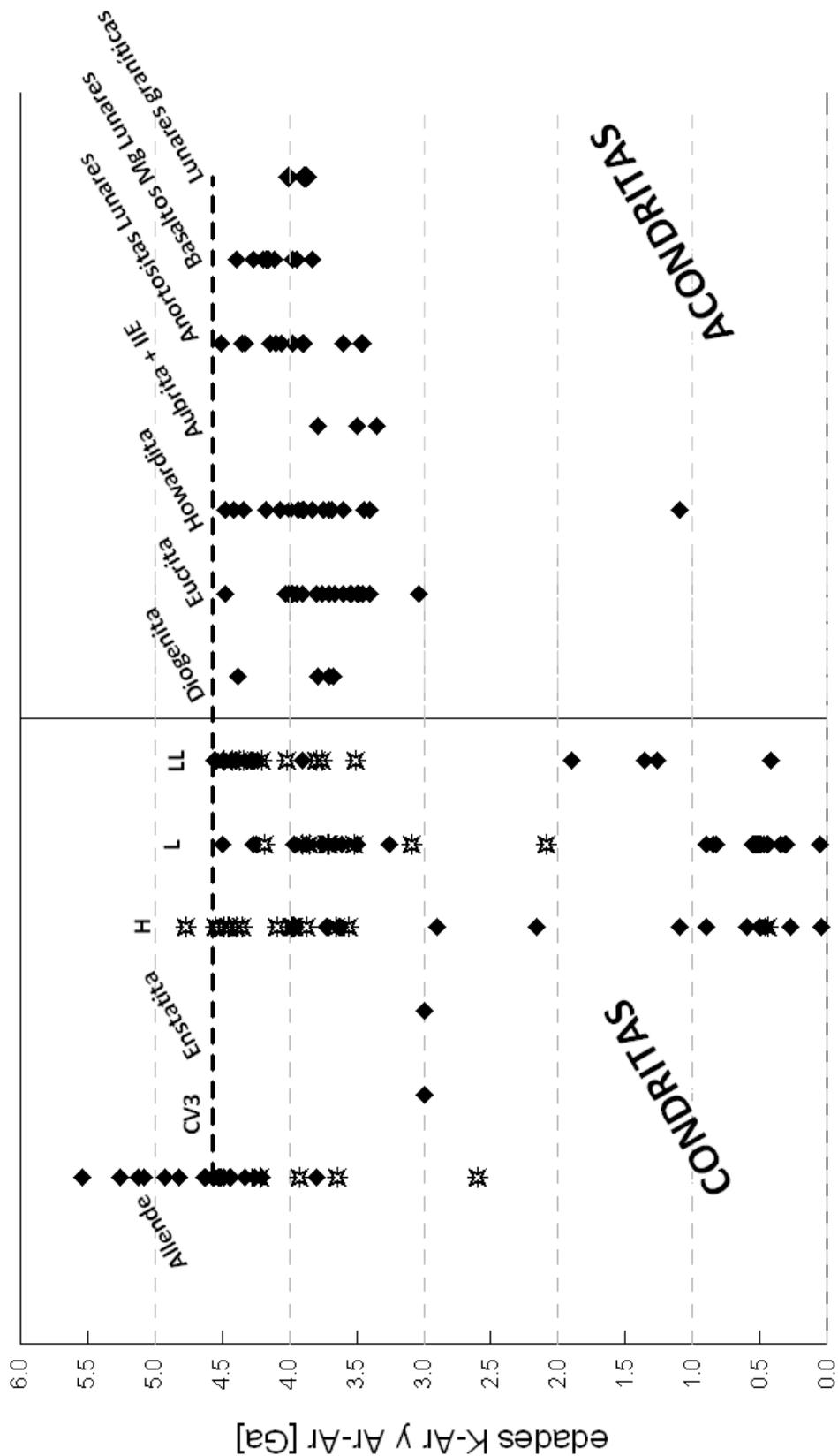


Fig. V.3. Edades K-Ar y Ar-Ar de aproximadamente 200 meteoritos pétreos, diferenciados y no diferenciados. Están incluidos los datos obtenidos en este trabajo (estrellas). La mayoría de los datos son de roca total y en algunos casos corresponden a condros o matriz. Las edades están compiladas de Bernatowicz (1988), Bogard (1995), Bouvier et al. (2007), Dixon et al. (2004), Mackiewicz and Halas (2003), Nyquist and Shih (1992), Rotenberg and Amelin (2003) y calculados a partir de Schultz and Kruse (1989). El rasgo más distintivo en este diagrama es que las acondritas registran edades de impacto entre 4.0 y 3.0 Ga, pero no más jóvenes (con una excepción), mientras que las condritas L, LL y H muestran una variación más amplia de edad.

Alexeev (2005) realiza un análisis de la distribución de edades U, Th-He y K-Ar de condritas H, L y LL y encuentra que el pico máximo en las condritas H, L y LL (edades K-Ar) está localizado en  $4.33 \pm 0.02$ ,  $4.24 \pm 0.03$  Ga y  $4.06 \pm 0.06$  Ga, respectivamente., aunque hay un cese importante de calentamiento a los 3.5 Ga en todos los grupos. Estos picos son, en promedio, 200 Ma más jóvenes que el valor actualmente aceptado del Sistema Solar, 4.56 Ga. Alrededor de este intervalo de tiempo está localizado el 85% de las edades de las condritas H y LL y 50% de las L.

Los cráteres de impacto son uno de los rasgos más característicos de los cuerpos planetarios interiores. El Gran Bombardeo Tardío (LHB=Late Heavy Bombardment) se ha documentado ampliamente en la superficie lunar y en las rocas traídas por las misiones espaciales. Se piensa que todos los planetas terrestres, incluyendo la Tierra, fueron intensamente bombardeados al mismo tiempo. Al menos para Marte y Mercurio, esta suposición es la base de su estratigrafía cronológica (Chapman et al., 2007). De acuerdo a los fechamientos por densidad de cráteres en la Luna y Marte se deduce que los eventos de impacto no son episodios individuales ni sencillos. Además, el amplio espectro de edades mostradas por las condritas y acondritas sugiere que las perturbaciones por impacto y térmicas de los cuerpos parentales de los meteoritos fueron prolongadas al menos durante los primeros 1000 Ma de la historia del Sistema Solar, produciendo metamorfismo endógeno pero con calor insuficiente para fundir las rocas (Hartmann and Neukum, 2001).

La edad del LHB está definida por 10-12 impactos formadores de cuencas que ocurrieron en el *Nectarian* desde 3.9 hasta 3.85 Ga. Desde entonces, el bombardeo disminuyó abruptamente; solo el evento de *Orientalis* ocurrió un poco después, ~3.82 Ga. La generación de cráteres tardíos por pequeños proyectiles continuó hasta declinar por otro orden de magnitud hasta cerca de 3.4 Ga, después del cual el flujo de cráteres ha sido más o menos constante dentro de un factor de dos.

Las edades de impacto para las acondritas y las condritas ordinarias dan evidencia que un cataclismo como el LHB lunar afectó a los cuerpos parentales de estas rocas (Chapman et

al. (2007) y Fig. V.4). Chapman et al. (2007) consideran que el rejuvenecimiento de las edades lunares no es mayor a 200 Ma, pero usando edades lunares reportadas en las series de anortositas, puede observarse que un rejuvenecimiento por impacto en la Luna pudo persistir hasta los 3.5 Ga (Fig. V.3). En la figura V.4 se puede ver el diagrama de distribución de frecuencia de edades de los condros de este estudio mostrando períodos similares. Alexeev (2005) y Alekseev (1996) usó cerca de 800 análisis de gases nobles de condritas antárticas y no antárticas, H, L y LL para establecer posibles colisiones catastróficas del cuerpo parental en las etapas tempranas de evolución del Sistema Solar.

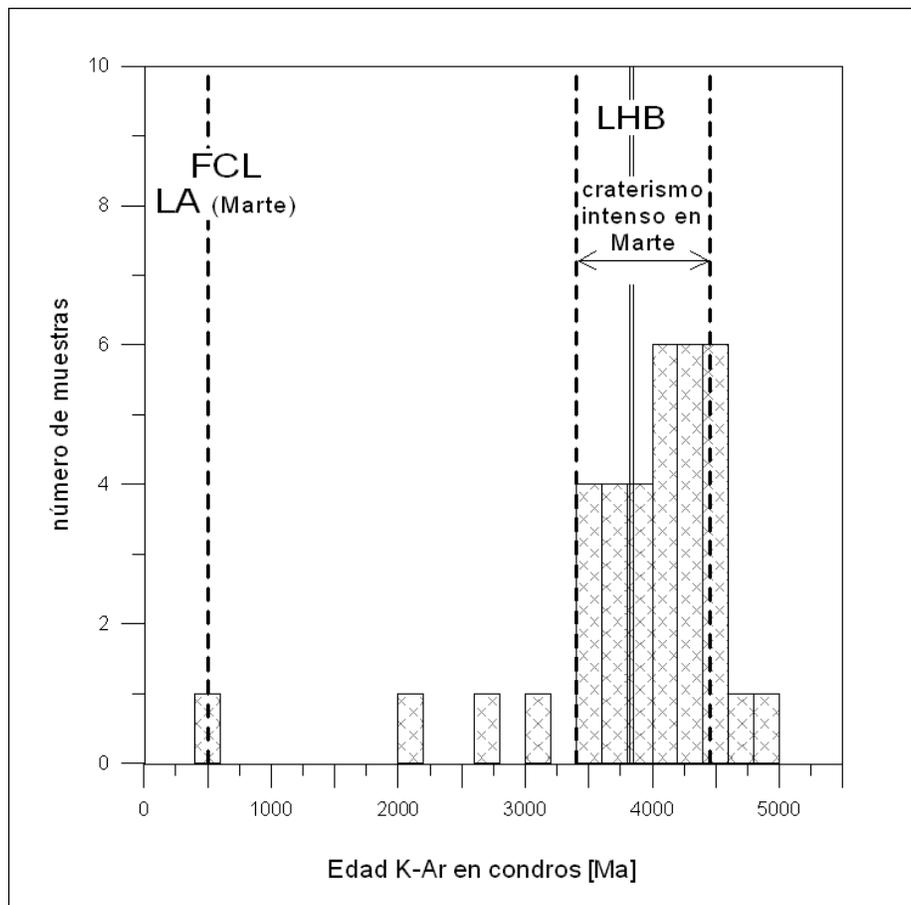


Fig. V.4. Diagrama de distribución de las edades K-Ar obtenidas en condros en este estudio. El episodio de Bombardeo Fuerte Tardío (LHB) registrado en la Luna como precursor de una docena de cuencas (Chapman et al., 2007) se muestra en la figura, así como la edad inferida de fragmentación del cuerpo parental L (FCL en la figura) (Alexeev, 2005) y el episodio más reciente de cráterismo intenso en Marte (Amazonia Tardío) (LA en la figura). También se muestra el período de cráterismo más intenso en Marte (entre 3.4 y 4.4 Ga) (líneas punteadas) (Hartmann and Neukum, 2001).

### ***Edades de K-Ar y Pb-Pb de los meteoritos analizados***

Las edades de isocrona de Pb obtenidas en tres de los meteoritos estudiados (Cosina, Nuevo Mercurio y Allende) tienen una incertidumbre grande y si bien son resultados del orden de la edad del Sistema Solar, no nos dan muchos detalles de cada meteorito. Sin embargo, utilizando las edades Pb-Pb individuales y comparándolas con edades K-Ar de los mismos meteoritos se observa que algunos condros preservan edades K-Ar muy cercanas a las registradas por Pb-Pb (fig. V.5). Otro punto interesante es que la edad K-Ar de la matriz no es siempre el componente más joven, como sería de esperarse. Se puede ver en las figuras V.5a, b y c, las edades K-Ar y Pb-Pb en condros de Cosina, Nuevo Mercurio, Tuxtuac y en d) las edades K-Ar de Zapotitlán Salinas, El Pozo y Pácula. Se debe aclarar que las edades Pb-Pb y K-Ar obtenidas en ningún caso proceden del mismo condro ni de la misma alícuota de matriz, aunque si del mismo ejemplar de mano de la condrita.

Cosina tiene edades muy diferentes de matriz en los dos sistemas isotópicos: 4405 Ma (Pb-Pb) y 3565 Ma (K-Ar). En este caso, la edad K-Ar de la matriz sí es la más joven del conjunto de muestras analizadas. Se observa una disminución de edades relativamente constante y prolongada en los dos sistemas, aunque en general, las edades de ambos métodos no se encuentran mezcladas, sino en intervalos separados, sugiriendo que ésta tendencia de edades en la gráfica es producto de las diferentes temperaturas de cierre, lo cual implica cierto control mineralógico, sobre todo de fases que permitan la pérdida de K o Ar de forma selectiva. Sin embargo, hay dos edades K-Ar que preservan edades primigenias de 4.57 Ga.

Nuevo Mercurio tiene un comportamiento diferente. En este caso, las edades de ambos sistemas si están mezcladas en los mismos intervalos de tiempo y, considerando los errores, las matrices tienen prácticamente la misma edad (4376 y 4342 Ma en Pb-Pb y K-Ar respectivamente), por lo que en este caso se considera que ésta tendencia puede reflejar una mineralogía posiblemente más homogénea para ambos sistemas; es decir, que no haya fases susceptibles de pérdidas selectivas de elementos.

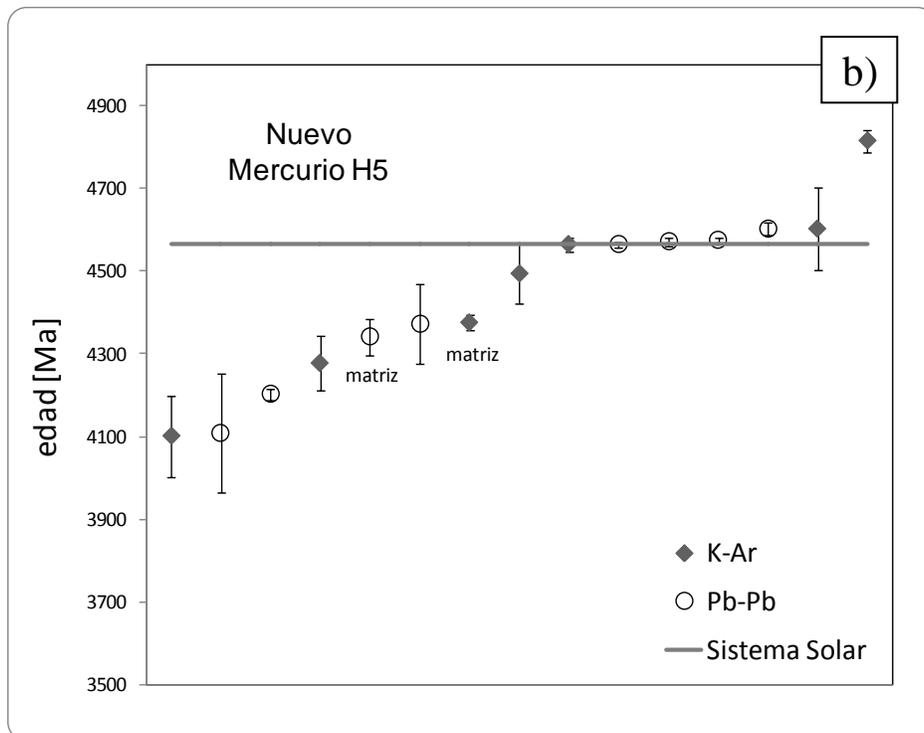
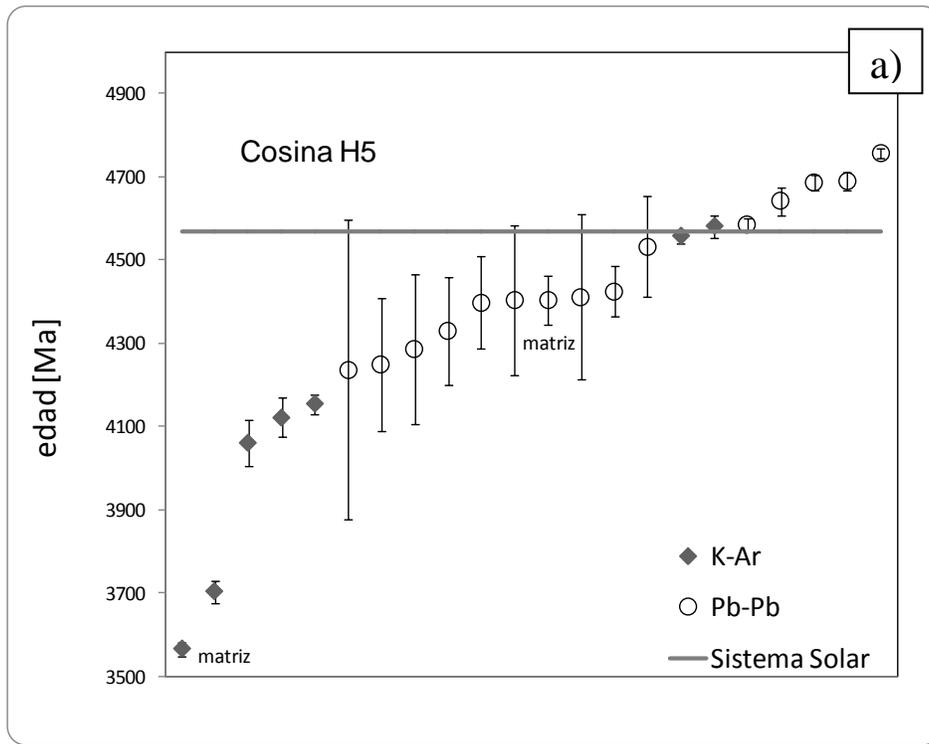
---

Dejando fuera a los miembros más extremos, ambas condritas H5 (Cosina y Nuevo Mercurio) muestran un período similar de desgasificación, desde 4.57 hasta 4.1 Ma, es decir, aproximadamente 400 Ma.

El caso de Aldama es diferente, ya que, a pesar de ser H5, es la muestra de menor edad registrada en este trabajo (442 Ma). Esta muestra en particular tiene un grado alto de alteración y sus edades K-Ar y cosmogénicas (ver datos más adelante) son menores respecto a Cosina y Nuevo Mercurio, sugiriendo que tuvo algún episodio de impacto en alguna región o tiempo muy diferente al resto de las H5. De hecho, esta edad está asociada al evento de fragmentación del cuerpo L (fig. V.4 y Alexeev, 2005) y a una lluvia de condritas L registrada en una cantera de calizas marinas del Ordovícico Inferior hace 480 Ma (Schmitz Et al, 2001). Aldama necesita una verificación de su clasificación.

Tuxtuac tiene un comportamiento particular. Las edades Pb-Pb reportadas previamente (fig. V.5) se confinan principalmente a los primeros 50 Ma de su historia, mientras que los datos de K-Ar se extienden en un período de hasta 1000 Ma posteriores a la edad del Sistema Solar. Consideramos que estas edades de Ar son producto de un control mineralógico que permite registrar eventos de menor temperatura en un período prolongado de impactos, de magnitud suficiente para abrir el reloj K-Ar pero no el sistema Pb-Pb.

Finalmente, en el grupo de las condritas L, tenemos edades de condros para Zapotitlán Salinas (L4) y de roca total para El Pozo (L5) y Pácula (L6). Se observa que la edad de L6 es mayor a la de L5 y L4, contrariamente a lo que se espera, que a mayor grado petrológico, la edad sea menor. Sin embargo, el muestro de estos tipos de condritas no fue amplio en este estudio y como hemos visto (fig. V.3), las edades de rocas totales reportadas siempre son mayores a la de los condros individuales para el mismo tipo petrológico. En el caso de Zapotitlán Salinas, nuevamente la edad de la matriz no es la más joven del conjunto de datos y refleja un promedio de las edades de los condros.



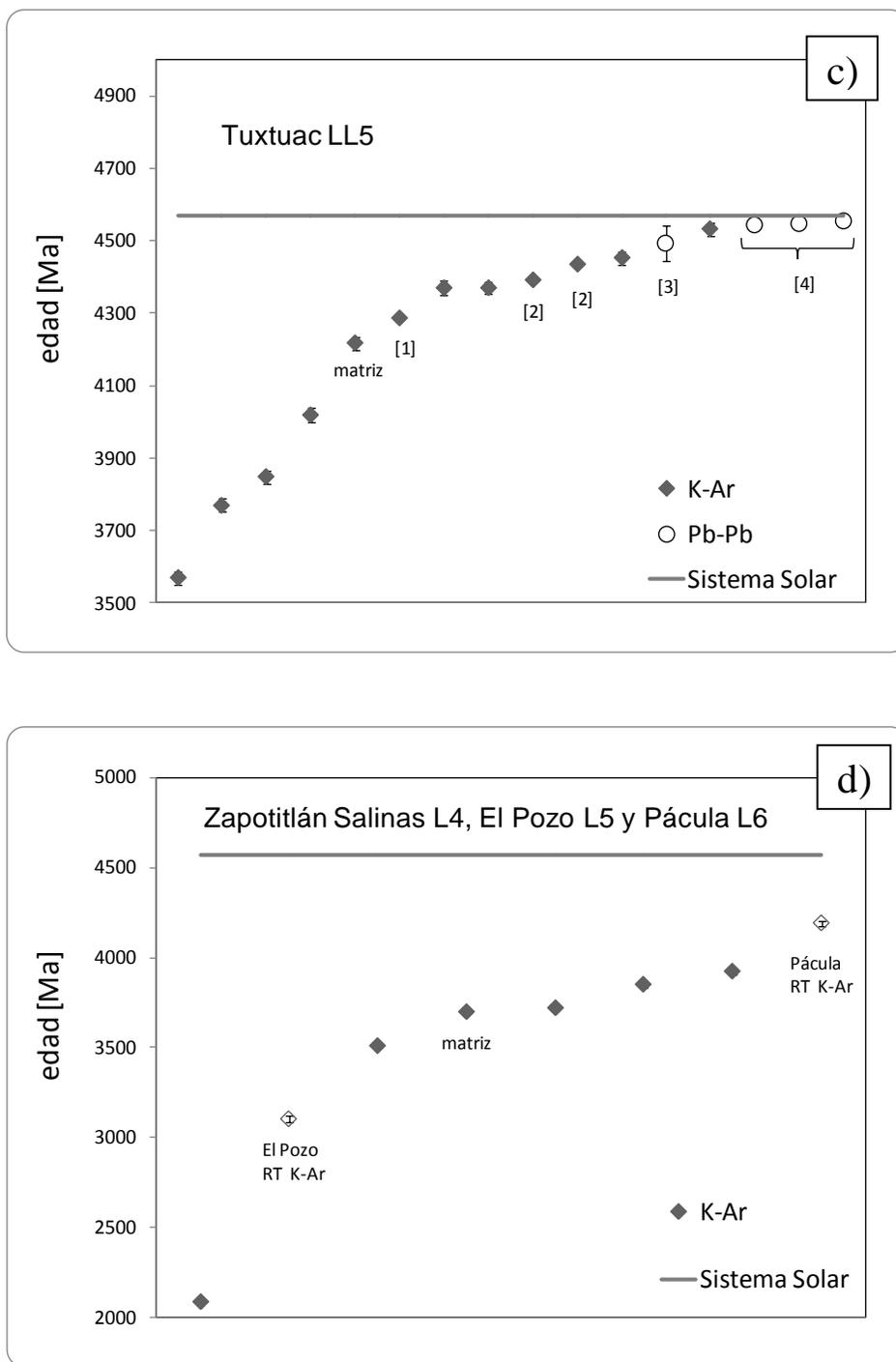


Fig. V.5. Edades de K-Ar y de Pb-Pb obtenidas en este estudio en condros y matriz de a) Cosina, b) Nuevo Mercurio, c) Edades de K-Ar en condros y roca total y minerales para Tuxtucac y d) Edades K-Ar en condros de Zapotitlán Salinas y roca total (RT) de El Pozo y Pácula. Las edades de Pb-Pb de Tuxtucac proceden de [1] Bernatowicz et al. (1988), [2] recalculadas de Schultze and Kruze (1989), [3] Rotenberg and Amelin (2003) y [4] Bouvier et al. (2006).

---

Allende pertenece al grupo de las condritas carbonáceas y también muestra un registro de edades alternadas en ambos sistemas cronológicos. En la figura V.6 se observa que tanto las edades K-Ar como las de Pb-Pb de condros y CAI's, coexisten en un intervalo largo de por lo menos 1, 300 millones de años (entre 4385 y 4200 Ma). En la misma figura también se muestra una compilación de los datos pioneros en el fechamiento de Allende por los sistemas Pb-Pb y Ar-Ar y se grafican junto con los obtenidos en este estudio. Se observa que hay varias edades pre-solares tanto en CAI's como en condros en el sistema Ar-Ar. También se observa que las edades previas de Pb-Pb yacen en un intervalo muy corto a diferencia de las de este trabajo. Esto hace pensar que las muestras analizadas no fueron lixiviadas suficientemente y que las relaciones isotópicas de Pb no revelan su verdadero contenido radiogénico, mostrando edades más jóvenes que las reportadas previamente.

Las edades pre-solares encontradas aquí y previamente por otros autores en Allende (Jessberger et al., 1980), sugieren que es posible que los condros tengan componentes pre-solares heredados, aunque la composición isotópica anómala, alteración geológica o deficiencias en las técnicas analíticas también pueden ser una explicación alternativa. Sin embargo, en una revisión de los procedimientos analíticos y composición isotópica de potasio en los CAI's y condros de Allende, Jessberger y Dominik (1979) y Stegmann y Begemann (1979), concluyen que la composición isotópica del potasio en las inclusiones de Allende son indistinguibles de aquella del potasio terrestre (dentro de  $\pm 1\%$ ). Las relaciones isotópicas de potasio en Allende no muestran evidencia de una anomalía, ya que de ser así, las edades pre-solares implicarían que la muestra tiene un enriquecimiento del 35% en  $^{40}\text{K}$ .

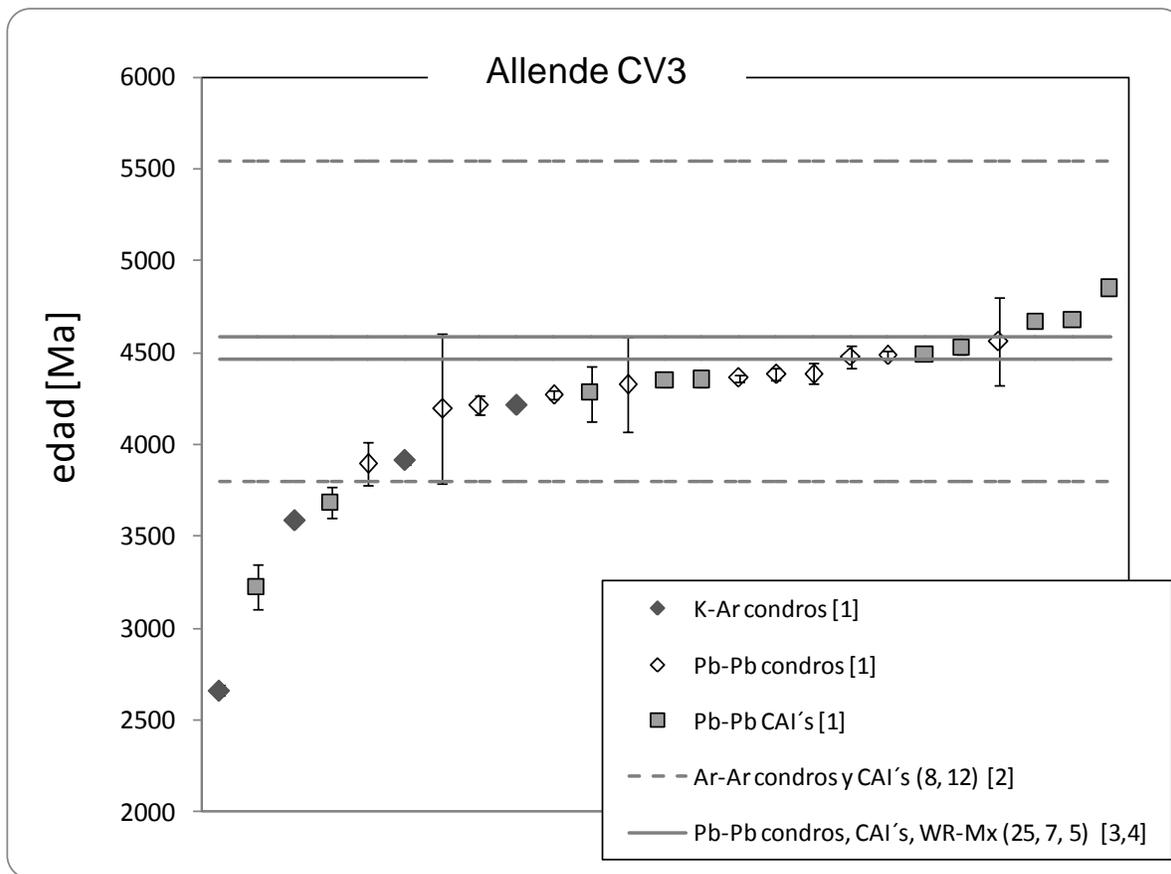


Fig. V.6. Edades K-Ar y Pb-Pb en Allende. [1] Este estudio, [2] Jessberger, et al. (1980), [3] Chen and Tilton (1976), [4] Tatsumoto et al (1976)]. En el caso de las edades reportadas por otros autores, sólo se indican los períodos que abarcan. Note que las edades de Ar representan un intervalo muy amplio y reportan varias edades pre-solares. Se indica en la leyenda (entre paréntesis redondos) el número de muestras reportadas para cada tipo de material.

**Origen de la diversidad en las edades obtenidas**

Los valores alternados en la edad de estos dos sistemas isotópicos en un mismo ejemplar son difíciles de explicar dadas las diferentes temperaturas de cierre en ambos sistemas.

Las edades de Pb obtenidas en este estudio no son de alta precisión y en algunos casos sobrepasan a la edad canónica del Sistema Solar. Consideramos que las razones pueden ser: perturbación del sistema U-Pb durante procesos térmicos dentro de los cuerpos parentales, redistribución de Pb durante el evento de impacto y contaminación terrestre. Sin embargo,

se debe observar que de los ocho meteoritos estudiados, cinco de ellos son caídas y no deberían haber sido expuestas a intensa contaminación terrestre por largo tiempo. Yin et al., (2008) calcularon edades pre solares en CAI's de Allende de 10 a 14 Ga, basado en relaciones  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ , por lo que se podría esperar que algunas edades pre solares sean encontradas en material condrítico.

Como hemos visto, los diferentes tipos de condritas analizadas (CV3, H5, LL5, L4, 5 y 6) en este trabajo muestran una historia térmica prolongada, que puede asociarse a procesos de impacto que se han documentado en la Luna y Marte. Sin embargo, el comportamiento particular de los sistemas Pb-Pb y K-Ar en cada caso, pudiera ser altamente dependiente de la mineralogía que compone a los condros. De esta manera, las fases más ricas en vidrio y feldespatos serían más susceptibles a pérdidas o ganancias de K por recristalización, en comparación con las fases de olivino y piroxeno que, por sí mismas, contienen muy bajas concentraciones de K. Otra fase que jugaría un papel muy importante en esta historia registrada por los condros es la mesóstasis, la cual según estudios publicados (Muñoz-Espadas, 2003) puede contener desde 0.4 hasta 0.8 K<sub>2</sub>O % wt. Dicha mesóstasis analizada en condros de condritas H5, L5 y LL5 tiene una mineralogía normativa predominantemente de Ab, An, Dy, Hy y Ol (Muñoz-Espadas, 2003). Dada la concentración de potasio obtenida en los diferentes condros, la presencia de mesóstasis debería ser del orden de entre 10 y 20%, considerando que los olivinos y piroxenos, a pesar de ser los minerales más abundantes en el condro sólo aportan cerca del 1% de la concentración total.

Las edades obtenidas aquí representan edades de “*condro total*” y debido principalmente al tamaño de los condros, no fue posible hacer un análisis previo elemental y mineralógico para cada espécimen, por lo que no es posible asociar la trayectoria térmica del meteorito a una mineralogía en particular. Los análisis de espectrometría Raman (fig. III.9 y III.10) indican una mineralogía común para varios de los condros y matrices examinadas: olivino Fo (0.6-0.9) y piroxeno (opx). Estos espectros fueron obtenidos en condros diferentes a los fechados. Por tal razón, consideramos que la edad obtenida representa un promedio de la edad que pudieran registrar los diversos componentes minerales dentro del condro.

Por otra parte, desde un punto de vista complementario al mineralógico, una explicación para el comportamiento de las edades obtenidas puede ser que los condros derivan de diferentes regiones con diferentes historias térmicas (Hernández-Bernal and Solé, 2009). El hecho de que las matrices de los 3 especímenes estudiados no tengan la edad más joven, aunque tampoco la más antigua, y sólo Cosina, muestra una matriz con la edad más joven, parece apoyar la idea que los condros llegaron desde diferentes ambientes con diferentes edades y grado de alteración, y que fueron acrecentados en un cuerpo como un cúmulo de escombros. La edad K-Ar de la matriz reflejaría entonces un valor promedio de las edades registradas por los condros, si esta estuviera formada por restos de condros.

Los condros pudieron formarse por varios procesos breves de alta temperatura (fusión en un sistema cerrado, condensación, evaporación e impacto en regolitos). El enfriamiento rápido en el ambiente de formación y/o su remoción a localidades más frías podría generar una diversidad mineralógica y química entre los componentes condríticos (Scott and Krot, 2005 y fig. V. 7). Las diferentes edades obtenidas en los condros pueden reflejar diferentes ambientes de origen, posiblemente diferente mineralogía rica en potasio (mesóstasis) y por ello, diferentes respuestas a eventos de impacto.

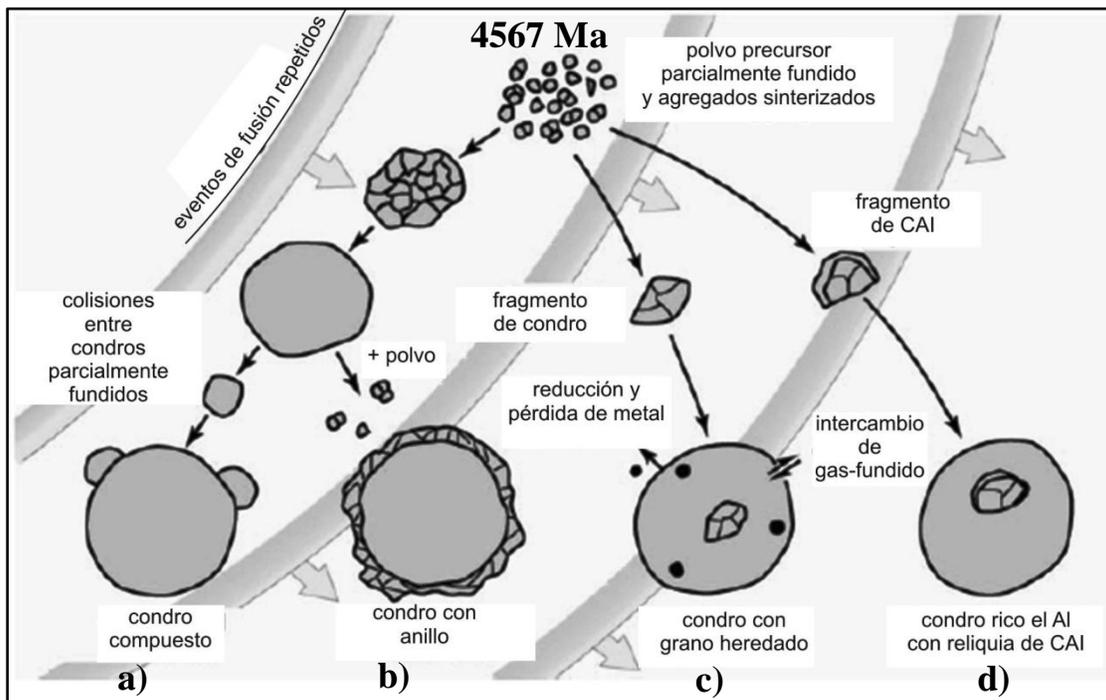


Fig. V.7. Diagrama que ilustra los procesos involucrados en la formación de condros: calentamiento y fusión de polvo, crecimiento por colisiones entre partículas sólidas y fundidas u objetos parcialmente fundidos (a), e intercambio entre el gas y el fundido. Estos procesos explicarían la existencia de fragmentos de condros y CAI's dentro de condros (c) y (d), anillos o bordes ígneos y condros adheridos en el exterior, así como el crecimiento de piroxeno alrededor de algunos condros (b) (tomada y modificada de Scott and Krot, 2005).

Considero que el uso del método de fechamiento K-Ar utilizado es una de las aportaciones de este trabajo. En trabajos previos donde se calculan edades K-Ar, se ha utilizado el valor promedio de concentración de potasio de las condritas de 850  $\mu\text{g/g}$  (Kallemeyn et al., 1989), independientemente del grupo al que pertenezcan. En este trabajo he determinado la concentración de potasio en cada condro y con él se ha calculado su edad K-Ar. Si bien es cierto que mis cálculos pueden tener varias fuentes de error, me parece que es una mejor aproximación que el usar valores promedios. En mis resultados (Tabla IV.6) se observan que los promedios para los diferentes grupos tienen una variación, aún para el mismo grupo: CV=664  $\mu\text{g/g}$ , H5=942  $\mu\text{g/g}$ , LL= 893  $\mu\text{g/g}$ , L4 = 1200  $\mu\text{g/g}$ , L5=848  $\mu\text{g/g}$  y L6=870  $\mu\text{g/g}$ . En la fig. IV.7 muestro el valor promedio de CV3 y de L4 como ejemplo de la gran variación que puede haber en la concentración, dependiendo el tipo de condrita.

---

La técnica de Ar-Ar requiere de la estimación de la relación  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  la cual puede ser estimada de los análisis de fases minerales libres de potasio, como el olivino. El  $^{36}\text{Ar}$  puede provenir también del decaimiento del  $^{36}\text{Cl}$  cosmogénico y si el condro contiene fases con Cl, el  $^{40}\text{Ar}$  puede ser subestimado, dando edades aparentes más jóvenes. La nefelina puede ser el reservorio de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico ya que contiene arriba del 2.2 % de  $\text{K}_2\text{O}$ , aunque en el caso de condros analizados por Takeshima et al. (2004), obtienen que el olivino tiene relaciones  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  desde 670 hasta 2,000, indicando que esta fase no es adecuada para el cálculo de la relación inicial y que los olivinos contienen  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico, aunque no sea detectable por el método de microsonda electrónica. En el estudio de Takeshima, las relaciones  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de nefelina son de 2,000-22,000, mucho menor que la presentada por el condro total (1,500-13,000), sugiriendo que la nefelina es de origen secundario o ha sido desgasificada durante los eventos de impacto.

Por otra parte, se ha comparado los resultados obtenidos por la técnica Ar-Ar (Bernatowicz et al., 1988) en Roca Total de Tuxtuac y los obtenidos en condros individuales en este trabajo. En la gráfica V.8 se muestran los resultados de ambas técnicas y se observa una gran similitud en las mesetas del espectro de Ar-Ar y las edades de K-Ar en condros individuales. Bernatowicz le asigna una edad de 4.29 Ga como la mejor interpretación a su espectro del cual dice no estar bien definido y no poder explicar las causas.

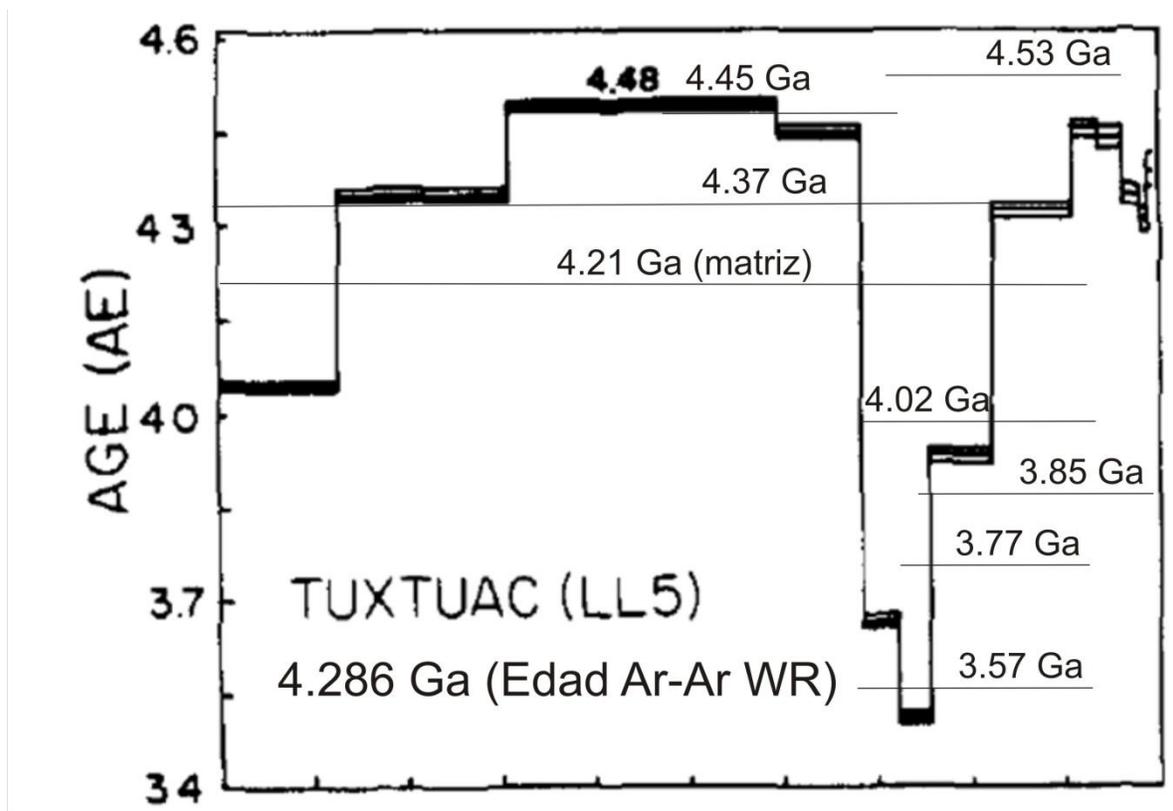


Fig. V.8. Diagrama de desgasificación de Ar-Ar para una muestra de roca total de Tuxtuac. La edad determinada por Bernatowicz et al., (1988) es de 4.286 Ga. Se indican con líneas cercanas a las mesetas los valores obtenidos en diferentes condros de Tuxtuac con el método K-Ar, así como la de la matriz (4.21 Ga, muy cercana a la de 4.29 de Ar-Ar).

### ***Edades de $^{21}\text{Ne}$ , $^3\text{He}$ y su relación con eventos de fragmentación del cuerpo parental***

A partir del estudio de las edades de exposición (CRE) de los meteoritos se pueden distinguir eventos discretos de fragmentación en los cuerpos parentales que pusieron en exposición a fragmentos de cuerpos parentales. Las edades de exposición se calculan como el promedio de las 3 edades cosmogénicas de  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^3\text{He}$  y  $^{38}\text{Ar}$  o de las que estén disponibles; en este estudio las CRE se calcularon como el promedio de las edades de  $^{21}\text{Ne}$  y  $^3\text{He}$  (figuras V. 9, 10, 11 y 12 y tabla IV.8).

El histograma de las edades de exposición ( $^{21}\text{Ne}$  y  $^3\text{He}$ ) de los condros provenientes de condritas H es dominado por 3 eventos: 50-60, 20-40 y 5-15Ma (fig. V.9). Graf y Marti (1995) muestran eventos similares calculados a partir de Roca Entera y encuentran que casi la mitad del total de las condritas H muestran edades en estos 3 eventos específicos. La distribución de edades en este histograma les sugiere que la tasa de aporte de material asteroidal a la Tierra no ha sido constante

Por otra parte, en el histograma de las condritas LL se nota en general edades bajas, entre 3 y 11 Ma y un pico en los 7 Ma (fig. V.10b). En los datos reportados previamente las edades llegan hasta los 70 Ma con un pico más prominente a los 15 Ma que incluye al menos los tipos petrográficos LL5 y LL6. Se observa otro evento colisional a los 7 Ma (fig. V.10b). Como previamente se observó en las condritas H, la frecuencia de los diferentes tipos petrográficos de las condritas LL en y fuera del pico de los 15 Ma es variable. Sin embargo, no es claro si esto indica que el cuerpo parental es una “megabrecha inhomogénea” o si esto representa muestreo diferencial relacionado al tamaño de los eventos colisionales observados (Graf y Marti, 1994).

En el caso de las condritas L, los condros analizados en este estudio son pocos, pero presentan dos períodos, uno de 2-3 Ma y otro más prolongado de 15-45 Ma (fig. V.11a). Las edades de Roca Total reportadas previamente registran un rango más o menos continuo de 2-70 Ma y un aparente descenso del número de casos, sugiriendo un aporte continuo, a diferencia de las H y LL (fig. V.11b). Es de notar las edades bajas reportadas en roca total y en condros alrededor de 1 Ma.

Finalmente, en este estudio sólo se cuenta con edades cosmogénicas de 2 condros de Allende (CV3), las cuales son de 4 Ma (fig. V.12a). Las edades CRE reportadas previamente para el grupo CV presentan un intervalo de 1-30 Ma con un pico a los 9-10 Ma (fig. V.12b). En particular, Allende tiene una edad reportada  $^{21}\text{Ne}$  de 5.2 Ma (Eugster, 2003). En este estudio, las dos edades  $^{21}\text{Ne}$  son 4.9 y 5.6 Ma.

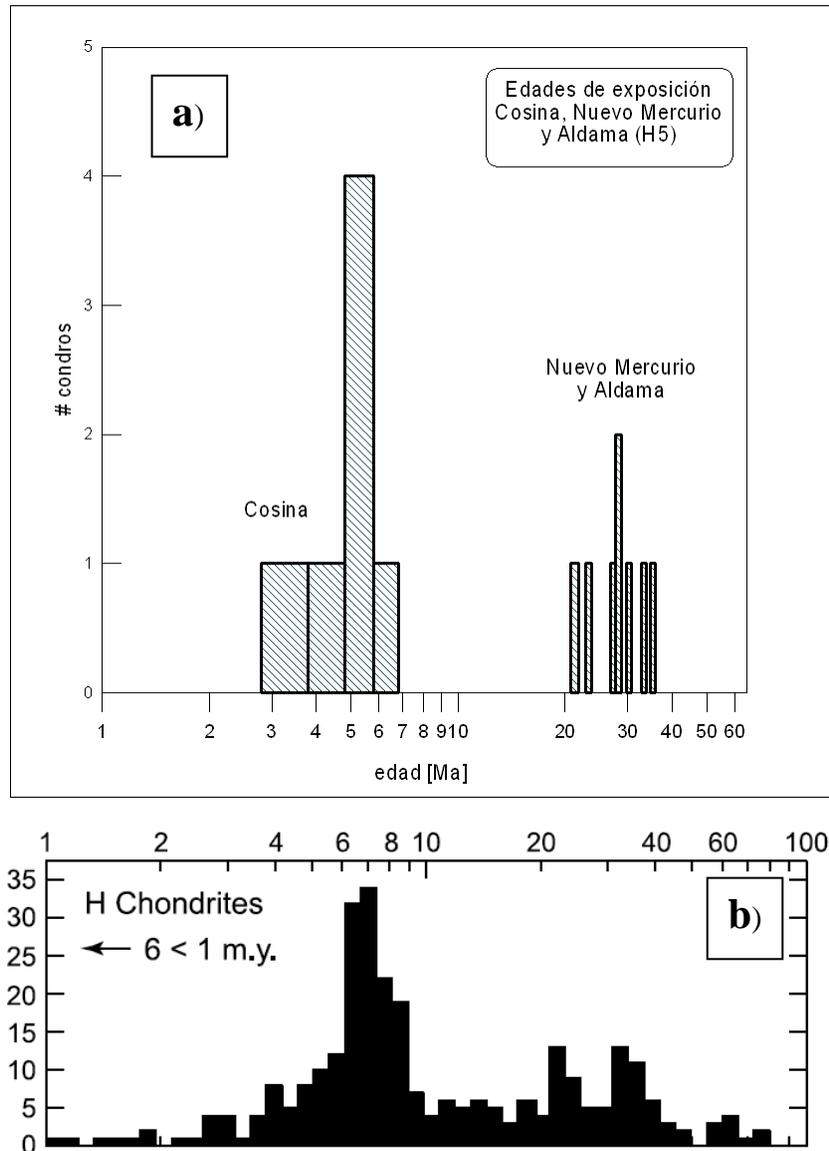


Fig. V.9. a) Diagrama de distribución de las edades CRE obtenidas en condros de condritas H5 de este estudio. b) diagrama de distribución de edades CRE en roca total de condritas H (Eugster, 2003).

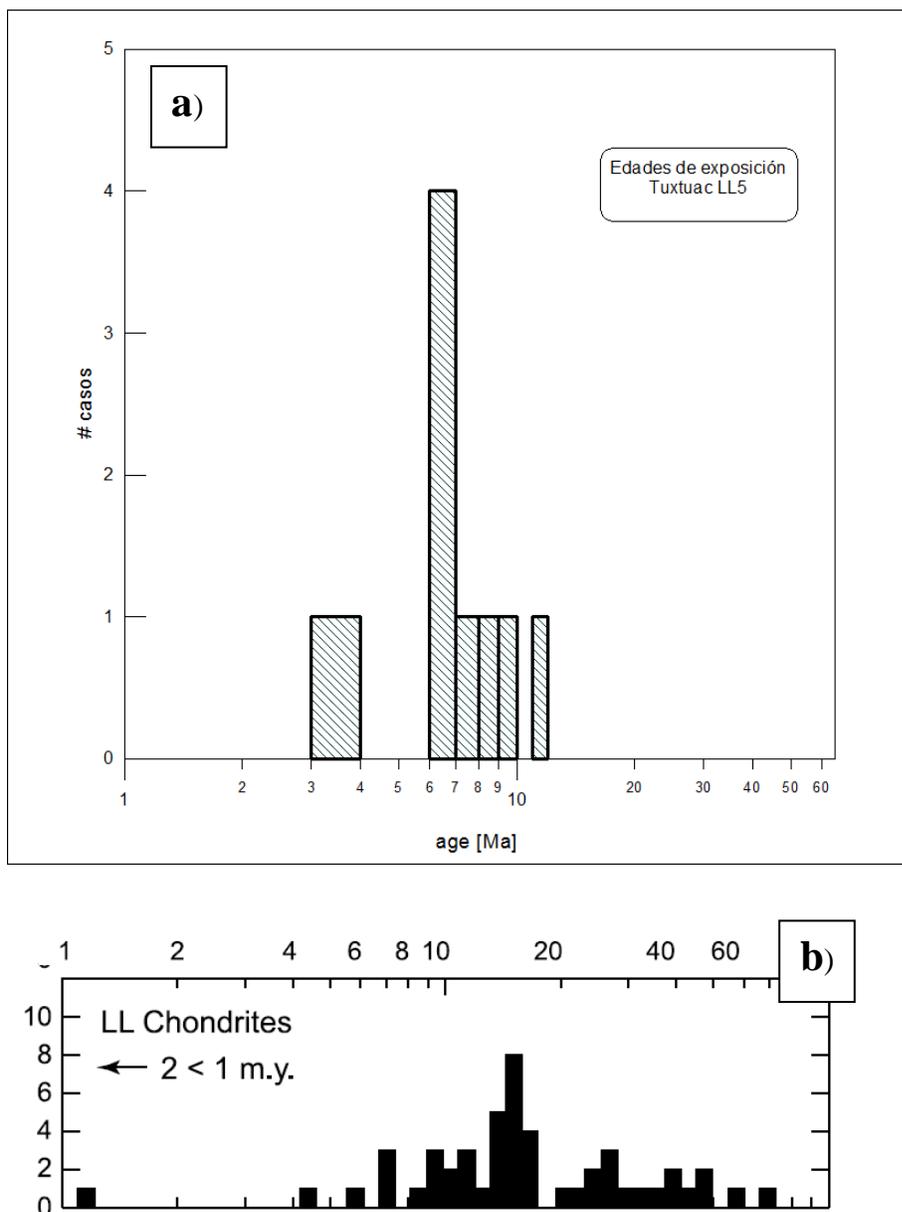


Fig. V.10. a) Diagrama de distribución de las edades CRE obtenidas en condros de condritas LL de este estudio. b) diagrama de distribución de edades CRE en roca total de condritas LL (Eugster, 2003).

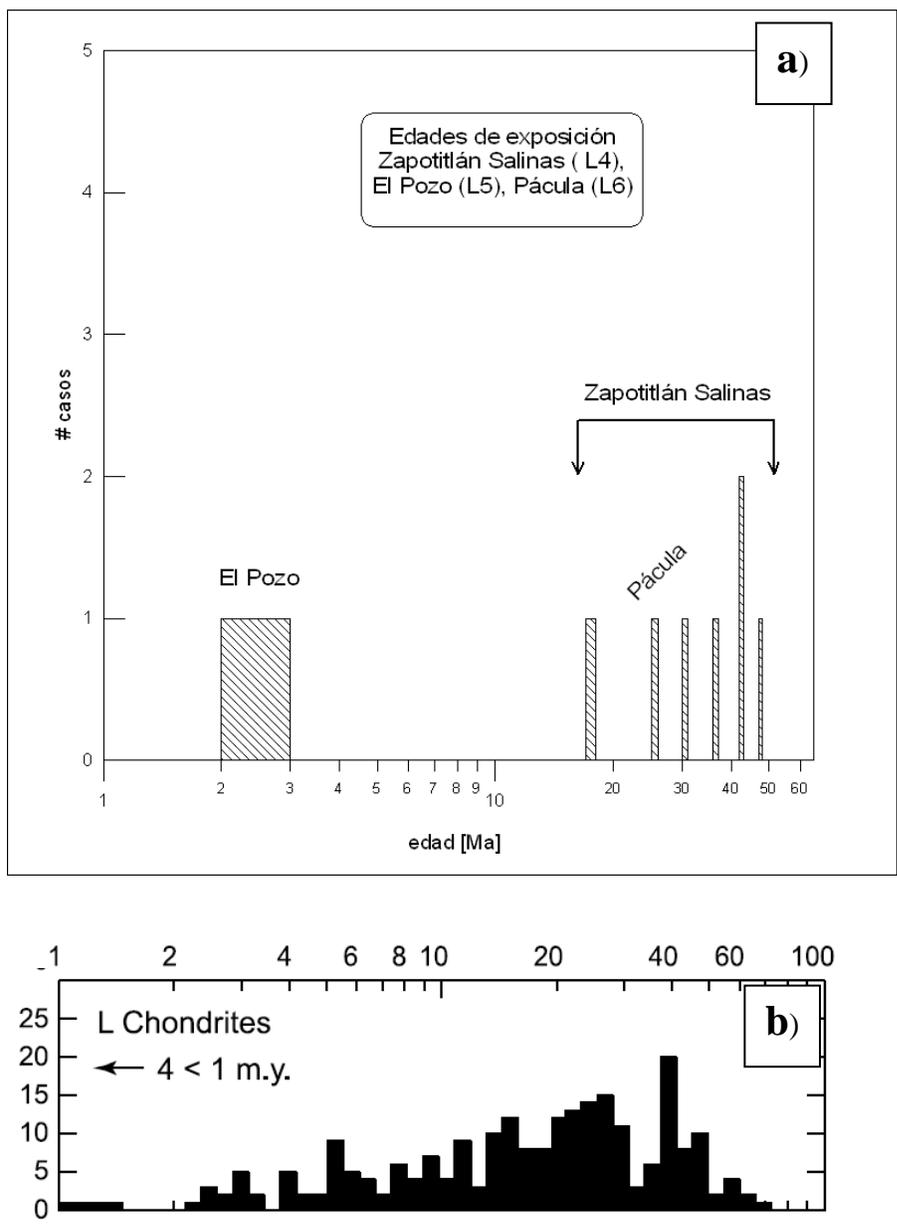


Fig. V.11. a) Diagrama de distribución de las edades CRE obtenidas en condros de condritas L de este estudio. b) diagrama de distribución de edades CRE en roca total de condritas L (Eugster, 2003).

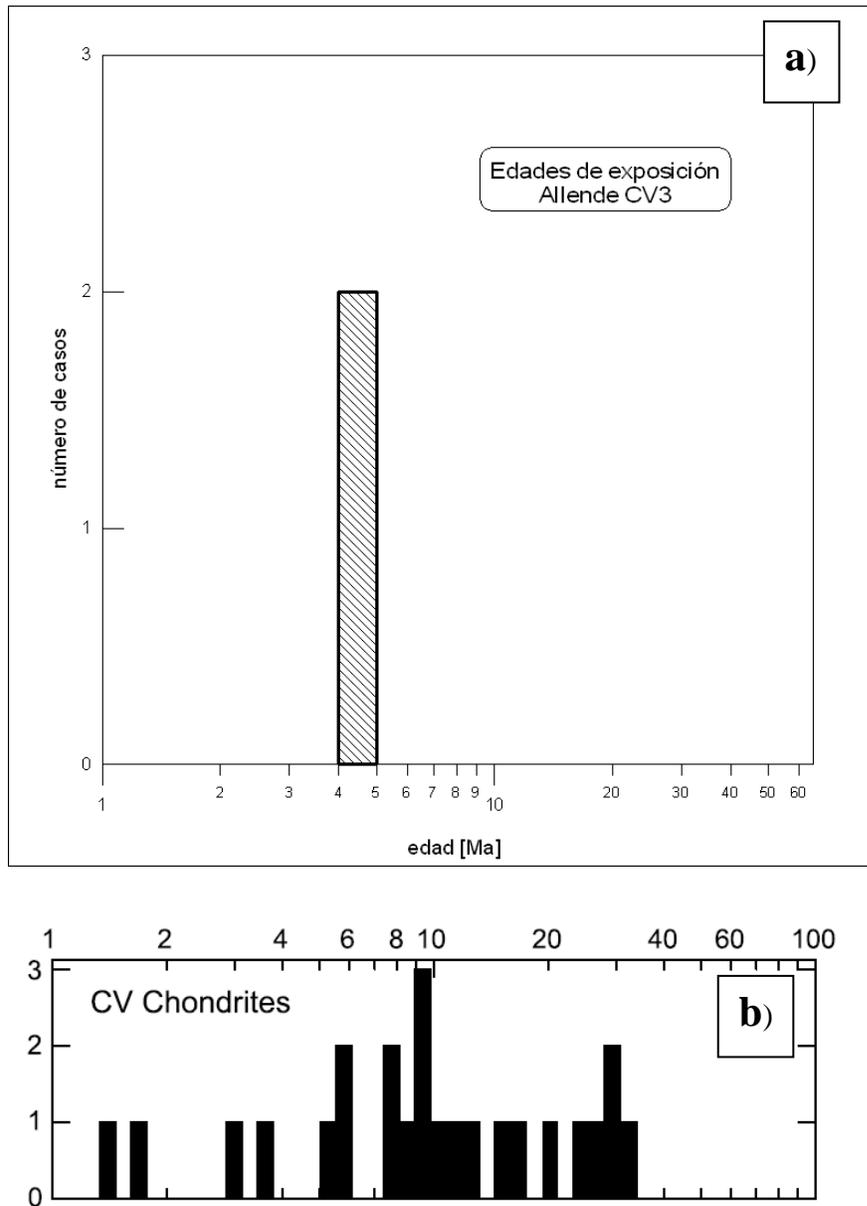


Fig. V.12. a) Diagrama de distribución de las edades CRE obtenidas en condros de condritas CV de este estudio. b) diagrama de distribución de edades CRE en roca total de condritas CV (Eugster, 2003).

Observando el diagrama de edades  $^{21}\text{Ne}$  versus  $^3\text{He}$  (fig. V.13), se observa lo siguiente: Solamente en los condros de Tuxtuac ambos cronómetros registran aproximadamente la misma edad. En Allende y en la mayoría de los condros de Zapotitlán Salinas la edad de  $^{21}\text{Ne}$  es mayor a la de  $^3\text{He}$ . Ocurre lo contrario en Nuevo Mercurio y Cosina y la matriz de Zapotitlán Salinas. El isótopo  $^3\text{He}$  es más susceptible de pérdida como un resultado de las

variaciones periódicas de la órbita. Los meteoritos pueden encontrarse repetidamente a pequeñas distancias del Sol (en órbitas con perihelios pequeños), a través de su historia de exposición y podrían perder cantidades substanciales de gases nobles (principalmente el He, por ser el más ligero) en la difusión inducida por el calentamiento solar llamado “efecto Yarkovsky” (Bottke et al., 2006). Aunado a esto, se consideran más confiables las edades  $^{21}\text{Ne}$ , dado que la masa 21 no tiene interferencias isobáricas durante los análisis, a diferencia del  $^3\text{He}$  (interferencia con el HD).

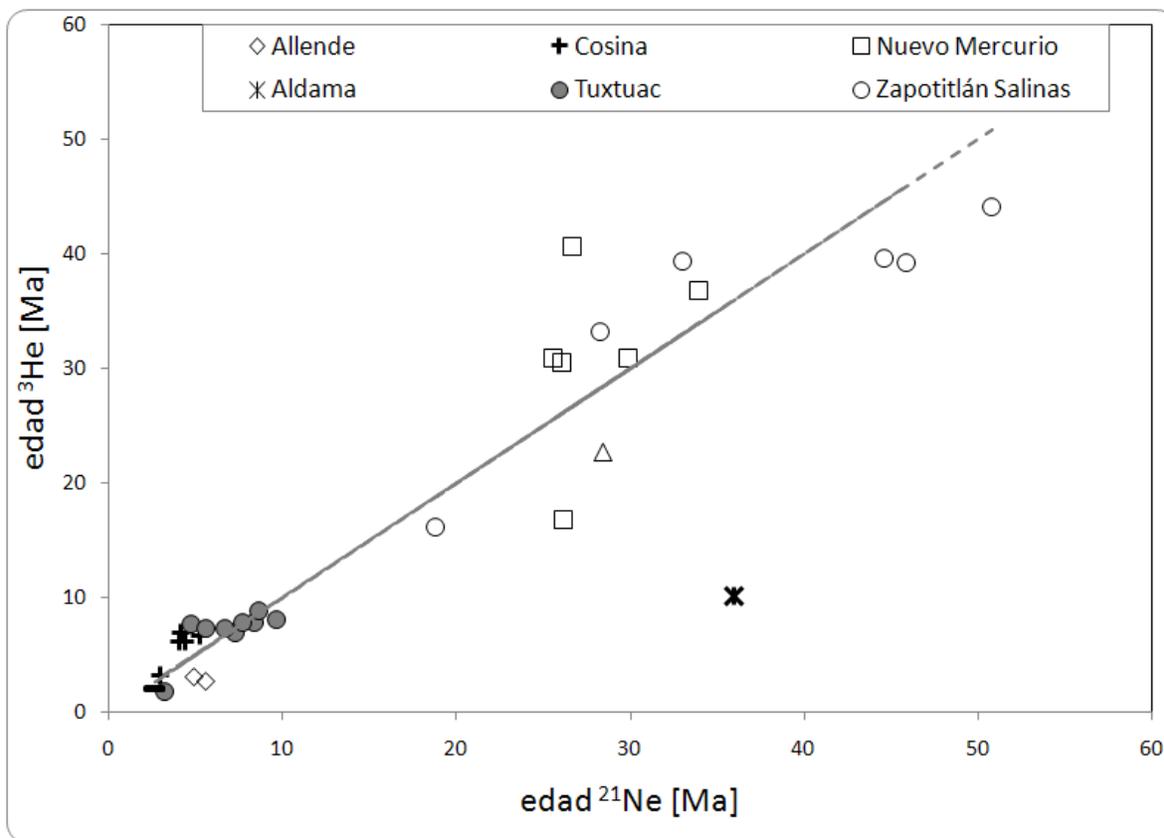


Fig. V.13. Diagrama de edades  $^{21}\text{Ne}$  versus  $^3\text{He}$  obtenidas en condros de condritas H, LL, L y CV de este estudio. La línea punteada equivale a la misma edad de ambos cronómetros. Nuevo Mercurio muestra mayores diferencias de ambos cronómetros. La edad de  $^3\text{He}$  menor a la de  $^{21}\text{Ne}$  puede explicarse por pérdida de masa por órbitas de perihelio pequeño. Las edades de  $^3\text{He}$  mayores a las de  $^{21}\text{Ne}$  podrían ser explicadas por efectos isobáricos con moléculas de HD.

Una forma de interpretar los datos de  $^3\text{He}$  y  $^{21}\text{Ne}$  se basa en la ecuación de Eugster (1988) con la cual reconoce que han ocurrido procesos de difusión de  $^3\text{He}$ , al yacer los valores  $^{22}\text{Ne}_c/^{21}\text{Ne}_c$  versus  $^3\text{He}_c/^{21}\text{Ne}_c$  debajo de la línea de difusión (figura V.14). De acuerdo a Alexeev (2005) y Graf et al, (1990), la mayoría de los meteoritos tienen un valor  $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$  en el intervalo [1.05-1.25]. Se considera que son más confiables las edades  $^{21}\text{Ne}$  respecto a las de  $^3\text{He}$  en el conjunto estudiado, ya que la mayoría de los condros yacen por debajo de la línea de difusión (fig. V.14). Tuxtuac es el conjunto que sigue una trayectoria semejante a la línea de difusión. Sin embargo, Masarik et al. (2001), han propuesto que los valores bajos de  $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$  corresponden a una historia compleja de exposición, más que a una pérdida por difusión de He.

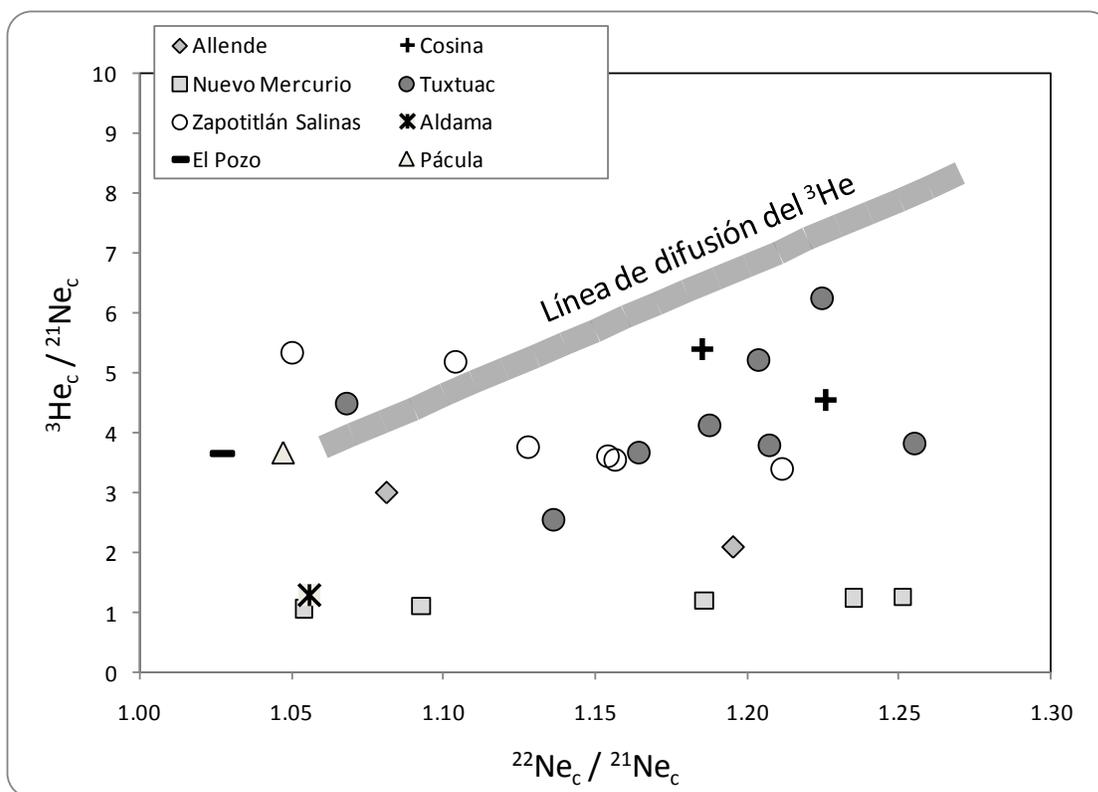


Fig. V.14. Línea de difusión del  $^3\text{He}$ , calculada con la ecuación provista por Eugster (1988). Se observa que la mayoría de los datos yacen debajo de ella, exceptuando algún condro de Zapotitlán Salinas, Tuxtuac y las rocas totales El Pozo y Pácula.

### ***El valor de $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c$ y su relación con el tamaño del cuerpo parental***

Finalmente, otro de los datos que nos interesa conocer acerca de los meteoritos es el tamaño del cuerpo del cual proceden. Se ha calculado que el valor de la masa pre-atmosférica en las condritas ordinarias está entre 2.5 a 2,100 Kg, lo cual corresponde a un radio de entre 5y 50 cm y la pérdida de la misma al caer a la superficie terrestre puede ser hasta del 95% (Alexeev, 2005).

La abundancia de algunos isótopos cosmogénicos, en particular el  $^{21}\text{Ne}$ , nos permite hacer inferencias del tamaño. De acuerdo a Alexeev (2005) las relaciones  $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c$  bajas son típicas de cuerpos grandes o de muestras que proceden de una relativa profundidad del cuerpo, mientras que las relaciones altas son características de muestras de cuerpos pequeños y/o muestras localizadas cerca de la superficie. Este autor no especifica cuáles son los valores altos y bajos, pero refiriéndonos a la figura V.15 y tomando en cuenta el intervalo donde yacen la mayor parte de las condritas [1.05-1.25] (Graf et al, 1990), vemos que Cosina muestra valores muchos más altos y que incluso salen de este intervalo (Tabla V.I). El resto de los grupos de condros y roca total tienen los siguientes valores promedio (Tabla V.I):

Tabla V.I. Valores promedio de la relación  $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c$ .

Meteorito	$(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c$	$\pm \sigma$	Número de muestras
El Pozo	1.03		1
Pácula	1.05		1
Aldama	1.06		1
Zapotitlán Salinas	1.13	0.05	6
Allende	1.14	0.08	2
Tuxtuac	1.18	0.05	9
Nuevo Mercurio	1.23	0.13	7
Cosina	1.45	0.20	7

Observamos 3 grupos de valores: 1.03-1.06, 1.13 y 1.18-1.23. Cosina lo dejamos fuera de estos grupos debido a que está por encima del intervalo [1.05-1.25]. Podemos notar que los valores promedio más bajos corresponden a las muestras de roca total, mientras que Allende y Zapotitlán Salinas tienen casi el mismo valor y Tuxtuac y Nuevo Mercurio se agrupan al final del intervalo. Podemos inferir tomando en cuenta sólo estos parámetros que Zapotitlán Salinas (hallazgo) y Allende (caída) podrían pertenecer a cuerpos de tamaño similar, así como Nuevo Mercurio (caída) y Tuxtuac (caída). El Pozo (hallazgo), Pácula (caída) y Aldama (hallazgo), posiblemente también provengan de cuerpos con tamaño similar.

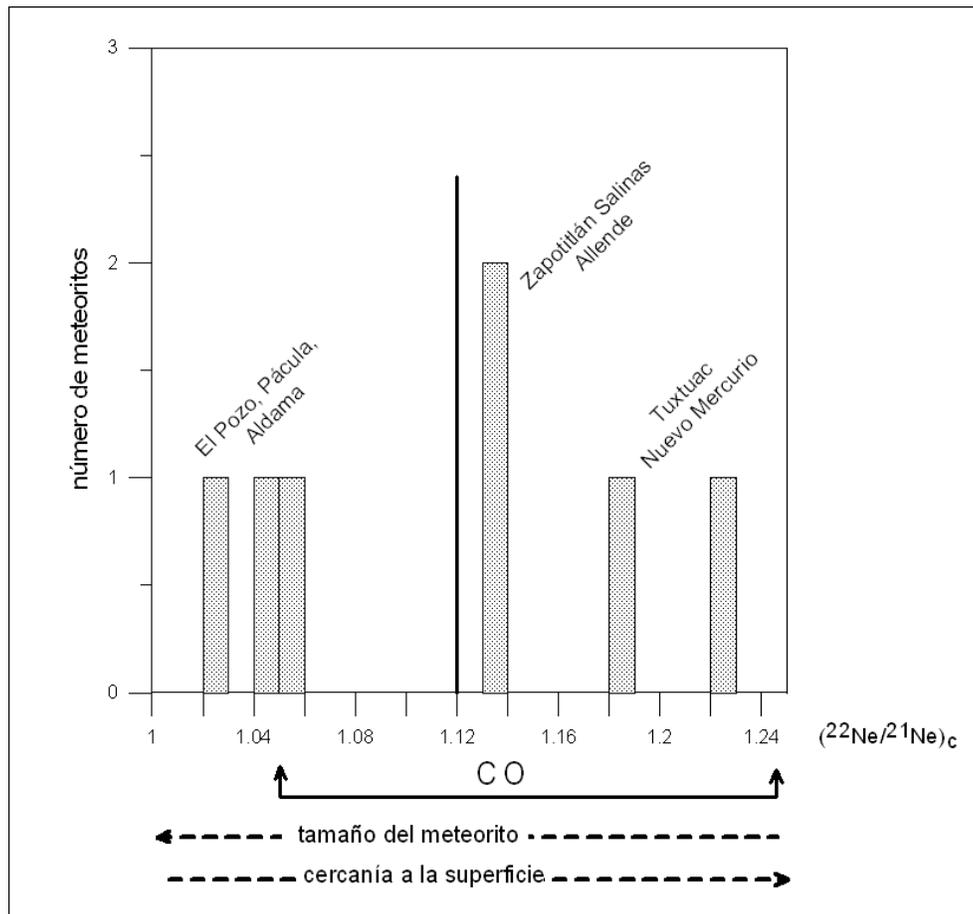


Fig. V.15. Histograma de valores promedio  $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c$ . Se observa el valor promedio de las condritas ordinarias (CO) caídas = 1.12 (línea continua, Alexeev, 2005). También se observa el intervalo de valores  $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c$  donde yacen la mayoría de las condritas ordinarias [1.05-1.25] (línea con flechas, Graf et al., 1990).

Sin embargo, sabemos que Allende tuvo una masa considerable al caer y por supuesto una masa pre-atmosférica mucho mayor, por lo cual es difícil suponer que Nuevo Mercurio o Tuxtuac fueran mayores. Considerando la masa estimada de las condritas caídas como parámetro: Allende es por lo menos de 2 toneladas, Nuevo Mercurio de 50 kg, Tuxtuac de 30 kg y Pácula 3.4 kg (Tabla III.I) en la figura V.16 y Tabla V.II se proponen los siguientes tamaños para el resto de las condritas estudiadas antes y después de entrar a la atmósfera.

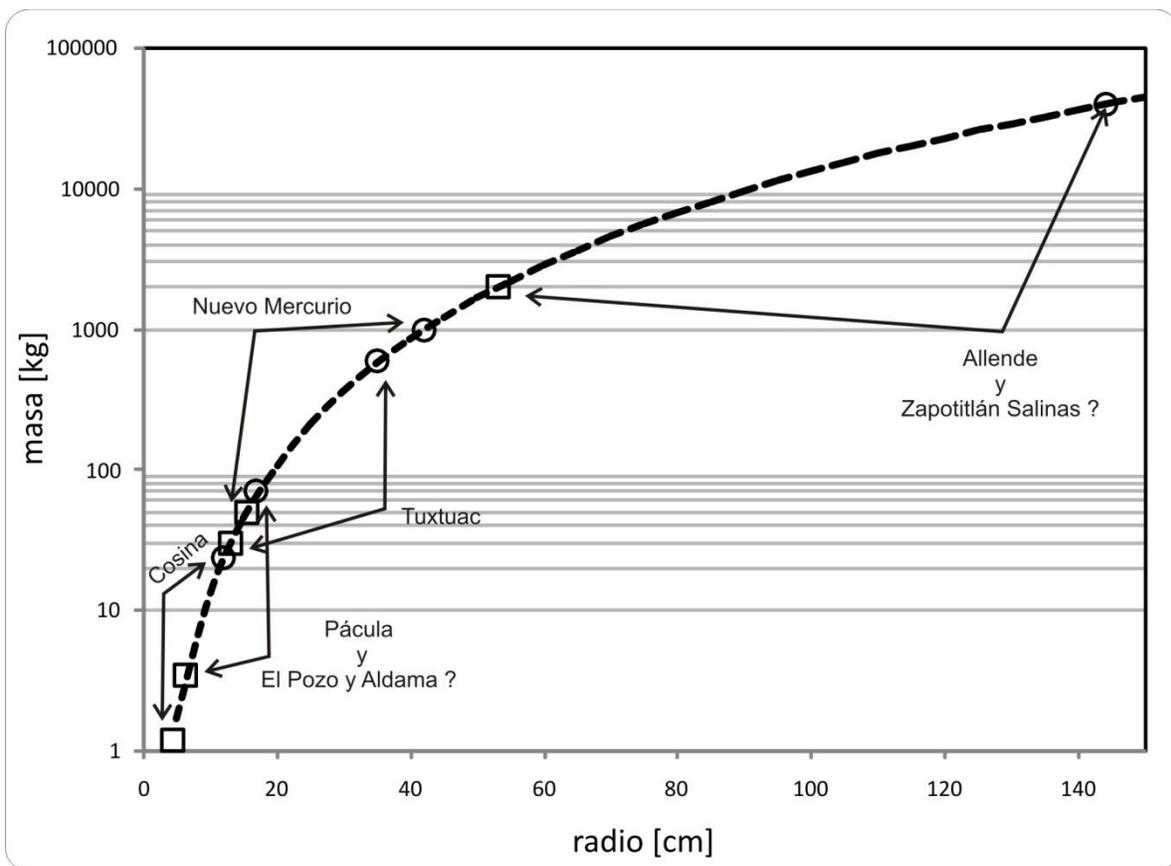


Fig. V.16. Masas estimadas de las condritas estudiadas. La curva con línea punteada representa a un cuerpo esférico de radio  $r$  y la masa de este cuerpo asumiendo una densidad  $\rho$  de  $3.2 \text{ g/cm}^3$ . Se grafican con círculos vacíos el tamaño y masa hipotéticos del cuerpo pre-atmosférico y en cuadro vacío el tamaño y radio del cuerpo que cayó a la superficie terrestre. Se asume una pérdida de 90-95 % de la masa al entrar a la atmósfera terrestre (Alexeev, 2005).

En la Tabla V.II se observan los cálculos graficados en la figura V.16. Los cálculos se basan en cuerpos esféricos de densidad  $3.2 \text{ g/cm}^3$  y asumiendo que se pierde más del 90% de la masa original (Alexeev, 2005). Las estimaciones para Allende se extienden a

Zapotitlán Salinas y las de Pácula para El Pozo y Aldama debido a que tienen relaciones  $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c$  similares (ver tabla V.I) y los primeros son caídas. El hecho que El Pozo, Pácula y Aldama presenten relaciones  $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c$  menores a las de Allende podría significar que estos fragmentos estuvieron más alejados de la superficie más que ser de mayor tamaño que el cuerpo parental de Allende, aunque la estimación de su tamaño no permite suponer esto. Posiblemente estos fragmentos han sufrido alteraciones y se necesita mayor número de datos para entender más acerca de sus dimensiones originales.

Tabla V.II. Estimación de las dimensiones y peso de los cuerpos antes y después de entrar a la atmósfera terrestre de las condritas estudiadas. Cálculos basados en una esfera con masa estimada (caída), densidad =  $3.2 \text{ g/cm}^3$  y pérdida del 95% de masa.

meteorito	masa caída estimada [kg]	radio caído [cm]	masa pre- atmosférica [kg]	radio pre-atmosférico [cm]
Allende y Zapotitlán Salinas	2000	53.0	40,000	144
Nuevo Mercurio	50	15.5	1,000	42
Tuxtuac	30	13.1	600	35
Pácula, ElPozo y Aldama	3.5	6.4	70	17
Cosina	1.2	4.5	24	12

La fig. V.17 trata de representar los datos y las interpretaciones aquí obtenidas de forma esquemática. Evidentemente es difícil escribir la historia de 4.57 Ga de varias rocas en una imagen, sobre todo si han sufrido procesos complejos y prolongados. Sin embargo, la idea es poner sus historias en un contexto muy general y resaltar algunas de sus diferencias. Seguramente hay datos difíciles de explicar, así como pensar que un modelo funcione para todos los tipos de condritas. Por ello, sugiero este esquema básico como un comienzo.

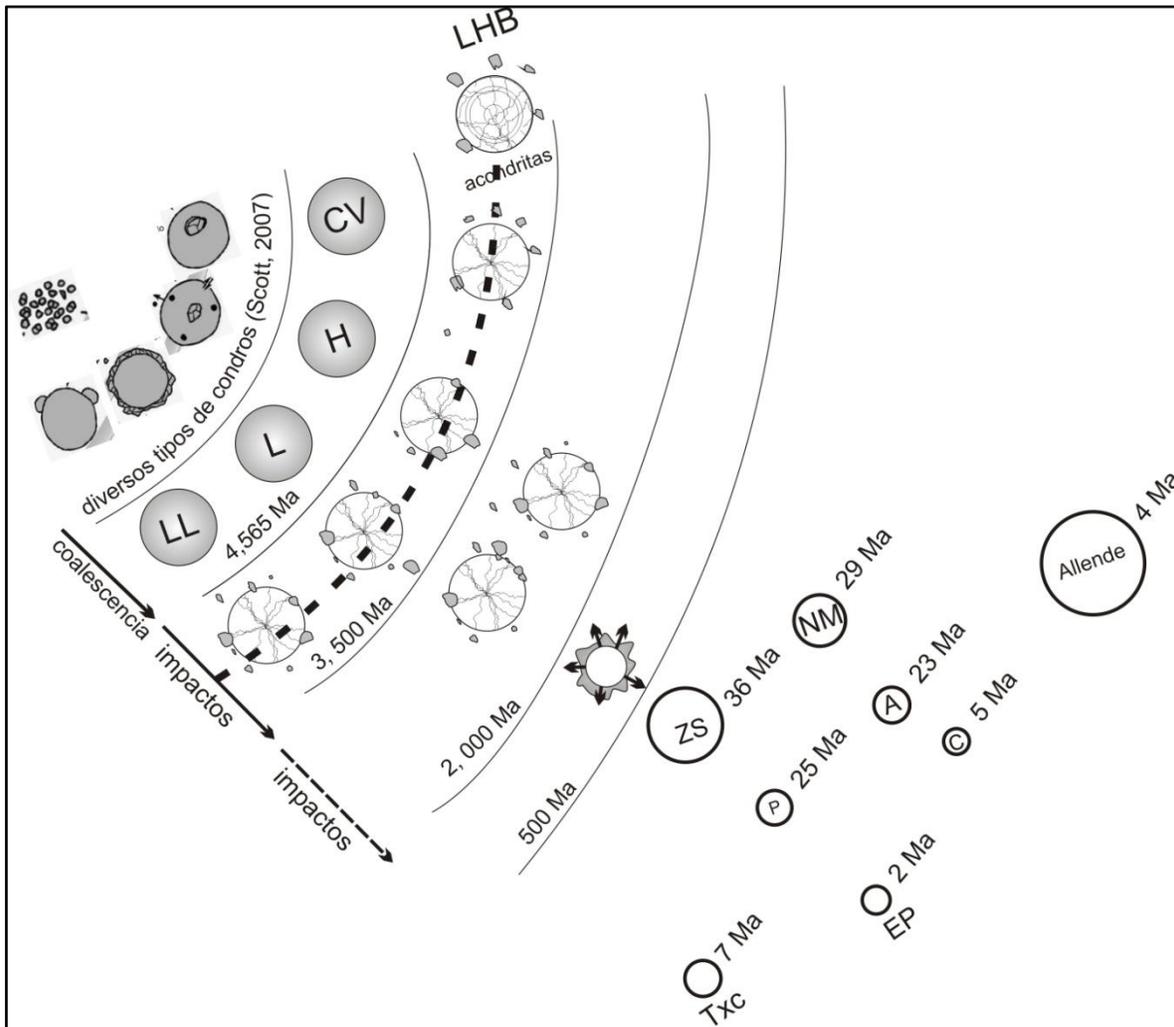


Fig. V.17. Esquema propuesto para describir la historia de las 8 condritas estudiadas en este trabajo. La historia se inicia hace 4, 565 Ma con la coalescencia de cuerpos condriticos formados de diferentes clases de condros, los cuales a su vez tienen diversa mineralogía y podrían provenir de diferentes zonas. Posteriormente, los cuerpos condriticos sufren una serie de impactos de gran intensidad a lo largo de más de 1,000 Ma (LHB). Los cuerpos parentales podrían representar una serie de cúmulos generados por los escombros de dichas colisiones, proceso por el cual se puede explicar, al menos parcialmente, las edades obtenidas. A partir de esa época, los impactos cesan de forma importante para el cuerpo LL y CV. Los cuerpos L y H registran procesos de colisión importantes hasta hace 2,000 Ma. Existen evidencias de que el cuerpo L tiene una gran ruptura hace 500 Ma aproximadamente. Finalmente, se esquematiza el tiempo de separación del cuerpo parental de los ejemplares estudiados, incluyendo de manera esquemática la diferencia de tamaños estimada con base en el contenido de gases nobles y su masa de caída. ZS = Zapotitlán Salinas, NM = Nuevo Mercurio, A = Aldama, C = Cosina, P = Pácula, EP = El Pozo, Txc = Tuxtuac.

---

## Conclusiones

1. Desde el punto de vista analítico: Es posible fechar condros individuales utilizando sistemas isotópicos de gases nobles con el método de la Dilución Isotópica. A pesar de tener bajo peso ( $< 5$  mg), la cantidad de isótopos radiogénicos es suficientemente grande para ser detectada por los equipos de espectrometría de masas disponibles, dando resultados reproducibles y en concordancia con otros autores. Sin embargo, el análisis de condros individuales por el sistema Pb-Pb no fue totalmente satisfactorio. Se obtienen edades comparables a las reportadas por autores previos, en el caso de Allende, pero la incertidumbre de los datos es alta. Se considera que la razón principal es el bajo peso de la muestra, así como la baja concentración de Pb en los condros ( $< 0.5$   $\mu\text{g/g}$ ) y la calidad de los blancos analíticos. Los mejores resultados se obtuvieron en el sistema K-Ar, ya que el potasio es un elemento mayor y su concentración promedio en los condros analizados es de  $950$   $\mu\text{g/g}$ , por lo que es ideal para determinarse mediante la técnica de Dilución Isotópica. Uno de los productos radiogénicos, el  $^{40}\text{Ar}^*$ , también está presente en relativamente grandes cantidades. Los isótopos de origen cosmogénico ( $^3\text{He}$  y  $^{21}\text{Ne}$ ) muestran una menor abundancia y las edades reportadas tienen una mayor incertidumbre analítica no muy bien cuantificada.
  
2. El estudio de las edades de los condros por los sistemas Pb-Pb y K-Ar de algunas condritas mexicanas y su comparación con datos publicados, permiten establecer lo siguiente:
  - a) Las condritas han sufrido eventos de calentamiento prolongado, hasta por períodos de  $1$  Ga, y estos eventos son registrados por los condros de cada meteorito de manera diferencial. La edad de los condros individuales, dentro de un mismo ejemplar, registran los diversos episodios de colisión e impacto, a diferencia de las edades de Roca Total, que representan un promedio de dichos eventos.

- 
- b) La distribución de las edades K-Ar de las condritas ordinarias es caracterizada por un período distintivo entre 3.4 y 4.4 Ma. Estas edades representan la pérdida de  $^{40}\text{Ar}$  causada por calentamiento parcial generado por eventos prolongados de impacto asociados al LHB (Late Heavy Bombardment) reconocido y documentado en rocas lunares y en Marte.
  - c) La diferencia de edades en condros procedentes de un mismo ejemplar sugiere y apoya la idea de que las condritas están formadas por una colección de partículas (condros e inclusiones refractarias) que proceden de diversas fuentes, y que aún después de coalescer y permanecer unidas durante algún tiempo en un cuerpo parental, éstas pueden ser disgregadas por impactos con otros cuerpos parentales y nuevamente reunirse como una pila de escombros.
  - d) En el sistema K-Ar las condritas H y L muestran un comportamiento similar. Muestran un intervalo prolongado de apertura de sistema isotópico desde 4.5 hasta 3.5 Ga. Sus edades son escasas entre los 3.5 y los 1.0 Ga, por lo que se piensa que en este período ocurrió una pausa en las grandes colisiones de asteroides. Sin embargo, ambos grupos muestran otro período prolongado de calentamiento por impacto menor a 1.0 Ga y estas edades llegan a ser muy recientes.
  - e) Por otra parte, las condritas LL muestran un período prolongado de calentamiento de 4.5 a 3.5 Ga, con una larga pausa entre 3.5 a 2.0. A partir de los 2.0 Ga y hasta hace aproximadamente 0.5 Ga se presentan edades de calentamiento, pero éstas son escasas. Las edades para este grupo cesan aproximadamente a los 0.4 Ga.

- 
- f) Posiblemente las condritas H y L provienen de la misma región, mientras que las LL proceden de otra, ya que presentan algunas diferencias en los períodos que sufren calentamiento, especialmente en el período 3.5 -2.0 Ga. Además, el grupo L no presenta edades menores a los 400 Ma.
  - g) Allende muestra edades desde pre-solares hasta 3.5 Ga, estas últimas en concordancia con los otros grupos de condritas H, L y LL. A diferencia de las condritas ordinarias, Allende no tiene registradas edades de impacto más jóvenes.
  - h) Las edades de K-Ar obtenidas en este estudio están mejor sustentadas respecto a las reportadas por otros autores en el sentido que calculan los parámetros de concentración de potasio y valores radiogénicos de  $^{40}\text{Ar}$  para cada condro de forma individual. Los datos indican que aún entre condritas del mismo grupo puede haber una diferencia grande entre las concentraciones de potasio.
  - i) La comparación de los resultados obtenidos con el método K-Ar y Ar-Ar en meteoritos previamente fechados por otros autores (Allende y Tuxtuac) indican que el método está bien aplicado y que la ventaja de fechar condros individuales respecto a roca entera es que no sólo se obtiene una edad promedio de apertura de sistema isotópico, sino que se pueden observar en una misma roca varios episodios de apertura parcial en intervalos tan prolongados como 1,000 Ma. La edad en la matriz puede ser muy parecida a la de fusión total de Ar-Ar en roca entera
  - j) Adicionalmente, el método Ar-Ar tiene la desventaja que los isótopos cosmogénicos y los generados en la irradiación inducida complican la interpretación de los espectros de liberación de gas.

- 
- k) La validación de las edades de Pb-Pb y K-Ar podría ser sustentada en futuras investigaciones realizando un análisis elemental y mineralógico a detalle, localizando las fases responsables del enriquecimiento de isótopos padre, procesos de difusión y temperaturas de cierre de los diferentes sistemas isotópicos.
3. El análisis de la distribución de las edades  $^{21}\text{Ne}$  y  $^3\text{He}$  en los condros y su comparación con datos publicados, permiten establecer lo siguiente:
- a) Los condros de las condritas H han mostrado que existen 2 períodos de rompimiento en el cuerpo parental de hace 20-35 y 3-8 Ma el más reciente, con un pico a los 7 Ma. Además, sugiere que el aporte de meteoritos tipo H a la Tierra no ha sido constante.
  - b) Los meteoritos LL muestran un rango de edades CRE de 3-10 Ma. Otros estudios reportan edades de hasta 70Ma con picos en 15 y 7 Ma con un aporte irregular de rocas a la Tierra.
  - c) Los meteoritos L tienen 2 períodos de rompimiento mucho más jóvenes, hace aproximadamente 2 Ma y de 18-50 Ma (CRE). La comparación con las edades reportadas sugiere que desde hace 70 Ma el aporte de meteoritos L a la Tierra ha sido continuo.
  - d) El meteorito CV de este estudio muestra una edad CRE muy joven de 4 Ma.
  - e) Observando los histogramas de los diferentes grupos de condritas de este trabajo podemos suponer que la vida promedio en el espacio de las condritas después de la segregación del cuerpo parental es de aproximadamente 17 Ma para las tipo H, 7 Ma para las tipo LL, 30 Ma para las tipo L y sólo 4 para las CV.

- f) Las edades de  $^{21}\text{Ne}$  son más confiables que las calculadas con  $^3\text{He}$ , debido a que hay evidencias de procesos de difusión de He.
  
- g) El tamaño mínimo de los cuerpos parentales se ha estimado a partir de las masas de caída y contenido de gases nobles en las condritas examinadas. Tuxtuac y Nuevo Mercurio proceden de un cuerpo de tamaño similar (aproximadamente 30-40 cm de radio), más pequeño que Allende y Zapotitlán Salinas ( $> 1$  m de radio). Cosina, Pácula, El Pozo y Aldama provienen de un cuerpo mucho más pequeño (10-20 cm de radio).

# Apéndice

**Tabla I.1. Clasificación de condritas**

<b>Categoría</b>	<b>Tipo composicional</b>		<b>Rasgos distintivos Carácter del condro</b>	<b>Letra designada</b>
<p><b>Condritas</b></p> <p>Meteoritos pétreos caracterizados por condros (pequeñas esferas con diámetro promedio de 1 mm, de minerales previamente fundidos que se unen a otros minerales para formar una roca sólida). Se cree que son los materiales rocosos más antiguos del Sistema Solar. El 82 % de los meteoritos que caen son condritas. El número de designación de las condritas se refiere a la alteración de los condros. Un número 3 indica no alterado, los números mayores a 3</p>	<p><b>Enstatita:</b></p> <p>La E denota la presencia de Enstatita, la H alto contenido de Fe y la L bajo contenido de Fe. Son muy raras y representan aprox. 1.5 % de las caídas.</p>		Abundante	E3, EH3, EL3
			Característico	E4, EH4, EL4
			Menos característico	E5, EH5, EL5
			Indistinto	E6, EH6, EL6
			Fundido	E7
	<p><b>Ordinarias:</b></p> <p>Son los meteoritos más comunes. Aprox. 73.5 % caídas. Los meteoritos brechados con clastos de más de un tipo de alteración son designados con el rango de alteración presente en el meteorito. La letra asignada se refiere al contenido de Fe en el meteorito total. Algunos meteoritos son clasificados como transicionales, por ejemplo, H/L, L/LL</p>		Abundante	H3, H3.9
			Característico	H4
			Menos característico	H5
			Indistinto	H6
			Fundido	H7
			Abundante	L3, L3.9
			Característico	L4
			Menos característico	L5
			Indistinto	L6
		Fundido	L7	

<p>indican incremento en el metamorfismo térmico. Un número 7 indica completa obliteración de los condros. Números menores a 3 indican incremento en alteración acuosa. El número 1 indica que los condros han sido obliterados por alteración acuosa. La falta de una designación numérica significa que no se ha asignado alteración.</p>		<p>LL: Bajo contenido de metal (2%). También llamadas anfoteritas. Los principales minerales son: broncita, olivino, oligoclasa. 7.2 % caídas.</p>	Abundante	LL3-LL3.9
			Característico	LL4
			Menos característico	LL5
			Indistinto	LL6
			Fundido	LL7
	<p><b>Carbonáceas:</b> Estos raros meteoritos contienen carbono elemental, un elemento fundamental para la vida. Representan 3.6% de las caídas. La letra C se refiere al carácter carbonáceo. La segunda letra se refiere a las localidades tipo (excepto la letra H). El número se refiere a la alteración.</p>	Ivuna		CI
		Mighei		CM1-CM2
		Vigarano		CV2-CV3.3
		Renazzo		CR
		Ornans		CO3-CO3.7
		Karoonda		CK
		Bencubbin		CB
		High Iron		CH
	<b>Kakangari</b>			K
	<b>Rumurutiitas</b>			R

**Tabla I.2. Clasificación de acondritas**

<b>Categoría</b>	<b>Grupo</b>	<b>Origen</b>	<b>Mineralogía</b>	<b>Letra designada</b>
<p><i>Acondritas</i></p> <p>Meteoritos pétreos sin condros. Se ha inferido que algunos se originaron en la superficie de la Luna y Marte. El 7.8 % de caídas son acondritas. Las Howarditas, Eucritas y Diogenitas se agrupan como meteoritos HED. Estos tipos pueden haberse originado en el asteroide 4 Vesta. Las Chassignitas, Shergottitas y Nakhilitas se agrupan como meteoritos SNC. Estos tipos pudieron originarse en Marte.</p>	Howarditas	Regolito de Vesta	Mezcla de Diogenita-Eucrita	HOW
	Eucritas	Corteza basáltica de Vesta	Anortita-pigeonita	EUC
	Diogenitas	Plutones o región profunda de Vesta	Hiperstena	DIO
	Shergottitas	Basalto marciano impactado	Basáltica	SHE
	Nakhilitas	Roca plutónica marciana	Diópsido-olivino	NAK
	Chassignitas	Roca plutónica marciana	Olivino	CHA
	Lunares	Luna	Basalto y regolito	LUN
	Aubritas	Condrita E fundida	Enstatita	AUB
	Acapulcoíta	Condrita refundida	Olivino-piroxeno	ACAP
	Lodranita	Igual que ACAP, más fundida	Olivino-piroxeno	LOD
	Ureilita	Cuerpo de condrita carbonácea fundido	Olivino-pigeonita	URE
	Angrita	Basalto no HED	Olivino-piroxeno-plagioclasa	ANGR
	Brachinita	Asteroides tipo A o S	Olivino	BRACH
Winonaita	Similar a IAB y IIIICD		WIN	

**Tabla I.3. Clasificación de meteoritos metálicos (estructural)**

<b>Categoría</b>	<b>Tipo composicional</b>	<b>Ancho de bandas Widmanstätten (mm)</b>		<b>Letra designada</b>
<p style="text-align: center;"><b>Metálicos</b> <b>(clasificación estructural)</b></p> <p>Estos meteoritos están hechos de aleaciones cristalinas de Fe-Ni similares al núcleo exterior de la Tierra. 4.8% de los meteoritos que caen son metálicos.</p>	Hexaedritas: <6% Ni. Contiene kamacita, pero no taenita.		>50	H
	Octaedrita: 6-17% de Ni. Contienen kamacita y taenita y muestran el patrón de Widmanstätten.	El más grueso	3.3-50	Ogg
		Grueso	1.3-3.3	Og
		Medio	0.5-1.3	Om
		Fino	0.2-0.5	Of
		Más fino	0.2	Off
		Plessítico	0.2 Kamacita spindles	Opl
Ataxitas: Alto contenido de Ni	Sin estructura	D		

**Tabla I.4. Clasificación de meteoritos metálicos (química)**

<b>Categoría</b>	<b>Mineralogía</b>	<b>Clase Estructural</b>	<b>Letra designada</b>
<p style="text-align: center;"><b>Metálicos</b> <b>(clasificación química)</b></p> <p>Los factores determinantes son agrupamientos de meteoritos de relaciones similares de elementos traza y Ni. Generalmente, entre más alto sea el número de clasificación, más baja es la concentración de elementos traza.</p>	Kamacita, taenita, silicatos, carburos	Om-Og	IAB
	Kamacita, taenita, silicatos, carburos	Om-Og	IC
	Kamacita, taenita (daubreelita)	Ogg, H	IIAB
	Kamacita, taenita	Ogg	IIC
	Kamacita, taenita	Of-Om	IID
	Kamacita, taenita, silicatos	Off-Og	IIE
	Kamacita, taenita	Plessític Oct., Atax	IIF
	Kamacita, taenita, troilita, fosfatos	Om-Og	IIIAB
	Kamacita, taenita, carburos	Off-D	IIICD
	Kamacita, taenita, carburos, grafito	Og	IIIE
	Kamacita, taenita	Om-Og	IIIF
	Kamacita, taenita	Of	IVA
	Kamacita, taenita	D	IVB
	Kamacita, taenita, silicatos, grafito	Todas	Anómalo

**Tabla I.5. Clasificación de meteoritos metálicos-pétreos.**

<b>Categoría</b>	<b>Mineralogía</b>	<b>Clase Estructural</b>		<b>Letra designada</b>	
<p><b>Metálico-Pétreos</b></p> <p>Estos meteoritos son mezclas de aleaciones de Fe-Ni y materia mineral no metálica. Se cree que este material es similar al que se encuentra en el límite núcleo-manto de la Tierra. 1.2% de las caídas son de meteoritos metálicos-pétreos.</p>	Pallasitas	Grupo principal	Fe, olivino	PAL	
		Grupo Eagle Station	Fe, olivino, piroxeno		
		Grupo piroxeno	Fe, piroxeno		
	Mesosideritas	Clase A (basálticos)		Fe, piroxeno de Ca, plagioclasa	1A
					2A
					3A
					4A
		Clase B (ultramáficos)		Fe, Piroxeno de Ca, plagioclasa, ortopiroxeno	1B
					2B
					3B
Clase C (ortopiroxeno)		ortopiroxeno	2C		

# Referencias

- Alexeev V.A., 2005. *The history of ordinary chondrites from the data on stable isotopes of noble gases (a review)*. *Solar System Research*, 39, 124-149.
- Alekseev, V.A., 1996. *Uranium-Thorium-Helium and Potassium-Argon ages of ordinary chondrites*. *Solar System Research*, vol. 3, no. 3, pp. 243-250.
- Allègre, 1995. *The Age of the Earth*, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 5-8-1445-1456.
- Amelin, Y., Krot, A.N., Hutcheon, I.D. and Ulyanov, A.A., 2002. *Lead isotopic ages of chondrules and Calcium-Aluminium-Rich inclusions*. *Science*, 297, 1678-1683.
- Amelin, Y., Krot A. and Twelker E., 2004. *Pb isotopic age of the CB chondrite Gujba, and the duration of the chondrule formation interval*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 11, Supplement 1, A759.
- Amelin Y. and Krot, A., 2007. *Pb isotopic age of the Allende chondrules*. *Meteoritics and Planetary Science*, 42, 7-8, 1321-1335.
- Bernatowicz T.J., Podosek F.A., Swindle T.D. and Honda M., 1988. *I-Xe systematics in LL chondrites*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 1113-1121.
- Bogard D., 1995. *Impact ages of meteorites: A synthesis*. *Meteoritics*, 30, 244-268.
- Bogard D. and Garrison D. H., 2003.  *$^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  ages of eucrites and thermal history of asteroid 4 Vesta*. *Meteoritics and Planetary Science*, 38, 5, 669-710.
- Borg L. E., Nyquist L. E., Wiesmann H., Shih Ch-Y. and Reese Y., 2003. *The age of Dar al Gani 476 and the differentiation history of the martian meteorites inferred from their radiogenic isotopic systematics*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67,18, 3519-3536.
- Borg L, E., Nyquist L. E., Taylor L.A., Wiesmann H. and Shin Ch-Y., 1997. *Constraints on Martian differentiation processes from Rb-Sr and Sm-Nd isotopic analyses of the basaltic shergottite QUE94201*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61,22,4915-4931.
- Bottke, W. F., Vokrouhlický, D., Rubincam, D. P. and Nesvorný D., 2006. *The Yarkovsky and YORP Effects: Implications for Asteroid Dynamics*. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34,157-191
- Bouvier A., Blichert-Toft, J., Moynier F., Vervoort J., and Albarede F., 2007. *Pb-Pb dating constraints on the accretion and cooling history of chondrites*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 1583-1604.
- Boyet M. and Carlson R. W., 2005.  $^{142}\text{Nd}$  evidence for early ( $> 4.53 \text{ Ga}$ ) global differentiation of the silicate Earth, *Science* 309, 576-581.

- Burkhardt C., Kleine T., Bourdon B., Palme H., Zipfel J., Friedrich J and Ebel D., 2008. Hf-W mineral isochron for Ca, Al-rich inclusions: Age of the solar system and the timing of core formation in planetesimals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 6177-6197.
- Campins H. and Swindle T. D., 1998. Expected characteristics of cometary meteorites. *Meteoritics and Planetary Science*, 33, 1201-1211.
- Chapman C. R., Cohen B. A. and Grinspoon D. H., 2007. What are the real constraints on the existence and magnitude of the late heavy bombardment?. *Icarus*, 189, 233-245.
- Chen J.H., and Tilton G.R., 1976, Isotopic Lead investigations on the Allende carbonaceous chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 635-643.
- Dixon E. T., Bogard D.D., Garrison D.H. and Rubin A.E., 2004.  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  evidence for early impact events on the LL parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 3779-3790.
- Dickin, A.P., 1995. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press.
- Evensen, N.M., Carter, S.R., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., and Ridley, W.I., 1979. A combined chemical-petrological study of separated chondrules from the Richardton meteorite. *EPSL*, 42, 2, 223-236.
- Eugster O., 1988. Cosmic ray production rates for the  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{38}\text{Ar}$ ,  $^{83}\text{Kr}$  and  $^{126}\text{Xe}$  in chondrites based on  $^{81}\text{Kr}$ -Kr exposures ages.
- Eugster O. and Michel Th., 1995. Common asteroid break-up events of eucrites, diogenites, and howardites and cosmic-ray production rates for noble gases in achondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 1, 177- 199.
- Eugster O., 2003. *Cosmic-ray Exposure Ages of Meteorites and Lunar Rocks and Their Significance*. *Chem. Erde* 63, 3-30.
- Eugster O., Herzog G.F., Marti K. and Caffee M. W., 2006. Irradiation Records, Cosmic-Ray Exposure Ages, and Transfer Times of Meteorites, pp 829-851. In *Meteorites and the early solar system II* (ed. D.S. Lauretta, H. Y. McSween, Jr.), University of Arizona Press.
- Faure G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2nd. ed. John Wiley & Sons Ed., 589 pp.
- Faure G. and Mensing T., 2006. *Isotopes: Principles and Applications*. 3th. ed. John Wiley & Sons Ed.
- Geyh and Schleicher, 1990. *Absolute age determination: physical and chemical dating methods and their application*. Springer Verlag, 503pp.

- Ghosh A., WEidenschilling S. J., McSween H.Y. and Rubin A., 2006. Asteroidal heating and thermal stratification of the asteroidal belt, pp 555-566. In *Meteorites and the early solar system II* (ed. D.S. Lauretta, H. Y. McSween, Jr.), the University of Arizona Press.
- Göpel C., Manhe´s G., Allégre C. J., 1994. U-Pb systematics of phosphates from equilibrated ordinary chondrites. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 121, 153-171.
- Gounelle M. and Russell S., 2005. On early Solar System chronology: Implications of an heterogeneous spatial distribution of  $^{26}\text{Al}$  and  $^{53}\text{Mn}$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 12, 3129-3144.
- Graf T., Baur H. and Signer P., 1990. A model for the production of cosmogenic nuclides in chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 2521-2534.
- Graf T. and Marti K., 1994. Collisional records in LL-chondrites. *Meteoritics*, 29, 643-648.
- Graf T. and Marti K., 1995. Collisional history of H chondrites. *Journal of geophysical research*, 100, E10, 21,247-21,263.
- Halliday A. and Lee D. Ch., 1999. Tungsten isotopes and the early development of the Earth and the Moon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 23/24, 4157-4179.
- Harrison, T. M., 2009. The Hadean Crust: Evidence from  $> 4$  Ga zircons. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37, 479-505
- Hartmann W. K. and Neukum G., 2001. Cratering Chronology and The Evolution Of Mars. *Space Science Reviews*, 96, 165-194.
- Hernández-Bernal and Solé, 2009. Single chondrule K-Ar ages of Mexican Ordinary chondrites as tracers of extended impact events. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* (aceptado).
- Hohenberg Ch., Pravdivtseva O and Meshik A., 2004. Trapped Xe and I-Xe ages in aqueously altered CV3 meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 4745-4763.
- Huss G. R., Rubin A. E. and Grossman J. N., 2006. Thermal metamorphism in chondrites, pp 567-586. In *Meteorites and the early solar system II* (ed. D.S. Lauretta, H. Y. McSween, Jr.), the University of Arizona Press.
- Jacobsen, S. B., 2005. The Hf-W isotopic system and the origin of the Earth and Moon. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 531-570.
- Jessberger, E. K. and Dominik, B., 1979. Gerontology of the Allende meteorite. *Nature*, 277, 554-556.
- Jessberger, E. K., Dominik, B., Staudacher T. and Herzog G., 1980.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  ages of Allende. *Icarus*, 42, 380-405.

- Kallemeyn, G. W., Rubin, A. E., Wang D., and Wasson, J.T., 1989. Ordinary chondrites: Bulk compositions, classification, lithofile-element fractionation, and composition-petrographic type relationships. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 53, pp 2747-2767.
- Kerridge, J. F., 1988. *Meteorites and the early solar system*. The University of Arizona Press, Tucson.
- Kleine, T., Palme, H., Mezger, K. and Halliday A. N., 2005. Hf-W chronometry of lunar metals and the age and early differentiation of the Moon. *Science* 310, 1671-1674.
- Krot, A.N., Keil, K., Goodrich, C. A. and Scott, E. R. D., 2003, Classification of meteorites. In *Meteorites, Comets and Planets* (ed. A. M. Davis). Vol. 1 *Treatise on Geochemistry* (eds. H. D. Holland and K. K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford. 83-128.
- Kuebler, K, Jolliff, B. L., Wang, A. and Haskin L.A., 2005. Extracting olivine (Fo-Fa) compositions from raman spectral peak positions. XXXVI Lunar and Planetary Science Conference, Houston, March.
- Kumar, A., Gopalan, K. and Bhandarin. 1999.  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$  ages of the eucrite Piplia Kalan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63,23-24,3997-4001.
- Ludwig, K.R., 1980, Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data: *Earth Planet. Sci. Lett.* 46, 212-220.
- Ludwig, K.R., 1993. PBDAT, a computer program for processing Pb-U-Th isotope data. Version 1.24. United States Geological Survey open file. Report 88-542.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center. Special Publication No. 4.
- Mackiewicz P. and Halas, S., 2003. Potassium-Argon dating of stone meteorites. *Prz. Geol.*, 51, 594-596.
- Masarik, J., Nishiizumi K. and Reedy R.C., 2001. Production rates of cosmogenic helium-3, neon-21, and neon-22 in ordinary chondrites and the lunar surface. *Meteoritics and Planetary Science*, 36, 643-650.
- McSween, H. Y., Jr., 1999. *Meteorites and their parent planets*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Muñoz-Espadas, 2003. *Mineralogía, texturas y cosmoquímica de cóndrulos en condritas H4, H5, L5 Y LL5*. Tesis de Doctorado, Universidad Complutense de Madrid, Facultad de C.C. Geológicas, Departamento de Cristalografía y Mineralogía, 324 pp.

- Nishiizumi K., Elmore D and Kubik P.W., 1989. Update on terrestrial ages of Antarctic meteorites. *Earth and Planetary Science Letters*, 93, 299-313.
- Norton O.R., 2002. *The Cambridge Encyclopedia of meteorites*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Nyquist L. E. and Shih C. Y., 1992. The isotopic record of lunar volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 2213-2234.
- Nyquist L.E., Bogard D.D., Shih C.-Y., Greshake A., Stöffler D. and Eugster O., 2001. *Ages and Geologic Histories Of Martian Meteorites in Chronology and Evolution of Mars*, 96, 105-164, Kluwer Academic Publishers.
- Papike, J.J. Ed., 1998. *Reviews in Mineralogy*, 36, Planetary Materials, Mineralogical Society of America.
- Patterson C., 1956. Age of meteorites and the earth, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 10, 230–237.
- Rotenberg E. and Amelin, Y., 2003. Age variations among ordinary chondrites: U-Pb chronology of chondrules. *Lunar and Planetary Science Conference XXXIV*, abstract 1902.
- Rubin, A. E., 1997. Mineralogy of meteorite groups. *Meteorites and Planetary Science*, 32, 231-247.
- Rubin, A.E., 2004. Postshock annealing and Postannealing shock in equilibrated ordinary chondrites: Implications for the thermal and shock histories of chondritic asteroids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 673-689.
- Sánchez-Rubio, G., Rubinovich-Kogan R., Lozano-Santa Cruz R., Medina-Malagón, S., Flores Gutiérrez, D., 2001. *Las meteoritas de México*. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Instituto de Astronomía, Instituto de Geofísica, 85 pp.
- Schultz L. and Kruse H., 1989. Helium, neon and argon in meteorites - A data compilation. *Meteoritics*, 24, 155-172.
- Scott E.R.D. and Krot A.N., 2005. Chondrites and their component, pp. 143-200. In *Meteorites, Comets and Planets* (ed. A.M. Davis). Vol. 1 *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Scott E.R.D., 2007. Chondrites and the Protoplanetary Disk. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35, 577-620.
- Scherer P. and Schultz, 2000. Noble gas record, collisional history, and pairing of CV, CO, CK, and other carbonaceous chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*, 35, 145-153.

- Schmitz B. Tassinari, M. and Peucker-Ehrenbrink B., 2001. A rain of ordinary chondritic meteorites in the Early Ordovician. *Earth and Planetary Science Letters*, 194, 1-15.
- Skoog D. and Leary J., 1994. *Análisis Instrumental*. 4a. Ed., McGraw-Hill, 935pp.
- Stegmann W. and Begemann F., 1979. Allende meteorite-old age but normal isotopic composition of potassium. *Nature*, 282, 290-291.
- Steiger R.H., and Jäger E., 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 35-362.
- Takehima, Y., Hyodo, H. and Itaya T., 2004. Argon isotopic study of Allende chondrules: Implication to the Ar-Ar dating. *Bull. Res. Inst. Nat. Sci. Okayama Univ. Sci.* # 30.
- Tatsumoto, M., Unruh, D.M. and Desborough G.A., 1976. U-Th-Pb and Rb-Sr systematics of Allende and U-Th-Pb systematics of Orgueil *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 617-634.
- Taylor, G. J., Maggiore P., Scott E. R. D., Rubin A.E. and Keil K. 1987. Original Structures, and Fragmentation and Reassembly Histories of Asteroids: Evidence from Meteorites. *Icarus*, 69, 1-13.
- Trieloff M., Jessberger E.k., Herrwerth I., Hopp J., Fiéni C., Ghelis M., Bourot-Denise M. and Pellas P., 2003. Structure and thermal history of the H-chondrite parent asteroid revealed by thermochronometry. *Nature*, 422, 502-503.
- Van Schmus, W. R. and Wood, J. A., 1967, A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31, 747-765.
- Wang, A., Jollif, B. L., Viskupic K. M. and Haskin L. A., 1997. Raman spectroscopic characterization of different types of piroxene. XXVIII Lunar and Planetary Science Conference, part 3, pp 1489-1490.
- Wasson J. T. and Wang S., 1991. The histories of ordinary chondrites parent bodies: U, Th-He age distributions. *Meteoritics*, 26, 161-167.
- Welten K. C., Lindner L., van der Borg K., Loeken T., Scherer P. and Schultz L., 1997. Cosmic-Ray exposure ages of diogenites and the recent collisional history of the howardite, eucrite and diogenite parent body/bodies. *Meteoritics and Planetary Science*, 32, 891-902.
- Zhang Y., 2002. The age and accretion of the Earth. *Earth-Science Reviews* 59, 235-263.